

Tilegnet

*V. M. Goldschmidts minne
i ærbødig takknemlighet.*

DET KALEDONISKE KNUTEOMRÅDE I GUDBRANDSDALEN

AV

BRYNJULF DIETRICHSON

SUMMARY IN ENGLISH

*En vandrer går i den ville ur
han er som et fnugg i den;
ørnen som svever langs klippemur
på sti knapt øiner ham enn.
Og uren ligger mørk og lang
et mosgroet jettekast;
skarp og uryddig er den til gang,
den viker sent for hans hast.*

*Ja, se der ligger i menneskets bryst
så knusende mørk en ur,
hver dag må du velte og gjøre det lyst
og strides med din natur:
hver dag må du rydde i kamp og kval
på veien med higende sinn,
heve ditt blikk fra den dype dal
langt mot den høieste tind.*

Th. Kjerulf

Abstract. The outline map fig. 24 demonstrates *i. a.* the borders of the tectonical-petrographical map fig. 1 (scale 1:1/2 mill.) where 6 complete quadrangles and parts of 14 others are represented and may be identified by the coordinate terms. On two, F 30 West (Vinstra) and E 30 East (Sjødalen) the writer carried out the main field work. In the legend to fig. 1 the mountain-building groups I—VI are characterized (translated in Summary).

The significance of group V, The Valdres-sparagmite, Caledonian flysch for the interpretation of the tectonics is emphasized. New observations lead the writer to assume the criss-cross tectonics of the junction area being due to pre-existing tectonical lines in the precambrian basement, activated during the Caledonian orogeny by movement, migmatization and intrusions.

The mapping of Valdres sparagmite in Sjødalen permits conclusions as to thrust-distances of the eruptive-nappes (III & VI) of at least 100 km, that is from NW of the Jotunheim-fosse ("Faltungsgaben"). The occurrence of microperthites, similar to "Jotun perthites" in Precaledonian and even in Eocambrian sediments further supports the view that the rock masses of the "dry" Bergen-Jotun-tribe are slices cut out of the precambrian basement near the rim of the continent and the slope towards the main geosyncline in WNW.

Forord.

I sitt arbeide »Anorthositkomplekset i Heidal« publiserte Tore Gjelsvik (1946) et tektonisk oversiktskart av Trygve Strand¹ over de strøk av Gudbrandsdalen med omgivende fjelltrakter det her gjelder. Det er i målestokk ca. 1 : 625 000 og en komplett utgave av et lignende kart Strand (1941) lot trykke som bilag til referat av sitt foredrag N. G. F. i 1940, da han ga en oversikt over de resultater han da var kommet til for fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen.

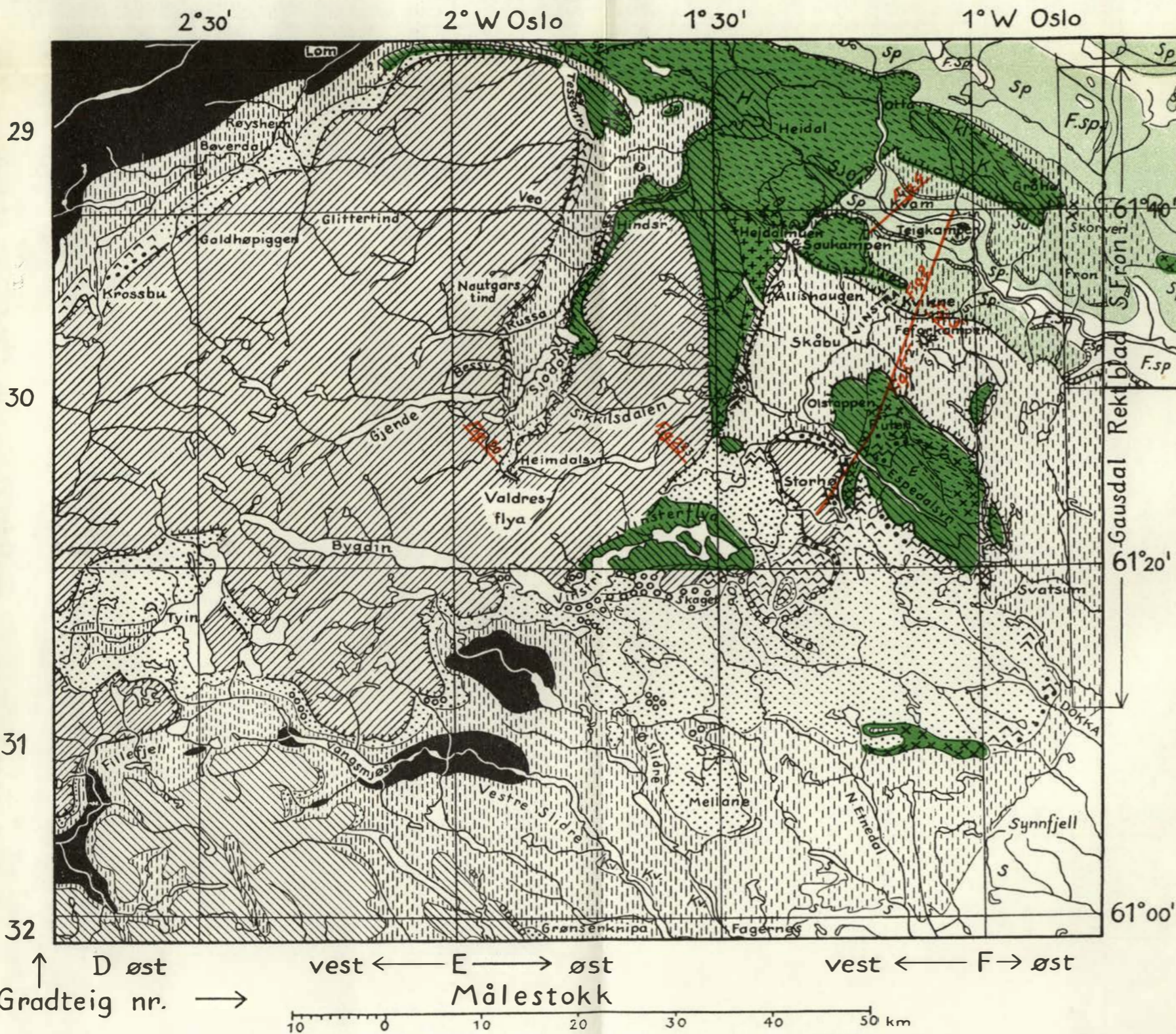
¹ Betegnelse på det undre eruptivskyvedekke er påført av Gjelsvik.

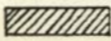
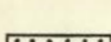
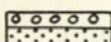


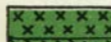




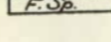


Fortegnelse over gradteigene.

Gradteig nr.	Navn	Topografisk	Geologisk
D 29 Ø	Skjåk	Ikke utgitt	Etter N. G. U. Oversiktskart 1915 1 : 1 mill.
E 29 V	Lom	Tysk militærkart	» » » »
E 29 Ø	Vågå	utgitt	» T. Strand 1946 » ca. 1 : 625 000
F 29 Ø	Sel	»	» » » » »
E 29 Ø	Rondvasshøgda	»	» W. Werenskiold: S. Fron 1911 1 : 100 000
D 30 Ø	Sognefjell	Ikke utgitt	» H. Reusch 1908, N. G. U. nr. 471 1 : 400 000 » N. G. U. 1915 1 : 1 mill.
E 30 V	Gjende	Utgitt	» samme som foregående
E 30 Ø	Sjødalen	»	» W. Werenskiold og egne manusk.
F 30 V	Vinstra	»	» eget manuskriptkart 1 : 50000
F 30 Ø	Fron	»	» » » , og K. O. Bjørlykke 1905 1 : 200 000
D 31 Ø	Fillefjell	»	» H. Reusch 1908, N. G. U. nr. 47 1 : 400 000
E 31 V	Vangsmjøsi	»	» » » »
E 31 Ø	Slidre	»	» T. Strand 1943 N. G. U. nr. 159 » » 1947 manusk. 1 : 515 000
F 31 V	N. Etnedal	»	» » 1938 N. G. U. nr. 152 1 : 100 000
F 31 Ø	Synnfjell	»	» V. M. Goldschmidt 1916 N. G. U. nr. 77 » H. Reusch 1908 N. G. U. nr. 47, begge med karter i 1 : 400 000
D 32 Ø	uten navn	ikke målt	» H. Reusch som foreg. gradteig
E 32 V	Hemsedal	utgitt	» C. Bugge 1939 N. G. U. nr. 153
E 32 Ø	Gol	»	» » » 1 : 100 000
F 32 V	Aurdal	»	» T. Strand 1931 N. G. T. bd. 12 1 : 370 000, samt H. Reusch som ovenfor
F 32 Ø	N. Land	»	» H. Reusch som ovenfor.

Av geologiske kart i målestokk 1 : 100 000 er således innenfor oversiktskartet utgitt (1949) gradteigene F 31 E, E 32 V og E 32 Ø, mens E 31 Ø er under trykning. Hertil kommer rektangelkartene „Gausdal“ (K. O. Bjørlykke, N. G. U. nr. 13, 1893) og „Søndre Fron“ (W. Werenskiold, N. G. U. nr. 60, 1911).

Fig. 1. Tektonisk oversiktskart over Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen.



- 
 VI. Øvre skyvedekke, beveget fra NW, har forskjøvet underlagets øvre deler.
 Bergen Jotunstammens Jotun-norit Mangeritserie
- 
 V. Valdresparagmit (kaledonsk flysch)
- 
 Gabbro-detritusarkose med gabbrokonglomerat, bare presset fra NW
- 
 Granitdetritusarkose med kvartskonglomerat, også foldet fra NE
- Undre skyve- og overfoldingsdekker beveget fra NNE:
- 
 IV. Trondheimfeltets kambro-ordovisike Brekskifergruppe med kaledonsk intrusionsnivå
 Trondheimit (senkaledonsk)
- 
 Basiske kaledonske og ordovisike intrusiver, serpentin og kleber (kl.)
 Sandig grønn skifer, granatglimmerskifer, kvartsit (arkoser), kalk, øyegneis
- 
 III. Undre eruptivskyvedekke, basis for IV, delvis omkrystallisert ved intrusjonene
 Bergen-Jotunstammens Anorthosit-Mangerit (med granat) Heidal—Kvam
 Bergen-Jotunstammens Anorthosit-Norit (uten granat) Espedal—Sulseter
- 
 I. Eokambrisk sparagmit med underkambrium, overfoldet fra NNE i Gudbrandsdalen
 Alunskifer, grå og grønn fyllit, kalksandsten-kvartsit, grønn sandig fyllit, lokalt m. kg.
 Øvre lyse sparagmit, antas ekvivalere kvartssandstensavd Sp. 5 c
 Mørk Fronsparagmit (sp. 3 d) para-autokton
- 
 Undre eruptivskyvedekke i SW (Grønsennknipa og vestenfor):
 Granitdekker, delvis med Bergen-Jotunstammens karakterer
- 
 II. Kambro-ordovisisk forlandsfacies (autokton og para-autokton)
 Mellsennavd. sandsten, taksifer, hvit kvartsit øverst. Motsv. etasje 4 a—c
 Fyllitavdeling ordovisisk
 Kambrisk sandstenskifer, grønne skifer, alunskifer øverst
- 
 Eokambrisk kvartssandsten i Valdres. Kv-autokton, S-alloktion Synnfjellsandsten
- 
 Grunnfjell, sterkt kaledonsk deformert (og migmatisert?) i NW resistent for kaledonske horisontalforskyvninger i Valdres, vertikalbeveget (hevet) i NE (Snødølavinduet inntegnet)
- 
 Skyvegrensler

↑ D øst
 Gradteig nr. →

vest ← E → øst
 Målestokk
 10 0 10 20 30 40 50 km
 vest ← F → øst

Et vesentlig trekk var atskillelsen av et undre og et øvre skyvedekke ved den kaledonske flysch, Valdressparagmiten.

Da resultater av mine undersøkelser i Espedalen (Dietrichson 1945 A) til en viss grad er brukt ved kompletteringen, men flere data fra gradteigbladene Vinstra og Sjudalen etter min oppfatning nå bør framheves sterkere enn jeg tidligere har gjort, og dessuten nye er føyet til, har jeg tegnet disse gradteiger inn på oversiktskartet fig. 1 i M. 1 : 500 000 med tilsvarende betegnelser for de geologiske enheter som brukt av Strand. For å få bedre oversikt over sammenhengen er det tatt med noe mer av områdene vestover og sydover enn på Strands kart. Kartbladenes grenser er inntegnet og deres nummerering angitt, så en ved hjelp av denne kan finne deres navn (f. eks. F 30 V for »Vinstra«) i tabellen s. 66 hvor tillike kildeangivelse for de geologiske data er oppført. Det fremgår av denne at grunnlaget ennå er uensartet og fragmentarisk. På konturkartet over Syd-Norge, fig. 24, s. 130, er kartets begrensning inntegnet.

Feltarbeidet på F 30 V og E 30 Ø ble for en stor del utført sommeren 1945, og tillikemed en stor mengde tynnslip bekostet av Norges geologiske Undersøkelse. Bearbeidelsen har foregått ved Geologisk Museum, hvis hjelpemidler, særlig bibliotek og velordnede samlinger av eldre prøver og tynnslip jeg vil fremheve som uunnværlige ved en bearbeidelse av denne art. Hos professor W. Werenskiold ved Geografisk Institutt fikk jeg den siste krigsvinter tilfluktssted, han stillet sine dagbøker og manuskriptkarter fra Vinstra—Sjudalen og prøvesamling til min disposisjon, samt utvirket at jeg fikk utføre noen her publiserte kjemiske og optiske granatbestemmelser ved Mineralogisk Institutts laboratorium, likeledes på Universitetet, Blindern. For all velvillig støtte fra nevnte 4 institusjoner og deres personale fremfører jeg min takk for kvalitetsarbeide og min spesielle takk til Werenskiold for støtten utover den faglige i en vanskelig tid samt til dr. T. Strand som forkortet og omarbeidet summary.

Det økonomiske grunnlag har flere bevilgninger av A/S Norsk Varekrigsforsikrings Fond skaffet meg, supplert av Nansenfondet og jeg takker for den viste tillit.

Innledning.

1. *Litt historikk, særlig om Valdressparagmiten.*

Det var Strand (1941, s. 271) som først nyttet betegnelsen *knuteområde* på Nordre Gudbrandsdalen, fordi her kambro-ordovisiske lagpakker II i fig. 1) sammenhengende med det sydlige og vestlige Norges kambro-silur med påhvilende eruptivskyvedekker av Bergen—Jotunstammen (III og IV) forekommer sammen med Trondheimfeltets samtidige sedimentfacies (IV), som i motsetning til »forlandssedimentene« er intrudert med kaledonske eruptiver av flere alderstrinn.

I Vinstra-bladets NE-hjørne opptre dessuten den eokambriske sparagmits øvre avdelinger (I i fig. 1 inkluderer påhvilende antatte underkambriske lag) men forsvinner brått, og i dets SW-halvpart er Valdressparagmiten (V) representert. 6 forskjellige geologiske enheter med sine mange underavdelinger opptre således sammen. Deres gjensidige forhold er hovedsaklig tektonisk bestemt og skulle rettfærdiggjøre betegnelsen »Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen«. Mangelen på fossiler, primært og forårsaket ved tektoniseringen gjør det nødvendig å forfølge »knutens« enkelte tråder til deres typeområder på nabokartbladene.

I hvilken grad en av disse »tråder«: V. Valdressparagmiten, kaledonsk flysch, arkoser med konglomerater, av ledende norske geologer gjennom årene har vært fremhevet som den viktigste fremgår av sitatene nedenfor, som samtidig gir et kortfattet historisk perspektiv. Den er som kjent ved forenede anstrengelser utskilt av Th. Kjerulfs (»Udsigten« 1879, s. 164) »vel sondrede og udpræget øverste etage i det centrale Norges Høifjeld«, hans »Høifjelds-kvartsit og skifer«, tidligere alminnelig benevnt »Høifjeldskvartsen«.

Som *avsluttende* bemerkninger i »Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte høifjeldskvarts«, hvor der polemiseres mot Kjerulfs oppfatning av »høifjeldsetagen«, skriver W. C. Brøgger (1893, s.127):

»Fastsættelse af, at en yngre sparagmitformation, efter min opfatning antagelig af oversilurisk alder, på strøget mellem Svatsum og Slidre (Mellene etc.) findes over fyllitafdelingen som ekvivalent med den som gneise og andre krystallinske skifere udviklede, omvandlede formation i vest og nord, er en omstændighed af væsentlig betydning for løsningen af alle de vanskelige spørgsmål, orienteringen i lagfølgen frembyder indenfor det store sparagmitområde og i den sydlige del af Trondheimfeltet. Det ligger heri stærk opfordring til en fuldstændig revision af lagfølgen øst og nordost for Gausdal for

at udrede i hvilken udstrækning også her yngre formationsled kan udskilles; en sådan udskillelse turde give nøglen til en bedre utsigt over det sydlige Norges geologi, end den vi for tiden har. Det gjælder imidlertid, hvis dette er nøglen eller i alle fald en af nøglerne, også at finde de rette nøglehul.«

Broggers sterke oppfordring ble fulgt av N. G. U., idet K. O. Bjørlykke allerede i 1894 kom med en viktig avhandling om »Høifjeldskvartens nordostlige udbredelse«, etterfulgt av den beundringsverdige rikholdige sammenstilling av feltgeologiske iakttagelser i det sentrale Norge (1905, ca. 600 sider). Hans konkluderende oppfatning av fjellkjedens tektonikk var fornektelse av sin tidligere tilslutning til A. E. Törnebohm, som på likeledes rikholdig materiale fra fjellkjedens østlige del hadde (1896) knesatt overskyvningshypotesen som hovednøkkel for problemenes løsning. Bjørlykkes endelige standpunkt kan virke uforståelig når en leser hans detaljerte beretning fra Hardangerviddas SW-del (1902), der han med all mulig sikkerhet konstaterte storstilet overskyvning av grunnfjellsmasser på kambro-silurisk fyllit; men kan kanskje ha noe å gjøre med at Törnebohm på sin side *undervurderte* »høifjeldskvartsen« som tektonisk-stratigrafisk begrep, tegnet den inn på sitt (for øvrig mønsterverdige) kart med samme farge som eokambrisk sparagmit og brukte betegnelsen som et petrografisk begrep innenfor dennes område.

I *innledningen* til sin studie over »Konglomeratene inden høifjeldskvartsen« skriver V. M. Goldschmidt (1916 A):

»Allerede snart kom også jeg til den overbevisning, at den bergartgruppe, som vi efter Th. Kjerulf kan sammenfatte under navnet »Høifjeldskvarts«, i tektonisk-geologisk henseende er den viktigste i hele fjeldkjeden. Kunde man komme til en klarere forståelse av høifjeldskvartsens dannelseshistorie, så vilde overmåde meget være vundet til forståelsen av selve fjeldkjedens dannelse.«

Ved anvendelse av moderne petrografiske metoder og resultater fra sine samtidige studier over fjellkjedens eruptiver (Goldschmidt 1916 B) lykkedes den foran nevnte utskillelse (i gavnet om ikke straks i navnet) av vår avdeling V, den kaledonske flysch, fra Kjerulfs samletasje »høifjeldskvartsit og skifer«, for områdene mellom 1° og 2° W Oslo, og der vistes at overskyvninger hadde foregått praktisk talt i den daværende dagoverflates nivå.

Det manglet ikke på oppfordringer til å arbeide videre på dette grunnlag (se Goldschmidt 1918, foredrag og diskusjon i N. G. F. 1915) ved detaljert og sammenhengende kartlegning, men først i

årene like før siste verdenskrigs utbrudd kom kartbladene F 31 V (Strand 1938) E 32 V og E 32 Ø (C. Bugge 1939) som omfattet det meste av Goldschmidts typeområder og bekreftet hans resultater for den kaledonske flysch.

Strands arbeid på N. Etnedalsbladet (F 31 V) og Aurdalsbladet (1931-F 32 V) — Slidrebladet E 31 Ø er ferdig fra Strands hånd men ikke publisert — brakte dessuten orden i det stratigrafiske grunnlag ved 3-deling av II. Kambro-ordovisisk forlandsfacies (autokton og para-autokton).

Regionale oversikter over de vestlige (N.-H. Kolderup 1931) og østlige (B. Asklund 1938) deler av de skandinaviske Kaledonider, vel underbygde generelle betraktninger (C. Wegmann 1935), omfattende korrelasjoner og oversikter med utgangspunkt i Opdal ca. 100 km N for det her behandlede knuteområde (O. Holtedahl 1936, oversikt 1944) har tilsammen kastet mer lys over de kaledonske overskyvningers historie og virkninger på lagpakkenes posisjon og materialbestand, og skulle gjøre det lettere å greie ut de 6 »tråder« — geologiske enheter — som her er filtret sammen, om ikke til en uløselig gordisk knute, så til en nesten like vanskelig nordisk.

Som ledetråd har jeg under dette arbeid på Vinstra- og Sjødalsbladet først nyttet Valdressparagmiten, hvis betydning for norsk fjellkjedeforskning jeg håper å ha gjenoppfrisket ved fremstillingen ovenfor. Mine undersøkelser på disse kartblad støtter Strands viktige påvisning av at denne sedimentformasjon i tid og rom skiller mellom et undre og et øvre skyvedekke. De har dessuten vist at dens karakter som gabbrodetritusarkose i det NE-lige utbredelsesområde er langt mer uttalt enn en tidligere var oppmerksom på. Motsetningen til det større areal av mektigere granitdetritusarkoser i SW blir derved fremhevet. Dette hovedtrekk settes naturlig i årsaksforhold til sammensetningen av det undre skyvedekke henholdsvis i NE og SW, idet dette i vesentlig grad har avgitt materialet til arkosene og deres respektive gabbro- og kvartskonglomerater.

Da nylig (G. Kautsky 1948, s. 279) — på teoretisk grunnlag — spørsmålet om det overhodet fins flysch i de skandinaviske Kaledonider er satt under debatt, og Valdressparagmiten herunder også berøres (l. c. s. 291) presiseres allerede i dette innledningsavsnitt at de feltgeologiske data i dennes NE-lige område besvarer dette spørsmål bekreftende. Den ytterligere bekreftelse av Goldschmidts og Strands resultater forekommer så overbevisende, at kravet om fossilfunn for endelig å akseptere Valdressparagmiten som kaledonsk flysch

nå burde falle bort. At Kautsky på teoretisk grunnlag ikke finner noen innvendinger er et nytt bidrag i positiv retning, hans eventuelle innvending basert på at konglomerater formentlig er kvantitativt dominerende innen Valdressparagmiten faller bort. Den geologiske kartlegning har vist at de arealmessig ikke dekker mer enn ca. 10 %.

Under kartlegningen er jeg kommet til en litt annen utbredelse for Valdressparagmiten i NE enn Strand angir på sine karter. Det har konsekvenser også for dekkene III og IV samt VI. Det gjelder særlig i Murudalen W for Heidalsmuen, hvor det er et større område med Trondheimit — påfallende lite tektonisert sammenliknet med feltet for øvrig — der hvor Strand angir Valdressparagmitforbindelse mellom Skåbu og Sjudalen, som skille mellom eruptivdekkene III og VI. Det er — som »Dovregranit« — avlagt allerede på Kjerulf & Dahlls kart (1866). Derimot består Allishaugen lenger E (E for Muvatn) av Valdressparagmit på fyllitunderlag, og danner fortsettelsen av Skåbuførekomstene i NE-retningen foran det øvre skyvedekkes front. Om en med Strand (1941, s. 273) tolker forholdene fra Otta og NW-over slik at Trondheimsfeltfacies (IV) autoktont overleirer det undre eruptivskyvedekke (III), må begge *ha vært skjøvet fra NNE*, og det ligger etter de feltgeologiske forhold på Vinstra—Sjudalsbladene nær å søke hjemstedet for Valdressparagmitens gabbrodetritus og -konglomerater her i de basiske intrusioner i IV. Den senere bevegelse av det øvre skyvedekke (VI) fra NW må ha vært innledet av Trondheimit-intrusioner, som skjærer over W for Murudalen i svart-hvit-flekkete gabbroer og amfiboliter med olivinstener, som etter min oppfatning hører til IV og ikke til VI. Begge skyvedekker har til slutt beveget seg fra NW mot SE etter samme skyveplan som i marken sees så utvetydig sammenhengende på Vinstra—Sjudalsbladene til N for Sjoa st. Det skal nedenfor begrunnes at deler av III strekker seg betydelig lenger vestover på Sjudalsbladet enn angitt på Strands kart.

2. *Dekkenes avhengighet av grunnfjellsunderlaget i knuteområdet.*

Før jeg går over til nærmere å underbygge den karakteristikk av de 6 geologiske enheter som er gitt i tegnforklaringen til kartet fig. 1, må omtales på hvilken måte den relativt stive grunnfjellsplates høydeforhold, og dislokasjoner i den har vært bestemmende for de mer lettbevegelige dekkets tektonikk, ja også for deres sammensetning, idet dislokasjonene formodes å ha tjent som intrusionskanaler.

Hvor det subkambriske peneplan er intakt og bare har vært utsatt for en jevn, svak synkning, som konstatert nær 20 m pr. km fallende mot NNE fra Hallingdal til Valdres (C. Bugge 1939, s. 11—15) har dekkene over milevid bredde og lengde fått et ensartet preg m. h. t. strøk og fall, mest storartet og iøynefallende for de av våre fjellvidder hvor materialkonsistens og mektighet også har vært ensartet, og synes å avspeile at den tektoniske strøms retning fra NW er opprettholdt gjennom lange tidsrom under den kaledonske orogenese, om enn med vekslende styrke. De nevnte forutsetninger må i stor utstrekning også ha vært til stede på de sydlige deler av Vinstra- og Sjødalsbladene, der Vinstraflya og Valdresflya ble utformet.

På Vinstrabladdets NE-lige del og tilgrensende nabobladd ble derimot forlengst konstatert et utpreget foldningsområde med lengde i foldningsaksenes retning WNW—ESE ca. 60 km og bredde ca. 30 km på Selsbladet (F29V) med steile, SE-over i Fron (F30Ø) med flater fall. Törnebohm (1896, s. 125) taler om »Ottadalens tværveck« og Bjørlykke (1905) fremhever det sterkt dels som »Nordre Frons« (l. c. s. 224—225) dels som »Frons foldningssystem« (l. c. 240 og 291) og konkluderer med å nevne det »det tvertgående Gudbrandsdalske strekningssystem (l. c. s. 559) WNW—ESE« og holder det for eldre enn »fjellkjedens foldningssystem NNE—SSW«. Det henvises til de geologiske oversiktskarter over det sydlige Norge, samt til konturkartet fig. 24. Trass i den senere utvalsning og strekning i foldningsaksenes retning WNW—ESE, fremgår den primære foldningskarakter med all mulig tydelighet av en mengde av Bjørlykkes (1905) og Werenkiolds (1911) profiler. Hovedprofilet for Søndre Fron (Werenkiold l. c. s. 27) som er lagt NNE—SSW tvers på foldningsaksene, når 25 km NE for Gudbrandsdalen frem til grunnfjellsoverflaten i Snødøla (se fig. 1) og 10 km lenger NE er den nåværende beliggenhet av denne i det 30×15 km store Atnesjøvindu opptil 1000 m høyere enn det intakte subkambriske peneplan i Valdres (Goldschmidt 1912, kartet s. 4), og ytterligere ca. 1000 m høyere enn dets supponerte beliggenhet under Ruten på F 30 V, som antydtes på det lange profil fig. 2. I grunnfjellsvinduer noe lenger mot NE er konstatert steile postkaledonske bevegelser av størrelsesorden 1500 m (P. Holmsen 1943, s. 54).

Opphopningen av den eokambriske sparagmits mektige, kort transporterte masser av grovklastisk materiale viser at det ved denne rad av grunnfjellsvinduer har vært et meget kupert relief også i

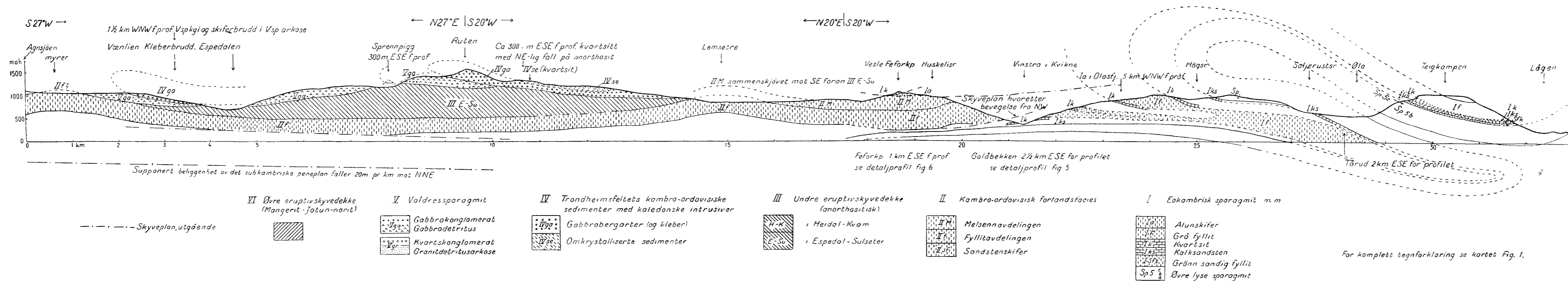


Fig. 2.

Brynulf Dietrichson.

prekaledonsk (eokambrisk) tid, og antyder gamle, dyptgående bruddsoner i sial-sfæren. De grovklastiske sparagmitmasser ble fastere forbundet med sitt ujevne underlag enn de mindre mektige, overveiende finklastiske kambro-silursedimenter på peneplanet, og det ble konsolidert et resistensområde, som da den tektoniske strøm fra NW satte inn i gammelkaledonsk tid (Trondheim-orogesen) demmet den over stor bredde. Følgen synes å ha vært en oppskivning av hovedskyvedekket i en stiv overbygningsspakke som foreløpig holdtes tilbake, og en plastisk underbygningssmasse, som presset på substratet foran — NW for — resistensområdet. Substratet mobiliseres derved til vulkanismen i Trondheimsfeltet og dessuten til angrep nedenfra på resistensområdets svakhets-soner, som foruten langs den regionale hovedfront NE—SW, fantes som NW—SE-gående dislokasjoner i grunnfjellsplaten. I en sådan søker jeg opprinnelsen til det tvertgående foldningssystem med intrusjoner i det Gudbrandsdalske knuteområde.

Den regionale forbindelse med substratet under sterkt stress er nylig fremhevet av Th. Vogt (1947) til forklaring av »Vegstensorisonten«, d. e. den fra gammel tid kjente, regionalt utbredte rad av for det meste metamorfe, ultrabasiske bergartskupper ledsaget av gabbroide intrusjoner, følgende lave nivåer i geosynklinalsedimentlagrekken (Trondheimsfelt sedimentene). Hovedretningen for det utgående av det gammelkaledonske intrusionsnivå angis ved denne fra Gudbrandsdalen mot NE, men grener her av med det tvertgående foldningssystem WNW—ESE med kleberforekomstene i Vågå, Sel og Kvam med ledsagende gabbroide intrusjoner.

Opptreden av de sikkert senkaledonske Trondheimitter i vårt felt viser at intrusionsvirksomheten er gjenopptatt etter de samme kanaler, sannsynligvis innledet med mer basiske intrusiver av samme stamme, og ledsaget av hydrotermalvirksomhet.

Fellespreget påtrykket fjellviddene ved de stive overbygningssdekkers fremrykning fra NW, brytes således i noen grad i knuteområdet, selv om også her utvalsning og strekning har uniformert samtlige geologiske enheter.

Utgangsområdet for påvisning av en kryssvis tektonikk i knuteområdet, dvs. eldre overfoldning fra NE, senere påvirket og i sine høyestliggende deler også avskåret ved det øvre eruptivskyvedekkes fremrykning fra NW har jeg funnet i Vinstrabladets NE-hjørne. Her opptrer ved »Kvamsvingen« de øvre lag av den eokambriske sparag-

mit med påhvilende mer finklastiske sedimenter, som jeg grunnet på sterke indisier fremført i den detaljerte beskrivelse nedenfor, regner til underkambrium.

Ved oppstilling i korrelasjonstabell s. 84 som jeg også kommer tilbake til, hvor utviklingen av kambriske basalavdelinger i en rekke områder i de sydiskandinaviske kaledonider er antydnet, er denne oppfatning sannsynliggjort. For å komme til klarhet over i hvilken grad sedimentene på sparagmitunderlag her kan tolkes som bindeledd i underkambriums faciesutvikling mellom basalavleiringer på det intakte subkambriske peneplan på den ene side og Trondheimsfelt sedimentene på den annen side, er de siste også tatt med; men det skal innrømmes at det foreligger svært lite om de sistnevnte basale lag.

3. Inndelingen i geologiske enheter.

For forståelsen av den nedenfor oppførte inndeling i geologiske enheter som følges i beskrivelsen og oversiktskartet fig. 1 samt hovedprofilen fig. 2, er det således nødvendig straks å påpeke at vi for underkambrium har med 3 faciesforskjellige lagrekker å gjøre. »Bindeleddet« slutter seg da sammen med den eokambriske sparagmit til en *tektonisk* enhet:

- I. *Eokambrisk sparagmits øvre avdelinger med påhvilende underkambrium.* (Oventil tektonisk avskåret i alunskifernivået.)

Den annen inngår i:

- II. *Kambro-ordovisisk forlandsfacies*, som i knuteområdet omfatter lagrekken opp til 4 a, og danner basis for skyvedekkene, også for:
- III. *Det undre eruptivskyvedekke*, som overleires tektonisk og kanskje også stratigrafisk av den tredje sedimentfacies, som inngår i den geologiske enhet:
- IV. *Trondheimfeltets kambro-ordovisiske serier* under serpentinkonglomeratet 3 c (d. e. Brekksiferserie og Støren grønnstensserie) med gammelkaledonisk intrusionsnivå, og også med senkaledoniske intrusiver. III og IV slutter seg etter min oppfatning sammen til *en* tektonisk enhet, beveget fra NNE, men innenfor den har foregått forskyvninger under de tektoniske bevegelser som i noen grad fortsatte under avsetningen av den kaledoniske flysch:

- V. *Valdressparagmiten*. Utjevningen av relieffet under dennes erosjonsepoke, dannet til en viss grad forutsetningen for fremrykningen av:
- VI. *Det øvre eruptivskyvedekke*, som tektoniserte og uniformerte samtlige foregående enheter, særlig langs hovedskyveplanet.

I. Eokambrisk sparagmits øvre avdelinger med påhvilende underkambrium.

Omtrent halvparten av fjellgrunnen på rektangelblad Søndre Fron (Werenskiold 1911) utgjøres av *den øvre lyse sparagmitavdeling*, med utbredelse fra dets NW-hjørne og SE-over. På hovedprofilet (Werenskiold l. c. s. 27) har den ved Dalsegg i Sør-Fron en mektighet på ca. 600 m som også angis som gjennomsnittlig. Den fortsetter oppigjennom Sel med lignende mektighet i steilere folder. I Skagsnebb E for Vågåmo går den til topps 900 m over dalbunnen. Den danner således et dominerende ledd i bergbygningen.

Hvor den kommer inn på Vinstra-bladet ved Kvamsvingen er mektigheten noe mindre, mellom 4 og 500 m. Undergrensen mot den såkalte *Fronsparagmit* (Bjørlykke 1905, s. 163) som regnes som facies av Birikonglomeratavdelingen i den mørke sparagmit med Biri-kalk øverst, er imidlertid tektonisk forstyrret. Det antas at det er Birikalklag som er representert 4 à 5 km SE for Vinstra st. ved Baukål, idet de er fulgt noenlunde kontinuerlig hit fra Gausdal over en om-diskuttert forekomst ved Bålseter i Gausdal rektangelblads nordgrense¹ (Bjørlykke 1891—93).

K. O. Bjørlykke (1905, s. 222) som likesom Werenskiold hadde undersøkt den øvre lyse sparagmit på en mengde lokaliteter, betegnet dens utvikling ved Teigkampen (Kvamsvingen) samt ved Sjoas nedre løp som typisk og relativt minst omvandlet. Det er nettopp her jeg har undersøkt den nærmere.

Den består av flattliggende, tykke benker lys grå-grønnlig arkose med utpreget nesten rettvinklet parallelepiped-oppsprekning, steil etter de tektoniske hovedretninger NNE og NW, og flatt etter lagflaten. På lagflatene sees glidestriper i begge disse retninger: nord i feltet fra NNE, syd i feltet fra NW. Lagflatene faller S for Teig-

¹ Etter feltarbeid 1949, da isoklinale overfoldninger med akseretninger WNW—ESE påvistest herfra, identifiserer jeg Bålseterkalken med kalksandstenslagene i Teigkampen og videre mot WNW

kampen ca. 10° mot NNE og øker til 20° i foten av samme, hvor lagpakken på begge sider av Lågen sees å dukke under dennes nivå. Ved Veiklas utløp i Lågen kommer den opp igjen med fall 32° den annen vei, mot S 40° W, som måltet i steinbruddet der. (Fallet utover dalsiden er naturligvis heldig for brytningen. Ved hovedveien E for Vågåmo er det et stort steinbrudd på samme avdeling.) Teigkampen ligger således i en synklinal i den øvre lyse sparagmit, som det sees i det lange hovedprofils NE-del (fig. 2).

Tynnslip fra steinbruddet, fra avdelingens lavere lag viser sparagmitkarakter med skarpkantete og dårlig rundede bruddstykker av kvarts og mikroklin, og korn av finspindlet pertit. Et tynnslip i Geologisk Museums samling (nr. 72-Gu. III-Bjørlykke 1896) angitt å være fra Teigkampens SE-side viser en bemerkelsesverdig godt bevart klastisk struktur med velrundede kvarts- og feltspatkorn opptil 1 mm diam. i finkornet grågrønn grunnmasse. En flerhet av feltspatkornene består av pertit, som ikke kan skilles fra den karakteristiske, finspindlede »Jotunpertit« i Bergen-Jotunstammens intermediære og sure eruptiver (smlg. Goldschmidt 1916 B, s. 36—40, Taf. III). Originalprøven til dette slip har jeg ikke funnet, men av en prøve fra »Teigkampens sydside, 300 m« Bjørlykke 1896 (vil antakelig si 535 m o. h., idet Bjørlykke angir høyden over Klefstad i Kvam, 235 m o. h.), altså nokså høyt oppe i lagrekken — av sparagmit med opptil 5 mm store korn av rødlig feltspat har jeg fått nye tynnslip. Kornene er også her velrundet i mer firkornig, grønnlig grunnmasse, og den opp-tredende pertit er også her slående lik Jotunpertit. Lenger opp i Øldalen SW for Teigkampen kommer en høyere opp i sparagmitlag-pakken, lagene blir stadig lysere. Tynnslip herfra viser korn 0,2—0,3 mm nokså godt kantrundet overveiende bestående av mikroklin, også her finspindlet pertit, noe finstripet albit, samt sirkon. De øverste lag, som på grunn av den flate lagstilling inntar et stort område i Teigkampens W-helling kan betegnes som gråhvite til helt hvite kvartsiter. Også disse består overveiende av feltspatkorn ca. 0,1 mm, mere velrundet enn i de lavere, mørkere lag. Det er åpenbart bedre vasket, langsommere avsatte lag som avslutter den øvre lyse sparagmit-avdeling oppad. Til sammenligning anføres beskrivelsen av et tynnslip av grågrønn sparagmit ved veien gjennom Øldalen i 450 m h. o. h., hvor bergarten har en utpreget »bautaen-oppsprekning« (Weren-skiold angir i sin dagbok 1935 mål på »bautaene« $0,22 \times 0,42 \times 3,70$ m, og skriver samtidig »typisk lys sparagmit«.) Den har kornstørrelse

0,2—0,3 mm overveiende mikroklin, nokså godt kantrundet, helt underordnet kvarts. (Min prøve nr. 71, 22. aug. 1942, F 30 V.)

Over de hvite sparagmitlag kommer sandig, grønn fyllit, som lokalt har vekslende sammensetning og mektighet. Således har den i Teigkampens østhelling især nordligst gitt anledning til grov, sandstensaktig ur. Det er åpenbart den samme avdeling Bjørlykke beskriver (1905, s. 218) N for Sletkoloen ca. 8 km vestenfor som »grågrønnlig sericitlignende skifrig bergart med spredte konglomeratboller«. (Se profil fig. 4.) På samme plass i lagrekken, direkte på den lyse sparagmit og overleiret av kalkstenssonen, som jeg straks kommer til, fins i hans interessante profil over Gjeithornene i Vågårusten (Bjørlykke l. c. s. 277) skifrig konglomerat, grågrønnlig og mørk skifer. Da en i sparagmitformasjonen ved påvisning av konglomerat med spredte rullestener nå gjerne vil se tillit, gjør jeg oppmerksom på at dette konglomerat hører hjemme *over* den lyse sparagmit.¹ Jeg har dessverre ennå ikke hatt anledning til å ta prøver av disse lokaliteter, for om mulig å bestemme rullestenenes hjemsted.² Bjørlykke angir fra Sletkoloen »Bruddstykker af kalksten, sribet granit eller gneis, af lys kvartsit og af ren kvarts« — størrelse »fra valnød til over hovedstore«.

Over den sandige, grønne fyllit i Teigkampen kommer så en 40—50 m mektig sone med lys, krystallinsk kalksandsten, som flere steder er så kvartsførende at den heller kan betegnes som kalkholdig kvartsit, og øverst går over i kalkfri, hvite kvartsitlag. De overleires i toppen av Teigkampen av grågrønnlig og høyere av blygrå fyllit, samt mørk fyllit med kiskkrystaller.

Bjørlykke la meget arbeide på å følge denne kalksone som ledende nivå, og fremstillet den på sine profiler (1905, s. 197—213) sammenhengende i ca. 10 km lengde både på dalens nordside (s. 213) og østside (s. 201) ved Kvamsvingen i den lyse sparagmits hengende, overleiret av »Blåkvarts- og skiferetagen« (smlg. Bjørlykke l. c. s. 281), som antokes å representere lagrekken under graptolitskiferen (3 b) ned til denne kalkhorisont. For profilet fra Teigkampen på dalens vestsida (s. 197) hvor kalksonen opptrer ved Tårud noe over elvens nivå foretrekker han (s. 200) å forklare tektonikken ved inverasjon av den lyse sparagmit med påhvilende lagpakke. At dette er

¹ Feltarbeidet 1949 bekreftet dette. Jeg fant også lokaliteter i Kvam med invertert lagstilling.

² Prøver foreligger fra 1949.

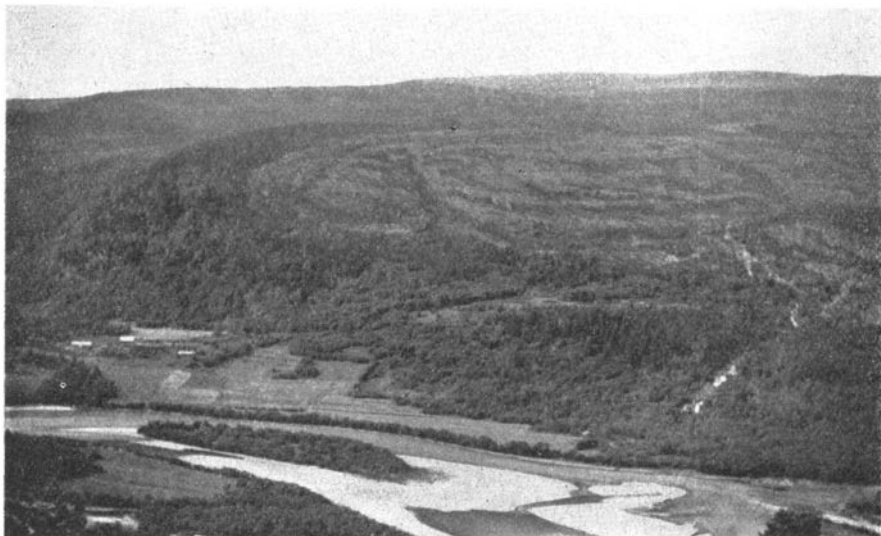


Fig. 3. Inversion i lys sparagmit syd for Kvamsvingen.

riktig bekrefte ved betraktning av Werenskiolds fotografi av dette parti, tatt mot vest fra standpunkt oppe i dalens østside. Det er tidligere publisert i Turistforeningens Årbok (Werenskiold 1934) under betegnelsen »Liggende fold i Nord-Fron«, og gjengis her som fig. 3. Kalksonen sees her som en rikt vegetasjonsdekket stripe under de overfoldede lag av den kvartsitiske sparagmit, som gir et ytterst magert forvittringsgrus, og derfor ligger naken og bar. Kalksonen følges så i flat, invertert lagstilling noenlunde sammenhengende 12—13 km i strøkretningen mot WNW oppover Øldalen over Soljerustsetrene og Skjedalssetrene. Litt W for disse har vi profilet fig. 4, som viser en steilere stilling av den overfoldede lagpakke enn ved Ølas utløp i Lågen. Dette profils videre forløp NE-over utenfor Vinstrabladet over Koloberget og Torgerkampen er tegnet opp etter Bjørlykkes ganske detaljerte oppgaver.¹ NW for profilet fins kalkholdige kvartsitlag i samme strøkretning ved Brakeli og Kulisetrene pr. Sjoa. Disse små setergrenner er atskilt ved dypt nedskårne bekkedaler, hvis anlegg må skyldes tektoniske bruddlinjer parallelt det store skyveplan

¹ Rettet etter egne undersøkelser sommeren 1949. Det viser seg at kalksandstenslagene i Kolobergets kam er invertert, mens de i toppene av Torgerkampen og Landsverkshø ligger i normalstilling.

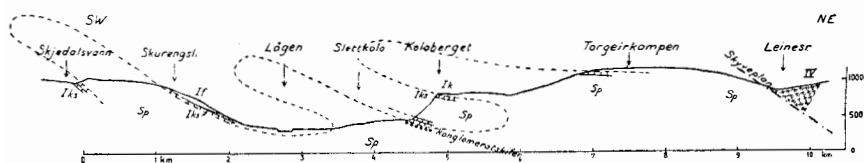


Fig. 4. Profil SW—NE fra Skjedalsvatn—Koloberget—Leineset i Kvam.

SSW—NNE under Heidals-Gråhø et par km vestenfor. Den 20—30 m mektige kalksone med tilhørende grønne skifer og kvartsitlag som Bjørlykke (1905, s. 208) beskriver like under denne har strøk parallelt skyveplanet, og representerer antakelig ikke-inverterte lag på sparagmiten, sterkt påvirket av skyvningen fra NW. Nær samme lokalitet beskriver han også sort skifer sammen med blåkvartslag, høyst sannsynlig fra alunskifernivået.

Normal lagstilling må det også være ved Golåbekkens utløp i Vinstra, hvor jeg fant en tynn kalksandstensbenk (røpet seg ved kalktuff-dannelser) over lys sparagmit, og selv overleiret av hvit kvartsit, grønn skifer og derover fyllit med blåkvartslag. Bjørlykke var for øvrig også oppmerksom på tynne kalklag i grønnlig kloritisk skifer 60 m over broen¹ (over Vinstra) litt nedenfor Golåbekkens utløp (l. c. s. 188). Jeg har tegnet opp et detaljprofil fig. 5 for denne forekomst, og strukket det tvers over Vinstras trange renne ved Kongsliekampen, hvorav det vil sees at forholdene svarer til den tolkning Bjørlykke antyder på sitt profil »fra Teigkampen til Vinstradalføret« s. 197. Det er sikkert det samme nivå med kalk-lag, kvartsit og grønn skifer som fins ved Sveiphusløkken etc. ESE for denne lokalitet (Werenskiold 1911, s. 34, Bjørlykke 1905, s. 166: »Svepesr.«).²

WNW-over i Kviknes bratte dalside mot syd følger 4 kvartsitdrag over hverandre kilometervis i strøkretningen, atskilt ved grågrønn, glinsende kalkholdig fyllit — tilsammen over en lengde på ca. 10 km. Mektigheten går opp i 60 m. Tydelig har vi her en gjentakelse av kvartsitlagene over sparagmitlagpakken ved inversjon som fremstillet i det lange profil fig. 2. Som det vil forstås, er det min arbeidshypotese, at den underste, hvite kvartsit ekvivalerer kalksandstenshorisonten (med kvartsitlag) som mer kystfjern facies. Den antas

¹ Forf. besøkte denne lokalitet 1949.

² Denne oppfatning verifiseres ved feltundersøkelser 1949, og feltsammenhengen med Bålseterkalken konstatertes.

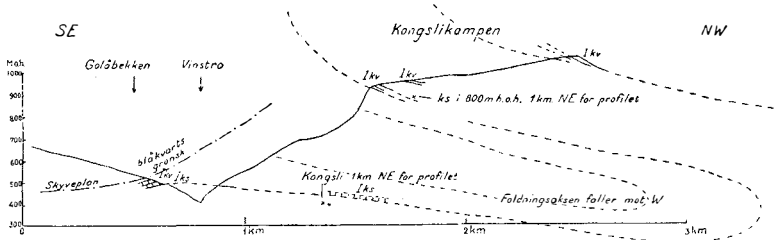


Fig. 5. Profil SE—NW Golåbekken—Kongslikampen ved Vinstra.

da ennå lenger i SW å gå over i basissedimentenes underkambriske sandstensskifer.

Tektonikken ved overfolding fra NNE skulle etter ovenstående være klar, og årsaken til at den 500 m mektige lyse sparagmitlagpakke forsvinner på Gudbrandsdalens vestsida skulle da ligge deri, samtidig som lagpakken primært tynnet ut, hva som også lettet inversjonen (sml. Werenskiold l. c. s. 34 og 56).

Kalksandstenssonen ble av Bjørlykke regnet med til den øvre lyse sparagmit, og er siden hans tid ikke tillagt noen stratigrafisk betydning. Holtedahl (1922, s. 21) omtaler den som karbonatlag og karbonatholdig sparagmit, idet prøver fra lag i samme sone fra Sel i den analyseserie som publisertes i dette praktisk-geologiske arbeide viste overveiende dolomitkarakter.

En analyse av den lysgrå, krystallinske kalksandsten fra Skjedalsseter i Øldalen, N. Fron, utført av Brynjolf Brun (febr. 1946) viste:

SiO ₂	53,46 %	En mineralberegning som
TiO ₂	0,20 »	stemmer med skjønsmessig iakt-
Al ₂ O ₃	4,74 »	tagelse av tynnsliip, gir:
P ₂ O ₅	0,22 »	Kalkspat
Fe ₂ O ₃	0,89 »	33,30 %
FeO	0,58 »	Magnesit
MnO	0,02 »	0,55 »
MgO	0,76 »	Kvarts
CaO	20,32 »	40,00 »
Na ₂ O	1,17 »	Mikroklin
K ₂ O	1,15 »	8,25 »
H ₂ O (÷ 110)	0,08 »	Albit
H ₂ O (+ 110)	0,87 »	10,00 »
CO ₂	15,25 »	Glimmer, klorit
		6,00 »
		Kollofan (fosforit) ...
		0,65 »
		Aksesorier
		1,25 »
		<hr/>
		Sum 100,00 %
	<hr/>	
	100,11 %	

Jeg fikk dessuten en analyse av en prøve lys, krystallinsk kalksandsten fra Soljerustseter (Rustseter) i Øldalen, N. Fron, slått av Bjørnlykke i 1896 (Geol Museums samling), utført ved Statens Råstofflaboratorium 1948:

SiO ₂	64,45 %
Sesquioxyder	11,95 %
Al ₂ O ₃ (best. som differens)	10,45 »
Total Fe som:	
Fe ₂ O ₃	1,90 »
CaO	11,35 »
MgO	0,97 »
Glødetap	9,38 »
	98,10 %

Bestemmelsene i den siste analyse er konforme med analyseserien omtalt ovenfor (Holtedahll 1922). Som i denne bestemtes dessuten:

Uopløst i saltsyre	77,2 %	som med beregnet:
CaCO ₃	20,2 %	
MgCO ₃	2,0 %	
	99,4 %	
gir sum.....	99,4 %	

Som det sees er MgO-gehalten i begge analyser under 1 %, kvartsinnholdet, særlig i den siste prøve, meget høyt, så bergarten kan karakteriseres som kalkholdig kvartsit, innholdet av mørke mineraler ubetydelig. I tynnslipene såes noen brunsorte, ovale konkresjoner, ca. 0,2 mm diam., med kvartssplinter, minnende om fosforitkorn i basalavleiringene fra Ustaoset (Goldschmidt 1925, s. 8).

Jeg fikk derfor utført, likeledes ved Statens Råstofflaboratorium 1948, analyse av:

Kalkholdig kvartsit, Teigkampen, som viste	0,54 %	P ₂ O ₅
Krystallinsk kalksandsten, Teigkampen	0,21 »	»

Analysene gir samlet indisier på at vi har for oss en vel vasket marin horisont, som kan fortjene nærmere undersøkelse. En serie på 122 P₂O₅ analyser (O. Holtedahll 1927) av prøver fra den kambrosiluriske lagrekke ved Oslo, inkluderende noen stykker fra sparagmitavdelinger nord for Mjøsa viser:

Gjennomsnitt for lagene fra Basalkonglomerater til og med etasje 4 b	0,307 % P ₂ O ₅
Gjennomsnitt fra 4 bβ til og med etasje 9	0,073 » »
For de kalksandstensførende basallag er gjennomsnittet	0,930 » »
For etasje 4 αα—4 βα (omkring orthocerkalknivået) ...	0,407 » »
Mens verdiene for de mellomliggende etasjer 2 og 3 er ca.	0,25 » »

er de for de overliggende etasjer påfallende meget mindre.

Ut fra indisiene på at vi i sonen med kalkførende kvartsiter har representert marine basalavleiringer, gjøres følgende overlegninger om den øvre lyse sparagmits stratigrafiske stilling.

Werenskiold (1911) betegnet den med Sp. 4, men måtte i mangel av andre holdepunkter sette dens undergrense ved den karbonathorizont som avslutter den mørke sparagmitavdeling oppad, og som måtte antas å svare til den likeledes fossilfri Birikalk. Han kom derved til å inkludere mellomliggende avleiringer, som ved senere undersøkelser i andre strøk av fjellkjeden har vist seg å føre tillit i så stor regional utbredelse at en eokambrisk istid har kunnet godtgjøres, og som derfor måtte skilles ut som egen avdeling. Her må søkes grunnen til at Th. Vogt (1924, s. 362) i sin nye etasje-inndeling for Mjøsområdet bruker betegnelsen Sp. 4 om tillit og yngre rød sparagmit, Moely, som han under rubrik »Søndre Fron« parallelliserer med »yngre, rød sparagmit« en karakteristikk som ikke passer med ovenstående beskrivelse av den vestlige og vesentlige utvikling av den øvre lyse sparagmit i Gudbrandsdalen.

Etter foreliggende feltgeologiske og petrografiske data, synes det nå naturlig å oppfatte denne som sparagmitformasjonens overgangsavdeling til fossilførende underkambrium, dvs. som kvartssandstensavdelingen i utvidet betydning, som Vogt har betegnet med Sp. 5, og undersøke hvordan denne oppfatning kan passe inn ved sammenligning med stratigrafiske skjema fra nærmere og fjernere områder. De regionalt utbredte diskordansflater med påhvilende tynne, persistente avleiringer i denne del av lagrekken opp til alunskiferen er jo hva en har å holde seg til så lenge fossiler mangler. Disse lag er tydelig fjernet kortere fra sitt opprinnelige underlag enn lagene over alunskiferhorizontene, som har gitt anledning til tektoniske hovedavsløsningsflater.

Med Th. Vogts (1924) oppstilling for *Mjøsområdet* som grunn-skjema (her innskytes at C. Bugge (1945) har hevdet at på Mjøsas øst-

side »ser Vardalssparagmit (Sp. 5 b) ut til å ligge stratigrafisk over Ringsakerkvartsit« (Sp. 5 c)) har jeg i det store korrelasjonsskjema s. 84 forsøkt å jevnføre, foruten med *Knuteområdet Fron—Otta* (delvis etter Bjørlykke, 1905, s. 280) med *Gausdal* (Bjørlykke, 1893), *Trondheimsfeltet* (Törnebohm 1896, ang. Brekkskifergruppen s. 83, og Th. Vogt 1945), *Østerdalen* (Øvre Rendal, Chrf. Oftedahl 1943, *Tynset—Femunden* (Per Holmsen 1943), hovedskjemaet for de *Jemtlandske dekker* (B. Asklund 1938, s. 82). For den stadige veksel av for det meste tynne lag sandige skifre og skifrige sandstener som karakteriserer underkambrium på N. Etnedalsbladet (Strand 1938, s. 13—15) har det ikke vært mulig å stille opp noen normal rekkefølge. Et holdepunkt nevnes i en enkelt forekomst av uren, hård, mørk kalk innleiret i sandstenskiferavdelingen med bl. a. en ubestembar hornskallett brakiopode, hvor Strand (l. c. s. 15) antyder likhet med *Strenuellakalk*. Oppstillingen for *forlandsfacies* (Valdres—Hallingdal) er derfor søkt samarbeidet med Strands oppgaver fra Aurdal (Strand 1931) og C. Bugges fra Hallingdal (1938). Spørsmålet om å korrelere videre med de *Strenuella-* og *Torellella-*førende basale kalksandstenslag m. m. ved Ustaoset på *Hardangervidda* (Goldschmidt, L. Størmer 1925) reiser seg naturlig i denne forbindelse, og til disse slutter seg da som kjent en rekke basale forekomster i syd og vest, kanskje like til kalksandstenslag på grunnfjellet på Hardangerfjordens SE-side N for Maurangerfjorden (besøkt under N. G. F. Bergens-ekskursjonen aug—sept. 1947). I sin helhet får dette korrelasjonsskjema tas som et arbeidsgrunnlag.

Brekkskifergruppen i Trondheimsfeltet opprettholdes fremdeles av Th. Vogt (1945 s. 508 og 519) som omfattende Kambrium og ordovisiske lag opp til Størengruppens grønnstener, men savner i selve Trondheimsfeltet stratigrafisk basis. Om hornblende-porfyroblast-skifrene som trer istedenfor denne (Törnebohms »kärfskifer« i hans profiler) kan henføres til det samme stratigrafisk-tektonisk betingede intrusionsnivå som »Vegstenshorisonten« (smlg. s. 73) kunne en forbindelse med knuteområdet etableres, utover den som antydes ved likheten i opptredende bergartsledd i underkambrium. Det er jo påkrevet å få bestemt hjemstedet for de store masser av hornblendeskifre, amfiboliter ledsaget av klebersten, som forekommer i SW, også på Vinstra-bladet. Strand fant i NE del av Selsbladet (Dovre) basal-konglomerat på anorthosit overleiret av glimmerskifer med »Vegstenshorisonten« her representert ved serpentinkupper. Den flere kilometer mektige lagpakke ligger — antakelig med gjentatt inversjon — inne-

klemte mellom lys sparagmit over og under, en tektonikk som i følge lagstillingen må skyldes bevegelser fra NW, sannsynligvis under orogenesens siste faser (smlg. s. 73). Den øvre lyse sparagmit må også her ha beveget seg løsrevet fra sitt underlag.

Basalkonglomeratet fortolkes av Strand som Trondheimsfelt-sedimentene — altså nærmere bestemt Brekkskifergruppens — basal-dannelser på grunnfjellsblokker med Bergen-Jotunstammens petrografi. Forekomsten av Jotunpertit i den øvre lyse sparagmit (se s. 76) støtter forestillingen om at vi har hatt sådanne blottet i et kupert relief også i eokambrisk tid i NE for knuteområdet. Vi skulle altså ha hatt en underkambrisk lagpakke (med tiltagende mektighet nordover i Trondheimssynklinalen), intrudert med kaledonske eruptiver, på et underlag av Bergen—Jotunstammens bergarter, som da måtte være av prekambrisk alder, og som *bindeledd* i faciesutvikling mellom denne og kambro-ordovisium av forlandsfacies den underkambriske lagrekke på sparagmitunderlag, uten intrusioner men overfoldet med dette fra NE. I tektonisk henseende har sistnevnte i egentlig forstand tjent som mellomlag ved det undre eruptivskyvedekke og dets påhvilende lagpakkes transport mot SW. Herved oppnåes en tilfredsstillende forklaring på de feltgeologiske data fra Vinstra-bladet.

Vender vi nå tilbake til Teigkampens profil (i fig. 2) der vi over kalksandsten-kvartsitsonen har først grønne, så grå og øverst mørke fylliter, de siste med kiskrystaller, merkes oppad en stigende innflytelse av skyvning fra NW. For sammenhengens skyld gjentas (fra s. 16):

Betraktes hovedprofilet videre mot SSW over fjellene mellom Øldalen og Kvikne, gjør denne seg også gjeldende der i de høyestliggende deler, men i hellingen mot Øldalen på den ene side, og i den bratte sydhelling mot Kvikne på den annen er strøkretningen mot WNW oppretholdt og i Kvikne krysser profilet kilometerlange kvartsitdrag med dette strøk og fall mot NNE, atskilt ved kalkholdige fylliter av samme karakter som i Teigkampen. Ved Høgseter (se fig. 2) er det tynne kalklag, sannsynligvis fortsettelsen av den inverterte kalksandstenssone ved Soljerustseter (analyse ovenfor) 2 km i NE. Til den inverterte lagpakke videre mot SW hører en ca. 30 m mektig, mørk feltspatførende kvartsit, videre på kammen av Kongsliekampen krysses et lysere, noe tynnere kvartsitdrag. Med mektige mellomlag av fyllit krysses ytterligere 3 lag med grove kvartsiter nedover Kviknes dalside,

Etagje	Mjøsområdet Th. Vogt 1924	Gausdal K. O. Bjørlykke 1893	Knutemrådet—Fron Dietrichson 1948, og div. eldre	Trondheimsfeltet Törnebohm 1896, Th. Vogt 1945	Østerdalen		Jemtlandsdekker B. Asklund 1938	Hardangervidda Goldschmidt, Størmer 1925	Valdres—Hallingdal T. Strand 1931 og 1938
					Øvre Rendalen Chr. Oftedahl 1943	Tynset—Femunden Per Holmsen 1943			
3 c—4 az		Gausdal sandsten- skifer (= Mellsen- avd.- T. Strand 1938)		Serpentin- konglomerat			Sevedekket Tektonisk dis- kordans		Valdressparagmit
Hiatus?				Trondheims- orogenezen			Silur		Mellsennavdeling (orthocerkalk 3 cy er representert på Aur- dalsbladet)
3 b		Graptolitskifer		Støren grønn- stenserie			Ordovicium		Fyllitavdelingen
2 e—3 a									Ceratopygeavd.
2—2 d	<i>Over- og mellomkambrium:</i> Alunskifer med kalkboller, kis- konkresjoner (Paradoxidesavdelingen)	Bortpresset?	„Blåkvarts og skifer- etasje“ Skyvehorisont: Svart skifer med kis, og spredte alunskifer- forekomster	<i>Brekkskifer- gruppen:</i> grov, grå fyllit			Kambrium: Alunskifer	<i>Allokton</i> kambrosilur skyvehorisont	Alunskifer
1 c—d				svart kullholdig skifer					
1 bβ	<i>Underkambrium:</i> Grønn skifer med smale kalklag (sone med <i>Strenuella Linnarsoni</i>)	↑ Grågrønn kalk- holdig skifer, kalk- sandsten. Mektig- het 15 m og mindre	Grønn, kalkholdig fyllit Hvit kvartsit, ca. 5 m Kalksandstensone ca. 40 m (med faciesover- gang til kvartsitlag op- til 60 m i kalkholdig fyllit)	grønne skifre					Underkambrisk sand- stensskifer med spor <i>Strenuellakalk</i> ? (På Aurdalsbladet sikre underkambriske fos- siler)
1 bα	Grønn skifer med fosforitkonglo- merat (sone med <i>Holmia Kjerulfi</i> , <i>Hyalithus</i>)	Mørk eller hvit kvartsit 5— optil 50 m		kalksten tynn kvartsit milde fyltitter	kaiksten		Sandstensskifer	<i>Autokton:</i> Kalksands- sten med <i>Strenuella</i> , <i>Torellella</i> , fosforit- knoller, sandstenslag og basalkonglomerat med rullestener av kalksten foruten av gneisbergarter fra nå- værende basis	
1 aβ	I vest: Grønn skifer med <i>Volborthella</i> , <i>Torellella</i> I øst: Sandstensskifer med <i>Platysolenites</i> , <i>krypespor</i> Mektighet: ca. 50 m	Grønn og fiolet lerskifer med fossilspor (taksiskifer)	Grønn sandig fyllit varierende mekt. optil 50 m lokalt grågrønn skifer med spredte rullestener	Sydlig <i>allokton</i> facies: Mektig glimmerskifer med intrusjons- nivå (tilsv. „Rørosgruppen“)			arkoser		
1 aα	Tynt basalkonglomerat, tett mørk kvartsit lokalt med kalksandsten	Tynt, skifrig konglomerat	(Sletkoloen, Sjøa st., og Gjeithornene, Vågå- rusten. K. O. Bjør- lykke, 1905)	Basal- konglomerat	Som en øvre tillit- avd. interpreterer Oftedahl (1945) : Konglomeratskifer		<i>Autoktone</i> rester av kambrosilur- grafitskifer	Konglomerat	
	Diskonformitet							Diskordans — vidt- gående peneplans- dannelse	
Sp. 5 c	<i>Sparagmitformasjonen:</i> Ringsakerkvartsit, i alm. mørk blåkvarts øverst. (Kvartssandsten sensu strictu, ca. 100 m mekt.)		Øvre lyse sparagmit: Ialt ca. 500 m: Hvit sparagmit med rundete korn	på anorthosit på Selsbl. (T. Strand 1945)			Kvartsitter		<i>Aurdal</i> i Valdres: Sp. 5 c: Kvartssandsten sens. str.
Sp. 5 b	Vardalsparagmit: Lyse overgangslag ca. 130 m mekt. Yngste grå sparagmit ca. 270 m mekt.	Sparagmitsandsten („talkkvartsit“) 12 optil 20 m	Lyse overgangslag Grågrønn sp. (hoved- masse)		„Blåkvarts“ (feltspat- holdig) Lys sparagmit, ofte småkonglomeratisk med kvartskonglo- merat		Kvartsitiske sand- stener Kvarts- konglomerater	Kvartsit- skiferformasjon: Feltspatfattige, ut- vaskete, lysfarvete sandstener, kvart- sitskifre, grove kvartsitter, konglo- merater og brogede lerskifre	Sp. 5 b: Sparagmitavdeling Sp. 5 a: Skiferavdeling
Sp. 5 a	Ekre skifer (Øvre røde og grønne skifre) ca. 40 m	Grønn eller mørk- grå lerskifer ca. 10 m	Skyve- og over- foldningsplan		Hovedskyveplan		Forvittringsarkose		
Sp. 4 b Sp. 4 a	Tillit: Moelv konglomerat Moelv yngre røde sparagmit	Undertiden kon- glomerat i kalkh. sp. ell. sandstensk.			Tillit		Tillit	Tillitavdeling „Røde“ sp. formasjon „Grå“ sp. — „—	<i>Hallingdal</i> (C. Bugge 1938) Blåkvarts og skifer Basalarkoser, kon- glomerater
Sp. 3 c	Birikalk og skifer	Birikalk	Birikalk-Fronsparagmit			Grunnfjell	Grunnfjell	Subkambrisk peneplan	
								Grunnfjell (Telemarkformasjonen)	

det nederste som går over Vinstra forbindes med profilet i Golåbekken, hvor lagstillingen er normal, som vist i detaljprofil fig. 5.

Det laveste drag følges med mindre avbrytelser ca. 10 km WNW-over gjennom Kvikne, det når ved kirken opp i 60 m mektighet og har gitt anledning til farlige ras av veldige blokker. Ved Vinstras skarpe sving fra Tverbygda til Kviknes hoveddal er lyse og mørke kvartsiter ved tektoniseringen kommet i kontakt. Tynnslip viser at de her består av grove, mylonitiserte kvartsbergarter med ubetydelig feltspat. I Kviknes bratte bakli mot Feforkampen står bare *mørk fyllit, uten kvartsitlag*.

Det skulle etter dette være klart, at Kviknes dypt nedskårne dal er utarbeidet nettopp i den tektoniske grense mellom lagpakken med de mektige kvartsitlag, invertert fra NNE over den autoktone og para-autoktone forlandsfacies' mørke fyllit *uten* disse kvartsiter (avsnitt II).

Det annet avgjørende bevis for overfoldningen fra NNE, er de skilte forekomster av alunskifer som opptrer på Vinstrabladet fra dets NW—SE hjørne. Jeg har tidligere (Dietrichson 1945 A, s. 13) omtalt dem ganske kort, med tabell over deres vanadin og molybdengehalter spektrografisk bestemt. V-gehalten er for samtlige 0,1 %. Posisjonen *ovenpå* basissedimentenes øvre lagpakke (Mellsenn-sandsten) og den relativt godt bevarte tilstand av de SW-ligste forekomster blir ganske uforklarlig hvis en utelukkende regner med bevegelser fra NW, idet det ikke er noe som tyder på inversjon av den ca. 400 m mektige lagpakke over alunskifernivået i *basissedimentene*. (II.) Langt naturligere er det å anse alunskiferflakene stratigrafisk hjemmehørende øverst i den overfoldede lagrekke med de mektige kvartsitlag, og at der har foregått en tektonisk oppskivning etter alunskifernivået. De har så tjent som »smørehorison« først for eruptivflakene med påhvilende krystalline komplekser fra NNE, og så for en kort, men kraftig fremskyvning av det øvre skyvedekke fra NW.

Forekomsten i Olasfjell, 2 km N for Vinstras skarpe sving i Kvikne, men ca. 700 m høyere enn elvens nivå, ligger på lagpakken med de grove kvartsiter. Den 4—5 m tykke alunskifer er sterkt utpresset med flatt fall mot NNW, og fører sentimetertykke lag av nokså grovkrystallinsk svovelkis, som må være utpressete og omkrystalliserte kiskonkresjoner (Taksiferbrudd er forsøkt, men stenen rustet snart i stykker på kirketaket i Kvikne, hvor den ble lagt). Alunskiferen overleires av et tynt lag lys kvartsit. Den svarte, finbladede skifer sees i bekkedaler NW-over Olasfjell, og danner forbindelsen i denne strøk-

retning med forekomsten av svart skifer, blåkvarts, grønn skifer, kvart-sit og kalksandsten under Heidals-Gråhø, nevnt s. 16 (Bjørlykke 1905, s. 208) — her på underlag av lys sparagmit. Videre SW-over i skyveplanet fins alunskifer anstånde SE for Heidalsmuen, og i myrene mellom denne og Kviknegråhø i løse blokker.

Alunskiferforekomsten ved Huskeliseter ved Feforkampens nordre fot er ikke meget blottet i dagen, men står antagelig under seterløkkene også. Den svertende skifer er oppknust, men kiskonkresjonene er runde og har finkrystallinsk, strålig struktur. Strøkretningen er som for underlagets Mellsenssandsten mot NW, og peker mot forekomsten i Olasfjell, som i luftlinje ligger 6 km borte. Som tilhørende alunskiferens lagpakke (I) altså *ikke* basissedimentene (II) anses da den sterkt tektoniserte mørke fyllit, litt grønn skifer, lyse, tynne kvartsitlag og blåkvarts som henholdsvis i sydøsthellingen og i de høyeste partier av Feforkampen (fremstillet på profil fig. 2 og detaljprofil fig. 6) også ligger *ovenpå* Mellsennavdelingens sandsten.

Ved Neset gård i Svatsum er alunskiferen blottet like ved kjøreveien til Espedalen, og røper seg ellers ved utbredt aurlagedannelse. Underlaget er sandig fyllit av Mellsennavdelingen, og like over er skyvegrensen mot Espedals-anorthosit. Oppknusningsgraden er omtrent som ved Huskeliseter, også her er runde kiskonkresjoner bevart. Som sammenhørende med alunskiferflaket ved Neset, stratigrafisk hjemmehørende under dette, anses et ganske godt bevart flak av sandig, grønn skifer, vekslende med fottynne sandstensbenker ved Finntjern litt sønnenfor (Dietrichson 1945 A s. 13). Strøket er NW med 30 fall mot NE, pressing fra NW som dominerer de NW-lige alunskiferforekomster kan ikke spores.¹

II. Kambro-Ordovisisk forladnsfacies.

Denne geologiske enhets tektonikk karakteriseres som autokton og para-autokton og betinges av at den har tjent som underlag for de overfoldete og fremskjøvne dekker. Den kunne også sammenfattes under betegnelsen basissedimenter.

På grunnlag av fossilfunn kunne Strand (1938) på N. Etnedalsbladet — i orden ovenfra og nedover skille mellom:

¹ Fra feltarbeide 1949 kjennes tektonisert alunskifer i Vinstra-anleggets tunnel ved Harpefoss, i seterveien ved Tunsbergets SE-felt, Kvam, samt i tilgrensende del av Rondvasshøgda (E 290) alle steder som underlag for sandstenspakker (Mellsenssandsten?).

Mellsennavdelingen — »ikke nødvendig å anta yngre enn etasje 4 a«.
Fyllitavdelingen — ordovisisk graptolitskifer
Ceratopygeavdelingen — eldste ordovisium.
Alunskifer — over- og mellomkambrium.
Sandstenskifer — underkambrium.

Under kartlegningen måtte imidlertid de tre siste slås sammen på grunn av tektoniseringen. Denne gjør seg ennå mer gjeldende på Vinstra og Sjødalsbladene i NE, hvor fossilfunn innskrenker seg til ubestembare graptoliter.

Den kambriske sandstenskifer i typisk sydvestlig utvikling (smlg. s. 80 er ikke konstatert i NE, og de 4 forekomster av alunskifer jeg fant på Vinstrabladet og som er beskrevet ovenfor, ligger alle ovenpå basissedimentene og regnes derfor som tilhørende den overfoldede og overskjøvnne facies.

Fyllitavdelingen er fulgt sammenhengende fra Bjørlykkes fossilfinnested i Gausdal (1893, s. 17, 1905, bilag av Chas. Lapworth). Den består av mørke fylliter, ikke grå og grønnlige som i de lavere avdelinger, med herskende flatt fall mot NE. Like under skyveplanet utgående er dette mer uregelmessig, og her er det særlig meget kvartslinser.

Mellsennavdelingen har i typeområdet (Strand 1938, s. 24) en mektighet på over 200 m, og kan der deles i en undre avdeling med grå og svarte skifer og sandstener (grå skifer med kalkknoller hvori fossilfragmenter nederst) og en øvre avdeling med grønn og rød skifer (Valdres takskifersone) med lys sandsten øverst. Den lyse sandsten har spesiell feltgeologisk interesse, fordi den som en hvit, ofte litt ruten kvartsit, lett kjennelig i marken er fulgt tversover hele N. Etnedalsbladet, og også identifiseres på Lillehammerbladet og Sjødalsbladet. Ths. Münster (1900 s. 33—34) angir således fra Vesttorpen 7—8 m »kvarssandstenslag« over grå skifer med kalkboller og tallrike sandstenslag, samt fossiler¹ som muliggjør datering til etasje 4 a—c, og uttaler at denne avdeling formentlig svarer til Bjørlykkes »Gausdal sandstenskifer«. Dette bekreftes av Bjørlykke (1905 s. 54.)

Fra Gausdal følges avdelingen nordvestover gjennom Fefortraktene til Skåbu, og er der mer grovklastisk enn sydover (i Skåbu—

¹ Konservator G. Henningsmoen så velvillig igjennom Münsters samlinger og fant ogygiaskifer med sikre fossiler (4 a); men at graptolitene ikke kan bestemmes nærmere enn *Diplograptus* sp. — trykkfeil hos Münster (1900 s. 34).

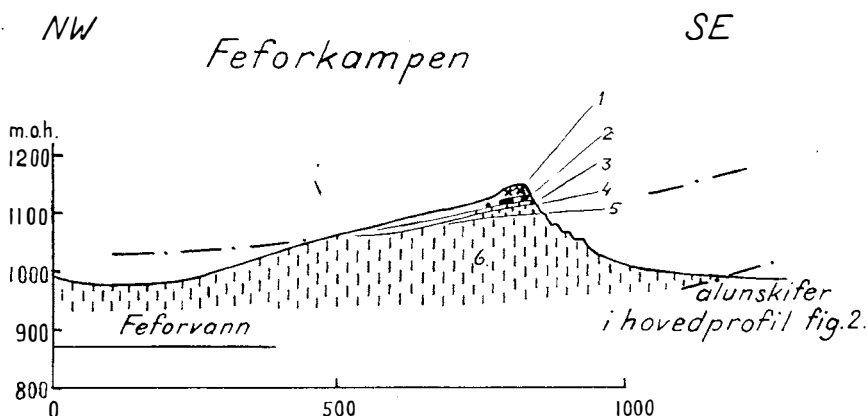


Fig. 6. Feforkampen. 1. Gabbro. 2. Valdresparagmit-konglomerat. 3. Grønn fyllit. 4. Lys kvartsit. 5. Mørk, sterkt tektonisert fyllit. 6. Mellsennavdelingens sandsten. — — — skyveplan.

Helleåen — med en del kalkspat) for det meste bestående av massive sandstensbenker med enkelte tynne, svarte skiferlag. Disse er så utgnidd under tektonisering, at de opptrer som skiferfiller i sandstenen (Törnebohm 1896 s. 145, var oppmerksom på dette forhold, og karakteriserer bergarten som en »gneisig, grå sparagmit«). Den øvre og undre skiferhorisont fra typeområdet har her fått en lignende medfart, den øvre tillikemed den lyse kvartsit kan dessuten være fjernet ved erosjon, idet sandstenslagpakken over en lengre strekning (f. eks. S for Feforvannet) ligger med flat bølgende lagstilling ovenpå fyllitavdelingen. Foran — SE for — det utgående av skyveplanet under Espedals-anorthosit-massene ligger sandstenen takstensmessig sammenskjøvet (Dietrichson 1945 A s. 15) — ESE for profilet fig. 2.

SW for Feforkampen er fallet ensidig mot NE (smlg. profil fig. 6), hva som i iøynefallende grad preger topografien omkring Feforvannet. De hvite kvartsiter i Feforkampen antok jeg tidligere representerte Mellsennavdelingens lyse sandstener (l. c. s. 15) men er nå kommet til den oppfatning at de tilhører den overfoldede underkambriske lagrekke omtalt ovenfor.

I Sjodalen derimot, hvor fyllitavdelingen er blottet i en antiklinal med akse SSW—NNE fra Gjendesheim til Veo og lenger, ses på begge sider av dalen, hvor lagene faller inn under eruptivskyvedekket (på NW-siden mot NW, på SE-siden mot SE) sandstensavdelingen øverst, og på lange strekninger avsluttet med en tett, hvit kvartsit.

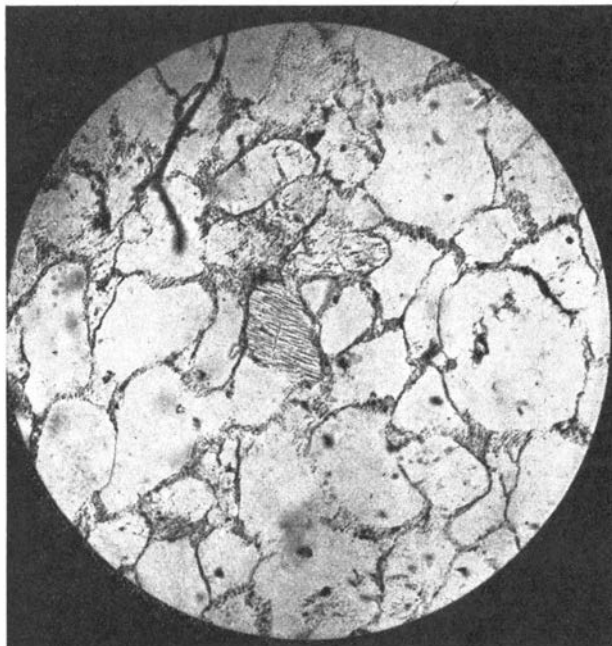


Fig. 7. Hvit sandsten øverst i Mellsennavdelingen, med mikropertit (Jotunpertit?). $\times 50$, u.anal.

Den overleires direkte av Valdressparagmitens gabbrodetritusavdeling, et forhold som ses særlig tydelig fra Russvassbu til Russli-Rundhø, og også på mange andre steder.

Det er altså det samme forhold her som på N. Etnedalsbladet: Mellsennavdelingens øvre, lyse kvartsit danner Valdressparagmitens underlag flere steder. Den danner også underlag for det undre skyvedekkes SE-lige del.

Strand beskriver de hvite sandstener i typeområdet (1938 s. 27) som bestående av korn omkring 0,5 mm, ganske velrundet kvarts og en god del feltspat, mikroklin og mikropertit. De er omtrent fri for sericitisk mellommasse og representerer således godt vaskete og sorterte sedimenter. Av et av Strands tynnslip herfra (nr. 129 — F 31 — 26. juli 1932) som han velvillig lånte meg, tok jeg et fotografi fig. 7, hvorav det vil ses at mikropertiten viser en umiskjennelig likhet med den finspindlete Jotunpertit. Lignende mikropertiter fantes i en rekke tynnslip av de mer finkornete kvartsiter fra Sjødalen, således fra Svartberget ved nordenden av Sjødalsvatn, som jeg besøkte sammen med



Fig. 8. Hvit kvartsit øverst i basissedimentene, Svartberget mellom Sjødalsvatnene.

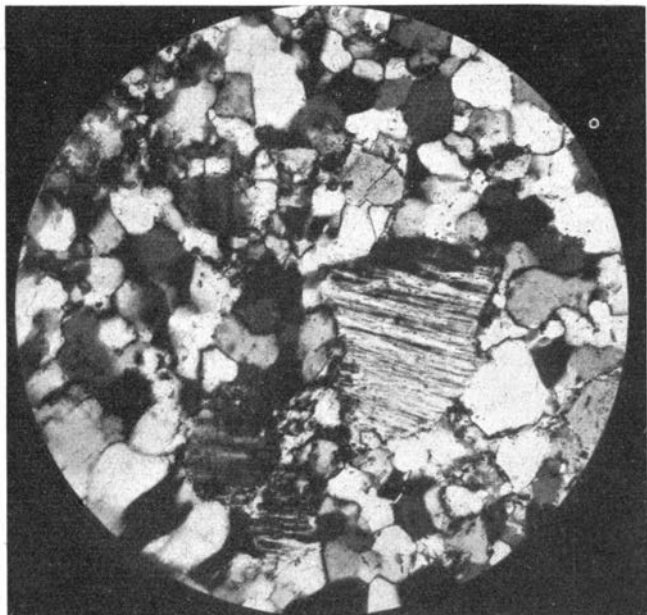


Fig. 9. Hvit kvartsit, Svartberget mellom Sjødalsvatnene, med mikroperthit.
× 100 + n.

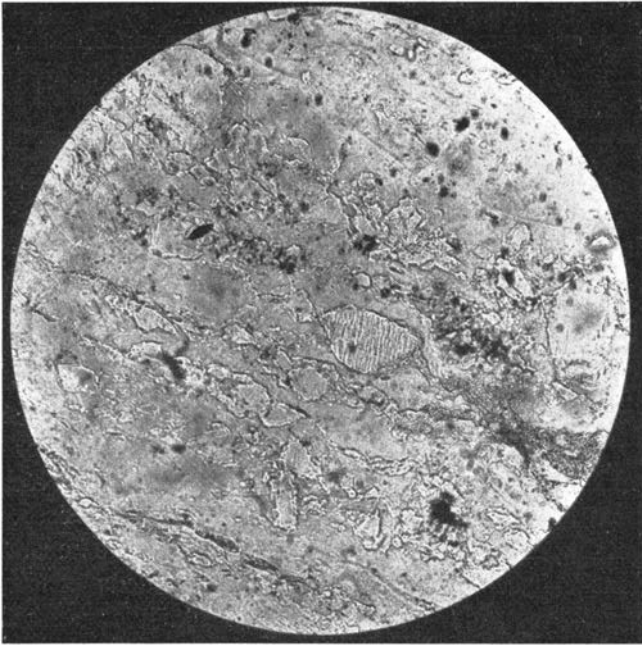


Fig. 10. Hvit kvartsit øverst i basissedimentene, Russvassbu. Med mikropertit.
 × 100, u.anal.

prof. Werenskiold som kjente lokaliteten (fig. 8). Fig. 9 viser mikrofotografi fra denne. Videre vises mikrofotografi av hvit kvartsit fra Russvassbu, fig. 10, som fig. 9 med 100 g. forstørrelse. Den i avsnitt I nevnte utbredelse av formentlig Jotunpertit i den øvre lyse sparagmit omkring Teigkampen frister til gisninger om at de hvite kvartsiter er dannet av detritus fra denne avdeling eller direkte av Jotunpertitførende eruptiver fra et høyland i NE.

De tette kvartsiter i Sjødalen svarer formodentlig til hva Kjerulf kalte »skjønne kvartsskifre (hvis det da ikke var de kjente pressete kvartskonglomerater ved Bygdin han tenkte på). I hvert fall har vi her opphav til det misvisende navn »høyfjellskvarts« for bergartsguppen omkring skyveplanet. Den omfattet da opprinnelig den egentlige kvartsit (1), Valdressparagmiten (2) og de forskifrede deler av det overliggende eruptivskyvedekke (3). At begrepet var noe skiftende gjennom årene, fremgår av en bemerkning av Goldschmidt (1916 A s. 32) der han diskutterer opprindelsen til kvartsitrullestenene

i Valdressparagmitens mektige kvartskonglomerater: »de kan ha fått sit materiale fra de kvartsitiske sandstenslag, som enkelte steder endnu ligger mellem fyllitformationen og den overliggende høifjeldskvarts«. Dette gjelder altså Valdressparagmitens SW-område, hvor de kvartsitiske sandstenslag må ha vært meget mektigere enn i NE, og som det fremgår av Goldschmidts petrografiske beskrivelse av rullestenene, også feltspatfattigere enn der.

Det kan i hvert fall nå fastslåes at vi i den hvite kvartsitavdeling øverst i Mellsennavdelingen har et nivå med utbredelse over en rekke kartblad i det sentrale Norge. Det kan tidfestes til noe yngre enn etasje 4 a, som yngst i den marine kambro-ordovisiske forlandsfacies. Den utbredte flate har dannet underlaget og forutsetninger for overskyvning av det undre eruptivskyvedekke fra NE, lengst i NE på mellomliggende overfoldede lagpakker; i midten under utformning av den der herskende lagstilling med fall mot NE (f. eks. Feforområdet nevnt ovenfor) og i SW under svakere nedfoldning av basissedimentene med akseretning NW—SE over stor bredde. Det siste konstateres ved den kaledonske flysch, Valdressparagmitens og dens konglomeraters vekslende mektighet, idet den har fylt forsenkninger utarbeidet etter antiklinaler med denne retning og jevnet ut relieffet før det øvre skyvedekkes fremtrengen fra NW.

III. Det undre eruptivskyvedekke.

Kriteriet på at vi har med det undre eruptivskyvedekke å gjøre, er at det autoktont overleires av Valdressparagmit, som for en del, men slett ikke i sin helhet består av detritus fra dette. Goldschmidt (1916 A s. 40) fremhevet som kjent især de konglomerater som var avsatt på kanten og foran fronten av eruptivskyvedekket, og senere overkjørt av dette, på grunnlag av undersøkelser ved Grønsennknipa på Golbladet. Der består eruptivdekket av granit, og bevegelsen må ha foregått mot E eller ENE, altså nesten motsatt den bevegelsen fra NNE som har satt så tydelige spor i NE i det Gudbrandsdalske foldningssystem. Det er ikke urimelig å anta, at bevegelsen i SW kan ha hatt analog årsak, nemlig dyptgripende forskyvning i substratet, idet vi 12 km i SW for Grønsennknipa på Hemsedalsbladet (C. Bugge 1939 s. 44—49) ved Grunntjenn har et stort område med grønnsten og breksje, som ved sin relativt upressete karakter og petrografi for øvrig angir seg som kaledonske intrusjoner. Muligheten for at en her

har for seg kaledonske intrusjonskanaler antydes også av Bugge. En har her et ikke fullt utnyttet utgangspunkt for avgjørelse av det vanskelige spørsmål hvilke normalgabbroide bergarter i fjellkjeden tilhører Bergen-Jotunstammen og hvilke er av sikker kaledonsk alder.

Mellom de skilte deler av det undre eruptivskyvedekke i NE er der en tydelig petrografisk og tektonisk sammenheng.

1. *Røssjøkoll-flaket*

på N. Etnedalsbladet E 31 V (Strand 1938 s. 38) regnes av Goldschmidt (1916 B s. 26) i det vesentlige å bestå av normal gabbro (karakteristisk er forbausende frisk monoklin pyroxen i denne) tilhørende Bergen-Jotunstammen. Den ligner de svart-hvitspettede gabbrobergarter i Espedalsfeltet, men er petrografisk forskjellig fra de der opptredende noriter, som er karakterisert ved sitt høye innhold av rombisk pyroxen og knyttet til anorthosit ved alle overgangsledd (Dietrichson 1945 A s. 19).

I Røssjøkollfeltet opptrer dessuten større områder med tette, lyse til grønnlige gabbrobergarter, som også er representert i Espedalsfeltets SE-del, og lenger NW i dette er knyttet til de svart-hvitspettede gabbroer. Et lite granitflak like N for Røssjøkollen viser petrografisk ingen tilknytning til Bergen—Jotunstammens typiske hypersthengraniter. De nevnte bergarter er alle representert i Valdresparagmitens gabbrokonglomerat, som det fremgår av Goldschmidts mønsterverdige beskrivelse av typeområdet ved Dokkvatn NE for Røssjøkollen. Fra denne må fremheves at lys, rødlig og fargeløs granat nevnes som en meget alminnelig bestanddel av gabbrokonglomeratets grunnmasse (Goldschmidt 1916 A s. 18), samt at det ikke har lyktes å påvise hypersthen i gabbro-rullestenene i konglomeratet (l. c. s. 21).

Også flere andre momenter fra Goldschmidts beskrivelse kan tas til inntekt for den oppfatning at Valdresparagmitens gabbrodetritus og gabbrokonglomerater skriver seg fra fortsettelsen av det dekke vi har NE for Espedalens anorthositfelt F 30 V, nemlig »gneisflaket« (Dietrichson 1945 A s. 29), som er intrudert med gabbro og amfiboliter og tette grønnstener, samt injisert med granitmateriale i tynne lagerganger, pegmatit og øyegneis, og også jevnt over fører mer eller mindre oppknust granat. Et av disse momenter er at alle rullestener viser seg utvalset under sterk kataklase, altså i jordskorpens øverste nivå, før innleiringen i konglomeratet (Goldschmidt 1916 A s. 23). Gneisflaket hviler langs sin NE-grense på en smal brem av lys, sterkt

forskifret Espedals-anorthosit. Sedimentene som opptrer i og i forbindelse med det, i samme posisjon, på underlag av anorthosit eller basissedimenter, skal omtales i sammenheng nedenfor.

Gneisflaket skulle således representere Trondheimsfelt sedimentenes underkambriske lag på anorthositunderlag med kaledonske intrusjoner, og Røssjøkollflaket være den SW-ligste erosjonsrest av dette. Gabbrobergartene der skulle vesentlig høre til disse og ikke til underlagets anorthositserie av Bergen—Jotunstammen. En kunne også tenke seg at vi her og andre steder i fjellkjeden har kaledonske, hybride omsmeltningsbergarter¹ fra intrusjonskanalene, siden noen av Bergen—Jotunstammens karakterer er bevart i de mer grovkrystallinske gabbroide bergarter.

2. *Espedalens anorthosit-norit dekke*

har jeg tidligere beskrevet (Dietrichson 1945 A, s. 19) og skal derfor her bare nevne hovedtrekk, som stiller forskjellen fra det av Gjelsvik (1946) beskrevne anorthositkompleks i Heidal i relief. Det siste burde etter min oppfatning mer korrekt betegnes som anorthosit-mangeritkompleks.

I Espedalen opptrer helt hvite, monomineralske labradorstener (enkelte steder med rikelig av klare zoizitnåler som omdannelsesprodukt), men fremherskende er anorthositer med meget rombisk pyroxen, og denne kan i grovkrystallinske typer nå desimeterstørrelse av de slireformig utpressete krystaller. Jeg har også funnet lite pressete enstatit- og hypersthen-krystaller av samme størrelsesorden bl. a. i blokk innesluttet i finkornig norit. Til de mer finkornige noriter er det så alle overganger, og på den annen side opptrer de kvantitativt ubetydeligere pyroxenitlirer med litt olivin i drag etter forskifningsretningens strøk NW—SE. Til disse er da de fleste nikkelmagnetkiskjærp knyttet. Granat er bare funnet i en enkelt krystall i et av de mange undersøkte tynnslip av disse bergarter. I en saussuritgabbro fra Nesetseterfjell (Dietrichson l. c. s. 17) SE i Espedalsfeltet (F 30 V) forekommer derimot granatkorona rundt pyroxenit og ilmenit-apatitkorn, og denne kunne fortolkes som autometamorf dannelse, og bergarten betegnes som anorthositgabbro, overensstemmende med Gjelsviks terminologi ifølge mineralselskapet. På grunn av den feltmessige

¹ Smlg. E. Sæther: Undersøkelser over eruptivene nord for Oslo. N. G. T. 1945. Bd. 25, s. 427.

sammenheng med saussuritgabbroer og grønnstener i gneisflaket i NE finner jeg det mer rimelig å anse Nesetsetergabbroen hjemmehørende i intrusjonskanaler disse har fulgt, termisk påvirket under intrusjonene.

Hovedskifriheten i Espedalens anorthositfelt faller mot NE, langs den SW grense flatt og langs den NE grense steilt, og må være dannet ved stress fra denne kant. Den senere skyvning fra NW har satt sitt preg på eruptivflakets øvre, NW deler, og de underste deler i SE mot fyllitunderlaget, hvor det ses småfoldninger i den eldre skifrihet som følge av forskyvning fra NW. Forflytningen mot SE kan ellers ikke ha vært stor, men resulterte i at anorthositflaket tektonisk kom til å overleire grønnstener og Valdressparagmitens gabbrodetritus langs det sydlige av SW-grensen. Dette forhold skapte en del usikkerhet, inntil jeg fant Valdressparagmitens gabbrokonglomerater på anorthositunderlag lenger N. En får på denne måte den samme korrekte formete forbindelse mellom lag som før denne bevegelse lå foran og de som lå ovenpå eruptivskyvedekket, samme tektonikk som påvist av Goldschmidt ved Grønsennkipa. Grønnstenene, gabbroer og amfiboliter som har gitt materiale til Valdressparagmitens gabbrodetritus, hører alle til *ovenpå* anorthositdekket, så betegnelsen »grønnstensunderlaget« som jeg brukte tidligere (1945 A s. 16) er *misvisende* for oppfatningen av de generelle forhold, idet posisjonen som underlag er av sekundær natur. De tallrike feltgeologiske vitnesbyrd om en siste kort fremrykning fra NW, ikke minst i disse trakter, skaffet K. O. Bjørlykke grunnlag for sin senere tolkning av de tektoniske bevegelser som *forskyvninger* (1905 s. 13).

3. Anorthosit-mangerit-komplekset i Heidal (F 29 V)

karakteriseres petrografisk ved hovedmineralene perthit, plagioklas, diallag og granat (Gjelsvik 1946 s. 8) og ved at det som det konkordant overleirende sedimentkompleks er i granulitfacies. Plagioklasen holder 35—40 an., mot i Espedalsfeltet 60—70 an., og rombisk pyroxen som er fremherskende i det siste trer helt tilbake i Heidal. Den fin-kornig båndede og slirede granulitstruktur og granatparagenesen forklarer Gjelsvik som primær, prekaledonsk.

Når en tar hensyn til at synorogene kaledonske intrusiver i stor mengde — fortrinnsvis som lagerganger — gjennomvever så vel anorthosit-mangeritkomplekset som det overliggende krystallinske sedimentkompleks (Gjelsvik l. c. s. 46) og begge er i granulitfacies, det siste med overgang oppover til mer lavtempererte, mindre høy-

trykksbetonte facies, kan en ikke utelukke muligheten for at så vel facies som strukturforandringene har foregått i kaledonsk tid. Jeg ser i Gjelsviks oppfatning undervurdering av den kaledonske orogeneses termiske og tektoniske virkninger, som i bergartene fra intrusjonsnivået nådde sitt maksimum henimot omsmelting og migmatisering av de prekambriske masser. Det er disse vi etter min mening har representert i Heidal (smlgn. Bjørlykke 1905 s. 239, 252).

De strekker seg over på Vinstrabladet (F 30 V) i områdene omkring Heidalsmuen, hvor jeg har stiftet nærmere bekjentskap med dem. De termiske og hydrotermale ettervirkninger etter de kaledonske intrusjoner spores på tallrike steder i »gneisflaket« og tilhørende rester av de øverstliggende deler av dekkene III og IV nedover Vinstrabladet. I feltspatførende kvartsiter som hører til dette kan følges mineralparageneser fra almandin gjennom hornblende-stadiet til muskovit, altså svarende til en rekke temperaturtrinn. Disse kvartsitbergarter fins igjen som rullestener i Valdressparagmitens konglomerater, der de ble tatt for grunnfjellsbergarter.

Mens Røssjøkollflaket (F 31 V) og Espedalsanorthositfeltet (F 30 V) tilfredsstillende fordringen til det undre skyvedekke, idet de begge tydelig overleires av Valdressparagmitens detritusmasser og konglomerater, utledes Heidal (F 29 V) anorthosit-mangeritdekkets samhörighet med det undre skyvedekke ved forekomster i NW, ved Tessevatn (F 29 øst) og i Sjødalen (E 30 øst) ved Brurusti, hvor det står gabbrodetrituslag med konglomerat (ved Hovda, ifølge Werenskiold) som over Ridderspranget har direkte forbindelse med Valdressparagmitens gabbrokonglomerater som jeg fant ved Veoliseter og Hindseter lenger SW i Sjødalen. Labradorstensmylonit i Gålhaugen mellom Sjødalsvannene (uten granat, med 1,3 % K_2O ifølge spektrografisk bestemmelse) og finkrystallinsk, normal gabbro i Pikuthaugen N for Nedre Sjødalsvatn, begge steder med overleirende gabbrodetritus, må anses tilhørende det undre skyvedekke.

Den 20 km lange forbindelse av Valdressparagmit, som Strand tegner opp på sine karter langs Murudalen (F 30 V) fra Brurusti i Sjødalen til Veslehovda i Skåbu, er ikke konstatert i felt, hverken ved Bjørlykkes, Werenskiolds eller mine undersøkelser. Det er riktignok meget overdekket, men blant de løse blokker er Trondheimit så utbredt, ja over større områder eneherkende, at det er all grunn til å anta at denne bergart danner fjellgrunnen som fortsettelse av Trondheimitfeltet W for Heidalsmuen (og som før nevnt avlagt under be-

tegnelsen »Dovregranit« på gamle karter). Trondheimitganger står også langs Murudalens vestside ved Holseter, Langvassbekken, Tolstadseter (Goldschmidt 1916 B, s. 99) og Bubekken samt i Flekka lengst syd. De gjennomsetter svart-hvitflekkete gabbroer og amfiboliter, som også må antas å ha sin opprinnelse i det kaledonske intrusjonsnivå. I denne forbindelse ville det være naturlig å regne den rad av mer og mindre serpentiniserte olivinstenskupper som begynner ved Tolstadseter og fortsetter ca. 8 km NNW-over høyere oppe i Murudalens vestside (ifølge Werenskiolds manuskriptkart) — til det kaledonske intrusjonsnivå. Dette olivinstensdrag har utvilsomt tilknytning til et stort peridotittfelt mellom Nedre Sjødalsvatn og Griningsdalen (E 30 øst), der intrusjonsnivået ligger flatt og de ultrabasiske bergarter derfor får stor utbredelse i dagen. Peridotittfeltet skulle da henge sammen i felt med de foran nevnte nærliggende rester av det undre skyvedekke i Gålhaugen og Pikuthaugen.

Trekker en fra feltet ved Nedre Sjødalsvatn en linje mot ESE, som skulle betegne frontlinjen for skyvedekket fra NNE, treffer en i Falkangerfjell ved Kvålseter SE for Sikilsdalen, SE for det øvre skyvedekkes utgående, lignende bergarter, nemlig labradorfelsesmylonit (uten granat, med 1,7% K_2O ifølge spektrografisk bestemmelse) med serpentinbergart over, liksom i Sjødalen på fyllitunderlag, med tynne gabbro-detrituslag tilhørende Valdressparagmiten over, disse sterkt utpresset (men vel kjennelig i tynnslip) av det øvre skyvedekke i Saukampen NW for Falkangerfjell.

Så langt SW som betegnet ved denne linje kan vi med sikkerhet si at det undre skyvedekke strekker seg. I Murudalen må det ha vært så mektig, at det ikke nederodertes tilstrekkelig til at Valdressparagmiten kunne avsettes der. Trondheimitfeltet kunne heller ikke være eksponert for denudasjon i nevneverdig grad i tiden for Valdressparagmitens avsetning, da Trondheimitrullestener av den relativt upressete type, som lett lar seg identifiseres, i Heidalsmuens felt ikke er funnet i konglomeratene.

Det er videre sannsynlig at vi har det undre skyvedekke representert så langt SW som ved Vinstris østlige del, nemlig Keiseren (E 31 øst) (smlg. Bjørlykke 1905 s. 480), hvor det er gabbrodetritus på labradorfelsesmylonit og i Hundfotfjell med Knollene, de siste består av peridotit som går over i serpentin.

Av det sammenskjøvne undre skyvedekke danner det av Gjelsvik beskrevne anorthosit-mangeritkompleks i Heidal således neppe primært

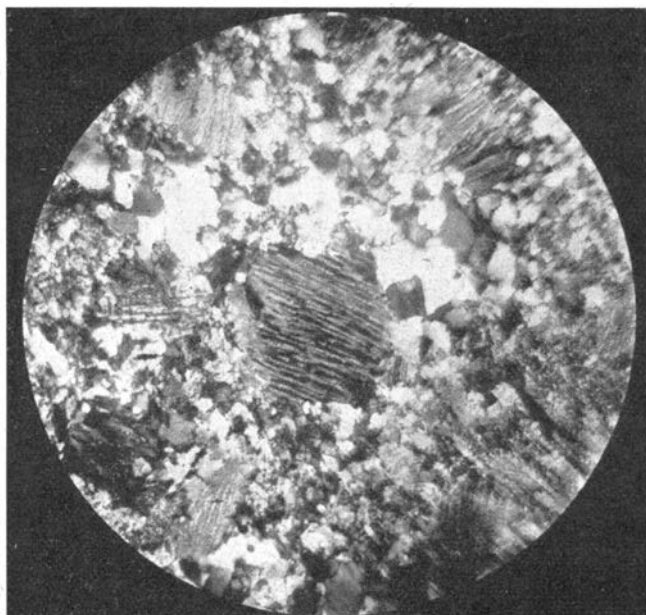


Fig. 11. Mangeritmylonit fra skyveplanet Kvikne—Gråhø med jotunpertit (uten granat). $\times 22 + n$.

den undre del, men må oppfattes som et mektig flak, som nordover i stigende grad var omgitt av og intrudert med basiske, kaledonske intrusiver, og det har under frempressingen, sammen med deler av den overliggende lagpakke (IV) gjennomgått temperatur- og trykkpåvirkninger som betinget granulitkarakteren.

I den flere kvadratkilometer store flate S for Heidalsmuen (F 30 V) er skyveplanet som begge dekker fulgte under den siste bevegelse fra NW praktfullt blottet. Her står en grov tektonisk breksje (protomylonit, kakirit) av mangeritmylonit på fyllitunderlag. Den strekker seg videre NE-over under Kviknegråhø og Heidalsgråhø. Tynnslip viser en kataklastisk mangerit, med bruddstykker av Jotunpertit, som vist i mikrofoto fig. 11.

I Heidalsmuens SW fot (av det karakteristiske fjell, lokalt alminnelig kalt Mukampen viser fig. 12 et bilde tatt fra SE) veksler tett, mørk amfibolit med lagerganger av Trondheimit, som senere har gjennomvevd de basiske intrusjoner. I den bratte skråning mot SSE står anorthositgabbro uten granater nederst, og oppover er beslektede



Fig. 12. Heidalsmuen sett fra SE, med skyveplanet foran.

bergartsflak gjennomsett av før nevnte basiske intrusjoner og Trondheimiten, som her er kvantitativt overveiende med opptil 50 m mektige lagerganger og tallrike apofyser. I toppen (1743 m o. h.) og i den flere kilometer lange rygg står Heidalsmuens hovedbergart, en hornblendegneis, hvori en mørkgrønn hornblende med relativt svak pleokroisme er hovedmineralet, og små mengder av zoisit og albit fyller mellomrommene. Om disse massers eruptive opprinnelse kan det neppe være tvil. Deres sammensetning er identisk med amfibolitene i foten av Heidalsmuen, og i Rutens NE-parti, skilt fra Heidalsfeltet ved Vinstras dype skår gjennom Skåbu, står helt identiske hornblendeskifre.

Lenger NE i Heidalsmuens SW-skråning opp for Øyeseter (en av Mug-setrene) står et anorthositflak med granater, svarende til de av Gjelsvik (1946 s. 13) beskrevne lyse bånd. Nordenfor, i Veslehø, står mørke, finbandede, overmåte faste granuliter med feltspatporfyroblaster. Tynnslip viser at vi her har for oss en mylonitisert anorthositgabbro, delvis omkrystallisert under nydannelse av hornblende, som fins i små korn over hele preparatet.

De flattliggende Trondheimitganger strekker seg fra Heidalsmuens fot SE-over i Søhøgda NE for Muvatn, og følges derfra etter

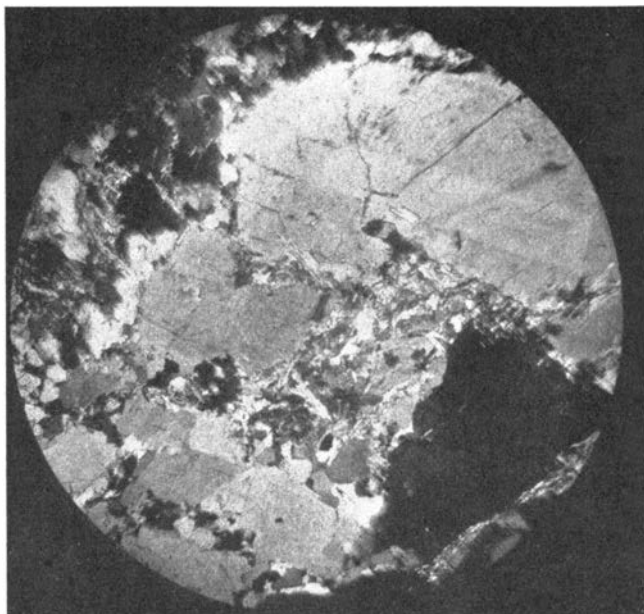


Fig. 13. Normalkornig Trondheimit, Høggjørbecken ved Heidalsmuen.
Sonarbygd plagioklas. $\times 22 + n$.

strøketretningen NW-over til Høggjørbecken og Storhaugen, hvor mektigheten er ca. 125 m. Bergarten er normalkornig og temmelig upresset, og vitner derved tydelig om at den er intrudert etter at feltets øvrige bergarter fikk sin granulitkarakter. Fig. 13 viser et mikrobilde fra denne lokalitet, og fig. 14 en Trondheimitporfyr fra Heidalsmuen, begge med de for Trondheimitene karakteristiske sonarbyggede plagioklaser. (Smlg. Goldschmidt 1916 B s. 77, illustr. Taf. V.)

I Hovda NW for Muvatn opptrer grå gneisbergart. Tynnsli av denne viste bedre bevarte krystallstrukturer enn en kunne vente av håndstykket. En hel del plagioklas var bevart og bestemtes til 45 an. Idiomorfe krystaller av diallag viser delvis omdannelse til grønn hornblende. Det opptrer noen få granater, og en god del biotit og et annet fargeløst glimmermineral i isometriske korn. Forekomsten i Hovda representerer den SE-lige flik av anorthosit-mangeritkomplekset i Heidal, og angir ved sitt mineralselskap en lavere metamorfosegrad. Den kan oppfattes som mellomledd mellom de høymetamorfe, sterkt granatførende anorthositmangeriter som Gjelsvik har beskrevet, og de kataklastiske masser langs skyveplanet foran Heidalsmuen (fig. 11).

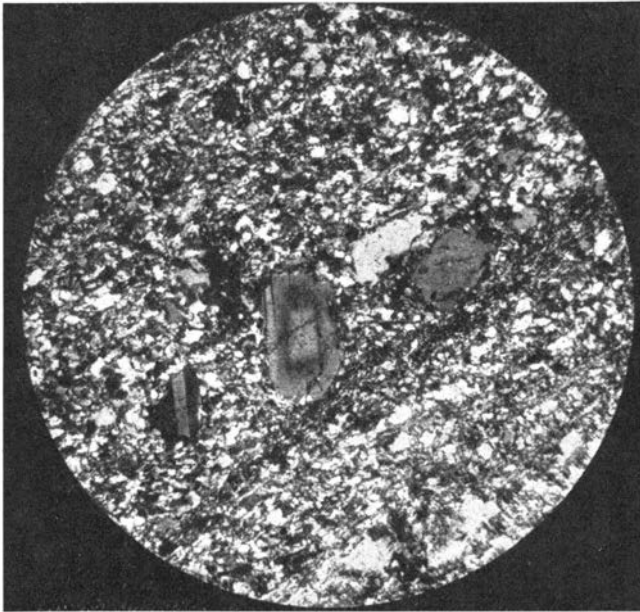


Fig. 14. Trondheimitporfyr, Heidalsmuen. $\times 50 + n$.

På lignende måte danner de mylonitiske men svakere termometamorfe bergarter i Veslehø — likeledes nevnt ovenfor — overgangsledd mellom de granatførende anorthositgabbroer i Heidal, og gabbrobergartene i feltets ytterkant i Heidalsmuens sydskråning.

Vi har altså her beviser for avtagende temperatur mot feltets yttergrenser i SE, som taler mot den primære genesis Gjelsvik forfekter for anorthosit-mangeritkomplekset i Heidal. Foruten til strukturene, som i stor utstrekning fortolkes som dannet under den primære størkning av de antatte grunnfjellsbergarter, støtter Gjelsvik (l. c. s. 6) seg vesentlig til de opptredende granater. Av hans 2 granat-analyser er den ene granat fra en pyroxenitlinse og fortolkes etter sitt pyropinnhold som en »ekte eklogitgranat«. Den annen, av granat fra mangeritsyenit viser imidlertid 3,38 % MnO, svarende til 7,65 % spessartin, og bare 1,50 % MgO. Jeg har tidligere (Dietrichson 1945 A s. 32) omtalt en serie prøver fra Bilbensbreksjen i Heidal, samlet av W. C. Brøgger i 1898 for Geologisk Museum, og av ham betegnet som granuliter. I en sterkt granatførende mangerit blant disse, bestemtes og publisertes i 1945 MnO i granat til 5—6 %, og

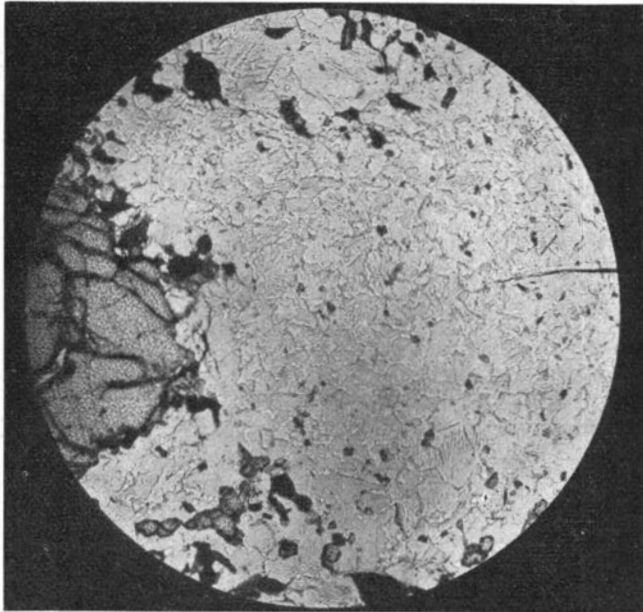


Fig. 15. Mangerit-granulit med granat med 11,75 % MnO. Bilbens-
breksjen, Heidal. $\times 50$, u.anal.

MgO til ca. 1,5 % (spektrografisk av A. Kvalheim). Resultatet av senere egen kjemisk (kolorimetrisk) analyse viser 11,75 % MnO, svarende til 27,3 % spessartin. Fig. 15 er mikrofotografi fra den prøve granatene ble plukket ut av.

Blant Werenskiolds omkr. 50 tynnslip fra Kvam—Sel—Heidal (W øGI og W He I i Geol. Museums samling), som jeg kommer tilbake til i neste avsnitt IV, er det et (W He I nr. 13) »Stripet gabbrogranulit« fra Grote, Nedre Heidal, identisk med Gjelsviks (1946 s. 11) anorthositgabbroer. En ser i dette mange granater med relikte kjerner av rombisk pyroxen, også en med inneslutning av Jotunpertit. I mikrofotografi fig. 16 er to granatporfyroblaster med disse forskjellige inneslutninger kommet med, og vitner tydelig om at granatene er sekundære, dannet på bekostning av bl. a. pyroxen, og *ikke* som av Gjelsvik anført, dannet under størkningen. Han er riktignok oppmerksom på at granaten har inneslutninger av pyroxen og plagioklas, så den »enkelte steder« er senere enn disse, men mener at »den synes å ha kommet før perthiten«. Dette siste holder heller ikke stikk, som

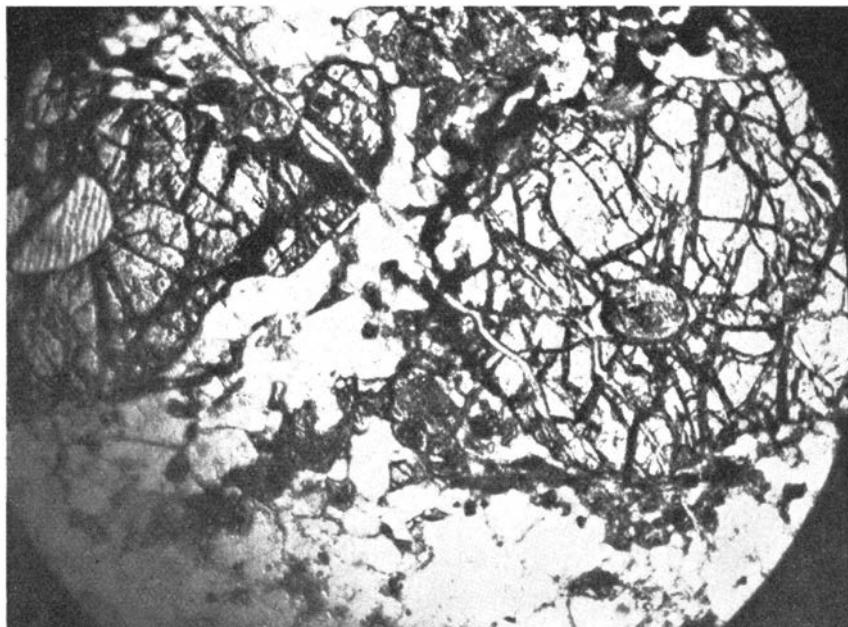


Fig. 16. Stripet gabbrogranulit (-anorthositgabbro) med granatporfyroblaster med inneslutning av rombisk pyroxen (til høyre) og jotonperit (til venstre).

fig. 16 viser. Under beskrivelsen av det undre eruptivskyvedekke i Kvam som følger, skal refereres til tynnslipbeskrivelse av Bjørlykke (1905 s. 236) av mangeritsyenit med granater derfra, som viser det samme som Werenskiolds fra Nedre Heidal.

Jeg imøtegår Gjelsvik så grundig på dette punkt, fordi det som tidligere berørt gjelder fundamentalt viktige spørsmål for vår oppfatning av den kaledonske orogeneses virkninger, tektonisk, migmatisk og metamorft av alle grader, på foreliggende bergartsmasser. Törnebohm oppførte riktignok i 1896 så vel Heidalsfeltet som dets fortsettelse, gneisflaket NE for Espedalen som »äldre algonkiskt och arkäiskt« på sitt kart, men nå er vi klar over at historien kan gjenta seg så vel under den kaledonske som under senere orogeneser.

Det skal ytterligere fremlegges resultater av MnO bestemmelser i granater fra vårt felt, så vel fra eruptivene som fra sedimentene (i avsnitt IV). I det granatførende anorthositflak ovenfor Øyeseter (Mugseter) ved Heidalsmuen fant jeg i utplukkede granater noe kloritisert 0,7 % MnO (kolorimetrisk). Det kan neppe være tvil om at

MnO gehalten i granatene stiger sterkt med surhetsgraden i anorthosit-mangeritkompleksets bergarter, som også antydnet ved de stigende brytningsindekser i Gjelsviks tabell 8 (l. c. s. 25) et forhold som sterkt taler mot granatparagenese på stort dyp. Sammenholdt med det høye MnO-innhold som gir seg til kjenne i kompleksets surere ledd, ligger det nær å regne granatførende pegmatitganger som opptrer i Sjudalen E for Hindseter, som ekshalasjonsprodukter fra sterkt opphetede deler av dette. Granatene holder her ifølge analyse ved Statens Råstofflaboratorium 1948: 26,8 % MnO.

Disse pegmatitganger er nevnt allerede av Bjørlykke (1905 s. 433). De fins med 1 m mektighet i Seterbekken 1145 m o. h. ovenfor Sallien seter på Sjoas østside (E 30 ø), og gjennomsetter med NE-lig strøk sterkt forskifrede svart-hvite gabbrobergarter, hvis skifrighetsstrøk går N 70 W (altså tvers på det undre skyvedekkes bevegelsesretning fra NNE). Foruten de temmelig oppknuete, brune granater, som Bjørlykke betegnet som nevestore, men som jeg fant gjennomgående noe mindre, består gangens mineraler av hvit, sur plagioklas og større flak av grønnlig muskovit. Den siste håper jeg å få spektrografisk undersøkt (liksom biotit på kvartsgang i Ruten-toppen) på Rubidium,¹ for om mulig å få holdepunkter for aldersbestemmelse.

Samme generasjon som pegmatitgangen tilhører uten tvil de hvite feltspatganger jeg fant ved Stuttgangsfossen i Sjoa (E 30 ø) like ved. Det må være de samme som Goldschmidt omtaler (1916 B s. 98) fra området like nord for Hindseter under kapitel Trondheimitganger, men de er ikke petrografisk identifisert som sådanne. Goldschmidt skriver at de gjennomsetter gabbroid bergart av Bergen—Jotunstammen. Liksom for Røssjøkollflaket mener jeg det nå er grunn til å henvføre de gabbroide masser her til de basiske, kaledonske intrusjoner fra intrusjonsnivået i NE. Alle de anførte feltgeologiske og petrografiske forhold fra Heidalsmuen og sydvestover tyder på termiske virkninger og ettervirkninger fra et mektig intrusjonsmassiv. Vi står igjen overfor kravet om en avgjørelse på kjemisk-petrografisk vei av spørsmålet om hvilke gabbroide bergarter tilhører Bergen—Jotunstammen og hvilke er sikkert kaledonske (smlg. s. 93). Goldschmidt som stadig kom tilbake til det, nevner det også i denne forbindelse (l. c. s. 99 øverst).

¹ Ifl. Statens Råstofflaboratorium holder muskoviten 0,065 % Rb₂O, biotiten 0,045 % Rb₂O.

Mellom de deler av det undre skyvedekke Strand har påført sitt kart NW for Brurusti i Sjødalen, og de av meg påviste deler ved Nedre Sjødalsvatn skulle det da være forbindelse over området ved Hindseter. På grunn av det øvre skyvedekkes bevegelse fra NW, som her har reist Valdressparagmitens lag i steil stilling, får grensen mellom dekkene et mer innviklet forløp enn jeg har vært i stand til å angi på mit kart fig. 1, her gjenstår feltarbeide.

4. *Eruptivskyvedekket i Gråhø, Gnedden m. m.
NE for Kvam. (F 29 V.)*

Som det ses av kartet fig. 1 er det direkte sammenheng mellom dette og Heidalskomplekset over Otta, men bergartene består vesentlig av krystallinske sedimenter og kaledonske intrusiver. Ved Sulseter i foten av Gråhø i SE står anorthositbergarter identiske med Espedalens anorthositnoriter.

Da dette felt ligger utenfor mitt kartlegningsområde, støtter jeg meg til foreliggende trykte kilder og til Werenskiolds dagbøker m. m., i påvente av resultater fra det feltarbeide som har foregått under Strands ledelse senere år.

Av Bjørlykkes beskrivelse (1905 s. 225) får en inntrykk av den vrimmel av termometamorft og metasomatisk omdannede bergartstyper som her er presset sammen i steile folder med akser WNW. I dette avsnitt skal vi bare feste oss ved den gneislignende bergart som står i foten av Gneddens profil ved Leinetjern, som i tynnslip (nr. 79, Gu III Bjørlykke 1896 også er beskrevet av Bjørlykke (l. c. 236) viser seg å være en mangeritsyenit med overmåte finspindlet Jotunpertit, reliket rombisk pyroxen omgitt av sine omdannelsesprodukter, granat og hornblende, samt ilmenit med titanitrand. Granaten er lite oppknust sammenlignet med hva den ofte er i de overliggende sedimenter (som her øyensynlig opprinnelig har vært for det meste grovklastiske). Under denne forgneisede og termometamorfe intermediære Jotunbergart står en grønn, hornblenderik gabbro (Bjørlykke l. c. s. 229) åpenbart tilhørende de basiske, kaledonske intrusiver som også gjennomsetter det overliggende sedimentkompleks. Vi har altså her deler av det undre eruptivskyvedekke omgitt av basiske, kaledonske intrusjoner, delvis omkrystallisert ikke svært langt fra sin nåværende posisjon.

Fra sydlige del av Gråhø: Vaglfjell og Sulseter, har vi en nyere beskrivelse av Christoffer Oftedahl (1944) som især omtaler det

understliggende noritflak. Det hviler direkte på fyllit, og viser petrografisk fullstendig overensstemmelse med Espedalens anorthositnorit. Den er ellers først optisk beskrevet av Werenskiold (1911 s. 65 og 1914) i løs blokk fra Stulsbro i Ringebu. Av Ofstedals detaljerte strukturkart ses at de seneste skyvninger fra NNW har preget noritens skifrihet konformt med underlagets fyllit. Over den utelukkende kataklastisk påvirkede norit (noe er også merkelig skånet for opknusning etc.) ligger et kompleks av så vel eruptiv som sedimentær opprinnelse, sterkt termometamorft og metasomatisk om-dannet, med granat så vel i glimmerskifre som i de granulitstruerte eruptiver. I de siste fins bronzit som relik mineral. Dessuten er innvevet saussuritgabbroer og hornblendeskifre, lenger NW i feltet er det også kleberstensforekomster, alt sammen bergarter med opprinnelse i det kaledonske intrusjonsnivå. Som en uttynnende stjern fins de basiske kaledonske intrusiver, ledsaget av metasomatisk dannede granitganger og porfyroblastskifre (øyegneiser) videre ca. 20 km fra Gråhø mot ESE over Skarven, Trabelifjell og Kirkegårdfjell på Fronsbladet (Werenskiold 1911, Bjørlykke 1905 med prøver av øyegneis) Tynnslip av granitgang fra Skarven viser Trondheimit-karakterer.

Den sammenhengende foldesone med kaledonske intrusjoner og steile fall i midtre og WNW-lige del får således en lengdeutstrekning på over 60 km fra utløperne på Fronsbladet til Vågå etter den rettlinjede akseretning ESE—WNW, og tektonikken avspeiler seg her på det tydeligste i de topografiske forhold. At fjellkjedetrykket her har virket fra NNE kan det ikke være den ringeste tvil om.

Lenger SW legger restene av dekket seg utover med flatere fall, men også her avleses tektonikken tydelig nok i de topografiske forhold, som før nevnt i traktene omkring Feforvannet, og i Espedalsvassdragets trange renne. Sammenhengen NE—SW støttes av de anførte petrografiske data. De tydes slik at de kataklastiske anorthosit-noriter (III-E-Su i fig. 1) ligger på det undre eruptivskyvedekkes venstre — sydøstre — fløy mens vi nærmere sentrum har sterkt omvandlede flak av gjennomgående surere bergarter av samme stamme, (III-H-K) som omsluttes av basiske, kaledonske eruptiver. Avgjørende for at det undre skyvedekke under de siste bevegelser bare er forflyttet relativt kort fra NW mot SE må det være, at Trondheimitfeltet ved Heidalsmuen er så lite presset.

IV. Trondheimsfeltets kambro-ordovisiske serier under serpentinkonglomeratet, med intrusionsnivå.

I avsnitt I er lagrekken med sin basis den øvre lyse sparagmit beskrevet, dens overfoldning sammen med denne påvist, og sannsynligheten for dens underkambriske alder fremholdt. Det vistest også at den er tektonisk avskåret i alunskifernivået, idet de skilte alunskiferforekomster på Vinstrabladet etter sin posisjon og tilstand ikke kan ha annet stratigrafisk hjemsted enn øverst i den NNE overfoldede lagpakke.

I korrelasjonsskjemaet har jeg forsøkt å parallellisere denne underkambriske lagrekke med Trondheimsfeltets Brekskifergruppe, som da i overgangsområdet skulle ha sin basis på mer eller mindre forskjøvne grunnfjellsblokker med petrografi svarende til Bergen—Jotunstammens anorthosit-serie. Med rester av disse som underlag, gjennomgått av eruptiver fra det kaledonske intrusionsnivå, omkrystallisert og metasomatisk påvirket ved hydrotermale ettervirkninger, overleirer disse masser tektonisk lagpakken på sparagmit i NE. De er brakt lenger SW-over ved skyvning som i noen grad har beholdt karakteren av overfoldning.

Forholdene har jeg allerede vært inne på i innledningens avsnitt 2, s. 72 og i avsnitt I under omtalen av korrelasjonsskjemaet.

1. *Gneisflaket, det krystalline kompleks på anorthosit-underlag NE for Espedalen. (F 30 V.)*

Av dette, som bygger opp den ca. 25 km lange fjellrygg parallell Espedalsfjellene rettlinjet N 40 W, har jeg levert beskrivelse (Dietrichson 1945 A, s. 29). Oppgaven kan imidlertid sies å være analog med detaljbeskrivelse av Sevedekkene, som etter hva det foreligger, f. eks. i Geol. För. Förh., bd. 41, 1919, er lite lokkende, men ved gjennomgåelse av dette bind slo det meg at en karakteristikk som et sekundært miniatyr-sevedekke kunne være treffende for dette kompleks. Törnebohm avsatte det på sitt kart som overskjøvet grunnfjell.

Langs gneisflakets NE-grense stikker en ca. 15 km lang brems av overmåte sterkt presset lys anorthosit av Espedalstype frem, men på grunn av tektoniseringen har mulige basalarkoser ikke kunnet påvises. Umiddelbart over anorthositen (ved Grasli seter) opptrer imidlertid grønne skifre av sikker sedimentær opprinnelse, og lenger i SE (i Elgsletkampen (F 30 ø) står mer grovklastiske, grønne sedi-

menter, som jeg tidligere har vist tynnslipbilde av (Dietrichson 1945 B s. 64). Videre følges etter strøkretningen i ca. 12 km lengde avbrutte kvartsitdrag opptil 10 m mektige (fra Børkdalsseter). Hovedmassene i den SE-lige delen av gneisflaket består av hydrotermalt gjennomtrukne bergarter, overveiende av sedimentær opprinnelse, med stigende grad av omkrystallasjon høyere over skyveplanet. Gradvis overgang til øyegneis, metertykke granitganger og enkelte pegmatiter, samt tynne amfibolitganger, viser at vi kommer intrusjonsnivået nærmere. Større masser av gabbrobergarter og amfiboliter fra dette lag har veltet seg over mot Børkdalen i syd, og legger seg i Neseterfjell (omtalt s. 94) over anorthosit-flaket. På lignende måte er det forbindelse mellom gabbroområder i gneisflakets NW del og hornblendeskifrer i Rutens NE-skråning (bergarten identisk med Heidalsmuens hovedbergart). NW for Ruten ligger en rad av flak med beslektede gabbrobergarter, som i Vænhø rekker over på Espedalsvannets SW-side, og der inkluderer kleberforekomst (også omtalt av Bjørlykke 1905, s. 442: »skifrihetsfallet er steilt WNW-ligt«) omgitt av basiske, biotitførende eruptiver (metasomatose-påvirkning). Denne rad er senere influert av skyvning fra NW, som har brakt enkelte gabbroflak samt små flak av underlagets anorthosit (sterkt kataklastisk) *tektonisk* ovenpå Valdressparagmit, som i virkeligheten hører *stratigrafisk* hjemme ovenpå anorthositen, slik det fremgår av forholdene opp for Megrund ved Espedalsvatnet (Dietrichson 1945 A s. 38).

Under omtale sammesteds, henførte jeg den svart-hvitflekkete gabbro i Vænhø m. v. til Bergen—Jotunstammen, men må nå på grunn av dens tilknytning til klebersten og de øvrige basiske bergarter regne den som kaledonsk. Det er den samme bergart som ved Flekka, 13 km i NW, gjennomsettes av Trondheimit. Trondheimit fins ikke i Espedalsfeltet.

Som det NE-ligste gabbroflak tilhørende raden av sådanne, »etterskjøvet« fra NW litt oppå Valdressparagmit regner jeg da »gabbrokaken« i Feforkampen på konglomeratet der (profil fig. 6, smlg. Bjørlykke 1905 s. 190, 194, samt foto Dietrichson 1945 A s. 37).

De overveltete kaledonske eruptivflak omklamrer således Espedalens anorthositmassiv i de lavere partier i NW og SE, men over de høyere, sentrale partier har det ikke nådd frem. Langs anorthositmassivets grense her, mot Børkdalen (se kartet til Dietrichson 1945 A) er bergartene overmåte sterkt forskifret i loddrett til steil lagstilling mot NE med strøk mot NW (Gryttjernene). Omtrent 1 km inne på

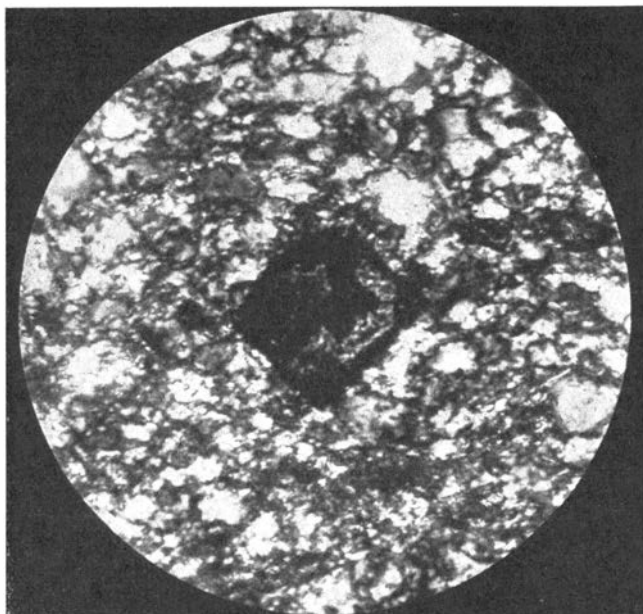


Fig. 17. Feltinndelt granat i eruptivmylonit, Massingdalen, Gneiskomplekset i Espedalen. $\times 200 + n$.

anorthositflaket opptrer den ca. 3 km lange stripe NW—SE med kvartsit og »stygg« fyllit, med kortere parallelldrag, som jeg tidligere har beskrevet (Dietrichson 1945 B s. 57) og interpretert som rester av basalarkoser, knyttet til Jotunpertittførende flak av Bergen—Jotunstammen som ved forskyvning fra NE er brakt i samme posisjon her W for Gryttjernene, ovenpå anorthositdekket (se også Dietrichson 1945 A s. 24).

Granatinnholdet i kvartsitene her, tillikemed den i umiddelbar nærhet funne pseudotachylit, setter jeg nå i årsaksforhold til de basiske, kaledonske intrusiver, ved opphetning fra disse, samtidig med sterkt stress fra NE. Å tilskrive de senere Trondheimintrusjoner, som fins i lengere avstand, eller deres hydrotermale ettervirkninger den sterke opphetning som her har funnet sted rekker ikke til, det er også vanskelig å forestille seg at friksjonsvarme *alene* (jfr. Goldschmidt 1943) kan ha fått temperaturen så høyt opp som nødvendig for glass-smeltning. Her har det øyensynlig samtidig med stresset vært omfattende termisk påvirkning (granatparagenesen).

I utplukkede granater fra kvartsitene på anorthositunderlag fra denne lokalitet fant jeg 0,91 % MnO og brytningsindeks 1,765. (Se tynnslipfotografier Dietrichson 1945 A fig. 6, 7, 8, pseudotachylit fig. 9.)

I forbindelse hermed må minnes om de »feltinndelte« granater jeg fant i Massingdalen ca. 4 km NW for sistnevnte lokalitet (l. c. s. 31), som jeg nå, takket være Henrich Neumanns assistanse, kan vise et tynnslipfotografi av fig. 17 (200 g. forstørrelse). Som før meddelt holder granatene etter spektrografisk bestemmelse ca. 9 % MnO. For disse granater kan det i hvert fall ikke være tale om annet enn termometamorf opprinnelse. — I tynnslip fra det krystallinske kompleks bergarter fins ofte granatsplinter, særlig i de amfibolintruderte deler.

2. *Det krystalline kompleks på anorthosit-mangeritunderlag i Heidal og dets fortsettelse på Vinstrabladet.*

Over dette gir Gjelsvik (1946 s. 4) et skjematisk profil, som begynner ved Rudihø ca. 15 km N for Heidalsmuen, går mot N og viser steilt fall av skifriheten i denne retning. Dette indikerer et kraftig resulterende trykk fra N, forårsaket ved det øvre skyvedekkes fremrykning fra NW. Det møtte motstand i de fra NE opphopede masser, som det fremgår av det steile fall her og av skyveplanets sterke heldning NE for Heidalsmuen, SW for denne ligger det flatt.

Noen komplett beskrivelse av komplekset, således som bebudet av Strand (1941 s. 273) gir ikke Gjelsvik (l. c. s. 45), så det kan ikke mer detaljert parallelliseres med de tilsvarende krystalline komplekser i Espedalen og Kvam. Det fremgår dog at vi lavest i lagrekken har mektige kvartsiter med mellomliggende lagvis øyegneis, hvori bl. a. granat, og derover granat-glimmerskifer og øverst grå og grønnlige skifre som ofte er sandige og har gneiskarakter, her kan sikkert tales om *kaledonsk, migmatisk omdannelse*. De tallrike synogene intrusjoner har naturligvis i høy grad forstyrret sedimentenes lagningsforhold. Når Gjelsvik angir at det neppe er stor aldersforskjell mellom de basiske intrusjoner og Trondheimitene, beror vel dette på at begge i NW er sterkt influert av det øvre skyvedekkes kraftige fremstøt. I strøket SW for Heidalsmuen setter lite pressede Trondheimiter (se fig. 13 og 14) igjennom på forhånd sterkt forskifrede gabbroer og amfiboliter, som jeg tidligere har påpekt, og som Goldschmidt (1916 B, s. 99) også bemerket.

På Vinstrabladet er de basiske intrusjoner først og fremst representert i Heidalsmuens store masser av hornblendeskifer med tilhørende amfibolit. Disse bergarter og tilsluttede øyegneiser og gneiser med feltspatporfyroblaster av ganske små dimensjoner er identiske med de som opptrer i Espedalens gneisflak samt i Rutens NE skråning. Det krystalline kompleks sedimenter står i ryggen av Kviknegråhø (F 30 V) i sterkt tektonisert tilstand. I Brandfjell mellom denne og Heidalsgråhø (F 29 V) er de noe mindre presset, så en i tynnslip kan se at det er en kvartsrik arkose med mikroklin og sjakkbrettalbit, som tydelig skiller seg ut fra såvel den øvre lyse sparagmit som fra Valdressparagmitens arkoser. Som fortsettelse av sedimentene i Kviknegråhø mot SE, atskilt fra disse ved et smalt vindu ned til underlaget hvor det øvre skyvedekkes skyveplan går over fra steilere til flat heldning mot NW, oppfattes de sterkt tektoniserte sedimentmasser i Saukampen og tilhørende høer, som tårner seg opp til 1655 m o. h. I skarp motsetning til underlaget (den fra NE overfoldede lagrekke på sparagmit) er forskifringen ensidig flat mot NW. Grunnen til at Saukampens masser er brakt så langt frem er at alunskiferen har tjent som smørehorison, som beskrevet fra Olasfjell med sammenhengende alunskiferforekomster (s. 86).

3. *Det krystalline kompleks på anorthosit- og mangeritunderlag i Kvam.*

Fra dette har vi Bjørlykkes beskrivelse (1905 s. 225) som tidligere er berørt (s. 105). Det fremgår av denne og foreliggende tynnslip, at forholdsvis grovklastiske, kvartsrike arkoser er herskende blant sedimentene, både disse og grønne skifre ville Bjørlykke henføre til lys sparagmit. Det opptrer også grå, granatførende glimmerskifre og tynne krystallinske kalklag med mellomliggende hornblendeskifre, som vel er basiske intrusjoner. Videre er det NE for Gnedden kjente kleberforekomster som har vært drevet en årrekke.

Av Werenskiolds rikholdige prøvesamling fra Kvam—Sel—Heidal foreligger ca. 50 tynnslip, de fleste av grove fylliter (grønne og brungrå), granatglimmerskifre ofte betegnet som glimmergranuliter, fra det krystalline kompleks. De fleste kan oppfattes som pressede kvartsrike arkoser. I flere tynnslip er granatene tydelig yngre enn oppknusning av bergarten, således i en forholdsvis finklastisk bergart, betegnet som granulit, fra Rapamseter W for Furusjøen (nr. 24—

W ø G I). Granatene er her idiomorfe, med skarpe krystallflater, og ikke det minste forskjøvet etter krystallisering.

Ved kolorimetrisk titrering har jeg bestemt MnO-gehalten i en rekke prøver av de metamorfe sedimenter fra det krystalline kompleks, Heidal—Kvam. Det er Werenskiolds prøver, med unntagelse av 2 fra den sydligste del, i Sulseterfeltet, som Christoffer Oftedahl velvillig overlot meg.

I en vakker prøve med kornnek-ordnede sentimeterlange hornblendekrystaller på skifrihetsflatene («garbenskifer«-«kärfskifer«) og spredte, opptil sentimeterstore idiomorfe, skarpkantede granater fra Stighø, Bringsfjell, NE for Flatningens E-ende (nær grensen mellom Vågå og Heidal), fantes som gjennomsnitt av 4 bestemmelser granatens MnO-gehalt 3,72 og brytningsindeks (bestemt i Na-lys, jeg fikk her velvillig instruksjon av Hans Ramberg) 1,80 til 1,81. De upressede krystaller gir et statisk, kontaktmetamorft inntrykk, identisk med ovenfor omtalte prøve fra Rapamseter ved Otta, 25 km i E, der det også er upressede hornblendekrystaller ved siden av de idiomorfe granater. Bergartstypen er således ikke begrenset til lokal utbredelse.

I grov glimmerskifer fra E-siden av Gnedden, 960 m o. h. (Kvam), viste granatene 3,82 % MnO og $n = 1,79$.

Lignende grov granatglimmerskifer fra Kringlåthaugen ved vei til Skavruste, Heidal, førte granater med 1,77 % MnO, og $n = 1,79$.

Granatglimmerskifer fra Rundkollen, Tjernseterfjell, Kvam, tilsvarende 1,23 % MnO og $n = 1,80$.

Endelig viste granater i lignende bergart fra Gråhø N for Sulseter 1,13 % MnO, og $n = 1,79$.

Som i de underliggende eruptivflak karakteriseres granatene ved et større og mindre spessartininnhold, uten å komme så høyt opp som i enkelte prøver fra de mangeritiske deler av disse. (Bilben i Heidal med 11,75 % MnO.) En kunne tenke seg, at de ganske store manganmengder, som det her må bli tale om på grunn av den store utbredelse av sterkt granatførende glimmerskifer, skriver seg fra Bergen—Jotunstammens intermedieære eruptiver, og fra disse er overført i mektige arkoser. Ved eruptive ettervirkninger — eller mobilisering ved migmatisering er manganforbindelsene gått i oppløsning og sluttelig utkrystallisert i granater, flere steder under statiske forhold.

Beslektede hydrotermale og metasomatiske prosesser må ligge til grunn for kleberstensdannelsen i samme lagpakke. Uten å komme nærmere inn på dette vidløftige problem, skal antas at det her vil

være rimelig å anta påvirkning av alkalikarbonatoppløsninger (magnesit resp. dolomitdannelsen som så ofte synes å følge klebersten). Endelig kan den utbredte porfyroblastiske øyegneisdannelse tilskrives alkalisilikat og SiO_2 -holdige oppløsninger krystallisert ved relativt lavere temperatur.

Min konkluderende oppfatning av sedimentene i det krystalline kompleks på anorthosit-mangerit-underlag blir da etter det foreliggende materiale, at de for en vesentlig del er arkoser avsatt på dette, og svarende til Strands (1945) basalkonglomerat i Døvre. Det kreves naturligvis ytterligere detaljundersøkelser, de primære lagningsforhold er jo utvasket ved intrusjoner og forskyvninger, først fra NNE mot SSW, siden ved etterskyvningen fra NW.

V. Valdressparagmit, kaledonsk flysch.

Som den viktigste ledetråd ved utredningen av knuteområdets tektoniske og stratigrafiske forhold ble det allerede i innledningen gitt en oversikt over dette ledd i bergbygningen. Særlig ved Goldschmidts undersøkelser nådde en frem til forståelse av at en i disse arkoser med konglomerater har for seg en kaledonsk flysch, avsatt foran fronten av skyvedekker med detritus fra disse, og senere delvis overkjørt av dem. Som før nevnt (s. 28) refererer navnet »Høifjeldskvarts« seg til de lyse kvartsiter øverst i basissedimentene, eller til de mektige kvartskonglomerater i SW, hvis rullestener i stor utstrekning kan antas å ha sitt hjemsted i disse kvartsitlag. Etter at Valdressparagmiten er utskilt fra disse, så vel som fra de overliggende mylonitiserte eruptivskyvedekker, bør denne misvisende betegnelse ikke brukes.

I størsteparten av sitt utbredelsesområde over fjellviddene i SW består Valdressparagmiten av granitdetritusarkoser med skarpkantede kvartskorn, og dårlig rundet fiolet mikroklin i grønn grunnmasse som hovedbestanddeler, og ble der kalt »tricolorparagmit«. Meget detritus viser karakterer fra Bergen—Jotunstammens sure ledd (smgln. f. eks. C. Bugge 1939 s. 67), og det er vel rimelig at det er granitdekker som fra Grønsennknipa utbreder seg mot SW, som ved denudasjon har gitt materialet. Om og i hvilken grad disse dekker har vært utsatt for kaledonsk påvirkning, som delvis har utslettet Bergen—Jotunstammens primære karakterer vil det føre for vidt å komme inn på her, det savnes tilstrekkelig feltgeologisk grunnlag.

Til granitdetritusarkosene knytter kvartskonglomeratene seg; de tiltrakk seg tidlig oppmerksomheten som dominerende relieff syd for Vinstravannene (Skaget, se kartet fig. 1), og er utførlig omtalt i den geologiske litteratur, bl. a. er deformasjonen av deres rullestener ofret særlig oppmerksomhet. (Strand 1944.)

For dette arbeide er det imidlertid gabbrodetritusarkosene med tilhørende gabbrokonglomerater, deres begrenning og utbredelse i Valdressparagmitens område i NE, som er av vesentlig interesse.

I forbindelse med beskrivelsen av Røssjøkollenes gabbroflak (s. 93) hvis bergart jeg oppfatter som hjemmehørende i det kaledonske intrusjonsnivå i NE, ble fremhevet en rekke momenter fra Goldschmidts typeområde for gabbrokonglomeratene ved Dokkvatn. Foruten rullestener og detritus som med sikkerhet skriver seg fra gabbroflaket, ble det fremhevet at den rikelige forekomst av granat i grunnmassene samt de lyse, granitiske rullestener, som er karakteristiske for gabbrokonglomeratene overalt, må ha et annet hjemsted. Dette må naturlig være det krystalline kompleks (IV—1), som i Espedalen er vellet og skjøvet over anorthosit-underlaget mot SW, og for størstedelen bortdenudert under Valdressparagmitens avsetning. Denudasjonen kan i denne tid ikke ha nådd ned i anorthosit-underlaget her i nevneverdig grad, idet der i typeområdet ikke er funnet rullestener av Espedalens anorthositer og noriter (Strand har derimot meddelt meg, at det i gabbrokonglomeratet ved Tessevatn i Vågå fins rullestener som må være anorthositmyloniter). Goldschmidt fremhever også at alle rullestener har vært utsatt for sterk kataklase i jordskorpens øvre nivå, før innleiringen i konglomeratet.

Fra Dokkvatn (F 30 ø) følges gabbrokonglomeratene langs Espedalsvassdragefs SW-side i strøkretning retlinjet mot NW nesten 50 km til Veslehovda i Skåbu ved utgående av det øvre skyvedekkes skyveplan (SW—NE) og fins igjen på samme rette linje 25 km i NW ved Hindseter i Sjodalen — som det sees på kartet fig. 1 — hvor skyvedekket underlag igjen kommer til syne. De er overalt ledsaget av de grønne detritusarkoser, som kvantitativt spiller større rolle enn konglomeratene, men som i felt er så ubestemmelige bergarter, at de ikke megaskopisk, til dels heller ikke mikroskopisk, kan identifiseres uten forbindelsen med disse (jfr. Goldschmidt 1916 A, s. 23 og 25).

Konglomeratene har overalt et karakteristisk utseende ved de spredt pakkede, lyse rullestener i grønn grunnmasse, idet de grønne gabbrorullestener går i ett med denne. På de fleste lokaliteter er

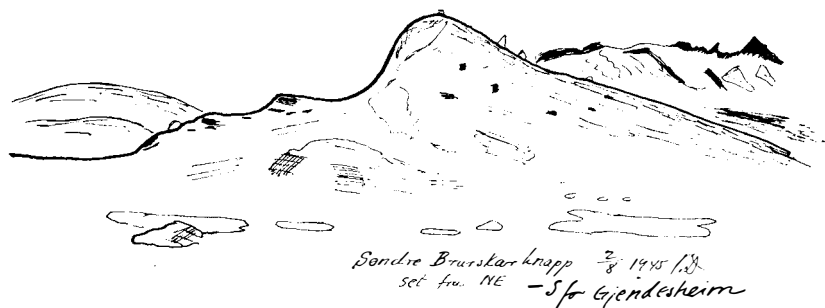


Fig. 18. Søndre Brurskarknapp — syd for Gjendesheim. Sett fra NE.

konglomeratet sterkt presset. De lyse rullestener er sterkt metamorfe før innleiringen, og består ifølge tynnslipundersøkelser for det meste av gangbergarter av granitisk og kvartsdioritisk sammensetning, men også, som i Veslehovda av feltspatførende kvartsiter. I Feforkampens konglomerat er disse kvartsitrullestener termometamorfe, noen med sericit og andre med granat.

Foruten langs dette ca. 75 km lange NW—SE-løpende drag, brer gabbrodetritusarkosene seg i SW omkring Langsuen (F 31 V), hvor Strand (1938 s. 44) karakteriserer dem som Valdresparagmitens øvre avdeling, avsatt over de lysere granitdetritusarkoser. Når gabbrodetritusarkosene ved Dokkvatn (F 30 ø), som hviler direkte på basisedimentene, av Goldschmidt nevnes som laveste del av Valdresparagmiten, så kan det forklares ved at granitdetritus overhodet ikke har vært avsatt her, en mulighet som også Goldschmidt (1916A, s. 16) antyder.

At de lyse granitdetritusarkoser overleires av gabbrodetritus etter hvert som en kommer nordover, og at vi til slutt har bare gabbro-

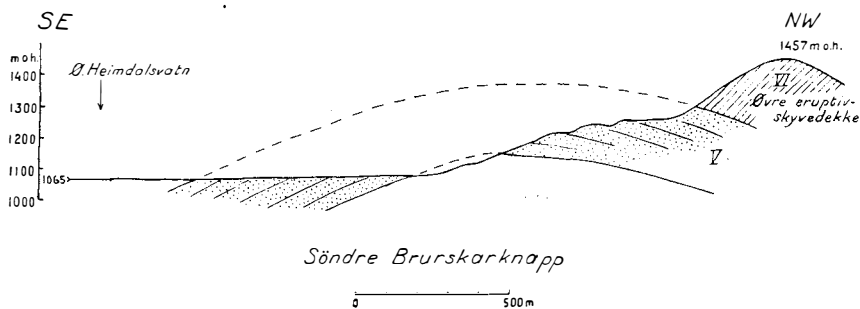


Fig. 19. Søndre Brurskarknapp. Øvre eruptivskyvedekke på Valdresparagmitunderlag.

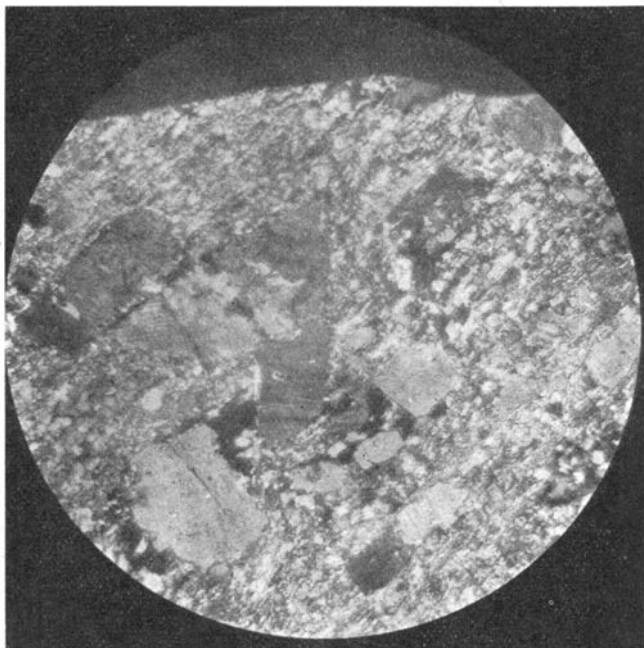


Fig. 20. Tynnslip av Valdresparagmit i Brurskaret syd for Gjendesheim.
× 22, + n.

detritus og gabbrokonglomerater på basissedimentene, konstaterte jeg i Sjødalen (E 30 ø) og i strøket S for Gjendesheim, hvor Valdresparagmiten ikke tidligere er kartlagt. Den lyse arkose står i Heimdalsmunnan ved stien (nå bilvei) over Valdresflya, og faller inn under Søndre Brurskarknappen (øvre eruptivskyvedekke) mot NW, men stikker så ned under Øvre Heimdalsvatn med svakt fall mot SE. Fig. 18 er en tegning etter naturen, og fig. 19 et profil (med samme målestokk for høyde og lengde) og Søndre Brurskarknappen. Den lyse Valdresparagmit følges herfra over Brurskaret, hvorfra mikrobilde fig. 20, og står i Molflya mellom Gjendesheim og Sikilsdalen, her med mørk gabbrodetritus øverst. Fig. 21 viser skjæring i Valdresparagmit i Molas gjel, der hvor dens to tilløp fra Heimdalsløva forener seg.

Her og ved Gjendesheim er Valdresparagmitens lag ca. 150 m mektige, og har sin motsvarighet på SE-siden av det øvre skyvedekke ved Oskampen, på lignende måte som konglomeratsonen kunne følges i strøkretningen på begge sider av dette. I begge tilfeller må det ha vært forsenkninger utarbeidet etter synklinaler i underlaget, som er

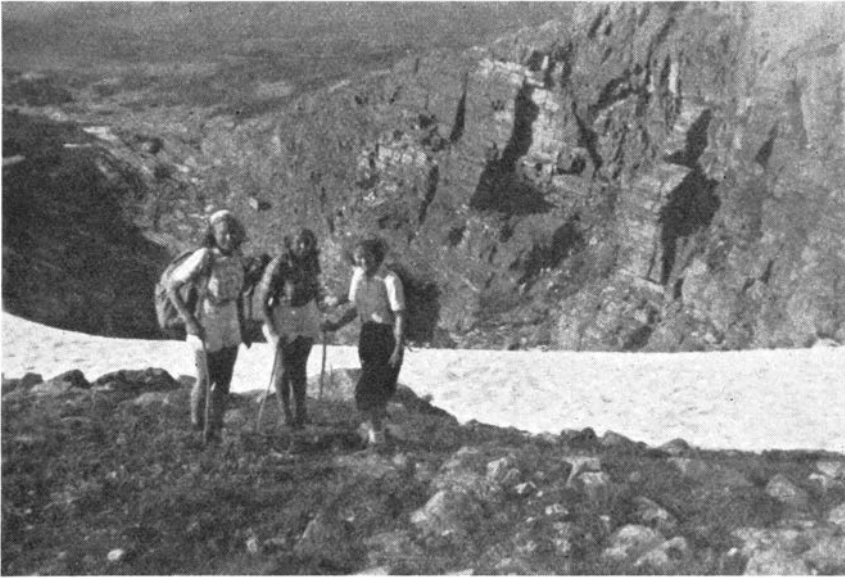


Fig. 21. Valdressedparagmit i Molas gjel, syd for Gjendesheim.

utfyllt med Valdressedparagmitmasser av større mektighet enn over anti-klinalene. På samme måte som ved Brurskarknappen faller den tykkbenkede, lysgrønnlige paragmit inn under Oskampen (E 30 ø) mot NW, men stikker foran glintranden ned med flatt fall mot SE under Vinstierflya, slik som vist i profilet fig. 22.

Så vel i håndstykker som i tynnslip viser Valdressedparagmiten ved Gjendesheim en slående likhet med den øvre lyse paragmit ved Kvam, så de må være dannet av samme moderbergarter under tilsvarende forhold, nemlig kort transport av disse, men tiden for avsetningen er jo høyst forskjellig eokambrium og ordovisium (yngre enn etasje 4 a): Betegnelsen »Yngre paragmit« som har vært i bruk for Valdressedparagmit (Bjørlykkes oversiktskart 1905) og sist nyttet for Moelvsparagmit av Christoffer Oftedahl kart 1945) kan lett føre til begrepsforvirring. Ved Gjendesheim fins lag av rød lersandsten i de sterkt pressede lagpakker av lysgrønn arkose. Lignende rød lersandsten har Goldschmidt beskrevet fra Dokkvatn-strøket (1916 A, s. 12) og fins også blant de av ham innsamlede prøver fra Bygdinfeltet. Han antyder at vi her har med æoliske sedimenter å gjøre, den røde jernoksydfarge antyder avsetning i varmt klimaat. Lignende er så vidt

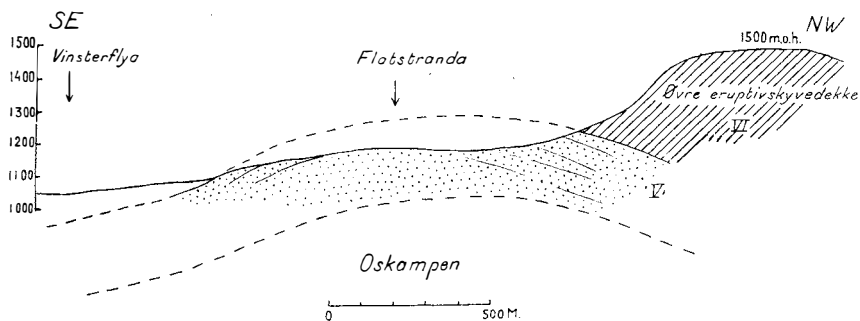


Fig. 22. Oskampen med Vinsterflya i SE. Øvre eruptivskyvedekke på Valdressparagmitunderlag.

vites ikke påvist innen den eokambriske sparagmit, skjønt Weren-skiold (1911 s. 66) hevdet at den øvre lyse sparagmit er avsatt under rent kontinentale forhold (ørkenklima).

Fra Gjendesheim stryker Valdressparagmitens lag over Gjendehalsen med steilt fall inn under eruptivskyvedekket i Veslefjell (den kjente turistvei mellom Gjendesheim og Besseggen) og følges uavbrutt men med avtagende mektighet i Bessfjellets østhelling til Russvassosen, med stigende innhold av gabbrodetritus. (Som kuriositet kan nevnes at en udatert prøve, etikettert »Presset gneis (yngre gneisformation) Rusvasbod, Russa, Jotunheimen« innsamlet for Univ. min. inst. av C. Damm, datertes av fhv. bergmester Damm personlig i 1946, til 1892, dvs. 54 år etter feltarbeidet. Goldschmidt har etikettert tynnslip av prøve fra Russvassbu, samlet av C. Damm 1892 som »yngre sparagmit« — overensstemmende med Bjørlykkes terminologi 1905).

Fra Russvassbu har jeg fulgt lagene ytterligere 6 km mot NNE langs Russfjellet til Russli—Rundhø i 1450 m h. o. h. De består her for det meste av mørke, ganske tynne gabbrodetritusarkoser, som uthever seg meget tydelig i marken mot underlaget av hvit kvartsit øverst i basissedimentenes sandstensavdeling. Nordligst, i Russli-Rundhø opptrer tynne skifrige lag av rød lersandsten og også lyse kvartsrike lag, foruten mørk grønn gabbrodetritus.

Lagene ser ut til å kile ut her. Den forbindelse som på eldre karter er trukket over Hindflyen (E 30 ø—E 29 ø) til nordsiden av Veodalen på Vågåbladet er hypotetisk. Rekstad (1904) som inkluderte Valdressparagmiten i sin »gneis-kvartsit-avdeling« fører den opp i sitt profil (l. c. s. 11) men ikke på kartet. På N. G. U.s oversiktskart over Det sydlige Norge (1915) er Valdressparagmiten i Sjødalen



Fig. 23. Valdresparagmitens gabbrokonglomerat i Hindseterkampen, like ved Hindseter i Sjødalen.

betegnet som »krystallinske skifre over fylliten«, og sammmhengende langs hele det øvre skyvedekkes NE-grense over Sogn til Hardanger.

Tilsvarende avtagende mektighet av Valdresparagmitens lag nordover som på vestsiden fins langs Sjødalens østside, liksom gabbrodetritus blir fremherskende til enerådende. Lagene faller inn under eruptivskyvedekket i øst, mer og mer steilt like til inversjon med steilt fall mot W i Hindseterkampen. Fra denne vises et bilde av konglomeratet (fig. 23) der, som merkelig nok ingen har lagt merke til før. Her og omkring Veoliseter ca« 4 km nordenfor (hvorfra Werenskiold nevner sterkt presset konglomerat i sin dagbok) står gabbrokonglomerater med hodestore, opptil $\frac{1}{2}$ m store, lyse rullestener i gabbrodetritus-grunnmasse. Dessverre er lagene så sterkt presset, og så vel grunnmasse som rullestener så metamorfe at de ikke med sikkerhet kan identifiseres. De store, lyse rullestener har nærmest kvartsdioritisk sammensetning, og hører sannsynligvis til Trondheimitene.

Vender vi nå tilbake til forekomstene av gabbrodetritus med gabbrokonglomerater SE for det øvre skyvedekkes grense (SW—NE), finner vi omkring Ruten (F 30 V), NE for Espedalsvassdraget korte parallelldrag til det ca. 75 km lange hoveddrag av gabbrokonglomerater langs dettes SW-side. Det er for det meste spredtpakkede konglomerater med grovere arkoser og mer finklastiske bunnarkoser på anorthosit-underlag. (Dietrichson 1945 A, fig. 11, 12, 13.). På NW

siden av Ruten er de utpresset nesten til ukjennelighet (Jfr. Goldschmidt 1916 A, s. 25) men på SE-siden, E. for Sprenntjernene, står noenlunde tettpakket konglomerat med mindre, lyse rullestener i tett, grønn grunnmasse. Til dette kortere SE—NW-gående parallelldrag må regnes Valdresparagmitresten i Allishaugen ved Muvatnet. Der er ikke konglomerat, men grønne arkoser med enkelte lysere, mer grovklastiske lag. Tynnslip herfra — etikketert sparagmit — fins også i Werenskiolds tynnslipsamling ved Geologisk Museum.

Den NE-ligste forekomst av gabbrokonglomerat, den ganske lille erosjonsrest i Feforkampen, er påfallende lite presset. Jeg har tidligere (Dietrichson 1945 A s. 36) omtalt det, og antydnet mulig årsak til dette lokale fenomen. Det er uten tvil forflyttet noe med sitt underlag under siste skyvning fra NW.

Grunnmassen, som også her er grønn gabbrodetritus, fører så meget kalkspat at en kan tenke seg at avsetningen har foregått i nærheten av kalkholdige lag, og det ligger da nærmest å tenke på lag som kan korreleres med den kalksandstenschorisont som jeg har ofret så megen omtale i avsnitt I (s. 80). Horisonten fører som omtalt kvartsiter og de fleste rullestener i Feforkampens konglomerat består av feltspatførende kvartsiter, til dels granatførende. Foruten ved eget materiale har jeg hatt anledning til å konstatere dette i en hel del tynslip som direktør C. Bugge velvillig har lånt meg.

De granatførende kvartsitrullestener er petrografisk fullstendig identiske med de granatførende kvartsiter underst i det krystalline kompleks i Espedals-Gråhøene (omtalt s. 109). En del rullestener (deriblant den store som er vist på foto fig. 17 i min avhandling 1945 A s. 37) viser et — termisk — lavere omvandlingstrinn av feltspatførende, lyse kvartsiter, idet kalifeltspaten i disse er omsatt til sericit (jfr. W. Noll 1936). Som tilhørende et mellomliggende termisk omvandlingstrinn anser jeg kvartsitt med hornblende fra Storslåen i gneisflaket NE for Espedalen (se s. 107).

Jeg kommer således til at kvartsitrullestenene og den kalkførende matrix i Feforkampens konglomerat har sitt hjemsted i det termisk påvirkede krystalline kompleks, på overgangen mellom de egentlige Trondheimsfelt-sedimenter IV og »bindeleddet« I, (se s. 84) den formodede underkambriske lagrekke på sparagmitunderlag. Den tidligere av forskjellige fremsatte formodning om at vi her skulle ha med grunnfjellsbergarter å gjøre, således som antydnet fra Grønnsennknipa (se C. Bugge 1939 s. 67) faller bort. Det fins heller ikke innen rimelig

avstand i det sentrale Norge noe annet kompleks med granatførende kvartsiter, hvorfra de tallrike rullestener i Feforkampens svakt presede og sannsynligvis kort transporterte konglomerat kan ha kommet.

På N. G. U.s oversiktskart av 1915 er som nevnt Valdressparagmiten i Sjudalen betegnet som »Krystallinske skifere over fylliten« og fortsettes som en mektig lagpakke, som ved Tessevatn svinger mot W og går videre mot SW gjennom Lom og Bøverdalen (E 29 V) over Sognefjell (D 29 ø) til Fortun, idet den konformt med de underliggende (i Bøverdalen sterkt kalksandstensførende — smlg. Kjerulfs profil i atlas 1879, Pl. XXVII) basissedimenter faller innunder det øvre eruptivskyvedekke 30°—40° mot SE.

Etter at Valdressparagmiten er identifisert i Sjudalen ved gabbro-konglomeratene ved Hindseter og Veo, samt ved forbindelsen over Gjendesheim og Brurskaret etc. (Strand identifiserer allerede på sitt kart (1941) »de krystallinske skifere over fylliten« i Sjudalen mot Valdressparagmit) er det all grunn til å opprettholde Bjørlykkes betegnelse på hans oversiktskart (1905) som »yngre sparagmit« (= Valdressparagmit) for denne lagpakke. Bjørlykke har ikke noe detaljkart over disse strøk, men av hans beskrivelse (1905 s. 421—430) fra Bøverdalen fremgår at det står mektige, lyse, grågrønnlige, presede sparagmitlag, »gabbroskifere« og »grønnlig, tykskifrig bergart med ubetydelige bruddstykker; denne bergart minner om et omvandlet gabbrokonglomerat i likhet med de i Valdres opptredende gabbro-konglomerater«. »Gabbroskiferne« som også nevnes lenger W ved Krossbu, representerer rimeligvis en gabbrodetritusavdeling i Valdressparagmiten, og hvor har den fått sitt materiale fra? Det er således med megen interesse vi imøteser resultatene av de undersøkelser som i de senere år er utført for Bergens Museum ved konservator K. Landmark. (I B. M. årsberetning for 1946—47 s. 45 bebudes de fremlagt til trykning.¹

Forbindelsen mellom det sentrale Norge og Vestlandet kunne da etableres den gamle vei over Sognefjell ved hjelp av den kaledonske flysch, Valdressparagmiten,

For Vinstra- og Sjudalsbladet har jeg ovenfor søkt å godtgjøre at Valdressparagmitens gabbrodetritusavdeling med konglomerater er knyttet til den fra NNE overveltete lagpakke med basiske, kaledonske intrusjoner langs en minst 75 km lang frontlinje SE—NW. Denne

¹ Kåre Landmark: Geol. unders. Luster-Bøverdalen. Univ., Bergen, Årbok 1948. Naturv. rekke nr. 1 (aug. 1949).

avdeling viser seg bare tektonisk påvirket ved skyvning fra NW. Allerede Bjørlykke (1905 s. 559) gjør oppmerksom på, at det Gudbrandsdalske foldningssystem med akser WNW—ESE er bestemmende for fjellbygningen i Gudbrandsdalen og Vågå til Dovre, men taper seg SW-over, og ikke synes å opptre med noen utpreget tydelighet innen »den yngre sparagmitformation« (Valdressparagmiten). Fra det nordligste av N. Etnedalsbladet har Strand (1938 s. 51) et profil SW—NE av symmetriske folder med akser NW—SE i den lyse Valdressparagmit (granitdetritusavdelingen). Den underliggende avdeling viser således påvirkning av trykk NE—SW, som ikke kan spores i den overliggende gabbrodetritusavdeling, annet enn som »avtrykk« fra underlaget.

Dette stemmer med det foran utviklede syn, hvoretter gabbrodetritus i Valdressparagmiten skulle ha fått sitt materiale fra de tektoniserte dekkmasser av det krystallinske kompleks med intrusjoner overveltet fra NNE under denudasjon etter disse bevegelsers avslutning. En unngår herved forestillingen om skyveplan i selve dagoverflaten, der dekkmasser under bevegelse skulle ha vært utsatt for erosjon langs sin front, og så ha overkjørt sin egen detritus, en forestilling som Goldschmidt (1916 A s. 50) selv betegner som dristig og stridende med aktualistisk oppfatning.

Den grunner seg imidlertid også på forholdene i SW ved Grønsennknipa, hvor der kreves nøyaktigere feltgeologiske undersøkelser i strøket NW-over, for å godtgjøre en kryssvis tektonikk, analog med den som konstateres i Gudbrandsdalen. Tydelige indikasjoner foreligger i de topografiske forhold over store områder hvor gradteigbladene Vangsmjøsi, Slidre, Hemsedal og Gol støter sammen ved markert NW—SE-løpende strøkretning, som spores like til Tyin; videre i at bevegelsene ved Grønsennknipa som før nevnt (avsnitt III, s. 92) har gått fra WSW mot ENE og kanskje kan stilles i relasjon til et kaledonsk intrusjonsnivå, hvis bergarter anstår bl. a. 12 km lenger i SW ved Grunntjenn på Hemsedalsbladet (smlg. C. Bugge 1939 s. 71). Mest tungtveiende for antagelse av en kryssvis tektonikk, med bevegelse også tvers på det øvre skyvedekkes senere fremstøtsretning fra NW, er at granitdetritusarkosene med kvartskonglomeratene for en stor del har fått sitt materiale fra de granitiske dekker, som idag har sin NE-lige grense i Grønsennknipa.

Endelig kunne det storstilede trekk i bergbygningen, som den for det meste over kambriske lag skjøvne eokambriske kvartssandsten

(Synnfjellsandstenen, Strand 1938 s. 28) danner på kartbladene Hemsedal, Gol, Aurdal, N. Etnedal og Synnfjell kanskje finne en forklaring, om forskjellig bevegelsesretning for et undre og det øvre skyvedekke også her kunne påvises. C. Bugge (1939 s. 26) betegner den som det undre skyvedekke, og Strand holder den ut fra autokton kvartssandsten in Slidre, noe som kanskje ikke fullt tydelig er kommet med på mit kart fig. 1, da for mange skraferinger ville overlesse det.

Det er vel nemlig ikke mulig å oppfatte denne forholdsvis tynne avdeling med så stor lateral utbredelse som annet enn erosjonsrestene av de underste deler av et mektigere skyvedekke. Det kan ha sin interesse å påpeke, at også her har sannsynligvis alunskifer øverst i den kambriske lagpakke tjent som smørehorisont, i likhet med hva det er vist for bevegelsene i knuteområdet i NE. Likeså har det øvre skyvedekkes senere kraftige fremstøt fra NW omtaktonisert de nærmest underliggende lag. Hovedtrekk som tyder på tidligere tversgående bevegelser kan imidlertid utledes av foreliggende berggrunns-karter og profiler, som f. eks. C. Bugge (1939 s. 69, 71) legger i SW—NE-retningen.

VI. Det øvre eruptivskyvedekke,¹

eller det store Jotunheimdekke — markerer seg som tektonisk enhet i den storslagne glintrand med hovedretning SW—NE, der dets masser temmelig raskt hever seg 5—600 m og mer over forlandets vidder, hvis h. o. h. over store strøk er 900—1000 m. — På det — vesentlig tektoniske — oversiktskart fig. 1 er det i tegnforklaringen karakterisert som bestående av Bergen—Jotunstammens jotunnorit—mangeritserie, men som jeg gjentagne ganger har kommet inn på har det før avslutningen av sin bevegelse fra NW inkorporert i seg, over sitt hovedskyveplan, opprakende masser av det undre skyvedekke med varierende sammensetning. Dette er tydelig langs glintrandens NE-del ved Heidalsmuen og videre mot NE.

SW-over har det øvre skyvedekke møtt mindre motstand, og beveget seg over en massiv og mektigere lagpakke av Valdressparagmitens granitdetritusarkoser, som i forhold til dette må karakteriseres som autokton og paraautokton (jfr. Strand 1938 s. 47: »etter det som

¹ Behandlingen av denne omfattende gruppe er her begrenset til knuteområdet og de problemer som kan diskuteres med utgangspunkt der.

er anført ovenfor kan det iallfall ikke være tvil om at den er avsatt i de geologiske omgivelser hvor den nå fins«. Valdressparagmitens lagpakker ble da lagt i svake folder med akser parallelt glintranden, som det ses på Vinstierflya ved Oskampen (fremstillet på profil 23 i forrige avsnitt s. 42) og i vinduet gjennom eruptivdekket S for Brur-skarknappene ved Øvre Heimdalsvatn (profil 19, sammesteds).

Det er ovenfor gjort rede for sammenhengen i felt herfra med Valdressparagmiten under det øvre skyvedekkes masser på begge sider av Sjødalen. Fra de NW-ligste forekomster der er det 25—30 km i bevegelsesretningen NW—SE til det utgående av de mektige, lignende arkoselagpakker i Lom-Bøverdalen (s. 58, Kjerulfs profil pl. XXVII, i Atlas til »Udsigten« 1879). Med sin tilsvarende posisjon på fyllitunderlag og tektonisk overleiret av eruptivskyvedekket (skyveplanet i Bøverdalen heller ca. 30° mot SE) er det grunn til å supponere sammenheng mellom disse og forekomstene i Sjødalen, under de mellomliggende masser av Jotunheimens hovedmassiv (Glittertind—Galdhøpiggen).

Eruptivdekkes horisontale skyvevidde kan etter dette angis til minimum 60 km fra Bøverdalen til Vinstierflya, den virkelige veilengde blir atskillig større på grunn av underlagets foldninger som blir steilere etter hvert som en kommer NW-over på denne strekning.

Mine feltundersøkelser på Vinstra- og Sjødalsbladet har vært innskrenket til det øvre eruptivskyvedekkes grenseområder nær skyveplanet, hvor dets bergarter som regel er mer eller mindre forskifret og mylonitisert. Bare i enkelte avsnitt langs glintranden er de primære strukturer så godt bevart, at en i tynnslipene får en entydig karakteristikk, overensstemmende med de av Goldschmidt (1916 B s. 33) beskrevne typer av Bergen—Jotunstammens intermediære serie. Denne karakteristikk refererer seg også til de felter innen det hele eruptivskyvedekke, hvor bergartene har unngått den alminnelige, vidtgående forskifring og kataklase.

Et sådant felt fins i *Oskampen* E for Nedre Heimdalsvatn. Den hever seg 500 m over forlandsviddens nivå (ca. 1000 m o. h., se profil fig. 22) og ca. 400 m over skyveplanet i massiv, lys Valdressparagmit. Eruptivbergarten langs dette er oppmalt til megaskopisk ubestemmelige grå gneiser, men i ca. 200 m høyde over det er forskifringen ikke særlig fremtredende. Høyere står en ca. 2 mm kornig, eugranitisk, nesten upresset, svakt fiolet eruptiv med strøkorn av mørke mineraler. Tynnslip viser resorberte krystallbegrensninger for samtlige mineraler.

Det er plagioklas med 40 an (tydelig antipertit), videre mikroperit med plagioklas i dråpeform, dessuten mikroperit med plagioklas i tynne lister, den siste som fyllmasse mellom de større feltspatkrystaller. Underordnet er så helt frisk monoklin pyroxen, mindre av rombisk pyroxen, ilmenit, apatit og ubetydelig biotit. Mineralselskapet svarer til en jotunnorit med noe mindre av mørke miheraler enn vanlig. De resorberte krystaller og den samtidige opptreden av antipertit og forskjellig utviklede pertiter er interessant, idet den tyder på reversible termiske forhold under krystalliseringen. I toppen av Oskampen står noen meter brede pyroxenitlirer.

Opprinnelig sammenhengende med Oskampens felt men nå atskilt fra dette ved mellomliggende erosjon ned til underlaget, der fyllit og tynne rester av det undre eruptivskyvedekke (i Falkangerfjell s. 97) er blottet, foruten Valdressparagmit, er *Storhøfeltet* SW for Breisjøen. (Mellom denne og Storhøliseter.) Det hviler langs hele sin begrensnings på Valdressparagmit, og tilhører således det øvre skyvedekke, ikke som oppført på det av Gjelsvik (1946 s. 3) publiserte kart, det undre. Bergartene er gjennomgående mer basiske enn i Oskampen, og som regel også mer tektonisert, men i de NW-lige deler står jotunperitførende syenit med høyt kalifeltspatinhold, som er ukjent i Espedalen anorthosit-noritfelt tett ved i NE, og i isolerte koller på SE-siden, på Valdressparagmitunderlag, står merkelig upressete jotunnoriter, identiske med Oskampens, kanskje med noe mer pyroxen.

Fortsetter en fra Oskampens WNW-over på det øvre eruptivskyvedekke ses at de overveiende melanokrate bergarter omkring Nedre Heimdalsvatn er sterkt forskifret. Det kan skyldes at massene her synes å ligge mellom hovedskyveplanet og et høyere liggende, sekundært skyveplan, idet der i de høyeste deler av Heimdalshø — fra 1450 m til 1850 m. o. h. igjen opptrer temmelig upressede jotunnoriter. Bergartene er her mer finkornige og melanokrate enn i Oskampfeltet. Oppdelingen i skiver av det mektige eruptivskyvedekke synes å avspeile seg i de topografiske forhold f. eks. langs Gjende, hvor sekundære skyveplan også kan iakttas direkte mellom Besseggen og Gjendesheim. Ved detaljundersøkelser og tynnslip måtte det la seg gjøre å konstatere materialforskjell på begge sider av sekundære skyveplan, megaskopisk er det vanskelig. I det hele gjenstår jo detaljkartlegning av store områder av det øvre skyvedekke på Sjødalsbladet E 30 Ø.

For det ca. 200 km² store område av det øvre skyvedekke mellom Sikilsdalen, Sjødalen og Murudalen er grensen mellom dette og det

undre skyvedekke trukket på strukturelt og petrografisk grunnlag, hvor det ikke er rester av Valdressparagmitens lag, som jo tynner ut mot NE. På grunn av den utstrakte tektonisering langs grensen, hvor det også har foregått forskyvning av større og mindre flak med det undre skyvedekkes bergarter, er denne vanskelig å fiksere. Etter professor Werenskiolds dagbok (1944) står det granatførende mørke gabbrobergarter på N-siden av Sikilsdalen, og også lysere anorthosit med sentimeterstore granater. Det nevnes også skifer og kvartsit som lokale sedimentrester på anorthosit-underlag, videre skyvesoner med fall 30° — 40° oftest mot N, men også mot NE. I Geologisk Museums samling fins prøver av kleber fra Sikilsdalshornets W-side. Det foreligger altså indikasjoner på at deler av det undre skyvedekke stikker frem så langt SW som i Sikilsdalen. Under omtalen av det undre skyvedekke (III) er for øvrig disse SW grenseområder for samme berørt, men det gjenstår feltarbeide i disse temmelig uveisomme strøk.

Langs Murudalen er de der opptredende relativt upressede Trondheimitanger tatt som bevis for at de masser de gjennomsetter tilhører det undre skyvedekke, idet Trondheimiter ikke er funnet noe sted i det øvre skyvedekke vestover på kartbladene Sjudalen og Gjende (E 30 V). Under kartlegningen av det sistnevnte burde det øvre skyvedekke få sin systematiske behandling. Sammenholdt med hva der ovenfor er utledet som minsteverdi for det øvre skyvedekkes skyvevidde i disse trakter, er det grunn til å anta at Trondheimitene er intrudert før dette nådde sin nåværende posisjon.

På grunnlag av den ovenfor sannsynliggjorte sammenheng av et paraautoktont Valdressparagmitdekke mellom Bøverdalen og Vinsterflya via Sjudalen, utledes minimumsskyvelengden 60 km for det øvre skyvedekke bestående av faste eruptivmasser tilhørende Bergen—Jotunstammens jotunorit-magneritserie. Den genetiske tilknytning til samme stammes anorthosit-serie i det undre skyvedekke er utvilsom, og tyder på en opprinnelig sammenheng mellom de to eruptivskyvedekker. Det øvre dekke er delvis skjøvet over det undre, slik at den samlede kaledonske forflytning av eruptivmassene fra deres rotområde på grunnlag av observasjoner på Vinstra-Sjudalsbladene trygt kan settes til minst 100 km. Skyvevidder av denne størrelsesorden er vel tilstrekkelige til å forklare at gangmasser av denne stamme ingen steder er konstatert gjennomsettende de kambrosiluriske lagrekker, og dette forhold kan ikke være noe avgjørende bevis for stammens pre-

kambriske alder. Men stammens røtter må søkes minst 50 km NW for den nåværende posisjon av Jotunheimens foldningsgrøft, som lenge ble ansett som gjennombruddstedet for samtlige eruptiver i Sogn—Jotunheimen.

Av fremtredende norske geologer har Th. Vogt nylig (1947 s. 61) hevdet en slik kaledonsk opprinnelse, mens O. Holtedahl allerede i 1936 gikk inn for at disse eruptivmasser ble kaledonsk aktivisert, i forbindelse med utstrakt mobilisering (migmatisering og granitisering) av kanskje tilgrensende bunnmassiver med påhvilende geosynklinalsedimenter, inklusive eokambrisk sparagmit, nettopp i det belte hvor disse eruptivmasser ifølge ovenfor utledede skyvevidde — 100 km — kunne ha sine røtter.

T. Strand mener (1945) å ha ført feltgeologisk bevis for at anorthositmasser tilhørende det undre skyvedekke danner det prekaledonske (prekambriske) underlag for geosynklinalsedimentenes basale lag, og tar dermed skrittet fullt ut til å regne Bergen—Jotunstammens masser til grunnfjellet (prekambrium).

Når en ser hen til de praktisk talt upressede deler av det øvre skyvedekke som det ovenfor beskrevne Oskampfelt ved dets nåværende SE-grense gir et eksempel på, så vegrer en seg ved å anta den samme opprinnelse og langdistansetransport, som for det komplisert sammensatte, overmåte sterkt tektoniserte *Sevedekke*, slik dette oppfattes i dag. Det øvre skyvedekke er for øvrig skilt ut fra Sevedekket på Holtedahls kart fig. 3 (1936), og denne oppfatning gjøres også gjeldende av samme forsker senere (1944 s. 18). I erkjennelse av at den samme bygningsstil i sine grunntrekk går igjen over hele de skandinaviske kaledonider, skal gis et kort referat av et moderne syn på de nordskandinaviske kaledonider, idet dette viser overensstemmelse med det syn jeg ovenfor har hevdet på Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen, og derved støtter min konkluderende oppfatning av hjemstedet for begge eruptivskyvedekker av Bergen—Jotun-stammen.

De Nordskandinaviske kaledoniders tektonikk.

Etter Gunnar Kautsky (1946, 1947), som baserer sin oppfatning på feltundersøkelser i det nordlige Norrbotten, består Sevedekket i den nordlige del av fjellkjeden av et amfibolit- eller granitmylonitdekke (benevnt »amfibolitdekket«) som på ryggen bærer mektige, kalk-

holdige kambrosiluriske lagpakker av »vestlig« facies (svarende til vår nordlandske glimmerskifer-marmorgruppe) med veldige grunnstensintrusjoner, det hele med røtter så langt i W at skyvevidder på 500—1000 km supponeres. Denne primære tektoniske enhets front må etter de resulterende geografiske forhold ha gått SSW—NNE parallell den nåværende norske kystlinje og den østlige glintrand, og dens bredde må ha vært av samme størrelsesorden ca. 1000 km langs Nordvest- og Nord-Norge.

Som sekundære tektoniske enheter med mindre dimensjoner og skyvevidder (angivelig bare opptil 40 km) oppfattes her nord opptil 6—7 ganger over hinannen skjøvne og i samme profil gjentatte dekker (skiver) av syenitmylonit (resp. granitmylonit) under den primære tektoniske enhets skyveplan. De bærer tynnere kambrosiluriske lagpakker av »østlig« facies, svarende til den autoktone hyolithussone. Oppskivningen og sammenskyvningen av disse lagpakker tilhørende det østlige kontinents randområde, kan da fortolkes som følge av den primære tektoniske enhets, Sevedekkets, fremrykning mot ESE. At sammenskyvningen av den stive overbygning har gått forut for det plastiske substrats angrep nedenfra på de samme lagpakker, er åpenbart en oppfatning en lettest tilegner seg, når fjellkjedeforskningen tar sitt utgangspunkt ved den østlige glintrand — på svensk grunn. (Jfr. B. Asklund 1946, G. Kautsky 1948: s. 357 og s. 501).

Vesentlige trekk i fjellbygningen her nord kommer imidlertid til syne på norsk side av riksgrensen, i vinduer gjennom Sevedekket. Disse trekk tilskrives alle dypere liggende bevegelser forbundet med dettes fremrykning og foranlediget ved det geotektoniske stress i kollo-saldekkes plastiske substrat. Dette må antas som en bølge å ha båret den stive overbygning (med gradvis overgang mellom plastisk og fast konsistens) og dets stress å ha vært overført til det østlige kontinents underbygning, hvorved dettes lagpakker ble angrepet nedenfra av sitt eget substrat.

Disse trekk er da for det første foldninger i de foran nevnte tidligere sammenskjøvne og myloniserte sekundære tektoniske enheter, med karakter av plastiske overfoldninger mot W, altså *motsatt* Sevedekkets fremrykningsretning. Det fremstilles som Sevedekkets hovedskyveplan med påhvilende rester tok del i denne foldning. Så kommer som dominerende trekk mobilisering og palingenese av bunnmassivene, som tenkes å ha formidlet overgangen til den kaledonske intrusjonsvirksomhet som det er så mange vitnesbyrd om.

Det kan kanskje være på sin plass å fremheve, at disse vesentlige trekk i den kaledonske fjellkjedes bygning er kommet frem ved det norske geologiske kartlegningsarbeid i de vidstrakte og uveisomme trakter det her gjelder. W for Kautsky's utgangsområde i Norbotten kommer således Tysfjordområdet, hvorfra Foslie (1941) har fremlagt en vrimmel av observasjoner. Foslie bemerker (l. c. s. 42, 43, 285) at dette område har atskillige trekk til felles med fjellkjedens vestgrense («Vestranden») i Syd-Norge. Det henvises også til Th. Vogt (1941) hvis omfattende feltarbeider og studier nordpå har vært banebrytende for den refererte interpretasjon. I nedenstående avsluttende avsnitt skal da dette korte referat av en moderne oppfatning av de nordskandinaviske kaledoniders bygningsstil sammenholdes med det jeg er kommet frem til for det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen, for å oppnå en foreløpig konklusjon, som jeg håper kan være arbeidsgrunnlag.

Om eruptivskyvedekkenes hjemsted og opprinnelsen til det tversgående foldningssystem med intrusjoner i Gudbrandsdalen.

Som et kjerneproblem ved fjellkjedeforskningen innen hvert område på norsk side fremstiller seg da å bestemme rekkefølge og samspill mellom virkningene av den stive overbygningsspakkes fremrykning og det varme, plastiske substrats angrep under stress på de foreliggende lagpakker.

I og med at det undre eruptivskyvedekke (III) overleires autoktont av geosynklinalsedimenter, hvorav de kambro-ordovisiske (IV) (resp. siluriske) kan påvises å tilhøre en »østlig« facies med bindeledd både østover (med glintranden) og SW over (med I og II) må disse eruptivmasser ha hatt sitt prekaledonske hjemsted i geosynklinalen, rimeligvis i dens avhell mot ESE. Det siste indikeres av sedimentenes karakter, og tilsynelatende begrensning til og med tidlig-ordovisiske lag (3 c). Den utvilsomme opprinnelige sammenheng mellom det undre (III) og det øvre (VI) eruptivskyvedekke, sammenholdt med den ovenfor utledede minimumsverdi for skyvelengde (ca. 100 km) for dette og påpekte betydelige felter med praktisk talt upresede masser, gjør det naturlig å anse *det øvre eruptivskyvedekke som skiver av grunnfjellsterskelen og geosynklinalrandens avhell mot WNW*. B. Asklund er for øvrig inne på en lignende forklaring (1946 s. 620). Begge eruptivskyvedekker blir således å henføre til en *sekundær tektonisk enhet*, analoge med de ovenfor omtalte syenitnylonit-skiver i Tysfjordområdet. At Jotunheimdekket ikke bærer

noen sedimenter, kan bero på at disse har vært tynne og fullstendig fjernet ved erosjon, om de da overhodet har vært til stede, idet grunnfjellsterskelen kan ha representert de »øar i Silurtidens haf« som A. E. Törnebohm tenkte seg at Jotunheimens høyere områder hadde dannet, men altså beliggende minst 100 km lenger NW enn i dag.

For de nordskandinaviske kaledonider fremholdtes at de palingene prosesser med intrusjoner i sitt følge er yngre enn overskyvningen av den primære tektoniske enhet, Sevedekket. For vårt gudbrandsdalske knuteområde er vist at det tversgående foldningssystem med intrusjoner er eldre enn den *siste* fremrykning av Jotunheimdekket. I analogi med forholdene nordpå må vi da anta at den primære, langveisfarende tektoniske enhet, Sevedekket, under delvis inkorporering av skiver fra underlaget, tidligere har passert langt videre mot SE og herunder bl. a. har forårsaket den storstilte skyvning og tektonisering i det store sparagmitområde E for Gudbrandsdalen. (For Øvre Rendalen er dette spesielt behandlet av Christoffer Oftedahl 1943, videre i 1949.) Dette hovedfremstøt av den stive overbygning ble da ledsaget og etterfulgt av stresset i den plastiske underbygning, så dislokasjonene NW—SE ble angrepet nedenfra, for Gudbrandsdalens vedkommende med de følger som ovenfor beskrevet.

Søker vi østover etter restene av Sevedekket, finner vi det på svensk side E for Røros avsatt på kartene som »Åreskifer«. Som dets fortsettelse mot SW kunne naturlig oppfattes det store krystalline kompleks av amfibolit med påhvilende gneiser (Åreskifer) inntegnet på N. G. U.s oversiktskart over disse trakter (G. Holmsen 1915 s. 15). På Per Holmsens kart (1943) som gir et mindre utsnitt av de samme strøk i lignende målestokk, trer amfibolitene tilbake og Åreskifrene inngår i en sekundær tektonisk enhet med skyvevidde av lavere størrelsesorden, som delvis identifiseres med sparagmitavdelinger for de underste lagpakkens vedkommende (altså lagpakkerne like over hovedskyveplanet mot autokton sparagmit).

Overensstemmende med den tankegang som har vært berørt gjentagne ganger etter at den ble fremsatt i innledningens 2net avsnitt, nemlig at det store sparagmitområde ved sin konfigurasjon og fastere forbindelse med sitt underlag har budt dekkene under overskyvning sterkere og ujevnere motstand enn den, de møtte over det nesten intakte peneplan, kunne den sistnevnte sekundære tektoniske enhet fortolkes som satt sammen under senere skyvning fra NW, at den da inkorporerte i seg så vel langveisfarende Åreskifer med amfibolit fra Seve-

dekket, som relativt kort forflyttede lagpakker fra dets sparagmitunderlag, som demmet den tidligere hovedskyvning fra NW.

På analog måte kan det undre skyvedekke ha vært revet med som skiver av grunnfjellsterskelen av den primære tektoniske enhet, Sevedekket, under dets gammelkaledoniske fremstøt, og delvis avlevert det mot de demmende sparagmitmasser. Som en følge av samspillet mellom den sammensatte overbygningsspakkes tidlige fremstøt og det etterfølgende stress i det plastiske substrat sees da det tversgående gudbrandsdalske foldningssystem med intrusjoner, et samspill som samtidig preget hovedskyvefronten fra dette og NE-over. Den fornyede fremrykning fra NW i senkaledonisk tid — avsluttet ved Jotunheimdekkets siste, relativt korte fremstøt, har i særlig grad tilsløret forholdene i sparagmitområdet. At de samme intrusjonskanaler iallfall både i senkaledonisk og nykaledonisk tid, og dessuten disse gamle »sår« i grunnfjellspalten kanskje har brutt opp igjen under de betydelige postkaledoniske vertikalbevegelser som er påvist i sparagmitområdet (spranghøyder over 1000 m, smlg. P. Holmsen 1943 s. 53), gjør det endelige bilde ennå mer broget. Muligheten for å påvise prekaledoniske bevegelser etter de samme svakhetslinjer blir således små, selv om de ikke er usannsynlige i forbindelse med geosynklinaldannelsen og den varierende kornstørrelse av det klastiske materiale.

Uten å komme med en mer detaljert begrunnelse, vil jeg til slutt henlede oppmerksomheten på at det også i andre områder langs den primære tektoniske enhets front NE—SW i de sydnorske kaledonider — bak den nåværende glintrand eller dens »tomter« — er generelle indikasjoner som i likhet med hva det her er forsøkt for Gudbrandsdalen, kunne tilbakeføres til tversgående (NW—SE) gjennombrudd fra substratet.

Under henvisning til konturkartet over det sydlige Norge, fig. 24, blir det da følgende områder som kunne fortjene en nærmere gjennomarbeidelse fra et slikt synspunkt

1. Lengst i NE, syd for Aursunden har vi Feragens serpentinfelt, som vitner om dyptgående forbindelse med substratet i gammelkaledonisk tid, og litt lenger E har vi Røragens devonfelt med vitnesbyrd om kraftige postdevonske vertikalbevegelser etter forkastningslinje NNW—SSE (Aursundens SE-ende—Femunden).

2. Gudbrandsdalske foldningssystem ca. 140 km fra foregående.

3. Strøket fra Grønsennknipa NW-over til Hemsedal og videre WNW til Tyin er berørt i avsnitt V, s. 122, hvor topografiske, tekto-

KONTURKART OVER DET SYDLIGE NORGE

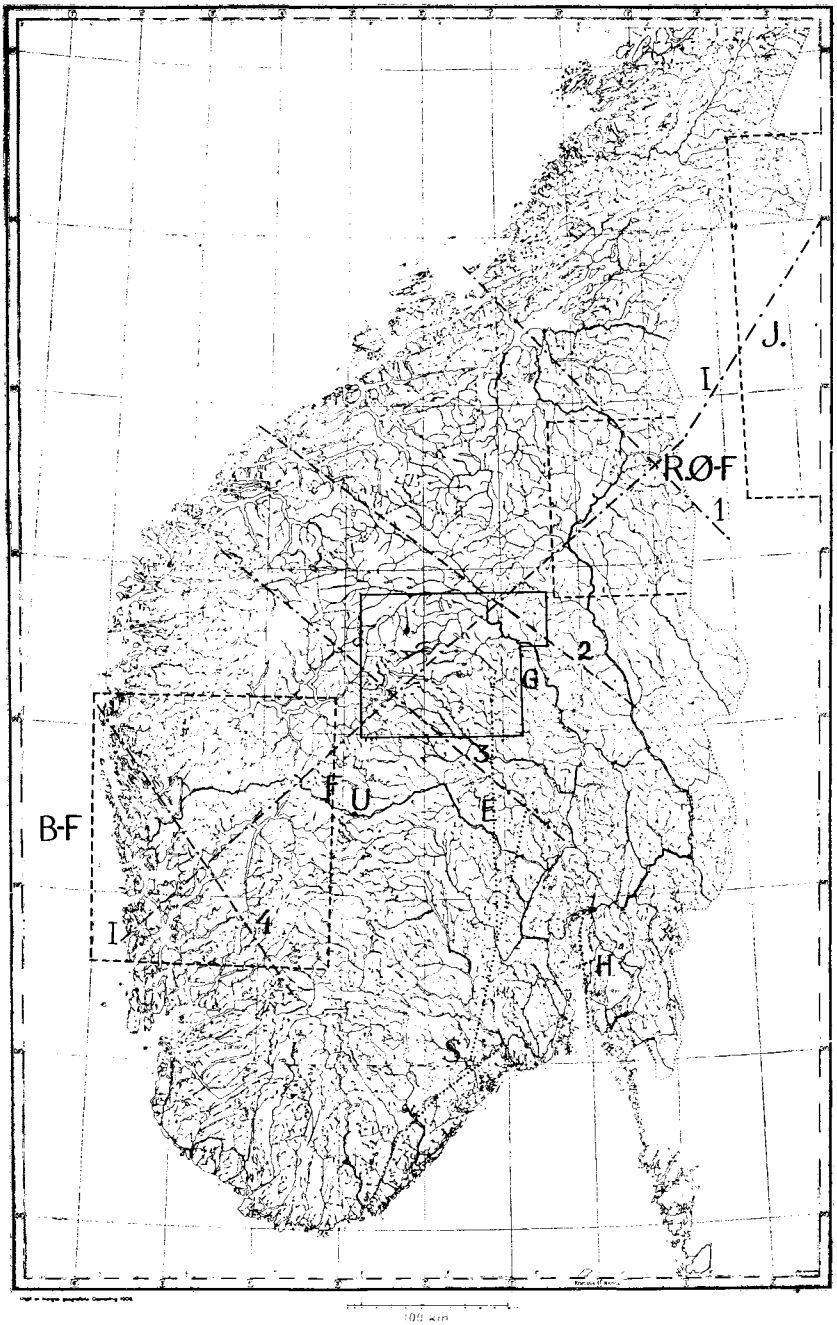


Fig. 24.

Forklaring til konturkart over det sydlige Norge.

- I—I. Hovedretning for det primære kaledonske overskyvningsdekkets foldningsakser.
- J. Stiplet begrensning av oversiktskart over Jemtlands tektonik, trykt i M. ca. 1 : 1,25 mill. B. Asklund, S. G. U. Årsbok nr. 32, 1938.
- R. Ø. F. Røragen—Østerdalen—Femund. Stiplet begrensning av G. Holmsens oversiktskart 1 : 400 000 i N. G. U. nr. 74, 1915.
1. Strek-prikket retning for mulig dislokasjonssone, Aursundens SE-ende til Femunden, forlenget til Trondheimsfjordens utløp.
- G. Helt opptrukket begrensning av oversiktskartet fig. 1 (1 : 500 000) til Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen.
2. Strekprikket retning for foldningsaksene i det tversgående foldningssystem og dislokasjonssone i Gudbrandsdalen, forlenget til Romsdalsfjorden.
 3. Strekprikket retning for foldningsakser og mulig gjennombruddsone i Valdres—Hallingdal, forlenget over Tyn til Loen—Stryn—Volden på Søndmøre.
- B—F. Stiplet begrensning av oversiktskart over Bergensfeltet (1 : 400 000), kopierte manuskriptkart utdelt ved N. H. Kolderup, N. G. F. berggrunnekskursjon 1947.
4. Strekprikket retning for nordlige del av Bergensbuene.
- F. Finse (kambrisk basalkonglomerat).
- U. Ustaøset.
- S. Prikket: Sydøstnorske hovedforkastninger (skjematisert) etter A. Bugge N. G. U. nr. 130 1928.
- E. Prikket: Nord—syd-gående forkastningssone over gradteigbladene: Vinstra, N. Etnedal, Aurdal (alle med essexit) Flå, Sigdal og Flesberg.
- H. Prikket: ENE-WSW gående forkastning (med store essexit-intrusjoner) Vestby-Hvitsten-Hurumlandet.

niske og intrusjonspetrografiske indikasjoner på substratgjennombrudd og tversgående bevegelser (kryssvis tektonikk) er nevnt. Avstand fra 2 er ca. 100 km.

4. Endelig kunne kanskje Bergensbuene, hvis nordlige del stryker NW (med anorthositer og hvis mitre og SE-lige del fører rikelig med kaledonske intrusjoner, henføres til en opprinnelig NW—SE-løpende gjennombruddsone, som i senkaledonsk tid ble overmåte kraftig deformert ved skyvning fra NW. Denne sones avstand fra 3 er ca. 160 km.

Summary.

The present author has made field work in the area of the map-sheets F 20 v Vinstra and E 30 ø Sjordalen of the Ordnance Survey of Norway, between $61^{\circ} 20'$ and $61^{\circ} 40'$ N lat. and 1° and 2° long. W Oslo. For a better understanding it proved necessary to trace the rocks of the various group to type areas on adjacent maps. The map Fig. 1 thus comprises the whole of six map areas and parts of further fourteen. A list of these map-sheets and of authors and sources of geological information is given at p. 66.

Apart from the Archaean basement gneisses, the Caledonian rocks have been divided into six groups as will appear from the following legend to the map:

Archaean (black). 1. In the north (map-sheets D 29 ø & v) with a strong Caledonian deformation (and migmatization?). 2. In Valdres (map-sheet E 31 ø), occurring as windows, little affected by Caledonian tectonics. 3. In the small window at Snødøla in the NE corner of the map, up-thrusted by the Caledonian movements.

Kv. (E 31 ø) is autochthonous Quartz Sandstone (Sp. 5 c, upper part of Sparagmitian).

S. Allochthonous rocks of the same stratigraphical division (Synnfjell Sandstone), forming a lower nappe in Valdres.

Granite nappe (oblique hatching NW—SE) (E 31 v) rocks partly belonging to the Bergen—Jotun kindred and forming a lower nappe in Valdres.

Group I. The Upper Light Sparagmite (Sp. 5) with overlying sediments regarded as of Lower Cambrian age and with remnants of probably Middle Cambrian alume shales. *F. sp.* sparagmite of the division Sp. 3d regarded as parautochthonous. In Gudbrandsdal stratigraphically and tectonically as a connecting link between groups II and V.

Group II. Cambro-Ordovician sediments of foreland facies, comprising stratigraphical division up to a horizon corresponding to 4 a (Lladeillian) of the Oslo Region.

Group III. Lower nappes of highly crystalline rocks of the Bergen—Jotun kindred, partly with a Caledonian recrystallisation and with intrusions of the same age.

H—K nappe of Heidal and Kvam, anorthosites, mangerites with garnets.

E—S nappes of Espedal and Sulseter, anorthosites—norites (without garnets).

Group IV. Cambro-Ordovician geosynclinal sediments of the Trondheim Region with Caledonian intrusions of different ages. (K1—soapstone), generally with a rather high metamorphism (garnet micaschists) partly changed into augen-gneisses.

The sediments of group IV were originally deposited upon rocks of group III, the two group form one tectonical unit, folded and thrustured from NNE (green on the map).

Group V. The Valdres Sparagmite (Caledonian flysch). Dotted: Arkoses of granitic derivation, open rings: quartz conglomerates in the lower part of the division, hooks: arkoses of gabbroid derivation, filled (black) rings: gabbro conglomerates.

Group VI. The upper nappe (the large Jotunheim nappe) of the Bergen—Jotun kindred. This nappe has moved from NW and has in its turn moved the upper parts of its basement.

A brief historical synopsis in the introduction of this paper stresses the significance of group V, the Valdres Sparagmite, for a correct interpretation of the Caledonian tectonics of Southern Norway, according to the observations of Th. Kjerulf (1879), W. C. Brøgger (1893), K. O. Bjørlykke (1905) and V. M. Goldschmidt (1916 A). According to T. Strand (1941) this flysch formation divides in space and time between the lower nappe (groups III and IV) and the upper nappe (Group VI), a statement verified by the author's investigations in Espedal (Dietrichson 1945 A & B).

The gabbro conglomerates and gabbroid arkoses of the Valdres Sparagmites (group V) have been found to extend farther to the NE than was formerly known, in the area about Ruten this deposits are very thick (about 150 m), the greatest thickness is found in a syncline with a NW—SE trend, 75 km long along the Espedal Valley,

a structural feature regarded as contemporaneous with the Gudbrandsdal cross-folding system with a NW—SE trend of the axes, normal to the main Caledonian direction of strike (A. E. Törnebohm 1896, K. O. Bjørlykke 1905). The above-mentioned sediments of the Valdres Sparagmite are believed to have derived their material mainly from rocks of the group IV.

The tectonic pattern of the rocks of groups I, III and IV (green on the map) was evidently determined by the cross-folding, but the rock masses were also affected by folding and thrusting from NW to SE.

In the authors opinion the cross-folding was due to dislocations with a WNW direction in the deeply buried and plastic Pre-Cambrian Caledonian basement, which may have been accompanied by the uprising of magmas of the different Caledonian groups. According to a modern interpretation (Th. Vogt 1947) gabbros and ultrabasic rocks found their way at a low stratigraphical level in the geosynclinal sedimentary series of the Trondheim Region. The distribution of the Gudbrandsdal crossfolding is shown on the contour map of Southern Norway Fig. 24 (on which the situation of the area of the main map Fig. 1 is marked).

1. The Upper Part of the Sparagmitian with overlying Cambrian Sediments.

The Light Sparagmite Sp. 5 is an about 500 m thick sequence of light feldspatic sandstones. Overlain by a thin-bedded white feldspatic sandstone, Sp. 5 c, that may seem to mark the transition from a continental to a marine sedimentation, further by about 50 metres of calcareous sandstones and by grey phyllites with black pyrite-bearing alum shales on the top.

The calcareous-quartzitic beds above Sp. 5 is rather rich in P_2O_5 (about 0.5 per cent), which may indicate a marine deposition. The overlying probably Middle Cambrian alum shales may be taken in support of the basal Cambrian age of this division.

The abrupt disappearance of the light sparagmite at the SW side of the Gudbrandsdal Valley (in S. Fron, Werenskiöld 1911) is due to overfolding to the SSW, as shown by the section Fig. 2 and the photograph Fig. 3, the stratigraphy of the deposits here in question will appear from the sections Figs 3—5 and the authors correlation of them from the table on p. 84.

II. *The Cambro-Ordovician Sediments of the Foreland Facies.*

These comprise the following divisions in the Nordre Etnedal map area (F 31 v) (Strand 1939):

The Mellsehn Division of Sandstones and phyllites, probably not younger than 4 a (Llandeillian).

The Phyllite Division with Llanvirnian and Llandeillian graptolites.

Phyllites and sandstones of the Ceratopyge Division (basal Ordovician).

Middle and Upper Cambrian alum shales.

Sandstone shales (siltstones), Lower Cambrian.

The Mellsehn Division has been correlated with the Gausdal Sandstone Shale of K. O. Bjørlykke, and has been further traced farther to the NW to the Fefor and Skåbu districts. The light sandstones characteristic of the upper part of the division also occur within the map area Sjødalen (E 30 ø).

Grains of micropertthite of the type occurring in the rocks of the Bergen—Jotun kindred (Jotun perthites) have been found in light sandstones of the Mellsehn Division in the type area and also in the probably equivalent light sandstones in Sjødalen (Microphotos Fig.s 8—10).

Grains of a similar micropertthite have also been found in the above-mentioned light sandstones Sp. 5 b, thus indicating that rocks of the Bergen—Jotun kindred yielded material to sediments already in Pre-Cambrian time.

III. *Crystalline massifs belonging to the lower nappe.*

The tectonic units of this group are overlain by the Valdres Sparagmite, which is however, not everywhere preserved. The position stratigraphically below the Valdres Sparagmite is a criterion of this group.

1. The Røssjøkollane massif (Goldschmidt 1916, p. 26) consists of normal gabbros with well preserved clinopyroxenes. In the author's opinion parts of the normal gabbros of this kind may belong to the Caledonian but it will certainly be difficult to prove this and to separate the rocks in question from the rocks of the Bergen—Jotun kindred. Gabbroid Rocks of the same kind as in Røssjøkollane are also found in the Espedal Massif, here with an adjacent deposit of

soapstone (Kl.) In the authors opinion we here have to do with hybrid rocks: Bergen—Jotun rocks refused in Caledonian time, in connections with the above-mentioned dislocations in the Pre-Cambrian basement.

2. The anorthosite—norite massif of Espedalen, already described by the author (Dietrichson 1945). In this paper the tectonical and petrographical difference between this and the below-mentioned Heidal Massif is emphasized, though the rocks of both of them undoubtedly belong to the Bergen—Jotun kindred. The Espedal rocks range from monomineralic labradorite rocks through norites to ultrabasic rocks. They are strongly influenced by the NW cross-folding tectonics, while the overlying Valdres Sparagmite is affected by pressure from the advance of nappes from the NW, thus a tectonical criss-cross pattern has been produced.

3. The anorthosite-mangerite massif of Heidal (Gjelsvik 1946) extends into the northern part of the Vinstra map area investigated by the author. According to Gjelsvik the main minerals are perthite, plagioclase, clinopyroxene and garnet. The plagioclase has an anorthite content of An 35—40, contrary to An 60—90 in the Espedal rocks, which also differ in containing rhombic pyroxen. The mineral facies and structure of the Heidal rocks are granulitic, and of a Pre-Caledonian origin as interpreted by Gjelsvik, an interpretation partly based upon the presence of eclogite garnets in some of the rocks. The present author has made a series of manganese determinations in garnets from the rocks of this group from Heidal (p. 102—103), showing up to 11.75 per cent of MnO. The garnets contain inclusions of pyroxene and microperthite (Figs 15, 16) proving a secondary origin of the garnets.

The rocks of this complex show a metamorphic grade decreasing with increasing distance from the Heidal granulitic area, the rocks being more or less fine-grained mylonite schists, especially near the great thrust planes. They have also been influenced by metasomatic processes, as shown by the presence of feldspar augen and of granitic and pegmatitic sills and veins (in the pegmatites big garnet with 26.8 per cent MnO).

4. The crystalline massif in Gråhø, Gnedden in Kvam is quite similar to the preceding. From the SE part of this massif also an anorthosite norite, a rock of the Espedal type, is present in the lower

part of the massif (Chr. Oftedahl 1944). The upper part of the massif are highly altered gneissic rocks with Caledonian intrusions and greatly affected by the NW cross-folding tectonics and also by later movements from NW.

IV. *The Cambro-Ordovician Geosynclinal Series of the Trondheim Region with Caledonian Intrusions.*

As will appear from the correlation table on p. 84 the sediments of group I (referred to the Lower Cambrian) are regarded as being transitional between the foreland sediments of group II and the sediments of the present group IV. As regards tectonics and metamorphism the rocks of the present group V are strongly linked with their crystalline basement rocks of group III, which probably also yielded material to the overlying sediments. A basal conglomerate on a basement of anorthositic rocks has been found in the map area Sel F 29 v (Strand 1945).

1. The para-gneisses resting above the Espedal massif have already been described by the writer (Dietrichson 1945) and are mylonitized sediments influenced by metasomatism, similar to the Seve rocks of Sweden. The occurrence of pseudotachylites points to a thermo-metamorphism caused by Caledonian gabbro intrusions. In a gneissic mylonite the occurrence of small non-isotropic garnets with a field-division is a proof of thermo-metamorphism (Fig. 17).

2. The sediments above the Heidal massif have been given a preliminary description of Gjelsvik are less strongly changed than the corresponding rocks in the Espedal area. In the Vinstra map area the great masses of hornblende schists with amphibolitic bands in Heidalsmuen belong to this group, which also build the mountain Saukampen. These rocks have certainly once been in connection with the Espedal rocks.

3. The sediments above the crystalline massif in Kvam are in connection with the rocks of the preceding group, but seem to differ in being of a more coarse clastic nature. The author has made a series of manganese determinations in garnets from micaschists of this area, showing 1.1 to 3.7 per cent of MnO.

The extensive occurrence of augen-gneisses is no doubt due to the action of metasomatic processes.

V. *The Valdres Sparagmite, the Caledonian Flysch.*

Quartz conglomerates and arkoses of granitic material (sparagmites according to the Scandinavian terminology), with quartz and violet microcline in a greenish matrix, form the lower and greater parts of this division, in the present paper special attention has been given to the upper part of the division, consisting of conglomerates and arkoses of gabbroid material. By means of the characteristic conglomerates with boulders of dark greenish gabbros and of light quarzitic and quartz-dioritic rocks the division has been traced in the field from the type area of Dokkvann (Goldschmidt 1916) along the Espedal Valley to Sjødalen, along the synclinal structure already referred to (ante p. 133). Parallell synclines have been traced farther to the SE corresponding to the SE and NW sides of the upper nappe.

The deposits are thin at Kvålseter, but amount to 150 metres at Oskampen (section Fig. 22) and is also thick in the section at the River Mola near Gjendesheim (Fig. 21). The sections Figs 18—19 show the rocks of the great Jotunheim nappe above the Valdres Sparagmite in Brurskarnkappen near Gjendesheim, Fig. 20, is a micrograph of the rock from the same locality. Towards Sjødalen, being a window in the Jotunheim nappe the thickness of the Valdres Sparagmite decreases with the disappearance of the lower sparagmitic division. From Sjødalen the Valdres Sparagmite can be traced to the NW side of the great Jotunheim nappe, according to investigations by K. Landmark (1949).¹

In a parallell synclinal stripe to the NE of Espedalen the deposits of the V. Sp. are found in Feforkampen and in Allishaugen. In Feforkampen there are conglomerates with boulders of garnetbearing quartzites, the garnets formed by thermo-metamorphism at a high level in the crust.

The distribution of the V. Sp. in Valdres and its relation to the tectonics of the lower and upper nappe is referred to (C. Bugge 1939).

Goldschmidt's (1916) interpretation of the deposition of the Valdres Sparagmite as being contemporaneous with the thrusting of the nappes can be modified, as the deposition can be assumed to have taken place in a protracted interval of denudation intervening between the thrusting of the lower and the upper nappe.

¹ Geol. unders. Luster—Bøverdalen. Univ. i Bergen. Årbok 1948.

VI. *The Upper Nappe (the Great Jotunheim Nappe).*

The frontier of this nappe rising 5 to 6 hundreds of metres above the relatively flat foreland makes a pronounced topographical feature in the present area. The rocks of the Bergen—Jotun kindred constituting the nappe are chiefly jotun-norites and mangerites. On the map Fig. 1 the author has attempted to separate between the rocks of the upper and the lower nappe's as far as this could be done with the material available. The interpretations of the author partly differ from those presented on earlier maps (Gjelsvik 1946). It is pointed out that the upper nappe has incorporated with it parts of the rocks of groups III and IV during its last advance to the SE.

The occurrence of the Valdres Sparagmite beneath the Jotunheim nappe in Brurskaret gives a minimum thrusting distance of 30 km, which is increased to 100 km when the occurrence of the Valdres Sparagmite beneath the NW edge of the nappe is taken into consideration. We are thus forced to seek the roots of this nappe to the NW of Goldschmidt's fosse of folding (Faltungstraben) (Holtedahl 1936). The finding of basal conglomerates (ante p. 139) also makes it necessary to regard the rocks of the nappe as of Pre-Caledonian (Pre-Cambrian) age.

Similar to the conditions in the Caledonides in the northern part of Scandinavia (Kautsky 1946—47), we can in the present area distinguish between far-travelled nappes of a prime order (Seven nappes) and relatively short-travelled tectonical units of a lower order, considered as slises torn from the solid continental basements in the more eastern parts.

In the map Fig. 24 three probable parallels to the Gudbrandsdal cross-folding system are shown, assumedly resulting from old lines of weakness in the substratum. These lines are compared to dislocation lines in the Pre-Cambrian lines of Southern Norway and also to the Permian dislocations centering in the Oslo Region.

Litteraturliste.

- Asklund, Bror: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. S. G. U. Årsbok 32, No. 7. 1938.
- Diskusjonsinnlegg til G. Kautsky's foredrag. Geol. För. Förh. Bd. 68, H. 4. 1946.
- Bjørlykke, K. O.: Høifjeldskvartsens nordostlige udbredelse. N. G. U. nr. 14. 1894.

- Bjørlykke, K. O.: Fra Hardangerviddan. N. G. U., nr. 34, s. 51—76. 1902.
 — Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U., nr. 39. 1905.
- Brøgger, W. C.: Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte »Høifjeldskvarts«. N. G. U., nr. 11. 1893.
- Bugge, Carl: Hemsedal og Gol. N. G. U., nr. 153. 1939.
 — Ringsakerkvartsiten og Vardalssparagmiten ved Mjøsa. N. G. T., bd. 25, s. 26. 1945.
- Dietrichson, B.: Geologiske undersøkelser i Espedalen. N. G. U., nr. 163. 1945 A.
 — Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen. N. G. T., bd. 25, s. 53. 1945 B.
 — Litt om relieffet langs Vinstra etc. N. Geogr. Tidsskr., bd. X, s. 184. 1945 C.
- Foslie, Steinar: Tysfjords Geologi. N. G. U., nr. 149. 1941.
- Gjelsvik, Tore: Anorthositkomplekset i Heidal. N. G. T., bd. 26, s. 1—58. 1946.
- Goldschmidt, V. M.: Geol.-petr. Studien im Hochgebirge des südl. Norwegens. Vid.-Selsk. Skr. Mat.-naturv. kl. nr.:
 I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. 1912, nr. 18. 1912 A.
 II. Die kaledonische Deformation der Südnorwegischen Urgebirgstafel 1912, nr. 19. 1912 B.
 IV. Übersicht der Eruptivgesteine in kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. 1916, nr. 2. 1916 B.
 — Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. N. G. U., nr. 77. 1916 A.
- Goldschmidt, V. M.: Om høifjeldskvartsen I og II. Foredrag. N. G. T., bd. 4 (1916/17), s. 44 og s. 49. 1918.
 — Über fossilführende unterkambrische Basalablagerungen bei Ustaoset. Fennia, bd. 25, nr. 1. 1925.
 — Om friksjonsglass (pseudotachylitt) i fjellkjeden. Geol. För. Förh., bd. 65, s. 83. 1943.
- Kautsky, Gunnar: Neue Gesichtspunkte zu einigen nordskandinavischem Gebirgsproblemen. Geol. För. Förh., bd. 68, h. 4. 1946.
 — do. do. Bd. 69, h. 1. 1947.
 — Gibt es in den skandinavischen Kaledonien Flysch? Geol. För. Förh., Bd. 70, h. 2. 1948.
 — Diskusjonsinnlegg. Geol. För. Förh., bd. 70, s. 357 og s. 501. 1948.
- Kjerulf, Th.: Udsigt over det sydlige Norges geologi (med Atlas). 1879.
- Kolderup, N.-H.: Oversikt over den kaledoniske fjellkjede på Vestlandet. Bergens Museums årbok 1931, s. 1—43. 1932.
- Holmsen, G.: Tekst til geol. oversiktskart Østerdalen—Femund. N. G. U., nr. 74. 1915.
- Holmsen, Per: Tynset—Femund. N. G. U., nr. 158. 1943.
- Holtedahl, O.: Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. N. G. U. årbok 1920/21. 1922.
 — Fosforsyreinnholdet i den kambrosiluriske lagrekke ved Oslo. Statens Råstoffkomité, publ. nr. 26. 1927.
 — Trekk av det skandinaviske fjellkjedestrøks historie. Nordisk naturforsker møte, Helsingfors. 1936.

- Holtedahl, O.: On the Caledonides of Norway. Vid.-Akad. skr., Mat.-naturv. kl. nr. 4. 1944.
- Noll, W.: Über die Bildungsbedingungen von Kaolinit, Montmorillonit, Serizit, Pyrophyllit und Analcim. Min. u. petr. Mitt. Bd. 48 (1936), s. 210—247. 1936.
- Offédahl, Christoffer: Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. N. G. U. nr. 161. 1943.
- En presset norit ved Sulseter, N. Fron. N. G. T., bd. 23, s. 193. 1944.
- Om Tillitene i det centralnorske Sparagmitområde. N. G. T., bd. 25, s. 285. 1945.
- Skyvedekker i det centrale Norges Sparagmitformasjon. N. G. T. Bd. 27, s. 164. 1949.
- Rekstad, .: Fra det nordøstlige av Jotunfjeldene. N. G. U. nr. 37. 1904.
- Strand, Trygve: Fjellbygningen innen Gradavdelingen Aurdal. N. G. T., bd. 12. 1931.
- Nordre Etnedal. N. G. U. nr. 152. 1938.
- Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. N. G. T., bd. 21, s. 271—274. 1941.
- Structural petrology of the Bygdin Conglomerate. N. G. T., bd. 24, s. . 1944.
- Et basalkonglomerat på anorthosit. N. G. T., bd. 25, s. 350—359. 1945.
- Størmer, Leif: On a lower Cambrian Fauna at Ustaoset in Norway. Fennia, bd. 25, nr. 1. 1925.
- Törnebohm, A. E.: Grunddragen af det centrala Skandinaviens Bergbyggnad. Kgl. Vit.-ak., bd. 28, nr. 5. 1896.
- Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau. Bd. 26, s. 305. 1935.
- Werenskiold, W.: Søndre Fron. N. G. U. nr. 60. 1911.
- Tekst til geol. oversiktskart over det sydlige Norge. N. G. U. nr. 70. 1914.
- Et par gangbergarter fra strøket om Otta. N. G. T., bd. 3, 1914/15. 1915.
- Geologi i Gudbrandsdalen. Den norske Turistforenings årbok. 1934.
- Dagbøker i N. G. U.s arkiv.
- Vøgt, Th.: Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. N. G. T., bd. 7, 1923, s. 281. 1924.
- The geology of part of the Hølonda-Horg-district, a type area in the Trondheim region. N. G. T., bd. 25. 1945.
- Trekk av Narvik—Ofoten-traktens geologi. N. G. T., bd. 21, s. 198—213. 1941.
- Vulkanismens faser i Trondheimsfeltet. Det kgl. n. vid.selsk. forh., bd. XIX, 1946. 1947.