



Bergvesenet

Postboks 3021, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr 5583	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra ..arkiv Elkem Skorovas AS	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Elkem Skorovas A.S.	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Perm inneholdende: Utkast til artikkel om geologi og malmtyper i Skorovas, med diverse underlag

Forfatter

Haugen Arve

Dato År

1975

Bedrift (Oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

Elkem Skorovas AS

Kommune

Namsskogan

Fylke

Nord-Trøndelag

1: 50 000 kartblad

18242

1: 250 000 kartblad

Grong

Fagområde

Geologi

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt)

Skorovasefeltet

Skorovas gruber

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Cu, Zn, Py

Sammen drag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse

Permen inneholder:

- Kartsnitt fra Skorovasmalmen
- Håndskrevet utkast til manus om geologi og malmgeologi
- Analyser m/ behandling i trekantdiagrammer,
- Div. geologiske notater av C. Halls og andre
- Kopi av artikler fra kanadiske forekomster.

EMPL. OF OREBODY STUDY

- A) FORM, RELATION TO G.S. BEDDING + STRUCTURE MACROSCOPICALLY.
- B) MICRO. RELNS
- C) INTERNAL PHYSICAL STRUCTURES e.g. folding, fract, ore textures
- d) INTERNAL CHEMICAL VARIATION - DEG. OF RELN. TO REPLACEMENT.
- e) WALL ROCK CHARACTER
 - A) macro
 - b) micro

Original formn. by exhalative
sed. of sulphides Cu-Fe-Zn
+ ASSOC

- a) G.S. FLOWS } with char.
- b) pyroclastics } chemistry.

VOICES REVIEW.

- a) Py-gal. ores melt at $T \leq 700^{\circ}\text{C}$ in Reg. met. therm. met.
- b) Repl. of py by pyr by therm. met. $< 320^{\circ}\text{C}$
+ v. low ~~Fe~~ S_2 part p. S_2

$$\frac{4 \times 2}{2} = 2$$

Pr 2 cont

22,5 gab

22,6 gst Δ + sulph.

23,1 gab. above sulph dip low NW

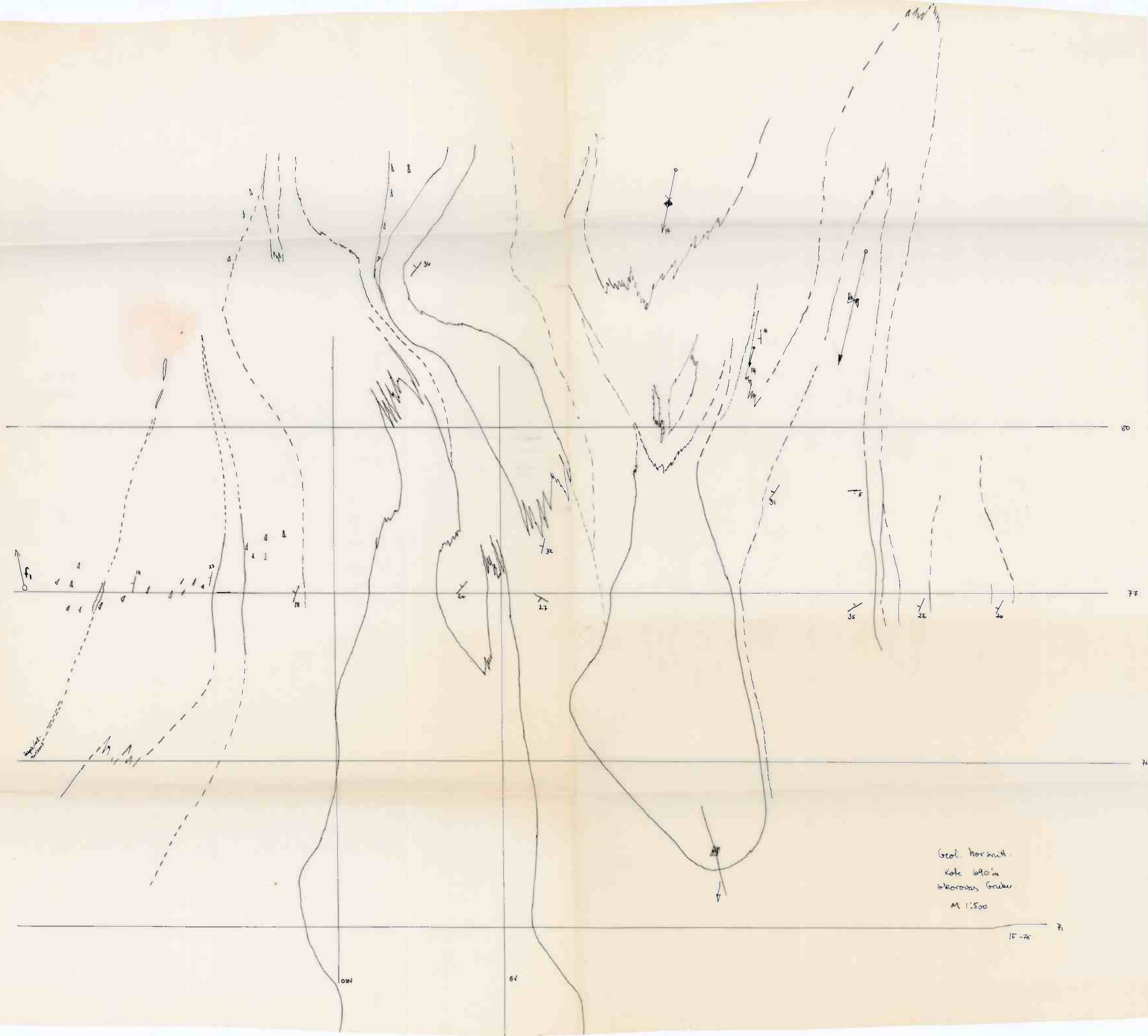
24,8 pill l. + thin ac. 35 NW

25,1 Δ + sulph dip low NW

25,3 gst int sec

ant pc. to ant. 60 NW.

} $\begin{matrix} p \text{ small,} \\ + 2 \text{ ant} \end{matrix}$



Geol. Hor. Smith
Late 690m
Storövar Gubbar
M 1:500

IF-76



General analyse

Skorovas Gruber

mars 1937

Mineral content

	I	II	III	Imps
Kalk	4.9	4.0	2.6	
Svovelkis	85.8	69.5	62.0	39.0
Sinkblende	1.6	5.6	5.9	
Silikat	6.4	14.6	24.4	60.3
Karbonat	1.3	6.3	5.1	0.2

Fig.

- 1) Hovedsmittet av malme viser hele lengde og oppsplitting
av hovedlinjene.
- 2) Plan smittet av malme som viser fordelingen av hoved / sekundære
- 3) Hovedlig geol. smitt for løst og andre steder.
- 4) Fig. av st. 10

1. Innledning

- a) Plassering geografisk
- b) " " geologisk
- c) Historisk orientering
- d) Hør man produserer

2. Regional geologi (General Geology)

- a) Grangfjells geologi og tilgrensede områder
- b) a) Gneissstein
- b) Sedimenter og konglomerat
- c) Intrusiver
- d) Struktur
- e) Tektonikk
- f) Norges mineraliseringstyper i området

3. Grangfjells geologi (Geology of the Grangfjell area)

- a) Generelt, med oppsett av bergarter
- b) Beskrivelse av de forskjellige bergartstypene:
 - 1) Gneissstein m/varianten (sist og and.)
 - 2) Dioritt → keratofyll
 - 3) Pyroklastisk → tuff
 - 4) Intrusiv - bane

Tatt med eller konsist og mineralinnhold.
Analyseområde

- c) Struktur og tektonikk
- d) Metamorfisme
- e) Eventuell omvandling

(Gjeldende)

4. Malmin geologi

- a) Malmin mineral og deres oppførsel, også i forhold til hverandre
- b) Gehalt av sporlementer. Forurensning i Cu/Zn lateralt
- c) Hvordan malmin opptrer i disse etc
- d) 2 forskjellige typer malmin/impregnerasjon
- e) Hvordan sulfidene forholder seg til struktur og korn
- f) Metamorfosens innvirkning på tekstur
- g) SS og andre spesielle undersøkelser (Fe i ZnS)

5. Diskusjon

- a) Type miljø ut fra bergartsanalyse
- b) Komme fram til genetiske forslag
- c) Konklusjon

Alternativ

5. Geokjemi av bergart (petrokjemi)

a) Kjemiske analyser, hvordan klassifiserer

b) Konklusjoner m.h.p. geotermiske (der thole calcalkalin etc)

6. Genesis

a) Historisk oversikt

b) Hva man mener idag

7. Malmløsing

a) Geokjemi

b) Boring

(Final)

10

11

12

13

14

(2.5.1.1) - 2.5.1.1 - 2.5.1.1 - 2.5.1.1

1. Sideskues omvandl.

a) Hørdens ses

d) Talle

β) Strim

δ) blott - teltur

b) Hver slager utom
fra malen
d. Gjelovik

c) Sammenligning

2. Struktur.

a) Formen og fane

b) Hørdens opptr.

c) Hvor opptr.

d) Sprøken +
glide spil.

Malm geologi (disponering)

Malmens form

(med sig)
uppdelning
i
sidestäm
begynnning
med alle retn.

Malmens tex + mineral.

~~Generellt om malm~~

~~Malm för delning i rika og fattiga~~

~~Impreg.~~

~~Cu/Zn-fördelning biter~~

~~Värd
+ Cjellerwite~~

~~Anrikning~~

Textur

~~med signering
og andre biter godt og
fine biter
slagbiter og
og på sprekk.~~

Beskrivelse og mineralene.

~~Pg
Cp
st
med
fallet
1005
arabes.~~

~~Indes
pao.
malm
pauk
malm~~

Struktur

Sideritens anvendelse

$\frac{Cu}{Cu+Zn} \rightarrow$ store nar Cu øker
Zn minsker.

10

högst ser.: Kalkholmsgraven (barnst.)

mandle au Q + CC (nur ap)

- Maßnahmen er bindet

Typisk at mobiliseret mineral (cpy) også sletter på ^{andre} kilderne → sprekker.

~~Formen på malmen:~~

hinse og belgformig.

Det kan skildres mellem en stor masses mellem kroppe og flere mindre følgende linser.

Malmeus grandis

en oppbrekning av sidestein og kan føre til utløp av sidestein i nærheten

Annikning

~~Py anriket sentralt og mot syd.
SL i heng og i utkeilinger mot syd. - Ogri som i små
Under og lag i det liggende.~~

Sideheng-omvandling

→ Til klott og sentralt

Mineraler:

~~Py : Størrelse fra svært liten til noen mm.~~

~~Det skal være prikket colloform py.~~

~~Py : På konglomeratet py eller inne i py og sl.
Kan ligge lange (100) i py som små korn.~~

~~SL~~

Side-stress modelling

Name Fox Mine, Manitoba	Type of rock / lit Gneiss / Precambrian 2000m	metamorphic grade Amphibolite - granulite	Oxidation High K_2O Low Na_2O, CaO
Kuroko	basaltic pyroxene / Mafic	low metamorphic	High K, Mg, Si, Fe Low Ca
Storöarna	— " —	low metamorphic	High $Mg + K$ Medium Na, Ca, Si
Abitibi	— " —	low metamorphic	High Mg, K (horzontal) Medium Na
Noranda	and / or	low metamorphic	High Mg, K
Mattabi	ultra pyroxene, pre-cambrian	moderate	High FeO, TiO_2, MnO, MgO Medium CaO, Na_2O
Flin Flon	— " —	low granulite	High MgO, CaO, H_2O, CO_2 Medium SiO_2, K_2O, Na_2O
Notre Dame Bay	basaltic	— " —	High MgO, FeO

OVERHALLA

Form og opptreden.

Malmsonen i Skarvas-forekomsten er elongert i N-S-lig retning og med et generelt flatt fall mot øst. Sonen består av en rekke ^{i alle dimensjoner} malm-linser med massive sulfider, som dels ligger i impregnerte bergarter. I denne serien, finnes det to større linse-skarer (fig 1:2000 ^{plan}). Hovedmalmen er den største, med Østmalmen liggende østenfor seg. Disse to ligger med varierende avstand fra hverandre og det er ingen steder påvist fysisk kontakt mellom dem.

Den samlede malmsonen har en lengde på ca 700m, bredden kan gå opp i 300m, men mest vanlig er 200m. Mektigheten i Hovedmalmen kan komme opp i 40m, men går bare gjelden over 30m, mens det mest vanlige ligger mellom 10 og 25m. I Østmalmen er mektigheten igjennomsnitt mindre, men også her kan man komme opp i mektigheter på 20-30m.

Hovedmalmen fører massive sulfider i et fåtall store og små, langstrakte linser som ligger konkordant i sidebergarten. Disse har en flattriangular form idet lengde og bredde er mye større enn mektigheten. I øst-vest retning kan mektighetsforandringer skje gradvis idet den massive malmen smalner gradvis av, nesten i dråpeform til breide mot øst og vest og ender som tynne utfingringer i sidebergarten (fig 1:500 ^{overst 61-62}). Men mektigheten kan også variere brått som beskrevet av Gjelsvik (1960) over få meter kan en 10-15mektig malmlinse forsvinne i et trikkspill-monster. Dette som følge av foldestilen (fig 1:500 ^{plan s.v.p.}).

I malmsonens lengderetning (N-S), finner man helt analoge forhold, selv om brå avslutninger av de enkelte linser ikke er

sjældent i denne retning. Mot nord er forholdene nok uklare, men mot syd kiler linsene gradvis ut. Dette ten seg ved at ligg-linsen først begynner i fingre ut, og dette fører seg også mot hengen slik at resultatet blir at heng-linsen når lengst mot syd (fig 1:500, lengden om ønsket 2v)

På grunn av den brytningsform som er anvendt på mesteparten av Hovedmalmen (magasinbrytning i den første delen og siden langhulls-brytning fra åpningslinsen i ligg av forekomsten), er det ~~st~~ vanskelig å peke på konkrete forbindelser mellom linsene. Men det synes klart at selv om de fleste linsene er frithiggende, finnes det også sammenhenger mellom en eller flere linsene (fig 1:500).

Østmalmen har en litt annen karakter enn Hovedmalmen, idet den består vesentlig av linsene med mindre maktigheter både langs strek og fall. Dess massive malm-linsene består her av relativt tynne, men ganske brede linsene, selv om det ~~også~~ i den nordlige delen, også kan oppstå store maktigheter. (fig nr 65 1:500) Fallet er varierte til 50° mot øst.

Også i Østmalmen kiler linsene ut i alle retninger. I øst-vest retning kan dette sees i pr. 65 (fig) ved at de mot øst finger ganske raskt ut, mens de mot vest har en mer omfattende utfingring over lengre distanse. Man kan også i denne retning observere at Østmalmen legger seg strukturelt over Hovedmalmen (fig nr 65).

I N-S retning har Østmalmens linsene en helt karakteristisk oppførsel. Man kan følge en linse mot syd i profillet. Den holder da en konstant høyde til den plutselig dyper ned mot ligger og kiler ganske fort ut. Men samtidig mer at dette skjer, oppstår en

ny linse av samme type og ~~nesten~~ dimensioner i hengen (fig. lengden 250). ~~Forholdet blir dermed en stige - om stige - forbindelse.~~ Denne følges vi til en ny overtar. Her linsene er i denne retning ca 30-40m, mens de i bredden er 100-120m, hvilket gir det noe

uvanlige forhold at bredden blir den lengste dimensjon. Forekomst
 får dermed preg av en stjer-om stjer utvikling. Men dette
 preget fortsetter ikke hele ~~veien~~ distansen mot syd. Etter at den
 "siste" linse har dukket opp i hengsle fortsetter denne mot syd, sam-
 tidig som dens retning svinger noe over mot sydvest. Ved pr 79-
 80 finger den ut og sammen med noen tynne, massive linser
 forsvinner den i en sterk sirkrik impregnasjon (fig p 150 NS), der
 vi skal komme tilbake til.

Gjelsvik (1960, 1968) har betegnet de mindre malmlinser
 som satellitter til de større. Her er Hoved- og Østmalmen definert til
 å bestå av en skare linser av forskjellige dimensjoner. I tillegg til
 disse, finnes en del mindre malmlinser nær de linseskarer som
 hittil er beskrevet. Til eksempel gjelder dette Sydvest-malmens linser
 og disse kan godt betegnes som satellitter til den resterende,
 mer definerte forekomst Disse er mindre enn hovedlinsene i alle
 dimensjoner, men ellers identiske.

Dette at malmlinser, store og små, ligger i flere nivå
 over hverandre, har gitt opphav til forskjellige betegnelser på
 brytningsnivåene i den sentrale ^{vestlige} del av Skarvass forekomsten.
 Den øverste linse, mellom pr 53 og pr 57, blir gjerne kalt
 "Kvisten". Dette er en relativt tynn malmlinse, 1-3 m tykk med
 et tinnere ut overalt omriss. Under denne følger "loftet" med
 flere linser av varierende tykkelse og utvikling langs N-S akse
 og langs fallet. Under denne, følger så den egentlige Hoved-
 malm. Fig (p 53 NS) viser forholdet mellom disse tre nivåer.
 "Loftet" med sine linser er et eksempel på hvor komplekst
 systemet av malmlinser og forholdet mellom dem kan være, og
 benyttes derfor her som en illustrasjon på denne kompleksiteten.
 Det er detaljert kartlagt av Ferriday (1975a)

Malmsonen på "loftet" består som nevnt av flere enkelt linser som i formen tyder på sterke strukturelle påvirkninger. Generelt er fallet svakt mot S og malmaksen har en NN-lig retning (fig p 49). Linsen er uttrukket som tynne plater, med noe større maktighet på midten. Maktighetene varierer fra 1 m til 7-8 m. Normalt er 3-4 m. (fig p 51) og fig (p 53). Lengden er opptil 70 m og bredden 20-40 m.

Linsen ^{kan} tynner ut mot øst og vest og fingerer så fort ut, men påvirkningen fra de aktuelle foldeløser gjør at man også kan få meget brå maktighetsforandringer (fig p 53.) Dette gjør at det kan bli for vanskelig å følge de enkelte linsen etter en slik rask sammenheng av malmaktigheten. Eller kan disse linsen lett skilles selv om de som regel bare er skilt med tynne bånd av klorittisk grunnstein. I NN-retningen tynner og fingerer linsen mer regelmessig ut, samtidig som malmsonen ~~der~~ stiger. Mot SØ synker sonen og maktigheten synes å øke.

Avstanden mellom Hovedmalmen og "loftet" er uregelmessig og ofte knapt 6-8 m fra hverandre. Fra p 57 blir det vanskelig å skille "Kvisten", "loftet" og Hovedmalmen fra hverandre og det er en del som tyder på at de har en eller annen form for fysisk sammenheng med hverandre.



Grensen mellom sidebergart og malm i Skarvass-forkorset er som regel ganske skarp. Spesielt er henggrensen knivskarp med en tynn sone med klorittisk materiale som indikerer ~~en~~ tektoniske bevegelser langs denne. Ligggrensen er også skarp, men man kan på denne finne små krenuleringer eller bølgetopper (i skala 2-3 cm) av kis inn i sidebergarten. Impregnasjoner opptrer både i heng og ligg men sjelden ~~eller aldri~~ finne man gradvise overganger fra massive til impregnerede sulfider mer normalt er å finne massive malmen

kandiske litteratur kalles stringer zone. I den østlige del av Østmarken (fig - skissen Musset) kan Rindabakka (1974) beskrives en vel utviklet søvells - stringer zone. Den opptrer som en forlengelse og underliggende ~~den mest~~ massive malmkjerne som begynner ut og avsluttes i sønen. Spesielt med denne sønen er at den også har partier med Cu-rike tykke og uregelmessige bånd. Sønen ~~har~~ er også fulgt av bleke og ~~si~~ forblevne bånd som øker i antall mot nord (se senere).

Dette er forhold som vanskelig kan forklares på annen måte enn at en stofftransport ^{har} måttet ta fjernt sted. Lignende utviklinger kan finnes andre steder, men allikevel kjenner vi Østmarken, men så tydelig som beskrevet over er forholdet ikke sett før på flere lokaliteter. ~~Forskjellene~~ Denne spesielle utvikling kan være derfor være restene etter deformasjonsprosessen av en underliggende tilførselskanal for de overliggende massive sulfider. Den nåværende ~~ett~~ opptraden av stringer sonen som nærmest ~~er~~ parallell med malmens stratigrafiske nivå, ~~kan~~ skyldes at den tektoniske påvirkning har virket slik at man nå finner linse og tykke arer av av sulfid langs skifrigtplan.



Det alt vesentlige volum av forekomsten i Skarvass, består av massive sulfider. Men overalt finnes også impregneringspartier, vesentlig bestående av pyritt, men også her og der med noe kopparkis. Svovelinnholdet kan regnes fra 10 til 30%.

Flere steder i forbindelse med Hovedmalmen opptrer impregneringene. Mest markert er dette i den nordlige del av forekomsten og opp mot utgående. ~~Dette~~ Som Gjelvik (1968) peker på, begynner utvikling av en impregneringsmalme i ligger av den massive omkranset ved p 18 (fig. langdemitt). Mot nord og mot utgående øker impregneringen i mulighet mens massiv malmen tilslutt forsvinner helt. Mot syd er impregneringen i ligger av Hovedmalmen eller bare ubetydelig. Men ved ca p 65 oppstår det i tillegg en impregnering av noe annen karakter idet den også har en del sinkblende sammen med svovelkis. Ennå mer tydelig er dette forholdet i den sydlige del av Eismalmen. Her opptrer i tillegg og mot dens vestre utbøying, først en tyynn linjet impregnering med ~~og~~ en temmelig mye sinkblende. Denne vokser etter hvert på seg og erstatter tilslutt hele malmhorisonten. På den massive malme kan det ofte bare være enkelte massive striper av varierende mulighet igjennom av massiv malmen.

Også andre steder, både i tillegg og ligger og relativt ofte ut mot linsens utbøying, finner man impregneringene. Som oftest er grensen mellom imp og massiv malme skarp, men gradvise overganger finnes. Interessant er at det også finnes slike overganger der impregneringen går over til stort lins som stadig blir i mulighet. Dette har karakter av det som i

striper av varierende størrelse inne i ingreget, omsonene. De tektoniske bevegelser er sannsynligvis også årsaken til at man finner blokker - store og små av sideritten inne i malmen. Blokkene og bitene er rundet og noe ~~rotet~~ rotert.

Mineralogi og tekstur.

Sulfidmineralene utgjør i gjennomsnitt ca 80% av den massive malmen. Svoelkis er det dominerende sulfidmineral med ca 70% av volumet av forekomstene. De andre hovedmineralene er kopperkis og sinkblende. Aksessorisk finnes andre sulfidmineral i uregelmessige, men alltid små mengder: Fahlertz av typen tennantitt-tetrahedritt, blyglans og arsenkis. Derfor er magnetitt ikke så alt for gjeldent opptrædende. En skal merke seg at magnetkis ikke er påvist i det bultatt.

I gjennomsnitt fordeles malmmineralene seg i den massive malmen som vist i tabell ()

Tabell ()

Svoelkis	72%
Kopperkis	4 "
Sinkblende	4 "
Aksessorisk	1 "
Gangmineraler	19 "

I beskrivelsen av malmmineralogien, tar vi for oss gangmineralene først. Disse består i hovedsak av kvarts, kloritt, kalkspat, litt stålpyromelan og sericitt. Dessuten finner man litt albitt, epidot og enkelte aktinolith-nåler.

I største mengde opptrer kvarts. Oftest finnes mineraler som klare subhedrale korn opp til 0,35 mm, men vanlig størrelse er ca 0,1 mm. I randen av enkelte av disse korn kan sees forurensninger av sericitt og mulig også av epidot. Foruten de store kvartskorn, kan observeres aggregater av vesentlig små ^{kvarts-} rundete korn med svak undulering. Kornstørrelsen er her 0,05 - 0,1 mm. Det kann se ut som dette er pyroklastiske rester sammenblandet med sulfidene.

6.
Samtidig er det også ut som en viss rekryttering har
funnet sted.

Kloritt opptrer i nær samme mengde som kvars. Det opptrer
som flakige aggregater bestående av nålformige krystaller. Finnes
gjennom sammen med kvars og også rundt en god del av
sulfidmineralene. På grunnlag av de optiske egenskaper, samt
de anomale blåede interferensfarger, er mineralet bestemt til
å være pennin.

Kalkspat opptrer i svært varierende mengde. Opptrreden er
også uregelmessig fra ganske store ~~korn~~, til skyer av ganske
små korn. De store korn ser frikte og ryddarnet ut. En del
av dette materialet kan også være dolomitt.

Et mineral som opptrer som store, litt bøyde nåler, med
rett utstrekking, finnes nesten uten unntak bare på sprekker i
sulfidene. Det har $2V=0$ og er optisk negativt, slik at man
antar dette er stilpnorulan.

Aktsorisk opptrer små anhedralt korn av albitt.
Dette er under svak omvandling med en begynnende danning
av epidot og sericittråler. Actinolitt finnes som spredte, lyse,
tynne nåler.

Biotitt er påvist i et slip, da alltid sammen med
sericitt og kloritt. Inne i mineralet finnes dråper av sulfider
og oksyder og det antas at biotitt er ryddarnet.

Av malmmineralene opptrer som nevnt særlig i svært
mengde. Kornene opptrer ^{nesten} alltid i sub-til euhedral form. De er nå og
da gjerne svært rundet i hjørnene, men opprettholder som oftest sin
skarpskulpte, kubiske krystallform.

Svovelkis opptrer på flere måter. Ikke uvanlig er å

* I impregnations-sonene oppviser ^{korn}svovelkis sine største korn. De er nesten alle perfekte kubiske og ligger tett men enkeltvis i bergarten.

* * En ganske vanlig forekommende form på svovelkis, er også linseformete aggregater ^{med grove korn} som finnes overalt, men mest tydelig der den øvrige ~~svovelkis~~ er finkornet. Disse aggregatene er da sammensatt til den øvrige sulfidmasse med matrix-mineralene.

se at små svovelkiskorn samler sig i aggregater, hvor de kubiske
grænser dem imellem er ^{not} utvilet, men opretholdt mod matrix-
sulfiden. Disse aggregater kan være op til 0.5 mm store.

Aggregatets form er usædvanlig og elliptisk, og det er vel dette
som Anger (1966) har beskrevet som framboidal pyrit (hans figur).
Dette er også påpekt af Galsorki (1958)

Svovelkiskornene opviser ^{non av sine} de største korn ^{størrelser} i de ^{bedste} sinkkvik-
lænd i sinkkvik malm.

Her går kornstørrelserne op mod 0.5 mm
og mere, men ^{oftest 0.25 mm,} på samme tid blir de mer frynset, ^{og med enkelte tynde stier,} urent ^{med}

reklig med indeslutninger og inntegninger av matrix-sulfidet Fig()
og anskueliggjør dette

Når beindene blir smalere (og det gjelder også kopperkis)

blir svovelkis-kornene mindre, men samtidig mer perfekt kubisk.
Med gangmineraler er svovelkis alltid nesten perfekt kubisk

De minste svovelkis-korn, danner tette egne beind med

lite matrix-sulfider. Kornstørrelsen blir her 0.01 mm til 0.3 mm, det

mer vanlige 0.10-0.15 mm. Disse korn er svært rene, uten sprækker

og uten nevneverdige indeslutninger. ^(fig) Innen et begrenset område

kan man finne mange korn av relativt lik størrelse, men

med forskjellig utviklet kubisk perfektitet. Dette, tyder på at
mineralen er under utvikling. ^(fig)

Juvø (1975) har konstatert det

samme i den nærliggende svenske Stekenjokk-malmen. De store,

rene svovelkis-krystaller synes være 1 generasjon og at

de mindre, mer perfekte krystaller er en rekrystallisert utvikling.

Svovelkisen viser lite eller ingen brekninger og opp-

sprekking. Der stikk og sprækker forekommer, er de tyne og

i det vesentligste fylt av kopperkis. ^{(i de store korn,} Som indeslutninger ^{opp-}

både kopperkis og sinkblende og da vanligvis i små, avrundete

og dråpeformete korn. Noe mer sjeldent kan man se at sink-

blende opptrer noe kantet og stjerneraktig. Dette mineral opp-

trer over alt i svovelkisen. Kopperkis har en tendens til

til ^{ansamlinger} sentralt i svovelkis-kornene. En sonering av kopperkis-inneslutninger midt mellom kornrand og sentrum kan observeres, uten at dette er særlig vanlig.

Kopperkis opptrer i større eller mindre mengde overalt i malmbolumet. Oftest opptrer det som matrix-materiale og utfylling mellom svovelkis-krySTALLER, men det finnes steder hvor mineralitet dominerende består med svovelkis-krySTALLER bare tilfeldig spredt.

Mineralitet opptrer som anhedrede enkeltkorn og som sammensatte aggregater av anhedrede korn. Som enkeltkorn er det ikke vanlig og helst da som inneslutninger. Kornstørrelsen er som regel litt, men kan gå opp til 0,2 mm.

Mineralitet er svært anisotrop og i enkelte korn er det observert tvilling-lameller. Disse opptrer som ganske brede blad. Det er aldri sett mer en to blad ved siden av hverandre. Fenomenet er heller sjeldent, men viser at de plastiske matrix-mineraler, i dette tilfellet kopperkis, har tatt opp en del av de deformasjonskrefter som har påvirket malmen i denne tvillingdannelsen (Vokes 1969).

Kopperkis finnes som nevnt på de for oppførte steder som finnes i svovelkis. I de mest sinkrike bånd er det sjeldent og da som små runde korn. Mot svovelkis har det som regel rette grenser og som matrix-mineral fyller det ut mellom rom mellom svovelkis-individer, men det kan også sees å ha konkave avrundinger i svovelkis grensene. Mot sinkblendene har det alltid uregelmessige grenser. Det har en tendens til å omklette helt bergarts-mineraler som finnes i malmen, også i ~~større~~ ^{større} impregnasjoner. Inneslutninger er vanlige, men ikke hyppige. Stort sett når man ser mineralitet er ganske rent. Resten av alle de andre mineraler finnes som runde, iblant alt for små korn.

*

Det skal nævnes her at mikrosondeundersøgelser (se senere) af sinkblender, kan tyde på at det findes to sinkblender med forskellig Fe-indhold, ~~men~~ ~~Det~~ Dette er det vanskeligt at påvise mikroskopisk.

Sinkblende opptrer på samme måte som kopperkis, som et matriksmineral. Kornene er anhedralt og opptrer som struktureløse masser. ^{Mineraliet har} en tendens til å anisotrope i bånd, og kan da ha en elongering av de anhedralt korn ^(men de sees ikke i tvætkorn). Fargen er lys og ren grå. Indre refleksjoner er meget tydelige. Fargen her er gullig rødoransje. Dette kommer av at mineraliet er relativt Fe-fattig (se senere). I håndstykke kan også dette bekreftes ved at sinkblendene her har en lys, rødbrun farge.

Kornformen varierer meget, det samme gjør kornstørrelsen. Ofte ligger kornstørrelsen på 0,2-0,3 mm, men det er heller ikke uvanlig å finne masser der kornene kan være ca 0,05 mm.

Sinkblende har som regel rette korngrenner mot svovelkis, men ofte finner man også at det trenger inn i dette mineral som konvekse apofyer. ^(fig) I kopperkis kan det sees å vokse som tapper ut fra en rett svovelkisgrense. Mot kopperkis har det aldri faste former og er derfor svært uregelmessig. Gangmineraler har også sinkblende som et gangmineral.

Som inneslutninger finner man mindre svovel- og kopperkiskorn, dessuten også blyglans, fahlent og magnetitt. Generelt kan det likevel sies at mengden av inneslutninger er heller ~~ikke~~ liten.

Blyglans er observert i hele forekomsten, men bare som små og spredte korn. De største akkumulasjoner finnes i de rikeste partier av malmen.

Mineraliet opptrer anhedralt, men subhedralt korn er heller ikke uvanlig, da med minst en rett side. Man finner det inn i sinkblende massene, men i tillegg til inneslutninger, også på grensen mellom 2 eller flere sinkblendekorn. Oftest finnes blyglans likevel på grensen mellom svovelkis og sinkblende. Det ser også ut som kopperkis alltid opptrer i nærheten der vi finner

bløggrens.

Inneslutninger er det vanskelig å si noe om, men det er i alle fall sett mindre korn av fahlerits.

Fahlerits er av typen tennantitt-tetrahedritt-grupper. Mineralets farge er grøtt, men det finnes en variant med brunlig skjær og en med blågrønnlig skjær. Det er derfor naturlig å tro at både tennantitt og tetrahedritt opptrer.

Kornene er alltid svært små og de finnes i de fleste malmtypene. Spesielt er det at man i den umiddelbare heng av massiv-malmen i Hovedmalmen ^(i profil 77) finner et 10 cm tykt lag av fahlerits i blanding med kopperkis. Her er mineral-kornene ganske store. I størst mengde finnes det hvor man har sinkrike malmer.

I svovelkis er det ofte mulig å se mineral ~~større~~ små korn, likevel i kopperkis. Litt større blir det på grensen mellom svovelkis og sinkblende. Inne i sinkblende har det helt avrundete former, mens det andre steder er mer uregelmessig.

Magnetitt opptrer som store og små korn de har opprettholdt den kubiske fasong, men alle hjørner er helt avrundet. Det opptrer i nært tilknytning til svovelkis, da sammen med sinkblende. Inne i sinkblendene finnes også korn.

Det har fjelden inneslutninger, men det er sett korn som har tatt med seg små dråper av kopperkis i seg.

Arsenkis opptrer svært sjeldent i de malmslip som er undersøkt. Man finner det da inne i kopperkis mellom to svovelkis-krystaller.

Litt mer spesielt opptrer det et fåtall steder i sterkt klorittiserke bergartslinger mellom to malmlinger. ~~Et~~ På en av disse lokalitetene i profil 62 i Sotmalmen,

har arsenkies utviklet en perfekt krystallform, hvor
de de monokline prismene kan bli opptil 5 cm lange. Langs
ca 2 m av strekningen er den klorittiserende bergart helt
dekket av arsenkies-prismer.

Det er nevnt for at Skorovas-fenomenet ikke
fører magnetkies i motsetning til de andre store malmfenomenene
i Grongfjell. Årsaken til dette har ikke vært undersøkt i detalj
men det regnes med at forholdet mellom
svovelkies og magnetitt ~~kan~~ kan ha hatt en innflytelse.

Ved en temperatur under 560°C er mineral-
selskapene svovelkies - magnetkies - magnetitt og svovelkies -
magnetitt - hematitt stabile (Kullerød 1957) Vi vet fra andre
mineralselskaper at de metamorfe temperaturer må ~~ttst~~ være
lave og tilsvare lave grønnsieferfacies. Da hematitt heller finnes
i malmen, må denne ha ved oksygen ha gått til magnetitt,
altså har det på et tidspunkt vært tilgang på O_2 . Dette kan
delvis bekreftes ved at de lave δS^{34} vi har i Skorovas-
malmen tilsvare høye oksygen-fugnsighet (Kajiwara, Dale 1970).
Man får derfor følgende mulige hendelsesforløp etter at
de primære sulfidene er avsatt:

Når metamorfosen økte, førte dette til et tap av S.
Svovelkies gikk over til magnetkies og/eller magnetitt. Restende
magnetkies ~~ble~~ ble bruddt ned i nærvær av O_2 og magnetitt
ble dannet, mens uløst FeS sammen med gjennværende
magnetkies ~~ble~~ dannet sekundær svovelkies. En del Fe
vil samtidig gå inn i sinkblendegitteret og danne
en sinkblendes med noe høyere Fe. Dette indikerer altså
en metamorfe temperatur av en viss størrelse.

Storovas-forkomsten er en sort og båndet, massiv sulfidmalm med perifer impregnerende zoner. Teksturen er mangeartet, fra sterkt båndet, ganske grove malmer, til finkornige, ~~og~~ homogene og massive sulfider. De båndete malmtyper er nok de som er mest vanlig.

Bånding har sitt opphav i en rekke forhold. Kornstørrelsen-forskjeller er en av de forhold som gir markerte båndinger. Forskjellige størrelser på svovelkis-korn er her hovedopprinnelsen. Dessuten finner man bånd der de forskjellige mineraler opptrer hver for seg. Sirkblende, som vi var inne på i mineralbeskrivelsen, gir sterkt båndet teksturer, kopperkis likeså. Skiftninger mellom disse ^(samt gangmineraler) mineraler vil derfor fremtre som en båndet malmtypen. Til og med magnetitt kan i enkelte deler av malmen opptre som bånd, men karakteristisk er at dette mineralet ikke for bare danner sammenhengende bånd. Lika gjerne finner vi et slags stjernt om stjernt system av mørke, tykke magnetitt-linser.

Båndenes maktighet varierer også mye, fra deler av mm til 1-2 m. Det er observert at en vag ^(av sirkblende) bånding i massiv malm mot utkilingen av malmtypen står på, blir mer markert og ender som utrusten rent, 10 cm tykke sirkblende bånd i berggrunnen. Dette er antagelig en form for metamorf mobilisering og skjer også med kopperkis, som i mer gunstige lokaliteter kan få en bånding som ~~er~~ ikke en sammenhengende, og har liten lokal utbredelse.

Teksturen som følge av deformasjons-påvirkninger finner man og spesielt i den massive sulfidmalm. Den spesielle svovelkis er oppkrust. ~~i tillegg lette mindre partier og senere samme-~~

En usikker alderbestemmelse av de tre systemer gir

Eldst Kvarns + py retning 80° fall $203N$

Karbonat + kvarns + epyparkis retning 140° , fall $70^\circ S$

Yngst Kvarns + karbonat retning 160° , steil.

Cu/Zn - fordeling

Som tidligere nevnt og som det framgår av fig (lengdesnitt) begynner den massive malmen østrekk i pr. 18 i Hovedmalmen. De følgende 100m mot syd, til ca pr. 22, har man i praksis en helt tungmetallfri, massiv søvellsidmalmen. Men i dette området begynner det å oppstå linsar i heng av Hovedmalmen som har betydelige gehalten av Cu og Zn. En helt analog utvikling finnes også i Østmalmen.

Videre mot syd i malmførkomsten, er den laterale utviklingen av mengden av Cu og Zn i malmen meget uregelmessig. Fra pr 30 kan man se at gehalten av Cu og Zn i Hovedmalmen og delvis også Østmalmen av en slik størrelsesorden at de danner den brytbare malmen. I enkelte begrensede partier syd for pr 30 har man lave Cu- og Zn-verdier, mest markert sentralt i de store linsene. Dette viser at de aktuelle tungmetaller på ingen måte opptrer i et regelmessig mønster mot syd i førkomsten.

Generelt kan man likevel fastslå at både Cu og Zn har en markert tendens til å øke mot syd. Denne tend kommer tydelig fram ved å betrakte det store materiale som finnes i form av borkjernedata. (Gjeldende (1960) for Hovedmalmen og (for Hoved- og Østmalmen) Vlad (infern rapport 1969) har foretatt en vurdering av disse data. Det ~~er~~ ^{er} uensartet uttak av prøver og den ^{noe} uregelmessige fordeling i førkomsten, gir usikkerhet i den vurdering man kan gi analysene, noe som blir påpekt av Vlad.

Han har likevel forsøkt å sette opp en frekvensfordeling av Cu og Zn fra p 30 til p 85. Til fordelingen benyttet han 1568 analyser på Cu i Hovedmalmen og 396 i Østmalmen. Likeså benyttet han 1538 og 324 analyser på Zn fra respektive Hovedmalmen og Østmalmen.

Det Vlach finner er at Cu-innholdet øker mot syd i forekomsten og da mer i Hovedmalmen enn i Østmalmen, altså en NK-SV trend i økningen. For Zn finner Vlach et lignende forhold med økning mot syd både i Hoved- og Østmalmen.

Disse trendene bekreftes også ved å betrakte den laterale utvikling av forholdet $Cu/Cu+Zn$ som viser en markert økning mot syd, økning reflekterer også at Cu øker mer enn Zn. Likebå viser forholdet den mest markerte forandring mot SV.

Det skal nevnes at etter at Gjelsvik og Vlach utførte sine undersøkelser, er Østmalmen oppført betydelig lenger mot syd og øg sydvest for Hovedmalmen er det funnet flere mindre, men svært rike massive malm-linser. I Østmalmen holder både Cu og Zn seg forholdsvis jevt og moderat høt til denne malmstokken kiler ut og forsvinner i en Zn-rik impregnasjon. Derimot opptrer det i den sydvestre del av Hovedmalmen, ekscentert rike koppert- og sinkrike massivmalm-linser. Man finner her partier på 1-2 meter med opptil 19% Cu og 35% Zn. Disse seneste resultatene synes derfor å bekrefte de konklusjoner Vlach kom til i 1969.

Den vertikale fordelingen av Cu og Zn er nøyaktig studert av Gjelsvik (1960) og framgår godt av hans fig 6 og 7. Disse viser godt den markante oppskeden av Cu og Zn. Cu tendere å anrikkes sentralt i lensene, mens Zn blir funnet i

de største gehalter i yttrekanterne av de store linsene. Både Gylsvites undersøkelse og de senere resultater fra grueedriften, viser at Zn er anriket i tung ~~te~~ mot syd både i Hoved- og østmalmen. Men i det sentrale parti og nordover til p 30 har man like ofte anrikning av Zn spesielt ^(i små lins og bunn) mot ligg V_1 , ingen både i Hoved- og østmalmen. I tillegg er Zn anriket i de aller fleste utfingringer i øst og vest, men her synes Cu å følge Zn i stor grad. I østmalmen er til. eksempel utfingringer som ligger både i Cu og Zn (2% Cu, 2-4% Zn).

Ser man på fordelingen av S, synes også dette å ha en stor grad av systematikk i sin oppførsel. Vlod (1969) har undersøkt dette og finner at kjernen i de største malmlinsene er høyest i S med en gradvis minskning utover til ca 40% S der ingen impregnasjon opptrer (fig - side 61). Fra de direkte analyser kan man også påvise sentrale partier, spesielt i Hovedmalmen som opphøi 52% S, altså en ren, finkornet svovelmasse. Denne ^{gradvis} tung-metallrikken ut mot periferien og spesielt i øst-vest retning, der Cu og Zn delvis kan bli ekstremt rike. Dette indikerer en mobilisering av metaller utover mot de isokline folder som disse utfingringene representerer.

~~gabro~~ kloroniseret gabbro, bergarter med dioritisk sammensætning.

selv ^{eller} ~~trondhjemsit~~ ~~g~~-kvarts-dioritisk trondhjemsit. ~~Se~~ Trondhjemsitisk materiale ses i intrusioner de gabbroitiske bergarter. Helt intrusiv-bælt er stærkt kloroniseret og som følge af dette har metagabbroen enkelte steder deformert til talke skifte.

Det er væsentligt at se som intrusivbælt har haft stor indflydelse på mineralisering i Skovsø.

Geologien i Storönsfjället Gruvfjället geologi

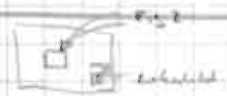
Storönsfjället ligger i Gjersvik grøt (kart)
Hvordan gruppen er oppbygd i Gruvfjället
Hvordan de forskjellige bergartene fordeler seg
Petrologisk
Strukturen med isoklinal og overlapp mot Ø.

Storönsfjället opptrer i den nordlige delen av Gjersvikgruppens
vulkanitter stratifisert i en ^{basalt} vulkanisk sekvens av Gjersvik-
gruppen sentrale deler ^(Fig 2). Sekvensen domineres av basaltiske lavaer
og tuffar, men i det nordlige mineraliseringen opptrer, er ~~det~~
den vulkanogene bergarten i det vesentlige sure. Innen denne
området finner man alle mulige overganger fra sure til basaltiske
lavaer og sure til basaltiske tuffar og pyroklastisk.

Rundt gruvfjället finnes det på alle kanter intrusjoner
av forskjellige karakterer. Mest iøynefallende er intrusjonen rett
nord for grøten. Den går her øst-vest og svinger nord-syd
etter et par km. Dette er en sammenhengende intrusjon av

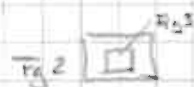
Figur: Gruvfjället 1:250 000

(Sverdrups kart) Fig 1



Området rundt Storöns

(modifisert Færevik 1:100 000



Gruvfjället etter Scott/Hirsh "Kollum" 1:100 000 Fig 3

Karakteristiske gruvsprofiler fra meg Sels la Torsdag 1:200

430
158
480

1. INTRODUCTION

The Skorovas ore deposit is located in Central Norway, 270 km north of Trondheim (Fig 1, see insert) at latitude $64^{\circ}37' N$ and $13^{\circ}05' E$, not far from the Norwegian/Swedish border. ~~The area is part of the Norwegian Caledonides.~~ The mine adit is at 630 m ~~o.s.l.~~ in a rather treeless ~~hilly~~ mountainside with the Skorovahn village 150 meters below.

The orebody is a massive cuproferous pyrit deposit with ~~some~~ zinc. It is ~~located~~ situated in the low-grade ^{part of the} Norwegian Caledonides and divided from the Central Trondheimsfjell by an east-west culmination (Grono-kulminasjonen) ^{Pre-cambrian} where the ~~basement~~ ^{basement} crops out. ~~To the north, about~~ Further to the north, about 30-50 km, there are two similar orebodies, the Gjersvik and the Joma deposit. ~~The latter went into production in 1972.~~ And just on the other side of border, the Swedish ~~deposit~~ ^{ore body} Stenkyrke ~~is~~ located, (Zachrisson 1971.)

Mineralization was first described in the ^{Skorovas-} area in 1873 by geologist K.H. Haugan. In 1904 there was some trenching and in 1914 the present owner, that is Elkem-Spigerverket & Skorovas Gruber secured the mineral rights in the area. From 1913 to -16 the occurrence was diamonddrilled and some investigation-stopes was worked. The recession after the World War II caused a stop in the exploratory work and it did not commence until 1935. Under the leadership of geologist S. Foslie the exploration-work and the diamond drillings was continued and

in 1938 an orebody of 7.35 mill tons of %S, %Cu and %Zn was proven. Work to place the orebody into production was started, but due to World War II, ^{construction on the site} ~~the~~ was delayed. ~~In the~~

~~autumn of 1952 the first~~ ^{part to} ~~the ore's~~ After the war the ^{actual construction and planning} ~~planning~~ continued. Due to ~~its~~ ^{Sulphur} high ~~grade~~ character (part of the ore body with 50-51% S), it was developed as a producer of pyrite fines. Its low As (0.05%) also made it very suitable as ^{such a} ~~this~~ product. ~~that was~~.

~~An aerial ropeway~~ The mine with the mill ^{which gives 60 000 t/y} has a capacity of about 200 000 t/y pyrite fines. The product is transported to ~~the coast~~ Kongsne-
~~on the coast~~ with shipping facilities with an aerial ropeway, 43 km long. Today the mill is rebuildled to produce copper- and zinc concentrates.

The following is by no means the complete story of the geology in the Skovnas mine. A full understanding is not reached as yet. But more work is under way and this description is meant to be as a compilation of what work it has produced of facts and suppositions.

2. REGIONAL GEOLOGI.

Grongfeltet, som i sin tid ble definert som et område med juridiske grenser hvor DEN NORSKE STAT hadde enerett på utnyttelsen av malmfunn, danner også naturlig et geologisk adskilt område.

I nord grenser det til granitter og granittiske gneiser av prekambrisk alder i Børgefjell-vinduet på grensen til Nordland (bilag 2). Disse hører til det autochthonous basement og er blottlagt i Riksgrensen antiformal (Zachrisson 1969).

I øst fortsetter det østlige Grongfeltets bergarter inn i Sverige. Geologien er her godt kjent etter flere års undersøkelser, spesielt langs Grongfeltets NØ-grense (Nilsson 1964, Zachrisson 1969, 1973). Bergartene her tilhører Seve-Køli Dekke-kompleks (Zachrisson 1969) som ligger på kvartsitter og sparagmitter av eokambrisk alder. De undre delene av komplekset består av høymetamorfe bergarter (Seve) mens de øvre deler er metamorfisert i grønnskiferfasis og er i alder av nedre Paleozoisk.

Førstnevnte, Seve (og undeste Køli) kommer inn i Norge i Lierne, mens de øvre deler av Køli, som er de som betyr noe for de geologiske forholdene i Grongfeltet, stikker inn i Norge langt mot nord i feltet, i Huddingsdalen. Køli-delen av dekke-komplekset består også av flere mindre tektoniske enheter hvor Gellvernokkodekket og Leipikdekket fortsetter inn i Norge.

De samme dekke-enheter kan også spores ved Grongfeltets sydlige grense. Denne markeres av Grong-Olden kulminasjon med gneiser av prekambrisk alder. Disse står opp som en svakt buet rygg og skiller Grongfeltet fra lignende bergarter i den nordre del av det søndenforliggende Trondheimsfelt. Med skyveplan mot de prekambriske grenser, (og en smal rand av sedimenter på prekambrium) ligger et sammensatt skyvedekke med flere tektoniske enheter, som av Asklund (1938) ble kalt Det Store Seve-dekket. Gee (1974) summerte disse enhetene nedenfra: Offedahl-dekket, som danner Grongfeltets umiddelbare søndre grense, Särvi-dekket som ikke stikker inn i Norge, Sevedekket som dekker SØ-del av feltet og øverst Køli med hoveddelen av bergartene i Grongfeltet. Disse samsvarer også med de bergarter som ellers i Trøndelag er kalt Tronheims-dekket (Wolff 1967).

Mot vest, grenser Grongfeltet mot høymetamorfe glimmerskifre -og gneiser som er gjennomvannet av sure intrusiver av forskjellig sammensetning (Kollung 1972).

På denne vestgrensen har Strand plassert Rødingfjelldekkets skyveplan. Skyvingen kunne av Strand følges til Trones hvor det forsvinner. Nyere undersøkelser stiller seg noe tvilende til dekkets eksistens videre sydover langs Namdalen (Kollung 1972).

Innen Grongfeltet består bergartene for største delen av en kompleks oppbygget vulkansk serie i vest. Mot øst i feltet, opptrer store sedimentære bergartserier med enkelte vulkanske ledd. De østligste av disse bergartseriene er de samme som er beskrevet i de nærliggende svenske områder (Nilsson 1964, Zachrisson 1969).

Strøket er innen den største del av feltet stort sett NØ-SV, med små unduleringer mot både øst og vest. Fallet er i hovedsaken mot vest. Mindre tektoniske enheter, definert ved skyveplan finnes innen feltet.

Ikke helt
riktig:
Eokambrium
N for Huddings-
dalen

Vulkanittene i vest tilhører Gjersvikgruppen og regnes for den eldste bergartgruppe i det egentlige Grongfeltet, selv om glimmerskifrene lenger vest nok er eldre. Gjersvikgruppen korreleres gjerne med Støren gruppen lengere syd i Trondheimsfeltet og er fra midtre del av ordo-

viciium.

Tektonisk øverst men som de eldste formasjoner i Gjersvikgruppen, finner man i vest amfibolitter og hornblendegneiser (Kollung 1973). Over disse finnes en grønnsteinformasjon som også omfatter den mere kjente Gjersvikgrønnsteinen (Oftedahl 1954.?). Grønnsteinsformasjonen er sammensatt av pyroklastiske enheter sammen med lavahorisonter. Det pyroklastiske materialet veksler mellom tuff, sure og basiske agglomerater og keratofyrer av vekslende sammensetning. Lavahorisontene varierer også fra massive til meget skifrige utviklinger. I sammensetning går de fra basaltiske grønnstener til lavaer med rhyolittiske sammensetning. Flere av de vulkanske episodene synes ende med en avsetning av oksydhorisonter, bestående av jaspis-, kvartsitt og mangnetitt-horisonter. Helt tungmetall-fattig svovelkis (vasskis) er også tildels knyttet til disse episodene.

Strukturelt over Gjersvikgruppen følger så mot øst Liminggruppen. Oftedahl (1955) antar at en skyesone, som danner Gjersvik-dekket, danner grensen mellom disse to grupper. Nå er det vist at kontakten mellom disse antagelig er en erosjonsflate (Halls & medarb. 1974). Gjersvik-dekket synes derfor ikke tilstede.

Liminggruppen består av flysch-sedimenter som ofte er kalkrike. Basalt i gruppen ligger et grønnstens-konglomerat med boller fra Gjersvikgruppens bergarter. Over dette følger et kalkkonglomerat. Forøvrig finnes arkoser, siltstein og fyllitter. Lokalt finnes også mindre vulkanske enheter. Flere av de øvre arkoser er delvis utviklet som konglomerater.

I Gjersvikgruppen finnes intrusjoner av store gabbrolegemer av forskjellig type og sammensetning. De fleste er svært heterogene og opptrer som pluggar. Andre er mer plateformige og homogene og forkornige i sin opptreden.

Senere er trondhemittiske bergarter intrudert. Man finner trondhemittiske ganger i alle andre bergarter, også de i Liminggruppen. Foruten at trondhemitten opptrer som ganger og årer, finnes den også som meget arealstore massiver. Det er en del kontrovers ~~slett~~ om disse store massivene representerer lakolittiske intrusivkropper eller om de representerer relativt "tynne" flak.

I den østre del av Grongfeltet er de stratigrafiske forhold mer uklare. Det synes dog klart at man helt i øst har de ledste bergarter som består av amfibolitter, garbenskifre og glimmerskifre (Kollung 1975). Disse blir overlagret av en gruppe av vesentlig grønnsten og tuffittiske sammensetning, den samme bergartsfølge som svenskene (Zach. 1972) kaller Låsterfjellgruppen. Innen denne gruppe ligger den massive sulfidforekomst ved Stekkenjokk. Øverst i den østlige delen finner man Rørvikgruppen, som i vest grenser mot Liminggruppen. Mellom disse to grupper foreligger en tektonisk grense.

Rørvikgruppen består av forskjellige typer fyllitter og noen kvartsitter som opptrer i vekslings med fyllitt. Begge typer kan være sterkt bituminøse. Dessuten finnes metasandstener og flere grønnstenssoner. I en av disse ligger Jomaforekomsten med sine massive sulfider.

Intrusivbergarter opptrer som mindre kropper i den østligste delen. Både gabberoide og trondhemittiske finnes. Dessuten finnes ganske rikelig med mindre, ultrabasiske intrusjoner i den antatt del av bergartsfølgen. Metamorfosen i Grongfeltet er skiftende. Fra vest-

randen synker den østover. Fra amfibolitt-facies og ned til Grønnskifer-facies. Helt i øst er metamorfosen også høy, i amfibolitt-facies. Den synker så gradvis mot vest. Også i nord-syd retning har man en merkbar facies-endring. Helt i nord er man i epidot-amfibolitt-facies. Denne stiger så til amfibolitt-facies i den SV del av Grongfeltet.

Innen Grongfeltet finnes i tillegg til Skarvass-malmen, to andre ^{massive} større, sulfidmalmer, nemlig Loma-førkomsten og Gjersvik førkomsten. I den senere tid er det også kommet indikasjon på en større førkomst sydligst i feltet, nær Skiftesmyr. I tillegg til disse finnes et stort antall mindre førkomster. De fleste av disse ligger i Gjersvikgruppens vulkanitter og opptrer i flere nivåer. De er som regel massive og stratabundne, selv om også impregnasjons-førkomster forekommer. Felles er at mineralsulfidene stort sett er pyritt eller magnetkis med bare spor av kopperkis og sinkblende. De tidligere nevnte jaspis-horisonter opptrer sammen med de øst.

En mer spesiell type er Lillefjellkomplexets Ni-førende massiv malm. Her opptrer pentlanditt i magnetkis sammen med kopperkis. Førkomsten er av magmatisk type og finnes i forbindelse med en liten gabbro-intruasjon (Foslie 1932). Usanlig store innhold av Pt og Pa er tilstede.

Beskrivelse av agglomeratete ledet i tuff-serien.

Den markert båndete tuff-varianten kan vise seg på å være en bergart hvor sure fragmenter ligger i en mer basisk grunnmasse. Dette kan sees på borkjerner. Denne utvikling er agglomeratisk. Slike agglomerater er også sett idagen hvor de opptrer i markerte men lite utholdende horisonter i den vulkanske lagserien. Fragmentene varierer i størrelse og er som regel semi-avrundet. Idagen sees fragmenter med størrelse opp til 10-12 cm, mens det på borkjerner (36 mm) kan sees fragment størrelser opp til 5 cm.

I borkjernen kan man tydelig se former av fragmentene.

- De er som oftest linx-formet, med ganske skarpe kanter til matrixen vinkelrett lagdeling (sf). Derimot langs lagene synes kanter av fragmentene være utydelige. Det er isåfall på borkjerner å se skarpe kanter. (Bilde)

Fragmentene er gråaktige i farge, består av sunt materiale, som synes noe grovkornet. De former videre meget tykke arer av g/cc eller fylte sprekker med uregelmessig og avbrutt form. ~~Mat~~

- Grunnmassen fragmentene ligger i er lys grønn, og med variasjoner til noe mørkere grønn. Den er klorittisk og meget finkornet. Man kan observere at kloritten har erstattet og er iferd med å erstatte de sure fragmenter. Man i tillegg fragmenter finner man en tykkelse med mørkere grunnmasse. Meget tykke lag med epidot viser at det er variasjoner og at grunnmassen er meget mikrofaldet.

Tynnsnip gir oss at fragmentene og har en ganske like granulat blanding av kvarts og albitt. Dermed sees noe serisit, kloritt og epidot. Det er ingen markert overgang til matrix.

På grensen fragment/matrix - i matrix - er utviklet en smal sone rik på stiger av uregelmessig titanitt, samt noe epidot i små korn. Ellers er grunnmassen bestående av væsentlig kloritt av type ... , samt epidot-korn i varierende

storen Noe ~~af~~ albit fines, samt nålformet sericit.
Resorberte fragmenter kommer frem som uregelmæssig masse og
med nye kerner. Ansigtsfuld af kvarts/kalkspat tynde bli og efter
resorbiering

2. En variant af agglomerat er når
fragmenter bliver så små at det kan kaldes en
lapilli-luff. Fragmenter er da 0,5 - 2 cm i diameter
og meget godt afrundet. Disse dannes tynde som
og ~~er~~ ellers oppe i et ofte.

(1.)

Malmens geologi.

- c) Malmlegemet optræder i hovedsag som to
store line systemer - Hoved malm og Øst malm. I tillegg
fines en række mindre luser i det samme
malmfelt som de to store systemer, så godt som
line systemer som retning N-S og ligger fladt

Hoved malm består af en række luser som
har en længde udstrækning i N-S retning, men ~~der er~~
ca 100 m, men man kan finde betydelige ~~luser~~
dimensioner i Ø-V retning også (7 m). Udvalget
er at liggeluser er de største. Helt i ligg findes
luser med mindre mængde og som er udsprettede
af ovenforliggende. Hængeluser er også mindre
og fritliggende, men ligger vel af mere en betydelig
størrelse end liggeluser. Denne line systemer er
mest udviklet i de malmhorizontens centrale partier.
Ved udgangen i nord har man færre store og mere
udholdende luser. Sentral har man en meget opspaltet
optræder og mest sygt blir det færre og mindre
luser.

(2)

I de sentrale partier finner man de desidert
mektigste livene. Her har man mektigheten som kan
gå opp i 30-35 m. Hovedmatnen synes her en
ca 70 m lenger og også være splittet opp i to
store, hoved sidene av hverandre liggende matnegrupper.
Splittet synes være avhengig av et glideplan, som
delte Hovedmatnen i en østlig og vestlig del som
som antakelig er like store.

Et karakteristisk trekk med livne systemene
er også at en livne avsluttes brått mot syd
ved å bøye ned mot ligger. Over denne bøyningen
er en ny livne som fortsetter mot syd til den
i sin tur blir erstattet av en ny i hengen. Dette
er forhold som blir godt demonstrert i Øst-
matnen. (Fig.)

Et lignende forhold gjelder forholdet mellom
Østmatnen og Hovedmatnen. Det synes som
Østmatnen ikke ut i hengen av Hovedmatnen,
men overlappingen er ikke fullstendig slik at
dette ikke kan fastslås med sikkerhet. Men de
kan også være eksakt samme størrelse. (Fig.)

Beskrivelse av tuff-bergarten.

Betegnelsen tuff er i denne sammenheng ikke identisk med den definisjonen Fiske (1960) har satt på bergart. I dette tilfellet er det heller en betegnelse på en rekke bergartstyper av vulkanogen ~~blå~~ pyroklastisk opprinnelse og som skifter meget ofte. Det er derfor ikke praktisk å skille ut de enkelte under underenheter, og blir derfor kartlagt ~~under ett~~ ^{en}.

Karakteristiske for bergarten er at den ~~er~~ ^{er} ~~oftest~~ ^{er} ~~stekt til~~ ^{er} ~~meget stekt~~ ^{er} ~~støffig~~. Den er som regel ganske ~~klar~~ ^{klar} ~~opptar~~ ^{opptar} som ~~tilsammen~~ ^{tilsammen} meget uregelmessige linser i ~~lagpakken~~ ^{lagpakken} ~~ellers~~ ^{ellers} ~~og~~ ^{og} ~~som~~ ^{som} ~~ofte~~ ^{ofte} ~~finnes~~ ^{finnes} ut helt plutselig kan forsvinne. I forbindelse er observert at slike tuff-soner kan forsvinne over en avstand på 10-12 m, selv om sonen i det ene hullet har en ganske betydelig maktighet. Årsaken til disse hyppige oppbrytningene kan være i følge Sinclair (1971) at det har pågått en rikelig pyroklastisk virksomhet med påfølgende submarine utrasingen på flankene av en aktiv vulkan.

Tuff-sonene kan oppnå maktigheter på opptil 20-30 m, men maktigheten kan også være svært beskjeden, gjerne mindre enn 1 m. Den laterale utvikling er også svært uregelmessig, idet sonene, som før nevnt, brått kan bli borte. Her synes det som tuff sonene er mer utholdende i nord-syd-retningen, enn i øst-vest. Nord-syd kan den antatt samme sone følges over flere hundre meter, mens de øst-vest kan forsvinne etter 20-30 m. Men også i denne retningen kan sonene være ganske utholdende.

~~Tuff sonene er~~ ^{er} ~~nesten~~ ^{er} ~~umulig~~ ^{er} ~~å~~ ^{er} ~~påvise~~ ^{er} ~~idag~~ ^{er} ~~gamm~~ ^{er} ~~og~~ ^{er} ~~mark~~ ^{er} ~~grønn~~ ^{er} ~~grønn~~

avhengig av hvor sure de er. De er karakteristisk av en veksting mellom de ~~men~~ bånd av surt og bånd av basiske materiale. Båndene kan være mer eller mindre utviklet. De sure båndene er grå til grågrønne i fargen ~~inneholder mye f. keratit~~ og er ganske finkornet, mens de basiske bånd er grønne til mørkt grønne og generelt meget finkornige. Overgangen mellom de to typer bånd er variabel. Man kan ha meget skarpe vekstinger, men like vanlig er diffuse overganger. Tuff sonene er gjerne ^{svakt} skiffrige der hvor vekstingen mellom sure og basiske bånd er skarpest. Derimot er bergarten meget massiv i de fleste tilfeller hvor man har en utydelig overgang mellom båndene. Bredden på de enkelte bånd er også variierende, men det hører i seg selv til sjeldenhetene at de blir smalere enn 3-5 cm. Store grønte er mer flytende, men man finner bånd på 20-30 cm tykkelse og større.

I realiteten har man to typer tuff av denne båndete typen og den kan inndeles i andesittisk tuff og rhyolittisk tuff alt etter mengden av de forskjellige typer bånd. Hvor sure bånd opptrer hyppigst er det en desidert rhyolittisk eller keratofyrisk bergart. Hvor de basiske bånd er i overvekt, er det vanligvis i dephre typen, men den er noe surere enn en grunnsten vil være.

De basiske bånd består i hovedsak av en meget klorittisk blanding. Albitt opptrer det samme gjør epidot og muskovitt/biotitt i mindre mengde. På der hvor grensen til de sure bånd er skarp, kan man se en anrikning av finfordelt, forstøvet

Titanzinn in den korrosiven Medien.

De sure bånd består av en stor del kvarts.

Kio i de nun leŭel pli grava.

I dagen er det vanskeligt og næsten umuligt
at skille ut tuff somen, vesentlig fordi ~~de~~ banelingen
meget sjelden er særlig tydelig og overflateforvitringen
har gjort at de diagnostiske trekk blir like for
begge typer bånd. ~~Det er vanskelig~~ Når skifring
opptrer er det større mulighet til å igjengjenne tuffene.
Det er således i det vesentlige på den friske
overflate som borkjernen gir man har fått skilt
ut denne enheten. [Nå må det også sies at borkjerne
nok avslører om man har den pyroklastiske enheten,
men på kjernediameter på 22 og 36 mm, kan ~~båndet~~ gi
~~en~~ agglomerat med litt større fragment størrelse gi
som bånd, spesielt i de tilfeller der fragmenten
er pent avrundet. Man har sett eksempler ~~på at~~
hvor dette forhold er kommet fram, der man
hadde en gradvis minskning i fragment størrelsen.

Agglomerater opptre i to typer, som små-ballet og som større blokker av mer kantet utseende.

→ Beskriv av aggl. fält

→ growth agg

The ore.

The deposit is a sulfide-ore where the main sulfide mineral is pyrite with some chalcopyrite and sphalerite. Magnetite does also occur to a lesser extent unevenly distributed through the orebody. Tennantite - tetrahedrite ^(thin distinct sheet) (Zn-rich Zn-ore) have been observed in one ~~locality~~ above the main orebody in the southern part of it. Accessory sulfide-minerals are ~~pyrite~~ ^{pyrite} and arsenopyrite galena (Zn-ore).

As gangue minerals quartz occurs most frequently. Calcite, dolomite and barite chlorite are also abundant while plagioclase, sericite, stilpnomelane and epidote are minor constituents.

Skarnas forekomster er i sentral (bündel) massiv, Cu og Zn-holdig sulfid malm.

TUNGEELEMENT-FORDELINGEN I SKOROVAS-MALMEN

I forbindelse med prøvedriften ~~forbedringen~~ fram til klargjøring for produksjon i Skorovas, var man selvfølgelig interessert i en oversikt over innholdet av de forskjellige metaller i malmen. Følsie (rap mms 37) tok da ut 4 generalanalyser for foreliggende borkjemneaktiale. De 4 representerte ~~4~~ 4 malmtypen man da inndelte i ^{m.h.t} ~~4~~ 5-innholdet. Det er senere ikke foretatt generalanalyser av denne type, da man har benyttet årsanalyser av produsent jernis som et godt ~~er~~ god oversikt.

Følsies analyse ga

Tabell, i %

	<u>I</u>	<u>II</u>	<u>III</u>	<u>IV</u>
S	43,2	40,4	36,4	24,4
Cu	1,70	1,37	0,84	0,05
Zn	0,90	3,24	3,41	0,06
Pb	0,02	0,07	0,09	spor
Co	0,011	0,009	0,005	0,021
Ni	spor	spor	spor	spor
Pb	0,031	0,044	0,036	0,016
Se	0,003	0,002	0,001	0,03
Hg	10 ³ / ₆		16 ³ / ₆	
Au	< 0,1 "		0,2 "	
Pl	spor		spor	

De sees umiddelbart at malmtypene har en varierende Cu og Zn-gehalt. Videre går det fram at Pb-innholdet er meget lavt, som vanlig er for denne

Tabell . . .

SKOROVAS GRUBER
20 malmprøver

Analysen - Gehalte i ppm (%)

	Cu	Zn	Pb	Ag	Co	Ni	Cr	Cd	Mn	V	Fe
1817	0,0025%	0,0097%	33 ppm	2 ppm	209 ppm	18 ppm	10 ppm	3 ppm	256 ppm	94 ppm	39%
1818	0,82	0,38	135	11	15	25	"	9	272	35	43
1819	0,20	0,18	147	4	300	25	"	6	341	40	42
1820	0,39	3,7	312	7	15	18	"	120	299	33	38
21	2,54	1,2	200	8	230	18	"	32	324	16	39
22	1,51	4,7	338	35	80	28	"	85	297	35	38
23	3,50	3,4	160	8	45	30	"	90	140	43	39
24	0,58	0,74	224	8	80	21	"	16	654	22	38
25	0,32	0,13	88	3	15	22	"	5	60	0	43
26	0,52	0,0084	75	3	170	17	"	5	246	32	42
27	1,21	0,0083	138	8	15	30	"	5	86	8	43
28	1,35	0,029	80	4	75	17	"	4	50	6	44
29	3,12	0,021	140	6	175	15	"	4	10	0	42
1830	2,36	0,32	132	7	115	15	"	10	59	7	43
31	0,26	0,52	127	5	10	15	"	10	24	0	42
32	4,38	8,0	105	6	5	16	"	150	228	42	37
33	0,57	2,2	100	11	95	16	"	60	73	0	39
34	4,36	1,6	147	11	5	22	"	40	44	16	40
35	0,72	43,0	124	10	10	9	"	875	184	5	10
1836	5,48	2,5	220	35	5	17	"	40	280	0	37
Aritm. middel	1,69%	1,70%	151 ppm	9,6 ppm	83,5 ppm	20 ppm	10 ppm	78 ppm	201 ppm	22 ppm	38,9%
Median	0,82%	0,52%	136 ppm	7,0 ppm	45 ppm	17 ppm	10 ppm	50 ppm	185 ppm	12 ppm	37,6%

kopper og sinkkonsentrater, hvilket gør henholdsvis 50 og 75 ppm Ag i konsentraterne. Dette vil igen si at Ag-indholdet i malmen fordeles og nærmere jævnt mellem kopper- og sinkblende.

Slutligen kan ~~et~~ grafiske forholdet mellem Ag/Zn og Cu, og Ag/Cu. ~~Man kan se i tabell X,~~ finder man en rimelig god korrelasjon mellem Ag og Zn, mens ~~for~~ ^{korrelasjonen} for Ag/Cu nok er til stede, men ~~den~~ ligger mellem to markerte, næsten parallelle ~~to~~ linjer.

Andre inter-~~te~~-element forhold av interesse får man ved grafisk fremstilling av andre sporlementer fra tabell X. Pb og Zn viser kanskje den beste ~~te~~ korrelasjon i hele tallmaterialet. Pb og Ag viser korrelasjonen, men ikke rundt de mer sentrale verdier. Ni-verdiene er meget konstante

mens Co varierer sterkt, men det fram går av både tabell (serien) og tabell X at Co øker med minskende Cu, altså med økende innhold av pyritt, hvilket er det ventede.

Ved å betrakte sporlementene i kopper- og sinkkonsentrater får man også et godt overblikk over ~~hva~~ hvilken affinitet de forskjellige sporlementene i Skovnas-malmen har. Dette framgår av tabell Y:

	Kopperkonsentrat ¹⁾	Sinkkonsentrat ¹⁾
Pb	0.045 %	0.21 %
Cd	10 ppm	0.14 %
Ag	50 "	75 ppm
Au	$\frac{1}{2}$ "	33 --
Hg	$\frac{1}{2}$ "	

1) P. lotforsøk 1972

Pb følger som ~~sett~~ nevnt over sinkblende og som ventet også Cd og Hg. Det skal nevnes at gjennomsnitt-prøve av produksjon ~~av~~ av malm fra gruva vil gi ca 1 ppm Hg i rømalmen.

S. Fodde gjorde i 1937 en (rapport -37) en undersøkelse av et sinkblende-koncentrat for å bringe på det rene eventuelle verdifulle bestanddeler. Mikroskopisk viste konzentratet seg å bestå av ganske dyrt sinkblende med lite Fe.

Koncentratet ble analysert med følgende resultat:

Tabell

S	34,66 %		Svovelsis	7,9 %
Zn	52,67 "	med bergart	Kopperkis	8,7 "
Fe	7,52 "	mineral-	Zinkblende	83,0 "
Cu	3,00	sammensettn.	Blyglans	0,2 "
Pb	0,14		Bergart	0,2 "
Cd	0,19			
Mn	0,04			
Ukjent	0,21			

Av dette bergart Fodde sammensetningen av den rene sinkblende til

Zn	63,46 %
S	34,80 "
Fe	1,46 "
Cd	0,23 "
Mn	0,05 "

Samme konzentrat ga følgende ved kjøring på optiske spektrogram,
~~for~~ det ble Sn, In, Ga og Sb som spor.

Sinkblendes

Røntgenmikrosonde ^{ide, 1972} er benyttet til å undersøke den kjemiske sammensetning av sinkblendes. Årsak til undersøkelsen var om eventuell forskjell i den kjemiske sammensetning hos sinkblendes, kunne bewirke forskjelligartede flotasjonssegenskaper. Undersøkelsen ble gjort som del av et BVA-prosjekt og rapportert i TR nr 22/1. Skarvås har senere suplet denne undersøkelsen (forsøk II). Undersøkelsen er gjort på sink-konsentrat fra pilot-forsøk, samt på rensket avgang. Undersøkelsen med sonden ga følgende resultat.

TABELL.

Gehalt, % Type prøve	Zn, snitt	Område	Fe, snitt	Område	Cd, snitt	Område	Mn, snitt	Område
Forsøk I.								
Konsentrat	64,9	61,8 - 65,8	1,37	0,6 - 2,4	0,12	0,08 - 0,25	0,01	0 - 0,03
Rensket avgang	64,7	62,9 - 67,4	1,96	1,0 - 3,6	0,10	0 - 0,22	0,02	0 - 0,04
Forsøk II.								
Konsentrat	64,1	61,7 - 65,9	2,49	1,7 - 4,2	0,12	0,07 - 0,17	—	—
Avgang	63,7	61,9 - 65,5	2,95	1,7 - 4,7	0,09	0,07 - 0,14	—	—

Analysen viser at sinkblendens Zn-innhold ligger svært nært det teoretiske (67%, Dana). Videre ser man at Fe-innholdet er lavt med ganske liten spredning, selv om det relativt er stor forskjell i Fe i de to prøvene. Innholdet av Cd er også meget lavt, noe som gjør at man ikke vil få betalt for Cd i sink-konsentrat. Mn er helt ubetydelig.

Man merker seg at tabellen viser en likhet i Fe-innholdet i avgang og konsentrat. At Fe-innholdet påvirker mineralets flotasjonssegenskaper, er det dog vanskelig å si noe sikkert om ut fra disse to forsøkene.

likevel gjorde denne tendensen at man tok opp spørsmålet om sinkblendens Fe-innhold ^{kunne} varierte innen de forskjellige malmlinser i gruva og ^{at} kanskje derfor senere kunne få uventede resultater i sinkflotasjonen. Det ble derfor i første omgang plukket ut en del pølser som det ble gjort some-undersøkelser på.

Denne tendensen fortsatte likevel til at man tok opp spørsmålet om sinkblendens Fe-innhold ^{var} varierte mye innen de forskjellige malmlinser ^{i gruva} og fra malmlinse til malmlinse. Ved å vurdere dette spørsmålet ville man stå bedre rustet hvis man senere skulle få uventede resultater i sinkflotasjonen. Det ble derfor i første omgang plukket ut 5 pølser ^{fra de tre hovedmalmlinser} som det ble utført mikrosone-undersøkelser på.

Resultatet av sonderingen var uklart. Det virker som om Østrik elostrom (ca 10% Zn) Zn-rik malmlinse både i Østmalmen og Vestmalmen har de høyeste Fe-gehalten, ca 2% Fe med standardavvik mellom de felde punkter på 0.05 - 0.1%. En normal malmlinse med 1-2% Cu og Zn fra Østmalmen ligger på 0.94% Fe, ^(spredningen mellom analysene i en prøve) spredningen Zn 0.15%. Hovedmalmen viser igjen et tredje nivå på ca 2.79% Fe og ^{spredning} standardavvik på 0.22%, denne var relativt Zn-fattig. En spesiell prøve som inneholdt Fahlertz hadde kun 0.65% Fe og ^{spredning} standardavvik 0.08%.

For om mulig å klarlegge forholdene noe bedre, ble neste skritt og preparere prøver av grovkornete borkjerner ^{for videre mikrosone-undersøkelser}, både fra forskjellige typer malmlinse i samme malmlinse og fra forskjellige malmlinse. ^{Prøver fra} Øst- og Vestmalmen ble valgt ut.

Analyseresultatene viser variasjoner både innen de enkelte malmlinser og i de to aktuelle malmlinser. Stående er at nt Zn-impregnasjon i Østmalmen ga 3.25% Fe i sinkblende, mens den i Vestmalmen bare ga 1.29% Fe. Likevel finner man at Fe-innholdet stiger med lengde i Vestmalmen og faller i Østmalmen.

En ~~lunde~~ ~~observasjon~~ som kan ~~gjøres~~ ^{siktelende} er om en ~~c.~~
tegnur opp en frekvensfordeling over γ kornenes Fe-innhold
kan man også gjøre den oppførte observasjonen at man
har to sammensatte Fe-gehalten, en ved ca ^{(1,5-1,6)%} 1,30% og en
ved ca 2,90% Fe. (fig. 1 (fortsett))

Den mer normale malmen fra leggemalmene (gennem-
snittsmalm) viser variasjon fra over 2% Fe til over 3%

Prøvemengde. Ved de siste observasjon er bare
3 prøver fra hver malmlinse og derfor ikke særlig konklusivt.
Ser man alle prøver under ett, kan det tyde på at man
har 3 typer siktelende, hver med Fe-innhold rundt 1,2-
og 3%. Dette er generelt sagt. Sammenligner man malmen-
typer (massis/impregnasjon), er det like sammenheng mellom
impregnasjonstyper, mens det for ^{Zn-rik} massiemalm synes van-
nøen ^{og vanligvis høyt Fe-innhold i siktelenden} likheter. Tenker man på malmenes flotasjonsege-
nskaper, er det ^{antagelig} ikke mulig å si fast ~~noe~~ ~~hvor~~ ~~for~~ hvilken
av malmlinene som vil gi de beste flotasjonsegenskapene. Likevel
synes det som man kan belegg for å vente forskjell i utvinning, fordi Fe-
innholdet varierer. Det er mulig også at det forhold at Østmalmen viser
større variasjon enn Vestmalmen, kan tolkes at den at man kan vente flere
uregelmessigheter fra malmen av denne type. (fort.)

De malmtyper som har gjennomsnittlig Cu- og Zn-gehalt,
har som regel det laveste Fe-innhold i siktelende-gitteret. Denne
type finnes i alle de tre hovedlinene

At siktelendens Fe-innhold stiger mot nøyen i Vest-
malmen og faller i Østmalmen, kan kanskje benyttes til opp/mid
kriterier i forbindelse med den strukturelle tolkning av malmen
i Skorovas.

3

Man legger også merke til at Au finnes i
kopper-konsentratet i så ubetydelige mengder som mindre
enn 1 ppm.

Geokjemiske indikatorer

Carstens (1941) observerte blant norske kis-
forkonisker at de var disse som hadde en "hydrotermal"
opprinnelse, hadde et Se innhold på 20-30 ppm, mens
de typiske sedimentære varsteisen inneholdt mindre enn
1 ppm Se . Fra Fjellies analyse-tabell () går det fram
at Se ligger på 10-30 ppm, med en eksemplar høy verdi
i Skarvass-malm.

S/Se -forholdet er ~~ikke~~ ^{forsøkt} benyttet som et middel
til å skille mellom eruptive og sedimentære sulfider.
I alle problematikken omkring dette er oppsummet av Stanton (1972).
Han peker på at S/Se -forholdet ikke gir en enkel forklaring på
dannelses-prosessen. Det synes klart at sulfider med utvilsomt
eruptiv opprinnelse har $\text{S/Se} < 20\,000$ og at marine sedimentære
sulfider har $\text{S/Se} > 100\,000$. Men unntakelsen finnes i begge
tilfeller; for eruptive tilfeller synes det indikert at et lavt S/Se -
forhold har sin opprinnelse i vulkanisk aktivitet, og at det i
et reduktjonsprosess i sjøvann.

S/Se -forholdet i Skarvass' tre prøver (despite de
ekstreme) ~~to~~ ^{to} har er 90 000 - 20 000. Dette skulle derfor
antydde et vulkanisk miljø idet sulfiden kom på plass.
Det er i alle fall en klar forskjell i gehalt
mellom Skarvass-malm og de klart sedimentære
masser som Carstens undersøkte.

Bakgrunn for dette er at Se separeres fra S allerede ved forbitning
og at ~~det~~ ^{hvis} Se har høyt ~~innhold~~ ^{innhold} fører til at S/Se blir meget høyt.

husk piker også på at man må vente at man under marine forhold hvor det foregår bakteriologiske reduktion, vil δS^{34} øke med sluttens da mestearten av sulfat er blitt reduceret.

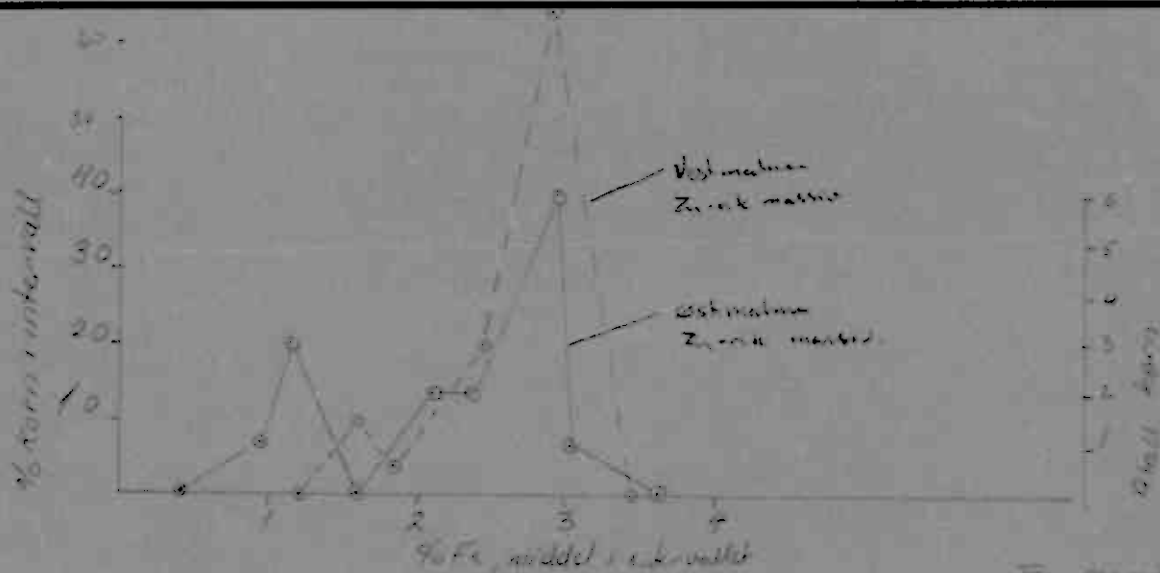
Da er også fraksjonering av S-isotopene temperatur- og pH-avhengig, ~~men~~ en $\delta S^{34} \sim 0$ antyder en dyb, homogen kilde for S. At δS^{34} holder seg ganske like gjennom en hel forekomst, vil også antydde en termal kilde for S. ^(Stanton 1972) Metamorfosen vil også spille en rolle, δS^{34} verdier vil bli homogenisert. Husk antydde dog at ved lav metamorfose (som man har i Skorovas), vil den neppe påvirke isotopvariasjonen i vesentlig grad.

Skulle man så overføre de data ~~man~~ har til ovenfornevnte fakta på det ~~sparsomme~~ materiale man har i Skorovas, ~~vi~~ med svært liten spredning på δS^{34} -verdiene og det gjennomsnitt på ca $\delta S^{34} = +3,7\%$, må antydningene bli at en termal kilde er opprinnelsen til det meste av S. ~~og~~ ~~også~~ at Skorovas-forekomsten neppe er biogentisk marin-sedimentær.

Analogien med Kuroko-malmene i Japan er også slående. Der finner man en minsket δS^{34} fra ligg (Chirigoban) og oppover (Kajiwara 1971). Tallverdiene minsk fra 8‰ til 4‰. Dette er ikke stor forskjell fra det man finner i Skorovas, men at Skorovasmalmene er invertert. Prøveprofilen plassering, ~~kan også tyde~~ kan fra strukturelle betraktninger være fra en del av forekomsten som kan være invertert. Av dette kan sluttas at dannelsen av Skorovas-malmene er knyttet til termale løsninger som har steget opp til overflaten. En biogentisk ~~der~~ marin-sedimentær dannelsen er neppe aktuell.

FIGURE 12

5M45A



Fordeling av Fe-innholdet i
 skibblende, fra gamle borkymer
 Skorovas Grube.

Fe. rapport
 8/12 1944
 1/4.24

ELKEM
 SKOROVAS GRUBER

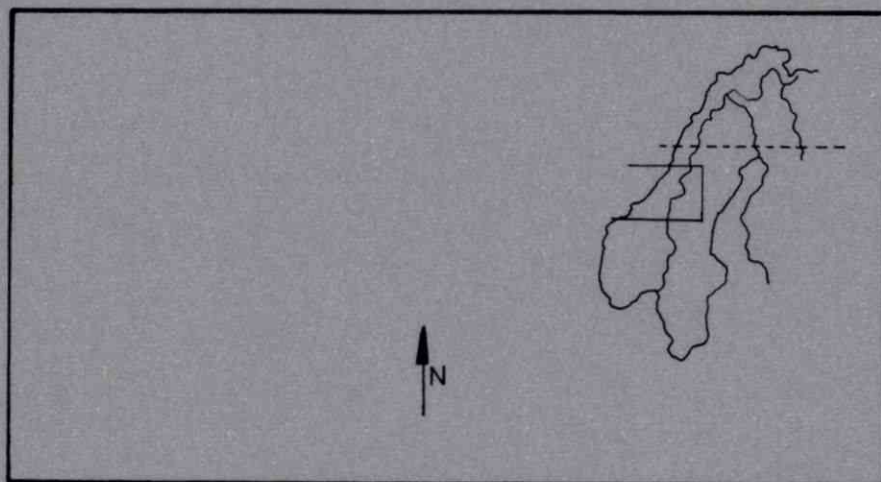
Målestokk

Tegn

Trac

Erst. for:

Nr:



ELKEM^{AS}
SKOROVAS GRUBER

Målestokk

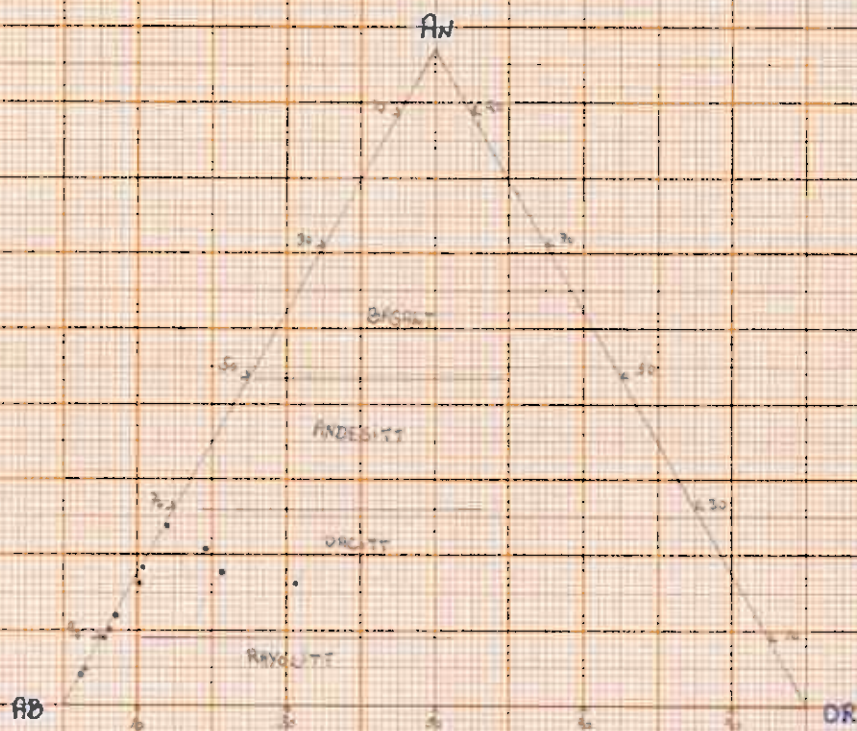
Tegn

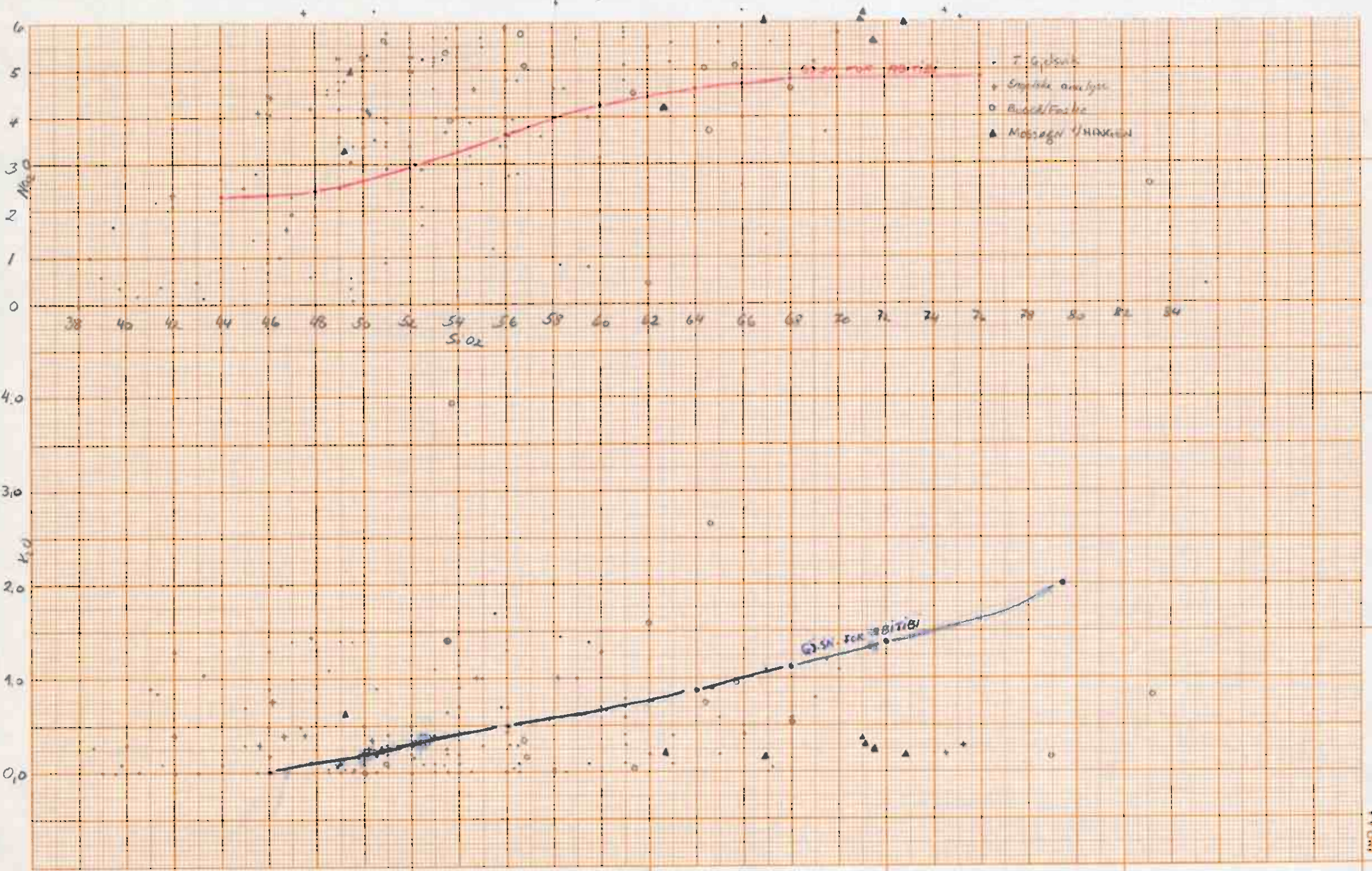
Trac

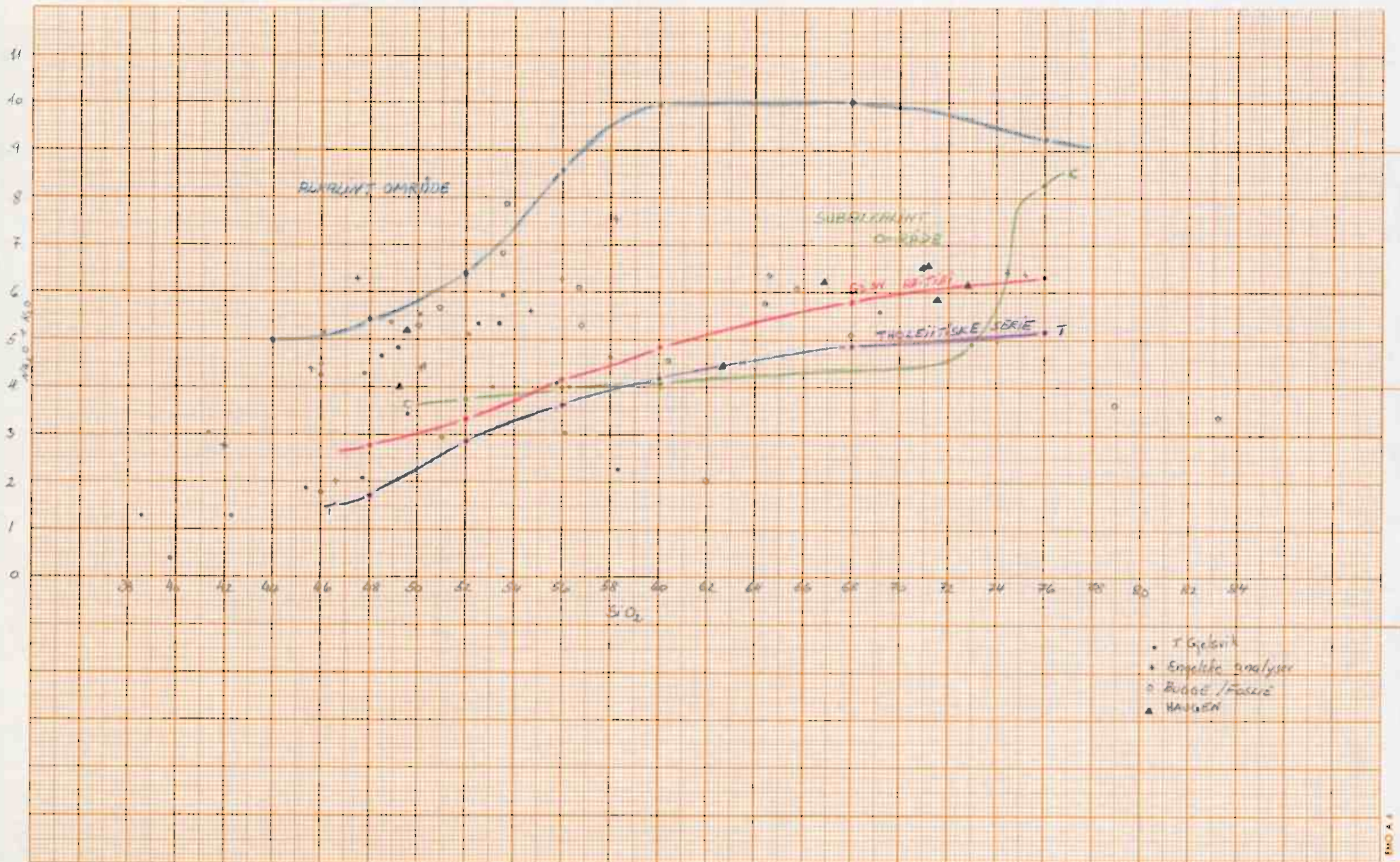
Erst. for:

Nr:

MESO-NORM







Two A 4

• *ADJACENT*
• *TRISOLIC*
• *Long narrow*
• *Bouquet / foliage*
x *Palmer*

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

0

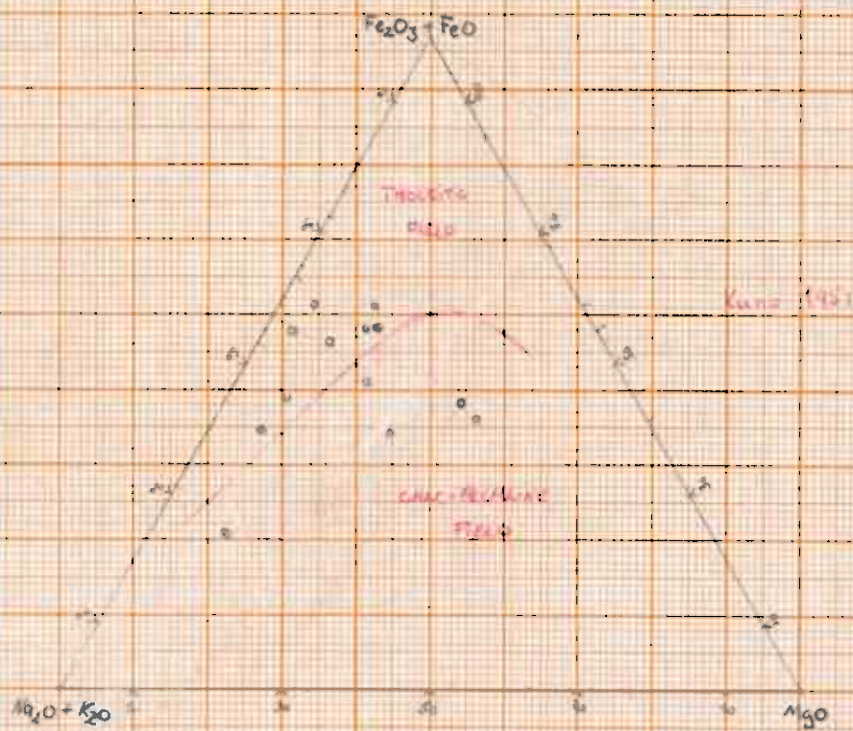
4

60

10

14

15



60
70
80
90
100



ANALYSER/TAB.

Prosjekt	Geolog	Prøvenummer	Arkivnummer SKG 52
Område	Lokalitet	Prøven tatt (dato)	

Gruppe	Feltbetegnelse
--------	----------------

Tynnslip	☒ Feltbeskrivelse Plag - porfyren i en finkornet matrix av feltig og kvart. Porfyren er oftest kwartsprismatisk og en en god del akronit De er ganske runde, men de er under omvandling Håndstykke i grunnmassen også ellipseformete aggregater av kvarts, deriblant noen mindre aggregater som er kvart runde og dråpeformete.
Polerslip	
Pulverpreparat	
Modalanalyse	
U-bord målinger	
Kjemisk analyse	
Røntgen-ident.	
Lab-geofysikk	
Makro-foto	
Mikro-foto	

Petrograf	Dato	BESKRIVELSE:
-----------	------	--------------

Feltspat: sluttet 15.5 " $\rightarrow$ 11 12 $\rightarrow$ 16 A 2V ~ 75-80 Opt + oligoklas
 12.5 " opt: B 2V ~ 75-90 Opt + andesin 14
 13.5 " opt: r < v

To typer feltspat i andesin sluttet 16° optisk + med
 2V ~ 75-85° r < v

Oligoklas med 12° optisk +
 2V ~ 80-85°

Kvarts,
 Epidot som aggregater og ryddemasse skyer.
 Actinolit som tykke uakronitiske neler
 Kalkspat
 Kloritt i liten mengde

Alexandrit

Titanitt som skyer
 Sericitt i kornet

Pg i små korn og 10-20 formete aggregater.
 Magnetitt som enkelt korn.

Ellers mulig litt SKG 57

DIAGNOSIS: Dacitt

Bemerkninger Lite omvandling - struktureles.

Vend
siden ☐

Prosjekt	Geolog	Prøvenummer	Arkivnummer SK652
Område	Lokalitet	Prøven tatt (dato)	

Gruppe	Feltbetegnelse
--------	----------------

Tynnslip Polerslip Pulverpreparat Modalanalyse U-bord målinger Kjemisk analyse Røntgen-ident. Lab-geofysikk Makro-foto Mikro-foto	Feltbeskrivelse Stor (feltspat)-plag - porfyre spælt uregelmessig i en grunn masse av firkornet og håndstykke granuler kvarts og feltspat i denne masse finnes enkelte store aggregater av firkornet kvarts - mulig "børner". Porfyrene er opp til 1 mm lange, oftest kort prismatiske. Er erodert på grenser.
--	---

Petrograf	Dato	BESKRIVELSE:
-----------	------	--------------

2 store feltspat-porfyre

$$\frac{n}{1.5} \quad \frac{16}{19} \quad \frac{10}{13} \quad \frac{23}{23} \sim 11.5$$

 $\sim \mu_n \quad \sim (alk.H) \quad \Delta V \sim 85^\circ$
 oligoklas

Eller finnes

Kvarts meget rik på og firk. i grunnmassen. Er mer like enn feltspat - opptrer
 dessuten som aggregater bestående av en mer grove q-korn, samt enkelte
 feltspat-korn. Aggregat er rundt, og akkret - naler gir tydelig grunn tilknytning og gradvis grunn tilknytning.
Epidot Bleokristall fargeløs til grønnaktig. Aggregater sammen med py, da som litt større korn, eller
 spælt med enkelte korn i feltspat-løs med feltspat.
Kloritt kort prismatiske aggregater, med lysgrønn - grønn farge. Bleokristall i kloritt-løs
 opptrer alltid rundt plag-porfyre og ofte i denne forbindelse med tydeligvis skjeve av epidot.
Akkret lange prismatiske naler. firk. fra lysgulgrønn til olivengrønn
 naler opptrer i små aggregater og som enkelte dels akkret, men med
 en tydelig orientering.

Feltspat. Porfyre ganske nye med svak begynnende dannelse av seritt-naler og
 små epidote. Att i grunn masse er feltspat vanligvis i skille, men enkelte
 alle hullingen gir en bred kamme som en delvis som porfyre. Porfyre har langt
 grenser en begynnende dannelse av firk. q. og ofte akkret-naler.

Akkret seritt, korte naler spælt ut
 Titanit som skjeve i forbindelse med feltspat porfyre ofte, men oftest rundt isolerte
 pyrit korn som antas være magnetit.
 Magnetit som firkornete aggregater som dannes enkelte tykke bånd
 Har tydelig orientering.

DIAGNOSIS: En del av grunn mulig dacitt

Bemerkninger: Del finne rester av tilført materiale (børner)

Vend siden ☐

Prosjekt	Geolog	Prøvenummer	Arkivnummer SKG 59
Område	Lokalitet	Prøven tatt (dato)	

Gruppe	Feltbetegnelse
--------	----------------

Tynnslip	X	Feltbeskrivelse
Polerslip		
Pulverpreparat		
Modalanalyse		
U-bord målinger		
Kjemisk analyse		
Røntgen-ident.		
Lab-geofysikk		
Makro-foto		
Mikro-foto		

Enkelte midte og svært finkornete porfyre av feltspat i en grunnmasse av værbegitt feltspat og mer kornete sandstein. Håndstykket også her dråpeformete aggregater av små q-korn men spredt og kjedent. Sprekker fylt med ep 19 + 20.

Petrograf	Dato	BESKRIVELSE:
-----------	------	--------------

Feltspat
porfyre $\frac{8}{15} \sim 25$ opt 25 =

i porfyre andeler / bligete Ab_{25-30}
i grunnmassen albitt Ab_{8-10} .

Kor i grunnmassen ligger albitt som korallene og kornete prøver, nærmest ved inn i hverandre. Synes ha svak rettingsorientering.

Kloritt - kornet når utvannete aggregater spredt ut over det hele med bla anomale isotopforhold og alb. Tinnis.

Kalkspat: Utan det hele i liten mengde.

Actinolitt: Tykke pleok når ut over det hele.

Epidot: I ganske store mengder i aggregater av stor og små korn samt som nydannet skifer.

Absteroid: i kornet som skifer, men også enkelte store korn.

Py + mt.

Serisit som tykke små naler.

DIAGNOSIS:

Grunnst.

Bemerkninger

Svak struktur i feltspat i grunnmassen.

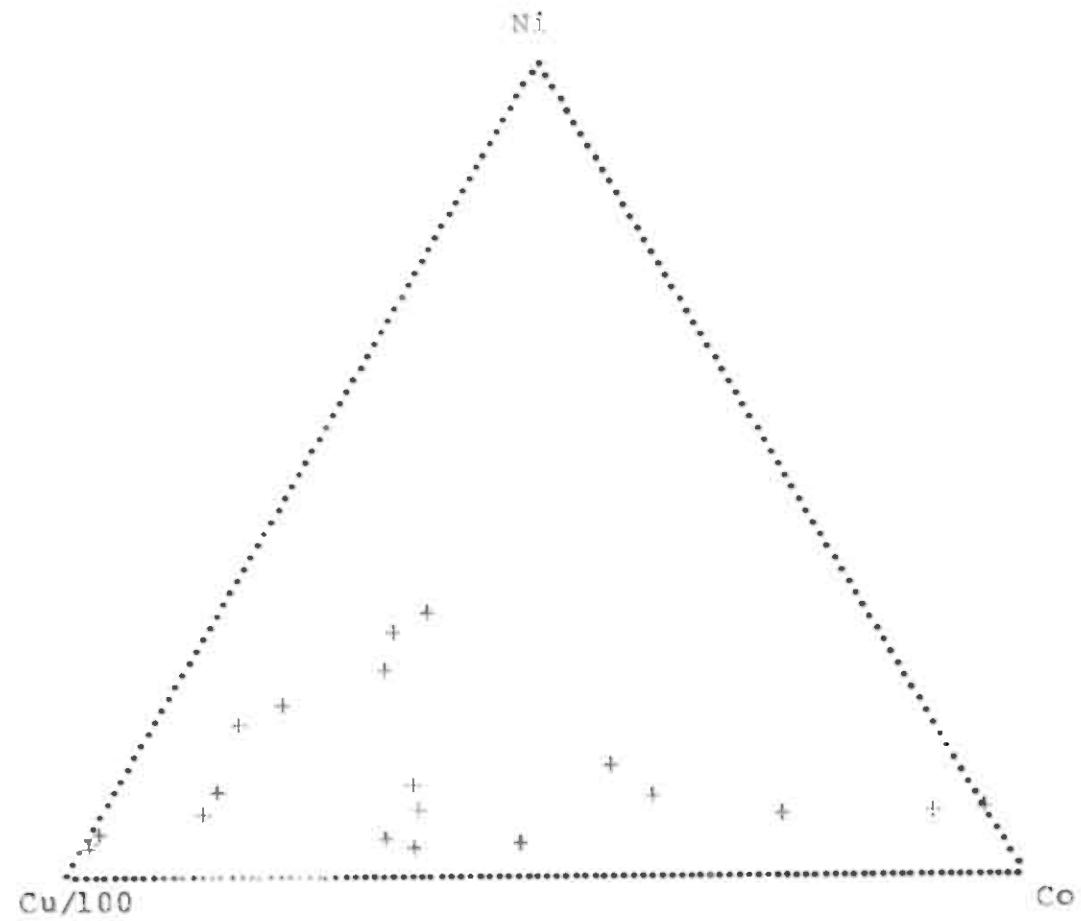
Vend
siden



SAMMENDRAG MALMBEREGNING PR. 28/9-73

FINKIS	479	0,26	0,41	7.255.519	39.524	62.590	151.442	39,7	0,22	0,34	182.968
FLOT KIS	430	1,49	2,96	74.728.709	2.594.571	5.150.446	1.738.150	332	1,15	2,29	2.248.900
	434	1,39	2,76	81.984.228	2.634.101	5.213.036	1.889.592	337	1,08	2,14	2.431.868

RÅMALMS-TONNASJEN ER INKLUSIV 20 % TILBLANDING.



Co: Ni i SKOROVAS GRUBER

Nr.	Lokali tet.	Cu%	Gehalt		Zn%	Cu Cu+Zn	Co: Ni	Cu/Zn Anm.
			Al	Ni				
1.	36/26	0,0025	209	18	0,0097	0,205	11,6	0,26
2.	7V/29	0,82	300 ¹⁵	25	0,38	0,683	0,6	2,16
3.	3V/32	0,20	300	25	0,18	0,527	12,0	1,11
4.	104/35	0,39	15	18	3,7	0,095	0,835	0,11
5.	138	2,54	230	18	1,2	0,679	12,7	2,12
6.	1V/41	1,51	80	28	4,7	0,243	2,86	0,32
7.	238/45	3,50	45	30	3,4	0,507	1,50	1,03
8.	104/47	0,58	80	21	0,74	0,489	3,81	0,78
9.	0/51	0,32	15	22	0,13	0,712	0,68	2,46
10.	3V/53	0,52	170	17	0,0084	0,98 6,20	10,0	53,3
11.	1V/57	1,21	15	30	0,0083	0,99	0,50	145,5
12.	76/59	1,35	75	17	0,029	0,98	4,42	46,6
13.	40/61	3,12	175	15	0,021	0,99	11,65	148,5
14.	238/63	2,36	115	15	0,32	0,88	7,65	7,38
15.	0/65	0,26	10	15	0,52	0,334	0,67	0,50
16.	0/67	4,38	5	16	8,0	0,354	0,33	0,55
17.	20/71	0,57	95	16	2,2	0,206	5,95	0,26
18.	208/74	4,36	5	22	1,6	0,732	0,23	2,73
19.	6V/81	0,72	10	9	430	0,016	1,11	0,16
20.	9V/79	5,48	5	17	2,5	0,686	0,29	2,19

	Basaltisk		grønsten		Cott. Scott						Andesitisk gr. sk.	Scott	Kendofgr (Scott)			Grønsten (Bunge)		
	529	M14	RH 48	RH 50	S7	S6	350	SK 91	SK 52	SK 37	SK 116	SK 158	58	545	529a	SKG 28	SKG 33	SKG 38
SiO ₂	42,0	45,6	46,6		46,1		50,3	47,5	50,2	53,2	54,7	56,0	74,5	75,2		53,47	56,65	53,69
TiO ₂				0,49		1,55	1,60	1,20	1,16	1,21		1,08				2,19	1,48	1,39
Al ₂ O ₃	11,5	12,8	13,3	17,4	16,5	14,4	18,2			20,1			13,7	13,2	8,84	16,50	16,13	14,72
Fe ₂ O ₃																5,52	5,75	2,63
FeO	5,94	7,74	9,00	10,1	8,3	10,6	12,6	10,4	12,8	6,17	13,5	11,1	4,0	3,96	2,10	7,09	5,37	8,04
MnO	0,27	0,26	0,20	0,19	0,20	0,19	0,23			0,14			0,11	0,08	0,02			
MgO	7,84	8,73	12,5	8,71	6,78	4,15	5,23	7,22	5,11	2,07	5,27	5,27	1,29	1,18	0,31	3,36	2,83	4,34
CaO	18,9	7,90	11,4	11,3	9,07	4,86	6,86	7,47	8,93	5,84	8,26	8,33	0,07	0,13	0,70	2,27	2,85	3,63
Na ₂ O	2,35	4,07	1,63	1,81	4,42	6,02	4,11	6,29	4,15	6,56	4,60	5,88	6,25	6,14	3,59	5,44	5,76	3,95
K ₂ O	0,40	0,30	0,38	0,30	0,22 ²	0,32	0,35	0,41	0,25	1,00	1,00	0,43	0,19	0,27	0,81	1,41	0,35	3,93
P ₂ O ₅																0,21	0,13	0,10
Gl.t.																2,14	1,97	3,89
K	3620	2720	3450	2720	2200 ²	2900	3170	3710	2260	9080	9080	3900	1720	2450	7350	13800	3180	35650
Rb						<5	<5	<5	<5					0				
Sr	105	116	82	137	74	95	114	95	167	2870			83	78	47			
Ba				140		400	140	70	140	400		70						
Ni	275	194	328	200	200	46	64	100	89	47	128	92	64	42	47			
Cr	815	583	993	532	381	57	129			47			46	63	0			
Cu	146	61	328	280	61	52	52	190	109	27	205	164	14	0	14			
Y						28	22	31	30					14				
Nb						0	3	0	4					4				
Zr						63	44	87	78					142				
K/Rb						7580	7634	7742	7452									
Rb/Sr						<0,05	<0,04	<0,05	<0,04									
G/Ni	2,96	3,00	3,03	2,66	1,91	1,24	2,02			1,00			0,72	1,50	0,0			

[illegible]

UNOBRIGENTE AUFLÖSNUNGER FÜR STÄNDIGERWEISE GIB FOLGENDE INHALD

And go!

5 Km over Grobke.

60 usult 11/5-73

7/11/12.

Bewegungen folgen unsere



ANALYSERAPPORT

Prøve: Silikatmineraler
 Oppdragsgiver: A. Haugen, Skorovas Gruber
 Ank: 22.1.74
 Bestemmelse: Div.

L. nr.

ANALYSE:

Samtlige prøver er merket DBH 10.026

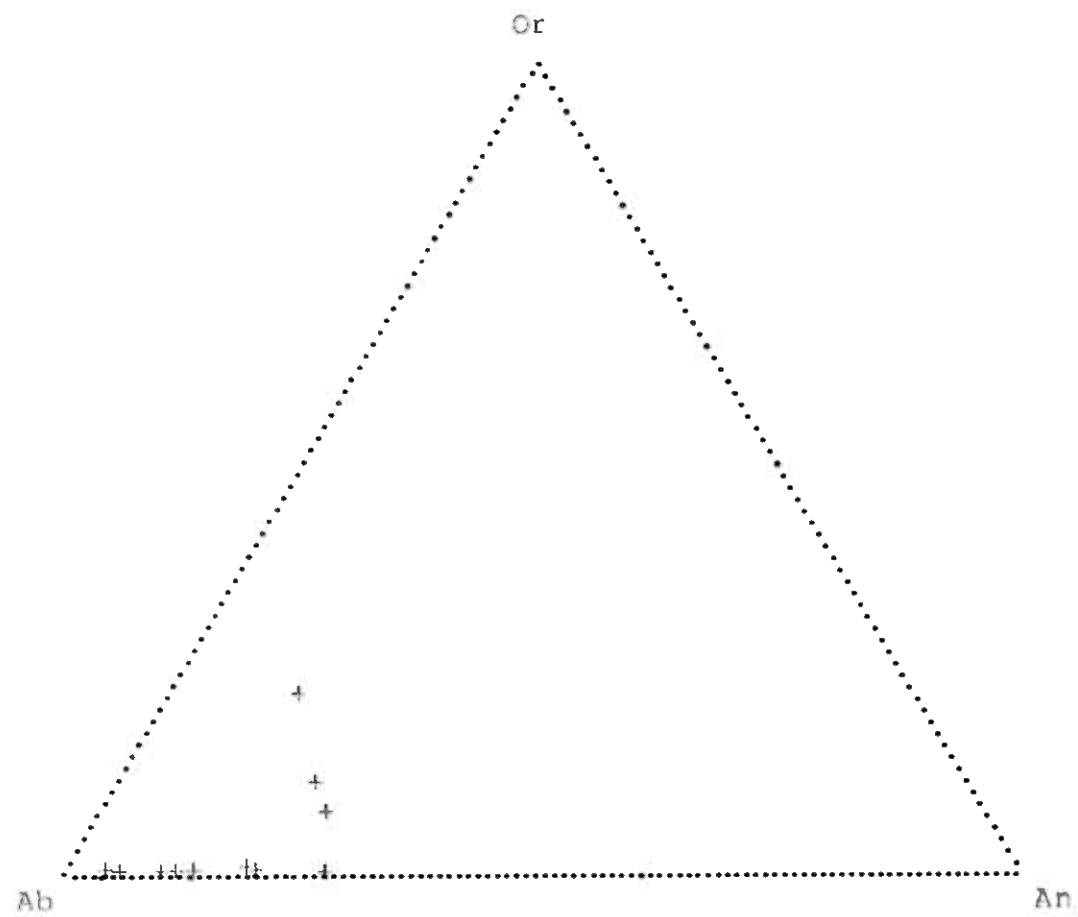
	0.25 m	1.55 m	2.05 m	2.45 m	4.34 m	5.15 m	6.15 m	45.25 m
% SiO ₂ ✓	71.50	71.18	71.04	72.76	62.68	49.18	66.86	49.50
% Al ₂ O ₃ ✓	13.47	13.76	12.61	11.94	13.57	15.77	14.05	17.01
% Fe ₂ O ₃ ✓	4.66	4.31	4.69	3.67	9.01	11.45	5.91	12.30
% MgO ✓	1.23	0.80	0.85	0.71	2.66	5.71	0.83	3.95
% CaO ✓	0.81	0.70	0.62	0.58	2.98	8.34	2.01	6.84
% K ₂ O	0.25	0.31	0.37	0.20	0.23	0.66	0.18	0.23
% Na ₂ O ✓	5.62	6.30	6.13	6.00	4.22	3.34	6.06	4.97
% TiO ₂ ✓	0.60	0.48	0.41	0.42	1.72	1.50	1.10	2.19
% MnO ✓	0.07	0.07	0.08	0.06	0.13	0.18	0.07	0.18
% ZnO	0.04	0.08	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
% Pb-Ni-Cr-Cu	0	0	0	0	0	0	0	0
x	3.34	5.62	3.76	2.40	2.78	5.80	4.78	4.90

K

x = % gløderest etter at SiO₂ er avrøket med HF. Dette er foretatt i forbindelse med analyse² av % SiO₂. Alle bestemmelsene bortsett fra Kiselsyren er tatt som elementæranalyse på AA og senere omregnet til oksyder.

167

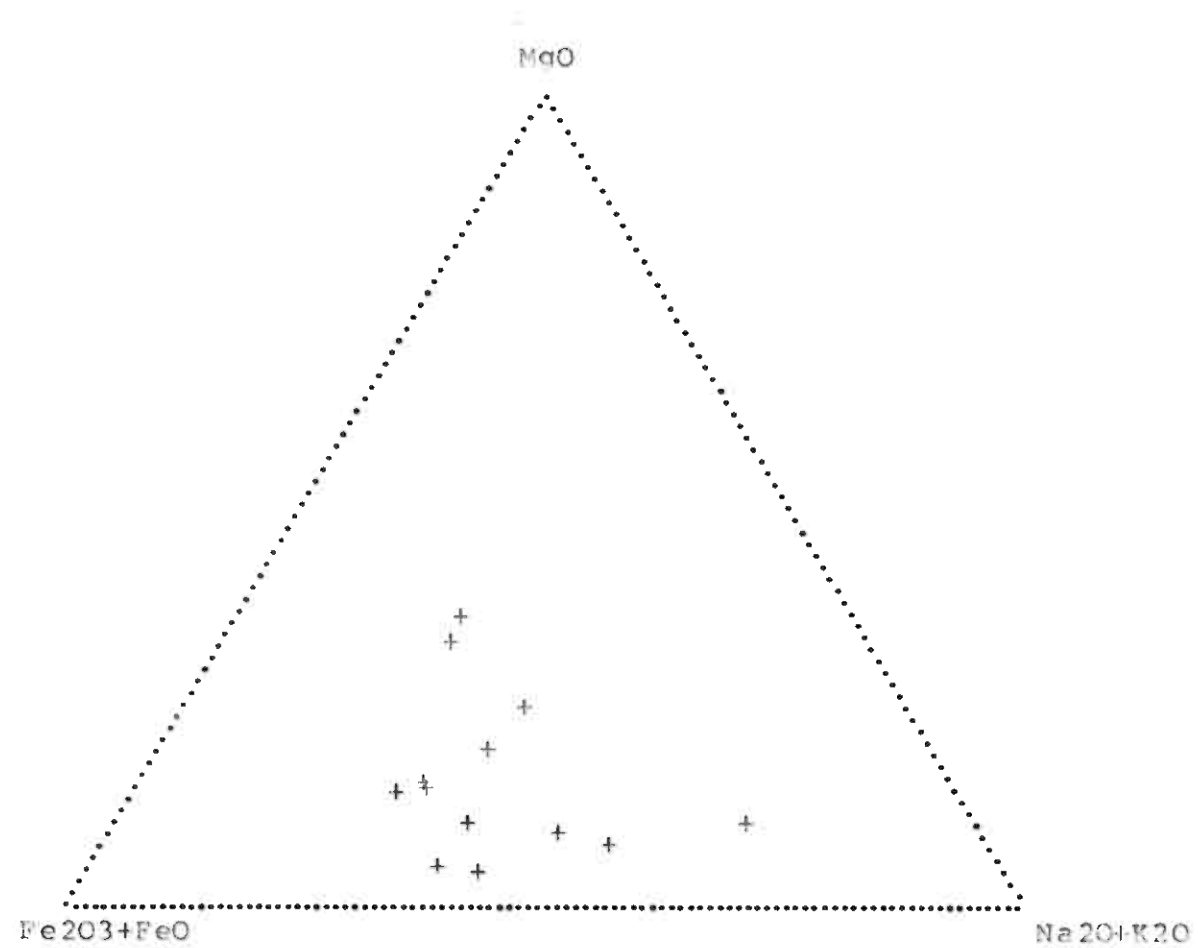
Kjemiker



Meso-norm

Ab	%	An	%	Or	%
✓ 50,42	95,6	2,33	4,4	0	0
✓ 42,70	79,0	10,73	21,0	0	0
✓ 47,45	80,6	11,09	18,8	0,32	0,6
✓ 53,38	86,4	3,40	13,6	0	0
✓ 35,16	64,5	7,28	13,4	12,03	22,1
✓ 47,26	88,3	6,27	11,7	0	0
✓ 23,92	68,9	8,20	23,6	2,59	7,5
✓ 36,86	68,1	11,26	20,8	6,00	11,1
✓ 38,98	94,2	2,39	5,8	0	0
✓ 48,52	89,7	5,59	10,3	0	0
21,95	72,7	8,25	27,3	0	0

50,42	53,49	58,06	53,53	54,12	54,11
2,33					
52,75	61,78	54,47	34,71	41,37	30,3



$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \%$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \%$	$\text{MgO} \%$	
12,61	55,2	6,85	30,0
11,12	55,4	6,11	30,4
10,67	46,7	7,88	34,5
7,38	53,4	5,11	36,9
5,76	44,6	6,07	46,9
8,61	55,2	6,39	41,0
9,36	58,9	5,79	36,5
8,11	41,3	4,58	23,4
11,25	58,8	5,31	27,7
1,23	24,2	3,36	66,0
2,72	39,8	3,62	52,9
6,44	40,2	5,71	35,7
9,62	43,9	5,30	24,2

12,61	55,2	5,76	44,6	11,25	58,8	
6,85	30,0	6,07	46,9	5,31	27,7	
3,36	14,8	1,09	8,5	2,59	13,5	$X + Y + Z = 100\%$
22,82	00	12,92		19,15		
11,12	55,4	8,61	55,2	1,23	24,2	$X + Y + Z = S$
6,11	30,4	6,39	41,0	3,36	66,0	
2,83	14,2	0,59	3,8	0,50	9,8	$100 \cdot 12,61$
20,06		15,59		5,09		22,82
10,67	46,7	9,36	58,9	2,72	39,8	
7,88	34,5	5,79	36,5	3,62	52,9	$100 \cdot X$
4,34	18,8	0,72	4,6	0,49	7,3	S
22,89		15,87	100,0	6,83	00	$X_1 + Y_1 + Z_1 = 100$
7,38	53,4	8,11	41,3	6,44	40,2	
5,11	36,9	4,58	23,4	5,71	35,7	
1,34	9,7	6,93	35,3	3,87	24,1	
13,83	0	19,62		16,02	43,9	
				9,62	24,2	
				5,30	31,9	
				203		
				21,95		

Na ₂ O	K ₂ O	Ca	Ni
Hbl - pyrox and Andesit	60.3 57.1	20.5 19.2	1.4 2.6
Basalt - and aug - hyp - and .	50.3 56.7	19.6 17.7	6.2 5.6
hyp/aug - and .	54.1 55.5	18.3 20.1	7.8 3.2
Hbl. - and Hbl/pyr - and .	53.6 59.0	19.4 18.8	4.4 3.9
Hyp/aug - and Basalt	58.2 47.6	17.6 16.2	1.2 2.1
Sc	Ebs	1 AB	Tab 2a
Dacit	72.15	14.6	1.4
"	67.9	14.6	2.1
Pyrox/and	54.7	17.2	2.6
"	55.2	16.9	3.0
Basalt and grst. and Dacit	> 47 50 54-60 67-72	% SiO ₂ % % "	

type burgan
olika

Vulcan	basalt	pyrox	p.g.a	SiO ₂ %	Und.	Dacit	Rhyodacit	Rhyolit.
Romania	25-47	50	54-60	67-72				
Habitat, Canada	45-51	51-54	54-58.5	58.5-67	67-73			
Superior Can grist.	49.2	45	55.9	65.6				
Andal Range, Can	44.7-47.63							
Noukold 1954	48.4		54.2					
Kucer 1964	49.0		60.-	66				
Tekoa, White 76	< 52		52-62	76.3				

The geological association of Canada
Special Paper No. 11
1972

TABLE 4:

Average chemical composition of volcanic rocks by classes, in Lake of the Woods, Manitou Lake and Wabigoon regions, Superior Province

Major Elements (per cent)														
Volcanic Class	No. of Analyses	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CO ₂	H ₂ O	P ₂ O ₅
Basalt	155	53.2	14.3	2.79	9.12	6.36	8.29	2.27	.35	1.01	.21	2.38	2.27	.27
Andesite	146	55.9	15.3	2.31	6.39	4.02	5.87	3.40	.02	.89	.15	2.48	1.75	.31
Dacite	79	65.6	15.2	1.37	3.30	2.05	3.59	4.10	1.41	.40	.09	1.30	1.01	.26
Rhyodacite	9	65.9	15.3	1.37	3.60	1.70	2.82	2.63	2.38	.57	.17	1.62	1.40	.12
Rhyolite	28	72.9	14.5	1.26	1.29	.68	1.20	3.60	2.10	.23	.07	.89	.71	.18

Minor Elements (per cent)														
Volcanic Class	No. of Analyses	Sr	Ba	Cr	Zr	V	Ni	Cu	Co	Zn	Pb	Ga	Sn	Ag
Basalt	155	175	125	277	119	343	163	90	38	118	4.8	28	1.16	.10
Andesite	146	280	270	133	167	240	129	108	29	88	7.8	27	.94	.12
Dacite	79	310	325	60	164	110	113	44	75	47	6.5	29	1.34	.16
Rhyodacite	9	220	436	93	177	112	106	32	25	60	5.3	26	1.59	.13
Rhyolite	28	150	429	20	169	54	87	20	20	52	7.2	29	2.19	.09

TABLE 5:

Weighted average composition of three volcanic belts in Superior Province and total average composition

Major Elements (per cent)														
Volcanic Class	No. of Analyses	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CO ₂	H ₂ O	P ₂ O ₅
Birch-Uchi	116	51.4	14.5	2.62	7.06	4.93	6.81	2.70	.67	.83	.16	2.84		
Lake of the Woods	420	54.3	14.9	2.37	7.3	4.81	7.25	2.78	.75	.97	.17	2.66	1.88	.26
Manitou Wabigoon	299	53.6	15.3	2.07	7.30	4.88	7.73	3.27	.58	1.13	.19	1.13	3.06	.14
Average Superior Province		54.1	14.9	2.35	7.24	4.91	7.29	2.92	.67	.94	.17	1.59	2.52	.21

Minor Elements (per cent)														
Volcanic Class	No. of Analyses	Sr	Ba	Cr	Zr	V	Ni	Cu	Co	Zn	Pb	Ga	Sn	Ag
Birch-Uchi	116	273	188	307	232	285	112	86	32	171	6	32	1.09	.11
Lake of the Woods	420	210	195	161	140	271	121	76	32	105	5	24	1.13	.11
Manitou Wabigoon	299	125	111	142	151	201	102	85	27	105	2	38	1.53	.12
Average Superior Province		201	141	203	181	288	105	82	29	107	4.7	31	1.57	.11

the massive volcanic rocks a limited extent steeply or vertically folded layered sequences are so Lake St. Joseph most conspicuous supracrustal units is a reflection of

Despite these variations synclinal, complex been seen a major important feature which intrude the have more than one The earliest decipher stand the rocks of some cases it is de

In the Island Lake volcanic group together have been long axes of the units. Trends of in the west. Small complex intersect are merely flexure continuously with very broad anticline are synformal. Associated with early axial surfaces.

In the Muskrat Lake the pattern is a simple in the central plunge of axial surfaces are lithological sequences Planar structures have upright axial At Lake St. Joseph folds are known obvious, affect the

DIVERSE LITT
HENV.

SUMMARY OF CONCLUSIONS - GEOLOGICAL MAPPING 1976.

For the completion of the 1:25,000 geological map of the Skorovas Concession Area, several areas were completed in detail;

- i) north Finnekudåma - east Grøndalsfjell - west Store Skorovatn
- ii) west store Skorovatn - Skorovatn Lia - east Skorovatn
- iii) S. Olatjønna - Nesaklumpen - South and south west Grubefjell.

- i) North - Finnekudåma: A continuation of the Finnekudåma dacite flow/pyroclastic/exhalite horizon westward and north
No outcropping mineralisation of special interest.

East Grøndalsfjell: Essentially comprising the Grøndalsfjell anhydrous gabbro, structurally overlain to the east by a dioritic screen which is in turn overlain to the east by a xenolithic screen composed of greenstone (pillow structures, prograded basic to dacitic lavas and exhalative mineralisation), gabbro rafts within a diorite and/or quartz-diorite/trondhjemite matrix. The easternmost prograded greenstones have minor trondhjemitic intrusions, a doleritic texture, and separate the Grøndalsfjell complex from the intrusive arc. This belt of predominantly prograded basic lavas is bound by fractures, and continues northward to form the bulk of Skorovas-klumpen, and southward, swinging westward towards Spissknulerklumpen, and southward, swinging westward towards Spissknulerklumpen. The prograded lavas are cut out before the latter locality is reached however, diorites with trondhjemites having an east-west tectonic contact with basic lavas and pyroclastics north-west of Jantjonnene.

West Store Skorovatn: The belt of highly flattened andesitic to dacitic pyroclastics occurring in the road-cut west of Store Skorovatn extends southward for ~2 km, where it appears to be cut out in the complex tectonic belt between the Grøndalsfjell massif and the intrusive arc. However, the pyroclastics occurring to the north-west of Jantjonnene are probably of the same horizon, appearing quite similar in the field. Dispersed sulphide mineralisation is directly associated with this horizon to the south-west of Store Skorovatn, where the stratigraphy appears to be inverted.

- ii) Skorovatn Lia: The belt of flattened pyroclastics extends from the western end of Store Skorovatn to the Lia area, where it is evidently interfolded in a complex manner with carbonate (so-called calc-rich) pillow lavas. As to the south of Store Skorovatn, dispersed sulphide mineralisation does occur, but more sparsely, exhalative jaspers or

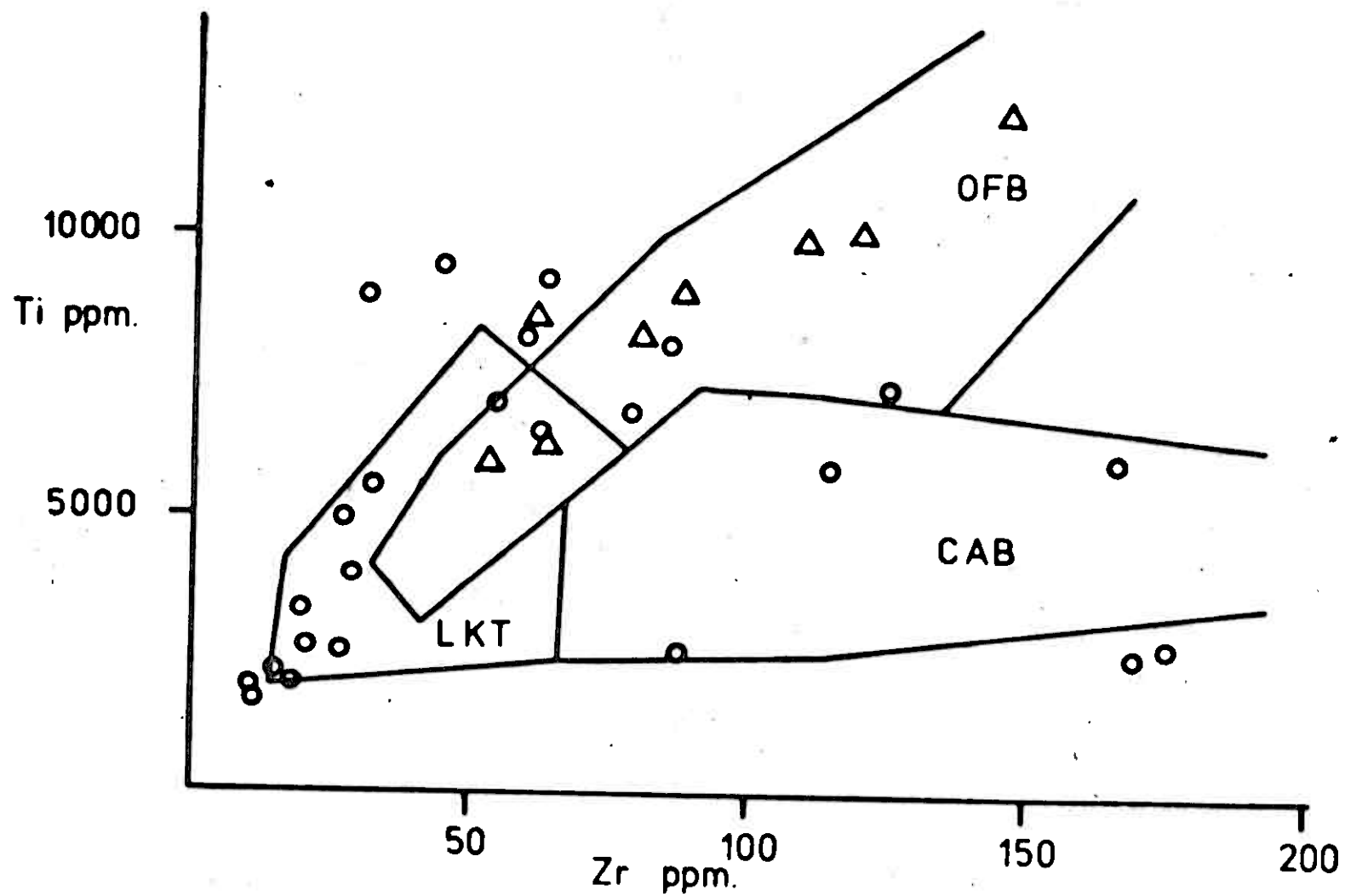
~~gabbro~~ cherts being predominant.

From the Lia area, the pyroclastic belt extends ^{a)} north-eastward where it is associated with the sulphide (pyritic) exhalative exposures on lower east Skorvaslumpen, and ^{b)} east to south-east towards and east of Skorvatn church, where the extrusive units have a cross-cut tectonic contact with trondhjemites of the intrusive arc. Considering the trend of extrusive units, including acid pyroclastics, occurring in the Heisehuset - Oppredningen section, it is most probable that the latter are stratigraphically equivalent to the pyroclastic units occurring east of Skorvatn church and westward to Store Skorvatn.

iii) South Olatjønna: Due to the structure of the Olatjønna - Stannestjønna section, stratigraphy is relatively easily evident within the extrusives. The extrusive units dip south-south-east, having f_1 fold axes plunging at low angles to the south-west, f_2 folding of broad tight style being relatively unimportant compared with the Nesaslumpen - Grubefjell areas. The low-lying and predominantly drift-covered ground forming the Olatjønna - Langtjønna basin is composed of dense, partly hornfelsed and variably magnetite-rich andesites and basalts. These lavas are intruded by acid material of conspicuous quartz-porphry character, evidently stemming from an intrusive centre north of Langtjønna - Olatjønna within the intrusive arc. These lavas are in contact with calc-rich pillow lavas to the south the contact zone being conspicuously marked by intrusive quartz-porphry sheets and their extrusive equivalents, both being conspicuously rich in sulphides, together with pyroclastics, pillow breccias and exhalative chert. The pyroclastics are similar and no doubt stratigraphically equivalent to those occurring on and west of Nesaslumpen and on Grubefjell, and also to those occurring in contact with the Skorvas orebody. However, the occurrence of substantial volumes of quartz-porphyrific material indicates the probability of a separate effusive centre to that of Grubefjellet in the Olatjønna area. During a proton magnetometer traverse between Olatjønna and Stannestjønna, an anomaly of ~ 2600 g. above normal lava noise (actual to 54000 g.) was delineated approximately 1 km south-west of Olatjønna. The results of this brief survey will be made available in the report following.

Nesaslumpen / South to South-West Grubefjell: It is evident that the pyroclastic / acid (dacitic) flow stratigraphies of these areas is continuous. Pyroclastics and pillow breccias of identical nature occur in contact with the orebody, in the north-Drøkervatnet / Finnefjerringhullet and on Nesaslumpen.

mpen. This broad horizon, which may consist of varying proportions of either pillow breccia, dacitic pyroclastic or acid tuffs has a complex outcrop pattern between the mine area and Nesarkumpen, due to structure and topography. It is evident that this horizon separates calc-rich pillow lavas from relatively acid (andesitic) to basaltic pillow lavas, the latter forming a horizon structurally overlying the orebody and decreasing in thickness toward Nesarkumpen and other areas away from the Skrorovas orebody. The following report will include detailed sections through Grubefjellet, showing the relations of these principal units with respect to the orebody and to the drillcore on 'Syd-malven'.



Ti-Zr Discrimination diagram for Skorovas volcanics

range in composition from tholeiitic basalt and basaltic andesite through icelandite and dacite to exceedingly rare rhyolite (Fig. 2). Basalts and basaltic andesites are by far the most abundant lavas and being originally quite fluid they have often formed extensive low-lying platforms around the central strato-volcanoes such as Mt. Michael on Saunders Island. Activity is much less explosive than in the calc-alkaline arcs, as is evidenced by the smaller volume of pyroclastic deposits. The latter are usually restricted to basic cinders, scoria and agglutinate forming small parasitic cones built by relatively mild Strombolian activity.

Apart from infrequent olivine and pyroxene-rich basalts which are partly of accumulative origin, the South Sandwich lavas are generally less porphyritic than those of a typical calc-alkaline series. This feature is particularly noticeable in the iron-enriched

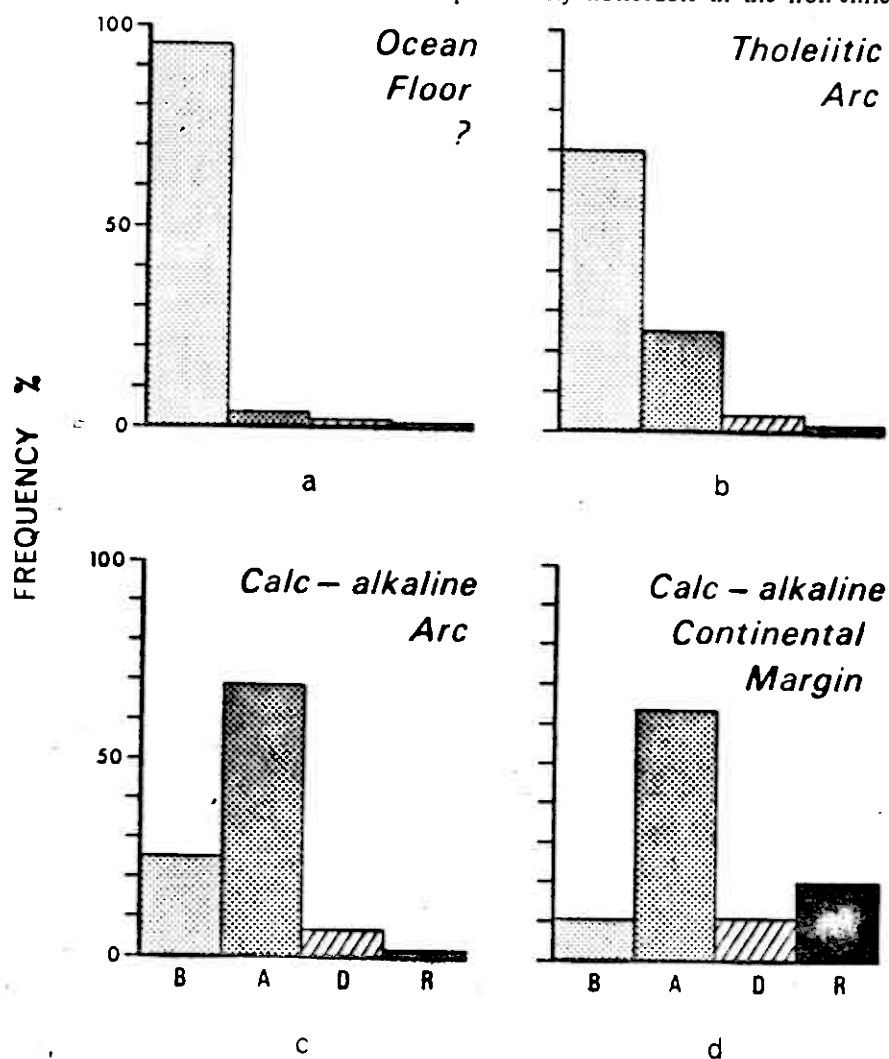


Fig. 2 - Estimated abundances of volcanic rock types in various environments. B: Basalt, A: Andesite, D: Dacite, and R: Rhyolite (or the nearest equivalents in the case of the tholeiitic suites). Proportions for the tholeiitic arc are based on the South Sandwich Islands and those for the calc-alkaline arc on the Lesser Antilles (both from Baker, 1968). Note that the histograms for the ocean floor and calc-alkaline continental margin are less reliable and are intended only for qualitative comparison. The figure for the ocean floor is based on general statements about abundances (e.g. Engel and Engel, 1970) and that for the continental margins is based on published and unpublished data from the western U.S.A., New Zealand and the Andes.

paratasy.

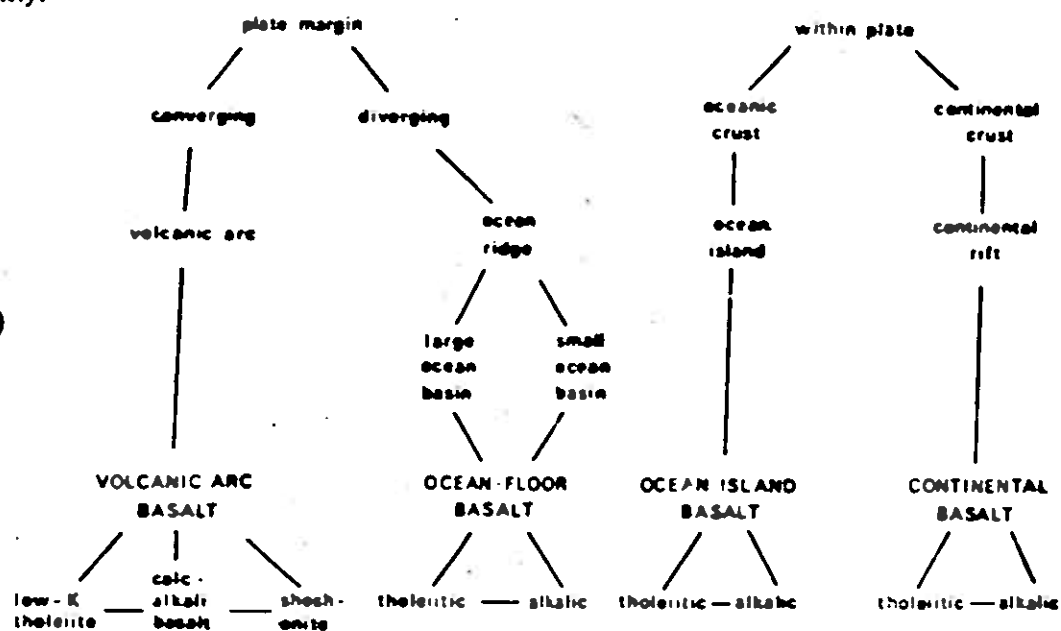


Fig. 1. Proposed classification scheme for basic volcanic rocks based on tectonic setting.

PROBLEMS OF LITHOLOGICAL IDENTITY IN THE SKOROVASKLUMPEN - GRØNDALSFJELL - GRUBEFJELL DISTRICT.

Fundamental problems arise in discussing the geology of the region because of the very general use of the terms TRONDHJEMITE, GABBRO and GREENSTONE.

In the Skorovass area, S. of Store Skorovass and in the N.-S. trending belt to the E. of Grøndalsfjell is a feature which has been shown on Geologisk Kart Trones (1958) as Trondhjemite transitional to silicified (Forkvartset) Gabbro transitional to sheared Granite.

In the area directly S. of Store Skorovass and N. of Dausjøen the

primary impression gained from the N.G.U. map is that the area is predominantly Trondhjemite with a small proportion of gabbroic remnants. This is a misleading impression. It is appropriate to consider the definition of Trondhjemite (s.s.) as given in the primary description by Goldschmidt (1916)

" I DEFINE TRONDHJEMITE AS A LEUCOCRATIC ACID PLUTONIC ROCK, THE CHIEF COMPONENTS OF WHICH ARE A SODA-RICH PLAGIOCLASE (OLIGOCLASE OR ANDESINE) AND QUARTZ.

POTASH FELDSPAR IS EITHER ABSENT OR PRESENT ONLY IN MINUTE QUANTITIES.

FERROMAGNESIAN MINERALS ARE PRESENT IN ACCESSORY AMOUNTS ONLY, THE CHIEF OF THESE BEING BIOTITE, TO STILL LESSER EXTENT AMPHIBOLE OR DIOPSIDIC PYROXENE. A COMMON ACCESSORY IN MANY TRONDHJEMITES IS PALE MUSCOVITE WHICH IS FORMED DURING THE

PNEUMATOLYTIC STAGE OF CONSOLIDATION OF THE ROCK. APATITE, RUTILE, ORTHITE AND ZIRCON MAY OCCUR AS MINOR COMPONENTS BUT OPAQUE ORE MINERALS ARE GENERALLY LACKING. A PALE RED GARNET MAY OCCUR, TOGETHER WITH BLUE-BLACK TOURMALINE IN SOME PEGMATITIC FACIES OF THE ROCK."

It is evident that the term TRONDHJENITE should be reserved to describe a rock consisting predominantly of quartz, sodic plagioclase with minor amounts of biotite muscovite or amphibole, OR THE

METAMORPHIC EQUIVALENT OF SUCH A ROCK.

Examination of the "trondhjemitic" belt from Store Skrovsten to Skrovsten village and to the east has revealed an intrusive body consisting predominantly of altered and textonised gabbroic - dioritic compositions.

Internal deformation and flattening in this belt has been intense and tectonism has affected all the units which compose it.

Because of the weathering of the albitic feldspar and chlorite in these rocks the surface appearance is generally much paler than in the basic gneisses and it is probably for this reason that, from a distance, they could be mapped as a single unit of trondhjemitic affinity. Structurally the body of rocks behaves coherently to some extent but within itself it is distinctly heterogeneous and shows a wide variety of altered gabbroic - dioritic rock types.

The least modified by mechanical forces are the amphibolitic bodies which can

be seen to form a nearly continuous belt along the centre of the feature as a whole, exposures are traced from (Y 5800, X 71450) to (Y 7700, X 70700)

- This coarse metagabbro is characterised by masses of dark green actinolitic amphibole
- locally intergrown with albite on a scale of 1-4 cm. which has been net veined by a felsic rock composed of albite and quartz ($\therefore$ striking brondhiemitic). Marginalizing the gabbro is finer grained and shows a pronounced flaser texture in which the feldspars are flattened and brecciated and the rock takes on an increasingly foliated and schistose appearance. The amphiboles are given a linear fabric and are replaced to a greater or lesser extent by chlorite.
- At the same time the irregular net vein pattern is subjected to tectonic flattening

with the result that the rock is a whole takes on the character of a foliated quartz diorite. Larger areas of brondhjemitic quartz diorite are found in outcrops as the belt is followed S. along the E. margin of Grøndalsfjæren and particularly in the strong ridge - features to the E. of the lakes (658 m.)
Refs. (Y 7400, X 67400) → (Y 7500, X 66250)

There are unequivocal relationships to show that the brondhjemitic material intrudes the gabbroic rocks and that this intrusion could account for the silicification of the gabbro.

However in the region (Y 7400, X 67400) and S. the rock takes on a massive igneous appearance and there is a coarse grained granular texture with pink

weathering of the feldspars. This may indicate the presence of a more K-rich granitic body within the belt. This conclusion can only be verified by petrographic study.

FROM THE POINT OF VIEW OF ORE GENESIS it is interesting that the Gabbro (that is metagabbro s.s.) in the S. part of the Gabbro - diorite - trondhjemite belt in the region just N. of Densjoen is particularly rich in pyrite which gives rise to a distinct rusty weathering. This type may be quite widespread as a feature of the belt of intrusives as a whole.

PROBLEM OF IDENTITY OF SCHISTS IN THE Gabbro - diorite - trondhjemite belt.

From studying certain sections of the net-veined metagabbro and the massive

amphibolite it has become apparent that the mechanical history of the rocks can be at least as important as the initial mineralogical constitution in determining the final outcrop appearance and weathering of the metamorphically produced product.

- For instance we observe :

Coarse grained amphibolitic meta-gabbro
(dominantly composed of Actinolite + feldspar)



deformation & recrystallization.

- Actinolite + chlorite + talc schist
or chlorite + talc schists.

See at Map. Ref. (Y 6100, X 71500)

The facility with which the basic rocks enter to chloritic and talc bearing schists is an important influence on the tectonic style in the region.

STRUCTURAL STYLE IN THE SKOROVAS - GRUBEFJELL AREA.

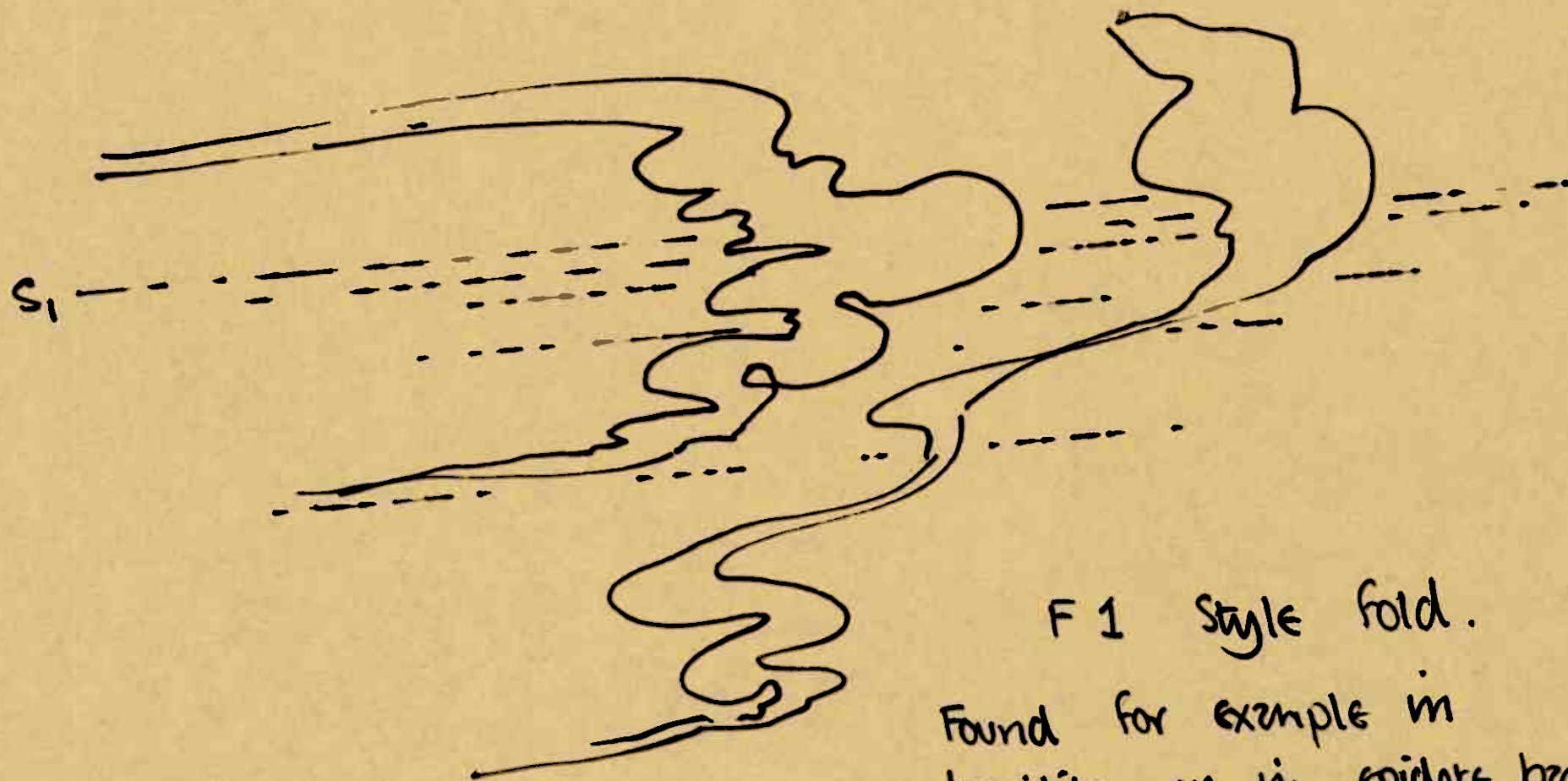
It is possible to recognise three styles of deformation in the region

- ① The early general tectonic flattening and folding, now revealed in the penetrative schistosity of the gneissosomes and tectonised intrusives, and the local isoclinal fold structures which are revealed in the rocks where distinct lithologies can be recognised viz. diorites, keratophyres or rhyolites in the more common gneiss lithologies.
- ② Continued deformation leading to localised movements confined to certain

horizons - leading to imbrication and rotation of the entire F_1 structures. In this way a number of thrust-like horizons were formed during the rotation and adjustment of layers at different structural levels.

③ Broad scale deformation of the sheet-like units deformed during F_1 and F_2 .

It is apparent that during the later stages of deformation bodies of massive rock such as the Grudalsfjell Gabbro would have been an important influence on the attitude and style of deformation in the region. Equivalent rôles may have been played by the volcanic piles formed by Store Skarvasklumpen and also, perhaps,



F1 style fold.

Found for example in
jaspilite or in epidote bands
in gneiss

Scale 2 cm $\rightarrow$ 10 m.
for fold wavelength



F_2 style fold typically in chloritic or
talc rich schists

Best exposure of this type (Y 7700, X 68060)

the pile of lenses which now form Grubefjell. One can form the concept of a stack of imbricate sheets which moulded themselves round the most resistant rock masses within the Gjenvik slice.

- There is no doubt that the trend of the ore body on Grubefjell reflects the axial trend of the F_1 early deformation in the Grubefjell gnestones. This is what one would logically expect. The originally isoclinal body has been subjected to folding and stretching on the B tension axis and has concentrated in a stack of imbricate fold closures.

ANY OTHER SIGNIFICANT ORE BODY IN THE REGION SHOULD BE ANTICIPATED TO OCCUR IN A SIMILAR SITUATION WITH ITS AXIS OF ELONGATION PARALLEL TO THE F_1 AXIAL TREND. (BROADLY SPEAKING).

However it should be noted that the F₁ trend can show significant differences from the general region to north, depending on the disposition of massive intrusive bodies and later folds or thrust movements controlled by them, or modified by them.

ON THE EQUIVALENCE OF THE GREENSTONES FROM N. and S. of SKOROVATN

This question remains unresolved for the present but there is evidence that the schistose calcareous (epidotic) greenstones of the Inner mts on Skorovæskelumpen could be in part the lateral equivalents of the epidote - rich amygdaloidal lavas found just below and N. of the mine and W. of Darsjøen.

THE GRØNDAHLSTJELL GABBRO AND ITS
POSSIBLE CONNECTIONS WITH THE UPPER
GREENSTONE UNIT (AMPHIBOLITIC GREENSTONES)
OF SKOROVASKLUMPEN.

Preliminary mapping of the E. part
of the Grøndahlstjell Gabbro shows a
body of considerable complexity.

The earliest rocks found in the massif
are layered olivine-gabbros showing the
classical structures ascribed to gravitational
settling during magmatic differentiation.

These bodies of layered material are of
limited extent, however, and are
contained within an envelope of
medium grained heterogeneous gabbro,
meta gabbro and hornblende diorite.

The most spectacular geological relationships

are seen in the region (Y 8600, X 7140)

Masses of unmetamorphosed layered gabbro are contained as apparent xenoliths in a leucocratic dioritic matrix which is transitional outwards to medium grained gabbro with xenolithic inclusions of fine grained amphibolitic gneiss with epidote knots and bands.

There is evidence that there was an active body of dioritic magma (Hornblende + sodic feldspar $\pm$ Qtz) which may have formed as a result of the concentration of water within and at the margins of the original gabbro body.

The activity of the hydrous phase is demonstrated by remarkable complex Hb - feldspar pegmatites which cut through both layered gabbro and Hb diorite. These may be several metres thick and are

obviously an effect of the later stages of deuteric activity within a water rich dioritic magma. Pegmatites occur as irregular patches as well as veins and are typical of the E. and N.E. margin of the Grøndalsfjell massif, in that region which is bounded by a complex zone of steep-angle reverse faults.

In addition to the Gabbro and Hb-diorite there are two other intrusive phases (a) black amphibolitic dykes - largely porphyritic (b) a systematic pattern of N.N.E. trending hornblende dykes.

The succession of intrusive phases can be summarised as follows

(1) LAYERED OLIVINE GABBRO

(2) HB DIORITE - DIORITE PEGMATITE

→ TRANSITIONAL TO META-GABBRO AND GABBRO WITH XENOLITHS

③ AMPHIBOLITIC DYKES - LOCALLY PORPHYRITIC

④ TRONDHJEMITIC DYKES.

All the phases of intrusion show effects of tectonism and the trondhjemitic dykes have a mylonitic texture where they intersect the N. to N.W. trending reverse faults.

It is of particular importance that the blue dykes show lithological similarity to the amphibolitic gneisses of the Gabbro's xenolithic margin (Y 8550, X 71600) — (Y 8450, X 71950) and further to the amphibolitic gneisses forming the upper unit of Skorovaskelumpen. This possibly explains why these rocks were mapped by Foslie as fine-grained gabbro. They appear to be a mixture of lavas, sills and dykes derived from a subjacent magma chamber — the true plutonic gabbro.

PRELIMINARY PROPOSAL FOR PROJECT:

EXPLITE STRATIGRAPHY AND FACIES VARIATION AS A GUIDE IN EXPLORATION AND STRUCTURAL INTERPRETATION IN THE METAVOLCANICS OF THE SKOROVAS REGION

Background:

Regional mapping in the Skorovas belt 1971 - 1975 has demonstrated certain problems in the correlation of volcanic units which are the result of

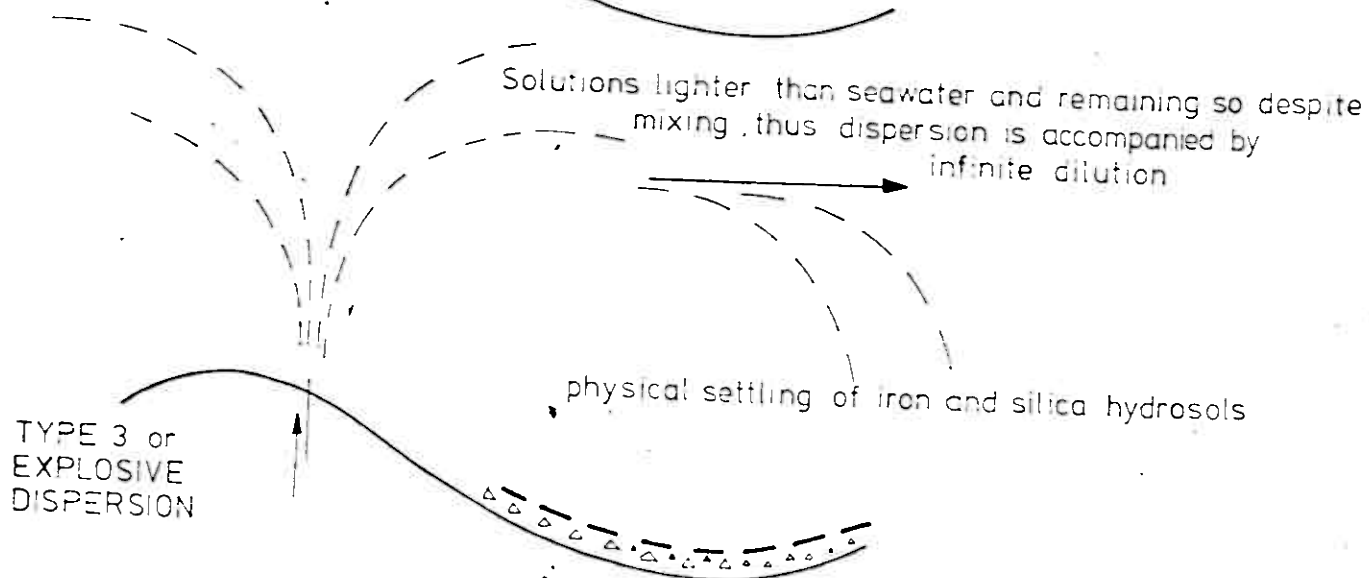
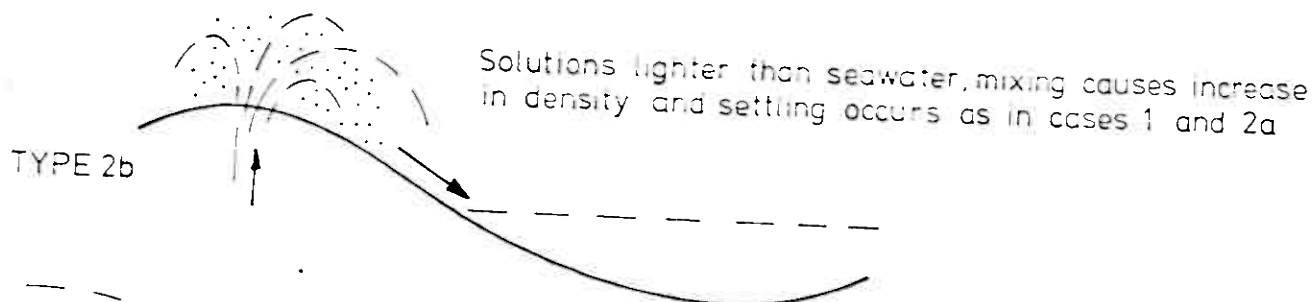
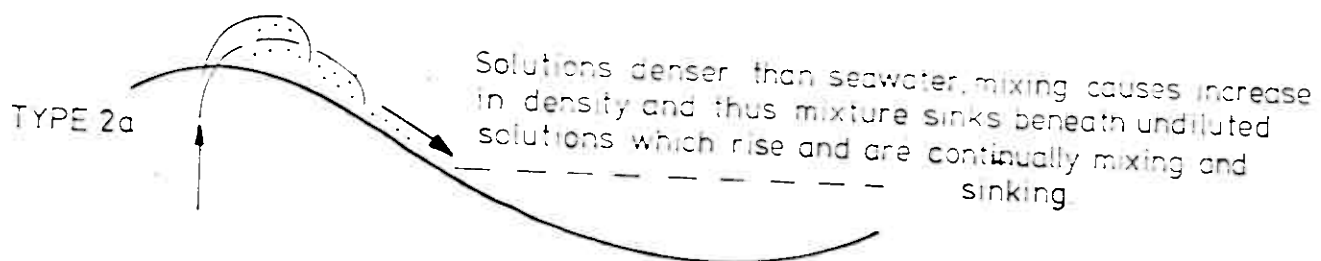
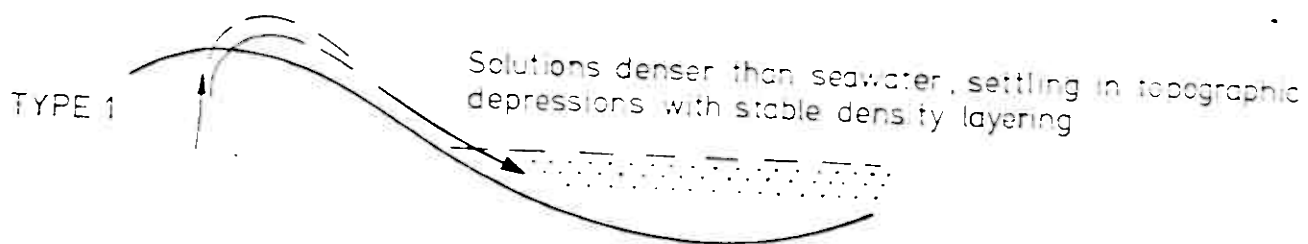
- (1) Primary lateral changes in volcanic facies of equivalent ages
- (2) coeval intrusive episodes (gabbroic and granodioritic) which cause some disruption of the stratigraphy.

The allocthonous nature of the "greenstones" and their associated intrusives has meant that the primary complexity of the volcanic sequence has been again magnified by tectonic work which the nappe has suffered. Because of gross differences in the competency of the component rock types, the geometry of deformation has been determined to a large extent by the distribution of competent rock types (lenses and intrusive masses of gabbro, Diorite and Granodiorite and compact flow units of acid composition, Dacite porphyries and aphanitic equivalents ("Keratophyres"). The primary folding and tectonic compression in the region has produced a general penetrative schistosity S_1 , which is related to isoclinal folding on various scales. Deformation continued by local sliding and thrusting which resulted in componental, translation and relative rotation of one relatively competent mass against another. The horizons along which this rotation and shearing occurred are frequently the limbs of minor and major isoclines of the first stage of deformation (F_1 by convention). The second stage of sliding and componental movements emphasises the heterogeneous style of deformation in the region and adds to the difficulty of correlation of the volcanostratigraphy. Tectonism within the slide horizons results in the development of shear folds and crenulation, occasionally producing a new penetrative schistosity (S_2) which is well displayed in highly deformed basic rocks in these horizons. (Pillows lavas and Gabbros and their tectonic facies equivalents).

Explite horizons:

Results of mapping during 1973 - 1974 - 1975 have demonstrated the close relationship between acid volcanism (various facies of dacitic volcanics, quartz porphyries, quartz-feldspar porphyries, pyroclastics, tuffs and indeterminate aphanitic equivalents viz: "Keratophyres") and the formation

SCHEME OF INTERACTION OF HYDROTHERMAL BRINES WITH SEAWATER Modified from Sato 1972.



of sedimentary layers rich in IRON & SILICA. These sedimentary layers vary in appearance according to the complexity of events which have produced them and their primary mineralogical facies.

All the geological evidence points to their formation as a result of the liberation of iron and silica into the marine environment during the climactic explosive phase of a dacitic eruption or in the SUBSEQUENT STAGES OF PHENOLIC ACTIVITY WHICH IMMEDIATELY FOLLOWED IT.

In general it is clear that the EXHALITES of the region mapped outside the FINE AREA, are DISPERSE PHENOMENA and contain only IRON and SILICA in significant amounts. In most cases, according to type B in the accompanying figure, the heavy metals of economic significance viz Cu, Pb & Zn will have been infinitely diluted in the sea water. In contrast the Fe and silica, which are in concentrations several orders higher in the initial solutions, become rapidly unstable in the oxidizing sea water and flocculate as iron and silica HYDROGELS (COLLOIDAL PRECIPITATES) which settle to the seafloor and form exhalite sediments in various states of reaction. According to the variation in bottom conditions the possibilities for bacterial reduction of Fe^{3+} in $Fe(OH)_3$ precipitates will vary, thus a variety of laterally equivalent facies may be formed:

- (a) Banded pyrite + magnetite + cherts (=Masskis)
- (b) Magnetite + siderite + hematite + cherts
- (c) Hematite + chert

All facies may rarely be represented in the same band, in which case the most oxidised assemblage, usually JASPER occurs as a capping some form of SPHERULITIC SILICEOUS SEDIMENT (CHERT) is always associated with the iron minerals of the exhalite, however its colour depends strongly on the concentration of iron within it and upon its state of crystallinity and oxidation. Locally also GRAPHITIC concentrations are found in the reduced facies as, for example, in FINNKRUDÅVA.

Experience in mapping has shown that the exhalite horizons are geologically valuable indicators for the following reasons.

- (1) They are the most laterally persistent of the volcanostratigraphy units and can both define and be traced through complicated fold structures to connect many of the isolated exhalite exposures (skjærer) mapped by FOSLIE.
- (2) They provide conclusive evidence of "way-up" in the volcanostratigraphy and can be used to determine the extrusive volcanic character of certain highly deformed acid bodies.
- (3) They are less subject to "tectonic facies" effects than many of the associated extrusive volcanic rocks.

IMPORTANCE IN EXPLORATION

The exhalites represent the distal effects of major acid eruptions with associated hydrothermal activity. For ore bodies to form, the metal-bearing solutions must be confined for physical or hydrological reasons to a REDUCED INTENSIVE ENVIRONMENT (e.g. Skarvas malm).

Mapping within the mine has, however, shown that the heavy metal enriched sulphide (REDUCED) facies of the orebody are laterally and vertically transitional to oxidised facies viz CHLORITE-MAGNETITE and CHERT facies, locally JASPERs.

The EXHALITES are thus valuable stratigraphic guides to possible ore-forming episodes in the volcanostratigraphy and could be used as tracers.

Frequently it is observed that the exhalite extends beyond the periphery of obvious acid rocks or acid pyroclastics because of the extreme dispersion with the colloidal suspension of iron and silica hydrosols. Thus the exhalite can also be a secondary guide to the sequences of geologically & economically interesting acid rocks in which a potential ore body could be found.

MICROSTRATIGRAPHY, STRATIGRAPHIC SETTING AND GEOCHEMICAL COMPOSITION OF THE EXHALITES.

The exhalites are clearly the most geologically useful criteria for progressive mapping in a terrain such as that surrounding Skorovas, and, in this sense the most valuable tool in exploration.

It is therefore proposed that a more detailed study of these units be undertaken with a view to the following objectives.

(1) To study and compare the microstratigraphy of bands in different part of the area in order to account for the complexity shown by certain band in certain facies (viz T-BANDS of NESAKLUPPEN - SVARTEBERGEN area), and to relate this stratigraphy to the sequence of fumarolic events. This should lead to improved correlation and characterisation.

(2) To investigate the geochemistry of the bands and determine the significance of whatever variations may be present laterally and vertically within them so that some criteria of POLARITY with respect to the eruptive and hydrothermal centre can be established.

Personnel, logistics and relationship to current work in the Grong project and Skorovas Gruber

It is suggested that the project be undertaken by I. Ferriday in collaboration with A. Haugen & O. Sivert Hembre (Norge) and C. Halls (S.B. R.S.M.)

Fieldwork has so far (1974 - 1975) been undertaken within the framework of the Grong project. A further season of fieldwork (2 men - 2½ month) is possible in 1976 in connection with the completion of 1:25,000 geological coverage (under discussion with A. Haugen).

SPECIAL ASPECTS OF WORK

(1) Possible diamond drilling: Short holes < 10 m. could be drilling at certain stations in the Ø Nesåvatn basin region to give definitive sections of exhalite stratigraphy.

To be discussed with O. S. Hembre.

(2) Investigation of use of magnetometer (ground magnetometer) as rapid tracer tool (OSH).

SUPPORT FOR LABORATORY WORK IN LONDON

Application is to be made to the NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL (N.E.R.C.) in London to obtain support for the proposed programme of laboratory work. The main aim of this application would be to obtain financial assistance for I. Farriday while working in London (R. S. M.) on this project.

For circulation & discussion

8 sept. 1975

Christopher Halls

of altered hornblende porphyry (unit 12) cut the breccia zone, but apparently do not extend beyond it into the surrounding rocks.

Sulphide minerals constitute roughly half the Faro ore zone and of these pyrite is the dominant member, constituting a quarter or more of the volume of the deposit. Sphalerite, galena, pyrrhotite, chalcopyrite, and marcasite constitute much of the remainder and occur in that order of abundance. Magnetite, arsenopyrite, bournonite, and tetrahedrite are present as minor or trace constituents among the more common minerals. Grain size and habit of the sulphide minerals differ. Pyrite forms the largest grains (as much as 5 mm across) and occurs as subhedral equant grains enveloped by quartz or sphalerite. It also forms masses or aggregates of smaller anhedral equant crystals. Sphalerite, galena, and chalcopyrite, in order of decreasing average grain size, occur as relatively small grains averaging between 0.2 and 0.3 mm across. Sphalerite is commonly associated with pyrite and also forms discrete layers or granular aggregates in which it is distinctly concentrated with galena, a common interstitial constituent. Minor chalcopyrite is intergrown with sphalerite and also forms exsolution blebs in that mineral. Pyrrhotite forms granular aggregates and is more abundant near the margins of the Faro deposit than in the central part of the body. It is invariably associated with chalcopyrite veinlets, but sphalerite and galena are also commonly associated. Quartz grains are equant and anhedral and average about 0.3 mm across; the mineral shows uniform extinction and has straight boundaries.

A gross, poorly defined layering, on a scale generally measured in several inches, is evident in much of the Faro ore and in the Swim and Vangorda deposits. This layering, outlined by segregation of the base metal and gangue minerals, is emphasized locally by streaking and form orientation of some of these minerals. Some layers contain quartz and pyrite with perhaps 5 or 10 per cent sphalerite and galena. Such layers alternate with others composed of 50 per cent or more sphalerite and galena, with a lower proportion of quartz and pyrite. Other layers, particularly near the edges of the sulphide mass, contain as much as 80 per cent pyrrhotite that is strongly form oriented. Boundaries between layers are gradational and the thickness of the layers changes from place to place. So far as can be determined the gross layering coincides with the transposition foliation, F_2 , in the host rocks. It dips southwestward at gentle to moderate angles in much of the Faro orebody, as does F_2 in the host rocks. The layering dips steeply in the northwest part of the orebody where the sulphide mass abuts against granitic rocks. Lamination corresponding to F_1 in the enclosing rocks is rarely seen in the Faro orebody and small-scale folds like those seen in the Swim and Vangorda deposits (Figs. 20, 23, 24) are uncommon. Figure 28 shows an example of a folded sulphide layer from the Faro deposit.

Narrow, regular, steeply dipping veinlets as much as an inch across are rare in and near the ore zone. When found, they cut across the layering described above and are generally filled with coarse-grained chalcopyrite, but also contain galena, sphalerite, and pyrrhotite.

The Faro orebody is a regular and continuous, southwest-dipping tabular lens. Its longest axis, about 4,800 feet, trends northwest. The deposit is about 1,200 feet wide and as much as 260 feet thick; the average thickness is about 120 feet. A fault, on which the southeast side has dropped 100 feet relative to the northwest, cuts the deposit near its centre (see Figs. 25, 26). A second fault near the southeast end of the orebody has movement of the opposite sense. The depth of the mineralized zone beneath the surface ranges between 600 feet at its centre and 200 feet near its northwest and southeast ends. The ore extends to the bedrock surface at the northwest extremity of the mineralized zone.

The main sulphide body interfingers with and terminates against granitic rocks on the northwest end. At this extremity the ore zone bows upward as shown on the cross-sections (Fig. 26). The thickness of the mineralized zone changes in a regular fashion (Fig. 25); it is

proportion of the mica minerals. Graphitic phyllite is absent or rare. Thinly laminated silty limestone with phyllitic partings occurs commonly in the upper 1,500 feet of this member.

Unit 3 includes well-foliated, silvery grey weathering, greenish grey chlorite-muscovite phyllite and biotite-muscovite phyllite as well as lenses of tuffaceous greenstone and amphibolite (3a). Because of the varied metamorphism of unit 3 the rocks grade in places into schist. The phyllite commonly contains 20 per cent or less quartz, but phyllite from the lower part of the unit contains more than 50 per cent quartz. Quartz and mica are segregated and form alternating folia and the difference in quartz content between phyllite of the lower and upper members is expressed in the thickness of the competent or quartz-rich folia. Folias are generally less than 2 cm thick. The proportion of chlorite or biotite to muscovite differs; in some places muscovite is the only mica, elsewhere biotite or chlorite may constitute 25 per cent of the volume of the rock. Graphitic phyllite of the lower member generally contains 25 per cent or more graphite with quartz and muscovite, but biotite and chlorite are absent. The thinly laminated, silty, phyllitic limestone of the upper member is composed of alternating laminae (one half to 2 cm) of nonquartzose phyllite and slightly silty, micritic to very fine crystalline grey limestone. In this rock the limy laminae are thicker than the intervening phyllitic ones.

The dominant layering in the phyllite is a crenulation foliation on which an older planar structure is transposed. The crenulation foliation is marked by recrystallization of micas along discretely spaced planes and the older planar structure is defined by compositional layering, at different angles to it, resulting from segregation of quartz and mica. The compositional layering in the silty limestone may represent bedding with mimetic foliation.

The tuffaceous greenstone (3a) that occurs in the upper part of unit 3 forms lenses several tens to several hundred feet thick and several hundred to several thousand feet long. It is more resistant to weathering than the enclosing phyllite and consequently forms many of the more prominent exposures of unit 3. The greenstone is fine-grained amphibolite, composed largely of intergrown, subhedral, short, prismatic crystals of actinolite with minor chlorite or biotite and local epidote. The rock contains interstitial quartz and plagioclase (commonly albite but locally andesine) in minor amounts as well as large skeletal crystals of ilmenite partly or wholly altered to leucocene. Minor amounts of carbonate occur interstitial to amphibole throughout the rock. A rough alignment of actinolite crystals lends the greenstone a distinct linear grain.

The greenstone bodies have a well-developed foliation near their margins but internally no such foliation is generally evident. Specimens from central parts of greenstone masses, in contrast to those from the margins, are generally coarser grained and commonly contain relict, partly altered crystals of augite, oxyhornblende, and andesine as well as the metamorphic minerals actinolite and chlorite.

Locally the greenstone includes pale green laminated, tuffaceous-looking rocks composed of fine-grained actinolite with lesser epidote and chlorite. Such rocks also occur as lenses in the phyllitic rocks.

Analyses of four specimens of greenstone from unit 3a are given in Table I. The specimens are of the freshest material available and are from widely separated localities in the map-area (Fig. 2); they are thought to represent a reasonable chemical variation for these rocks and because the analyses vary little among themselves their average is considered representative of unit 3a greenstone. Comparison shows that the greenstone is chemically similar to the average of thirty-seven alkali andesite analyses given by Nockolds (1954). Relict minerals found in the greenstone also suggest that the original rock may have been andesite.

Greenstone of unit 3a is decidedly more acid than the basalt of the Anvil Range Group (compare analysis E of Table I with I of Table II). The greenstone contains an average of 2.5 per cent more silica, 1 per cent more alumina, and 1 per cent less magnesia than the basalt. It should generally be possible, therefore, to distinguish these rocks from one another chemically if the physical characteristics used to separate them in the field are not apparent or if the two are closely associated, as at some localities where Anvil Range Group rocks unconformably overlie unit 3a greenstone.

TABLE I Analyses of greenstone of unit 3a

	A	B	C	D	E	F
SiO ₂	46.8	46.2	48.5	46.7	47.1	47.63
TiO ₂	1.68	1.60	1.38	3.12	1.95	2.84
Al ₂ O ₃	14.9	15.4	15.9	16.5	15.7	14.57
Fe ₂ O ₃	2.2	2.7	3.5	2.1	2.6	3.97
FeO	8.8	8.6	6.2	10.3	8.5	7.83
MnO	0.26	0.43	0.16	0.07	0.23	0.18
MgO	7.6	6.8	5.5	5.6	6.4	7.25
CaO	6.5	8.6	11.8	4.4	7.8	9.48
Na ₂ O	4.7	3.9	2.3	2.4	3.3	3.75
K ₂ O	0.2	0.2	0.4	1.7	0.6	1.20
H ₂ O ¹	4.2	4.1	4.9	5.8	4.5	0.78
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.13	0.59	0.25	0.52
CO ₂	0.1	0.1	0.2	2.3	0.7	
Total	98.1	98.8	100.9	101.6	99.6	

Location of analyzed samples

- A 62°20'N, 133°25' 1/2'W
 B 62°19' 1/2'N, 133°25'W
 C 62°14'N, 133°08'W
 D 62°25' 1/4'N, 133°09' 1/2'W

Analyst: S. Courville, Geological Survey of Canada

E Average of analyses A to D inclusive

F Average alkali andesite from thirty-seven analyses (Nockolds, 1954)

¹ Total Water Content

S.R.

Average composition of some igneous rocks
 Bull. Geol. Soc. Amer. 4/65 p. 1002-1032.

Unit 3 is dominantly of sedimentary origin; originally the phyllite probably was silty shale. A considerable proportion of the material comprising the phyllitic rocks may be of volcanic derivation, judging from the tuffaceous-looking folia in the phyllite. The greenstone (3a) probably represents extrusive andesite, as indicated by the local occurrence of relict oxyhornblende, but an intrusive origin for some of these bodies cannot be discounted. The finely laminated amphibolite was probably volcanic tuff.

Unit 3 is overlain unconformably by Pennsylvanian and Permian volcanic rocks along its northern and southern contacts and at one locality south of the Swim deposit, by Middle Devonian strata (unit 6). Its stratigraphic relations to units 2 and 4 are not clear, but judging from the difference in intensity of deformation, unit 4 probably overlies unit 3 unconformably. The stratigraphic thickness of unit 3 is unknown, but a thickness of about 4,000 feet is estimated.

Rocks of unit 3 are they are Ordovician or apparently overlies the Yukon Territory. Part outcrops north of Moun in the western part of L rocks and greenstones area (Wheeler, Green, age; they also resemble (Campbell, 1967, unit 4 equivalents and assigne of unit 3 on the north Lake map-area, about 1960a). Strata that are con., 1968) occur on (1967) has included the

Rocks of units 2 a slate to biotite, andah in these rocks include:

1. Quartz-muscov
2. Quartz-chlori
3. Quartz-chlori
4. Actinolite-chl
5. Quartz-biotit
6. Actinolite-chl
7. Quartz-actino
8. Quartz-chlori
9. Quartz-muscov
10. Quartz-biotit
11. Quartz-biotit
12. Hornblende-
13. Quartz-biotit
14. Hornblende-
15. Quartz-biotit
16. Quartz-diops
17. Quartz-diops
18. Quartz-diops
19. Quartz-biotit
20. Quartz-biotit
21. Quartz-biotit

The assemblages of regional metamorph biotite, garnet (local type of metamorphis areas metamorphosed

and volcanic rocks. The Anvil Range Group is therefore redefined here to include only those strata of volcanic affinity and of late Paleozoic age.

The Anvil Range Group is subdivided into three distinctive mappable formations: the lower, unit 8a, is a cherty and tuffaceous sequence as much as 2,000 feet thick; the middle, unit 8b, is a sequence of basalt and related volcanic rocks about 1,500 feet thick; and the upper, unit 8c, is a limestone formation with minor tuff of unknown thickness.

Unit 8a

The cherty formation is composed largely of pale green, greenish brown, light grey, and locally brick red, massive to thin bedded and laminated, more or less argillaceous and tuffaceous chert. The chert weathers an off-white and breaks into small chips; talus fragments are commonly covered with a thin film or dendritic growths of manganese oxides. Very finely divided flakes of a chlorite mineral are evenly scattered through the chert nearly everywhere and constitute a considerable proportion of its volume. Jaspers chert laminae, containing much very fine hematite, are common and locally lend the rock its distinctive, brick red colour. Thick sections of red jaspers chert occur only near the contact with volcanic rocks (unit 8b) where they commonly form a transition zone between greenish chert and massive andesite. Tiny pyrite cubes are scattered through the cherty rocks in most places. Relict 'radiolarian' spherulites, about 0.15 mm across, are common. Where evident, bedding and lamination result from alternations of more and less argillaceous chert. Innumerable tiny, irregularly oriented, quartz-filled fractures cut the chert. Massive breccia, composed of angular, but tabular, $\frac{1}{4}$ - to 2-inch-long chert fragments of all types set in a dark grey graphitic matrix are common throughout the sequence. They occur as lenticular beds as much as 200 feet thick, but constitute only a small proportion of the volume of the unit.

*lacking a
fine over*

A 3-foot-thick lens of slightly sandy, brownish grey weathering, light grey, bioclastic limestone occurs in the greenish impure chert about 200 feet below the base of the volcanic member at the fossil locality on Rose Mountain. No other limestone was found within unit 8a.

Laminated green chert and siliceous tuff, lithologically like rocks of unit 8a, but differing from them in locally containing abundant potash feldspar crystal fragments, occur extensively in Tintina Trench south of Pelly River bridge where this rock has been used as rip-rap for the abutments. These rocks contain no fossils and are thought to lie in a fault-bounded block. Their stratigraphic relations are therefore unknown. The age of these cherty and tuffaceous rocks is in question, but they are tentatively correlated with unit 8a, because of their similarity to that unit.

Unit 8b

The volcanic member of the Anvil Range Group contains numerous varieties of basaltic rocks and includes tuffs, massive amygdaloidal flow rocks and pillowed basalt; massive flows and pyroclastic types are most common. The rocks are medium to dark green and massive, they lack primary layering, and rarely show foliation. Hematite, dusted through the volcanics, is especially common in exposures on the north side of Pelly River. Epidote and quartz-filled veinlets are also common in the basalt and are most prominent in the belt of rocks paralleling Tintina Trench.

Basaltic flow rocks comprise a 'mat' of tiny saussuritized plagioclase laths about 0.2 mm long that constitutes about half of their volume. Subhedral, fresh, equant to short prismatic grains of augite, about 0.5 mm across, showing occasional zoning and twinning, are scattered through the rocks and locally make up about one third of their volume. Horn-

blende with a pleochroic scheme in brown is present locally as subhedral short prismatic grains. Patches of perminite, with characteristic purplish and bluish birefringence, is interstitial to the primary minerals. Small euhedral grains of epidote, a normally minor constituent, are scattered through the rock, and are generally associated with chlorite. Amygdules, most of them filled with coarsely crystalline calcite, are fairly common in most outcrops but are by no means present everywhere. Other amygdale fillings include chlorite or celadonite, chalcedony, clinozoisite, and chabazite.

Amygdaloidal pillowed basalt, mineralogically identical with that described above, occurs at several localities north of the Anvil Batholith. In these rocks the pillows are about 2 feet across and normally ellipsoidal. Pillows have chilled margins; their calcite-filled amygdules are elongate and commonly arranged radially within the pillows. Where depositional tops could be determined the rocks are upright.

Fragmental or pyroclastic basalt is common north of the Anvil Batholith, but also occurs in the narrow belt of Anvil Range Group rocks just north of Pelly River. The tuffs contain angular basalt lapilli and blocks set in an altered basaltic matrix. Most fragments are like the massive flow rocks described above, but some are more scoriaceous, consisting only of a dark, nearly glassy groundmass with tiny altered plagioclase laths. Most fragments are marginally chloritized. In some of the tuffs fragments of pyroxene and plagioclase crystals constitute the smaller pyroclastic material. The groundmass of the tuffs is similar to the fragments, but is generally extremely fine grained and strongly altered to a chlorite-rich mixture. Carbonate is an important constituent in the matrix and occurs also as cavity and vein fillings.

The basalt is thermally metamorphosed near contacts with granitic rocks of unit 11. Here the rock is a dense dark green hornfels containing abundant fine, randomly oriented, prismatic crystals of actinolite intergrown with albite.

Analyses of eight specimens of Anvil Range Group basalts are given in Table II. The specimens analyzed are from widely separated localities in the map-area (Fig. 2) and probably represent the range of chemical variation in these rocks. The specimens analyzed are of the freshest material available and most are massive or pillowed basalt. Amygdaloidal and veined rocks were not analyzed. The analyses show relatively little variation among themselves and the average calculated from them (given in Table II) is probably representative of the bulk composition of the volcanic part of the Anvil Range Group. Comparison with average chemical compositions of basaltic and andesitic rocks as given by Nockolds (1954) indicates that the volcanic rocks of the Anvil Range Group are most like alkali basalt, but that they differ from this mainly in containing less magnesia and lime.

Greenish amygdaloidal basalt tentatively included in unit 8b is found at a number of scattered localities along the southern slopes of Rose Creek valley. These rocks are distinctive in containing calcite-filled, ellipsoidal amygdules, but otherwise they are similar to fine-grained tuffaceous-appearing phases of unit 8b. They are commonly sheared and have a steep-dipping cleavage. The rocks consist largely of a very fine grained mixture of chlorite and quartz. Because these rocks are apparently fault bounded, their stratigraphic relations are unknown.

The relationship between the cherty and volcanic rocks of the Anvil Range Group is clear in the vicinity of Rose Mountain, where the contact between units 8a and 8b is well exposed at several localities. There the lower member grades upward, in a 10- or 20-foot-thick interval, from tuffaceous or argillaceous chert through siliceous or cherty tuff to massive tuffaceous basalt. Similar relations are also seen laterally. The change from volcanic rocks to chert across the width of Anvil Range is a result of facies shift. The general absence of

cherty rocks (unit 8) from dominantly Pelly River.

Unit 8c

Exposures of unit 8c limestone. Crinoid bioherms, but it is fossiliferous and the rock is essentially unaltered. In the presence of chlorite irregular fractures, visible in few outcrops, thickness can be gauged.



FIGURE 2. Sketch map and locality.

cherty rocks (unit 8a) north of the Anvil Batholith implies a change in the facies of unit 8 from dominantly volcanic north of Anvil Batholith to partly cherty in the vicinity of Pelly River.

Unit 8c

Exposures of unit 8c are of dense and massive, buff and light grey, and buff weathering limestone. Crinoid columnals are present in many places and the limestone is evidently bioclastic, but it is finely and pervasively recrystallized so that original textures are obscured and the rock is essentially a sparite. Minor quartz is present, but because grain boundaries are corroded, it is uncertain if this is diagenetic or detrital. Tuffaceous zones, marked by the presence of chlorite in the limestone, occur locally. The rock is commonly dolomitized along irregular fractures, but dolomite has not replaced the sparite itself. Bedding is distinguishable in few outcrops and for the most part the unit is so massive that no estimate of the thickness can be given. The minimum thickness of unit 8c is several hundred feet.



FIGURE 2. Sketch map of metamorphic mineral isograds in rocks of units 2 and 3 in Anvil area. Fossil localities and locations of analyzed greenstones are also shown and refer to tables of analyses.

TABLE II
Analyses of Anvil Range Group volcanic rocks

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
SiO ₂	44.3	42.4	45.3	43.3	46.6	44.5	45.9	45.0	44.7	54.20	47.63	45.78	46.77
TiO ₂	1.70	1.83	1.31	2.90	2.56	3.11	2.46	2.80	2.33	1.31	2.04	2.63	3.00
Al ₂ O ₃	14.4	13.6	12.2	15.7	15.3	15.6	14.1	16.8	14.7	17.17	14.57	14.64	14.65
FeO ₃	1.5	2.8	1.5	4.0	1.9	3.0	3.4	2.2	2.5	3.48	3.97	3.16	3.71
FeO	8.5	9.2	7.5	9.4	10.6	9.3	7.4	9.8	9.0	5.49	7.83	8.73	7.94
MnO	0.14	0.18	0.16	0.16	0.17	0.11	0.15	0.16	0.15	0.15	0.18	0.20	0.15
MgO	7.6	7.8	11.7	5.4	8.0	8.5	5.3	5.6	7.5	4.36	7.25	9.39	6.82
CaO	8.7	9.6	10.6	10.9	5.2	3.5	8.6	6.4	7.9	7.92	9.48	10.74	12.42
Na ₂ O	3.4	3.0	1.5	2.8	3.8	3.9	3.3	3.9	3.2	3.67	3.75	2.63	2.59
K ₂ O	0.01	0.01	0.9	0.3	0.7	1.0	0.01	0.4	0.4	1.11	1.20	0.95	1.07
H ₂ O ^T	5.1	4.0	4.0	3.5	4.7	5.4	4.3	4.8	4.5	0.86	0.78	0.76	0.51
P ₂ O ₅	0.17	0.20	0.12	0.17	0.24	0.37	0.42	0.24	0.21	0.28	0.52	0.39	0.37
CO ₂	5.2	1.2	1.4	0.5	0.3	0.1	2.8	1.2	1.6				
Total	100.7	95.8	98.2	99.0	100.1	98.4	98.1	99.3	98.69				

Anvil Range Group volcanic rocks north of Anvil Batholith

Anvil Range Group volcanic rocks south of Anvil Batholith

Average of analyses A to H inclusive

Average andesite, forty-nine samples; Nockolds, 1954

Average alkali andesite, twenty-seven samples; Nockolds, 1954

Average alkali basalt, thirty-six samples; Nockolds, 1954

Average alkali basalt without olivine, twenty-two samples; Nockolds, 1954

A 62°29' 12"N, 133°05' W

B 62°20' N, 133°09' 14" W

C 62°36' N, 133°45' W

D 62°25' 14" N, 133°09' 12" W

E 62°20' 12" N, 133°34' W

F 62°17' N, 133°12' W

G 62°18' 12" N, 133°28' W

H 62°21' 12" N, 133°38' W

Analysed by: S. Courville, Geological Survey of Canada

Unit 8c lies in direct contact dips steeply and Fossil evidence, however stone presumably overlies unit 8c and other strata the limestone lies in a fault.

Because Anvil Range units 3, 4, 5, 6, and 7, a unit 8 overlies progressively an interval of erosion folding of Devonian-Mississippian time. The unconformity also been recognized by (Wheeler, Green, and Roddick) formable relations between.

Rocks of the Anvil Range related sedimentation in limestone in the unit. To explain their impurity their silica could be derived from the chert member probably.

Foraminifera, possibly were collected from a thin unit 8b; Late Permian to Permian and probably feet or more of strata below.

The Anvil Range Group map-areas which have geographic evidence, and in rocks. Specifically, units are: map-unit 6 of Wheeler, Green, and Roddick (1954) and map-unit 15 of Courville mapped by Roddick and a Mississippian or younger between his Anvil Range and Glenlyon map-area.

The Pennsylvanian eugeosynclinal assemblage.

Serpentine and mafic fault north of the Pelley rounding rocks the serpentine magnetic data for Taylor an accurate check on (Fig. 3).

Unit 8c lies in direct contact with cherty and volcanic rocks near Grew Creek, but the contact dips steeply and it is not clear from the exposures which rocks are the youngest. Fossil evidence, however, indicates that unit 8c is younger than units 8a and 8b and the limestone presumably overlies the cherty and volcanic rocks at Grew Creek. The contact between unit 8c and other strata is not exposed elsewhere in Tintina Trench and it is assumed that the limestone lies in a fault-bounded block.

Because Anvil Range Group strata rest at various places in the map-area on rocks of units 3, 4, 5, 6, and 7, an important unconformity is postulated at its base. In Anvil Range unit 8 overlies progressively older strata southward, and the unconformity therefore represents an interval of erosion following at least considerable tilting, but more probably open folding of Devon-Mississippian and older rocks in Late Mississippian or Early Pennsylvanian time. The unconformity beneath Anvil Range Group strata is a regional one that has also been recognized below rocks correlative with unit 8 in adjacent parts of the Yukon (Wheeler, Green, and Roddick, 1960a, 1960b). Campbell (1967, p. 61) postulated unconformable relations between his Anvil Range Group and older strata.

Rocks of the Anvil Range Group represent an episode of widespread volcanism and related sedimentation under largely marine conditions, as attested by the fossils discovered in limestone in the unit and by the presence of local pillow structure in the volcanic rocks. To explain their impurity, the cherty rocks are thought to contain much tuffaceous material; their silica could be derived in part by solution from pyroclastic ejecta. The pebbly rocks in the chert member probably represent intraformational breccias.

Foraminifera, possibly of latest Pennsylvanian but probably of Early Permian age, were collected from a thin limestone lens within unit 8a, 200 feet below the contact with unit 8b; Late Permian foraminifera are found in unit 8c. The Anvil Range Group is evidently Permian and probably ranges down into the Pennsylvanian, judging from the 1,500 feet or more of strata beneath the lowest fossils discovered in the group.

The Anvil Range Group is correlated with similar cherty and volcanic rocks in adjacent map-areas which have previously been dated as Mississippian or younger on indirect stratigraphic evidence, and included in a general way with extensive Devon-Mississippian clastic rocks. Specifically, units in Selwyn Basin roughly correlative with the Anvil Range Group, are: map-unit 6 of Wheeler, Green, and Roddick (1960a, 1960b); map-unit 7 of Poole, Green, and Roddick (1960); map-unit 13 of Blusson (1966); map-unit 8 of Gabrielse (1967b); and map-unit 15 of Campbell (1967). Rocks of the Anvil Range Group were previously mapped by Roddick and Green (1961a) in the present area as unit 8 and tentatively assigned a Mississippian or younger age. Campbell (1967) has suggested the possible equivalence between his Anvil Range Group rocks and Permo-Triassic volcanic strata in southwestern Glenlyon map-area.

The Pennsylvanian and Permian Anvil Range Group, is the northernmost known eugeosynclinal assemblage of that age in the Canadian Cordillera.

Unit 9

Serpentinite and related peridotite occur in a narrow continuous belt along Vangorda fault north of the Pelly River and are mapped as unit 9. Though more recessive than the surrounding rocks the serpentinite outcrops fairly well because of the local rough terrain. Aero-magnetic data for Tay River area closely outline the known serpentine bodies and provide an accurate check on occurrences and extensions of small bodies covered by overburden (Fig. 3).

INSTRUKS FOR BRUK AV APEX-INSTRUMENT I FELT.

Generelt.

1. Instrumentet trenger en operatør.
2. Operatøren fjerner alt av unødvendig metall på seg før han begynner måling (eks.vis stor beltespenne, stål-rem på klokke, ryggsekkmeis).
3. To 9V transistor batterier, må skiftes etter ca. 50 timers kontinuerlig bruk. Batteriene er gode så lenge out-phase nål ligger i det grønne feltet på meteret.
4. La temperaturen i instrumentet bli lik omgivelsene, før man foretar o-justering. Sett derfor instrumentet ut før det foretas justering.
5. Ved justering brukes bare et lite skrujern.

Bruk.

1. Juster skulderstroppen til passe lengde, slik at instrumentet henger så høyt over bakken som mulig, og at man samtidig kan gjøre behagelig avlesning.
2. Finn et flatt og antatt nøytralt område, uten elektriske og magnetiske forstyrrelser, og o-juster avlesning på begge metre. Bruk mest mulig 100 ppm-skalaen fordi denne gir best dybdevidde.
3. Press ikke instrumenentet ned, bare gi det sidestøtte med hånden. Hold ikke hånden over eller rundt metrene.
4. Hold instrumentet parallelt med bakken under måling, enten det er flatt eller stigning/fall.
5. Vanligvis måles med fast avstand mellom punktene. Over anomalier forsøkes registrert alle max og min-avlesninger ved at man har instrumentet innkoblet hele tiden og beveger seg langsomt langs profilet. Ellers slås instrumentet av mellom hver avlesn.
6. Over anomalien skal måles i begge retninger, eksempelvis fra vest mot øst, deretter fra øst mot vest.

RETNINGSLINJER FOR TOLKNING AV MÅLTE APEX-ANOMALIER.

1. Anomalitopp omtrent rett over leder, posisjonen avhengig av fallet til lederes kant.
2. Det måles inn på ledere fra begge retninger (heng-og liggside) for å få mer informasjon om lederens fall. Kan ved dette også bestemme om dobbelt-toppet anomali er en enkelt eller en dobbelt leder.
3. Relativ ledningsevne i overdekningen kan bestemmes ved å bære instrumentet lavere, Imag-komp. (out-phase) vil da registrere variasjonene i overdekningens ledningsevne. Store variasjoner i ledningsevnen, vises som Imag-anomalier og praktisk talt ingen Reell-anomali.
4. Bestemmelse av dypet med Reell-komp og standard kurve når forholdet $\text{Reell-komp} : \text{Imag-komp} (\text{Re/Im})$ er stort.
5. Hvis forholdet er lite, er dypet mindre enn Standard-kurven viser.
6. Hvis ledere er meget liten, vil den ligge grunnere enn kurven viser og registreringen vil være svært smal.
7. Høyt forhold Re/Im viser gode ledere.
8. Re/Im påvirkes av dypet til ledere. Det blir større dess større dyp til ledere.
9. Ledere på større dyp, gir bredere og flatere topp-anomali.
10. Magnetiske soner gir negativ Reell-komp, når magnetisme er sterkere enn ledningsevne. Dette kan kontrolleres mot Imag-komp.

A. Haugen

22/2-74.