



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1366	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv ELKEM Skorovatn	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Samling av geologiske feltrapporter og befaringsrapporter (1920 -) 1965 - 1974.				
Forfatter A. Haugen, G. Grammeltvedt, T.E. Lynneberg, Ewa Stupnicka, Zdenek Pelc, H. Carstens, N Schøyen m/flere		Dato 1974	Bedrift ELKEM Skorovatn	
Kommune Meråker Tydal Selbu	Fylke Sør-Trøndelag Nord-Trøndelag	Bergdistrikt Trondheimske	1: 50 000 kartblad 17211 17212 17213 17214	1: 250 000 kartblad Trondheim
Fagområde Geologi	Dokument type Notat - samling	Forekomster Agnes Dina Kluken Gåstjern Storhusmannberget		
Råstofftype Malm/metall	Emneord Cu Zn Pb			
Sammendrag 1) Rapport fra feltarbeide i Roltdalen, Selbu 1974. Svein Eggen og Jan E Evensen (m/ kart). 2) Rapport fra feltarbeide i Roltdalen 1974, Halfdan Carstens (m/ kart). 3) Rapport fra kartleggingsarbeider ved Klepptjern Meråker 1971. Bjørn Falck Russenes. 4) Notater fra geologisk kartlegging ved Indre Gåstjern, Meråker 1969. Tor Erik Lynneberg (m/ kart). 5) Bilag til det nyutarbeidete kart over Meråker, 1967. Gudmund Grammeltvedt (m/ kart). 6) Geological Map of the Storhusmannsberget area Meråker 1966. Zdenek Pelc.(kun kart). 7) Rapport over geologisk kartlegging og malmprospektering syd for Meråker 1967, Tor Erik Lynneberg. 8) Foreløpig rapport fra ytre Gåstjern, 1967. Gudmund Grammeltvedt. 9) Rapport fra Agnes og Dina forekomstene, Kluken, Meråker 1967. Tore Vrålstad. 10) Rapport over geologisk kartlegging og malmprospektering i området omkring Lødøljsjøene, Meråker 1967.11) Tor Erik Lynneberg. Rapport fra feltarbeidet sommeren 1966, Gudmund Grammeltvedt.12) The description to Geological Map of area southward from Fossevatn (Meråker) 1966, Ewa Stupnicka. 13) Rapport fra feltarbeidet sommeren 1966, Gudmund Grammeltvedt. 14) Notat vedr. Niels Schøyens rapport fra Meråker-området 1918, 1920, ved Arve Haugen 1966. 15) Geologisk ekskursjon til Meråkerprofilen sept 1966, F. Chr. Wolff og D. Roberts. 16) Beskrivelse av slip fra Meråkerfeltet 1965. Gudmund Grammeltvedt. 17) Særtrykk: A preliminary account on the geology of the Selbu-Tydal area. av Olesen, Hansen, Kristensen, Thyrsted, 1973. 18) Geological map of the Heggset area (Selbu -Tydal) Niels Ø Olesen 1968-72, fargetrykket M 1:50 000. 19) Markarbeid Gammelgruben Selbu 1948. Bergarkiv rapp nr 2095 med fargelagt kart M 1:20 000. 20) Geologisk undersøkelse av A/S Meråker Grubers interesseområde i Meråker herred. Niels Schøyen 1920, Bergarkiv rapport 3280				

RAPPORT FRA FELTARBEIDE

I

ROLTDALEN, SELBU 1974

ved

Svein Eggen og Jan Edin Evensen.

N3 - Nordreking til høyre
Fargelegging villedende.
Mangler profiler.

Innledning.

Den geologiske kartlegging er utført i tidsrommet 19/6-1/8 1974 av Jan Evensen og Svein Eggen.

Det kartlagte området ligger mellom Selbu og Meråker (M 711 kartblad: 1721 III, nordlige del og 1721 iV sørlig del) kartleggingen har i dette området foregått begrenset av Rimsjøen i vest, Rotla og Fongåa i sør, Nautfjellet i øst og Liller Kvern fjellvatn - Nautsjøen i nord. Dette svarer til begrensning i vest til Gulaskiferen og i sør-øst til Fongen gabbroen.

Topografien i området er preget av Rotla's og Fagermoas nord-sør gående drenering. Dette er hoveddreneringen. Dreneringer ned fra Høgfjellet og Sprøyten går tilnærmet vest-øst og øst-vest.

Oppsprekking og forkastninger er videre med på å gi karakteristisk dalsøkk i terrenget.

Området har stedvis relativt stor grad av overdekning. Spesielt gjelder dette Rotladalen og tilstøtende åssider under skoggrensen, og likeledes "Fagermoa-dalen" opp mot Lille Kvern fjellvatn.

Kartlegging har foregått på flyfoto, hovedsaklig i målestokk 1:20.000, men også i målestokk 1:35.000.

P.g.a. dårlig stereodekning av flyfoto, har tolkningen på dette grunnlag ikke blitt gjort. Dårlig stereodekning har dessuten ført til problemer med orientering på flyfotoene.

Flyfoto brukt under kartleggingen er vedlagt.

Vi har under kartleggingen valgt å gå traverser normalt på bergartenes strøk. P.g.a. overdekningen har vi i stor utstrekning kartlagt langs bekker og elver. Vi har videre i svært liten grad gått opp grenser, da dette i området er meget vanskelig (-mye overdekning mellom bekkeprofiler -bergartene veksler hyppig og tynner ut) og dessuten mindre rasjonelt. Grenser er bare forsøkt gått opp i områder der geologien er meget kompleks. Avstanden mellom traversene har vi gjort avhengig av geologiens kompleksitet, og mulighetene for korrelering av to traverser.

Store forkastninger med relativbevegelse er blitt gått opp i detalj.

Geologien i området, generelt.

Kartleggingen er utført i en formasjon hovedsaklig bestående av metamorfoserte eruptiver og tuffer tilhørende Størengruppen. Kan korreleres med Funnssjøgruppen i Færen - området (Wolff, NGU 295, 1973). Denne formasjonen grenser i vest til den eldre Gulaskifer gruppen. (Hos Wolff: Sonvatn gruppen). Mot grensen til Støren gruppens bergarter, består denne av diverse glimmerskifre.

Intrudert i Størengruppens bergarter (og i øst) ligger Fongen gabbro-kompleks. I forbindelse med denne er det blitt intruderet lagerganger av porfyritt og omkringliggende bergarter.

Petrografi og bergartsbeskrivelse.

Vi kan innen det kartlagte området skille mellom seks petrografiske enheter:

Gabbro
Porfyritt
Grønnsten
Keratofyr
Grafittskifer
Glimmerskifer

Store variasjoner, både m.h.t. kjemi, mineralogi og farge finnes innen de forskjellige enheter, noe som klart vil fremgå av bergartsbeskrivelsen.

-----"

Gabbro.

På gabbro-grensen finner en hovedsaklig en pegmatitt-liknende b.a., som består av store hornblende-krystaller i hvit, plagioklasrik matrix. Hornblende er sort av farge, og varierer fra cm- til dm- lange krystaller. B.a. har tydelig inträsiv karakter, og sender større og mindre apofyser inn i grønnstenen.

Ut fra grenser mot V og NV er grønnstenen sterkt påvirket av gabbroide inträsjoner. En finner stadig veksling mellom grønnsten og mørkere, mere gabbroide b.a. Disse er noen steder massive og finkornet, men en finner også ganger med store hornblendekrystaller i lys matrix.

Området har nokså mye overdekning, slik at grenser er vanskelig å korelere og følge. I Ramåa og Fongåa finner en denne vekslingen, mens man langs hele Rotla bare finner grønnstener.

Erts-mineraler finnes i gabbroen, vesentlig magnetkis og pyritt, men også spor av kopperkis.

Porfyritt.

B.a. klart inträsiv, og opptrer som lagerganger både i grønnsten, keratofyr og glimmerskifer. Noen få steder kan en finne svake diskordanser mellom den opprinnelige b.a. og porfyritten. (Vinkel 10° mellom skifrighet og b.a. grense). Mektigheten kan variere fra dm-tykke ganger til 20-30 m brede linser og ganger. B.A. har relativt stor hardhet og erosjonsbestandighet, noe som gjør at man finner den igjen som oppstående sva og ryggen i terrenget. ("Hvalskrottformasjon").

Porfyritt finnes i hele det kartlagte området. Særlig markerte drag med mye porfyritt har en på Sprøytens vest-side og i området sør for Helvetestjern.

B.a. har mørk blå matrix, ofte med hvite fenokrystaller. Mengder og størrelser på fenokrystallene varierer, og på noen lokaliteter ser en "chilled margin" ut mot grensene på begge sider. Enkelte lokaliteter har så stort innhold av fenokrystaller, at b.a. ser ut til å ha hvit matrix og sorte fenokrystaller. Andre steder mangler fenokrystallene helt, noe som gjør det problematisk å skille porfyritt fra grønnsten. Fenokrystallenes form varierer fra helt runde, til mere langstrakte og rektangulære typer. De siste ofte med foretrukken orientering parallelt med b.a. grensen.

Mineralogi.

Fenokrystallene består av lys plagioklas. Disse ligger i gråblå amfibolittisk matrix. Ertsmineraler mangler.

Grønnsten.

Vi kan klart skille mellom to typer:

- 1) Sedimentær tuff-type
- 2) Vulkansk amfibolittisk-type.

Mellom disse har en flere "overgangs-typer" som kan minne om begge to. Dette skyldes vel at den høye metamorfosen i området også har gitt sedimentene et amfibolittisk preg (Wolf, F.Chr. - NGU 295 1973)

1) Den sedimentære typen opptrer langs vest-bredden av Rotla, utstrakt i N-S retning. B.a. tynner ut opp under Sprøyten. Fargen er relativt lys grønn, med tynne laminasjoner og bånd av kvarts. Tildels skifrig.

En har få blotninger og mye overdekning i området, slik at grensene blir noe usikre.

2) Den vulkanske amfibolittiske typen dominerer i feltet, særlig da i området Hoemsknioen - Rimsjøen, og over Sprøyten. B.A. opptrer som oft-est finkornet, med identifiserbare amfibolkrystaller i håndstuf (brukt som kriteriene på b.a.) Noen steder mere grovkrystalliske typer, da med lang-prismatiske amfibolkrystaller uten foretrukken orientering, eller som runde amfibol-aggregater i lysere matrix. Fordelingen av større amfibolkrystaller også ujevnt fordelt innen en og samme lokalitet. Fargen kan variere fra lys grønn til mørk, mere blå grønn.

B.a. er stort sett massiv, benket, med innslag av mere skifrige soner. De siste har et fyllittisk preg på visse lokaliteter. Den massive typen kan inneholde soner med blærestrukturer av vulkansk opprinnelse, som igjen er fylt med kalkspat. Lokalt kan b.a. gi inntrykk av å være "slaggete", dvs. hverken massiv eller skifrig men ujevnt oppsprukket i alle retninger og med små blærerom.

Pillow - strukturen kan identifiseres tre steder i feltet. (Under stolheisen over Rotla, sør for Kroksjøen og mellom Nautsjøen og Lille Kvern-fjellvatn).

Ved Kroksjøen's vestbredde finner en porfyriske grønnsten. Fenokrystallene sitter her spredt i grønn matrix, er lyse av farge og består av plagioklas.

Mot Gabbro-grensen i øst, både i Ramåa og Rotla finner en lokaliteter med glimmerskifer innesluttet som linser i grønnsten.

Sør for Nautsjøen, i forkastningen der, finner en grønnsten med kantet bollemateriale av lyst, svakt blålig (kvartsittisk?) materiale-Pyroklast

Mineralogi:

Hovedsaklig amfibol og mørk plagioklas. Sonevis kalkspatholdig (sees også på forvitningsflaten). Kan opptre med aggregater av biotitt som "øyer" i amfibolittisk matrix. Granatførende soner i Sprøyten. Ertsmineraler: Pyritt, kobberkis og magnetkis.

Keratofyr:

Denne opptrer som linser og lag av varierende mektigheter over hele feltet. De største mektigheter finner en mellom Rimsjøen og Lille Kvern-fjellvatn, dvs. vest i fjellet. Keratofyr er her sammenhengende uten innslag av porfyritt og grønnsten i lag opp til 300 - 350 m tykke.

Fongen varierer svært fra helt hvite, til grå og mørke, sorte soner. De siste ofte glimmer-rike med henholdsvis mushovitt og biotitt - til forveksling lik glimmerskifer. Ellers opptrer b.a. både som massiv tett og benket, og med mere skifrig karakter.

Enkelte lag består av kvartskeratofyr, dvs. med fenokrystaller av ren kvarts, 2-3-mm i diameter. Kvartsen gjennomsiktig, hvit eller svakt blålig.

Mineralogi:

Sur b.a. bestående hovedsaklig av kvarts og albitt. Inneholder ellers biotitt, muskovitt, granat og hornblende. Mengden av glimmer og hornblende varierer temmelig mye (-en finner mørke svært biotittrike keratofyrer, og b.a. med mye hornblende i lys keratofysisk matrix). Kan være staurolittførende.

Ertsmineraler: Pyritt, magnetkis og kobberkis, Utpregede rustsoner.

Grønnsten - Keratofyr.

Mengdeforholdene mellom disse varierer sterkt, fra rene soner til soner av typer beskrevet av F.Chr.Wolf som grønnsten - metakvartskeratofyr, dvs. intens veksling i dm-tykke lag og boller. Av den grunn, for å få system i kvartleggingen har vi brukt fire fargehoder basert på de relative mengdeforholdene.

- 1) Brun : Ren grønnsten - svært lite keratofyr.
- 2) Brun m/stripet rød: Overveiende grønnsten - flere keratofyrlag.
- 3) Rød m/stripet brun: Overveiende keratofyr-mange grønnstenshorisonter.
- 4) Rød: Ren keratofyr - svært lite grønnsten .

Vanskeligheten ligger da i å bestemme de relative mengdeforhold, noe vi mener å kunne mestre i de aller fleste traverser.

Grenseforhold:

Grensene vanskelig å følge p.g.a. uttynning av soner og stor overdekning. En har flere typer grenser.

a) Oftest er grensene rene, parallellt med skifriheten. Lagene ligger da som en "sedimenttett lagpakke".

b) I Rotla og Hommdfussbekken kan en finne lokaliteter der grønnstenen sender apofyser av grønnsten inn i keratofyren. Komplekse grenseforhold, med typiske flytemønstre.

c) Grønnstens - metakvartskeratofyr - typen: På lokaliteter i år-siden og i Rotla øst for Sprøyten finner en intens veksling mellom grønnsten og keratofyr. Keratofyrmaterialet ligger både som laminasjoner, cm-tykke lag og som boller i grønnstenen. Typiske plastiske flytemønstre, med komplekse grenseforhold - både skarpe grenser og gradvise overganger mellom bollene og grønnstenen. (høy temperaturmetamorfose?)

Grafittskifer:

Denne opptrer som linser, gjennomsettende i grønnsten og keratofyr, og som lag parallellt med strøket i forbindelse med glimmerskiferen. Sort farge- litt varierende grafittinnhold. Boller og små lag av kvarts opptrer. Varierer fra meget skifrige typer, til b.a. av mere slaggete karakter. Lagenes bredde varierer fra 3-5 m opp til 60-70 m (sør for Rimsjøen).

Litt spesiell er lokaliteten i bratthenget på Sprøyten der grafittskiferlag opptrer i intens veksling med keratofyr. (5-10 m bredde).

Glimmerskifer:

Innen Gulagruppen er b.a. grå og gulgrå på grensen. Soner med mørkere, sort farge- stort innhold av biolitt. Aggregater av kvarts ligger som linser i b.a. med foliasjon og skifrihetsplan konformt med grensene.

Et stykke vest for glimmerskifergrensen finner en staurolittførende lag, som i gamle dager var grunnlagt for kvernstensdriften i Selbu.

Glimmerskifersonene innen Funnsjøgruppen er mørkere og mere biolittholdig. Fører staurolitt innen vårt område.

På glimmerskifergrensen ved Lille Kvern fjellvatn finner en konglomerat (Gudå?) i grafittskifer. Grå-blå boller av kvartsittisk materiale.

Kalksten:

Lokaliteten ligger mellom Helvetestjønnen. Grovkrystallinsk, meget ren kalk, med tydelig kast-dannelse.

Metamorfosen:

Noen klar, rent mineralogisk trens i metamorfosen har det ikke lyktes oss å oppdage. Et studium av det innsamlede stoffmaterialet vil sikkert kunne gi et bedre grunnlag på dette området.

I vestre del av feltet har en i glimmerskiferen staurolitt- og i grønnstenen amfibol, noe som indikerer relativt høy regional metamorfose. Mot øst, inn mot gabbro-massivet virker b.a. tydelig mere påvirket og "stekt", noe som tyder på lokal kontaktmetamorfose. (N:O:Olesen etc. 1973: Påvist sillomonitt og cordieritt inn mot grensen).

Metamorfosen kompliserer bildet av grønnstenene betraktelig. I følge Wolf (N.G.U. - 295 -1973) vil også amfibol utvikles i de mere sedimentære tuff-typene, noe som gjør det meget vanskelig å skille de sedimentære og de vulkanske fra hverandre.

I området ser en ellers svært forskjellig og variert utviklede amfibolittiske grønnstener, noe som sikkert skyldes svært varierende forhold under metamorfosen. Kan også skyldes varierende typer "moderbergart". (Sediment / vulkanitt).

Mineralisering (økonomisk geologi).

Sulfid og kis mineralisering finnes i tre av områdets bergarter: : Grønnstenene, keratofyrene og grafittskiferen. Porfyritten er en "død" bergart.

Rikest impregnasjon finnes i keratofyrene og grafittskiferen. Impregnasjon og grønnstenene opptrer i soner der keratofyr og grønnsten veksler, og begge er impregnerte.

Mineralisering i bergartene:

Finner i grønnstenene relativt svak impregnasjon av magnetkis, pyritt og kobberkis. Grønnstenene er sjelden nevneverdig rustne.

I keratofyren finner vi de samme mineralene, men bergarten er oftest rikere impregnert. De første rustsonene finner vi i keratofyr.

Grafittskiferen er rikt impregnert, hovedsaklig med magnetkis. På to lokaliteter har vi funnet kobberkis i grafittskiferen, men da i forbindelse med keratofyr.

Mineraliseringsfordeling i området:

I områdets vestre del (langs grensa til glimmerskiferen) finner vi meget like mineralisering. Denne finnes her overveiende i grafittskiferen (bl.a. skjerp n.v. for Rimsjøen). Denne del av feltet kan således betegnes som lite interessant.

Mineraliseringen øker inn mot grensen til Fongen-gabbroen. En finner her store rustsoner med ofte svært rik mineralisering av Pyritt og magnetkis i keratofyr og grønnstener. Området er her meget overdekket. Observerte rustsoner ligger langs Ramåa, Fongåa og Rotla.

Sprøyten:

Tre områder skiller seg her ut:

Har ett i Nord-østre del av kartbladet (v. Bjerklibekken) der vi i en blotning med keratofyr og grafittskifer har funnet kopperkis. Området er her sterkt overdekket, og vi har således ikke fått studert det nærmere. Vi har imidlertid observert brede rustsoner i Rotla østover mot Stordalen.

På øst-siden av Sprøyten, i brattheng under toppen, finner vi intens vekslings av keratofyr og grafittskifer, Disse er vesentlig mineralisert med magnetkis (og svovelkis).

Fra Nautsjøen og sørover langs vestsiden av Sprøyten ligger det et ca. 50 m bredt belte med grønnsten og keratofyr. Disse er mineralisert med pyritt og kobberkis (Kfr. geokjemisk undersøkelse fra 1973 i bekk opp fra Lille Kvern fjellvatn mot Sprøyten!)

Finner utover dette smale rustsoner over hele Sprøyten.

I bekken fra Rotla opp mot Kroksjøen forbi Brattslåttvollen, har vi i en grafittskifer funnet mineralisering av kopperkis (og magnetkis). Grafittskiferen opptrer her sammen med keratofyr (som også er mineralisert). Mektigheten av den mineraliserte sonen er her maks. 5 meter. Det er sannsynligvis denne sonen som har gitt det store utslag for kopper på den geokjemiske undersøkelsen 1973.

Tektonikk og strukturer.

Strøk - Fall:

Strøket i området er hovedsaklig nord - sør med steilt fall mot vest, men strøket er tydelig påvirket av Fongengabbroen i området som grenser inn mot denne. Dette vises på at bergartene inne ved grensen ligger i en stor fold rundt gabbroen (ser i feltet strøk 390g, ved Stormoen strøk 100g, v.Nautsjøen strøk 380g,) mens de lenger vest ligger med konstant strøk.

Sprekker:

Bergartene er merkert oppsprukke i to retninger. Den mest markerte oppsprekningen ligger tilnærmet parallelt med strøket. Disse sprekkene har ofte små relativbevegelser.

Ett annet sprekkesystem (som sannsynligvis er deformasjonssprekker) finner vi i flere steder i området. Dette består av to sprekkeretninger der halveringslinjen til den minste vinkelen (er 50°) disse danner med hverandre peker i strøkretningen. Dette synes å indikere en deformasjonsretning parallelt med strøket.

Forkastninger:

Har flere store forkastninger i området. De lettest påviselige forkastningene har vi i området ved Kroksjøen. Har her to store forkastninger som stryker ca 360° . Disse viser relativt store relativbevegelser.

Over Sprøyten har vi flere store antatte forkastninger hvorav de fleste stryker ca 100° . Noen klare relativbevegelser i disse er ikke påvist. Buet forkastning i nordre del av Sprøyten ned mot bekk mellom Lille Kvern fjellvatn og Nautsjøen, er ikke gått opp i detalj.

Finner inn mot samtlige forkastninger meget komplekse strukturer med foldingen og oppsprekking (med relativbevegelser). Slike urolige områder finnes bare inn mot forkastningene og ikke andre steder i feltet.

Foldinger:

Har funnet og beskrevet en del folder, ofte i forbindelse med forkastningene. Foldingsaksene er påført kartet.

Lineasjoner:

De vi har funnet er påført kartet. Det dreier seg her om trend og plunge på elongerte glimmerflak og stenglige amfibolkrystaller.

Det virker som om de fleste tektoniske strukturer i området har forbindelser med gabbro massivets intrusjon.

Konklusjon:

Vi har ikke på noen steder i feltet funnet kiskonsentrasjoner som kan måle seg med den man har i malm fra Gammelgruva.

De mest interessante områder fra et malmgeologisk synspunkt ligger etter vår mening i Rotladalen mellom Melshogna og Nautfjellet og her opp mot grensen til gabbroen. Har her funnet koppperindikasjoner på flere steder, men overdekning gjør her videre berggrunnsgeologisk kartlegging og oppfølging av kisser umulig. Man må her eventuelt bruke geofysiske metoder ved videre undersøkelse.

Nord-øst over langs Rotla mellom Nautfjellet og Sauvfjellet (utenfor det kartlagte område) kan sees brede rustoner som muligens kan være av interesse å få undersøkt senere.

En annen mineralisert sone som kan være av interesse er den som går på

vestsiden av Sprøyten og som tidligere har gitt kopperindikasjon på geokjemisk undersøkelse. Denne sonen er imidlertid av begrenset mektighet og er, iallefall på overflaten, bare svakt impregnert.

Szholzhytta 1.8-74

I fellesskap:

Svein Eggen

Jan E. Evensen

INNSAMLET OG ARKIVERTE TYPE-STUFFER FRA KARTLEGGINGEN I ROLTDALEN 1974.

- Nr. 1 Staurolitt-glimmerskifer. Ganske finskifrig med store staurolitt-krystaller, ellers muskovitt og kvartsrik.
- " 2 Biotitt- glimmerskifer. Finkornet grå, med biotitt og kvarts.
Dessuten kvartslinser av betydelig størrelse.
- " 3 Kvartskeratofyr. Lys grå, meget finkornet. Biotitt markerer en lagdeling. Dessuten store kvarts-porfyre, mattgrå og glassaktige i fargen.
- " 4 Kvartskeratofyr. Lys gråhvit, finkornet og svakt skifrig p.g.a. biotitt på skifrichetsplan.
- "b 5 Keratofyr. Mørk gråsort, synes å ha noe grafittmateriale. Finkornet med små glassklare kvartskorn. (Ikke typisk).
- " 6 Staurolitt-glimmerskifer. Grove staurolitt-xx, men noe mer kvarts enn nr. 1. Noe biotitt som gjør grunnmassen spettet.
- " 7 Grønnsten. Grønn, massiv og finkornet typisk type.
- " 8 Grov amfibolittisk grønnsten. Grønn og flakig, nærmest sliret i utviklingen av amfibolene.
- " 9 Svartskifer. Sort, tynnskifret og småfoldet med innhold av grafitt. Py og po opptre i grove og tynne striper langs skifrichetsplanene.
- " 10 Gabbro. Lys grønn, middelskornet til grov med grove korn av amfibol og biotitt. Dessuten lys feltspat.
- " 11 Sandstein (eller keratofyr). Tror dette er en sandstein, svakt skifrig med biotitt på planene. Meget sandig og grønn o gkvartsrik.

(Omtolket noe av A. H. i februar 1975 i forhold til den opprinnelige liste satt opp av Eggen/Evensen i august 1974.)

BV 1366/2

~~P4-12-103~~

P4-20-43

RAPPORT FRA
FELTARBEIDE I ROLTDALEN 1973
VED
HALFDAN CARSTENS

INTRODUKSJON

Undertegnede har gått nøye gjennom H. Carstens dagbøker og stuffsamling. Stuffer er sendt til tynnslip-preparering og undersøkt i mikroskop for vurdering av usikre bergarter. Ut fra det som framkom ved denne gjennomgangen, er det forsøkt å rentegne de kartskisser Carstens laget. Carstens var nok for uerfaren i feltarbeid til å kunne gjøre et fullgodt arbeide, men hans data kan godt brukes i den videre behandling.

Carstens' oppdrag var å karlegge i grønnstenen vestover til han fant grensen til glimmerskifer. Likeså skulle han holde seg på vestsiden av Fagerelva. Det karlagte området er derfor smalnet av mot nord. Han skulle være spesielt oppmerksom i områder med rust. N-anomalien skulle detaljkartlegges i gammelt stikningsnett.

Naturlig deles hans arbeids-områder i 2: Roltdalens vestside og området rundt N-anomalien.

ROLTDALEN

Carstens la opp sitt kartleggingsarbeide noe usystematisk med mere tilfeldige dagsruter, uten å gå systematiske profil og utnytte bekkeleier i noen utstrekning. Det har derfor blitt ganske tett med data enkelte steder og meget tynnere andre steder. Likeså er det svært lite med strukturelle opplysninger. Strøk oppgis ganske ofte, men mer skjelden hvilke retning lagene faller.

Alle data ble samlet på et fåtall flyfotoer og Carstens' kart ble tegnet om til 1:20.000. Flyfotoet ble brukt som blotningskart og ved hjelp av stereoskopiske betraktninger ble bergartsgrensen trukket av Carstens, forsøkt fulgt videre. Det presiseres at denne måten å bygge et kart på er meget usikker og må nøye gjennomgås i marken ved første anledning. Det må også nevnes at sammenbyggingen av kartet fra flyfoto har vært vanskelig, spesielt i nord og her er unøyaktigheter i målestokken. Kartet er vedlagt som bilag 1.

Mellom Rimsjøen i syd og Kvern fjellvatna i nord, har det ikke bydd på større vanskeligheter å trekke grensen mellom Gulaskiferens glimmerskifre i vest og Størengruppens grønnstener (amfibolitter) i øst. Carstens har flere punkt på grensen og den er ganske markert på flyfoto. Det er verre å fastlegge den i de overdekte områder ned mot Rolta og nordover mot Brennrya.

Glimmerskiferen er også funnet i flere blotniner innen grønnstenen, men sonene er smale og meget vanskelig å følge stereoskopisk.

Midt gjennom feltet i retning NV-SØ går en meget markert forkastnings-sone et tydelig sprang i grensen glimmerskifer/grønnsten. Nord for denne forkastning er det rimelig enkelt å ta ut de forskjellige bergartsgrenser på grunnlag av registrerte blotninger. Men på sydsiden har det vært nært umulig.

Glimmerskifre og keratofyrer på nordsiden av forkastningen synes tre tydelig fram og det er interessant å merke seg at en av disse sonene er en som synes å ha kontinuerlig sammenheng med det mineralisererte området ved N-anomalien.

Keratofyrene synes som massive soner og som smale benker i grønnstenen. Det er mulig at det på kartet er overdrevet noe mengden av keratofyr. En spesiell type keratofyr er funnet. Den har 2 - 4 mm store, runde, glassklare porfyrer av kvarts i en meget sur grunnmasse. Typen kalles krystall-tuff.

Enkelte av de amfibolitter som er funnet, har en del svovelkis isprengt. Det skjerp som er funnet, har sin årsak i svovelkis-impregnasjon sammen med grafitt i grønnsten og keratofyr: tett veksling. Samme opptreden er også vanlig i Fondfjell-Mandfjell i Meråker.

N-anomalien

Den videre bearbeiding her har i det vesentligste dreid seg om kontroll av stuffer via mikroskopering og bare små omtolkninger er gjort på kartet, som er tegnet i større målestokk, 1:5.000, bilag 2. I tillegg er det lagt inn ledningsevne-trancéene for de elektro-magnetiske målinger. Disse trancéene synes være knyttet til bestemte bergarter.

Keratofyr i området er den som kan sees sammen med en staurolitt-glimmerskifer nede i Rolt-dalen. Keratofyren inneholder alle de mest viktige rustsoner i området.

Kvarts-biolitt sandstenen øst i området fører også hornblende. Det er kanskje riktigere å kalle den en gråvakke.

Det er noen usikkerhet i strukturene i feltet, da Carstens sjelden oppgir fallet, og når han gjør det er det mot øst, mens tidligere års observasjoner gir fall mot vest. Også dette området bør kontrolleres .

7893 Skorovatn, 2.2.1974

Arve Haugen

INNLEDNING

Rapporten deles naturlig i to:

- 1) Kartlegging i målestokk 1:35.000 nord for Rolta opp mot Kvern-fjellvannene.
- 2) Kartlegging i målestokk 1:10.000 i området rundt N-anomalien nord for Nautsjøen.

Arbeidet har foregått i tidsrommet 17.6. - 26.7., derav 7 dager til N-anomalien.

Det skal innrømmes at mye tid har gått til spille p.g.a. unødige gåing hvilket skyldes manglende erfaring i geologisk arbeide.

Den siste dagen ble brukt til å finne mulige røsklepunkt i forbindelse med gammelgruven, resultater herfra finnes i dagboken.

Roltdalen 24.7.1973

Halfdan Carstens

Feltet begrenses i syd av Rotla, i øst av Rotla og Sprøyten, i nord av Kvern fjellvannene og i vest linjen Heståsen/Høgfjellet; tilsammen 50 km². Minst arbeide er det gjort i de vestlige deler.

I hovedtrekk er topografien jevn og oversiktlig. Mye av arbeidet foregikk i over 600 meters høyde. En del vann finnes og dreneringen er nord/syd-gående, bortsett fra i de østligste deler (vest/øst). Vegetasjonen er i de lavere partier meget stor, gjerne myrlendt. Blotninger har derfor vært noe vanskelig å finne slik at forholdsvis mye arbeid er gjort i bekker/elver på tvers av strøkretning. Været har vært overveiende pent og bare en gang har det vært nødvendig å innstille arbeidet (delvis).

PETROGRAFI

P.g.a. manglende kunnskaper innen petrografi må denne beskrivelse bli meget kortfattet.

Hovedsakelig kan en skille mellom en grønnstenformasjon som inkludere gr.sten, amfibolitt, gabbro, porfyritt og Keratofyr, og forskjellige typer av glimmerskifer.

GRØNNSTENSFORM.

Som en ser av kartet, er det tale om to partier, derav det ene som et lite vindu i glim.skiferen. Jeg har hatt visse vanskeligheter med å skille mellom gr.sten og amfibolitt p.g.a. tilsynelatende utallige overgangsformer. Amfibolitt ser likevel ut til å dominere.

Kvartskeratofyrganger av varierende farge, fra hvitt via grå til grå-blå, finnes jevnlig igjen. Keratofyren inntar også en meget massiv, lys variant (ligner lett på kvar^s)

Å karlegge disse variasjonene er umulig på den målestokken en har.

Porfyritt sees ofte, gjerne i oppstikkende blotninger, hvilket har ført meg til å anta at porfyritt er hardere enn de omkringliggende bergarter. Langs Rotla ser en tydelig at det dreier seg om lagerganger av varierende mektighet.

Rotla og Sprøyten

GLIMMERSKIFER

Inn under glimmerskiferen inngår både biotitt og muskovittskifer, derav mest biotittskifer. Stort sett er staurolitt utviklet over hele feltet,

granat finnes også ofte, mere sjelden kyanitt. Store kvartsteiner og -årer inngår hyppig. Store variasjoner som ikke kan kartlegges, finnes også her.

En tynn stripe med glim.skifer finnes gjennomgående gr.stensform. Syd for Helvetestjern er det antagelig to mindre, tynnere striper. Disse fikk meg først til å tro at det var tale om en større forkastning syd for Rimsjøen.

En mengde større og mindre kvernstensbrudd ligger i glimmerskiferen.

KALKSTEN

Noen systematisk og grundig søkning etter kalksten har ikke funnet sted, bare to massive er også funnet, begge i glimmerskiferen.

G GRAFITTSKIFER

En mengde soner med meget rusten grafittskifer gjennomløper hele feltet i strøkretning, ofte utviklet med magnetkis. Mektighet sjelden over 5 m.

Noen er inntegnet på kartet.

TRONDHJEMITT

Et mindre massiv med Trondhjemitt er funnet igjen i glim.skiferen helt syd-vest for beltet. Gabbrolinder eller -årer i denne.

STRUKTURER

Hovedstrøkretningen er NNE, i sydlige deler kan den imidlertid dreie mot NNV. Fallet er mot øst, jevnt over 50 - 60° (gamle grader).

I glim.skiferen finnes det over det hele linseformete legemer av amfibolitt i varierende størrelse. Som regel er de ca. 1 m lange, men finnes opp til ca. 10 m. Boudinage?

Kvartslinsene i glim.skiferen sees ofte å være oppsprukket på tvers av strøkretningen.

Forkastninger er det inntegnet to av på kartet, det finnes muligens flere hvilket flybildene over området synes å indikere.

Skuringsstripene går ca. på tvers av strøkretningen, d.v.s. N 80° E, i feltets nordlige deler.

ØKONOMISK GEOLOGI

Spesielt i feltets sydøstlige del ser det ut til å være mange rustsoner. Disse finnes lett ved å gå langs Rotla. Lengst mot nord (langs Rotla) er det flere meget rustne amfibolittmassiver. Lenger mot syd og vest, der elven går på tvers av strøkretninge finnes grafittskiferband med FeS og FeS₂ (?). Også amfibolitten inneholder kis. Grafittskiferbandene finnes igjen inne i feltet, også i glimmerskifere. Syd for Hoemskipen har vi funnet begynnelse på en gammel gruve. Bergarten er også her grafittskifer med mye sulfidmineraler. Sonen finnes igjen mot nord. Vest for Hoemskipen er det funnet bånd av rusten keratofyr med noe kis, K 28/4 og K 28/5. P.g.a. den store overdekkingen har det vært vanskelig for ikke å si umulig å følge opp interessante rustsoner, heller ikke sonen fra området rundt N-anomalien.

Keratofyrbånd med kis ligger også i blotninger langs Rotla, der denne er øst-vest gående.

Kartleggingen rundt N-anomalien har funnet sted etter de oppsatte stikker (fastmerker) fra de el.magn. målinger. I syd begrenser Øyelve feltet.

Feltet ligger i en jevn sydhelling med noen bekker. Vegetasjon i form av trær og busker er sparsom p.g.a. den store høyden, men derimot er overdekkingen meget stor p.g.a. lyng og myr. Over det hele ligger forholdsvis meget rundet blokkmateriale. Tildels meget snø, spesielt i begynnelsen av arbeidsperioden, har dekket over blotninger bl.a. i bekker.

Været var for det meste dårlig, mye tåke og noe regn.

Oppfriskning av stikkingsnett er foretatt og mye tid er brukt for å finne stikkene. De kan være blåst ned, forsvunnet eller satt feil. Fra 600 S til 500 S er det gått 200 m istedet for 100 m, og dette har skapt en del uforutsatte vanskeligheter, og feil på kartet eksisterer fremdeles p.g.a. dette.

Hovedstrøkretningen er NNE og fallet ca. 50 - 60°

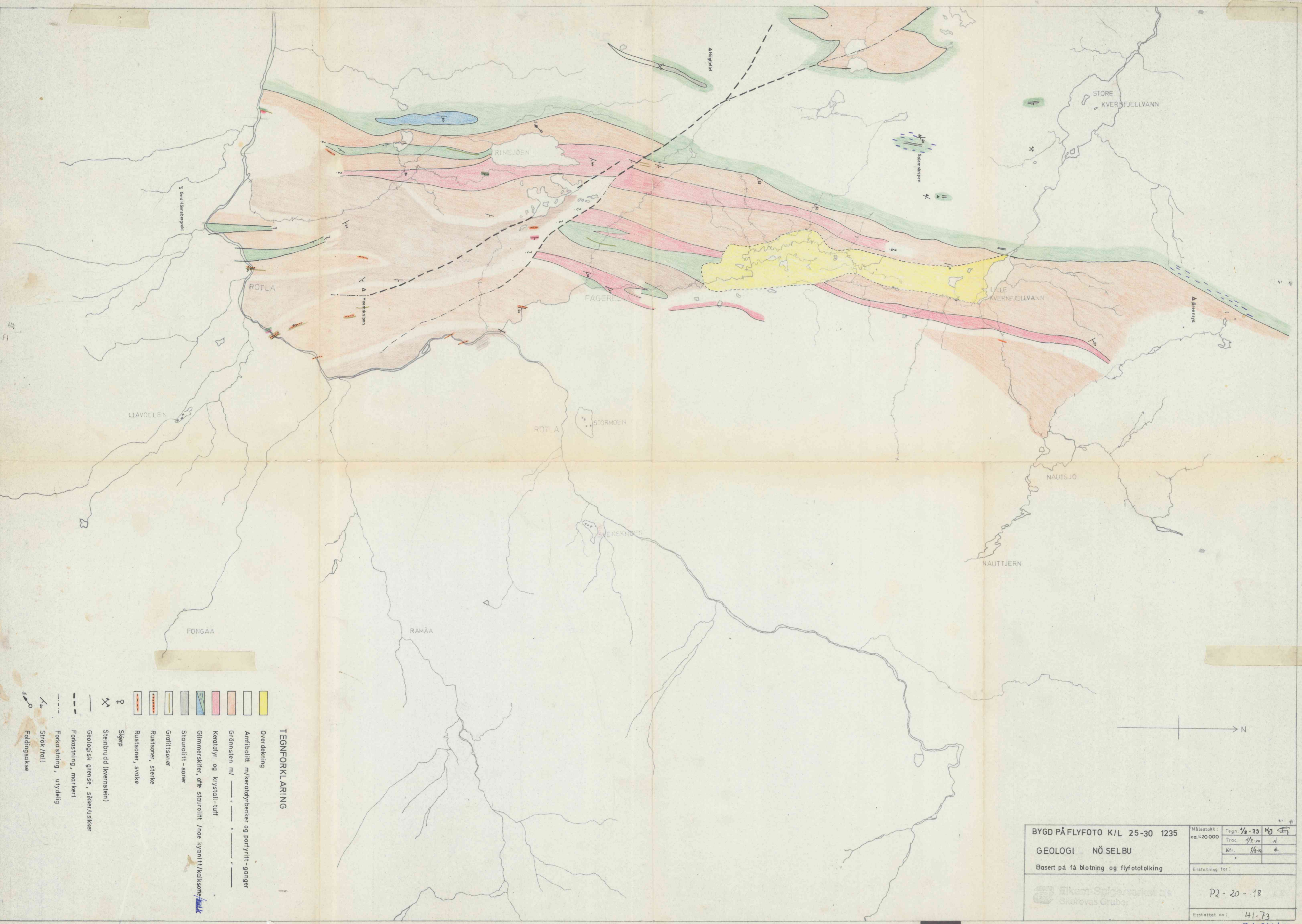
PETROGRAFI

Dominerende der det er arbeidet er glim.skifer og keratofyr. Glim-skiferen er en biotitt-skifer med staurolitt utviklet de aller fleste steder. Keratofyren varierer meget og kan ligne meget på biotitt-skiferen. For det meste er det en lys (hvit) kvarts-keratofyr. Ut mot sidene dominerer grønnstenen og mot syd er det meget porfyritt i oppstikkende blotninger. Porfyrritten forsvinner mot nord.

ØKONOMISK

De viktigste rustsoner er inntegnet på kartet og ligger som en ser hovedsakelig i keratofyr. Ved å sammenligne med de el.magn. målinger ser en at det stort sett stemmer overens, men enkelte plasser er utslagene på glim.skiferen hvilket de vil ikke burde være (?). Prøver av keratofyren viser at den inneholder sulfidmineraler i varierende mengde. Grønnstenen på ca. 600N/200Ø inneholder forholdsvis mye kis (prøve). Oppfølging av de interessante soner er også her vanskelig p.g.a. overdekkingen.

Den østliggende anomalien ser for meg ut til å være mindre interessant. Utslagene (el.magn.) er på porfyritt og i denne ser jeg lite kis.



TEGNFORKLARING

- Overdekning
- Amfibolit m/keratdyrbenker og porfyritt-ganger
- Grønsten m/ — — — — —
- Keratdyr og krystall-tuff
- Glimmerskifer, ofte stauritt / noe kyanitt/kalksoner
- Stauritt-soner
- Granittsoner
- Rustsoner, sterke
- Rustsoner, svake
- Sjøp
- Stenbrudd (kvernsten)
- Geologisk grense, sikker/usikker
- Forkastning, markert
- Forkastning, utydelig
- Strokk /fall
- Foldingsakse

BYGD PÅFLYFOTO K/L 25-30 1235

GEOLOGI NÖSELBU

Basert på få bløtning og flytotoetolking

Målestokk:
ca. 1:20 000

Tegn: 1/8-33 KJ

Trac: 1/8-24 A

Ktr: 1/8-24 A

Erstatning for:

P2 - 20 - 18

Erstattet av: 41-73

Elkem-Spigermark og
Skorvass Gruber

8V 136612

RAPPORT FRA KARTLEGGINGSARBEIDER VED KLEPPTJERNMERÅKER JUNI - JULI 1971.

Arbeidsfeltet ved Klepptjern ligger ca. 2 mil syd for Meråker mot Tydalen og har en utstrekning nord-syd på rundt 15 km og øst-vest 10 km. Feltet er avgrenset i nord av Fondfjell / Mannfjell - massivet, hvor det tidligere er gjort kartleggingsarbeider. I øst begrenses feltet av tidligere kartlagte områder frem mot deler av Torsbjørka og Rotadalen. I vest og syd er lite gjort. Kartleggingen begrenses dog til Skarvene i vest og Sprøyten med Kvernfjellvannene i syd.

Topografien i området er preget av de nord-syd gående linjene, spesielt sentralt og mot vest. Mot syd og øst dreier terrenget mer østlig. Fjellpartiene i nord og vestover avgrenser feltet, som forøvrig består av lavere åsrygger og forsenkninger. Sentralt i området ligger det store myrbassenget ved Torsbjørkas øvre kne. Denne overdekning er i øst flankert av lavere, tildels overdekte åsrygger, i syd av Nautfjell, som når opp i nær 1000 m. Volokleppen i nordenden av Klepptjern er noe egenartet innen området med dens nær sirkulære omkrets og spisse topp. Også geologisk representerer Volokleppen det ekstraordinære innen kartleggingsområdet.

Kartleggingen, som har funnet sted i tidsrommet 22/6 - 29/7 - 71, har tildels vært sterkt hemmet av dårlig vær. Hver eneste uke har hatt dager da arbeidet er hindret eller innstilt, som følge av tåke eller store nedbørmengder i form av regn og sågar snø.

Bergartenes hovedstrøkretning er stort sett nord-syd. D.V.S. fra Klepptjern og et stykke sydover mot Nautfjell varierer strøket mellom 0 og 20°. Nord for Klepptjern og særlig nord for Volokleppen dreier strøkretningen mot vest, mellom 180 og 160°. Syd og øst for Nautfjell dreier strøkretningen østover til ca. 170 - 165°. Bergartene beskriver en omvendt. Denne vridningen er muligens betinget av Volokleppen og Fongen massivet. Begge eruptiv kropp.

Mens strøket kan variere endel, ser det likevel ut som fallet er jevnt mellom 60 og 70° mot vest. Få avvik fra disse er målt.

Det er naturlig å inndeile bergartene i 4 grupperinger:

Kvartsrike skifre og gneisser i vest, grønnsteiner og amfibolitter (meta basitter), fyllittiske skifre og gabbro eruptivene.

Kvartsrike skifre og gneisser.

1. Biotitt-muscovitt glimmer skifer. Intet markert grenseskille.
Granat glimmer skifer.
Staurolitt glimmer skifer.
Biotitt gneisser / granittisk b.a.
Kvarts glimmer skifer.

Grønnsteiner - Amfibolitter.

2. Amfibolitter.
Grønnsteiner / skifre med gabbro intrusjoner.

Fyllittiske skifre.

3. Fyllittisk skifre.

Gabbro eruptiver.

4. Hornblende gabbro (Volokleppen gabbro).
Mannfjell gabbro / dioritt.
Gabbro intrusjoner dominerende i grønnstein / skifer.

BESKRIVELSE AV BERGARTENES OPPTREDEN I FELTET.

Kvartsrike skifre og gneisser.

Biotitt-muscovitt glimmer skiferen (B-mgl-skifer). Bergartene nord for feltet mot Gudå og Mannfjell er tidligere plassert i Sonvann - Fundsjø gruppene. Sonvanngruppen, som er betraktet som den eldste, blandt annet på grunn av høyere metamorfose grad er i feltet representert ved denne B-mgl-skifer, en grovkornet glimmerskifer helt i vest. På kartet markert ved en mørkere grønn fargetone. I større sammenheng innen Trondhjemsfeltet er B-mgl-skiferen benevnt som Gula skifer.

Denne bergarten har nær grense til vestligste grønnsteinsone antatt en sterkt skifring struktur, med parallellstilling av glimmer mineralene, biotitt og muscovitt. Middels til finkornet mineralstørrelse. Lenger borte fra grusen antar bergarten en gneisstruktur. Glimmer flakene er grovere og mindre plan stilt. Ved D 21/5/1400 er påtruffet en pegmatittisk variant, bestående av grove muscovitt krystaller som dominerende mineraler. Ved D 21/6/1400 opptrer glimmer-skiferen med et mørkt strålig mineral. Muligens kyanitt. Nær grønnsteingrensen er det utviklet, som resultat av metamorfosegraden, til dels store mengder middels kornige granat krystaller. Også andalusitt og staurolitt er iaktatt. Spredt i B-mgl-skiferen opptrer endel granater, uten at disse kan plasseres i bestemte stratigrafiske nivåer. Grensen mellom B-mgl-skifer og grønnstein, syd for Klepptjern er klar og entydig. I terrenget er den dessuten markert ved et mindre nord-syd gående dalføre.

Nord-vest for Klepptjern har glimmerskiferen forkastningsgrense mot sidegergartene. Langs hele draget ned mot Sonvann er det blottlagt forkastningsskrenter fram mot Skrøya, som nettopp følger grenselinjen.

Staurolittglimmerskiferen utgjør en ca. 50 m mektig sone, atskilt fra B-mgl-skiferen en grønnsteinsone. Også i øst avgrenses staurolitt glimmer skiferen av grønnstein. Karakterisk for staurolittglimmer skiferen er naturlig nok grove staurolitt krystaller tildels med tvillingdannelse. Flater som her vært utsatt for eroderende agenser kjennes lett utstående staurolitt korn. Den øvrige sammensetning utgjør vesentlig av muscovitt foruten kvarts.

Denne skifer-sonen kan følges sammenhengende fra Øyeelva og fram til Volokleppen. Staurolittglimmer skiferen omkranser Volokleppen på østsiden. I nord kiler skiferen ut.

Biotittgneisser. Disse er markert på kartet med rød farge. Gneissene varierer meget fra lokalitet til lokalitet. Der hvor den stikker frem mot Klepptjern er gneissen middelskornet med kvarts, rød kaliføltspat og biotitt flak. Nærmere Volokleppen gabboren er bergarten mer forskifret og den friske rødfargen erstattet av et grålig farveskjær. I denne skifrige gneissen er påvist granat dannelse. Gneissen har grovere krystaller i sonen ned mot Sonvann. Om-store kvarts og feltspatkorn, ispedd biotitt flak. Gneissen i Sonfjell har en struktur og mineralsammensetning som ligner gneissen ved Klepptjern, bortsett fra at rødfargen mangler. Til tross for relativt store variasjoner innen gneissen, finner jeg det naturlig å tegne den inn på kartet som en enhet. Detalj. arbeider vil fremvise fordelingen av gneissvariasjonen.

I Skrøyadalen, ned mot Sonvann påvist to glimmer skifre typer. Den vestligste, som er avgrenset av gneisser på begge kanter, er en middelskornet glimmerskifer. Granater er ikke påtruffet, men mineralogisk ligner den svært på B-mgl skiferen helt i vest, selv om muscovitt er dominerende mørkt mineral.

I det samme dalføre, østenfor glimmerskiferen, er påtruffet en finkornet kvarts-glimmerskifer. Denne bergarten er tildels båndet. I nord-øst grenser den mot en massiv amfibolitt. Kvartsglimmerskiferen har et strøk på 165g og fall vestover.

Grønnsteiner - Amfibolitter.

Grønnsteinen og amfibolitter er dominerende østenfor Gulaskifer. I alt er det tale om 4 relativt mektige drag. Fra vest er det først en avdeling mellom Gula

og stauro littglimmerskifer. Østenfor er der tre soner tildels splittet opp av de fyllittiske skifre som kommer inn fra syd øst. Den vestligste av disse tre er gitt en annen farge, gabbro fargen, på grunn av intense gabbro intrusjoner parallell strøkretning. Også de to østligste har gabbro intrusjoner, men i mindre omfang. På grunn av den tidligere kartlegging i nord, hvor gabbro intrusiver er atskilt fra grønnsteinen, ned mot Torsbjørka, av en fyllittisk skifer kile, beholder jeg inndelingen.

Grønnsteinen i Rotladalen dreier mot nord over Nautfjell og ut i et større myrbasseng. På motsatt side, ved Torsbjørkas vest side er grønnstein påvist, med gabbrointrusjoner. Det er trolig at gabbro intrusjoner i denne sentrale sone foretar seg jo mer fjernt fra Mannfjell - Fondfjell man befinner seg.

Grønnsteinsonen mellom stauro littglimmer skifer og Gula skifer består for det vesentlige av finkornet massiv grønnstein. Mindre mektige, men utholdende gabbro linser påtruffet. Gabbroens kornstørrelse er stort sett middelskornet med lyse plagioklaser og grønnlig mørke mineraler. Stedvis vises porfyr struktur. D.v.s. mørke intrusjoner med fenokrystaller varierende i tetthet og kornstørrelse.

I denne grønnsteinsonen, som i de øvrige opptrer opptil 5 m mektige kvartskerotofyr - soner i lagning med de mer basiske soner.

Grensen mot stauro littglimmerskifer er i nord markert i terrenget ved ut-erodert nord-syd gående forsenkninger. I syd ved anomali i N og ned mot Øyvelven er der store overdekninger, slik at kun sporadiske blotninger kan fortelle hvor grensen går.

Grønnsteinens grense mot den underliggende Gula skifer er nede ved Klepptjern markert av noe som kan være et kvartsitt-konglomerat. Matriks er grønt fint snusk, trolig kloritt. Bollene er svært presset, tildels med brudd. Det er nærliggende å sammenligne med Gudå kvartskonglomerat i Gudå skifer lengre nord.

Nord for Volokleppen, mot Sonlifjell plassert mellom den før omtalte kvartsglimmerskifer og en massiv gabbro ligger en massiv mørk finkornet amfibolittisk b.a. Det er å notere at det ikke forekommer intrusjoner av gabbro og heller ikke keratofyr bånd innen amfibolitten. Denne sonen endrer noe karakter øst for Volokleppen, i det skifriheten øker.

Den sentrale gabbro sone, mellom Klepptjern og Torsbjørka er i nord tettsatt av basiske intrusjoner. I det vesentlige gabbro, men også porfyrer. Mellom intrusjonene ligger den opprinnelige grønnstein og skifer. Dessuten er det påvist brede keratofyr soner.

Som allerede nevnt avtar intensiteten av intrusjonene mot syd. Dog ikke mindre enn at gabbroen aldri utgjør mindre enn 60 % av samlede masse.

Den østlige grønnsteinsonsone, hvor et konglomerat er inntegnet (Grammeltvedt) er ikke så godt kjent. Dog har jeg påtruffet utholdende gabbro linser også her.

Fyllittiske skifre. Disse er i området representert av to tunger som kiler seg inn i grønnstein-gabbro sonen. Den østligste kiler seg inn ved Torsbjørka mellom grønnstein og gabbroer. Bergarten har et fyllittisk preg med fin snusket glimmer utvikling stedvis. Sericittfyllitt. Også Fyllitten er intrudert av gabbro linjer.

Den vestligste skifer sone opptrer med en mørk kvartsitt sone. Skiferen er mørkere enn den før omtalte. Dessuten har den stedvis stort grafittinnhold. Spesielt nær kvartsitten. Kvartsitten er påvist ved Rotlaelva i det den kiler seg ut mot Nautfjell. Nær toppen av Nautfjell, i syd siden opptrer skiferen med et stort grafittinnhold. Lengre nord antar skiferen et mer fyllittisk preg. Denne spissen kiler seg inn i den sentrale gabbro / grønnsteinsonsone. Jeg har ikke kunnet iakta fyllittens avslutning på nordsiden av myrbassenget.

Gabbro eruptiver. Hornblende gabbroen i Volokleppen karakteriseres av finkornethet nær grensen mot sidebergart. Nær toppen av Volokleppen endrer gabbroen karakter. Den er grov, nærmest pegmattisk. Karakteristiske mineraler er store svarte hornblende krystaller i blanding med grov lys plagioklas.

På kartet er markert en mindre gabbro kropp sydøst for Volokleppen. Det er antatt at disse to har samme petrografi. Den mindre kroppen har middelskornige mørke mineraler. (P.S. Bergartsprøve er fallt bort.)

Mannfjell gabbro / dioritt stikker bare en snipp inn i det aktuelle kartleggingsområdet. Det er en relativt lys b.a. med lysfeltspat og grønne mørke mineraler. Middelskornet.

En tredje gabbro er iaktatt ved Sonlifjell, ned mot før omtalte amfibolitt. Strukturen er identisk med de intruderte gabbroer i grønnsteinen. Strøket er i fjellsiden rundt 1708.

Som antydnet betrakter en de vestlige skifre, Gula skiferen som underste i området. Alderen reduseres idet en beveger seg østover. Konglomeratet nær glimmer-skifer indikerer delvis det. På grunn av de gjennomsettende gabbro gangene må disse betraktes som de yngste. Også gabbroen i Volokleppen er yngre enn grønnsteinene. Det er mulig den sentrale gabbro - grønnsteinsone representerer en folding, slik at serien gjentar seg.

Meråker 7/8 1971

Bjørn Falck Russenes.
sign.

NOTATER FRA GEOLOGISK KARTLEGGING VED INDRE GÅSTJERN'
MERÅKER 1969.

Kartleggingen ble utført hovedsakelig i tiden 22/7 - 1/8 -69. Det ble benyttet de samme flyfotos som T.E. Lynneberg kartla på i 1967, nemlig serie 1235, M28 og M 30. For å unngå rot har jeg fortsatt den nummereringen som er på fotoene fra før. Således blir det første plottepunktet lok. nr. 38.

-----0-----

Ramfjell Grube (M28/1235)

M.h.t. målingene med Minigun henvises til O. Tyldum. Når det gjelder skisser til gruva henvises til N.G.U. publ. nr. 129. p.p. 153-157. Sjakt3: Her ligger malmgangen helt ned mot bakken i skråsjakta slik at en ikke får inntrykk av geologien i ligg av malmen.

Selve malmgangen er sterkt forvitret og vanskelig å prøveta og en får bedre inntrykk av type malm fra stoffene på veltene utenfor.

Disse stoffene viser mest magnetkis med noe kopperkis. Kan minne svært meget om malmen fra Langesund Grube ved Fossvatnet. Selve geologien rundt sjaktåpningene er godt beskrevet i NGU 129.

Ca. 50 - 100 m SV for gruvas sydligste synk, mister bergarten sitt "rolige" preg (M28/38). Her sees kraftig folding fra cm-skala opptil størrelses-orden flere 10-meter. Bergarten er ikke en ren kvartsitt, med en mer sandig variant med mørke leirskiferbånd. Skifriheten følger stort sett lagdelingen, men enkelte steder finnes mindre divergenser.

Rustsonen fra selve gruva følges 75-100 m sydoover for så å forsvinne. Nordover for gruva er imidlertid rustsonen lengere og mer markert. Den smalner av mot en gammel røsk ved lok. 53, men kommer meget sterkt igjen ved lok. 54. Her har den en bredde på ca. 60 m fra kvartsittens ligg-side og inn mot midten av kvartsittthorisonen. Dette området består av en mengde rustsoner, hver på 2-3 meters bredde. Det er observert 4 mindre røsker som er skutt ut på for skjellige steder.

Den største benken med mineralisering har en mektighet på ca $\frac{1}{2}$ m med tildels god kopperimpregnering i kvartsitt.

Det generelle inntrykk en får av disse mineraliserte gangene er at de er svært ujevne i bredden, nærmest undulerende. En har i samme området observert enkelte bånd med grafitt skifer som holder svak svovelkis-impregnasjon.

Ca. 150 m nord for lok. 54 går hele kvartsittsonen ned i en myr, og rustutviklingen taper seg raskt mot dette stedet. Rusten er ikke observert noe sted lengere nord for dette langs kvartsittens liggrense.

Mellom lok. 54 og 55, i bergarten langs kvartsittens henggrense (vest for kvartsitten), seesen tildels kraftig rustutvikling som kan følges

nordover langs Ramfjellet. Et par Minigunprofiler er ført over denne rusten, uten at det ga nevneverdige utslag. Det har heller ikke vært mulig å bestemme rustens opprinnelse. Sannsynligheten taler midlertid for at det er en "grafittforurensning" som gir denne rusten.

M.h.t. kvartsitten nordvestover fra Ramsjøen og bergarten på vestgrensen må det nevnes at den litologiske grensen som er markert langs knusningssonen kan virke noe tvilsom sine steder. Dette fordi bergarten på vestsiden ofte har et utpreget kvartsittisk utseende (se stuff 43). Et tynnslip vil kunne klargjøre dette spørsmålet. Kvartsittens østgrense synes derimot å være helt klar, også litologisk. Det er desverre ikke blitt tid til å gå opp kvartsittens grenser opp til Rotla i nord.

Mot syd er kvartsitten fulgt til et stykke syd for Ramsjøen, hvor det går under overdekning.

Området øst for Indre Gåstjern.

Grønnskifersonen som kiler ut rett SØ for Gåstjern, må her betraktes som noe usikker p.g.a. kraftig overdekning, ned mot den store myra.

Det store grønnskiferbeltet over Løddøljsjøene er kartlagt videre sydover langs Løddølja. I syd går fjellet ned i myr og kvartære avsetninger. Grønnskiferen kan muligens finnes igjen på Finnkojhøgda (ved dammen).

Foto M30/1235 :

Kalksonen ved lok. 61 står steilt med strøkretning 145^E. Kalken er til sine steder meget rik på Fuchsitt. Fyllitten på begge sider har samme strøkretning som kalken.

I kalkens fortsettelse finnes mektige innleiringer av fyllitt (ved lok. 35 og 62), mens de rene kalkbenkene som finnes her har samme karakter som kalken ved lok. 61. Det har ikke vært mulig å følge kalken syd for lok. 37.

Den kvartsittiske benken som er godt utviklet ved lok.63., spaltes meget fort opp mot syd og går over i en mer fyllittisk gråvakkevariant.

Den kvartsitten som tidligere er kartlagt NØ for Løddøljsjøene, er ført videre sydover. Ved lok. 67 stikker den opp som en markert rygg. Kvartsitten er mørk grå og har et stort innhold av biotitt(?). Ved Gut-tjern (lok. 68) går kvartsitten gradvis over i en meget skjifbig variant og blir sterkt oppblandet med fyllitten. En senere undersøkelse i nord (ved Gåselva og Mannseterbakken) tyder på at det samme skjer her. I et hvertfall ligger kvartsitten her som en mengde benker i sericittfyllitten, men om disse kvartsittbenkene fortsetter videre nordover er ikke klarlagt.

Ramskaret. (Foto M28/1235)

Grensen mellom Fongengabbroen og de østenforliggende sedimenter er meget diffus langs Ramskaret (lok. 52). En mengde ganger og linser av gabbro ligger i sedimentene som har en meget komplisert tektonikk.

Selve gabbroen har en noe varierende struktur og kornstørrelse. Enkelte steder er den meget rik på hornblende, andre partier består av en helt lys variant, muligens en anortositt. Denne siste ligger som veldefinerte, parallelle plater i gabbroen. Dette gir massivet en tydelig lagdelt karakter, med SF 5^E/25V.

Et annet karakteristisk trekk ved Fongen er sett fra denne siden, er forekomsten av større og mindre partier med rust. Noen få slike rustpartier er blitt nærmere undersøkt øverst i Ramskaret, rundt lok.52.

Det er til dels svært vanskelig å komme inn til uforvitret fjell, og en har vært nødt til å skyte opp en del partier.

Her er også gått en del profiler med Minigun (se foto M28/1235 - III)

I de fleste av stuffene som er tatt finnes impregnasjoner av kopper- og magnetkis, tildels også noe magnetitt. Nærmere beskrivelse: Se dagbok II.

-----0-----

Ångående de mer sporadiske undersøkelser i Meråkerdistriktet, Mandfjell Grube, Mannseterbakken, Gudå og Fossvatnet, henvises til dagbok nr. II.

Kjerringåsen, den 14. aug. 1969

Per Heimli
sign.

Geological map of The Storhusmannsberget area, Meråker.

by Zdeněk Pelc, 1966.



ORDOVICIAN (UPPER HOVIN GROUP)

- Gabbro
- Grayishgreen graywackes and gray sandstones (with greenishgray siltstones and fyllites.)
- Greenishgray or gray siltstones and fyllites (alternating with layers of finegrained graywackes and sandstones)
- Gray siltstones and fyllites
- Finegrained conglomerates
- Amphibolites

SILURIAN

- Dark gray fyllites and siltstones
- Quarternary deposits

Scale ca. 1:35 000

N

BV 1366/4



BV 1366/4



P.f

BILAG TIL DET NYUTARBEIDETE KART OVER MERÅKER.

Innhold: Kommentarer til det nye og særlig det gamle kartet.

Kartet er sammentegnet i mai 1967.

KOMENTARER TIL MERÅKERKARTET:

På det nyutarbeidete kart over Meråker er alle data fra
sommene 1965 og -66 inntegnet. Det er vesent^{lig} struktur-
observasjoner som er nytt på kartet. Dessuten er noe
nytt kommet med mht bergartsgrenser og tolkninger.
Da området er mye overdekket er det en stor svakhet med
kartet at det ikke er et blotningskart eller at blotningene
er markert.
På de følgende sider vil jeg komme med kommentarer til en
del områder på grunnlag av det tidligere utarbeidete kart.

Oslo, mai 1967.

Gudmund Grammeltvedt.

Kommentarer til grønnstensområdet vest for Torsbjørka.

På kartet er det her tegnet inn tildels ^kmetige lag med kvartskeratofyrer med mektigheter mellom 20 og 50 meter. Dette finner jeg ikke helt korrekt da keratofyrene er sjelden over 2 meter mektige. Som oftest er de ikke mere enn $\frac{1}{2}$ meter. Det kan være at de dominerer i visse nivåer, men jeg har aldri sett de gå opp i serlige mektigheter. Mitt inntrykk er at de ligger som tynne horisonter i grønnstenen.

På flyfotoet markerte jeg under ~~fly~~ kartleggingen keratofyrene med rød farve der disse inngikk i grønnstensserien. Disse røde strekene betegner ikke et serskilt lag, men viser bare at keratofyrer inngår i lagseriene.

Dette er etter hva jeg kan se misstolket under utarbeidelsen av kartet. Det er da trukket opp keratofyrlag i den mektighet som min tilfeldige strek er avsatt med.

En etter min mening riktigere tolkning, er å legge på en skravur der keratofyrene opptrer. Mengdeforholdet mellom grønnsten og keratofyr varierer så det er det vanskelig å gi et bestemt forhold. Over en 100 meter kan det et sted være 80 % keratofyr, men et annet sted bare 20 %. Jeg tror jeg kan si at der de røde streken ligger tett er det mist 50 % keratofyr over et begrenset område. Helst vil mengdeforholdet keratofyr/grønnsten ligge på 10-20 %.

Det er selvsagt en stor svakhet med min kartlegging at jeg ikke har angitt dette mengdeforholdet da keratofyrene inngikk i større grad.

På kartet er det også tegnet inn et større felt med kvartsporfyrr. Det er her igjen det samme at disse lagene opptrer i liten mektighet, sjelden over 2 meter. Det vil derfor også her å legge inn en skravur i stedet for den nåværende betegnelse.

Strøket i dette felt er meget stabilt NNE med vestlig fall fra 50 til 80 nygrader.

Kommentarer til området øst for Torbjørka og vest og syd-
vest for Fossvatn.

Området er meget overdekket så kartleggingen er basert på bekkeprofiler.

Det utarbeidede kart har her mistet mye av detaljene som er kartlagt i dette området. Det er mye min egen feil da jeg ikke har sammmentegnet noe kart fra dette felt, men her må jeg tilføye at tiden var knapp på slutten av sommeren.

Det er her en veksligⁿ mellom grå, fyllitter med tallrike sorte, ofte grafittførende lag og gråvakkefyllitter. I gråvakkefyllittene er det flere horisonter med gruskonglomerater. I et av disse var det tydelig gradert lagning som viste rett vei opp. Disse gruskonglomeratene eller itraformasjoneable kongl. er forholdsvis finkornete med boller sjelden over $\frac{1}{2}$ cm. Bollene består av skiferfillier, grønnstensfragmenter og grusfragmenter.

Denne vekslingen mellom fyllitter og gråvakkefyllitter kan skyldes varierende avsetningsforhold noe som gruskonglomeratene kan tyde på. Vi er her i et intenst foldet område med hovedlagrekken innvertert. Hele fyllitt- og gråvakkefyllitt-serien er intenst småfoldet. Denne vekslingen mellom bergartene kan også skyldes foldning. Det er en del ting som taler for det. Den graderte lagning^g som viser rett vei opp i en ellers innvertert lagfølge, viser at det ikke er så homogent.

En annen ting er at i dette området skjer det en betydelig strukturendring idet østfeltet får en NNW-lig strøkretning, mens vestfeltet fortsatt har NNE-lig strøkretning. Magnetiske flyanomolier viser også at det er visse uregelmessigheter her, Over Lødøljsjøene er det en betydelig forskjell i anomaliene.

Alt dette kan tyde på at det her kan være et helt kompleks av folder. Bergartenes struktur ville tilsi en antiklinal eller antiklinorium etter min mening. Vidre undersøkelser vil forhåpentligvis klargjøre dette.

Området vidre vestover mot Klepptjern og også vidre syd-
over, tror jeg er av stor viktighet.

Området syd for Klepptjern har jeg også besøkt uten at det ble noe større resultat ut av det. Jeg tror man bør være forsiktig med å begynne i et nytt område, for da kan en lett miste tråden dersom det ikke er slik en antar. Dette området vil nok være lettere å angripe ved å fortsette å følge opp kjente ting sydover og vestover.

Kommentarer til området øst for den østlige grønnstenssone.

Når en følger gråvakkserien nordfra og sydover, slår det en i øynene at de store sammenhengende gabbroer slutter og i stedet kommer det en rekke små, isolerte kroppar. Denne tolkningen tror jeg at en bør være forsiktig med. Området sydover er meget overdekket, og det skal meget til å kunne begrense kroppene slik det er gjort.

I mange tilfeller burde det vært tegnet opp en skravur for å betegne bergartenetistedenfor og tegne det helt opp som det er gjort på det nuværende kart. I dette terrenget er det som regel gabbroene som stikker opp gjennom overdekningen og bergartene omkring og deres grense til gabbroen er ikke synlig. Nu kan ikke jeg uttale meg for den som har kartlagt i området, men jeg har gått en del der og finner det meget vanskelig å avgrense gabbroene slik som det i tilfelle er gjort.

Kommentar til Ewa Stupnichas arbeide i Storhusmansberget.

Dette arbeidet er ~~ut~~ utført i målestokk 1 : 20000 og jeg finner dette meget godt. Bergartene er omhyggelig kartlagt, og jeg tror det er gjort tilstrekkelige reservasjoner angående begrensnings av gabbroene. Visse reservasjoner kan en ta ved noen av de kartlagte forkastninger og skyvesonene.

Det er derfor noe betenkelig at det ikke er tatt hesyn til dette arbeidet under utarbeidelsen av oversiktskartet.

Dette kartet skulle gi et meget godt kartgrunnlag for de videre arbeider i Storhusmansberget.

(Jeg har ikke tegnet noe inn av kartet på oversiktskartet pga forskjell i målestokk. Det villevære en fordel å få det i samme målestokk som de andre kartene (1:35000).)

Det er gjort og tenget inn på det nye kartet.

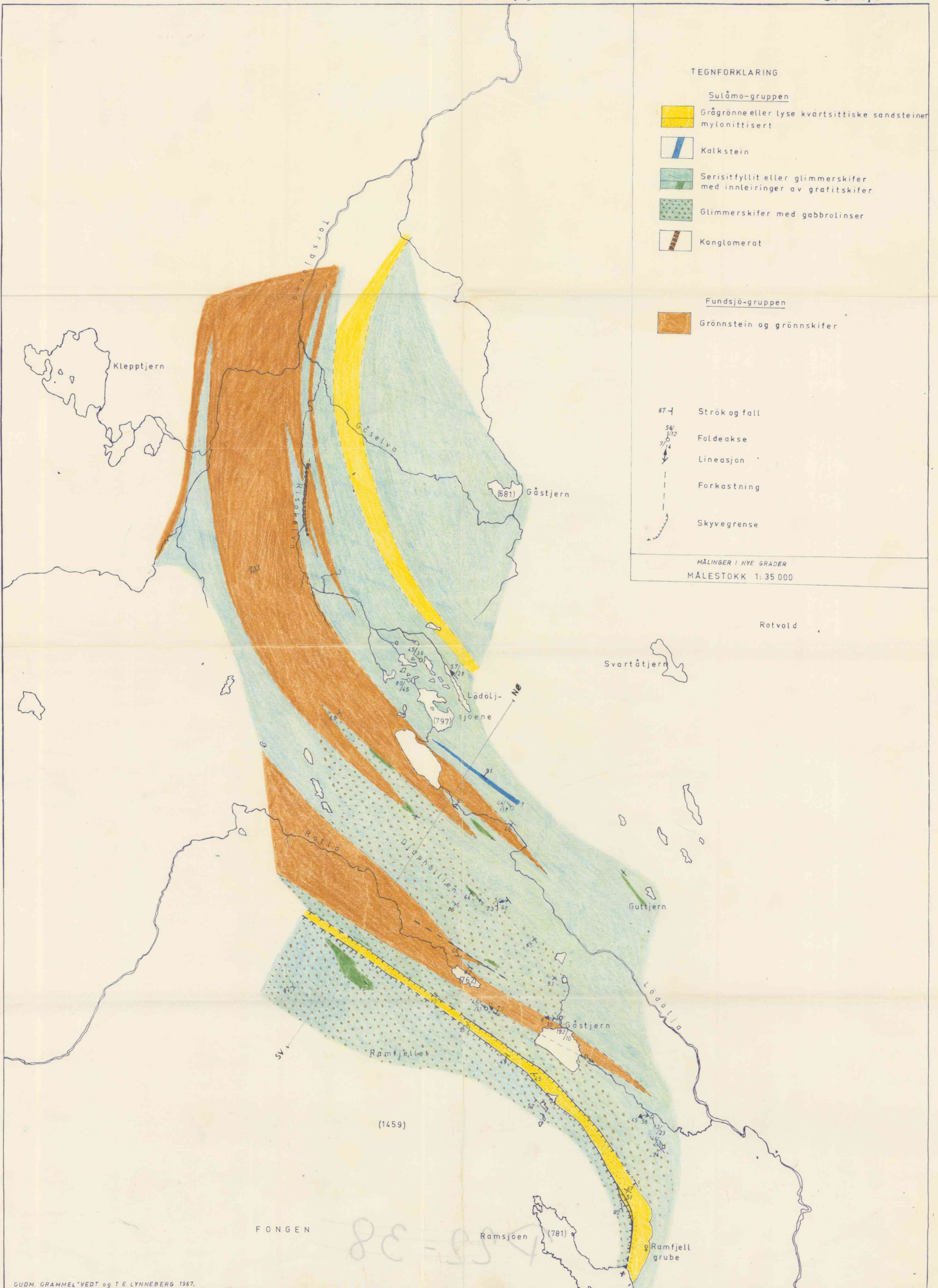
Frk. Stupnicha har kartlagt og skilt gråvakkene pga farve og ikke skilt mellom gråvakkefyllitter og gråvakker.

Jeg har gått gjennom hennes dagbok og forsøkt tegne et kart etter den. Dette kart skiller seg ikke vesentlig fra det som allerede foreligger. Det vesentlig^{lig} nye blir derfor begrensningen av gabbroene og oppteeningen av løsmassene.

Kommentarer til A. Haugens diplomoppgave.

Det er endel forskjell på Haugens orginalkart og det nedtegnete kart, men en må anta nedteeningen er utført i samarbeide med statsgeolog Wolff og kanskje er riktigere enn orginalkartet. Jeg vil nevne et par ting.

Sandstenessonen i det vestlige området er beskrevet av Haugen som grågrønne gråvakker. I denne sonen har han også en grågrønn kvartsittisk sandsten. Denne er inntegnet på det nyutarbeidete kart. Haugens observasjoner av lineasjoner og foldeakser har jeg også satt et spørsmålstegn ved da jeg mener disse er underbestemt. Det er ikke nok å si at en foldakse stuper 20° N uten å presisere akseplanets retning. Det samme gjelder for lineasjonene da disse f.eks. stuper 50° W uten opplysninger om hvilket plan de er målt i eller retningen på lineasjonen.



P4-20-11
BV1366/7

Rapport over geologisk kartlegging og
malmsprospektering i
området syd for Muråker 3/7 - 2/8 1967 ved
Tor Eirik Hymneberg.

Bergartene kartlagt vil under antagelsen av at lagserien er invertert ha følgende stratigrafiske beliggenheter.

Øverst: 1) Grønnstein og grønskifer
Antagelig av Fimdsjøgruppens bergarter.

2) Bituminøse, grafitførende skifer

4) Grå fyllitter, gråvakkelfyllitter og glimmerskifer, i de vestligste områder med tallrike lagerganger av amfibolit (markert på kart), Kalkstein

Bergartene er av og til kistførende (impragnasjon) og antas å tilhøre Sulaåmo-gruppen.

3) Grønngrå kvartsit eller kvartsskifer med usikker posisjon.

Gruppe 2b) har det vært uvanlig å differensiere i felt da disse har meget stor litologisk likhet. Likeledes har jeg ikke kunnet gi noen tilfredsstillende forklaring på oppkomsten av kalkstein i denne gruppen. Den plutselige forsvinnen mot sydøst og utkiling mot nordvest synes å tyde på ~~en~~ ^{en} sammenheng med de sterke tektoniske bevegelser av kaledonsk alder. Kalksteinen er grovkrystallin, er meget svakt foliert. Tallrike kvartsganger

Skjærer foliasjonen med en vinkel på ca 10° , men disse forsvinner når de kommer ut i sidebergarten [Lok. M30/24, og omtale i dagbok s. 15].

Gruppe 1) er skifrige grønnsteiner eller grøne sericitthyllitter med tallrike kvartsganger og -årer og karved [lok. M30/31] og ~~(M30/27)~~ nordover gjennomgående tallrike amfibolit-lager-ganger og-linser. Jeg antar at grønnsteinen her og sydover mot Gåstjern er nedfoldet i en synform, og at grensen mot ~~(M30/27)~~ nordøst til sidebergart er forkastet, og med brekksjering mot grensen.

Opptraden av grønnstein av tilsvarende type ved Skodolj-fjellene regner jeg også med har sammenheng med den sterke, tilsynelatende isoklinale folding av området. Det har ikke vært mulig å måle foldestrukturer i denne bergart direkte, men tallrike målinger i sidebergarter mener jeg gir grunnlag for ovenstående antagelser.

Jeg har ikke funnet tegn til kismineralisering i grønnsteinene.

Som følge av det foreliggende (E)elektromagnetiske flyanomali-kart har jeg ofret størst oppmerksomhet på bergartene i gruppe 2). Det har vist seg at de største anomalier [H og I] sannsynligvis utelukkende skyldes opptraden av grafitskifer. Det samme kan sies om en liten anomali ved [lok. M30/29].

Grafitskiferen dannes ingen eksakt horisont i lagrekken, men opptrer som linser og inklusjoner. Dette bør skyldes

en vesentlig forskjell i kompositase ~~struktur~~^{ved} deformasjon. 3.
En typisk brun forvitningsfarge opptrer alltid i og omkring
grafitskifersonene, men jeg har ikke kunnet finne at
dette skyldes ertomineralisering.

En anomali ved [Lok M30/30] skyldes derimot impreg-
nasjon av kis (magnetkis?) i glimmerskifer. Denne ble
detaljmålt med slingramme, 50 m avstand mellom profiler,
og viste ~~to~~ mindre konsentrasjoner. Fålrrike amfibolittiske
lagerganger var ikke synlig kisførende.

Anomali I ble også detaljmålt på samme måte,
men resultatet av dette foreligger ikke når dette skrives,
[Lok. M30/27].

Gruppe 3) er en, ofte sterkt bukjetert, kvartsit, eller
koartsskifer som meget nøyaktig følger en markert
forkastning langs Ramfjells østside. Det er sannsynlig
at det finnes flere parallele forkastninger langs denne
steile fjellsiden, men de lar seg ikke påvise i omkringliggende
skifer. Kvartsitten er tett og fin Kornig, men noe mer skifrig
og rikere på glimmer sydover mot Ramfjell gruber. Det
antas forøvrig at grubene har vært drevet på en malinkhorisont
nær ligg av denne koartsitten. Kvartsitten har dessuten
en konsentrasjon av amfibolittiske lagerganger like sydvest
for Gåstjern. Malinkhorisonten ved Ramfjell gruber er ikke
gjennfønnet lenger nord.

Jeg har foretatt de fleste av mine strukturmålinger
i bergarter tilhørende gruppe 2). Da jeg ikke har hatt

til hensikt å utrede tektonikken i detalj, har jeg utelukkende målinger av de mesoskopiske strukturer å bygge på når det gjelder å gi et bilde av tektonikken.

Foldningsaksene for de mesoskopiske folder er gjennomgående NNV, fra $N08-50^{\circ}V$, ofte er de så små at de bare markerer en lineasjon. Styrningen er fra $30^{\circ}-60^{\circ}$ mot NNV. Akseplan-skiifrihet er av og til utviklet, men har varierende fall, således er den ved [lok M30/1] ca 50° østlig, mens den er vestlig ca 35° ved [lok M30/22]. Det er derfor grunn til å tro at de makroskopiske foldestrukturer ~~er~~ i store trekk er orientert tilsvarende de mesoskopiske, men at ^(de) kan være noe deformert ved en senere, ~~(f)~~ men svakere folding med annen akse.

Sammen med Gudmünd Grønnefeltet har jeg gått et profil fra ytre Gåstjern - nedover Gåselva hvor de mesoskopiske strukturer ble studert mer i detalj. Om dette henvises til dagbokens side 15-17.

Flybilder

M 28 - 1235

M 30 - 1235

Rektangelkart 47B, ESSANDSJØ

FORELØBIG RAPPORTfra
YTRE GÅSTJERN

Gudrun og Gravenhøvd.

Det kartlagte området er fra Gaisleva i nord og sydover til Koddaljøne, i vest til Forsbjørka og i øst mot grensen til Grøvalkene.

Karakteristisk for området er store mengder løsmasser som i stor grad har vanskeliggjort ~~og~~ ~~av~~ kartleggingen. De fleste grenser er trukket usikkert.

Bergarterne er:

Sulåmgruppen:



Grå fukt. sandstein.



Grå fylliter vekslende med sorte, ofte grafitt-førende, skifer



Gråalke fylliter.

Fundstøpgruppen:



Grønnstein.

Den første sken ble benyttet til kartleggingen. Annen sken ble brukt til tektoniske studier i Gaisleva og bekken omfor. Det er kartlagt på fotoene D 23/1400 og M31/1235

Bergarterne og grunnen mellom dem.

Fyllitene er grå, glimrende fylliter. I disse er det ofte sorte skifer som indel steder fører grafitt. Heltigheten på disse er meget varierende.

I fylliten er det en sone med en meget ~~sand~~ sandstensliggende bergart som fører ganske meget glimmer (biotit). Denne bergart er kalt gråvakkrefyllit. Begrensningen av denne er tvilsom nord for Gåselen p.g.a. overdekning. Sydover er den lett å ~~følge~~ følge.

Grunn mellom grønsteinene og fyllit er utvilsomt ^{nord og} syd for Gåselen p.g.a. overdekning. Forholdene langs Risakløven er antagelig mer komplisert enn før antatt, men det er vanskelig å si p.g.a. overdekning.

Fyllitsonen som begynner Ø for Klyppfjell i Tunnellen er meget smal, men den ut til å utvide seg S-over. Området er ikke nærmere undersøkt.

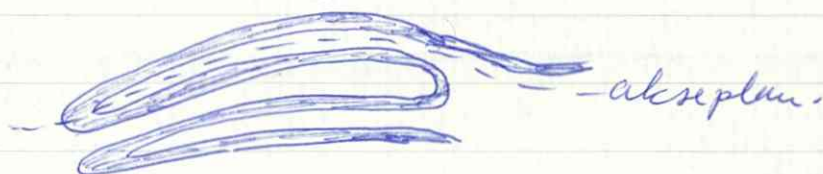
Anomalier i området.

De anomalier som er blitt bestått av sorte, grafitt-førende skifer.

Tektonik.

Profilen i Gåselen viser tydelig to eller tre foldefaser, med store lineasjoner. Sandsteinen (gråvakkrefyllit) viser de beste

Skisser
viser den første fold fase som er
re foldet.

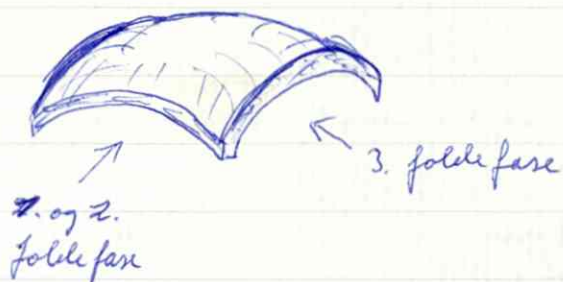


1. fold fase består af bølger, isokline, liggende
folder med re foldede akseplan. 2. fold fase
er foldet efter omtrent samme foldetase med
akseplan lodret eller omtrent lodret på 1.
foldes akseplan.

Foliasjonen i bergarten er dels akseplan-
skiftet efter første fold fase og dels primær
bøying. En kan kanskje si at bøyingen er
parallel til subparallel med 1. foldes akse-
plan skiftet.

Foldaksen for 1. og 2. fold fase er i V-NV-
retning.

Senere enn disse faser er en antagelig ca.
N-S-gående folding. Skissen viser dette.



Det ser ut til at området er utsatt for minst tre foldefaser. En 4. foldefase er kanskje mulig dersom en ser på hovedkartet og ser ombygningen etter en ca. Ø-V gående aks. En 4. lineasjon kan også noen steder anes.

1. lineasjon har retning omtrent Ø-V og er mineral-orientering. 2. lineasjon har retning ca. VNV og er skjæring mellom to plan. 3. lineasjon har retning omkring N-S og er skjæring mellom to plan.

Jeg vil ikke her påstå at disse slutninger er riktige. Det er bare noen foreløbige betraktninger for jeg behandler resultatene statistisk.

Områdene i nord, syd og øst skulle nå være forbundet så godt det lar seg gjøre p.g.a. overdekningen.

Til en mer utførelse rapport kjenner jeg følgende materiale:

Fotos: D 22 og 23 / 1400, M 31 / 1235 og L 28 / 1235 i 1:35000 og D 22 og D 23 og M 31 i 1:25000 alle I-II. Dagbøkene mine fra 1966 (I-IV) og 1967 (I-II).

Heraker, 5/8-67.

Gudmund Grammelbrecht

RAPPORT

fra

AGNES og DIANA forekomster,

Kluken, Meråker,

1967.

av Tore Vrålstad.

AGNES og DIANA forekomster
ved Kluken, MERÅKER.

Sammendrag.

Begge disse forekomster ligger i den Eokambriske formasjon. Bergarten her er kvartsitt av forskjellig renhet, til dels meget ren.

Agnes-forekomsten er utvilsomt mest interessant. Den er tydelig størst, ^{og} malmen her er rikere på Pb og Cu enn i Diana. Orienterende slingrammålinger ga også utslag utenom selve bruddet. (Kfr. rapport fra slingrammålinger).

Jeg mener mineraliseringen i Agnes utvilsomt er drivverdig, forutsatt tilstrekkeligedimensjoner.

I Diana består mineraliseringen bare av enkelte spredte sprekkfyllinger og synes i det hele å være uinteressant. Det er imidlertid klart at det er samme type forekomster de to.

Malmmineralene er magnetkis, blyglans og kobberkis som forekommer i uregelmessige massive partier eller som fyllinger i breksiert kvartsitt. Blyglans er det økonomisk viktigste mineral, men kobberkisen er utvilsomt av stor betydning.

Orienterende røntgenspektrografiske analyser av blyglans fra Agnes viser at den anslagsvis holder 1000 ppm Ag. (Mulig variasjonsbredde 500-2000 ppm). Dette gjør jo forekomsten ytterligere interessant.

Verdien av andre edelmetaller, eksempelvis gull ⁱ kobberkis, og blyglans vites ikke, men bør undersøkes hvis en velger å gjøre noe med feltet.

AGNES forekomst.

Ved Agnes forekomst har det tidligere vært drift på flere steder innen et område på ca. 300x150 m. Selve hovedbruddet er en ca. 150 m lang dagskjæring. (Størrelse og beliggenhet av skjerpene fremgår av kart og tegninger av Terje Malvik og Are Carlson.)

På grunn av den tidligere muldvarpdrift (d.v.s. at de har fylt igjen med masse etter seg ettersom det er drevet fremover), kan en bare på få steder se malm i fast fjell, og ikke på noe sted har en mulighet til å få oversikt over den mineraliserte sone i hele dens bredde, da så og si alt er fylt med masse.

Imidlertid kan en observere flere steder ~~i denne skjering~~, hvor en kommer til fast fjell, at dette er uholdig, så det er tydelig at mineraliseringen i dette bruddet er ujevn, og en klattvis opptreden av mere og mindre sterkt mineraliserte partier er å anta.

Angivelse av malmtyper og de relative mengder av disse byggep.g.a. det ovenfornevnte, utelukkende på inspeksjon av brutt malm, som det til gjengjeld finnes mye av.

Malmmineralene er etter synkende mengde magnetkis-blyglanskobberkis. Sidestenen er kvarts, dog opptrer enkelte steder kalkspatt-fyllinger.

Tre malmtyper skiller seg tydelig ut.

1. Meget grovkornig massiv magnetkis i uregelmessige ganske store partier. Andre mineraler enn magnetkis er ikke synlig hverken makroskopisk eller mikroskopisk.
2. Finkornig til middelskornig magnetkis sammen med noe ga og cap som grunnmasse mellom runde, 1 mm til 5 cm. store kvartskorn. Typen kunne gjerne kalles "konglomeratmalm" p.g.a. utseende. Denne type synes nesten alltid å være rik på ga. og har ofte interessante mengder cap. Denne type synes desuten å overveie i mengder.
3. Sprekkefyllinger av po, ga og cap. Denne type sees ganske ofte i den brudte masse og har nok en ganske høy Pb og Cu gehalt. Sprekkene kan være store, opp til 1-2 cm, men oftest 1-5 mm. De opptrer ofte tett og forløper i alle retninger og danner således en typisk breksie.

4 Impregnasjon i sidestenen er ikke observert.

Den geometriske form på en eventuell malmsone og dens eventuelle fortsettelse mot dypet har det dessverre vært umulig å danne seg et bilde av, men med detaljerte elektromagnetiske målinger vil en forhåpentligvis kunne gi brukbare svar på de spørsmålene.

DIANA skjerp.

Ved Diana er det 5-6 små brudd i fjellsiden over en lengde på et par hundre meter.

Malmmineralene magnetkis, blyglans og kobberkis opptrer her i smale ganger eller årer (breksieganger) som kan bule ut til 1/2 m bredde. Årene følger oftest lagningen i kvartsitten, men diskordans opptrer hyppig.

Malmtype 1 (fra Agnes) grovkornet magnetkis, opptrer i små mengder i alle ~~bredder~~. Ellers er sprekkefylling/breksie-typen hyppigst.

Det er her mindre blyglans og kobberkis. i forhold til magnetkis enn i Agnes og alle dimensjoner er mye mindre.

Resultater fra mikroskopering.

Det ble laget 5 planslip av malm fra Agnes. De var alle fra representative prøver, dog var de av type 2 vesentlig fra finkornet malm.

1. Grovkornet magnetkis viste seg også mikroskopisk å bestå utelukkende av magnetkis.

2. Finkornet magnetkisrik type 2 viste seg å holde mere blyglans enn en makroskopisk fikk inntrykk av. Derimot var det bare lite finkornet kobberkis.

3. Blyglansen i både type 1 og 3 inneholder ganske hyppig ørsmå inneslutninger av minst to meget bløte mineraler. Disse inneslutningene er for små og poleringen for dårlig til at de kan bestemmes nøyaktig, men det dreier seg sannsynligvis om sølvholdige sulfosalter (ifølge prof. Vokes). Slike inneslutninger er tidligere kjent fra særlig sølvholdige blyglanser og blir ofte kalt "silberträger".

RØNTGENUNDERSØKELSE.

Denne mikroskopiske undersøkelse førte til mistanke om at det kanskje kunne være meget sølvrik blyglans i Agnes. Det ble derfor separert ut noe ren blyglans og kjørt på røntgenspektrograf.

Analysen ga tydelig utslag på sølv, men mangel på hensiktsmessige standarder gjør at resultatene bare angir størrelsesorden.

Resultat: 1000 ppm (Neppe under 500 ppm og neppe over 2000 ppm).

Forslag til videre undersøkelse.

Til tross for ufordelaktig beliggenhet og mistanke om "klattvis" opptreden av de gode partiene i Agnes, mener jeg at noe mere undersøkelse ville være på sin plass her.

1. Mer detaljerte elektromagnetiske målinger med enkelte lange profiler mot NØ for å krysse noen rustsoner 3-400 meter mot NØ.

2. Da man vet at blyglansen her holder relativt mye sølv, bør dens sølvgehalt nøyaktig bringes på det rene, samt gull og sølv i kobberkisen.

Jeg vil her i første omgang foreslå mineralanalyser da jeg tror det vil kreve mye arbeide å få en representativ prøve av malmen.

Når resultatene av disse undersøkelsene foreligger, kan en vurdere om videre arbeide i form av røsking og prøvetaking, evt. diamantboring bør foretas.

Jeg har sjekket svensk litteratur og kart for om mulig å finne opplysninger om lignende forekomster i samme formasjon på svensk side, men hverken denne Cu-Pb-magnetkisgang-breksje eller Laisvoll-Dorothea Pb-impregnasjon er rapportert fra nærliggende steder i denne formasjon. Noe som ikke akkurat ansporer til noen utstrakt regional undersøkelse av denne snippen av formasjonen som stikker inn i Norge her.

Rapport over geologisk kartlegging og malmprospektering i området omkring Lødøljsjøene, Meråker.

Kartleggingen ble utført i tiden 3/7 - 2/8 1967 på flyfotos serie 1235, M 28 og M 30.

Det vedlagte, rentegnede kart i målestokk 1:35 000 omfatter cand. real. Gudmund Grammeltvedt's og mitt eget arbeide, og de geologiske grenser er trukket i samarbeide med ham. Alle strukturmålinger er gitt i nye grader.

Det er antatt at bergartene i området er invertert, og ut fra denne antagelse er det naturlig å stille opp følgende stratigrafiske skjema:

- | | | |
|-----------------|---|--|
| Sulåmo-gruppen | { | <ol style="list-style-type: none">1) Sericitfyllit eller glimmeråkifer.2) Lys kvartsit, i SV grønngrå breksjiert kvartsit.3) Sericitfyllit, gråvakkefyllit eller glimmerskifer med innleiringer av grafitskifer og kalkstein.
(Opptreden av gabbroide linser nær Fongen gabbromassiv.)4) Konglomerat. |
| Fundsjø-gruppen | | <ol style="list-style-type: none">5) Grønnstein og grønnskifer. |

Her er de yngste bergarter nevnt øverst.

Jeg vil i denne rapporten omtale følgende formasjoner:

2) Grønngrå, breksjiert kvartsit, 3) og 5) slik de er

utviklet syd for Lødøljsjøene.

Formasjonene 1-4 tilhører Sulåmogruppens undre del (etter Fr. Chr. Wolff) og er antatt å være nedfoldet i en synform som i virkeligheten er en invertert antiklinal. De yngste bergarter finnes generelt i øst med eldre lag liggende over vestover. På grunn av sterk tektonisk bevegelse, som isoklinal folding og overskyvninger, er dette bildet endel forandret innen det kartlagte området.

Det kan ikke avgjøres før en videre kartlegging er foretatt hv⁸vidt de to kvartsitter tilhører samme stratigrafiske enhet. Det synes som om det kan være en viss litologisk forskjell tilstede, men om det skyldes den sterke tektoniske påvirkning av den sydvestlige facies, kan vanskelig avgjøres uten detaljstudier.

Bortsett fra i den aller sydligste del er den sydvestlige kvartsitt tett, finkornet, granulert eller mylonittisert. Noen steder er mindre kvartsittblokker sammenkittet av granulert kvarts. Enkelte linser av mer grovkornet gabbro finnes. Disse er imidlertid vanskelige å oppdage på grunn av fargelikheden med sidesteinen.

I den sydligste del er kvartsitten mer skifrig, og det ser ut til at dette kan ha sammenheng med at den undre skyvesone dør ut eller spaltes opp i flere mindre og paralelle. Grensen i ligg mot glimmerskifer er her mindre tydelig, også delvis på grunn av overdekning.

Ramfjell grube har vært drevet på en malmhorisont nær ligg av kvartsitten. Denne horisont er ikke gjenfunnet lenger nordvestover.

Her med

58-5 V 2

Formasjon 3) består hovedsaklig av sericitfyllit eller

gråvakkefylt eller mer grovkornet type som nærmest må betegnes som glimmerskifer. I den sydligste del og nær Fongen gabbromassiv opptrer tallrike gabbroide linser hvor kornstørrelsen varierer. Det er ikke utenkelig at deres opptreden har en nær sammenheng med de store intrusive massiver, og at linsene opprinnelig har vært gangbergarter med gabbroid sammensetning.

Å skille ut de forskjellige typer bergarter i denne formasjonen har ikke vært mulig i felt, de~~t~~til har undersøkelsen vært for kortvarig. Likevel har jeg funnet det riktig å differensiere lokaliteter av intraformasjonal grafitskifer. Det er grunn til å tro at dennes spredte opptreden heller skyldes den kaledonsk-tektoniske bevegelse enn en stratiform horisont. Den synes alltid å være sterkt oppknust, skifrig og med betydelig innhold av amorf grafitt. Man må regne med at grafitskiferen har større utbredelse enn det som er tegnet inn på vedlagte kart, men dette i overdekte områder.

Det har ikke vært mulig å finne tegn til ertsmineralisering i forbindelse med grafitt. Anomali I ved Guttjern er detaljundersøkt med Slingram~~(ne)~~ med det resultat at grafitskifer ble funnet. Den store grafitskiferforekomst~~like~~ nord for Ramfjellet har bare gitt en liten anomali ved aero-elektromagnetiske målinger, men dette må antagelig skyldes de topografiske forhold.

En liten anomali ved Sauvfjellet (Lok. M 30/30) ca. 1 km. sydvest for nevnte grafitskifer skyldes derimot kisimpregnasjon i glimmerskifer. Denne ble detaljmålt med slingramme (50 m's profiler). Resultatet av målingene viste to mindre anomalier som utvilsomt skyldes kis. Tallrike gabbroide linser av varierende størrelse viste seg ikke å inneholde noen nevneverdig anrikning på kis.

I formasjon 3) opptrer ved Lødøljsjøene også en grovkrystallin kalkstein. På den sterkt forvitrede overflaten anes en svak foliasjon. Derimot trer tallrike kvartsganger tydelig fram, og disse skjærer foliasjonen med ca. 10° . Kalksteinen kiler tydelig ut mot nordvest, mens den brått skjæres av i sydøst, av ukjent årsak. Men dens opptreden må liksom grafitskiferen være tektonisk betinget. Det ser på kartbildet ut til at den stryker diskordant til den "normale" strøkretning i sidebergarten, uten at dette kunne måles direkte i felt.

Formasjon 5) bestående av grønnstein og grønnskifer tilhører Fundsjø-gruppen. Bergartene er nesten alltid skifrige og gjennomsatt av tallrike kvarts/feltspat-årer og linser. Teksturen er forøvrig finkornet, men ikke porfyrisk. Den sydvestlige kile inneholder endel små gabbroide linser hvor de mer grovkornede lett skilles fra grønnstein i felt. Kvartskeratofyr som er vanlig å finne som linser og lagerganger lenger nord i denne formasjon, har jeg ikke sikkert funnet. Enkelte lyse, men sterkt brunforvitrede, små inneslutninger kan likevel være "rester" av disse.

Det ser ut til at Fundsjøgruppens bergarter øst for Fongen gabbromassiv foldes opp og har sitt utgående innen det kartlagte område.

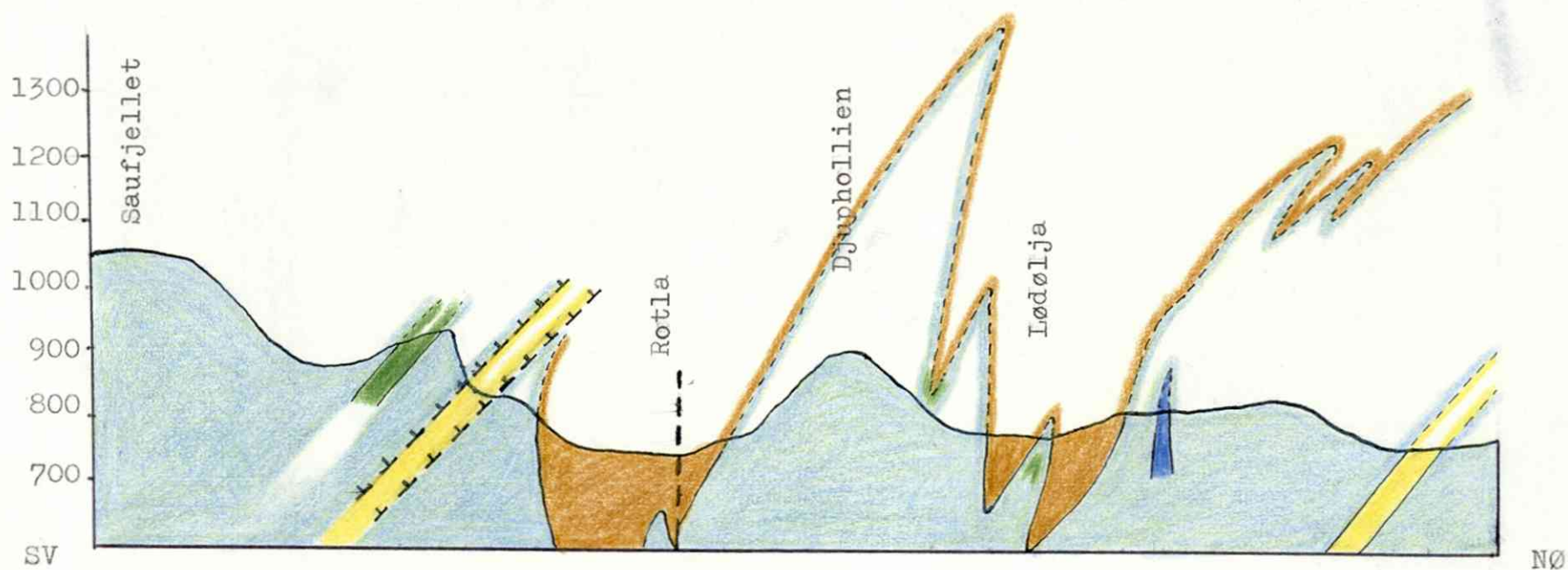
Målinger av mesoskopiske folder viser en gjennomgående nordvestlig fallende foldeakse, men den er noe undulerende. Dette kan skyldes en tverrfolding som er målt direkte ved (M 30/1) og ved målingene (M 28/4) og (M 28/8) indikerer det samme. Akseplanet for hovedfoldeaksen faller relativt steilt mot vest eller sydvest, og dette medfører at foliasjonen

Pokorny's
gabbro/amfibolitt
kompleks 2

(planstrukturen som indikerer lagning) med få unntak også
viser fall i denne betning.

23. november 1967

Tor Erik Lynneberg
Tor Erik Lynneberg



Skjematisk profil i målestokk 1:35 000 (høydemålestokk 1:10 000) av feltets sentrale deler. Forslag til tektonisk tolkning.

RAPPORT FRA FELTARBEIDET SOMMEREN 1966.

Sommerens arbeide har gått ut på å kartlegge området mellom grønnsten i W (Støren-gruppen) og gråvakkene i E (Øvre Hovin-gruppe).

Kartleggingen er gjort på flyfotos i målestokk 1:37000 og 1:20000 med alle data tegnet inn på førstnevnte.

Jeg har kartlagt på følgende flyfotos: C 25, C 27; D 22 og D 23 alle serie 1400 og på L 28, serie 1235.

Mest arbeide er nedlagt på C 27 og D 23. Ved siden av dette har jeg bistått ved røsking på elektromagnetiske anomalier, da serlig i Storhusmannsberget.

Generelt er å si om området at det er på sine steder totalt overdekket. Dette har i stor grad vanskeliggjort arbeidet med å få nøyaktige bergartsgrenser i området. Nesten samtlige grenser er interpolert mellom blotningene. Der de er sett i terrenget er de trukket med hel strek ellers med brutt strek.

Nesten all min kartlegging er basert på bekkeprofiler. Av disse kan jeg nevne tre stykker som har gitt meg svært gode blotninger: ²¹⁰⁰Vatnbekken, Gåselven og Risakelven.

Beskrivelse av de forskjellige flyfotos.

C 25 og 27.

Grensen mellom Støren-gruppens grønnstener og Undrø Hovin-gruppens fylliter følger omtrent Torsbjørka. Ved C25/92, ca. 2km. N for Mannseterbakken, er det et tvilsomt konglomerat med boller opp til 25 cm i diameter. Det ligger i en sort skifer og grunnmassen er meget forvitret. Det kan ligne en aurdelle, men jeg mener å ha fulgt det som et lag i skifren. Grensen er ellers markert ved en sort sifer og under denne en ca. 1,5 m mektig jernkvartsit.

Det er da følgende forhold regnet fra W til E : Grønnsten - overgangssone med noe vekslende lag av grønnsten og fyllit (2-3 m) - sort, grafit-førende skifer (ca. 2 m) - jernkvartsit (ca. 1,5 m) - grå serisit, fyllit. Dette forholdet har jeg alle steder der jeg har grensen blottet på foto C 25. Det er ved punktene : C 25/33' og 92 og ved broen over Torsbjørka, E for Mannseterbakken.

NB

Grensen mellom fyllit- og sandstenssonen er bare blottet i Vatnbekken (C 27/41). Den viser en overgangssone der fyllit og sandsten veksler i tynne lag. Ellers er ikke grensen blottet.

Grensen mellom sandsten- og grønnsten-sonen er ikke blottet. Det nærmeste er W for Sag skjerp, N for Fossvantr. Der er det ca. 30 m

mellom en blotning med sandsten og en med ~~fyllit~~ grønnsten (amfibolit). Grensen mellom grønnstens-sonen og gråvakkene har jeg ikke funnet blottet.

Fyllitsonen består av grå serisit-fylliter med hyppige lag med sort, ofte grafit-førende skifre. Fyllitene er meget småfoldet og viser en tydelig lineasjon ca. 40 grader mot NNE. Lengst N er målt noen få, meget steile lineasjoner mot NNE. Dte er bare målt en foldningsakse som er noenlunde sikker : NNE, med stupning ca. 40 gr. mot NNE.

Sandstens-sonen er ganske homogen, men kan ha enkelte fyllitiske lag innemellom. Den er en grå, massiv sandsten. Ca. 300 m fra grensen til fylliten er det et middelskornet, oligomikt konglomerat. Det tilsvarer antagelig Brennass konglomerat. N for Fossvatn går det et gabbro-drag inne i sandstenen ikke langt fra grensen til grønnstenen.

Grønnstens-sonen (amfibolit-sonen) er meget sparsomt blottet. Her er tegnet inn noen gabbroer, men det kan være langt flere. Grensen til gråvakkene er meget usikker.

På foto C 25 er det en fyllit-sone inne i grønnstenene. Den er blottet i en del bekker. Antagelig er det den samme sone som strekker seg her. En mulighet er også at det er flere små som kiler ut.

Overveiende strøkretning i området er NNE (20-40 gr.) med varierende, men overveiende slakt fall mot WNW.

Foto D 23/1400.

Det er meget sparsomt med blotninger, men en del gode snitt i bekker som renner delvis på tvers av strøket. Forsøkte å følge grensen fra foto C 27 vidre S-over.

Grensen grønnsten - fyllit er lokalisert ganske godt. Den ser ut til å følge omtrentlig Torsbjørka, noe E for denne. I Risakelven er det et polymikt konglomerat på grensen.

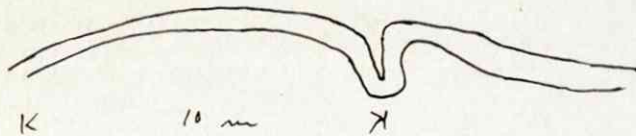
Grensen fyllit - sandsten er ikke blottet. Jeg har streket opp noen antatte grenser basert på feltobservasjonene.

Grensen sandsten - grønnsten er også meget dårlig blottet. Det samme er å si om grensen grønnsten - gråvakker.

I en sidebekk til Torsbjørka, D 23/13 til 17, er det overveiende fyllitiske sandstener (gråvakkfylliter?). Dette er det eneste

stedet jeg har sett denne sonen. Ved D 23/17 begynner fyllitene. Ved D23/19 er det et intraformasjonabelt konglomerat med god gradert lagning som viser rett vei opp. Konglomeratet består av m meget små boller og ofte skiferfragmenter. Det er flere ganske tynne lag av lignende horisonter i de nærmeste hundre meter. Samme typer er funnet ved D 23/51 og 70. Her viser det ikke brukbar gradert lagning.

Fyllitene fører flere steder sandige lag. Ved D 23/54 er det gode folder i et sandstenslag. De viser en foldningsakse på : N 140, 10 NW. En skisse sett vertikalt mot NW illustrerer dette:



Ellers er det i fyllitene hyppige lag med sorte, ofte grafitførende skifre. Serlig markert er en sort skifer E for Gåstjern. Denne er en 3-400 m mektig, og ligger like W for grensen mellom fyllit og sandsten.

Denne sandstenen er jeg ikke så helt sikker på. Det er mulig at den tilhører gråvakkene. Den er ganske mørk, noen steder noe fyllitisk og noen ganger synes jeg å ane en viss grønn lagning i den. Hvor den hører hjemme, skulle en finne ut ved mikroskopering.

Denne sandstenen er fri for gabbroer i dette området. Den er markert ved D 23/ 63 og 68.

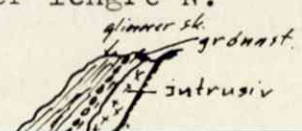
Grønnstenen mangler etter det jeg kan se, helt E for Gåstjern. Siste blotning der jeg mener det er grønnsten, er ved D 23/ 40. Heller ikke her er jeg helt sikker.

Det ser ihvertfall ut som om grønnstenene forsvinner og mulig med dem også sandstenene.

W på foto D23 er grensen mellom grønnstenene i Størenggruppen og fyllitene. Den går litt opp i Gåselven et lite stykke før denne renner ut i Torsbjørka. Grensen kan videre følges S-over langs Risakelven. Bare et par hundre meter E er det en ca. hundre meter mektig grønnstenone. Den kan også følges S-over. I Risakelven ved D 23/ 75 til 77 er det et polymikt konglomerat med boller av lyse intrusiver og grønnstener. Det ligger i en glimmerrik, fyllitisk grunnmasse. Det er bare W-grensen som er blottet. Ved D 23/76 ser det ut til at konglomeratet ligger i grensen av grønnsten. Fra W til E er det her : glimmerskiifer - konglomerat - grønnsten. Denne grønnstenen kan stemme med den tynne sonen som er lengre N.

Skisse viser forholdet ved

D 23/76



I grunnmassen ellers i konglomeratet mener jeg å ha sett endel kloritisk materiale. Konglomeratet må tilsvare Lille Fundsjøes polymikte konglomerat.

Strøketretningen er N på foto D 23 overveiende mot NNE. Den dreier så mere N-S når en går S-over , og stabiliserer seg på omtrentlig NNW til NW lengst S på fotoet.

Lengst W kommer ombøyningen noe lengere mot S enn den gjør i det E-lige området slik at en foldningsakse har en retning mot ENE eller NE.

Generelt ser det ~~xxx~~ ut til at fyllitsonen blir mektigere S-over, mens grønnstens-sonen og mulig også sandstens-sonen kiler ut.

Fyllitsonens økende mektighet kan skyldes en mere sløkere folding mot S. Mitt inntrykk i felt er at lagene ligger mye flatere her enn lengre N.

Foto D 22/1400.

Her er det ikke gjort så meget og forholdene er langt fra klarlagt. I Tverrelva mellom Torsbjørka og Klepptjern er grensen grønnsten - fyllit blotlagt. Litt inn i grønnstenen er det et noe tvilsomt konglomerat med kraftig utstrukkene kvartsboller. Det ser for meg ut som et konglomerat, men det kan også være kvarts- (kvartsit-) lag som er boudinert. Det bør undersøkes bedre før noe sikkert kan sies.

Grensen grønnsten - fyllit finner jeg så igjen lengre S i Torsbjørka ved D 22/39. E for Torsbjørka er det fyllit.

I området er det tallrike intrusive dioriter. Disse finnes også i fyllitsonen.

Jeg har også gått et profil i Torsbjørkas E-W gående løp, men jeg synes forholdene her er såpass uklare at jeg ikke vil ta det med i denne sammenhengen.

Det samme er å si om min kartlegging på L 28/1235.

Sammendrag.

Strategrafi.

Alle de bergartene som jeg har kartlagt hører strategrafisk hjemme i Undre Hovinggruppe.

Grønnstens-sonen (amfibolitsonen) ligger på grensen mellom Undre og Øvre Hovinggruppe. Den består av grønne, noe varierende amfibolitter. Grensen til de over- og underliggende bergarter er meget dårlig blottet.

Sonen kiler ut S-over, men det er uvisst nøyaktig hvor.

Sandstens-sonen følger så W for grønnstens-sonen. Mektigheten er på en 5-700 meter? Den består av grå sandsten som noen steder kan være noe fyllitisk. Overgangen til den W-enforliggende fyllit er ikke skarp. Litt inn i sandstenen her er det et middels-kornet, oligomikt konglomerat som sannsynlig svarer til Brennås konglomerat. Lengst E i sandstenen nær grensen til grønnstenen går det et drag av intrusive gabbroer.

Fyllit-sonen ligger W-enfor sandstenen. Den består overveiende ~~av~~ av grå serisit-fylliter med sorte, ofte grafitt-førende skifre. Enkelte steder kan det også være mere sandige lag. I disse sandige lagene har jeg funnet intraformasjonable konglomerater ~~xxxxxx~~ som inneholder rundede og skarpkantede bergartsfragmenter. Særlig en av disse lagene viste meget god gradert lagning som viste rett vei opp.

Tektonikk.

Det er særlig fyllit-sonen som viser de beste tektoniske strukturer. Det er en markert lineasjon som overveiende peker mot NNW med en stupning på en 40 grader.

I Vatnbekken WNW for Fossvatn ble det målt en foldningsakse på med retning: NNE, 40 N. (C 27/40). Ellers har jeg funnet det vanskelig å måle foldningsakser.

I Gåselva WNW for Gåstjern (D 23/54), målte jeg en foldningsakse i et sandstenslag i fyllitene N 140, 10 NW.

Hele fyllit-sonen er sterkt foldet. Jeg tror det er overveiende tettere foldet i N enn det er i S. Der er lagene mye mere slakt foldet. Dette blir selvsagt bare synsinntrykk uten å ha noe direkte bevis. Til det har jeg arbeidet for lite i området.

Hovedstrukturen som gjør seg gjeldene er NNE i N og det dreier W-lig når en går S-over til NNW - NW. Fallet er hele tiden mot W. Det er ganske steilt lengst N, men det ser ut til å bli slakere mot S.

Kommentarer.

Av de ting som burde ha vært undersøkt bedre vil jeg påpeke følgende: Hvor og hvordan grønnstens-sonen ~~er~~ kiler ut. Det er mulig at den på en måte fingerer ut.

Om sandstens-sonen kiler ut eller om den fortsetter som en smal sone. Slip bør bli tatt av D 23/63 og 68. De er begge fra den tvilsomme sandstenen.

Området mellom Risakelven og Torsbjørka Bør undersøkes. Det er grønnstener W for Risakelven, men det er fyllit E for Torsbjørka. Mellom her er det et eller annet krøll.

Ved et mere detaljert arbeide ville en muligens også få bedre rede på tektonikken til tross for de meget sparsomme blotningene.

Forslag til slip:

Minst et slip fra sandstens-sonen, dessuten fra D 23/63 og 68.

Fra grønnstens-sonen fra røskene ved Sag skjerp.

Fra fylliten og fra de sorte skifrene og de mere sandige lag i den.

Fra grensen grønnsten-fyllit ved C 26/10, alle, eller fra C 25/33' eller C 25/92.

Dessuten bør det lages slip av flere av prøvene fra røskene i Storhusmannsberget. Her burde det helst vært en prøveserie over hele sonen som er prøvetatt, men det bør ihvertfall minst være to forskjellige fra den grønne, hornfelsaktige sandstenen som vi hadde så tydelig ved Knoll skjerp.

Jeg glemte dessverre å sette opp noen liste før jeg dro fra Meråker, så jeg kan ikke gi noen nummer på prøvene.

Oslo, september 1966.

Gudmund Gramme Knudt

The Description to Geological Map
of Area southward from Fossevatn (Meråker).

The investigated region is situated on south from lake Fossevatn, on SE from Meråker.

The work was started at the instigation from Elektrokemisk A/S

The geological map was done in field work carried out in summer from 11.VII to 26.VIII.1966. The air photos on a scale 1:20 000 were used as a cartographical basis for the geological surveying. For orientation only a geologist's compass - Freiberg nr 6532, was used.

The map covers an area of approximately 10 square kilometres. Much of work was done by traversing and location on map: outcrops, measurements, samples and other geological observations.

The investigated area is moderate in steep, the landscape shows rounded not high hills, ridges and wide valleys. In some valleys the small lakes existed.

The great part of investigated region is covered by quaternary deposits such as morainic and fluvial deposits. Specially in west part a great thickness of the moraines and occurrence of humps are common. On the bottom of all the valleys deposits were found e.g. sands, pebbles and fillings.

The main stream, in west part of area, flows through morainic deposits. In four points it is incised in the bed rock and form rapids.

In the investigated area the relation between lithology and morphology is reflected very clear. The highest and steepest hills existed there consists of the resistant gabbros.

The investigated area consists of two major kinds of rock:

I - non-plutonic rocks - mainly various kinds of sandstones,

II - plutonic rocks - gabbros.

I. Non-plutonic rocks.

On the field investigations, as far as could be established by visual inspection, among the non-plutonic rocks four groups can be distinguished. The borders between them are not well-marked. The brief description given below:

1. sandstones dark grey, medium grained, hard. Rather common in these rocks are layers (1/2 cm thick) in dark and light, typical for lamination-bedding.

These rocks are found in outcrops: 35, 47, 162, 164, 167 and 173.

2. sandstones green or dark green, medium grained or fine grained. This group consists of alternating beds of typical sandstones and rocks which seem to be similar to greenstones. The thickness of layers varies from about 10 cm to 1 m. The graded-bedding and cross-bedding were found in several places. The microfolding of sedimentaries' origin are found very common in these rocks.

Layers of greenschists from about 20 cm to 1 m, with the typical component of biotite are found very often.

These rocks are found in outcrops: 24, 40, 45, 53, 55, 65, 67, 68, 84, 87, 98, 140, 144 and so on.

3. sandstones light grey, thin bedded, medium grained.

Intercalations of micaschists about 20 cm occur very often. Graded bedding and cross bedding were found in several places.

These rocks are found in outcrops: 5, 21, 44, 55, 61, 80, 81, 85, 119 and so on. Special kind of these rocks represent metagreywacks - grey-brown sandstones with considerable amounts of biotite (outcrops: 4, 7, 34, 91, 93, 110). They were found to be contaminated with the zones of strange tectonical disturbances.

4. Above mentioned grey sandstones transit to the group which consists mainly to the schists. The schists are usually alternate thin layers of a grey sandstones and contains a considerably amounts of mica.

These rocks are found in outcrops: 61, 62, 154, 159 and so on. They commonly occur in connection with concordant or discordant quartz vein. In the schists were found phenomenas suggesting plastic deformations. The small scale-folds are very common.

II. Plutonic rocks.

At the investigated area plutonic rocks are represented by gabbros. They occur in a numerous separated bodies. The petrography of the gabbros have not been worked out in detail. In the field work they are divided only on three groups according to the greatness of hornblenda's crystals: fine-, medium- and coarse-grained (fine-grained = diameter 1 mm, medium-grained = diameter 1 - 3 mm, coarse-grained = diameter 3 mm).

The medium-grained gabbros occur most commonly, but fine-grained gabbros were founded very often too, specially in southern part of the investigated area. Intercalations of greenschists were found in fine-grained gabbros. In the type of fine-grained gabbros the traces of layer are existed which can be observed on the surfaces of rocks destroyed by weathering processes.

The relations between the various kind gabbroic rocks were not studied in details.

In the investigated area gabbros occur in separated bodies alternate in size and shape. The greatest body is above 1500 m in length and 300 m in width. The small bodies under 200 m in diameter are most common. Gabbros are underlyed by non-plutonic rocks which dip NW and contact between these rocks could be seen mostly on the

SE slopes of the hills. This phenomenon were seen in numerous places specially outcrops: 5, 12, 24, 25, 26, 31, 75, 79, 111, 116, 117, 124, 125, 153 and others.

The field relations between gabbros and non-plutonic rocks are not quite clear now. More detailed research, specially observations of contact and microscopic investigations could be established the character of this relation. If it would be established it is not only of petrographic character but tectonic too. Most probably under tectonical pressure gabbros crushes with the surrounding rocks (see outcrops: 107 and 127).

In the field work other tectonical observations were done.

In region south-east from Meråker the non-plutonic rocks lie monoclinaly: average strike NE - SW and dip NW. In the investigated area average strike and dip does not differ from that. More detailed field works allow to established some change in this main direction. Specially some more intensive disturbances are found on area between points 13, 26, 34 and 40 (shown in map). The strikes and dips of sandstones varies. With this area several small scale folding are connected which axes are between 15° - 20° (outcrops: 12, 13) and about 145° (outcrop 26).

On the south and south-west from that area it is found that ~~the-general-change-of~~ strikes and dips of non-plutonic rocks change from average 45° to 350° - 20° . Similar the extending of gabbros bodies change its direction. The longer axes of gabbros are about NE - SW in northern part of investigated region, on south they are rather almost meridian direction, what is seen on most general geological map on scale 1:35 000.

This phenomenon as well as form of existing layers of non-plutonic rocks, a conclusion can be drawn that the fault or most

probably system of numerous faults exist in the central part of investigated area. And also the occurrence of this tectonical zone is confirmed:

1. by existing of several small breaks seen in outcrops 30, 31, 130 and 152 and have similar direction,

2. by the existing of characteristical morphological steps in area between points 44, 60, 52, 90 which seems to be connected with tectonical structure. The cause of great steep covering by quarternary deposits, on this area are found only several outcrops but very characteristic is that the occurrence of contacts between gabbros and sandstones on various levels. This phenomenon is seem to be connected with zone of almost parallel faults which cut whole this structure.

In conclusion on basis of the general changing of the geological conditions, especially change of directions, we could expected that the system of mentioned faults is connected with deep dislocation of underground. Most probably the sulfides occur in the investigated area are in the connection with that.

Lastly I thank Mr Cand. Mag. Gudmund Grammeltvedt very much for introducing me in the problem concerning geological investigation of that region and also for the kind co-operation during my stay in the field.

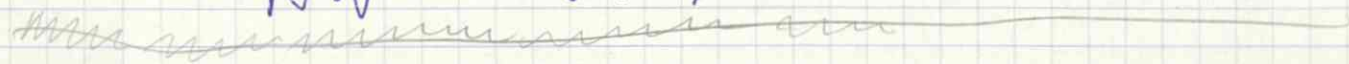
Meräker 26/8 1966 -

(sign)

to jest wiranie ze stroni

— w oparciu o lądowy geologiczny obrotu muru zdane
ze w podłożu istnieje 2 prostopadłe usłoki 50°
 150° .

być może z nim wiranie z brzoś. — Usłoki głębokie
do spływu na muru gładkich hietunków



Indu

2

ściana wólo wygasz

Elba

Amu

Kusllen

MERÅKER D 25/1400. (1:20 000, III - IV)
Stupnizcka 1966.

Dagboksutdrag angående skjerp og kis.

16. Mørke, grønne ofittisk e.l. finkornet sten, sannsynligvis finkornet gabbro.
17. Samme som nr. 16. Noen steder opptrer av mineralisering.
- Knoll N
23. Gammel gruve på den nordre enden av åsen. Her er metamorfosert skifer med krystaller av pyritt. I fjellet opptrer årer av pyritt og andre mineraler. SF: 40/30 N.
- Knoll N.
24. Gammel gruve. Her er ca. 2 m av grønn og grå sandsten. Over 1 m gabbro. Mellom gabbro og sandsten finner vi mineralisering av pyritt og andre mineraler. SF: 15/20 N (sandstenen). I kontaktflaten mellom gabbro og sandsten kunne ikke sees fenomen av metamorfose. Fleste malmårer er borte. I dag finnes bare linser med diameter ca. 5 cm.
- KNOLLS
25. Gammel gruve. 5 m sandsten, grågrønne lag. 2 m gabbro over. SF: 69/62 N. En 1/2 m under kontakten mellom gabbro og sandsten finnes lag av lys sandsten, linseformet og her finnes pyritt. I dag finner vi lag av pyritt ca. 30 cm. I grønn sandsten er linsene med pyritt bare 5 cm tykke. Hovedåren av pyritt ligger ca. 1 m under gabbro, men varierer noe.
- Knoll S
26. Gammel gruve. 1 m grønn sandsten. Over ligger lag av glimmerskifer inn til den lyse sandstenen, kvartsittisk. Øverst er det gabbro. De sedimentære bergartene er foldet, SF: 140/70 N. I den østlige del av gruen. SF: 150/30 S. I den vestlige delen av gruen. Retningen til folding er fra 140-150. Mineraliseringen er knyttet til kontakten mellom gabbro og sandsten. Ingen mineralisering i gabbroen. Størsteparten av pyritten opptrer i dag i foldingsaksen. På grunn av foldingen ligger pyritten meget variert. Linsen er også foldet og oppviser forskjellig mønster.
36. Grå sandstenslag. Spor av uttak og løse blokker med pyritt. SF: 38/28 N.
37. Grå sandsten med glimmer noen steder i overflaten. Tykkelsen av lagene ca. 10 cm. Sandstenen er lett foldet. Akse ca. 25. I løsblokken ved siden av er spor av mineralisering, pyritt, malakitt, asoritt.
45. Anna gruve. Blotningen ca. 10 m. Her er grågrønn sandsten og overgang til metagråvakke. Også finkornet gabbro. SF: 170/54 S - 90/85 N. Tektonikken er uklar. I midten av blotningen en mengde kvartsårer. Pyritten er knyttet til årer med retning ca. 150. Lengden av avdekningen er sannsynlig lengden av årene, ca. 25 m. Bredden av sonen

med mineralisering er ca. 5 m. Foruten pyritt finnes spor av asoritt og malakitt.

- 52A. Gammel gruve, nordre del av Duddu gruve. SF: 40/30 N. Sandsten med bånd av glimmerskifer. Nord er sandstenen mindre hard enn syd, og pyritt forekommer sammen med den. Sjakten er ca. 20 m lang og retningen er 40. Pyrittsonen er fra 5 - 6,5 m mektig. Den er hovedsakelig vertikal, men delvis sammen med lag av sandsten. En del av pyritten inneholder sandsten i tynne lag.
- 52B. Sørlike del av Duddu gruve. Sjakten vender mot øst og er meget dyp. Retningen er 135, dybden ca. 25 m. Stor fylling utenfor. 2 stuffer i fjell ved nedgangen til sjakten. Her er sannsynligvis finkornet gabbro og grå sandsten. Grensen mellom er ubestemmelig. Fjellet viser ikke lagdeling, men er "trusted". Sannsynligvis tektonisk sone. Gabbroen ligger øverst, sandstenen nederst. Pyritten opptrer i årer. Lengden er ca. 3 m.
53. Vest for gruve stor blotning med grå sandsten. Spor etter uttak i sandstenen. Øverst er det finkornet gabbro, ca. 3-4 m. Under ca 10 m med grå sandsten. SF: 120/35 N. Glimmerskifer finnes i sandstenen. Rustfarge flere steder.
55. Ebba nordlige delen. SF: 65/50 N. Folding med akse ca. 30. SF: (lengst nord i gruve) 84/35 N. Pyrittåren ligger i bruddet omtrent 10 - 20 cm bred, vertikal. Lengden av bruddet er ca. 7 m. Øverst har vi ca. 5 m fin til middelskornet gabbro. Under den har vi grønnsten eller grønn sandsten lett metamorfosert. Noen lag av grønnsten eller grønn sandsten har skiferutvikling. Sonen av pyritt finnes sammen med sonen av gabbro og grønnsten. I denne sonen forekommer ofte metamorfosert forskifring. Tykkelsen er fra 1 - 1,5 m nær bruddet. Søndre del. Her er bare gabbro som viser lagstruktur. Sjakten vertikalt inn i fjellet er ca. 2 m bred og høg, retning ca. 20. SF: 34/35 N. Umulig å bestemme strukturer av mineral da disse er utlutet. Sannsynlig flere årer som krysser gabbroen.
56. NV for Duddu gruve. Spor etter uttak eller prøveboring. SF: 170/47 N. 1 m grønn sandsten SØ med mineralisering. Finkornet gabbro over sandstenen. Grensen mellom grønnsten og gabbro er konkordant. Gabbroen mot vest har mineralisering (strukturmålinger).
73. SF: 29/24 N. Avdelte blokker med grå sandsten, sannsynligvis med pyritt (løsblokker ?).
47. Liten gammel gruve SV for Anna. Lengden av avdekning ca. 3 m. Glimmerskifer og grå sandsten. SF: 155/45 S. Pyritt i linser med retning ca. 130 - 140.
109. Grå sandsten underst SF: 10/60 N. Over er det ca. 30 cm lyse, tynne lag av det samme. Noen er

kvartsittiske lik kvartskeratofyr. Her finner vi krystaller av pyritt og tynne linser som ligger konkordant. Spor av graving ca. 10 m. Middelskornet gabbro øverst. Så kommer en fin-kornet gabbro. Tykkelsen er ca. 10 m.

- 129. Fin- og middelskornet gabbro. Spor etter graving.
- 133. Sandig skifer mellom lagene finnes ca. 2 cm tykke pyrittlinser. SF: 45/60 N.
- 140. Grå og grønn sandsten og grønnsten. Spor av mineralisering.
- 150. 5 m grå sandsten. Over middelskornet gabbro. På kontakten spor etter skjerping.
- 153. 1 m grå sandsten. Skifrig. Over 3 m middelskornet gabbro. På kontakten spor etter skjerping.
SF: 70/65 N (sandstenen).
- 159. Små årer med jern (magnetitt?)

RAPPORT FRA FELTARBEIDET SOMMEREN 1966.

Sommerens arbeide har gått ut på å kartlegge området mellom grønnsten i W (Støren-gruppen) og gråvakkene i E (Øvre Hovin-gruppe).

Kartleggingen er gjort på flyfotos i målestokk 1:37000 og 1:20000 med alle data tegnet inn på førstnevnte.

Jeg har kartlagt på følgende flyfotos: C 25, C 27, D 22 og D 23 alle serie 1400 og på L 28, serie 1235.

Mest arbeide er nedlagt på C 27 og D 23. Ved siden av dette har jeg bistått ved røsking på elektromagnetiske anomalier, da serlig i Storhusmannsberget.

Generelt er å si om området at det er på sine steder totalt overdekket. Dette har i stor grad vanskeliggjort arbeidet med å få nøyaktige bergartsgrenser i området. Nesten samtlige grenser er interpolert mellom blotningene. Der de er sett i terrenget er de trukket med hel strek ellers med brutt strek.

Nesten all min kartlegging er basert på bekkeprofiler. Av disse kan jeg nevne tre stykker som har gitt meg svært gode blotninger: Vatnbekken, Gåselven og Risakelven.

Beskrivelse av de forskjellige flyfotos.C 25 og C 27.

Grensen mellom Støren-gruppens grønnstener og Undre Hovin-gruppens fylliter følger omtrent Torsbjørka. Ved C25/92, ca. 2km. N for Mannseterbakken, er det et tvilsomt konglomerat med boller opp til 25 cm i diameter. Det ligger i en sort skifer og grunnmassen er meget forvitret. Det kan ligne en aurbelle, men jeg mener å ha fulgt det som et lag i skifren. Grensen er ellers markert ved en sort skifer og under denne en ca. 1,5 m mektig jernkvartsit.

Det er da følgende forhold regnet fra W til E : Grønnsten - overgangssone med noe vekslende lag av grønnsten og fyllit (2-3 m) - sort, grafit-førende skifer (ca. 2 m) - jernkvartsit (ca. 1,5 m) - grå serisit, fyllit. Dette forholdet har jeg alle steder der jeg har grensen blottet på foto C 25. Det er ved punktene : C 25/33' og 92 og ved broen over Torsbjørka, E for Mannseterbakken.

Grensen mellom fyllit- og sandstensonen er bare blottet i Vatnbekken (C 27/41). Den viser en overgangssone der fyllit og sandsten veksler i tynne lag. Ellers er ikke grensen blottet.

Grensen mellom sandsten- og grønnsten-sonen er ikke blottet. Det nærmeste er W for Sag skjerp, N for Fossvantr. Der er det ca. 30 m

mellom en blotning med sandsten og en med ~~fyllit~~ grønnsten (amfibolit). Grensen mellom grønnstens-sonen og gråvakkene har jeg ikke funnet blottet.

Fyllitsonen består av grå serisit-fylliter med hyppige lag med sort, ofte grafitt-førende skifre. Fyllitene er meget småfoldet og viser en tydelig lineasjon ca. 40 grader mot NNE. Lengst N er målt noen få, meget steile lineasjoner mot NNE. Dte er bare målt en foldningsakse som er noenlunde sikker : NNE, med stupning ca. 40 gr. mot NNE.

Sandstens-sonen er ganske homogen, men kan ha enkelte fyllitiske lag innemellom. Den er en grå, massiv sandsten. Ca. 300 m fra grensen til fylliten er det et middelskornet, oligomikt konglomerat. Det tilsvarende antagelig Brennass konglomerat. N for Fossvatn går det et gabbro-drag inne i sandstenen ikke langt fra grensen til grønnstenen.

Grønnstens-sonen (amfibolit-sonen) er meget sparsomt blottet. Her er tegnet inn noen gabbroer, men det kan være langt flere. Grensen til gråvakkene er meget usikker.

På foto C 25 er det en fyllit-sone inne i grønnstenene. Den er blottet i en del bekker. Antagelig er det den samme sone som strekker seg her. En mulighet er også at det er flere små som kiler ut.

Overveiende strøkretning i området er NNE (20-40 gr.) med varierende, men overveiende slakt fall mot WNW.

Foto D 23/1400.

Det er meget sparsomt med blotninger, men en del gode snitt i bekker som renner delvis på tvers av strøket. Forsøkte å følge grensene fra foto C 27 videre S-over.

Grensen grønnsten - fyllit er lokalisert ganske godt. Den ser ut til å følge omtrentlig Torsbjørka, noe E for denne. I Risakelven er det et polymikt konglomerat på grensen.

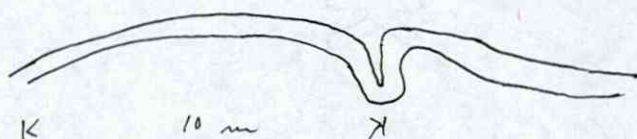
Grensen fyllit - sandsten er ikke blottet. Jeg har streket opp noen antatte grenser basert på feltobservasjonene.

Grensen sandsten - grønnsten er også meget dårlig blottet. Det samme er å si om grensen grønnsten - gråvakke.

I en sidebekk til Torsbjørka, D 23/13 til 17, er det overveiende fyllitiske sandstener (gråvakkefylliter?). Dette er det eneste

stedet jeg har sett denne sonen. Ved D 23/17 begynner fyllitene. Ved D23/19 er det et intraformasjonabelt konglomerat med god gradert lagning som viser rett vei opp. Konglomeratet består av m meget små boller og ofte skiferfragmenter. Det er flere ganske tynne lag av lignende horisonter i de nærmeste hundre meter. Samme typer er funnet ved D 23/51 og 70. Her viser det ikke brukbar gradert lagning.

Fyllitene fører flere steder sandige lag. Ved D 23/54 er det gode folder i et sandstenslag. De viser en foldningsakse på : N 140, 10 NW. En skisse sett vertikalt mot NW illustrerer dette:



Ellers er det i fyllitene hyppige lag med sorte, ofte grafitførende skifre. Serlig markert er en sort skifer E for Gåstjern. Denne er en 3-400 m mektig, og ligger like W for grensen mellom fyllit og sandsten.

Denne sandstenen er jeg ikke så helt sikker på. Det er mulig at den tilhører gråvakkene. Den er ganske mørk, noen steder noe fyllitisk og noen ganger synes jeg å ane en viss grønn lagning i den. Hvor den hører hjemme, skulle en finne ut ved mikroskopering.

Denne sandstenen er fri for gabbroer i dette området. Den er markert ved D 23/ 63 og 68.

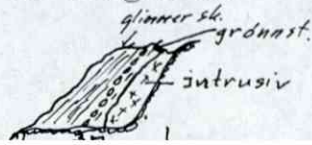
Grønnstenen mangler etter det jeg kan se, helt E for Gåstjern. Siste blotning der jeg mener det er grønnsten, er ved D 23/ 40. Heller ikke her er jeg helt sikker.

Det ser ihvertfall ut som om grønnstenene forsvinner og mulig med dem også sandstenene.

W på foto D23 er grensen mellom grønnstenene i Størenggruppen og fyllitene. Den går litt opp i Gåselven et lite stykke før denne renner ut i Torsbjørka. Grensen kan videre følges S-over langs Risakelven. Bare et par hundre meter E er det en ca. hundre meter mektig grønnstensone. Den kan også følges S-over. I Risakelven ved D 23/ 75 til 77 er det et polymikt konglomerat med boller av lyse intrusiver og grønnstener. Det ligger i en glimmerrik, fyllitisk grunnmasse. Det er bare W-grensen som er blottet. Ved D 23/76 ser det ut til at konglomeratet ligger i grensen av grønnsten. Fra W til E er det her : glimmerskifer - konglomerat - grønnsten. Denne grønnstenen kan stemme med den tynne sonen som er lengre N.

Skisse viser forholdet ved

D 23/76



I grunnmassen ellers i konglomeratet mener jeg å ha sett endel kloritisk materiale. Konglomeratet må tilsvare Lille Fundsjøs polymikte konglomerat.

Strøkretningen er N på foto D 23 overveiende mot NNE. Den dreier så mere N-S når en går S-over , og stabiliserer seg på omtrentlig NNW til NW lengst S på fotoet.

Lengst W kommer ombøyningen noe lengere mot S enn den gjør i det E-lige området slik at en foldningsakse har en retning mot ENE eller NE.

Gjennereit ser det ~~xxx~~ ut til at fyllitsonen blir mektigere S-over, mens grønnstens-sonen og mulig også sandstens-sonen kiler ut. Fyllitsonens økende mektighet kan skyldes en mere sløkere folding mot S. Mitt inntrykk i felt er at lagene ligger mye flatere her enn lengre N.

Foto D 22/1400.

Her er det ikke gjort så meget og forholdene er langt fra klarlagt. I Tverrelva mellom Torsbjørka og Klepptjern er grensen grønnsten - fyllit blotlagt. Litt inn i grønnstenen er det et noe tvilsomt konglomerat med kraftig utstrukkene kvartsboller. Det ser for meg ut som et konglomerat, men det kan også være kvarts- (kvartsit-) lag som er boudinert. Det bør undersøkes bedre før noe sikkert kan sies.

Grensen grønnsten - fyllit finner jeg så igjen lengre S i Torsbjørka ved D 22/39. E for Torsbjørka er det fyllit.

I området er det tallrike intrusive dioriter. Disse finnes også i fyllitsonen.

Jeg har også gått et profil i Torsbjørkas E-W gående løp, men jeg synes forholdene her er såpass uklare at jeg ikke vil ta det med i denne sammenhengen.

Det samme er å si om min kartlegging på L 28/1235.

Sammendrag.

Strategrafi.

Alle de bergartene som jeg har kartlagt hører strategrafisk hjemme i Undre Hovinggruppe.

Grønnstens-sonen (amfibolitsomen) ligger på grensen mellom Undre og Øvre Hovinggruppe. Den består av grønn~~e~~, noe varierende amfibolitter. Grens~~e~~n til de over- og underliggende bergarter er meget dårlig blottet.

Sonen kiler ut S-over, men det er uvisst nøyaktig hvor.

Sandstens-sonen følger så W for grønnstens-sonen. Mektigheten er på en 5-700 meter? Den består av grå sandsten som noen steder kan være noe fyllitisk. Overgangen til den W-en~~for~~forliggende fyllit er ikke skarp. Litt inn i sandstenen her er det et middels-kornet, oligomikt konglomerat som sannsynlig svarer til Brennas konglomerat. Lengst E i sandstenen nær grensen til grønnstenen går det et drag av intrusive gabbroer.

Fyllit-sonen ligger W-enfor sandstenen. Den består overveiende ~~av~~ av grå serisit-fylliter med sorte, ofte grafitt-førende skifre. Enkelte steder kan det også være mere sandige lag. I disse sandige lagene har jeg funnet intraformasjonable konglomerater ~~xxxxxxx~~ som inneholder rundede og skarpkantede bergartsfragmenter. Særlig en av disse lagene viste meget god gradert lagning som viste rett vei opp.

Tektonikk.

Det er særlig fyllit-sonen som viser de beste tektoniske strukturer. Det er en markert lineasjon som overveiende peker mot NNW med en stupning på en 40 grader.

I Vatnbekken WNW for Fossvatn ble det målt en foldningsakse ~~på~~ med retning: NNE, 40 N. (C 27/40). Ellers har jeg funnet det vanskelig å måle foldningsakser.

I Gåselva WNW for Gåstjern (D 23/54), målte jeg en foldningsakse i et sandstenslag i fyllitene N 140, 10 NW.

Hele fyllit-sonen er sterkt foldet. Jeg tror det er overveiende tettere foldet i N enn det er i S. Der er lagene mye mere slakt foldet. Dette blir selvsagt bare synsintrykk uten å ha noe direkte bevis. Til det har jeg arbeidet for lite i området.

Hovedstrukturen som gjør seg gjeldene er NNE i N og det dreier W-lig når en går S-over til ~~en~~ NNW - NW. Fallet er hele tiden mot W. Det er ganske steilt lengst N, men det ser ut til å bli slakere mot S.

Kommentarer.

Av de ting som burde ha vært undersøkt bedre vil jeg påpeke følgende: Hvor og hvordan grønnstens-sonen ~~er~~ kiler ut. Det er mulig at den på en måte fingerer ut.

Om sandstens-sonen kiler ut eller om den fortsetter som en smal sone. Slip bør bli tatt av D 23/63 og 68. De er begge fra den tvilsomme sandstenen.

Området mellom Risakelven og Torsbjørka Bør undersøkes. Det er grønnstener W for Risakelven, men det er fyllit E for Torsbjørka. Mellom her er det et eller annet krøll.

Ved et mere detaljert arbeide ville en muligens også få bedre rede på tektonikken til tross for de meget sparsomme blotningene.

Forslag til slip:

Minst et slip fra sandstens-sonen, dessuten fra D 23/63 og 68.

Fra grønnstens-sonen fra røskene ved Sag skjerp.

Fra fylliten og fra de sorte skifrene og de mere sandige lag i den.

Fra grensen grønnsten-fyllit ved C 26/10, alle, eller fra C 25/33' eller C 25/92.

Dessuten bør det lages slip av flere av prøvene fra røskene i Storhusmannsberget. Her burde det helst vært en prøveserie over hele sonen som er prøvetatt, men det bør ihvertfall minst være to forskjellige fra den grønne, hornfelsaktige sandstenen som vi hadde så tydelig ved Knoll skjerp.

Jeg glemte dessverre å sette opp noen liste før jeg dro fra Meråker, så jeg kan ikke gi noen nummer på prøvene.

Oslo, september 1966.

Gudmund Grammelund

NIELS SCHØYENS RAPPORT FRA MERÅKER-OMRÅDET

1918 og 1920 begynner med en rekke geologiske profiler gjennom området. Etter dette følger en malmgeologisk beskrivelse av feltets forekomster. Denne delen kan jeg ikke huske å ha sett i Skorovas. Jeg skal derfor sitere den delen av denne rapporten som omtaler Sonvand-forekomstene:

"Sonvands Molybdænskjærp, som ligger ca. 400 m øst for søndre Sonvand og ca. 250 m syd for nordre (eller nedre) Gudaa sæter. Det er en pneumatolyttisk dannelselse i en hvit granittisk pegmatittgang, av 1/2-1 m mektighet. Den omgivende bergart er normalkornig gabbro og er nær pegmatittgangen delvis omvandlet. Malmen, molydænglans, forekommer som meget fattig impregnasjon i gangbergarten og i krystaller fra knappenålshodes størrelse til 3 cm i diameter, til dels vakkert utviklet i frigonale (hexagonale) krystaller. Skjerpet er uten noen som helst praktisk betydning."

"Ca. 800 m sydøst for sydenden av søndre Sonvand ligger Sonvands koppergruve. Malmen er i dag ved åpningen en ca. 1 m mektig bergart blandet kopper- og svovelkisgang i finkornet gabbro. I det hengende står hvit granitt, hvori også delvis er malm."

Det at det er to gruver ved Sonvand er nytt for meg. Jeg har innbildt meg hele tiden at det har vært én gruve der. Det er kanskje jeg som har misforstått, men hvis ikke, så synes jeg dette er en ganske viktig opplysning og tar det derfor med.

For flere og utfyllende opplysninger om gruvene i Fonnfjell-, Mandfjell-området henvises til Niels Schøyens rapport.

Trondheim, 21.12.1966

A. Haugen

P 4-20-9

Geologisk ekskursjon til Merakerprofilen
torsdag 22/9 - 1966.

Arrangør: Trondheim Geologiske Klubb.

Ekskursjonsledere: F. Chr. Wolff og D. Roberts.

Introduksjon.

Langs et profil på tvers av den kaledonske fjellkjede fra Trondheimsfjorden til Storlien har det i de senere årene vært foretatt mere inngående geologiske studier. Det har vært mulig å vise at vi her har en sterkt sammenfoldet antiklinal med de eldste bergarter i midten og de yngre bergartsserier invertert på begge sider i øst og vest. De forskjellige ledd i lagserien vil bli demonstrert, og lagenes stratigrafiske stilling vil bli vist. Tektoniske studier utført av D. Roberts har vist at vi har tre foldefaser i området. Disse tektoniske trekk vil også bli vist under ekskursjonen. Ekskursjonen begynner i vest ved Hegra og avsluttes i øst ved Storlien. Det vil bli anledning til lunch i Meraker.

Ekskursjonsrute.

Stopp 1. Fordal, Hegra.

Raskt vekslende skifre og gråvakker fra undre Hovin-gruppe.

Graded bedding.

To generasjoner av foldning. En kløvretning gjennomskjærer den eldste foldefasen.

Stopp 2. Einang.

Skifer og gråvakker av undre Hovin-gruppe. Store, forholdsvis åpne, asymmetriske folder. Det er her mulig å bestemme opp-ned i sedimentene.

Stopp 3. Mellom Kil og Hyllmo.

Den skifrige sekvens av undre Hovin-gruppe. Pyritterninger vises å være dratt langs kløvretningen

Stopp 4. Flornes bru.

A. Fyllitter og gråvakker av undre Hovin-gruppe. To faser av folding. Første generasjon viser tette folder, en senere generasjon viser mere åpne folder.

B. Grønnstener av Støren-gruppen. Sterkt deformerte. Fyllitter øst for grønnstenene viser også sterk deformasjon og sekundær kvartsdannelse.

Stopp 5. Vasseråmoen - Reinå.

Brunforvitrede granatglimmerskifre av Gulaskifer-gruppen (tidligere Røros-gruppen). Jettegryter. Her ses også konkordante årer og ganger av trondhemitt-pegmatitter med følgende mineraler: kvarts, feltspat, glimmer, turmalin og apatitt.

Stopp 6. Gudå.

Amfibolitt og kvartskeratofyr, grønnsten og andre bergarter av Støren-gruppen. Steiltstående lagstilling, delvis av tektonisk opprinnelse.

Stopp 7. Bitnes. (Støvler.)

Gudåkonglomeratet som ligger stratigrafisk på toppen av Gulaskifer-gruppen like under Støren-gruppen. Konglomeratet består av kvartsboller som er sterkt deformerte. Kvartsittbånd ses også. Disse er sterkt foldet og avslitt (sheared). Linser av kalksten og noen boller av epidotfels er også synlige. Her er det mulig å se spor av en meget tidlig foldning, F. 1. Denne er altså tidligere enn de to som vi så i Hovin-gruppene. F. 2 og 3. Også deformerte linser av sillimanitt-muskovitt i granatglimmerskifer.

Stopp 8. Brenna.

Mørk fyllitt fra undre Hovin-gruppe. Oligomikt konglomerat og sandsten.

Stopp 9. Brenna kalkstensbrudd.

Grovkrystallinsk, temmelig ren kalksten. DTA-analyser har vist at dolomittinnholdet er helt forsvinnende her. Kalkstenen inneholder enkelte steder også meget fuxitt.

Stopp 10. Risvold.

Vi ser her sandsten av øverste del av undre Hovin-gruppe, og i øst ser vi en amfibolitt eller grønnsten. Denne ligger på grensen mellom undre og øvre Hovin-gruppe.

Lunch - Meråkerhotellet.

Stopp 11. Turifoss bro.

A. To generasjoner av foldning, F 2 og 3. Vi ser kvartsstenger som er trukket ut langs foldeaksen av F 2-foldene.

B. Sausserittgabbro som lagergang med stekningskontakter nær sedimentene. Meget grovkornet gabbro i de sentrale partier av gangen. Mineralene er hornblende, kloritt, plagioklas, epidot (ofte i klyser), pyritt, pyrotitt osv.

Stopp 12. Øst for Nordre Dalvoltjern.

Gråvakker av øvre Hovin-gruppe. Sedimentære flame-structures og kalkige konkresjoner vises i sedimentene. Man kan her bestemme opp-ned i disse. Akseplankløyv av F-3-alder. Vises bare i fyllittiske lag.

Stopp 13. Svartskåra.

Skiftende lag av mørk skifer og sandsten av Horggruppe-alder (silur - Kjølhaugen). Ved østsiden av blotningene sees gruskonglomeratet av øvre Hovin-gruppe.

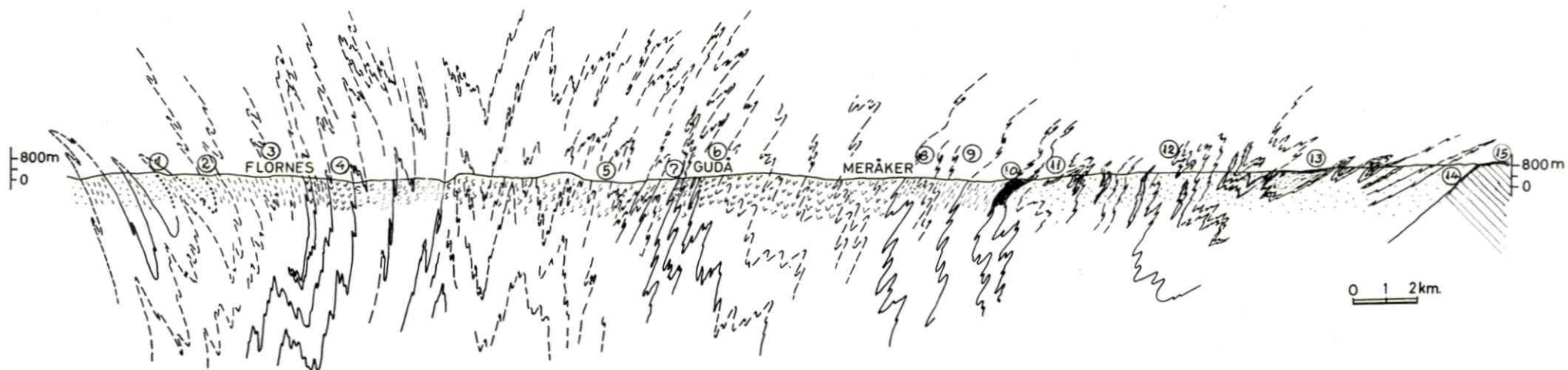
Stopp 14. Grenseknuten.

Gråvakker av øvre Hovingruppe med graded bedding og slake folder av F 2-fase. Vi er her bare noen 100 m vest for det store skyveplanet ved riksgrensen, likevel er sedimentene så og si uforstyrret av skyveplanstektonikken.

Stopp 15. Utsikten øst for riksgrensen.

Skyveplanet vises tydelig i terrenget mot SV. Vi står her på eokambriske ryolittporfyrbergarter.

	Svorkmo - Lundamo Section A - B Carstens 1954 - Vogt 1945	Stjørdal - Meraker Section C - D Carstens 1960, Wolff 1964 - Getz 1890, Wolff 1966		Västerbotten the southern part of Södra Storfj. Kulling 1955 and others
Horg group	Shale and sandstone (The Sandå beds) Quartzite conglomerate (Lyngestein)	Absent	Darke shale and sandstone Quartzite conglomerate (Kjølhauge)	Arenitic calcareous shale Shale Limestone Quartzite conglomerate (Vojtja)
Upper Hovin Group	Rhyolite (Grimsås) Sandstone Polygenous conglomerate (Volla)	Polygenous conglomerate Rhyolite tuff Polygenous conglomerate and sandstone alternating Polygenous conglomerate (Hopla)	 Graywackes Absent	 Absent
Lower Hovin group	Dicranograptus black shale Rhyolite tuff (Esphaug, Hareklett) Sandstone and shale (Krokstad) Limestone (Høllonda) Fossiliferous shale (Langeland) Greenstone conglomerate (Venna)	Dark shale Rhyolite tuff (Muruvik) Sandstone Limestone (Tautra, Forbordfj., Flora) Fossiliferous shale (Leksdal) Greenstone breccia (Stokvola)	 amphibolite (Turifoss) Sandstone and conglome- rate. Limestone (Brenna) Shale Polygenous conglomerate (Lille Fundsjø)	"Tuffitic rocks"? Greenstones and tuffs with cerato- phyre and sediments intercalated. Intermittent conglomerate. Arenitic shales (in west calcareous) Shales and polygenous conglomerate Polygenous conglomerate
Støren group	Greenstones	Greenstones	Amphibolite	Greenstones
Røros group	Micaschist Quartzite conglomerate (Svorkmo) Crystalline limestone Micaschist	Micaschist Absent Absent Micaschist	Micaschist Quartzite conglomerate (Hegsjøfj., Skjækerstøtene Gudå and Bukkh. - Usmadam) Crystalline limestone Micaschist	Quartzite conglomerate (Ropen) Crystalline limestone Shale, arenitic shale etc.

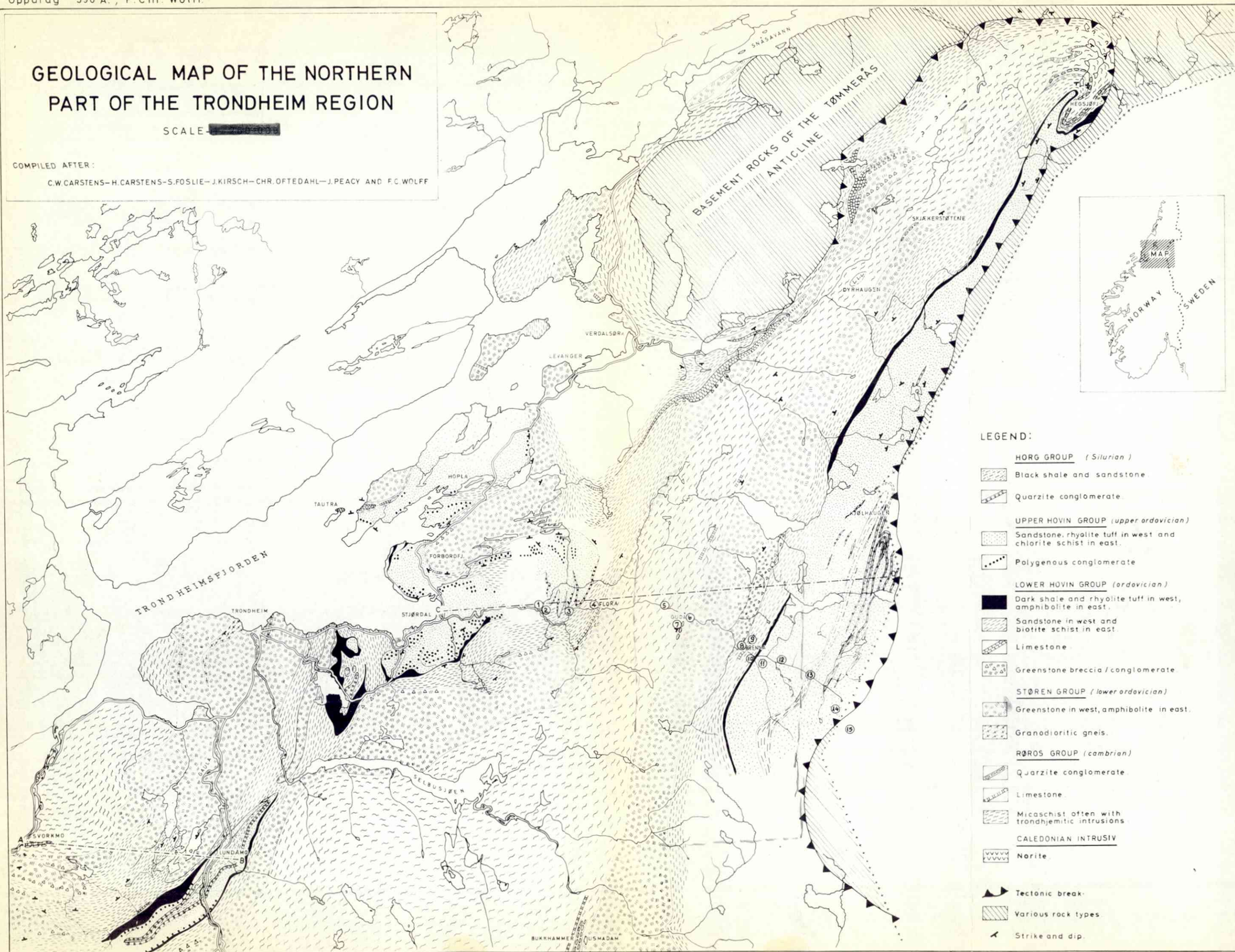


GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHERN PART OF THE TRONDHEIM REGION

SCALE 1:50,000

COMPILED AFTER:

C.W. CARSTENS—H. CARSTENS—S. FOSLIE—J. KIRSCH—CHR. OFTEDAHL—J. PEACY AND F.C. WOLFF



LEGEND:

HORG GROUP (Silurian)

Black shale and sandstone

Quartzite conglomerate

UPPER HOVIN GROUP (upper ordovician)

Sandstone, rhyolite tuff in west and chlorite schist in east.

Polygenous conglomerate

LOWER HOVIN GROUP (ordovician)

Dark shale and rhyolite tuff in west, amphibolite in east.

Sandstone in west and biotite schist in east.

Limestone

Greenstone breccia / conglomerate

STØREN GROUP (lower ordovician)

Greenstone in west, amphibolite in east.

Granodioritic gneis.

RØROS GROUP (cambrian)

Quartzite conglomerate

Limestone

Micaschist often with trondhjemitic intrusions

CALEDONIAN INTRUSIV

Norite

Tectonic break

Various rock types

Strike and dip

Elektrokemisk A/S
Skorovas Gruber.

P4-23-2

BV 1366/16

G. Grammeltvedt:

BESKRIVELSE AV SLIP FRA MERÅKERFELTET 1965.

BEMERKNINGER TIL RAPPORTEN.

De mikroskopiske undersøkelser er gjort på det mikroskop vi hovedfagsstudenter bruker til daglig. Dette er langt fra tilfredsstillende. Blandt annet er det for lyssvakt og gir for liten forstørrelse til de finkornete bergarter det her er tale om. Mine undersøkelser kan av den grunn være mangelfulle på sine steder.

Mikroskoperingen av planslipene i påfallende lys og fotograferingen har jeg utført på mikroskopet til professor J.A.W.Bugge som jeg er stor takk skyldig for denne del av arbeidet.

Til de følgende beskrivelser vil jeg bemerke følgende: hornblenden er sannsynlig ikke en ren hornblende, men burde heller kalles en aktinolitisk hornblende; konklusjonene er selvsakt ikke helt korekte. Det kan de ikke være på grunnlag av et slip. Jeg har derfor forsøkt å la være å trekke altfor vide konklusjoner. Navnene på bergartene kan også være noe uriktige. En bør derfor at visse reservasjoner ved bare å se på navnet.

Beskrivelsen er ordnet etter alfabetet og etter fortløpende nummer.

Henvisningene til bildene står tilslutt i hver slipbeskrivelse. Forstørrelsene er bare omtrentlige.

Slipene er oppbevart av prof. Bugge.

Filmene har jeg.

Gudmund Grammelkvist.

SLIPBESKRIVELSE B 25/9. Meta-dolerit. (Saussurit-gabbro).

Textur. Retningsløs, ulikekornet, hypidiomorf, meget omvandlet bergart.

Mineralene.

Hornblende. Hypidiomorf, middels- til grovkornet. 2 kløvretninger ca. 60 grader på hverandre. Svak pleokroisme fra blågrønt til en noe svakere farge av samme tone. Elong.(+). Ganske høyt relieff. Interferensfarger opp i midten av 2.orden. Optisk 2-akset(-), 2V stor. Utslukning 14-18 grader. Antar det er en alminnelig hornblende.

Albit. Nesten fullstendig saussuritisert og sannsynlig omvandlet til clinozoisit før det meste.

I noen rester kan en finne følgende data: 2 kløvretninger loddrett på hverandre, tvillinger etter albit-, carlsbader- og periklinloven, optisk 2-akset (+), 2V stor. Maksimal utslukning i den symetriske sonen er 14 grader. Det tilsvarende er albit med An 6-7.

Clinozoisit. Fargeløs med høyt relieff, lave tildels anomale (berlin blue) interferensfarger. Brytningsindeks er høyere enn for hornblenden.

Carbonat. Ganske store, spredte korn ligger i hele bergarten. Den kan utgjøre en 5 til 10 % av bergarten.

Klorit. Noe klorit ligger spredt omkring. Den ser ut til å være sekundær.

2 Kvarts. Noen få korn er observert.

Aksesorier. Titanit som nesten er fullstendig omvandlet til leukoxen opptre spredt utover hele bergarten.

Konklusjon.

Dette er sannsynlig en omvandlet gabbro. Pyroxen har fullstendig blitt omvandlet til hornblende og plagioklasen mye omvandlet til epidotmineraler. Carbonat er tydelig et sekundært produkt.

Mineralassosiasjonen tyder på albit-epidot-amfibolit-facies.

Relativt mengdeforhold: Ca. 40 % hornblende, 50 % albit og epidotmineraler, og ca. 10 % av de resterende.

Se foto 13, side 24.

SLIPBESKRIVELSE B 25/16^a. Jernkvartsit.

Bergarten består av ca. 70 % kvarts. Den kan ha en viss parallellorientering. Kornstørrelsen ca. 0,2 mm. Små magnetitkorn går i meget bestemte lag i nesten hele slipet. Det er meget små korn bare brøkdelen av en mm. De utgjør ca. 30 % anslagsvis. Kvartsen har ofte undulerende utslukning og er meget oppknust noe som tyder på at den ~~er~~ rekrystallisert. Noe aksessorisk Carbonat, Klorit og Epidot. Noen få korn kis er også observert.

Bergarten er utvilsomt et opprinnelig jernrikt kvartssediment som er metamorfosert.

(Etter hva jeg husker var det vel utviklede krystaller av magnetit i bergarten.)

SLIPBESKRIVELSE B 25/18. Kvartskeratofyr. (Lys gneis, ^{trondhjemitisk} ~~granitisk~~ sammensetning)

Textur. Matrix er finkornet, granoblastisk med fenokrystaller av kvarts og albit.

Mineralene.

Kvarts. I matrix ofte deformert og strukket, ofte med undulerende utslukning, finkornet, allotrinmorf. Kvarts-fenokrystallene er ofte noe nedbrutt og kan ha en krans av middelskornete kvartskorn (mørtelsstruktur). Dette tyder på tektoniske bevegelser. Fenokrystallene viser også undulerende utslukning.

Albit. Matrix består av en betraktelig mengde albit, men det er vanskelig å avgjøre sikkert på grunn av den fine kornstørrelse. An-innholdet i disse er vanskelig å bestemme med sikkerhet.

Fenokrystallene har utviklet difuse albit- og carlsbader-tvillinger. n er ganske mye mindre enn for kvarts.

Optisk 2-akst (+). Bestemt til ganske ren albit etter metoden med bisektersnitt. Maksimal utslukning i den symmetriske sonen gir omtrent samme resultat.

Inneslutninger av epidot.

Epidot. Hypidiomorfe, noe stenglige korn. Ofte med "parting" på tvers av stengligheten. Tvillinger eller sammenvoksnings. Egenfargen er svak gulgrønn, mulig med svak pleokroisme. Høyt relieff. Høye interferensfarger opp i 2.ordens blått og grønt. Optisk 2-akset (-), elong. (+), (-). Rett utslukning i korn med laveste interferensfarger.

Opptre hyppig som inneslutninger i albit.

Klorit. Noe klorit opptre. Mulig som et omvandlingsprodukt.

Karbonat. Noen aksessoriske korn.

Svovelkis. Noen aksessoriske korn.

Limonit. Sekundært omvandlingsprodukt, jernoxyder eller -hydr oxyder.

Konklusjon.

Matrix består av kvarts og albit. Det innbyrdes forhold er ikke godt å avgjøre. De store kvarts- og albit-krystallene må antas være primære fenokrystaller. Albit-fenokrystallene har sansynlig vært mer basisk, men er omvandlet og epidot er dannet. Av oppknusningen av kvartskrystallene ser en at bergarten har vært utsatt for tektoniske bevegelser og rekrystallisasjon. Den kan opprinnelig ha vært en sur tuff, men det er og mulig at den er en sur intrusiv.

Se foto 9 og 10, side 22 og foto 21, side 28.

SLIPBESKRIVELSE C 25/9^b. Skifrig kvartsit. (

Textur. Finkornet matrix med tydelig parallellorientering med noe grovere bånd. Vesentlig bestående av kvarts. Kornstørrelsen er mindre enn 0,1 mm.

Mineralene.

Kvarts. Allotriomorfe korn i matrix, tydelig undulerende utslukning i mange korn og er strukket under tektonisk påvirkning. De grovere "bånd" er mer runde og har ikke undulerende utslukning. Disse er sikkert sekundært dannet. Inneslutninger av små, primære kvartskorn i disse.

Plagioklas. Noen få allotriomorfe korn. Lysbrytningen mindre enn for canadabalsams. Optisk 2-akset (+). Maksimal utslukning i den symetriske sonen er 12 grader. Det tilsvarende en basisk plagioklas.

Klorit. Hypidiomorf, stengelig, 1 kløv etter 001. Pleokroisme fra blågrønn til gulgrønn. Elong. (-). Middels relieff. Lysbrytningen større enn for kvarts. Polysyntetiske tvillinger. Meget lave interferensfarger. Den hører til proklorit-rekken.

Aksesoriske.

Carbonat. Noen få spredte korn med middels relieff, høye interferensfarger og karakteristisk aksebilde.

Rutil i små, røde korn med høyt relieff og meget høye interferensfarger.

Konklusjon. Kvarts utgjør 95-98 % av bergarten. Av de andre mineralene dominerer klorit. Det kan være mer albit i matrix. Bergarten må opprinnelig ha vært en noe uren kvartsit som er metamorfosert og tektonisert og noen få nye mineraler er dannet. Den er nu i grønnskiferfacies.

Se foto 22, side 28.

SLIPBESKRIVELSE C 25/13^a. Grønnsten.

Textur. Retningsløs, finkornet, ulikekornet. Kornstørrelse mindre enn 0,5 mm.

Mineralene.

Hornblende. Hypidiomorf, 2 kløvretninger 160 grader på hverandre. Tydelig pleokroisme fra blågrønn til blekgrønn. Elong. (+). Middels relieff. Interferensfarger oppi 2. ordens grønt. Optisk 2-akset (-). Utslukning 15-25 grader. Alminnelig hornblende.

Albit. Allotriomorf til hypidiomorf. 2 kløvretninger loddrett på hverandre. Tvillinger etter albitloven er hyppige; også etter carlsbader- og periklin-loven finnes. Lavt relieff, brytningsindeks er lavere enn for canadabalsam. Lave interferensfarger, optisk 2-akset (+). Utslukning i snitt loddrett på Z-aksen er 20 grader som tilsvarer An 4. En god del av albiten er saussuritisert og epidot er dannet.

Epidot. Allotriomorf til hypidiomorf. Viser flere steder "parting". Svak gul-orange egenfarge noe som tyder på at den er ganske jernrik. Høyt relieff, høye interferensfarger opp i 3. orden. Rett utslukning etter stengligheten.

Aksesorier. Carbonat utgjør 1-2 %. Leukoxen er spredt ut over det hele og utgjør kanskje 3-5 %. Dessuten noen få korn av svovelkis.

Konklusjon.

Hornblende utgjør ca. 60 %, albit sammen med epidot ca. 35 % og aksesorier ca. 5 %.

Bergarten har sannsynlig vært en vulkanit etter sin felttopptreden og mineralinnhold. Plagioklasen har under metamorfosen blitt saussuritisert og der er dannet epidot og nesten ren albit. Endel TiO_2 har opprinnelig vært tilstede og er omvandlet til leukoxen. Carbonat er et sekundærprodukt. Bergarten er nu i albit-epidot-amfibolitfacies.

Se foto 18, side 26.

SLIPBESKRIVELSE C25/22. Amfibolit.

Textur. Retningsløs, finkornet. Består nesten bare av hornblende og plagioklas. Kornstørrelsen er mindre enn 0,2 mm.

Mineralene.

Hornblende. Pleokroitisk fra blågrønn til blekgrønn, elong.(+). Interferensfarger opp i grønt av 2.orden. Utslukning 15-20gr.

Albit. Dette er trolig albit, n_{ab} er litt under canadabalsams brytningsindeks og langt under kvarts.

Den er meget saussuritisert.

Clinozoisit. Fargeløs, høyt relieff, lave interferensfarger anomal "berlin blue" og gullig.

Kvarts er tilstede i endel korn. Det kan være mere enn det kan se ut til ved første øyekast, men den er vanskelig å skille fra albit p.g.a. dennes mangel på albit-tvillinger.

Biotit. Opptrer i et aggregat med clinozoisit i kjernen, ellers er det ikke noe serlig biotit tilstede.

Aksesoriske. Noen få svovelkiskorn. Leukoxen, omvandlingsprodukt av Ti-oxyder finnes i små korn overalt.

Konklusjon.

Hornblende utgjør 70 til 80 %. Albit og clinozoisit tilsammen 20 til 25 %. De resterende ca. 5%.

Bestemmelsen av plagioklasen til albit er mulig noe tvilsom p.g.a. de små korn og dårlige snitt. Tilstedeværelsen av så meget leukoxen tilsier at bergarten var ganske rik på Ti-oxyder som i D25/20.

Bergartens opprinnelse er usikker.

Den er nu i albit-epidot-amfibolitfacies.

Se foto 17, side 26.

SLIPBESKRIVELSE C 25/63^a. Grafitt-glimmerskifer.

Textur. Mematoblastisk, finkornet med god parallellorientering, småfoldet.

Mineralene.

Kvarts. Noe undulerende korn, rekrySTALLISERT. De har en viss parallellorientering.

Lys glimmer. Nematoblastisk, finkornet, god orientering. Fargeløs, elong.(+) med høye interferensfarger. Rett utslukning. Den er foldet og har inneslutninger av grafitt. Grafitt følger ofte lys glimmer.

Grafitt. Nesten hele slippet består av grafit og magnetkis.

Magnetkis. Den er noe omvandlet til markasit. Noen inneslutninger av svovelkis.

Konklusjon.

Kis og grafitt utgjør 70-80 % av slippet. Kvarts og lys glimmer fordeler seg noenlunde likt på det resterende.

SLIPBESKRIVELSE C 25/43 Glimmerskifer.

Textur. Finkornet, småfoldet med klorit- og glimmermineralene godt orientert. (Slipet er ganske tykt.)

Mineralene.

Kvarts. Finkornet, allotriomorf, ofte med undulerende utslukning. Har krystallisert i relativt store krystaller i foldeknærne.

Lys glimmer. I tynne bånd med god parallellorientering. Fargeløs, høye interferensfarger, rett utslukning. Meget små korn så andre optiske data er ikke bestemt.

Biotit. Småfoldet, hypidiomorf, perfekt kløv etter 001. pleokroitisk fra brun til nesten fargeløs. Elong. (+). Interferensfarger opp til midt i 2. orden. Optisk 2-akset(-) med 2V meget liten, 0-5 grader. Rett utslukning.

Klorit. Småfoldet, hypidiomorf, pleokroisme fra blågrønn til nesten fargeløs. Elong. (+). Lave til midlere interferensfarger. Rett utslukning. Det er en proklorit.

Aksesorier. Pyrit og magnetit utgjør ca. 5 %. Dessuten små korn av titanit og zirkon.

Konklusjon.

Kvarts utgjør 20-30 % og klorit- og glimmermineralene 60-70 %.

Bergarten har tydelig vært utsatt for tektoniske bevegelser og viser blandt annet gode eksempler på "strain-slip-cleavage" og tektoniske soner med rekrySTALLISASJON av kvarts og klorit, serlig i foldeknærne (lavt trykk).

Bergarten har sannsynlig opprinnelig vært et pelitisk sediment. Det er nu i grønnskiferfacies.

Se foto 11 og 12, side 23.

SLIPBESKRIVELSE D 22/1^h. Kis i kvarts-hornblendebergart.
Kongens grube. ✓

Bergarten består av kvarts som det dominerende mineral. Den har ofte undulerende utslukning og er oppsprukket. Dessuten er det hornblende, epidot (Fe-rik) og karbonat. Carbonatet kan være siderit (FeCO_3). Det har høyt relieff som varierer med aksene.

Kisen er overveiende magnetkis og sinkblende med noe kobberkis og xenoblaster av svovelkis. Bergarten har tallrike inneslutninger vesentlig av kobberkis med noe magnetkis og sinkblende. Kobberkisen har inneslutninger av sinkblende og sinkblenden har inneslutninger av kobberkis og bergart. Magnetkisen er sterkt omvandlet til markasit melnikovit. Melnikovit er et kolloidalt, gellignende vannholdig Fe-sulfid. Sinkblenden ser serlig ut til å være anriket rundt bergart. Kobberkisen opptrer nesten alltid sammen med sinkblenden. Svovelkisen ligger tilfeldig i vel utviklede krystaller med noen inneslutninger av bergart.

Relativt mengdeforhold: 45-50 % magnetkis, ca. 40 % sinkblende, 10 % svovelkis og ca. 5 % kobberkis.

Se foto 2, side 18 og 3 og 4, side 19.

SLIPBESKRIVELSE D 25/14^a. Kvarts-kloritskifer.

Textur. Matrix granulær, finkornet. Senere(?) middelskornete kvarts-korn. Kloriten er småfoldet.

Mineralene.

Kvarts. Skille mellom finkornet kvarts i matrix og middelskornet, sannsynlig senere kvarts. Kornene i matrix har undulerende utslukning og er tektonisk påvirket. Klorit er spredt utover.

Kvarts utgjør ca. 60 %.

Klorit. Småfoldet, hypidiomorf med en perfekt kløv etter 001. Pleokroisme fra grågrønn til gul grågrønn. Elong.(-).

Middels relieff og lave interferensfarger. Den hører til proklorit-rekken.

Utgjør en 40 %.

Plagioklas. Det er observert 3 små korn. Ubestembare. Det er mulig at det er noen til.

Aksesoriske. Titanit i alt overveiende grad, dessuten noe apatit og pyrit og litt zirkon.

Konklusjon.

Klorit dannes i en bergart med tilstrekkelig jernoxyd, overskudd på Al og relativt fattig på Mg, Ca og K. I denne bergart har også TiO_2 vært i overskudd. Det har vært svært lite Ca og K tilstede da plagioklas opptrer i svært liten mengde og muscovit ikke er observert. Bergarten er nu i grønnskifer-facies.

Se foto 20, side 27.

SLIPBESKRIVELSE D 25/20. Amfibolit.

Textur. Finkornet, uten parallellorientering. Største korn mindre enn 0,2 mm. Gjennomsnittet er mindre enn 0,1 mm.

Bestemmelsen av mineralene er gjort kun ved hjelp av egenfarge, elongasjon, interferensfarger og utslukning.

Bergarten består vesentlig av hornblende.

Mineralene.

Hornblende. Pleokroisme fra blågrønn til svak grønn, elong.+ . Interferensfarger opp i grønt av 2. orden. Utslukning 15-20 gr.

Epidot. Gulig egefarge, høyt relieff, høye interferensfarger (3. orden), Viser noen steder "parting". Den ser ut til å være et omvandlingsprodukt etter plagioklas.

Albit. Noen få ubestembare korn er observert. Den ser ut til å være omvandlet.

Kvarts er mulig tilstede, men den kan forveksles med albit.

Aksessoriske. Endel magnetit og endel titanit som nesten fullstendig er gått over til leukoxen. Utgjør ca. 5%.

Konklusjon.

Hornblende utgjør 80 til 90%. Epidot dominerer av de resterende mineraler.

Plagioklasen i bergarten er sansynlig nesten fullstendig omvandlet (saussuritisert) og da serlig med dannelse av epidot. Hornblendene ser ganske uomvandlet ut.

Opprinnelsen av bergarten er noe tvilsom. Jeg tør ikke fremsette noen hypoteser uten et mer nøyaktig feltarbeid.

Nu befinner bergarten seg i albit-epidot-amfibolit-facies etter Eskolas terminologi.

Bergarter er mye lik C25/22.

Se foto 14, side 24.

SLIPBESKRIVELSE N 24/1^a. Kis i kloritskifer.

Skjerp nord for Ramfjell gruber. ✓

Bergarten består av kvarts, klorit og litt carbonat med klorit som den dominerende. Kvartsen er meget oppknust.

Kisen består vesentlig av magnetkis med noe sinkblende og kobberkis. Magnetkisen er noe omvandlet sannsynlig til markasit. Inneslutninger av bergart, sinkblende og kobberkis. Av slippet kan det se ut som om kobberkisen ligger i bestemte soner i magnetkisen.

Kobberkisen og sinkblendene følger ofte hverandre.

Inneslutninger av mye bergart og noe kobberkis i sinkblendene og noen inneslutninger av sinkblende i kobberkisen.

Inneslutninger serlig av sinkblende, men også noe kobberkis og magnetkis i bergarten

Relativt mengdeforhold: bergart 30%, 70-75% mkis, 20-25% k^{5%} kis og 5% sinkbl. Kisdannelsen vil jeg ikke gå inn på på grunnlag av et slip.

----- Se foto 7, side 21.

SLIPBESKRIVELSE D 25/14^a. Kis i kvarts-kloritskifer.

Bergarten er beskrevet serskilt.

Værsvolden

Kisen. Overveiende kobberkis sammen med noe sinkblende og magnetkis.

Kobberkisen har tallrike inneslutninger av bergart, noen steder magnetkis og sinkblende. Små korn av kis ligger spredt utover i hele bergarten.

Magnetkisen ligger ofte som en randsone rundt kobberkisen og den er tydelig omvandlet langs kanten (markasit-dannelse).

Relativt mengdeforhold: 70 % bergart, 30 % kis. Av denne 80-85 % kobberkis, ca. 10 % magnetkis, og ca. 5 % sinkblende.

Se foto 1, side 18.

SLIPBESKRIVELSE N 25/8. Kvarts-kloritskifer.

Dronning

Textur. Meget finkornet, viser noe utydelig lagning. Kornst. $\leq 0,05$ mm.

Mineralene.

Kvarts. Det er vanskelig å si med sikkerhet om alle de lyse mineralene er kvarts. Noe kan være feltspat, men de har i så fall lite tvillinger og spalte-riss. Jeg antar derfor at mesteparten er kvarts. Den har ofte undulerende utslukning.

Plagioklas. Noen få korn med albit-tvillinger er observert.

Klorit. Hypidiomorf til allotriomorf. Grønn egenfarge. Elong. (-). Meget lave interferensfarger.

Aksesorier. Leukoxen er spredt utover.

Konklusjon.

Dette har utvilsomt vært en sedimentær bergart.

Kvarts og klorit er noenlunde likt fordelt i den. (Om vilkårene for dannelsen av klorit se D25/14^a.)

Bergarten ligner D 25/14^a, men er mye mer finkornet og ikke så skifrig som den.

Bergarten har ikke vært utsatt for noe større metamorfose (eller bevegelse).

Den befinner seg nu i de nedre deler av grønnskiferfacies.

SLIPBESKRIVELSE N25/10. Meta-dolerit. (Meta-gabbro)

Textur. Middelskornet, uten orientering av noe slag. *Dronningen*

Mineralene.

Hornblende. Samme data som for hornblendene i N27/15.

Inneslutninger av plagioklas og epidot.

Utgjør 50-60 % av bergarten.

Clinozoisit. Hypidiomorf, "parting" loddrett på stengligheten
Fargeløs, høyt relieff, anomale interferensfarger (berlin
blue). Rett utslukning.

Feltspat?

Mye av den er saussuritisert med dannelsen av clinozoisit.

Tvillinger utviklet etter albitloven, noen også etter carls-
bader og periklinloven. Lavt relieff, lysbrytningen er om-
trent lik med canadabalsams. Optisk 2-akset(+). Maksimal
utslukning i den symetriske sonen er 15 grader som svarer
til en albit med An₃₋₄.

Utgjør sammen med clinozoisit 30-40 %.

Aksesoriske mineraler.

Carbonat. Spredte sekundære korn, ~~men også primære korn~~
med inneslutninger av epidotmineraler.

Titanit som nesten fullstendig er omvandlet til leukoxen.

Noen få spredte korn med magnetkis.

Konklusjon.

Plagioklasen er saussuritisert og omvandlet til clino-
zoisit og albit er blitt stabil.

Bergarten ligner meget på N 27/15 og det er nær å tro at
de er av samme opprinnelse. Tilstedeværelsen av clino-
zoisit fremfor epidot forutsetter at det er så lite jern
tilstede at ikke epidot dannes.

Slipet er sannsynlig tatt fra gabbroen ved Dronningens
grube.

Se foto 19, side 27. og foto 16, side 25.

SLIPBESKRIVELSE N 25/15^f. Kis i kvarts-plagioklas-biotit-epidot bergart. Lillefjell gruber.

Bergarten.

Den består av omtrent 70 % kvarts og felt-spat, 15-20 % biotit, 10-15 % epidot.

Kvartsen har ofte undulerende utslukning. Plagioklasen er en noe basisk albit. Optisk 2-akset(+). Inneslutninger av epidot. Epidoten viser "parting" på tvers av stengligheten høyt relieff og høye interferensfarger. Biotiten viser pleokrisme fra brunt til nesten fargeløst, elong.(+).

Polysyntetiske tvillinger, interferensfarger opp i midten av 2.orden. Ser ut som optisk 1-akset, det vil si 2V er nær 0 grader. Inneslutninger av epidot.

Bergarten er utvilsomt av sedimentær opprinnelse.

Kisen.

Består vesentlig av svovelkis med noe sinkblende, kobberkis og magnetkis.

Svovelkisen opptrer som xenoblaster. Mellom disse er det kobberkis, sinkblende og bergart. Kobberkisen og sinkblendene opptrer i omtrent samme mengde, mulig mest av først nevnte.

Magnetkisen er omvandlet til markasit og melnikovit (se D22/1^b)

Svovelkisen er oppsprukket og sprekkenes er fylt med magnetkis eller kobberkis. Jeg har ikke klart å bestemme dette nøyaktig da sprekkenes er meget tynne. Inneslutninger av kobberkis.

Mest kobberkis (og magnetkis) er det rundt et par sekundære kvartskorn og i en sone på tvers av slipet i kvartskornenes lengderetning.

Relativt mengdeforhold: 80-85 % svovelkis, 10 % kobberkis, 5 % sinkblende og litt magnetkis, markasit og melnikovit. I prøven er ca. 30 % bergart og 70 % kis.

Se foto 5 og 6, side 20.

SLIPBESKRIVELSE N 27/15. Meta-dolerit.

Textur. Meget finkornet uten parallellorientering i mikro. (Kan ane en viss orientering i makro.) Største korn mindre enn 0,3 mm. Meget omvandlet. Ingen optiske egenskaper er blitt bestemt. Mineralene er kun bestemt ved egenfarge og interferensfarger, relieff, (spalteriss) og utslukning.

Mineralene.

Hornblende. Jeg antar det er en alminnelig hornblende. Pleokroisme fra blågrønn til blekgrønn, interferensfarger opp i midten av 2.orden, middels relieff, utslukning 15-25gr.

Epidot. Høyt relieff, høye interferensfarger, "parting" vinkelrett på lengderetningen (stengligheten) i noen korn.

Albit. Meget finkornet og kraftig omvandlet. Nesten fullstendig saussuritisert.

Kvarts. Opptre på sprekker, men kan også mulig opptre i matrix. Den er for finkornet til at jeg kan si det sikkert.

Biotit. Noen korn, porfyroblaster. Disse kan være opptil 0,4 mm i diameter. Inneslutninger av epidot. Tydelig et sekundærprodukt.

Aksesorier. Carbonat, magnetkis og leukoxen. Sistnevnte er spredt utover det hele.

Konklusjon.

Mengdeforholdet er vanskelig å si bestemt, men epidot ser ut til å dominere og utgjør sammen med albit en 60-70 % og hornblende en 30-40 %.

Av det ganske store innhold av leukoxen må en anta at bergarten har vært rik på TiO_2 . Hva bergarten har vært primært er usikkert. Etter feltopptreden skulle en anta den er en metadolerit (metagabbro). Den kan også være av vulkansk opprinnelse, dvs. en amfibolit eller en grønnsten. For å avgjøre dette med sikkerhet må det nøyaktigere undersøkelser til.

Etter bergartens feltmessige beliggenhet vil jeg kalle den en meta-dolerit.

Se foto 15, side 25.

SLIPBESKRIVELSE N 27/23. Kvarts-epidot-hornblendeskifer.

Textur. Nematoblastisk, finkornet, tydelig skifrig. Kornstørrelse mindre enn 0,1 mm.

Mineralene.

Kvarts. Allotriomorf, fargeløs, lave interferensfarger. Utgjør en 40-50%

Albit. Noen få korn med albit-tvillinger er observert. Det er en ganske ren albit. P.g.a. kornstørrelsen er det vanskelig å si sikkert om det er mere albit enn det ser ut til ved forveksling med kvarts.

Epidot. Gulige korn, viser "parting" på tvers av lengderetningene noen steder. Høyt relieff og høye interferensfarger. Rett utslukning. Egenfargen kan tyde på at den er ganske jernrik. Utgjør ca. 30%.

Hornblende. Nematoblastisk (stenglig), hypidiomorf. Pleokroitisk fra blågrønn til blekgrønn, elongasjon (+). Interferensfarger opp i midten av 2. orden. utslukningsvinkelen 15-20 grader. Jeg antar det er en alminnelig hornblende.

Klorit. Hypidioblastisk, plateformig, 1 kløv etter 001. Moderat relieff. Svak grønnlig pleokroisme. Elong. (+). Meget lave interferensfarger. Rett utslukning. Få korn. Det er antagelig en Proklorit.

Aksesoriske mineraler. Kis (pyrit), titanit med inneslutninger av ilmenit. Mulig noe zirkon.

Konklusjon.

Det er dannet porfyroblaster av kvarts med inneslutninger av epidot. Hornblenden bøyer seg pent rundt disse. Det samme kan en se ved titanitporfyrene.

Mineralasosiasjonen kan tyde på en opprinnelig kloritrik bergart; det vil si en tuff eller en annen nedbrutt vulkansk bergart. På grunn av det høye kvartsinnhold må en anta det er avsatt i et nokså terringent miljø (ikke langt fra land).

Bergarten befinner seg nu i albit-epidot-amfibolitfacies.

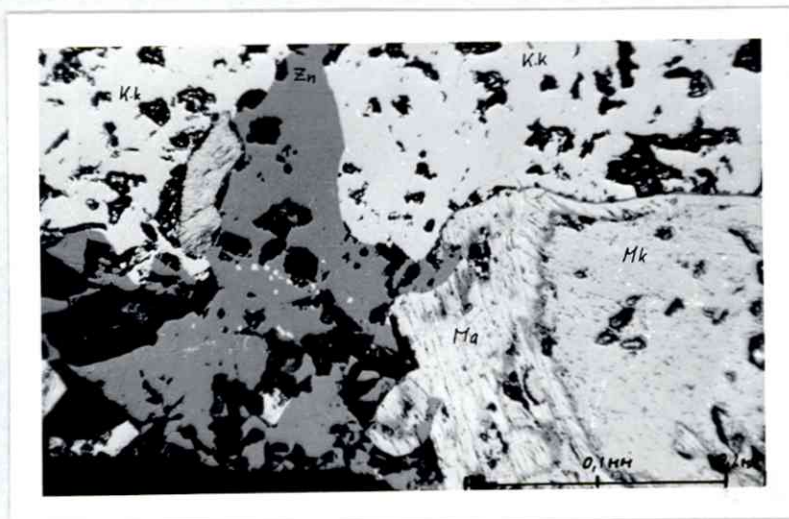
Se foto 8, side 21.

Foto 1.

Fra D 25/14^a i overfallende lys.

Det viser sinkblende (Zn), kobberkis (Kk), magnetkis (Mk) og markasit (Ma).

Markasit er omvandlingsprodukt av magnetkis.

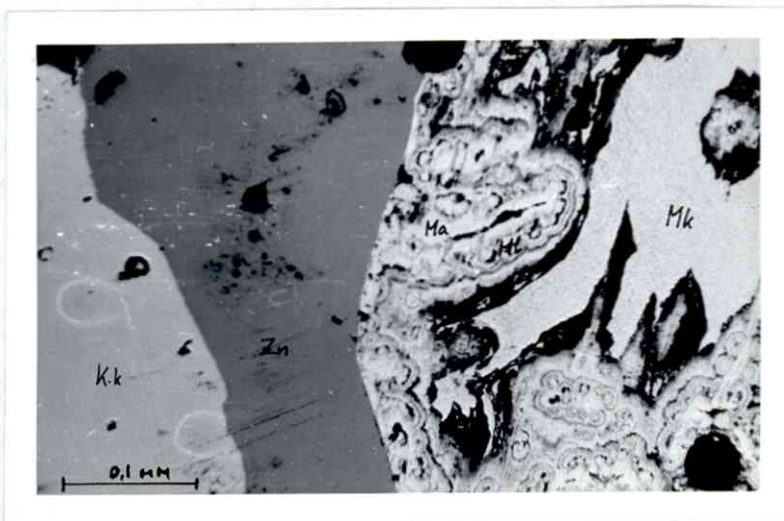


Forstørrelse: 175 ganger.

Foto 2.

Fra D 22/1^h i overfallende lys.

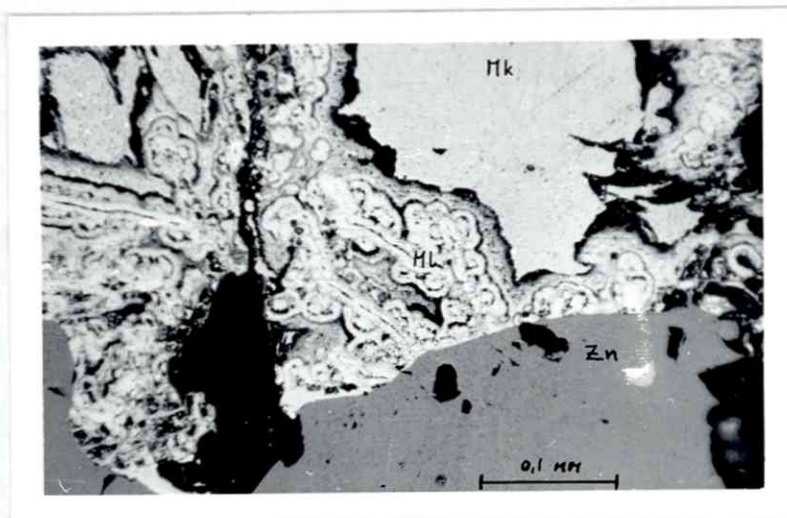
Det viser fra venstre mot høyre: Kobberkis (Kk), sinkblende (Zn), markasit (Ma), melnikovit (Ml) og magnetkis (Mk).



Forstørrelse: 175 ganger.

Foto 3.

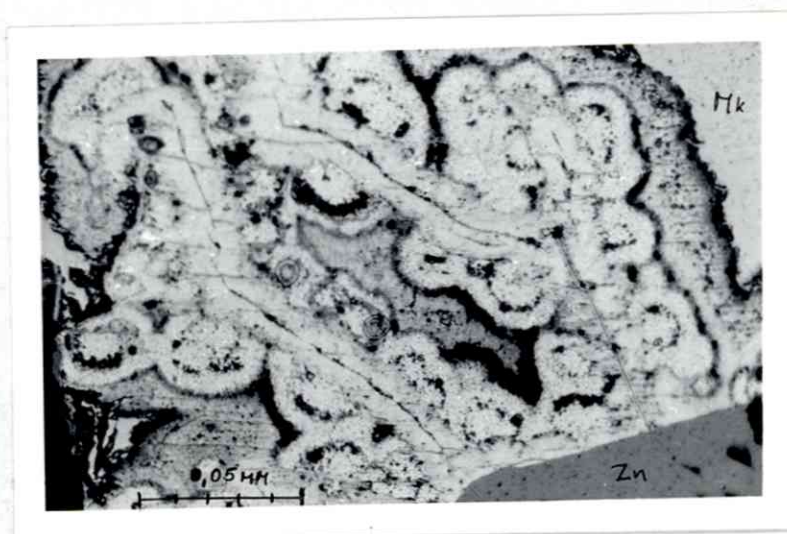
Fra samme planslip.
Det viser bedre mel-
nikovit-strukturen.
Foruten melnikovit
er det tilstede
sinkblende og mag-
netkis.



Forstørelse: 175 ganger.

Foto 4.

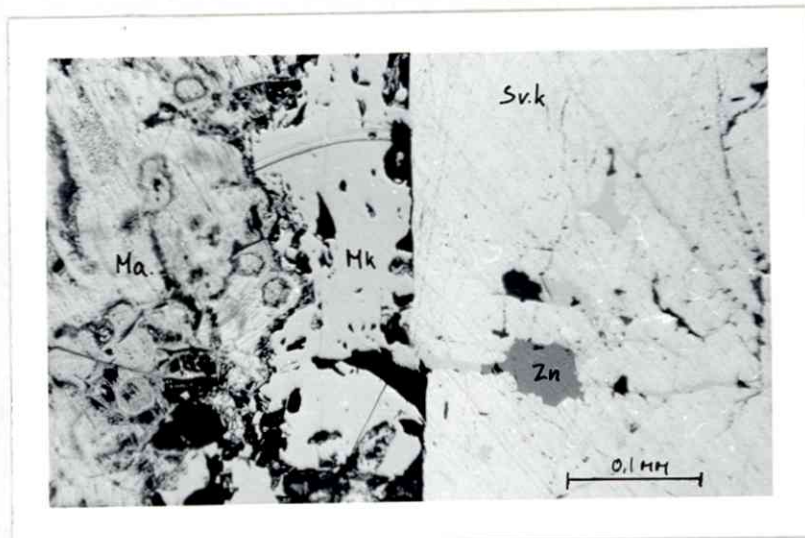
Utsnitt fra forige
bilde forstørret opp.
Det viser tydelig
melnikovit-strukturen.
Etter det jeg har
funnet ut er det en
kolloidal gel-struk-
tur av et vannholdig
jernsulfid.



Forstørelse: 430 ganger.

Foto 5.

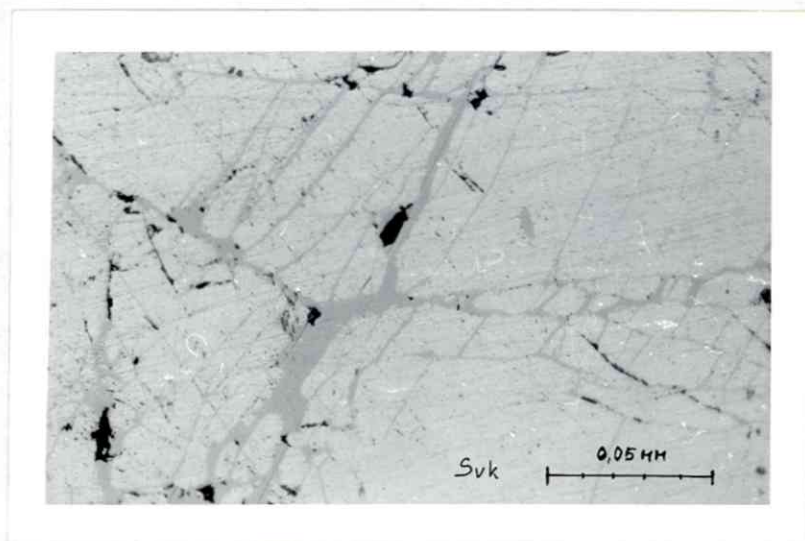
Fra N 25/15^f i overfallende lys. Det viser til høyre en svovelkis-krySTALL (Svk), skarpt avgrenset mot bergart og magnetkis. Lengst til venstre er det markasit. På nedenforstående foto ser en svovelkisen forstørret opp.



Forstørrelse: 175 ganger.

Foto 6.

Svovelkiskrystallen fra foregående foto forstørret opp. Det viser tynne årer og små inneslutninger i krystallen. Jeg er ikke sikker på om det er magnetkis eller kobberkis. Fargen er noe brunlig, men vanskelig å forklare. Ellers er det inneslutninger av sinkblende og bergart.



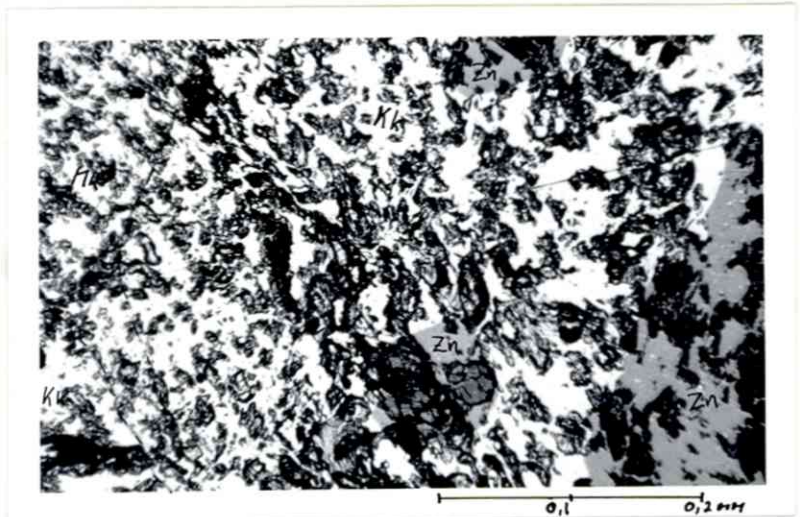
Forstørrelse: 430 ganger.

Foto 7.

Fra N 24/1^a i overfallende lys.

Det viser fra venstre mot høyre: magnetkis med utydelig grense på foto mot kobberkis, og grå er sinkblende.

(Dårlig preparert planslip.)

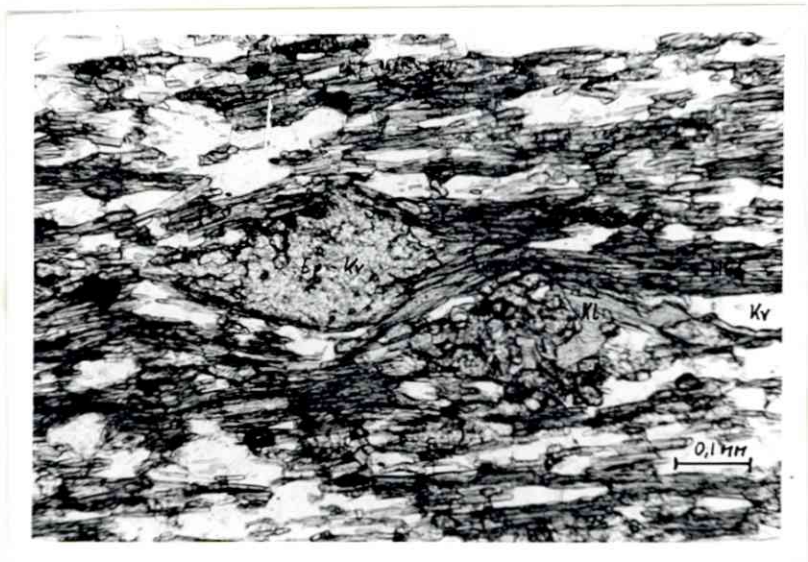


Forstørrelse: 175 ganger.

Foto 8.

Fra N 27/23 i gjennomfallende lys.

Det viser porfyroblaster av epidotkvarts i en kvartshornblendeskiifer. Litt klorit (Kl).

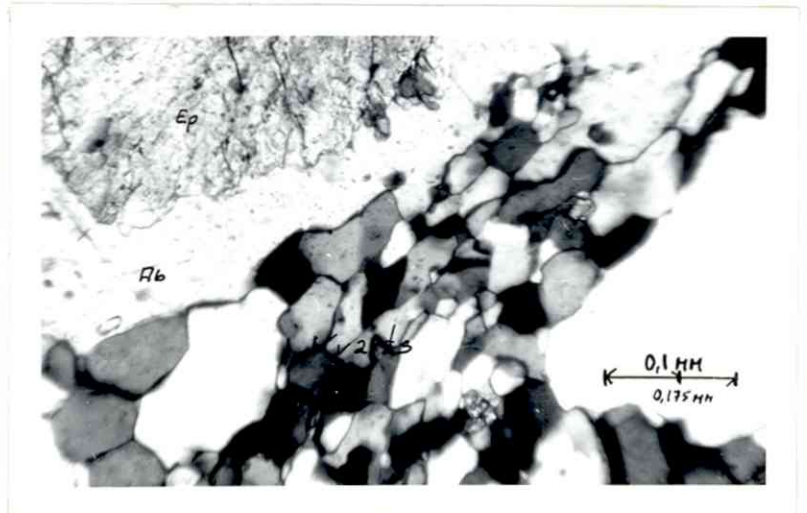


Forstørrelse: 100 ganger.

Foto 9.

Fra B 25/18 i gjennomfallende lys.

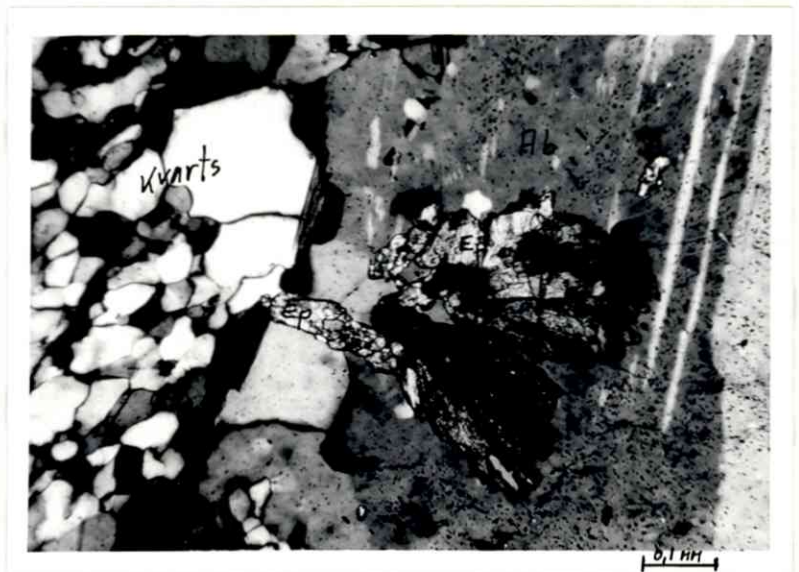
Det viser en fenno-krystall av albit med inneslutninger av epidot i en kvartsmat rix. Dannelsen av epidot er tolket som en avblanding i plagioklasen under avkjølingen. X nickols.



Forstørrelse: 100 ganger.

Foto 10.

Fra samme lokalitet og viser samme fenomen. X nickols.



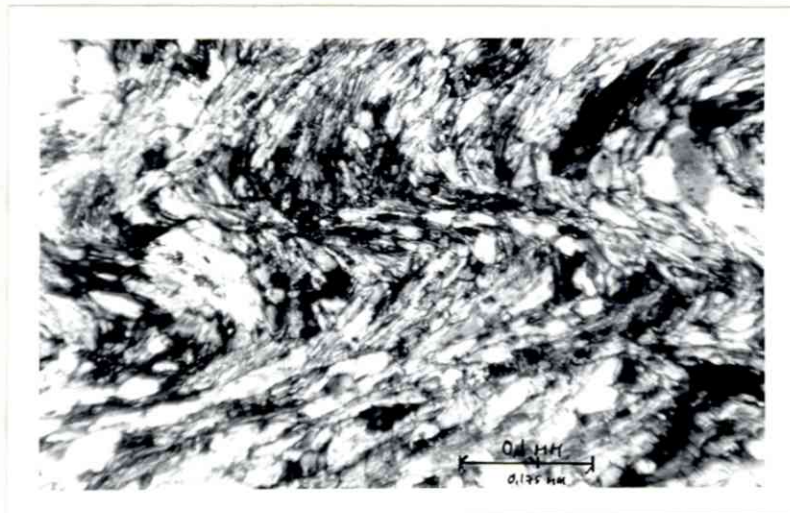
Forstørrelse: 100 ganger.

Foto 11.

Fra C 25/43 i gjennomfallende lys.

Det viser "strain-slip cleavage" i en klorit-biotit-kvartsskifer.

X nickols.



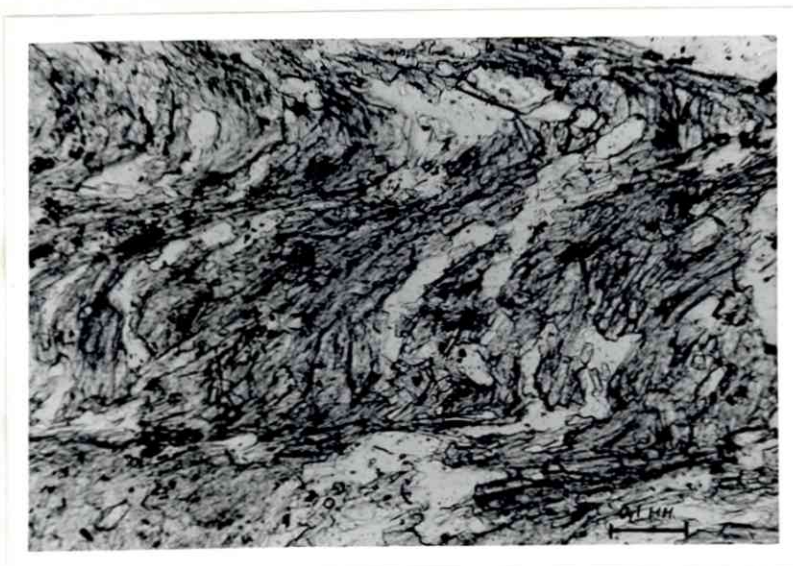
Forstørelse: 100 ganger.

Foto 12.

Fra samme lokalitet.

Viser det samme som på det foregående.

Ikke X nickols.



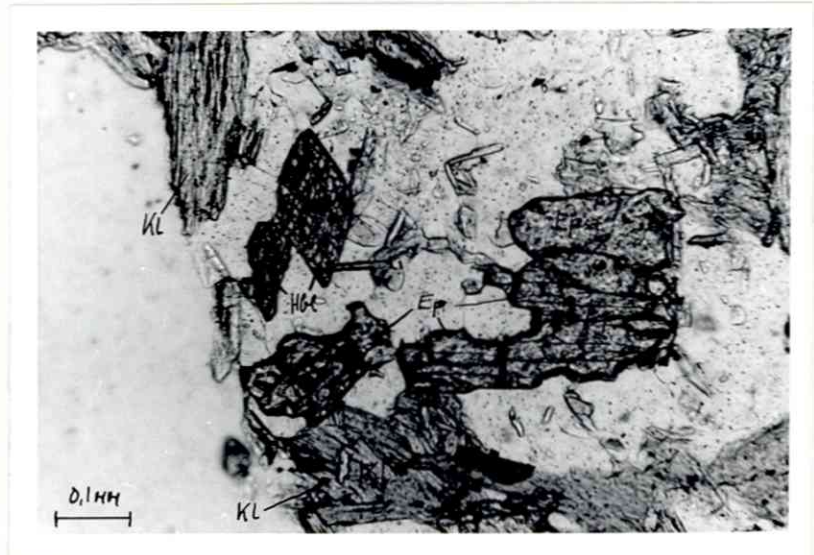
Forstørelse: 100 ganger.

Foto 13.

Fra B 25/9 i gjennomfallende lys.

Det viser hornblende, epidot og klorit i

en grunnmasse av kvarts.

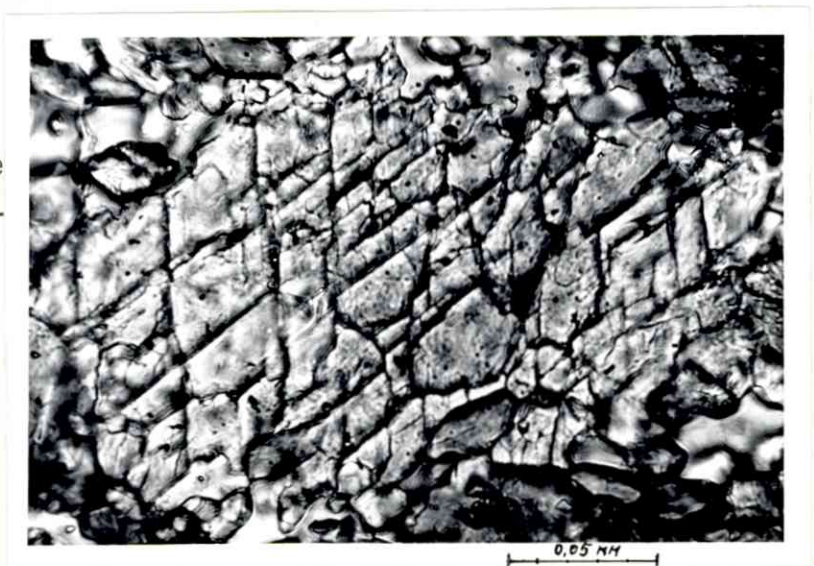


Forstørelse: 100 ganger.

Foto 14.

Fra D 25/20 i gjennomfallende lys.

Det viser en hornblende krystall med gode spalteriss.

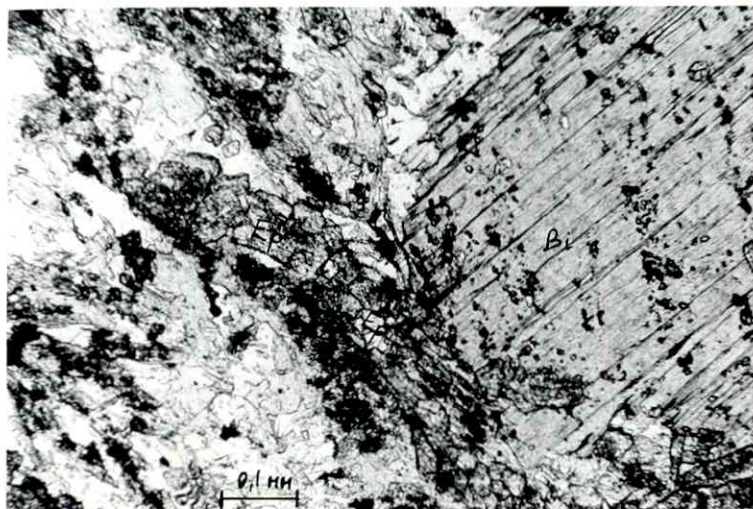


Forstørelse: 400 ganger.

Foto 15.

Fra N 27/15 i gjennomfallende lys.

Det viser en biotitporfyroblast til høyre med inneslutninger av epidot og epidot ved siden av. Grunnmassen er kvarts og plagioklas.



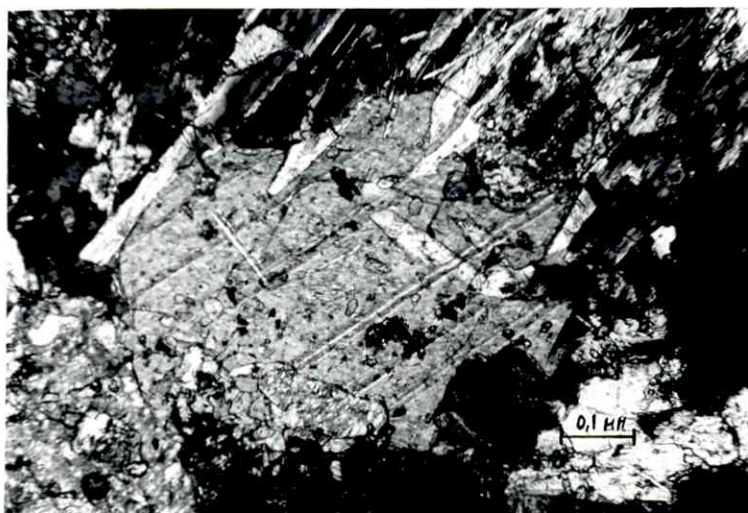
Forstørelse: 100 ganger.

Foto 16.

Fra N 25/10 i gjennomfallende lys.

Det viser en krystall av et karbonatmineral med tydelige tvillingstripning. Inneslutninger av epidot og hornblende.

X nickols.



Forstørelse: 100 ganger.

Foto 17.

Fra C 25/22 i gjennomfallende lys.

Det viser i midten en sonarbygget plagioklas. Ellers skulle bildet vise hvor finkornet og rotet bergartene er.

X nickols.



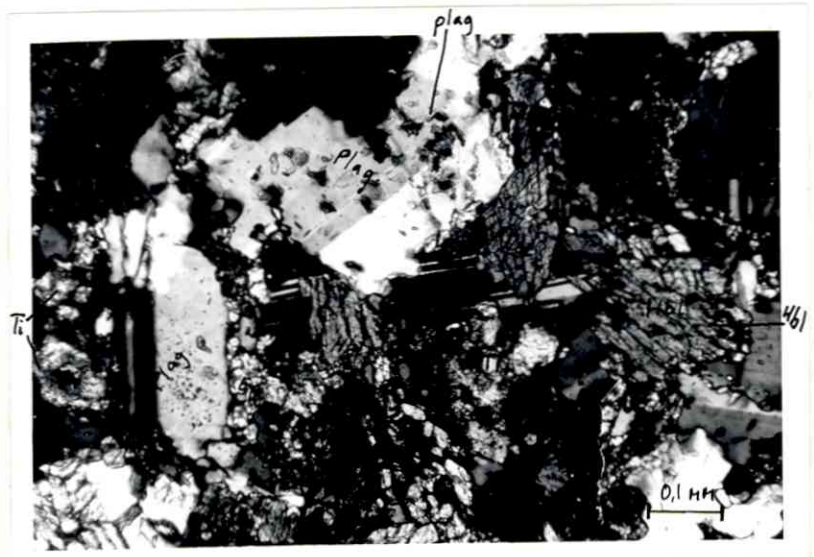
Forstørelse: 100 ganger.

Foto 18.

Fra C 25/13^a i gjennomfallende lys.

Det viser fortvilinget plagioklas, hornblende, epidot og titanit (Ti) som delvis er omvandlet til leukoxen.

X nickols.



Forstørelse: 100 ganger.

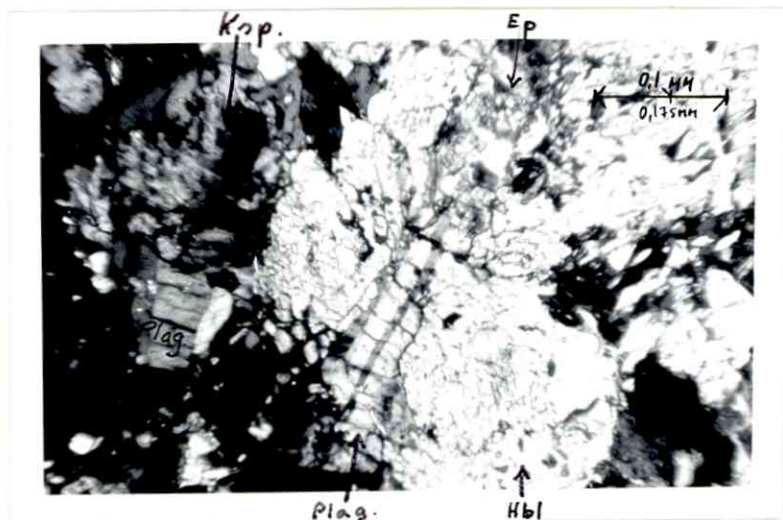
Foto 19.

Fra N 25/10 i gjennomfallende lys.

Det viser i midten plagioklas med hornblende på sidene.

Plagioklasen er delvis omvandlet til epidot. Øverst til venstre er det karbonat (Ksp).

X nickols.



Forstørelse: 100 ganger.

Foto 20.

Fra D 25/14^a i gjennomfallende lys.

Det viser klorit med inneslutninger av runede zirkoner.

Øverst til venstre er det kvarts.

X nickols.

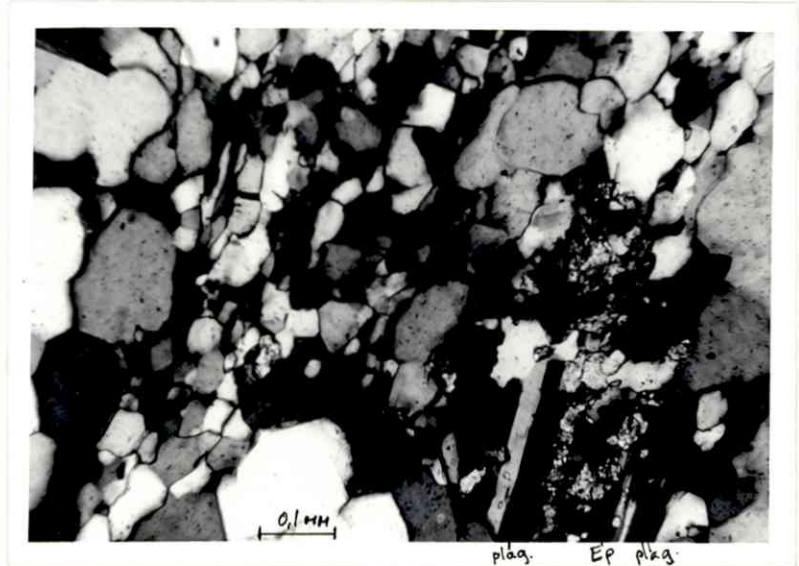


Forstørelse 100 ganger.

Foto 21.

Fra B 25/18 i gjennomfallende lys.

Det viser matrix i kvartskeratofyren
Den består av dels rekrystallisert kvarts med plagioklas og epidot.
X nickols.

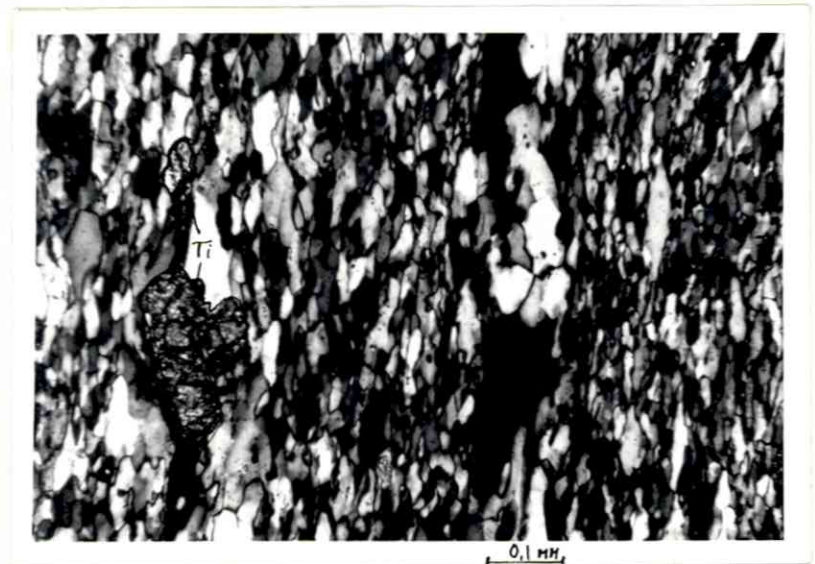


Forstørrelse: 100 ganger.

Foto 22.

Fra C 25/9^b i gjennomfallende lys.

Det viser matrix i kvartsiten med et par krystaller av titanit.
X nickols.



Forstørrelse: 100 ganger.

OVERDRUK UIT

LEIDSE GEOLOGISCHE MEDEDELINGEN

DEEL 49

— 1973 —

Blz. 259—276

N. O. OLESEN, E. S. HANSEN, L. H. KRISTENSEN and T. THYRSTED

A PRELIMINARY ACCOUNT ON THE GEOLOGY OF THE SELBU-TYDAL AREA,
THE TRONDHEIM REGION, CENTRAL NORWEGIAN CALEDONIDES

A PRELIMINARY ACCOUNT ON THE GEOLOGY OF THE SELBU-TYDAL AREA, THE TRONDHEIM REGION,
CENTRAL NORWEGIAN CALEDONIDES

BY

N. Ø. OLESEN, E. S. HANSEN, L. H. KRISTENSEN AND T. THYRSTED*

ABSTRACT

Sediments and volcanic rocks (ophiolites) all of early Palaeozoic age were metamorphosed, multiply deformed, and intruded by igneous rocks during the Caledonian orogeny. At least six deformation phases including late faults are recognized. There is no simple correlation between deformation phases and tectonic style. The second deformation phase (D_2) is accompanied by Barrovian type metamorphism, ranging from biotite to sillimanite grade, and transposes earlier surfaces into a new foliation, which is itself folded on a regional scale. The transposition foliation varies from crenulation cleavage to schistosity. Basic intrusives are rimmed by contact metamorphic aureoles also of syn- D_2 age. Acid intrusives are of syn- to post- D_2 age. Structural and stratigraphic correlations with nearby areas are attempted. An Ordovician/Silurian age is suggested for the Gula Schist Group.

INTRODUCTION

The Selbu-Tydal area is situated about 75 km ESE of Trondheim (index map, Fig. 1). It is underlain by rocks of early Palaeozoic age, belonging to the Trondheim Nappe (Wolff, 1967, p. 129).

The purpose of this paper is to present some results of a mapping programme, which was initiated in 1968 and is continuing under the direction of Professor Dr. H. J. Zwart, Leiden, the Netherlands.

The Trondheim region has been of geological interest for many years. Since the descriptions of Keilhau (1850) numerous geologists have described rocks and structures of the region, resulting in many different interpretations particularly of the regional structure. The literature has been extensively reviewed by Wolff (1967) and Roberts (1967). A useful review of the geology of the northern Trondheim region has recently been published by Roberts et al. (1970).

Recent mapping programmes in the Meråker area (Chaloupský & Fediuk, 1967; Roberts, 1967, 1968a, 1971; Siedlecka, 1967; Siedlecka & Siedlecki, 1967; Wolff, 1967) and in the Røros district (Nilsen, 1971; Birkeland & Nilsen, 1972; Nilsen & Mukherjee, 1972; Rui, 1972) have dealt with rocks similar to those described here. Kisch (1962) and Torske (1965) described areas immediately adjoining the Selbu-Tydal area.

LITHOLOGY

Fig. 1 is a simplified geological map of the area studied. It comprises a sequence of multiply deformed and

metamorphosed sedimentary and volcanic rocks, which are divided into four groups: the Gula Schist Group, the Støren Group, the Fjundsjø Group, and the Sulåmo Group (Wolff, 1967), all of which were intruded by syn-orogenic, acid and basic plutonic rocks.

The Gula Schist Group

The Gula Schist Group occupies the core of a major

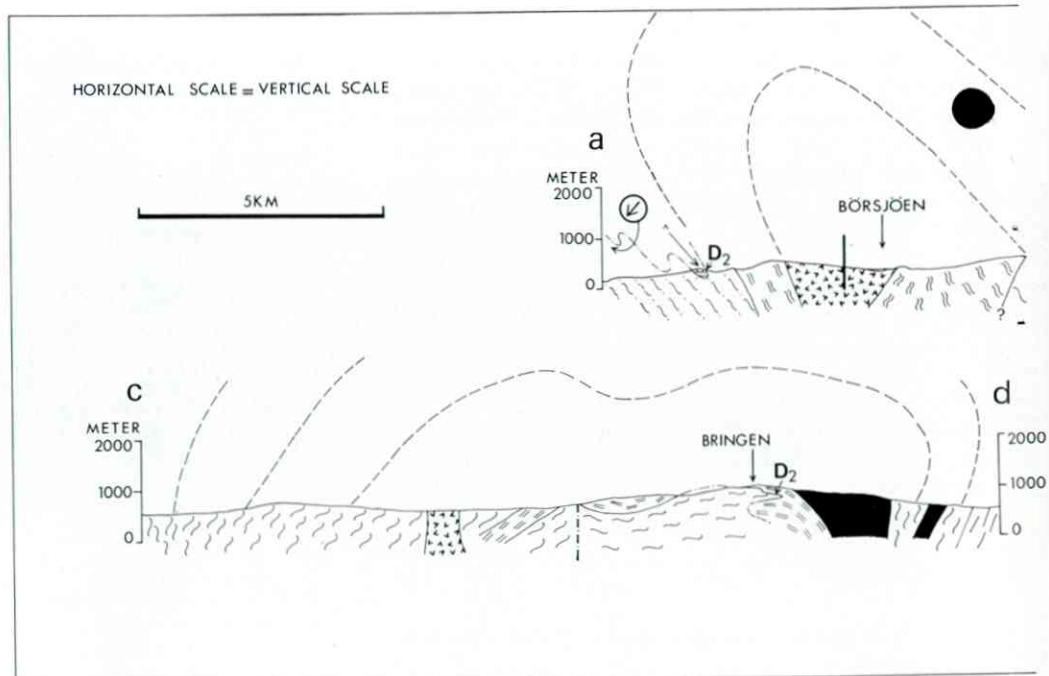
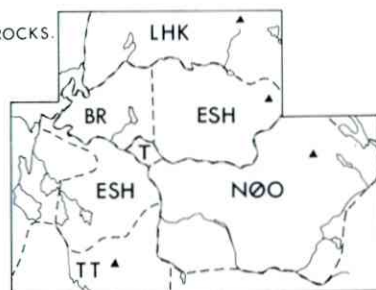
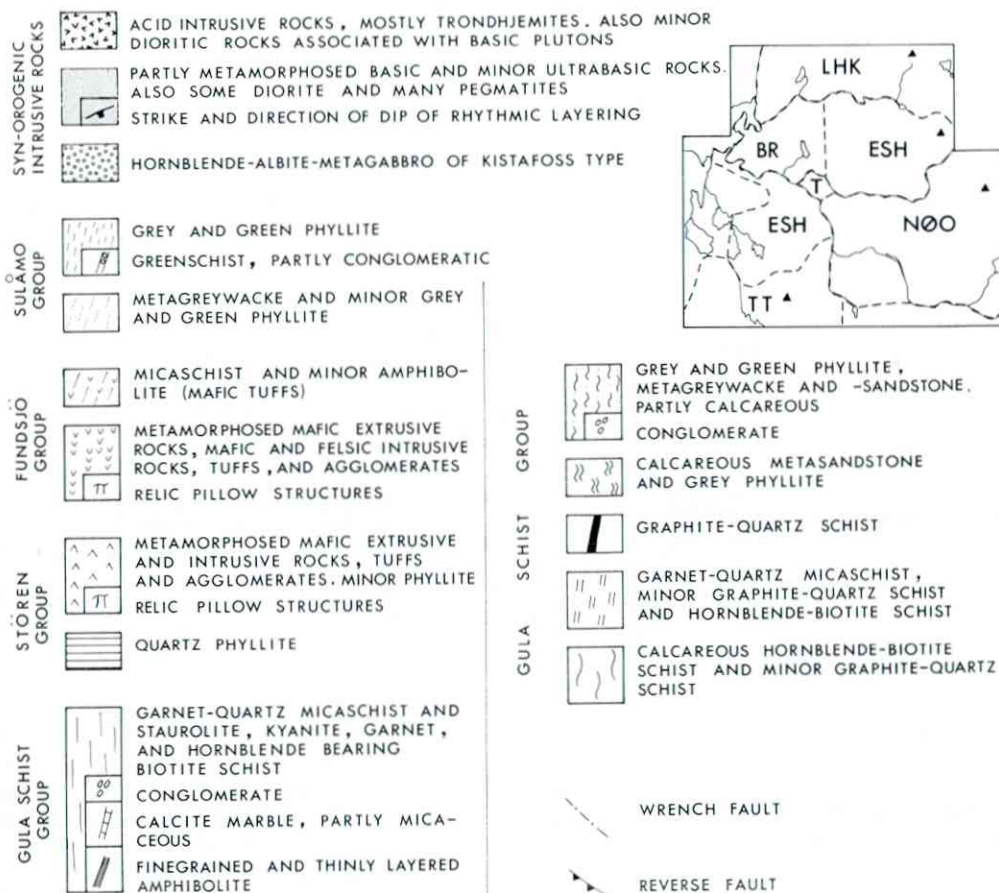
Fig. 1. Simplified geological map of the Selbu-Tydal area. Lithological boundaries both certain and uncertain. Strike of S_2 foliation indicated by elongation of lithological symbols. Section-lines refer to Fig. 2.

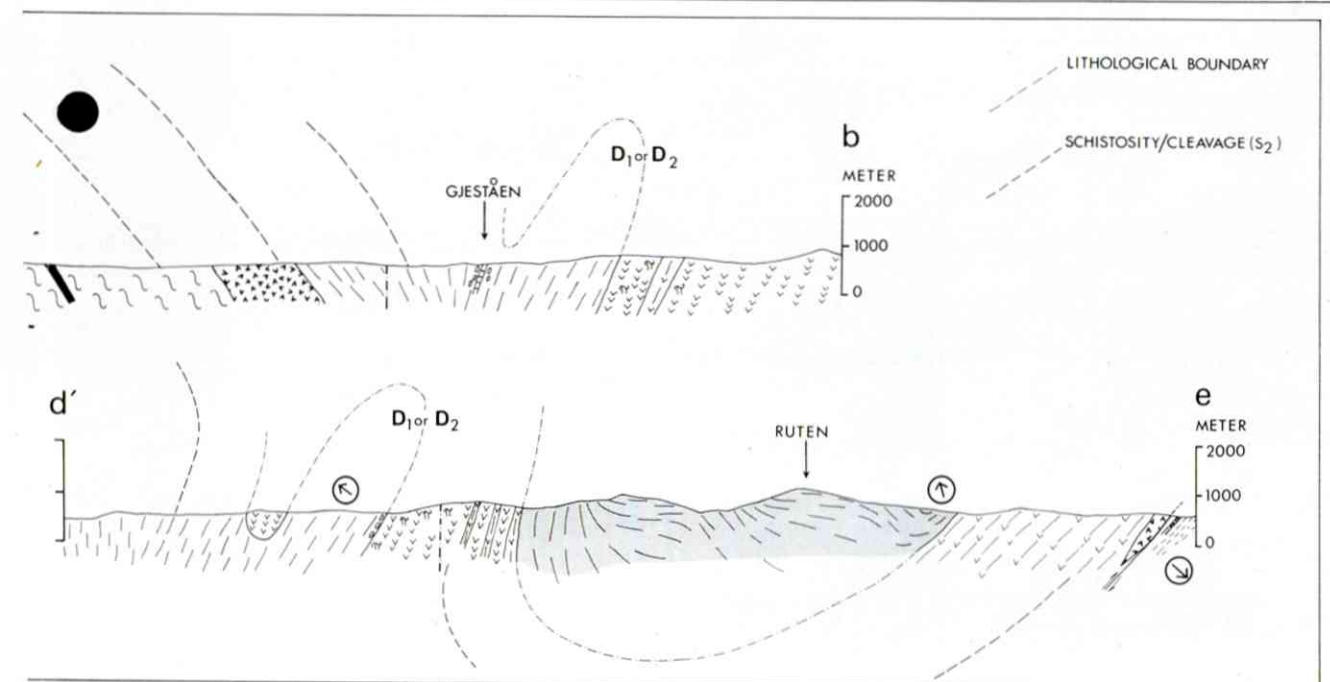
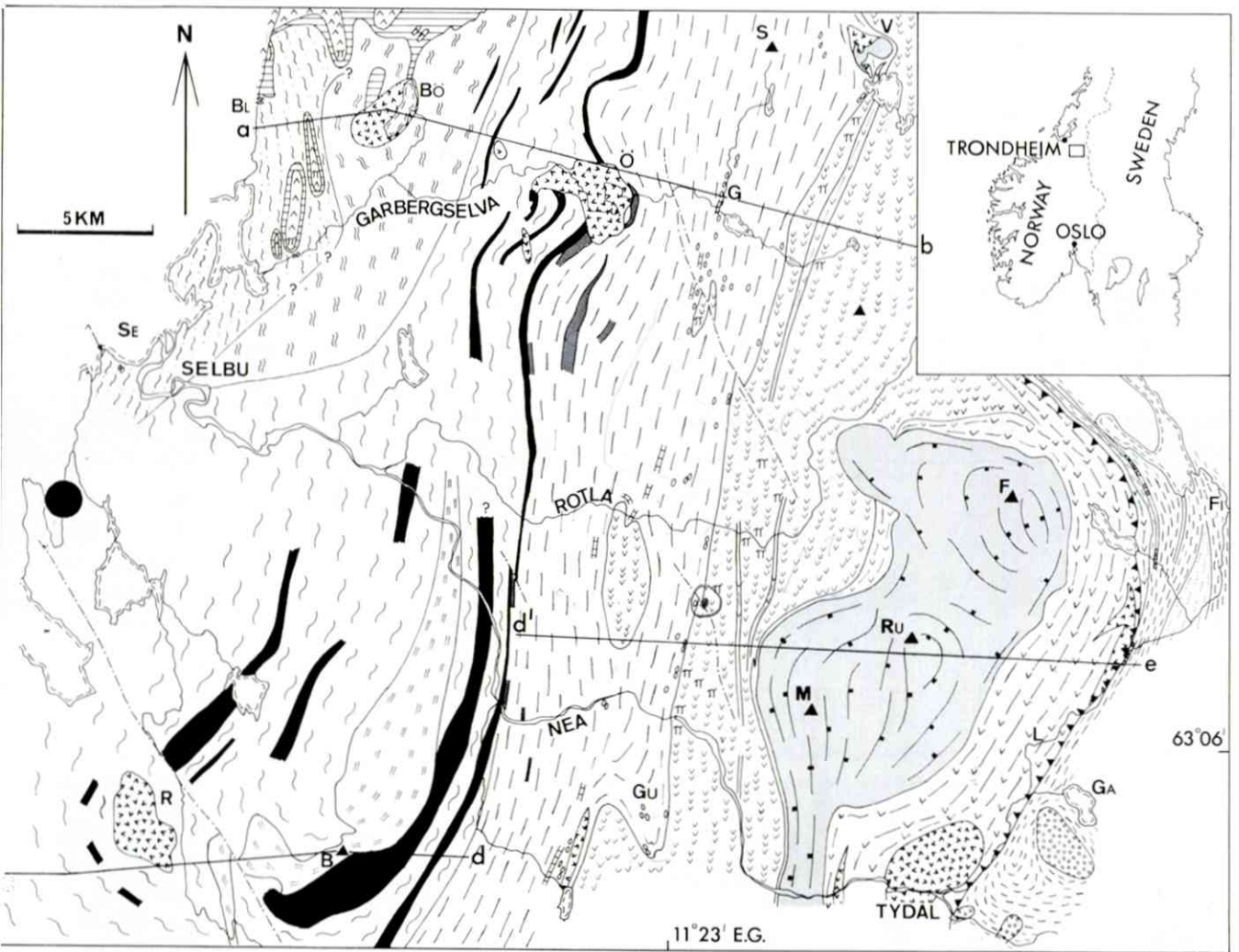
Geology by: BR: Børge Rasmussen; ESH: Erik S. Hansen; LHK: Leif H. Kristensen; NØO: Niels Ø. Olesen; TT: Tage Thyrssted; T: traversed.

Names of localities: B: Bringen Mt.; Bl: Blomlia; Bø: Børsjøen; F: Fongen Mt.; Fi: Finnkoihögd; G: Gjeståen; Ga: Gammelvollsjøen; Gu: Gudbrandegga; L: Lødølja; M: Melshogna Mt.; R: Ristjerna; Ru: Ruten Mt.; S: Storskarven Mt.; Se: Selbusjøen; V: Vålåkleppen Mt.; Ö: Öielva.

Fig. 2. Sections through the Selbu-Tydal area. Section-lines indicated in Fig. 1. For identification of lithology, see Fig. 1. Arrow in circle shows direction of younging where indicated by primary structures. Further explanation in the text.

* Authors' addresses. — N. Ø. O., E. S. H., L. H. K., and T. T.: Geologisch en Mineralogisch Instituut, Garenmarkt 1 b, Leiden, the Netherlands.
L. H. K. (present address): Geologisk Institut, Ole Worms Allé, 8000 Aarhus C, Denmark.

LEGEND:



antiformal structure. The deepest exposed rocks outcrop around Bringen mountain (all names in this paper are indicated on Fig. 1). They are calcareous hornblende-biotite schists and garnet-quartz micaschists, interbedded with graphite-quartz schists, and they occur in a broad zone, which tapers towards the north.

To the northwest and east other pelitic metasediments, in varying grades of metamorphic transformation, structurally overlie the schists described above (Fig. 2). Around Börsjöen and Selbusjöen the common rock types are grey and green phyllites interlayered with metagreywackes and metasandstones, which are often calcareous. In one locality (Blomlia) the phyllite is interbedded with a polymict metaconglomerate, in which quartzite and metabasite pebbles predominate. To the east garnet-quartz micaschist grades into biotite schist, which commonly contains numerous porphyroblasts of staurolite, kyanite, garnet (e.g. the Kvernfell-horizon, see e.g. Carstens, 1928), and hornblende. The micaschists are commonly interlayered with calc-silicate rocks and quartzitic sandstones, apparently equivalents of the metasandstones and metagreywackes of the western phyllites.

At two localities good graded bedding was observed. One occurrence is in metagreywacke at the outlet of Garbergselva, and the other is in micaschist at Rotla river one km west of the Fundsjö Group. The younging directions at these localities are indicated on Fig. 2.

Several discontinuous layers of fine-grained, thinly layered amphibolite were observed in the eastern Gula Schist Group. They may be equivalent to the Gula greenstone of Nilsen & Mukherjee (1972, p. 160).

Along the entire eastern boundary of the Gula Schist Group there is a zone of conglomerate-bearing micaschist, which can be traced into the Usmadam-Bukhammerfjell metaconglomerate of Kisch (1962, p. 52). These conglomerates should probably be correlated with the Gudå conglomerate to the north (Wolff, 1964). In the area mapped the conglomerate is generally an oligomict quartzite conglomerate with an amphibolitic matrix. However, around Gjeståen it is a polymict conglomerate. Quartzite and metabasite pebbles predominate, and pebbles of blastoporphyratic metadolerite (Fig. 3) and marble also occur (Kristensen, 1972, p. 29).

Calcite marble, sometimes micaceous, occurs locally in the same zone (cf. the Vollfjell limestone, Vogt, 1940, p. 180; Kisch, 1962, p. 18).

The Stören Group

An ophiolitic* sequence of metabasites (locally with relict pillow structures), mafic metatuffs, meta-agglomerates, and some layers of phyllite is separated from the rocks of the Gula Schist Group by a distinct

*) The term 'ophiolite' is used here in the sense of geosynclinal, mainly mafic, volcanic rocks, not implying that they represent ancient ocean floor.

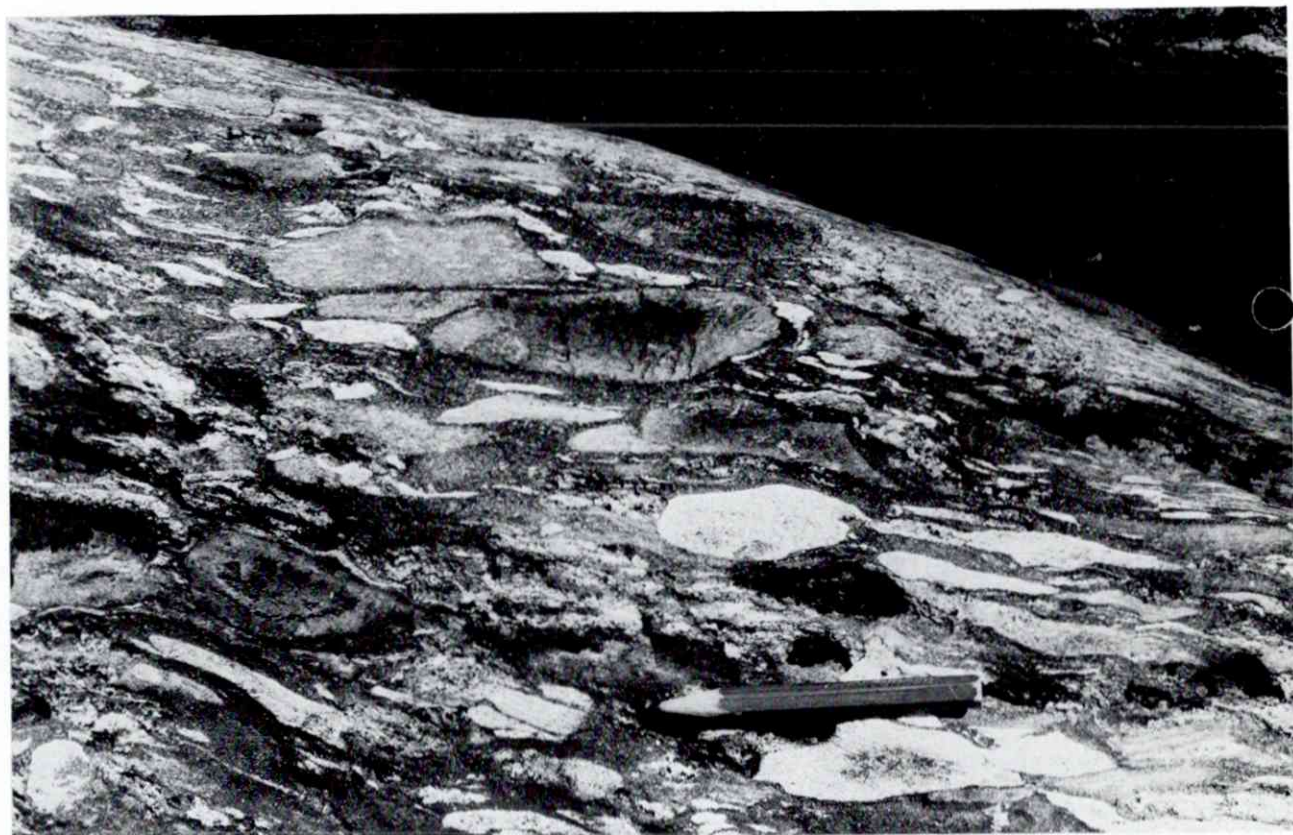


Fig. 3. Polymict metaconglomerate at Gjeståen. Large pebbles in upper left part are deformed blastoporphyratic metadolerite.

sequence of quartz phyllite. The latter is equivalent to the quartz schist of Torske (1965), and typically displays an interlayering on the cm scale of light quartzite and dark phyllite.

The outcrop pattern is dominated by N-S trending synformal structures, the cores of which are occupied by the ophiolites.

The Fundsjö Group

Metabasites, locally with relict pillow structures (Fig. 4), metatuffs, mafic as well as felsic, meta-agglomerates, and some layers of locally graphitic metapelites are the dominant rock types. The only major difference from the rocks of the Stören Group is a higher grade of metamorphism. Intrusive blastoporphyratic metadolerites and metaquartz-keratophyres are locally prominent. By virtue of their association with the pillow lavas they are believed to be syn-depositional, high-level intrusives, with the exception of some metadolerites occurring in the vicinity of the Fongen-Melshogna igneous complex (see p. 264).

These rocks form a major unit, dominating the eastern part of the investigated area. They also outcrop within the Gula Schist Group in isolated occurrences, which probably are the result of large scale folding of early age.

The metamorphosed pillow lavas occur as 'wedges' sur-

rounded by tuffs and pelitic sediments, which commonly grade laterally into one another. This pattern is believed to be of primary origin.

The nature of the Fundsjö Group changes drastically towards the east, pelitic and semi-pelitic metasediments with intercalations of mafic tuffs being the main rock types.

The Sulåmo Group

East of the Fundsjö Group, around Finnkoihögda and Gammelvollsjöen, grey and green phyllites, locally graphitic or calcareous, are intercalated with metagreywackes and metasandstones and some layers of conglomeratic greenschist. The sequence structurally underlies the rocks of the Fundsjö Group.

In one locality south of Finnkoihögda distinct graded beds were observed in metagreywacke, indicating an upside-down disposition of the rocks (Fig. 2).

The conglomerates are polymict, containing pebbles of metabasite, quartz-keratophyre and quartzite, and should probably be correlated with the Lille Fundsjö conglomerate (Chaloupský & Fediuk, 1967, p. 12).

Towards the south the phyllites are porphyroblastic (biotite, garnet, and occasionally Ca-amphibole), resembling the Stuedalsschists of Reusch (1890, p. 31; 1896, p. 24).



Fig. 4. Weakly deformed metabasite with relict pillow structures. Locality from the river Rotla. Looking NW.

Intrusive Rocks

In addition to the syn-depositional mafic and felsic intrusive rocks of the ophiolites described above, syn-orogenic igneous activity is evidenced by the presence of acid, intermediate, and basic intrusive rocks. Most of the acid, plutonic rocks are trondhjemitic types (Goldschmidt, 1916, p. 77). They occur partly as large bodies (e.g. at Börsjöen, Öielva, and Ristjerna), and partly as dykes or sills, which in places occur as swarms. In the latter case the trondhjemites may even be the dominant rock type (e.g. at Tydal). They show some petrographic variation (see e.g. Kisch, 1962), as well as varying structural relationships. Some trondhjemites cut across the regional schistosity and have the original igneous fabric throughout. These obviously postdate any penetrative deformations associated with the development of the regional schistosity. Most trondhjemites, however, though they cut across the regional schistosity, are themselves foliated parallel to this surface. Intrusion of these rocks therefore was contemporaneous with the development of the regional schistosity. This establishes the trondhjemitic intrusive activity as syn- to post-metamorphic (see *Timing of metamorphism*).

Basic igneous rocks principally occur in the Fongen-Melshogna igneous complex, which is a layered, sheet-like body, attaining a maximum thickness of at least 5 km. It is apparently thickest towards the west, and thins rapidly towards the east (Fig. 2). It is folded and

occupies the core of an asymmetrical synform. The rocks of the complex vary in composition from peridotites, through pyroxene-gabbros, partly olivine-bearing, to diorites, all of which are in places cut by numerous biotite or hornblende pegmatites. A major part of the complex shows a well developed primary, rhythmic layering, which is commonly graded. Occasionally primary structures such as slumping are developed. In one locality on the eastern slope of Fongen mountain an erosional disconformity in the rhythmic layering (Fig. 5) indicates that the body in general lies in a right-side-up disposition (Fig. 2). However, it is inverted locally since it is folded into an overturned syncline. Fig. 1 shows that the intrusive body is discordant to the lithological boundaries and it is also discordant to an early schistosity (see *Timing of metamorphism*). The igneous rocks are to a varying extent transformed to hornblende-metagabbros, and locally have attained a secondary foliation concordant with the regional schistosity. An extensive contact metamorphic aureole is developed around the body (see p. 270, and Olesen, 1972).

A large number of sills and dykes of blastoporphyrific metadolerite, showing structural relationships similar to those of the Fongen-Melshogna complex, occur particularly in the rocks of the contact aureole. They are probably contemporaneous with the main body.

A small sheet-like body of pyroxene-gabbro, largely transformed to hornblende-metagabbro, outcrops on

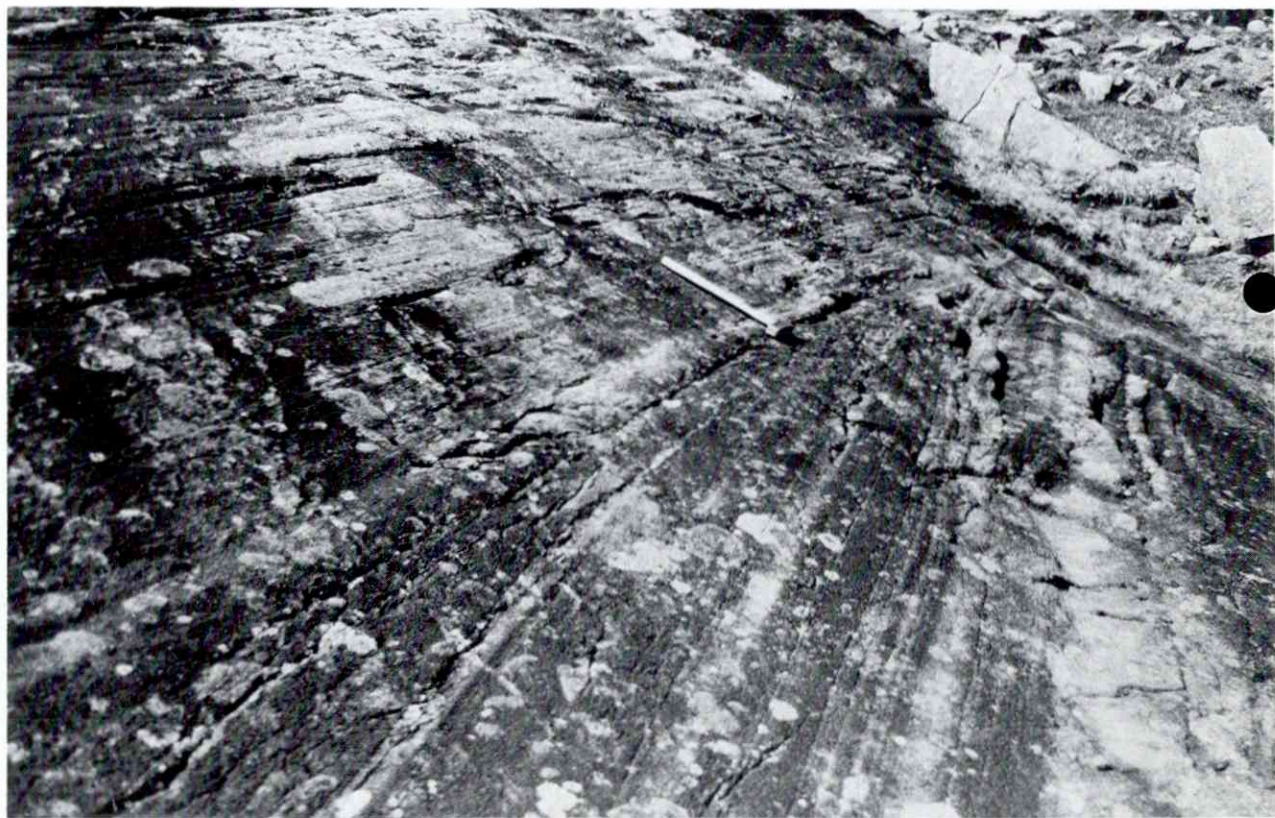


Fig. 5. Erosional disconformity in rhythmic layering of the Fongen-Melshogna igneous complex. Eastern slope of Fongen mountain.

Vålakleppen mountain (Kristensen, 1972, p. 45). It is also associated with dioritic rock types, is discordant with the country rocks, and has a contact aureole.

Finally a group of hornblende-albite metagabbros outcrop east of Tydal (the Kistafoss metagabbros of Kisch, 1962, p. 56). They occur as major sills in the phyllites. Local cross-cutting relationships with the schistosity were observed in the area mapped, and Kisch (op. cit., p. 57) also reports discordant apophyses. However, the bodies are also locally foliated parallel to the regional schistosity.

All the basic and associated intermediate rocks, described here, thus show identical structural relationships, suggesting contemporaneous intrusion.

STRUCTURAL SEQUENCE

Introduction

Most rocks of the Selbu-Tydal area are metamorphic tectonites. Prominent exceptions are the majority of syn-orogenic intrusive rocks, which, as described above, are only locally deformed penetratively. Also parts of the ophiolitic sequence of the Stören and Fundsjö Groups, particularly the metabasites, were competent enough to avoid penetrative deformation.

The following terminology is used: S denotes an s-surface, e.g. the surface defined by preferred dimensional orientation of minerals, or by a crenulation cleavage. The minerals defining schistosity may concomitantly define a linear fabric. Such a lineation is denoted L. Quartz-rods and elongation direction of deformed pebbles are also denoted by this symbol. Fold axes are denoted by F. Subscript numerals are added to denote relative age relationships, e.g. S_2 overprints S_1 , and a group of symbols with a common subscript (e.g. S_2 , L_2 , and F_2) comprises structural elements of a single deformation phase (D_2).

Basis for proposed structural sequence

The rocks indicate a long sequence of deformations. The many folds, observed in the area, may be subdivided on the basis of tectonic style (Turner & Weiss, 1963, p. 78–79) into four style groups:

style group 1 comprises tight to isoclinal folds with an axial plane schistosity,
style group 2 comprises tight to isoclinal folds with an axial plane crenulation cleavage,
style group 3 comprises open to tight folds with no axial plane foliation,
style group 4 comprises kink-bands, which partly occur as conjugate sets.

Numerous superimposed fold patterns demonstrate that the folds belong to a number of fold generations. It has been possible, however, to demonstrate that there is no straightforward correlation between tectonic style and the fold generations.

Independently of tectonic style the folds and other structures may be subdivided with a high degree of confidence into two major age groups, using as reference

surface a prominent foliation, which is recognized throughout the Selbu-Tydal area. The foliation can be observed in most outcrops and can be traced from outcrop to outcrop by similarity in morphology, by orientation, and by a contemporaneous relationship to the main regional metamorphism (see *Timing of metamorphism*). Although similarity exists over short distances, a regional variation in morphology and orientation is apparent (see p. 266 and p. 268). This foliation will be referred to as S_2 . Folds and other structures pre- or syndating S_2 are collectively referred to as Group I, while those post-dating S_2 are referred to as Group II. Thus Group II structures consistently overprint Group I structures. The groups do not, however, constitute fold generations, as superimposed fold patterns occur within each group. Thus there are folds with S_2 as their axial plane surface folding earlier folds; both by definition are Group I folds (D_1 and D_2 of Table I). Within Group II kink-bands, occurring partly as conjugate sets, form a very distinct style group, which is associated with faults and retrograde metamorphism. These structures consistently overprint other structures of the group. Apart from these late kink-bands and faults, a large number of Group II folds remain, and they have been separated into three sets on the basis of orientation of axial plane and sense of asymmetry. Due to overprinting relationships (of varying confidence) the sets of folds are assigned to separate deformation phases.

Table I shows the structural age sequence and the corresponding style groups. It is evident that with the exception of kinks any individual style group is not restricted to one deformation phase. Nor is a specific deformation phase always characterized by a specific style. Similar discordant relations between tectonic style and fold generations are described by Means (1966) and Williams (1970).

Structural age sequence		Style groups
Group II	Kink-bands & faults	(3) + 4
	? ? Selbu-Tydal phase	3
	Finnkoihöga phase	2 + 3
	Gudbrandegga phase	(1) + 2 + (3)
Group I	D_2	1 + 2
	D_1	1

Table I. () refer to minor occurrences.

Group I

In the lower grade parts of the Selbu-Tydal area a few mesoscopic, isoclinal folds with axial plane schistosity (S_1) have been observed. Most mesoscopic folds, however, are tight to isoclinal with axial plane crenulation cleavage (S_2). The latter folds consistently overprint the former, and S_2 is developed by transposition of the older S_1 schistosity. Thus there are at least two generations of Group I folds, D_1 and D_2 respectively.

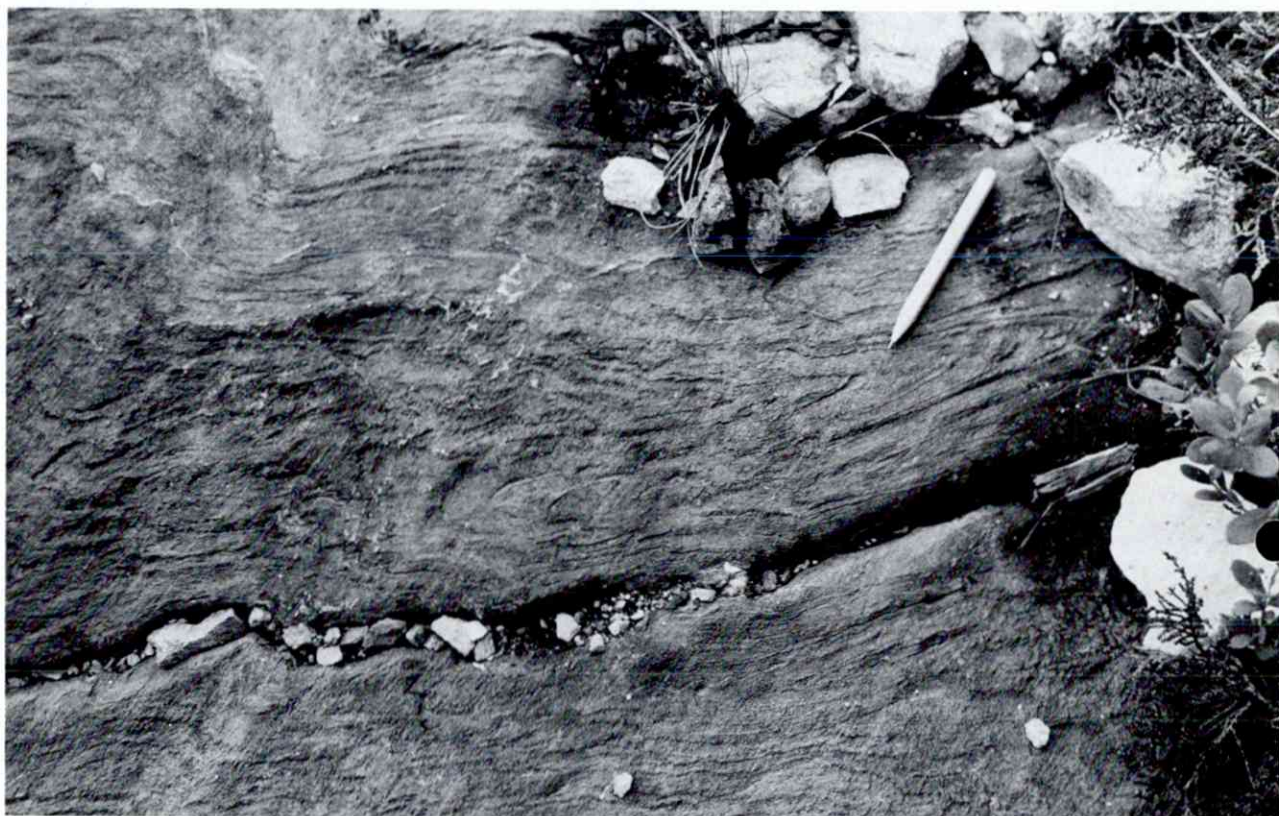


Fig. 6. Tight Group I folds with S_2 axial plane schistosity, overprinted by folds and crenulation cleavage (parallel to pencil) of Gudbrandegga phase (lithology: biotite schist). Locality from eastern part of Gula Schist Group at river Rotla. Looking NW.

In the higher grade part of the area tight to isoclinal mesoscopic folds with axial plane schistosity (S_2) abound, particularly in the metasediments and metatuffs (Fig. 6). Microscopic relics of a folded earlier schistosity (S_1) and a few occurrences of superimposed fold patterns, e.g. at Gjeståen (Fig. 7), reveal that two fold generations are again present (D_1 and D_2), and that the S_2 is formed by transposition of the older S_1 schistosity. If no superimposed fold pattern is observed it is not always possible to ascribe a given fold to either D_1 or D_2 in the field, because both have the same style and orientation, since the D_1 axial planes (S_1) have been transposed into the S_2 surface. Microscopic relics of a folded S_1 in many of the folds, however, demonstrate that the majority of Group I folds in the higher grade part of the area are of D_2 age.

Because the S_2 schistosity of the higher grade part of the area can be traced continuously into the S_2 crenulation cleavage of the lower grade parts, it is seen that these two S_2 surfaces are equivalent (this is the S_2 used as reference surface as mentioned above), and that D_1 and D_2 in the respective areas are the same. Thus the morphology of the S_2 changes gradually from a crenulation cleavage in the lower grade parts of the area to a medium- to coarse-grained schistosity in the higher grade part (a similar transition is described by e.g. White (1949)).

It should be noted here, that the transposition of S_1 into S_2 is observed, in general, only in the hinge-zones of D_2 folds, whereas in the limbs of these folds only one s-surface can be recognized. It is believed to be parallel to the older S_1 , but is progressively rotated towards the S_2 orientation, and has generally been considerably modified by further flattening and recrystallization.

In the higher grade part of the area the S_2 schistosity is lineated. The lineation (L_2) is defined by preferred dimensional orientations of mica, hornblende, kyanite etc. and generally accompanied by a prominent quartz-rodding.

In addition to common mesoscopic examples, Group I folds also occur as macroscopic structures. Thus the outcrop pattern of the Stören Group is dominated by N-S trending synforms (Fig. 2), in the hinge-zones of which a well developed S_2 crenulation cleavage is observed, indicating a D_2 age. On the northern slope of Bringen mountain a major recumbent fold (Fig. 2) is also interpreted as being of D_2 age, because recognizable, mesoscopic D_2 folds on the limbs are congruous with the major structure. The isolated occurrences of the Fundsjö Group in the Gula Schist Group indicate the existence of major isoclinal folds (Fig. 2), which have axial planes parallel to S_2 . Many mesoscopic D_2 folds are 'congruous' with the major folds as regards asymmetry. However, the majority of these mesoscopic folds plunge

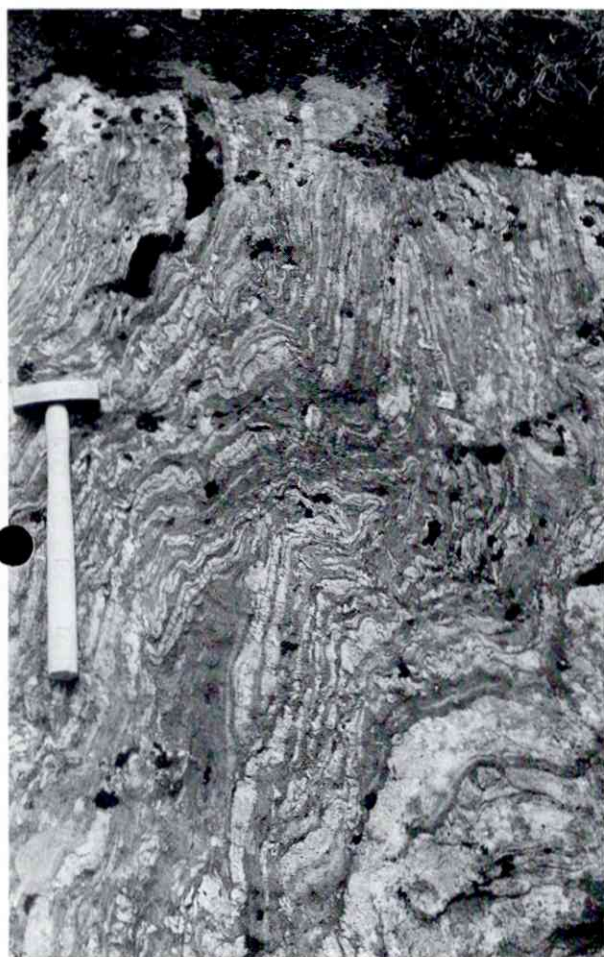


Fig. 7. D₂ folds overprinting D₁ folds at Gjeståen (lithology: layered psammitic and pelitic schist). The latter folds are exceptionally well preserved, as the D₂ folds are unusually open. Looking SW.

moderately to steep towards SSW (see below), while the axes of the major folds are sub-horizontal, as deduced from the geological map. Due to this discrepancy the age of these major Group I folds is still a matter of dispute.

The geometrical pattern of the fold axes, the schistosity/cleavages, and the lineations is altered by later folding (see *Group II*). The direction of F₂ axes varies grossly like the L₂ lineation, the latter being N-S with low plunge in the west, gradually swinging through SW to W and NW with increasing plunge in the east. It should be noted, however, that this similar geometry between F₂ and L₂ is only statistical, as large as well as small angles between F₂ and L₂ are commonly observed, when the rocks are studied closely. In addition it is also possible within a single outcrop to observe D₂ folds of identical shape and orientation of axial plane, but with axes differing in orientation up to 90°. A possible explanation for this is that the D₂ folds in fact constitute more than one generation.

The regional variation of L₂ is accompanied by a

regional variation in orientation of S₂, which will be described in the following section.

Group II

3 Foldetasser

The structural elements of Group I are commonly observed to be deformed by later folds (Fig. 6), which vary in size from the mesoscopic to the macroscopic scale. Apart from the late kink-bands and faults, three sets of folds are recognized. One deformation phase produces folds of regional scale, which have contributed significantly to the present configuration of lithology, structures, and metamorphic zones. This phase is termed the Selbu-Tydal phase. The other two sets of folds are referred to as the Gudbrandegga and Finnkoihögda phases.

They are of less regional importance and show distinct non-congruous relationships to the major folds of the Selbu-Tydal phase. The age relationships of these two phases to the Selbu-Tydal phase are not fully established due to a lack of mesoscopic overprinting evidence. However, variation in orientation of axial planes of the two phases suggests that they are postdated by the Selbu-Tydal phase (see below). It is because of this uncertainty of age relationships that these phases have been given names of localities in which the folds are most intensively developed rather than labelling them as chronological deformation phases.

Gudbrandegga phase. — This phase is mostly represented by (sub-)angular folds of mesoscopic scale, mostly associated with a crenulation cleavage (Fig. 6), which in a few localities can be traced into a schistosity (post-S₂ schistosity). In the eastern part of the Gula Schist Group the axial directions lie around N-S, the axial planes are mostly steep, and the folds are Z-folds (Fleuty, 1964, p. 476) as viewed towards the north. The folds are most intensely developed at and around Gudbrandegga, where they occur as macroscopic structures, which are clearly outlined by the curving boundary between the Gula Schist Group and the Fundsjö Group. They correspond to the Hilmstötten-Tveraa anticline of Kisch (1962, p. 118) to the south.

Some mesoscopic folds with the same style but different orientation occur in grey and green phyllites in the north-western part of the Gula Schist Group. They are isolated from the Gudbrandegga phase folds *sensu stricto*. The axial directions are also N-S, the axial planes dip gently to the east, and the folds are also Z-folds as viewed towards the north. These folds are tentatively interpreted as belonging to the Gudbrandegga phase, the difference in orientation of axial planes being due to later folding by the Selbu-Tydal phase.

Finnkoihögda phase. — This phase is also represented by (sub-)angular folds of mesoscopic scale, mostly associated with a crenulation cleavage. The axial directions lie in the NW-SE quadrants, the axial planes are sub-horizontal or dipping moderately towards NE or SW, and the folds are S-folds as viewed towards NW. They are observed only in the eastern half of the investigated

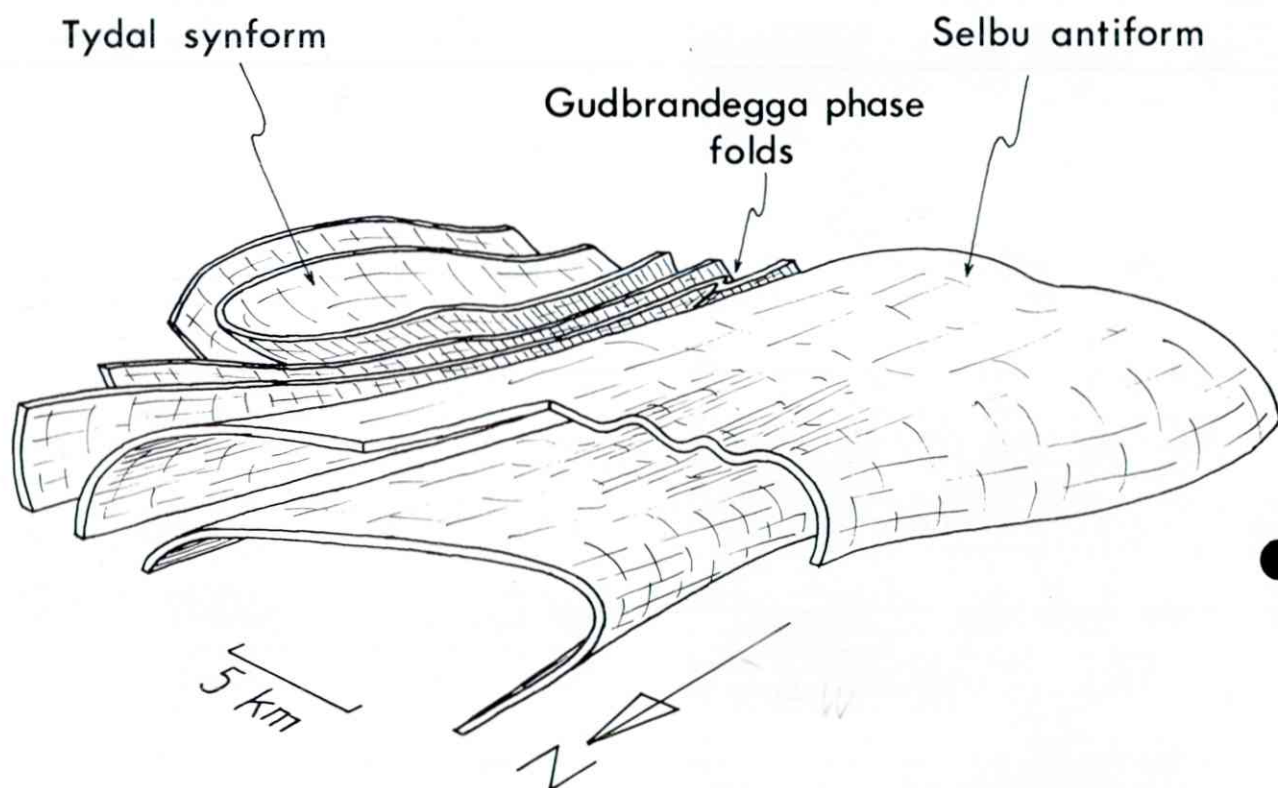


Fig. 8. Interpreted three-dimensional shape of major folds of Selbu-Tydal phase. The folded surface is the S_2 foliation. Major folds of Gudbrandegga phase are also shown in south-central part.

area, and superimposed fold patterns indicate that they postdate the Gudbrandegga phase. Variation in orientation of the axial planes is interpreted as being due to later folding by the Selbu-Tydal phase.

Selbu-Tydal phase. — As mentioned above this set of folds is of major importance. E-W sections through the investigated area (Fig. 2) show the variation in attitude of lithological boundaries and the S_2 foliation. Considering S_2 , two major structures are apparent, an antiform to the west (Selbu antiform) and a synform to the east (Tydal synform). The folds trend roughly N-S, and they show considerable variation in profile. Fig. 8 shows the interpreted shape of the folds.

To the south the Selbu antiform is a broad, flat-topped structure with a sub-vertical western flank and an overturned eastern flank. The flat 'top' has minor undulations but is generally dipping gently towards the west. Towards the north the 'top' consists of several smaller macroscopic folds with a sub-horizontal enveloping surface. In the extreme north the 'top' dips towards the east, and both flanks are overturned.

The Tydal synform is overturned towards the east. The shape of the structure is strongly influenced by the presence of the Fongen-Melshogna igneous complex. Close to the intrusion the fold remains 'open', apparently due to the presence of the competent igneous body, and it is believed to become tighter towards the north, where no gabbro sheet is present, and to the south,

where the gabbro sheet apparently occupies only the western, overturned limb of the synform.

Mesoscopic folds of this phase seem to be scarce. North and north-east of Bringen mountain a few open folds with N-S axial direction and steep axial planes are interpreted as belonging to this phase. North of Fongen mountain some mesoscopic open folds are also interpreted as belonging to this phase.

Assuming a flexural slip fold mechanism an unfolding of the Selbu-Tydal phase folds reveals a more simple geometrical pattern of the Group I structural elements. E.g. L_2 remains N-S to the west and gradually swings to NW-SE in the east. At least a part of this variation could be primary. Furthermore this unfolding also rotates the axial planes of the folds of the Gudbrandegga phase into a higher degree of parallelism. This also applies for the folds of the Finnkoihögdga phase, supporting the age relationships given above.

Kink-bands and faults. — Kink-bands, partly in conjugate sets, are extensively developed particularly in the vicinity of late faults.

A number of faults with sub-vertical fault planes striking NNW-SSE, are interpreted as wrench faults because of the geometry of the associated conjugate kinks. The apparent magnitude of a dextral horizontal shift is known in some cases, the maximum determined being 0.5 km.

A fault can be followed from north and east of Fongen

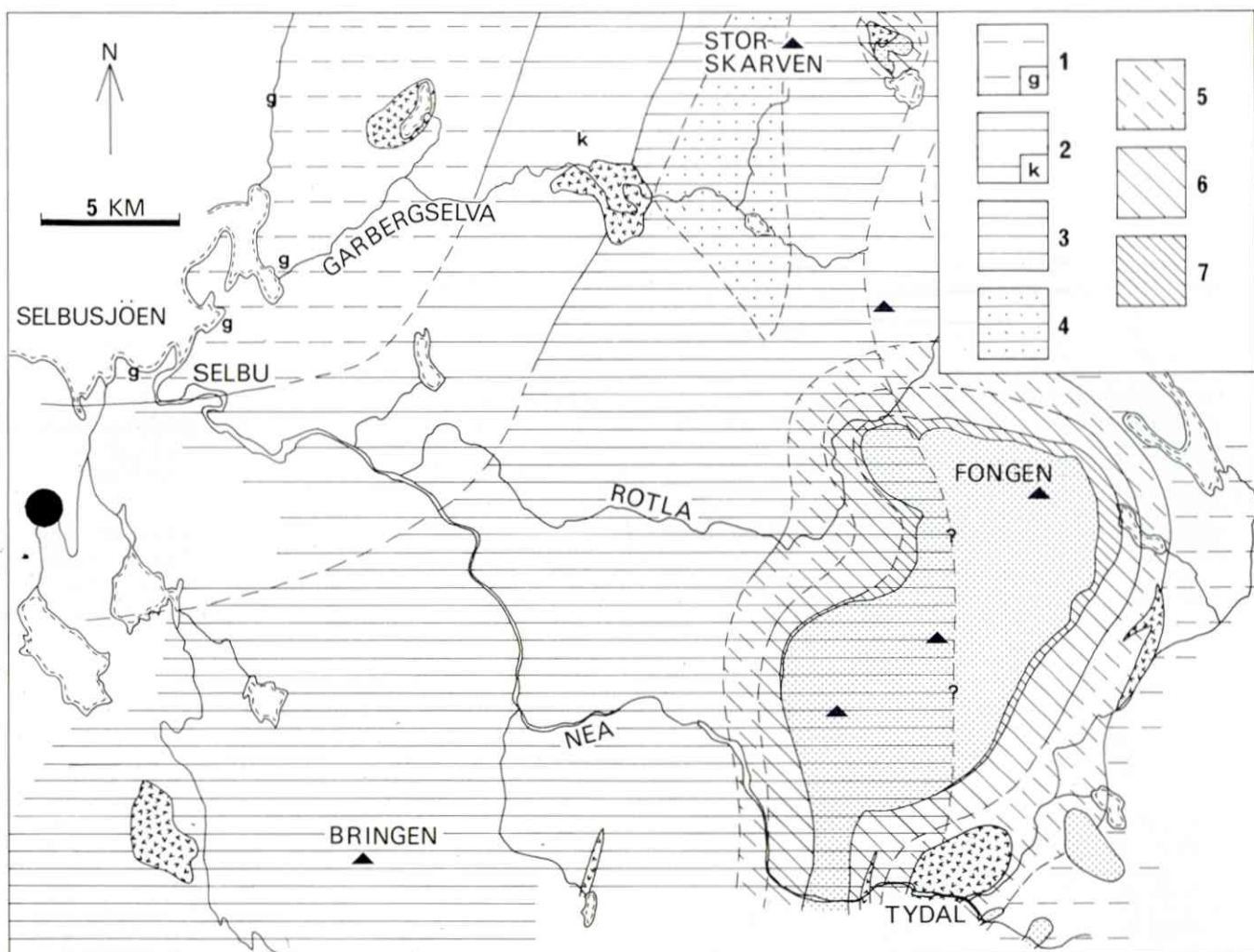


Fig. 9. Map of metamorphic zones of the Selbu-Tydal area.

Regional metamorphism: 1: biotite zone (g: isolated occurrence of garnet); 2: garnet-hornblende zone (k: isolated occurrence of kyanite); 3: staurolite-kyanite zone; 4: sillimanite zone.

Contact metamorphism: 5: andalusite zone; 6: sillimanite zone; 7: cordierite zone.

Broken lines are isograds determined with reasonable precision, while broken lines refer to uncertainty due to transitional nature or inconvenient lithology.

Major syn-orogenic intrusives are indicated (see Fig. 1). Further explanation in the text.

Mt. to Tydal, where it joins up with the Heina zone of Kisch (1962, p. 44) and the 'western thrust fault' of Rui (1972, p. 8). The fault plane is dipping towards the west. It is interpreted as a reverse fault, also because of the geometry of the associated conjugate kinks. It is probably of minor displacement, as it does not, apparently, offset the previously established metamorphic pattern.

Brecciation and retrograde metamorphism accompany the faults, and in the case of the reverse fault pseudotachylites cut across the schistosity of the country rocks.

METAMORPHISM

Areal distribution

The regional metamorphism of the investigated area is of

the Barrovian type. Fig. 9 shows the distribution of metamorphic zones. The isograds have been drawn to delineate areas, where given index-minerals are of common occurrence in appropriate lithologies. Isolated mineral occurrences outside corresponding zones are indicated by letter symbols.

1) The biotite zone. Garnet occurs locally.
2) The garnet-hornblende zone. In the north-western Gula Schist Group the lower limit of the zone is delineated mainly on the basis of the occurrence of hornblende.

3) The staurolite-kyanite zone. In addition to staurolite and kyanite, garnet and hornblende are of widespread occurrence. Diopside and grossular-rich garnet occur in some calc-silicate rocks.

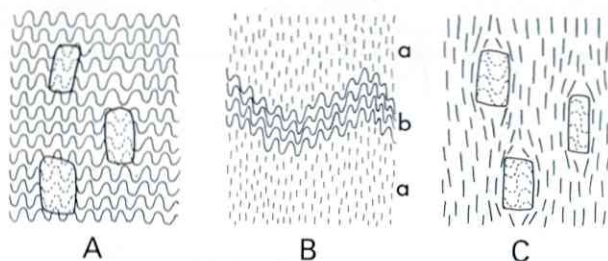


Fig. 10. Schematic illustration of some microstructural changes involved in the transition from lower to higher grade rocks.

A: S_1 with D_2 crenulations are typical of the biotite zones. Biotite porphyroblasts overgrow the D_2 crenulations.

B: Gradual transitions from rocks containing S_1 to rocks containing an S_2 schistosity are common particularly in or close to the garnet-hornblende zones. Hand-specimens may contain both schistositities:

a: an S_2 schistosity develops preferentially in layers relatively poor in micas.

b: in layers rich in white mica and/or graphite an S_1 schistosity with or without D_2 crenulations may persist into the higher grade zones.

C: In the higher grade zones the schistosity is mostly of D_2 age. Relics of S_1 may be preserved in e.g. biotite porphyroblasts.

4) The sillimanite zone. Scattered formation of white mica + sillimanite. Kyanite, staurolite, garnet, and hornblende are of widespread occurrence. The zone occurs in spatial association with a swarm of trondhjemitic dykes.

It is noted that the regional metamorphism is asymmetrically related to the regional, large-scale structures, e.g. the eastern flank of the Selbu antiform is of higher grade than the western flank. This is due to the fact that the folds of the Selbu-Tydal phase deform a pile of rocks, in which a metamorphic zonation with discordant relations to lithological boundaries and regional schistosity was already established (see *Timing of metamorphism*).

The regional metamorphic zonation pattern here described does not differ essentially from that established by Goldschmidt (1915).

The eastern transition from higher- to lower-grade metamorphism is substantially influenced by contact metamorphism around the Fongen-Melshogna igneous complex.

The following contact metamorphic zones are present:

5) The andalusite zone. Garnet is of widespread occurrence. Staurolite occurs locally. The rocks are mostly well foliated (schists, amphibolites). The andalusite and garnet isograds coincide in the north-eastern part of the area. To the south-east the zone is defined by the occurrence of garnet, as andalusite is lacking.

6) The sillimanite zone. Garnet is of widespread occurrence. Staurolite occurs locally. Unstable relics of andalusite are locally present. Orthoclase occurs innermost in the zone, where also sillimanite occurs as prismatic crystals up to 5 cm long (see also

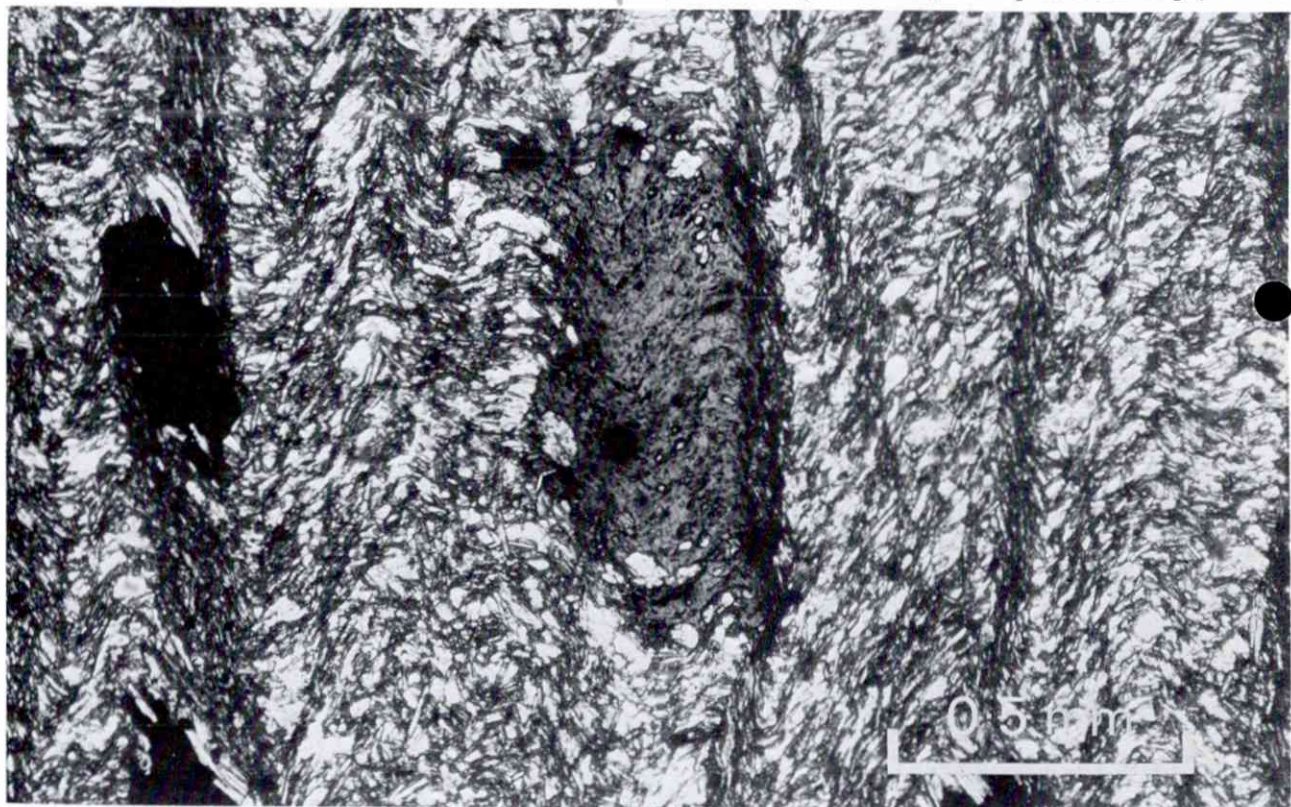


Fig. 11. A fine-grained white mica schistosity (S_1) with D_2 crenulations, overgrown by biotite porphyroblast. One Nicol. From locality in western part of Gula Schist Group in the river Garbergselva (spec. LHK 69-358). The western biotite zone.

Kisch, 1962, p. 53, and Nilsen, 1971, p. 339). In the outer parts of the zone sillimanite occurs as fibrous pods resembling those described by Roberts (1968a, p. 172). The rocks are mostly foliated (schists and amphibolites) and commonly show migmatitic structures.

7) The cordierite zone. Garnet is of widespread occurrence. The rocks are commonly rich in enstatite/hypersthene, anthophyllite/gedrite, or cummingtonite/grunerite. Sillimanite, orthoclase, and staurolite are also present. The rocks of the zone are mostly massive hornfelses and commonly show migmatitic structures. Hornfelsic rocks of similar mineralogy occur as xenoliths within the complex.

A possible outermost biotite zone is not traceable, partly because the contact metamorphism overprinted rocks already regionally metamorphosed, and partly because the regional metamorphism continued after the intrusive event (see p. 274).

Around the intrusive complex of Vålakleppen cordierite and sillimanite zones are developed, but the andalusite zone is missing. The cordierite zone is only a few meters wide, and is not shown in Fig. 9.

Some of the bigger trondhjemite intrusions show contact metamorphic effects, such as a change of fabric to more isotropic and coarse-grained rocks, as well as a change of mineralogy. Hornfelses containing grossular-garnet, tremolite/actinolite, clinozoisite, and zoisite are developed around the Børsjøen trondhjemite, and diopside in the vicinity of the Oielva trondhjemite is also believed to be of contact metamorphic origin.

Timing of metamorphism

The growth of metamorphic minerals can be dated relative to the schistosity and cleavages of the rocks (see e.g. Zwart, 1963). As described above two schistosity (of D_1 and D_2 age respectively) are present in the Selbu-Tydal area. It is possible with the aid of microstructural investigations to follow a gradual transition from a predominance of a crenulation cleavage type S_2 in the peripheral and lower grade areas to the west and east (Fig. 10A, and Fig. 11), through transitional stages (Fig. 10B, and Fig. 12), to the central higher grade areas, where the regional well developed schistosity is of D_2 age (Fig. 10C), and where relics of S_1 are only preserved as inclusions in porphyroblasts (Fig. 10C, and Fig. 13), and in graphite-rich schists, in which the microstructures did not readjust so much during the following progressive metamorphism.

The phyllites of the western biotite zone characteristically contain many biotite porphyroblasts, which overgrow both a fine-grained schistosity, defined by white mica and minor biotite (S_1), and the crenulations of D_2 age (Fig. 10A, and Fig. 11).

The eastern biotite zone is almost confined to the Sulåmo Group. The phyllites are biotite-porphyroblastic towards the south. The porphyroblasts exhibit planar inclusion trails, and the schistosity of the rocks deflects around the porphyroblasts. Due to a lack of D_2 folds the

relative age of the porphyroblasts is not well established. Comparisons with neighbouring areas suggest that the included schistosity is an S_1 or an early S_2 . The porphyroblasts are spatially related to the hornblende-albite metagabbros, suggesting that they are of a contact metamorphic origin.

Moving into the higher grade zones many schists also contain biotite porphyroblasts. They commonly include relics of S_1 , occasionally with helicitic crenulations (as defined by e.g. Spry, 1969, p. 257), and the S_2 deflects around the porphyroblasts (Fig. 10C, and Fig. 13). The same applies to garnet and hornblende in the garnet-hornblende zone. In the highest grade zones garnet, hornblende, staurolite, and kyanite have also been observed with relics of S_1 with or without helicitic crenulations. Garnet, hornblende, staurolite, and kyanite



Fig. 12. A fine-grained white mica schistosity (S_1) with D_2 crenulations. New micas (larger grains: biotite, smaller grains: white mica) grow parallel to the planes of crenulation cleavage (S_2). Transitional stage between crenulation cleavage type S_2 and schistosity type S_2 . The figure illustrates that two mechanisms seem to be active in the process of transposition: (a) a bodily rotation of S_1 grains into the S_2 planes, and (b) nucleation and growth of new grains of mica oriented parallel to S_2 . One nicol. From locality in western part of Gula Schist Group ca. 5 km ESE of Selbu (spec. BR 68-23). The western garnet-hornblende zone.

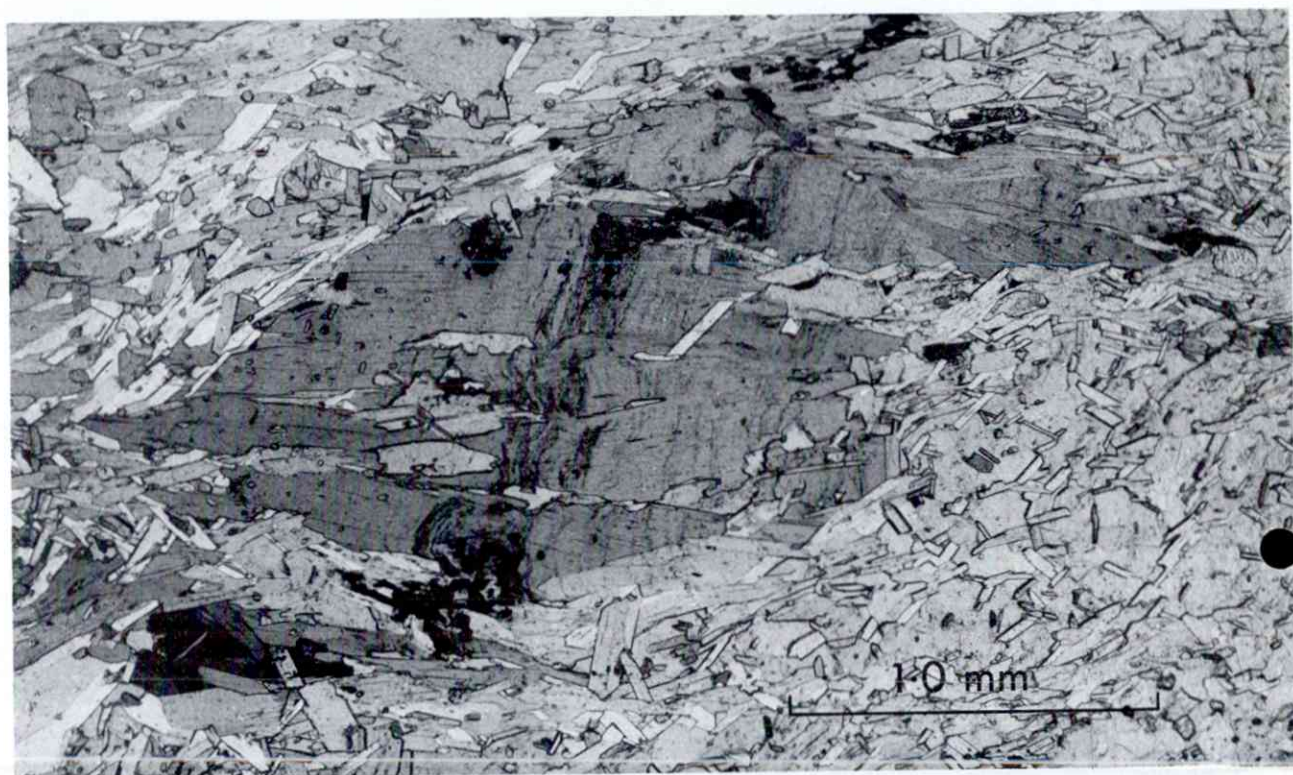


Fig. 13. A medium-grained white mica schistosity of D₂ age (section perpendicular to L₂; S₂ parallel to long dimension of figure). Biotite porphyroblast is partly recrystallized (during D₂), and includes relics of an S₁ with D₂ crenulations (indicated by graphite trails). One nicol. From locality in eastern part of Gula Schist Group west of Gudbrandegga (spec. NØO 69-446). The staurolite-kyanite zone.

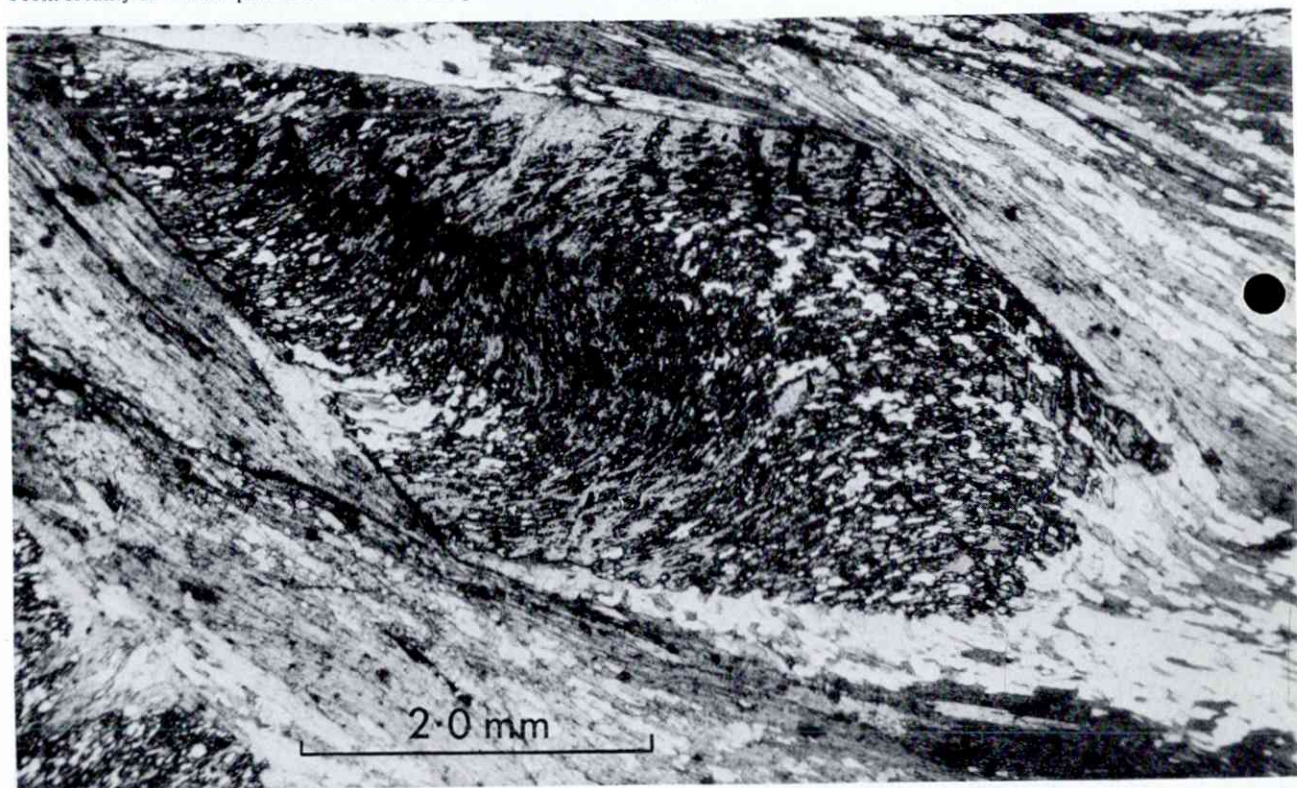


Fig. 14. Staurolite porphyroblast with S-shaped inclusion trails, indicative of syn-kinematic growth. Continuity between inclusion trails and the external medium-grained biotite schistosity of D₂ age (section parallel to L₂). Angle of rotation exceeds 130°. One nicol. From locality in eastern part of Gula Schist Group at river Rotla (spec. NØO 68-286). The staurolite-kyanite zone.

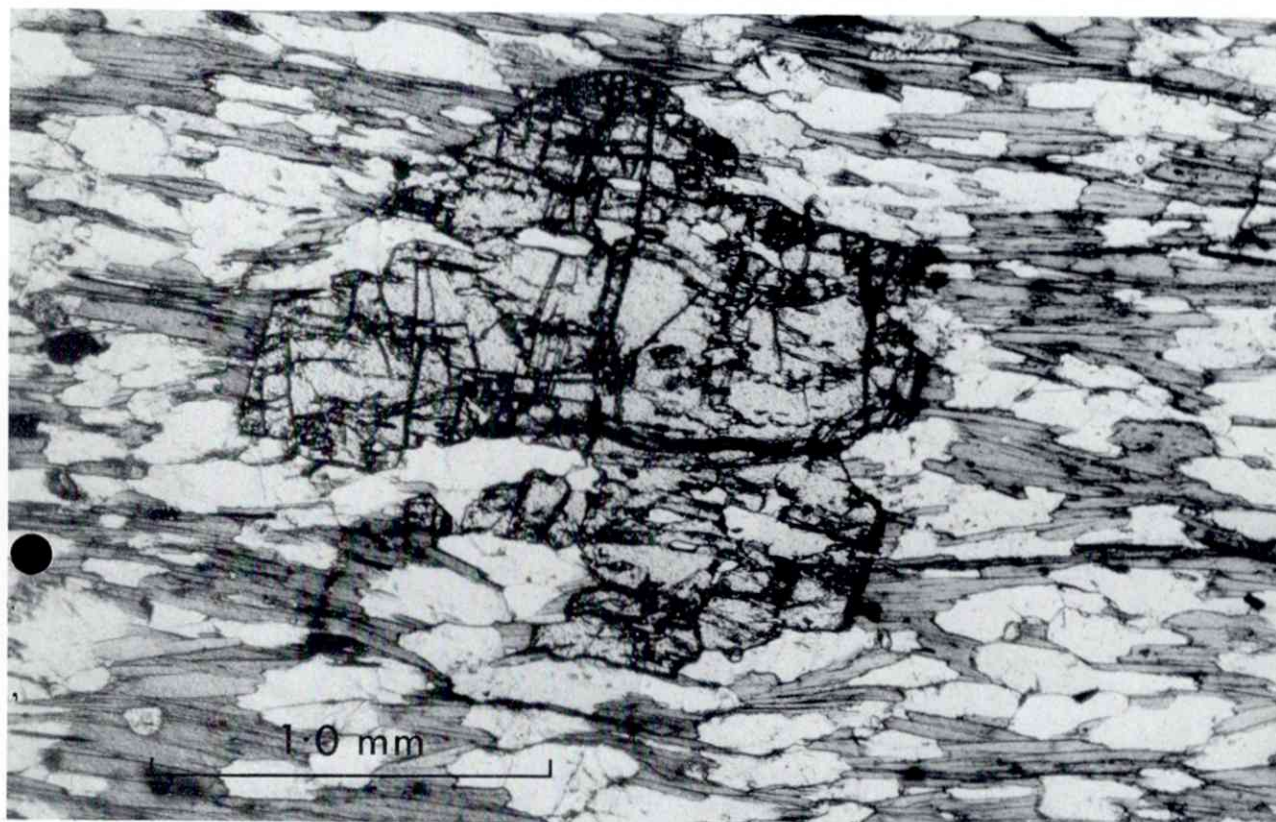


Fig. 15. Garnet porphyroblast postdating a medium-grained biotite schistosity of D_2 age. One nicol. From locality in eastern part of Gula Schist Group ca. 2 km N of river Nea (spec. NØO 68-156). The staurolite-kyanite zone.

also overgrow S_2 during flattening, commonly involving rotation of the growing porphyroblasts (Fig. 14). Finally it is commonly observed that rims or occasionally whole porphyroblasts of these minerals post-kinematically overgrow S_2 (Fig. 15).

The formation of regional metamorphic sillimanite is of relatively late age. Aggregates of coarse-grained white mica containing sheaves of fibrolitic sillimanite and occasionally grains of partly resorbed kyanite lie as lenses in the schistosity. Though generally unaffected, staurolite was observed in one thin section to be replaced by white mica + sillimanite. The rims of the aggregates overgrow and postdate S_2 , while a weak deflection may be observed around the central part of the aggregates. This deflection may reflect flattening around preexisting porphyroblasts.

In the higher grade zones the peak of regional metamorphism thus coincides with and postdates the movements, responsible for the formation of S_2 . The higher grade minerals, staurolite, kyanite, and white mica + sillimanite, are deformed by the Group II structures, although in one thin section kyanite is observed to overgrow a crenulation of the Gudbrandegga phase.*)

*) Recent microstructural observations indicate, that there is an at least partial contemporaneity between the formation of white mica + sillimanite and an early stage of the Gudbrandegga phase folding.

Retrograde white mica and chlorite porphyroblasts are locally plentiful in the higher grade zones, where these minerals commonly form at the expense of staurolite and kyanite.

It is emphasized here that the investigations indicate that the higher grade rocks are the result of a temporal progression of metamorphism, which is directly comparable with the present zonal progression, e.g. the sillimanite postdates staurolite and kyanite, which in turn include garnet and replace biotite.

In the south-eastern part of the area most porphyroblasts are believed to be of contact metamorphic origin. The relative age of intrusion of the Fongen-Melshogna igneous complex can thus be established, using identical techniques. E.g. andalusites and garnets of the outer aureole are observed in their cores to include an S_1 partly with incipient crenulations of D_2 age, so that the intrusion must postdate an early stage of D_2 . However, the intrusion was followed by a continued development of S_2 , still under contact metamorphic conditions, and the igneous body and the hornfelses were transformed in part to amphibolites and schists, respectively.

Thus there seems to be partial contemporaneity between the kyanite-bearing regional metamorphism and the andalusite-bearing contact metamorphism. However, the peak of regional metamorphism postdates the time of intrusion of the Fongen-Melshogna complex (Fig. 16).

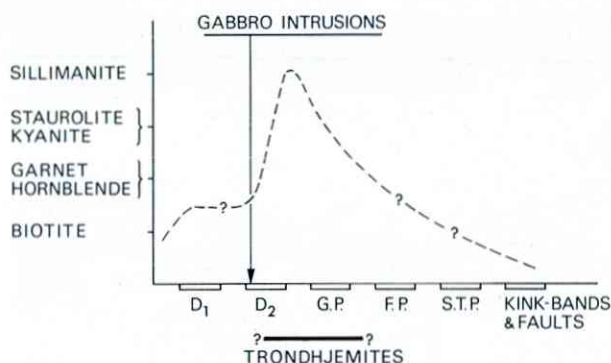


Fig. 16. Schematic correlation of structural, metamorphic, and syn-orogenic igneous events in the Selbu-Tydal area.

In the eastern part of the aureole the contact metamorphism was throughout the cooling history of higher grade than the regional metamorphism, which explains the absence of overprinting of contact metamorphic mineral assemblages by regional assemblages. In contrast, in the western part of the aureole, conditions of higher grade regional metamorphism outlasted the contact metamorphism, resulting in replacement textures, such as andalusite $\rightarrow$ kyanite, and andalusite $\rightarrow$ white mica + staurolite. Birkeland & Nilsen (1972, p. 19) noted similar textures at the Hyllingen gabbro (the southern continuation of the Fongen-Melshogna igneous complex).

The contact metamorphism around the Vålakleppen metagabbro is likewise overprinted by the regional metamorphism (Kristensen, 1972, p. 53).

Thus in the north-eastern part of the Selbu-Tydal area two generations of sillimanite have been recognized, (a) an 'older' contact metamorphic, and (b) a 'younger' regional metamorphic generation, which are separated in time by a period of kyanite-staurolite grade regional metamorphism.

Fig. 16 is an attempt to show schematically the structural, metamorphic, and igneous relationships described above. Fig. 17 shows tentative P-T trends of regional and contact metamorphic rocks during the main metamorphism of syn- to post-D₂ age.

DISCUSSION

The results described above are in some respects in conflict with previously published results from the northern Trondheim region. A few points of major interest are briefly discussed below.

Recent structural interpretations of the regional structure of the Trondheim region (Roberts et al., 1970) were based particularly on a study of the Stjørdalen profile (Roberts, 1967, 1968b). According to Roberts a central anticline of F₁ age (Stjørdalen anticline), containing rocks of the Gula Schist Group, is flanked by partly overturned synclines/synforms of F₂ age. The axial plane trace of the Stjørdalen anticline is indicated by Roberts et al. (1970, Fig. 2) to continue towards the

SSW, where it apparently joins up with the axial plane trace of the Selbu antiform. As described above, however, the Selbu antiform is a late structure deforming the regional schistosity and the axial planes of D₁ and D₂ folds, suggesting a misinterpretation of the Stjørdalen anticline.

Apart from these discrepancies in the correlation of major structures, problems in the correlation of mesoscopic structures abound. Dealing with the higher grade zone of the Stjørdalen profile a comparison of tectonic style suggests that the mesoscopic F₁ structures of Roberts (1967, p. 96) correlate with the Group I structures of the Selbu-Tydal area (despite the above mentioned correlation of macroscopic structures), and particularly it is believed that his F₁ structural elements (schistosity, mineral-lineation) correspond to S₂ and L₂ of the higher grade parts of the Selbu-Tydal area. This is supported by a microstructural study of a few thin sections from the Gula Schist Group of the Stjørdalen profile (Zwart, pers. comm.), showing the schistosity of these rocks also to be an S₂.

In the lower grade zones the correlation may be the straightforward F₁ = D₁, and F₂ = D₂ (Roberts, 1967, p. 71; Roberts et al., 1970, p. 138).

Fig. 2 demonstrates that the rocks of the Fundsjø Group occupy the core of the Tydal synform. A similar structure is not described to the north, but to the south Rui (1972, Fig. 11) in his profile indicates a comparable structure at Holtsjøen (note, however, that his stratigraphy is not comparable with that of the Selbu-Tydal area. Rui (op. cit.) and Nilsen (1971) interpret the schists around the Hyllingen gabbro as belonging to the Gula Schist Group, while in this paper these rocks are considered as part of the Fundsjø Group). Fig. 2 obviously points to a correlation of the Gula Schist Group (or parts of it) with the Sulåmo Group, and indeed the lithology of the structurally higher parts of the Gula Schist Group is not essentially different from the lithology of the Sulåmo Group as described in this paper, and by Chaloupský & Fediuk (1967), and Siedlecki (1967), when the different grades of metamorphism are neglected. Such a correlation appears to be a paradox, as the Gula Schist Group is considered to be of Cambrian age, and the Sulåmo Group of Middle Ordovician age (see e.g. Wolff, 1967).

Considering, however, the available evidences within the Selbu-Tydal area of the tectono-stratigraphic position of the Gula Schist Group, namely younging directions as indicated in Fig. 2 (note, however, that the locality in the eastern Gula Schist Group is of no significance, as it lies in the core of a major Group I fold), and the occurrences of metabasite pebbles in conglomerates, structurally underlying the ophiolitic sequences, a major stratigraphic inversion might be suggested. This is supported by Morton (1972, p. 314), who on the basis of the sulphide ore sequence at Rødhammeren Mine (west of Hyllingen gabbro, the southern continuation of the Fongen-Melshogna igneous

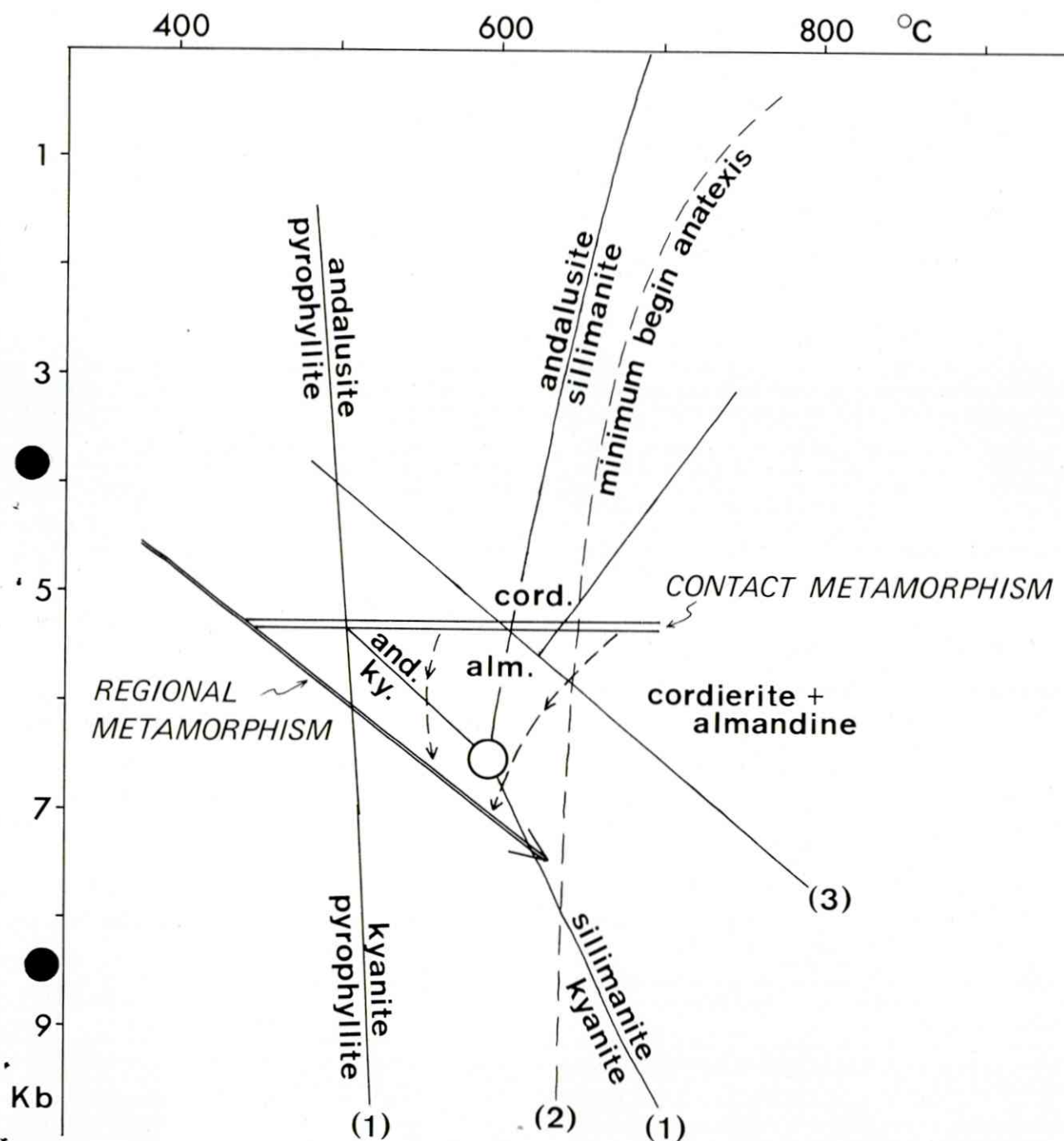


Fig. 17. Tentative P-T trends of regional and contact metamorphic rocks of central higher grade part of Selbu-Tydal area. Dotted arrows show possible post-intrusive trends of contact metamorphic rocks, due to regional metamorphic overprinting. Experimental data from: (1) Althaus (1969); (2) Luth et al. (1964); (3) Hirschberg & Winkler (1968). (Note that the observed contact metamorphic zonation does not correlate fully with that inferred from the experimental data, as a garnet-free cordierite zone is not observed).

complex) considers it most probable that these rocks are younging towards the west. As seen from Nilsen (1971, Fig. 2), the rocks at Rødhammeren Mine appear to correlate stratigraphically with the *Dictyonema* locality (Vogt, 1889). It is therefore suggested that the rock

sequence west of these localities — including the Gula Schist Group — is actually of Ordovician/Silurian age. By this interpretation the above mentioned discrepancy in age between the Gula Schist Group and the Sulåmo Group would be eliminated.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are indebted to Professor Dr. H. J. Zwart for constant stimulation and help during the course of this study. We have benefited from discussions with Professor Dr. H. J. Kisch, Dr. C. J. L. Wilson, and Dr. P. F. Williams. The latter also kindly corrected the English text. We acknowledge the permission from B. Rasmussen to use his unpublished field results.

We are grateful for assistance from Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim, particularly from state geologists F. Chr. Wolff and Dr. D. Roberts.

N. Ø. O., E. S. H., and L. H. K. acknowledge financial support from Carlsbergfondet, Copenhagen; E. S. H., L. H. K., and T. T. from Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim; N. Ø. O. from Statens Naturvidenskabelige Forskningsråd, Copenhagen; and N. Ø. O. and E. S. H. from Stichting Molengraaff-Fonds, Delft.

REFERENCES

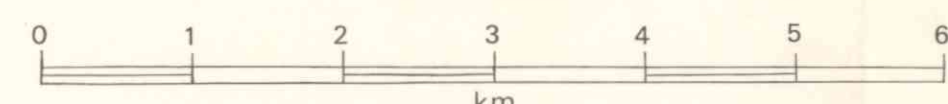
- Althaus, E., 1969. Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. Teil I-III. N. Jb. Miner. Abh., 111, p. 74-161.
- Birkeland, T. & Nilsen, O., 1972. Contact Metamorphism Associated with Gabbros in the Trondheim Region. Norges Geol. Unders., 273, p. 13-22.
- Carstens, C. W., 1928. Petrologische Studien im Trondheim-gebiet. Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr., 1928, Nr. 1, 96 p.
- Chaloupský, J. & Fediuk, F., 1967. Geology of the western and north-eastern part of the Meråker area. Norges Geol. Unders., 245, p. 9-21.
- Fleuty, M. J., 1964. The Description of Folds. Proc. Geol. Assoc., 75, p. 461-492.
- Goldschmidt, V. M., 1915. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets. Vidensk.-Selsk. Skr. I. Mat.-Nat. Klasse, 1915, No. 10, 37 p.
- , 1916. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vidensk.-Selsk. Skr. I. Mat.-Nat. Klasse, 1916, No. 2, 140 p.
- Hirschberg, A. & Winkler, H. G. F., 1968. Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. Contr. Mineral. and Petrol., 18, p. 17-42.
- Keilhau, B. M., 1850. Gaea Norvegica. J. Dahl. Kristiania (Oslo).
- Kisch, H. J., 1962. Petrographical and Geological Investigations in the Southwestern Tydal Region, Sør-Trøndelag, Norway. Acad. Proefschrift, Amsterdam, 136 p.
- Kristensen, L. H., 1972. Geology of the Børsjøen-Skarven Area, Selbu Region, Central Norwegian Caledonides. Unpubl. Thesis, Leiden, 110 p.
- Luth, W. C., Jahns, R. H. & Tuttle, O. F., 1964. The Granite System at Pressures of 4 to 10 Kilobars. Jour. Geophys. Research, 69, p. 759-773.
- Means, W. D., 1966. A Macroscopic Recumbent Fold in Schists near Alexandra, Central Otago. New Zealand Jour. Geology and Geophysics, 9, p. 173-194.
- Morton, R. D., 1972. A Discussion. Sulphide Mineralization and Wall Rock Alteration at Rødhammeren Mine, Sør-Trøndelag, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 52, p. 313-315.
- Nilsen, O., 1971. Sulphide Mineralization and Wall Rock Alteration at Rødhammeren Mine, Sør-Trøndelag, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 51, p. 329-354.
- Nilsen, O. & Mukherjee, A. D., 1972. Geology of the Kvikne Mines with Special Reference to the Sulphide Ore Mineralization. Norsk Geol. Tidsskr., 52, p. 151-192.
- Olesen, N. Ø., 1972. A Discussion. Sulphide Mineralization and Wall Rock Alteration at Rødhammeren Mine, Sør-Trøndelag, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 52, p. 317-318.
- Reusch, H., 1890. Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift. Forh. i Vidensk.-Selsk. i Christiania, 1890, No. 7, 60 p.
- , 1896. Geologiske iagttagelser fra strøget i nord for Faemundsjøen. Forh. i Vidensk.-Selsk. i Christiania, 1896, No. 1, 42 p.
- Roberts, D., 1967. Structural observations from the Koppa-Riksgrense area and discussion of the tectonics of Stjørdalen and the N.E. Trondheim region. Norges Geol. Unders., 245, p. 64-122.
- , 1968a. On the Occurrence of Sillimanite in the Gula Schist Group, Trondheim Region. Norsk Geol. Tidsskr., 48, p. 171-177.
- , 1968b. Tectonic Features of an Area N.E. of Hegra, Nord-Trøndelag, and their regional Significance. Norges Geol. Unders., 255, p. 10-20.
- , 1971. Stress Regime and Distribution of a Conjugate Fold System from the Trondheim Region, Central Norway. Tectonophysics, 12, p. 155-165.
- Roberts, D., Springer, J. & Wolff, F. C., 1970. Evolution of the Caledonides in the northern Trondheim region, Central Norway: a review. Geol. Mag., 107, p. 133-145.
- Rui, I. J., 1972. Geology of the Røros District, South-eastern Trondheim Region with a Special Study of the Kjølskarvene-Holtsjøen Area. Norsk Geol. Tidsskr., 52, p. 1-21.
- Siedlecka, A., 1967. Geology of the eastern part of the Meråker area. Norges Geol. Unders., 245, p. 22-58.
- Siedlecka, A. & Siedlecki, S., 1967. Geology of the northernmost part of the Meråker area. Norges Geol. Unders., 245, p. 59-63.
- Spry, A., 1969. Metamorphic Textures. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Torske, T., 1965. Geology of the Mostadmarka and Østrand Area, Trøndelag. Norges Geol. Unders., 232, p. 1-83.
- Turner, F. J. & Weiss, L. E., 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Vogt, J. H. L., 1889. Om fund af Dictyonema og Stinkkalk i Alunskifer. Foredrag 16. nov. 1888. Vidensk.-Selsk. Forh. Kristiania. Oversigt over Møder, p. 12.
- Vogt, Th., 1940. Geological notes on the Dictyonema locality and the upper Guldal Distrikt in the Trondheim area. Norsk Geol. Tidsskr., 20, p. 171-192.
- White, W. S., 1949. Cleavage in east-central Vermont. Trans. Am. Geophys. Union, 30, p. 587-594.
- Williams, P. F., 1970. A Criticism of the Use of Style in the Study of Deformed Rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 3283-3296.
- Wolff, F. C., 1964. Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. Norges Geol. Unders., 227, p. 85-91.
- , 1967. Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. Norges Geol. Unders., 245, p. 123-146.
- Zwart, H. J., 1963. On the Determination of Polymetamorphic Mineral Associations, and its Application to the Bosost Area (Central Pyrenees). Geol. Rundschau, 52, (1962), p. 38-65.

GEOLOGICAL MAP OF THE HEGGSET AREA

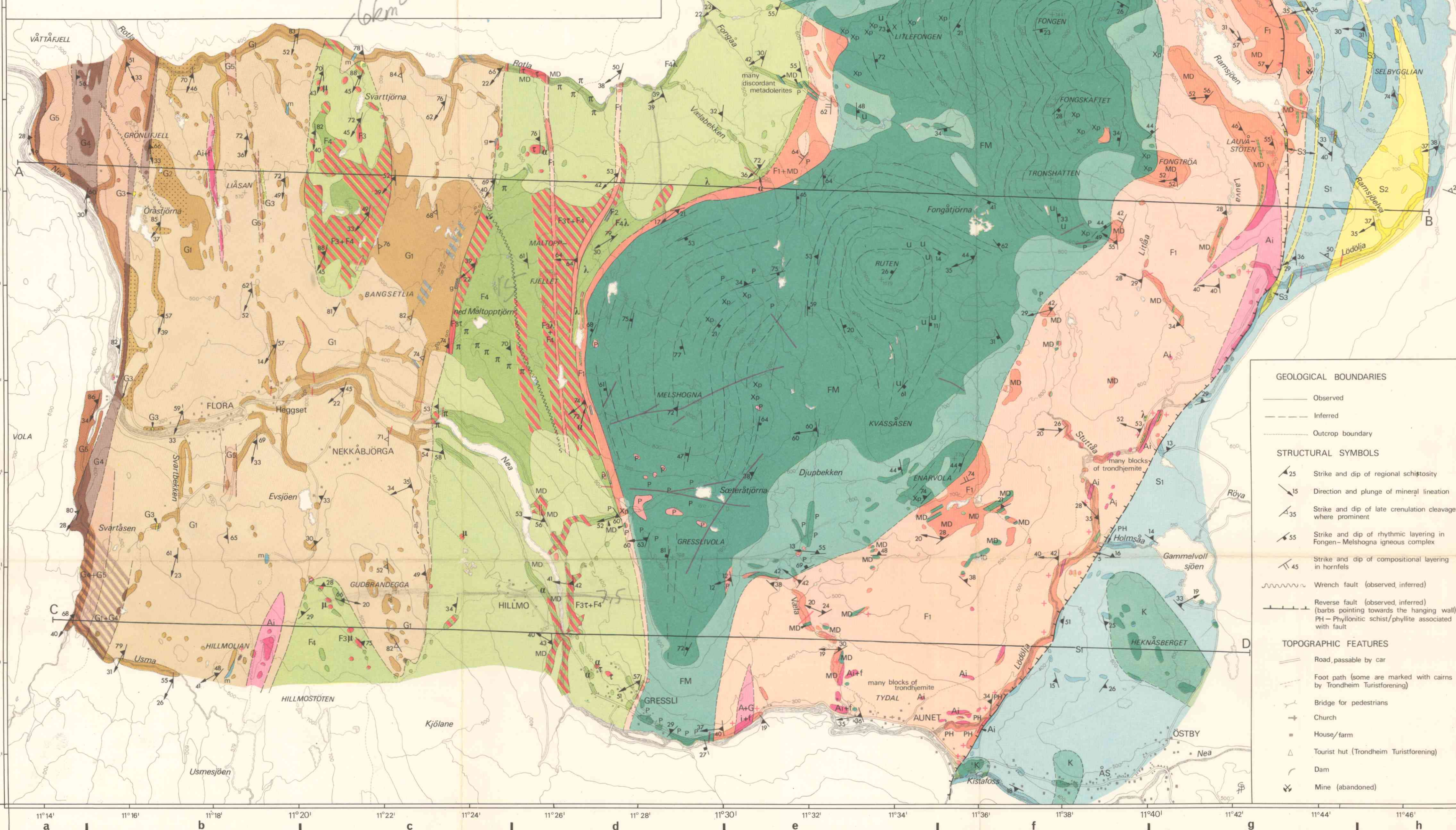
The Trondheim region, Norway

by
Niels Ø. Olesen
Mapped 1968 to 1972

SCALE 1:50,000



Contour interval 100 meter



Norges Geografiske Oppmåling

NORWAY SWEDEN

Topographic base 1:50,000
used by permission of NGO

LEGEND

FELSIC PLUTONIC ROCKS

- A Quartz-diorite (trondjemite)
- I Isotropic
- f Foliated
- Numerous sills or dykes

G Granodiorite-granite (sub-division as in A)

FONGEN-MELSHOGNA LAYERED IGNEOUS COMPLEX

- FM Pyroxene-gabbro (in part olivine-bearing) minor diorite and some pegmatites, all partly metamorphosed
- U Ultramafic rocks predominant (peridotite and hornblende)
- P Major pegmatite bodies in or close to the complex
- In the complex: high concentration of pegmatites
- Outside the complex: presence of pegmatites
- Xa Amphibolite / pelitic xenoliths
- Xp Trace of rhythmic layering

OTHER MAFIC PLUTONIC ROCKS

- MD Metadiorite, locally discordant (only partly mapped)
- K Hornblende-albite metagabbro of Kistafoss type

SULÅMO GROUP

- S1 Grey-green phyllite, commonly calcareous (to the south with garnet and biotite porphyroblasts); minor quartz-phyllite and metasediments
- S2 Metagreywacke; minor grey-green phyllite
- S3 Greenschist; minor amphibolite
- S4 Metaconglomerate

FUNDSJØ GROUP

- F1 Pelitic and semipelitic schist / phyllite, mostly with some layers or lenses of amphibolite (in part blastoporphyratic); close to the contact of FM also hornfels
- F2 Numerous layers or lenses of amphibolite
- F3 Graphite schist
- F4 Meta-quartz-keratophyre
- J Massive, gneissic type
- π Schistose meta-pyroclastics
- α Relict agglomerate structure
- β Meta-quartz-keratophyre prominently interlayered with other rock types
- F4 Metabasite/amphibolite, commonly blastoporphyratic; includes generally some meta-quartz-keratophyre (F3) and some metadiorites (MD)
- π Relict pillow structure
- α Relict agglomerate structure
- β Thinly layered amphibolite predominant

GULA SCHIST GROUP

- G1 Pelitic biotite schist (commonly rich in porphyroblastic staurolite, kyanite and garnet) interlayered with semi-pelitic biotite schist; particularly in western part also some muscovite-biotite schist; many calc-silicate layers
- G2 Quartz-rich metaconglomerate
- G3 Calcite marble, partly micaceous
- G4 Graphite schist
- G5 Graphitic micaschist
- G6 Quartz micaschist (commonly with porphyroblastic garnet and hornblende); many calc-silicate layers; (G2 grades into G1)
- G7 Thinly layered amphibolite
- G8 Graphite-quartz schist interlayered with quartz micaschist; minor muscovite-biotite schist
- G9 Graphite-quartz schist and quartz micaschist interlayered with other schists
- G10 Hornblende-biotite schist, mostly calcareous

A dark shade of each colour has been used for areas of outcrop, and light shades have been used for interpretation

GEOLOGICAL BOUNDARIES

- Observed
- - - Inferred
- - - Outcrop boundary

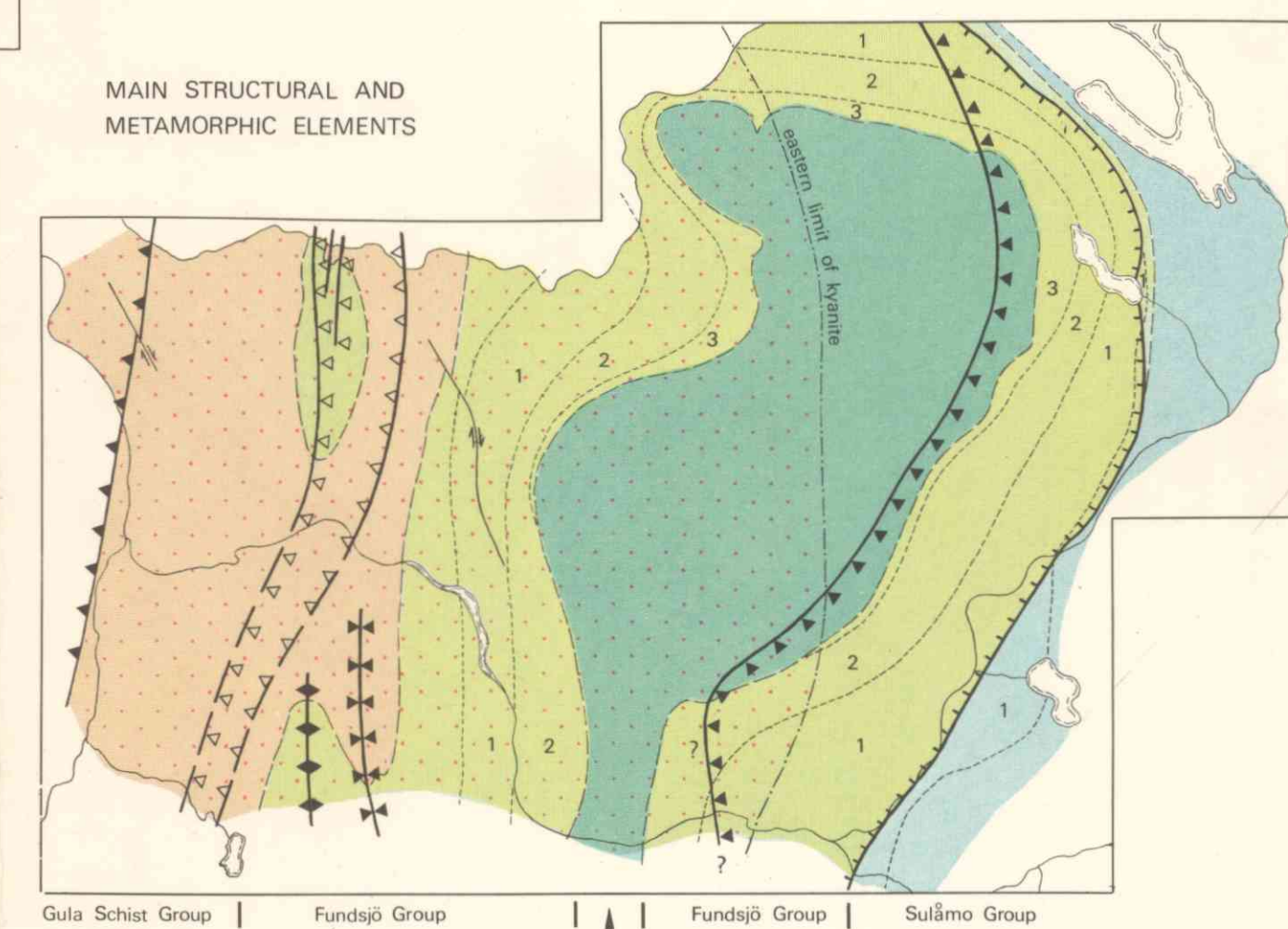
STRUCTURAL SYMBOLS

- 25 Strike and dip of regional schistosity
- 15 Direction and plunge of mineral lineation
- 35 Strike and dip of late crenulation cleavage where prominent
- 55 Strike and dip of rhythmic layering in Fongen-Melshogna igneous complex
- 45 Strike and dip of compositional layering in hornfels
- Wrench fault (observed, inferred)
- Reverse fault (observed, inferred) (arrows pointing towards the hanging wall)
- PH - Phyllonitic schist/phyllite associated with fault

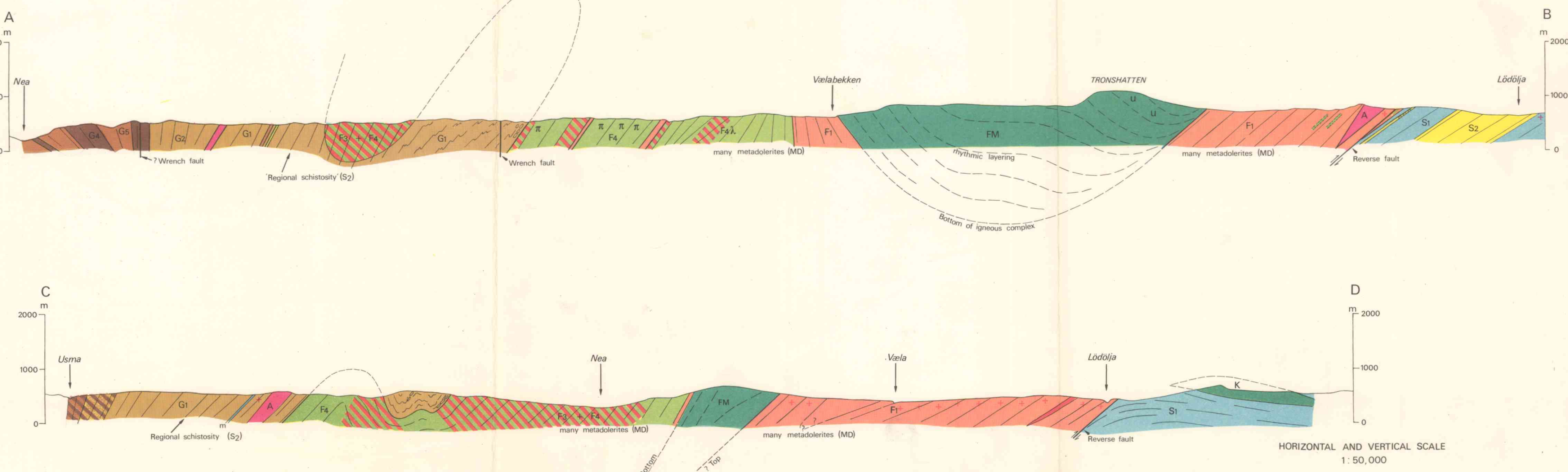
TOPOGRAPHIC FEATURES

- Road, passable by car
- Foot path (some are marked with cairns by Trondheim Turistforening)
- Bridge for pedestrians
- Church
- House/farm
- Tourist hut (Trondheim Turistforening)
- Dam
- Mine (abandoned)

MAIN STRUCTURAL AND METAMORPHIC ELEMENTS



- 1, 2 and 3 are zones of contact metamorphism around Fongen-Melshogna igneous complex. The zones are characterized by the following rocks (of pelitic composition) and minerals:
- 1: Phyllites and micaschists containing porphyroblastic garnet, andalusite, staurolite (andalusite predominantly in northern parts).
- 2: Micaschists containing fibrolite and/or porphyroblastic garnet, sillimanite, staurolite, orthoclase (uncommon).
- 3: Micaschists and hornfelses containing garnet, sillimanite, cordierite, staurolite, orthoclase (uncommon); hornfelses rich in enstatite/hypersthene, anthophyllite/gedrite, cummingtonite/grunerite are common.
- Regional metamorphism:
- Pelitic rocks are micaschists containing porphyroblastic garnet, kyanite, staurolite, hornblende. Diopside occurs in some calc-silicate rocks.
- Biotite is highest index-mineral east of contact metamorphic zones.

HORIZONTAL AND VERTICAL SCALE
1:50,000

Kartarbeide Gammelgruben, Selbu 21/7-5/8 1948.

Kart etter påbegynt stikking ved el.magn.m'l. Selbu sommeren 1948.

Målestokk 1/2000.

Bergartene ved Gammelgruben er de samme som ved Grasli grube, d.v.s. gabbro, porfyritt, trondhjemsitt og trondhjemsittskifer, hornblendeskifer, glimmer-skifer (til dels granatiferende) og er fittskifer.

Strøkretningen er som ved Grasli normalt N-S, med vekslende fall mot vest. Innenfor selve gruveområdet bøyer strøkretningen av og er her N-20°-Z.

Gjennom gruvefeltet går det en breksjesone, retning N 30°-V. Sonen er tydelig markert i terrenget og kan følges fra 2200N-700V over grunnstollen i Hammergruva, mellom Prinsessegruva og Fallet og videre sydover i feltet.

Fra 2300N-ca. 500V. går det en glimmer-grafittskifersone str. N-20°-Z f. 70° V. til breksjesonen. Her bøyer strøkretningen av og følger breksjesonens retning, N-30°-V (f. 30° V.). En må anta at en her har en forkastning og slepning langs denne på østre side mot nord.

Fra 1800 V. og videre vestover er igjen strøkretningen N-S.

Kartleggingen omkring gruveområdet i tillegg av disse, to uforholdsvis lang tid p. g. mangelfull stikking. Mellom 300 og 450 V. er det en stadig vekselning av hornblendeskifer str. N-S, f. 70°-80° V. og N-S, gløende porfyritt og trondhjemsittganger. Fra 400V.-2200N. og sydover mot Nebustgruv. str. N 20°-Z er det en sone liten maktighet med grantholdig glimmerskifer. Den samme bergarten finner en like nord for Fallet og i en sone fra 450V. 2300N. sydover mot Prinsessegruva.

Grafittskifer:

For uten den før omtalte grafittskifersonen (500V.-2300N.-550V.-2050N.) er grafittskifer blottet ved ca. 2250N.-450V. og i liggen i Hammergruva. Nord for gruveområdet er terrenget svært overdekket. Det er mulig at en her har flere slike soner.

Langst vest i målingsområdet (1100-900V.) er det en sone med grafittskifer. Skiferen har vekslende maktighet og tiltagende maktighet kullinnhold mot sydvest strøkretningen her er fremdeles N-20°-Z. Ved ca. 1850N.-1150V. er det røsket på denne sonen. Bergarten her er en småfoldet, kisinregnert grafittskifer. (samme type som i Pettergruva, Lydal) Denne skiferen gir nok indikasjon ved måling.

Vest for målingssonen er igjen strøkretning N-S. Bergartene her er hovedsakelig hornblendeskifer. Soner av grafittskifer (kisinpr.) er blottet flere steder langs vegen ned til Flora.

Gammelgruva

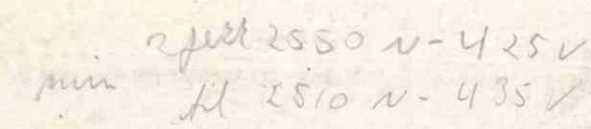
Norges Geologiske Undersøkelse

Bergarkivet

Rapport nr. 2095

7

Mólestokk 1:2000



Geologisk undersøkelse av A/S Meraker Gruber'sinteresseomraade i Meraker herred.

Sommeren 1919 blev jeg engagert av A/S Meraker Gruber for at undersøke geologisk omraadet inden hvilket selskapets gruber og skjærp ligger for om mulig at finde nye forekomster.

Forut for en saadan malmgeologisk undersøkelse maa nødvendigvis gaa en undersøkelse av feltets bergarter for at kunne begrense søkningen efter malm til de steder hvor de geologiske forhold gjør ansamlinger av kis mulig. At gaa efter det geologiske rektangelkart vilde være ugjørilig, da det er alt for litet, detaljert, og desuten lider av andre mangler med delvis feilagtig angivelse av bergarterne og deres grænser.

Undersøkelsene har været drevet i to korte sommere, ialt ca. 5 maaneder. Den første sommer (1919) gik med til orientering av feltets bergarter ved at gaa op en hel række profiler øst-vest.

Sommeren 1920 blev resultaterne benyttet ved søkningen efter malm, hvorved ogsaa leilighetsvis arbeide blev lagt paa fortsat geologisk kartlægning, hvorved særlig detaljerne er søkt at faaes bedre frem.

- - " - -

Det undersøkte omraade begrenses i nord av en linje fra Vikvolden ved sjøen Fjergen til dalsenkningen mellem Kirkebyfjeldet og Blaastøten (omtrent 500 m. nord sidste "n" i Reinaaøian). Mot vest er begrænsningen en linje fra Gudaa station - ca. 400 m. øst søndre Sonvand - Kongsrudhaugen - Bjørnlien - toppen av Fongen. Mot syd av en

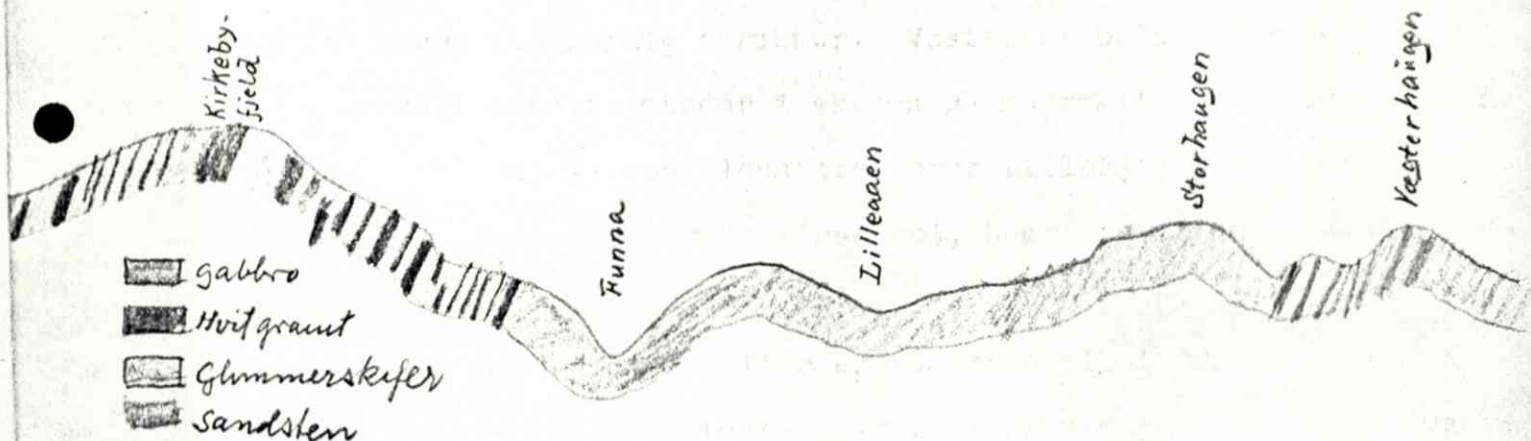
linje Fongen - Selbyglierne - vestsiden av Falkfangervola. Mot øst av Gilsaaen - Dalaaen - Fjergen.

Nedenfor vil jeg nærmere beskrive de viktigste profiler. Desuten har jeg gaat op en hel del mindre profiler for detaljeringens skyld.

Profil fra Vægterhaugen og vestover.

I dalen østenfor Vægterhaugen staar glimmerskifer med strøk NNO og fald vestlig (ca. 50°). Langs fjeldryggen staar en ca. 200 m. mægtig sone gabbrogange som linser i skiferen med varierende mægtighet, fra 80 m. ned til 10 cm. og mindre mægtighet, og 200 m. til $\frac{1}{2}$ m. længde. Gabbroen, der har jevn struktur, er finkornig. Grænsen mot glimmerskiferen er meget skarp og tydelig. Eruptivdraget strækker sig efter al sandsynlighed ogsaa nordenfor grænsen for mine undersøkelser, da der findes flere kiskjærp nordenfor Fjergen.

Vestenfor Vægterhaugen staar glimmerskifer med sandstensbænke, mere og mindre mægtige, som linser i skiferen. Vi har her Hovingruppen typisk utviklet.



Videre vestover staar normal glimmerskifer til omtrent ved sidste "n" i Grangjerdsmoen, hvor man kommer over i det vestlige eruptivmassiv. Her er grønsten (gabbro) som er meget skifrig og vanskelig at identificere makroskopisk. Inde i grønstenen stikker

der op gange av hvit granit. Disses mægtighet er høist variabel, fra nogen cm. til 20 - 30 m. Den hvite granit er oftest meget skifrig, kun oppe paa toppen av Kirkebyfjeldet staar nogen mere massive gange. Længer vest end til sidste "n" i Reinaaøian har jeg ikke været, men endnu paa dette sted staar meget skifrig gabbro.

- - " - -

Profilen langs jernbanelinjen er før oftere beskrevet (Kjerulf o.fl. og sidst av C. W. Carstens) saa nærmere omtale her er ikke nødvendig.

- - " - -

Profil fra Sneaaen vestover til henimot Sonvandene.

I toppen av Sneaaen staar gabbro, paa rektangelkartet angitt som sausuritgabbro. Vestenfor staar glimmerskifer med gabbrogange. Paa skraa-ningen av Sneaaen mot Dalaaen er det dog saa overdækket, at gabbrogangdragets mægtighet ikke helt kan bestemmes.

I Dalaaen staar en række flere hundrede meter mægtige gabbrogange, hvorav profilet overskjærer en i fossen nordenfor Øian staaende gang av ca. 500 m. mægtighet. Bergarten er her særlig vakkert og storkornig utviklet. Man maa helt til det vestlige store eruptivmassive centralparti, Fongen, for at finde tilsvarende storkornig struktur. Vestenfor Dalaaen er der sterkt overdækket, dog sees enkelte steder i skogen glimmerskifer, enkelte steder gabbro. Ved krydsningen av kraftledningen over Lillefjeldveien paa Røsaasen staar helt skifrig grønnsten (gabbro), begrenset i vest av glimmerskifer ca. 200 m. nord krydsningen. Mot øst er græsen overdækket. Paa vestsiden av Røsaasen er glimmerskifer eneraadende til Thorsbjørka.

I elven ved Brennan staar glimmerskifer med graasort farve og jevn skifrihet. Den brytes til heller og takskifer. Mægtigheten av dette takskiferparti er ca. 150 m.

I elven vestenfor Brennan kommer man over til grønnstensformationen, som strækker sig til dalen mellem Røshaug og Finklepfjeld, med en

mængde gangformige injektioner av hvit granit. Disse gange er saa hyppige og ofte saa mægtige, at det paa sine steder er mere hvit granit end gabbro. Saaledes naar de sin mægtigste udvikling i Røshaug.



Gabbroen, der er svært skifrig ved Brennan, blir opimot fjeldryggen Fondfjeld - Midtfjeld - Mandfjeld mere og mere masseformet, saa den paa toppen har helt normalkornig utseende. Paa toppen av Fondfjeld staar ogsaa en sone av porfyrisk utviklet gabbro. Overgangen fra skifrig til masseformet bergart er i det store og hele jevn, dog er gabbroen i almindelighet temmelig skifrig ved kontakten mot den hvite granit. Granitgangene er ogsaa skifrige ved foten av fjeldryggen, men avtar i skifrichet mot toppene, dog ikke i samme grad som gabbroen.

I dalen mellem Røshaug og Finklepfjeld staar enkelte flak av glimmerskifer med finkornig gabbro i hæng og ligg. Skiferen er sandsynligvis revet med under eruptionen. Glimmerskiferformationen begynder følgelig ikke langt vestenfor. Ca. 400 m. øst søndre Sonvand staar fremdeles gabbro, mest skifrig men ogsaa delvis mere masseformet utviklet.

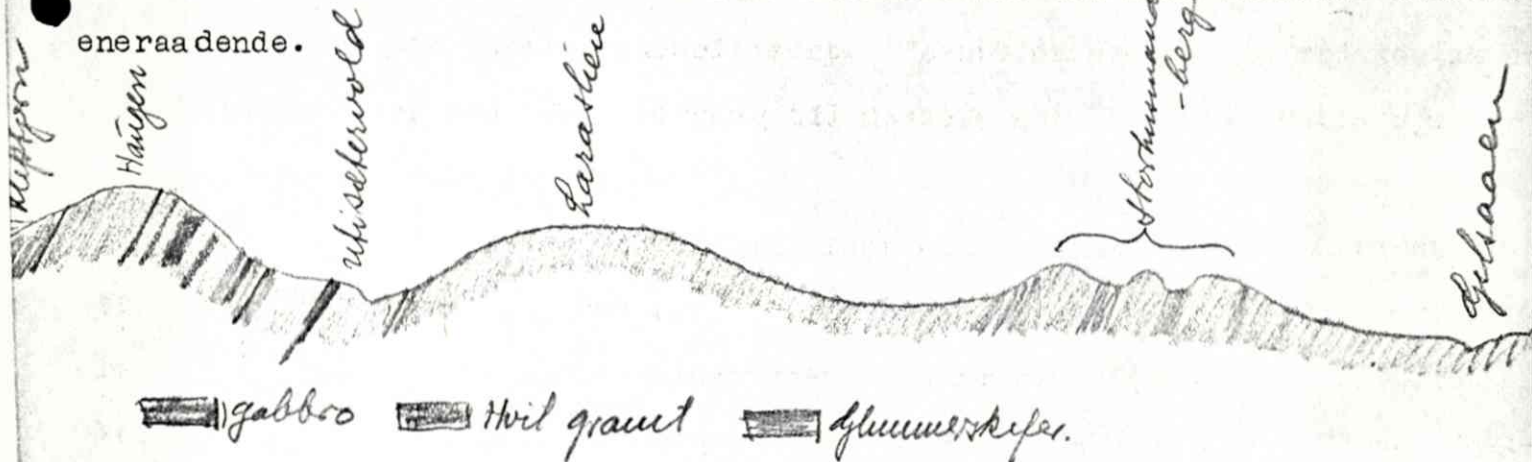
- - " - -

Profil fra Gilsaaen vestover til Kleptjern.

I Gilsaaen staar glimmerskifer med fladt vestlig fald. Den er sølvgraa til graabrun av farve og er delvil kvartsnyret. Skiferen strækker sig vestover til Storhusmandsberget, hvor der staar en række

større og mindre gabbrogange i glimmerskifer. De er her mere kuppeformet utviklet, oftest skifrige nær grænsen, men ellers finkornig til normalkornig. Da gabbroen er haardere end den omgivende bergart, hæver den sig i almindelighet op over terrænet, og danner Storhusmandsbergets mange smaa knauser og hauger. De enkelte gangers eller kuppers mægtighet varierer fra 50 m. til 500 m.

Vestenfor Storhusmandsberget staar glimmerskifer i Laraslien. Skiferen i Laraslien er delvis næsten sort og staar med steilt fald, delvis er skiferen sølvglinsende av farve og med smaa kvartsnyrer. Nogen nærmere relation mellem disse skifervarianter kan ikke opspores, da terrænet paa Laraslien er sterkt overdækket. I Gaaselven staar den lyse varietet omtrent eneraadende.



Ca. 200 m. øst elvemøtet ved Utisætervold staar glimmerskiferformationens vestre grænse, og profilet kommer over i det vestre eruptivmassi. Grænsen mellem de to bergarter er her ikke saa vanskelig at fikse som nordfor, idet grønstenens (gabbroens) tekstur her ikke er saa utpræget skifrig som glimmerskiferen.

I elveknæet vest Utisætervold (ca. 1 km. vest volden) paatræffes et ca. 300 m. bredt belte av glimmerskifer inde i gabbroen. Inde i skiferen findes ogsaa et par ganger av hvit granit. Skiferbeltet kiler i nord ut ved Innerknollens sydsdraaning. Videre vestover staar igjen gabbro med en mængde skifrige hvite granitinjektioner, som imidlertid blir mere masseformet jo

nærmere man kommer toppen av Haugen. Over hele profilet er strøkretningen N N O, faldet vestlig.

- - " - -

Profil fra Gilsaaen over Grubefjeld til Bjørnlien.

I Gilsaaen østenfor Lillefjeld Grube staar normal glimmerskifer med strøk N N V, fald vestlig, i almindelighet ca. 45° V. Formationen strækker sig vestover til Grubefjeld. Vel 150 m. fra Grubefjeldets top ligger paa østre avhældning Lillefjeld grube. Malmen ligger i glimmerskifer med en gabbrogang av ca. 7 m. mægtighet i det hængende. Videre vestover staar glimmerskifer til ca. 40 m. under høieste top, hvor gange av gabbro stikker op i dagen. Disse har liten mægtighet, fra 0,5 til 20 m., og længde 2 til 100 m. Enkelt steder er gabbroen lokalt sausuritisert. Teksturen er skifrig med kontakten mot glimmerskifer med jevn overgang til masseformet bergart. Dette gjelder ogsaa for de mindste gange.

Paa toppen av Grubefjeld staar glimmerskifer tildels sterkt sandstensagtig utviklet, men tæt til finkørnig struktur. Mikroskopisk præparat av sandstenen viser mineralsammensætningen: kvarts, muscovit og meget kalkspat. Gabbrogangdragets mægtighet er i Grubefjeld omtrent 600 m. Vestgrænsen gaar over Damtjern langs midten av vandet. I



I fjeldknausen vest Damtjern staar en mørk overordentlig tyndskifrig glimmerskifer med steilt til lodret fald (lerglimmerskifer). Vestenfor øvre (søndre) Svartaatjern faar skiferen igjen sit lysere graa til graa-violette utseende, og faldet blir mindre steilt. Denne bergart er eneraader til vestre Løddølssjø, hvor gange av hvit granit optrær i glimmerskiferen. Ca. 100 m. vestenfor sjøen begynder gabbrogange at optræ, saaledes at opover

mot toppen av Grønfjeld veksler disse tre bergarter. Glimmerskifer er dog fremherskende til henimot toppen av Bjørnlien, hvor gabbrogangene er mægtigst utviklet. De hvite granitter er sjeldne vestenfor toppen av Grønfjeld. I dalen vest Bjørnlien er terrænet helt overdækket. Strøkretingen er over hele profilet N 15° V - N N V, og faldet er vestlig.

- - " - -

Profil fra Horraadalen over Gilsaafjeld - Tofjeld
til toppen av Fongen.

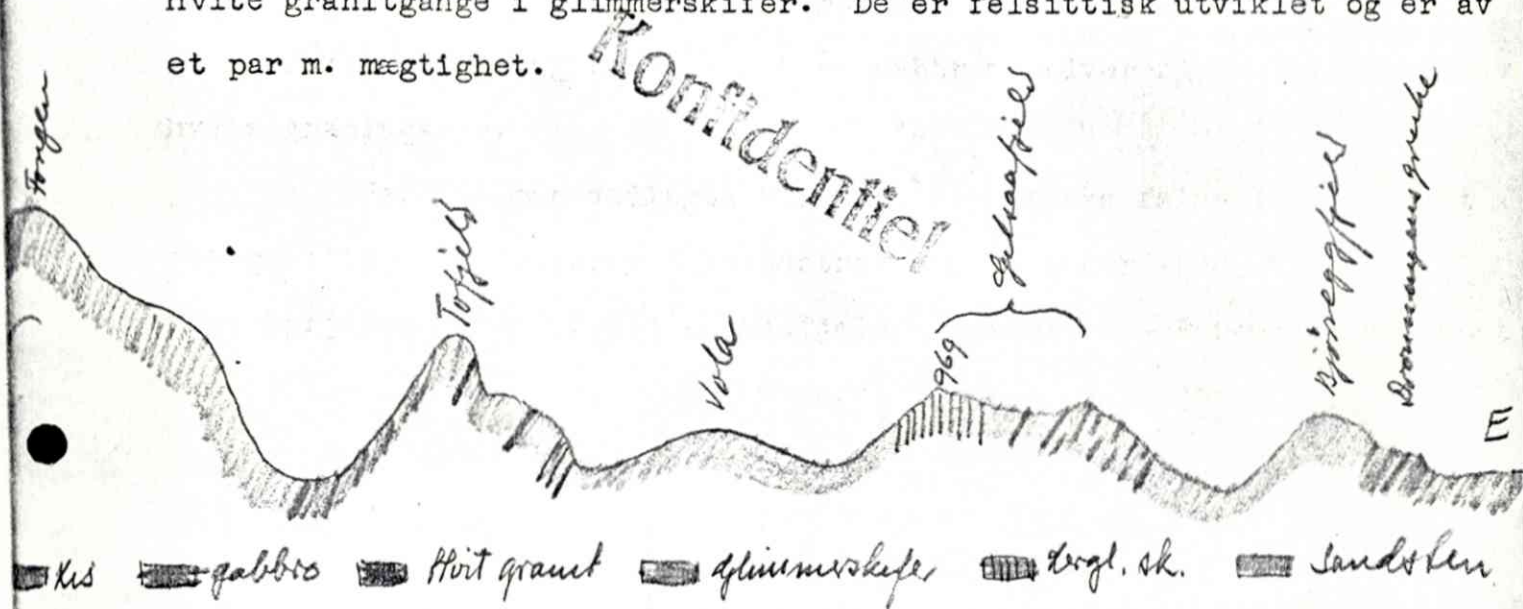
I Horraaen staar glimmerskifer i veksellagring med sandstensbænke av tildels stor mægtighet, op til 20 m. Sandstenen ligger som linser i skiferen og er i almindelighet finkornig, sjelden tætt. Vi har her tydeligvis hovingrubbens vestre grænse. Østover har jeg ikke faat tid til at undersøke denne gruppe nærmere. Profilet overskjærer en enkelt gabbrogang, ca. 100 m. mægtig, som staar i det hængende av en sandstensbænk. Her ligger Dronningens grube, hvorom nærmere nedenfor. Strøket er ved gruben N 10 - 15° V.

I Bjørnegfjeld staar normal glimmerskifer med strøk N N V og fald steilt vestlig. Likeledes i Gilsaadalen til et stykke opover østskraaningen av Gilsaafjeld, hvor vi igjen kommer over til sandstensbænke i glimmerskifer. Bænkene er her mere regelmæssig i størrelse og har typisk linseform. Mægtigheten er fra 2 - 6 m. Sandstenen er finkornig til næsten tætt. Hele sandstensformationens bredde er ca. 1000 m. Det kan ikke være tvilsomt at vi her har en utløper av hovingrubbens mot nordvest, idet gruppen ogsaa er utviklet østenfor Bjørnegfjeld, skjønt der i selve Bjørnegfjeld kun staar normal glimmerskifer (fraregnet et par gabbrogange). Forbindelsen mellem disse to grene av sandstensformationen kan ikke paavises paa grund av overdækket terræng søndenfor Gilsaafjeld og Bjørnegfjeld.

Paa høide 969, vestenfor Gilsaa grube, kommer vi over til den overordentlig tyndskifrige og steiltstaaende mørke glimmerskifervarietet av bredde ca. 500 m. som før er beskrevet for høiden vestenfor Damtjern.

I Lødølja og Vola staar normal glimmerskifer med strøk N N V og fald vestlig.

I den bratte brinken vest bækken fra Gaastjern staar 2 å 3 hvite granitgange i glimmerskifer. De er felsittisk utviklet og er av et par m. mægtighet.



Videre vestover staar glimmerskifer med en enkelt gabbrogang av bredde ca. 20 m. nordvest "d" i Tofjeldet. Denne gabbrogang er skifrig i det liggende, masseformet finkornig i det hængende.

I toppen av Tofjeld staar gabbrogange i glimmerskifer og en enkelt hvit granitgang med tæt til finkornig struktur. Vestover mot Ramsjøen blir gabbrogangene flere og mægtigere og gaar med jevn overgang med et og andet flak av glimmerskifer, over i Fongenmassivets gabbro. Gabbrogangene i Tofjeld er i almindelighet masseformet og finkornig, sjeldnere normalkornig.

Ved foten av Fongen er gabbroen imidlertid delvis skifrig. Bare et ganske kort stykke op fra foten blir bergartene mere masseformet og stort set tiltar de ogsaa i kornstørrelse mot toppen. Inde i den normale gabbro stikker op kupper av feltspatfri bergart, nærmest peridotit, andre steder sees utsondringer av ren hvit feltspat som aarer i den omgivende bergart. Peridotitkupperne tiltar i antal og mægtighet mot toppen. Nær toppen sees en enkelt granittisk pegmatitgang, ca. 1 m.

bred. Paa øverste top staar normalkornig olivingabbro.

- - " - -

Av de omtalte profiler vil det fremgaa, at feltet i store træk er karakteriseret ved glimmerskifere, der er identisk med den normale glimmerskifer i gulagruppen, samt av gabbromassiver og en utallighet av hvite granitgange.

Ser man paa vedlagte kart vil det straks falde i øinene, at der gaar to eruptivopdrag i hovedstrøkretningen nord-syd, det ene: Kirkebyfjeldet - Fondfjeld - Mandfjeld - Bjørnlien - Fongen, det andet: Vægterhaugen - Røsaasen - Storhusmandsberget - Grubefjeld.

- - " - -

Det vestlige eruptivdrag.

Dette er karakteriseret delvis av gabbroidale, delvis av sure bergarter. De gabbroidale er blit betegnet som grønstene, hornblendeskifer eller ret og slet gabbro. Jeg bruker i denne rapport fellesbetegnelsen gabbro om baade de skifrige og masseformede varieteter av disse basiske bergarter, da det i Merakerfeltet i virkeligheten er samme bergart kun adskilt ved forskjellig struktur. Der kan nemlig de fleste steder i det vestlige eruptivmassiv iagttages en jevn overgang fra skifrig bergart i nærheten av glimmerskiferformationen gjennom tætt, finkornig til normalkornig struktur paa fjeldtoppene, altsaa eruptivdragets kjerne. Denne gradvise overgang er særlig tydelig fra østskraaningen av Fondfjeld og sydover mot Kleptjern, dog sees selv inde i den masseformede gabbro mindre soner av skifrig gabbro, især ved kontakten mot den hvite granit.

Mange steder viser gabbroen paa overflaten en utskillelse av epidot, der stikker op som ujevnheter. Særlig godt kan dette iagttages ved Fondfjeld grube.

Gabbroen i det vestlige eruptivfelt er av svært jevn sammensætning. Et mikroskopisk præparat av skifrig gabbro fra toppen av Juphøllia viser følgende mineralsammensætning : Feltspat (plagioklas), hornblende, epidot og zoisit. Denne sammensætning kan betragtes som den almindelige av eruptivdragets gabbro.

Inde i gabbromassivet staar en utallighet av gange av en surere bergart. Mikroskopiske præparater av denne viser ogsaa stor likhet fra de forskjellige steder i feltet. Et præparat fra toppen av Kongsrudhaugen viser: kvarts, epidot, zoisit, meget hornblende (grøn), feltspat (orthoklas og plagioglas). Et andet præparat fra Grønfjeldets østskraaning viser: kvarts, feltspat (plagioklas og noget orthoklas), grøn hornblende, og som accessoriske mineraler titanit og svovlkis. Præparatet fra hængbergarten o Torsbjørk grube viser desuten endel sekundær kalkspat. Forholdet mellem orthoklas og plagioklas er noget variabelt; i præparatet fra Kongsrudhaugen er saaledes orthoklas tilstede i større mængde end plagioklas. Det almindelige er imidlertid at plagioklas er kvantitativt overlegen. Bergarten skulde saaledes ligge grannodioritterne eller protogingranitterne (Trondhjemitterne) temmelig nær. Disse bergarter gaar i almindelighet blandt norske geologer under navn av hvit granit; derfor bruker jeg dette uttryk i nærværende rapport.

Paa det geologiske kartblad Meraker staar anført "diorit" og "dioritporfyr" paa toppen av Fondfjeld o.fl.s. "Dioritten" er ikke noget andet end normalkornig hvit granit, og dioritporfyritten er porfyrisk utviklet gabbro. Jeg har ikke kunnet konstatere tilstedeværelsen av ren diorit paa noget sted inden det av mig undersøgte omraade.

De hvite granitters struktur varierer likesom hos gabbroen fra sterkt skifrig i nærmeten av glimmerskiferformationen til masseformet

og normalkornig i eruptivdragets midte, dog ikke saa tydelig og ikke i saa stor grad som gabbroen. Granitgangenes mægtighet og længde er høist variabel. Enkelte gange kan ha en utstrækning av op til 1 km. i felt. Mægtigheten varierer fra nogen dm. til 20 m. og mere. Strøket følger de omgivende bergarters, faldet likeledes, fra 30° til 50° vest oftest 45° .

De hvite granitgange ser ut til at fortsætte nordenfor den angivne grænse for mine undersøkelsers utstrækning. Sydover kiler granitinjektionerne ut ved Ramsjøen - Selbyglierne. Nordenfor linjen Kongsrudhaugen - Gaastjern har jeg ikke konstatert hvite granitgange i andet end gabbro. Ved dammen ved Gaastjern staar imidlertid en hvit granitgang i glimmerskifer. Likeledes søndenfor hvor en hel del injektio-
ner staar i glimmerskifer, særlig i Grønfjeld og i østskraaningen av Juphøllia. Granitterne er tydeligvis av yngre alder end gabbroen, da man enkelte steder (særlig ved Fondfjeld grube) kan iagttå gabbro som løsrevne stykker inde i granitgangene.

Eruptivmassivets østgrænse har jeg bestemt ved en hel række profiler. Grænsen gaar over: Kvernmoen, Blæstervolden, Brennan, fossen ved Mandsæterbak, Nessvolden, ca. 700 m. øst Torsbjørk grube, 1 km. øst Skakervoldene, ca. 200 m. øst elvemøtet ved Utisætervold, Bjørnlien, Juphøllia, Tofjeld, Etfjeld, vestsiden av Løvaastøten. Hertil er dog at bemerke at der ogsaa østenfor kan optræ utløpere av gabbromassivet (i form av gabbrogange) i glimmerskiferformationen nær grænsen, likesom flak av glimmerskifer kan findes inde i gabbroen. Utpræget i denne henseende er saaledes Juphøllia, Ramfjeld, Tofjeld og Etfjeld, hvor bergarterne ustanselig veksler mellem glimmerskifer og gabbro. (Se det vedlagte kart samt profilet Haaraasens Fongen.)

Paa kartbladet Meraker er eruptivdragets østgrænse trukket over 1 km. for langt vest. Bergarterne langs kontakten er ofte saa

vanskelig at identificere, at man lett kan komme til at ta feil, hvis ikke mikroskopet stadig benyttes.

- - " -
Det østlige eruptheng.

Dette strækker sig som et smalt bælte fra Fjergen i nord over Røsaasen - Storhusmandsberget - Grubefjeld sydover. Gabbrodraget er her av en anden beskaffenhet end det vestlige, idet det bestaar av ganske smale gange, der ligger som linser i glimmerskifer. Mægtigheten av gabbrodraget er nordligst ca. 200 m. (nordenfor Merakerdalen), mægtigst ved Dalaaen - Røsaasen, ca. 3 km. Ved Storhusmandsberget er mægtigheten ca. 2 km., ved Svartaatjern ca. 500 m., i Grubefjeld ca. 600 m. Søndenfor Grubefjeld kilegangene ut mellem Lillefjeld og Gilsaa gruber i allefald i dagen.

Hver enkelt gang er imidlertid meget mindre mægtig, fra $\frac{1}{2}$ km. ved Røsaasen og Storhusmandsberget, og ned til $\frac{1}{2}$ m. mægtighet paa Grubefjeld. Gabbrolinserne er i kjernepartiet masseformet (finkornig til normalkornig), mens de i en smal sone mot glimmerskifer er skifrig. Nogen jevn overgang fra skifrig til masseformet bergart er ikke altid tilstede. Gangene har typisk dypbergartstruktur og kan saaledes ikke betegnes som diabasgange. Røsaasens gabbrogange er i stor utstrekning temmelig skifrig og ligger med svakt fald. Dette er ogsaa tildels tilfælde med nogen gange i Tevla straks østenfor elvemøtet ved Turifos.

Nordenfor en linje Kongsrudhaugen - Gaastjern og østover er strøkretningen, som i den øvrige del av det østlige trondhjemsfelt, N N Ø (lokalt fra N til N 30° Ø), i almindelighet N 15 - 20° Ø. Omtrent ved denne linje slaar strøkretningen om til ret N, og søndenfor er strøket N til N V, oftest N N V. Østenfor en linje Ramsjøen - Selbygljerne ser det ut som strøkretningen atter slaar om til hovedstrøket N N Ø. Faldet er overalt vestlig V N V i den nordlige del, V S V i den sydlige.