

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 161.

OM SPARAGMITEN  
OG DENS SKYVNING INNEN  
KARTBLADET ØVRE RENDAL

AV  
CHRISTOFFER OFTEDAHL

MED 32 TEKSTFIGURER  
OG 1 KARTPLANSJE

— 0 —



OSLO 1943

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

•

8 V 4 31 m

## Innholdsfortegnelse.

	Side
Forord .....	5
Topografisk oversikt .....	6
Tidligere undersøkelser .....	8
A. Grunnfjellet .....	9
I. Finstad-vinduet .....	10
II. Atnesjø-vinduet .....	12
B. Sparagmitformasjonen .....	13
I. Tilliten .....	14
II. Den lyse sparagmit .....	17
1. Feltbeskrivelse .....	17
2. Kjemi .....	22
3. Mineralnydannelser .....	26
III. Blåkvarts og konglomeratskifer .....	31
IV. Den mørke sparagmit .....	33
V. Grønnskifer .....	34
C. Tektonikk og stratigrafi.	
I. Sparagmitens skyvning .....	35
1. Bevis .....	35
2. Flakenes skyvning .....	38
3. Benkenes skyvning .....	41
4. Sparagmitens differentielle skyvning .....	46
5. Problemene .....	48
II. Tektonikk på kartbladet „Øvre Rendal“ .....	49
III. Stratigrafi .....	56
English Summary .....	61

## Forord.

I løpet av somrene 1939, 1940 og 1941 har jeg foretatt en geologisk kartlegging av rektangelbladet Øvre Rendal. I min hovedfagsoppgave til embedseksamen 1942 gis en samlet beskrivelse av området, og i denne avhandling bringer jeg de resultater som jeg er kommet til for sparagmitformasjonens vedkommende. Etter en kort omtale av grunnfjellet, beskrives de optredende ledd av formasjonen inngående. Beskrivelsen leder til den konklusjon at all sparagmit er blitt skøvet som flak over grunnfjellstavlen. Skyvningen og de anskuelser som legges til grunn for denne diskuteres nøie, og det syn på tektonikken som som herav fremkommer, vil jeg betegne som arbeidets hovedresultat.

Den geologiske kartlegging blev utført for Norges geologiske undersøkelse. Bearbeidelsen av materialet blev foretatt på Universitetets Mineralogiske Institutt under prof. Barths veiledning, og prof. Holtedahls forelesninger i geologi har lagt grunnen for den aktualistiske opfatning av tektonikken som her skal fremstilles.

Det geologiske struktur- og berggrunnskart som ledsager fremstillingen er blitt påført de viktigste av de geografiske navn som nevnes i dette arbeide. For de øvrige navns vedkommende henvises til rektangelbladet »Øvre Rendal«.

*Universitetets Mineralogiske Institutt,*  
17 november 1942.

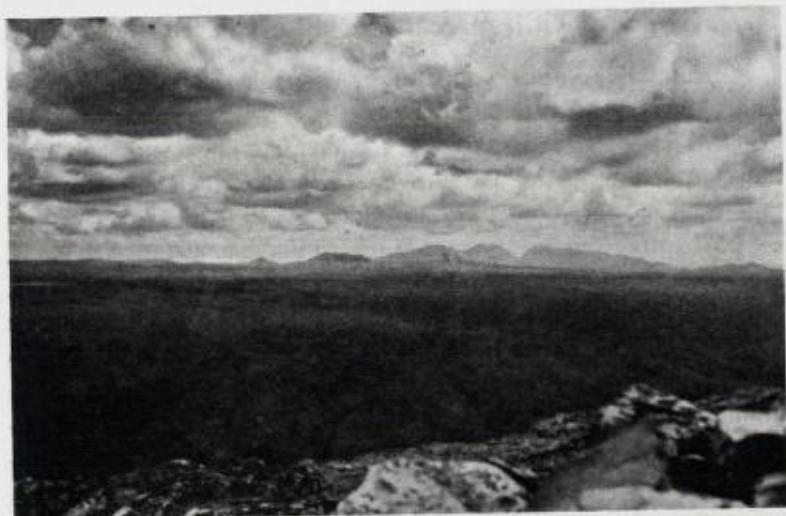
## Topografisk oversikt.

Kartbladet Øvre Rendals område er gjennomfuret av tre hovedvassdrag med hovedretning fra nord til syd. I vest løper Glomma i et gjennomgående trangt dalføre i omkring 400 m o. h. Lengst i øst renner Sølva i et meget flatt dalføre i 700 m's høide ut i Sølensjøen som videre har avløp i Fæmund. Midt mellom disse ligger Rendalens utpregede U-dalføre med de to grenelver Tysla og Finstad-(Unset-)åen på hver sin side av Fonåsfjellet. Forøvrig er området en høifjellsvippe på 700—900 m med en del topper i 1200 m, en i 1500 m, Gråfjell, og en topp i 1750 m, Rendalssølen. Når man står på Fonåsfjellet, som er flatt som en pannekake, og ser østover vidda Unset-Sølen, og vestover inntil Tegningfjell (på Atnesjøbl.), må man fristes til å kalle denne vidda et peneplan. Dette peneplan måtte da i tilfelle være av pre-glacial alder, idet av denne avhandling vil fremgå at det neppe kan være av pre-kambrisk eller nogen-slags kambrosilurisk alder. De fjell som rager særlig op over flaten på 900 m ligger spredt omkring som små øer, og danner ikke sammenhengende kjeder som bryter inntrykket. Mot S og SO fortsetter flaten, om enn ikke så veldefinert, mens den f. eks. mot vest synes nokså utvisket i området kartgrensen—Rondane. En stor del av kartbladets område ligger mellom 690 og 930 m. Over 1200 m rekker bare få topper. Da skoggrensen ligger på 800 m, er viddas flate helt snau. I kantene av vidda ligger setre, mens fast bebyggelse utelukkende ligger i Rendalen og Glomdalen.



Fig. 1. Kart som viser rektangelbladet Øvre Rendals beliggenhet.





Utsikt fra Belling 1115 mot SO. I bakgrunnen Rendalssølen, foran denne Fonåsfjells jevne rygg.



Utsikt fra Belling 1115 mot N. Tyldalen med Tronfjell til venstre.

## Tidligere undersøkelser. •

I Esmark's »Reise von Christiania nach Drontheim« i 1829, finnes den første ordentlige beskrivelse av sparagmit. Navnet »Sparagmit« har han satt på en feltspathoidig sandsten som han fant på toppen av Bellingen. Kjerulf har i sine arbeider lagt frem et stort observasjonsmateriale, og hans lange profiler i »Om grundfjellets og sparagmitformasjonens mæktighet i Norge« gir en god idé om tektonikken i disse strøk. O. E. Schiøtz reiste i sparagmitfeltet i nesten en menneskealder, men han har bare leilighetsobservasjoner fra »Øvre Rendal«. Derimot har A. E. Törnebohm en hel del detaljundersøkelser fra området i sitt berømte »Grunddragen af det centrala Scandinaviens bergbyggnad«. Törnebohm har fått med alle kardinalpunkter i egnens geologi, som for eksempel grunnfjellsvinduene, kalk- og skiferstrøkene ved Øvre Rendalens kirke. Tilliten har han også funnet, dog uten å være klar over konglomeratets virkelige karakter. For å forklare lagfølgen i det centrale Scandinavien, gikk Törnebohm til antagelsen av store overskyvninger, en teori som ikke blev fulgt i de senere arbeider fra nærliggende strøk. I sitt arbeide »Engerdalen« antar O. Holtedahl muligheten av en overskyvning for Kvitvolaetagens vedkommende. G. Holmsen har i sine beskrivelser til kartbladene N og S Fæmund påvist skjøvne grunnfjellsflak i sparagmiten, men omtaler for øvrig den røde sparagmiten som »Tilsynelatende autochton«.

Ennu lenger går P. Holmsen idet han om sparagmiten på Tynsetbladet antar at den er skjøvet. Tendensen henimot de Törnebohmske ideer er klar, og dette arbeide vil følge helt i Törnebohms spor.

Til forklaringen av bergbygningen på rektangelbladet »Øvre Rendal«s område, har vært anvendt følgende litteratur:

- T. F. W. Barth: *Progressiv Metamorphism of the Sparagmitian of Southern Norway*. N. G. T. XVIII. 1938.  
K. O. Bjørlykke: *Det centrale Norges fjeldbygning*. N. G. U. nr. 39.  
P. W. Bridgman: *Shearing Phenomena at High Pressure*. *Journ. Geol.* Vol. 44. 1936, s. 666.

- D. T. Griggs: Deformation of Rocks under high confining Pressures. Journ. Geol. Vol. 44. 1936, s. 560.  
— and I. F. Bell: Experiments bearing on the orientation of Quartz in deformed Rocks. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 49. 1938.
- G. Holmsen: Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen—Fæmundstrøket. N. G. U. nr. 74.  
— Geologisk beskrivelse til kartbladet N. Fæmund. N. G. U. nr. 144.  
— Geologisk beskrivelse til kartbladet S. Fæmund. N. G. U. nr. 148.
- P. Holmsen: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. N. G. U. nr. 158.
- O. Holtedahl: Fjellbygningen omkring Randsfjordens nordende. N. G. U. nr. 75.  
— Fjellbygningen innen rektangelbladet Engerdalen. N. G. U. nr. 89.
- O. Kulling: Bergbyggnaden inom Björkvatten—Virisen-området. Geol. För. Förh. Bd. 55. 1933.  
— Notes on varved boulderbearing mudstones in Eocambrian glacials in the mountains of northern Sweden. Geol. För. Förh. Bd. 60. 1938.
- W. H. Norton: A Classification of Breccias. Journ. Geol. XXV no. 2. 1917.
- H. H. Reusch: Om kredsformige slagmerke på rullestenene av kvarts. N. G. T. VII. 1922.
- L. Størmer: Geology of the Southern Part of the Oslofjord. N. G. T. XV. 1935.
- A. E. Törnebohm: Grunddragen af det centrala Scandinaviens bergbyggnad. Kgl. Sv. Lit.-Ak.k. Bd. 28. no. 5. 1896.
- Undersøkelser over norske lerer. V. Analyser. Statens råstoffkomité's publ. nr. 22.
- W. Werenskiold: Geologisk beskrivelse til kartbladet S. Fron. N. G. U. nr. 60.  
— Et sprekkesystem i Gudbrandsdalen. N. G. T. XII. 1933.  
N. G. U. = Norges geologiske undersøkelses publikasjoner.  
N. G. T. = Norsk geologisk tidsskrift.

## A. Grunnfjellet.

Kartbladets grunnfjell forekommer i to adskilte områder; fra midt på kartbladets nordgrense går det en kile vel 1 mil mot S like O for Finstad—Unsetåens dalføre. W for Glomma er det en tunge av et område som fortsetter innover Atnesjøbladet, dette strekker sig helt til Storsølen i W og Atnesjøen i S. Da disse områder har karakteren av vinduer gjennom spagmitdekket ned til underlaget, vil de her betegnes Finstadvinduet og Atnesjø-vinduet.



## I. Finstad-vinduet.

Området har følgende bergartstyper: I centrum av »kilen«, særlig O og SO for Finstad finner man en grov granit. Denne har som inneslutninger partier av grønnsten, hvorav noen kan tydes som gjennomsettende ganger. Lengst i øst, ved Storbk., anstår i lave kupper en dolerit; denne kan opfattes som en mektig gang som gjennomsetter graniten. Den vestlige grense, en utpreget forkastning, er dannet av en grov øiegranit.

De samme bergarter er på bladet »Tynset« nøiaktig mineralogisk beskrevet av Per Holmsen, så de skal bare her omtales overfladisk.

Størst område optar graniten. Den er en middels grov til meget grovkornig bergart uten magmatisk flytestruktur. Mineralogisk er den karakterisert ved å holde en grov mikropertit, sjakkbrettalbit, og ved å ha en liten gehalt av mørke mineraler.

Langs vestre side står en vakker øiegranit. Den har kalifeltspatøine på 2—3 cm i diameter, og er forbausende jevn i utseende over lange strekninger.

Et annet forhold av betydning er følgende: Det finnes i strøket mellom Nekkletten og dalsiden gabbro- eller grønnstensinneslutninger i begge bergarter! De har altså begge brutt op og delvis fortært et eldre gabbroid kompleks, og det innen et område av mindre enn 1 km's bredde. Dette kan vanskelig tenkes å ha funnet sted uten at de to granittyper tilhører samme magmatiske epoke. At de to bergarter i alle fall er av grunnfjellsalder, bevises ved at sydligst på Hanekammen ligger et sparagmitisk konglomerat, en tillit, hvilende på øiegraniten. Den mulighet at øiegraniten skulde være en kaledonsk eruptiv knyttet til Brydal—Finstad-forkastningen, må derfor ansees utelukket.

Gabbroinneslutningene er den eldste komponent i grunnfjellet. Det er her mest svarte finkornede bergarter. Klumper på et par meter i diameter og nedover i størrelse ligger og svømmer i granit; dette sees ved at graniten begynner å holde mørke mineraler, og gehalten av disse tiltar gradvis, inntil bergarten er finkornet, mørk og gabbrolignende. Almindeligst ser man at graniten har delvis fordøiet gabbroen slik at man får



migmatiter med et meget vekslende utseende og et meget vekslende forhold mellem de lyse og mørke mineraler. Slike områder er sluttelig gjennemsatt av aplitganger. Akkurat maken til de her beskrevne forhold har jeg funnet i det lille grunnfjellsvindu omkring Mistras juv i østre dalside av Rendalen, NO for Storsjøens N-ende.

De yngste ledd av dette grunnfjellsområde er et par grunnstenganger og den store doleritgang lengst i øst.

Doleriten forekommer i spredte kupper i myrstrøket W for Storbk. Kartbilledet viser ingen gangform på forekomsten, men den finnes nordfor, på bladet Tynset, som mektige lagerganger, og Storbekk-området opfattes i likhet hermed som en lagergang eller flere. Ved grensen mot graniten er doleriten finkornig; den blir etterhvert grovere, og i centrum av området har den pyroksen-krystaller på 2—3 cm's lengde.

### Metamorfose.

Langs Brydalen—Finstaddalen går en forkastning. Denne blev påvist av Per Holmsen som i Finstadvossen fant tillit liggende på øiegranit. Mellom denne blotning og den bratte østre dalside går altså en forkastning. Denne er minimalt på 200—300 m. Regner man med at tilliten er avleiret på en tilnærmet plan grunnfjellsoverflate, blir den vertikale forkastningshøide (tilnærmet):

$$h = l \sin \varphi = 5000 \sin 10^\circ = 868,4, \text{ d. v. s. } 850 \text{ m.}$$

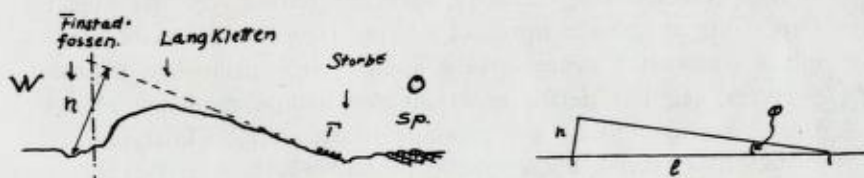


Fig. 2. Finstadvossenforkastningen.

Per Holmsen som også har omtalt profilet, får på de samme premisser en forkastningshøide på minst 1300 m.

Denne forkastning har bevirket en meget betydelig presning av bergarten langs forkastningen. Oppe på åskanten

finnes nemlig hyppig i øiegraniten en friksjonsflate med strøk S—N og heldende ut mot dalen.

En annen grunn til metamorfose av grunnfjellet er skyvningen av sparagmiten. Denne omvandling kan best studeres på grensen mot sparagmit, hvor de oprindelige primære pressingssoner kan finnes. Henimot denne sone blir bergarten efter hvert presset, idet feltspaten saussuritiseres og gnis ut til lange striper med mer eller mindre grønnskjær. Utseendet minner enkelte steder om øiegneiss. Den nærmest grensen anstående sparagmit er sterkt presset med fyllitpreg, slik at også sparagmiten har en viss likhet med øiegneiss.

Den utpregede trykkmetamorfose er tydelig knyttet til vinduets østgrense, og denne omvandling kan bare ha en årsak: Sparagmitens skyvning. Da der nu ikke er tilsvarende fenomener langs vinduets vestgrense, må det ansees bevist at Brydal—Finstad-forkastningen er av post- (eller mulig sen-) kaledonsk alder. Forkastninger fortsetter hele Rendalen ned igjennem og har en lengde av over 100 km. Det er da naturlig å anta et slektskap mellom denne og Engerdalsforkastningen, og mellom disse og Oslofjordens permiske forkastning, slik som prof. Høltedahl har hevdet i sine forelesninger.

## II. Atnesjø-vinduet.

Den del av Atnesjøvinduet som stikker inn på »Øvre Rendal«s område, består bare av granitiske bergarter. Disse er sterkt presset, særlig henimot spragmitgrensen. Et par steder finnes dog en ganske upresset kvartsporfyre. De pressede »graniter« i nærheten synes også å kunne være oprindelige kvartsporfyre; jeg har derfor antatt at den østlige randsone til det store Atnesjøvinduet er primær kvartsporfyre. Porfyren er karakterisert ved å holde rikelig med idiomorfe kvartskrystaller og dertil ofte like meget eller mer stortavlede feltspatindivider. Fenokrystallene kan dominere helt over grunnmassen, slik at typen nærmer sig almindelig grov granit. Kvartsporfyren og den pressede granit har følgende felles mineralogiske karakteristika: De holder bare kvarts og feltspat, — det eneste mørke mineral er litt jernerts. Feltspaten er en sjelden grov pertit med albitkomponenten i brede striper eller som sjakkbrett-

albit. Særlig i graniten sees en vakker sammenvoksning av kvarts og feltspat.

W. Marlov har kartlagt mesteparten av grunnfjellsvinduet på bladet »Atnesjø«, og jeg har til disposisjon 5 av hans granit-slip. Slipene viser sterkt pressede grove graniter uten mørke mineraler med grov pertit, ofte typisk sjakkbrettalbit. Dette er altså helt analogt til de nettop beskrevne typer fra »Øvre Rendal«.

Videre kan nevnes at det på Atnesjøbladet finnes gabbroer i grunnfjellet. Jeg har sett igjennem 10 slip fra disse; de er alle mer eller mindre saussuritisert og uralitisert. Plagioklasen er delvis listeformet og gir inntrykk av ofitisk struktur. Aldersforholdet til granitene er ikke fastslått. Kvarzporfyren kan tenkes dannet på to forskjellige måter, den kan være en effusivbergart eller en grensefacies av et granitmassiv, slik det kan sees i Oslofeltet. Av de beskrevne forhold kan intet sikkert sies, men det faktum at samme pressede granittipe holder sig konstant helt til Storsølen (2 mil) gjør efter min mening 2. alternativ mest sannsynlig.

De beskrevne områder av Atnesjøvinduet skiller sig tydelig ut fra Finstadvinduet mer kompliserte opbygning. Derimot består Riksgrenseantiklinalen i følge Carstens<sup>1</sup> av »granitter og kvarzporfyrer«. Det kan også være verd å nevne at basalgneisene i Opdal<sup>2</sup> har en "microlite that seem to be granophytic".

## B. Sparagmitformasjonen.

Ovenpå grunnfjellet ligger autochtont, et polymikt konglomerat som betraktes som tillit. Minst 80 % av fjellgrunnen optas imidlertid av en lys sparagmitavdeling. Denne har ikke primær grense til hverken tillit eller grunnfjell; de få steder hvor kontakt forekommer viser en ren tektonisk grense. Feltbeskrivelsen av den lyse sparagmit konkluderer med antagelsen av en stor forskyvning av sparagmitlagpakken. Det prinsipielle profil blir da:

<sup>1</sup> C. W. Carstensen: Av Trondhjemsfeltets geologi; nyere undersøkelser. N. G. T. VII 1921.

<sup>2</sup> I. Th. Rosenqvist: The Lønset Anticline. N. G. T. XXI 1941.



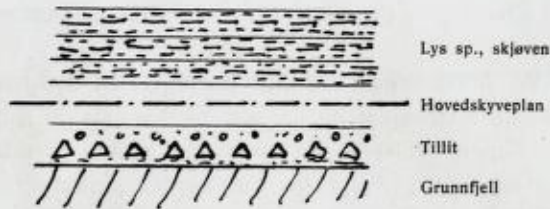


Fig. 3. Generalisert sp.-profil for Øvre Rendal.

Høit oppe i den skøvne sparagmit finnes flere steder tillit, dessuten forekommer blåkvarts og kalkholdig konglomeratisk skifer i nær tilknytning til hinannen, og sydligst ved kartranden og inn på bladet Ytre Rendal finnes øverst i lagrekken mørk sparagmit og grønnskifer. Disse dannelser har en utprøget tektonisk beliggenhet i den lyse sparagmit; de er enten innpressede partier fra undre stratigrafiske horisonter eller rester av høiere skyvedekker. De skal i de følgende avsnitt behandles hver for sig, idet hver bergart gis en samlet beskrivelse omfattende forekomstmåte, petrografi og kjemi.

### I. Tilliten.

Ovenpå grunnfjellet ligger et autochtont basalkonglomerat. Dette opfattes som tillit. Men foruten basaltillitene finnes det polymikte konglomerater i sparagmiten, og disse må også betraktes som tillit.

I randen av Finstadvinduet finnes tre tillitforekomster. Den ene av disse er helt autochton, de to andre tilnærmet. De har videre kjennetegn som gjør at man kan anta dem som sikre tilliter:

1. De er polymikte (boller av kvartsiter og graniter).
2. De inneholder spredte boller av varierende størrelse.
3. Bollene er aldri velrundet; de er svakt rundet, kantet eller skarpkantet.

Per Holmsen har i overensstemmelse hermed beskrevet tilliter langs kanten Finstadvinduets fortsettelse mot N.

Ved Atnesjøvinduets østgrense finnes et konglomerat som antas å være tillit; typen er ikke så sikker, og konglomeratet



Fig. 4. Tillit i Fonåsfjell, O for Midtskogen.



Fig. 5. Tillit i Barkaldfossen.



Fig. 6. Til sammenligning. Kvartær morene fra veiskjæring i Rendalen.

er tydelig medrevet av sparagmiten under skyvningen. Det samme er tilfelle med det polymikte basalkonglomerat i Snødøla, den sydligste utstikker av vinduet. Dette konglomerat holder også kantede spredte boller av forskjellige graniter og kvartsiter. Like øst for Storsølen finnes ved vinduets nordgrense (Sølnsjøhd) et autochtont, sterkt presset konglomerat med spredte boller. Den stratigrafiske parallellitet med Finstadvinduets sikre tilliter kan tale for samme oprindelse for Atnesjøvinduets basalkonglomerater.

Oppe i den lyse sparagmit finnes også konglomerater som synes å ha alle tillitens kjennemerker. De tre forekomster av denne art er alle forskjellig fra hverandre i optreden. Den 6 km lange terrasse i Fonåstjells vestsida er kartbladets største konglomeratforekomst. Den nordlige del er særlig sterkt presset; i den mitre del kan der finnes typisk tillit med boller på optil 0,5 m i diameter, mens den sydlige utstikker holder ganske tett med boller.

Ute på en ø i Barkaldfossen er et pent tillitisk konglomerat blottet. Sydligst i Brennåsen finnes et lignende konglomerat. Dette går mot N over i lys sparagmit lik grunnmassen i tilliten



og er på kartet avsatt sammenhengende med Barkaldfossens tillit. Vest for Øvre Rendal kirke står en liten tillitforekomst i den bratte åsside.

Disse tilliter ligger helt diskordant i den lyse sparagmit. Den siste forekomst har den mest utpregede tektoniske grense. Tilliten og den tilgrensende sparagmit skilles her av en sone på 10—15 cm av en grå finkornig mylonitskifer. Ved Barkaldfossen er grensen også steil og tildels markert av samme skifer. Derimot har forekomsten i Fonåsfjell mest en horisontal grenseflate hvor den tektoniske grense ikke alltid er tydelig. Direkte primær synes dog grensen ikke å være.

Den mikroskopiske undersøkelse sier bare at alle tilliter har granitboller som synes å stamme fra det nærliggende grunnfjell. De allochtone tilliter vil jeg derfor anta er basal-konglomeratet som er skøvet op i sparagmiten under skyvningen. Tillitens forekomst i de kaledonske fjellkjede begynner å slå igjennem også i svensk geologisk litteratur, men også her er man meget forsiktig med betegnelsen, som for eksempel O. Kulling (1938).

## II. Den lyse sparagmit.

### 1. Feltbeskrivelse.

Over 80 % av kartbladets areal optas på berggrunnskartet av den lyse sparagmit. Denne viser sig dog over dette store område å være forbausende ensformig både i petrografisk og kjemisk henseende. Farven kan variere adskillig; fra sterkt rød kan man finne alle nyanser mellom tydelig rødskjær og grå farve og via en lyse grå kvartsitfarve til helt hvite typer. Derfor vil betegnelsen »lys sparagmit« bli benyttet.

På friskt brudd viser prototypen på den lyse sparagmit følgende utseende: Små korn av feltspat med en eller annen farvenyansse innen rødt sitter jevnt fordelt i en grå kvartsitmasse. I denne finnes det ofte endel klastiske korn av sort glassaktig pegmatitkvarts av størrelse 0,5—1 mm. Feltspatkornene er i almindelighet 1—3 mm store, sjelden over 5 mm. I utpreget klastiske sparagmittyper er kornene primært kantede (eks. Sølen), mens de i de almindelig forekommende svakt pressede typer er utgnidd til små skjell eller lignende.

Hos de sterkere pressede typer forsvinder nesten feltspat-skjellene, og sparagmiten får et kvartsit-utseende. Det skal betones at sparagmitens mørke farve vesentlig skyldes kvartsen; tiltar de sorte klastiske kvartser sterkt i antall, vil bergarten bli en blåkvarts eller mørk sparagmit.

Den lyse sparagmit har for det meste et tydelig spalteplan; den kan spalte i plater på 2—10 cm; slike helleskifre finnes i Eggevola, Kommen og Gloføykkampen. Benker på omkring 0,5 meters tykkelse er meget almindelig, og tykkelser på optil 1,5 meter er ikke sjelden. Vanligvis viser også selve bergarten en skifrihet parallell spalteplanet, men denne kan jo ha blitt fremkalt av det press bergarten har vært utsatt for og behøver ikke å være primær. Foruten hovedspalteplanet viser sparagmiten alltid mer eller mindre tydelig et eller to andre spalteplan. Hvor disse er veldefinerte, som for eksempel i Hanekampen, fåes en typisk opsprekning til skarpkantede blokker av form som parallelepipeder. (Se fig. 7.)

Den lyse sparagmits petrografi viser bedre enn det mikroskopiske billede avdelingens ensartethet. Mineralbestanden er nemlig generelt følgende:

Hovedminerale: Kvarts, feltspat.

Accessoriske mineraler: Jernerts, muskovit (mest som sericit).

Kvartsen er bestandig undulerende; selv hos de ellers tilsynelatende upressede typer har kvartsindividene tydelig undulens.

Feltspaten er overveiende kalifeltspat. Denne er oftest en mikroklin med vanlig tvillingstripping, men det forekommer også i mange slip en pertit med albit i få, tynne og velbegrensede striper, nærmest hvad Andersen kaller filmpertit. Den er altså meget natronfattig. De fleste slip har spor av plagioklas, og enkelte har en betraktelig gehalt, anslagsvis ca. 20 % av feltspaten som plagioklas. Jeg har aldri funnet annet enn sur plagioklas, overveiende fra oligoklas til temmelig ren albitit. Denne plagioklas gir sig lett til kjenne i slip derved at den som regel er sericitisert. Omvandlingen varierer fra spredt gjennomhulling av lyse streker til et tett kornet aggregat under kryssede nikoller. En svak epidotdannelse følger ofte med, idet



Fig. 7. Sparagmitens opsprekning i Hanekampen.

plagioklasen inneholder små korn ( $10-15 \mu$ ) med høit relieff og epidotens karakteristiske omriss. Da selv større individer viser lave interferensfarver, er det vel nærmest klinkzoisit. Den vanlige saussuritisering med mye av både epidot og sericit er dette altså ikke.

Jernertsen later til for det meste å være jernglans; svovelkis er ikke sett.

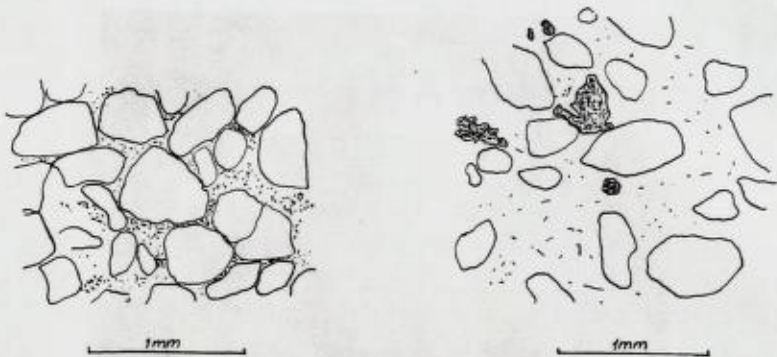
Muskovit er tilstede i alle slip som sericit i grunnmassen; denne sericitmengde kan som vi skal se, bli ganske stor. Enkelte større muskovitkorn sees i de fleste slip. Under spesielle betingelser dannes brede bånd eller slirer av muskovit, og bergarten er nærmest å kalle for muskovitskifer.

Den struktur som den lyse sparagmit viser i tynnslip har alle overganger fra en ren klastisk struktur via en mørtelstruktur til en granulit- eller mylonit-lignende struktur med granulert og nykrystallisert kvarts. Som eksempel skal jeg gjengi 4 slipbeskrivelser, som demonstrerer overgangen.

Prøve 117. Sparagmit 1 km O for Hanekampen.

Sandstensstrukturen er utpreget. Rundete korn med smale render av finkornig grunnmasse omkring. Kornene er gjerne





. Fig. 8.

Til venstre: Slipetegning av prøve 117.

Til høire: Prøve 155. Korn med høit relieff er epidot.

langaktige, men viser ingen retningsorientering. Kornstørrelsen varierer fra 0,3—0,6 mm i diameter, mens en del kvarts- og de fleste feltspatkorn ligger i intervallet 0,6—1,0 mm. Grunnmassen består av fine kvartskorn (10—50  $\mu$ ) med endel sericitflak i.

*Kvarts*-kornene er er aldri helt rundete; alle har en eller flere fremstikkende kanter. Selv de pent krummede flater viser ofte små karakteristiske innhakk, slik at begrensningslinjen får et flikete forløp. Alle korn har undulerende utslukning.

*Feltspat*. Endel individer har mikroklinens tvillingstriper; perititen kan ikke sees. Alle tilgjengelige korn viser  $n < \text{Canada}$ -balsam. Vi har derfor: *Mikroklin*.

Nesten alle feltspatkorn er gjennomvevet av jernerts i fine uregelmessige årer. Erts finnes også jevnt utover hele slipet i små klumper. Som et fint støv er det iblandet grunnmassen.

Prøve 155. Sparagmit i S-hellingen av Svartfjell.

*Strukturen* er klastisk og retningsløs. Den preges av at grunnmassen er dominerende og optar 60—70 % av arealet. Kornene er ganske jevnstore, ca. 0,3—0,4 mm i diameter. Grunnmassen består vesentlig av kvarts med kornstørrelse 25—50  $\mu$ .

*Kvarts* er helt overveiende blandt kornene, ca. 90 %. Kornene er ovale jevnt rundede eller svakt flikete i kanten. En



Fig. 9. Prøve 178. Kvarts- og feltspatkorn i høitrelieff-soner.

sprekk gjennom preparatet er fylt med nykrystallisert kvarts. Sprekkefyllingen er tydelig også i håndstykket.

*Feltspat*gehalten er i høiden 10 %. Feltspaten har  $n < C.B.$  og har litt stripe-pertit. Det er visstnok adskillig fine feltspatkorn i grunnmassen.

Prøve 156. Sparagmit i SW-hellingen av Svartfjell.

I en grunnmasse som optar 80—90 % av slipet ligger korn på 0,2 mm; blant disse er det feltspat; det er den vanlige finstripete pertit. Grunnmassen er til dels meget jevnkornig, med enkelte soner med jernerts og epidot. Noen steder er sericithalten betydelig.

Prøve 178. Sparagmit nederst i S-siden av Bellingen 1115.

*Struktur.* En sjelden utgnidd sparagmit. Feltspat- og noen få kvartskorn,  $0,3 \times 1,0$  mm ligger orientert innbeddet i soner av sericit som løper parallelt gjennom slipet. Mellem disse soner ligger en fullstendig granulert kvartsmasse; den optar 50—70 % av arealet og består av kvartskorn på  $30 \mu$ .

Som man herav ser, kan det mikroskopiske bilde variere betraktelig. Når grunnmassen varierer innen så vide grenser, må det sees som et uttrykk for sparagmitens forskjellige grad av opknusning under skyvningen. Alle de klastiske primært utseende sparagmiter har lite grunnmasse, — almindeligvis 10—20 %. 50—70 % holder bare de sparagmitprøver som er plukket

nær grensen mot grunnfjellet eller langt nede i et sparagmit-flak. De klastiske korns størrelse har i hvert slip et hyppighetsmaksimum som ligger i intervallet 0,1—1 mm. Disse kornstørrelser er igjen med et markert intervall skilt fra grunnmassens kornstørrelse.

Den struktur som sparagmiten nu viser, gir for det første et bilde av den primært avsatte sandstens struktur, dernest viser den den deformasjon bergarten har vært utsatt for under skyvningen. Men skyvningen har også bare forandret strukturen; bergartens mineralogi, og dermed dens kjemi har beholdt sine primære hovedtrekk. I det følgende skal derfor den lyse sparagmits kjemi behandles, og derefter gis den tektoniske deformasjon en nærmere beskrivelse.

## 2. K j e m i.

Sparagmitens mineralbestand utgjøres altså helt hovedsaklig av kvarts og feltspat. Det eneste som er konstatert av tunge mineraler er enkelte titaniter i noen få slip. Resten av mineralene i sparagmiten er da sekundære, nemlig muskovit og sericit, epidot (vel oftest som klinozoisit), klorit og jernerts. Jernertsen ser ut til helt vesentlig å være jernglans; denne er vel i noen grad primær, men sikkert er det at jernglans også har blitt dannet sekundært.

Den primære mineralbestand er således meget fullstendig uttrykt ved komponentene kvarts, ortoklas, albit (Q, or og ab). For å få et sikrere holdepunkt enn ren jugering i mikroskopet av forholdet mellom de 3 komponenter, kunde man gå til planimetrering. Da imidlertid grunnmassen som ofte utgjør en betraktelig del av slipet, er så finkornig at forholdet kvarts:feltspat er helt usikkert, har jeg ikke anvendt denne metode. Det eneste sikre er kjemisk analyse, og for at ikke arbeidet skulde ta for lang tid, har jeg for en rekke sparagmiter bestemt prosenten av  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Kiselsyren blev bestemt ved 2 ganger omhyggelig inn-dampning i Pt-skål. x-en i sesquioksyd-bunnfallet blev ikke bestemt, men da den erfaringsmessig ligger under 1 mgr., d. v. s. 0,1 % og bare leilighetsvis når op i 5 mgr. = 0,5 %, så vil



jeg se bort fra denne feil på 0,1 % i  $\text{SiO}_2$ -verdien; i de følgende overlegninger spiller den ingen rolle. For de først utførte bestemmelser blev det tatt 2 paralleller, og da de viste at differansen lå innen den vanlige feilgrense, blev resten fortsatt som enkeltbestemmelser.

Alkalibestemmelsene blev gjort delvis ved perkloratmetoden og delvis med platinkloridmetoden. Særlig ved første metode blev efter omregning på grunn av  $\text{KClO}_4$ 's oppløselighet i alkohol en del av  $\text{Na}_2\text{O}$ -verdiene påfallende lave, men også noen platinkloridbestemmelser gav disse lave  $\text{Na}_2\text{O}$  verdier, så de må betraktes som tilstrekkelig pålitelige.

Foruten for 8 vanlige sparagmiter, blev også  $\text{SiO}_2$  bestemt for 3 grønnskifre, og 2 mylonitskifre blev analysert. Disse resultater diskuteres senere. De 2 mylonitskifre og 2 sparagmiter tok jeg hel analyse på. Disse analyser blev imidlertid utført som halvt tekniske med en gangs felninger og spesiell sesquioksydfelning. Jeg felte  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  først med sterk  $\text{NaOH}$ , og så  $\text{Al}(\text{OH})_3$  med  $\text{NH}_3$  efter nøytralisering. Med en gangs felning og høie Fe- og Al-verdier blev resultatene ikke efter presjonsanalysens krav, men summen viser at feilen ikke skulde ha noe å si for de senere beregninger; 24 eller 25 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  gjør ingen prinsipiell forskjell. De to sparagmiters sum ligger til og med på det litt eldre verker setter som grenser for den gode analyses sum: 99,50 % og 100,75 %.

På neste side er samtlige analyseresultater anført, men foreløbig skal bare behandles 4—11. Alle disse sparagmiter sees å ha en meget høi  $\text{SiO}_2$ -prosent som ligger omkring 87 %. Som man ser er de forskjellige varieteter av sparagmit svært like, og de viser ikke de variasjoner man skulde vente efter tidligere anskuelser. Den utpregede blåkvarts (nr. 7) har lavest  $\text{SiO}_2$ - og høiest alkali-verdi; det betyr høiest feltspatverdi. Nr. 6, 9 og 10 er finkornige grå kvartsiter, men de har ikke mindre feltspat av den grunn. For å klargjøre forholdet, har jeg regnet ut normen efter prosenttallene for  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  og  $\text{Na}_2\text{O}$ . Derved fåes gehalten av kvarts, og de to feltspatkomponenter. Bemerkelsesverdig er den store overvekt av or over ab. Summen holder sig også forbløffende konstant.

Tabell I

Analyser av sparagmitiske bergarter.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ...	49,41	49,20	47,35	88,06	87,38	87,48	80,67	90,22	82,39	87,24	89,44	53,03	63,31
AlO ...	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,03	4,28	24,94	17,13
FeO ...	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,73	0,28	9,28	11,68
FeO ...	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,18	0,23	0,30	0,39
MgO ..	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Spor	0,34	0,61	Spor
CaO ...	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Spor	0,93	0,11	Spor
KO ...	-	-	-	1,22	3,29	2,86	4,24	1,70	3,34	3,10	3,10	6,87	6,52
NaO ..	-	-	-	0,35	0,20	0,33	0,42	0,21	0,57	0,19	0,50	0,27	0,36
Glødetap	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,47	3,14	2,51
Sum...										100,82	99,57	98,55	101,90

- |                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| 1. Grønnskifer, Bjørnåsen.            | 8. Sp. (kvarts-kongl.), Bellingen.       |
| 2. Grønnskifer, Renfjelltjern.        | 9. Sp. under tillit, Brekke, Fonåsfjell. |
| 3. Grønnskifer, Kivfjell.             | 10. Sp. over tillit, Brekke, Fonåsfjell. |
| 4. Rød sp., Svartfjell.               | 11. Mørk sp., Kalberget.                 |
| 5. Rød sp., eggen N for 1751, Sølen.  | 12. Rød mylonitskifer, Barkaldfossen.    |
| 6. Sp. (helleskifer), Gloføyk-kampen. | 13. Lys mylonitskifer, Jutulhogget.      |
| 7. Sp. (blåkvarts), Udsigten.         |  |

Norm.

	4	5	6	7	8	9	10	11
Q .....	81,43	73,94	74,57	61,66	82,51	66,30	74,23	74,59
Or .....	7,22	19,43	16,93	25,04	10,04	19,72	18,31	18,31
Ab .....	3,14	1,35	2,96	3,81	1,89	5,12	1,71	4,49
Sum.....	91,79	94,72	94,46	90,51	94,43	90,14	94,27	97,39

De eneste analyser av sparagmit som jeg har funnet i litteraturen er for Norges vedkommende angitt av Barth<sup>1</sup> og fra den svenske sparagmit har Kulling<sup>2</sup> en del analyser. Av Kullings analyser som ikke er normberegnet, har jeg regnet ut normativ korund (C), og gehalten av sådan ligger på ca. 4 %,

<sup>1</sup> T. F. W. Barth: *Progressiv Metamorphism of the Sparagmite Rocks of Southern Norway*. N. G. T. XVIII, 1938, s. 58.

<sup>2</sup> O. Kulling: *Bergbyggnaden inom Björkvatnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del*. Geol. För. Förh. Bd. 55, s. 301.

T a b e l l I I

Normberegning av analyse 10 og 11.

	10	11
Q .....	72,5	72,0
On .....	19,5	19,5
Ab .....	1,5	5,0
An .....	-	2,0
C .....	5,0	-
En .....	-	1,0
Fs .....	-	0,2
Mt .....	0,3	0,3
Hm .....	1,1	-

eller rettere i intervallet 3 %—5 %. Riktig så jevn er ikke prosenten av C i Barths analyser, men så er heller ikke summen av kvarts og feltspater så jevnt 90 %—94 %. Jeg synes nemlig denne jevne sum tyder på en forbausende jevn gehalt av restmineraller.

Disse består av litt jernerts (hos Barth max. 3 %, hos Kulling 1 %—2 %) og vesentlig lermineraller som viser sig som normativ korund. Normberegning av analysene 10 og 11 viser da også at nr. 10 med kvarts—feltspatsum på 94 % har 5 % C, mens nr. 11 med sine 97 % har 0 % C. Dette skyldes også for en liten del de 0,9 % CaO. Den høie gehalt er oplagt gal; den riktige verdi ligger i intervaller 0,1—0,4 %. Prinsipielt spiller dog dette ingen rolle.

Barths og Kullings analyser viser ikke så utpreget overvekt av  $K_2O$  over  $Na_2O$  som mine egne analyser. Forholdet  $\frac{Na_2O}{K_2O}$  ligger hos Barth på  $\frac{1}{6}$ — $\frac{1}{8}$  for de minst metamorfe typers vedkommende, mens mine viser hyppig  $\frac{1}{10}$ . Jeg må derfor være tilbøielig til å anta at mine  $Na_2O$ -verdier gjennomgående ligger lavt. På den annen side er de citerte analyser samlet fra svære områder, mens mine egne stammer fra et meget begrenset strøk, hvorfor et mere lokalt preget forhold  $< \frac{1}{8}$  kan tre tydelig frem.

Sparagmitens sannsynligvis primære mineralsammensetning kan altså rekapituleres i følgende:

Sedimentet holder omkring 70 % kvarts, varierende fra fra 60—80 %. Feltspatgehalten ligger i intervallet 10—25 %,



mest omkring 20 %. Det er helt overveiende kalifeltspat, og denne later til å være meget kalibetonet i forhold til de vanlige feltspatanalyser (cfr. Hintze o. a.). Den dernest viktigste bestanddel er lere med en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -gehalt på op til 4—5 %. Accessoriske bestanddeler er magnetit, hematit, ilmenit, dernest titanit og mulig andre tunge residuemineraler. Summen for disse mineraler ligger på 2—5 %.

Videre kan det uttales at både klastiske og godt pressede sparagmiter i det central-norsk-svenske sparagmitområde viser så mange fellestrekk at det på kjemisk grunnlag må ansees umulig selv å skille mørk og lys sparagmit.

Lergehalten er en meget interessant bestanddel som det kan lønne sig å spekulere over. Om »lere« vet vi følgende: De marine lersedimenter har en meget jevn sammensetning med et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -innhold på 20 %. Våre glaciale lerer holder 15—20 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Det normative korund i sparagmiten kan vel ikke skyldes rene lermineraler eller beauxit eller lignende, men må stamme fra en riktig lere. Med normativ korund på 2 % fåes derved lergehalt på 10 % og tilsvarende gir 4 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  hele 20 % lere! Dette faktum at de vanlige sparagmiter har en lergehalt på 10—20 % sier meget om de primære\*avsetningsforhold, og det har ikke vært tilstrekkelig betonet i tidligere sparagmit-arbeider.

Nu vil imidlertid en feltspat som har vært utsatt for metamorfose holde normativ korund, idet alkali og kiseltsyre går lettere i oppløsning enn aluminium. Dette skulde sluke en del av den postulerte lergehalt, men da jeg ikke har funnet kvantitative data for nevnte forhold, vil jeg anta at det ikke spiller noen nevneverdig rolle.

### 3. Mineralnydannelser.

Ved mikroskopisk undersøkelse er det lett å konstatere at følgende mineraler er nydannet: 1. Kwarts. 2. Muskovit. 3. Jernglans. 4. Epidot. 5. Klorit. 6. Feltspat.

En del steder i sparagmiten finnes det pegmatitlignende ganger eller årer som fører kwarts, rød kalifeltspat og jernglans. De følger skifrihetsflatene og er som oftest fullstendig utgnidd og utvalset; de har således åpenbart tjent som smøring mellom lagflatene ved sparagmitens skyvning. I overens-



Fig. 10. Gangfylling av kvarts gjennom klastisk sparagmit. Øverst med polarisator, de svarte korn er jernglans. Nederst kryssede nicoller.

stemmelse med Per Holmsen som har funnet lignende ganger på Tynsetbladet, vil jeg opfatte dem som rent hydrotermale gangfyllinger fra en periode med sterk hydrotermalvirksomhet. Denne periode ligger altså godt før skyvningens slutt.

1. Det viktigste mineral i disse ganger, kvarts, har imidlertid ikke bare blitt nydannet på slike store sprekker; sparagmiten er helt gjennemsatt av fine kvartsganger, vanligvis på 1—2 mm, sjelden op til et par cm's tykkelse. Disse årer er ikke hyppige, men de kan treffes gjennom hele sparagmit-pakken fra øverst til nederst. Som fig. 10 viser, kan de største kvartsindivider nå op imot 1 mm i diameter; på kantene er det finere korn, helt ned til  $10\ \mu$ . Her er det ikke tale om noen granulering av primære korn, men en virkelig nykrystallasjon, idet begrensningen av åren mot sparagmitens finkornige grunnmasse er helt skarp. På den annen side er årens kvarts sterkt undulerende, så en viss opknusning kan den vel ha vært utsatt for. Men her ser vi også vanskeligheten; det er nemlig umulig å avgjøre i hvilke grad den antydning til mørtelstruktur som gangen har, er frembrakt ved direkte kry-

stallisasjon eller ved etterfølgende opknusning. Men et annet sikkert bevis for hydrotermal kvartsutfelling, er den fylling av sprekker som sees hos feltspatkornene; fig. 11 er typen herpå. Sjeldnere sees sprekker på op til 0,5 mm's bredde fylt med en finkornig kvartsmasse med kvartskorn på under 0,1 mm og ned til 10  $\mu$ . »Kvartsgrus« har jeg efter utseende kalt slik finkornet kvarts. Der kan også finnes partier i sparagmitens mørtel-struktur hvor slikt kvartsgrus danner en tydelig gang, men rent generelt er det uvisst i hvor høi grad den vanlige grunnmasses kvartsgrus er nykrystallisert og ikke opknust. Strukturer som fig. 12 kan man intet sikkert vite om. De små kvartser (b) som omgir det »store« korn (a) kan like gjerne være en granulert rand som oppløst og ny utfelt kvarts.

2. Muskovitdannelsen er riktig interessant. Jeg tar her med dannelsen av både sericit og muskovit, som jeg betrakter som samme mineral.

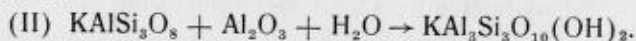
Sericit kan efter de vanlige forestillinger være dannet av kalifeltspat uten noen kalitilførsel. Ligningen for reaksjonen blir da:

(I)  $3 \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KAl}_2\text{Si}_5\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{K}_2\text{O} + 6\text{SiO}_2$ . Når denne reaksjon finner sted i stor stil, blir det et betraktelig kalioverskudd som heller ikke kan bindes i noen andre mineraler.

Barth<sup>1</sup> sier om muskovitdannelse: The expulsion of microcline from sparagmite rocks is an interesting process which thus can be followed step by step. To begin with the microcline fragments are attacked by solutions and the extracted potash redeposited in muscovite.

Det forekommer mig at vi efter ligningen heller har en utlutning av kali hvorved muskovit blir tilbake.

Denne forestilling synes mig utilfredsstillende all den tid vi i sparagmiten fra lergehalten kan få det  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -molekyl som trenges for all feltspat skal overføres i sericit. Ligningen antar da formen:



<sup>1</sup> T. F. W. Barth: Progressive Metamorphism. s. 56.



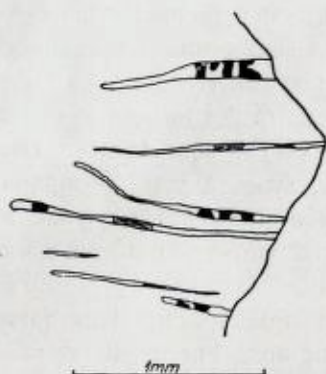


Fig. 11.

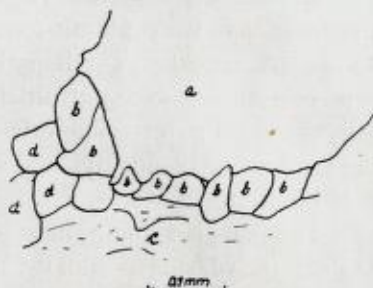


Fig. 12.

Fig. 11. Sprekker i feltspat, fylt med kvarts. Kryssede nicoller.

Fig. 12. Et stort kvartskorn .a), omgitt av en rekke randkorn (b).

(c) er grunnmassen, (d) er fremmede korn.

Muskovitens sammensetning er grovt sett etter Hintze:

45 %  $\text{SiO}_2$   
33 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$   
10 %  $\text{K}_2\text{O}$   
5 %  $\text{H}_2\text{O}$ .

De vanlige sparagmiter holder 0,5—1,0 %  $\text{H}_2\text{O}$ . Hvis alt vann går i sericiten, gir dette 10—20 % sericit. Sparagmitens 3—4 %  $\text{K}_2\text{O}$  gir nok til 20—40 % sericit, mens de 4 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i overskudd ut over feltspatens Al-gehalt gir 18 % sericit hvis man omdanner så meget feltspat som Al-overskuddet rekker til (cfr. ligning (II)).

Hvis bare feltspaten forbrukes til dannelsen av sericit, vil der medgå 30—60 % feltspat for å gi de 10—20 % sericit, som sikkert er tilstede i mange sparagmiter. Det er derfor helt sannsynlig at lergehalten medvirker ved sericitdannelsen.

Muskovit finnes i de fleste sparagmit-slip i få og spredte individer. I de særlig sterkt pressede sparagmiter er det dannet lange slirer av muskovit; hyppig er disse under kryssede nicoller ikke helt klare, men svakt gul-grønne, og det må skyldes en svak klorit-dannelse.

3. Jernerts finnes i enkelte slip eller i enkelte deler av slip i en grad som langt overgår det som primært har kunnet blitt avsatt. Sikre beviser for at i hvert fall jernglans har blitt nydannet, hos fra pegmatit-gangene og fra det forhold at ertsen finnes på sprekker i feltspatkorn akkurat som kvarts. Den erts som finnes som fintfordelt støv, synes å være jernglans; jeg har nemlig sett små erts-flak som har vært så tynne at de i gjennomfallende lys og sett med største forstørrelse var helt blodrøde.

Det har bestandig hett at den røde sparagmitens farve skyldes oksydasjonsprodukter av jernglans. For de sterkt røde sparagmiter er dette særlig tydelig; slip av den rødeste type fra »Øvre Rendal«, nr. 155 fra S-siden av Svartfjell, har i gjennomfallende lys en svartnusket grunnmasse, som i reflektert lys er sterkt rød.

4. Epidot. I en del slip finnes enkelte store korn av epidot på opptil 0,5 mm. Disse er så uregelmessige at noen skjev utslukning ikke kan konstateres, og interferensfarven er så lav at det vel er klinozoisit eller fe-fattig epidot. Slip av sparagmit fra sydhellingen av Svartfjell viste her en mineralogisk sjeldenhet: Et toakset mineral med pleokroisme kromgult-bringebærrødt. Etter de vanlige tabeller<sup>1</sup> kan det bare være Thulit eller Piedmontit. De holder Mn og står i samme forhold til hverandre som zoisit til epidot. Da Piedmontit visstnok er det almindeligste, vil jeg gjette på dette. Kornene av mineralet ligger i klyser som er anrikt på epidot, og de er for små til å gi flere data. Mineralet må antas å være en følgesvenn av den hydrotermalt dannede epidot.

Ved nøiaktig undersøkelse viste det sig at de aller fleste slip holder litt epidot. Denne forekommer i spredte og meget små korn helt ned til 10  $\mu$ .

5. Klorit er relativt sjelden å se i vanlige sparagmiter, og det forekommer bare i små spredte korn.

6. Feltspat finnes i pegmatitgangene, men i de vanlige sparagmiter har jeg ikke med sikkerhet kunnet finne noen nydannelse hverken av kali- eller natronfeltspat.

---

<sup>1</sup> Winchell III og Larsen.

### III. Blåkvarts og konglomeratskifer.

Disse to vidt forskjellige bergarter behandles i samme avsnitt, da de synes å ha en viss tilknytning til hverandre. De forekommer sammen i fjellsiden W for Øvre Rendal kirke.

*Blåkvartsen* er blottet i Kaukkampen og langs riksveien fra svingen »Utsigten« og nedover 400—500 m. Vi kommer så over i lerskifer, men det er svært vanskelig å finne noen egentlig grense i den sammenhengende veiskjæring. Oppe i åsen derimot er det tydelig at blåkvartsen har en skifriighet med svakt nordlig fall som tiltar mot grensen mot skiferen som altså overleirer den. Denne grense er en utpreget skyvekontakt. Et tydelig eksempel på den bevegelse som har funnet sted av skiferen i forhold til blåkvartsen, er den »gang« av blåkvarts som ligger helt isolert i skiferen og som riksveien blottes i to skjæringer. Inn mot blåkvartsen blir skiferen sterkt krøllet og og opknust, så vi har her åpenbart en klump blåkvarts som har blitt innpresset i skiferen under skyvningen.

Mens blåkvartsen i håndstykke er distinkt forskjellig fra den lyse sparagmit, er der ingen prinsipiell forskjell i kjemien. Analysetabellen s. 24 viser at blåkvartsen sogar har den høieste gehalt av normativ feltspat; den er altså bare en feltspatrik sparagmit. Dette inntrykk bestyrkes av den mikroskopiske undersøkelse. En del slip viser at blåkvartsen har klar klastisk struktur. Kvartsen er sterkt undulerende; feltspaten er mest mikroklin med tvillingstripning og noe finstripet pertit. Den høie feltspatgehalt, 30—40 %, viser at bergarten er en utpreget sparagmit, og det er bare de sotfarvede kvartskorn som skiller den fra den vanlige Brøttumsparagmit.

I følge Barths sparagmit-normer er 30—40 % feltspat tall som ikke ligger utover de vanlig forekommende for sparagmiter, slik at det er ikke noen grunn til å sette noe prinsipielt skille, selv om blåkvartsens feltspatinnhold ligger over de omgivende sparagmiters. Siden jernerts er tilstede i svært liten grad, er det klart at blåkvartsens nesten sorte farve kun skyldes den mørke kvarts. Blåkvartsens genesis blir da helt analog sparagmitens, bare at den granitiske bergart som har vært hovedleverant har avgitt vesentlig en røkkvarts, og det til



og med av en mørk type. Noen synderlig omkrystallasjon av kvarts har der ikke funnet sted, idet slik kvarts er melkehvit-lysgrå.

*Skiferen* er et broget kompleks. På grunn av den sterke overdekning er det vanskelig å komme til noen klarhet over oppbygningen av dette kompleks; skikkelige blotninger finnes langs riksveien og langs Rødbk og litt i den bratteste åskant. Skiferen veksler mellom 2 ytterledd: En ren lerskifer og en kalksten. Første komponent er overveiende, slik at vi langs riksveien finner en bløt fyllitisk skifer med flat lagstilling og med tynne kalkspatårer. Hvor kalkgehalten dominerer, har jeg ikke noen særlig oversikt over, men øverst og sydligst i skrenten, på grensen mot blåkvartsen har jeg plukket en prøve som er en ren mørkeblå kalk i lag med tynne lerskiferlameller imellem. Bøndene i bygden drev for en del tiår siden kalkbrudd her oppe, men de gav snart opp på grunn av den lille kalkgehalt.

Skiferen er også konglomeratisk, dette sees i Rødbk og nordligst oppe i åskanten; den fører boller av kvartsit og granit. Bollene er mest av størrelse som epler, enkelte store på op til 0,5 m i diam. finnes også. Slip av en granitknoll viser en granit med adskillig sur plagioklas (oligoklas) og som kalifeltspat en pertit-type som i sparagmit. Kalkspat er rikelig utfelt i »ganger« og jevnt utover i små individer. Selve grunnmassen i skiferen avviker en del fra den vanlige lerskifer, idet den er fastere og har benker på 0,5 m. I slip er den en finkornig opknust sparagmit med 20—25 % kalkspat i.

Denne konglomeratskifer minner i visse henseende om tillit, uten at jeg vil si noe sikkert om det. Først bør nemlig lignende skifre undersøkes nøie, de finnes i Koppangområdet og er av Bjørlykke kalt »Koppangs konglomeratskifer«.

Skiferen strekker sig innover mot W, og ved N-enden av Harsjøen finnes litt skifer; denne har nok Törnebohm sett da han tegnet sitt kart. Men han har dog overdrevet området; jeg har nemlig funnet lys sparagmit i Klopåsen og i Gråberget på hver sin side av Harsjøen. Langs selve sjøen ligger morenedekket tykt. S for denne, langs Hylbekkens bekkedal, er det blottet skifer som holder svovelkis i slirer på et par

cm's tykkelse. Forekomsten er selvfølgelig skjerpet på, og den er like selvfølgelig ikke drivverdig. Skiferen er grafitholdig og har en viss annen karakter enn de andre lerskifre, uten at man derfor sikkert kan anta en kambrosilurisk alder.

I Unsetgrenda er der et dekke av kalkblokker i undergrunnen, uten at kalksten noe sted er funnet i fast fjell. Blokkdekket er så tett at der tidligere blev drevet adskillig kalkbrenning i bygda. Kalken er en mørk bergart med linser av krystallin kalk mellom lerskiferlameller.

Litt N for bygda anstår i en bekk ved veien en grov blåkvartslignende bergart, nærmest et kvartskonglomerat med runde knoller op til 2 cm og en mørk grunnmasse. Den siste er i slip helt lik vanlig sparagmit. Videre nordover langs veien finnes bergarten i svære blokker. Törnebohm beskriver det samme midt på s. 42. Det må bemerkes at i Unset finnes altså assosiasjonen blåkvarts—kalkskifer like over grunnfjellet.

#### IV. Den mørke sparagmit.

Forskjellen mellom den lyse og den mørke sparagmit er i litteraturen skildret slik: Den lyse sparagmit holder røde feltspatkorn i en lysgrå grunnmasse, mens den mørke har hvite feltspater i mørk (sort) grunnmasse. Denne karakteristikk finner jeg treffende for de store sparagmitområder. Men lokalt finnes der overganger. Således har en liten sparagmitkupp ved kartranden 1 km O for Hanekampen en mellomtype: Store hvite kantede feltspatkorn i en kvartsitisk grunnmasse. Litt lenger O, på østsiden av Storåsen, har jeg sett en sparagmit med vekslende benker av slik grå sparagmit og en typisk lyserød sparagmit. En tydelig tendens til utkiling hos mange benker tyder på at nevnte veksling ikke er av primær oprindelse, men stammer fra bevegelser under sparagmitens skyvning.

Enda litt lenger O i Kalberget anstår virkelig mørk sparagmit, den eneste forekomst på »Øvre Rendal«. I slip er denne sparagmit karakterisert av sjeldent lite grunnmasse; ellers er den akkurat lik en vanlig lite presset lys sparagmit. Feltspat finnes til dels i store korn, over 1 mm, hvorav mange har mikrolinens tvillingstripping. Ingen plagioklas-korn er

sikkert konstatert. Gehalten av jernerts er som vanlig hos den lyse sparagmit. Den mørke farve skyldes derfor utelukkende den sotfarvede kvarts.

### V. Grønnskiferen.

Skjønt det nesten ikke forekommer noe grønnskifer på vårt kartblad, men kun sønnenfor, skal den allikevel kort omtales fra kjemisk-petrografisk synspunkt, da den spiller en viktig rolle i det tektonisk inviklede strøk som begynner med Kalberget og fortsetter sydover på »Ytre Rendal«s område ned til Koppang.

Under kartlegningen fant jeg en del ganske små forekomster av grønnskifer. Midt oppe på ryggen av Kløftbækhd stikker et lite flak op av grusen. Et lignende lite flak finnes midt oppe på Svartfjell. Like N for Renfjelltjern finnes noen små partier grønnskifer på grensen mellom sparagmit og grunnfjell. Skiferen er ikke i kontakt med noen av delene, men stikker med steil lagstilling op av bregruset med strøk lik sparagmitens. Ved de nevnte forekomster er skiferen utpreget presset, slik at den spaltet i 2—10 cm tykke plater. Helt i kartets nordvestlige hjørne stikker det såvidt frem litt grønnskifer i seterveien N for Bjørnåsen, og denne forekomst hører med til Tronfjells skifre, efter Per Holmsens kart.

Skiferen fra Renfjelltjern er den mest omvandlede. I slip er den en klorit-saussurit-smørje med få kvartskorn. De to førstnevnte skifre er og av denne type.

Derimot er skiferen N for Bjørnåsen meget friskere. I håndstykke har den en viss diabasstruktur. I slip består den av klorit, lys hornblende, nesten uten pleokroisme, sur plagioklas og litt kvarts, dertil rikelig med ertsmineraler.

Enda friskere er en mørk skifer i Kivfjell som ligger 4 km SO for Hanekampen. Foruten den lyse hornblende, saussuritisert feltspat og klorit, har den i behold primær pyroxen. Den er dels monoklin, dels rombisk med aksevinkel meget nær 90°, d. v. s. hypersten. En del muskovit er nydannet.

Vi har altså her ekte grønnskifre som innen Trondhjemsfeltet tas for basiske effusiver, Bymarkgruppen. For videre å få helt sikkerhet, gjorde jeg noen kiselystrebestemmelser:



Grønnskifer, Bjørnåsen:	49,41 %
» Renfjelltjern:	49,20 %
» Kivfjell:	47,35 %

Akkurat i samme intervall ligger Trondhjemsfeltets grønnskifre. Men det er selvsagt ingen virkelige beviser for at vi her har *effusiver*, og enda mindre for at de tilhører Bymarkgruppen.

## C. Tektonikk og stratigrafi.

### I. Sparagmitens skyvning.

1. *Bevis.* Kartlegningsarbeidet over sparagmit førte snart til den antagelse at hele sparagmitlagpakken har vært utsatt for en forskyvning, og nu, efter full oversikt over alle feltiakttagelser, er efter min mening teorien om sparagmitens skyvning blitt et uimotsigelig faktum. Det er de rene feltobservasjoner som leverer de enkleste og klareste bevis, og disse kan deles i 3 grupper:

- I. Sparagmitens finstruktur.
- II. Større skyveplan innen sparagmiten.
- III. Grensefenomenene mot grunnfjellet og mot andre dannelser i den lyse sparagmit.

I. I feltbeskrivelsen blev det sagt at sparagmiten er presset, og denne gløse »presset« er også anvendt av alle som tidligere har beskrevet sparagmiter, uten at begrepet er særlig diskutert eller tydet.

Mekanisk deformasjon av et fast legeme ved trykk, »press«, kan tenkes å foregå på 3 måter: a. Enten er legemet utsatt for allsidig trykk, eller, b. det er utsatt for skjærkrefter. En tredje mulighet c., ensidig trykk, blir for vårt bruk å betrakte som et spesialtilfelle, idet kraft pr. flatenhet må enten være lik over hele den påvirkede flate for kraft og motkraft, eller kreftene må holde hverandre parvis i likevekt:  $K_1 = K'_1$   
 $K_2 = K'_2$

Når dette ikke inntreffer, fåes det almindelige tilfelle b. Det er klart at det ikke er det hydrostatiske trykk nede i en rolig lag-

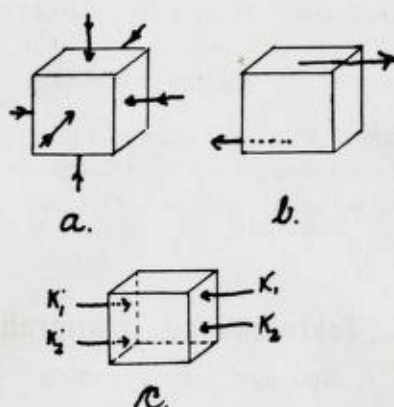


Fig. 13. Typer av trykkpåvirkning: a. Allsidig trykk.  
b. Utsatt for skjærkrefter. c. Ensidig trykk.

pakke som har bevirket den sterkt varierende deformasjon som man sikter til, når man sier at sparagmiten er presset. Det må derfor være skjærkrefter som er årsaken; dette er også nok så innlysende, idet det neppe er mulig å finne en spalteflate i sparagmiten som ikke viser en eller annen grad av friksjonsstripping. Selv feltspatskjellene i sterkt pressede typer har en orientering i rummet. Av litt større fenomener kan nevnes: Utkiling av tykke benker, markerte gldespeil av utfelt kvarts med grove striper som isskuring, utgnidning av kvartskonglomerater så bollene antar form som brød eller flatklemte skiver. Ofte optrer en spesiell mylonit-skifer på steder som åpenbart har hatt sterk deformasjon; skiferen er en rød-fiolett finkornig tett bergart.

De tre illustrasjoner er hentet fra dagboken; en masse lignende strukturer av samme størrelsesorden er iaktatt, og de forklares enkelt ved antagelsen av gjennomgripende skyvning av hele bergartsmassen.

II. Den eneste helt blottede forskyvning av to sparagmitlag i forhold til hinannen finnes i Grøttingbratten. Her stikker skyveplanet med sin opknusningssone frem midt i en fjellvegg.

Skissen viser klart hvordan et øvre flak med fall  $20^\circ$  mot NW ligger over et undre med fall  $10^\circ$  mot SO. Imellem dem er det en tydelig opknusningssone. For øvrig viser struktur-

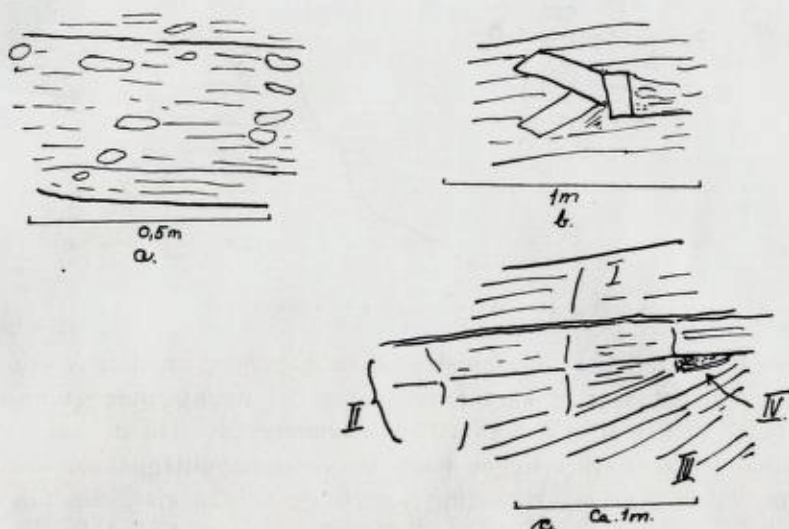


Fig. 14. a. Deformert kvartskonglomerat. b. Deformasjon av benkningen. c. Overgang (II) fra tykkbenket sp. (I) til tynnbenket skiffig (III) med mylonit (IV).

kartet hvor lignende profiler kunde studeres, hvis ikke morene-dekket hadde vært.

III. De to steder hvor sparagmit er nærmest i kontakt med grunnfjell er syd for Ørsjøbekksr og ved Tegninga. Det første sted sees en særlig sterk opknusning like S for tilliten; steil lagstilling fortsetter gjennom hele Nordisetervola. I Tegninga har sparagmiten også steilt fall,  $60^\circ$ , hvor den stikker frem vis å vis grunnfjellet, men det særlig interessante parti finnes litt oppe i ø. Kløftbk. Her er grensen sparagmit—grunnfjell blottet. Sparagmiten er blitt til en ren grå kvartsit, og graniten er sterkt mylonitisert. Litt lengre op i dalen stikker det frem en merkelig bergart. Den består av røde klumper av feltspat i en kvartsitmasse og må tolkes som en sammenmaling av sparagmitens kvartsitmylonit og graniten. I slip består denne bergart av en grunnmasse med knoller i. Grunnmassen er et sjeldent jevnt opknust kvartsgrus med største kvartskorn på 0,2 mm. Den holder svært lite sericit, hvilket tyder på en ren mekanisk deformasjon. Knollene er en del store grovperitiske feltspatkorn og en stor granitknoll





Fig. 15. Skyvefronten i Grottingbratten.

med den mikroskriftgranitiske sammenvoksning mellom kvarts og feltspat som er karakteristisk for det nærliggende grunnfjell. Vi har altså her en virkelig bunnmylonit. Da det ikke i umiddelbar nærhet ligger noen svær sparagmitlagpakke, kan man ikke anta mylonitisering som følge av »en viss liten forskyvning i horisontal retning«, som tvilerne ynder å uttrykke sig; her må man gå til antagelsen av en betraktelig forskyvning av hele sparagmitavdelingen med markert glidebane i bunnen.

Observasjonene viser altså at hele sparagmitlagpakkens underlag er forskjøvet i forhold til grunnfjellet, likesom benkene innen lagpakken er glidd i forhold til hverandre; dertil har selve sparagmitmassen vært utsatt for en differentiell skyvning.

Så kommer da spørsmålet: Hvilket forhold er det mellom de 3 skyvetyper, og hvor store er de horisontale skyvedistanser?

Mitt inntrykk er at den plastiske skyvning av sparagmitmassen er minst; så kommer i størrelsesorden benkenes forskyvning, og til slutt enda en orden høyere hele lagpakkens skyvning. Benkeforskyvningen kan muligens nå op imot bunnskyvningen enkelte steder, men at rekkefølgen skulde være omvendt for de to siste typers vedkommende, anser jeg for utelukket. Når det derfor i det følgende snakkes om »sparagmitens skyvning«, så menes hermed den 3. type som er den dominerende; størrelsesordenen dreier sig om 100 km.

2. *Flakenes skyvning.* Selve skyvningen tenker jeg mig da har foregått på den måte at de nevnte sparagmitflak har ligget butt i butt og skuret over den relativt jevne grunnfjells-

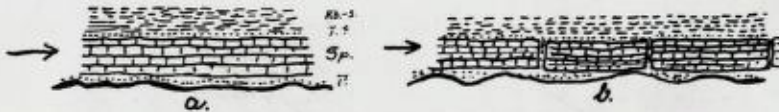


Fig. 16. a. Ved skyvningens begynnelse. b. Opdeling i flak.

overflate. Det tillitiske basalkonglomerat som delvis er lerholdig, har da virket som smøringsmiddel, akkurat som alunskiferen ved mange tidligere fastslåtte skyvninger. Sparagmiten har øiensynlig allerede ved skyvningens begynnelse vært en fast kvartssandstenplate. En slik plate er så stiv at den ikke bøies, men sprekker, hvis sidetrykket overstiger elastisitetsgrensen. Ellers er det vel platens bevegelser over den sikkert litt ujevne grunnfjellsoverflate som har bevirket opsprekningen i flak. Denne forestilling om »flak« svarer også bra til det strukturelle billede av kartbladets og tilstøtende egnes sparagmitdekke, idet det svake fall på  $10^{\circ}$ — $30^{\circ}$  er helt overveidende. Det er forbausende at flak ikke er blitt satt på høikant i større utstrekning enn det virkelig er skjedd. Dette må skyldes flakenes betydelige utstrekning i forhold til tykkelsen, samt eventuelle overliggende lags stabiliserende virkning. Dog er adskillige flak skjøvet op på de bakenforliggende, eksempel er Eggevola, Kummen og Gløføykkampen. Lenger øst mellom Fæmund og riksgrensen har G. Holmsen påpekt hvorledes fjellenes silhuett er en utpreget trappetrinlinje, — lange slakke helninger mot NW og bratte skrenter mot SO.

Når et sparagmitflak skyves bortover grunnfjellsoverflaten, vil der langs skyvesonen opstå en kolossal friksjon. Det kan ha en viss interesse å diskutere dette forhold litt nærmere, da det efter min erfaring er fullstendig forbigått i den geologiske litteratur i Skandinavia. De almindelige friksjonslover sier (Coulombs lover):

1. Friksjonen er uavhengig av friksjonsflatens størrelse.
2. Friksjonen er proporsjonal med belastningen.
3. Friksjonen er uavhengig av hastigheten.

Disse lover gjelder kun tilnærmet, men avvikelser selv op i 10 % spiller ingen prinsipiell rolle for de kommende overlegninger. 2. kan skrives:

$$F = f.P$$

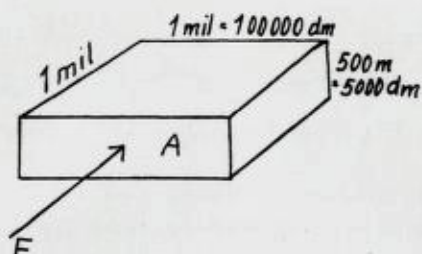


Fig. 17. Et sparagmitflak hvis skyvetrykk er beregnet.

Idet vi tenker på et sparagmitflak, er  $P$  flakets vekt i kg og  $F$  friksjonskraften, også i kg. Friksjonskoeffisienten  $f$  angir altså den del av vekten  $P$  som skal til for å overvinne friksjonen. Hvis  $f = 1$ , vil friksjonskraften være tilstrekkelig til å løfte flaket; ved almindelig friksjonsglidning vil vi derfor ha  $f < 1$ . Vi kan derfor ifølge teknisk litteratur anta  $f = 0,3-0,7$ .

Et lite regnemessig eksempel vil belyse forholdene ved skyvningen. Betrakter vi et flak på 1 mil i kvadrat og 500 m tykt, blir vekten  $P = 2,5 \cdot 5000 \cdot 100\,000^2 \text{ kg} = 12,5 \cdot 10^{13} \text{ kg}$ , idet sparagmitens sps. v.  $= 2,5$ . Med  $f = 0,5$  fåes:

$$F = 0,5 \cdot 12,5 \cdot 10^{13} \approx 5 \cdot 10^{13} \text{ kg.}$$

$$\text{Men trykk pr. fl. enhet } p = \frac{F}{A} = \frac{5 \cdot 10^{13} \text{ kg}}{5 \cdot 10^{10} \text{ cm}^2} = 1000 \text{ atm.}$$

Dette trykk 1000 atmosfærer er ikke utenkelig ved en fjellkjedefolning. Men hvorledes kan dette bringes i overensstemmelse med bergartens materialkonstanter?

Trykkfastheten til kvarts, kvartssiter og sandstener dreier sig om ca.  $10\,000 \text{ kg/cm}^2$ . De skjærkrefter som skal til for å fremkalle brudd, er av størrelsesorden  $100-1000 \text{ kg/cm}^2$ . Ved Harvard University<sup>1</sup> er trykkfastheten for en kvartskrystall loddrett c-aksen bestemt som funksjon av hydrostatisk trykk. De trykk som har interesse i vårt tilfelle, er på under 1000 atmosfærer, — svarende til vekten av en lagpakke på 4000 m eller mindre. Kvartsens trykkfasthet stiger i dette intervall bare et par prosent. Det samme måtte da med stor tilnærming kunde gjøres gjeldende for sparagmit. Det ovenfor omhand-

<sup>1</sup> D. Griggs and J. F. Bell: Experiments Bearing on the Orientation of Quartz in deformed Rocks. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 49. 1938., s. 1731.



lede flak var 10 km langt i skyveretningen (F) med et tilsvarende skyvetrykk  $p = 1000$  atm. Hvis flaket var 100 km langt, blev den tilsvarende  $p = 10\,000$  atm., hvilket altså er op imot bruddgrensen. Nå vet vi dertil at sparagmitformasjonen har vært utsatt for bevegelse helt ned til Elverum og Mjøstraktene, og disse bevegelser må ha blitt formidlet av den NW derfor liggende sparagmit. Dette sparagmitdekkets bredde er 150 km. Vi kommer altså her op i det dilemma at vi når op imot kvartsens »ultimate strength« for sparagmitdekket op imot Trondhjemssynklinalen, hvilket ikke synes å svare til virkeligheten.

Det blev her regnet med ensidig trykk (alternativ c, side 36), mens differentielt trykk (alternativ b) blev regnet som det sannsynlige. Men den differentielle skyvning er altså så liten at den kan settes ut av betraktning ved spekulasjoner over sparagmitformasjonens hele forskyvning.

Jeg skal ikke her forfølge disse tanker videre, men gå over til forskyvningene innen den lyse sparagmit, hvor vi får interessante resultater ved å ta friksjonsforholdet med i betraktningene.

3. *Benkenes skyvning.* Jeg har lagt merke til at massiv tykkbenket sparagmit ofte har et påfallende skille mellom benkene. Det kan være sprekker på mange cm's bredde som skiller dem. Hvor blotningen er særlig god, sees det at sprekene skyldes et lag med bløt skifer som lett vitrer bort. På nordsiden av Jutulhogget har jeg tatt prøve av en slik skifer som her nådde op i 10—15 cm's tykkelse. Skiferen er lys grå og sprekker lett op i tynne fliser. Det er åpenbart at denne skifer har tjent som en smurning for benkenes glidning i forhold til hverandre. Foruten denne lyse mylonitskifer som jeg har kalt den, har jeg tidligere nevnt en fiolett mylonitskifer som forekommer på grensen mellom sparagmit og innpresset tillit. Den er også hyppig sett i sparagmit sammen med den lyse mylonitskifer. Farven veksler fra sterk rød via rødfiolett til sortfiolett, og den skiller sig meget tydelig ut fra sparagmiten. Jeg har derfor kunnet se den inne i sparagmit-benker som lange utgnidde slirer, — glideflater som har blitt lukket, igjenpresset.

Klumper av skiferen kan også danne rene konkresjoner i sparagmit. Når den lyse type ikke finnes på disse måter, så kan det skyldes at den vil forsvinne i sparagmit ved utgnidning.

Om forekomstmåten kan altså fastslåes at den lyse mylonitskifer er sett på sprekker mellom sparagmitbenker, og at den fiolette både forekommer som smurning mellom benkene og på sparagmitens grenser mot tillit. Skifrene er begge analysert, nr. 12 og 13, s. 24.

I slip består den fiolette mylonit-skifer av jernerts jevnt spredt i støv og småklumper over hele slipet. Selv i gjennomfallende lys er en del av ertsen rustrød. Matriks for denne erts er under kryssede nikoller et kornet aggregat med sterkt gulhvite farver, tydeligvis en meget finkornig sericitmasse. I denne ligger enkelte små kvartskorn.

Det var umulig å få slip av den analyserte lyse skifer, da den var så bløt at den smuldret i hånden. Men grenselaget mot sparagmit var så fast at det lot sig slipe. Slipet kan sies å være en sparagmit, da det holder klastiske kvartskorn som er langagtig utpresset og ensrettet. Noe mikroklin sees. Karakteristisk er meget grunnmasse som er en tett finkornet sericitmasse. I den analyserte prøve trer sparagmitkomponenten åpenbart tilbake til fordel for sericiten. Forklaringen på den lyse farge er at slipet er frit for jernerts.

Analysene av de to skifre sier mest. Med sine lave  $\text{SiO}_2$ -verdier skiller de sig skarpt fra den vanlige sparagmit. Den lyse mylonitskifer er påfallende lik en lere. Goldschmidt opgir i »Die Kontaktmetamorphose...«, s. 16, de marine lersedimenters sammensetning. Til sammenligning settes gjennomsnittet av norske glacial-lerer.<sup>1</sup> Som man ser, ligger analysen påfallende nær det marine lersediments sammensetning, mens glacialeren viser betydelige avvikelser, da særlig alkaliene. Den vanlige norm (beregnet efter Niggli's metode) viser hovedmineraler kvarts, kalifeltspat og jernglans med hele 16 % korund. Da slipet viser høi sericitgehalt, har jeg regnet ut en modal sammensetning hvor all normativ C er lagt til feltspaten

---

<sup>1</sup> Undersøkelser over norske lerer V. Analyser. Statens råstoffkomité's publikasjon nr. 22.

for å danne sericit (muscovit), svarende til ligningen: 1 feltspat +  $\text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow 1$  sericit.

Tabell IV

	Marint sediment	Glacial- lere
$\text{SiO}_2$ .....	60	56—52
$\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	20	14—18
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ .....		3—5
	7	
$\text{FeO}$ .....		3—5
$\text{MgO}$ .....	2	4—5
$\text{CaO}$ .....	1	2—4
$\text{K}_2\text{O}$ .....	6	4—5
$\text{Na}_2\text{O}$ .....	1	1,5—2

Tabell V

Analyser, norm og mode av mylonitskifrene.

	12	13		12		13	
				Norm	Mode	Norm	Mode
$\text{SiO}_2$ .....	53.03	63.31	Q .....	24.7	24.7	36.2	36.2
$\text{Al}_2\text{O}_3$ .....	24.94	17.13	Or .....	43.0	—	40.0	14.5
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ .....	9.28	11.68	Ab .....	2.5	—	3.5	1.0
$\text{FeO}$ .....	0.30	0.39	An .....	0.5	0.5	—	—
$\text{MgO}$ .....	0.61	spor	C .....	20.1	1.9	16.2	—
$\text{CaO}$ .....	0.11	spor	Ser .....	—	63.7	—	39.2
$\text{K}_2\text{O}$ .....	6.87	6.52	En .....	1.8	1.8	—	—
$\text{Na}_2\text{O}$ .....	0.27	0.36	Mt .....	0.6	0.6	1.2	1.2
			Ht .....	6.6	6.6	7.9	7.9

Nr. 12: Fiolett mylonitskifer, Barkaldfoss.

Nr. 13: Lys mylonitskifer, Jutulhogget.

Som man ser blir det en del feltspat tilbake. Da der i alle muskovit- og sericit-analyser inngår litt Na ved siden av K, så er Or og Ab begge anvendt til Ser-dannelsen, dog slik at  $\frac{\text{K}}{\text{Na}}$  i begge analyser er det oprindelige. Herved fås for nr. 13 40 % Ser. Noen prosent kunde ytterligere fås ved at all feltspat beregnes som Ser efter ligningen: 3 feltspat  $\rightarrow$  1 sericit +  $\text{K}_2\text{O}$  +  $6\text{SiO}_2$ . Analysen viser 2,5 %  $\text{H}_2\text{O}$ , og da



muskovitens vanngehalt er 4—5 %, har sikkert skiferen omkring 50 % modal sericit. Da sericit er et utpreget stress-mineral etter Harker, så har det sikkert foregått skyvning langs skiferhorisonten. Nu er det spørsmål om denne lyse mylonitskifer stammer fra et primært lerlag avsatt i den lyse sparagmit. Dette kan til dels være mulig, men utpreget benkeskjøvet sparagmit har jevn benketykkelse, så det blir i tilfelle en litt underlig varvig lere. Jeg tror derfor at leren er blitt anriket i visse horisonter, slik at sparagmitens lergehalt har vandret. Da  $\text{Al}_2\text{O}_3$  og Al i mineraler er lite oppløselig eller »utlutbart« i forhold til de andre oksyder, vil jeg anta at vandringen har foregått rent mekanisk, for eksempel ved begynnelsen av skyvningen.

Den fiolette mylonitskifer (nr. 12) er enda mer ekstraordinær i sin kjemi. Idet all alkali forbrukes til å danne sericit, blir det ennu igjen litt korund. Den beregnede mode blir da på 65 % Ser, 25 % kvarts og 7 % erts. Dette synes å stemme med slip-iakttagelsene. Etter analysen er skiferen en sjeldent  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -rik lerskifer. I litteraturen er det ytterst få skiferanalyser som når over 20 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . I forbindelse med anskuelsene om den lyse skifer, ligger det da nær å anta en anrikning av  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ved utsquizing. Det groveste av kvarts-feltspat-innholdet blir da fraskilt. Dette kan lyde temmelig hypotetisk, men en måte må jo den høie Al-gehalt ha opstått på. Bauxitlignende dannelser kan tenkes å få en sammensetning som analyse nr. 12 viser, og den sterke oksydasjon av jernet kunde også peke i samme retning. Før der foreligger et mer rikholdig materiale, kan intet sikkert sies om skiferens genesis.

Den fiolette mylonitskifer er visstnok å se over hele sparagmitformasjonens område. I litteraturen står nemlig stadig om rød skifer, rød og grønn skifer o. s. v. Bjørlykke snakker for eksempel om sjokoladefarvet skifer. (Dette er da den skifer som i Mjøsprofilen kalles Ekre skifer og som ligger over den lyse sparagmit). G. Holmsen<sup>1</sup> har et profil som viser at den fiolette skifer virkelig er en mylonitskifer. Nederst s. 21 står det: »Direkte på grunnfjellsgraniten ligger avslitte lag av

<sup>1</sup> G. Holmsen: Beskrivelse til Nordre Fæmund. N. G. U. nr. 144 s. 21.

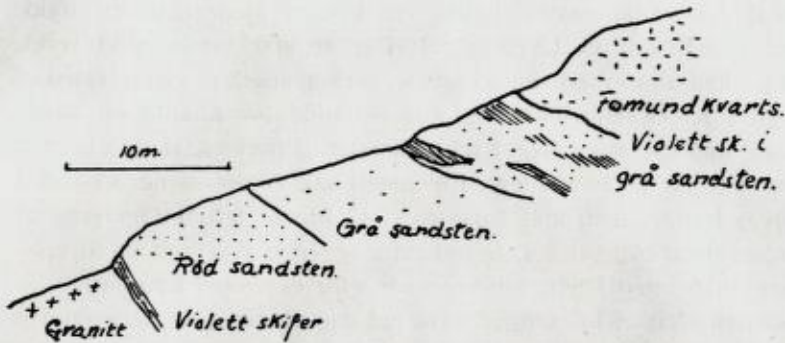


Fig. 18. Profil i Salfjellets vestskråning, Fæmund.

en finkornig fiolett skifer, inntil  $\frac{1}{2}$  m mektig.« Lenger ned: »Derpå følger et lag med vekslende mektighet bestående av grå, noget omvandlet sandsten, hvori ligger innklemte lag av en lignende fiolett skifer som den der mellom grunnfjellet og den uomvandlede røde sandsten.«

Å kalle de beskrevne skifre mylonitskifre, er neppe helt korrekt; selv om termen mylonit er dårlig definert, ligger det i dagen at mylonitskifer nærmest er en skifer i sparagmit som er opstått direkte ved mylonitisering av samme. Men det er det i vårt tilfelle ikke. Skifrene er primært forskjellige fra sparagmiten; dertil har jeg antatt at der under skyvningen er skjedd forandringer utover ren kataklase. Betegnelsen mylonitskifre er en feltbetegnelse, og jeg vil beholde den, da den pointerer det forhold at skifrene kun synes å opptre på steder hvor skjærkrefter eller sterkt trykk har virket (eller omvendt).

For glidningen mellom to sparagmit-benker som blir smurt av en fet lere, rik på koloide bestanddeler, er det intet i veien for å anta en friksjonskoeffisient på 0,1. Betrakter vi et lite flak på  $(1000 \cdot 1000 \cdot 100)$  m<sup>3</sup>, så er vekten  $P = 2,5 \cdot 10^{11}$  kg.

$F = 0,1 \cdot 2,5 \cdot 10^{11}$  kg =  $2,5 \cdot 10^{10}$  kg. Da endeflaten A er  $10^9$  cm<sup>2</sup>, fåes:  $p = \frac{F}{A} = 2,5 \cdot 10$  atm. = 25 atm. Når nu glidningen skal foregå langs plan jevnt fordelt i de 100 m mektighet, vil idet friksjonen er uavhengig av friksjonsflaten, dette svare til at glidningen foregikk midt i flaket, d. v. s. P blir halvparten så stor. For å foreta en »benkeskyvning« i vårt flak

skal der under nevnte betingelse kun et gjennomsnittlig trykk på endeflaten på 12.5 atm.! Det er klart at et slikt trykk ikke kan deformere en kvartsbergart synderlig. Den vanskelighet K. O. Bjørlykke og andre hadde for å anta en skyvning når sparagmitflaket ikke var særlig presset, skulde herved være brakt ut av verden. En annen sak er det at når et flak i Øvre Rendal-distriktet forskyves, så krever feltiakttagelsene at bevegelsen overføres i de bakenforliggende flak helt ut til sparagmit-fronten i SO, for her nede (for eksempel Engulfsjøll — Kletten) har vi foldninger. Da må det ganske anderledes større krefter til. Men å benekte skyvning som fenomen, skulde være vanskelig.

#### 4. Sparagmitens differentielle skyvning.

Dette problem er det vanskeligste ved skyvningen. Hånd i hånd med den differentielle forskyvning og dens kataklase går nemlig som tidligere omtalt nykrystallisasjon. Derfor fåes en sikker kvalitativ vurdering kun når kataklasen går så vidt at den følges av dannelselse av muskovitslirer. Dette er for eksempel tilfelle i bunnen av det opskjøvne flak som danner Bellingene.

Her kunde gradienten tenkes av størrelsesorden 10. Den differentielle skyvningsgradient er ved jevnt fordelt skyvning  $\frac{S_B - S_A}{l}$ , hvor  $S_B$  og  $S_A$  er skyvevidden efter en viss tid i henholdsvis lagene B og A, og  $l$  er avstanden mellom dem. I punktet K vil gradienten være  $\frac{dS}{dl}$ .  $dl$  synes bestandig å ha positiv retning opover, d. v. s. at skyvevidden er størst øverst i forhold til grunnfjelloverflaten for eksempel. Gradienten derimot kan variere.

Et godt inntrykk av gradienten skulde knollene i sparagmitens kvartskonglomerat gi. Alle de iakttatte kvartskonglomerater er deformert. Ved differentieell skyvning vil en kule med radius  $r$  bli deformert til ellipsoid med  $a > b > c$ , hvor  $b = r$ . Dette er det almindelige tilfelle av deformasjon. Men enkelte steder har kvartsknollene form som vørtekake, altså  $a = b \gg c$ .



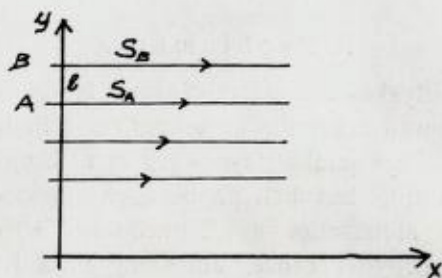


Fig. 19. Den differentielle skyvning.

Her er også  $b > r$ . Det betyr at sparagmit-flaket foruten den vanlig skyvning har hatt anledning til å utbre sig lodrett skyveretningen; lagene har fått en spredning. Fenomenet er tydeligst ved en konglomerat-benk på ca. 10 m, som finnes N for Jutulhogget.

Akseforholdet ved disse to deformasjonstyper overstiger sjelden  $a : b : c = 1 : b : 10$ . Dette svarer til en gradient omkring 3. Denne gradient skulde altså være maksimum for den differentielle skyvning. Da den nødvendige mengde observasjoner over disse forhold ennå mangler, skal jeg ikke komme nærmere inn på disse ting.

Jeg har under omtalen av deformasjonen forutsatt at kvartsknollen deformeres helt plastisk. Som nevnt har Griggs (1938) eksperimentelt bestemt kvartsens styrke som funksjon av det hydrostatiske trykk. Der trenges 25 000 atm. ensidig trykk til for å sprengte kvartsen under 1000 atm. allsidig trykk. Jeg har i det tidligere hevdet at så store trykk ikke på langt nær forekommer i våre strøk. Deformasjonen må derfor finne sted på grunn av det lange tidsrum kraften virker over, og den kan kalles et slags tretthetsbrudd. For å fremkalle en bestemt grad av deformasjon, trenges det derfor sikkert mindre kraft jo lenger tid påvirkningen finner sted, og man har på det nuværende standpunkt ennå intet begrep om størrelsen av grenseverdien nedad for de krefter som fremkaller deformasjon, ja ikke engang størrelsesordenen av dem.

## 5. Problemene.

K. O. Bjørlykkes bok »Det centrale Norges fjellbygning« er fremdeles hovedverket for en tektoniker i fjellkjeden. Etter mine nuværende synspunkter synes jeg at hele boken, nær sagt hvert eneste profil, viser hen på bevegelse, tektonikk. Likevel var Bjørlykke motstander av Törnebohms »öfverskjutningslära«, og han benytter enhver anledning til å tvile på at der foreligger overskyvninger, — se for eksempel øverst s. 49! I sin innledning pointerer Bjørlykke den store forskjell mellom *overskyvning* av eldre lag over yngre og *forskyvning* av yngre lag over eldre. Det første tror ikke Bjørlykke på, men det siste, som jeg kaller *skyvning*, det tror han på: »Man blir nødt til å sonde mellom forskyvninger og overskyvninger; de første er sikre nok (!!!) om de siste kan der disputeres.« I virkeligheten har Bjørlykke nesten ikke trodd på forskyvninger heller, for hadde han trodd på alle de forskyvninger han har beskrevet og tegnet profiler til, så vilde han ha fått et syn på tektonikken som ikke gjorde det vanskelig å anta de små virkelige overskyvninger som må til. Og det er klart at slagordet »alt er skøvet« gir en anledning til å forsøke på en forklaring overalt hvor Bjørlykke måtte opgi å forsøke på å gi en fyldestgjørende forklaring. W. Wernskiold<sup>1</sup> har også stillet den falske problemstilling »overskyvning eller ikke« med det resultat at det på S. Fron ikke finnes overskyvninger. Det kan være mulig, men den kvartsittlignende lyse sparagmit vidner i aller høiste grad om forskyvninger.

Den skyveteori jeg har fremstillet og forsøksvis bevist, har altså endret problemet »overskyvning eller ikke« til »skyvning eller ikke«. Og det problem synes mig løst: Skyvning. Men derved dukker et nytt stort problem op, nemlig motsigelsen i de mekaniske forestillinger som må legges til grunn for skyvningen. Ifølge de klassiske beskrivelser er sparagmitformasjonens SO- og S-grense sterkt foldet, (Ringsakerinvensjonen), og dertil må sparagmit-lagene ha overført den kraft som sam-

<sup>1</sup> W. Wernskiold: Geologisk beskrivelse til kartbladet S. Fron. N. G. U. nr. 60.

menfoldet Oslofeltets kambrosilur. Dette gir en skyvevidde av størrelsesorden 100 km. Mitt dilemma er da følgende: De krefter som bevirker forskyvningen må være lik eller mindre enn vekten av de store sparagmit-flak som har foretatt vandringen, ellers vilde det ikke bli noen skyvning, men bare sammenstukning i sparagmitens NW-front. Men samtidig må kreftene være store nok til å overvinne friksjonen, og det tvinger en til antagelsen av en etter vanlige forestillinger aldeles latterlig lav friksjonskoeffisient: 0,01—0,001 (friksjon som et jernbanetog!) eller enda mindre. Noen løsning på dette problem ser jeg ikke, men problemet forhindrer ikke at feltiakttagelsene tvinger mig til å tro på den nevnte skyvning.

## II. Tektonikk på kartbladet „Øvre Rendal“.

En almindelig oversikt over sparagmiten på »Øvre Rendal« blir greiest fremstillet i sammenheng med oversikten over tektonikken innen kartbladet. Da bergartens grad av deformasjon er bestemmende for sparagmitens makroskopiske utseende, foruten å være hovedkarakteristikum for tektonikken, fremstilles det hele herved samlet.

Et vanlig berggrunnskart gir lite inntrykk av bergbygningen, selv om alle strøk- og fallobservasjoner er påført. Jeg har derfor tegnet et strukturkart hvor alle observasjoner er påført og strøklinjene er forlenget med en tynnere strek for at inntrykket av strukturen skal bli klart. Hver observasjon fremstiller ikke bare strøk og fall på observasjonsstedet, men også på hele det omliggende område. Da videre strukturlinjene er trukket i overensstemmelse med feltiakttagelsene, så gir disse strukturlinjer et representativt bilde av sparagmitens skifrihetsflate.

I beskrivelsen av sparagmitens skyvning har det stilltiende vært forutsatt at skifrihetsflaten = lagflaten, er identisk med den primære lagflate. Forestillingen om sparagmitens skyvning i flak gjør dette til en naturlig antagelse. De feltiakttagelser som viser at antagelsen i det vesentlige holder stikk, angis i avsnittet »stratigrafi«.



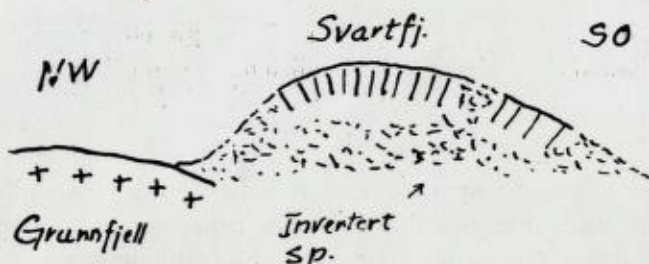


Fig. 20. Sparagmitlagenes inversjon i Svartfjell.

Et blick på strukturkartet viser at kartbladet naturlig deles i to områder, og skillelinjen går helt vesentlig langs Tyslas og Renas dal. Vest for linjen er strøket omkring SW—NO, mens øst for den er det mer varierende, mest østlig fall og med flatere lagstilling.

Vest for Glomma er billedet ganske klart på grunn av de gode blotninger. Langs Ulivola fra A—B er fallet hele tiden nordvestlig, noget vekslende. Ved B må det antas en antiklinal, men den er erodert bort. S for B fortsetter dette påfallende jevne strøk, bare med sydøstlig fall som blir slakkere ned mot Hanestad. Vi har her åpenbart bunnflaket som har gått over grunnfjellskulen. W for C er det et område hvor vi innenfor den prikkede flik har fått sparagmitlagene veltet over til inversjon. Ved D har vi i Grøttingbratten litt av et flak som har ligget over bunnflaket; skyvefronten er beskrevet s. 36. Nede i hjørnet S for E er det et lite område for sig. Det er ikke mulig å si om det henger sammen med Grøttingflaket eller om det bare er flattliggende partier av bunnflaket. På østsiden av Glomma fortsetter bunnflaket sitt jevne forløp over E og ned mot F, hvor det er noen små, pene hvirvler med meget flate lagstillinger. Ved E og mellom D og Glomma har sparagmiten et fyllitisk utseende og holder litt klorit foruten meget muskovit. Noen plausibel forklaring er ikke godt å gi. Det ser da i alle fall ikke ut som det stammer fra et »fremmed flak«. Sparagmiten for øvrig i bunnflaket er grovt klastisk og presset — sterkt presset. Det inverterte flak ved C er særlig presset; her finnes en rekke steder sjeldne typer, nemlig den sterkt røde (nr. 155) og finkornige kritthvite sparagmiter.

Grøttingflaket er særlig klastisk, og det skiller sig fra det underliggende ved å føre adskillige korn av titanit.

Fra E' har jeg fulgt åsen nordover til G (Jutullhogget) og konstatert at strøket forandrer sig kontinuerlig uten at jeg kom høiere i lagene. Det kan altså være en dreining forårsaket av de sparagmitlag som har glidd over de iaktatte. Sparagmiten i denne åskam er mer presset og kvartsitisk enn sparagmiten i bunnflaket og har få klastiske relikter. Denne »dreiede« sparagmit løper mot NW inn under et tydelig opskjøvet flak. Ved H er lagene tydelig satt på kant, men ved klatringen op på denne eggen (Bellingen 1115) fant jeg ikke noen påviselig skyvefront; den sterkt pressede sparagmit bare endret sitt fall gradvis. På grunn av terrengformene må jeg anta en lignende front ved I, mens de to fjell Eggevola og Kummen (K) er av type akkurat som H og like tydelig.

H, I og K har et strøk nokså lik bunnflakets fra A—B, men skiller sig fra dette ved sterkere pressing; dette kan jo imidlertid bare skrive sig fra den »sene« opskyvning. Profilet fra toppen av Bellingen 1115 og ned i Tyldalen (ved H) er på grunn av blotningen det som forteller mest. Oppe ved varden er sparagmiten småkonglomeratisk og presset, men tydelig klastisk. Denne klastiske karakter forsvinner efter hvert nedover; bergarten blir tydelig utgnidd. Sterkest er kataklasen nederst i den 400 m tykke blottede del av flaket. Her tiltar altså gradienten tydelig nedover. Sparagmiten fra Bellingen og op til kartbladets NW-hjørne er overalt sterkt presset til en finkornet kvartsitlignende type.

Tyslas dal (ell. Tyldalen) markerer et tydelig brudd med disse strukturer. Østenfor ligger Fonåsfjellets flak med svakt bøiede strøklinjer. Dette flak har meget klastiske primært utseende sparagmiter, og det skulde representere høiere strata i sparagmiten hvis man forutsetter at grunnfjellsoverflaten synker østover inntil Finstadforkastningen. W for Finstad har Fonåsfjellet så markerte brattvegger at her muligens kunde være en skyvefront, uten at det dog er noget presningsfenomen som taler for det.

W for Øvre Rendal (bygden) er det et tektonisk hvirvelområde. Det er påfallende hvor den lille tillitforekomst synes



Bellingen 1115, sett fra Midtskogen.

å ha vært et støtpunkt. Blåkvarts- og skifer-feltet videre sydover har sin egen strukturetning.

O for Finstadvinduet og Unset (L) ligger et svært flak med klastisk, litt presset sparagmit. Viddas overdekning gjør at man ikke kan ha noen forestillinger om de østligste strøk; her gir ikke de få observasjoner noe som helst billede.

Fra M og sydover er det antydning til et flak, men dets linjer brytes av Stenfjellet (N). Derimot er Nupen et tydelig lite oppresst flak (O). Men selv er sparagmiten fremdeles tydelig klastisk.

Sø lens antyklinal P—Q er det tydeligste tektoniske trekk på disse kanter. Det er helt utvilsomt at fjellets lange akse har flate lagstillinger og at sparagmitlagene faller ut til alle kanter herfra. Kun nede ved P mangler iakttagelse med sydlig fall, ellers er billedet komplett. Sparagmiten er klastisk, bare i ca. 1400 m (i Sø lenskaret) finnes et nivå med kvartsit, langs hvilken særlig skyvning må tenkes å ha foregått. Sø lens oppbulning av sparagmiten må forklares ved at grunnfjellet her har en opstikkende rygg. Da det i strøket omkring ikke er sett grunnfjellsbergarter i løse blokker, må grunnfjellet forutsettes å ligge et stykke under viddas overflate, 1200 ned til





Nupen, sett fra Misterdalssetra.

800 m. Den lyse sparagmits mektighet i Sølen blir derfor omkring 1000 m.

I kartbladets NO-hjørne ligger et høit fjell (R) som er et opskjøvet flak av helleberg-karakter akkurat som K.

Et hovedpunkt for forståelsen av skyvningen er de nuværende grunnfjellsvinduer. Spørsmålet er: Har vinduene i kaledonsk tid vært antiklinaler som nu? Noe klart standpunkt kommer jeg ikke til, da det er to hovedfakta som delvis mot sier hverandre.

1. Finstadforkastningen fortsetter sydover i Renas store forkastning som herved får en lengde på over 100 km. Den er av Per Holmsen konstatert å være postillitisk ved profilet Finstad—Storbk. Videre viser strukturkartet og grunnfjellsmetamorfofen at forkastningen sannsynligvis er av postkaledonsk alder. Prof. Holtedahl har i sine forelesninger parallellisert både denne og Engerdalsforkastningen med Oslofjordens permiske.

2. Atnesjøvinduet har ingen markert forkastningssprekk, men det kunde tenkes å være en antiklinal hevet samtidig med Finstadvinduet. Sparagmitens lagstilling W for Glomma viser

at noen stor hevning ikke har funnet sted, da sparagmitlagene ellers måtte ha en tydeligere tendens til å falle fra antiklinalens centrum, skulde man tro. Men for å få en hevning på 1000—2000 m av antiklinalens centrale deler, vil dens sider (og sparagmiten) dreie ca.  $5^{\circ}$ , og det vil jo ikke influere merkbart på sparagmitlagene. På den annen side tyder det konstante strøk og steile fall på begge sider av den fremstikkende nese ved B på at vinduet har vært en antiklinal allerede i skyvetiden. Da vil det også være naturlig å anta en lignende gammel antiklinal under Sølen. I motsetning til Atnesjøvinduets synkaledonske høie relieff står Finstadvinduets østside, hvor både morfologi og struktur viser at her synker grunnfjells-overflaten jevnt og sakte ned mot O.

Konklusjonen blir derfor:

Atnesjøvinduets østre deler hadde høit relieff *i skyvetid*. Det er derimot ingen tvingende bevis for at f. eks Sølen antiklinal er av kaledonsk alder. At bevegelser har funnet sted *efter* skyvningen, viser Finstad-forkastningen. En mulighet som fortjener å nevnes, er at Atnesjøvinduet skulde ha deltatt i skyvningen; dette kunde da forklare de steile lagstillinger i strøket A—B—C.

Tyldalen ned til Elvål er efter gamle anskuelser en selvfølgelig forkastningsdal, men jeg tror mer på dens oprindelse som et resultat av skyveteknikken; Midtskogens lange tillitforekomst taler herfor.

I sammendrag består den lyse sparagmit innen kartbladet av følgende tektoniske deler:

1. Det vestre bunnflak A, B, C, D, F med sin mektige antiklinal over B.
2. Det store østlige flattliggende flak fra Fonåsfjell hele vidda østover til Sølen antiklinal.
3. Den utpreget sterkere pressede mellemsone E, G, H, I, hvor de nordvestlige deler er oppresset til skyvefronter.
4. De opskjøvne flak K og R hvor sparagmiten er presset til helleskifer.

På strukturkartet har jeg ikke avsatt de strukturer som viser skyveretningen, da disse er så entydige at noen statistisk oversikt ikke er nødvendig.

De utpregede strekningsretninger defineres av grove friksjonsstriper og den lange akse av sterkt uttrukne konglomeratknoller. Det fremgår herav at skyveretningen ligger omkring NW—SO. Ofte ser man derfor at den grove friksjonsstripen ikke følger fallet, men avviker betraktelig fra det.

Mine strukturobservasjoner peker på en rekke andre problemer som hører med til den fullstendige strukturanalyse av den skjønne sparagmit. Men problemene er for store og observasjonene for spredte og usystematiske til at jeg kan annet enn antyde et par momenter.

Der hvor benkningen eller skifrihetsflaten mangler i tydelig utvikling, finnes ofte visse strukturelementer, nemlig et utpreget linjeelement, gjennom hvilket går et svakt utviklet flatelement. I den herved definerte flate er linjeelementet lik strøket eller danner en liten vinkel med dette. Fenomenet kunde tyde på bevegelse loddrett den vanlige, ettersom det hyppig er iaktatt i sparagmit hvor strøket er SW—NO. På toppen av Sølen har jeg til og med denne iakttagelse: »Et pussig fenomen er at kvartsknollene noen ganger er uttrukket langs strøket på lagflaten«.

Et viktig moment til å belyse skyvningens dynamikk er de sett spalteflater som ofte ledsager sparagmitens vanlige lagflate. Mens lagflaten har et svakt fall, er spalteflatene helt (eller meget nær) loddrette vegger. Det typiske er to sett innbyrdes parallelle spalter som skjærer hverandre under en vinkel på  $90^\circ$ . Av et dusin nøiaktige iakttagelser utledes følgende regler:

1. Når to sett spalteflater er utviklet, ligger strøket nær halveringslinjen for vinkelen mellom spalteplanene.

2. Når bare et sett loddrette spalteplan er utviklet, danner disse en vinkel med strøket på omkring  $45^\circ$ .

Man ser herav at spaltene er en funksjon av strøket og står ikke i primær avhengighet av hovedskyveretningen NW—SO. Derfor har spaltene blitt anlagt under et sent stadium av skyvningen. Werenskiold er den første som har satt denne typiske opsprekning i forbindelse med den trykkpåvirkning sparagmiten har vært utsatt for.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> W. Werenskiold: Et sprekkesystem i Gudbrandsdalen. N. G. T. XII 1933.



### III. Stratigrafi.

Som før nevnt blir generalprofilen for Øvre Rendal dette:



Fig. 21. Generalprofil for Øvre Rendal.

Lys sparagmit med konglomerat etc. optil 1000 m.

Skyveplan. Tillit, 10—20 m. Grunnfjell.

Profilen grunnfjell—polymikt basalkonglomerat—lys sparagmit er overmåte utbredt og gjelder for følgende steder:

1. Sparagmitområdet på bladet Tynset (Per Holmsen).
2. Sparagmitområdet på bladet N. Fæmund (G. Holmsen).
3. De overskjøvne flak på S. Fæmund har også grunnfjell—konglomerat—sparagmit.
4. O for Engerdalsforkastningen (O. Holtedahl).
5. Atnesjøvinduet (Ørsjøbekkseter, Sølensjøhd og Snødøla).

For området Mjøstraktene over til Rena gjelder det bekjente generalprofil:

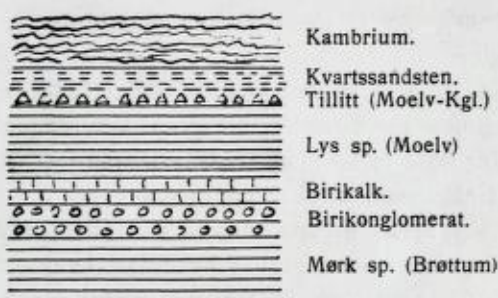


Fig. 22. Det generaliserte Mjøse-profil.

I dette profil kjennes der ikke bunn. Hvorledes skal nu vårt Rendal-profil kobles sammen med Mjøseprofilen? O. Holtedahl

løste problemet<sup>1</sup> ved å anta en primær faciesforskjell; i øst har den lyse sparagmit ikke kommet til avsetning. Derved får man at tilliten (Moelv-konglomerat) på toppen av Gråhøgda svarer til konglomeratet på grunnfjellet i Magnhildsbrennskarven like østenfor. Dette siste konglomerat må man da nødvendigvis parallelliseres med basaltilliten i Rendalsstrøket. Men da er den lyse sparagmit overskjøvet over sitt eget toppkonglomerat! Denne antagelse synes ikke umulig, og den medfører store skyvevidder for den lyse sparagmit. Grensen mellom de områder som har tillit på grunnfjellet og de som har hatt avsetning av eldre lag av sparagmitavdelingen, har Høltedahl trukket like vest for Engerdalen. Men den må nu flyttes minst 100 km mot nordvest.

En annen antagelse at basaltilliten er ekvivalent med Birikonglomeratet, fordrer mer kompliserte antagelser om de primære avsetningsforhold, og er derfor kanskje ikke så sannsynlig. Det fortjener dog å nevnes at i de overskjøvnede flak øst for Fæmundsjøen finnes en lagrekke grunnfjell—konglomerat—lys sparagmit, og dette konglomerat er nærmest av Biri-karakter. Lignende forhold er iaktatt lenger mot nordost i de overskjøvnede »skollar« i Sverige.

Innen den lyse sparagmit på kartbladet »Øvre Rendal« finnes der ingen lag som kan tjene som stratigrafisk ledehorisont. I Kvitvolaetagen beskriver Høltedahl to kalklag som deler avdelingen; men i den lyse sparagmit er der ikke kalk, hvis jeg da ikke bare har oversett den. Et overordentlig almindelig trekk i den lyse sparagmit er de intraformasjonale kvartskonglomerater. Men foruten de markerte benker på 10—20 m f. eks. i Grøttingbratten, Kverninga, Stenfjellet og Sølen, er selve sparagmiten konglomeratisk. I dagboken står det stadig at »sparagmiten blir her efter hvert småkonglomeratisk, med knoller på størrelse med egg, valnøtt«, »sparagmiten holdt spredte utklemt kvartsknoller av nøttestørrelse«, eller »sparagmiten gikk efter hvert over i et tettpakket utgnidd kvartskonglomerat«.

---

<sup>1</sup> O. Høltedahl: Engerdalen. N. G. U. nr. 89.

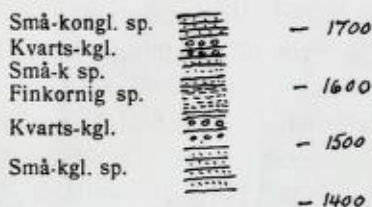


Fig. 23. Profil av Sølenskaret til toppen (1751).

Disse konglomerater er det eneste sikre stratigrafiske trekk som efter skyvningen kan vidne om den primære lagdeling. En rekke iakttagelser viser at skifrihetsflaten faller sammen med den primære lagflate.

I Sølen tillot blotningene et nogenlunde sammenhengende profil gjennom 500 m sparagmit, fra Sølenskaret og til toppen 1751. Ned eggen mot NO fikk jeg akkurat samme profil ned til 1400 m. Lagdelingen holdt sig altså her over op til 2 km. Men på grunnlag av disse konglomerater er det umulig å få noen korrelasjon mellom flakene i stratigrafisk henseende; blotningene er for få til det. Som antydnet på profilet er det tydelig hvorledes kvartskonglomeratet i ca. 1500 oventil gradvis pent uttynnes til en finkornig klastisk sparagmit. Den kvartsitiske horisont går nedad efter hvert over i den grove sparagmit. Kvartsitene må tydes som en opknust sparagmitsone (kfr. analyse nr. 5, s. 24) med stor gradient, hvor nykrystallisasjonen har læget alle sår. Når imidlertid sparagmiten har konglomerat helt til topps i Sølen, så har vi her sikkert bare rød sparagmit. Det kunde jo ellers lett tenkes at kvartssandstenen skulde danne en del av lagrekken, men denne avdeling har ikke konglomerat; (Holtedahll, Engerdalen s. 60) så det er derved utelukket.

Inne i den lyse sparagmit ligger en rekke bergarter, og grenseforholdene viser klart at det ikke er snakk om vanlige intraformasjonale dannelser.

I beskrivelsen av tillitene ved Midtskogen, Øvre Rendal og Brændåsen—Barkaldfossen er det påvist at de ikke skiller sig påviselig fra basaltillitene. Det enkleste er derfor å anta at ved skyvningen er deler av basaltilliten presset op i sparagmitlagene. Øvre Rendal-forekomsten er tydelig av denne type. Benkningen i både sparagmit og tillit er tilnærmet parallelle med den tektoniske grense, og tilliten ligger pent »under«



sparagmiten. Så tydelig er ikke Brændåsen, mens Midtskogens tillit volder de største vanskeligheter. Tilliten hviler i hele sin lengde på sparagmit. Denne er i de nordligere deler en grov arkoseartet sparagmit, mens det i syd er en ren grå kvartsitisk type. Tilliten har en tektonisk skifrihet som er mest utpreget i N, og arkosen har en dermed konform lagdeling. I den nordligste snipp av tilliten er det tydelig skyveplan på grensen, mens for det meste må man anta liten bevegelse mellom sparagmit og tillit. Den tektoniske forklaring kan være at bunnkonglomeratet er skjøvet op på en sparagmitflate som så har fraktet konglomeratet på sin rygg. Eller det kan være para-autochton tillit, primært avsatt ovenpå den lyse sparagmit. For øvrig er jeg ytterst usikker på denne forklaring.

Törnebohm har omtalt de kompliserte forhold ved skifer- og blåkvartsfeltet W for kirken, og han har tegnet et profil over dalsiden (s. 41). I mitt profil trer bergbygningen bedre frem. Forholdet mellom skifer og kalk er jeg ikke sikker på; kan hende Törnebohm har rett der. Men hans blåkvartshorisont er helt gal; han har vel latt sig narre av en klump innpresset blåkvarts som veien skjærer igjennem to ganger. Skiferen er godt blottet i Rødbk's profil; over en ren kalkholdig skifer ligger en sone konglomeratskifer som overleires av kalkskifer, og så kommer igjen et mektig lag konglomeratskifer.

Denne konglomeratskifer er i S presset op mot blåkvartsen. Trønneskampen med sine steiltstående lag kan ha foretatt denne oppresning. Oppe i åsen mot N blev konglomeratknollene efter hvert deformert inn imot den tegnede skyvefront S. Blåkvartsen strekker sig ca. 2 km nedover mot S og er tydeligvis

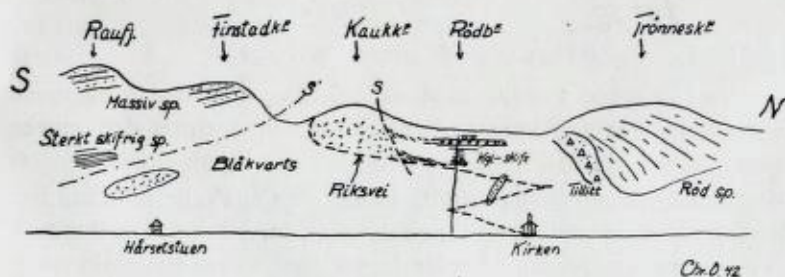


Fig. 24. Profil i fjellsiden W for Øvre Rendal kirke.

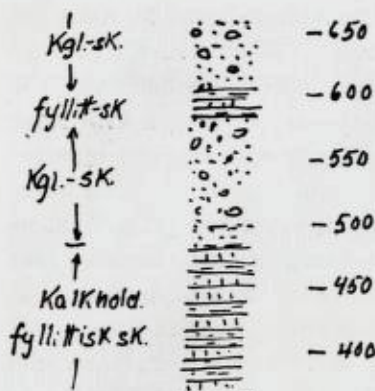


Fig. 25. Profil i Rødbekken.

det tektonisk eldste ledd i profilet. Det yngste ledd er Finstadkp—Raufjells lyse sparagmit som er overskjøvet langs skyveplanet S'! I de to topper er sparagmiten lys, massiv og relativt upresset, men nede i skråningen, 10 m over blå kvartsen, stikker det frem litt av en helt mylonitisert hvit sparagmit. Vestover fra Raufjell er observasjonene for få til å gi noen sammenheng mellom Raufjell-flaket og sparagmiten V for Harsjøen.

I Kalberget, SW for Harsjøen, optrer kartbladets eneste virkelig »mørke sparagmit«. Profilet ser slik ut:

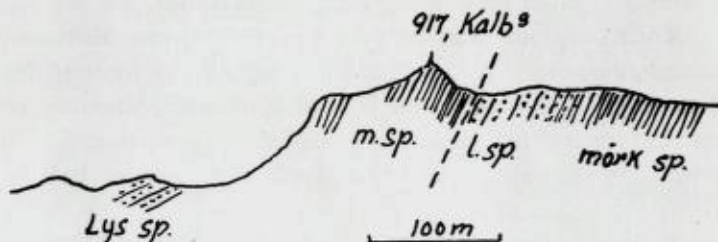


Fig. 26. Profil gjennom Kalberget.

Det er eiendommelig med sin vekslning mellom lys og mørk sparagmit. Da jeg kom sydfra trodde jeg å finne den mørke sparagmits jevne overgang til den lyse sparagmit, men med ett kom der igjen mørk sparagmit. Langs den strekede linje må der derfor gå et skyveplan, og langs dette er der sterk opknusning av begge sparagmittyper. Forklaringen kan være en opskyvning langs et skjærplan som fig. 27 antyder. I alle fall skulde da

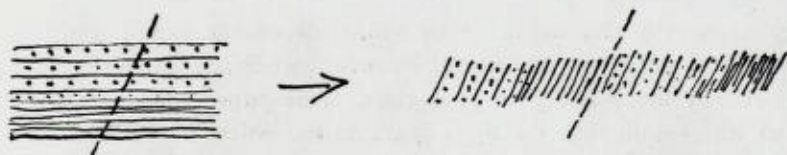


Fig. 27. Forklaring av Kalbergets profil ved opskyvning.



Fig. 28. Profil gjennom Kivfjell.

den mørke sparagmit ligge under den lyse sparagmit. I en rekke små kupper er der nu videre funnet det faktum at den mørke sparagmit underleires av en mørk skifer. Videre mot SW strekker det sig et flak skifer helt ned mot Atna st., og dette ligger skjøvet oppå en mektig lys sparagmit.

Det forunderligste profil fant jeg imidlertid i Kivfjellet, ca. 4 km SW for Kalberget.

Her ligger mellem Hanekp's lyse sparagmit som kommer inn fra NW, og den underste hvite kvartsit en suite bergarter, nemlig et konglomerat med mørk sparagmit til grunnmasse og vesentlig kvartsboller, mørk sparagmit og grønnskifer. Oppe ved varden viser lagflaten grønt glidespeil med stripning mot WNW. Det skal mange krumspring til for å lage en tydning av dette profil, og jeg vil heller ikke forsøke på det, men vil kun pointere hvor innviklet stratigrafien blir, når en komplisert tektonikk får mikset lagene sammen.

### English Summary.

This paper presents some of the results from the geological mapping of "Øvre Rendal". The field work was carried out in the course of 14 weeks, divided on three summers: 1939—1941.

Deserving special mentioning for work in this area is A. E. Törnebohm, who in 1896 introduced his theory on the



great overthrusts in the Caledonian mountain range and its marginal borders. His ideas, however, were not generally followed by the Norwegian geologists. This paper concludes with the suggestion that the light sparagmite, which covers most of the area, is thrust over from NW. It is therefore necessary to assume that the whole sparagmite formation is allochthonous.

Within the map the pre-Cambrian occupies two small areas which belong to two larger "windows" in the sparagmite cover; the "Finstad window", which continues to the north, and the "Atnesjø window", which continues to the west and southwest. The first is very complexly built; it consists of granite and augen-granite with undigested rests of older gabbroic rocks, penetrated by coarsely crystalline dolerite dykes in the eastern part. The rocks have been exposed to metamorphism. Along the eastern margin they are highly pressed by sparagmitic rocks which were thrust along the pre-Cambrian surface, and thus caused a chiefly mechanical metamorphism of the pre-Cambrian. Along the western side there is a fault, possibly of the same age as the Oslo faults (Permian). The Atnesjø window is very simply built; it consists of coarsely crystalline granites. These are also often highly metamorphic, but two occurrences of relatively primary quartz porphyry seem to indicate the existence of an eastern border zone of quartz porphyry.

The Finstad Archean rocks are overlain by a conglomerate, which shows the characteristics of a tillite; at one place in the Atnesjø window, a conglomerate of possibly the same origin was encountered. The tillites have been deformed and occasionally moved some distance by the displaced sparagmite.

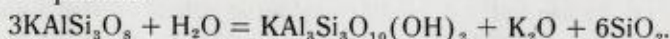
The light sparagmite is a feldspathic sandstone with a feldspar contents ranging from 10 to 25 %. Accessories are iron ore (chiefly hematite) and sericite in the ground mass. The sparagmite is more or less pressed by the thrusting, see Figs. 7, 14, 15 and 16.

In various types of sparagmite  $\text{SiO}_2$  and alkalis have been determined, see the table p. 24. The norms show the variation of the feldspar contents. Norms of Norwegian and Swedish sparagmites show as a general feature 2 to 4 % corundum.

This indicates, in the authors opinion, an amount of 10 to 20 % clay in the primary sediment.

A number of new minerals have recrystallized during hydrothermal activity of the Caledonian thrust. The most important is quartz, which occurs in veins ranging in thickness from a couple of cm to less than 1 mm (see Fig. 10). The thinnest quartz-veins crystallized along cracks in the feldspar fragments, as shown by Fig. 11.

The ground mass around the clastic grains contains secondary sericite, evidently formed from K-feldspar according to the equation:



Feldspar, however, is not sufficiently plentiful to form, according to this equation, the large amount of sericite which some highly metamorphic sparagmites contain. Therefore it seems probable that the mentioned excess of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (as corundum in the norm) has taken part in the reaction:  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . Hematite and epidote have been secondarily deposited in small grains. Chlorite is relatively rare.

In the valley slope W of the church of Øvre Rendal a slate occurs which contains thin lenses of limestone as well as locally boulders of granites and quartzites. A similar conglomeratic slate from the Koppang area is described by Bjørlykke. At Unset erratic boulders abundantly occurring in the earth cover consist of calciferous slate. Together with these rocks occurs in both locations a dark sparagmite with clastic grains of dark smoky quartz.

Dark sparagmite is found in a ridge at the southern border of the map.

Some small tectonic occurrences of green-schist are marked on the geological map.

Three groups of evidence prove the allochthonous character of the light sparagmite: 1. Minor structures, as Fig. 14, the general friction striation in the direction towards NW, the squeezing out of quartz conglomerates. 2. The sliding planes within the sparagmite, Fig 15. 3. Boundary phenomena towards the underlying pre-Cambrian: A typical mylonite of that

type is described from the western Kløftbekk in the Atnesjø window.

The mechanism of thrusting has been discussed, and the magnitude of friction of a gliding sparagmite sheet has been calculated. Three types of thrusting are distinguished: First the movement of the whole sparagmite sheet, secondly the gliding of the layers in proportion to each other, and thirdly the differential gliding of the sparagmite within each layer. A mylonitic schist of a slaty type has acted as a lubricator between the layers. This schist is found over great areas in the sparagmite formation, see Fig. 18, giving an example from lake Fæmund. A similar mylonitic schist is also found in certain places on the tectonical contact between the light sparagmite and the other rocks. Two types of schists have been analysed, see the Table, p. 24. No. 13 is similar to a normal slate, but no. 12 is a slate, extraordinarily rich in  $Al_2O_3$ . With such slates as lubricators the calculated friction coefficient amounts to 0,1 or less, and the corresponding values of pressures are surprisingly low. The gradient, (see Fig. 19) defined as in physics, is of importance for estimation of the differential gliding. The deformation of the quartzite boulders of the conglomerates gives the best idea of the magnitude of the gradient; the value is 3 or more.

The sparagmite formation occupies an area of a width of at least 100 km, and the whole formation has been moved towards SE. The pressure which effected the movement, must be less than the weight of the sparagmite sheets which have transferred the movement, otherwise we should find an accumulation of sheets only along the northwestern border of the formation. But the low pressures which in this case are required, correspond to an improbably low value of the friction coefficient; 0,01 or less. — This is the thrust problem of today.

The detailed description of the tectonic is of more local interest. The map shows lines in the prolongation of the strike, thus giving a representative picture of the bedding plane of the sparagmite. The river Tysla—Rena divides the map area in two parts, of which the eastern exhibits gentle dips, mostly



to the east, while the western district has steep dips. In the opinion of the writer, the sparagmite structure along the western window shows its having been an anticline at the time of thrusting. As mentioned above, the Finstad window owes its presence to the post-Caledonian, possibly Permian, fault. A striking structural feature is the dome of the Sølen mountain (1751 m high), it is uncertain whether the supposed Archean rock anticline beneath is of pre- or post-Caledonian age. The directions of the joints do not seem to be a function of the general direction of the movement, but of the actual strike direction.

The stratigraphy of the area is shown by Fig. 21. The generalized section of the Mjøsen-regions, Fig. 22, has no autochthonous contact to the pre-Cambrian. If this section is true, the light sparagmite has been thrust over its own top conglomerate. One must then propose that most of the sparagmite formation has been thrust from the deeper parts of the geosyncline in NW, where the older rocks underlying the tillite (Moelv conglomerate) originated.

It is impossible to trace the tectonical movements within the light sparagmite in detail, but this should be facilitated just S of the southern map border, where other sparagmite divisions occur. Here, however, the intricate section of Fig. 28 is found. An interpretation has not been ventured.




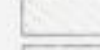

---

Tegnforklaring til berggrunns- og strukturkartet  
over  
Øvre Rendal

## Allocton.

-  Grønnskifer i sparagmiten.
-  Mørk sparagmit.
-  Konglomeratskifer-blåkvartsfeitet.
-  Tilit.
-  Kalkblokker (Unset).
-  Blåkvartsblokker (N for Unset).
-  Lys sparagmit.
-  Forkastning.
-  Tektonisk skillelinje.
-  Skyvefront.
-  Synklinal, antyklinal.
-  Flat lagstilling.
-  Strøklinje med observasjon.



## Autocton.

-  Mulig autochtont kvartskonglomerat.
-  Basalttillit.
-  Gjennomsettende grønnstein (?).
-  Dolerit.
-  Metagabbro.

## Pinstadvinduet.

-  Øiegranit.
-  Granit.

## Atnesjøvinduet.

-  Kvartsporfyrr.
-  Presset grov granit. (Kvartsporfyrr?)



Berggrunns- og strukturkart over Øvre Rendal. Målestokk 1:200 000.