

Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 3753	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Fortrolig
Kommer fra ..arkiv USB	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel En undersøkelse av et mineralisert område på Kongsfjell, Korgen, Nordland Bind I				
Forfatter Lindahl, Ingvar Johan		Dato 18.12 1968	Bedrift NTH Bleikvassli Gruver A/S	
Kommune Hemnes	Fylke Nordland	Bergdistrikt Nordlandske	1: 50 000 kartblad 19261	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi Geofysikk	Dokument type		Forekomster	
Råstofftype Malm/metall	Emneord			
Sammendrag Kartbilag til rapporten finnes i Bind II (rapport BV 3754).				

geol. arkiv Åga
boks 717-1926I

USB Boks 34
Hemnes

rapport nr DL 6801

Konfidensielt

2

Det store eksamensarbeid

i faget

Malmgeologi

for

Ingvar Johan Lindahl.

En undersøkelse av et mineraliser område på Kongsfjell,
Korgen, Nordland.

På Kongsfjell, øst for Bleikvassli, Nordland, forekommer vidtspredd Pb-Zn og Cu sulfider i områdets metamorfe skifre. Området skal undersøkes ved hjelp av elektromagnetiske målinger og geologisk kartlegging, samt prøvetaking for å bestemme dets økonomiske muligheter. (Området skal måles geofysisk av A/S Bleikvassli Gruber, som da stiller resultatene til disposisjon for bearbeidelse, mens områdets geologi skal kartlegges nøyaktig av kandidaten ved hjelp av det geofysiske stikkningsnett. Det blir brukt resultatene fra tidligere geokjemiske undersøkelser i området.)

På basis av egen kartlegging og andre observasjoner, samt de geofysiske og geokjemiske resultater, forsøk å komme frem til et riktigst mulig bilde av områdets geologiske oppbygging, mineraliseringens mineralogiske type(r) og deres forhold til geologien. Prøv å tolke disse resultater med hensyn til malmulighetene og kom med grunnet forslag til eventuell videre prospektering.

P. M. Vokes (sign.)

I N N H O L D	Side
FORORD	1
Kommentarer til oppgavens tekst	2
Arbeidsopplegg - utførelse av oppgaven	2
INNLEDNING	7
Feltbeliggenhet	7
Adkomst	7
Feltbeskrivelse	7
Tidligere arbeider i området	10
Utførelse av geokjemi	11
Utførelse av geofysikk	13
D E L 1	
G E O L O G I S K K A R T L E G N I N G	
Regional geologi	15
Detaljgeologi	16
Beskrivelse av de forskjellige enheter	16
Kalkglimmerskifer	16
Amfibolitt-sonen	18
Marmor	19
Granat-glimmerskifer	20
Amfibolitt-granat-glimmer-fels	27
Overgangsbergarten mellom granat-glimmerskifer og kvarts-feltspat-muskovit-gneis	30
Kvarts-feltspat-muskovit-gneis	30
Granat-biotit-skifer	32
Undersøkelse av kvarts-feltspat-muskovit-gneisen	34
Vurdering og tolking av resultatene	36
Tektonikk	41
Lagdeling og skifrihet	41
Sprekker og forkastninger	41
Skyvesone(r?)	45
Linjasjon	46
Foldning	47
Foldefaser	51
Stratigrafi	52

D E L 2
M I N E R A L O G I S K E T Y P E R

Innføring	54
Generell beskrivelse av mineraliseringene på Kongsfjell	55
Kort skjerpbeskrivelse	56
Skjerp XII	56
Skjerp XIII	58
Skjerp XIV	58
Skjerp XVI	58
Skjerp XVII	60
Mineralogi	60
Beskrivelse av de enkelte mineraler	63
Sphalerit	63
Chalcopyrit	65
Galena	67
Cubanit	69
Pyrrhotit	71
Grafit	72
Magnetit	73
Ilmenit	74
Pyrit	74
Marcasit	75
Molybdenit	76
Bornit	76
Fe-hydroksyd-limonit	77
Valleriite	77
Covellin	78
Rutil	78
Bismuth	79
Cobolt-pentlandit	81
Kobber	85
Pentlandit	85
Hessit	85
Hackinawite	86
Hematit	87
Fahlerts	87

Breithauptit	89
Bournonit	89
Boulangerit	90
Dyscrasit	90
Cobolt-ullmannit	91
Uidentifiserte mineraler	92
Korngrænsforhold for hovedsulfidene	94
Metanorittstemperatur ut fra malmmineralogi	95
Fordeling av Cu, Zn og Pb	96
Sporelementfordeling	100
Sammenstilling	106

D E L 3

M A L M M U L I G H E T E R - P R O S P E K T E R I N G

Malm verdi	107
Cu-konsentrat	107
MoS ₂ -konsentrat?	108
Pb-konsentrat	109
Zn-konsentrat	111
Andre elementer av betydning	111
Muligheter for malm	112
Gehalt	112
Størrelse	113
Forekomstens beliggenhet	114
Vurdering av resultatene	115
Mulige prospekteringsmetoder	115
Råd om videre undersøkelse	116
Sammendrag	118
Litteraturliste	
Oversikt over bilag og vedlegg til diplomen	
BILAG 1 - 4	

FORORD

A/S Bleikvassli Gruber har gitt økonomisk støtte under feltarbeidet og takkes for dette ved adm. direktør H. Pangel. Under feltarbeidet har direktør Jonson, driftsbestyrer Hugaas, Geolog Kruse, oppredn. ing. Leistad, cand.geol. Kleive Hering og stiger E. Hansen vist interesse, gitt veiledning, og bidratt med verdifulle momenter og gitt opplysninger.

Professor F.H. Vokes takkes for verdifulle momenter ved besøk i felten og under bearbeidelsen av oppgaven på Geologisk Institutt. Jeg retter også en takk til prof. Chr. Oftedal, amanuensis S. Bergstøl, vit.ass. T. Vrålstad for verdifulle momenter. Opprednings-Instituttet med prof. Mortensen i spissen som har gitt viktige opplysninger vedrørende oppredningsproblemer og konsentreringspriser., laborant Rønne for velvillig veiledning og preparatene Frøseth og Isaksen som har laget plan - og tyngslipene.

Sist men ikke minst vil jeg takke min kone, som har skrevet oppgaven på maskin og dessuten fargelagt en del av de geologiske kart.

Trondheim 18/12 - 1968.

Ingvar Lindahl
Ingvar Lindahl

Kommentarer til oppgavens tekst

Ut fra teksten vurderes oppgaven som tredelt. De tre hoveddelene som blir tillagt omtrent like stor vekt blir da følgende:

1. Geologisk kartlegning på det geofysiske stikningsnett for å klarlegge den geologiske oppbygning.
2. Bestemmelse av mineraliseringens mineralogiske typer og stratigrafiske stilling.
3. "Malm"muligheter med forslag til videre prospektering.

For å klarlegge den geologiske oppbygning er det først og fremst utført detaljgeologisk kartlegning i målestokk 1 : 2000. Dessuten er bergartene prøvetatt og studert i tynnslip og ved analyser.

For å løse den andre del av oppgaven er de mineraliserte soner prøvetatt. Prøvene er delvis analyserte ved laboratoriet til Bergverkselskapet Nord-Norge A/S i Andfiskåga, og delvis ved Geologisk Institutt NTH. Det er også anvendt planslip.

For å vurdere malmmulighetene og eventuelt anbefale videre prospektering, er resultatene fra første og andre hoveddel av oppgaven brukt. Dessuten er det trukket inn andre momenter.

Arbeidsopplegg - utførelse av oppgaven.

Opgavens tekst ble mottatt på Bleikvaesslia postkontor den 13/8 om ettermiddagen og besvarelsen levert den /12. At det er brukt tid utover de tre fastsatte kalendermåneder skyldes dager med dårlig vær under feltarbeidet, reisedager og diverse annen heft godkjent av prof. Vokes etter søknad. Effektiv arbeidstid er ca. 3 ½ måned.

Feltarbeidet ble utført i tiden 13/8 - 13/9 og 1/10 - 3/10. At dette ble gjort i to etapper skyldes at selskapets Cobra bormaskin var i ustand i slutten av første periode da den skulle brukes til prøvetaking.

Første og størstedelen av tida i feltet ble brukt til kartlegning på det geofysiske stikningsnett, fra målingene sommeren 68. Det var til dels meget problematisk å finne stikningsnettet da dette utenom basislinjene var merket med røde sløyfer, (20 - 30 cm lange plastbånd, festet til bakken på forskjellige måter).

Kartlegningen ble utført på mm - papir i målestokk 1 : 2000. Det ble brukt A 4 format i felten da dette var lettest å behandle. Hver profillinje ble gått opp og bergartsgrensene avmerket. Bergartsgrensene ble samtidig gått opp og knyttet sammen mellom profillinjene.

Etter dette ble enkelte tynne stratigrafiske lag som kunne tjene som ledehorisonter oppfulgt ekstra nøyte. Videre ble det bestemt hva som var årsaken til de forskjellige rustsoner, med grundig banking med tung geologisk hammer. Skyvesoner og eventuelle forkastninger ble også undersøkt nøyere.

Bergartene ble prøvetatt samtidig med den geologiske kartlegningen. Det ble tatt prøver av typiske bergarter og spesialiteter. I kvarts - feltspat - muskovitt - gneisen er det tatt prøveprofiler for å finne eventuell variasjon i K_2O og Na_2O innholdet innen de forskjellige stratigrafiske lag, og dessuten forskjell i innholdet av de samme elementer i de vestlige synklinaler og det østlige gneisområde. (se geologisk kart M 1 : 5300)

De forskjellige mineraliseringer er vurdert med hensyn til maktighet og strøklengde og prøvetatt med typiske stuffer og spesialiteter. For å finne forholdet mellom mengden av Cu, Zn og Pb er det samlet flere små prøver fra samme mineraliserte lag, som er slått sammen til en analyse. Disse prøvene er tatt i relativt rike partier.

For å få en riktig bestemmelse av gehalten er det i den mineraliseringen som synes størst og mest gunstig skutt ut en prøvegrøft. Dette for å få frisk bergart. I prøvegrøften er det tatt "chip samples" (Vokes 1967, p.36). Det er så samvittighetsfullt som mulig forsøkt å ta ca. 3 cm² utsnitt av alle lag. I de rikeste partier hvor bergarten er relativt massiv med ujevn mineralisering er prøvestørrelsen øket til ca. 5 cm. Resultatet skulle dermed bli riktigere.

Til prøvetakingen ble det brukt en Cobra bormaskin med utstyr som måtte børes fra Bleikvassli, en strekning på 5 km og 500 m stigning. Det ble boret 71 huller a ca. 35 cm som etter skyting ga en ca. 15 m lang grøft. God hjelp til baring, boring og skyting ydet folk fra selskapet.

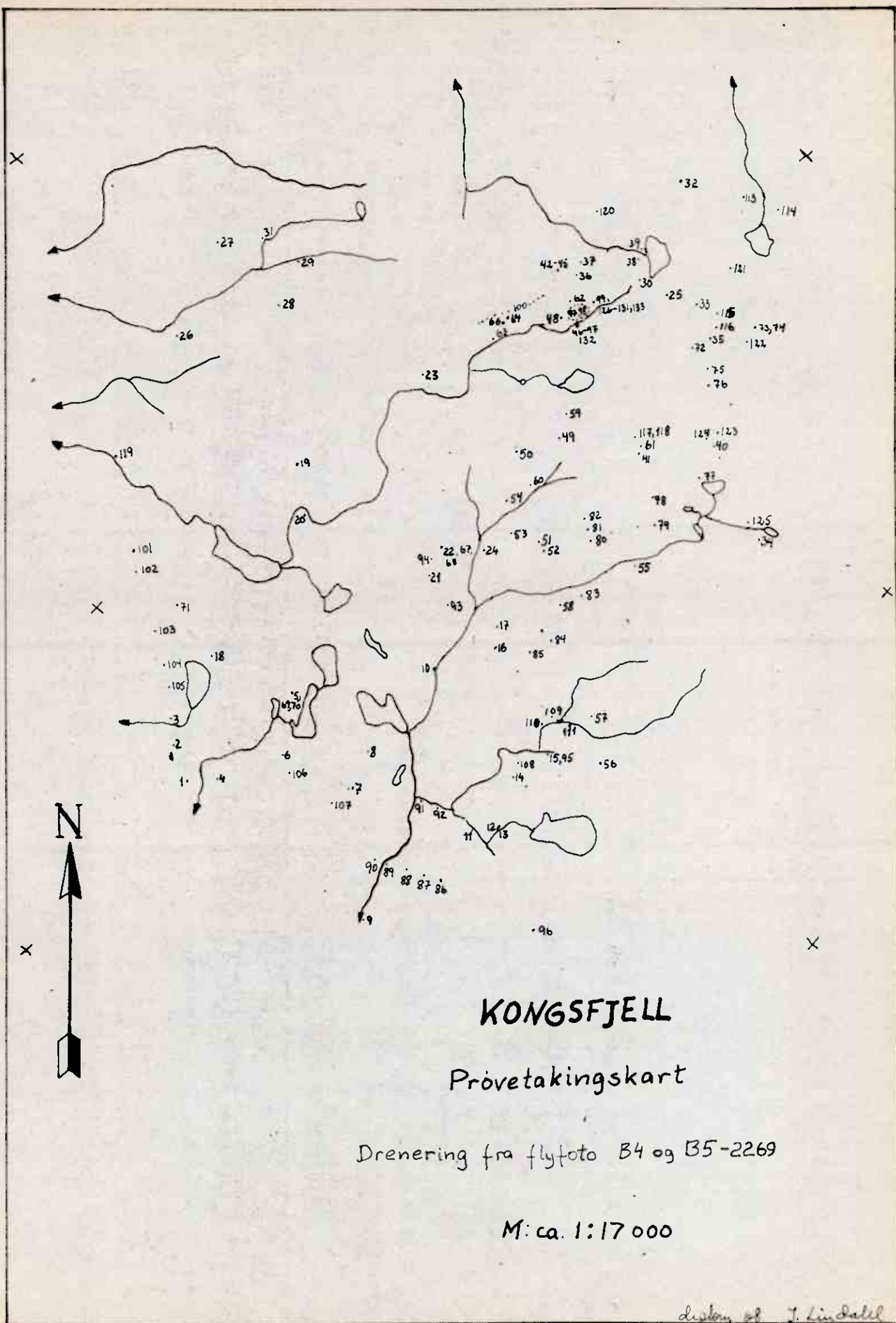
Oversikt over prøvene som er tatt fins i fig. 1. (se neste side)

Det viste seg at geokjemisk bekkesedimentprøvetaking i en meget interessant bekke var utelatt ved den regionale prøvesamling. Denne bekken ble derfor prøvetatt (25 prøver) med en prøvestand på ca. 200 m. Prøvene er tatt midt i bekken. De er analysert på CXTM (cold extractable total heavy metals) eller ammoniumcitratløselig Cu + Zn + noe Pb (pH 3,5) Analysemetoden benevnes av noen Bloom test (Bloom 1955). Prøvene er også analyserte på Hx (hot extractable) Cu, Zn og Pb. Det er her anvendt "heiss aqua regia".

Resultatene fra geologisk kartlegning ble til slutt sammenlignet med de geofysiske foreløpige kart og noen få uforståelige anomalier sjekket.

Laboratoriearbeidet er utført i tiden 15/9 - 30/9 og 5/10 og omtrent ut måneden.

I denne tiden er det utført mikroskopering av planslip (18 stk.), tynnslip (39 stk.) og i et tilfelle pulvermikroskopering for å bestemme brytningsindeks. Det er kjørt



microprobanalyse på fire mineraler i planslip og kjørt datamaskinkorreksjon for en av disse kvantitative analysene.

Det har tatt relativt lang tid å forberede prøver for diverse analyser på røntgen og flammefotometer. Provedbehandling for røntgenanalyse av malmineralene er beskrevet i Bilag 1. Bergartsprøvene som er analyserte på flammefotometer på K_2O og Na_2O er knust i skrivemølle på Ingeniørgeologisk studentlab. Det samme er gjort på marmorprøver før bestemmelse av calcit/dolomit forholdet.

Ved røntgen-analyseringen er det totalt gjort:

- 23 spetrogram
- 16 diffraktogram
- 1 kameraopptak

Separasjonen på Franz magnetseparator var meget problematisk på grunn av glimmerinnholdet. Det ble forurensning av glimmer i omtrent alle fraksjoner. Dette måtte før analysen fjernes med Clericis væske. Dessuten viste det seg at sphaleritten har stor forskjell i magnetiske egenskaper.

Disse problemer førte til at 7 prøver som er klargjort for magnetseparasjon, (se bilag 1) ikke er blitt tid til å gjøre mere med. Dette representerer 1 ½ ukes lab-arbeid, som må regnes som bortkastet tid.

Skriving av besvarelsen er utført i løpet av den siste delen av diplomtida.

INNLEDNING

Feltbeliggenhet

Kongsfjell ligger i Korgen kommune i Nordland fylke. Fjellmassivet ligger ca. 5 mil sør for Mo i Rana og ca. 5 km. SØ for Bleikvassli grubeby. Se forøvrig fig. 2 og 3. På fig. 3 er det geofysiske målte og geologisk kartlagte området inntegnet.

Adkomst

Under feltarbeidet stillet A/S Bleikvassli gruber hus i grubebyen til disposisjon. Ved arbeidet i den sørlige del av feltet ble det gått opp fra Kongsdalen, etter bilskyss dit av cand.-geol. Kleine-Hering som kartla i området sør for mitt felt, i Kongsfjell massivets sørlige helning. Faringetiden ble i denne tiden opp mot 1 ½ time.

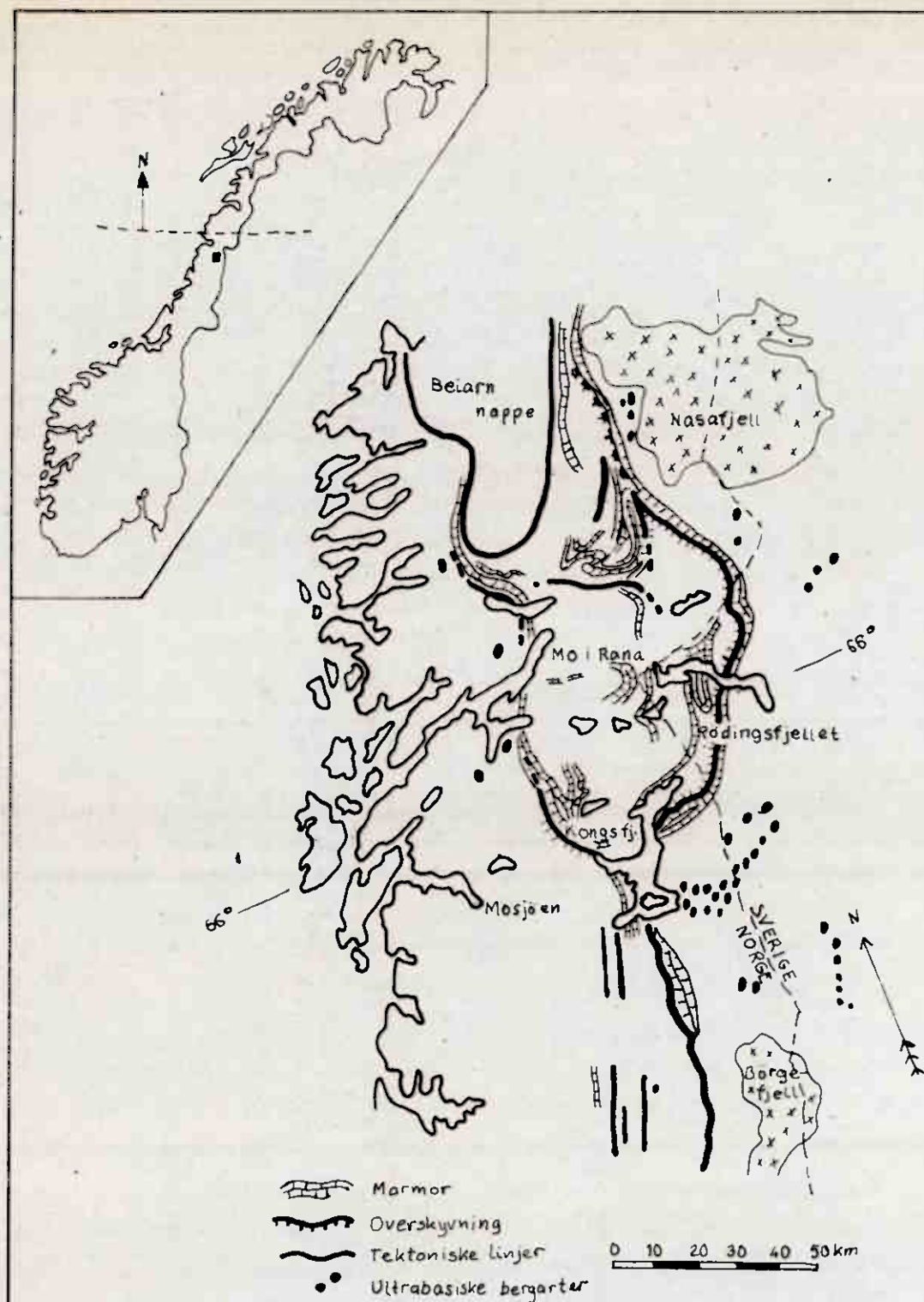
Ved feltarbeidet i den nordlige del av feltet ble det gått opp fra Bleikvassli Grubeby og faringetiden da var rundt en time.

Feltbeskrivelse

Det kartlagte areal er ca. 5 km² (Fig. 3). I store deler av feltet er det liten til ingen overdekning. Den er størst i den nordlige del og spesielt i det nord-vestlige hjørne hvor tett bjørkeskog vokser på den glaciële avsetning.

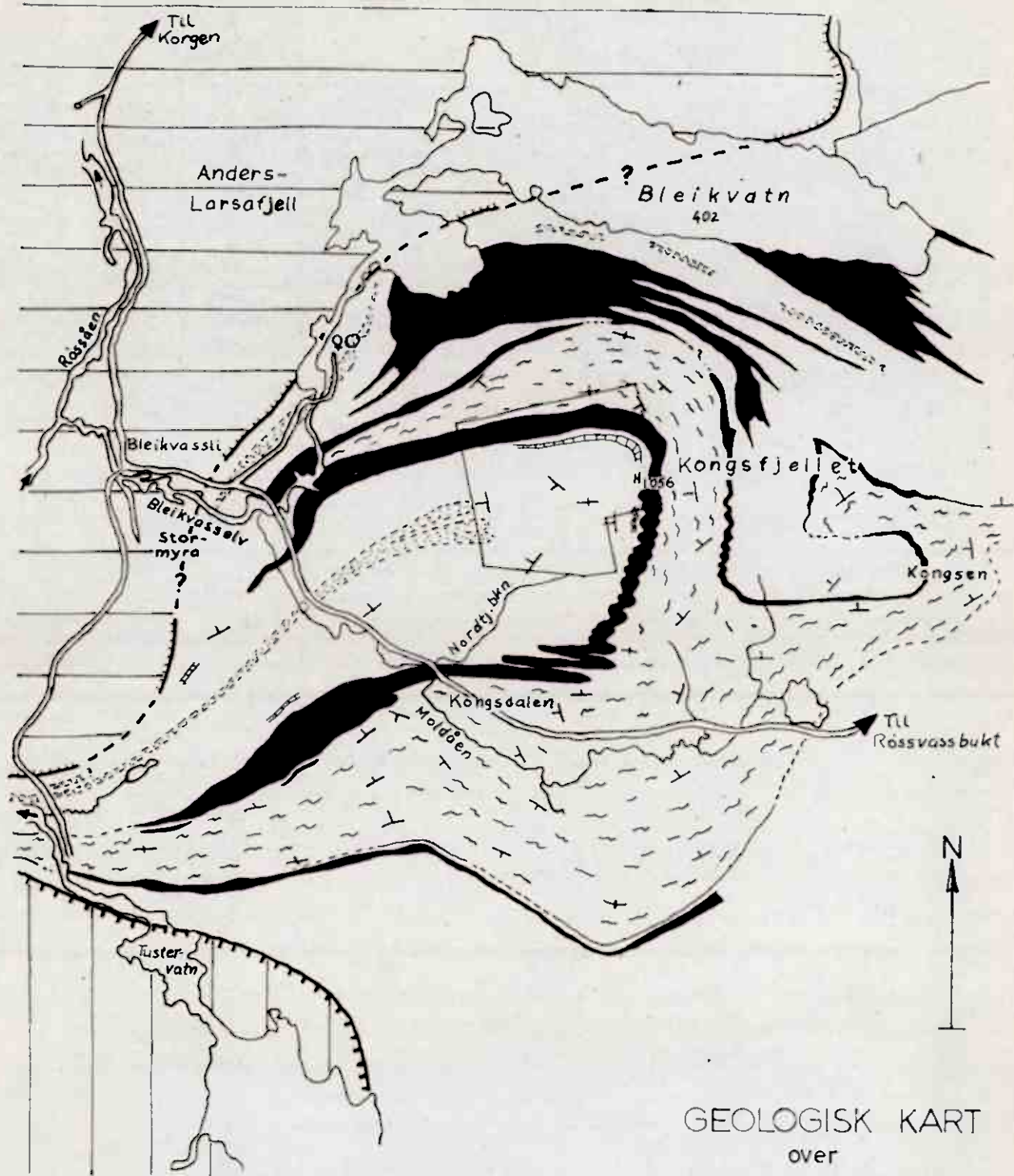


Fig. 4 Kongsfjell - sett mot øst fra Stormyra



Forenkling av geologisk kart som viser
regional beliggenhet
(etter Ramberg)

diagram av I. Lindal



GEOLOGISK KART over Kongsfjellområdet

(etter Ramberg)

Det detaljkartlagte
område er inntegnet

M ~ 1:80 000

diplom bl. I. Lindahl

Hovedisens retning har vært mot NW, som kommer tydelig fram av morfologien. "Hvalskrott"-fjell er typisk.

Men det fins dessuten issekuringsstriper i flere retninger som har ripet opp "hvalskrott" formene med forskjellig vinkler og ikke har hatt større betydning for utformingen av landskapet.

Det er naturlig å tolke "hvalskrott"formene dannet av hovedisen og de andre skuringsstripene av mindre isbevegelser betinget av avsmeltnings - og topografiforhold. Dette er også Rambergs tolkning (1967 p.8)

Det kartlagte felts høyde over havet varierer fra ca. 500 m til opp mot 1050 m, lavest i NW - hjørnet og høyest i midtre delen mot øst. (fig. 4)

I feltet er det et sprekkesystem som er sterkt utviklet og ses tydelig i terrenget som skarpe kløfter i N - S retning.

Tidligere arbeider i området.

Geologisk kartlegning er ^{utført} av Ramberg (1967) og hans kart er utgitt i målestokk ca. 1 : 80 000. (Utsnitt av dette på fig. 3) Ramberg (1967 p.8) gir en god oversikt over de geologiske arbeider som er utført i området og tilgrensen områder, og det henvises til hans oversikt.

Den særlige del av det feltet som er kartlagt som en del av diplomoppgaven er før detaljkartlagt av Rieck (1966). Denne kartlegning er utført som en del av en mineralogisk - geokjemisk hovedfagsoppgave som er under utarbeidelse. Arbeidet har vist seg å være ganske feilaktig.

Sommeren 68 er det tilgrensende område til mitt felt kartlagt av Kleine-Hering (1968), og bergartsgrensene for de to felt møtes uten "forkastning".

Beskrivelse av sink og blyforekomster på Helgeland er gjort av Torgersen (1928). Arbeider det sentrale Nordland på forekomster med Zn - Pb - (Cu) er utført av Vogt (1900), og Bundrock (1967) i Svenningdal. Poulsen (1964) har gitt en større oversikt over malmforekomster i Nord-Norge. Vokes (1960, 1962₂, 1963) har undersøkt Bleikvassli-forekomsten. Saager (1966) har tatt sin doktorgrad på Mofjell-forekomsten og noen mindre forekomster rundt omkring denne.

Kahrer (1967) har undersøkt mineraliseringen i to av skjerpene (XII og XIII) i det området som er kartlagt som en del av diplomene. Det er beskrevet at mineraliseringen kiler ut etter en meter.

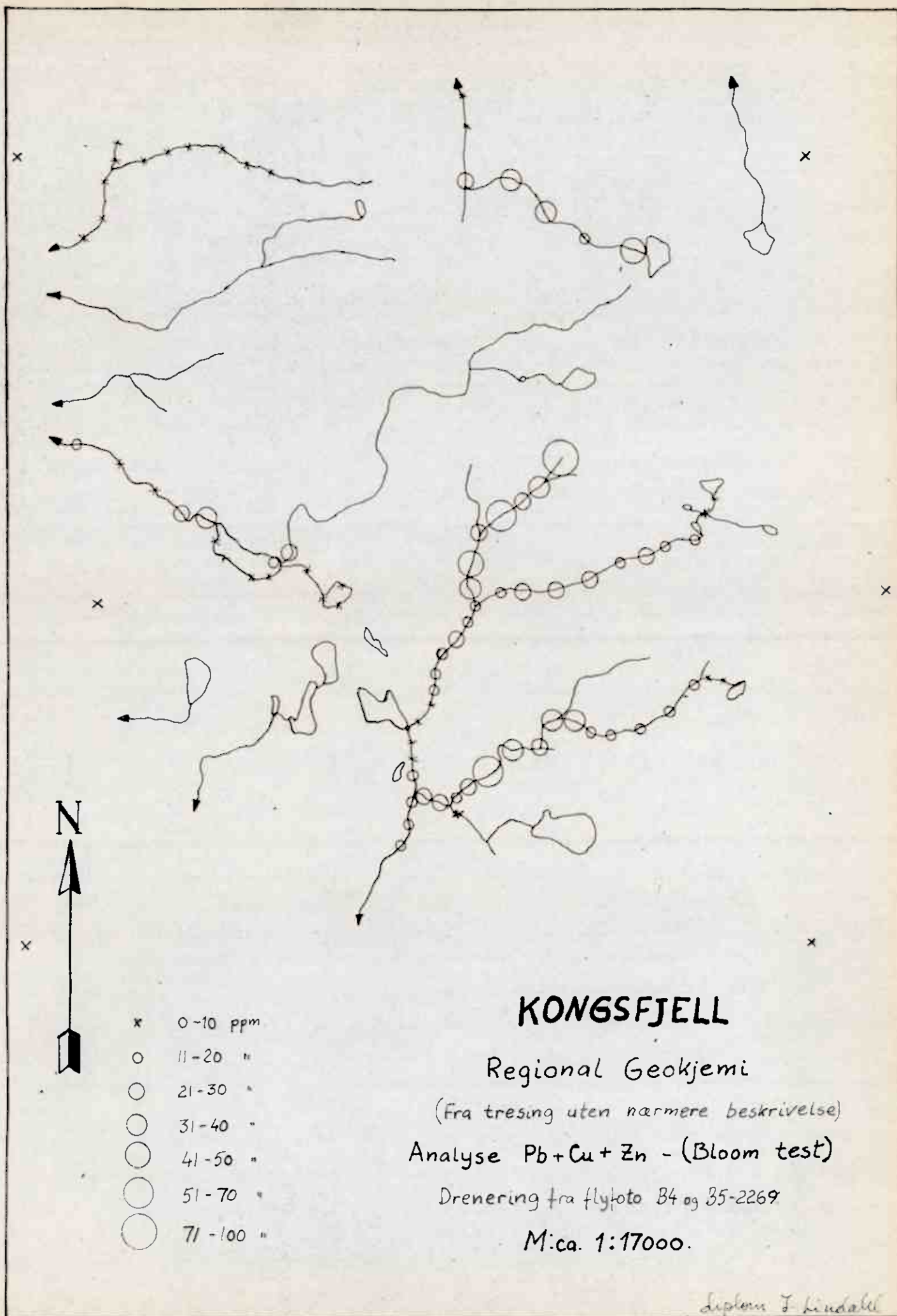
A/S Bleikvassli Gruber har utført en god del geofysikk og geokjemi. Geokjemi er gjort over et meget stort område, mens det er gjort geokjemi på "follow-up" nivå (Portescue 1965), rundt Nordtjernbekken. (Kahrer 1967, Rieck 1966). Fig. 5 viser resultat av regional geokjemi. (se neste side) Geokjemi fra "follow-up" nivå er tegnet på egne kartblad. (M 1 : 5 300).

Slingram målinger (Minigun) er utført i Nordtjernbekken-området og sommeren 68 i det område som er kartlagt. Det er også gjort forsøk på magnetiske målinger over pyrrhotitmalm i Nordtjernbekken-området, noe som ga tydelige anomalier, men her viste det seg at tungmetallsulfidene ofte ikke følger de rikeste pyrrhotitmineraliseringer. (Kruse, personlig meddelelse)

Utførelse av geokjemi

Ved bekkesediment-prøvetakning er prøveavstanden 200 - 250 meter. Prøvene er tatt midt i bekken og våtsiktet på stedet. Analysen er utført på kornfraksjonen - 80 mesh.

I Kongsfjellområdet har Kahrer (1967) og Rieck (1966) arbeidet. Rieck tar hovedoppgave på geokjemi i Nordtjernbekken området, og dette omfatter den særligste del av det felt som er kartlagt. Hans resultater er tegnet inn på egne kartblad.



Lipman J. Lindahl

Fig 5

I august måned ble det tatt 25 bakkersedimentprøver i en bekk som kommer fra det sterkest mineraliserte området. Disse prøvene er analysert på samme måte som de forrannnevnte og tegnet inn på de samme geokjemiske kart.

Prøvetakningen sommeren 68 ble gjort med prøveavstand 150 - 200 m uten sikting, og av den grunn ble det på for en del prøver for lite finstoff til Hx - analysen på de enkelte elementene.

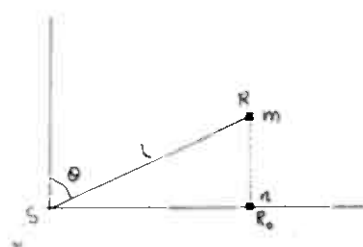
For Bloom test har Kahrer (1967) bestemt bakgrunn for området fra 0 - 9 ppm, terskel 10 - 13 ppm og anomali > 30 ppm. Anomalien definerer han som 3 ganger bakgrunnen.

Utførelse av geofysikk.

Det er for de elektromagnetiske målingene på det sentrale Kongsfjell staket ut fire basislinjer: Disse er basis ON, 1 100 N, 1 900 N og 2 700 N. Retningen er 72° mot Ø. Mellom basislinjene er det så gått profiler med 100 m avstand.

Basislinjene er staket ut med kompass med nøyaktig sikting over lengre avstander, og avstanden mellom profilinjene på basislinje er avsatt med måleband og korrigert for helning. Måleprofilene går med kompass, og lengdene mellom målepunktene korrigeres ikke for helning, men en måler den slik at det er mulig å korrigere den eventuelle anomali.

Det måles for hver 20 meter, men over anomale områder går en ned til 10 m og til og med 5 m måleavstand. Dette for å få anomalikurven fram med så riktig form som mulig. Ved hellende terreng ser en kun på den imaginære komponent at det er en anomali. Den imaginære komponent korrigeres ikke for helningen, men for den reelle beregnes korreksjonsfaktoren ved hjelp av Hertz - løsningen for det e.n. felt. (Kruse personlig meddelelse). Se fig. 6



R = målt reell komponent i punktet n

R_0 = reell komponent i punktet n

L = lengden = 40m

Korreksjon: $R = R_0(1 + 3 \cos^2 \theta)$

Fig 6. Korreksjon av den reelle komponent på grunn av helning.

Den anvendte apparatur er ABEM's Minigun med totalvekt 9,5 kg frekvens 3520 c/s. Minigun virker etter slingran prinsippet. (ABEM)

D E L 1

G E O L O G I S K K A R T L E G N I N G

Regional geologi

Kongsfjell ligger innen området for de høymetamorfe bergarter av Nordlandsfacies, et bergartskompleks som er skjævet østover ovenpå lavmetamorfe bergarter av Trondhjemsfacies. Etter typeprofilen Rødingsfjell er dekket betegnet Rødingsfjellsdekket. (Kulling 1955)

Ramberg (1957) som har kartlagt Kongsfjell og tilgrensede områder petrografisk og strukturellt, har delt inn bergartene litostratigrafisk i fire grupper:

Anders Larsagruppen

Kongsfjellgruppen

Gruveområdets bergarter (tilhørende Kongsfjellgruppen)

Strukturellt overliggende bergarter.

Dette kan ses av fig. 3. (side 9)

Kongsfjellsgruppens bergarter grenser i NW til Anders-Larsagruppen. Grensen viser her regional diskordans og stedvis utvikling av breksje og mylonitt. Her denne tektoniske grense ligger Bleikvassli sulfidforekomst, med gruveområdets bergarter skilt ut som en egen gruppe.

I SW grenser Kongsfjellgruppens bergarter til strukturellt overliggende bergarter, med en markert skyvesone. Det er markert litologisk forskjell mellom de forskjellige gruppers bergarter.

Detaljgeologi

Bergartene i den sentrale og vestlige del av Kongsfjell danner en syn-form med aksefall ca. 30° i vestlig retning. Om dette virkelig er en synklinal eller til eksempel en "recumbent fold" er ikke mulig å avgjøre ut fra en detaljkartlegning i de høymetamorfe bergartene. Ramberg (1964) som har kartlagt Kongsfjell og tilgrensende områder i regional målestokk kommer fram til at det mest sansynlige er at synformen er en virkelig synklinal. Detaljkartlegningen har ikke gitt noen resultat som motsier dette. De bergartsenheter som er kartlagt blir da antatt å ha opprinnelig lagstilling.

I virkeligheten er den omtalte synklinal et lite synklinorium som ses tydelig av de skarpe små synklinaler i de sentrale deler. I de ytre buer er dette derimot mindre tydelig. (se geologisk kart - M = 1 : 5300)

Beskrivelse av de forskjellige enheter.

Kalkglimmerskifer

Ramberg (1964) bruker betegnelsen karbonatglimmerskifer. Det er her valgt å bruke kalkglimmerskifer. For det første fordi den alltid bruser for saltsyre. Dessuten er to prøver av bergarten knust ned og kjørt diffraktogram på over de kraftigste calcit og dolomit-linjene. Dette ga for det ene tilfelle kun utslag på calcit, i den andre også et lite på dolomit.

Calcit er altså alltid tilstede i bergarten og de undersøkte prøvene indikerer at der er de dominerende karbonat.

Kalkglimmerskiferen har en typisk ruglete overflate med forvittringshuller. Disse er dannet der bergarten er kalkrik. Kalke er anriket i rundede staver i linjasjonsretningen, og aksene til forvittringshullene faller da sammen med linjasjonsaksen.

Linjasjonen er den dominerende struktur i bergarten, og lagningen kan stedvis være vanskelig å se. Linjasjonsretning og foldeakseretningen er identiske. Retningen er

ca. W og fallet er omkring 30° .

Langs tynne sprekker er det vanlig med utfelte karbonater og kvarts som er mer motstandsdyktige enn bergarten ved forvitring, og står opp som små rygger. Kalkglimmerskiferen holder også gjerne mindre kvartsansamlinger som også er motstandsdyktige mot forvitring.

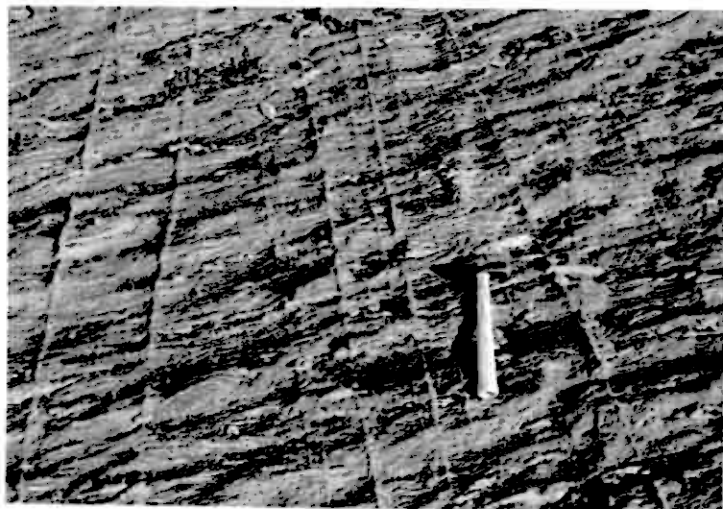


Fig. 7 Typiske sprekkefyllinger i kalkglimmerskifer.
Retning ca. N - S

Mineralene viser i slip en diffus bånding. Kornstørrelsen er middelkornig til smalkornig med subhedral tekstur. Kvarts og glimmer er de to hovedmineraler i bergarten. Det er langt mere biotit enn lys glimmer (muskovit). Det forekommer også poikiloblastiske granater. Karbonat sitter jevnt fordelt i anhedrale korn. Plagioklassen er relativt basisk, An_{45} fra Michel Levy's metode. Den har en markert sonering med An_{35} i randen.

Amfibolen er relativt svakt grønnfarget i forhold til andre deler av feltet. Pleokroisme er fra grønn til grålig. Vinkelen Z:C er ca. 20° . Det er sannsynlig en hornblende.

Som accessorier er funnet zirkon, apatit og opakt mineral (sulfid!). Dessuten et mineral i små korn med anomalt blå interferensfarger og høyt relieff som hører til epidot-clinozoisittgruppen.

Amfibolitt-sonen

Finkornet finlaminert amfibolitt opptrer vanlig. Lamineringen er alternerende feltspat rike og amfibolrike bånd. Noen steder er amfibolitten relativt massiv med rundede feltspatflekker. I sonen er det også vanlig med kvarts- (feltspat)-rike skifre, og også noen tynne lag med granatglimmerskifer. Tynne kalker og kalkrike bergarter forekommer også. I forbindelse med kalkrike bergarter er det gjerne også kvarts (feltspat) glimmer rike tynne lag. Disse bergarter er ofte grafittholdig.

Grensene mellom de nevnte bergarter og amfibolitten er skarp, men meget vilkårlig. Det synes å være store tykke linser som svømmer i amfibolitten, (Se geologisk kart M=1 : 2000 Blad II). I dagoverflaten er amfibolitten sprukket opp i skarpe fragmenter, og danner rundede landskapsformer av amfibolitttrøyer.

Yttergrensene for amfibolittsonen er satt ved kalkglimmerskiferen og mot kalken selv om det oftest ut mot disse bergarter er kvarts (feltspat)rike skifre.

Teksturen er jevnt småkornet med uorienterte mineraler i amfibol og (kvarts) feltspatrike bånd. Amfibolen er subhedral, mens de andre mineraler er subhedral til anhedral.

De undersøkte slip av amfibolitt, har 60 - 80 % amfibol (anslått) som er intenst grønn - til gul-grå-grønn pleokroittisk. Vinkel $Z:C$ 25° . Dette er mest sannsynlig en hornblende.

Plagioklas er vanlig og kan utgjøre anslagsvis 40 % av bergarten. Den har også sonering og forekommer med albit- og periklintvillinger eller uten tvillinger.

Epidot-klinozoisit og karbonat er også vanlig. Andre mineraler i mindre mengde er kvarts, granat, rutil sammen vokset med opakt mineral (ilmenit), biotit og apatit.

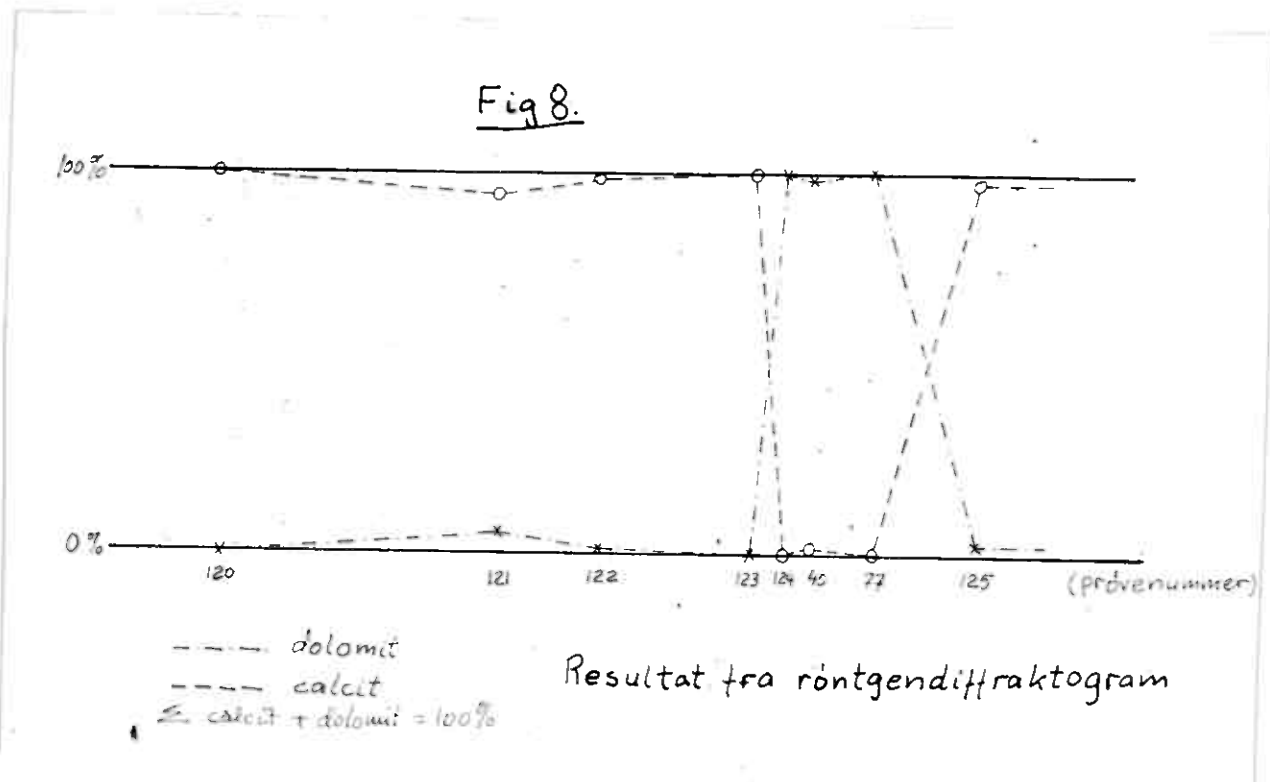
Marmor

Marmor-benken er som nevnt satt som grense mellom amfibolittsonen og granatglimmerskiferen. Noen steder er denne et 10 - tall meter mektig, mens den vanligst er ca. 2 m og stedvis bare en kalkrik bergart.

Den er ofte sterkt foldet. Vanligvis er fargen lys grålig med aplittisk tekstur og kornstørrelse på ca. 1 mm. Der hvor mektigheten er liten har den gjerne stort innhold av andre mineraler - særlig muskovit og kvarts. Langs en kort strekning av marmorbenken er den en finkornet dolomitmarmor stedvis merkfarget av finfordelt carbon (grafit?) (Bugge 1948 p.95)

For å se hvordan forholdet calcit/dolomit varierer langs marmorbenken er det tatt 7 prøver mest mulig midt i denne. På disse er det kjørt diffraktogram. Det er kjørt fra 25 - 35° over de sterkeste calcit - dolomit og magnesittlinjene. Verdiene er målt ut fra diagrammet og må betegnes som semikvantitative.

Resultatet av dette er fremstilt grafisk nedenfor, på fig. 8. Prøveavstand i målestokk ca. 1 : 17 000. (Det ble ikke funnet noe magnesit)



Som det fremgår av figuren skifter hele marmorbenken meget raskt fra en calcitmarmor til en dolomittmarmor. Dette skjer på en lengde av ca. 60 m. Dolomittmarmoren har en kornstørrelse på ca. 1/10 mm.

I forbindelse med dolomittmarmoren er det funnet et mineral med tynne nålformede krystaller, noen steder hvite, andre steder grålig. De vokser oftest radiært ut fra et sentrum og krystall - lengden er funnet opp til 10 cm.

I tynnslip er mineralet fargeløst. Det har friske interferensfarger og høyt relieff. Det er toakset og optisk positivt med 2v ca. 60° . Vinkel X:C er målt opptil 30° . Det er kjørt røntgendiffraktogram på håndplukket ren mineralfraksjon. Dette ga et diagram som tilsier amfibol, men det passer dårlig med standard - diagrammer. (Russisk bok og ASTM kort

Linjenes plassering passer relativt godt for tre amfiboler:

Amiant	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Riebeckit	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{O}, \text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$
Crocidolit	$\text{Na}_2\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_2^{3+}(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{O}, \text{OH})_2$

Linjenes intensitet passer ikke med noen enkelt og mineralet må være en overgang mellom disse med andre Na, Ca, Mg, Fe forhold.

Tynnslip av dolomitt viser hyppig dolomittvillinger. Aksessoriske mineraler ellers i marmoren er tremolitactinolit (2V - stor og optiske negativ, Z:C 15°), biotit, plagioklas (periklin og albittvillinger), apatit, lys glimmer og sphalerit. (sterkt rød - isotrop)

Grenat-glimmerskifer

I dette bergartskompleks er det skilt ut en amfibolitt-granat-glimmer-fels. Denne er mineralogisk forskjellig da den er amfibolrik og har dessuten en helt særpreget foldestil. Ellers er det vanligst kvarts, glimmer og granat

som er de dominerende mineraler, og det er derfor valgt å kalle bergarten granatglimmerskifer. Mengdeforholdet mellom de enkelte mineraler varierer en god del, men det er vanskelig å skille ut bestemte enheter, fordi det alltid er diffuse overganger.

Det ble ved kartlegningen forsøkt å skille mellom en granatglimmerskifer og en granat-kyanit-glimmerskifer, men de jevne overganger gjorde dette for tidskrevende. Den kyanit-rike skiferen synes imidlertid å være bestemte lag i granatglimmerskiferen. Ekstremt rike, tynne band kan følges som konkordante lag flere meter.

Som nevnt er granatglimmerskiferen gjerne kyanittrik, det er anslått at innholdet innen mindre områder ligger på opptil 30 %. Andre steder er den meget kvartsrik og inneholder da gjerne grafitt. Granat-glimmerskiferen er stedvis meget biotitrik og kan holde litt amfibol. Disse mineralene er vanligvis klorittisert.

Det er også meget vanlig med linser eller ansamlinger av melkekvarter. Størrelsen er maksimalt 2 x 10 m. Små kvarts-linser er gjerne utdradd i linjefølgeretningen som er den samme som foldeakseretningen. Amfibolittlinser forekommer i liten mengde. Amfibolitten er vanligst fin-kornet, men den forekommer også grovkornet, gjerne med granater. I granatglimmerskiferen forekommer sjelden carbonatrike bergarter.

Granatglimmerskiferens ligg-grense er skarp. Grensen mot den overliggende kvarts-feltspat-muskovit-gneis er derimot oftest en gradvis overgang. I denne overgangssonen er det en tynn kalk eventuelt en kalkrik bergart hvor grensen mellom de to enheter er satt.

I granatglimmerskiferen og som grense mot det østlige område med kvarts-feltspat-muskovit-gneis går det en skyvegrense hvor det har vært en liten bevegelse. Her er det vanlig med grafitt, amfibol og kloritt. Ved den nordlige ende, eller der hvor skyveplanet ikke kan følges lenger er det funnet 2 cm lange staurolit krystaller og sort turmalin med $\frac{1}{2}$ cm diameter i en kyanittrik granat-glimmerskifer.

Kvarts forekommer i mengder fra 10 - 60 % (anslått)

Granatenes størrelse er vanligst 2 - 3 mm, men det er funnet krystaller på opptil 2 cm. Den fins i mengder på opptil 30 % (anslått). Makroskopisk er den rød-brun og har i tynnslip svakt rødsjør og nesten alltid poikiloblastisk tekstur. Inneslutningene gjenopeiler gjerne den opprinnelige lagning. Stedvis er den oppknust, men er sjelden observert med "snowball" tekstur. (Granaten er endel behandlet under tektonikk).

Biotit fins alltid i bergarten. I slip er den vanligst rød-brun, men kan noen steder være rødlig skittenbrun og noen få steder med grønnlig skjær. Den har nesten alltid rette spaltariss. I en lokalitet er det funnet en grønn biotit. Hayama (1959) har observert at fargen er avhengig av mengden toverdig og treverdig jern, samt titan-innholdet. Den grønne biotit tyder på meget lavt TiO_2 innhold. Den rødbrune biotit har høyt TiO_2 innhold og relativt lavforhold mellom treverdig og toverdig jern.

Konklusjonen blir altså biotitten langt vanligst har relativt mye TiO_2 . Den grønne biotit med lavt TiO_2 -innhold er fra skyvesonen.

I omtrent halvparten av slipene er det funnet radioaktive halos rundt små mineralhorn i biotitten. Disse har høyt relieff og er sannsynlig oftest zirkon. Halos er funnet i nesten alle slip fra skyveplanet, men synes å være sjeldnere ellers. Se fig. 9.

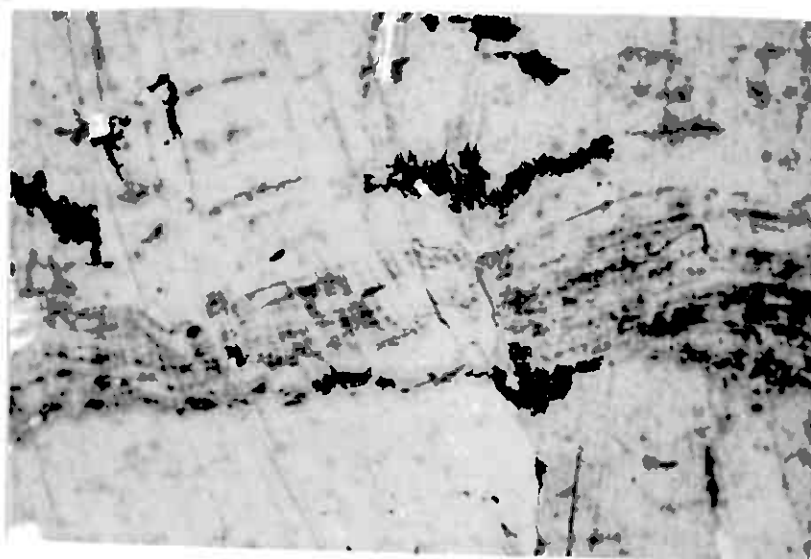


Fig. 9 Porfyroblastisk biotit hvor tynne grafittlag

viser opprinnelig lagning. Også radioaktive
halos rundt zirkon (?), delvis i bånd parallell
lagningen. Forst. 30 x, || lys.

Staurolit er funnet meget ofte og i store mengde ved
skyveplanet i granatglimmerskiferen. Dette er også
Kleins-Herings (1968 p.4) erfaring fra hans felt.

Staurolit forekommer i sorte nålaktige krystaller opptil
2 cm lengde. Det er sjelden funnet de typiske staurolit-
tvillinger, hverken makroskopisk eller i tynnslip.
Mineralet bestemmes lett i tynnslip med sin gule pleokro-
ittiske farge, høye relieff, meget store 2v, optisk pos.
tegn og rett utsløkning.

Staurolitten har noen steder poikiloblastisk tekstur.
Den kan også ha en sericittisert rand rundt krystallene
som er dannet ved en omvandlingsprosess. I en lokalitet
er det funnet perfekte euhedrale krystaller, fig. 10

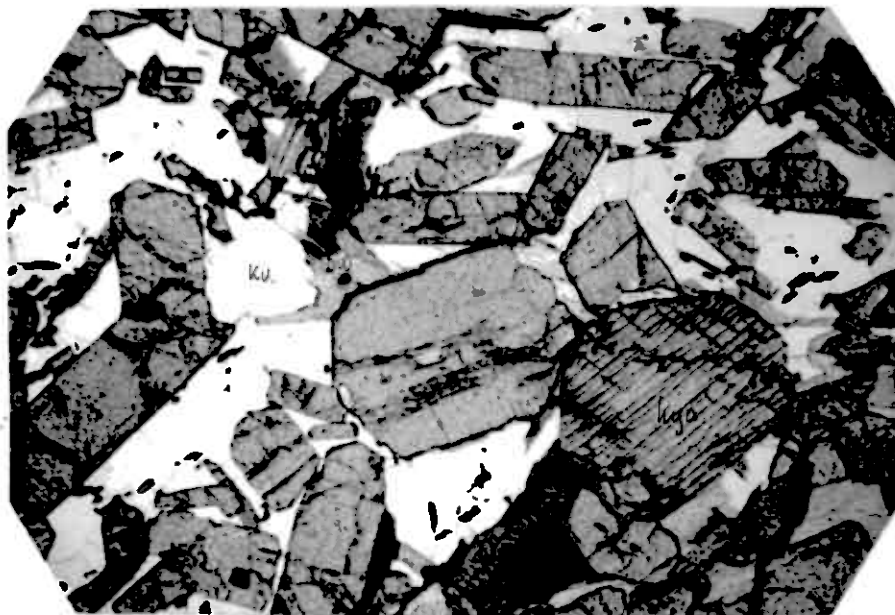


Fig. 10 Euhedrale staurolitkrystaller, som har antydning
til tvillinger. kya = kyanit, bio = biotit,
kv. = kvarts.
Forst. 30 x. lys

Zoisit synes å være et meget vanlig mineral. I to slip utgjør det så mye som 50 % (anslått) av bergarten. I en av disse lokalitetene er mineralet et hvitt aggregat, uten krystallform. Det ligner en blass feltspat. På den andre lokaliteten forekommer det som lange euhedrale hvitlig vannklare naler med lengde opptil 1 cm. I laget flate har de tydelig rombisk tverrsnitt. Granatglimmerskiferen ellers inneholder i et par steder så mye som 10 % zoisit. Som aksessorisk mengde fins det et mineral med likt relieff og fargeeffekter, men krystallene er så små at det kan ikke avgjøres om det er zoisit eller andre mineraler av epidot-clinozoisit-gruppen.

I tynnslip er det funnet tydelig rombeformede krystaller, fig. 11.

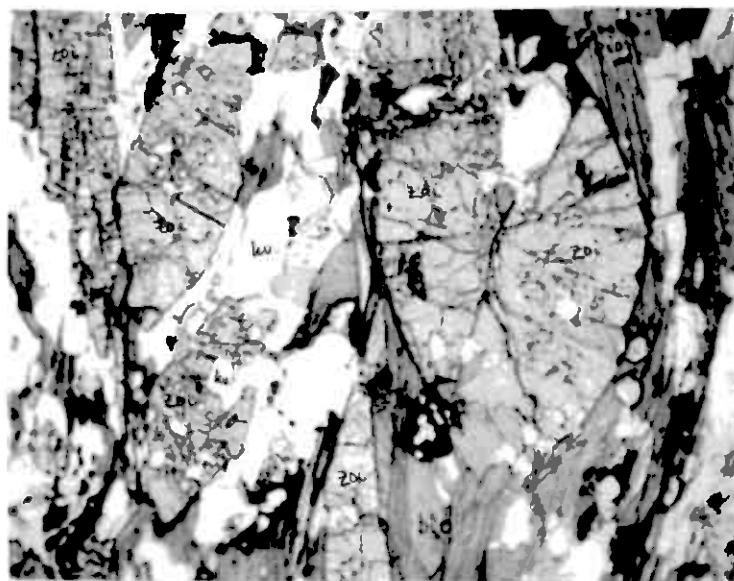


Fig. 11 Euhedral zoisit (zoi), bio = biotit, kv = kvarts
Forst. 30 x, // lys.

Disse er fargeløse og uten tydelig spalteriss. Relieffet er høyt. Interferensfargene er noen steder 1° grå, mens de i andre tilfeller er anormalt blå. Utslokningen er parallell lengste rombeakse og når nålene er snittet på langs og har bladig form, er den parallell. Aksebildet er toakset positivt med $2v = 10 - 30^{\circ}$. Det er vanlig med sonering i krystallene med inneslutninger i sentrale deler

og avtakende mengde utover. Dette er mest sannsynlig en poikiloblastisk tekstur. Det er også funnet innslutninger av amfibol og clinozoisit i euhedrale rombesnitt. Det er et sted observert myrmekittisk sammenvoksning mellom zoisit og kvarts. (se fig. 11). Kvartsen synes å ha fortrængt zoisitten.

For å få en sikrere bestemmelse av mineralet ble det tatt en bestemmelse av brytningsindeksen. (Instruksjon og assistance av Bergstøl) Det ble funnet at den ligger meget nær 1.704. (Tydelig under 1.715) For å få en nøyaktigere verdi må en gå til monokromatisk lys.

Verdien av brytningsindeksen passer for zoisit og er for lav til å være clinozoisit. Aksevinkelen passer også best for zoisit. Om det er en α -zoisit (Fe-fri) eller β -zoisit (Fe-holdig) er vanskelig å avgjøre. Litteraturen sier om dette:

	2v.		Int. farger	
	α	β	α	β
Kerr 1959 p 333	30 — 60		Anomalt blå	normal 1° grå
Winchell 1945 p 311	30 — 0 — 60		— — —	— — —
Moorhouse 1959 p 98	0 — 60		Grå, noen ganger anomalt blå	
Tröger 1956 p 39	45-50	0-30	Anomale farger	
Heinrich 1965 p.184	0-30	0-60	Anomalt blå	normal 1° grå

I de to slip der zoisit fins i størst mengde er interferensfargen vanligst 1° grå. 2v er alltid liten (10-30°) selv om krystallene har anomale interferensfarger. I følge Winchell som sier at 2v har en jevn overgang, og de fleste andre er det en zoisit med lite jern, men nærmest en α -zoisit.

Det er kjørt rentgen diffraktogram av en håndplukket zoisit. Denne viste akkurat de samme linjer som oppgitt av Seki (1959 p.726). Det er også tatt kameraopptak av zoisitten.

Clinozoisit er også et vanlig mineral. Det er meget likt zoisit, men skilt fra denne ved utslønningsvinkel og større aksevinkel. Den er funnet både med 1° grad og anomalt blå interferensfarger.

Clinozoisit er funnet som sentral del av zoisit-romber og sammenvokst med den.

Kyanit er funnet makroskopisk i flere deler av feltet. Lokalt kan bergarten være en kyanittglimmerskifer.

Krystallene er i bergarten opptil 5 cm og er i pegmatittisk kvarts funnet i krystall-lengder på opptil 15 cm.

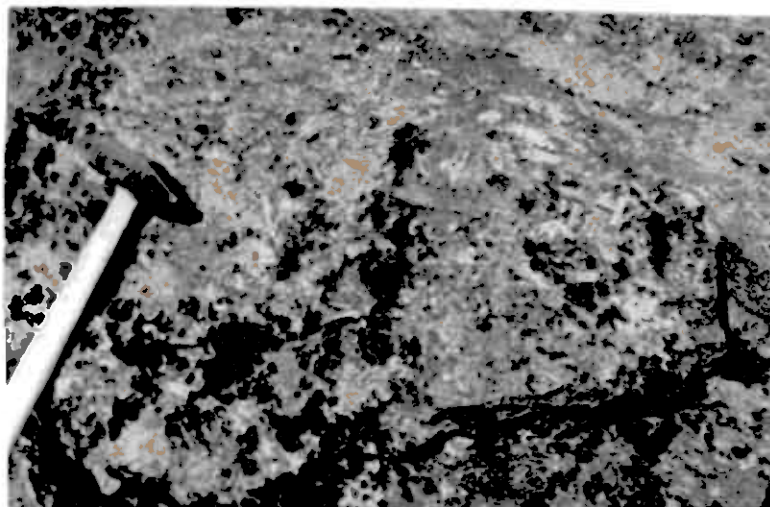


Fig. 12 Grenat-kyanit-glimmerskifer.

I tynnslip har kyanit markert to sett spalteriss. Etter krystallens orientering har den fra 0° til 30° i utslønningsvinkel. Det er noen steder funnet bøyde krystaller.

Det er funnet plagioklas i få slip, vanlig uten tvillinger.

Mikroklin er funnet i en kalksilikatbergart innen formasjonen.

Kloritt forekommer i mengder opptil 10 % i anfibolholdig granatglimmerskifer.

De opake mineraler er vanligst sulfider.

Titanit (euhedrale krystaller) og diopsid er et par steder funnet i mengder på 2 - 5 %.

Turmalin er funnet som accessorisk mineral, men i et slip i mengde på 5 - 10 % (anslått). Fargen er sterkt grønn gjerne med sonering.

Epidot med friske interferensfarger forekommer i noen slip. Der turmalin fins i størst mengde er det ogs. mest epidot. Se fig. 13

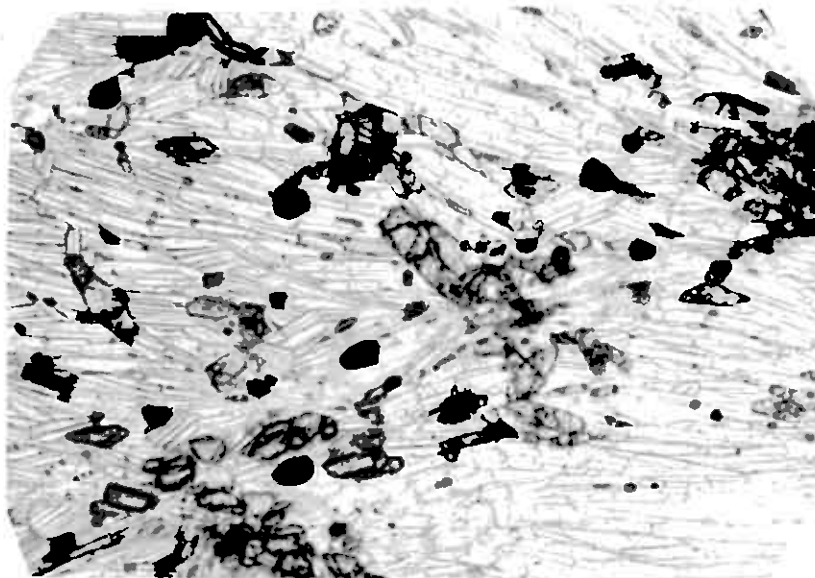


Fig. 13 Turmalin (mørk) og epidot (høyt relieff) i
mæsse av lys glimmer (muskovit).
Forst. 30 x, || lys.

Anfibol er ogs. vanlig i mengder under 20 %. (anslått). Denne er svakt farget og $2:0$ vanligvis ca. 25° . Det er sannsynlig en hornblende. I et slip er det funnet et mineral som gir radioaktivt halo i anfibolen. Det er umulig å bestemme dette på grunn av kornstørrelsen, men det er ikke zirkon som ogs. fins i euhedrale korn i samme slip og gir ikke halo. Slipet er tatt i prøve fra skyvesonen.

Accessorier er apatit, rutil og zirkon.

Anfibolitt-granat-glimmer-fels

Denne bergarten har liten maktighet, vanligst mindre enn 10 m, men på et sted er den foldet sammen til et større kompleks (se geologisk kart M 1 : 5000). Foldestil beskrevet under avsnittet om tektonikk.

Bergarten består av amfibolitt-lag, oftest med mæktighet mindre enn en halv meter. Det vanlige er ca. 15 cm. Amfibolitten er finkornet og laminert med lyse feldspat-rike bånd. Mellom disse amfibolitt lag sitter en granatglimmer-fels, nesten utelukkende disse to mineraler. Disse bånd er tynnere enn amfibolittbandene.

Amfibolitt-granat-glimmerfelsens har stedvis metertykke lag med kvarts-(feldspat) rik lys bergart. Ofte er denne bergarten grafitt-holdig og får da en utpreget skifrichet. I sprekker i grafittskiferen er det supergent vokset hvite små krystaller som sitter spredt på overflaten eller i runde knoller. Det er plukket ut noen av disse og gjort diffraktogram på. Mineralen er gips (selenit). Svevelet kommer fra spredte sulfid-korn i bergarten.

Det er ikke mulig å følge amfibolitt-granat-glimmerfelsens som et kontinuerlig stratigrafisk lag. Den synes imidlertid alltid å være plassert innen en viss sone i granatglimmerskiferen som et eller flere tynne lag.

Mineralene i den finkornede laminerte amfibolitt er ca. 3/4 amfibol. Den er meget svakt farget. 2v er stor, optisk negativ. Vinkel Z:c er målt til opp mot 10° . Det kan være cumingtonit.

I et slip er det funnet så mye som 50 % kloritt. Dette er hvor det er funnet 21,3 % magnetitt og 1,6 % ilmenit fra punkt-telling i planslip. Kloritten er relativt sterkt grønn farget. 2v er liten og det er optisk positiv. Den har grå anomale interferensfarger. Kloritten har inklusjoner av små mineraler som gir radioaktivt halo, som ved kryssete nicols gir fiolett farge. Dette fenomen er vanlig i biotit, men er mindre vanlig i kloritt.

Plagioklassen har sjelden tvillinger og utgjør gjerne det meste av den resterende 1/4.

Zoisit er et meget vanlig mineral i denne bergarten. Makroskopisk er det noen steder funnet som lange slanke krystaller med striper langs den lengste akse. Lengden kan være omkring 1 cm. Krystallene er glass-klare eller også hvite. Rombeform på tverrsnittet kan ses noen steder.

Det er malt brytingsindeks på Zoisitten, og den ble funnet å ligge nøyaktig nær 1.704 og tydelig lavere enn 1.715, som tilsvarende clinozoisit. (Beskrevet før under granatglimmer-skifer)

Interferensfargene til zoisitten er vanligst anormalt blå. Den har liten aksevinkel $10 - 30^\circ$. Det tyder på at det er α -zoisitt.

I granat-glimmer-felsen er granatene euhedrale, med brunlig farge og viser i slip sonarbygning.

Inneslutningene er konsentrert mot kjernen, med en bred randzone som ikke har inneslutninger. Se fig. 14.

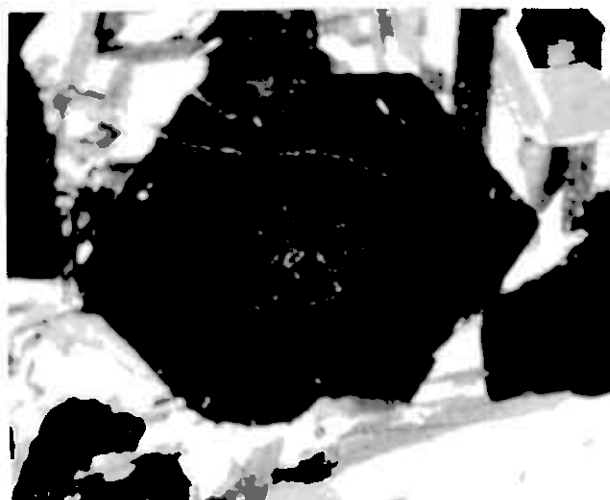


Fig. 14 Granat med inneslutninger gjerne orientert på krystallografiske plan. Rundt granaten er biotit. Forst. 30 X nic.

Biotit er vanligst sterkt rødbrun farget, men noen steder gulgrønnlig.

Epidot forekommer i et slip i mengde på 10 % (anslått). Det er små euhedrale krystaller med høyt relieff og friske interferensfarger.

Sillimanit er funnet i et slip. Mineralen forekommer som tynne fibre gjerne i radialformede aggregater, er fargeløst og har rett utsløkning. Det er optisk positivt, men det er ikke mulig å anslå 2v nøyaktig. (Isogyrene synes meget rette og det tyder på liten 2v.) Mineralen har moderat relieff.

Ramberg (1967) har ikke funnet sillimanit i granatglimmer-skiferen og det synes å være sjeldent. Det er bare funnet i amfibolitt-granat-glimmer-fels. Se fig. 15

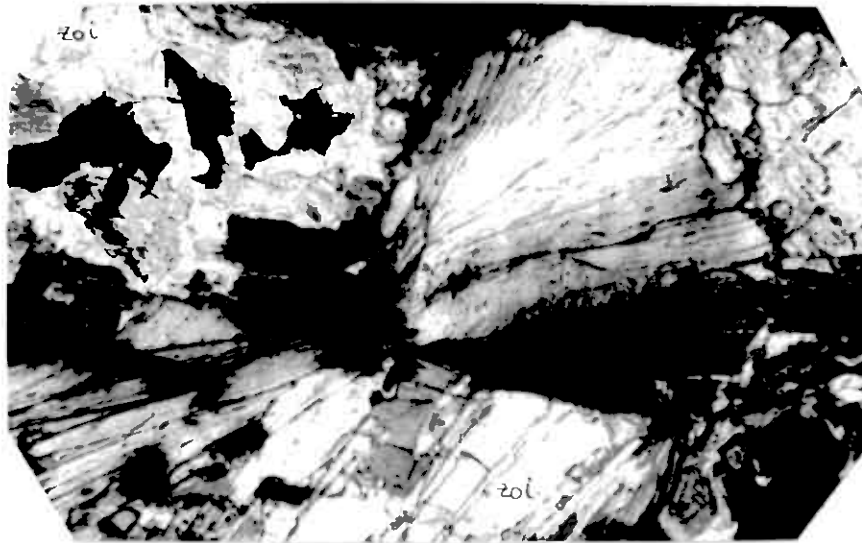


Fig. 15 Radialformet sillimanit. zol = zoisit.
Forst. 80 x, X nicols.

Som accessorier er funnet rutil, titanit, apatitt, kvarts, kloritt og sirkon.

Overgangsbergarten mellom granatglimmerskifer og kvarts-
feltspat-muskovit gneis.

Overgangssonen er forskjellig i de vestre spisse syn-
klinaler og mot det østlige massiv av gneisen.

I grensesonen i den vestre del er Ca-mineralene calcit og
(clino) zoisit + plagioklas. Bergarten er ofte meget
grafitrik og spesielt plagioklas-krystallene er anriket
tett i tett med tynne band, som synes å ha vært opprinnelig
lagning.

I grensesonen i den østre del er kalkmineralene noe cal-
cit, diosid og zoisit (clinozoisit). Det er en kalk
silikat-bergart. Diosid fins i store sub - til euhedrale
krystaller som har matt grønn farge. Det er her vanligere
med finkornede amfibolitt-(biotit) linser.

Kvarts-feltspat-muskovit-gneis

Bergarten er lys, men lys glimrer stedvis i sammenhengende
lag som gjerne gir en foliasjon. Det er umulig makroskopisk
å skille kvarts og feltspat i den smalkornige bergarten.

Den er kraftig foldet i de vestlige synklinaler, men uvanlig lite foldet i det østlige område. På overflaten kan den lyse gneisen være rusten.

Det er vanlig at bergarten har grafittrike horisonter. Den er da kvartsrik og utpreget skifrig og sverter fingrene. Et sted i det østlige felt er det funnet en virkelig grafitkvartsitt. Grafitten er her så finfordelt at den ikke sverter.

I den sentrale del av den mitterste av de tre synklinaler i vest er det en grafit-kvartsittskifer med stor utbredelse. Den er sort, men har sjelden glinsende grafitflater. Det er ikke fått utslag med de geofysiske målinger, og det må da være finfordelt grafit.

På overflaten og i små sprækker i de grafittrike bergartene er det utfelt et gult belegg. Dette er vanlig også i grafittrike soner i de andre bergartsenheter. Ramberg (1967, p. 86) har identifisert mineralet ved røntgen som jarosit.

Det opptrer også meget vanlig kalkrike horisonter, som kan være en kalkglimmerskifer eller en tynn marmor.

I bunnen av den østlige synklinalen er det opptil 5 m tykke sterkt foldede kalkmarmor. Ved sammenfoldning viser de langt større mæktighet. I de vestlige synklinaler dominerer det tynnere marmorhorisonter. Med få unntak er de mindre mæktig enn en halv meter.

Lagningen markeres sterkt på overflaten ved at de tynne rene marmorlag er forvitret 2 - 3 cm dypere ned enn gneisen. Denne viser isauringsstriper og det er altså her et eksempel på forskjell i forvittringshastigheten fra istiden og opp til i dag.

I en lokalitet nede i Nordtjernbekken ble det funnet 3 cm lange og en cm tykke diopsidkrystaller. Det er matt grønnlig, og sammen med denne finnes tremolit og litt marmor.

I de grafittrike lagene er de vanligste mineralene kvarts, plagioklas og grafit. (grait opptil 20 %)

Makroskopisk er det funnet et marmorert alltid er en kalkmarmor da den bruser sterkt for saltsyre. Den har kornstørrelse på omkring 1 mm.

Kvarts-feltspat-muskovit gneis har vanlig omtrent 90 % kvarts + feltspat. Mikroclin er noen steder helt dominerende, mens det andre steder er plagioklas som fins i størst mengde.

De resterende 10 % av bergarten utgjøres av lyse glimrer (muskovit og biotit. Accessorier er karbonat, titanit, granat, rutil, (clino-)zoisit og epidot. Et brunt pleokroittisk mineral med høyt relieff og rand av (clino)zoisit er funnet. Kjernen er muligens orthit. Et tvillingplan går gjennom dette. Dette ses kun når en bruker gipsblødet i parallellt lys. Tvillingplanet fortsetter også i (clino)zoisitten. (se fig. 16)

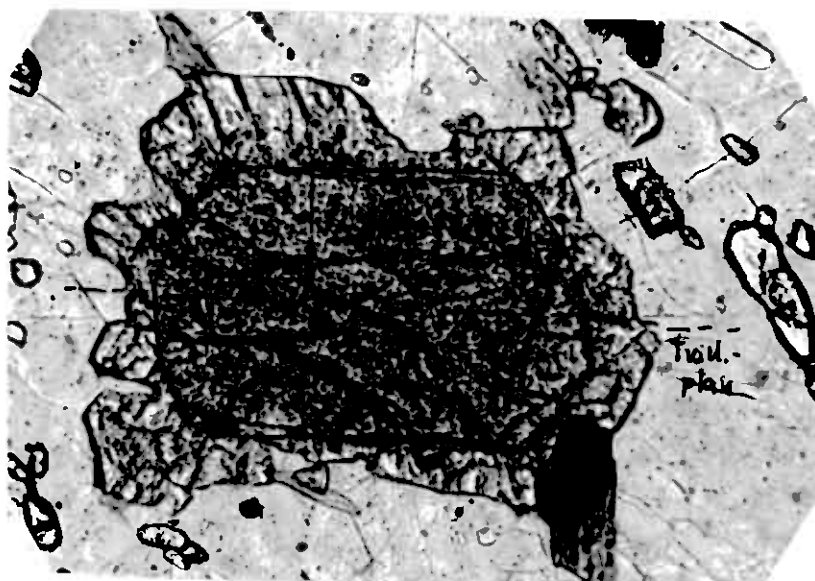


Fig. 16 Orthit (?) med rand av (clino) zoisit. Utenfor dette, korn av epidot - (clino) zoisit. Forst. 200 x. || lys.

Samme type oppbygning er beskrevet av Ramberg (1967 p. 64) som vanlig i granatglimmerskiferen.

Granat-biotit-skifer

Denne bergarten forekommer kun inne i kvartsitten i det østlige område. Skiferen er helt mørk av biotit innholdet,

og granat + biotit utgjør alltid 70 - 80 % av bergarten. Det er meget liten variasjon i mineralinnholdet og grensene mot kvarts-feltspat-muskovit-gneisen er skarp.

Kleine-Hering (1968 p. 4) sier at grafittiske lag er karakteristisk for denne skiferen. Dette stemmer i de sørlige deler av det felt som er kartlagt, men mot nord er skiferen mer homogen og uten grafitt.

Granatene er alltid mindre enn 1 mm. Fargen er rødlig brun og noen steder mørk brunlige. Makroskopisk er de euhedrale. I slip har de en poikiloblastisk tekstur med inneslutninger mot kjernen og en tynn ren rand. Krystallene er vanligst euhedrale, se fig. 17.

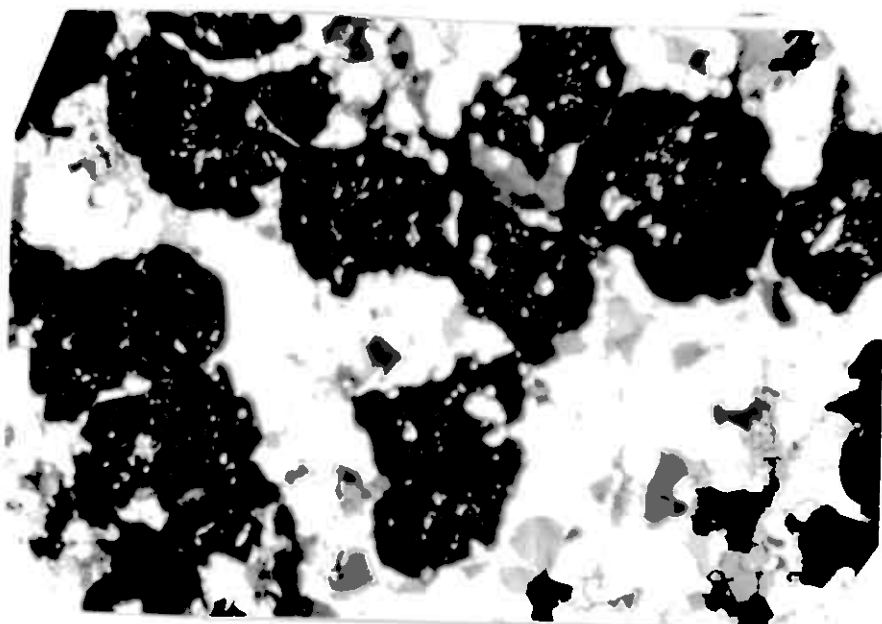


Fig. 17 Granater med inneslutninger konsentrert i midten. Grunnmassen er hovedsaklig av kvarts, noe biotit. Forst. 50 x, X nicols.

Granatene har noen steder en lagdelt struktur som går tvers gjennom dem. Dette er også en poikiloblastisk tekstur. Skiferens granatinnhold er 30 - 50 %.

Biotit forekommer i mengder fra 20 - 50 %. Fargen er rød-brun-pleokroittisk i slip. Makroskopisk er den meget mørk.

Summen av kvarts og plagioklas er funnet i mengder på opptil 25 %.

Accessoriske mineraler er lys glimmer, kloritt, spatitt og erts.

I den nordlige ende av sonen med granat-biotit-skifer er det en amfibolittgneis. Den er finkornet, hard og flintaktig.

Den holder ca. 60 % amfibol som sannsynlig er en hornblende ($2:1$ 24°). Videre har den plagioklas med An_{50} , altså en uvanlig basisk plagioklas. Epidott-(clino)-zoisit og biotit forekommer i omtrent like stor mengde. (Clino)-zoisitten er anomalt blå. Biotiten er rødbrun. Bergarten har også litt kvarts.

Undersøkelse av kvarts-feltspat-muskovit-gneisen

Denne bergarten er stedvis meget lik mikroklingneisen fra gruveområdet i Kleikvassli. I Kongsfjell er bergarten mindre tektonisk påvirket enn i gruveområdet. Det er derfor gjort en nærmere undersøkelse av gneisen for å finne om det kan høre til samme stratigrafiske horisont. (Tipp fra Vokes.) Videre er det tenkt ved prøveprofilene og finne eventuell variasjon i feltspatmengden og typen feltspat i de forskjellige nivåer.

Det er tatt spredte prøver og prøveprofiler i de vestlige synklinaler og i den østlige gneisområdet. Dessuten er det tatt noen prøver fra lignende gneis som forekommer som tynne lag i granatglimmerskiferen, av granat-biotit-skiferen inne i gneisen og av granat-glimmerskiferen på grensen mot gneis.

Analysene er gjort flammefotometrisk av Rønne. Til dette trengs bare ca. 1 gram, men for å få en riktigere verdi ble det knust ca. 50 g i skiveknuseren på Ingeniørgeologisk laboratorium. Analyseresultatene har en nøyaktighet på ± 1 relativ %.

	Prøve nr.	H ₂ O	Na ₂ O
Vestre synklinaler:	3	3,96	0,40
	101	4,62	0,34
	102	5,36	0,30
	103	3,85	0,61
	104	4,23	0,50
	105	5,48	1,15
	106	4,85	0,35
Østre område:	10	0,98	3,09
	78	7,34	0,93
	79	6,15	0,74
	80	3,95	2,50
	81	4,35	3,12
	82	1,18	3,70
	83	2,96	1,83
	84	3,03	2,17
	85	2,57	2,23
	86	7,15	2,50
	87	4,51	1,19
	88	3,86	0,82
	89	4,72	1,50
	90	1,68	2,35
	91	1,86	3,53
	92	1,49	5,70
	93	3,73	1,14
	94	5,06	1,94
	95	3,68	2,06
	108	1,72	1,97
Lys gneis utenom:	38	1,39	0,25
	48	0,80	0,25
	49	2,36	0,54
	56	3,09	1,00
	107	1,87	1,43
Sidesten:	1	2,80	0,56
	54	0,19	0,15
	58	3,50	0,11
	110	3,89	0,36

Analysene fra kvarts-feltspat-muskovit-gneisen er satt opp etter økende K_2O -innhold (fig. 18, side 37.) Det synes å være en svak tendens til omvendt proporsjonalitet mellom innholdet av K_2O og Na_2O .

Samtlige analyser fra Kongsfjell og noen fra Bleikvassli (Ramberg 1967 p.75,120,124) er også tatt med i fremstillingen på fig. 19 (side 37.)

Gneisen fra de østlige deler av feltet har stor variasjon i K_2O -innholdet. Synklinallene i vest har ganske lik sammensetning. De er middels rike i K_2O og har lite Na_2O . Mikroklingneisen fra gruveområdet ligger langt høyere i K_2O -innhold. Analyserte prøver fra tynne lag av lys gneis i granatglimmerskiferer viser relativt lave K_2O og Na_2O -innhold.

Sidestenen har vanligst lave Na_2O -innhold og en del K_2O . Granat-disten-glimmerskifer fra Digtliklubben har meget likt innhold av de analyserte oksyder.

Sidestenen til mikroklingneisen ved graven har etter målestokk for analysene fra Kongsfjell relativt lave K_2O -innhold og midlere innhold av Na_2O .

For de forskjellige profiler er det satt opp diagrammer på (fig.20, (side 38). De synes å vise avtakende K_2O innhold nedover i lagrekken. Denne tendens er felles for begge gneisonradene, men tydeligst i det østre.

Prøvene 10,91 og 92 er tatt i samme stratigrafiske nivå som prøvene 36 og 87. (se fig. 18, side 37), men de viser altså helt motsatt forhold i Na_2O - K_2O - innhold. Ser en på prøvene 90 og 91,92 og 10 så ligger alle relativt nært skyveplanet. En mulighet er at gneisen kan være påvirket av dette.

Prøvene 73,79 og 86 gir de høyeste K_2O verdier, og i slip av prøve 78 er mikroklin-innholdet anslått til 50 %.

Vurdering og tolking av resultatene

Ramberg (1967, p.89-93, 98-100, 103-105, 110-114, 127-129) har diskutert dannelsen av de forskjellige enheter inn-

Fig 18. Analyseresultater for samtlige prøver
av kvarts-feldspat-muskovit-gneis.

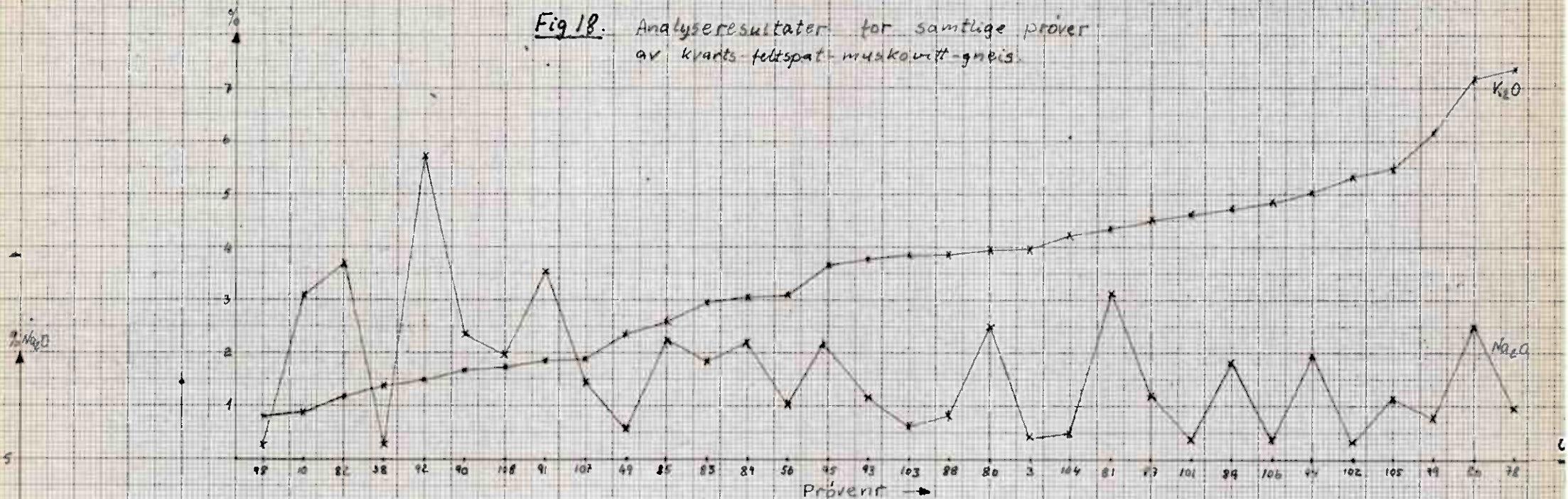
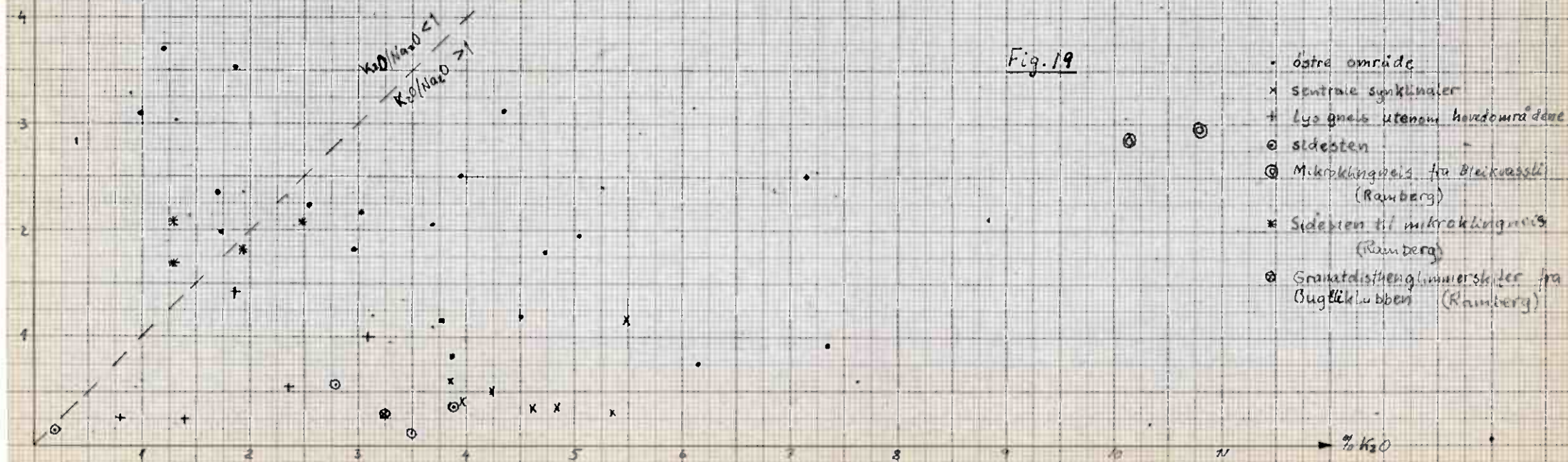
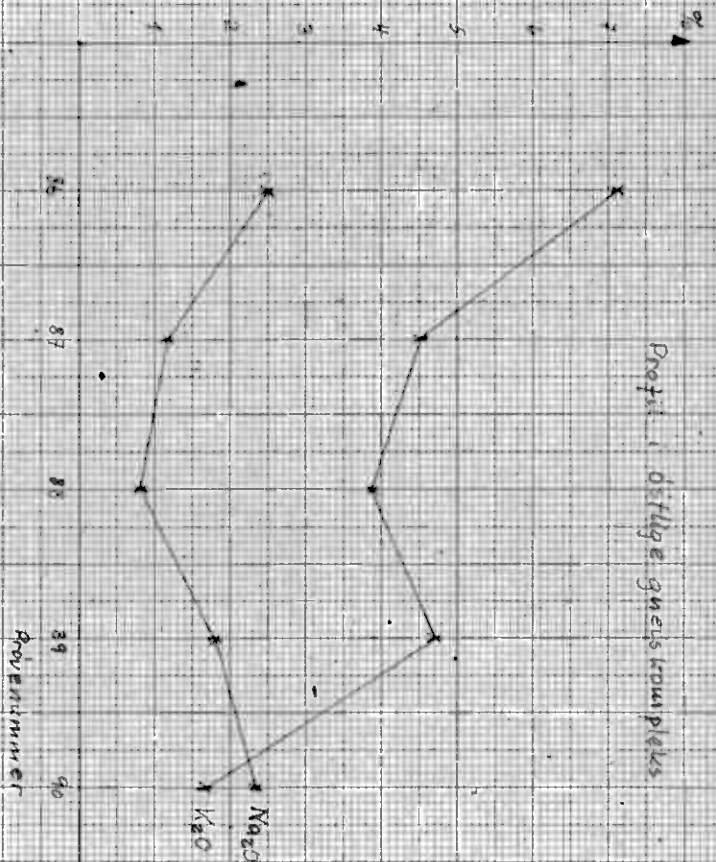
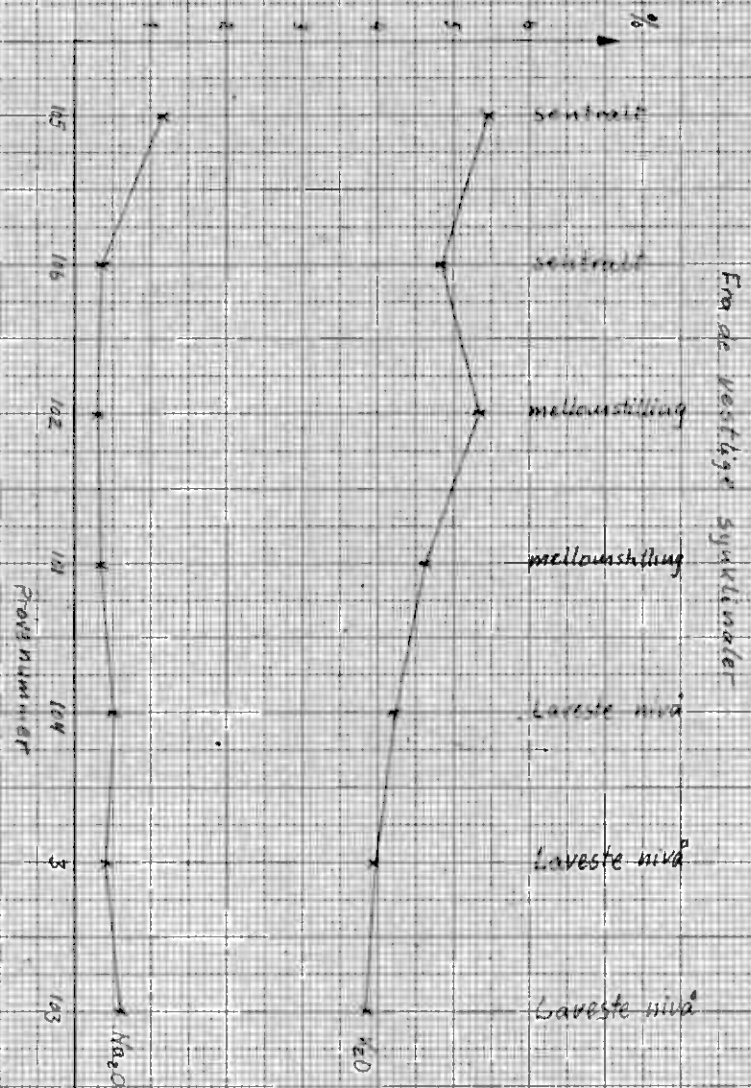


Fig. 19





For begge diagram: Mot høyre er nedover i stratigrafi.

Fig 30

gående, og det blir her bare kort tatt med de viktigste konklusjoner og vurdert noen resultater fra denne undersøkelsen.

Glimmerskifrene er konkludert med å være pelitiske sedimenter, sansynlig av den vestlige kalekonske geosynklinale facies. Kalkglimmerskifer og granatglimmerskifer nener Ramberg gjenspeiler primær sedimentær forskjell.

Kartlegningen på Kongsfjell har vist at granatglimmerskiferen noen steder er ekstremt kyanit-rik. Tynne bånd som kan følges flere meter er stratiforme og må tolkes primær forskjell i Al_2O_3 - innhold i sedimentet. Tykkere benker med diffuse grenser er vanskelig å følge opp, men vekslende mineralinnhold skyldes mest sansynlig primær forskjell.

Ramberg (1967 p.99) har beskrevet bra vekslings fra lag til lag innen marmor. Som framstilt foran under beskrivelsen av marmor (fig. 8) veksler hele benken raskt fra calcit til dolomitmarmor. En slik overgang kan vanskelig tenkes uten en eller annen metasomatisk prosess.

Like over dolomit-marmoren er sammenfoldet amfibolitt-granat-glimmer-fels. Denne kan tenkes som H_2O -kilde. Men det er også i annet stratigrafisk nivå calcit-marmor i kontakt med samme bergart, og hvorfor er ikke denne omvandlet til dolomit? Dette kan tyde på en metasomatisk prosess ved diagenesen, da den omtalte calcit-marmor tilhører det østre gneisområdet som er nedfoldet. Ved en metamorf metasomatisk prosess skulle også denne være omvandlet.

Dolomitmarmoren er sterkere foldet enn benken ellers, og er stedvis rik på finfordelt grafitt eller carbonforbindelser; noe som antyder forskjell i sedimentasjonsforhold. Carbon er neppe tilført ved metasomatose. Bugge (1948 p.95) har beskrevet grafitt i calcitmarmor, men ikke i dolomitmarmor. Ramberg (1967 p. 97) sier at dolomitmarmoren gjerne er lysere enn calcitmarmoren. Det synes altså at grafitt er vel så vanlig her som i dolomitmarmor.

Ramberg (1967 p.99) har funnet tendens til større kvartsinnhold i dolomitmarmoren enn i calcitmarmoren. Dette synes også å gjelde for den beskrevne lokalitet, og kan forklare at dolonitiseringen på grunn av større poresitet.

Ramberg (1967 p.110-114) har undersøkt Ti-Zr forholdet i amfibolitten og funnet at det sansynlig er en ekstrusiv dannelselse. Den er dessuten tilblandet pelitisk materiale.

Amfibolitt-granat-glimmer-felsen har som beskrevet alternerende tynne lag med finlaminert amfibolitt og granat-glimmer-fels. Det synes naturlig at amfibolitten med sine tynne lag er tuffogen og granat glimmerfelsen representerer Fe-rike tynne sedimentlag mellom hver tilførsel av tuff.

Ramberg (1967 p. 127-129) mener at mikroklingneisen ved graven er dannet ved metasomatose av en arkose eller kvartsitt. K-metasomatosen er antatt å foregått mot trykkinima.

På Kongsfjell har den lyse gneisen ofte en god del feltspat enten plagioklas eller mikroklin. Feltspatinnholdet kan tyde på at gneisen er en metamorfosert arkose. Gjennomsnittet av analysene tilsvarer arkose, som vil ligge noe lavere enn en granittisk bergart i K_2O og Na_2O -innhold. For en granitt er det vanlig med ca. 5% K_2O og 3-4 % Na_2O . (Smithson 1963 p.189, Høltedahl 1960 p.322)

De store variasjonene som er funnet i Na_2O og K_2O innhold i samme stratigrafiske nivå på korte avstander er lite trolig primær. Det er mer sansynlig med en metasomatisk forandring under metamorfosen.

Bergarten i de sentrale synklinaler har lave Na_2O -innhold, i forhold til det østlige gneisområdet. K_2O -innholdet er derimot relativt høyt.

Den geologiske og strukturgeologiske kartlegningen av det østlige gneisområde tyder på at det er en synklinale. Men er så bergartene i den synklinalen og synklinallene i vest samme stratigrafiske nivå? Nedre i området som Kleine-Hering (1968) har kartlagt er gneisen bare tynne lag, mens granat-biotitskiferen er mektigere. Om det er samme stratigrafiske horisont må den ha hatt forskjellige avsetnings betingelser

som har gitt mektighetsforandring. Dette kan også forklare forskjellen i Na_2O innholdet. Metasomatiske prosesser under metamorfosen kan også være årsaken til forskjellen. Metasomatiske prosesser har sansynlig gitt de høyeste K_2O og Na_2O verdier. Det mest sansynlige er nok at gneisene i øst og vest tilhører samme stratigrafiske nivå.

Om Kongsfjelllets kvarts-feltspat-muskovitt-gneis er samme stratigrafiske horisont som gruveområdets mikroklin-gneis er det vanskelig å si noe om. Ut fra hovedfoldningene synes det sansynlig. Ingen verdier for K_2O ligger opp mot verdiene fra mikroklin gneisen, med ved intens tektonisk påvirkning kan det tenkes metasomatiske prosesser innen gneisen som vil føre til dannelsen av mikroklin gneis og en bergart fattigere på K_2O . (Også i følge Ramberg 1967 p.127-129). Disthen og staurolitgneisen fra gruveområdet ligger på den ene siden og mikroklingneisen på den andre siden av gjennomsnittsanalysene fra Kongsfjell. (fig. 19 side 37.)

Tektonikk

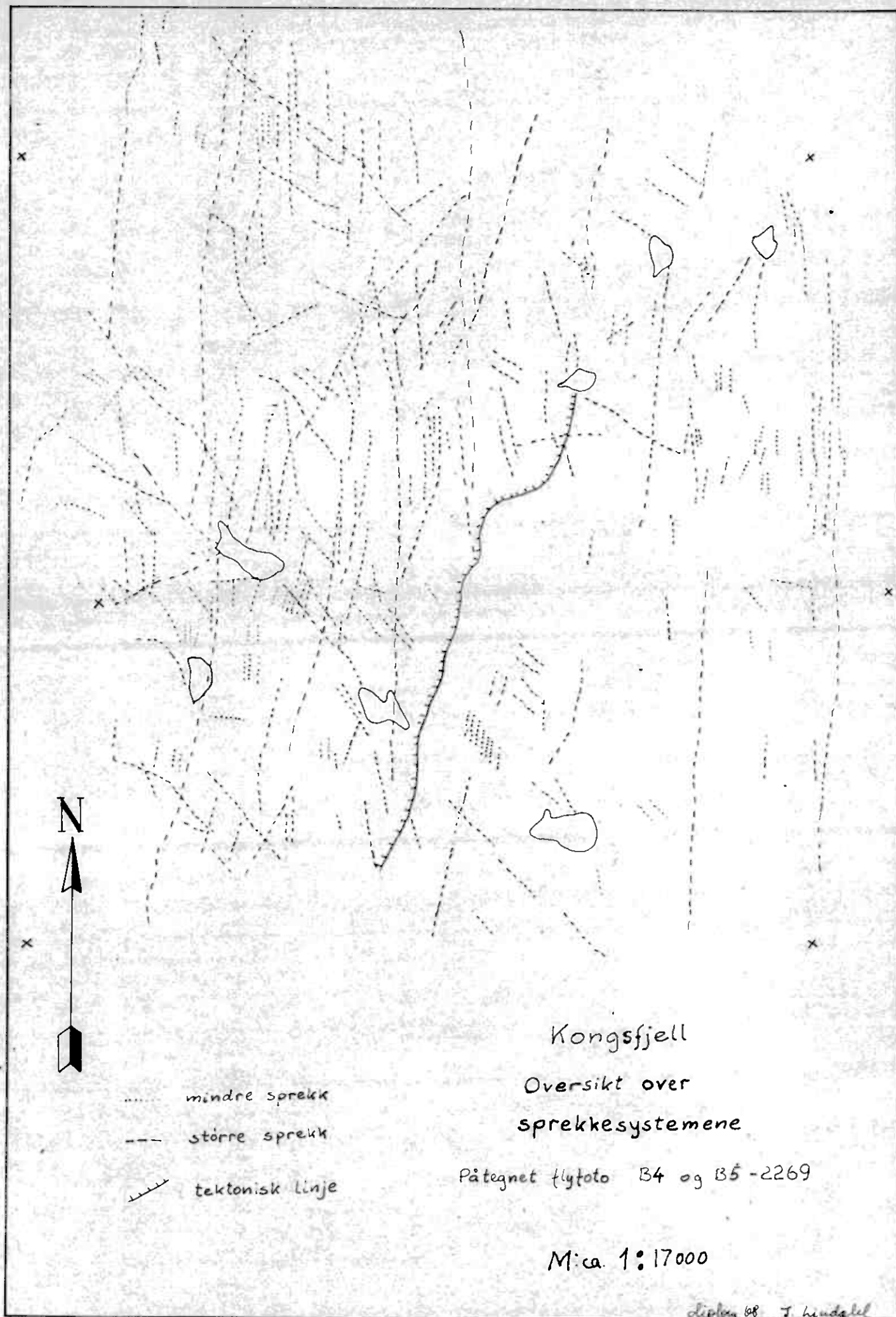
Lagdelling og skiffrighet.

Skiffrigheten på Kongsfjell er stort sett sammenfallende med den primære lagdelling. Dette ses først og fremst ved at bergartens skiffrighet er parallell med bergartegrensene. Noen steder er det funnet utviklet akseplansskiffrighet. Skjærskiffrighet er også funnet i gneisen ved ombøyningen på de østre synklinaler (se fig. 33)

Sprekker og forkastninger

På flyfoto-"sverlay" er det tegnet inn regionale og mindre sprekker. Det er brukt speilstereoskop og resultatet er satt sammen på fig. 21 (side 42). Sprekkerose er satt opp på fig. 22 (side 43). sprekkerose fra målinger i feltet er satt opp på fig. 23. (side 43).

De fleste regionale sprekker har retning ca. N-S.



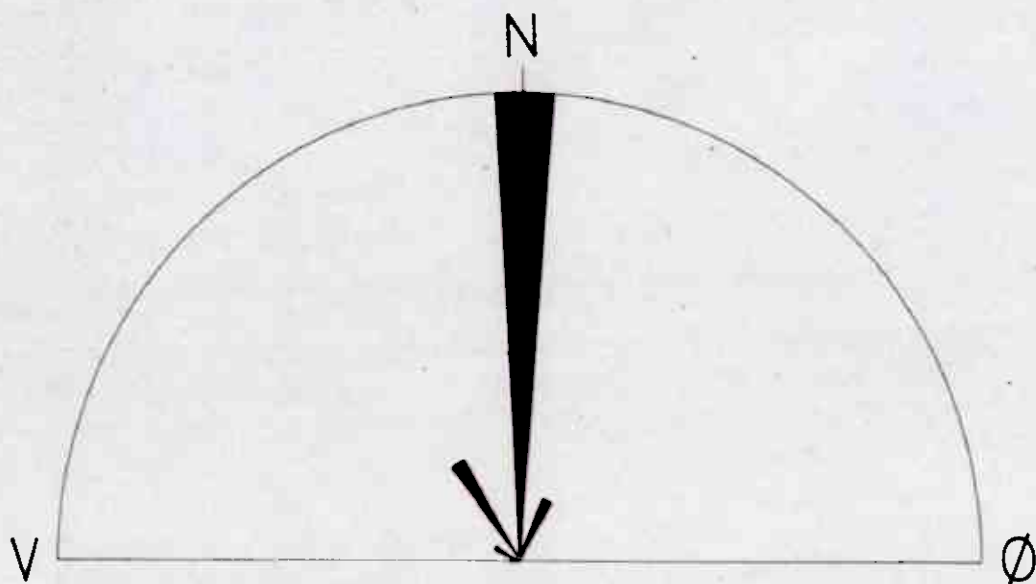


Fig 22 Sprekkerose for Kongstjell. Satt opp på grunnlag av flytototolkning. Som framstillingsparameter er brukt den observerte sprekkelengde.

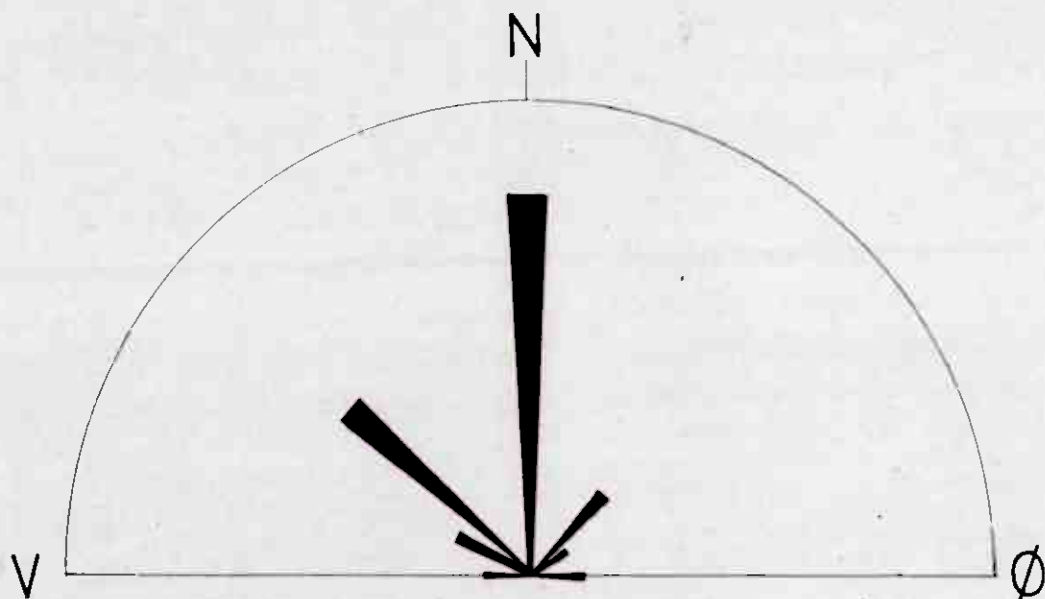


Fig 23. Sprekkerose satt opp på grunnlag av 44 målinger. Som framstillingsparameter er brukt antall målinger.

Disse danner markerte kilefter i terrenget. Det er mange ganger vanskelig å avgjøre om det har vært noen bevegelse langs disse. Den har i så fall vært liten. Et unntak er i den sør-vestre del av det kartlagte området, der det har vært en tydelig forskyvning. (se geol.kart)
Mest sannsynlig har den vestligste blokk en relativ forskyvning oppover.

I det nord-østlige område har det langs en sprekk med retning 30° , vært litt forskyvning (merket på det tektoniske kart). Forskyvningen har vært i størrelsesorden 5-10 m. Den er markert i terrenget, men 3-4 høydeforskjell i samme bergarten. Det er mest sannsynlig en mindre forskyvning i forbindelse med isavsmeltingen. Se fig. 24.



Fig. 24 Til høyre sprekk med forskyvning, retning 20° .
Til venstre regional sprekk ca. N-S. (forskyvning?)

Utenom hovedsprekkeretningen N-S er det mindre markerte sprekkeretninger på $30-40^{\circ}$, og en på $130-150^{\circ}$. Ramberg (1967 p.21) mener at disse sprekke er konjugerte sprekker, og den perfekte halvering som linjasjonoretningen gjør av disse resultatene tyder på det.

Det er imidlertid målt sprekker i en hel del kvartslinser i hele området, som synes å ha hatt en utviklet sprekketretning. Denne varierer lite og er fra $125 - 135^{\circ}$. Dette tyder på at vi har hatt en periode etter foldningen, og dannelsen av de konjugerte sprekker, som har gitt oppsprekning av melkekvartsen i linsene.

Detalj-sprekkemønsteret viser samme oppsprekningsretninger parallell med hovedretningene. Noen få sprekker er malt i en mer Ø-Vestlig retning. (se fig. 23 side 43)

Skyvesone (r?)

En markert skyvesone er fulgt innen feltet i en lengde av 1,5 km. (inntognet på tektonisk kart.) Skyvesonen kan ikke følges eksakt i den nordlige ende lenger enn inntegnet. Mest sannsynlig går den ut innen granat-glimmerskiferen, men det er også en mulighet at den lille forskyvningen i marmorbenken som er antydnet som forkastning, er fortsettelsen av skyvesonen. (tektonisk kart)

De nordligste deler av skyvesonen er en mylonittsone som er ca. 5 m mektig. Mylonitten består av bergartsfragmenter, som er linseformede boller sjelden av størrelse over 10 cm. Grunnmassen er amfibolholdig og vanligvis klorittisert. Se fig. 25.

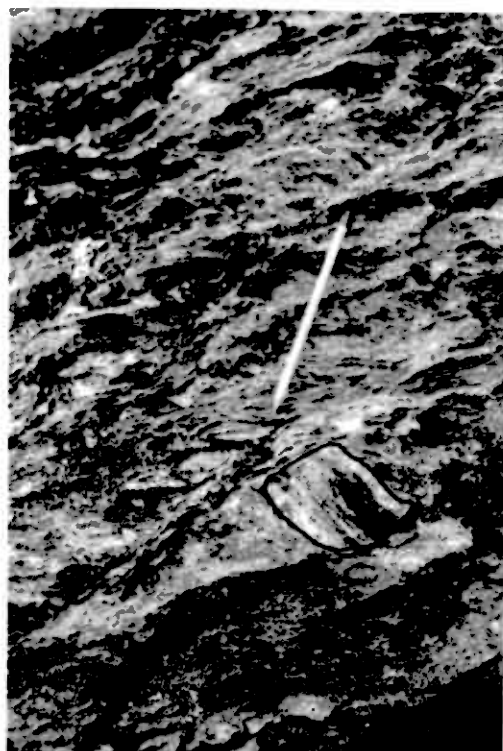


Fig. 25

Mylonitt fra skyvesonen. Bergartsfragment med opprinnelig struktur er innringet.

Mot den sørlige grense av det kartlagte felt er det bare en svak tendens til utvikling av mylonitt, og her er bergarten i skyvesonen langt mere grafittholdig.

Det er tenkelig at grafitten har vært bedre "smørning" og at dette forklarer den svake mylonittisering.

Bergartene omkring mylonittsonen i granat-glimmerskiferen har ofte stort innhold av staurolit. Turmalin er også funnet her, og en sterkt grønn farget kyanit. I slip er det funnet at to granater eller en staurolit-krystall har "støtt sammen", som vist på skissen. (fig. 26)

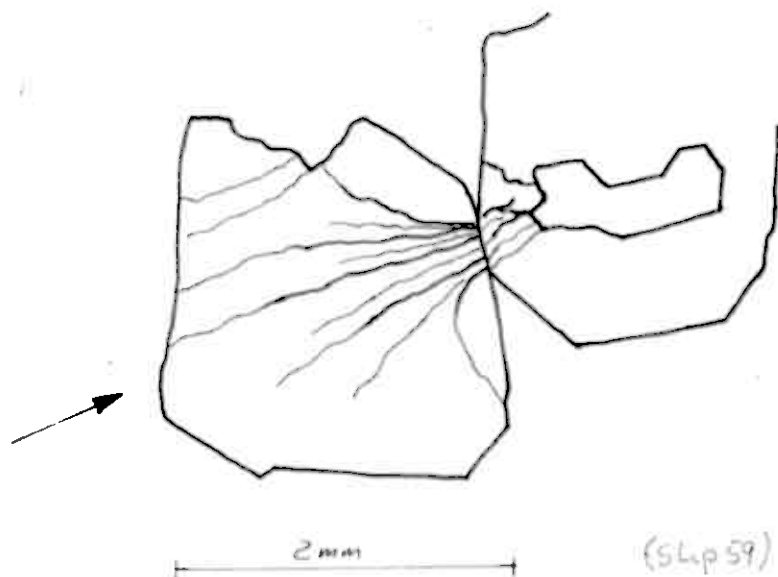


Fig. 26

Fotografisk skisse av to granater som er sprukket opp på grunn av kraftper som antydtes, eller induisert trykk-kraft i denne retning. Inneslutningen begrenses av krystallografiske plan.

Skyvesonen har så store variasjoner i strek og fall, at den sannsynlig er foldet, og det synes å være etter den vestlige foldeakse. Bevegelsen langs skyveplanet har vært relativt liten.

Det er inntegnet en kort skyvesone på tektonisk kart og geologisk kart. (M 1 : 2000 blad IV). Et kort stykke kan en her følge en sterkt mylonittisert granatglimmerskiferbergart. Slip viser mye staurolit, kyanitt, granat, apatit og turmalin, samt kloritt og hyppig radioaktivt hals i biotitten. Staurolitten og granaten synes tektonisk påvirket. Det har også her vært meget liten bevegelse.

Linjasjon

Linjasjonen er meget markert og faller sammen med foldningsaksen. Enkelte steder er også lagningen helt utvisket og det er dannet "Kullion"-struktur. Dette er spesielt hyppig i den grafitt-holdige kvarts-feltspat-muskovit-gneis

i sentrum av den mitterste av de vestlige synklinaler.

Foldning

Det er satt opp en grafisk fremstilling av foldeaksene, retning og fall på fig. 27 (side 48). Den dominerende akseretningen har et relativt stort variasjonsområde fra 235° - 290° , hele 55° . Malingene fordeler seg jevnt innenfor denne sektor med størst antall i retning litt sør for Vest. Det er ikke funnet noen variasjon fra område til område i det kartlagte felt.

Tross den store jevnt fordelte variasjon i foldeakseretningene er det tenkelig at de representerer samme foldefase, og at avviket skyldes innvirkning av andre foldefaser med bratt aksefall mot sør. (Beskrevet av Ramberg 1967, s. 50.)

Akseretningen på 310° synes å peke seg ut som en egen retning i feltet. Det er ingen observasjoner mellom 290° og 310° , men det er dog så få som 4 malinge.

Akseretningen på 170° kan ses bort fra, da disse er målt i amfibolitt-granat-glimmer-felsen, som har et spesielt foldemonster. En kan innenfor denne bergarten i et lite område måle alle rommets akseretninger. Foldene er i det nevnte tilfelle helt runde plastiske. Det er ikke uttydning til akseplanskifrihet. Strukturen synes å ligne en smørt plastisk masse. Det er mulig at denne bergarten er foldet sammen med utgangspunkt i relativt tynne lag.

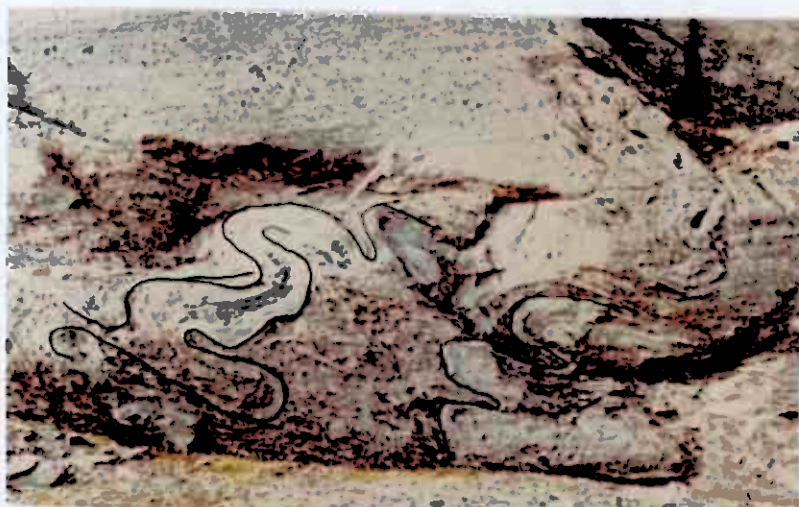
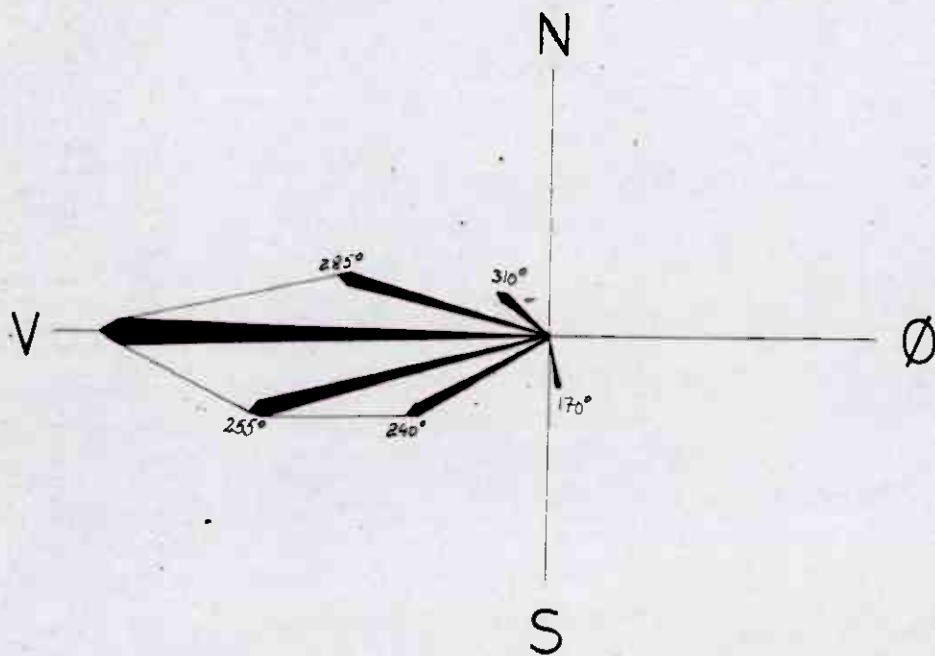
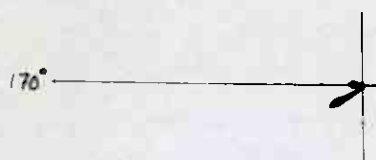
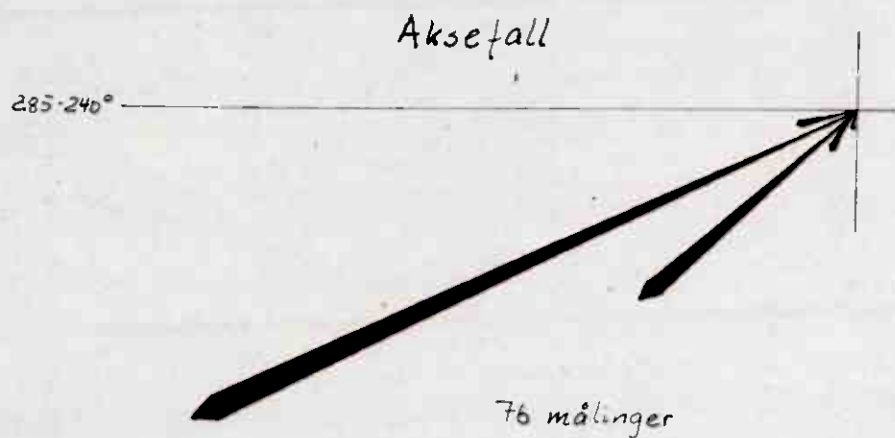


Fig. 28 Foldet amf.granat-gl.-fels.

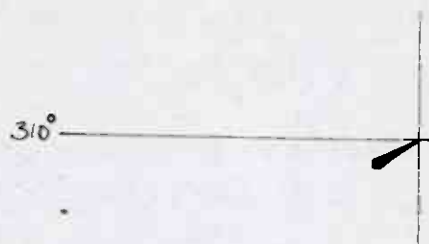
Grafisk framstilling av foldningsaksenes retning.



83 målinger. Lineært avsett for målinger innen 30° sektorer



3 målinger



4 målinger

Lineært avsett for målinger innen 30° sektorer

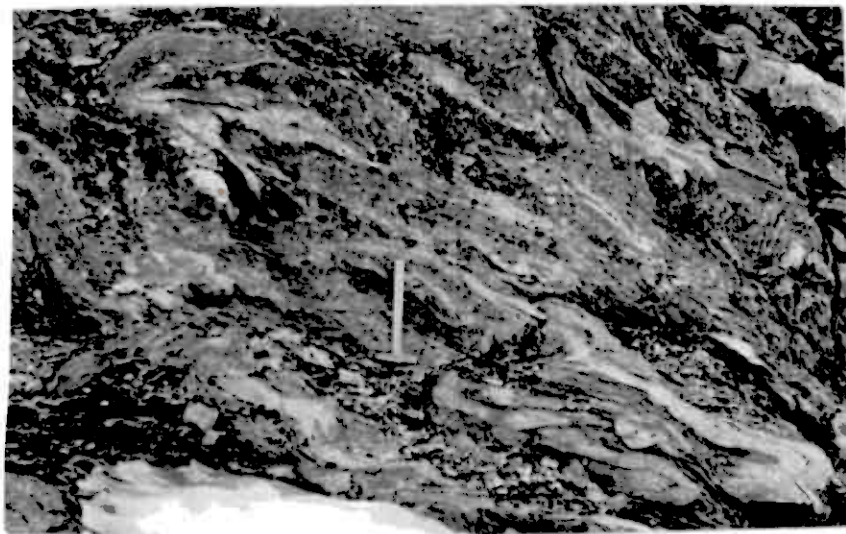


Fig. 29 Sterkt foldet maf.-granat-gl.-fels. De helt lyse lag er kvarts-(feltspat)-muskovit-skifer, som stedvis er grafit-holdig. (mørkeste bånd).

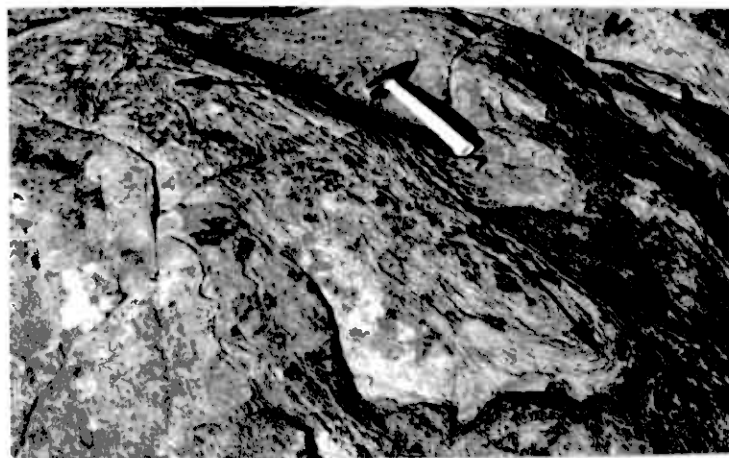


Fig. 30 En aksekulliminasjon i maf.granat-gl.-fels.

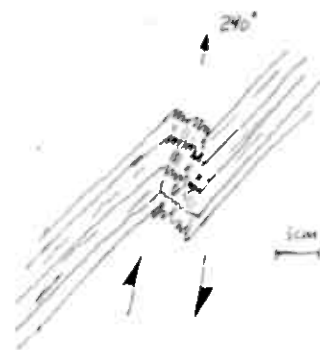
Foldestilen i granatglimmerskiferen og også i kvarts-feltspat-muskovit-gneisen er vanligvis av typen "tight folds" (Bryhni 1964.)

Dette ses av fig. 31 (side 50) , som er foto fra gneisen.

I gneisen opptrer dessuten flere steder skjærfolder som vist på fig. 32. (side 50).



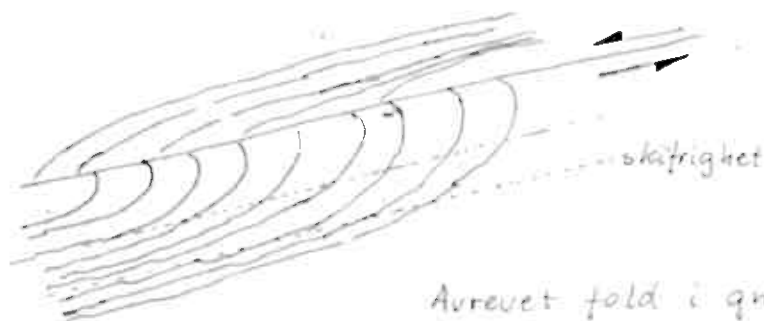
Fig. 31



Skjærfold i gneis
Fig 32.

Fig. 32

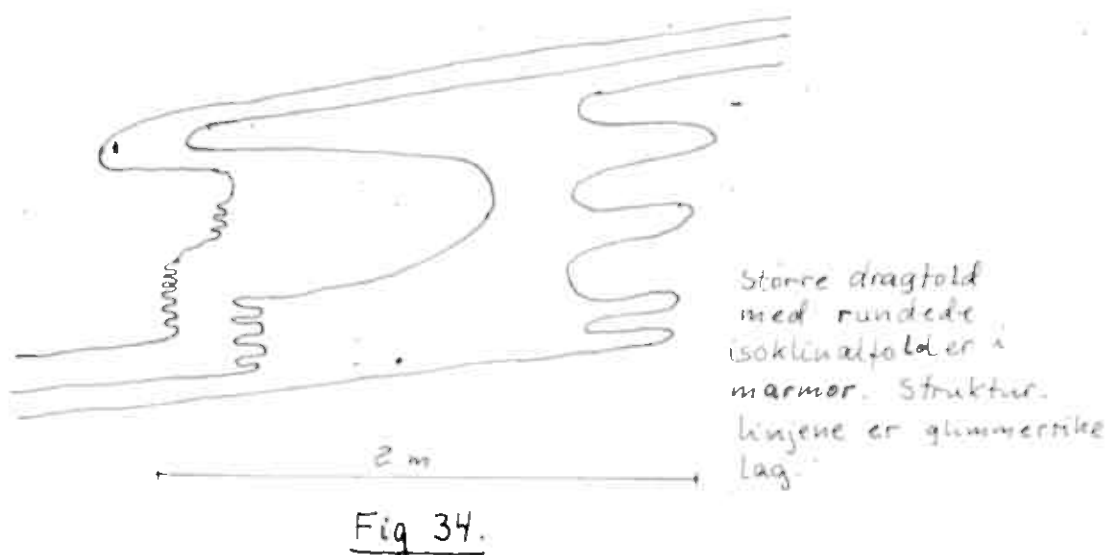
I gneisen ved ombøyningen i synklinale i gneisen opptre vanlig avrevne folder. (fig. 33) Planen hvor skjærkreftene er utløst har tilnærmet samme orientering som skyveplanet.



Avrevet fold i gneis.

Fig 33

I marmor er det vanlig med rundede isoklinale folier.
Se fig. 34. (side 51)



I amphibolittsonen er det sjelden med markerte foldestrukturer i amphibolitten. I grønneglimmerkifer og føyvittglimmerkifer i sonen er det flere steder funnet små, flere folder av similar-type som fig. 35 viser.

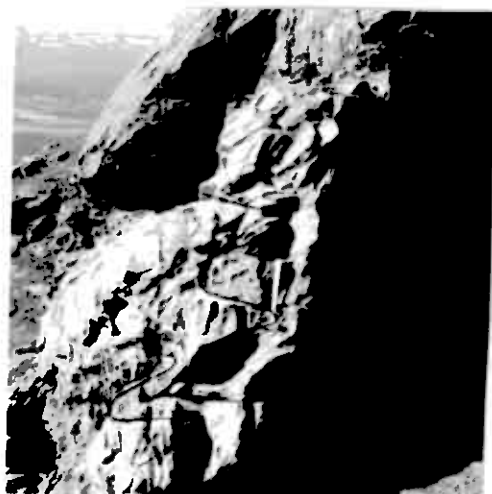


Fig. 35

Foldefaser

Ramberg (1967 p.49-53) har i Kongsfjellgruppens bergarter beskrevet tre foldefaser, og i de sentrale deler av Kongsfjell sier han to av disse er utviklet.

Etter muscplantrassene som er trukket opp p. det tektoniske kart synes det likevel mulig med tre faser utviklet her.

Det settlige område ser ut til å ha vært innfoldet ved en tidlig fase. Denne har mulig retning ca. 310° som målt noen få steder. Aksoplantrasene fra denne fase er foldet med akse mot vest. Disse er igjen foldet av en bratt foldningsakse som stuper mot sør. Ramberg har beskrevet de to siste foldefasene.

Det er også mulig at det har vært en isoklin-folding som første fase, med påfølgende dannelse av den sterke mulleformen, med innfoldning av den sterke gneis, fordi den var en "dypere" synklinal. Etter dette fulgte så fasen med bratt akse mot sør.

Det må også betraktes som en mulighet at det sterke gneiskompleks er et stratigrafisk lag i granatglimmerskifer, noe som er lite trolig.

Metamorfose

Det er behandlet av Ramberg (1957, p. 133) og blir ikke omtalt her, men i et lite avsnitt i del II.

Stratigrafi

Det er satt opp en stratigrafisk kolonne p. fig. 31 (side 53). Dette anses for den mest sannsynlige oppbygning. Ramberg (1957 p.72) har satt opp regional stratigrafisk oppbygning av Kongsfjellsgruppens bergarter. De nedre lagte bergartene hører til den yngste del av disse.

Kleine-Hering (1968) har satt opp en stratigrafi som ligner denne.

KONGSFJELL - Stratigrafi

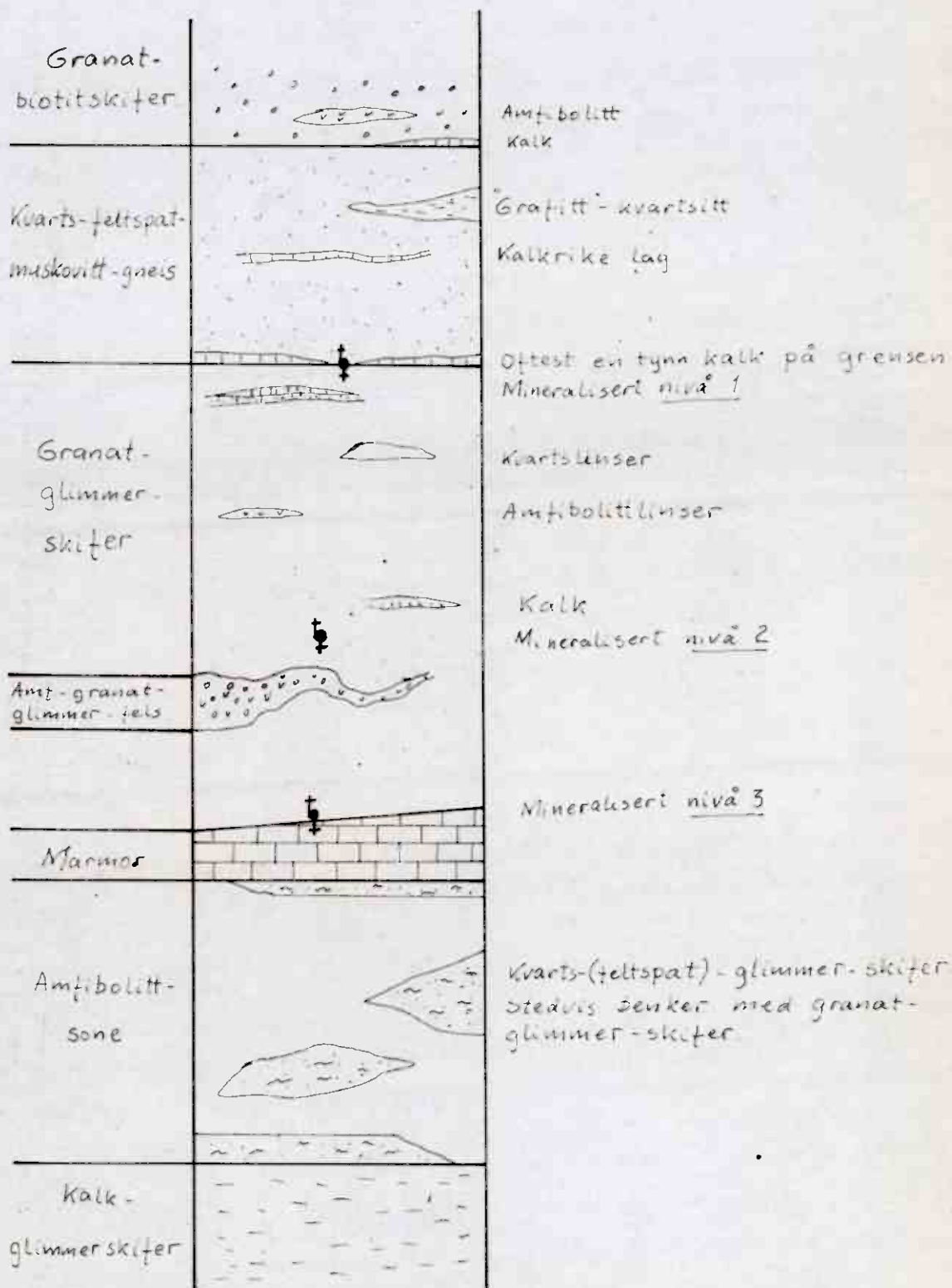


Fig 36.

MINERALOGISKE TYPER

Generellt.

Det undersøkte område ligger i det sentrale Nordland som er en metallogenetisk subprovins i de kaledonske bergarter. (Vokes 1958) Sulfidmineraliseringene har gjerne mye Zn og Pb og Vokes sier (1958) "These present, probably, the greatest economically promising concentrations of the ores of zinc and lead in the country at the moment"

Utenom forekomstene Bleikvassli og Mofjell som er i drift fins det mange andre små forekomster i området. På noen av dem har det vært drift i kortere perioder. (Torgersen 1928)

Galenaen holder vanligvis en god del selv. Forekomster som Svenningdal og Nasafjell er meget selvsøke og området fra Bindal til Nasafjell kan sies å være en edel metallrik provins.

Det er vanlig i forekomstene at Zn Pb Cu. Noen steder er det pyrittiske og andre steder magnetkiserike typer. Både Bleikvassli og Mofjell er pyrittiske malmer.

Forekomstene er ofte stratiforme i de høymetamorfe pelittiske sedimenter. Dette er tilfelle for de største forekomstene Bleikvassli (Vokes 1963) og Mofjell (Saager 1966). Svenningdal og Nasafjell som er de som holder mest edelmetaller er gangforekomster. (Bundrock 1967)

Generell beskrivelse av mineraliseringene på Kongsfjell

Svak sulfidmineralisering av Fe, Cu Zn og Pb - sulfider, er funnet mange steder i det undersøkte område. Det henvises til geologisk kart K 1 : 2000 hvor disse er avmerket. (Blad I - V) De fleste steder dreier det seg om noen få korn med sulfidmineraler.

Mineralisering som har noen utstrømning langs streket, (> 50 m) er funnet i tre stratigrafiske horisonter. Mineraliseringene er vanligst en svak impregnasjon som er stratiform. Sulfidkornene kan være jevnt fordelt eller sitte i opptil mm tykke band parallell lagningen. Massive sulfidband på ca. 5 cm er maksimal tykkelse. Disse er grovkrySTALLINE og konkordante. De er mest sensynlig sulfider som er mobilisert ved den høye metamorfosen.

De tre stratigrafiske niv., det er funnet de største mineraliseringer i er følgende:

1. På grense mellom kvarts feltspat-muskovit gneis og granat-glimmerskifer.
2. I kvartserik granatglimmerskifer i de lavere nivå av formasjonen.
3. Like over og i forbindelse med kalkhorisonten mellom amfibolitt-sonen og granatglimmerskiferen.

Disse hovednivå er merket av på den stratigrafiske kolonne på fig. 36. (side 53)

De vanligste sulfidene er pyrrhotit, chalcopyrit, sphalerit galena og cubanit. Makroskopisk synes mengde forholdene av sulfidene å være:

- nivå 1. En god del pyrrhotit og ellers sphalerit, chalcopyrit og galena. Bergartene i den mineraliserte sone er ofte grafitrik.
- nivå 2. Veksellende forhold mellom sulfidene. Innholdet av galena veksler sterkt. Stedvis er det hovedsulfidmineralet. Lite sphalerit og mye chalcopyrit og cubanit, chalcopyrit/cubanitt forholdet

er anslått til 2 : 1

nivå 3. Sphalerit-rik. Noe galena og chalcopyrit.

I forbindelse med anfibolitt-granat-glimmer felsen, er det et sted en linseformet metertykk bank med 20 % magnetit og noe over 1 % Ilmenit. Det dominerende silikatmineral er her klorit.

Kort skjørbeskrivelse

Stratigrafisk plassering av skjerpene.

nivå 1: Skjerp no: XII, XIII, XIV og XVI.

nivå 2: Skjerp no: XVII.

De forekommende mineraler er oppgitt etter avtakende mengde, ut fra makroskopisk vurdering.

Skjerp XII

Mineraliseringen sitter i et tynt meget grafittrikt lag. Bergarten utenfor dette er kvarts (feltspat) rik granat-glimmerskifer som er sterkt foldet. Mineraliseringen ligger nær opptil den lyse gneisen eller i overgangssonen. I selve skjerpets synes den sulfidimpregnerte, grafittrike bergarten massiv, men når den studeres mikroskopisk er den sterkt foldet. Se fig. 37.

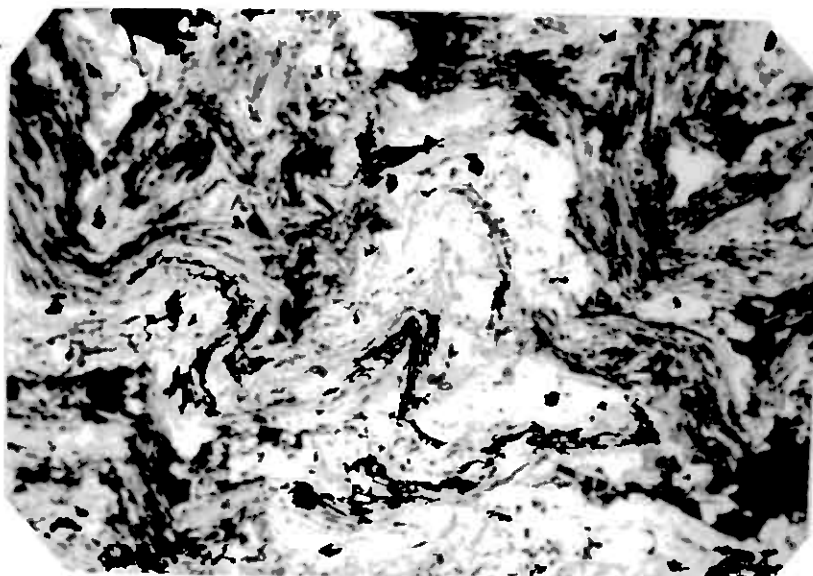


Fig. 37 Mikrofolder i mineralisert bergart skjerp XII
Forst. 30 x, || lys

Grafit-bergarten har hovedmineralene kvarts, plagioklas, biotit, muskovit og grafitt.

Den mineraliserte grafittrike sone kan følges ca. 100 m. det er opptil 1 m. mæktig (som ved skjerp XII), men det vanligste er 20 cm og mindre. Sonen er tegnet inn på geologisk kart i målestokk 1 : 2000. (Blad III). Detalj-skisse av selve skjerpene nedenfor. (fig. 38).

Mineraler: pyrrhotit, sphalerit, chalcopyrit, galena.



- x Sulfidimpregnasjon
 ~~~~~ Strukturlinjer  
 ~~~~~ Sterkt markerte strukturlinjer  
 Foldenakse og markert linje = $270/30$

Skjerp XII
 skjematisk skisse.
 Skutt i sulfidimpregnasjonen.

Fig 38.

Skjerve XIII

Bergarten er grafit-holdig. Den er lite foldet. Mineraliseringen sitter rett på grensen mellom granatglimmerskifer og gneis.

Den mineraliserte bergart har hovedmineralene kvarts, plagioklas og biotit.

Den mineraliserte sonen har mæktighet mindre enn en halv meter og svak impregnasjon er fulgt mot øst i lengde av ca. 150 m. (se geol. kart M 1 : 2000, blad III)

Mineraler: pyrrhotit, sphalerit, chalcopirit, galena.

Skjerve XIV

I dette området er det mye overdekning og bergarten er kraftig rusten. Mineraliseringen sitter i grensen mellom gneis og granatglimmerskifer. Grensebergarten er en kalksilikatbergart ofte med store diopsid krystaller. Den inneholder gjerne karbonat og også noen grafit.

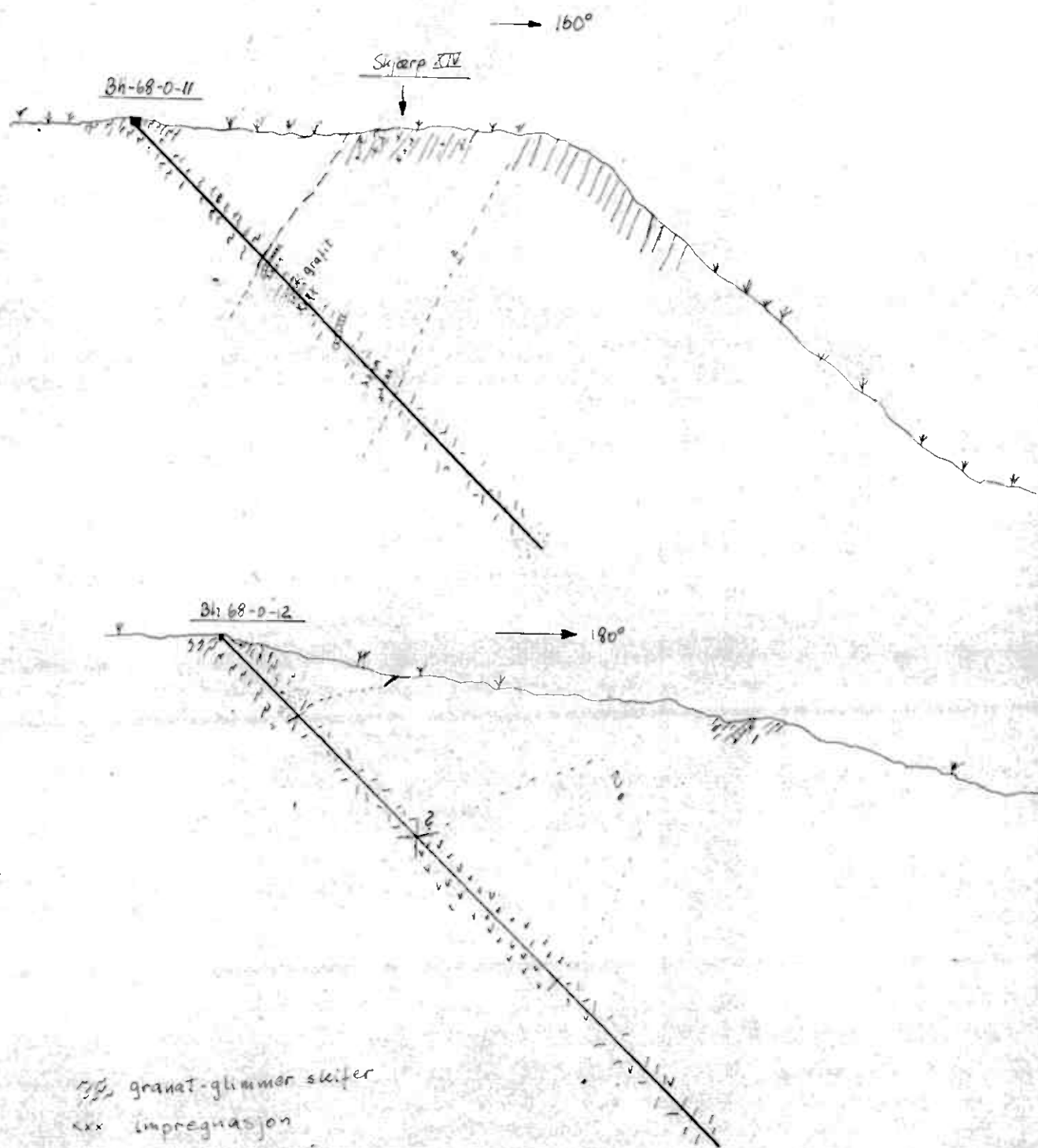
Det er vanskelig å vurdere mæktigheten på grunn av stor overdekning. Mineralisering langs strøket er funnet i en lengde av vel 100 m. (se geol. kart; M 1 : 2000, blad IV. Mineraler: pyrrhotit, chalcopirit, sphalerit, galena.

Det er satt på to diamantborhull på denne sonen. (Th 68-C-11 og Bh 68-J-12). Kjernelog vedligger som eget bilag. (Bilag 2). I fig. 39 (side 59) er hullprofilen skissert. Det viser at overgangssonen er mektig og sterkt foldet.

Skjerve XVI

Dette sitter i en kvarts (feltspat) rikt lag et stykke ute i granatglimmerskiferen. Bergarten har markert skilfrighet. Det er gravd to prøvegrefter og skutt i dem. Lengden på den ene er ca. 12 m. (geol. kart M 1 : 2000 blad V).

Det eneste observerte sulfidmineral er pyrrhotit.



granat-glimmer skifer

impregnasjon

svak impregnasjon

amfibol-biotit-skifer

marmor

kvarts-feltpat-musk-quarz,
ofte kalkholdig

M = 1:500

KONGSFJELL

Boring sommeren 68

diplom T. H. Lindal

Skjærø XVII

Bergarten er kvartarrik granat-glimmerøskifer, ofte med rustbrune flekker av rutil. Fra før er det her sænsynlig sett av et enkelt skudd. Under feltarbeidet ble det skutt en prøvegrøft på ca. 15 m over den blottede del av den mineraliserte zone. Denne og analyseresultatene er skissert på de neste sider. (fig. 40 og 41)

Mineraliseringen er minst 3 m mektig, og har en strøklengde på ca. 200 m.

Mineralene er: Chalcopyrit, cubanit, galena, sphalerit.

Det henvises her til det geologiske kart i målestokk 1 : 2000. (blad II). Herav ser en at det er to hovedsoner, men også spredte mineraliseringer. Alt dette er betegnet som nivå 2.

Mineralogi

Mineralogien er meget kompleks. Ved bruk av planslip-mikroskopering og delvis ved hjelp av reflektivitets - målinger og microprob-analyser er det bestemt følgende mineraler:

Hovedmineraler:

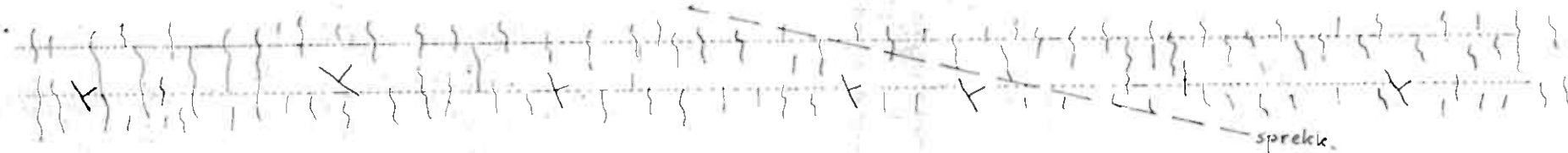
Sphalerit
Chalcopyrit
Galena
Pyrrhotit
Cubanit
Grafit

Sjeldnere mineraler:

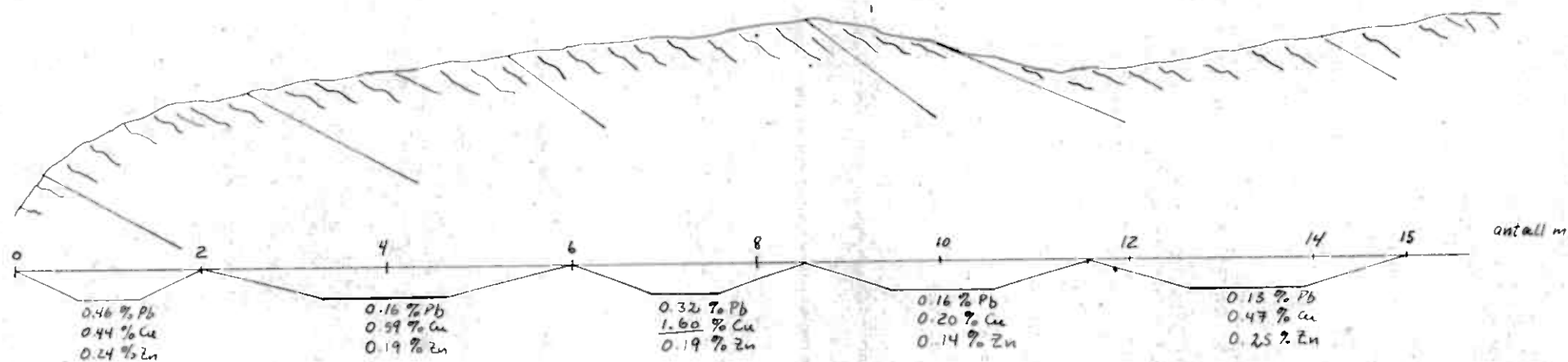
Magnetit
Ilmenit
Pyrit
Marcasit
Molybdenit
Bornit
Fe-hydrokseyder-Limonit
Valleriite
Covellin
Rutil
Bismuth
Co-pentlandit

Horisontalsnitt (strøkløner til strøk og fallmålinger p.g.a. hellende overflate)

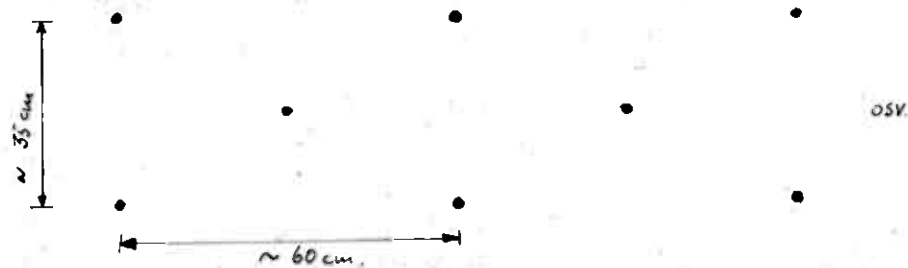
→ 335°



Vertikalsnitt



Boremonster:



Hulldybde ca 40 cm, Antall hull = 71

Kongstjell

Skjerp XVII

Skjerpingen er utført
sommere 68.

M ≈ 1:660

| Mektighet
gehalt | Mineralisering | Bergart |
|---|---|--|
| 1.8 m med:
0.13 % Pb
0.47 % Cu
0.25 % Zn | Impregnasjon,
men også sulfider
på sprekker
og som
"klumper" | Massiv glimmer skifer
Stedvis grafitt holdig |
| 0.7 m med:
0.16 % Pb
0.20 % Cu
0.14 % Zn | Jern impregn. | Bergarten er her glimmerrik, med
store glimmerflak, en god del biotitt
Også noen granater. Noe kloritt |
| 1.6 m med:
0.32 % Pb
1.60 % Cu
0.19 % Zn | Cu fins her
i mineralene
chalcopirit og
cubanitt i
forhold ~2:1 | Bergarten er kvartsrik, relativt
massiv og sterkt foldet
Få granater |
| 2.2 m med:
0.16 % Pb
0.59 % Cu
0.19 % Zn | Jern
impregnasjon | Lys kvartsrik
glimmer skifer (muskovit)
Stedvis noen granater |
| 1.8 m med:
0.46 % Pb
0.44 % Cu
0.24 % Zn | Jern
impregnasjon
Et par 2 cm bånd
med cp + gn | |

Kongstjell - Skjerp XVII

Framstilling av den prøvetatte mektighet, tilsammen 8.1 m

Samlet gehalt: 0.70 % Cu
0.25 % Pb
0.21 % Zn

Kobber
Pentlandit
Hessit
Mackinawite
Hematit
Fahlerts
Breithauptit
Bournonit
Boulangeit (?)
Dyskrasit (?)
Co-ullmannit
Uidentifiserte mineraler.

Beskrivelse av de enkelte mineraler:

Sphalerit

Det vanligste sulfidmineral i store deler av feltet er sphalerit. Det finnes som spredte separate korn i silikatene og i sammenvekning med de andre sulfidene. Det er vanlig at sphalerit er anriket i en tykke bånd, et par steder er disse opptil 5 cm med anslagsvis 70 % sphalerit og resten silikatmineraler. (nivå 3). Alle disse anrikede bånd er konkardante. Kornstørrelsen er vanligst mindre enn 2 mm.

Røntgenspektrogram gir utenom Fe-utslag, også utslag på Cd og Mn. I et tilfelle (prøve 96) fås utslag på Ni. Rose (1967) har funnet små mengder Ni i sphalerit, og ione-størrelsen er relativt lik slik at substitusjon kan være mulig. Årsaken til Ni-utslag kan også være forurensninger fra Ni-mineraler (Breithauptit (NiSb) er funnet i slip fra denne lokalitet) i sphalerit.

Noen få steder har sphaleritten avblandingsdråper og/eller slanke lameller (linser) av chalcopyrit, sjeldnere av pyrrhotit. I korn med avblandingsdråper er det vanligst ingen forskjell på konsentrasjonen av disse. Det er imidlertid et par steder funnet runde co-avblandingsdråper som er konsentrert inn mot sentrum, mens randsonen ikke har inneslutninger. Når avblandingslegemene er lameller sitter disse på oktaederplan. I slipplanet er lamellene funnet i to eventuelle tre retninger.

Andre sjeldnere inneslutninger er grafitt, molybdenit og gedigent Bi.

Sphalerit forekommer relativt hyppig som skjelettkrystaller og "strenchen" i chalcopirit og cubanit. Skjelettkrystaller er noen steder vokset ut fra korngrensen galena-chalcopirit og inn i chalcopirit-fasen. Skjelettkrystallene er vokset ved avkjøling av sphalerit-holdig chalcopirit-fase. Se fig. 42.

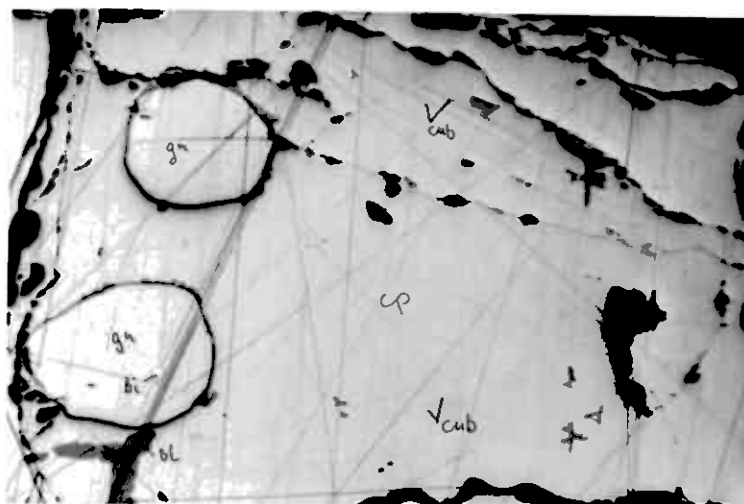


Fig. 42 gn = galena, cp = chalcopirit, cub = cubanitt
sl = sphalerit, Bi = Bismuth.
Cubanitt-lamell og retning i sl. strenchen sitter
på samme plan.
Forst. 38 x. 1 nicol, reflektert lys, luft.

Sugaki og Tashiro (1957) har gjort eksperimentelle forsøk for å finne temperaturen som trengs for å få dannet sphalerit-skjelettkrystaller. Forsøkene viser at krystallene begynner å vokse ved ca. 500°C.

Det er også vanlig med skjelettkrystaller i cubanit. Flere steder er det funnet at en del av krystallen ligger i en cubanittlamell, mens en annen del i chalcopirit. For avblendingen cp-cub. er det oppgitt forskjellige temperaturer; fra 300 - 450°. (se under chalcopiritbeskrivelse). Dette betyr da at skjelettkrystallen er dannet før cubanittlamellen.

Det er ikke funnet noen markert forskjell på sphalerittens interrefleksjoner under mikroskopet. Dens magnetiske susceptibilitet varierer likevel mye og det er ved separering på "Franz'en" vanskelig å få rene konsentrater. Dette skulle tyde på varierende FeS innhold i sphaleritt fra samme prøve, kanskje på grunn av flere generasjoner.

CHALCOPYRIT

Chalcopyrit og sphaleritt er ved siden av pyrrhotitt de sulfider som forekommer i størst mengde. Noen steder er det chalcopyrit (+ cubanit) som dominerer mens det i andre tilfeller er sphaleritt.

Chalcopyrit opptrer som separate korn i silikater og som sammenvokninger med de andre sulfidene. Det er ikke vanlig at chalcopyrit sitter i tynne bånd i silikatene. Den forekommer vanligere som små uregelmessige ansemlinger og som impregnasjon. Et typisk trekk er at når den mineralligerte bergart er glimmerrik og granatførende er det lite sulfider utenom chalcopyrit,

Kornstørrelsen er vanligst mindre enn 3 mm, men et par steder er det opptil 2 cm store korn. Dette sistnevnte er typisk i en maktighet på 1,6 m midt i prøvegritt - skjerp XVII.

I størsteparten av de undersøkte planslip fins cubanitt avblandingslameller i chalcopyritten. I skjerp XVII er forholdet cubanit/chalcopyrit anslått til 2:1. Cubanittlamellene er makroskopisk og mikroskopisk funnet avblandet på (111) planene. Lamelltykkelsen er opptil 2 mm. Chalcopyrit-cubanitt kornene spalter langs lamellfrachten og resultatet blir opptil 2 cm² (111) spalteflater i chalcopyritten.

De avblandings temperaturer som er oppgitt, varierer ganske mye. Ramdohr (1960 p.532) sier at den ligger på 250 - 300°. Ingerson (1955), Smith (1964) og Chakrabarti (1967) har funnet at den ligger høyere enn 450°.

Chalcopyrit har i nesten alle slip tvillinglameller. Dette ses best med liten forstørrelse.

Tvillinger i chalcopyrit er tolket på to forskjellige måter etter formen på tvilling-lamellene (Ramdohr 1950 p.492). De kan være trykk-tvillinger eller innersjonstvillinger. De kan sitte på forskjellige gitterplan (101) (110) og (111). Yund og Kullerud (1966) har gjort forsøk og funnet at innersjonstvillinger dannes på (101) og (110)-plan ved 547° .

I de undersøkte planslip danner alltid tvillinglamellene i en vinkel med cubanittlamellene. De sitter da mindre sannsynlig på (111) plan. Tvillinglamellene er fra linseformet til "oleanderblatt"-formet (Ramdohr 1950 p.492), som sammen med orientering tyder på innersjonstvillinger. De kan dessuten være lange og slanke med rette begrensninger, noe som tyder på at det også fins trykktvillinger.

Chalcopyritten er alltid anhedral. Den sitter gjerne i inneslutninger i galena, pyrrotit og spalerit. Den sitter også som inneslutninger i de nevnte sulfider. Som nevnt under beskrivelsen av sphalerit kan chalcopyrit også sitte som avblandingsdråper i denne.

Utenom dette fins chalcopyrit som avblandingslameller i bornit og som uregelmessige sammenvokninger med denne. Chalcopyrit-bornit-korn sitter som separate korn i silikatene, gjerne rundet. (Se foto under bornittbeskrivelse)

Det er kjert røntgenspektrogram på fire chalcopyrit konsentrat:

Utenom Cu og Fe gir dette kraftig utslag på Zn som skyldes forurensninger i chalcopyritkonsentratet. Likedan skyldes en svak Zr-linje forurensninger. Dessuten fås svake linjer på Ag, Mo, Pb og Ni. Mo og Pb utslag skyldes inneslutninger. Selv-utslaget på spektrogrammet er ikke proporsjonalt med galena forurensning. Det er mindre sannsynlig at den lille mengden av galena som inngår har en stor forskjell i Ag innholdet at det kan være årsaken. Dette indikerer at Ag sitter i chalcopyritten.

Sporelementer i chalcopyrit-cubanitt

For å se om det er forskjell i innhold av sporelementer i chalcopyrit og cubanitt er det plukket ut cubanitt og chalcopyrit der den sitter som sammenvokste korn. Dette ble knust ned til - 200 mesh for å få frimaling. Dette ble kjørt på Franz magnetseparator. Det som går i den magnetiske delen på innstilling 0,1 amp. ble renset flere ganger og viste seg fra diffraktogram å være meget ren orthorombisk cubanitt. Det som går i den unmagnetiske del ved innstilling 1,2 amp. ble renset og viser seg ved diffraktogram å være ren chalcopyrit.

Det ble kjørt spektrogram på disse mineralfraksjoner. Dette ga følgende utslag utenom Fe og Cu:

Zn Ontrent like mye
Pb Mest i chalcopyrit
Ni Mest i cubanitt
Ag Mest i cubanitt

Zn. mikroskopering har vist sphaleritt som stjerneformet både i cubanitt og chalcopyrit. Zn-utslag kan være på grunn av innekluttet sphaleritt, men utslaget er så lite at det også kan være fra innhold i chalcopyrit gitteret. Galena er alltid funnet som inneklutninger i cubanitt og Pb-innholdet i chalcopyrit kan skyldes inneklutninger. Ag innholdet er størst i cubanitten som ikke har noe Pb. Dette må inngå i gitteret. Etter atomstørrelsen mest sannsynlig som "admittance". (Lindon 1966 p.133)

Ni er det mest av i cubanitt. Her er også funnet Co pentlanditt som holder Ni, men det er også mulig at Ni går inn i gitteret og da etter atomstørrelse som "capture" for Fe.

Galena

Galena forekommer som impregnasjon eller sitter som uttykke konformerte band i silikatene. Tykkelsen på bandene er et par steder opp mot 5 cm. Galena er ofte det dominerende sulfid hvor glimmerskiferen er kvartsrik. (spesielt

i område rundt skjerp XVII)

Det er relativt sjeldent med separate korn i silikatene. Galena har ofte innslutninger av de andre hovedsulfidene (ikke cubanit) og sitter også vanlig innsluttet i disse. I nesten samtlige slip er gedigent Bi funnet i galenaen. Utenom dette er det innsluttet en hel del andre mineraler, som fahlerts, kessit, covellin, molybdenit, grafit bournonit og noen uidentifiserte mineraler. Galena danner pyrrhotit-sammenvekning med fahlerts og bournonit. Mineralet er ofte observert som sammenvekning med bornit og chalcopyrit i separate korn i silikatene.

Stedvis har det elementære Bi lamellform. Lamellene er meget sjelden parallele med de kubiske spalteplan. Det vanligste er at de danner to retninger begge med vinkel på de kubiske spalterisene. Se fig. 43.

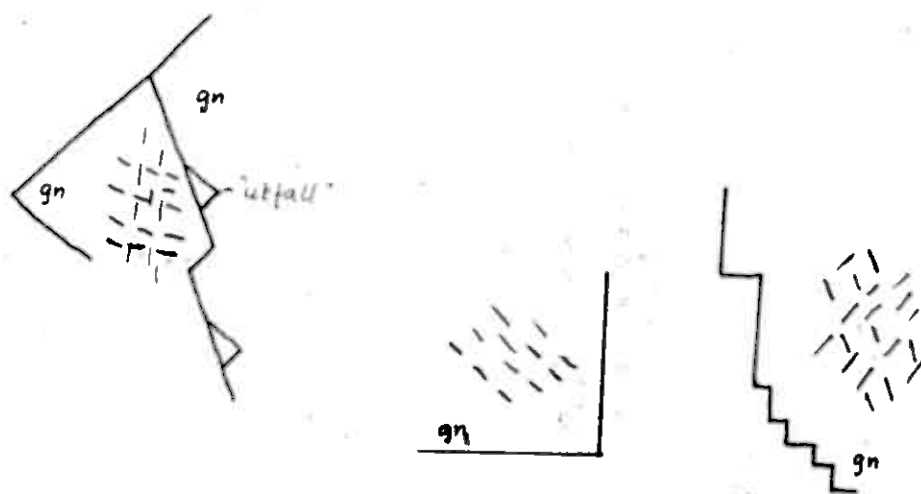


Fig 43. Eksempel på orientering av Bi-lameller i galena (gn)

Oftedal (1962) har funnet at noe Bi-rik galena spalter oktaedrisk. Videre sier han at galenaen sannsynlig ikke får noen forstyrrelse når et like stort antall Bi og Ag-ioner inngår. Om derimot overskytende Bi-mengde er større enn 1 %, kan galena få oktaedrisk spaltbarhet.

For analyse av prøve 132 som er håndplukket er det fått:

$$\begin{array}{lcl} \text{Vekt \% :} & 1,7 \% \text{ Bi} & \text{Atom\%forhold:} \\ & & = 1,7 \% \text{ Bi} \\ & 0,19 \% \text{ Ag} & \frac{209}{108} \cdot 0,19 = 0,4 \% \text{ Ag} \end{array}$$

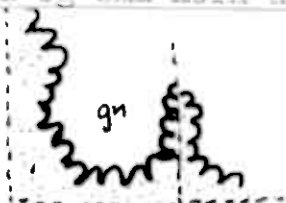
Den overskytende Bi-gehalt blir altså 1,3 %

Det er vanskelig å si hvor stor del av Bi sitter i galena gitteret og hvor stor del foreligger elementært. Etter orienteringen av Bi lamellene er det mulig at de sitter på oktaederplan, men det er ikke makroskopisk funnet oktaedrisk spaltbarhet.

Det er mulig å tenke seg at Bi-atomer i galena vanlig sitter på oktaederplan. Ved Fe-T metamorfosen kan Bi være mobilisert og migrerer mot enkelte av disse plan og gått over i gedigen Bi fase. På grunn av anrikningen i lameller er det mulig at Bi ikke er nok jevnt fordelt langs oktaederplan til å gi spaltbarhet? Den vanligste forekomstformen for Bi innslutninger er dog rundete korn mest sannsynlig en Bi-mobilisering ved metamorfosen.

Det er Røntgenspektrografisk bestemt Bi gehalten for 7 galena-konsentrat, delvis separert og delvis håndplukket. Seks av analysene ligger fra 0,5 - 0,8 % Bi, mens en ga 1,7 % Bi.

Ag-innholdet er bestemt på samme måte for de samme sju prøvene. For seks av dem ligger gehalten mellom 400 og 850 ppm, mens de for en prøve ligger den på 1900 ppm. (Den samme prøven som viste Bi innhold på 1,7 %). Det vesentligste av selvet sitter sannsynlig i galenagitteret, bare meget få og små korn av fahlerts og hessit er funnet.



Når galena forvitrer dannes det konvekse kuleflater inn i mineralet fra sprekker og begrensingsflater. Se fig. 44.

Fig 44. Forvitring av galena

Cubanit

Cubanit forekommer meget vanlig og er funnet i nesten alle slip. Det fins som avblandingslameller i chalcoppyrit og som egne korn.

Cubanit-lameller i chalcopryrit kan flere steder ses makroskopisk i stoffen og er opptil 2 mm tykke. De sitter på (111) plan og sammenvokningen chalcopryrit-cubanit spalter langs lamellene.

Disse lamellene er som regel massive, men enkelte steder sitter flere tynne sammen i en hel bunt. Det vanligste er at de skjærer tvært gjennom chalcopryrit-kornene, men kan også gå ut i en slags hanske-mønster.

Ofte forekommer cubanit som en uregelmessig sammenvokning med chalcopryrit. Det synes flere steder som den har fortrenget chalcopryrit og sitter som randsoner rundt disse korn.

Den cubanit som er uregelmessig sammenvokser med chalcopryrit, ser ofte ut til å være isotrop, eller svakt anisotrop. Det er heller ikke observert birefraksjon på denne, mens cubanit i lamellform har markert birefraksjon og distrikt blå anisotropifarger.

Den isotrope cubanit er ofte i litteraturen beskrevet som cubanit II. Yund og Kullerød (1966) har gjort forsøk med Cu-Fe-S systemet og har funnet at cubanit er kubisk ved temperatur større enn 252° . Fra $252 - 213^{\circ}$ er cubanit tetragonal og orthorombisk ved lavere temperatur. Disse sier de at cubanit II = chalcopryrrhotit = tetragonal eller isometrisk cubanit. Cubanit II er også ellers i litteraturen tolket som replacement.

I noen cubanit-lameller er begge faser til stede. Dette er mest sannsynlig en sekundær omvandlingseffekt. Se fig. 45. (side 71)

Cubanit-lamellene i chalcopryrit er tydelig mer angrepet av forvitring enn chalcopryrit. Dette ses best når sprekker krysser lamellene og i korn grensene mot silikatene. Sekundært er det ofte dannet covellin.

Hvor cubanit danner uregelmessig sammenvokning med chalcopryrit synes det ikke å være denne markerte forskjell i motstand mot forvitring. Dette er også tilfelle selv om

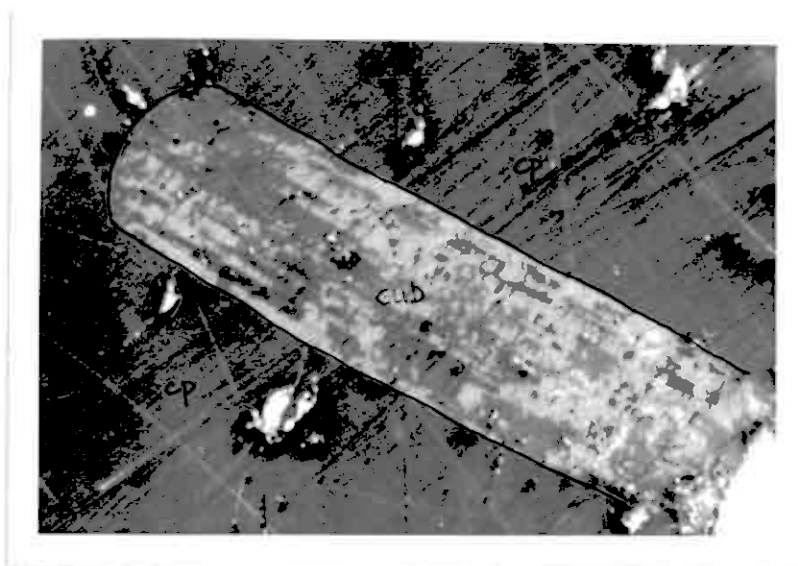


Fig. 45 Cubanit-lamell (cub) med to faser i chalcopyrit (cp). Forst. 150 x. + nicols, luft.

cubanitten er anisotrop, og mulig her er tetragonal. Dette synes altså som om høytemperatur modifikasjonene av tetragonal og isometrisk cubanit er de mest stabile.

I cubanit kornene forekommer det noen steder tynne spisse lameller ut fra en korngrænse eller sprekke. Disse er så tynne at de er vanskelig å identifisere mineralet. Det har større refleksivitet enn cubanit og omtrent samme hardheten. Det synes svært anisotropt. Det er muligens chalcopyrit som Flood (1964 p.123) har funnet og opptrøp på samme måte.

Pyrrhotit

Pyrrhotit er funnet i nesten samtlige clip, men i meget varierende mengde. Den forekommer anhedralt og er nesten alltid sekundært omvandlet langs sprekker og korngrænser. Forvitring fra disse sprekker avanserer hurtigst langs basalplanet (0001). Grensen mellom "zwischen" produkt og uforvitret pyrrhotit blir da gjerne formet som sagtakker.

Pyrrhotiten har noen få steder tynne tvillinger av typen som er betegnet "flame structures". Forvitringen av disse som er stekiometrisk FeS (Kouvo, Vuorilainen og

Long 1963) langs (0001) plan, går raskere enn langs spaltepplan. Tvillingene kan være dannet ved innersjon eller ved stress. (Rundehr 1960 p.549). Mineraliseringen har vært utsatt for høy metamorfose og høyt trykk. Det er derfor ikke mulig å si noe om årsak til de få lamellene som er funnet.

Pyrrhotit forekommer som separate korn i silikatene og som sammenvoksning med de andre sulfidene. Sjelden sitter pyrrhotit som inneslutninger i chalcopirit og galena, men langt vanligere i sphalerit. Pyrrhotit sitter også noen få steder som avblandingsdråper i sphalerit og også som lameller på oktaederplan i denne. Den skilles her fra chalcopirit med sin markante anisotropi.

Breithauptit og Co-ullmannit kan sitte som semigrafisk sammenvoksning med pyrrhotit, dette gjerne på korngransen mot galena.

Grafit

Grafit er tilstede i alle mineraliserte nivåer. Den er observert i de fleste planslip som små korn på opp mot 1/10 mm. Det er sannsynlig at det også fins finfordelt carbon.

Kornformen er varierende. Det kan være elliptiske, listeformede og mer frynsede korn. Grafitten sitter i silikatene, men også som inneslutninger i alle hovedsulfidene. Det er meget vanlig at den forekommer i grensen sulfid-silikat. Meget vanlig er det funnet at molybdenit korn med grafit rundt. Det synes her som grafitten er påvokst molybdenit. Se fig. 46.

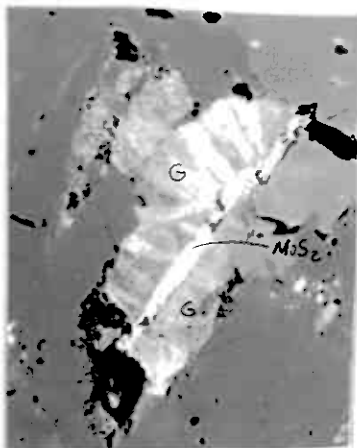


Fig. 46

Molybdenit med påvokst grafit (G) i silikater.

Forst. 330 x. 1 nicol. oljeimmersjon.

Et par steder kan også grafitten sitte som en rand rundt avrundede pyrrhotitkorn. Den er også funnet som rand rundt chalcopyrit, som da gjerne har konkave begrensingsflater.

For å se hvor intim forbindelsen mellom grafitt og sulfidene er, er nedknust prøve flotert i rent vann. Nedknusning var - 200 mesh. For å få renest mulig grafittkonsentrat ble det flotert to ganger. Konsentratet ble kjørt på røntgenspektrogram. Resultatet ble markerte Mo, Zn, Pb, Fe og Cu linjer. Mo-linjene kan komme av nevnte MoS_2 -korn med pavokset grafitt, eller av at molybdenit selv er aerofilt og floterer som egne korn. Linjene til de andre elementene må skyldes intim sammenvoksning grafitt-sulfid, og halvkornene floterer.

Magnetit

På en lokalitet i feltet er det funnet en ca. 1 m mektig klorit-bergart som har relativt stort magnetit-innhold. I bergarten sitter også noen amfibolnåler som er opptil 1 1/2 cm lange, og i tyngslip bestemt til hornblende. Magnetitten sitter relativt jevnt fordelt. Det fins også endel ilmenit som noen få ganger sitter som deformerte prismetriske korn innesluttet i magnetit, men vanligst som sammenvoksning med magnetitkornene. Punkt-telling på to slip (1100 punkter) ga følgende resultat.

24,3 % magnetit
1,5 % ilmenit
77,1 % silikater (50 % klorit)

Kornformen er euhedral til subhedral. Stedvis sitter flere magnetittkorn sammenvokset. Disse danner gjerne markerte trippelpunktsammenvoksning med like store vinkler for hvert korn. Dette skyldes overflatespenninger ved metamorfose (Stanton 1964). Ilmenitten når den sitter som inneslutninger i og sammenvoksninger med magnetitt er gjerne kantet (vinkler $< 120^\circ$) Dette skulle tyde på mindre overflatespenning enn for magnetit.

De fleste magnetittkorn er lite oppsprukket. Grensene mot silikatene er ofte rett, men også noen få steder med

rundede innbuktninger av silikater. Dette er mest sannsynlig dannet ved metamorf blastese.

Etter nedmaling er det tatt ut et magnetittkonsentrat med håndmagnet. (Nedmaling - 80 mesh) Dette er kjørt på røntgen-spektrogram. Det ble her små utslag på Cu, Zn, Mn og Zr. Utslag på titan kan bare ses med godvilje, noe som tyder på frimuling av ilmenitt-magnetitt ved - 80 mesh.

Det er ikke funnet noe Cu eller Zn mineral i magnetitt-mineraliseringen. Dette tyder på at Cu og Zn sitter i magnetittgitteret. Ionestørrelsen er ikke meget forskjellig ($\text{Fe}^{2+} = 0,76$, $\text{Cu}^{2+} = 0,69$, $\text{Zn}^{2+} = 0,74$), og iallefall Zn kan sannsynlig substituere noe Fe^{2+} .

At Mn substituerer Fe i magnetitt er vanlig. Minerallet Zirkon sitter sannsynlig som innslutninger i magnetitt.

Magnetitt er ikke funnet i forbindelse med sulfidmineraliseringene.

Ilmenitt

Ilmenitt forekommer sammen med magnetitt som nevnt under dennes beskrivelse. I de sulfidmineraliserte nivå er den også vanlig som separate korn i silikatene. Kornene er anhedral med vilkårlig orient.

I nivå 2 er det meget vanlig med komplekse sammenvokste korn av ilmenitt-hematitt og rutil. Noen steder er det også rent hematitt med ilmenitrand rundt og også ilmenitt-kjerne med rutil som randzone.

På noen steder er det funnet sammenvoksning av flere små ilmenittkrystaller i et større korn. Dette danner en "mosaik" tekstur med forskjellige orientering av krystallene.

Et sted er det funnet en myrkekittsammenvoksning av ilmenitt og galena-chalcopyrit!

Pyrit

Pyrit er ikke funnet som primært mineral. Det forekommer kun som endeprodukt ved forvitringen av pyrrhotitt sammen med marcasit. Et par steder er det dannet en. kubiske pyritkrystaller i det supergene produkt.

Marcasit

Mineralet er dannet ved supergen omvandling av pyrrhotit. Det fins også i hydratisert form i "Zwischen-produkt" ved "birdseye textures".

Utanom i de direkte "birdseyes" finnes noen korn som er marcasit. Disse har beholdt pyrrhotittens spalterisse, (se fig. 47), men synes fullstendig omvandlet.



Fig. 47 Marcasit (mc) i galena (gn) som har inneslutninger av Bismuth (Bi).
Forst. 38 x, 1 nicol, luft.

Like i marcasit (som på fig. 47) fins det en slags tvilling-lameller som ikke har noen retning felles med de forhenværende spalterisse til pyrrhotitten. Lamellene ses som skygger ved kryssede nicols, gjerne i to retninger. Lignende lameller fins ikke i pyrrhotitten. Det synes å være dannet ved omvandlingen. Dandrock (1957 p.92) har beskrevet samme fenomen "Zwischen"-produkt, og mener det må være tvillinger dannet i forvittringsproduktet.

Det som er beskrevet som marcasit har ikke den typisk eplegrønne anisotropifargen. Den er mer grønnlig blå. Likevel er det mest sannsynlig marcasit.

Molybdenit

Mineralet er funnet makroskopisk i amfibolitt-granat-glimmer-fels. Her sitter det i den massive finkornede amfibolitt i flak med opptil 2 mm tverrennitt.

Mikroskopisk er molybdenit vanlig funnet som bladige korn i alle mineraliserte niva. Mineralet sitter som bladige korn i silikatene, i hovedsulfidmineralene og i grafit. Hyppig sitter bladene på korn grensene mellom de forskjellige sulfider. Bladene er oftest rette, bare noen få steder er de funnet bøyde. De optiske egenskaper er typiske.

I en prøve som fra mikroskopering har mest molybdenit, er Molybden-innholdet bestemt spektroskopisk. (Renne). Gehalten var 0,01 %. Generelt for mineraliseringene ligger den sansynlig lavere.

Erfaringer fra mineralseparasjon er at Molybdenit går i den mest umagnetiske fraksjon sammen med galena. Rensing av denne fraksjon i Clericis vaske ($4,0 \text{ g/cm}^3$) ga det resultat at molydenite) ($4,6 \text{ g/cm}^3$) floterer. Dette er bekreftet med røntgenspektrogram på "lettfraksjonen"

Bornit

Bornit forekommer vanligst sammen med chalcopyrit som separate, gjerne rundede korn i silikatene. Det er også vanlig at galena sitter i disse korn. Bornit har nesten alltid chalcopyrit som avblandingslameller på (100)-plan. (Fig. 48). Chalcopyrit gjennomskjærer i tillegg bornitten med tykke lister. (avblandingslameller?) (Fig. 48). Det fins også uregelmessige sammenvokninger av bornit, chalcopyrit og galena.

Fargen på mineralet er typisk brunlig rød. 14 dager etter slippoleringen er den purpur-fiolett. Det er observert svak anisotropi.

Schwartz (1942 p.348) har funnet at en avblanding skjær ved 475° når fasene avkjoles. Det er også funnet at lamellene kan dannes ved diffusjon ved lavere temperatur. Rundt de tykke lamellene synes det å være en relativt ren zone. (se fig. 4a). De tykke og tyne lamellene sitter på samme



Fig. 48 Bornit med avblandingslameller av chalcopyrit.
Forst. 150 x, 1 nicol, luft

krystallografiske plan. Det er mest sannsynlig at de forskjellige lamellene er dannet på forskjellige måter. De tykke kan muligens være produkt av senere diffusjon.

Fe-hydroksyd-limonit

Ved forvitringen av pyrrhotit er det enkelte steder dannet jernhydroksyder. Det sitter gjerne en tynn rand med pyrrhotit ut mot grensen til silikatene som ikke er omvandlet. Minerallet er lett kjennelig med sine karakteristiske anisotropifarger.

Valleriite

Valleriite er funnet i flere av slipene som små lanse-lignende inneslutninger i chalcopyrit. Det sitter oftest i forbindelse med sprekker eller korngrenser i chalcopyritten. Noen steder forekommer lamellart oppbygde krystaller.

Fargen er fra gulhvit til skitten grå-brunlig, sterk birefraksjon. Anisotropien er meget sterk fra helt lyse farger til fullstendig utslukning.

Valleriite kan være dannet på tre måter, som avblanding, som nedbrytningsprodukt eller replacement. Minerallet er tolket som nedbrytningsprodukt eller replacement fra Birtavarre (Vokes 1957, p.126), fra Bleikvassli (Vokes 1963 p. 60) og fra Hofjell (Saager 1966 p.45) og som avblanding fra Svanhildal. (Bundrock 1967 p.73)

Slik valleriite finnes og er beskrevet ovenfor, tyder det på at den her også er omvandlingsprodukt eventuelt replacement.

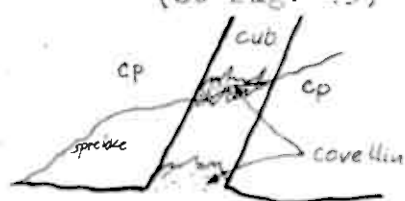
Yund og Kullerød (1966) har undersøkt valleriite og funnet at det er en polymorf av chalcopirit med laminære lag av $\text{Al}(\text{OH})_3$ eventuelt $\text{Mg}(\text{OH})_3$, en fase som er stabil ved temperatur mindre enn 450°C .

Covellin

Covellin er funnet i nesten alle slip i små korn. Disse er supergent nadbrytningsprodukt av Cu-mineralene.

De optiske kjennetegn er typiske. Birefraksjonen er meget tydelig fra blå til blålig hvit. Anisotropifargen er rød-rosa.

Covellin opptrer vanligst i de Cu-mineraler som er minst motstandsdyktig mot forvitring. Det er for eksempel langt mer vanlig med covellin i cubanit enn i chalcopirit. (se fig. 49)



Covellin sitter gjerne som små tynne blader i noen cubanitt lameller. Det finnes også som små inneslutninger i galena. Mineralet er meget vanlig i forbindelse med bornit.

Fig 49. Forvitring av chalcopirit (cp) og cubanitt (cub). Supergen covellin.

Rutil

Forekommer vanligst som intim sammenvoksning med hematit og ilmenit, men også som egne rundede anhedrale korn i silikatene. Det er flere steder funnet tvillinglameller i rutilen.

Noen steder finnes rutil som en rand rundt ilmenittkorn.

Intern refleksene er gule til brune, som sammen med hårdheten og reflektivitet skiller den fra hematit. Cassiterit har lignende optiske egenskaper som rutil, men mineralet

er identifisert som rutil på grunn av den intense sammenvekning med hematit og ilmenit. Hårdheten som ligger mellom hematit og ilmenit passer også for rutil.

Bismuth

I over halvparten av slipene er det funnet gedigent Bi. Elementet forekommer som runde, spissede elliptiske og lamellære inneslutninger. Vanligst sitter kornene i galena, men også på korngrensen galena-chalcopyrit. Dermed det er ekstremt mye Bi sitter den også i chalcopyrit, pyrrhotit, men sjelden i sphalerit og silikatene. Et sted er det også funnet Bi i bornit.

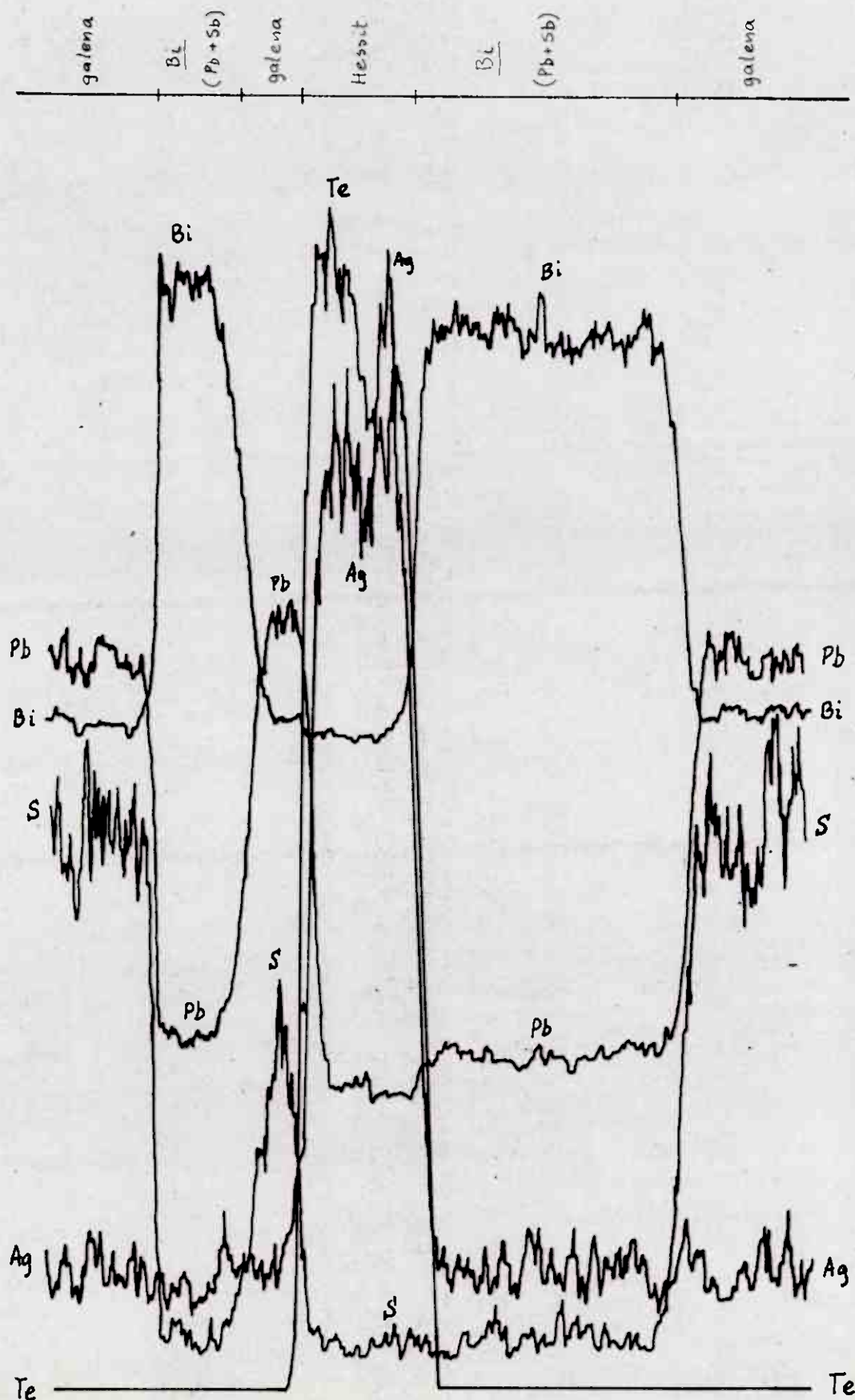
Fargen på mineralet er hvit med svak rosa tint. Det er langt bløtere enn galena og dårligere polert. I enkelt: snitt er det svak birefraksjon. Anisotropien er forskjellig etter hvordan krystallen snittes, fra ingen til ganske sterk. Det er mye refleksivitet på Bi i forhold til galena. Forskjellige målinger ga en refleksivitet fra 56 - 62 %. (Uttørelse av Vokes.) I Camerons bok p. 270 er den oppgitt til 67,9 %. Årsaken til denne forskjellen, er de to mineralenes forskjellige poleringsgrad. Bi er langt dårligere polert enn galena, og selv om denne har forholdsvis ujevn flate, vil det gi for liten relativ forskjell.

Bi er kjert på microprob. Telling i forhold til ren Bi standard ga 93 % Bi. Det ble dessuten i det undersøkte korn funnet ca. 1/10 % Sb. Den resterende del er sannsynlig Pb eventuelt at galenaen omkring har gitt innvirkning på telle-resultatene. Linjescan viser tydelig nivå forskjell for Pb i hessit og i ged. Bi. (se fig. 50, side 80). Dette viser at det er iallfall en del Pb i Bi-fasen. Det synes som et mindre korn som er kjert linjescan over, viser høyere Bi-innhold, altså enda mindre forurensning av Pb og Sb. (Se fig. 50 og 51)

Bi er mer stabilt ved forvitring enn galena, pyrrhotit og chalcopyrit. Det danner utspringende punkter der galenaen er forvitret og sitter i marcasit fra pyrrhotit-forvitring.

Linjescanning over ged. Bi og Hessit i galena.

Utslaggene er kvalitative og nullnivåene er lagt slik at kurvene krysser hverandre minst mulig.



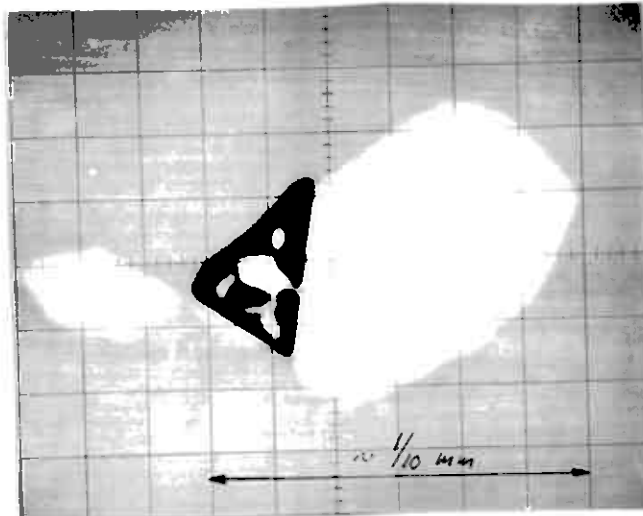


Fig. 51 Elektronfoto av Bismuth i galena. Meoritt (svart med moneter i) sitter i enden av Bi kornet.

Cobolt - pentlandit

Mineralet er bestemt i tre slip, og det sitter som tynne lameller i cubanit. Fargen er gul-hvit mot cubanittens. Reflektiviteten er markert høyere enn for cubanitt.

Mineralet synes å være isotropt, men det er vanskelig å avgjøre p. grunn av den sterkt anisotrope cubanit som sitter rundt omkring. Hårdheten er noe større enn cubanittens.

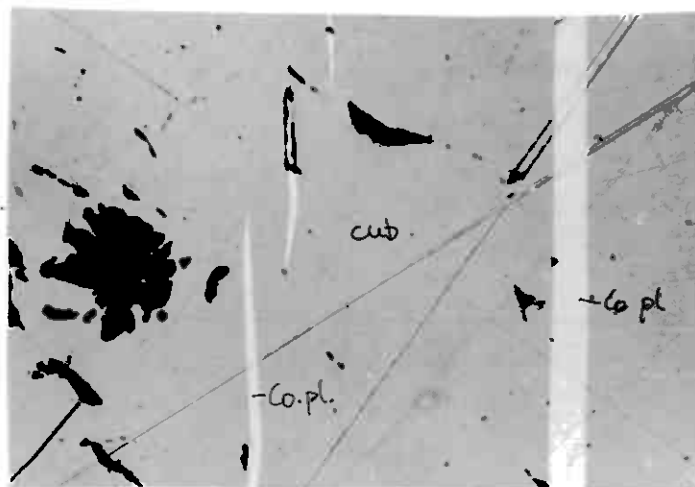


Fig. 52 Cobolt-pentlandit (Co.pl.) i cubanit (cub).
Også sphaerit - (sl) "skjelett" krystall i cubanitten.

Forst. 500 x, i nicols, luft.

Kouvo, Muhma og Vuorelainen (1959) har beskrevet mineralet fra forekomster i Finland. De sier at mineralet er litt lysere en pentlandit, og at hardheten er litt lavere enn for pyrrhotit. Det beskrives å forekomme i "exsolved lamellae" i pyrrhotit og som egne krystaller. De optiske data passer, men det er ikke fra de beskrevne forekomster funnet i cubanit, selv om enkelte av dem er cubanit-rike.

Det er gjort microprobanalyse på mineralet og funnet elementene S, Co, Fe, Ni, og Cu. For Fe, Ni og Cu var det laget standard-prøver av rent metall. Co-standard fantes ikke, men impulstallet for ren standard vil ligge mellom de rene standarder av Ni og Fe. ("Maboe" i det periodiske system). Dermed kan en regne en relativt nøyaktig prosentgehalt. For S fins ikke standard, men svovelmengden er som linjesen, viser omtrent like stor som i cubanit. (Se diagram, fig. 53 side 83). Det vil si 35,5 % S. (Utreget fra formel for cubanit). Det er gjort et ferdig korreksjonsprogram på Univac 1107/1108. Programmet korrigerer for:

1. Absorpsjon
2. Atomnummer
3. Fluorescens karakteristisk.
4. Fluorescens kontinuerlig.

For å få en ide om hvor nøyaktig bestemmelsen av mengden av de forskjellige elementer er på grunn av antatt antall impulser på ren cobolt, er programmet gjort med tre foresk. (Listing av programmet foreligger som bilag 3).

Netto counts for Fe standard - 231700

Netto counts for Ni standard - 201987

For Co er de valgte verdiene: - 205 000, 215 000 og 225 000.

Svovelmengden er hele tiden holdt konstant på 35,5 %

Linjescanning for Co-pentlandit

Utslagene er kun kvalitative!

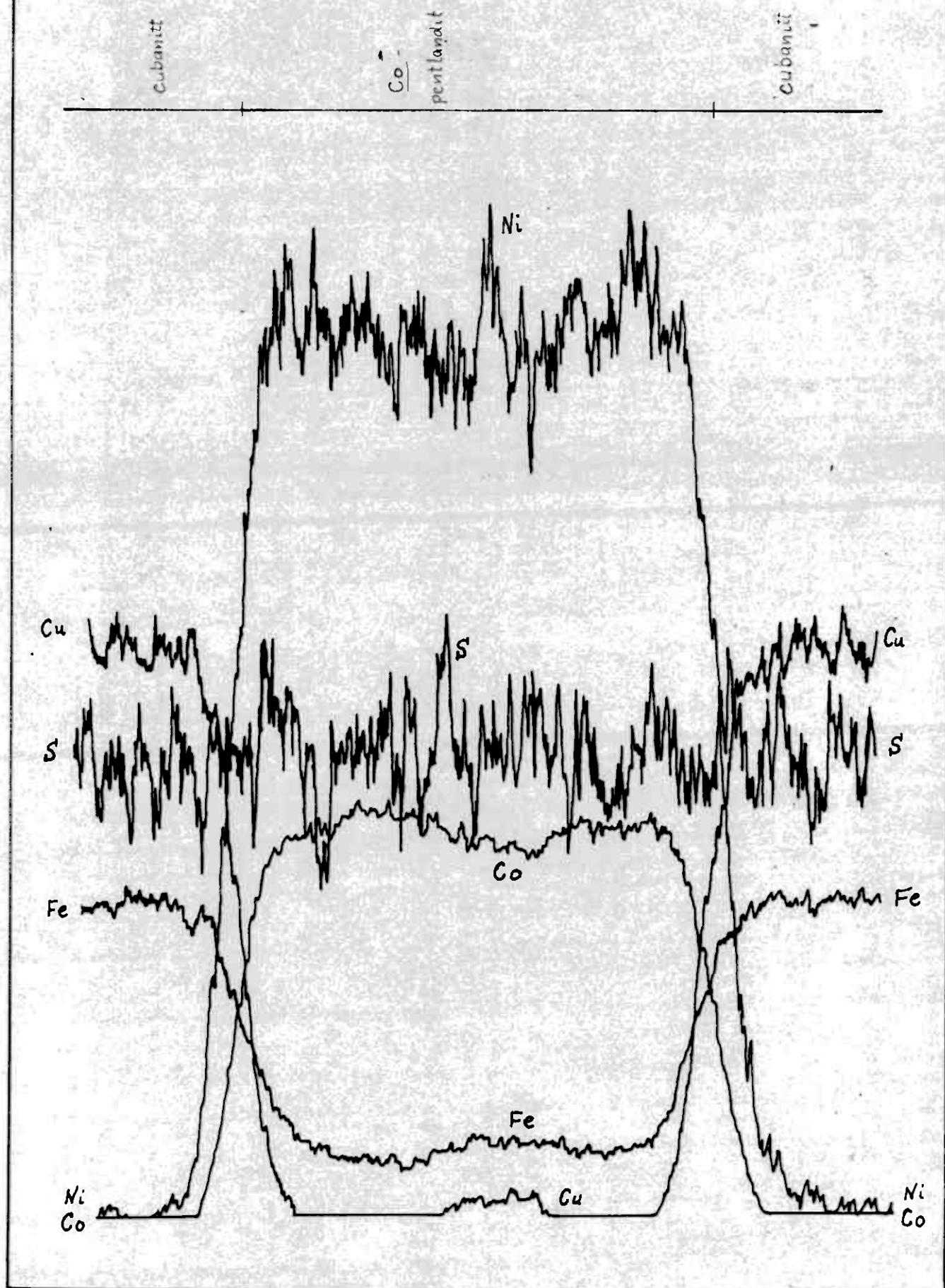


Fig. 53.

| | uten korr. | 205 000 | 215 000 | 225 000 |
|-----|------------|---------|---------|---------|
| Co | 36,5 | 40,69 | 38,82 | 37,10 |
| Fe | 17,3 | 17,49 | 17,51 | 17,52 |
| Ni | 8,8 | 9,28 | 9,29 | 9,29 |
| Cu | 0,7 | 0,85 | 0,85 | 0,85 |
| S | 35,5 | 35,5 | 35,5 | 35,5 |
| Sum | 98,8 | 103,81 | 101,96 | 100,26 |

Innholdet kan settes til:

| |
|-----------------------|
| 35,5 % S (antatt) |
| 38,5 % Co ± 2 % |
| 17,5 % Fe $\pm 0,5$ % |
| 9,3 % Ni $\pm 0,1$ % |
| 0,9 % Cu $\pm 0,1$ % |

Sum Me tilsv. 66,2 %

Om det regnes etter formelen for pentlandit får en tilnærmet

| | |
|------------------------------------|---------|
| $(\text{Co, Fe, Ni})_9 \text{S}_8$ | 67 % Me |
| | 33 % S |

For limait-gruppen

| | |
|------------------------------------|-----------|
| $(\text{Co, Fe, Ni})_3 \text{S}_4$ | 57,5 % Me |
| | 42,5 % S |

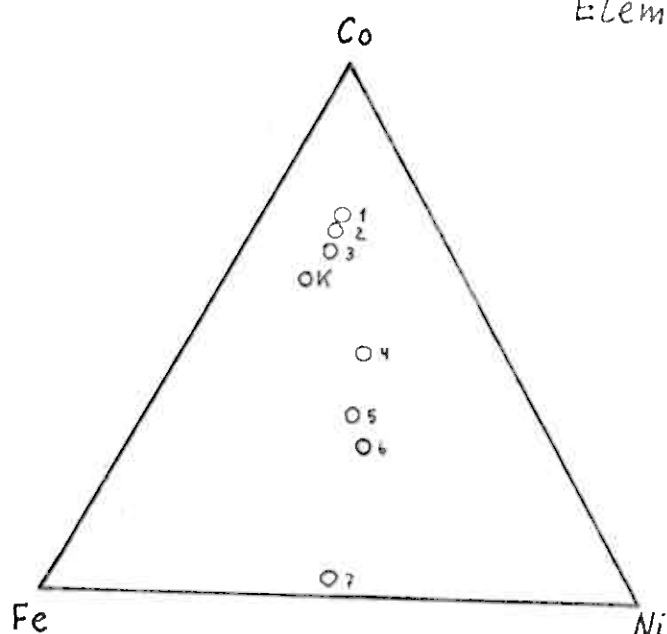
Det er her tydelig at de resultater som er kommet fram tilsier Co-pentlandit. En tilnærmet formel blir:



Kouvo, Riihima og Vuorelainen (1959) har satt opp trekant-diagram for Co, Ni Fe fordelingen. Dette er gjengitt i fig. 54. Kongsfjellets Co-pentlandit er tatt med.

Det synes å være en svak antydning til sonering i lamellen (se fig. 53, side 83.) Co er anriket i ytre del. Fe og Cu innholdet synes å vise det motsatte. Tellingene er foretatt midt i lamellen.

Elementfordeling i Co-pentlandit



- 1-2 Fra po-cub-cp-malm
- 3-5 Fra po-cp-py-malm
- 6 Fra po-malm
- 7 Fra po i skarn
- 8 Fra Kongstjell

Fig. 54.

Kobber

Elementet er observert kun makroskopisk. Det ser ut til å forekomme bladformet på tynne sprekker. Bladene har typisk kobberfarge og er bøyelige.

Det ble plukket ut noen blad med størrelse opp mot 1 mm. Dette ble kjørt på røntgenspektrogram og det eneste utslag var Cu-linjer.

Som nevnt sitter ged. Cu på tynne sprekker i en bergart som er anfibolholdig granatglimmerskifer.

Dannelsen av Cu metall menes å være supergen.

Pentlandit

Pentlandit er funnet i bare et slipp, og sitter da som lameller ut fra korn grenser i pyrrhotit.

Mineralet er observert å være litt bløtere enn pyrrhotit, større refleksivitet og blålig grå anisotropifarge.

Røntgenspektrogram av pyrrhotit har gitt svak men tydelig linjer på Ni som underbygger identifikasjonen.

Hessit

Mineralet er sjeldent. Det sitter alltid i galena og ofte da i forbindelse med gedigent Bi. Det forekommer som kantede korn.

Fargen er grå, men har mot galena en svak brunlig tint. Reflektiviteten er noe mindre enn for galena, og det har svak birefraksjon. Anisotropifargene er fra grå-blå til gul-orange-brun. Disse fargene blir mer markante ved ufullstendig kryssede nicols. Hardheten er større enn for Bi og mindre enn for galena.

Det er gjort kvalitativ microprobanalyse på mineralet. De eneste elementer som ble funnet var Ag og Te. Elektronfoto (fig. 51) viser "mønster" i hessit-kornet. Den lyseste sentrale del er sannsynlig Bi. På fig. 50 er linjescan gjengitt.

Hessit er før funnet i Mosjøen av Seager (1966 p. 52). Oftedal (1959) sier at høye tellur-innhold i galena alltid er forbundet med høye innhold av Bi og Tl. Thallium er ikke påvist her, men Bi-innholdet er høyt og det samme er sannsynlig Tellurinholdet.

Mackinawite

Mineralet er relativt sjeldent. Det er alltid funnet i forbindelse med chalcopirit. Vanligst sitter det som lange lensformede inneslutninger.

Fargen ligner på pyrrhotittens, men mer "pinkish" og svak antydning til grøntone. Birefraksjonen er tydelig, og anisotropien kraftig. Anisotropifargene ved fullstendig kryssede nicols er grå-hvit til mørk grå. Ved ufullstendig kryssede nicols er fargene diagnostiske. I en stilling er de blå-hvit og i den andre sienna-brun.

Chamberlain og Delabio (1965) har beskrevet Mackinawite fra Muskox Intrusion og det er funnet flere steder. (Mackinaw - Mine og Outokumpu.) De nevnte forfattere har utført mikroprobanalyse av mineralet som har vist at det er et jernsulfid med innhold av Ni, Co og Cu.

Mineralet synes å forekomme som sekundære sprekkefyllinger, (Se fig. 55). Chalcopirit synes her sprukket etter krystallografiske plan.

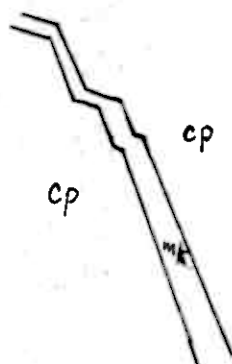


Fig 55.

Mackinawite i chalcopyrit (cp)

Samme forekomststøtte er beskrevet fra Outokumpu av Kuovo. Vuorelainen, Long (1963, p.513). Den vanligste forekomststøtten er imidlertid at mackinawite fortrenger pentlandit.

Hematit

Hematit forekommer alltid som intim sammenvekning med ilmenit og rutil. Dette mineralagregat sitter i Silikatene som separate, gjerne rundede korn. I enkelte korn er det observert hematit i sentrum av kornene med ilmenit-rand. Det er også et par steder funnet enkelte lanseformede inneslutninger av ilmenit.

Hematit har ofte tvillingemeller i en eller to retninger som representerer romboederplan (1010). Tvillingene ses tydeligst med kryssede nicols, men også i parallell lys på grunn av birefleksjonen.

Hematitten har som nevnt tydelig birefleksjon, og har større refleksivitet enn ilmenitten. Fargen er grå, og røde intern refleksjoner er vanlig. Hematit har markert høyere poleringehårdhet enn rutil og ilmenit.

Fahlerts

Fahlerts er bestemt sikkert i kun et slip. Den forekommer som anhedrale korn i galena og myrmekittisk sammenvekning med denne. Fahlertskornene og myrmekittene sitter alltid ut mot galenaens korngrense. (se fig. 56)

Mineralets farge er svakt blålig-grønnlig-grå. Reflektiviteten er mindre enn for galena og større enn for sphalerit. Minerallet er isotropt med hardhet større enn for galena.

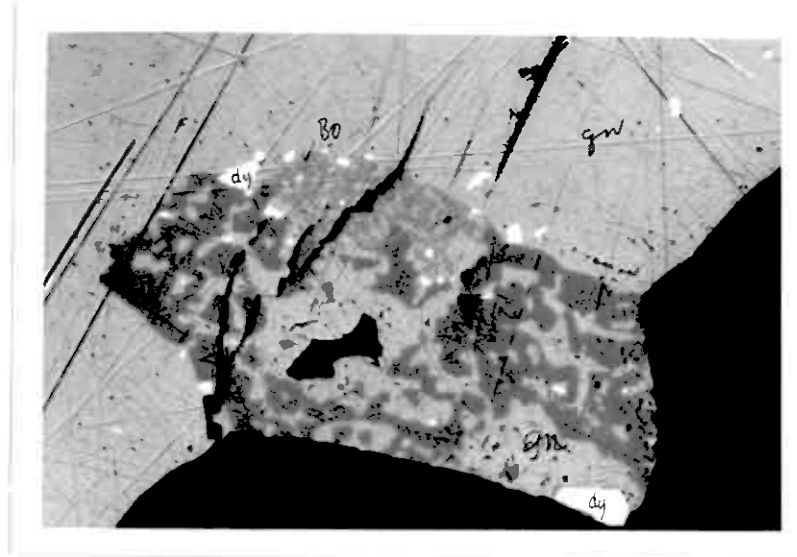


Fig 56 Fahlerts (F) og Bournonit (Bo)-myrmekit i galena (gn). Dy = dyskrasit.
Forst. 600 x, 1 nicol, oljeinnærsjon.

Det faktum at fahlerts alltid sitter i den ytterste sone av galena-korn, mener Volkes (1963 p.62) kan indikere en migrasjon under krystallisering fra en opprinnelig homogen fase. Randohr (1960 p.525) mener at krystallstrukturene er så forskjellige at det ikke kan dannes avblanding, og dette vil kunne være drivkraften til migrasjonen.

Noen steder kan en se de opprinnelige omriss av fahlerts-korn med konvekse omvandlingsprodukter innenfor disse, som er umulig produkter fra nedbrytning av fahlerts. Rundt myrmekitter kan en også stedvis se omrisset av det opprinnelige fahlertskorn. Innenfor de forhenværende korngranser fine omvandlingsprodukter som galena, breithauptit, dyskrasit (?), bournonit og arsenkis (?). Randohr (1960 p.68) har satt opp denne rekkefølge for nedbrytningen:

fahlerts → jamesonit → boulangerit → bournonit → galena.

I mineraliseringen er det funnet boulangerit og bournonit.

Det at dyskrasit (Ag_3Sb) forekommer (?), tyder på at fahlertsen opprinnelig var salvholdig. At Breithauptit dominerer over arsenkis (?), indikerer at fahlertsen er en tetrahedrit.

Breithauptit

Mineralet kan sitte som sm. korn i galena, sammen med chalcopyrit fra mulig nedbrutt fahlerts, i forbindelse med chalcopyrit, sammen med korn av gedigit Bi, men mest vanlig i pyrrhotit nær korn grensen mot galena. Se fig. 57

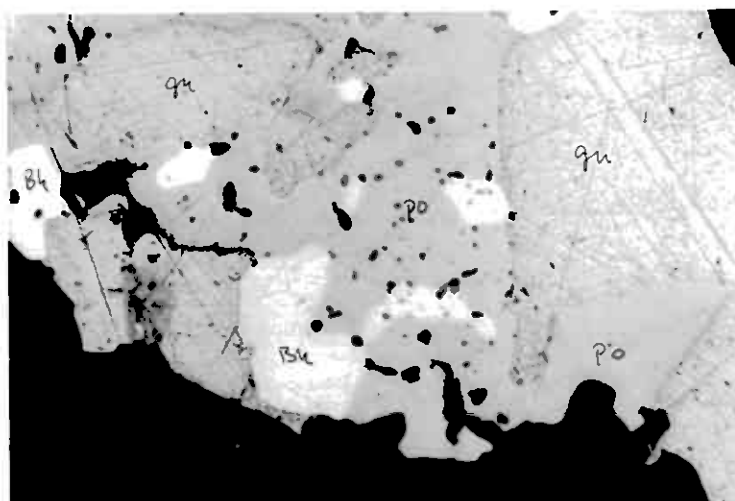


Fig. 57 Breithauptit (Bh) i pyrrhotit (po) i grensen mot galena (gu)
Forst. 600 x, 1 nicol, oljeimmersjon.

Breithauptit forekommer som allotriomorfe korn. Den har markert birefrlekasjon. Fargen er pirl med fiolett skjer i en stilling. Anisotropien er meget sterk, med farger fra blå til rød-fiolett-brun. Ved ufullstendig kryssede nicols er den skarpt fiolett. Hårdheten er større en for pyrrhotit. Mineralet er med stor sensynlighet breithauptit.

Breithauptit er beskrevet fra Bleikvassli (Vokes 1963 p.61) og fra Rofjell (Saager)1966 p.46)

Bournonit

Mineralet er funnet kun et sted som myrmekittisk sammen- voksnng med galena. Sammen med bournonit forekommer også fahlerts som myrmekitt sammenvoksnng. Myrmekitten bour- nonit-galena dawox, er mer finvevd mønster enn for fahlerts- galena. Se foto på fig. 56.

Reflektiviteten ligger mellom galena og fahlerts og birefleksjonen er svak i luft, men tydeligere i olje. Fargen er fra grålig blå til blå-grå. Anisotropifargene er blålig med brunlig skjær i en stilling. Hårdheten er større enn for galena.

Konklusjon ut fra optiske og myrmakittstrukturen må bli at mineralet er Bournonit.

Boulangerit

Mineralet er ikke sikkert bestemt. Det er funnet som korn i galena sammen med fahlerts og dyskrasit (?). Mineralet har litt mindre reflektivitet enn galena. Det har sterkt birefleksjon. I lyseste stilling er reflektiviteten uhyre lite svakere, eller lik galenens.

Fargen er grønnlig (blålig) - grå, og anisotropifargene er fra lyse til blålig grå. Hårdheten er litt mindre enn for galena.

Disse optiske data passer for boulangerit, men flere andre plumbitter har lignende optiske egenskaper. Det at mineralet forekommer sammen med en liten sky med små korn av fahlerts og dyskrasit (?) kan tyde på at det er resultat fra nedbrytning av fahlerts. (se denne)

Dyscrasit

Mineralet er ikke sikkert bestemt, men sannsynlig dyscrasit.

Det sitter som små korn i galena. Fargen er ren hvit. Det er ikke observert birefleksjon, men mineralet er anisotropt. Hårdheten er større enn for galena og reflektiviteten betraktelig høyere.

Mineralet forekommer gjerne sammen med fahlerts, bournonit og boulangerit (?), og er mulig et nedbrytningsprodukt fra fahlerts. (se denne).

Dyscrasit er funnet i Svanningdal (Bundrock 1967 p.115) og Hofjell (Saegger) med samme optiske data som observert her.
1966 p.54

Co-Ullmannit

Mineralet sitter i pyrrhotit, men noen krystaller har også korngrænser mot galena. Enkelte korn er euhedrale kuber, mens det også danner en myrmekittlignende sammenvoksning med pyrrhotit.

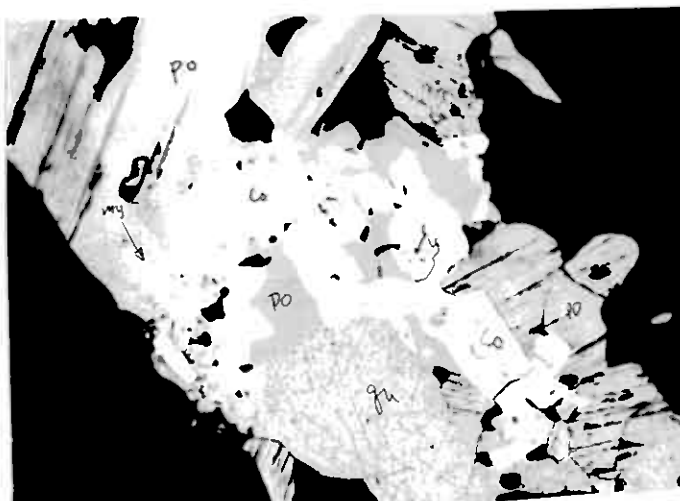


Fig. 58

Co-ullmannit (Co) i pyrrhotit (po). Myrmekittlignende sammenvoksning (my). ga=galena. Forst. 300 x, 1 nicol, oljeimmersjon.

Fargen er hvit med svakt gul skjær. Det er gjort en orienterende måling av reflektivitet i forhold til galena. (Galenaens refl.fiksort på 43,2). Dette ga fra 51 til 54 %. Det er oppgitt forskjellig reflektivitet. Ramdohr (1960) og Scouton (1962) oppgir ca. 55 %, mens Cameron (1961) oppgir 47,5 %. Ut fra poleringsgrad for galena og Co-ullmannit, skulle den relative forskjell bli større enn den virkelige. Dette betyr at reflektiviteten er mindre enn det som er målt. Mineralets hardhet er større enn pyrrhotittens, og det er isotropt.

Det er kjørt microprob-analyse med telling på mineralet og på standards av Ni, Cu og Fe. For Co er antatt 215 000 counts på Standard av ren Cobolt (se Co-pentlandit). Resultatet ble:

| | | |
|----|---|--------|
| Co | - | 21,3 % |
| Ni | - | 5,4 % |
| Fe | - | 1,9 % |
| Cu | - | 0,1 % |

Det ble ikke utslag på km.

Svevelinnholdet er mindre enn i pyrrhotit, altså 36 %. (For mengdeberegningen var utført, ble det antatt at dette var alle elementer tilstede i krystallen og ikke undersøkt på noen flere).

Om en regner etter formelen for ullmannit (Fe, Ni, Co) (Sb, As)S får en:

| | | | | | |
|---------|---|--------|---------|---|--------|
| Sum: Me | = | 27,7 % | Sum: Me | = | 35,2 % |
| S | = | 14,9 % | S | = | 19,4 % |
| Sb | = | 57,4 % | As | = | 45,4 % |

For analysen: Sum Me = 29,2 %

Analysen stemmer best for en Sb-rik ullmannit.

Det optiske, fysiske og kvalitative data tilsier da Co-ullmannit, men det er dog ikke undersøkt for Sb.

Som linjescan over en krystall tydelig viser er det sonaroppbygging. (fig. 59 side 93.) I sentrum er den rikere på Ni enn ut mot kanten. Co-innholdet er størst ut mot krystallkanten. Den kvantitative analyse er gjort i sentrum av krystallen, og randsonen er altså rikere på Co og fattigere på Ni enn de oppgitte tall sier.

Randohr (1960 p.770) sier om ullmannit at sonering er vanlig. Co er altså her anriket i den siste krystalliserende fasen, noe som er meget vanlig.

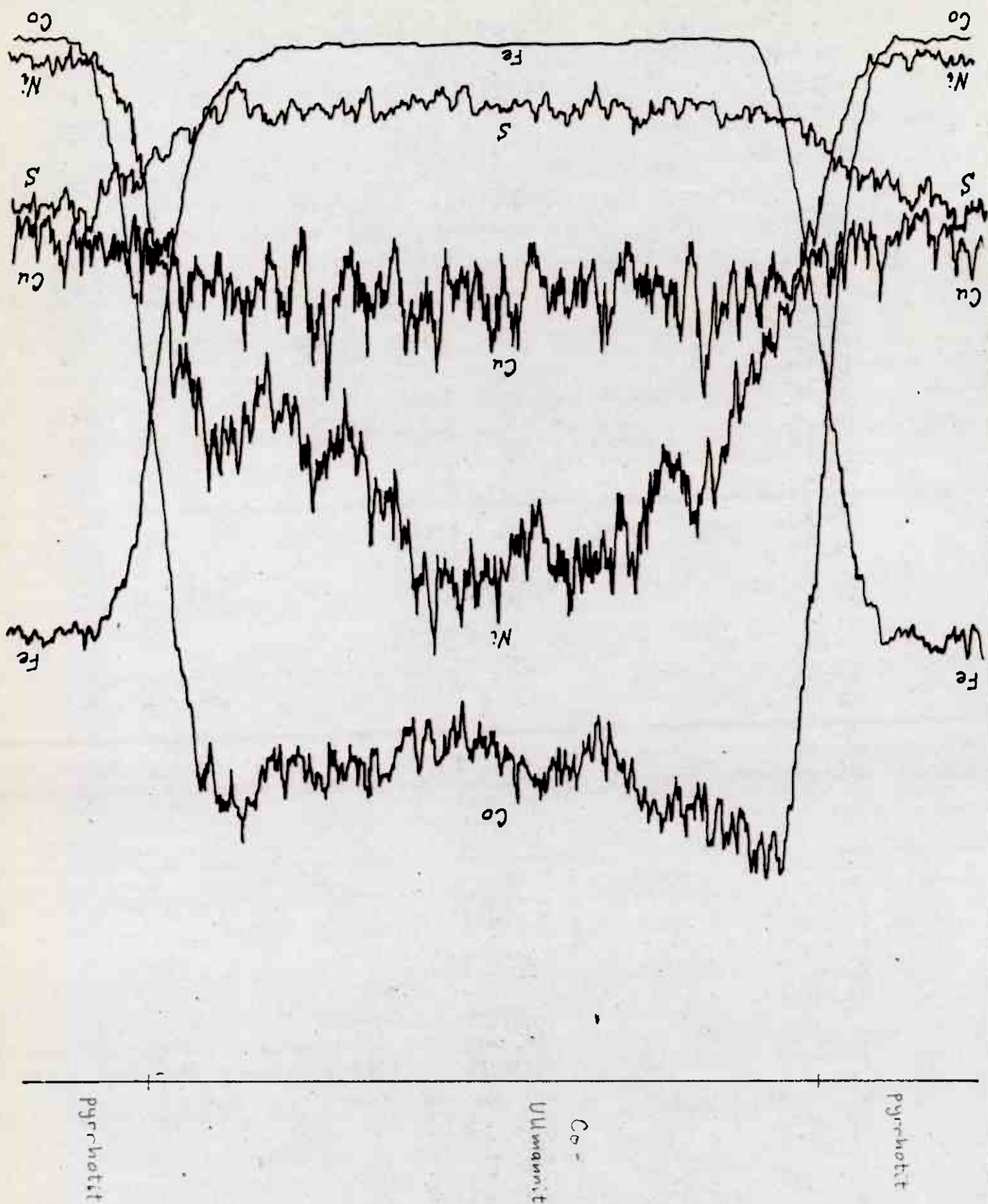
Uidentifiserte mineraler

Særlig i et slip (56) er det funnet flere faser av meget små korn som sitter pepret i galena. Disse lar seg ikke bestemme på grunn av kornstørrelsen. Antallet faser dreier seg om fire eller fem. Reflektiviteten ligger omkring galenaens, gjerne noe lavere. De fleste viser anisotropi. Det er sannsynlig at noen er plumbasitter, men det kan også være tellurider.

I forbindelse med nedbrutte fahlertekorn og fahlertamyrmekit, fins det sannsynlig noen små korn arsenkis.

Linjescanning for Co-Ullmannit

Uslagene er kun kvalitative



Reflektivitet og anisotropi stemmer, men kornene er så små at det er vanskelig å si noe definitivt.

Korn grense-forhold for hovedsulfidene

De undersøkte mineraliseringene er små stratiforme impregnasjonsforekomster i høymetamorfe sedimenter. Stanton (1964) har funnet at vinkelen mellom korgrensene i trippelpunktet hvor tre mineralkorn grenser til hverandre, vil være et uttrykk for mineralenes overflatespenning. Ved trippelpunkt der tre like faser møtes, vil disse ha like stor overflatespenning, og vinkelen mellom korgrensene blir ideelt 120° . Dette gjelder når det er oppnådd likevekt ved rekrySTALLISASJON. (f.eks. metamorfose). Når to eller tre faser møtes i et trippelpunkt vil det som har minst overflatespenning få den spisseste vinkel. (Se forøvrig Stanton 1964). For å avgjøre hva som er trippelpunkt ved en eller to like faser, må en bruke etsing.

For de undersøkte mineraliseringer er det ikke utført etsing av slip, men det er forsøkt å finne hva slags type sammenvoksning som dominerer.

Sphalerit-galena

Nesten alltid har galena spisse innspringende hjørner i sphalerit. (Vinkel mindre enn 120°). Dette ses av fig. 60

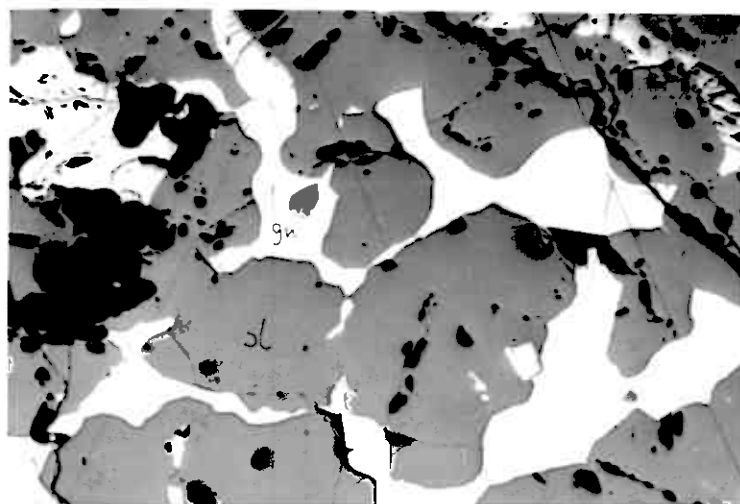


Fig. 60 Typisk sammenvoksning av sphalerit (sl) og galena (ga)
Forst. 38 x, 1 nicol, luft.

Teksturen tyder på at sphalerit har større overflatespenning enn galena.

Chalcopyrit-galena

Det synes her å være det forhold at galena har innspringende hjørner i chalcopyrit, noe som tyder på at chalcopyrit har størst overflatespenning.

Pyrrhotit-galena

Galena har også her oftest innspringende hjørner, som tyder på mindre overflatespenning.

Det er vanskeligere å finne lovmessige sammenvekninger mellom de andre sulfidene.

Det som er funnet er altså at galena har mindre overflatespenning enn de andre sulfidene. For metamorfe forekomster har Stanton (1964) satt opp denne rekke for avtakende overflatespenninger:

pyrrhotit - sphalerit - chalcopyrit - galena.

Dette tilsier altså at sulfidmineralene har vært utsatt for metamorfose, og forekomstene må betraktes som prometamorfe.

Metamorfosetemperatur ut fra malmmineralogi

Teksturen i mineraliseringene er metamorf, som beskrevet foran. Forskjellige mineralfasesammenvekninger vil være et hjelpemiddel for å bestemme metamorfosetemperaturen. Det forutsettes da at de mineralfaser som forekommer er et produkt av metamorfose.

De forskjellige faser er beskrevet under malmmineralogi og den temperatur de indikerer er følgende:

| | |
|--|-------------------|
| Sphaleritkjerneletter i chalcopyrit og cubanit | $t > 500^{\circ}$ |
| Cubanit-lameller i chalcopyrit | $t > 450^{\circ}$ |
| Inversjonslameller i chalcopyrit | $t > 547^{\circ}$ |
| (- 4° pr. 1000 bar trykkskning) | |

Det synes altså at metamorfose-temperaturen har vært høyere enn 500°C . Vokes (1962) har bestemt (re) krystallisasjonstemperaturen for Sphalerit med $\text{FeS} - \text{ZnS}$ geotermometer. Dette ga $467^{\circ} \pm 25^{\circ} \text{C}$ (ved trykk $1500 \pm 1000 \text{ atm.}$)

Ramberg (1967 p.133) har funnet at metamorfosen kan klassifiseres i almandin-amfibolitt-facies. Turner og Verhoogen (1960 p.553) sier at denne facies kanskje dekker et temperaturområde fra $550 - 750^{\circ}$, som stemmer overens med sulfidteksturene.

Fordeling av Cu, Zn og Pb

De prøvene som blir vurdert her er noen tatt med henblikk på å bestemme element fordelingen (se neders på s. 3), og noen er tatt for å bestemme kvantitativt innhold (se side 4). Analysene er utført ved analyselaboratoriet til A/S Bleikvassli Gruber i Andfiskåga. Analyseresultater fra loggede borkjerner (bilag 2) foreligger dessverre ikke ennå.

Analyseresultater:

| Prøve nr. | Cu | Zn | Pb | Stratigr. maktighet (m) |
|-----------|------|------|------|-------------------------|
| 68 | 0,65 | 3,05 | 1,37 | |
| 69 | 1,16 | 2,03 | 1,49 | |
| 74 | 0,78 | 2,73 | 2,48 | |
| 97 | 1,44 | 1,05 | 0,60 | |
| 98 | 1,27 | 0,78 | 1,23 | |
| 100 | 1,12 | 1,24 | 0,75 | |
| 126 | 0,44 | 0,24 | 0,46 | 1,8 |
| 127 | 0,59 | 0,19 | 0,16 | 2,2 |
| 128 | 1,60 | 0,19 | 0,32 | 1,6 |
| 129 | 0,20 | 0,14 | 0,16 | 0,7 |
| 130 | 0,47 | 0,25 | 0,13 | 1,8 |

Plassering i stratigrafisk nivå er følgende:

| | |
|--------|--------------------------|
| Nivå 1 | 68, 69 (Borhullsanalyse) |
| Nivå 2 | 97, 98, 100 og 126-130 |
| Nivå 3 | 73 |

Analyseantallet er så lite at det egner seg ikke til statistisk behandling.

Forholdene Cu/Zn, Zn/Pb og Cu/Pb viser følgende for de forskjellige mineraliserte nivå, utregnet etter atom%forhold.

| | Prøve nr. | Cu/Zn | Zn/Pb | Cu/Pb |
|--------|-----------|-------|-------|-------|
| Nivå 1 | 68 | 0,2 | 7,2 | 1,5 |
| | 69 | 0,6 | 4,5 | 2,6 |
| Nivå 2 | 97 | 1,4 | 5,9 | 8,1 |
| | 98 | 1,7 | 2,1 | 3,4 |
| | 100 | 0,9 | 5,1 | 4,7 |
| | 126 | 1,8 | 1,6 | 3,0 |
| | 127 | 3,1 | 3,8 | 12,1 |
| | 128 | 8,3 | 2,1 | 17,3 |
| | 129 | 1,4 | 2,7 | 3,9 |
| | 130 | 1,9 | 6,4 | 12,2 |
| Nivå 3 | 74 | 0,4 | 3,5 | 1,0 |

Et gjennomsnitt blir:

| | Cu/Zn | Zn/Pb | Cu/Pb |
|--------|-------|-------|-------|
| Nivå 1 | 0,3 | 5,9 | 2,1 |
| Nivå 2 | 2,6 | 3,7 | 8,1 |
| Nivå 3 | 0,4 | 3,5 | 1,0 |

Cu/Zn forholdet

Dette forholdet viser tydelig forskjell for mineraliseringene i nivå 2 i forhold til nivå 1 og 3.

For Bleikvassli ligger samme forhold langt lavere. (Vokes 1963 p.114) For forekomstene som Sønger (1966 p.94) har undersøkt, har Mofjell- og Haukmestindtypen lave forhold, mens Trett-hammerntypen har omtrent samme forhold som nivå 1 og 2 (0,1 - 0,6).

Zn/Pb-forholdet

Dette forholdet viser ingen tydelige forskjeller i de forskjellige nivåer.

For Bleikvassli er det midlere forhold 7,6 (Vokes 1963 p.115). Forekomstene som er undersøkt av Saager (1966 p.96) har også høyere verdier på forholdet.

Cu/Pb-forholdet

Dette forhold viser også markert forskjell for mineraliseringene i nivå 2 i forhold til nivå 1 og 3. De to siste har også en del forskjell, men analysene er så få at det kan ikke ut fra dette sies å være to typer.

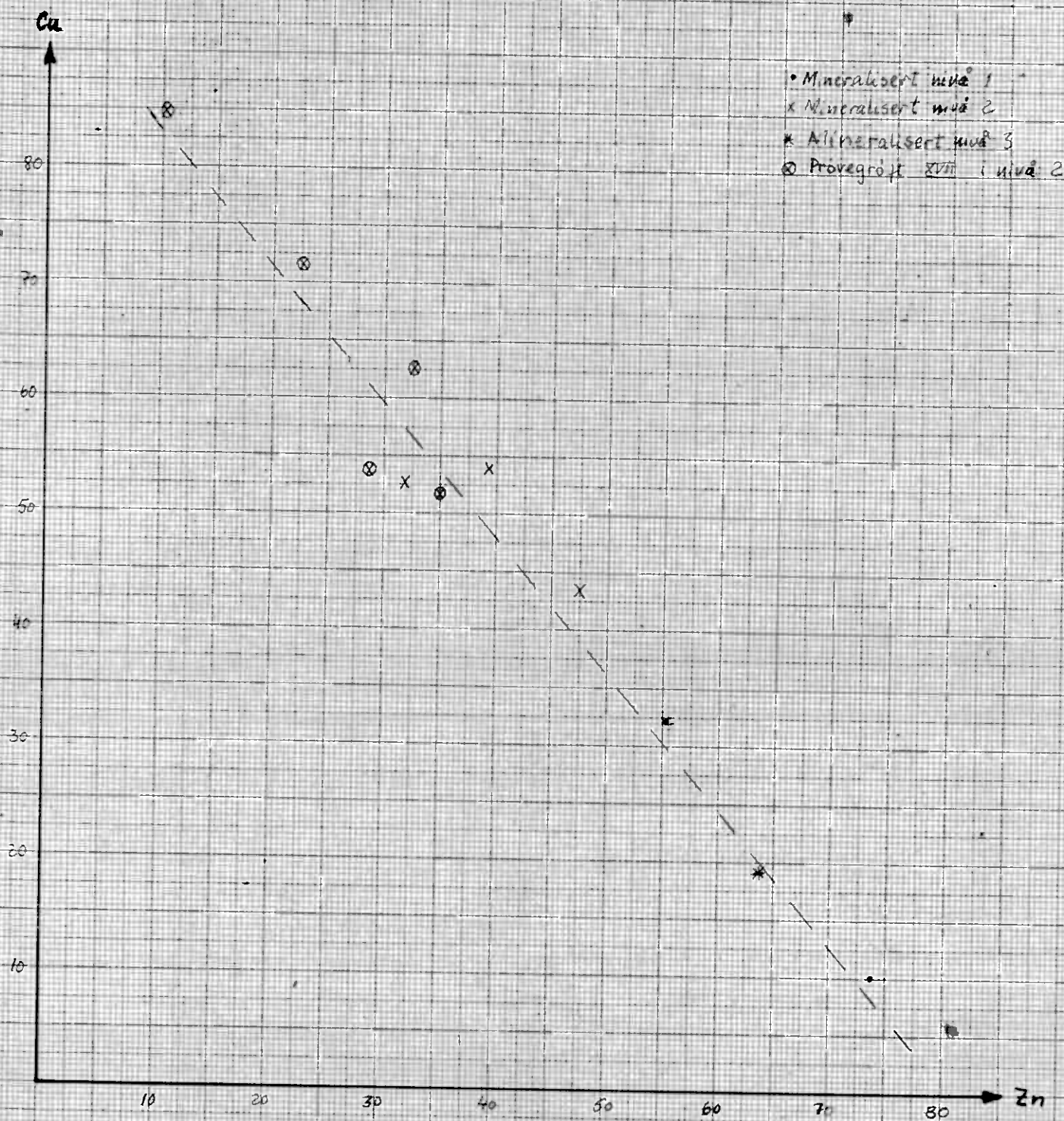
For Bleikvassli er forholdet langt mindre. (Vokes 1963 p. 115) Forekomstene Kofjell og Tretthammern har derimot relativt høye forhold. (Saager 1966 p.96) For Kofjell har enkelte analyser forhold opptil 14 og for Tretthammern-typen opptil 6.

De samme forhold som utregnet ovenfor er fremstilt grafisk i fig. 61, 62 og 63. På fig. 64 er elementfordelingen satt opp Pb-Zn-Cu trekantediagram etter atomproporsjoner.

Det er tydelig av fig. 61-64 at mineraliseringene i nivå 1 og 3 skiller seg ut fra mineraliseringen i nivå 2. Para-genesen er i nivå 2 Cu-rik, mens den i nivå 1 og 3 har mer Zn. I fig. 61 ligger punktene meget nært på en rett linje fra ca 95 % Cu til ca. 80 % Zn. Dette viser at Cu-paragenesen er noe fattigere på Pb.

Fig. 65 er Cu-Zn-Pb trekant diagram fra Bleikvassli etter Vokes (1963 p.118). Mineraliseringen i nivå 2 på Kongsfjell er helt forskjellig, mens analysene fra nivå 1 og 3 ligger noe nærmere, men har dog en god del mer Cu, og er fattigere på Pb. Om kvarts-feltspat-muskovit-gneisen fra Kongsfjell tilsvarende mikroklingsneisen skulle da nivå 1 være i samme stratigrafiske nivå som Bleikvassli-malmen.

Forekomstene som Saager (1966 p.100) har undersøkt i Kofjellområdet er også meget forskjellig fra Kongsfjell-mineraliseringen.



Sammenheng mellom Cu-Zn. Atomproporsjoner omregnet til 100%

Fig 61.

Fig 62

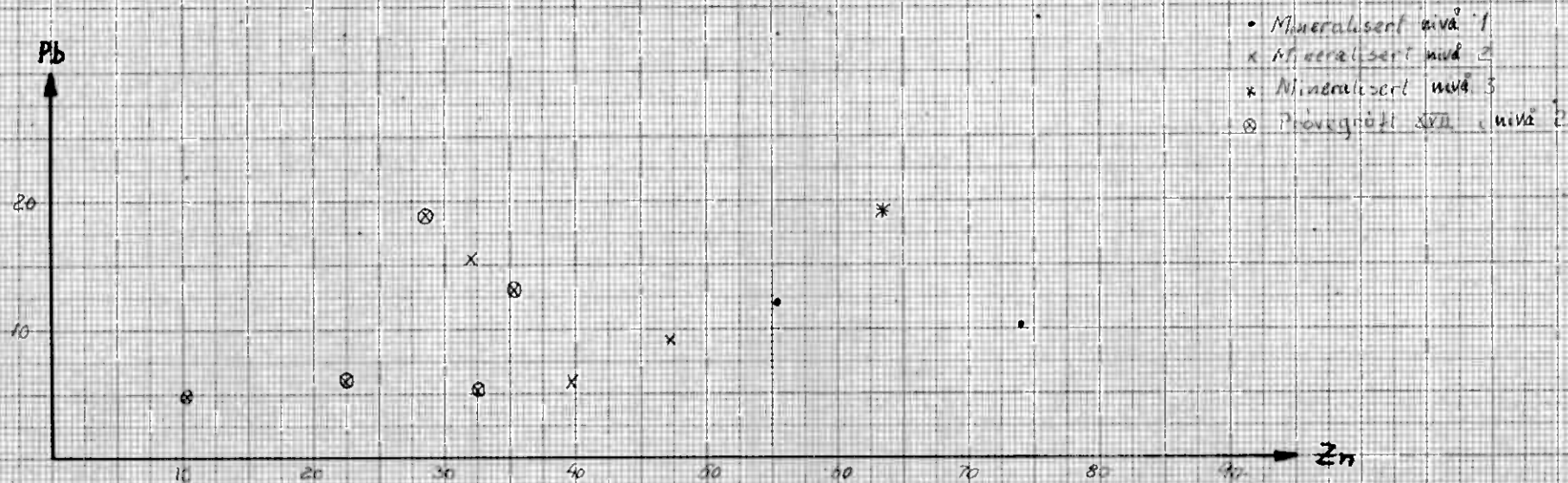
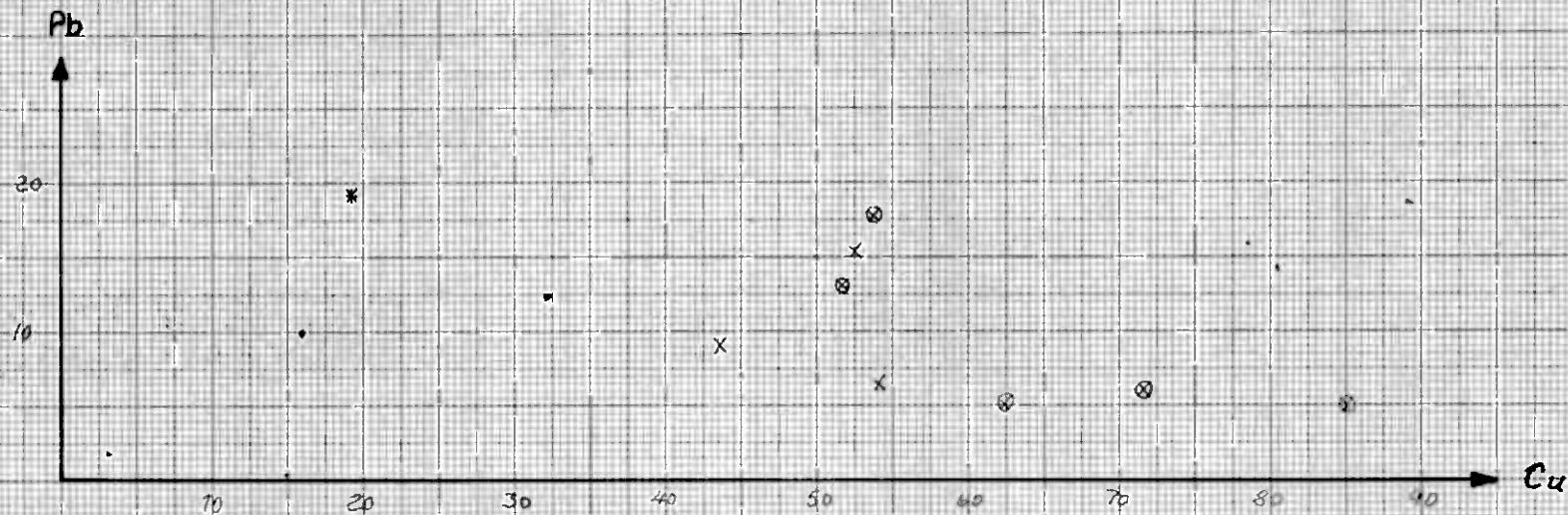
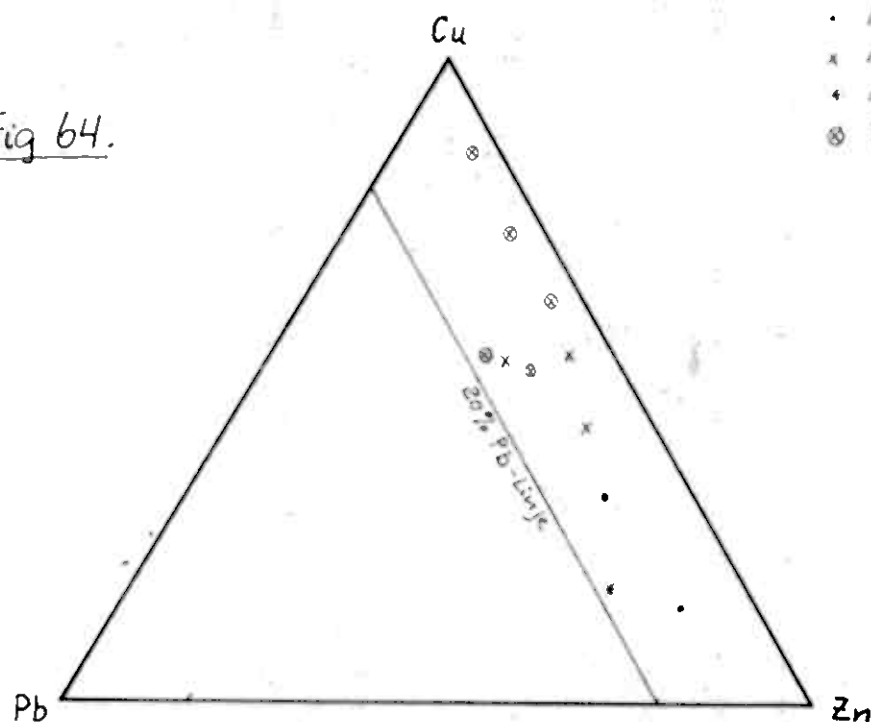


Fig 63



Sammenheng mellom Pb-Zn og Pb-Cu. Atomproporsjoner omregnet til 100%.

Fig 64.



- Mineralisert nivå 1
- x Mineralisert nivå 2
- + Mineralisert nivå 3
- ⊗ Prøvegroft Kull i nivå 2

Elementfordeling av Cu, Zn og Pb. Atomproporsjoner omregnet til 100%.

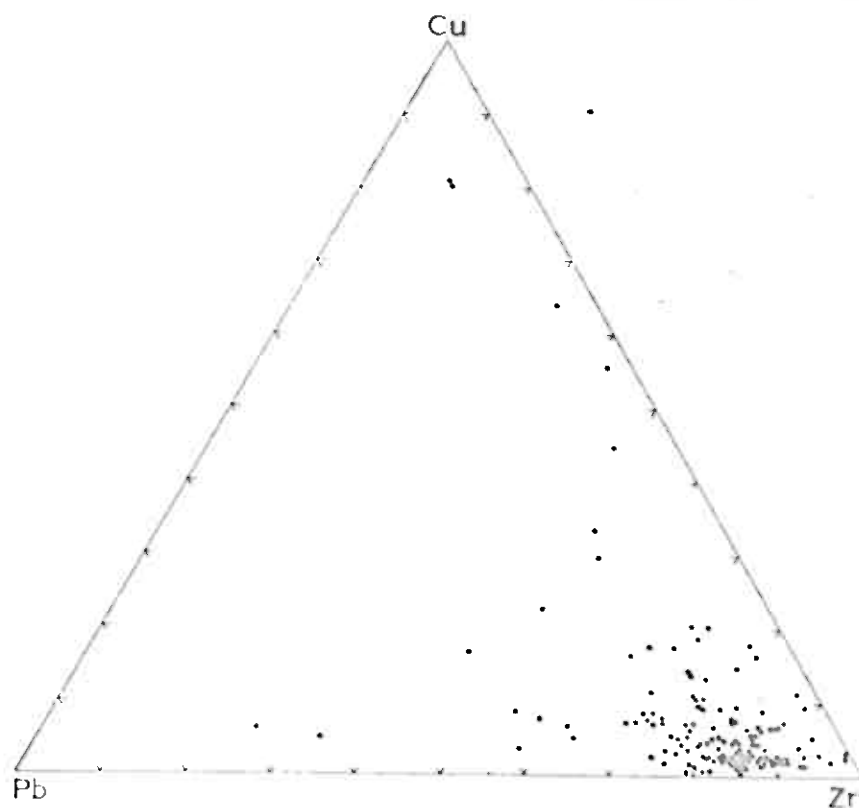


Figure 4. Triangular plot of the atomic proportions (recalculated to 100 percent) of Cu, Zn and Pb in the Bleikvassli ore.

Fig. 4. Trekant-diagram som viser atom-proporsjonene av Cu, Zn og Pb i Bleikvassli-malmen.

Fig 65

Stanton (1958 p.495) har satt opp Pb-Cu-Zn trekantediagram for flere forekomster. Av disse viser East Avoca, West-Avoca og Vermilion samme tendens som Kongsfjell mineraliseringen med avtakende Pb innhold for økende Cu mengde. Disse forekomstene har også for noen analyser meget Cu, men tyngdepunktet ligger ned mot Zn hjørnet. Nesten samtlige analyser har også mindre enn 20 atom % Pb, noe som også er tilfelle på Kongsfjell.

Fig. 66 viser en gruppe inndeling som er foretatt av Vokes (1963 p.122) og utvidet av Saager (1966 p.105). Det viser seg at Kongsfjellmineraliseringene faller utenom selv den utvidede gruppeinndeling. Mørkest ligger den gruppe B, som inneholder Saagers Tretthammer-type.

Sporalemant fordeling

Disse analyser er utført på røntgen på Geologisk Institutt. Det er behandlet store prøvemengder for å få nok mineral-konsentrat (Bilag 1). Likevel viste det seg at for flere prøver er det meget vanskelig å få ut en brukbar fraksjon grunn av liten sulfidmengde eller at forurensninger (slur) er vanskelig å fjerne.

Prøver som er analyserte:

Nivå 1: 5, 36
Nivå 2 48, 66, 132, 133
Nivå 3 73

Konsentrat fra de forskjellige prøver som er analyserte.
(spektrogram)

| Prøve nr. | an | el | cu | po | cub | Hel prøve
Mo anal. |
|-----------|----|----|----|----|-----|-----------------------|
| 8 | x | x | x | xx | | |
| 48 | x | | x | | | x |
| 66 | xx | | | | | |
| 73 | x | | x | | | |
| 96 | x | x | x | | | |
| 132 | x | | | | | |
| 133 | | | x | | x | |

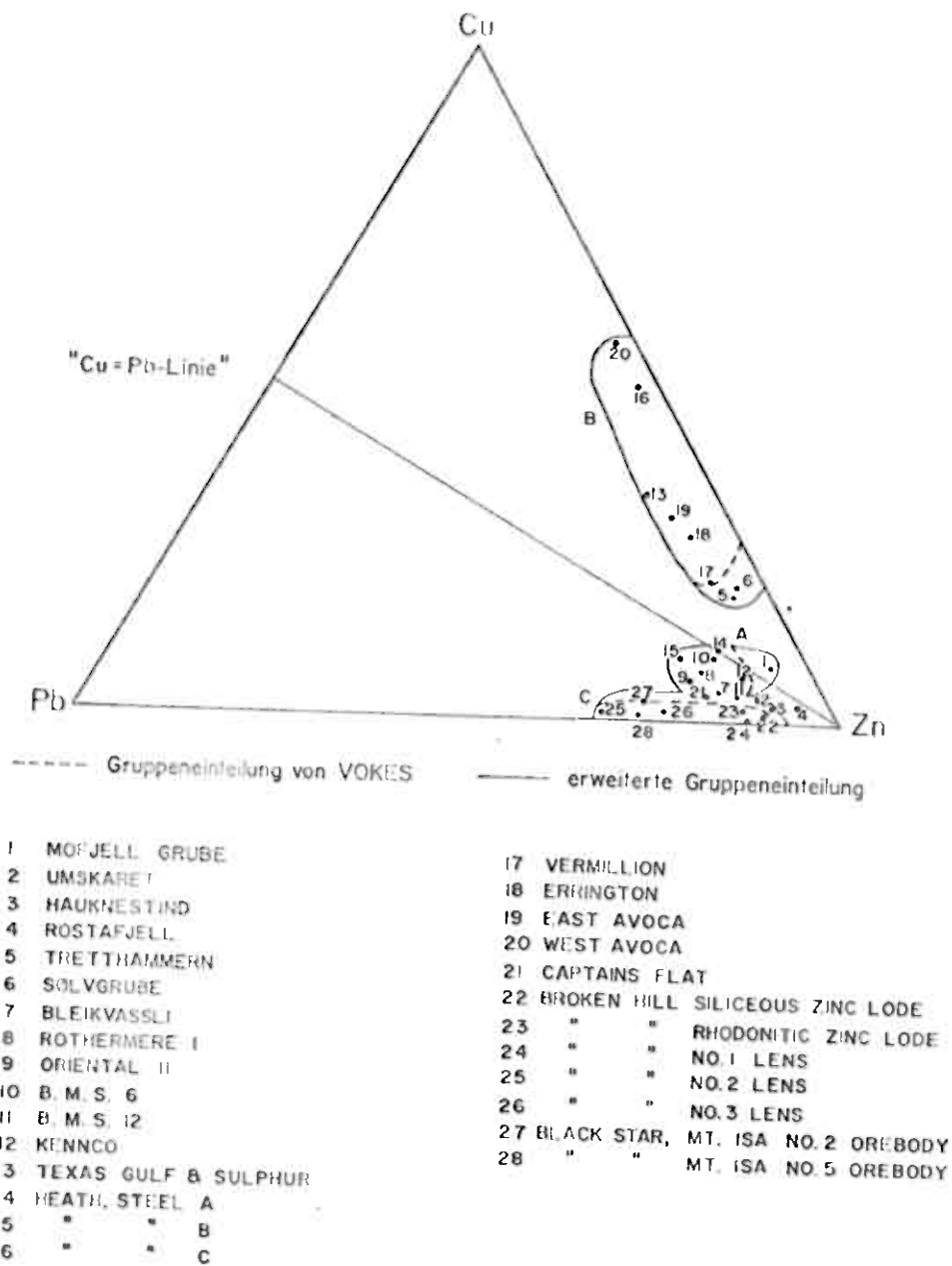


Fig. 31
Dreieckdiagramm mit den Cu-, Zn- und Pb-Durchschnittsgehalten von 21 Erzkörpern in Kanada, Australien und Irland (nach Stanton, 1958) und mit der von Vokes (1963) vorgeschlagenen geochemischen Gruppeneinteilung und der tatsächlich im Mofjell-Gebiet gefundenen »erweiterten« Gruppeneinteilung.

Det er utført kvantitative analyser på Ag og Bi i galena.

Ag i galena

Tre prøver med galena-konsentrat som er analysert på atomic adsorption er lånt fra Vokes, og disse er brukt som standards ved analysen. Det er talt på den sterkeste Ag linjen på $16,0^{\circ}$ ($k_1 - k_2$, 1.orden). Bakgrunnen er talt på $16,8^{\circ}$. Det er valgt bakgrunn på en større λ for å få større forskjell på maksimalt impulstall og bakgrunn. Dette vil gi et mer nøyaktig resultat.

Fra diagram (se fig. 67) ses det at senkning i bakgrunn fra $16,0$ til $16,8^{\circ}$ er ca. 100 counts. Det ble talt fire ganger på maksimalt utslag og 2 ganger på bakgrunn. Fra dette er det regnet ut middelerverdier. Talletiden var 32 sec.

(48 kV, 16 mA, EHT 3-7, RM 64 x 1)

Bi i galena

Denne bestemmelse er gjort på røntgenspektrograf. Som standardprøver ble brukt galena som ikke gir Bi-utslag. Denne er tilsett gedigent Bi slik at det er talt på fire standardprøver: uten Bi, 0,5 % Bi, 1,0 % Bi og 1,8 % Bi. (Renne).

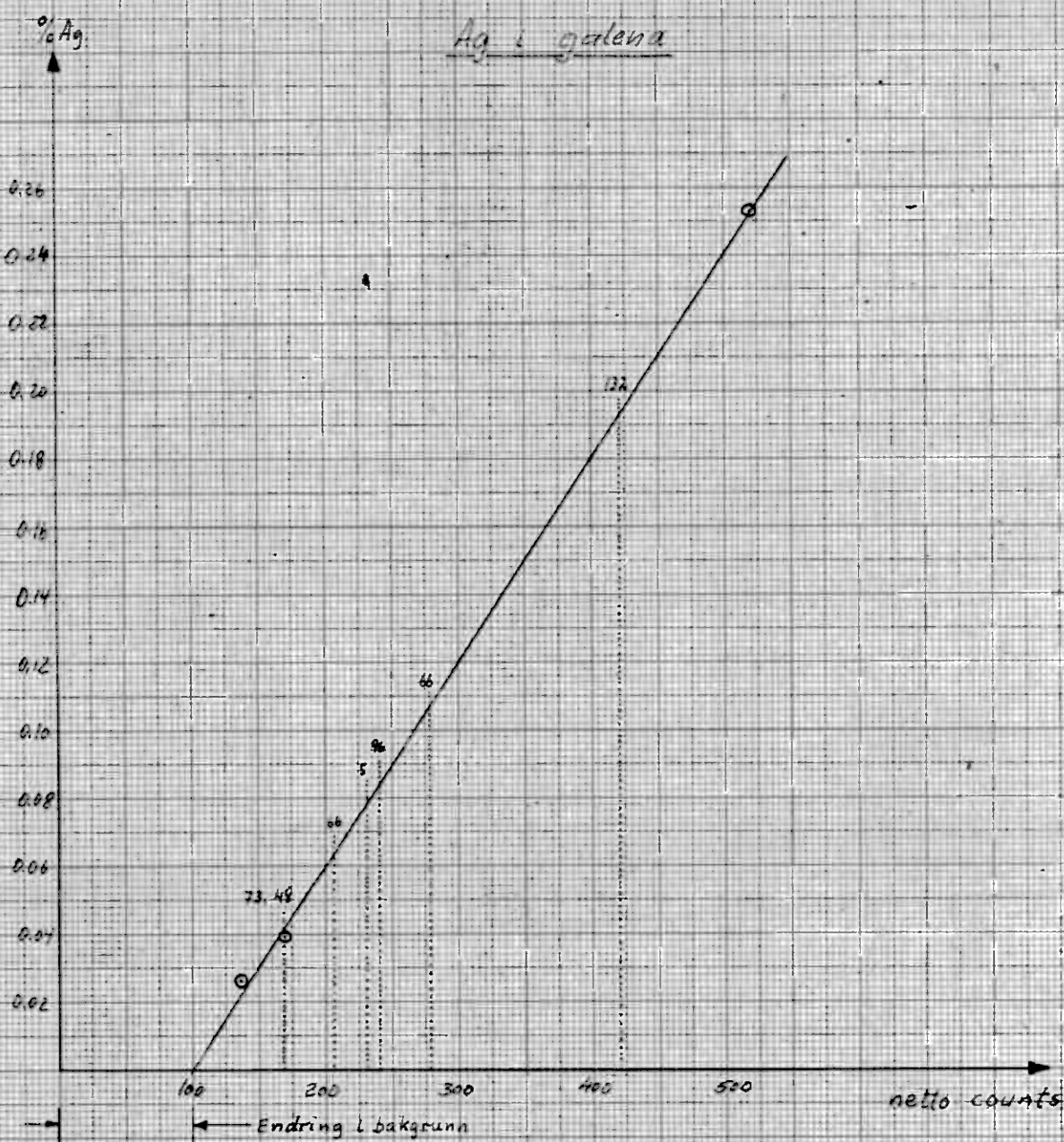
Det er talt på $69,22^{\circ}$ og bakgrunn $69,0^{\circ}$ med fire tellinger på linjen og to på bakgrunnen og utregnet middelerverdien.

Se fig. 68. Talletiden var 32 sec.

(48 kV, 16 mA, EHT 3-7, RM 32x1)

Røntgenspektrogram på chalcopyrit konsentrat gir følgende utslag:

| Prøve no. | Ag | Ba | Mo | Zr | Ni | Mn |
|------------|----|----|----|----|------|----|
| Nivå 1: 5 | | + | | + | | + |
| 96 | | | | | (+?) | |
| Nivå 2: 48 | + | | + | + | + | |
| Nivå 3: 73 | | | | + | (+?) | + |



o Prøver som er analysert på Ag for standardkurve
(Prøvene tilhører Vokes og er analysert på atomic absorption av B. Jensen)

Avlest fra diagram: Prøve 5 - 0,075 % Ag

" 66 (separert) - 0,065 % Ag

" 66 (håndplukket) - 0,125 % Ag

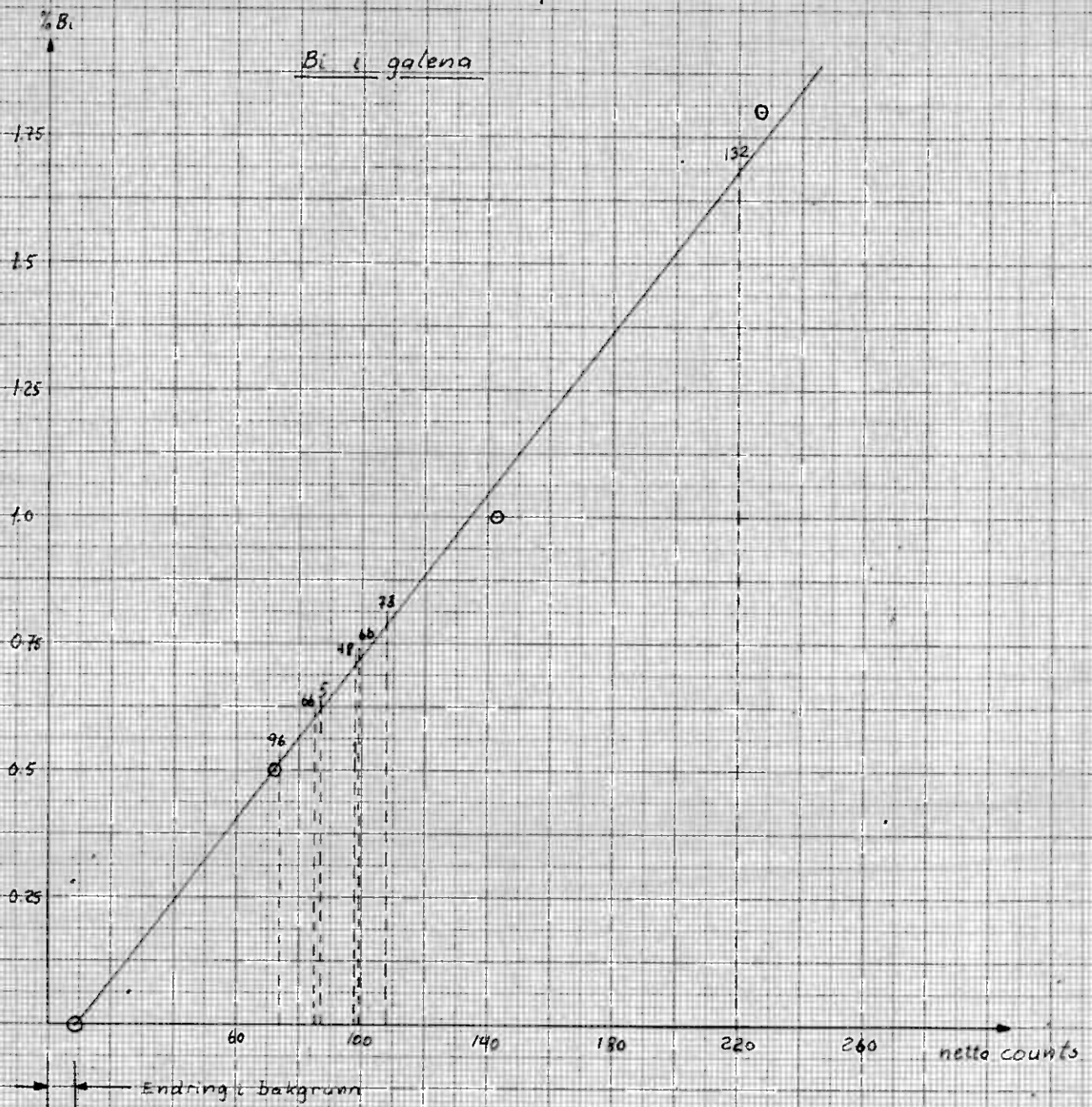
" 73 - 0,04 % Ag

" 48 - 0,04 % Ag

" 96 - 0,085 % Ag

" 132 - 0,14 % Ag

Fig 67



○ Standardprøver laget av Bi fri galena tilsatt gedigent Bi

Fra diagrammet avleses:

| | | |
|-------------|---|----------|
| Prøve 5 | - | 0.6 % Bi |
| 48 | - | 0.7 % Bi |
| 66 (sep) | - | 0.6 % Bi |
| 66 (håndpl) | - | 0.7 % Bi |
| 73 | - | 0.8 % Bi |
| 96 | - | 0.9 % Bi |
| 132 | - | 1.7 % Bi |

Fig 68

Sporelementinnholdet er tydelig forskjellig for enkelte av elementene, i de forskjellige mineraliserte nivå.

Mo innholdet er markert høyest i nivå 2, men det er funnet i slipp fra de andre nivåene også.

Ba har gitt meget små utslag og noe tvilsomme, men kun fra et nivå eller en forekomst. (skjerp XII). Røntgen-spektrogram av pyrrhotit, sphalerit (?) og chalcopryit-konsentrat, herfra har gitt Ba-utslag.

Pb - innholdet synes å ligge relativt jevnt fordelt utenom for en prøve (132). Denne prøven er fra nivå 2, men noen av de andre prøvene som også er fra nivå 2 viser ikke denne samme ekstreme verdien (1,7 % Pb)

Ag-innholdet synes hovedsakelig å variere mellom 400 og 1000 ppm uten at galena i noe nivå peker seg ut med avvikende innhold. Prøve 132 med ekstremt høy Pb innhold har også ekstremt Ag-innhold på 1000 ppm.

Zr - utslag fås på nesten alle mineralkonsentrater av galena og chalcopryit. Dette skyldes sikkert forurensning, med at zirkon med stor egenvekt går i tungfraksjon ved mineralseparasjon på tunge vasker og i de magnetiske fraksjoner ved separering på "fransen."

Ni gir utslag på røntgen og da tydeligst fra nivå 1. Det er også her funnet pentlandit og breithauptit som antyder en noe rikere Ni-paragenese.

Sæger (1966) har funnet god. Bi fra Haulmestind-forekomsten som han har undersøkt, men Bi er ellers ikke observert i de andre forekomstene.

Oftedal (1959) har funnet at med høye Tellur-innhold følger nesten alltid høye innhold av Tl og Bi. For mineraliseringen på Kongsfjell er det påvist høyt Bi-innhold og at det forekommer minst et tellurmineral.

Oftedal (1959) sier også, at Te kan være anriket i pyrrhotitpentlandit malmer og i spesielle Cu-malmer. Kongsfjell

mineraliseringen faller vel da i den siste gruppen.

Sammenstilling

Som nevnt ved elementfordeling av Cu-Zn og Pb faller Kongsfjell mineraliseringene utenom de grupper som er satt opp (sammenlign. fig 64 og 66). Det synes altså å være nok så spesielt forhold mellom elementene.

Høyt Bi innhold er også spesielt i den mineralparagenesen som finnes på Kongsfjell. Vokes (1962) sier som kommentarer til Stantons klassifisering type B.f.: "Arsenopyrite is very rare in, and bismuth minerals have not been reported from Norwegian Caledonian pyrrhotite-chalcopyrite ores."

Mineraliseringene fra Kongsfjell viser meget høye Bi innhold og Sb-holdige mineraler er registrert bare meget sjelden. Oftedal (1959) sier det er negativ korrelasjon mellom Fe-Bi i forhold til Sb, og dette synes også å passe her.

Kongsfjell mineraliseringen synes å passe, med hensyn til sporelementfordelingen, i Stantons Klasse B (f) og Sangers (1969 p. 137). Haukestad-type. (La en regner ut for forholdet Fe/S galena + chalcopyrit + sphalerit, får en for Kongsfjell av forholdet vanligst er mindre enn 1.

En karakterisering av den mineralogiske typen i det sterkest mineraliserte nivå 2 blir at det er en Bi rik, chalcopyrit-cubanit-paragenese.

DEL 3

NAIIMULICHETER - PROSPEKTERING

"Halmvordi"

Som det fremgår av den utførte undersøkelse er mineralogien meget kompleks. Det som først må vurderes ved mineraliseringen er om det er mulig å utvinne salgbare produkter. Det som vil gi hovedverdien ved en eventuell utnyttelse er:

Cu - konsentrat
Pb - konsentrat
(Zn - konsentrat)

Kvaliteten av disse blir her vurdert spesielt med henblikk på mineraliseringene i nivå 2, som ut fra undersøkelsen har vist seg å ha de beste muligheter.

Cu-konsentrat

Cu foreligger vanligst i form av mineralet chalcopyrit, men for mineralisert nivå 2, forekommer det som nevnt uvanlig mye cubanit. Teoretisk Cu-gehalt i disse mineralene er:

| | |
|-------------|-----------|
| Chalcopyrit | 34,5 % Cu |
| Cubanit | 23,5 % Cu |

Cu-innholdet i konsentratet vil nedsettes i og med at cubanit er tilstede. Teoretisk konsentratgehalt vil ligge på 30,6 % Cu, ved et chalcopyrit/cubanit forhold på 3:1, som synes vanlig i mineraliseringen.

Cu-konsentratet betales etter Cu-metallinnholdet. Unitprisen er gradert, noe som vil si at den mengden Cu-metall som er i konsentratet blir dårligere betalt ved lavere konsentratgehalter. Kobberet skal dessuten belastes med frakt, og fraktprisen blir større pr. Cu-unit ved lavere konsentratgehalt.

Konklusjonen må altså her bli at cubanit-innholdet gjør at mineraliseringen må ha større Cu-gehalt, for å være mulig og utnytte, enn om Cu hadde foreligget kun i chalcopirit.

Men så ennå et viktigere spørsmål: Hvordan er flotasjonsegenskapene til cubanit i forhold til chalcopirit og de andre sulfidmineralene? I følge prof. Mortenson (muntlig meddelelse) var før cubanit i følge tysk praksis ansett å gå i avgang enn ved Cu-flotasjon. Professor Mortenson uttrykker skepsis for dette og mener at cubanit sannsynlig vil flottet sammen med chalcopirit. Han understreket at ingen kvervett sikkert hvordan flotasjonen vil forløpe, noe som må avklares ved forsk.

Et element som muligens vil kunne gi tilskudd på Cu-konsentrat-verdien er Ag. Ag er her registrert på rentgen i chalcopirit, fra den omtalte mineraliseringen, men selvinnholdet er ikke bestemt kvantitativt. En enkelt prøve har vist at selvinnholdet er større i cubanit enn i chalcopirit, men om gehaltene er store nok til å gi betaling, vites ikke. Grønseverdien for betaling er 20 g /t konsentrat (20 ppm)

Bornit forekommer også i noen få korn, teoretisk 63,3 % Cu, men da det er relativt sjelden kan en se bort fra verdien av dette.

MoS₂-konsentrat?

Store deler av verdensproduksjonen av Mo kommer fra forekomster av "porphyry-copper" typen. (Sutulov 1965, chap. 3) MoS₂ gehalten i disse forekomstene varierer mellom 0.005 og oppover mot 0,1 %. Molybdenit tas ut ved flotasjon sammen med chalcopirit og mineralene skilles i etterfølgende flotasjon.

I en prøve fra Kongsfjell er det analysert rentgenspektrografisk på Mo. Analysen ble gjort på en av de prøvene som er rikst. Resultatet ble 0,01 % Mo. eller 0,015 % MoS₂. (Remme) Gehalten ligger altså høyere enn for de minimalverdier som er benyttet, men analysen er gjort på den prøven som har vist størst gehalt.

Det er ikke mulig å si noe om den økonomiske verdi ut fra dette, men en bør være oppmerksom på at H_2SO_4 kan gi tilskudd.

Pb-konsentrat

Som beskrevet tidligere har galena vanlig små innslutninger av flere andre mineraler. Disse vil ikke være mulig å skille ut ved en standard oppredningsprosess. De fleste av de beskrevne mineraler vil sannsynlig ikke ha noen som helst betydning da de forekommer i så liten mengde. To elementer som imidlertid vil ha betydning er sely og Bismuth.

Sely

Fra mineraliseringen i nivå 2 er fire galena-konsentrat analysert på sely. (Beskrevet i avsnitt om sporelementer). Det gjennomsnittlige selvinnehold i galena blir ut fra disse 1050 ppm eller 1050 g/tonn konsentrat. Dette tallet er sannsynlig noe for høyt, men om ikke den ekstremt høye verdien på 1900 ppm tas med, vil innholdet likevel ligge på ca. 800 ppm.

Selvinholdet er så stort at der vil gi en god del tilskudd til konsentratprisen. I Elskvassli er det et selvinnehold av samme størrelsesorden. Sely betales ved innhold større enn 20 g/t konsentrat, noen ganger bedre enn Ag i chalcopirit: (Robie 1964 p.199)

Bismuth

Fra mineraliseringen i nivå 2 er fire galena-konsentrat analyserte på Bismuth. (Beskrevet i avsnitt om sporelementer). Det gjennomsnittlige innhold er 9200 ppm eller 9,2 kg/tonn konsentrat. Det er mulig at analysen av en prøve med det ekstremt høye Bi-innhold på 1,7 % er spesielt. Men om en ser bort fra dette resultatet, vil innholdet likevel ligge så høyt som 7 kg/tonn konsentrat.

I følge Robie (1964 p.149 og også Vokes 1967 p.16) får Bi-straff for konsentrat med høyere innhold enn 0,85 % Bi.

Kruse (pers. medd. 14/12-68) har fått opplysninger om at det fås Bi-streiff ved mer enn 0,03 % Bi i Pb-konsentrat. Det bør imidlertid være en annen grenseverdi, slik at når innholdet er større enn denne blir betalt for. (Også i følge prof. Mortenson - pers. medd.). Noe slikt har ikke vært mulig å finne i litteraturen, eller få opplysninger om.

Størstedelen av verdensproduksjonen av Bismuth er bi-produkter fra kobber og blysmelting. (McKinstry 1948 p.592) (Fra Kongsfjell er det kun registrert Bi i galena) Bismuth fjernes fra blyet etter smeltingen. Dette gjøres vanligst med Betts elektrolyseprosess. (Liddell 1926 p.1094, også ifølge prof. Th. Rosenquist). Solvet kan også tas ut med samme prosess.

For smeltebedriftene er det mulig å selge antimonholdig bly. For legeringen betales det både for antimon og bly. (Hobie 1964, p.292) Opplysninger om at noe slikt kan gjelde for Bismuth, er det ikke funnet i litteraturen.

I den gunstigste mineraliseringen på Kongsfjell er altså Bi-innholdet i galena på 0,7 % og solvinholdet på 0,08 %. Mengden av Bismuth er ca. ti ganger større enn mengden av solv. Prisen på Bi ligger omtrent ti ganger lavere enn solvprisen. Dette skulle tilsi at de to elementene representerer like stor verdi, og burde gi like store tilskudd i konsentratprisen.

Et slikt resonnement gjelder dersom raffineringsskoningene er like store for de to elementene, altså om Betts elektrolyseprosess er dyrere enn andre renseprosesser. I følge Liddell (1926 p.903) er Betts prosess en av standardprosesser for å fjerne Ag fra blyet. Dette skulle indikere at det er liten forskjell i omkostningene ved raffinering.

Betts elektrolyseprosess anvendes også av europeiske smeltebedrifter; blandt annet av to i England. (Liddell 1926 p.1094) (NB! Kilden er fra 1926.) Dette vil altså si at en til det eventuelle marked ikke har større fraktutgifter enn vanlig. Bleikvassli eksporterer Pb-konsentratet til Tyskland (Digre 1967)

En annen ting som er meget viktig å ta hensyn til er hva som er vanlig praksis hos smeltebedriftene. Dersom det er slik at en alltid får fratrekk på grunn av Bi-innhold, kan det være vanskelig å endre denne praksis.

I følge Kruse (pers.medd. 14/12-68) betales ikke Bi i konsentrater. Bi-straffen beløper seg til US \$ 0,30 pr. 0,01 % Bi i Pb-konsentratet, ved innhold større enn 0,03 %. For galenaen fra mineralisert nivå 2 på Kongsfjell vil dette si (0,7 % Bi) ca. 21 \$ (150 Nkr) i Bi-straff pr. tonn konsentrat.

Om det ikke er mulig å få betalt for Bi når den fins i såpass store mengder som 0,7 %, er det sannsynlig at galena ikke har noen verdi. Markedet bør imidlertid undersøkes meget nøye.

Utenom dette er det funnet antimon og Tellur-holdige mineraler i galenaen, men disse er så sjeldne at de vil sannsynligvis ikke ha noen som helst betydning.

Zn-konsentrat

Sphaleritten har sjelden avblandingsdråper av chalcopirit. Et eventuelt Zn-konsentrat vil derfor ikke ha spesiell handicap. Sphaleritten er jernrik, men det er ikke bestemt det eksakte innhold. Det er sannsynlig at dette innholdet varierer en del.

Fra røntgen-analysen er det konstantert at sphaleritten holder noe Cd, men dette har ingen betydning da det ikke blir betalt på det europeiske marked.

Zn-gehalten i nivå 2 er meget lav og om den kvalitative analyse er representativ for hele sonen har Zn sannsynligvis ingen økonomisk verdi.

Andre elementer av betydning

Grafit

Ved sentlige sulfidmineraliseringer på Kongsfjell finner en grafit i større eller mindre mengder. Også den gunstigste forekomsten i nivå 2 har grafit, men innholdet er relativt lite.

Grafitten vil neppe kunne få noen verdi ved oppredning. Den er krystallin, men meget finkornet. Den vil derimot kunne skape problemer ved flotasjonen.

Grafitten er aerofil og floterer uten tilsetts av reagenser. Det vil by på små kostnader å ta den ut som øget konsentrat først, men det vil gi tap av Pb, Zn, og Cu og sannsynlig det meste av molybdenmengden. Dette er konstatert med forsøkt flotasjon i 5 l begerglass og røntgenanalyse på flotasjonsproduktet. Dette ga kraftige utslag på Pb, Pb Zn og Cu.

Som nevnt er det imidlertid relativt lite grafitt i nivå 2, og det er sannsynlig at det vil ha mindre betydning ved flotasjonen.

Pyrrhotit

Pyrrhotit-mengden er meget liten og representerer ingen økonomisk verdi. Den vil sannsynlig ikke virke forstyrrende på en eventuell oppredningsprosess.

Muligheter for maln

Gehalt.

Analyse-resultatene fra prøvegrøft, skjerp XVII, som er et snitt gjennom mineraliseringen er ført opp under skjerp-beskrivelsen. Analysene av "Chip samples" og det generelle inntrykk av mineraliseringen gir andre forhold mellom Cu, Zn og Pb. Det er vanlig med høyere Pb-gehalt.

Prøvegrøftens resultater gir alternativene:

ca. 8 m med 0,7 % Cu, 0,25 % Pb og 0,2 % Zn.

1,6 m med 1,6 % Cu, 0,32 % Pb og 0,2 % Zn.

Prøvegrøften ender mot overdekning på begge ender. Mineraliseringen kan altså ha større maktighet.

Dessuten som det fremgår av geologisk kart (M 1 : 2000 og skisse fig. 69), er det flere forskjellige horisonter innen det som er betegnet som mineralisert nivå 2. Den horisont som er prøvetatt er det som har størst maktighet. Like over denne er det en sone med maktighet på kanskje 3 m. (Se skisse fig. 69). Hva dennes gehalt ligger på kan ikke sies, men er sannsynlig i samme størrelsesorden som den nedre.

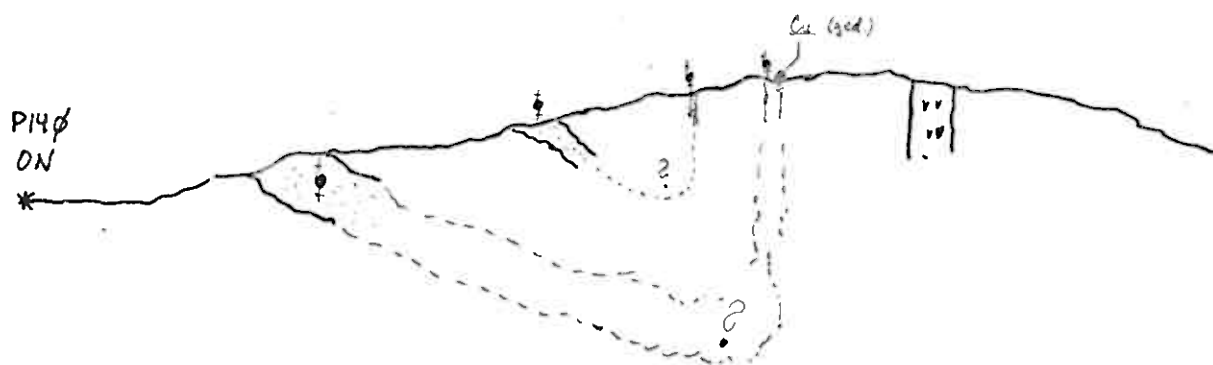


Fig 69. Snitt gjennom mineralisert nivå 2.
M 1:2000

Utensom dette fine fler mindre mineraliseringer med
maktighet mindre enn en meter, og som er vanskelig å følge
over noen streklengde. Generelt er gehalten meget lav, men
en må være klar over at dette baseres på en analyse og en
kan vanskelig bedømme forekomsten ut fra dette.

Sterrelse

På plansjen med vertikalsnitt er det tegnet et snitt langs
profil 14 G. Det samme snitt er forsterret på fig. 69.
Dette viser at mineraliseringen sitter i den ene sjenkel av
en liten synklinalform. Denne formen tilsier begrenset
sterrelse.

Den synklinaldybde som er tegnet på snittet er tatt ut
fra skrafall (ca. 30°) og helning på terrenget. Den skulle
altså være nær riktig. Om mineraliseringen fortsetter til
bunnen av synklinalen noe som er relativt usynlig,
kan en regne ut malmarealet i et snittplan vinkelrett

foldningsaksen, og om streklengden regnes for 200 m og
spesifikk vekt lik 3,0 vil malmmengde bli:

$$\begin{aligned} 3 \text{ m} &\approx 0,7 \text{ } \rho_{\text{Cu}}: 3 \cdot 200 \cdot 120 \cdot 3,0 = \text{ca. } 600 \text{ } 000 \text{ tonn} \\ 1,6 \text{ m} &\approx 1,6 \quad \rho_{\text{Cu}}: 1,6 \cdot 200 \cdot 120 \cdot 3,0 = \text{ca. } 120 \text{ } 000 \text{ "} \end{aligned}$$

Mineraliseringen i det høyere nivå har større streklengde.
Om mektigheten settes til 3 m får en

$$3 \cdot 100 \cdot 250 \cdot 3 = \text{ca. } 230 \text{ } 000 \text{ tonn.}$$

Disse utregningene er utført fra et relativt nøkternt
synspunkt. Men hva er så mulighetene langs foldningsaksen,
videre vestover? Er streklengden bare den som er observert
i dagen? Er det noen grunn til at en impregnasjon på
ca. 3 m mektighet stopper etter 200 m? Er det mulig med
fortykkelse av mektigheten i bunnen av synklinalen, en
"trough roof"?

Angående streklengden og mulighetene videre vestover langs
foldningsaksen er det funnet spredt mineralisering over den
lengde av ca. 600 m. Det er ikke uansynlig at den prøvetatte
mektighet kun har 200 m streklengde. Den er sikkert lengre,
men hvor mye er vanskelig å si.

Det er også muligheten for fortykning mot bunnen av syn-
klinalen. Julfildene kan være mobilisert ved den høye metemor-
fosen og muligens ha større konsentrasjon i bunnen som repre-
senterer trykkinima.

En optimistisk utregning blir da:

$$\begin{aligned} 600 \text{ m} \cdot 5 \cdot 100 \text{ m} \cdot 3,0 &= \text{ca. } 1,4 \text{ mill tonn i prøvetatt nivå} \\ 600 \text{ m} \cdot 2 \cdot 120 \quad \cdot 3,0 &= \text{ca. } 430 \text{ } 000 \text{ tonn. i høyere nivå} \end{aligned}$$

Det er her ikke tatt med eventuell fortykning i bunn av
synklinalen og for den ene sjenklen.

En meget optimistisk utregning vil ligge på knapt den
dobbelte tommasje.

Forekomstens beliggenhet

Formen er som beskrevet en synklinale, den er relativt flat
og ikke særlig gunstig for underjordsdrift. Forekomsten ligger

i ca. 900 m høyde over havet og ca. 500 m høyere enn Bleikvassliforekomsten, som ligger 5 km unna. Det gunstigste vil være å anvende oppredningsverket der. Vann til gruveoperasjonene fins i høyde ca. 940 m like ved.

Vurdering av resultatene

Det er ikke utført nok prøvetaking til å få et riktig bilde av forekomsten, men det som er gjort indikerer at gehalten er lav, sannsynlig for lav. Mengdeforholdet for sønen sett under ett viser sannsynlig et litt annet forhold. En innholdet synes imidlertid alltid meget lavt og det er tvilsomt om det vil ha noen verdi.

Størrelsen på forekomsten er ikke mulig å avgjøre, men den synes ikke å være imponerende. Det er en stor fordel at forekomsten ligger såpass nært Bleikvassli, men høydeforskjellen er jo heller stor.

Mulige prospekteringsmetoder

På Kongsfjell er det anvendt geokjemi og geofysik (slingram). Resultatene fra geokjemi og geofysik foreligger på egne kart. Det er for sentlige geokjemiske anomalier funnet en del små mineraliseringer som iallfall kan være en del av årsaken. (se geol. kart N 1 : 2000 og bekkenadiment kart) Den bekken som ble prøvetatt viser relativt høye anomalier som var ventet, i og med at den kommer fra et sterkt mineralisert område. (se geokjemiske kart)

Overdelingen på Kongsfjell er i de sentrale deler kanskje 20 - 30 %. Etter at den regionale geokjemi har gjort det mulig å konsentrere undersøkelsene på visse områder, vil den neppe her kunne gi noen flere opplysninger.

Minigun-målinger (slingram) har flere steder indikert gode ledere, som langt vanligst er grafittskifer. Noen få steder, som f. eks. skjerp XVII, har sannsynlig også sulfidene som tynne konformerte band vært ledere.

I forbindelse med Per Stokkes diplom er det på to prøver fra Kongsfjell målt motstanden (se Bilag 4). Prøvene er sulfidfrie grafittskifer og motstanden ligger ti ganger

lavere enn grensen av hva som sansynlig kreves for å gi slingreanomalier.

På det geofysiske kart er ledere med sammenheng ut fra geologi tegnet inn.

Den geologiske oppbygning i nivå 2 er ganske klar. Geofysik som IP målinger eller forskjellige andre elektriske og elektromagnetiske målinger, vil også gi utslag på grafit og det vil være vanskelig å bestemme mineraliseringens størrelse på grunn av dette.

Cubanitt har ut fra erfaringer med mineralseparasjon, nær samme susceptibilitet som pyrrhotitt. Den forekommer i relativt stor mengde. Det kan være en mulighet å foreta med magnetiske profiler. Mineraliseringen er da en impregnasjon og det er vel tvilsomt nok cubanitt til å gi noen eksakte resultater.

Gravimetri vil heller ikke være brukbart på grunn av liten kontrast i spesifikke vekt og dessuten er det et meget kupert terreng som vil kreve store korreksjoner.

Råd om videre undersøkelse

Forekomsten i nivå 2 synes å være vanskelig å kartere ved hjelp av geofysik og andre hjelpemidler. Den geologiske kartlegningen tyder på en "malin" kropp som skissert i fig. 69. Den videre undersøkelse består da i å bestemme gehalt, størrelse og å undersøke de spesielle mineralogiske faktorer.

En følgende frøgangsmåte synes naturlig.

1. Prøvetaking for kvantitative analyser.

Dette kan utføres på to måter:

- a) Prøvegrafter med "channel sampling"
- b) Diamantborring.

Den aktuelle mineralisering ligger opp mot 900 m.o.h. Fra Bleikvassli er lengden ca. 5 km med 500 m stigning. Transport omkostninger på bormaskin vil her være betydelige, men en vil herved mer eksakt kunne bestemme størrelsen.

For prøvetaking i prøvegraft vil det være lettere og få avvik fra den virkelige gehalt. Denne undersøkelsesmetoden

vil bli den billigste, spesielt ved et mindre prøvetakingsprogram.

2. Flotasjonsforsøk må kjøres for å undersøke flotasjonegenskapene til cubanit. Samtidig vil en kunne avgjøre om det er mulig å få et MoS_2 konsentrat av rågodset.

3. Markedet må her undersøkes nøyere, om det er mulig å få solgt Bi holdig galena med tilskudd i prisen.

For neste sommer anbefales derfor dette opplegg, under en malmeologs ledelse:

- a) Prøvetaking i grøft, mest mulig "channel sampling". Det er nødvendig å sikre ut grøfter for å komme under den forvitrede overflate. Et boremønster som anvendt på grøft i skjarp XVII viste seg å være brukbart.
- b) Prøvetak i samme grøft kvalitativt i de rikeste cubanit-partier for flotasjonsforsøk. Også undersøke muligheten for MoS_2 -konsentrat.
- c) Bi-verdien eller finndraget undersøkes hos smeltebedriftene

Når dette program er kjørt vil en ha mye bedre grunnlag for å vurdere om det skal satses på diamantboring.

Sammendrag:

Et område på ca. 5 km² på Kongsfjell, Korgen kommune, Nordland, er detaljkartlagt. Høymetamorfe pelitiske sedimentar er foldet i en muldeform med vestlig akseretning. I detalj er faldningen intens og kompleks. Geologisk kart foreligger i målestokk 1 : 5300 og 1 : 2000.

I disse bergarter forekommer stedvis impregnasjon av Cu - Zn - Pb sulfider som alt overveiende sitter i forbindelse med grafittrike bergarter. Forekomstene er stratiforme og sitter i tre hovedmineraliseringsnivå.

Mineraliseringen er en Ag - Bi - rik pyrrhotit - chalcopyrit - cubanit paragenese. Mineralogien er meget kompleks. Det er funnet nesten 30 malmineraler.

Området er nålt med Minigun (slingshot), men da mineraliseringene er grafittrike får ingen sikre indikasjoner.

Prøvetakningen som er utført er for sparsom til å avgjøre den økonomiske verdi. Som første steg i videre undersøkelse anbefales en grøfteprøvetakning på overflaten.

L I T T E R A T U R L I S T E

- ASSEM- MINIGUN a single-frequency, two man operated, extra lightweight equipment for prospecting by electro-magnetic inductive methods.
- ASTM- kort for identifikasjon av røntgen diffraktogram.
- Barnes H.L. 1967 - Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehart and Winston.
- Berry L.G and Thompson RM. 1962 - X-ray powder data for ore minerals. The peacock atlas.
Geol. soc. of Am. Mem. 85
- Bloom H. 1955 - A Field-Method for the determination of ammonium citrat-soluble heavy metals in soils and alluvium.
Econ. geol.: vol.50 p. 533-541
- Bryhni I. 1964 - Strukturgeologi - (Tektonikk).
Forelesn. holdt ved G 1 - høsten. 64.
Universitetsforlaget.
- Bugge J.A.W 1948 - Rana Gruber - Geologisk beskrivelse av jernkulfeltene i Dunderlandsdalen.
NGU no. 171.
- Bundrock G. 1967 - Die Silbererzgänge von Jvenningdal.
Diplomarbeit. Mainz.
- Cameron E.M 1961 - Ore Microscopy
Wiley & Sons, Inc.
- Carstens C.W 1948 - Forelesninger i Malmgeologi ved Oslo Universitet vinteren 1947 - 1948.
- Chakrabarti, A.K. 1967 - Genesis of the Lead-Zinc Deposits at Zawar, Rajasthan, India.
Econ geol. Vol. 62 no. 4 p. 554 - 556
- Chamberlain, J.A and Dalabio, R.N. 1965 - Mackinawite and valleriite in the Muskox intrusion.
Am. Mineralogist 50, p.682 - 695

- Dana E.S. 1959 - Manual of Mineralogy 17 ed.
John Wiley & Sons Inc.
- Digre H. 1967 - Forelesninger i lag 253,
Oppredning II - Hesten 67.
- Fang J.H. and Bloss F.D. 1966 - X-ray diffraction tables.
Southern Ill. Univ. Press.
- Fleischer. M 1955 - Minor elements in some sulphide minerals.
Econ.geol. 50th Ann.vol. Pt 2, p.970 - 1024.
- Flood. B 1964 - Acopper-zinc mineralization in Trollidalen,
Lofoten, Northern Norway.
NGU no 228 p. 114-138
- Portescue. J 1965 - Exploration Architecture.
Geol. Survey of Canada. paper 65-6. p. 4-14
- Poslie. S 1941 - Trøfjordageologi.
NGU no. 149.
- Poslie S. 1946 - Melkedalen Grube i Ofoten.
NGU no. 169
- Purden. J 1952 - Sink-bly forekomstene ved Himmelfjord,
Hattfjelldal i Nordland.
NGU no 104 p. 145 - 153.
- Grip. E 1960 - The lead deposits of the eastern of the
Caledonides in Sweden.
Int. geol.congress - 21 sess.part XVI p. 143 - 159
- Hayami. Y 1959 - Some considerations on the colour of
biotite and its relation to metamorphism.
Minr. Abstract, vol.14 p. 505
- Heinrich. E.Wa. 1965 - Microscopic identification of
minerals.
McGraw - Hill
- Holtedahl O. Ed 1960 - Geology of Norway.
NGU no. 208
- Hübner H. 1962 - Die Mineralparagenesen von Elyberg, Mittel-
Schweden.
GFF. vol.90 p.401-416

Ingersen. E. 1955 - Methods and problems of Geologic thermometry.

Econ.geol. 50th. Ann.vol. p. 341 - 410.

Juvs. G. 1967 - Zinc and Lead deposits in the Håfjell syncline, Ofoten, northern Norway.

NGU no. 244.

Kehrer. C. 1967 - Arbeitsbereitung.

Intern rappe.

Kleine-Kering R. 1968 - Bericht zu den Geologischen Untersuchungen im südlichen Kongelfjell (Nordtjernbekken Gebiet) in den moneten August und september 1968.
Intern rapport.

Kouvo O, Huhna M and Vuorelainen Y. 1959 - A natural cobalt analogue of pentlandit.

Am. Mineral 44 p. 897 - 900

Kouvo. O, Vuorelainen. Y and Long J.V.P. 1963 - A tetragonal iron sulfide.

Am. Mineral 48 511 - 524

Kullerød G. 1953 - The FeS-ZnS system a geological thermometer.

NGU bd. 132, p. 64-147

Kullerød. G Padget, Pand Vokes F.M. 1955 - The temperatures of deposition of sphaleritebearing ores in the Caledonides of Northern Norway.

NGU bd 35 p.121-127

Kullerød G. 1963 - Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. Fortschritte der Mineralogi 41, p 221-270.

Kulling. O 1955 - Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 2. Den kaledoniske fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län.

SGU ser. C, no. 37, p.101-296

Lawrence I.J. 1967 - Sulphide Neomagmas and Highly metamorphosed Sulfide Deposits.

Minr. Deposita 2, p 5 - 10

- Liddell. D.M. -1923 - Handbook of non-ferrous Metallurgy.
Mc Graw-Hill Book Company Inc.
- Mason B. 1966 - 3.ed. Principles of geochemistry.
John Wiley & Sons. Inc.
- Mc Konstry HE. 1948 Mining Geology,
Prentice Hall Inc.
- Moorbath, S and Vokes P.M. 1963 - Lead isotope avundance
studies on galena occurrences in Norway.
NGT Bd. 43 p.283-343.
- Moorhouse. WW 1959 - The Study of Rocks in Thin Section.
Harper & Brothers, New York.
- Oftedal I. 1940 - Untersuchungen über die Nebentestandteile
von Erzmineralien Norwegischer zinkblendeführender
Vorkommen.
Det Norske Vidensk.-Akad. skrifter.
Natur-Vedensk. klasse 1940 no. 8.
- Oftedal I. 1942 - Om betingelsene for oktaedrisk delbarhet
hos vismutrik blyglans.
NGT bd. 22 p.61-69.
- Oftedal I. 1948 - Oversikt over Norges mineraler.
NGU no. 170
- Oftedal I - 1959 - On the occurrence of tellurium in Norwegian
galenas.
NGT bd. 39 p. 75 - 80.
- Parasnis. D.S. 1962 - Principles of Applied Geophysics.
Wiley & sons, New York.
- Parke C.F. and MacDiarmid R.A. 1964 - Ore Deposits.
Freeman and company, London.
- Pehrman, G. 1954 - "Über den Magnetismus einiger Magnetkiese.
Medd. från Åbo Ak.Geol. - minr.-Institutt no. 36
- Poulsen A.O. 1964 - Norges gruver og malmbeforeskninger II,
Nord-Norge.
NGU no. 204

Powers H.C. 19(?) - X-ray fluorescent spectrometer conversion tables - element to two-theta.

(?) (Form wangler)

Ramborg I.B. 1967 - Kongsfjell-området geologi, en petrografisk og strukturell undersøkelse i Helgeland, Nord-Norge.

NGU nor. 240.

Randohr P. 1960 - Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag Berlin.

Rieck. K. 1966 - Kongsfjell 1966

Intern Mappe.

Robie E.H. 1964 - Economics of the Mineral Industries - (A Series of Articles by Specialists).

Sailey W. Ludd Series.

Am. Inst. of Mining, Met., and Petrol.

Engineers. Inc. New York.

Rose A.W. 1967 - Trace elements in sulfide minerals from the Central district, New Mexico and Bingham district, Utah.

Geochim. cosmochim. acta. 31 pp 547 - 565.

Rosholt B. - Diplom 63 - 64.

Rosholt B. 1967 - The lead and zinc bearing veins at Trøa in Southern Norway.

NGU no. 250 B.

Saager R. 1966 - Erzgeologische Untersuchungen an Kaledonischen Blei, Zink und Kupfer führenden Kieslagerstätten im Nord-Rana-Distrikt, Nord-Norwegen.

Prom. nr. 3732 E.T.H. Zürich.

Saager R 1967 - Drei typen von Kieslagerstätten im Høfjell-Gebiet, Nordland, und ein neuer Vorschlag zur Gliederung der Kaledonischen Kieslager Norwegens.

NGU Bd. 47 p. 331-358.

Sawkins. F.J. 1964 - Lead-Zinc ore deposition in the light of fluid inclusion studies. Providencia Mine, Zacatecas, Mexico.

Econ geol. vol. 59. p.883-919.

- Schouten, C 1962 - Determination tables for ore microscopy.
Elsevier Publ. comp, Amsterdam.
- Schwartz G.M. 1942 - Progress in the study of exsolution in
ore minerals.
Econ.geol. vol. 37 p.345 - 364.
- Seki Y. 1950 - Relation between chemical composition and
lattice contents of epidote.
Am. Mineralogist vol 44 p. 720 - 730
- Prjaseth og Vokes F.M. 1957 - Blyglansforekomst på Krøkkje-
heia, Hardangervidda.
NGU nor. 200 p. 63-73
- Smith A.J. 1964 - Remobilization of sulfide ore body.
Econ.geol. v.59 p.930 - 935
- Smithson S.B. 1963 - Granite studies: II- The precambrian
F13 granite, a geological and geophysical investiga-
tion.
NGU no. 219
- Stanton R.L. 1955 - Lower Palaeozoic Mineralization near
Bathurst, New South Wales.
Econ.geol. vol.50. p. 621 -
- Stanton R.L. 1958 - Abundances of copper, zinc, and lead
in some sulfide deposits.
Journ. Geol. vol 66 p.484-502.
- Stanton R.L 1964 - Mineral Interfaces in Stratiform Ores
. Bull of the Inst. of Min. and Met. No 696 p.45-79
- Sugaki A. and Tashiro C 1957 - Thermal Studies on the
skeletal Crystals of Sphalerite in Chalcopyrite.
The Sc.Prep. of the Tohoku Univ. - Ser. III, vol V.
No. 3 p. 293-304.
- Sutulov. A 1965 - Molybdenum extractiv metallurgy.
Univ. of Concepcion, Chile.
- Tegengren F.R. 1962 - Vassbe blymalmsfyndighet i Idre och
dess geologiska inrømming!
SGU serie C no 386.

- Torgersen J.C. 1928 - Sink og blyforekomster på Helgeland.
NGU no 151.
- Torgersen J.C. 1935 - Sink og blyforekomster i det Nordlige Norge.
NGU no 142.
- Tröger W.E. 1956 - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
Uytenbogaardt // 1951 - Tables for microscopic identification of ore minerals.
Princeton Univ. Press.
- Vogt J.H.L. 1900 - Svenningsdalens sølvertsgrube.
NGU no 29
- Vokes F.H. 1957 - The Copper Deposits of the Birtaverra District, Troms, Northern Norway.
NGU no 199
- Vokes F.H. 1958 - Metallogenetic Provinces and Epochs in Norway.
Tidsskr. for kjemi, bergvesen og met. hefte 4-58
p.47-55.
- Vokes F.H. 1960 - Contribution to the mineralogy of Norway
no. 7.
Cassiterite in the Bleikvassli ore.
NGU bd.40 p. 193 - 201
- Vokes F.H. 1962₁ - Mineral paragenesis of the massive sulfide ore bodies of the Caledonides of Norway.
- Vokes F.H. 1962₂ - Contribution to the mineralogy of Norway.
No. 15 Garnite in the Bleikvassli ore.
NGU. 42 p.317 - 329.
- Vokes F.H. 1963₁ - Geological studies on the Caledonian pyritic zinc-lead orebody at Bleikvassli, Nordland, Norway.
NGU no 222.

- Vokes F.M. 1963₂ - Bleikvassli, Trace elements, Summary.
Upublisert.
- Vokes F.M. 1966 - Arsen i Bleikvassli malmen.
Upublisert.
- Vokes F.M. - Silver in galenas.
Upublisert.
- Vokes F.M. 1967₁ - Forelesninger i Malmgeologi. Innledning
og økonomiske betraktninger vedrørende mineralfore-
komster.
Tapir. NTH
- Vokes F.M. 1967₂ - Forelesninger i Malmgeologi. Oversikt
dannelsesprosesser av mineralforekomster.
Tapir. NTH.
- Vokes F.M. 1967₃ - Linnacite from the Proterozoic Raipas Group
of Finnmark, Norway.
Mineralium Deposita 2, p.11-25.
- Vokes F.M. 1968 - Rapport fra den 15.th Int. Geol. Congr.
Leicester, England. Dec. 1967.
Stensil.
- Vrålstad T. 1967 - En mineralogisk og geokjemisk undersøkelse
av malmen i Randsund Gruber.
Hoved. oppg. i geologi, Univ. Oslo.
- Vahatalo V.O. - 1953 - On the geology of the Outokumpu
ore deposit in Finland.
Bull. de la commission Geologique de Finlande.
- Winchell. A.M. 1945 - 3.ed Elements of optical mineralogy.
John Wiley & Sons Inc. New York.
- Yund R.A and Kullerød G. 1966 - Thermal Stability of
Assemblages in the Cu-Fe-S System.
Journ. of. Petrol. 7. p. 454-483.
- Zussmann I 1967 - Physical Methods in determinativ Mineral-
ogy.
Academic Press - London - New York.

Zwart H.J. 1962 - On the determination of polymetamorphic
mineral associations, and its application to the
Bosost Area (Central Pyrenees)
Geol. Rundschau vol. 52 p. 35 - 55.

Zwart H.J. 1960 - The chronological succession of folding
and metamorphism in the central Pyrenees.
Geol. Rundschau vol 50 p. 202-218.

Edman C.H. 1933 - Erz- und metamorphische Untersuchung der Sul-
fiderze von Kaveltorp in Mittelschweden.
GFF Bd. 55 p. 561 - 611

МИХЕЕВ. В. И. 1957 - РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКИЙ
СПРЕДЕЛИТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Bilag til diplomaten

- Bilag 1 - Prøvebehandling for miner iseparasjon
- Bilag 2 - Borkjennologgi
- Bilag 3 - Korreksjonsprogram for microprob-analyse
- Bilag 4 - Luftfotogrammetring av grufittskifer.

Vedlegg i egen kartmappe

- Geologisk kart M 1 : 5300
- Geologisk kart M 1 : 2000, blad I - V n/separator tegn-
forklaring.)
- Tektonisk kart M 1 : 5300
- Vertikalprofiler til tektonisk kart M 1 : 5300
- Geokjemiske kart: (Bekkesedimentprøver) M 1:5300
 - a) cx - cu + Zn + Pb (pategnet også Cu, Cu)
 - b) hx - cu
 - c) hx - zn
 - d) lx - Pb
- Geofysiske kart (slingram) M 1 : 2000 blad I -IV.

Prøvebehandling for analyse

Se skissen neste side!

Kjeftetyggeren i kjelleren på Geologisk Institutt ble brukt. Bakkene er av stål.

Spindelkvernen som ble brukt er også i kjelleren på Geologisk institutt. Sliteforingen er av stål. Det ble malt i flere trinn.

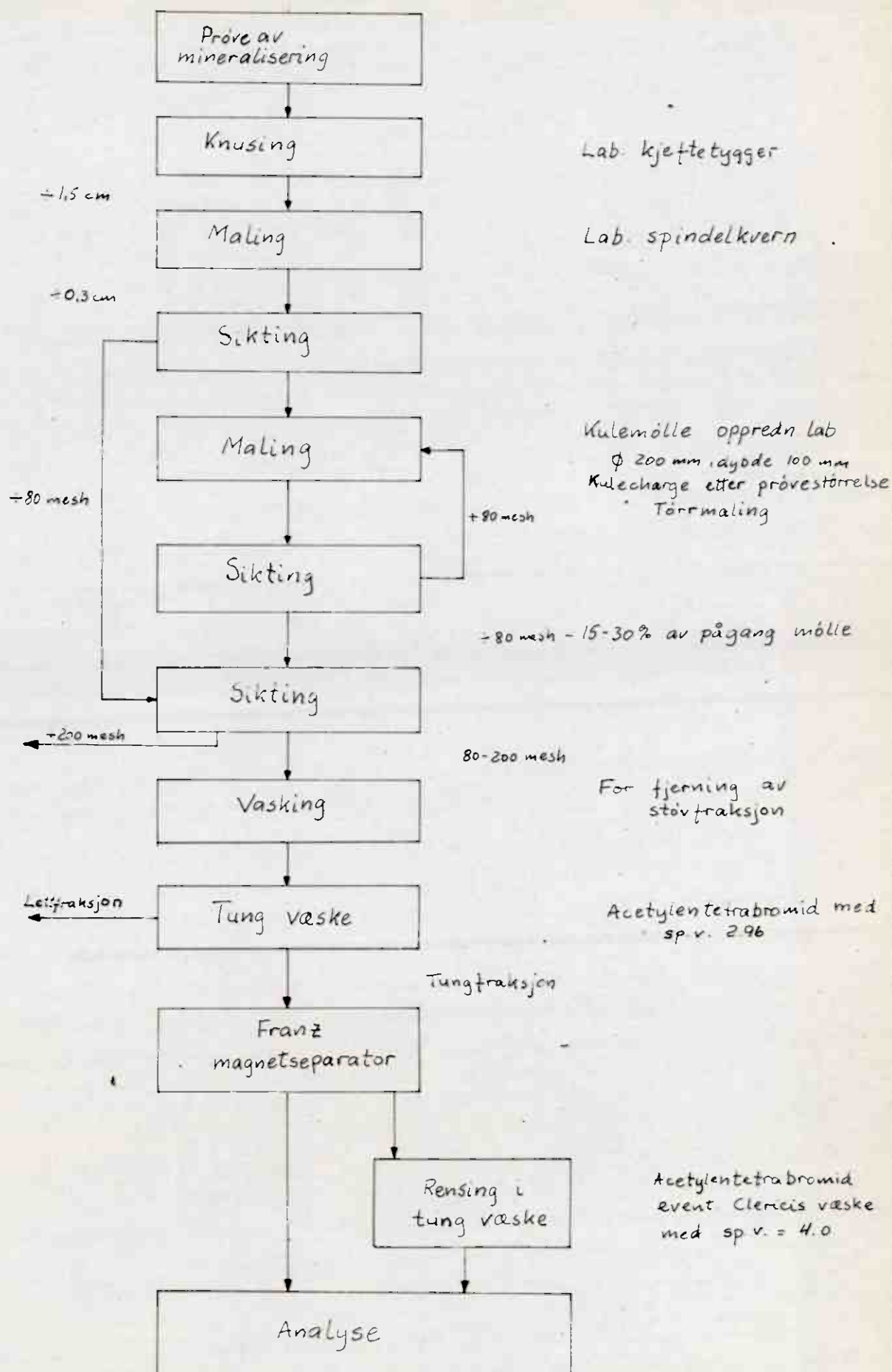
Ved sikting ble brukt nylonduk.

Maletiden på kulemøllen var 5 - 12 min. etter prøvegodsets egenskaper. Møllene er noen av jern, andre av stål og kulene er jernkuler. Materialene her er uten spesielle tillsatser som kan gi forurensninger i påfølgende analyser.

Etter vasking for å fjerne støvfraksjonen ble prøvene vasket i alkohol. Tross dette syntes det umulig å hindre rusting av enkelte mineralkorn. Dette er sannsynlig fordi prøvene delvis er fra dagsonen og har såpass mye jernhydrok-syder og halvt forvitret pyrrhotit at rusting meget vanskelig kan forhindres.

Rensing i tung væske var nødvendig for de fleste prøver.

Oversikt over prøvebehandling for analyse.



Logging av borkjerner

Det er anvendt det skjema som brukes av A/S Bleikvassli gruber. Betegnelser og forkortelser som er brukt er følgende:

Vanlig granatglimmerskifer - granatstørrelsen er da 2 - 4 mm og den er gjerne relativt biotitrik.

Snåfoldet - "bølglengden" ca. 15 mm.

Skifrihetsvinkelen er anslått og er oftest oppgitt mellom to grenseverdier, som er variasjonen i skifrihetsretning. Noen steder er vinkelen oppgitt som en verdi og tilsier da konstant skifrihetsvinkel.

Skifrihetsvinkelen er vinkelen mellom planet vinkelrett kjernedaksen og skifrihetsplanet.

| | |
|-----------|-----------------------|
| f.spat | = feltspat |
| gr.gl.sk. | = granatglimmerskifer |
| gr. | = granater |
| kv. | = kvarts |
| bio. | = biotit |
| kya. | = kyanit |
| b.a. | = bergart |
| amf. | = amfibolitt |
| musk. | = muskovit |
| Grovk. | = grovkornet |
| py | = pyrrhotit |
| cp | = chalcopyrit |
| gn | = galena |
| sl | = sphalerite |

Kongstjell
Bh. 68-0-11

Dato: Sommer 68
Koord: P80-1100-295N-400
Retning: 160°
Helning: 45°

H.oh: ca 715 m
Lengde: 50 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | skjufrihets-
vinkel | Analyser | | | | |
|--------------|--------|--|------------------------|----------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 0 - 1.15 | 1.15 | Gr.gl.sk. Stedvis tydelig intenst foldet
Stedvis rustne gr. | 0-30° | | | | | |
| 1.15 - 1.19 | 0.04 | Melkekvarter. Sans. kv. linse | | | | | | |
| 1.19 - 2.71 | 1.52 | Gr.gl.sk. Intenst småfoldet. Stedvis
rustne gr. | 0-35° | | | | | |
| 2.71 - 2.76 | 0.05 | Musk. gr. - skifer | ~20° | | | | | |
| 2.76 - 4.10 | 1.34 | Gr.gl.sk. - Intenst småfoldet
Opptil 2 cm kvartsband forekommer
Rustne gr. | 0-40° | | | | | |
| 4.10 - 4.60 | 0.50 | Gr.gl.sk. med meget bio. rike soner
på opptil 10 cm. Dette alternerer
med tynnere kv. feltspatrike
soner. Kya i den mørke bio-
rike gr.gl.sk. (Det er vanskelig
å skille kya fra de andre lyse
minr. i de lysere b.a. soner.
Det fins sans kya. her også) | 0-45° | | | | | |
| 4.60 - 5.85 | 1.25 | Gr.gl.sk. | 0-30° | | | | | |
| 5.85 - 5.90 | 0.05 | Kv. Sans. en kv. linse | | | | | | |
| 5.90 - 6.72 | 0.88 | Gr.gl.sk. Opptil 2 cm kv. band | 0-15° | | | | | |
| 6.72 - 6.87 | 0.15 | Kv. (-linse) | | | | | | |
| 6.87 - 8.50 | 1.63 | Gr.gl.sk. 7.35 og 8.29 - et par
py(1)korn i forbindelse med kv. linser | 0-20° | | | | | |
| 8.50 - 8.55 | 0.05 | Kv. (-linse) | | | | | | |
| 8.55 - 9.00 | 0.45 | Gr.gl.sk. | 10-45° | | | | | |
| 9.00 - 9.05 | 0.05 | Musk. rik gr.gl.sk. | ~15° | | | | | |
| 9.05 - 10.45 | 1.40 | Gr.gl.sk. | 10-40° | | | | | |

Kongsfjell
Bh. 68-0-11

Date: Sommer 68
Koord: P80-1100-295N-400
Retning: 160°
Helning: 45°

Hah. ca. 715 m
Lengde: 50 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skjufrihets-
Vinkel | Analyser | | | | |
|---------------|--------|---|------------------------|----------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 10.45 - 10.80 | 0.35 | Kv. rik gr. gl. sk. Opptil 2 cm kv. bånd | 10-20° | | | | | |
| 10.80 - 12.55 | 1.75 | Gr. gl. sk | 0-30° | | | | | |
| 12.55 - 12.67 | 0.12 | Kv. (-linse) | | | | | | |
| 12.67 - 12.82 | 0.05 | Gr. gl. sk. - Mange små gr. < 2 mm | ~25° | | | | | |
| 12.82 - 12.95 | 0.13 | Kv. (-linse) | | | | | | |
| 12.95 - 13.42 | 0.47 | Gr. gl. sk - Små og mange gr. jevnt
fordelt i gl. rik grunnmasse | 0-20° | | | | | |
| 13.42 - 13.70 | 0.28 | Klorittholdig (gr) gl. sk. Meget f. gr. | 0-20° | | | | | |
| 13.70 - 14.10 | 0.40 | Homogen finkornet gr. gl. sk. - små
gr. | ~10° | | | | | |
| 14.10 - 15.39 | 1.29 | Gr. gl. sk. | 0-15° | | | | | |
| 15.39 - 15.63 | 0.24 | Gl. sk. - Amf. holdig | ~10° | | | | | |
| 15.63 - 15.79 | 0.16 | Gl. sk. Stedvis små gr. Noen po.-
korn | ~10° | | | | | |
| 15.79 - 15.96 | 0.17 | Kalk m/ gl. bånd Svak po. impregn.
Stedvis grafitt holdig | ~10° | | | | | |
| 15.96 - 16.26 | 0.30 | Gl. sk. Meget svak po, cp, sl (gn?)
impregn (~2% sulfider) | 30-45° | 0.24 | 0.09 | 0.43 | 3.53 | |
| 16.26 - 16.76 | 0.50 | Uren kalkmarmor. Store (2 cm)
grønnlige diopsid krystaller(?)
Sulfidimpregn - po, sl, cp, gn (py?)
(Kanskje opptil 10% sulfider) | 35-40° | 0.10 | 0.08 | 0.13 | 2.67 | |
| 16.76 - 16.90 | 0.14 | Gl. sk. - grafitt holdig - Svak sulfid-
impregn. po, cp, sl (gn?) | 30-50° | | | | | |
| | | | | 0.21 | 0.16 | 0.32 | 3.36 | |

Kongstjell

Bh. 68-0-11

Dato: Sommer 68

Koord: P80-1100-295N-400

Retning: 160°

Helning: 45°

H.o.h: ca 715 m

Lengde: 50 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skjufrihets-
vinkel | Analyser | | | | |
|---------------|--------|--|------------------------|----------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 16.90 - 17.09 | 0.19 | Diopsid-gl.sk.-b.a. Svak po-cp
impregn. | ~ 50° | 0.21 | 0.16 | 0.32 | 3.36 | |
| 17.09 - 17.50 | 0.41 | Finkornet lys gl.sk. (kv.sitt)
17.40 - 1/2 cm grafittbånd | ~ 45° | 0.31 | 0.15 | 0.55 | 2.10 | |
| 17.50 - 17.85 | 0.35 | Grovkornet gl.sk., noen gr. | ~ 40° | 0.36 | 0.15 | 0.58 | 3.02 | |
| 17.85 - 20.00 | 2.15 | Vekolende grafittisk b.a. En kalk-
diopsid og stedvis gl.sk b.a. Kalk-
marmoren er noen steder helt hvit,
men gjerne mørk og grafittførende
Grafittisk i bånd < 2 cm. Svak
sulfidimpregn. Ved 18.20 og 19.10
mulig 15-20 % sulfider. po, cp, sl, gn. | 0-40° | 0.07 | 0.03 | 0.09 | 2.88 | |
| 20.00 - 21.10 | 1.10 | Kalk-holdig gl.sk. Stedvis med
grafitt rike bånd, ellers også grafittholdig | ~ 25° | 0.53 | 0.36 | 1.26 | 3.45 | |
| 21.10 - 22.10 | 1.00 | Rel. massiv kalkholdig - stedvis kv-
sittisk lys b.a. Jevn sulfidimpregn.
po, cp, sl, gn. | 20-30° | 0.92 | 0.50 | 2.12 | 3.84 | |
| 22.10 - 22.25 | 0.15 | Kalkgl.sk. | ~ 30° | 0.41 | 0.15 | 0.65 | 2.45 | |
| 22.25 - 22.75 | 0.50 | Rel. massiv kalkrik b.a. po, gn, cp
sl-impregn. Forholdsvis cp-gn. rik | ~ 20° | 0.10 | 0.06 | 2.17 | 1.74 | |
| 22.75 - 23.00 | 0.25 | Kalk gl.sk | ~ 30° | 0.21 | 0.06 | 0.38 | 2.53 | |
| 23.00 - 23.20 | 0.20 | Kalk - kalk gl.sk. Jevn po, cp, gn,
sl-impregn. Kanskje opp mot 20% sulf. | ~ 40° | | | | | |
| 23.20 - 23.80 | 0.60 | Kalkholdig gl.sk | ~ 30° | | | | | |
| 23.80 - 25.00 | 1.20 | Rel massiv kalk (kalk gl.sk.)
Stedvis litt po. | ~ 40° | | | | | |
| 25.00 - 25.70 | 0.70 | Kalkgl.sk | | | | | | |

Kongstjell
Bh 68-0-11

Dato: Sommer 68

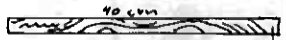
Hoh: ca. 715 m

Koord: P80-1100-295N-400

Lengde: 50 m

Retning: 160°

Helning: 45°

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skjtrighets
-vinkel | Analyser | | | | |
|---------------|--------|--|------------------------|----------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 25.70 - 25.80 | 0.10 | Impregn av po, cp, gn, sl i rel. massiv kalk | | 0.21 | 0.06 | 0.38 | 2.53 | |
| 25.80 - 26.15 | 0.35 | Kalk gl.sk. Svak po impregn. | 20-30° | | | | | |
| 26.15 - 26.55 | 0.40 | Kalkholdig gl.sk. m/ grafittbånd og svak po impregn. | 0-30° | | | | | |
| 26.55 - 26.90 | 0.35 | Gl.sk. (kv.sitt?) Stedvis med kalkholdige bånd. Noen po korn | ~15° | 0.18 | 0.08 | 0.29 | 3.28 | |
| 26.90 - 27.30 | 0.40 | Gl.sk. Noen få gr.  Foldet som vist på skissen. | 0-90° | | | | | |
| 27.30 - 27.45 | 0.15 | Kalk til kalkholdig gl.sk. Rel. svak po, cp, gn, sl impregn. | 0-90° | | | | | |
| 27.45 - 27.70 | 0.25 | Gl.sk. Opp mot 27.70 pen impregn av po, sl, gn, cp. Småfoldet og større folder | 0-90° | 0.70 | 0.18 | 1.71 | 3.71 | |
| 27.70 - 28.00 | 0.30 | Kalk gl.sk. Svak po impregn. | 0-90° | | | | | |
| 28.00 - 29.00 | 0.25 | Kjernetap. - Foldet kalkgl.skifer | | | | | | |
| 29.00 - 29.50 | 0.50 | Kalkholdig gl.sk. (kv.sitt?) - Foldet | 0-90° | | | | | |
| 29.50 - 30.00 | 0.50 | Gl.sk. (kv.sitt?) - Svakt kalkholdig | 0-90° | 0.07 | 0.03 | 0.11 | 2.59 | |
| 30.00 - 30.30 | 0.30 | Kalkholdig gl.sk. | 0-30° | | | | | |
| 30.30 - 30.70 | 0.40 | Massiv kalkholdig gl.sk. po, cp, gn, sl. impregn | 0-20° | 0.53 | 0.36 | 1.56 | 3.67 | |
| 30.70 - 32.80 | 2.10 | Uren kalk og kalkholdig gl.sk. Kv.rike deler (kv.sitt?) Svak sulfidimpregn av vesentlig po | 0-40° | 0.26 | 0.14 | 0.45 | 2.16 | |
| 32.80 - 33.26 | 0.46 | Glimmer sk. (kv.sitt?) - foldet | ~35° | 0.10 | 0.03 | 0.09 | 4.57 | |
| 33.26 - 33.46 | 0.20 | Kalk med svak po, cp impregn. | | 0.07 | 0.04 | 0.13 | 1.53 | |
| 33.46 - 33.66 | 0.20 | Gl.sk.  (kv.sitt) Foldet | 0-90° | | | | | |
| 33.66 - 34.66 | 1.00 | Gl.sk. (kv.sitt) | 60-70° | 0.10 | 0.04 | 0.19 | 4.05 | |
| 34.66 - 35.53 | 0.87 | " " " " - Sterkt foldet | 0-90° | | | | | |
| 35.53 - 36.33 | 0.80 | Kv.feltspatrik gl.sk. (kv.sitt) Foldet Svak po-impregn | 0-90° | 0.07 | 0.05 | 0.09 | 2.88 | |
| 36.33 - 36.56 | 0.26 | Gl.sk. (kv.sitt) | 0-90° | | | | | |

Kongsfjell

Bh 68-0-11

Dato: Sommer 68

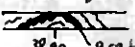
Koord: P80-1100-295N-400

Retning: 160°

Helning: 45°

Høh: ca 715m

Lengde 50 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skjefrighets-
vinkel | Analyser | | | | |
|---------------|--------|---|-------------------------|----------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 36.56 - 36.66 | 0.10 | Lys gl.sk. - diopsidholdig. Litt po | 0° | | | | | |
| 36.66 - 37.32 | 0.66 | Grovkornet gl.sk. | 0-90° | | | | | |
| 37.32 - 37.53 | 0.21 | Kalk - Noen po-korn | | | | | | |
| 37.53 - 39.45 | 1.92 | Gl.sk (kv.sitt) som er sterkt foldet
Hyppig grafittrike bånd  | 0-90° | | | | | |
| 39.45 - 39.85 | 0.40 | Lys gr.gl.sk | 0-45° | | | | | |
| 39.85 - 40.03 | 0.18 | Gl.sk, noen gr. - amf. holdig (?) | 0-45° | | | | | |
| 40.03 - 40.07 | 0.04 | Kalk | | | | | | |
| 40.07 - 40.67 | 0.60 | Musk. rik gr.gl.sk. | 0-15° | | | | | |
| 40.67 - 42.02 | 1.35 | Kalkholdig gl.sk. Stedvis amf. holdig. Foldet | 0-90° | | | | | |
| 42.02 - 44.50 | 2.48 | Gr.gl.sk. småfoldet og foldet i større folder | 0-90° | | | | | |
| 44.50 - 45.00 | 0.50 | Gl.sk. (kv.sitt) småfoldet, sralet kalkholdig | 30-40° | | | | | |
| 45.00 - 45.50 | 0.50 | Kalkh. gl.sk. alternerende med grafittsk. | ~30° | | | | | |
| 45.50 - 45.90 | 0.40 | Gl.sk (kv.sitt) | ~45° | | | | | |
| 45.90 - 46.10 | 0.20 | Gl.sk. alternerende med grafittsk. (kv.sitt) | ~35° | | | | | |
| 46.10 - 47.45 | 1.35 | Kalkholdig gl.sk (kv.sitt) | 20-40° | | | | | |
| 47.45 - 49.60 | 2.15 | Kalkholdig gl.sk. Jevn sulfidimpregn,
rel. fattig po, cp, sl, gn (kv.sitt)
(~2% sulfider?) | 50-60° | 1.08 | 0.53 | 2.37 | 5.05 | |
| 49.60 - 50.00 | 0.40 | Kalkholdig gl.sk. (kv.sitt) | | | | | | |

Kongstjell

Bh 68-0-12

Dato : Sommer 68

Koord : P70-1100-320N-32W

Retning: 180°

Helning: 45°

H.o.h. : ca. 700 m

Lengde 60m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skiftnghets
-vinkel | Analyse | | | | |
|---------------|--------|--|------------------------|---------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 0 - 0.37 | 0.37 | Grouk. amf. Stedvis gr. og noe gl. | ? | | | | | |
| 0.37 - 0.60 | 0.23 | Amf. gr. gl. sk | ~40° | | | | | |
| 0.60 - 3.55 | 2.95 | Gr. gl. sk | 30-80° | | | | | |
| 3.55 - 4.00 | 0.45 | Amf. holdig gr. gl. sk. Juteust småfoldet
Noen cp korn | ~45° | 0.11 | 0.22 | 0.20 | 3.48 | |
| 4.00 - 4.75 | 0.75 | Gr. gl. sk. | ~35° | 0.27 | 0.11 | 0.18 | 3.33 | |
| 4.75 - 4.78 | 0.03 | Musk. holdig kv.sitt | ~35° | | | | | |
| 4.78 - 5.40 | 0.62 | Gr. gl. sk | 20-70° | | | | | |
| 5.40 - 5.50 | 0.10 | Halve kjernen er gr. gl. sk - resten amf. sk. | 90° | | | | | |
| 5.50 - 5.55 | 0.05 | Gr. gl. sk. småfoldet | | | | | | |
| 5.55 - 6.65 | 1.10 | Amf. til Amf. gl. sk. Sterkt foldet
Stedvis litt po og cp | 0-90° | 0.07 | 0.16 | 0.22 | 1.85 | |
| 6.65 - 6.80 | 0.15 | Gr. gl. sk. småfoldet. | | | | | | |
| 6.80 - 6.92 | 0.12 | Amf. f. spat skifer | 0-90° | | | | | |
| 6.92 - 7.48 | 0.56 | (Gr.) gl. sk. Små og få gr. Meget iustust
foldet | 0-90° | | | | | |
| 7.48 - 7.57 | 0.09 | Kalkgl. sk. | ~20° | | | | | |
| 7.57 - 8.45 | 0.88 | Vekstende grafittsk. og kalkholdig
gl. sk. Sterkt foldet | | | | | | |
| 8.45 - 9.40 | 0.95 | Lys gl. sk. Sterkt småfoldet (kv.sitt) | 0-90° | | | | | |
| 9.40 - 9.53 | 0.13 | Gl. sk. (kv.sitt) | ~20° | | | | | |
| 9.53 - 9.63 | 0.10 | Sterkt grafittholdig gl. sk. | ~25° | | | | | |
| 9.63 - 10.00 | 0.37 | Kalkholdig gl. sk. Noen tynne grafittrike
bånd opp mot 10.00 m. (grafitt kv.sitt) | ~35° | | | | | |
| 10.00 - 10.40 | 0.40 | Alternierende grafittsk. og kv.sitt bånd
(3cm-bånd) Svak po impregn. | ~35° | | | | | |
| 10.40 - 12.13 | 1.73 | Gl. sk. (kv.sitt) Noen steder grafittholdig
i tynne soner Noen po-korn | ~30° | | | | | |

Kongstjell

Bh 68-0-12

Dato: Sommer 68

Koord.: P76-1100-320N-32W

Retning: 180°

Helning: 45°

Hoh: ca. 700 m

Lengde: 60 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skitrighets-
vinkel | Analyse | | | | |
|-------------------|--------|---|------------------------|---------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 12.13 - 12.37 | 0.24 | Lys b.a. Musk. holdig kv.sitt | ~20° | | | | | |
| 12.37 - 12.38 | 0.01 | Grafittskifer (Grafitt kv.sitt?) | ~20° | | | | | |
| 12.38 - 15.45 | 3.07 | Musk. gl.sk. (kv.sitt) | 15-20° | | | | | |
| 15.45 - 15.65 | 0.20 | Overgang mellom "kv.sitt" og | 40-50° | | | | | |
| 15.65 - 16.00 | 0.35 | Grovk. gl.sk. Noen steder kloritt og
amf (?) holdig | 50-60° | | | | | |
| 16.00 - 17.00 | 0.40 | Kjernetap. 40 cm gl.sk. kjerne (kv.sitt) | 45-70° | | | | | |
| 17.00 - 17.90 | 0.90 | Småfoldet gl.sk. - Mest bio. | 50-60°(?) | | | | | |
| 17.90 - 17.97 | 0.07 | Glimmer holdig kv.sitt | | | | | | |
| 17.97 - 18.10 | 0.13 | Småfoldet gl.sk. (kv.sitt) | (?) | | | | | |
| 18.10 - 18.20 | 0.10 | Grafittsk. og grafittholdig gl.sk. Stedet foldet | (?) | | | | | |
| 18.20 - 20.00 | 1.80 | Gl.sk. (kv.sitt) Sammen med kv. feltspat
i de lyse bånd i b.a. fins det noen
steder kalk. | 0-90° | | | | | |
| 20.00 - 22.06 | 2.06 | (Bio) gl.sk. De lyse bånd inneholder
stedvis kalk (kv.sitt) | 0-90° | | | | | |
| 22.06 - 22.62 | 0.56 | Melkekv. med noen bio og musk. bånd
En kv. linse | ~40-50° | | | | | |
| 22.62 - 22.81 | 0.19 | Melkekv. (-linse) | | | | | | |
| 22.81 - 23.07 | 0.26 | Grovk. gl.sk. kv.-feltspat rik (kv.sitt) | 40-70° | | | | | |
| 23.07 - 23.22 | 0.15 | Gl.sk. - svakt kalkholdig --- | ~45° | | | | | |
| 23.22 - ca. 23.60 | 0.38 | Gl.sk. - Fint laminert. Bio. rik og svakt
kloritt holdig Et par cp korn | 35-40° | | | | | |
| ca. 23.60 - 26.38 | 2.78 | Amf-bio. sk. Kloritterte amf. nåler i
skitrighetsplanet | 30-40° | | | | | |
| 26.38 - 26.68 | 0.30 | Gl.sk., noe amf. Kloritt holdig | ~45° | | | | | |
| 26.68 - 30.00 | 3.22 | Amf(bio) skifer. Gl. synes å ha en
linjasjonsretning i skitrighetsplanet, mens
amf nålene har meget svak tendens
til orientering i samme retning | 30-50° | | | | | |

Kongsfjell
Bh 68-0-12

Dato: Sommer 68
Koord.: P78-1100-320N-32W
Retning: 180°
Helning: 45°

H.o.h: ca. 700 m
Lengde: 60 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | Skiffighets-
vinkel | Analyse | | | | |
|---------------|--------|--|------------------------|---------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 30.00 - 37.10 | 7.10 | Rel. homogen <u>amf</u> -bio.sk. Lyse opptil 1/2 cm konkordante og diskordante kalk-(rike) lag. B.a. er svakt kalkholdig | 30-40° | | | | | |
| 37.10 - 37.21 | 0.11 | Meget kalkrik <u>amf</u> . gl.sk | | | | | | |
| 37.21 - 38.21 | 1.00 | Homogen <u>amf</u> gl.sk. Svakt kalkholdig. Kalkfylte spreker og konkordante kalkrike lag | ~ 30° | | | | | |
| 38.21 - 38.28 | 0.07 | Kalk med noe <u>amf</u> . gl.sk | | | | | | |
| 38.28 - 39.68 | 1.40 | <u>Amf</u> . gl.sk. Meget svakt kalkholdig | ~ 25° | | | | | |
| 39.68 - 39.74 | 0.06 | Kalkmarmor | | | | | | |
| 39.74 - 40.00 | 0.26 | <u>Amf</u> . gl.sk | | | | | | |
| 40.00 - 41.63 | 1.63 | Bio (<u>amf</u>) sk. Svakt kalkholdig | 10-20° | | | | | |
| 41.63 - 41.05 | 0.02 | Kalk | | | | | | |
| 41.65 - 42.62 | 0.97 | <u>Amf</u> . bio sk. Litt kalk | 10-15° | | | | | |
| 42.62 - 43.72 | 1.10 | Bio (<u>amf</u>) sk. Ofte klorittisk. Noe kalkholdig. Diskordante mm tykke kv. sprekefyllinger | ~ 10° | | | | | |
| 43.72 - 44.14 | 0.42 | Bio sk. med ubetydelig kloritt enkelte steder. Svakt kalkholdig. | 10-25° | | | | | |
| 44.14 - 44.84 | 0.70 | Lys gl.sk. (kv.sitt) | (?) | | | | | |
| 44.84 - 45.00 | 0.16 | Kv.sittisk gl.sk. store gl.flak, vesentlig musk. | ~ 25° | | | | | |
| 45.00 - 46.00 | 0.13 | Kjernetap kv.sittisk gl.sk. Store musk.-flak. 1/2 kjerne med 2 cm melkekvarts (linse) | ~ 15° | | | | | |
| 46.00 - 47.00 | 0.07 | Kjernetap. Grovk. kv.sittisk gl.sk. | ~ 35° | | | | | |
| 47.00 - 50.00 | 3.00 | Kv.rik musk.sk. (kv.sitt) Rel. store gl.flak. Noe bio. | ~ 30° | | | | | |
| 50.00 - 51.69 | 1.69 | Kv.sitt. Rel. fink. og musk rik. Noe klorittisk bio. Noen gr. (få!) | | | | | | |
| 51.69 - 54.20 | 2.61 | Kv.sitt. Medium til grovk. Det meste av gl. er musk, men også en god del bio som er svakt klorittisk. | ~ 30° | | | | | |

Bh 68-0-12

Dato: Sommer 68
Koord.: P78-1100-320N-32W
Retning: 180°
Helning: 45°

H.oh.: ca 700 m
Lengde: 60 m

| Dybde (m) | Lengde | Bergart | skjefrighets-
vinkel | Analyse | | | | |
|---------------|--------|---|-------------------------|---------|------|------|------|-----|
| | | | | % Pb | % Cu | % Zn | % Fe | % S |
| 54.20 - 54.37 | 0.17 | Melkekvarter. I denne sitter et par 1cm store amf klyser | | | | | | |
| 54.37 - 54.45 | 0.08 | Bio kloritt kv.sitt - Grovk. bio og kloritt | ~40° | | | | | |
| 54.45 - 55.67 | 1.22 | Kv.sitt. Rel. grovk. gl. - musk, bio og litt kloritt | 20-30° | | | | | |
| 55.67 - 56.80 | 1.13 | Fin til medium kornet kv.sitt. Bio og kloritt holdig. Småfoldet | ? | | | | | |
| 56.80 - 56.83 | 0.03 | Bio kloritt rik sk. | ~15° | | | | | |
| 56.83 - 56.93 | 0.10 | Kv.sitt med musk som eneste gl. | ~10° | | | | | |
| 56.93 - 57.00 | 0.07 | Medium til fink. kv.sitt, Musk, bio, kloritt | ? | | | | | |
| 57.00 - 57.48 | 0.48 | Musk - kv.sitt. Et par 1/2 cm tykke kloritt holdige lag | 10-15° | | | | | |
| 57.48 - 58.65 | 1.17 | Alternierende musk, kv.sitt og bio klorittrike soner. 2-3 cm mektige. En god del foldet | 0-90° | | | | | |
| 58.65 - 59.17 | 0.52 | Fin. kv.sitt Musk, bio, kloritt | | | | | | |
| 59.17 - 59.56 | 0.39 | Musk. kv.sitt. Noen tykke bio-kloritt-lag (59.26-59.28 -melkek.) | ~45° | | | | | |
| 59.56 - 60.00 | 0.44 | Inhomogen kv.sitt med 2-3 cm melkek og kloritt-bio rike lag. | ~40° | | | | | |

V ALG MIKRO

BEGIN

INTEGER IMAX,I,J\$

REAL COSEC\$

ARRAY AI(1:92)\$

COMMENT UNDERPROGRAM FOR ABSORPSJONSKOEFFISIENTER\$

REAL PROCEDURE MRO(L,ZB)\$

VALUE L,ZB\$

REAL L\$

INTEGER ZB\$

BEGIN

REAL LBL1,LBL2,LBL3,LBM1,LBM2,LBM3,LBM4,LBM5,Z,MR01,MR02\$

Z=LN(ZB)\$

LBL1=2.064&3/EXP(2.17*Z)\$

LBL2=6.206&4/EXP(2.56*Z)\$

LBL3=8.086&4/EXP(2.606*Z)\$

LBL4=6.620&4/EXP(2.54*Z)\$

LBM1=2.735&6/EXP(3.10*Z)\$

LBM2=4.812&6/EXP(3.21*Z)\$

LBM3=1.493&6/EXP(2.91*Z)\$

LBM4=3.716&6/EXP(3.08*Z)\$

LBM5=2.717&6/EXP(3.00*Z)\$

IF L LEQ LBL1 THEN BEGIN

MR0=1.33&-2*EXP(2.75*LN(ZB*L))\$

GO TO MO END\$

IF L LEQ LBL3 THEN MR01=1.28&-4*EXP(3.0*LN(EXP(1.1*Z)*L))+
0.66*(L*EXP(1.1*Z))-18.0 ELSE GOTO M1\$

IF L LEQ LBL1 THEN BEGIN MR0=MR01\$ GOTO MO END ELSE

IF L LEQ LBL2 THEN BEGIN MR0=MR01*0.8\$ GOTO MO END

ELSE BEGIN MR0=MR01*0.6\$ GOTO MO END\$

M1: IF L LEQ LBM5 THEN MR02=6.7&-4*EXP(2.28*LN(EXP(1.2*Z)*L))-
0.2*(L*EXP(1.2*Z)) ELSE BEGIN

MR0=7.132&-5*EXP(2.225*LN(L*EXP(1.3*Z)))\$ GOTO MO END\$

IF L LEQ LBM1 THEN BEGIN MR0=MR02\$ GOTO MO END ELSE

IF L LEQ LBM2 THEN BEGIN MR0=0.932*MR02\$ GOTO MO END ELSE

IF L LEQ LBM3 THEN BEGIN MR0=0.784*MR02\$ GOTO MO END ELSE

IF L LEQ LBM4 THEN BEGIN MR0=0.712*MR02\$ GOTO MO END

ELSE BEGIN MR0=0.675*MR02\$ GOTO MO END\$

MO:END\$

READ(AI)\$

COSEC=1.2605\$

START:READ(IMAX)\$

IF IMAX EQL 111 THEN GOTO STOP\$

BEGIN

INTEGER IT,NUM,FALL\$

REAL RS,PHI,FL,FX,EXB,GAM,CON,LB,SUM\$

INTEGER ARRAY S,NS(1:IMAX),ZP(0:1,1:IMAX),ZS(1:IMAX,1:20)\$

ARRAY KS,KP,KF,CPO,EX,L,LX,LO,SIG,EQ,CPA (1:IMAX)\$

INTEGER ARRAY IPR,IST(1:IMAX)\$

ARRAY CP(0:1,1:IMAX),CS(1:IMAX,1:20)\$

FORMAT F1(A2,'ATOMNUMMER',X5,'KORREKSJONSFAKTOR',X5,'KONSENTRASJON

I %',X5,'ITERASJON',A1)\$

FORMAT F2(X4,I2,X16,D6.3,X16,D7.3,X12,I2,A1)\$

FORMAT F3(D7.3,A1)\$

COMMENT UNDERPROGRAM FOR ABSORPSJON\$

PROCEDURE FSX(IMAX,I,SIG,AI,ZI,KI,LA,FX)\$

INTEGER IMAX,I\$

REAL SIG,FX,LA\$

INTEGER ARRAY ZI\$

ARRAY AI,KI\$

BEGIN

REAL X,H\$

INTEGER J\$

X=0.0\$ H=0.0\$

FOR J=(1,1,IMAX) DO BEGIN

Bilag 3

```

X=X+KI(I,J)*MRO(LA,ZI(I,J))$
H=H+KI(I,J)*AI(ZI(I,J))/(ZI(I,J)*ZI(I,J))$  ENDS$
H=1.2*H$
FX=(1.0+SIG*X)*(1.0+(H/(1.0+H))*X*SIG)$  ENDS$
COMMENT UNDERPROGRAM FOR ATOMNUMMEREFFEKT$
PROCEDURE FRS(IMAX,I,E0,EX,ZI,AI,KI,RS)$
INTEGER IMAX,I$
REAL E0,EX,RS$
ARRAY AI,KI$
INTEGER ARRAY ZI$
BEGIN
INTEGER J$
REAL Z1,Z2,Z3,Z4,A2,B2,C2,D2,E2,W1,W2,W3,ZW3,W4,R,S1,A,B,C,ARG1,P,
ARG2$
ARRAY RI(1:IMAX)$
REAL PROCEDURE LI(Z)$
VALUE Z$
REAL Z$
BEGIN
REAL ZW1,ZW2,NUM,FAK,FAKT,FAKTK$
ZW1=0.57722+LN(LN(Z))$
FAKT=LN(Z)$  FAKTK=LN(Z)$  NUM=1.0$  FAK=1.0$
ITE:ZW2=(1.0/NUM)*(FAKT/FAK)$
ZW1=ZW2+ZW1$
FAKT=FAKT*FAKTK$
NUM=NUM+1.0$  FAK=FAK*NUM$
IF ZW2 GTR &-6*ZW1 THEN GOTO ITE$
LI=ZW1$
END$
W1=EX/E0$  W2=W1**2$  W3=W1*W2$  W4=W1*W3$
FOR J=(1,1,IMAX) DO BEGIN
Z1=ZI(I,J)$  Z2=Z1**2$  Z3=Z2*Z1$  Z4=Z3*Z1$
A2=1.0088&2-7.6070&-1*Z1-3.5702&-3*Z2+1.6329&-4*Z3-9.6521&-7*Z4$
B2=-6.1134&-1+6.0271&-1*Z1+1.6222&-2*Z2-4.5936&-4*Z3+2.5267&-6*Z4$
C2=-9.1447&-1+2.9326*Z1-1.7636&-1*Z2+2.8558&-3*Z3-1.3294&-5*Z4$
D2=-7.0753&-1-4.6855*Z1+2.9116&-1*Z2-4.6797&-3*Z3+2.1597&-5*Z4$
E2=1.3735+1.9015*Z1-1.2703&-1*Z2+2.1144&-3*Z3-9.8423&-6*Z4$
RI(J)=A2+B2*W1+C2*W2+D2*W3+E2*W4$  ENDS$
R=0.0$  A=0.0$  B=0.0$
FOR J=(1,1,IMAX) DO BEGIN
R=R+KI(I,J)*RI(J)$
ZW3=KI(I,J)*ZI(I,J)/AI(ZI(I,J))$
A=A+ZW3$
B=B+ZW3*LN(11.5*ZI(I,J))$  ENDS$
S1=(E0-EX)/A$
C=EXP(B/A)$
P=1166.0$
ARG1=P*EX/C$
ARG2=P*E0/C$
S1=S1-(C/(P*A))*LN(ARG1)*(LI(ARG2)-LI(ARG1))$
RS=R*S1$
END$
COMMENT UNDERPROGRAM FOR KONTINUERLIG FLUORESCENS$
PROCEDURE FPHI(A,IMAX,I,S,ZI,AI,KI,EX,LA,LX,E0,PHI)$
REAL E0,PHI,LX,LA,EX$
INTEGER IMAX,S,I,A$
ARRAY AI,KI$
INTEGER ARRAY ZI$
BEGIN
REAL MYALF,MYAK,G,W0,ETA,ZQUS$
INTEGER J$
REAL ARRAY KONF,KONRA(1:2)$
PROCEDURE FETA(W0,G,ETA)$
REAL W0,G,ETA$
BEGIN
INTEGER DURCH$

```

```

REAL A,B,B13,B23,C,WU,W,W2,W3,I1,I3,I4,ZW1,ZW2,I,IO,IU$
A=G/(W0**3)$      B=1.0/A$
C=(1.0/(W0-1.0-LN(W0)))$      B13=EXP((1.0/3.0)*LN(B))$
B23=EXP((2.0/3.0)*LN(B))$      WU=SQRT(3.0)$      W=1.0$      DURCH=1$
RE: W2=W**2$      W3=W2*W$
I1=LN(1.0+A*W3)*(0.5*(1.0/W2)-(1.0/3.0)*(1.0/W3))$
I3=(-1.0/(3.0*B))*LN(W3/(B+W3))$      ZW1=B13+W$      ZW1=ZW1**2$
ZW2=B23-B13*W+W2$      ZW1=LN(ZW1/ZW2)$
ZW2=ARCTAN((2.0*W-B13)/(B13*WU))$      ZW2=(1.0/(B23*WU))*ZW2$
I4=1.5*((1.0/(6.0*B23))*ZW1+ZW2)$      I=I1-I3-I4$
IF DURCH EQL 1 THEN BEGIN IO=I$      DURCH=2$      W=W0$
GOTO RE$      END$
IU=I$      ETA=C*(IO-IU)$      END$
IF S EQL 3 THEN BEGIN PHI=1.0$      GOTO ENDE$      END$
MYALF=0.0$      MYAK=0.0$      ZQU=0.0$
FOR J=(1,1,IMAX) DO BEGIN
MYALF=MYALF+KI(I,J)*MRO(LA,ZI(I,J))$
MYAK=MYAK+KI(I,J)*MRO(LX,ZI(I,J))$
ZQU=ZQU+KI(I,J)*ZI(I,J)$      END$
G=COSEC*MYALF/MYAK$
W0=EX/E0$
FETA(W0,G,ETA)$
KONF(1)=4.348-6$
KONF(2)=3.138-6$
KONRA(1)=0.924-0.00144*ZI(I,A)$
KONRA(2)=0.548-0.00231*ZI(I,A)$
PHI=KONF(S)*AI(ZI(I,A))*ZQU*EX*(MRO(LX,ZI(I,A))/MYAK)*KONRA(S)*ETA$
ENDE:END$
COMMENT UNDERPROGRAM FOR KARAKTERISTISK FLUORESCENS$
PROCEDURE FGAM(I,A,B,IMAX,FALL,Z,AI,KI,EXA,EXB,E0,LA,LB,GAM)$
REAL E0,LA,LB,GAM,EXA,EXB$
INTEGER A,B,IMAX,FALL,I$
ARRAY AI,KI$
INTEGER ARRAY Z$
BEGIN
REAL Z4,OM,U,MYA,MYB,X,Y,ZW,SIG$
INTEGER K$
ARRAY KONP,KONA,KONRA(1:4)$
SIG=1.2387/EXP(2.56*LN(E0))$
KONP(1)=0.5$      KONP(2)=0.5$      KONP(3)=0.12$      KONP(4)=2.1$
KONA(1)=1.0686$      KONA(3)=1.0686$      KONA(2)=1.0288$      KONA(4)=1.0288$
KONRA(1)=0.924-0.00144*Z(I,A)$      KONRA(4)=KONRA(1)$
KONRA(2)=0.548-0.00231*Z(I,A)$      KONRA(3)=KONRA(2)$
Z4=Z(I,B)**2$
Z4=Z4**2$      OM=Z4/(Z4+KONA(FALL))$
U=((E0/EXB)-1.0)/((E0/EXA)-1.0)$      MYA=0.0$      MYB=0.0$
FOR K=(1,1,IMAX) DO BEGIN
MYA=MYA+KI(I,K)*MRO(LA,Z(I,K))$
MYB=MYB+KI(I,K)*MRO(LB,Z(I,K))$
END$
X=COSEC*MYA/MYB$      Y=SIG/MYB$      ZW=LN(1.0+X)/X+LN(1.0+Y)/Y$
GAM=KONP(FALL)*KI(I,B)*KONRA(FALL)*OM*(AI(Z(I,A))/AI(Z(I,B)))*
EXP(1.67*LN(U))*ZW*(MRO(LB,Z(I,A))/MYB)$      END$
FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
READ(E0(I),S(I),ZP(0,I),IPR(I),IST(I),NS(I))$
FOR J=(1,1,NS(I)) DO
READ(ZS(I,J),CS(I,J))$
CP(0,I)=IPR(I)*CS(I,1)/IST(I)$
CPA(I)=CP(0,I)$
END$
CON=12.39644$
FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
IF S(I) EQL 1 THEN BEGIN
L(I)=1.84083/EXP(2.105*LN(ZP(0,I)))$
LX(I)=2.06483/EXP(2.17*LN(ZP(0,I)))$

```

```

EX(I)=CON/LX(I)$      END$
IF S(I) EQL 2 THEN BEGIN
    L(I)=3.07084/EXP(2.31*LN(ZP(0,I)))$
    LX(I)=6.62084/EXP(2.54*LN(ZP(0,I)))$
    EX(I)=CON/LX(I)$
END$
IF S(I) EQL 3 THEN BEGIN
    L(I)=7.45085/EXP(2.68*LN(ZP(0,I)))$
    LX(I)=2.71786/EXP(3.00*LN(ZP(0,I)))$
    EX(I)=CON/LX(I)$      END$
IF S(I) NEG 0 THEN BEGIN
    LO(I)=CON/EO(I)$
    SIG(I)=(COSEC/2.3985)*(EXP(1.5*LN(EO(I)))-EXP(1.5*LN(EX(I))))$
    END$
END$
COMMENT KORREKSJON FOR STANDARDS
FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
    KS(I)=1.0$
    IF S(I) EQL 0 THEN GOTO ENDES$
    FSX(NS(I),I,SIG(I),AI,ZS,CS,L(I),FX)$
    FRS(NS(I),I,EO(I),EX(I),ZS,AI,CS,RS)$
    FPHI(1,NS(I),I,S(I),ZS,AI,CS,EX(I),L(I),LX(I),EO(I),PHI)$
    FL=1.0$
    IF S(I) EQL 3 THEN GOTO FLEND$
    FOR J=(1,1,NS(I)) DO BEGIN
        LB=1.84083/EXP(2.105*LN(ZS(I,J)))$
        IF LB GTR LO(I) AND LB LSS LX(I) THEN BEGIN
            EXB=CON*EXP(2.17*LN(ZS(I,J)))/2.06483$
            IF S(I) EQL 1 THEN FALL=1$
            IF S(I) EQL 2 THEN FALL=3$
            FGAM(I,1,J,NS(I),FALL,ZS,AI,CS,EX(I),EXB,EO(I),L(I),LB,GAM)$
            FL=FL*(1.0+GAM)$
        END$
        LB=3.07084/EXP(2.31*LN(ZS(I,J)))$
        IF LB GTR LO(I) AND LB LSS LX(I) THEN BEGIN
            EXB=CON*EXP(2.54*LN(ZS(I,J)))/6.62084$
            IF S(I) EQL 1 THEN FALL=4$
            IF S(I) EQL 2 THEN FALL=2$
            FGAM(I,1,J,NS(I),FALL,ZS,AI,CS,EX(I),EXB,EO(I),L(I),LB,GAM)$
            FL=FL*(1.0+GAM)$      END$      END$
    FLEND$:KS(I)=RS*(1+PHI)*FL/FX$
    ENDES:END$
    IT=0$
ANFANG:COMMENT KORREKSJON FOR PRØVE$
    IT=IT+1$
    FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
        KP(I)=1.0$
        IF S(I) EQL 0 THEN GOTO ENDEP$
        FSX(IMAX,0,SIG(I),AI,ZP,CP,L(I),FX)$
        FRS(IMAX,0,EO(I),EX(I),ZP,AI,CP,RS)$
        FPHI(I,IMAX,0,S(I),ZP,AI,CP,EX(I),L(I),LX(I),EO(I),PHI)$
        FL=1.0$
        IF S(I) EQL 3 THEN GOTO FLENDP$
        FOR J=(1,1,IMAX) DO BEGIN
            LB=1.84083/EXP(2.105*LN(ZP(0,J)))$
            IF LB GTR LO(I) AND LB LSS LX(I) THEN BEGIN
                EXB=CON*EXP(2.17*LN(ZP(0,J)))/2.06483$
                IF S(I) EQL 1 THEN FALL=1$
                IF S(I) EQL 2 THEN FALL=3$
                FGAM(0,I,J,IMAX,FALL,ZP,AI,CP,EX(I),EXB,EO(I),L(I),LB,GAM)$
                FL=FL*(1.0+GAM)$      END$
            LB=3.07084/EXP(2.31*LN(ZP(0,J)))$
            IF LB GTR LO(I) AND LB LSS LX(I) THEN BEGIN
                EXB=CON*EXP(2.54*LN(ZP(0,J)))/6.62084$
                IF S(I) EQL 1 THEN FALL=4$
                IF S(I) EQL 2 THEN FALL=2$

```

```

FGAM(0,I,J,IMAX,FALL,ZP,AI,CP,EX(I),EXB,EO(I),L(I),LB,GAM)$
FL=FL*(1.0+GAM)$
END$END$
FLENDP:KP(I)=RS*(1+PHI)*FL/FX$
ENDEP:KF(I)=KS(I)/KP(I)$      END$
SUM=0.0$
WRITE('KORRIGIERTE VERDIER')$
WRITE(F1)$
FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
CPO(I)=CP(0,I)$
CP(0,I)=CPA(I)*KF(I)$
WRITE(F2,ZP(0,I),KF(I),CP(0,I)*100,IT)$
SUM=SUM+CP(0,I)$
END$
WRITE('PROSENTSUM AV KORRIGIERTE VERDIER')$
WRITE(F3,SUM*100)$
IF IT EQL 16 THEN GOTO DRUCK$
NUM=0$
FOR I=(1,1,IMAX) DO BEGIN
IF ABS(CP(0,I)-CPO(I)) LSS 1.04-2*CPO(I) THEN
NUM=NUM+1$      END$
IF NUM LSS IMAX THEN GOTO ANFANG$
DRUCK:END$
GOTO START$
STOP:END$
VN XQT MIKRO
1.008 4.003 6.939 9.012 10.811 12.011 14.007 15.999 18.998 20.183 22.990 24.312
26.982 28.086 30.974 32.064 35.453 39.948 39.102 40.08 44.956 47.90 50.942
51.996 54.938 55.847 58.933 58.71 63.54 65.37 69.72 72.59 74.922 78.96 79.909
83.80 85.47 87.62 88.905 91.22 92.906 95.94 99.0 101.07 102.905 106.4 107.870
112.40 114.82 118.69 121.75 127.60 126.904 131.30 132.905 137.34 138.91 140.12
140.907 144.24 147.0 150.35 151.96 157.25 158.924 165.50 164.93 167.26 168.934
173.04 174.97 178.49 180.948 183.85 186.2 190.2 192.2 195.09 196.967 200.59
204.37 207.19 208.980 210.0 210.0 222.0 223.0 226.0 227.0 232.038 231.0 238.04
5
20.0 1 27 78131 225000 1
27 1.0
20.0 1 28 17686 201987 1
28 1.0
20.0 1 26 40013 231780 1
26 1.0
20.0 1 29 1275 174323 1
29 1.0
20.0 0 16 355 1000 1
16 1.0
111
V FIN

```

Motstandsmåling

Målingen er utført på NGU i forbindelse med Per Stølke's diplom.

Prøvene er kuttet til parallelepiped med kvadratisk tverrsnitt. Det er satt på to messingelektroder med sølvmalning på hver ende. Over et kort stykke målt på parallell epipedet måles spenningsfallet. Det er anvendt likestrøm og målt ledningsevne parallellt lagningen i tørr og fuktig tilstand. Resultater for de to prøvene som er målt:

| | 13 | 41 |
|-----------------------------------|-----------------|-----------------|
| Tid i vann (min) | 32 | 19 |
| Tid i luft (min) | 2 ¹⁵ | 2 ³⁰ |
| | 3 ¹² | 3 ⁴⁰ |
| U.I | 112 | 106,5 |
| | 113,5 | 108,0 |
| U (v) | 0,86 | 0,10 |
| | 0,95 | 0,103 |
| Avstand mellom målepkt. = l (cm) | 2,35 | 2,3 |
| Tverrsnitt = F (cm ²) | 7,2 | 4,1 |
| F/L · 10 ⁻³ | 30,5 | 18 |
| Motstand fuktig | 2,34 | 0,166 |
| | 2,55 | |
| Motstand tørr | 1,96 | 0,16 |
| | 1,83 | 0,155 |

I følge antagelser (NGU) gir slingram utslag på motstand mindre enn 20 ohmm. Prøvene det er målt på har ingen makroskopisk observerte sulfider.