

## Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde.

AV

CHRISTOFFER OFTEDAHL

Med 2 tekstfigurer.

Sparagmittformasjonens tektoniske forhold er vanskelig å utrede. Det finnes nemlig tilstrekkelig mange ledehorisonter til å vise hvor innviklet bergbygningen er, men disse ledehorisonter er ikke gode nok til å tillate en fullstendig oppklaring av tektonikk og stratigrafi, i alle fall ikke på det nåværende tidspunkt.

Fra kartbladene Ytre Rendal og Stor-Elvdal skal her fremlegges noen resultater som tillater en viss ny og forbedret oppfatning av hele den nordlige del av sparagmittfeltet. Jeg skal begynne med forholdene i Gudbrandsdalen og etterpå betrakte Koppang-feltet og hva dette felt gir av nye ting til forståelse av den fullstendige teknikk (se fig. 1).

Gudbrandsdalen er fra de gamle geologiske karter Lillehammer, Gausdal og Søndre Fron kjent fra Moelv til Hundorp. Den vesentlige del av dette stykke bygges opp av mørk sparagmitt. Ved Fåvang kommer det inn overliggende lag idet vi både i øst og vest har (over den mørke sparagmitt) Biri-konglomerat og Biri-kalk og så det som Bjørlykke (1893, s. 13) kalte den Gausdalske kvartsittformasjon. Denne formasjon har i Vestre Gausdal lag som Bjørlykke (1905, s. 56) parallelliserer med Mjøsprofillets Moelv-sparagmitt, tillitt, Ekre-skifer og kvartssandsten. I Opsalåsen øst for Fåvang går det ikke an å skille ut forskjellige lag slik som i Vestre Gausdal, men jeg anser det for sikkert at kvartsitt- og skiferlagene her svarer til den øvre halvdel av sparagmittprofillet slik som i Vestre Gausdal. Vi kan betegne disse lag i Vestre Gausdal

og Fåvang som varianter av en nordlig facies innen hva som nedenfor betegnes *sparagmittdekket*, etter Skjeseth (1954, s. 150).

Etter å ha sett disse kvartsittiske lyse sparagmitter ved Fåvang og også de lyse kvartsittiske sparagmitter som er kartlagt av Werenkiold som mørk sparagmitt ved Ringebu, finner jeg at Bjørlykke hadde helt rett når han i sitt 1905-arbeid fant å måtte betegne denne sparagmitt med et eget navn: Fron-sparagmitt. Bjørlykke (1905, s. 163) skriver her om Biri-konglomeratet: «Men mot nordvest i Gudbrandsdalen mangler dette konglomerat og i dets sted optræder graa, urene, kvartsittiske sparagmitter i vekslende lag med en graalig, gjerne serisitglinsende skifer.» Dette er Fron-sparagmitt, og den fortsetter i dalsidene mellom Ringebu og Hundorp. Bjørlykke sier (side 165): «Saa langt nord som ved Gryting, Harpefos og Solbraa staar endnu den typiske, mørke sparagmit og skifer i dalbunden og ved landeveien; men oover i dalsiderne staar den lysegraa, urene, kvartsittiske Fron-sparagmit.» På Werenkiolds kart kommer så den øvre lyse sparagmitt over denne Fron-sparagmitt, og grensen markeres for en stor del av et kalklag. Jeg synes nå at det er helt holdbart å parallellisere kvartsittformasjonen ved Fåvang med øvre halvdel av sparagmittprofilet, og jeg synes det er meget sannsynlig at Bjørlykkes Fron-sparagmitt er akkurat disse lag; da kan noe av den øverste lerskifer være kambrisk eller ordovisisk, og kalklaget må enten tilhøre den over-skjøvne lyse sparagmitt, Werenkiolds øvre lyse sparagmitt, eller den må være topplaget av sedimentserien under. Det *kan* med andre ord antas å svare til ortocer-kalken.

Det synes nå mulig å få en enkel forklaring på sparagmittdekkene langs Gudbrandsdalen. Vi har underst hva vi kan kalle for sparagmittdekket med den mørke sparagmitt som kjerne, i syd med en sydlig facies av de høyere lag over Biri-kalken, nemlig den typiske Moelv-sparagmitt, tillitt, Ekre-skifer og kvartssandsten, mens vi i nord har en noe annen utvikling, sannsynligvis oppad begrenset av ortocerkalk. Derover kommer et dekke av lys sparagmitt, det som Werenkiold (1911) kalte øvre lyse sparagmitt. Dets undre skyvekontakt er beskrevet av Werenkiold (1911) fra to lokaliteter, nemlig med oppknusning av (ortocer?-)kalklaget omkring Venebygdens kirke (s. 47) og med breksjering og tektonisk diskordans i Nørdstekletten (s. 14). Dette dekke ble også av Tørnebohm (1896) oppfattet som et skyvedekke, og betegnelsen Kvitvoladedekket

blir her utvidet til også å omfatte dette dekke, idet det anses som tektonisk identisk eller nær beslektet med Engerdalens Kvitvoladekke.

Kvitvoladekket omfatter også fyllittformasjonen slik den er utviklet øst for Gudbrandsdalen, hvor den hviler på den lyse sparagmitt. Derover følger så Undre Jotundekke (Strand, 1951: Otta-dekket), se fig. 2.

Denne enkle bergbygning finner vi merkelig nok ikke østenfor, f. eks. etter Østerdalen. Her er det uhyre meget mer komplisert, og for å forklare bergbygningen i Østerdalen og i Ringebyfjellene skal vi ta vårt utgangspunkt i Koppang-feltet.

Koppang-feltet er området fra Atna til Stai langs Østerdalen. Det inneholder en hel rekke forskjellige sparagmittvarianter og sparagmittbergarter. En rekke tektoniske hovedenheter kan her utskilles:

1. Den underste enhet er den para-autoktone sparagmittserie omkring Bjørånes.
2. Dekket med lys sparagmitt i nord.
3. Kvitvoladekket.
4. Sparagmittdekket i syd.
5. Undre Jotundekke.

I fjellsiden syd-øst for Bjørånes stasjon fant jeg en rødbrun, meget grov sparagmitt som ikke lignet noen av sparagmittene i trakten omkring. Den minner nærmest om en meget grov Moelv-sparagmitt slik vi ser den i vegskjæringene syd for Rena stasjon eller ved Moelven. Den ligger over en mektig mørk lerskifer og overleires av en blåkvarts som under mikroskopet viser seg å være en feltspatfri kvartssandsten. Dermed var det sikkert at her har man en sparagmittserie som skiller seg fra de omgivende. Den er beslektet med Moelvens serie eller den sydlige facies over den mørke sparagmitt. Denne facies kan følges fra Mjøsa over Rena og opp i det østlige sparagmittbekken. For ytterligere å styrke sannsynligheten kan jeg nevne at jeg har funnet i løse blokker, sikker nær anstående, både Moelv-tillitt og Ekre-skifer i meget typisk utvikling. I forbindelse med ren kvartssandsten har jeg også funnet hva som må være Vardal-sparagmitt. Denne sparagmittserie, som er det vi kan betegne som Bjørånesvinduet etter forslag fra Per Holmsen, viser seg å strekke seg innover fjellet mot syd-vest nesten ned til Imsa. Jeg vil anta at denne sparagmittserie er

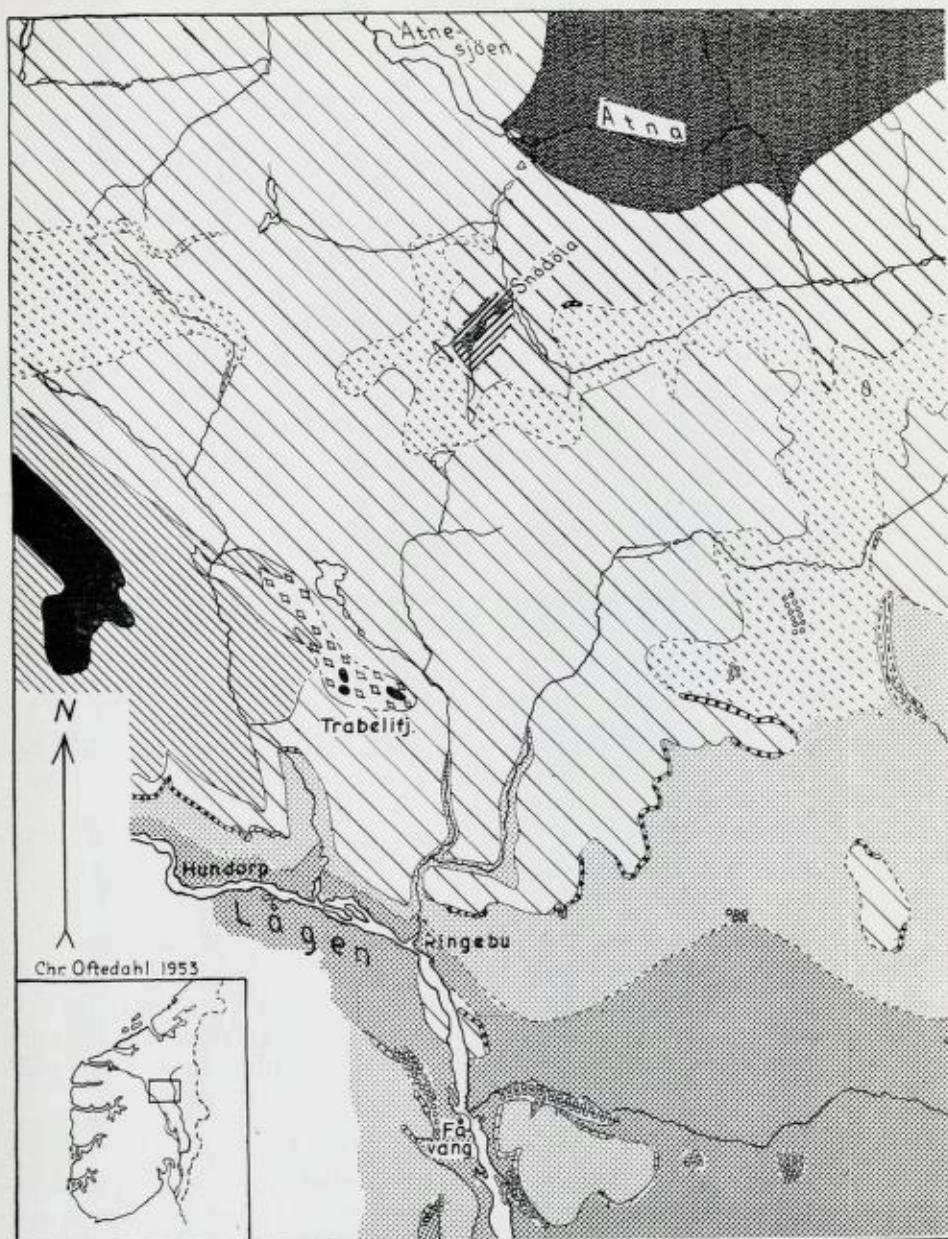
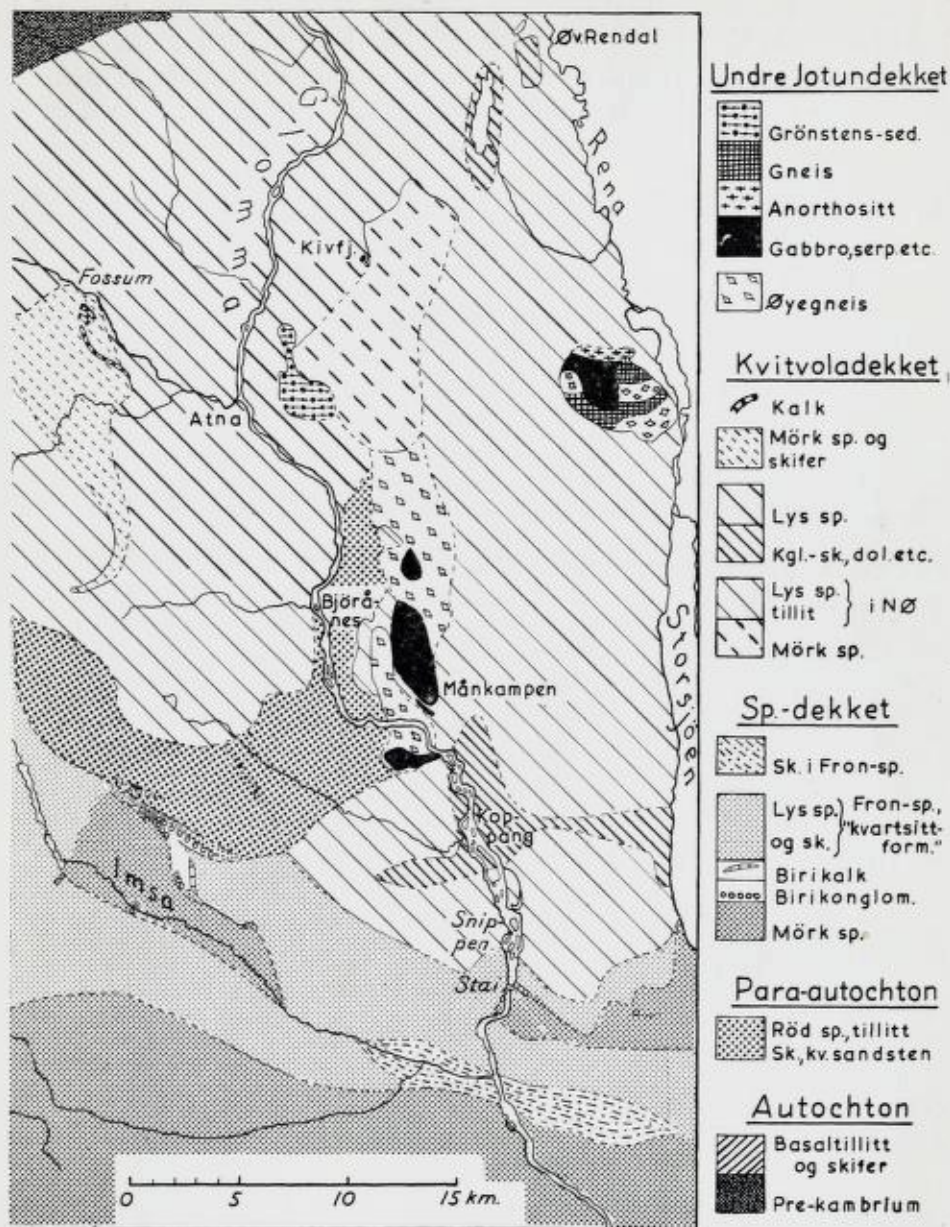
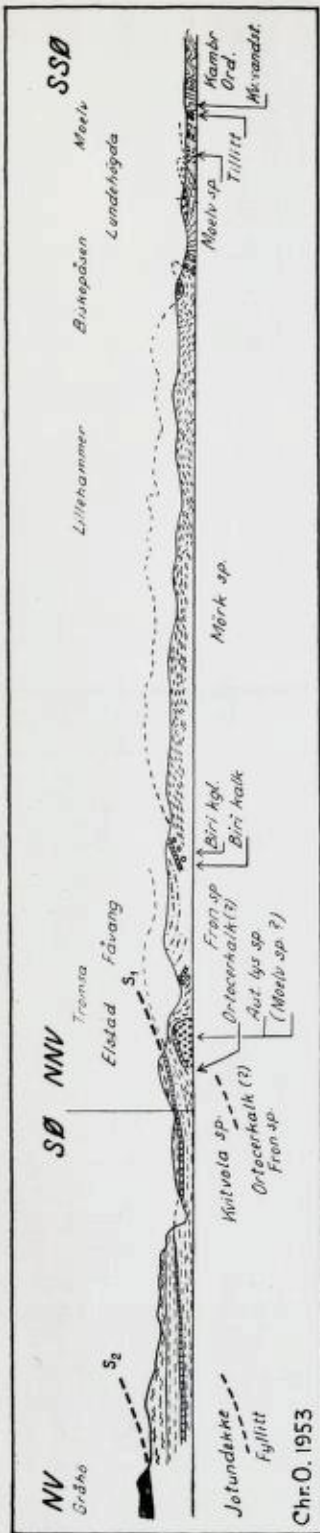


Fig. 1. Tektonisk kartskisse over den nordlige del av det østlandske sparagmittområde.



Geologic sketch map of the northern part of the central Norwegian Sparagmite area.



avsatt nær der hvor vi nå finner den, men at den er noe beveget i forhold til underlaget, slik som vi også må anta at Gråhøgdas mektige røde sparagmittlag med tillitt i toppen er noe beveget i Engerdalen.

I fjelltoppene øst for Bjørånes finner vi over kvartssandstenen en meget sterkt presset lys sparagmitt med en typisk skyvekontakt. Jeg oppfatter denne som Kvitvolasparagmitt. I Engerdalen har vi her det eksakte bevis for at vi over et større område har et skyvedekke av lys sparagmitt, kalt Kvitvolaetasjen av Schiøtz. Dette dekke overleirer her en mer autokton serie bestående av rød sparagmitt, kvartssandsten, ortocer-kalk og ogygiocariskifer. Som beskrevet av Holtedahl har dette skyvedekke karakteristisk en dolomittsone ved sin basis eller til og med uren magnesitt (Holtedahl, 1921, s. 41). Dertil fant Per Holmsen og jeg på en rekke lokaliteter at basis også karakteriseres ved en konglomeratskifer, dvs. en skiferaktig sparagmitt med meget spredte boller av forskjellige bergarter. I strøket omkring Koppang stasjon har vi også, som kjent fra Tørnebohm og Bjørlykke, konglomeratskifer. Denne konglomeratskifer er også assosiert med dolomittlag og med karbonater som består av kalkspatholdig dolomitt eller magnesittholdig dolomitt, og ved en lokalitet har jeg funnet et karbonat som består av 22 % dolomitt og 72 % magnesitt. Det synes nær å slutte at Koppang-strøkets konglomeratskifer og karbonatbergarter med sparagmitter må parallelliseres med Kvitvola-dekket på grunnlag av de magnesia-betonte

Fig. 2. Skjematisk profil etter østsiden av Gudbrandsdalen. Fra Fåvang og mot SSØ er profilet tatt etter Holtedahl (1953, Pl. 8, profil nr. 2). Lengde 100 km.

*Schematical section along the eastern valley side of river Lågen. Left half is within the area of Fig. 1. Right portion to Fåvang from Holtedahl (1953): Lengde 100 km.*

karbonater. Slike magnesiarike karbonater er nemlig ikke kjent fra andre sparagmittavdelinger eller tektoniske enheter. I Engerdalen ligger Kvitvoladekket som et planparallelt skyvedekke slik det opprinnelig ble skjøvet, mens dette dekke er meget forstyrret i Koppang-feltet. De bløte bergarter er omkring Koppang sterkt sammenfoldet og knadd, og det noenlunde horisontale skyvedekke i fjellene nord for Koppang er også noe forstyrret.

Det helt sikre bevis for at vi i Koppangfeltet har hatt langtransporterte dekker, har vi i de rester av det Undre Jotundekke som vi finner i området. Det er kjent fra gammelt at det nord for Koppang finnes gabbroer og øyegneiser i fjellene. Jeg fant i 1943 grove gabbroer som lignet meget sterkt på de groveste Jotunoritter. Samme år fant Per Holmsen anorthositter på Rendalsiden av fjellene (se Holmsen, 1953). Siste vinter fant jeg ved mikroskopering at en tung, mørk skifer som finner over et område i fjellene øst for Atna, har en sammensetning som er sparagmittfremmed. Den må være et grønnstenssediment, og dette er bekreftet av Per Holmsen som kjenner analoge sedimenter fra Oppdal. Jotundekket nord for Koppang inneholder således følgende bergarter: ophitisk, middels til finkornig gabbro, ordinær middelskornig gabbro, serpentinsten, labradorfels og grønnstenssediment. Den nordligste forekomst av dette Jotundekke i Østerdalen er i Kivfjell, nordøst for Atna, og den vestligste finnes i Trønneskampen, vest for Stai, påvist av Werenskiold (1911). Det synes således sikkert at vi kan slutte at vi har hatt fortsettelsen av Undre Jotundekke fra dets tidligere kjente område i Espedalen, rett østover over Stai ut til Storsjøen og derfra nordover langs Rendalen.

Den tektoniske stilling til disse rester av Jotundekket som nå er påvist er meget merkverdig. Både i Kivfjell (allerede beskrevet av Oftedahl, 1943, s. 61) og i Svarttjernkampen, nordøst for Atna, finner vi at gabbro og sparagmitt gjentas som små flak blandet sammen slik at hvert gabbro- eller sparagmittflak kan være fra 10—150 m tykt. Også i Månkampen, rett nord for Koppang, finner vi et jotunflak nede i sparagmittene. Det er således tydelig at det horisontalt liggende Jotundekke må være opphakkert av en senere tektonisk fase og blandet med de underliggende sparagmitter. Hermed får vi et hovedprinsipp for oppfatningen av tektonikken, nemlig at vi først hadde de store skyvninger (flytning av all sparagmitt, overskyvning av Kvitvoladekket, snart deretter

overskyvning av Jotundekket), og så kanskje på et meget senere tidspunkt en opphakning av de relativt flatt liggende formasjoner med dannelse av intim flakstruktur i stort og smått. De nevnte eksempler med blanding av Jotungabbro og sparagmittflak er typiske småeksempler, i stort vet vi at sparagmittfjellene har en slags takstensstruktur, kjent fra Skeikampen til Femund, omtalt av henholdsvis Bjørlykke (1905, s. 58) og Gunnar Holmsen (1937, s. 12). Dette prinsipp at vi har to forskjellige typer av tektonikk, klart atskilt med en ukjent tidsperiode vil også hjelpe til å forstå den kompliserte flaktektonikk, f. eks. påvist i Rondane og øst for Femund, og den for øvrig kompliserte stratigrafi som vi finner visse steder i sparagmittområdet, f. eks. Snødlaprofilet. Denne flakstruktur finnes i sparagmittfeltet på østsiden av kartbladet Sel og er der funnet og beskrevet av Strand i 1951. Strand påviser her klart at vi først må ha hatt fremskyvning av Undre Jotundekke og deretter dannelsen av takstensstrukturen, idet Jotun-skyveplanet er brutt opp.

Jeg har nå nevnt følgende tektoniske enheter i Koppangfeltet: Den autoktone sparagmitterie, Kvitvoladekket med skifre og kalker omkring Koppang og med lyse sparagmitter nord for Koppang, og Jotundekkets bergarter.

Omkring og syd for Koppang finnes dertil en rekke sparagmittvarianter som er ganske ubestemmelige og som det er vanskelig å plasere tektonisk og stratigrafisk. Bjørlykke sier således i sitt store arbeid av 1905 (s. 85): «At utrede fjeldbygningen i denne trakt er ingen let sag. Kjerulf stoppede op ved Stai. «Ved Stai, hvor sparagmitfjeldet møder dette kvartsfjeld med dolomit hersker vildledende skifrihed og det gjensidige forhold maa søges nøiere utforsket» («Utsikten», s. 133). Dette kvartsfjeld . . . . oppfattede han som identisk med Rondanes sparagmit . . . . Hvis denne Kjerulfs opfatning var riktig maatte man altsaa her ved eller nord for Stai vente at finde enten en skarp inversion eller en overskyvning. Ingen af delerne lar sig med sikkerhed paavise. Tørnebohm antar en normal overleirning af den lyse sparagmit fra syd til og med Snippen, men overskyvning i nord for denne.» Mitt resultat er at Tørnebohm har rett i det vesentlige. Når man drar oppover Østerdalen fra Evenstad, starter man i ordinær mørk sparagmitt. Ved Imsas utløp i Glomma passerer en sone med svart skifer, dels utviklet som takskifer, og så kommer lysegrå til mellomgrå, kvart-



sittisk utseende sparagmitter. Disse har til dels innleiringer av skifer. Dette gjorde at man for det meste tidligere oppfattet dem som tilhørende den mørke sparagmittavdeling. Disse lag fortsetter opp til den store fjellveg i Snippen. På grunnlag av den tidligere omtalte slutning at Fronsparagmitten svarer til de øvre sparagmittlag ved Fåvang og i Vestre Gausdal, antar jeg at også disse lyse kvartsittiske lag ved Stai tilhører Bjørlykkes Fron-sparagmitt. Detaljkartleggingen på nordsiden av Imsa vest for Stai viser at dette er riktig, idet denne kvartsittiske sparagmitt ligger over mørk sparagmitt, og at rester av Biri-kalk og Biri-konglomerat finnes på grensen mellom dem. Dog er disse horisonter som oftest bortpresset, og lagene står nå meget steilt, til dels også invertert. I Snippen, hvor de tidligere sparagmittgeologer har satt en hovedgrense, er det tydelig at det er et tektonisk skille, skjønt bergarten nordenfor ikke er særlig sterkt avvikende fra dem søndenfor. Fra Snippen og nordover har vi nemlig en lys gråhvit sparagmitt som ligner den øvre lyse sparagmitt på kartbladet Søndre Fron. I denne lyse sparagmitt forekommer det soner rike på jernglans. Disse soner kan være få millimeter tykke, maksimalt 15—20 cm i sjeldnere tilfelle. Disse jernertssoner er sett i Snippen, 4 km V for Snippen (Malm-skarvola!), ved riksvegen i Østerdalen og av Per Holmsen på fjellryggen mellom Østerdalen og Rendalen. De finnes klart i en bestemt sparagmittsone, og jeg oppfatter denne som tilhørende den lyse sparagmitt i Kvitvoladekket. Videre er det også sikkert at denne lyse sparagmitt er nær knyttet til Koppang-traktens skifre og karbonatbergarter. Et særlig interessant profil finner vi langs elven Trya hvor denne lyse pressede sparagmitt er tektonisk blandet sammen med konglomeratskifer. Direktør Bugge opplyste til meg at disse jernertslag også er kjent i den lyse sparagmitt nærmere fjellkjedens akse, en rekke steder hvor denne sparagmitt er utviklet som helleskifer. Det er altså mulig at vi har disse ertslag som et kjennetegn på den langtransporterte lyse sparagmitt i det som her kalles Kvitvoladekket.

For å sammenfatte det stratigrafiske bilde kan jeg så påpeke at vi i Koppang-feltet har representert tre, muligens fire, facies av den lyse sparagmitt, nemlig: 1) den para-autoktone grove røde sparagmitt ved Bjørånes, 2) den kvartsittiske Fron-sparagmitt, 3) den lyse sparagmitt nord for Koppang-feltet, som muligens er en facies forskjellig fra Kvitvoladekket og 4) Kvitvoladekkets lyse sparagmitt

som etter vanlig, om enn noe løst begrunnet oppfatning, er en parallell til Moelv-sparagmitten.

Så skal de tektoniske forhold tas opp til nøyere betraktning. Nord for Imsa ligger det tydelig en sammenpresset synklinal av sparagmittdekkets bergarter, og den autoktone sparagmittserie er medrevet og foldet til en markant antiklinal, begge med samme akseretninger. Denne akseretning, som kan følges helt ut til Storsjøen, er den samme som for den såkalte Gudbrandsdalske tverrfoldning slik vi har den på den vestre halvdel av kartbladet Søndre Fron fra Vinstra til Trabelifjell på Ringebu. Det ser således ut som om den tektoniske fase som har laget den Gudbrandsdalske tverrfoldning har virket tvers over de nåværende Østerdalsstrøk helt ned til Storsjøen. Dietrichson (1953) sier om denne tverrfoldning at den er samtidig med eller yngre enn det Undre Jotundekkes fremskyvning, men eldre enn det Øvre Jotundekke.

Jeg vil fremheve et annet tektonisk hovedtrekk for hele det sparagmittstrøk kartet (fig. 1) fremstiller, og det er den markante linjestruktur. Så å si over alt har denne linjestruktur en bestemt retning, nemlig ca. vest-nordvest. Unntakelser finnes særlig f. eks. knyttet til Koppang-feltets bløtere bergarter hvor der er to linjestrukturer eller akseretninger å finne, men i de hårde sparagmitter er det bestandig bare en strukturetning og den er fra vest-nordvest. I analogi med Strand må en anta at denne linjestruktur skyldes den største hovedgjennombevegelse av skyvedekkenes, og den settes etter Strand til Øvre Jotundekkes fremskyvning. Hvis disse parallelliseringer med forholdene lenger vest og nordvest er riktige, får vi altså fire tektoniske faser påviselige i Koppangfeltet:

1. Mulig overskyvning av i alle fall den nordlige del av sparagmittdekket, snart etterfulgt av overskyvning av Kvitvoladekket, sannsynligvis raskt etterfulgt av overskyvning av Undre Jotundekke (Otta-dekket). Under disse skyvebevegelser har sannsynligvis underlaget vært helt passivt, og dekkene kan nærmest tenkes å ha rent forsiktig nedover bakke fra sentrum i fjellkjeden.

2. Som et resultat av disse store fremskyvninger fra omkring nordvest kan vi ha hatt en sammenskyvning med partialbevegelse i retning fra nordøst og fått tverrfoldningssystemene dannet. Denne tverrfoldning kan også ha skjedd under en senere skyvebevegelse. Foldedekkenes f. eks. i Sulitjelma-feltet som nå beskrevet av Kautsky (1953), viser at vi må ha hatt skyvedekkedannelse også en gang i silur.

3. Ved slutten av silurtiden overskyves det store Øvre Jotundekke. Hvorvidt dette har nådd så langt ut i fjellkjedens periferi som Koppang-feltet, vet vi intet om, men det er godt mulig at alle sparagmittlag er blitt gjennombeveget ved denne skyvning.

4. De noenlunde flattliggende skyvedekker ble så oppbrutt ved en meget lokal og tilsynelatende tilfeldig sammentrykning av underlagets gneiser. Herved ble dekkene sterkt og lokalt oppbrutt, men slik oppbrytning og flakstrukturdannelse kan ikke følges systematisk på noen som helst måte hverken i soner fra nordvest eller fra nordøst, men tektonikkens art synes klart å antyde at her har vi hatt sammenskyvning (forårsaket av kompresjon) i det prekambriske underlag. Jeg tenker meg at denne sammenskyvning har foregått under den Svalbardiske fase i Mellomdevon, idet Strand antar at det store Øvre Jotundekket da ble nedfoldet i den såkalte fjellkjedegrøften. Denne fase forårsaket også de sterke forstyrrelser i devon-lagene. Selvsagt vil flakdannelsen også ha krevet en stor horisontal bevegelseskomponent, idet sparagmittlagene også måtte forkortes meget sterkt horisontalt, f. eks. for å få dannet de 4—5 sparagmittflak som bygger opp Rondanes fjellmasser.

Vår oppfatning av disse fire faser kan selvfølgelig med mer kunnskap om fjellkjedetektonikken i sin alminnelighet og mer spesiell kunnskap om sparagmitt-tektonikk forandres og forbedres. Det er f. eks. mulig at de fire faser kan bli redusert til tre eller to, idet de synkrone uttrykk for en fases bevegelser ikke nødvendigvis behøver å ha samme stiltype på forskjellige steder. Således kan f. eks. Øvre Jotundekke ha sluttet ved Gudbrandsdalen og ikke affisert sparagmittformasjonen noe særlig slik vi nå kjenner den. En annen og sannsynligere mulighet er at nedfoldningen av Jotunggrøften har vært samtidig med en meget sterk sammenskyvning, flakdannelse og skyvebevegelse i sparagmittfeltets bergarter, og at vi derved fikk dannet den markante og sterkt fremherskende linjestruktur. Det er f. eks. også mulig at Kvitvoladekket og Ottadekkets overskyvning kan ha to forskjellige alderstrinn. Den første f. eks. kan henføres til Ekne, det annet til Horgfasen.

Til slutt skal jeg så forsøke å forene resultatene fra Koppang-feltet med det først fremstilte, meget enkle bilde av Gudbrandsdalens tektoniske dekkebetydning. Det som på kartet er avsatt som Fron-sparagmitt går i en stor sone fra Fåvang—Ringebru-trak-



ten østover fjellet til Imssjøene og over Stai til Storsjøen. Omkring Imssjøene og i strøket opp til Sollia forekommer imidlertid en masse forskjellige slags bergarter som på Werenskiolds kart av 1911 alle er betegnet som mørk sparagmitt. Det er typisk ordinær mørk sparagmitt med kvartskonglomerat i toppen, svart lerskifer som til dels er alunskiferaktig og kvartsittiske grå bergarter som utvilsomt er det som her er betegnet som Fron-sparagmitt. Nærmere å utskille disse bergarter er f. t. ugjørlig. Det er i hvert fall helt tydelig at flaktektonikken til dels har avbrutt lagene og blandet forskjellige lag sammen. En kunne således, i hvert fall i visse småområder, vente å finne Kvitvoladekkets bergarter nedskjøvet som flak, idet Kvitvoladekket nok må ha vært sammenhengende videre fra Engerdalen i nord-vestlig retning. Det er også mulig at vi har Kvitvoladekket bevart i Skjæringsfjells sparagmittskifer som i toppen er utviklet som konglomeratskifer. I bunnen av denne avdeling fant jeg en skifer som under mikroskopet viste seg å være sparagmittfremmed, idet den inneholder ikke kalifeltspat overhode, bare kvarts og albitt ved siden av serisitt, kloritt og epidot. Man kunne her gjette på en liten sone innfoldet Jotundekke bestående av grønnstensediment.

Særlig vanskelig er det å forklare sammenhengen mellom området omkring Imssjøene (hvor vi helt tydelig har en blanding av Fron-sparagmitt og den mørke sparagmittavdelings bergarter) og det dermed sammenhengende område av mørk sparagmitt omkring Sollia. Sollias såkalte mørke sparagmitt er til dels en ren ordinær fjellkjedefyllitt, til dels mørke lerskifre, sparagmitter og rene alunskifre. Disse bergarter kan så å si være hva som helst, og de kan foreløbig best antas å høre til Kvitvoladekket. Slik er det da avsatt på kartet, fig. 1.

Et eget lokalt problem utgjør den såkalte undre lyse sparagmitt omkring Sollia som mot nord og øst henger sammen med de store masser av lys sparagmitt i Øvre Rendalen. En har tidligere forsøkt forskjellige tektoniske løsninger av dette problem som er nær beslektet med å forklare det fullstendige Snødølaprofil. Bjørlykke (1905) beskriver fra en gård ved Atna, Fossum, at vi nær den mektige Trylikalk øverst i den lyse sparagmitt har hva han kaller blåkvarts. Her fant jeg ved elven ved Fossum bro lys sparagmitt som aller øverst hadde et lag av konglomerat på ca.  $\frac{1}{2}$  m tykkelse med spredte, runde, kantrundede og kantede boller, vesent-

lig av kvartsitt og granitt. Dette konglomerat minner meget sterkt om det tillittlignende konglomerat øverst i den lyse sparagmitt i Vestre Gausdals profiler. Over denne mulige tillitt finnes rester av skifer (Ekre-skifer?). Denne skifer var dog svart og ikke rødlig som Ekre-skiferen pleier å være. Derover følger en blåkvartsaktig grov sparagmitt. En utvilsomt direkte fortsettelse av profilet finnes i Tryliåsen, 1.5 km mot SSØ. Her forekommer nederst i den bratte skrent en mektig svart skifer. Den synes ikke påaktet i tidligere beskrivelser. Over skiferen kommer så opp i høyden en kanskje 100 m mektig lys kalk (Bjørlykke, 1905, s. 104). Over denne igjen kommer så mørk sparagmitt i Skjæringsfjell. Videre mot øst og vest kan det bemerkes at grensen mellom den undre lyse sparagmitt og den mørke sparagmittavdeling er karakterisert ved en kalksone som jeg har sett flere steder, mest utviklet som en hvit, sandig marmor. Markant mylonittisering forekommer på kontakten 1 km NØ for Storfjellseter.

Følgende tolkning foreslåes for Fossumprofilet. Den undre lyse sparagmitt er Moelv-sparagmitt; ved Fossum-Tryli har vi i en tektonisk lomme fått bevart overliggende lag som ellers enten er fullstendig bortpresset eller bare kan identifiseres som en sone av hvit marmor. Fossumprofilet har da følgende lag: allokton Moelv-sparagmitt, tillitt, Ekre-skifer, kvartssandsten, autoktont overleiret av kambrisk skifer og ortocer-kalk. Det overliggende dekke av mørk sparagmitt kan da være forskjellige ting. Så kommer øverst det egentlige Kvitvoladedekke.

Til slutt skal nevnes at det ser ut som om der er en viss faciesforskjell mellom Kvitvoladedekket og de mektige lyse sparagmitter som dominerer nord og øst for Atnedalen (Rondane, Øvre Rendal—Tynset) og som har en tektonisk stilling omtrent svarende til Kvitvoladedekket. De lyse sparagmitter i Kvitvoladedekket er assosiert med magnesia-rike karbonater ved sin basis og er overleiret av fyllitt, mens de lyse sparagmitter i det nordøstlige dekke har mørk sparagmitt, skifer og Biri-konglomerat i basis (Ø for Atna) og er overleiret av tillitt (Barkald, Fonnåsfjell), lerskifer og kalk (Tryli).

### Summary.

*The Decken Tectonics of the Northern Part  
of the Central Norwegian Sparagmite Area.*

In the present paper a number of new observations are presented, and together with the published maps and descriptions, they form the basis for an attempt to distinguish the different tectonic units. These units form plate-shaped decken, partly broken up into imbricate structures with little folding. They are essentially made up of arcoses and greywackes. The arcose varieties are called red and light sparagmite («rød sp.» and «lys sp.», respectively, in the legend of Fig. 1). The greywacke complex is called dark sparagmite (legend: «mørk sp.»).

It is concluded that the main structure along the valley of Gudbrandsdalen (with the river Lågen of Fig. 1) is as shown by Fig. 2, comprising the following decken:

1. The Sparagmite Decke with the complete stratigraphic series of the Sparagmite Formation developed as seen in the classic Mjøsa section (from Biskopåsen to Moelv in Fig. 2). Details about the divisions are given by Oftedahl (1950, p. 219). The upper half of the series at Fåvang has a facies somewhat different from the southern development at Mjøsa. Further north the «Fron Sparagmite» of Bjørlykke (1905) is interpreted as representing this northern facies. The limestone which forms the uppermost horizon of the decke, is considered to represent the orthoceras limestone.
2. The above-mentioned limestone is overlain by a flaggy, light sparagmite, already by Tørnebohm (1896) considered to make up a thrust decke. The upper part of the decke is an Ordovician phyllite. This decke is here called the Kvitvola Decke, which means an extension of a term used for a decke of light sparagmite occurring east of the map of Fig. 1.
3. The Lower Jotun Decke (Strand, 1951: The Otta Decke) consists of gabbro, anorthosite, trondhjemite, mica schists, etc. Its rocks have a clearly higher degree of metamorphism than the earlier mentioned units.

The tectonic structure along the valley of Østerdalen (river Glomma of Fig. 1) is much more complicated than the structure

along Gudbrandsdalen. Especially around Koppang a number of tectonic units and rock types occur.

The vicinity of Koppang is characterized by dolomite marble, impure dark dolomites, transitional into phyllite, and a phyllite carrying large, scattered boulders. The latter sediment is interpreted as a marine, glacial deposit — a sandy boulder clay. The mentioned sediments correspond closely to the known basal beds of the thrust Kvitvola Decke in Engerdalen (Holtedahl, 1921). Therefore the Koppang rocks are considered to represent the basal beds of the Kvitvola Decke.

Rocks of the lower Jotun Decke occur north of Koppang. In four occurrences it is evident that these rocks take part in an intense imbrication, which is known to occur all over the northern half of Fig. 1, although occurring apparently irregular. Thus there seems to be two major tectonic phases effecting the considered area. The first phase comprises the thrusting of the Kvitvola Decke and the Lower Jotun Decke, as well as moving all lower units. These thrusts are most likely of Taconian age. The second phase comprises an intense deformation of the basement, resulting in imbrication and thrusting. Its age could be Ardennian, but is more probable Svalbardian (between Middle and Upper Devonian).

The mentioned ages are taken from Strand (1951, pp. 34—36), who also recognized the two mentioned phases in a more central area of the Caledonides, NW of the area of Fig. 1.

Two important tectonic features may indicate additional tectonic phases, or may belong to the mentioned ones. The much discussed longitudinal folding occurs very clearly along and north of Imsa. The second feature is the well developed lineation (quartz friction stria), occurring over nearly the whole area of Fig. 1. Its direction is NNW, and it indicates quite convincingly a major movement from this direction. Its formation is, most likely, a result of the intense imbrication of the second major phase.

### Litteratur.

Bjørlykke, K. O. Gausdal. Norges Geol. Unders. nr. 13, 1893.

— Det centrale Norges geologi. Norges Geol. Unders. nr. 39, 1905.

Dietrichson, B. Pseudotachylitt fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens for-gårder, Gudbrandsdalen og deres dannelsesbetingelser. Norges Geol. Unders. nr. 188, 1953.

- Holmsen, G. Søndre Femund. Norges Geol. Unders. nr. 148, 1937.
- Holmsen, P. Et langt fremskjøvet «Jotundekke» i sparagmittformasjonen. Norges Geol. Unders. nr. 188, 1953.
- Holtedahl, O. Engerdalen. Norges Geol. Unders. nr. 89, 1921.  
— Norges geologi. Norges Geol. Unders. nr. 164, 1953.
- Kautsky, G. Der geologische Bau des Sulitelma-Salojauregebietes in der nordskandinavischen Kaledoniden. Sveriges Geol. Unders., ser. C, No. 528, 1953.
- Oftedahl, Chr. Om sparagmitt og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. Norges Geol. Unders. nr. 161, 1943.  
— Petrology and Geology of the Rondane Area. Norsk Geol. Tidsskr., 28, 1950.
- Skjeseth, S. Forholdet mellom Oslofeltets Kambro-silur og Sparagmittformasjonen (Kvartssandsteins-dekket og Sparagmittdekket). Geol. För. Förh., 74, 1954.
- Strand, T. The Sel and Vågå Map Areas. Norges Geol. Unders. nr. 178, 1951.
- Tørnebohm, A. E. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl., 28, 1896.
- Werenskiold, W. Søndre Fron. Norges Geol. Unders. nr. 60, 1911.