F O L L D A L V E R K A/S

PROSPEKTERING I KOMAGFJORDVINDUET

1977

A) Innledning.

B) Oversikt over utførte undersøkelser.

C) Regionale undersøkelser.

1. Kartlegging.
2. Aeromagnetiske og - elektromagnetiske målinger (helikopter).
3. Geokjemiske trendanalyser.

D) Lokale undersøkelser.

1. Ultrabasitter.
2. Tektoniske undersøkelser i Porsa - Næverfjord distriktet og generelle malmgeologiske vurderinger.
3. Tektoniske undersøkelser i profilen Kvalsund - Skaidi.
4. Tektonisk modell for Komagfjordvinduets historiske utvikling.
5. Modell for den fasielle utvikling av Komagfjordvinduets bergarter.
6. Geokjemisk prospektering i Repparfjorddalen.
7. Bemerkninger vedr. tungmetallkonsentrasjoner i svartskifrene syd for Kvalsund.
8. Geologisk undersøkelse av dekkbergartens mektighet på nordsiden av Repparfjorden - forsøk å bestemme Steinfjellformasjonens posisjon under Kalakdekket.
9. Geologisk undersøkelse av blymineralisering nord for Rødfjell.
10. Geologisk undersøkelse av kobbermineralisering ved Skillefjordgranitten.
11. Geologiske undersøkelser av diverse gabbrointrusjoner på SE siden av vinduet.
12. Undersøkelse av regional magnetisk anomali SE for Kokelv med protonmagnetometer.

13. Undersøkelser i Ulveryggenfeltet (Repparfjord gruve).

a) Diamantboringer i Vestfeltet.

b) Geofysiske motstandsmålinger i Vestfeltet.

c) XRF - profiler over Ulveryggen og Nordfeltet.

d) Profiler med protonmagnetometer over Ulveryggen og Nordfeltet.

e) Undersøkelse av væskeinneslutninger i kvartsitt-prøver fra Hovedfeltet.

f) Tektoniske studier over Ulveryggen.

E) Sammendrag og konklusjon.

A

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

RAPPORT OM FOLLDAL VERK A/S' MALMLETINGSVIRKSOMHET I KOMAGFJORDVINDUET 1977.

A) INNLEDNING.

Fra våren 1977 til slutten av oktober har det foregått intens malmletingsvirksomhet innen Komagfjordvinduet og Repparfjord-gruven. De vesentlige undersøkelses-planer som var skissert i søknadsbilaget:"Mineraliseringer i Komagfjordvinduet - geologisk bakgrunn, hypoteser, prospektering" er blitt utført, og er dermed klar for videreføring i neste fase. Foreliggende arbeider må betraktes som situasjonsrapport som skal vise hvor langt Folldal Verk A/S er kommet med de enkelte prosjekter. Avsluttende konklusjoner kan ikke gis nå. Det må utføres betydelige arbeider i tillegg for å sluttføre de påbegynte undersøkelser.

B

B) Oversikt over utførte undersøkelser.

Regionale undersøkelser.

1. Kartlegging:

Det vesentlige av nyere kartleggingsarbeid innen Komagfjordvinduet etter P. REITAN, 1963 er blitt utført av T. PHARAOH i samarbeid med DUNDEE universitetets geologiske institutt under ledelse av prof. D.C. RAMSAY. PHARAOH'S arbeid var finansielt delvis støttet av Folldal Verk A/S. Midlertidige resultater av hans kartering foreligger i form av årsrapport ledsaget av preliminære kart fra 1975 og 1976. - Materialet foreligger ved Folldal Verk A/S, -Vi regner med at sluttrapporten blir sendt i mars-april 1978.

Fra PHARAOH'S arbeid venter vi et meget detaljert tektonisk- stratigrafisk kartbilde over Komagfjord-vinduet, en fundert tolkning av aldersfølgen og korrelasjoner til andre sveko-karelidiske områder. Videre venter vi en avklaring på aldersforhold mellom de sveko-karelidiske sedimenter og intrusjonene. De forventete kartleggingsdata er nokså grunnleggende for vårt videre undersøkelsesarbeide især med henblikk på tolkning av de magnetiske og elektromagnetiske anomalikart.

2. Magnetiske og - elektromagnetiske målinger (helikopter).

Oppdraget ble utført i samarbeid med Norges Geologiske undersøkelse i august 1977, og utføringen gikk stort sett etter planen. Folldal Verk A/S fikk anledning til å delta under flyvningene for observasjon av struktur-geologiske fenomener. Samtidig hadde vi mulighet til straks å informere oss om spesielle måleresultater. Samarbeidet med NGU's geofysiske avdeling var utmerket. Målingene dekket hele Komagfjordvinduet. Ved siden av magnetiske- og elektromagnetiske ble også radiometiske data registrert.
Rapporten ble levert den 13. januar.
For å begrense den foreliggende rapportens omfang har vi valgt å vedlegge nedfotograferte anomalikart i måle-stokk 1: 100 000. Flybildemosaikk og anomalikart i måle-stokk 1: 20 000. Foreligger ved Folldal Verk A/S og NGU.

a) De aeromagnetiske målinger viser stort sett et kjent bilde fra tidligere målinger som var utført fra større høyde med fly. Men de langt mere differensierte ano-maliene over ultrabasitter, gabbroer og grønnstens-dragene gir bedre grunnlag for tolkning av geokjemiske og naturligvis elektromagnetiske anomalier.
b) Elektromagnetiske målinger representerer derimot noe nytt. Anomalifordelingen har et mønster som delvis kan forklares ut fra de hittil kjente geologiske data. Men det er en hel del soner som må undersøkes med hjelp av geofysiske bakkemålinger. Man må i denne sammenheng bemerke at disseminerte malmer ikke kommer frem ved det målingssystemet som var benyttet.(se rapport C. 2).

3. Geokjemiske trendanalyser.

Etter at det regionale geokjemiske program som dekket hele Komagfjordvinduet i 1974 var avsluttet (utført av NGU), var vi i besittelse av kart med flere tusen bekkesedimentanalyse-data på Cu, Ni, Co og Zn.

Selv om disse kartene danner utgangspunkt for mange prospekteringsmessige vurderinger, kan det være vanskelig å få oversikt, over relasjonene mellom enkelte anomale områder i henhold til ett element og mellom slike anomale områder i henhold til flere elementer.
Vi har derfor i samarbeid med dr. DREYER forsøkt å analysere trendene i den nordlige del av Komagfjordvinduet.
Resultatene er fremstilt i vedliggende rapport nr. C. 3.

LOKALE UNDERSØKELSER.

1. Ultrabasitter:

Som foreslått i vår søknad fra 25.5. 77, ble ultrabasittene innen Komagfjordvinduet spesielt undersøkt. Til prospektering for sommeren 1977 valgte vi ut 5 områder etter geokjemiske kriterier med overveiende ultrabasiske bergarter. (se bilag).

1. Småhaugene (område A) vest for Aisaroaive.
2. Breiryggen (område B) ca. 2 km ENE for Småhaugene.
3. Stjernevann (område C) ca. 2 km E for St. Lerrisfjordbotnen.
4. Fjellvann (område D) midt mellom Stjernvann og Småhaugene.
5. Rødfjell (område E) ca. 1,5 km SE for Ulveryggen.

Fra de her nevnte ultrabasittkropper ble det tatt knakkprøver i profiler på tvers av strøkretningen og der det var mulig ca. 50-80 m inni tilgrensede sedimenter på begge sider. Punktavstand ble valgt med 5 m.(dermed skulle evtl. økonomisk interessante anrikninger av tungmetaller ikke bli oversett). I områdene A-D ble det tatt 2300 knakkprøver, i området E 630. Prøvene fra A-D ble analysert etter Ni, Cu, Co ved vårt atomabsorpsjonsanlegg i Repparfjord. Prøvene fra Rødfjellet analyserte Instituttet for Atomenergi, Kjeller på kvantimeter (sprektrofotometer) på elementene : Fe, K, Mg, Ti, Ag, Ba, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Sn, Sr, V, Y, Zn, As, Be, Bi, Mo, Th, U, W. Dermed har man fått 23000 elementanalyser i rammen av ultrabasittprosjektet i 1977. Samtidig med prøvetagingen foregikk det geologisk kartering av ultrabasittkompleksene med etterfølgende petrografisk sjekk av prøvematerialet.
Hittil har ultrabasittprosjektet ikke innfridd våre forventninger, men det finnes en rekke forhold som er av betydelig interesse for videre undersøkelser.(se rapport nr. B. 1).

(De forelagte geologiske- og konsentrasjonskart er blitt nedfotografert for å minske rapportens omfang, orginalene foreligger ved Folldal Verk A/S).

2. Tektoniske undersøkelser i Porsa- Næverfjord distriktet.

Som gammelt gruvedistrikt er Porsa- feltet et naturlig interesseområde for malmgeologiske studier. Den nære forbindelse mellom de kjente mineraliseringer og et distinkt sprekksystem fikk oss til å velge en tektonisk analyse som første undersøkelsesfase. Den ble gjennomført av STRIBRNY & STEFFAN i en kombinasjon av systematisk flybildeundersøkelser og målinger i felt, med etterfølgende statistisk behandling av måledata.
Samtidig har man arbeidet med en modell som skal demonstrere tektonikkens innvirkning på evtl. preeksisterende mineraliseringer. Modellen skal endelig benyttes for å komme frem til det mest sannsynlige hendelsesforløp vedr. malmgenesen for Porsa-typen, og dermed en målrettet malmleting. De her nevnte undersøkelser er enda i første fasen og skal fortsettes i 1978. (se rapport D. 2).

3. Tektoniske undersøkelser i profilen Kvalsund- Skaidi.

Detaljerte tektoniske undersøkelser i dette profilet skulle formidle innsikt i Komagfjordvinduets lagrekkers forhold til hverandre.
Det ble lagt stor vekt på å granske kontaktforholdene mellom de enkelte Litostratigrafiske ledd. Resultatet av disse studier har tildels vært benyttet for den tektoniske modell og modellen for fasiesutvikling. (rapport D. 4 og 5). Undersøkelsen ble utført av B. STRIBRNY & STEFFAN. (se rapport D.3)

4 og 5.

Disse arbeidene er en gjennomgåelse av Komagfjordvinduets tektoniske og fasielle forhold. Man har forsøkt å danne seg et begrep om regionens historiske utvikling ved hjelp av alt tilgjengelig geologisk materiale, se rapport D 4 og D 5.

6.

Geokjemisk prospektering i Repparfjorddalen.

En mindre del av Komagfjordvinduet som ligger øst for Repparfjordelven har hittil ikke vært prøvetatt geokjemisk. KRAUSE har bearbeidet dette området i rammen av en diplom-avhandling. Ved siden av de geokjemiske analyseresultater var vi interessert i metodestudier for geokjemisk feltarbeide. KRAUSE benyttet den velkjente dithizon-metoden for å bestemme tungmetallene generelt og Cu, Ni, Co og Zn spesielt, ved siden av EH og PH i vannet. Bemerkelsesverdig for oss var hvor raskt en mann med denne metoden kunne dekke store arealer, hvis utstyret og fremgangsmåten var nøyaktig satt i system. Det viste seg å være en stor fordel at en malmgeologisk trenet person analyserer direkte i feltet, og styrer sine bevegelser i terrenget p.g. av sine egne analyseresultater. Omkostningene for en slik type prospektering er betydelig lavere enn vanlig bekkesediment. Geokjemi og resultatet foreligger efter hver fullført arbeidsdag. Videre ble det gjort forsøk med tungmetall-spesifiske ionebytteelementer, som går ut på å undersøke bekkevann over et lengere tidsrom. Resultatene er fremstilt i den vedlagte rapport nr. D 6.

7.

Oppsummering av mulighetene for tungmetallkonsentrasjoner i svartskifrene. Se rapport D 7.

8.

Undersøkelse av dekkebergartenes mektighet på nordsiden av Repparfjorden. Dette arbeidet skulle gi data til vurdering av hvor dypt den malmførende Steinfjellformasjonen ligger under Kalak-dekket nord for Repparfjorden. Kartleggingsarbeidet er utført av H. ØINES, se rapport D 8.

D 9, 10 og 11.

Disse rapportene omhandler geologisk undersøkelse av mindre mineraliseringer, arbeidet er utført av H. ØINES.

D 12.

En regional magnetisk anomali syd-øst for Kokelv skulle lokaliseres og samtidig skulle de stratigrafiske- og tektoniske- forhold på stedet undersøkes. Arbeidet ble utført av H. ØINES. Se rapport D 12.

Undersøkelser ved Ulveryggen

a) Diamantboring: I Vestfeltet er det blitt boret sommeren 1977 i alt 31 diamant borehull med tilsammen 2304,64 m. På grunn av vanskeligheten med å "se" malmsonene ble kjernene i full lengde analysert etter Cu med hjelp av en portable isotopfluoressens analysator med punktavstand 30 cm. Cu-indikasjoner over 0,2 % ble så videre atomabsorpsjonsspektromestrisk undersøkt. Boringene bekrefter de hittil antatte malmreserver. Det synes at en bred malmsone har forbindelse med "dypmalm" norvest for Hovedfeltet. Boringen er blitt utført av egne mannskaper og maskiner. (diamec 250) (se rapport D 13 a)

b) Geofysiske motstandsmålinger i Vestfeltet ble utført i rammen av et forsøk på å skille mellom ulike årsaker til IP-anomalier. Arbeidet ble utført av O.B.Lile. (se rapport D 13 b). Undersøkelser ventes å fortsette i 1978.

c+d) XRF- og protonmagnetometermålinger ble utført over Ulveryggen og Nordfeltet med tanke på en alternativ metode for å skille mellom IP-anomalier. Undersøkelsen måtte avbrytes p.g.a. tenkniske problemer med begge instrumenter. Undersøkelsen skal forsettes i 1978. Rapport foreligger ikke.

e) Undersøkelse av væskeinneslutninger i kvartsittprøver fra Hovedfeltet gir oversikt over de temperaturer inneslutningene hadde da de ble isolert. Det er kommet frem interessante resultater. Arbeidet er blitt utført av J. FABRITUS. Det står igjen en del kontrollmålinger. (se rapport D 13 e).

f) Tektoniske studier over Ulveryggen. En av våre viktigste målsettinger er kontrollen over malmsonene i Ulveryggfeltet. Forutsetningen for sedimentologiske undersøkelser er imidlertid et klart tektonisk bilde over forekomsten. Tektoniske undersøkelser ble påbegynt høsten 1977 og resultatene er fremstilt av B.STRIBRNY i rapport D 13 f.

C

CI

C2

Oppdragsgiver:
FOLLDAL VERK A/S

NGU Rapport nr. 1593

Magnetiske, elektromagnetiske og radiometriske målinger fra helikopter over KOMAGFJORDVINDUET ALTA OG KVALSUND, FINNMARK

18. juli - 9. august 1977

Ansvarlig leder:	Henrik Håbrekke	førstegeofysiker
Operatører	: Kolbjørn Brandhaug	avdelingsingeniør
	Oddvar Blokkum	tekniker

Norges geologiske undersøkelse
Geofysisk avdeling
Postboks 3006
7001 TRONDHEIM
Tlf.: (075) 15860.

INNHOLD: Side:

INNLEDNING 4
UNDERSØKELSESBETINGELSER 4
MÅLEMETODER, INSTRUMENTER 5
UTFØRELSE 7
BEARBEIDELSE 9
RESULTATER 10

BILAG:

Bind I

Pl. 1593/01-08: Magnetiske kotekart - totalfelt m/ flylinjer

Bind II

Pl. 1593/09-16: Elektromagnetiske kotekart - reellkomponent "

Bind III

Pl. 1593/17-24: Elektromagnetiske kotekart - imaginærkomp. + tolkn. kart

Transparentkopier av samtlige kart sendes separat

INNLEDNING

NGU, Geofysisk avdeling fikk sommeren 1977 som oppdrag for Folldal Verk A/S å utføre geofysiske målinger fra helikopter over et område i Finnmark fylke (i denne rapporten kalt Komagfjordvinduet). Området er tilnærmet rektangulært og begrenses av Repparfjord i nord og Skillefjord i syd. Vestlig begrensning er Vargsundet, og i øst går grenselinjen tilnærmet langs Riksvei 6. Området dekket totalt ca. 1075 km^2, og NGU, Geofysisk avdeling har tidligere kartlagt området magnetisk fra fly.

UNDERSØKELSESBETINGELSER

For at geofysiske målinger fra helikopter skal gi vellykkede resultater, må værforholdene under måling være rimelig gode. I sterk vind, regn og tåke må målingene avbrytes. Dette gjelder spesielt i områder med røff topografi. Sterk sidevind vil f. eks. bevirke at målesonden som slepes under helikopteret vil svinge ukontrollert, og dette fører ofte til at støynivået blir for høyt i mottakeren. I regnvær øker også støyen, og i tillegg vil sikten avta slik at piloten ikke klarer å holde den lave målehøyden som fordres.

I områder med store høydegradienter kan selv målinger fra helikopter være vanskelig å utføre og gi mangelfulle opplysninger om berggrunnen under helikopteret. Dette gjelder særlig elektromagnetiske og radiometriske målinger der målehøyden er av avgjørende betydning for et godt resultat.

Ved målingene over Komagfjordvinduet var værforholdene overveiende gode, og målingene måtte innstilles bare et par dager på grunn av for sterk vind. De topografiske forhold var også gode når en ser bort fra de steile fjellsidene i vest ved Vargsundet og i fjordområdene i sydvest.

Under målingene søker piloten å holde en målehastighet på ca. 100 km/time og flyhøyde ca. 200 fot over bakken. Dersom navigatøren skal kunne dirigere piloten til riktig profilkurs ved denne hastighet og høyde, må kart-

grunnlaget være av god kvalitet. Det bør også være et rimelig antall referansepunkter på bakken (elver, veier, vann, bebyggelse etc.). Ved oppdraget over Komagfjordvinduet ble fotomosaikk i målestokk 1:20.000 benyttet for navigasjon. Denne var kvalitetsmessig god, og en oppnådde den ønskede dekning av området.

Når magnetiske målinger utføres enten fra fly, skip eller på bakken, må en gardere seg mot at de variasjoner en måler i det jordmagnetiske feltet er tidsavhengige. Dette oppnås ved å plassere et stasjonært magnetometer i eller ved målefeltet som registrerer slike variasjoner. På dager med høy magnetisk aktivitet må målingene avbrytes. I nærheten av elektriske kraftlinjer forstyrres de elektromagnetiske målingene i stor grad, og de forstyrrede områder strekker seg ofte 100 - 200 meter til begge sider av kraftlinjetraséen.

Ved målingene over Komagfjordvinduet måtte flygingen avbrytes et par dager på grunn av magnetiske forstyrrelser, mens bare få kraftlinjer i området forstyrret de elektromagnetiske målingene.

MÅLEMETODER, INSTRUMENTER

Ved oppdraget over Komagfjordvinduet ble tre forskjellige måletyper utført samtidig. For å muliggjøre et slikt måleopplegg må et større og sterkere helikopter anvendes enn hva ville vært tilfelle ved utførelse av for eksempel elektromagnetiske - og magnetiske målinger. I tillegg til øket informasjon angående berggrunnen under helikopteret ved måling av ekstra parametre, vil det sterkere helikopteret også være bedre egnet til klatring i dårlig terreng og derved bidra til bedre utførelse av målingene i lav målehøyde.

Det jordmagnetiske feltet ble målt med et Geometrics G803 protonmagnetometer. Dette instrumentet måler det magnetiske totalfeltet. Sensorelementet, som slepes ca. 10 m under helikopteret, trenger ingen spesiell orientering. Protonmagnetometeret er et punktregistrerende instrument, og tiden mellom hvert målepunkt bør være så kort som mulig for å oppnå god

oppløsning mellom de forskjellige anomaliårsaker. Dersom tiden mellom hvert målepunkt minskes for mye, vil imidlertid målenøyaktigheten reduseres. En benytter derfor vanligvis en målerepetisjonstid på 1.5 sek ved målingene. Ved en helikopterhastighet på ca. 100 km/time (ca. 30 m/sek) og når målesonden er ca. 50 m over bakken, vil en kunne skille anomaliårsaker som ligger ca. 40 m fra hverandre i bakkenivå. Målenøyaktigheten ved magnetiske helikoptermålinger er 1 gamma.

I en 7 meter lang målesonde som slepes 100 fot over bakken er den vesentlige delen av det elektromagnetiske måleinstrumentet montert. Dette instrumentet måler kontrast i ledningsevnen i bakken under målesonden og er av type Sander EM3. Instrumentet består av en sender- og mottakerspole montert i ca. 7 m innbyrdes avstand i hver sin ende av målesonden. Spolene er montert vertikalt langs samme akse, og systemet er ved sin spesielle konstruksjon meget støysvakt. Både sender- og mottakerelektronikken er også plassert i målesonden, og i helikopteret fins bare styreorganer og registreringsinstrumentene.

Dybderekkevidden er oppgitt fra Sander Geophysics til maks. 100 m under bakken i de gunstigste tilfelle, dvs. når målesonden så vidt stryker over bakken. Et mer realistisk tall å regne med er ca. 75 m ved våre målinger. Senderfrekvensen er 1000 Hz, og systemet måler og registrerer både reell- og imaginærkomponenten av signalet fra elektriske ledere under målesonden. Anomalisignalet måles i milliontedeler (ppm) av det signal som feltet fra senderspolen normalt induserer i målespolen. Støygrensen oppgis fra produsenten til 1 ppm. Dette tallet refererer selvsagt til de ideelle tilfeller uten vind, med gunstige topografiske forhold etc.

Den tredje type målinger som ble utført er radiometriske målinger, det vil si måling av gammastråling fra bakken. Målesonden for de radiometriske målingene består av 4 stk. 4" x 6" Na I krystaller, med totalt volum 450 kubikktommer eller ca. 7 liter. Denne sonden plasseres inne i helikopteret. Selve måleinstrumentet er et spektrometer av type Geometrics 3001. Dette diskriminerer mellom og måler gammastråleemisjon fra de tre radioaktive elementene kalium 40, Bismuth 214, Thallium 208 samt total stråling fra bakken under helikopteret. Bismuth 214 og Thallium 208 er datterprodukter av henholdsvis Uran 238 og Thorium 232. Radiometriske målinger foregår punktvis med repetisjonsfrekvens 1.5 sek, og mellom hvert målepunkt akku-

muleres tellingene fra mottatte gammastråler.

I tillegg til de tre geofysiske instrumenttyper ble helikopterets høyde over bakken målt med en Honeywell radarhøydemåler type APN-198. Målenøyaktigheten av dette instrumentet er $\pm$ 3 fot i den aktuelle målehøyde.

Et Camematic 36 mm kamera tok hvert annet sekund et bilde av bakken under helikopteret, og denne filmen er benyttet ved plotting av profilene. I tillegg har navigatøren merket av lett kjennbare punkter langs profilene på mosaikken. Samtidig er også slike plottemerker avtegnet på film, analoge opptak og på de digitale registreringer.

Alle resultater ble registrert analogt på en Mars 6 sekskanals servoskriver og en Century 444 galvanometerskriver. 4 av kanalene på Marsskriveren ble benyttet til å registrere de tre radioaktive elementene og totalstråling, den femte til å registrere resultater fra magnetometeret og den siste til høyderegistrering. EM-målingene ble registrert på to kanaler av Century 444-skriveren.

I tillegg til analog registrering av alle målte parametre ble også digital registrering av de samme parametre sammen med sann tid, profilidentifikasjon, flight nr. etc. utført ved hjelp av en Geometrics G-704 datasamlingsenhet og en Cipher 70 magnetbåndspiller. Systemet mottar og lagrer digitale data på 7 spors $\frac{1}{2}$ inch magnettape, 200 b.p.i. Hver taperull er på ca. 600 fot og inneholder data fra ca. 9 timer måling.

For å varsle og registrere daglige variasjoner i det jordmagnetiske feltet, ble en magnetisk stasjon satt opp i Repparfjord mens målingene pågikk. Den ble flyttet til Alta henimot slutten av oppdraget da basen ble lagt dit for flyging av den sydvestligste delen av området. Denne magnetiske stasjonen består av et protonmagnetometer av type Varian M50 og en Rustrak skriver.

UTFØRELSE

Måleområdets størrelse, flyretning og profilavstand ble valgt i samråd med

geolog Heim i Folldal Verk A/S. Hele feltet ble fløyet i retning ca. $120^{o}/300^{o}$, og profilavstanden ble bestemt til 200 m. Ved oppdraget over Komagfjordvinduet ble det i alt dekket et område på ca. 1075 km^2. I tillegg har NGU for egne midler dekket et 300 km^2 stort område syd for Komagfjordvinduet og i direkte tilknytning til dette. Det ble for Folldal Verk A/S fløyet 5350 profilkilometer og for NGU 1460 profilkilometer.

For egen regning har NGU utført radiometriske målinger over begge områder. Resultater fra disse målingene følger ikke denne rapporten.

Målingene over Komagfjordvinduet ble utført i tidsrommet 18.7 - 9.8 1977, og som baser for flygingen ble et jorde ved Repparfjord og Alta flyplass benyttet.

Et helikopter av type Sikorsky S55T ble leiet inn fra A/B Norrlandsflyg, Sverige gjennom A/S Lufttransport, Bardufoss. Dette er et turbindrevet helikopter med ca. 1000 kg løfteevne og god kabinplass. På grunn av et motorhavari midt i måleperioden, måtte dette helikopteret skiftes ut med et av samme type. Det tok bare 1 dag å demontere/montere utstyret i det nye helikopteret.

Som kartgrunnlag ble fotomosaikk i målestokk 1:20.000 benyttet.

Fra NGU deltok følgende mannskaper:

Henrik Håbrekke	førstegeofysiker
Kolbjørn Brandhaug	avdelingsingeniør
Oddvar Blokkum	tekniker

Fra A/B Norrlandsflyg, Sverige deltok dessuten:

Tord Woulo	pilot
Rune Josefson	"
Conny Woulo	mekaniker

BEARBEIDELSE

Bearbeidelsen av måleresultatene begynner med plotting av riktig profil-kurs på fotomosaikken. Gjennomsnittlig blir ett plottepunkt benyttet pr. kilometer profil fløyet. Som plottepunkter benyttes vanligvis de punkter som navigatøren har avsatt på mosaikken og som også fins som referanse-merker på film og registreringer. Kamerafilmen brukes til å finne slike referansemerker og til å stedfeste disse nøyaktig. Mellom referanse-merkene har en antatt at helikopteret har holdt konstant hastighet og kurs.

Etter at referansepunktene er bestemt og profillinjene tegnet, blir alle plottede punkter digitalisert, det vil si gitt koordinater. Datamaskinen interpolerer så mellom referansepunktene og gir hvert målepunkt (ca. 50 m mellom hvert) koordinater.

De magnetiske måleresultatene blir matet inn i NGU's Hewlett Packard 3000 regnemaskin sammen med målepunktenes koordinater, og ved hjelp av et konturering sprogram utviklet ved NGU, tegner maskinen ut kotekart med 100 gammas koteavstand. På grunn av mangler ved maskinens nu-værende grafiske plotteutstyr, er disse utskriftene for Komagfjordvinduet's vedkommende bare benyttet som kladder for manuell kotetegning.

De radiometriske måledata blir behandlet i regnemaskinen etter et program som instrumentfabrikanten Geometrics har utviklet. Dette program korri-gerer og justerer de målte radiometriske data ved hjelp av utskrifter fra radarhøydemåleren. Hvert målt profil blir presentert i A4-format som profilkurver av de 3 forskjellige målte elementer samt totalstrålingen. På samme A4-ark finnes dessuten 2 profilkurver som viser forholdene mellom elementene og dessuten 1 profilutskrift av radarhøydemåleren. For hvert profil blir det altså laget en A4-utskrift med tilsammen 7 profilkurver.

De elektromagnetiske måleresultatene er manuelt overført fra Century 444-skriveren til grunnlagskartene etter at forstyrrelser etc. er filtrert bort. Målingene er presentert som kotekart i likhet med de magnetiske måledata. Vanligvis opptrer elektromagnetiske anomalier som en svekkelse av primær-feltet som måles av mottakeren når elektriske ledere befinner seg under målesonden. Positive elektromagnetiske reellanomalier forekommer når en flyr over bergarter med høy magnetittgehalt. Slike anomalier er også tegnet

med vanlige koter på de elektromagnetiske reellkartene og er i tillegg skravert.

RESULTATER

Resultatene fra målingene over Komagfjordvinduet er fremstilt i følgende kartverk i målestokk 1:20.000:

8 magnetiske kotekart	- totalfelt	m/ flylinjer	Pl. 1593/01-08
8 elektromagnetiske kotekart	- reellkomponent	"	Pl. 1593/09-16
8 elektromagnetiske kotekart	- imaginærkomp.	+tolkn. kart	Pl. 1593/17-24

Ved tolkning av de elektromagnetiske anomalier bør en være klar over at EM-helikoptermålinger må betraktes som regionale målinger og at den primære oppgave ved slike målinger er å lokalisere objekter med elektrisk ledningsevne som skiller seg ut fra nabobergartene. I tillegg kan en kartlegge utbredelsen av disse objektene i to dimensjoner.

Ved å benytte både reell- og imaginærkomponentene fra de forskjellige anomalier kan en utføre en generell tolkning av de fremkomne anomalier. Ved en slik generell tolkning må en imidlertid forutsette at de ledere som opptrer i feltet er tynne vertikaltstående plater, halvplan, med stor utstrekning til sidene og mot dypet (større enn 2 - 300 m lengde og over 100 m dybde). Lederen må også ha de samme magnetiske egenskaper (permeabilitet) som nabobergartene har. Dersom en så sammenligner reell- og imaginærkomponentamplitude, kan en danne seg et begrep om ledningsevnen. Fordi lederens tykkelse t og dens elektriske ledningsevne sigma vanskelig lar seg skille matematisk, opererer en med produktet av ledningsevne og tykkelse (sigma x t) som mål for ledningsevnen.

De tolkninger som er foretatt er basert på responskurver utarbeidet av Sander Geophysics Ltd., Canada, som har laget målesystemet. Tallene som er påført imaginærkomponentkartene representerer (sigma x t) produktet og bør være til hjelp ved "taksering" av anomaliene. Anomalier med høye (sigma x t)verdier vil normalt være av størst interesse ved en slik tolkning.

En bør imidlertid også være oppmerksom på at grafittskifer gir anomalier med høye amplituder og (sigma x t)verdier. Anomalier med lave amplitudeverdier og høye (sigma x t)verdier kan derfor være vel så interessante ved prioritering.

En bør ved tolkning av EM-anomalier huske at Sander's og de fleste andre helikoptersystemer favoriserer vertikaltstående ledere fordi sender- og mottakerspolen er plassert vertikalt og co-aksialt på målesonden. Tynne horisontaltliggende ledere vil derfor være "dårlige mål" for slike systemer.

Som før nevnt registreres også ofte magnetiske anomalier av den elektromagnetiske måleapparaturen. Slike anomalier fremtrer som positive utslag i reellkanalen. Erfaringer fra Sander's målinger i Canada har vist at positive reellanomalier ofte skyldes fordelt magnetitt i basiske bergarter.

De magnetiske kartene viser det magnetiske totalfeltet over området. Det er benyttet 100 gammas koteavstand ved opptegning, og for å lette identifiseringen av kotene, er en del tallverdier påført kartene. I området fremkommer mange magnetiske anomalier,og særlig de ultrabasiske intrusivene trer tydelig fram. En stor og interessant anomali finner en også mellom Store - og Lille Lerrisfjord.

Forøvrig stemmer det detaljerte magnetiske bildet som er fremkommet fra helikoptermålingene meget godt med de flymagnetiske kartene som tidligere er laget av NGU, sjøl om profilavstanden ved disse målingene var ti ganger større enn ved helikoptermålingene.

Trondheim 16. desember 1977.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
Geofysisk avdeling

Henrik Håbrekke
førstegeofysiker

C3

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

Geokjemisk trendanalyse i Komagfjordvinduets nordlige del.

Fra midt i 60-årene til etter 1970 er det tatt flere tusen bekkesediment prøver av Norges Geologiske undersøkelse og fremstilt geokjemiske kart hvor hvert prøvetakingspunkt ble inntegnet med de verdier som var funnet ved atomabsorbsjons-analyser.
Trendanalyser for å vise den regionale fordelingen av anomale konsentrasjoner har NGU ikke foretatt.
En slik analyse er fremstilt i denne rapporten. Vi syntes at bildet av den regionale fordelingen gir en bedre mulighet å finne frem til større sammenheng mellom de ulike arealer med anomale konsentrasjoner.
Som i alle geokjemiske fordelingskart forekommer usikkerhets-momenter når man interpolerer mellom nærliggende konsentrasjons-verdier.
Enhver sedimentsprøves kjemiske karakteristika er preget av dens omgivelser, i første rekke av relieffet omkring og vann-avløpsystemet. Derfor må tydelige regionale dispersjonsarealer fremkomme hvis en mineralisering av noe slag er tilstede.
Man kan dessuten regne med at sjiktbundne og hydrotermale skiller seg gjennom forskjellige utbredelse av sine resp. dispersjons arealer.
I denne rapporten er det fremstilt regionale trends av elementene kobber, nikkel, bly og sink.
Anomale dispersjons arealer av ulike elementer ble undersøkt i forhold til hverandres beliggenhet.

1. kobber- trend bilan 2 og 6
2. nikkel- trend bilag 3 og 7
3. bly - trend bilag 4 og 8
4. sink - trend bilag 5 og 8
5. dispersjonsarealenes fordeling i en oversikt med anbefalinger til videre prospektering.

Kobber-trend.

De anomale kobber konsentrasjoner viser større arealer som ligger med gehalter av større enn 100 ppm kobber tydelig over bakgrunns- verdiene. Den store utbredelse av disse anomale verdier tyder på, at nærmest alle geologiske systemer innen Komagfjordvinduet på en eller annen måte er "infisert" av kobber, mens gjennomsnittsgehalten i kaledonske dekker omkring ligger betydelig lavere.
Det større kobbertilbud innen de sveko-karelidiske serier kan tyde på at ikke enda oppdagete kobberforekomster kan skjules der.
Anomalifelt A (bilag 2) strekker seg med to flere km^2 store arealer og ca. 15 mindre isolerte felt fra Porsa til Midfjell-området. I Porsadistriktet er dispersjonsarealene strukket i NV- SØ- til Ø-V retning og krysser dermed den generelle strøkretning (NØ-SV). Dette tyder på at mineraliseringen er av typen "hydrotermal sprekkefylling".

Felt B ligger omkring Kvalsundgruvene og har ingen sammenheng heng med andre større dispersjonsarealer, slik at man her ikke kan vente seg flere kobbermineraliseringer.

Felt C i Magerfjellområdet består av flere isolerte anomalifelt uten større sammenheng - derimot synes anomaliene E som ligger øst for Magerfjell å har direkte forbindelse med Repparfjord-feltet. Her skulle man i alle tilfelle fortsette med nøyere undersøkelser.

Felt D Langs Repparfjordelven finnes det flere dispersjons-arealer innen grønnstensområdet. Anomaliene her lar seg tilbakeføre på sulfidiske mineraliseringer i form av kvartskarbonat-fyllte sprekker med kobberkis og bornitt. De har ingen økomomisk interesse.

Felt E Repparfjord, Anomalisonen rundt Ulveryggen er uten tvil den betydligste kobberanomali i Komagfjordvinduet. Den store utbredelsen og strukturen av dispersjonssonene skaper imidlertid problemer som man hittil ikke har kunnet løse. Anomaliens utstrekning mot nord og vest antyder en sjiktbundet mineralisering, som foreligger i form av en foldingsstruktur med askefall mot V.

Her burde man forsøke å klarlegge sjiktens og hovedmineraliseringens retning gjennom tektoniske og geokjemiske detaljeundersøkelser.
Det i vest tilstøtende område øst for Magerfjell synes å inneholde samme typen mineralisering. Det strekker seg åpenbart fra Djupelvområdet og fra Ulveryggen mot SV. Her skulle man undersøke sammenhengen ved hjelp av "finmaskete geokjemiske nett".

Felt F og G er mindre dispersjonsfelt, delvis med meget høye konsentrasjoner, men av mindre størrelse og dermed av mindre økonomisk interesse.

Felt H I Nussern området innom grønnsteinserien finnes det et meget langstrakt dispersjonsfelt med betydelige kobberanrikninger. Ved siden av Ulveryggen- Repparfjordfeltet er dette området åpenbart et nokså lovende felt for videre prospektering, især når en betenker at det ikke har vært særlig undersøkelsesinnsats her tidligere. Dispersjonens forløp antyder en sjiktbundet kobbermineralisering.

Nikkel- trend.

På samme måte som kobberverdiene kan også de geokjemiske nikkel- verdier innen de sveko-karelidiske lagrekker i Komagfjordvinduet karakteriseres som over gjennomsnittlige. Dermed bør man kunne regne med økonomisk interessante nikkelanrikninger.
Tallrike dispersjonsarealer av flere km^2 størrelse viser gehalter av større en 100 ppm Ni i bekkesedimenter. Nikkelgehaltene stemmer delvis godt overens med beliggenheten av grønnsteinserien og ultrabasiske legemer. I vinduets vestlige del forløper anomalisonene imidlertid på tvers av den generelle strøkretning (dispersjonsfelt A-D). Dette tyder på, at nikkelet her er mobilisert. Konsentrasjoner større enn 200 ppm Ni i anomalifeltene A, B, C og D er begrenset til mindre dispersjonsarealer i direkte tilknytning til ultrabasiske bergarter og grønnsteiner. Her anbefales undersøkt anomaliene D2, D5, og D12. Dispersjonsarealet E dekker fullkomment grønnsteinserien mellom Repparfjord og Kvalsund. Flere isolerte anomalifelt er her av interesse spesielt de som kan korreleres med Nusserens kobberanomalifelt.
Beliggenheten av dispersjonsareal S (med deler av O) i området rundt Repparfjord er uvanlig og avviker sterkt fra de andre arealer. Et langstrakt felt med konsentrasjoner større enn 100 ppm Ni ligger umiddelbart V for Ulveryggenforekomsten og utvider seg med synkende Ni- gehalter ut over Repparfjord-Ulveryggens kobberanomalifelt.
Dermed synes det å være en genetisk sammenheng mellom kobber og nikkel i dette området. Man kan anta at kobber og nikkel har en felles kilde, sannsynligvis basaltiske (gabbroide) bergarter. Videre kan man anta at kobber og nikkel er blitt mobilisert under metamorfosen av de basaltiske bergarter.
De resterende dispersjonsarealer J, M og P (bilag 3) faller sammen med grønnsteinserien i det sydlige del av Komagfjord-vinduet eller bundet til ultrabasitter (eks. Rødfjell). Dispersjonsarealene M, P og S danner gunstige utgangspunkter for fortsatt Ni- prospektering i Komagfjordvinduet.

Bly- trend.

Bilag 4 er blitt tegnet uten at man har tatt hensyn til bakgrunn og terskel- verdier. Grunnen er at konsentrasjonene generelt er lave og det har utviklet seg bare få tydelige anomalier. De forholdsvis lave konsentrasjoner gir ikke håp om å finne frem til økonomisk interessante anrikninger. Dispersjonsarealene er små. Bare meget lokale felt har høgre konsentrasjoner og de kan føres tilbake til blyglansmineraliseringer. Slike forhold er kjent fra de to dispersjonsarealer G og H syd for Repparfjord. (Hyolithussonen).

4 Sink- trend.

I bilag 5 er det fremstilt bare tydelig anomale områder med over 100 ppm sink. Bortsett fra tallrike mindre dispersjonsfelt i nærheten av Porsa-grubene (A og B), syd av Skinnfjellet (C 1 og 2), øst for Magerfjellet (D) og øst for Rødfjellet (G), finnes det et lukket dispersjonsareal mellom Repparfjord og Kvalsund. (E og F). De førstnevnte mindre anomalifelt gir neppe grunn til videre undersøkelser. Derimot må sonen E og F betraktes som interessante undersøkelsesobjekter. Sinkkonsentrasjonene er i enkelte arealer såpass høy at man må regne med sinkblendemineralisering evtl. i form av sjiktbundet sinkblendeanrikninger. Her står to sjiktbundne strukturer frem:

a) Dispersjonsarealer E8 - E9 - F2 - F1 på grensen av Djupelv-formasjon til Fiskevann-formasjon.
b) Dispersjonsarealer E4 - E5 - E6 - E1 - E2 - E3 i strøket av Kvalsundformasjonen (blackshales) og delvis i de karbonatiske serier.

Som negativum er å konstatere at Zn- anomalier ikke faller sammen med Pb- anomaliene som egentlig tilhører til den typen Zn- mineralisering.
Meget god overenstemmelse mellom høye Zn og Pb- konsentrasjoner ligger i et dispersjonsareal G syd for Repparfjord. Årsaken til anomaliene er en liten sjiktbundet Pb - Zn forekomst.

5) Fordeling av dispersjoner i anomalikarter (bilag 6- 9) og tanker om videre prospektering.

I bilagene 6 - 9 er alle anomalier av betydning vedr. elementene Cu, Ni, Pb og Zn blitt overført på topografisk kart 1:50 000 av nyere type (midlertidig utgave).
Dermed har man nå mulighet under videre behandling av problemene å finne fort fram til de interesserende punkter i terrenget.
I bilag 9 har man tegnet de høyeste verdier av alle undersøkte elementer på hverandre for å kunne skille fra hverandre evtl. polymetalliske mineraliseringer.
De viktigste resultater er:

1. De mest tydlige anomalisoner dannes i rekkefølgen Cu, Ni, Zn, Pb, d.v.s. de beste muligheter for økonomiske konsentrasjoner eksisterer for elementet kobber - de dårligste utsikter for større anrikninger har elementet bly.

2. Elementene kobber og nikkel viser de største overleiringer på anomalifeltene slik at man forsiktig kan konkluderere med en felles opprinnelse.
   De største muligheter er her knyttet til de basaltiske bergarter: Grønnsteiner- gabbroer.

3. Særdeles utstrakte dispersjonssoner uten nevneverdig overleiring av andre elementer eksisterer for kobbermineraliseringer i Porsadistriktet og sinkanomaliene syd for Kvalsund (bilag 5).

4. Vesentlig resultatet fra trendanalysen er 3 arealer som anbefales for videre prospektering i det nordligste området av komagfjordvinduet.(se bilag 9)

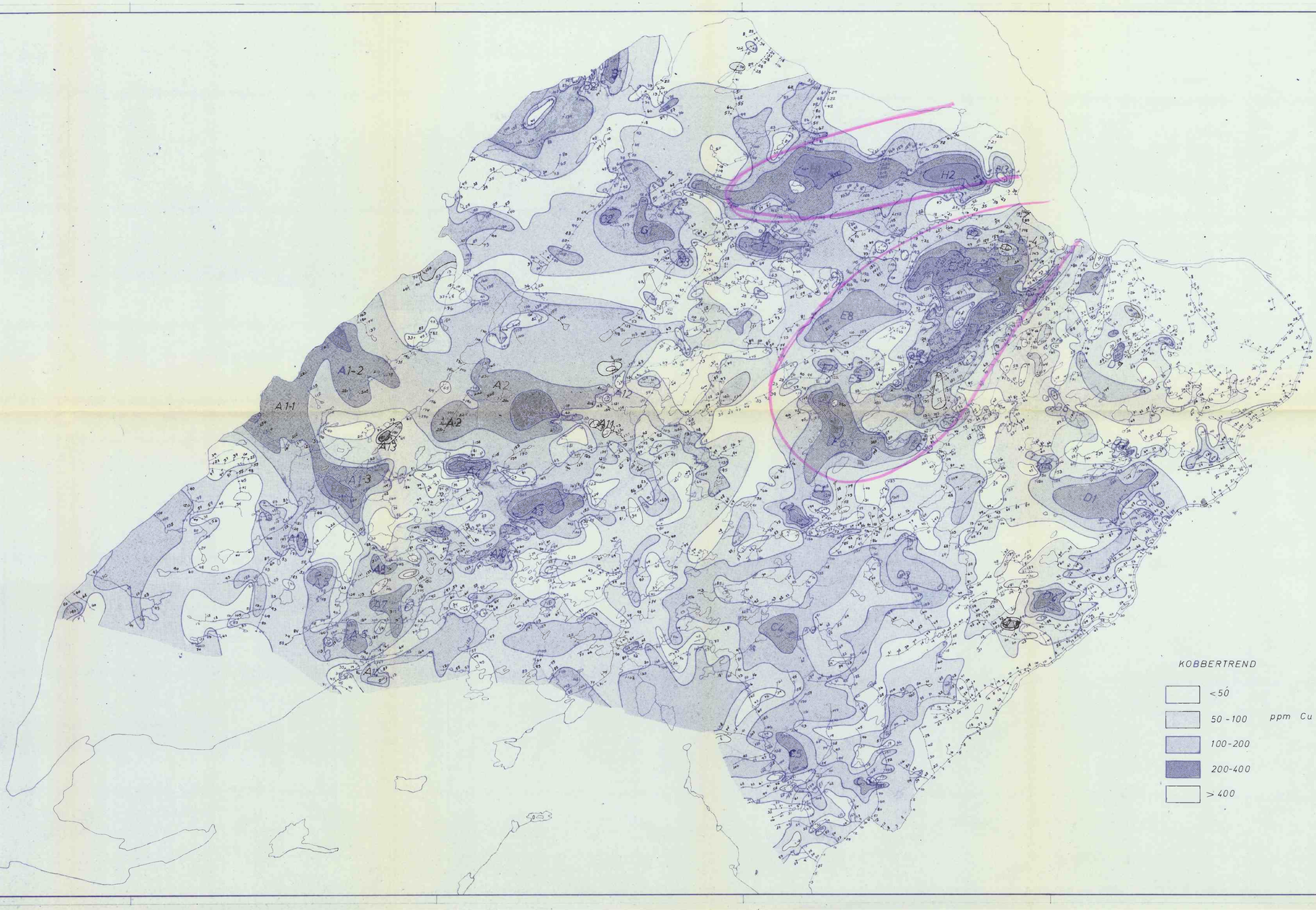
   I Repparfjord
   Utenom de kjente forekomster finnes det anomalifelt både for kobber og nikkel som ikke enda er undersøkt tilstrekkelig. Dette gjelder for Nordfeltområdet inn til Fiskevann, området mellom Saltvann og Steinfjell og området øst for Magerfjell.
   Ved siden av intensive tektoniske undersøkelser skulle man utføre geokjemiske detaljundersøkelser for å lokalisere evt. malmsoner.

II Nusseren

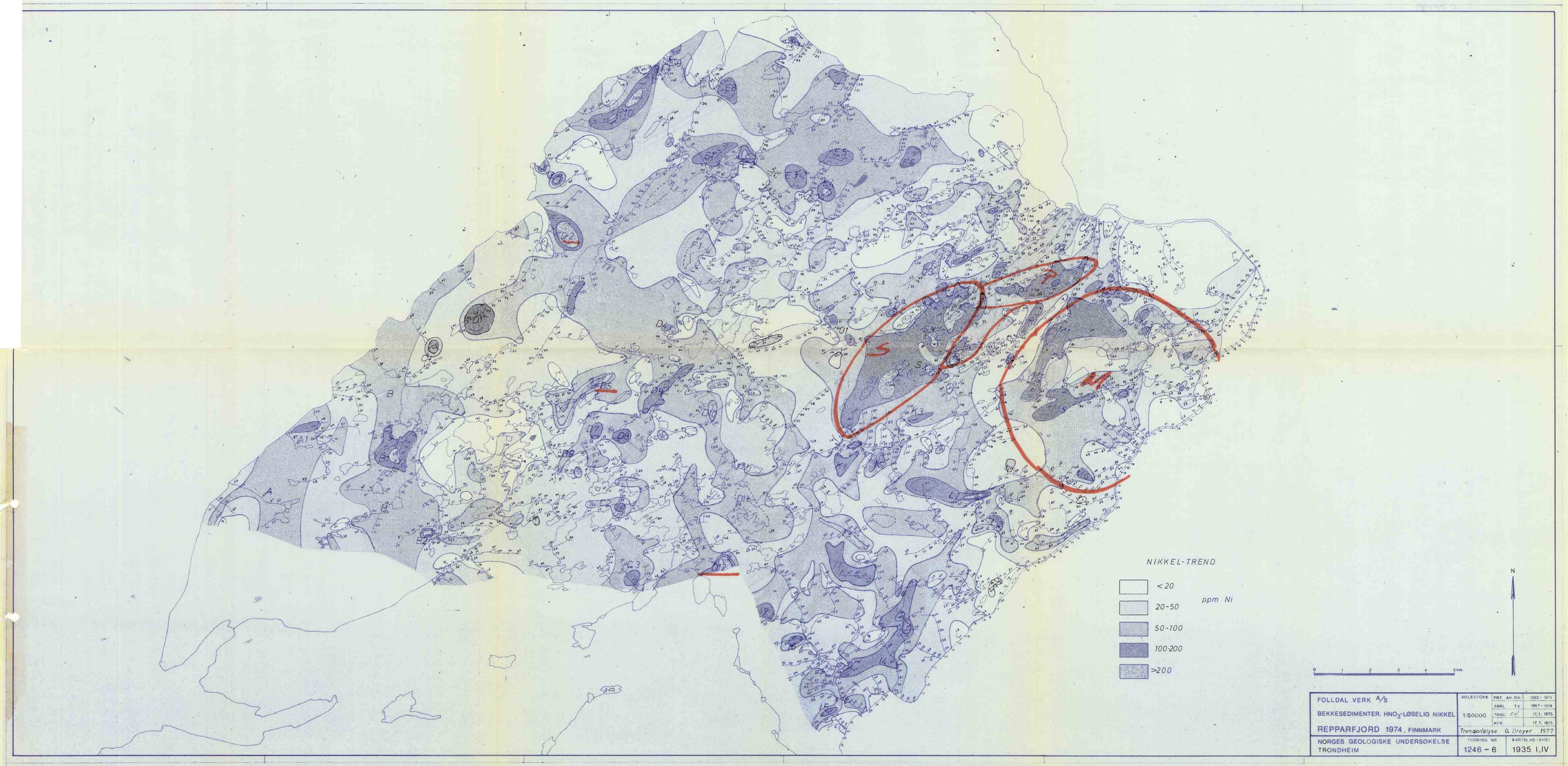
Her bør man først og fremst undersøke den langstrakte kobberanomalisone og i dens ytterkant de store Zn-dispersjonsarealer.
Til å begynne med skulle man innsnevre anomalisonene med detalj geokjemiske undersøkelser og i de resterende områder finne frem til evt. malmsoner med finmaskete "geokjemiske nett".

III Porsa

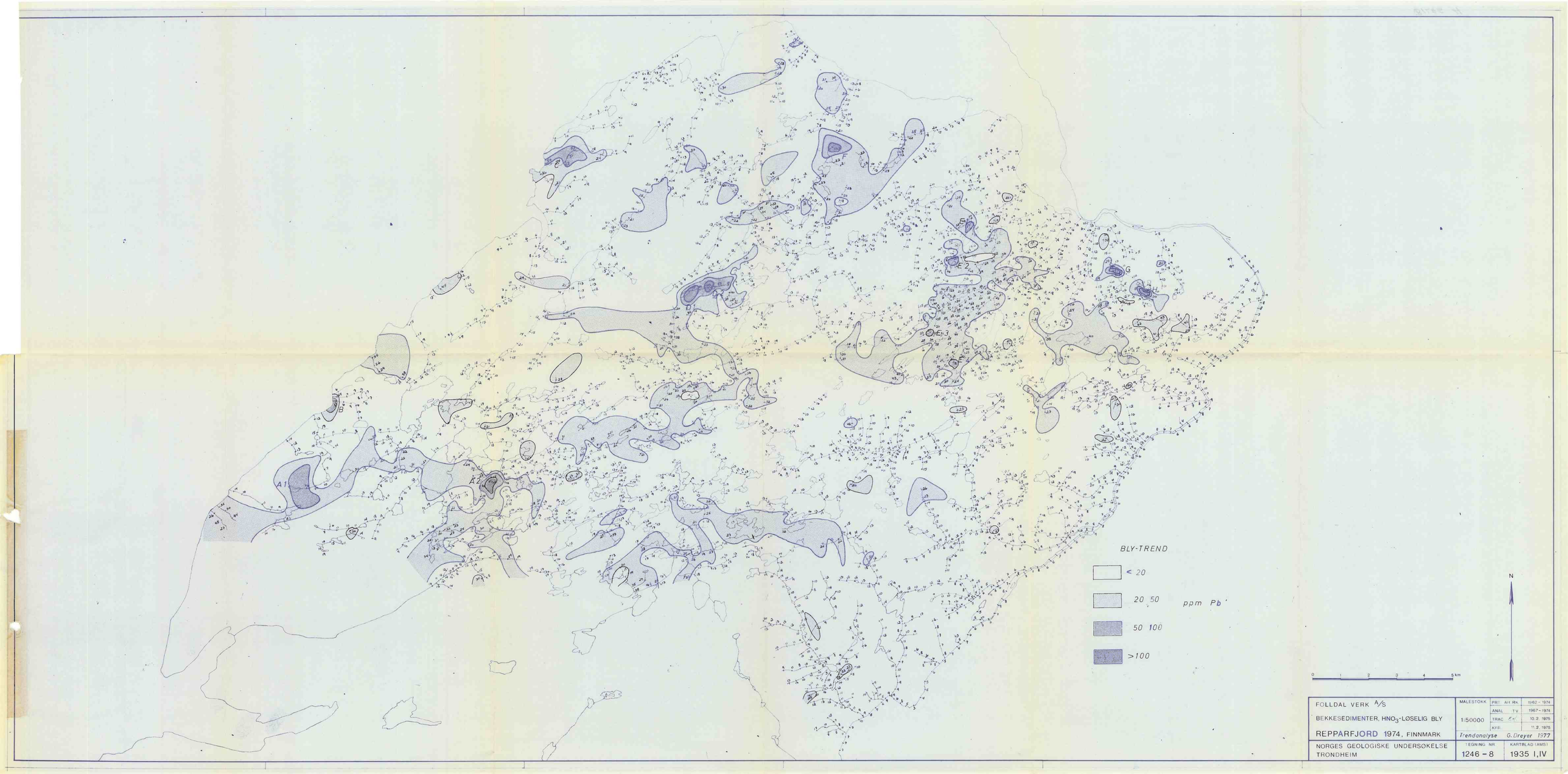
Her burde man kontrollere relasjonen av kobber-anomalifeltene til de kjente mineraliseringer.
Et flertall av de store anomalisonene kunne man også her utforske med hjelp av geokjemiske felt-tests og finmasket prøvetakning.



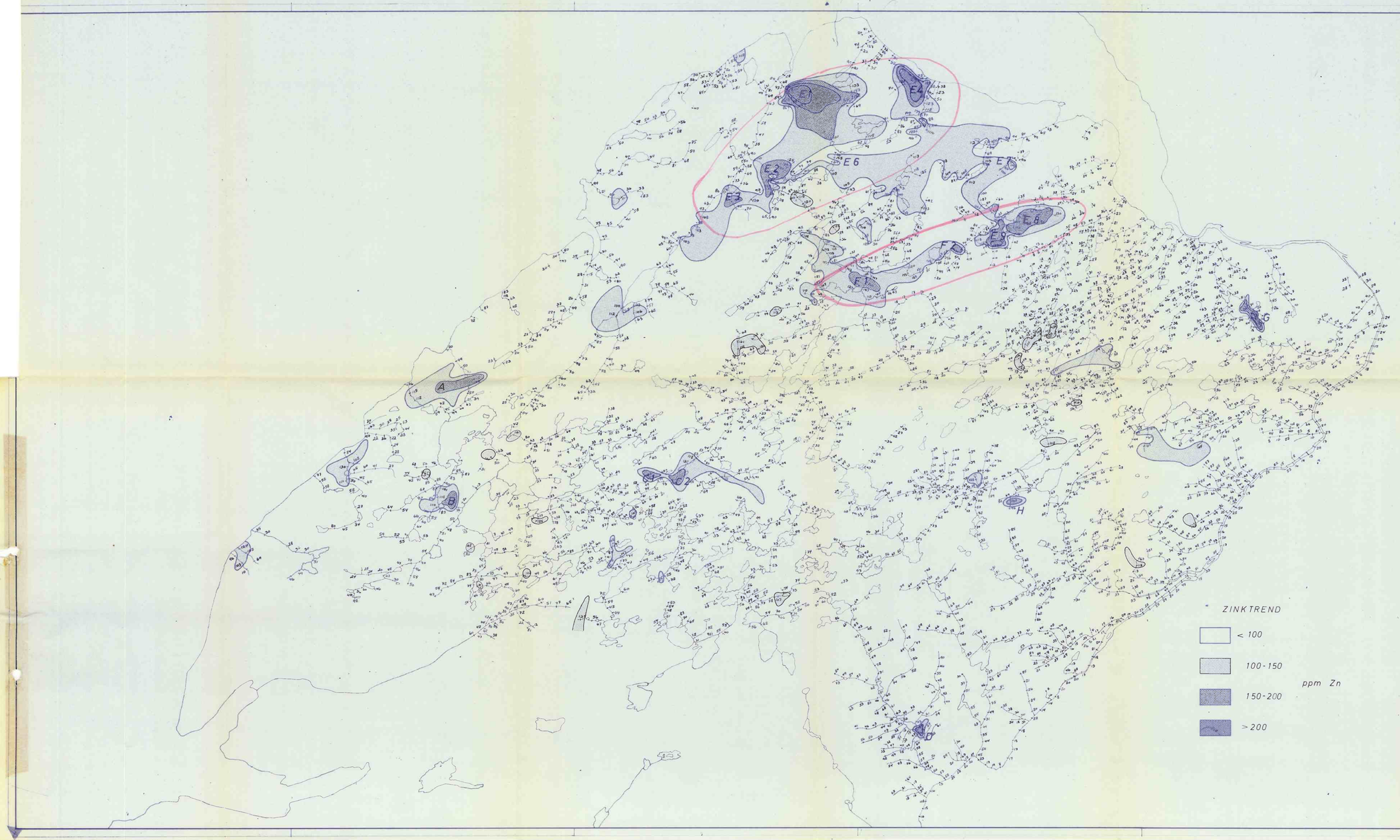
FOLLDAL VERK A/S	MÅLESTOKK	PRT. AH RK	1962 - 1974
BEKKESEDIMENTER, HNO_3-LØSELIG KOBBER	1:50000	ANAL TV	1967 - 1974
		TRAC CH	8.1. 1975
REPPARFJORD 1974, FINNMARK		KFR	9.1. 1975
	Trendanalyse G. Dreyer 1977		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 1246 - 9	KARTBLAD (AMS) 1935 I,IV	



FOLLDAL VERK A/S	MÅLESTOKK	PRT. AH.RK.	1962 - 1974
BEKKESEDIMENTER, HNO_3-LØSELIG NIKKEL	1:50000	ANAL. TV	1967 - 1974
REPPARFJORD 1974., FINNMARK		TRAC. CH	17.1. 1975
		KFR.	17.1. 1975
	Trendanalyse G. Dreyer 1977		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 1246 – 6	KARTBLAD (AMS) 1935 I, IV	



FOLLDAL VERK A/S	MÅLESTOKK	PRT. AH RK.	1962 - 1974	
BEKKESEDIMENTER, HNO_3-LØSELIG BLY	1:50000	ANAL. TV	1967 - 1974	
		TRAC.	10.2.1975	
REPPARFJORD 1974, FINNMARK		KFR.	11.2.1975	
	Trendanalyse	G. Dreyer 1977		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	1246 - 8	KARTBLAD (AMS)	1935 I,IV



FOLLDAL VERK A/S	MÅLESTOKK	PRT. AH RK	1962-1974
BEKKESEDIMENTER, HNO_3-LØSELIG SINK	1:50000	ANAL. TV	1967-1974
REPPARFJORD 1974, FINNMARK		TRAC. Ev	3.2. 1975
		KFR.	3.2. 1975
	Trendanalyse G. Dreyer 1977		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR.	KARTBLAD (AMS)	
	1246 - 7	1935 I,IV	

50 000

VARGSUND

1:50 000

REPPARFJORD

BILAG 6

1935 I

B2 B1

H1 H2 H3

G2 G1 G3

F2 F1

E4 E11 E1-3 E1-2 E8 E7 E3 E5 E6 E2 E4

D7 D6 D3 D2 D1 D4 D5

A1-2 A12 A2 A11 A13 A4 A1-3 A3 A1-4 A9 A10 A5 A8 A7 A6 A14

G1 G2 C3 C4 C5 C6

KOBBERANOMALIER

>200 ppm Cu.

DPPG.3200 1968
A2-8 B2-7 C2-9 D2-8

VARGSUND

1935 IV

1:50 000

REPPARFJORD

31 L/G 7

1935 I

E9 E8 E7 E10 E1 E2 E5 E6 E3 E4 D2 D3 D1 C1 D4 O3 O4 Q1 Q2 O2 O1 S S P R1 M2 M1 M3 R2 N S S K3 M5 M4 D5 D9 D10 D7 D8 D6 A1 B1 K1 K2 M6 L1 D11 C2 L3 L2 B2 C3 D12 I1 12 I5 I4 I6

NIKKELANOMALIER

>100 ppm Ni

VARGSUND

1:50 000

REPPARFJORD

BILAG 8

Zn E1

Zn E4

Pb F

Pb C

Zn E2

Zn E3

>100 Zn

Zn E7

Zn E8

Zn E9

Zn F2

Pb E1

Zn F1

Pb E2

Pb D2

Pb D1

>100 Zn

>100 Zn

Pb G

Pb H

Zn G

Pb E3

>100 Zn

Zn A

Pb E4

Pb B

Zn C1

Zn C2

Zn B

Zn D

Pb A1

Zn >100

BLY ZINK ANOMALIER

>50 ppm Pb

>150 ppm Zn

VARGSUND

1935 IV

1:50 000

REPPARFJORD

1935 I

3146 9

II

I

III

ANOMALIKART
ALLE ELEMENTER

> 200 ppm Cu

> 100 ppm Ni

> 50 ppm Pb

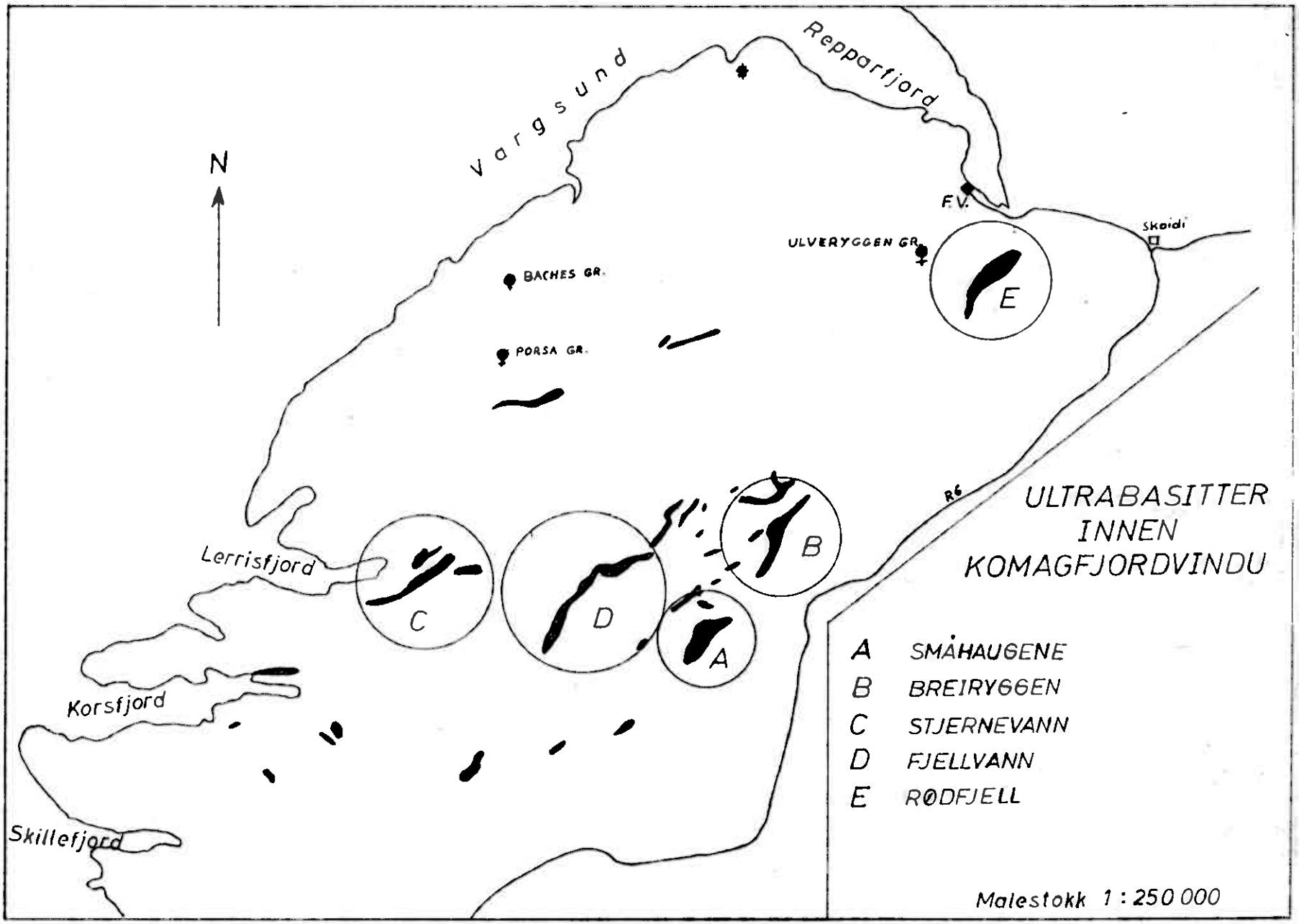
> 150 ppm Zn

Ultrabasitter:

Innen Komagfjordvinduets grunnfjellsområde opptrer en rekke langstrakte-linseformete soner som er sammensatt av en rekke intrusjonslegemer av overveiende ultrabasisk og basisk sammensetning. Sonene følger mer eller mindre en karakteristisk litostratigrafisk horisont med typiske konglomerater og feltspatførende kvartsitter.

Ultrabasitt-basittkompleksene viser ingen eller bare ubetydelige tegn til kontaktmetamorfose, har en uregelmessig intern struktur og grenser diskordant til hverandre. Det er i de fleste tilfeller ikke mulig å skille mellom "bunn" og "lak" innen de ultrabasiske legemer.

Utpregede petrografiske forandringer mot grensene forekommer ikke. Markert layering mangler. Man kan derfor regne Komagfjordvinduets ultrabasitter til den såkalte "alpine typen". Ved nærmere betraktning av intrusjons sonene synes det at dunittene inntar de sentrale deler av sonen. Rundt dunittene grupperer seg først olivinpyroxenitter, harzborgitter og sådan morittiske bergarter. Den ytre rammen danner hornblendegabbro og porfyritter sammen med "rhyolittiske","dacittiske" og kvartsdiorittiske intrusjoner.


Vargsund
Repparfjord
N
F.V.
Skaidi
ULVERYGGEN GR.
BACHES GR.
PORSA GR.
E
B
C
D
A
Lerrisfjord
Korsfjord
Skillefjord
R6
ULTRABASITTER
INNEN
KOMAGFJORDVINDU
A SMÅHAUGENE
B BREIRYGGEN
C STJERNEVANN
D FJELLVANN
E RØDFJELL
Målestokk 1 : 250 000

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

Geologisk beskrivelse av 4 områder med ultrabasiske intrusivbergarter i Komagfjord tektoniske vindu i Vest Finnmark.

Feltarbeidet utført
sommeren 1977 av
Odd Arne Skaldebø

Innholdsfortegnelse.

Område A,Småhaugene side 1
Område B,Breiryggen side 8
Område C,Stjernevann side 16
Område D,Fjellvann side 24

Bilag.

A 1 - Tektonisk kart av område A.
A 2 - Geologisk kart "
A 3 - Profiler "
B 1 - Tektonisk kart av område B
B 2 - Geologisk kart "
B 3 - Profiler "
C 1 - Tektonisk kart av område C
C 2 - Geologisk kart "
C 3 - Profiler "
D 1 - Tektonisk kart av område D
D 2 - Geologisk kart "
D 3 - Profiler "

Geologisk beskrivelse av område A, Småhaugene.

Innledning

Området ligger like nord for Nagjetvann og Vuggenestjern nær Aisaroaivve som er en sommerboplass for flyttsamer og ligger ca 30 km fra Repparfjord ved veien til Alta. Arealet av det kartlagte området utgjør ca 4 km^2. Høydeforskjellene innenfor området er relativt små og varierer fra like under 300 m til nesten 500 m. Berggrunnen er forholdsvis godt blottet bortsett fra de lavere partier som for en stor del er dekket av kvartære løsavsetninger.
Bortsett fra en liten fiskebu nær Nagjetvann i utkanten av området finnes det ingen bebyggelse eller andre spor etter menneskelig aktivitet innenfor feltet.

Generell geologisk innledning

Petrografisk består området av basiske og ultrabasiske intrusive bergarter, hornblendeskifer og amfibolitt som sannsynlig har blitt avsatt i forbindelse med intrusivbergartene og omkringliggende kvart-feltspatførende glimmerskifrer. Det er en klar diskordans mellom intrusivbergartene og de omkringliggende glimmerskifrer.
Men lagning av skifrer og foliasjon av intrusivbergarter er parallell til subparallell. Dette antyder at hele bergartskomplekset har blitt foldet sammen etter at intrusjonen har funnet sted.

Beskrivelse av bergartene

Plagioklasførende kvarts-serisitt-klorittskifer.

Bergarten opptrer i den nordlige del av feltet.
Dersom lagrekken ikke er invertert, er det sannsynlig at denne bergarten er den eldste innenfor området.
Bergarten har vanligvis god utviklet skifrighet.
Kvarts utgjør det vesentligste mineral.
Plagioklas opptrer vanlig med oligoklas og andesin som de vesentligste plagioklaskomponenter.
Innholdet av plagioklas varierer sterkt innenfor små områder og er på steder relativt lite mens det andre steder er betydelig.
Muskovitt spesielt i form av serisitt utgjør det vesentligste glimmermineral.
Kloritt og biotitt opptrer i varierende mengde.
På enkelte steder spesielt i nærheten av de ultrabasiske og basiske intrusivbergarter har bergarten et relativt høyt innhold av kloritt.
Leukoksen er et vanlig akessorisk mineral.

Karbonatførende hornblendeskifer

Denne bergarten ligger i den ovenfornevnte feltspatførende glimmerskifer som et smalt sammenhengende bånd med bredde 10-20 m og lengde opp til 2 km.
Bergarten er sterkt foldet. Den viser mindre kompetanse mot folding enn sidebergarten.
Bergarten er rik på kvarts, hornblende og kalkspat.
Plagioklas opptrer i mindre mengder hovedsaklig som oligoklas og andesin.
Bergarten har sannsynlig blitt metasomatisk påvirket under intrusjonen av de nærliggende ultrabasiske/basiske bergarter.

Plagioklasførende kvarts-serisittskifer.

Bergarten opptrer i den sørlige del av området.
Den er for en stor del dekket av løsavsetninger,men gode blottninger finnes i den sørøstlige delen av området.
Den opptrukne grense til sidebergarten er usikker.
Bergarten har god utviklet skifrighet.
Kvarts utgjør det vesentligste mineral.
Plagioklas opptrer vanlig hovedsaklig som oligoklas.
Muskovitt spesielt i form av serisitt utgjør det vesentligste glimmermineral.
Biotitt opptrer i mindre mengder.

Kalksilikatførende biotitt-hornblendeskifer.

Bergarten dekker et relativt stort areal i den sentrale del av feltet.Den ligger omkring de fleste ultrabasiske og basiske intrusivbergarter og har sannsynlig blitt avsatt i forbindelse med disse.
Bergarten er finkornig og har vanligvis en god utviklet skifrighet.
Hornblende utgjør det vesentligste mineral.
Kvarts og plagioklas opptrer vanlig.Sammensetninga av plagioklas varierer fra albitt til andesin.
Epidotmineraler og da vesentlig i form av zoisitt opptrer vanlig.Disse mineraler er hovedsaklig dannet ved saussurittisering av opprinnelig Ca-rik plagioklaskomponent.Albitt blir også vanlig dannet ved denne omvandlingsprosessen.
Biotitt og kloritt opptrer relativt rikelig.
Leukoksen opptrer som et vanlig aksessorisk mineral.

Kalksilikatførende amfibolitt.

Denne bergarten har hovedsaklig den samme mineralsammensetning som den ovenfornevnte hornblendeskifer.

Karakteristisk for bergarten er en porfyrisk tekstur der plagioklas danner fenokrystaller.

Fenokrystallene er vanligvis sterkt saussurittiserte og inneholder rikelig med epidotmineraler som opptrer i form av små idiomorfe lister men og som større allotriomorfe korn.

Plagioklas opptrer og vanlig i grunnmassen hovedsaklig i form av oligoklas.

Leukoksen opptrer vanlig som aksessorisk mineral.

Bergarten ligger som et belte omkring den sydlige ultrabasiske intrusivkroppen.

Den har sannsynlig vulkansk opprinnelse.

Ultabasiske og basiske intrusivbergarter.

Olivinpyroksenitt (harzburgitt).

Bergarten opptrer som tre adskilte intrusivkropper.

De to nordligste kroppene ligger diskordant til den nordlige plagioklasførende kvarts-serisitt-klorittskiferen og har lengdeakse i retning NV-SØ mens strøket av sidebergartene er NØ-SV.

Den sydlige intrusivkroppen ligger konkordant til sidebergartene og har lengdeakse NØ-SV.

Olivin og rombisk pyroksen hovedsaklig som enstatitt utgjør de vesentligste mineraler.

Olivin og pyroksen viser varierende grad av serpentinisering.

Enkelte steder er olivin og pyroksen nesten ikke omdannet, mens andre steder dominerer serpentin fullstendig uten spor etter relikte mineraler.
Olivinkorn har en karakteristisk avrundet form som ofte kan være godt bevart også ved fullstendig serpentinisering.
Antigoritt er det vesentligste serpentinmineral,men chrysotil opptrer vanlig i små tynne årer og sprekker.
Plagioklas opptrer i små mengder i enkelte prøver hovedsaklig som bytownitt.
Magnetitt opptrer vanlig og fyller vanligvis sprekker i olivin og serpentin,men opptrer og som isolerte ofte idiomorfe til hypidiomorfe korn.
Biotitt opptrer i små mengder og har sannsynlig sekundær opprinnelse.
I enkelte håndprøver spesielt fra den sydlige intrusivkroppen finnes små mengder kobberkis.

Hornblendemetanoritt.
Denne bergarten opptrer omkring de to nordlige intrusivkroppene.
Den viser vanlig høy grad av omdanning.
Saussurittisert plagioklas,kloritt og uralitt opptrer vanlig.
Epidotmineraler,hovedsaklig zoisitt,opptrer som idiomorfe til hypidiomorfe små lister og nåler men og som større uregelmessige korn.
Enkelte prøver inneholder relikt plagioklas hovedsaklig andesin og labrador.
Hornblende med god utviklet amfibolkløv opptrer vanlig.
Rombisk pyroksen hovedsaklig hypersten opptrer vanlig.
Pyroksen viser forskjellig grad av omdanning.
Enkelte korn inneholder lameller av ilmenit.

Hornblendemetagabbro.

Bergarten opptrer vanlig i de perifere deler av de ultrabasiske/basiske intrusivsoner og danner ofte små isolerte intrusivkropper.

Bergarten er vanligvis sterkt omdannet og inneholder rikelig med sekundære mineraler som kloritt, zoisitt og saussurittisert plagioklas.

Hornblende dominerer og opptrer vanlig som allotriomorfe korn. Enkelte korn viser god utviklet amfibolkløv.

Relikt plagioklas opptrer i enkelte prøver og da hovedsaklig som labrador og bytownitt.

Plagioklas er ellers for det meste saussurittisert.

Leukoksen er et vanlig aksessorisk mineral og opptrer ofte i soner omkring uomvandlede Ti-mineraler.

Sulfidimpregnasjoner.

Sulfidmineraler som FeS og $CuFeS_2$ opptrer som svake impregnasjoner i enkelte mindre soner langs grensene mellom noritt/gabbro, olivinpyroksenitt og hornblendeskifer/amfibolitt.

Spesielt gjelder dette like nord for den NV-SØ gående sprekkesone som skiller den sydlige intrusivsonen fra den nordlige.

I den sydlige olivinpyroksenittkroppen opptrer enkelte steder svak sulfidimpregnasjon.

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

Geologisk struktur.

De plagioklasførende glimmerskifrer og hornblendeskiferen har strøk NØ-SV og faller mot SØ.

Foliasjonen av gabbro/noritt og olivinpyroksenitt viser konkordans med strøket av sidebergartene. Det samme gjelder for sprekkene.

To hovedsprekkeretninger finnes.

Den ene er konform med strøkretninga mens den andre står tilnærmet vinkelrett på denne og har retning NV-SØ.

Sprekkene er hovedsaklig steile.

Spor etter minst to foldebevegelser kan observeres og måles.

Foldeakser til den yngste foldefasen viser konkordans med strøket av bergartene.

Ingen større forkastninger med tydelige horisontalbevegelser kan påvises.

En NV-SØ gående sprekkesone ligger mellom den nordlige og sydlige intrusivsonen. Ingen tydelige spor av horisontal-bevegelse kan påvises men det er mulig det har skjedd en viss vertikalbevegelse langs denne sprekkesonen som i så fall vil være en vertikalforkastning.

De ultrabasiske og basiske intrusivkropper ligger hovedsaklig diskordant med sidebergartene.

Den sydlige ultrabasiske/basiske intrusivkroppen og de fleste basiske intrusivkropper opptrer imidlertid konkordant med sidebergartene.

Geologisk beskrivelse av Område B,Breiryggen.

Orientering.

Området ligger 3-4 km nord for Aisaroaivve og øst for Område A,Småhaugene.

Det kartlagte areal utgjør 6-7 km^2 med bredde 1-2 km og lengde ca 5 km.

Høydeforskjellene innenfor området er relativt små og varierer fra like under 300 m til 560 m som er det høyeste punktet på Breiryggen.

Berggrunnen er forholdsvis godt blottet,spesielt de ultrabasiske og basiske intrusivbergarter.

Breiryggen som utgjør det høyeste partiet innenfor området og består av ultrabasiske bergarter er meget godt blottet.

I de lavere partier er berggrunnen helt eller delvis dekket av kvartære løsavsetninger.

Det finnes ingen bebyggelse eller andre spor etter menneskelig aktivitet innenfor området.

Generell geologisk orientering.

Petrografisk består området av ultrabasiske og basiske intrusivbergarter,plagioklasførende glimmerrike hornblende-skifrer,kalksilikatførende amfibolitt og usortert polymikt konglomerat.

De ultrabasiske og basiske intrusivbergartene opptrer hovedsaklig i den plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblende-skiferen i den sentrale del av feltet.Men en del av intrusivbergartene opptrer i det usorterte konglomeratet i den nordlige del av feltet.

De ultrabasiske og basiske intrusivkropper ligger konkordant i den plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblendeskiferen og det usorterte konglomeratet. Lengdeaksen til intrusivkroppene faller sammen med strøket av sidebergartene som generelt er NØ-SV. To hovedtyper av ultrabasiske bergarter opptrer. Den ene typen inneholder rombiske pyroksen ved siden av olivin og serpentin som hovedmineraler og er derfor en olivinpyroksenitt eller harzburgitt. Den andre typen inneholder hovedsaklig olivin og serpentin og er derfor en dunitt. Gabbrobergartene opptrer vanlig som mindre isolerte kropper og grenser opp til ultrabasiske bergarter bare i enkelte tilfeller.

Beskrivelse av bergartene.

Usortert polymikt konglomerat.

I den nordlige del av feltet opptrer et usortert konglomerat med spredte til dels godt rundede boller som består av både granittisk materiale rikt på kvarts og alkalifeltspat hovedsaklig mikroklin og mer basisk plagioklasrikt materiale. Grunnmassen består hovedsaklig av hornblende og biotitt. Veksling mellom tynne lag eller bånd av lyst kvartsrikt materiale og mørkt biotittrikt materiale opptrer vanlig. Tykkelsen av disse lag eller bånd viser ofte stor variasjon innenfor små områder. Enkelte steder har bergarten en mer massiv karakter.

Plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer.

Denne bergart opptrer i den sentrale del av feltet og omgir de fleste ultrabasiske og basiske intrusivkropper.
Den har vanlig god utviklet skifrighet.
Hornblende dominerer de fleste steder..
Biotitt opptrer vanlig og dominerer over hornblende enkelte steder.
Både hornblende og biotitt viser oftest god parallellorientering.
Kvarts utgjør det vesentligste av de lyse mineral.
Plagioklas opptrer i varierende mengde som oligoklas og andesin.En stor del av plagioklasen er mer eller mindre saussurittisert.
Epidotmineraler opptrer vanlig,spesielt i områder med sterk saussurittisert plagioklas.Både zoisitt og epidot finnes og opptrer vanlig som små idiomorfe til hypidiomorfe lister.
Leukoksen opptrer vanlig som aksessorisk mineral,spesielt i områder nær de ultrabasiske intrusivbergarter.

Karbonatførende hornblendeskifer.

Denne bergarten opptrer i kvarts-biotitt-hornblendeskifer på sydsida av den store ultrabasiske intrusivkroppen i den vestlige del av feltet og nær grensa til denne.
Bergarten har liten arealutbredelse og danner et bånd med bredde 10-15 m og lengde 6-700 m.
Den er det fleste steder sterkt folda og viser mindre kompetanse mot folding enn sidebergarten.
Hovedmineraler er kvarts,hornblende og kalkspat.
Bergarten viser stor likhet med den karbonatførende hornblendeskiferen som opptrer i Område A,Småhaugene.

Kalksilikatførende kloritt-hornblendeskifer.

Bergarten opptrer i den sørlige del av feltet.
Den er finkornig og har vanlig god utviklet skifrighet.
Hornblende dominerer helt over andre mineraler.
Kloritt og epidotmineraler opptrer vanlig.
Alle plagioklaskorn ser ut til å være fullstendig saussurittisert i den prøven det er tatt tynnslip fra.
Leukoksen utgjør et vanlig aksessorisk mineral.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse.

Kalksilikatførende amfibolitt(metaporfyritt).

Bergarten opptrer i den nordlige del av feltet og dekker et relativt lite areal innenfor området der det usorterte konglomeratet er utbredd.
Bergarten har en karakterisktisk porfyrisk tekstur med fenokrystaller av plagioklas i en finkornig mørk grunnmasse.
Hornblende og biotitt utgjør de tvesetligste mineraler i bergarten og viser ofte en subparallell orientering.
Plagioklas opptrer vanlig både som fenokrystaller og i grunnmassen.Fenokrystallene er vanligvis sterkt saussurittiserte.Men enkelte mindre omvandlede fenokrystaller av andesin/labrador sammensetning finnes.
Epidotmineraler og spesielt zoisitt opptrer vanlig både i de omvandlede plagioklas-fenokrystaller og i grunnmassen.
Kvarts opptrer vanlig.
Som aksessoriske mineral opptrer leukuksen og titanitt vanlig.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse i likhet med den ovenfornevnte hornblendeskifer.

Ultrabasiske og basiske intrusivbergarter.

Disse bergarter opptrer spredt i feltet og danner intrusivkropper av varierende størrelse og form.

Av ultrabasiske bergarter finnes to hovedtyper:Den ene inneholder olivin,rombisk pyroksen og serpentin som dominerende mineraler,mens den andre inneholder hovedsaklig olivin og serpentin.Den første bergarten er derfor en olivinpyroksenitt eller harzburgitt mens den andre er en dunitt.

Av basiske intrusivbergarter opptrer gabbro rik på hornblende.

Serpentinisert olivinpyroksenitt(harzburgitt).

Olivin og rombisk pyroksen utgjør de vesentlige primære mineraler.Av rombisk pyroksen dominerer enstatitt de fleste steder men hypersten opptrer vanlig på steder.

Serpentin utgjør det dominerende mineral i bergarten og er dannet ved omvandling av opprinnelig olivin og pyroksen.

Serpentin viser vanlig pseudomorf tekstur etter olivinkorn.

Olivin opptrer vanlig som relikte korn spredt i omkringliggende serpentin.

Den serpentiniserte olivin er vanlig sterkt oppsprukket.

Sprekkene er vanligvis fylt med sekundær magnetitt som er blitt frigjort fra olivin ved serpentinisering.

Magnetitt opptrer og som isolerte idiomorfe til hypidiomorfe korn.

Kloritt,talk og biotitt opptrer vanlig.

Leukoksen opptrer relativt rikelig og omgir ofte umvandlede Ti-førende ertsmineraler.

Serpentinisert dunitt.

Denne bergart opptrer som en større intrusivkropp i den vestlige del av feltet.

Serpentin utgjør det dominerende mineral og viser ofte pseudomorf tekstur etter olivin som enkelte steder finnes som relikte korn.

Talk opptrer vanlig.

Magnetitt opptrer rikelig i sprekker i serpentin og relikte olivinkorn men opptrer og som isolerte ofte hypidiomorfe korn.

Leukoksen opptrer relativt rikelig.

Hornblendemetagabbro.

Bergarten opptrer som mindre intrusivkropper spredt i feltet. Den opptrer sjelden i kontakt med de ultrabasiske intrusivbergarter.

Hornblende utgjør det vesentligste mineral.

Plagioklas opptrer vanlig hovedsaklig i form av oligoklas og andesin.

En del plagioklas viser sterk saussurittisering.

Epidotmineraler og spesielt zoisitt opptrer vanlig i forbindelse med saussurittisert plagioklas.

Leukoksen og titanitt opptrer relativt rikelig.

Leukoksen omgir ofte omvandlede Ti-førende ertsmineraler.

Kloritt opptrer i varierende mengde.

Epidositt.

Denne bergarten opptrer i to mindre isolerte partier like nord for den østlige del av den serpentiniserte dunitten. Kvarts og epidot danner de vesentligste mineral i bergarten. Plagioklas opptrer vanlig i form av oligoklas og andesin. Kloritt opptrer i små mengder.
Mineralkorna viser vanlig en subparallell orientering. Bergarten har sannsynlig blitt dannet ved metasomatose fra granittiske bergarter der epidot har oppstått ved omdanning av plagioklas, alkalifeltspat og mafiske bestanddeler.

Sulfidimpregnasjoner.

Svak impregnasjon av sulfidmineraler hovedsaklig FeS og $CuFeS_2$ opptrer i enkelte av gabbrointrusivkroppene. Sulfidmineralene opptrer spesielt langs kontaktsonen til den omkringliggende plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer.

Ti-førende ertsmineraler som titanomagnetitt og ilmenitt ser ut til å opptre relativt rikelig i de ultrabasiske intrusivbergartene, spesielt i den største intrusivkroppen. Disse mineraler opptrer og vanlig i sidebergarten nær kontakt til intrusivkroppene.

Geologisk struktur.

Hornblendeskifrene og konglomeratet har strøk NØ-SV og faller mot SØ.

Foliasjonen av de ultrabasiske/basiske intrusivbergarter viser konkordans med strøket av sidebergartene.

To hovedsprekkeretninger finnes. Den ene er konform med strøkretninga mens den andre står tilnærmet vinkelrett på denne og har retning NV-SØ.

De fleste sprekkene er steile.

Spor etter minst to foldebevegelser kan observeres.

Foldeakser til den yngste foldebevegelsen viser konkordans med strøk og foliasjon av bergartene.

Ingen større forkastninger med tydelige horisontalbevegelser kan påvises.

Flere sprekkesoner med retning fra N-S til NV-SØ opptrer.

Spor etter horisontalbevegelser kan ikke påvises langs disse sprekkesonene.

De ultrabasiske og basiske intrusivkropper ligger konkordant til sidebergartene med lengdeakse parallell med strøkretninga.

Geologisk beskrivelse av område C, Stjernevann.

Innledning.

Området ligger omkring Stjernevann like øst for Store Lerrisfjord i den vestlige delen av Komagfjord tektoniske vindu.
Arealet av det kartlagte området utgjør 8-9 km^2.
Terrenget er nokså kupert med relativt store høydeforskjeller innenfor små områder. Høydene varierer fra nær havnivå til over 500 m. Stjernevann har en høyde av 327 m.
Berggrunnen er de fleste steder godt blottet. Men flere steder spesielt der det er brattlendt dekker rasmateriale berggrunnen ofte i form av store blokker.
Det finnes ingen bebyggelse innenfor det kartlagte området.

Generell geologisk innledning.

Petrografisk består området av basiske og ultrabasiske bergarter, amfibolitter med og uten porfyrisk tekstur, metadacitt, usortert polymikt konglomerat og kalksilikatførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer.
De ultrabasiske og basiske intrusivbergartene ligger hovedsaklig i den kalksilikatførende kvarts-biotitt-hornblendeskiferen bortsett fra den SV-lige del av området der intrusivbergartene er omgitt av usortert konglomerat.
De ultrabasiske bergartene er sterkt omdannede og inneholder hovedsaklig serpentin ofte pseudomorf etter olivin som opptrer som relikte korn enkelte steder.
Få steder opptrer rombisk pyroksen sammen med olivin og serpentin.

Beskrivelse av bergartene.

Usortert polymikt konglomerat.

Denne bergarten dekker et relativt stort areal og er sannsynlig den eldste bergarten innenfor området.
Bergarten opptrer hovedsaklig i den vestlige del av feltet der den omgir flere ultrabasiske og basiske intrusivkropper.Den opptrer og i den nordlige og sydlige del av feltet.
Bergarten inneholder spredte til dels godt rundede ofte pressa boller av både granittisk og basisk materiale.
Bollene er relativt små og varierer i størrelse fra få cm til ca 10 cm.
De granittiske bollene består hovedsaklig av kvarts, alkalifeltspat vesentlig som mikroklin og biotitt.
De basiske bollene har stort sett samme mineralsammensetning som grunnmassen og består av biotitt,hornblende, epidotmineraler,plagioklas vesentlig oligoklas,kvarts og mindre mengder kalkspat.Mineralkorna har vanlig en uregelmessig form.De mineralkorn som har tydelig lengdeutstrekning viser vanlig en parallell til subparallell orientering.
Grunnmassen er vanlig usortert.
Veksling mellom tynne lag eller bånd av lyst kvartsrikt og mørkt biotitt-hornblenderikt materiale opptrer vanlig.
Bergarten har ofte en massiv struktur og viser vanlig sterk folding.

Kalksilikatførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer.

Denne bergarten omgir de fleste ultrabasiske og basiske intrusivkropper i den sentrale del av feltet.

Den har vanligvis god utviklet skifrighet med strøk NØ-SV og fall mot SØ.

Biotitt,hornblende og kvarts utgjør de vesentligste mineraler.Biotitt og hornblende viser vanlig god parallellorientering.

Epidotmineraler opptrer vanlig i form av små idiomorfe lister men og som større uregelmessige korn.som hovedsaklig er zoisitt.

Plagioklas opptrer i varierende mengde ofte relativt rikelig på enkelte steder og varierer i sammensetning fra oligoklas til labrador med andesin vanligvis dominerende.

Leukoksen opptrer vanlig enkelte steder.

Enkelte steder spesielt nær grenser til ultrabasiske og basiske bergarter opptrer svak impregnasjon av sulfidmineraler i form av FeS,FeS_2 og $CuFeS_2$.Spesielt gjelder dette langs grensa til den ultrabasiske intrusivkroppen på vestsida av Stjernevann.

Kalksilikatførende kloritt-hornblendeskifer.

Denne bergarten opptrer flere steder innenfor feltet men dekker et relativt lite areal.

Bergarten har mørk utseende og den er tett til finkornig.

Hornblende utgjør det dominerende mineral og viser vanlig god parallellorientering.

Plagioklas opptrer vanlig oftest i form av oligoklas og andesin. Andesin dominerer over oligoklas i de fleste prøver.

Plagioklaskorna viser enkelte steder høy grad av saussurittisering.
Epidotmineraler opptrer vanlig spesielt på steder der bergarten er sterkt omvandlet.
Kloritt opptrer vanlig i områder med høyt innhold av epidotmineraler.
Magnetitt opptrer flere steder relativt rikelig.
Leukoksen er et vanlig aksessorisk mineral.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse.

Kalksilikatførende amfibolitt (metaporfyritt).
Denne bergarten opptrer vanlig sammen med den ovenfornevnte bergarten og mineralsammensetninga er stort sett den samme.
Bergarten har en karakteristisk porfyrisk tekstur der plagioklas danner fenokrystaller ofte flere cm lange.
Hornblende utgjør det vesentligste mineral.
Biotitt opptrer vanlig på steder.
Plagioklas opptrer både som fenokrystaller og i grunnmassen.
Fenokrystallene er vanligvis sterkt saussurittisert.
Men mer eller mindre uomvandlet plagioklas opptrer som hovedsaklig består av andesin og labrador med andesin som dominerende.
Epidotmineraler opptrer vanlig som idiomorfe lister spesielt i de saussurittiserte plagioklas-fenokrystallene.
Kvarts opptrer vanlig men i relativt små mengder.
Leukoksen og titanitt opptrer som vanlige aksessoriske mineral.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse.

Metadacitt.

Bergarten dekker et relativt lite areal og ligger nær opp til en av de ultrabasiske intrusivkroppene nord for Stjernevann.

I feltet ser den ut som en urein massiv kvartsitt.

Men ved mikroskopstudier viser det seg at bergarten har en porfyrisk tekstur der plagioklas danner fenokrystaller.

Både oligoklas og andesin opptrer med andesin som dominerende.

En del plagioklas er saussurittisert.

Epidotmineraler opptrer vanlig.

Kloritt opptrer i små mengder.

Kvarts utgjør det vesentligste mineral.

Fenokrystallene viser vanlig en tydelig sonering.

Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse og har blitt avsatt i en sen fase av den vulkanske aktivitet innenfor området.

Bergarten er sannsynlig yngre enn de basiske vulkanske bergarter.

Kvartsdioritt.

Bergarten opptrer som små ganger flere steder i feltet.

De fleste gangene er for små til å komme med på kartet.

Kvarts og plagioklas utgjør de vesentligste mineraler.

Av plagioklas ser andesin ut til å dominere.

Muskovitt hovedsaklig i form av serisitt opptrer vanlig.

Ultrabasiske og basiske intrusivbergarter.

Disse bergarter spredt innenfor feltet og danner intrusivkropper av varierende størrelse og form.
Følgende bergartstyper opptrer:Serpentinisert dunitt, serpentinisert olivinpyroksenitt og hornblendemetagabbro.

Serpentinisert dunitt.

Denne bergarten er den dominerende av de intrusive bergarter og opptrer flere steder ofte som større intrusivkropper innenfor feltet.
Den er vanligvis sterkt serpentinisert der få eller ingen relikte mineral er bevart.
Mineralsammensetninga består hovedsaklig av serpentin, talk og magnetitt.Enkelte steder opptrer relikte korn av olivin.Serpentin viser ofte en pseudomorf tekstur etter olivinkorn.Antigoritt er det vanligste serpentinmineral, men fibrøs chrysotil opptrer ofte i små sprekker i bergarten.
Magnetitt opptrer rikelig og fyller vanlig sprekker i serpentin men finnes og som isolerte ofte idiomorfe korn.

Olivinpyroksenitt(harzburgitt).

Denne bergarten opptrer på få steder og har liten arealutbredelse.
Serpentin utgjør det vesentligste mineral og er ofte pseudomorf etter olivinkorn.
Olivin og rombisk pyroksen opptrer vanlig som relikte korn helt eller delvis omgitt av serpentin.
Hypersten utgjør det vesentligste pyroksenmineral.
Magnetitt opptrer rikelig og fyller vanlig sprekker i serpentin og olivin.
Biotitt opptrer vanlig enkelte steder.

Hornblendemetagabbro.

Bergarten opptrer som spredte intrusivkropper med varierende størrelse og form flere steder innenfor feltet. Den opptrer vanlig med kontakt til ultrabasiske bergarter men og som isolerte intrusivkropper.

Hornblende utgjør det vesentligste mineral og opptrer vanlig som hypidiomorfe til allotriomorfe korn.

Hornblende viser ofte spesielt langs kantene omvandling til kloritt.

Plagioklas opptrer vanlig der andesin og labrador utgjør de vesentligste plagioklaskomponenter.

Plagioklaskorna er vanligvis saussurittiserte.

Epidotmineraler opptrer vanlig som små idiomorfe lister og større allotriomorfe korn.

Sekundær biotitt opptrer vanlig langs kantene av hornblendekorn.

Leukoksen opptrer vanlig ofte med kjerner av uomvandlede Ti-førende ertsmineraler.

Sulfidimpregnasjoner.

Enkelte steder opptrer mindre soner med svak impregnasjon av sulfidmineraler hovedsaklig FeS, FeS_2 og $CuFeS_2$.

Sulfidmineralene opptrer vanlig i enkelte av hornblende-metagabbroene og spesielt langs grensene til disse intrusiv-kroppene. Men enkelte steder opptrer og svak sulfidimpregnasjon nær kontakt til ultrabasiske intrusivbergarter, spesielt gjelder dette langs grensen til den ultrabasiske intrusiv-kroppen vest for Stjernevann.

Geologisk struktur.

Foliasjonen av de intrusive bergarter er stort sett konform med strøket av sidebergartene og har retning NØ-SV. I den nordlige del av feltet faller bergartene mot SØ mens de i den østlige del faller mot NV. Dette antyder at det opptrer en synform i denne del av feltet.

Den ultrabasiske og basiske intrusivkroppen på NØ-sida av Stjernevann ligger i den sentrale del av synformen.

Det usorterte konglomeratet på sidene utgjør den eldste bergarten og danner bunnen av synformstrukturen.

Synformen kan følges mot SV der den etterhvert blir mindre tydelig.

Intrusivkroppene har vanligvis lengdeakse konform med strøk av sidebergartene.

To hovedsprekkeretninger opptrer. Den ene er konform med strøkretninga, mens den andre står tilnærmet vinkelrett på denne og har retning NV-SØ.

En tydelig forkastning opptrer i den vestlige del av feltet og skjærer den vestlige ultrabasiske/basiske intrusivkropp. Den har retning NØ-SV og faller 60-70° mot SØ.

Den vestlige blokk har gått ned 50-75 m og flyttet seg ca 20 m mot SV i forhold til den østlige blokk.

Siden forkastningsplanet faller mot SØ er dette er revers forkastning eller liten overskyvning.

Flere sprekkesoner eller usikre vertikalforkastninger opptrer flere steder i feltet. Men det kan ikke påvises noen tydelig horisontalforskyvning langs disse.

Spor etter minst to foldebevegelser kan påvises.

Foldeakser til den yngste foldefasen er vanlig konform med strøk og foliasjon av bergartene.

Geologisk beskrivelse av område D, Fjellvann.

Innledning.

Området ligger omtrent midt mellom Aisaroaivve i øst og Store Lerrisfjord i vest. Det tar ca 3 timer å nå området til fots fra Aisaroaivve.

Arealet av det kartlagte området utgjør ca 11 km^2.

Det er relativt store høydeforskjeller innenfor området med høyder som varierer fra like over 300 m til nesten 700 m på de høyeste toppene.

Berggrunnen er de fleste steder godt blottet.

Rasmateriale opptrer vanlig på brattlendte steder.

Det finnes ingen bebyggelse eller andre spor etter menneskelig aktivitet innenfor området.

Generell geologisk innledning.

Petrografisk består området av ultrabasiske og basiske intrusivbergarter, basiske vulkanske bergarter med og uten porfyrisk tekstur, sure vulkanske bergarter, glimmerførende hornblendeskifer og to typer konglomerat der det ene er godt sortert mens det andre viser dårlig sortering.

De ultrabasiske bergartene opptrer hovedsaklig i en lang og smal sone som strekker seg nesten helt sammenhengende fra sørsida av Fjellvann i retning mot NØ i en lengde av over 6 km og bredde mellom 300 og 600 m.

Flere steder og spesielt i den nordlige og nordøstlige del av denne sonen kan en observere en tydelig sonering av bergartene. På nordsida dominerer dunitt mens bergartene på sydsida består av olivinpyroksenitt og noritt/gabbro ytterst.

I den sørvestlige del av feltet på nord-og sørsida av Fjellvann består den ultrabasiske bergart bare av dunitt. Mindre soner av noritt/gabbro grenser opp til dunitten på østsida.
Gabbro opptrer vanlig som isolerte intrusivkropper av varierende størrelse.
Den ultrabasiske/basiske intrusivsonen opptrer tydelig diskordant til sidebergartene.

Beskrivelse av bergartene.

Usortert polymikt konglomerat.
Denne bergarten dekker et stort område i den sydlige og sydøstlige del av feltet.
Bergarten inneholder spredte til dels godt rundede ofte pressa boller av både granittisk og basisk materiale.
Bollene er vanligvis små med diameter under 10 cm.
De granittiske bollene består hovedsaklig av kvarts, alkalifeltspat vesentlig mikroklin og biotitt.
De basiske bollene består vesentlig av biotitt,hornblende og plagioklas.
Grunnmassen er usortert og består vesentlig av biotitt, hornblende,kvarts,plagioklas hovedsaklig oligoklas og epidotmineraler.Mineralkorna har vanlig en uregelmessig form.
Lyse kvartsrike og mørke biotitt-hornblenderike tynne lag og bånd opptrer vanlig i uregelmessig veksling.
Bergarten er på steder sterkt folda.
Planstruktur er ofte dårlig utviklet.

Usortert monomikt konglomerat.

Bergarten ligger på begge sider av den ultrabasiske/basiske intrusivsonen nord for Fjellvann og har størst utbredelse i den nordøstlige del av feltet.

Bergarten inneholder godt runda ofte pressa boller av granittisk materiale der kvarts,alkalifeltspat og biotitt dominerer.Både ortoklas og mikroklin opptrer med den sistnevnte som dominerende alkalifeltspat.

Epidotmineraler opptrer vanlig.

Bollene varierer i diameter fra få cm til 50 cm.

Konglomeratet er usortert med hensyn til størrelse av konglomeratbollene.

Matriks består hovedsaklig av kvarts og biotitt og viser på steder god lagning.

Bollene opptrer relativt spredt i bergarten.

Kvarts-biotitt-hornblendeskifer

Bergarten opptrer nord for Fjellvann og spesielt i den NØ-lige del av feltet.Den grenser opp til den ultrabasiske/basiske intrusivsonen flere steder både på nord- og sydsida av denne.

Bergarten har vanlig god utviklet skifrighet bortsett fra på sydsida av intrusivsonen der bergarten har en mer massiv karakter.

Hornblende,biotitt og kvarts utgjør de vesentligste mineraler.

Enkelte steder spesielt i den nordlige del av feltet dominerer hornblende over biotitt.

Hornblende og biotitt viser vanlig parallell til subparallell orintering.

Alkalifeltspat hovedsaklig i form av mikroklin opptrer vanlig

på enkelte steder ofte sammen med plagioklas i form av albitt og oligoklas.
Epidotmineraler opptrer vanlig vesentlig zoisitt.
Biotittkorn opptrer enkelte steder i større ansamlinger spredt i bergarten og gir den en flekket utseende.
Dette gjelder spesielt for bergarten som ligger på sydsiden av intrusivsonen.

Kalksilikatførende hornblendeskifer.
Denne bergarten opptrer spesielt på syd- og østsida av Fjellvann og danner flere steder grense med den ultrabasiske intrusivbergarten.
Bergarten har en tett/finkornig og mørk utseende.
Hornblende utgjør det dominerende mineral.
Kvarts opptrer vanlig.
Epidotmineraler opptrer rikelig som små idiomorfe lister.
Saussurittisert plagioklas opptrer vanlig.
De stenglige mineralkorn har vanligvis en parallell til subparallell orientering.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse.

Kalksilikatførende amfibolitt(metaporfyritt).
Denne bergarten opptrer vanlig sammen med den ovenfornevnte men og isolert i små områder i den nordøstlige del av feltet.
Bergarten har en karakteristisk porfyrisk tekstur der plagioklas danner fenokrystaller.Fenokrystallene er vanligvis sterkt omvandlet eller saussurittisert.
En del av fenokrystallene består av andesin.
Epidotmineraler opptrer vanlig spesielt rikelig i de

saussurittiserte fenokrystaller.
Plagioklas opptrer og vanlig i grunnmassen hovedsaklig som albitt og oligoklas.
Hornblende utgjør vanligvis det dominerende mineral.
Kvarts opptrer vanlig i grunnmassen.
Leukoksen opptrer relativt rikelig enkelte steder og har ofte kjerner av uomvandlede Ti-førende mineraler.
Bergarten har sannsynlig en vulkansk opprinnelse.og

Metarhyolitt.
Denne bergarten dekker et forholdsvis stort sammenhengende område på syd-og nordsida av Fjellvann hovedsaklig på vestsida av den ultrabasiske intrusivsonen som den grenser opp til.
Flere steder i feltet opptrer mindre ofte uregelmessige ganger av en bergart som ser ut til å være identisk eller tilnærmet identisk med den bergarten som opptrer i det større sammenhengende området omkring Fjellvann.
Mindre soner av konglomerat og skifer opptrer vanlig spredt innenfor området.
I feltet ser bergarten ut som en urein kvartsitt.
Men under mikroskopet viser det seg at bergarten har en tydelig porfyrisk tekstur.
Fenokrystallene består hovedsaklig av ortoklas med idiomorf til hypidiomorf form.De er vanlig sterkt omdannet spesielt i de ytre deler der de viser en tåkeaktig "cloudy" utseende.
Fenokrystallene viser vanlig en tydelig sonering.
Enkelte steder opptrer sanidin og albitt som fenokrystaller.
I flere av fenokrystallene opptrer Carlsbad tvilling vanlig.

Kvarts dominerer i grunnmassen.
Muskovitt vesentlig som serisitt opptrer vanlig.
Biotitt og kloritt opptrer på enkelte steder.
Epidotmineraler opptrer ofte relativt rikelig.
Glimmermineralene og fenokrystallene viser vanlig en parallell til subparallell orientering.

Ultrabasiske og basiske intrusivbergarter.

Disse bergarter opptrer som 4 hovedtyper:Serpentinisert dunitt,serpentinisert olivinpyroksenitt,metanoritt og hornblendemetagabbro.De tre første typene opptrer vanlig sammen mens gabbroen oftest opptrer som isolerte intrusivkropper.

Serpentinisert dunitt.

Denne bergarten utgjør den vesentlige del av de ultrabasiske intrusivbergartene.
Den er vanlig sterk omvandlet og består hovedsaklig av serpentin og talk.Serpentin er ofte pseudomorf etter olivinkorn.
Relikte korn av olivin opptrer enkelte steder som isolerte øyer i et hav av serpentin.
Sekundær magnetitt opptrer rikelig i sprekker i serpentin og olivin men og som isolerte ofte idiomorfe til hypidiomorfe korn.
Bergarten har vanlig en tett/finkornig og mørk utseende.
Antigoritt er det vanligste serpentinmineral,men fibrøs chrysotil opptrer vanlig i små sprekker i bergarten.

Olivinpyroksenitt(harzburgitt).

Bergarten opptrer vanlig langs sørsida av den nordlige ultrabasiske intrusivsonen,men og i den isolerte intrusivkroppen i den NØ-lige del av feltet.

Bergarten er vanlig mer grovkornig og lysere enn den ovenfornevnte typen.

Bergarten viser vanlig sterk serpentinisering.

Men relikte korn av olivin og rombisk pyroksen opptrer vanlig flere steder.Enstatitt utgjør det vesentligste pyroksenmineral i bergarten.

Olivin opptrer vanlig som poikilittiske korn i den rombiske pyroksenen.

Magnetitt opptrer vanlig spesielt i serpentinsprekker men og som isolerte vanligvis hypidiomorfe korn.

Små mengder plagioklas hovedsaklig som labrador og bytownitt opptrer enkelte steder.

Biotitt opptrer ofte i små mengder.

Metanoritt.

Bergarten opptrer vanlig nær kontakten av de ultrabasiske intrusivbergartene som mindre isolerte kropper på sør- og østsida av den ultrabasiske intrusivsonen.

Bergarten er vanlig sterkt omdannet med stort innhold av kloritt og saussurittisert plagioklas.

Relikte korn av plagioklas opptrer enkelte steder og viser seg å være nokså Ca-rik hovedsaklig labrador og bytownitt.

Rombisk pyroksen opptrer vanlig som relikte korn hovedsaklig som enstatitt.

Epidotmineraler opptrer vanlig som idiomorfe lister men og som større mer uregelmessige korn.

Hornblendemetagabbro.

Bergarten opptrer vanlig i isolerte intrusivkropper av varierende størrelse.

En større gabbro-intrusivkropp ligger like nordøst for Fjellvann omgitt av usortert polymikt konglomerat.

Hornblende utgjør det vesentligste mineral og er ofte mer eller mindre omdannet til kloritt.

Plagioklas opptrer vanlig og varierer i sammensetning fra oligoklas til labrador med andesin og labrador som tilsynelatende dominerende komponenter.

De fleste plagioklaskorn er imidlertid sterkt saussurittiserte.

Epidotmineraler både i form av epidot og zoisitt opptrer relativt rikelig og danner vanlig idiomorfe små lister.

Biotitt opptrer vanlig.

Leukoksen med kjerner av uomvandlede Ti-førende ertsmineraler opptrer relativt vanlig.

Sulfidimpregnasjoner.

Synlige sulfidmineraler ser ut til å opptre sjelden innenfor feltet.

En mindre sone med svak sulfidimpregnasjon og tydelig rustfarget forvitringsoverflate opptrer i det dype elveleiet like under den øvre intrusivsonen og nær kontakt til den ultrabasiske bergarten.

Det ser ut til at magnetkis utgjør det vesentlige sulfidmineral.

Geologisk struktur.

De skifrige bergarter har et strøk som hovedsaklig er konform med foliasjon av intrusivbergartene.
Strøkretninga er vesentlig NØ-lig med fall mot SØ.
Men fallretninga viser stor divergens innenfor området og antyder dermed at bergartene er sterkt foldet.
Den ultrabasiske/basiske intrusivsonen danner flere steder klar diskordans til sidebergartene.
To hovedsprekkeretninger opptrer.
Den ene er konform med strøkretninga mens den andre står tilnærmet vinkelrett på denne og har retning NV-SØ.
Ingen større forkastninger kan påvises innenfor området, men flere sprekkesoner eller usikre vertikalforkastninger opptrer.Det kan ikke påvises noen horisontalforskyvning langs disse sprekkesonene.

Metamorfose.

Det kan vanligvis ikke påvises noen klar kontaktmetamorf påvirkning av bergartene som grenser opp til de ultrabasiske og basiske intrusivkropper.

Bergartene viser en vanlig regionalmetamorf omvandling. De ultrabasiske bergarter viser sterkest metamorf påvirkning og har en mineralsammensetning som vanligvis er dominert av sekundære mineraler.

De sure bergarter viser en mindre metamorf påvirkning.

Ut fra mineralsammensetninga til de fleste bergarter kan en slutte at metamorfosen tilhører en lavere grad hovedsaklig kvarts-albitt-epidot-biotitt underfase av grønnskiferfasies.

Diskusjon.

I områdene Småhaugene og Fjellvann ligger de ultrabasiske/basiske intrusivkroppene hovedsaklig diskordant i forhold til sidebergartene. Dette gjelder spesielt for området ved Fjellvann.

I de to andre områdene opptrer de intrusive bergartene hovedsaklig konkordant til sidebergartene.

De ultrabasiske og basiske bergarter har sannsynlig trengt inn i lagserien før hovedfoldinga med følgende skråstilling av lagene.

De har sannsynlig blitt avsatt hovedsaklig konkordant i form av mindre lakkolitter med relativ liten tykkelse i forhold til lengdeutstrekning og fått sin form vesentlig bestemt av de eksisterende svakhetssoner og sprekkesystemer i de omkringliggende bergarter.

De forskjellige bergartstyper kan skyldes avsetning ved flere intrusive faser av ulik alder.

Det kan tenkes at de ultrabasiske bergarter har blitt avsatt først i en tidlig intrusiv fase. Senere har de basiske bergarter som noritt, gabbro og basalter blitt avsatt under en fase uavhengig av den første.

De sure gang- og porfyrbergarter har så blitt avsatt til slutt fra restene av det opprinnelige ultrabasiske/basiske magmaet.

Hele bergartskomplekset har så senere blitt foldet.

Tverrfjellet 23.12.77
Odd Arne Skaldebø
Odd Arne Skaldebø

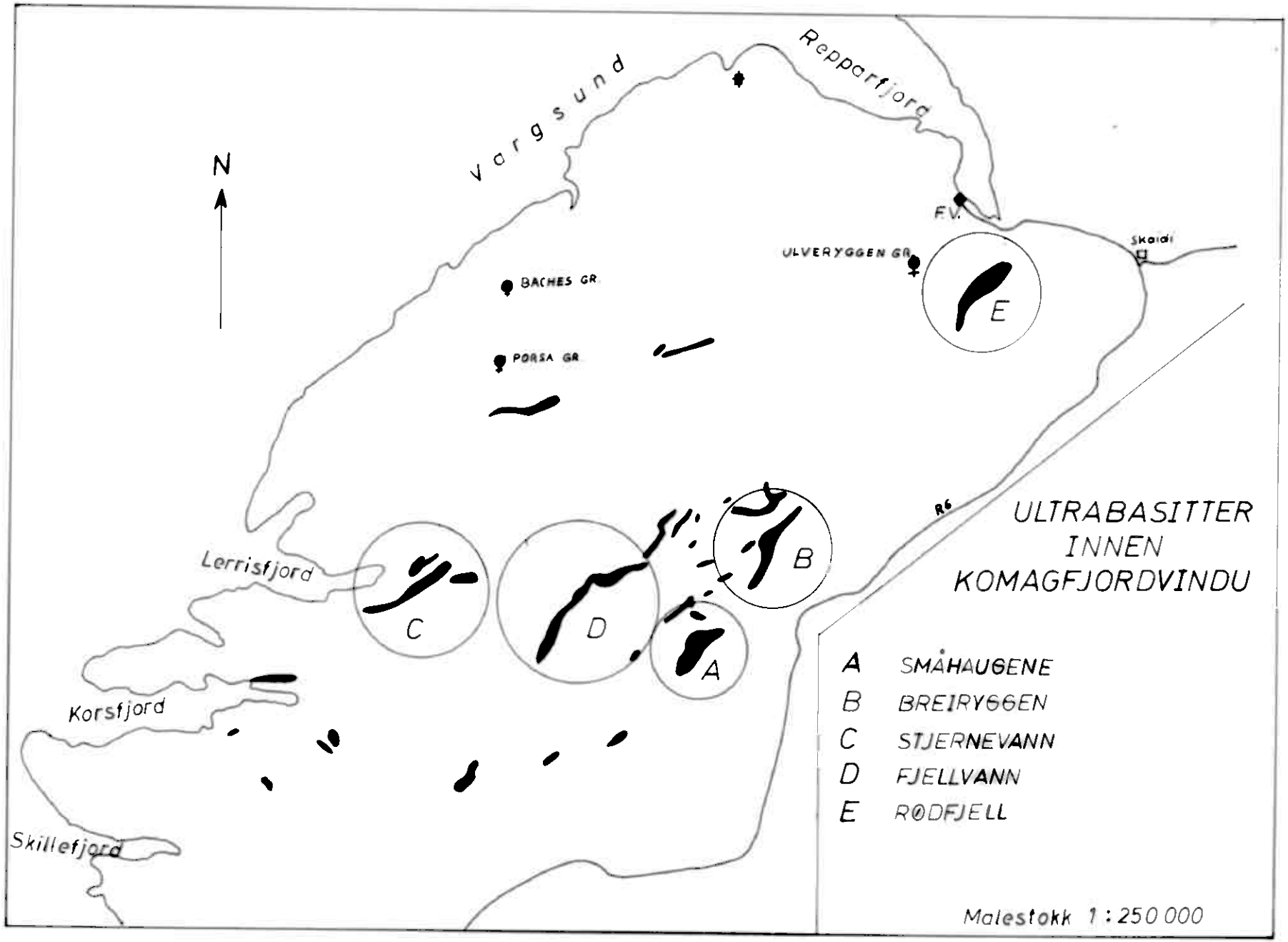
AREALFORDELING INTRUSIVE BERGARTER.

	OMRÅDE				
	A	B	C	D	
Harzburgitt	11,4	8,9	0,9	9,6	Arealprosent av intrusive bergarter.
Serpentinisert dunitt		9,8	46,1	35,7	
Hornblendemetagabbro	6,2	9,9	20,0	8,9	
Metanoritt	4,6		0,4	3,8	
Metabasalt	75,1	59,7	10,2	13,6	
Metaporfyritt	2,7	11,0	18,6	1,0	
Kvartsdioritt			0,2		
Metadacitt			3,6		
Metarhyolitt				27,4	
Epidositt		0,7			
Total areal av intrusive bergarter	4,12	4,19	3,04	5,25	km^2

FELTSAMMENLIGNING

OMRÅDE	Antall prøver	Gjennomsnittsgehalter Cu	Ni	Co	Elementforhold Cu/Ni	Co/Ni	Co/Cu	
A	181	138	899	78	0,15	0,08	0,57	11,52
B	299	54	778	84	0,07	0,11	1,56	
C	730	54	1100	95	0,05	0,09	1,76	Dobbel prøvetaking
D	395	65	1339	120	0,05	0,09	1,85	
E	630	13	2100	140	0,006	0,07	10,80	

Det er bare medregnet prøver med Ni-gehalt over 200 ppm.


N
Vargsund
Repparfjord
F.V.
ULVERYGGEN GR.
Skaidi
BACHES GR.
PORSA GR.
E
B
C
D
A
Lerrisfjord
Korsfjord
Skillefjord
R6
ULTRABASITTER
INNEN
KOMAGFJORDVINDU
A SMÅHAUGENE
B BREIRYGGEN
C STJERNEVANN
D FJELLVANN
E RØDFJELL
Målestokk 1 : 250 000

Ultrabasitter:

Innen Komagfjordvinduets grunnfjellsområde opptrer en rekke langstrakte-linseformete soner som er sammensatt av en rekke intrusjonslegemer av overveiende ultrabasisk og basisk sammensetning. Sonene følger mer eller mindre en karakteristisk litostratigrafisk horisont med typiske konglomerater og feltspatforende kvartsitter.

Ultrabasitt-basittkompleksene viser ingen eller bare ubetydelige tegn til kontaktmetamorfose, har en uregelmessig intern struktur og grenser diskordant til hverandre. Det er i de fleste tilfeller ikke mulig å skille mellom "bunn" og "lak" innen de ultrabasiske legemer.

Utpregede petrografiske forandringer mot grensene forekommer ikke. Markert layering mangler. Man kan derfor regne Komagfjordvinduets ultrabasitter til den såkalte "alpine typen". Ved nærmere betraktning av intrusjons sonene synes det at dunittene inntar de sentrale deler av sonen. Rundt dunittene grupperer seg først olivinpyroxenitter, harzborgitter og sådan morittiske bergarter. Den ytre rammen danner hornblendegabbro og porfyritter sammen med "rhyolittiske","dacittiske" og kvartsdiorittiske intrusjoner.

Småhaugene - område A

I motsetning til de andre ultrabasittkomlekser viser område A ikke den typiske langstrakte linseform. De enkelte intrusionslegemer er i sin lengdeakse delvis på tvers av generelle strøkeretning i de tilstøtende glimmerskifere.

Intrusionsareal for område A er på 4,12 km^2 derav dekker (i arealprosent)

Olivinpyroxenitt - harzburgitt	11,4 %
Metanoritt	4,6 %
Hornblendegabbro	6,2 %
Metabasalt	75,1 %
Metaporfyritt	2,7 %

Sure intrusionstyper mangler her, men også det mest basiske leddet dunitten er ikke representert. Derimot utgjør metabasalten som danner ytterrammen av dette intrusionskompleks hele 75% areal så at benevnelsen ultrabasittkompleks egentlig er misvisende i tilfellet småhaugene.

De analyserte tungmetallene Ni, Cu, Co er i vesentlig grad konsentrert i den serpentiniserte olivinpyroxenitten og i metanoritten, altså i de mest basiske leddene.

Benerkelsesverdig er korrelasjonen mellom Cu og Ni i prosentfordelingskurven. Dessuten er kobbergehaltene i ultrabasittene ved område A dobbelt så høyt som i de andre områder, (138 ppm), mens Co-gehalten er lavest med 78 ppm. Nikkel ligge med 899 ppm også på et relativt lavt plan.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet provetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

Breiryggen område B

Område B viser en langstrakt linse (lengde/bredde = 10:1) som ligger nærmest prarallelt med de omgivende sedimenter. I sentrum finnes serpentinisert dunitt, omkring harzburgitt, hornblendegabbro metabasalt og metaporfyritter.

Intrusionsarealet er på 4,19 km^2 derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	9,8 %
Olivinpyroxenitt - harzburgitt	8,9 %
Hornblendegabbro	9,9 %
Metabasalt	59,7 %
Metaporfyritt	11,0 %

Også her mangler sure intrusiver og norittiske bergarter. Tungmetallene er konsentrert i dunitten og olivinpyroxenitten. De analyserte tungmetallene Ni, Cu og Co har her laveste gjennomsnittsverdier med 778 ppm for Ni, 54 ppm for Cu og 84 ppm for Co.

Det finnes også her i område B en god korrelasjon mellom Cu og Ni i prosentfordelingskurven.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

Stjernevann, område C

Område C består av en rekke isolert fra hverandre beliggende intrusionslegemer i en kalksilikartførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer. Denne hornblendeskiferen tilhører antaglig genetisk til intrusivkomplekset men den er ikke blitt kartlagt som magmatisk bergart.

Det finnes her større linser av serpentinisert dunitt. En liten kropp serpentinisert olivinpyroxenitt er innesluttet i den største dunittlinsen. Intrusionen er på 3,04 km^2 (uten hornblendeskifere) derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	46,1 %
Serpentinisjert olivinpyroxenitt (harzburgitt)	0,9 %
Hornblendemetagabbro	20,0 %
Metanoritt	0,4 %
Metabasalt	10,2 %
Metaporfyritt	18,6 %
Kvartsdioritt	0,2 %
Metadacitt	3,6 %

Område C representerer den petrologisk mest fullstendige intrusivkompleks innen Komagfjordvinduet.

Høyene gehalter av tungmetallene Ni, Cu, Co er også her begrenset til den serpentiniserte dunitten.
Ni ligger i gjennomsnittet på 1100 ppm, Cu på 54 og Co på 95.

Cu gehalten ligger dermed 5X over gjennomsnittet i ultrabasitter mens Ni og Co ligger på halparten av gjennomsnittet.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakinsprofiler (nedfotofrafert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co.

Fjellvann, område D

Område D er en ekstremt langstrakt intrusjonssone: Lengde/bredde = 10:1

Ryggraden danner serpentinisert dunitt sammen med noen linser serpentinisert olivinpyroxenitt - harzbugitt.

Intrusjonsarealet er på 5,25 km^2 derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	35,7 %
Serpentinisert olivinpyroxenitt - harzburgitt	9,6 %
Metanoritt	3,8 %
Hornblendegabbro	8,9 %
Metabasalt	13,9 %
Metaporfyritt	1,0 %
(Metarhyolitt)	27,4 %

Område C har foboldsvis "høye" Ni-gehalter 1339 ppm. Cu er med 65 ppm i størrelsesorden av område B og C mens Co er med 120 ppm godt over det halve av gjennomsnittet for ultrabasitter.

Geografisk ligger ultrabasitten i en dalbunn. Dermed er grensene og de tilstøtende sedimenter (eller andre magenatitter) overdekket av urer. For å kontrollere eventuelt mineraliseringer i grensesonene skal det benyttes geofysiske metoder.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet provetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

Rødfjell, område E

Område E skiller seg ut på mange måter fra de øvrige ultrabasittkomplekser. For det første ligger området bare 1,5 km fra dagbruddet i Ulveryggen, og har like lang avstand fra gruveanlegget som Vestfeltet. Videre er Rødfjell det største sammenhengende ultrabasittlegemet innen Komagfjordvinduet med 8 km^2. Hele intrusjonskomplekset Rødfjell er på ca. 20 km^2. Den geologiske kartering er enda ikke avsluttet, men det synes at hele den ultrabasiske delen består av en type olivinpyroxenitt, som mot hengen (mot E) ble feltspattførende. Dermed oppstår inntrykket av "layering" (se også kartbilag under D 8). I de basale deler er "layering" - om den finnes - i hvertfall meget svakt utviklet. Basalkontakten mot grønne skiffer består i en 10 m mektig sterk talkisert sone som er nærmest fullstendig overdekket. "Hang"-kontakten mot hornblendegabbroer over den feldspattførende sonen er skarp. Etter H. ØINES' undersøkelser ligger hele intrusjonskomplekset i en synklinalstruktur hvor hornblendegabbroen danner foldekjernen.

På grunnen av Rødfjellets strategisk gunstige beliggenhet i forhold til Repparfjordanlegget har vi valgt å gå nokså grundig til verks med våre undersøkelser. Området er blitt prøvetatt etter det vanlige mønster. Prøvene ble imidlertid analysert på 25 elementer for å ha en bred basis for statistiske analyser. Fra alle prøver ble dessuten sulfidnikkelgehalten bestemt absorpsjonsspektrometrisk etter at Ni var løst ved hjelp av mettet bromvann.

Bilag:

1. Geologisk kart 1:20 000
2. Analyser av 630 prøver på 25 elementer
3. Sulfidnikkelanalyser av 630 prøver
4. Konsentrasjonskart vedr. sulfidnikkel

Småhaugene - område A

I motsetning til de andre ultrabasittkomlekser viser område A ikke den typiske langstrakte linseform. De enkelte intrusionslegemer er i sin lengdeakse delvis på tvers av generelle strøkeretning i de tilstøtende glimmerskifere.

Intrusionsareal for område A er på 4,12 km^2 derav dekker (i arealprosent)

Olivinpyroxenitt - harzburgitt	11,4 %
Metanoritt	4,6 %
Hornblendegabbro	6,2 %
Metabasalt	75,1 %
Metaporfyritt	2,7 %

Sure intrusionstyper mangler her, men også det mest basiske leddet dunitten er ikke representert. Derimot utgjør metabasalten som danner ytterrammen av dette intrusionskompleks hele 75% areal så at benevnelsen ultrabasittkompleks egentlig er misvisende i tilfellet småhaugene.

De analyserte tungmetallene Ni, Cu, Co er i vesentlig grad konsentrert i den serpentiniserte olivinpyroxenitten og i metanoritten, altså i de mest basiske leddene.

Bemerkelsesverdig er korrelasjonen mellom Cu og Ni i prosentfordelingskurven. Dessuten er kobbergehaltene i ultrabasittene ved område A dobbelt så høyt som i de andre områder, (138 ppm), mens Co-gehalten er lavest med 78 ppm. Nikkel ligge med 899 ppm også på et relativt lavt plan.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

Breiryggen område B

Område B viser en langstrakt linse (lengde/bredde = 10:1) som ligger nærmest prarallelt med de omgivende sedimenter. I sentrum finnes serpentinisert dunitt, omkring harzburgitt, hornblendegabbro metabasalt og metaporfyritter.

Intrusionsarealet er på 4,19 km^2 derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	9,8 %
Olivinpyroxenitt - harzburgitt	8,9 %
Hornblendegabbro	9,9 %
Metabasalt	59,7 %
Metaporfyritt	11,0 %

Også her mangler sure intrusiver og norittiske bergarter. Tungmetallene er konsentrert i dunitten og olivinpyroxenitten. De analyserte tungmetallene Ni, Cu og Co har her laveste gjennomsnittsverdier med 778 ppm for Ni, 54 ppm for Cu og 84 ppm for Co.

Det finnes også her i område B en god korrelasjon mellom Cu og Ni i prosentfordelingskurven.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

Stjernevann, område C

Område C består av en rekke isolert fra hverandre beliggende intrusionslegemer i en kalksilikartførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer. Denne hornblendeskiferen tilhører antaglig genetisk til intrusivkomplekset men den er ikke blitt kartlagt som magmatisk bergart.

Det finnes her større linser av serpentinisert dunitt. En liten kropp serpentinisert olivinpyroxenitt er innesluttet i den største dunittlinsen. Intrusionen er på 3,04 km^2 (uten hornblendeskifere) derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	46,1 %
Serpentinisjert olivinpyroxenitt (harzburgitt)	0,9 %
Hornblendemetagabbro	20,0 %
Metanoritt	0,4 %
Metabasalt	10,2 %
Metaporfyritt	18,6 %
Kvartsdioritt	0,2 %
Metadacitt	3,6 %

Område C representerer den petrologisk mest fullstendige intrusivkompleks innen Komagfjordvinduet.

Høyene gehalter av tungmetallene Ni, Cu, Co er også her begrenset til den serpentiniserte dunitten.
Ni ligger i gjennomsnittet på 1100 ppm, Cu på 54 og Co på 95.

Cu gehalten ligger dermed 5X over gjennomsnittet i ultrabasitter mens Ni og Co ligger på halparten av gjennomsnittet.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakinsprofiler (nedfotofrafert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co.

Fjellvann, område D

Område D er en ekstremt langstrakt intrusjonssone: Lengde/bredde = 10:1

Ryggraden danner serpentinisert dunitt sammen med noen linser serpentinisert olivinpyroxenitt - harzbugitt.

Intrusjonsarealet er på 5,25 km^2 derav dekker (i areal %)

Serpentinisert dunitt	35,7 %
Serpentinisert olivinpyroxenitt - harzburgitt	9,6 %
Metanoritt	3,8 %
Hornblendegabbro	8,9 %
Metabasalt	13,9 %
Metaporfyritt	1,0 %
(Metarhyolitt)	27,4 %

Område C har foboldsvis "høye" Ni-gehalter 1339 ppm. Cu er med 65 ppm i størrelsesorden av område B og C mens Co er med 120 ppm godt over det halve av gjennomsnittet for ultrabasitter.

Geografisk ligger ultrabasitten i en dalbunn. Dermed er grensene og de tilstøtende sedimenter (eller andre magenatitter) overdekket av urer. For å kontrollere eventuelt mineraliseringer i grensesonene skal det benyttes geofysiske metoder.

Bilag:

1. Geologisk kart fargelagt med inntegnet prøvetakingsprofiler (nedfotografert)
2. Konsentrasjonskart Ni (nedfotografert)
3. Konsentrasjonskart Cu (nedfotografert)
4. Frekvensprosentfordeling Ni
5. Frekvensprosentfordeling Cu
6. Frekvensprosentfordeling Co
7. Kumulativ frekvensfordeling Ni
8. Kumulativ frekvensfordeling Cu
9. Kumulativ frekvensfordeling Co

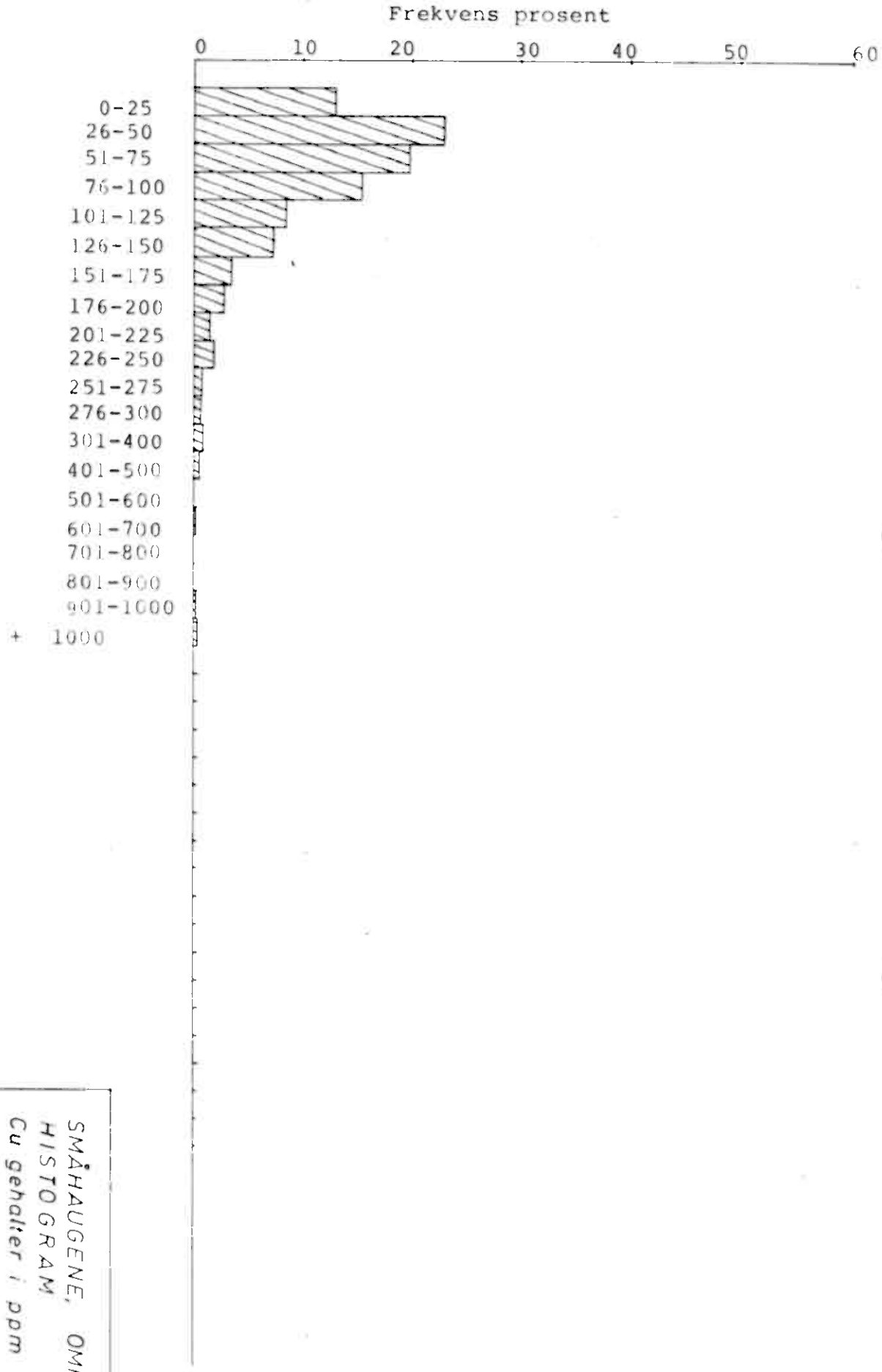
Rødfjell, område E

Område E skiller seg ut på mange måter fra de øvrige ultrabasittkomplekser. For det første ligger området bare 1,5 km fra dagbruddet i Ulveryggen, og har like lang avstand fra gruveanlegget som Vestfeltet. Videre er Rødfjell det største sammenhengende ultrabasittlegemet innen Komagfjordvinduet med 8 km^2. Hele intrusjonskomplekset Rødfjell er på ca. 20 km^2. Den geologiske kartering er enda ikke avsluttet, men det synes at hele den ultrabasiske delen består av en type olivinpyroxenitt, som mot hengen (mot E) ble feltspattførende. Dermed oppstår inntrykket av "layering" (se også kartbilag under D 8). I de basale deler er "layering" - om den finnes - i hvertfall meget svakt utviklet. Basalkontakten mot grønne skiffer består i en 10 m mektig sterk talkisert sone som er nærmest fullstendig overdekket. "Hang"-kontakten mot hornblendegabbroer over den feldspattførende sonen er skarp. Etter H. ØINES' undersøkelser ligger hele intrusjonskomplekset i en synklinalstruktur hvor hornblendegabbroen danner foldekjernen.

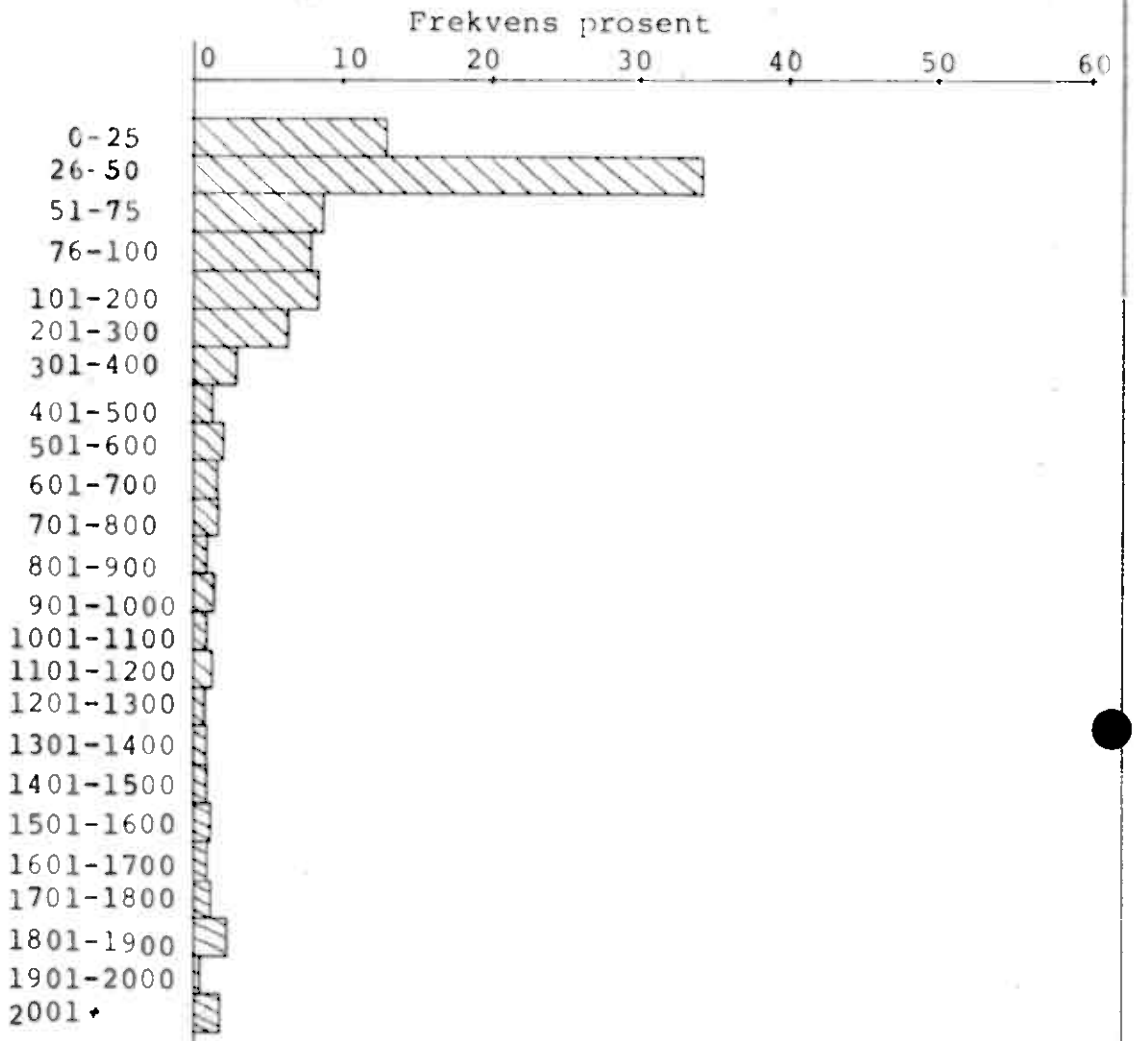
På grunnen av Rødfjellets strategisk gunstige beliggenhet i forhold til Repparfjordanlegget har vi valgt å gå nokså grundig til verks med våre undersøkelser. Området er blitt prøvetatt etter det vanlige mønster. Prøvene ble imidlertid analysert på 25 elementer for å ha en bred basis for statistiske analyser. Fra alle prøver ble dessuten sulfidnikkelgehalten bestemt absorpsjonsspektrometrisk etter at Ni var løst ved hjelp av mettet bromvann.

Bilag:

1. Geologisk kart 1:20 000
2. Analyser av 630 prøver på 25 elementer
3. Sulfidnikkelanalyser av 630 prøver
4. Konsentrasjonskart vedr. sulfidnikkel



SMÅHAUGENE, OMRÅDE A
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

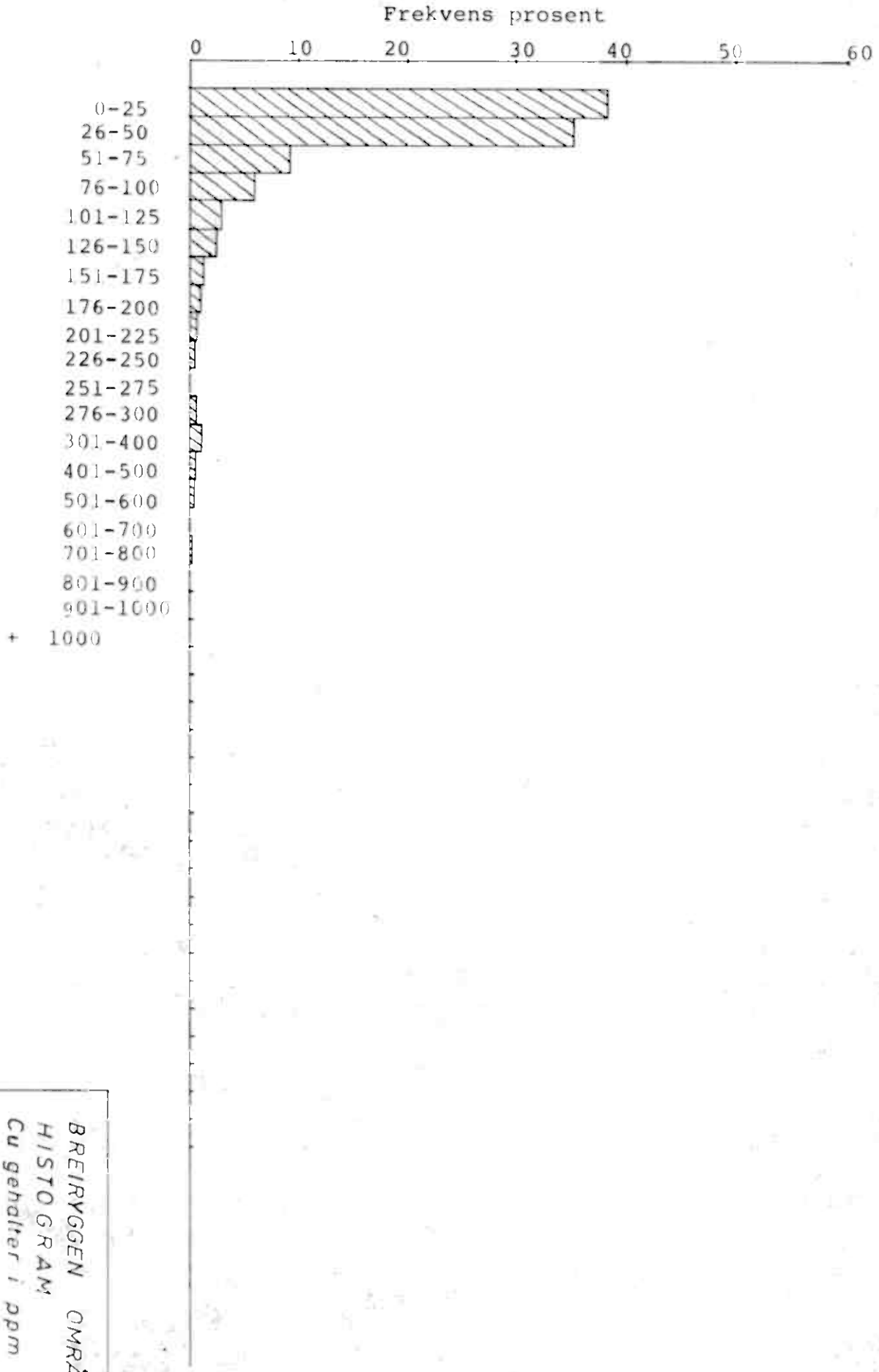


SMÅHAUGENE OMRÅDE A

HISTOGRAM

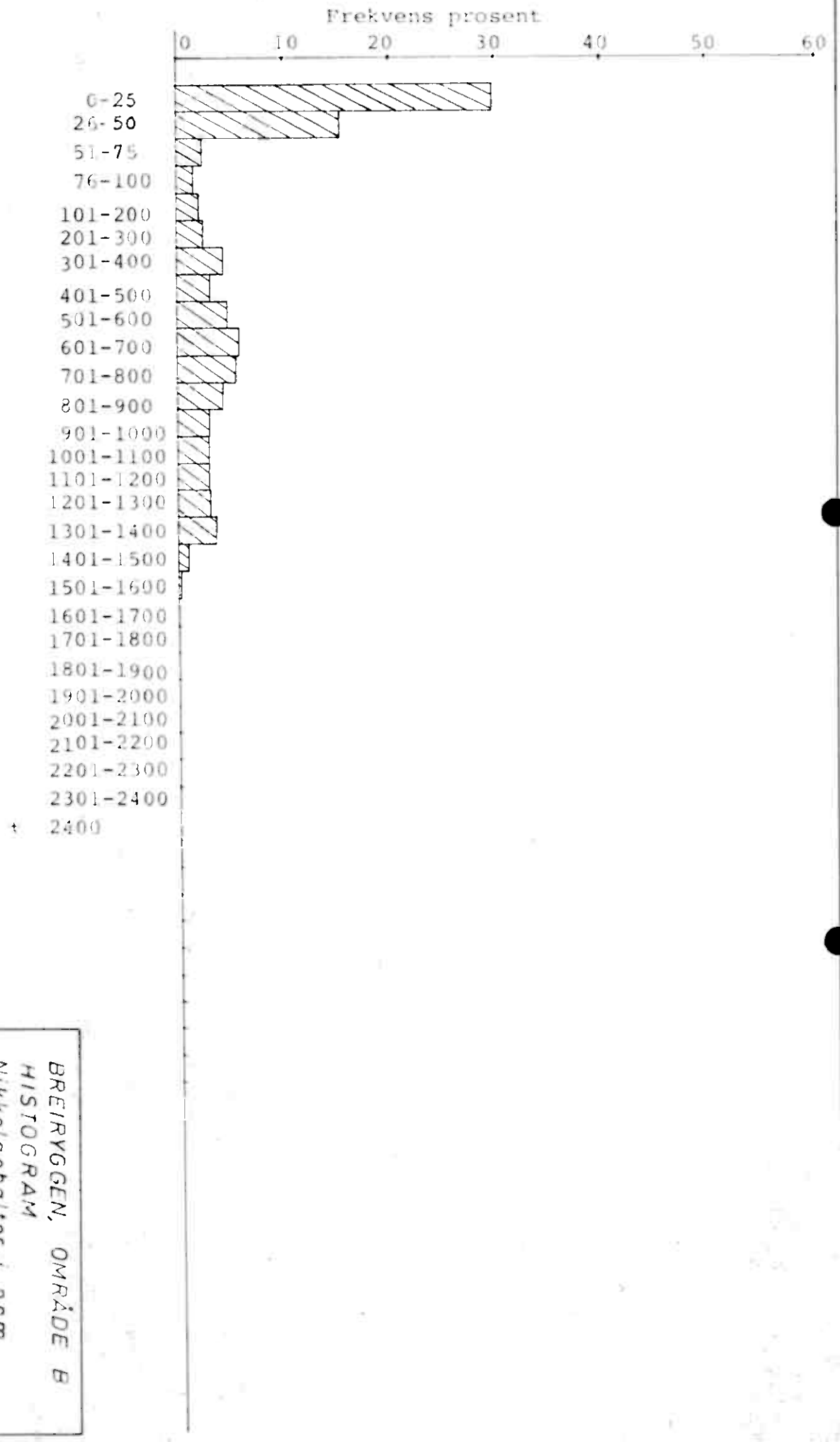
Nikkelgehalter i ppm

13/2 78 SK

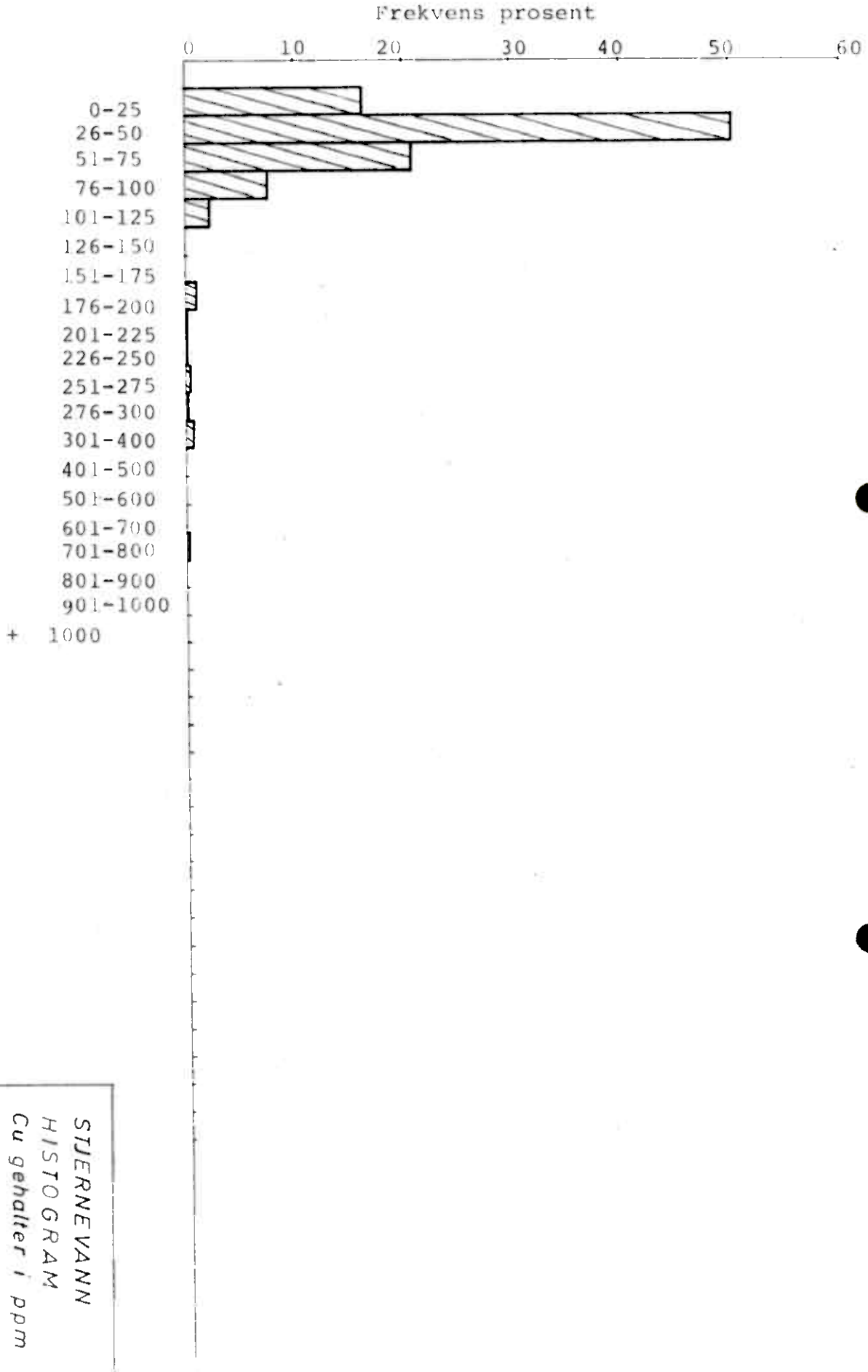


BREIRVGGEN OMRÅDE B
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

13/12 YK

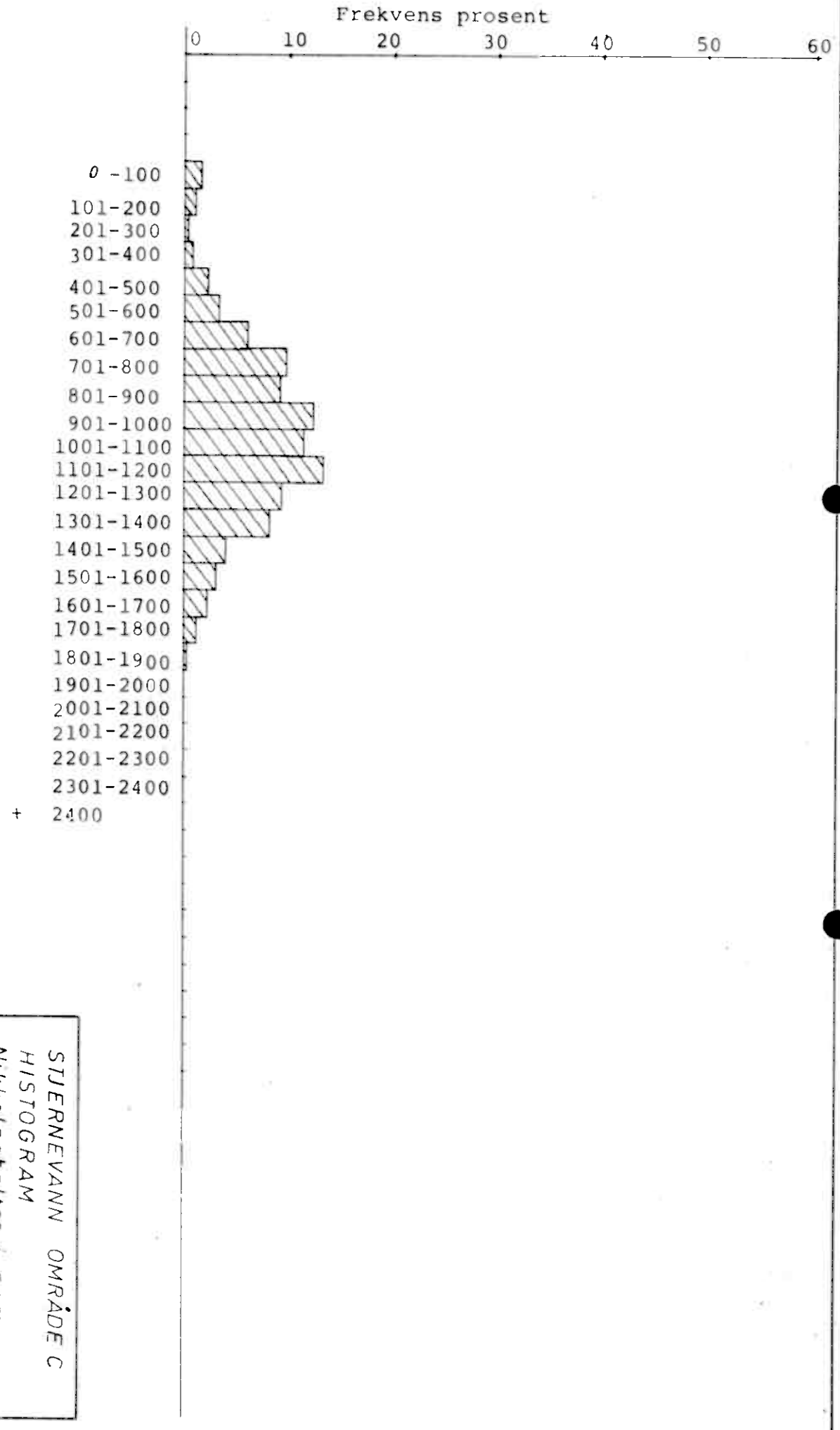


BREIRYGGEN, OMRÅDE B
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm



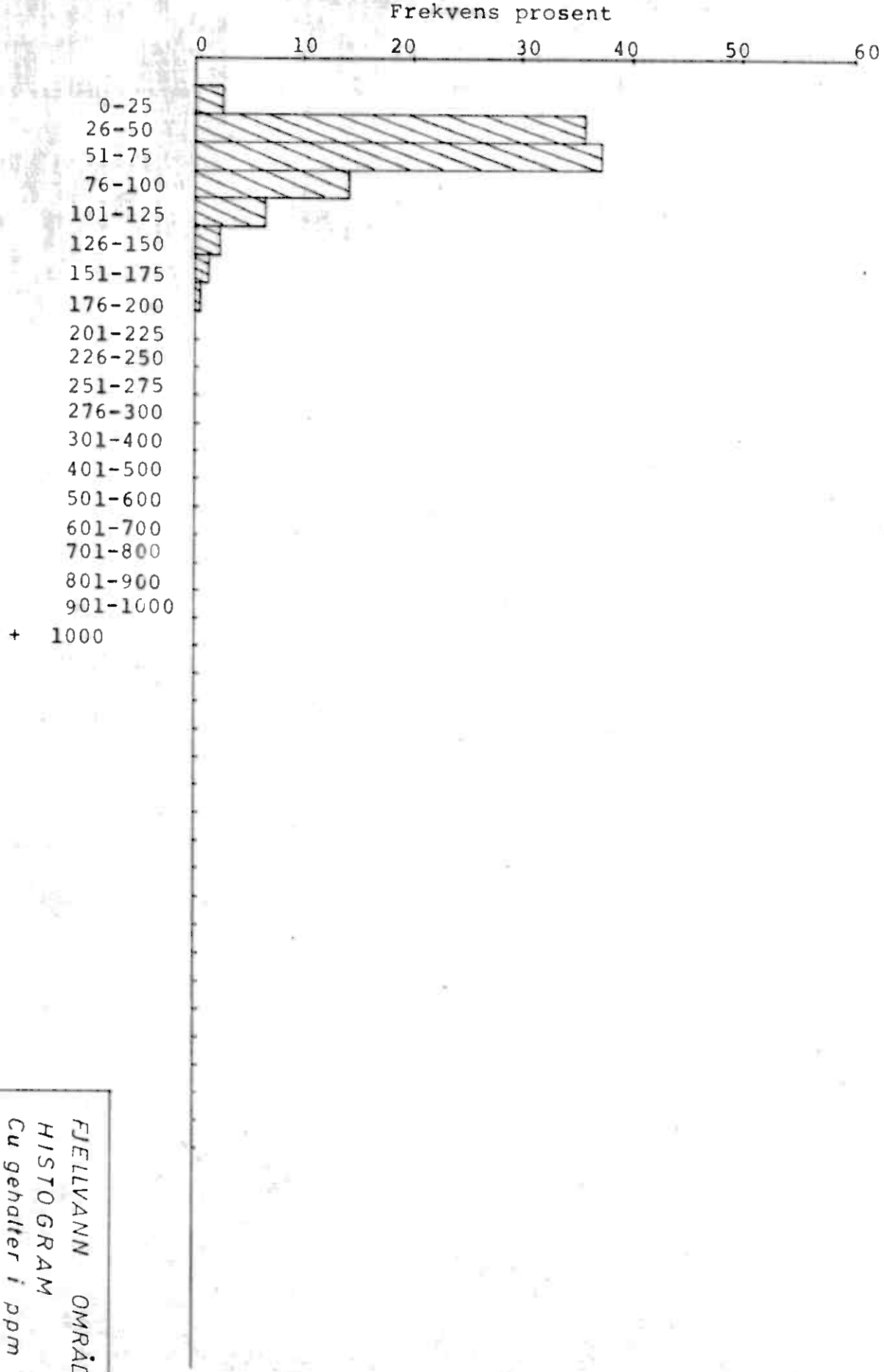
STJERNEVANN
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

RKP YK

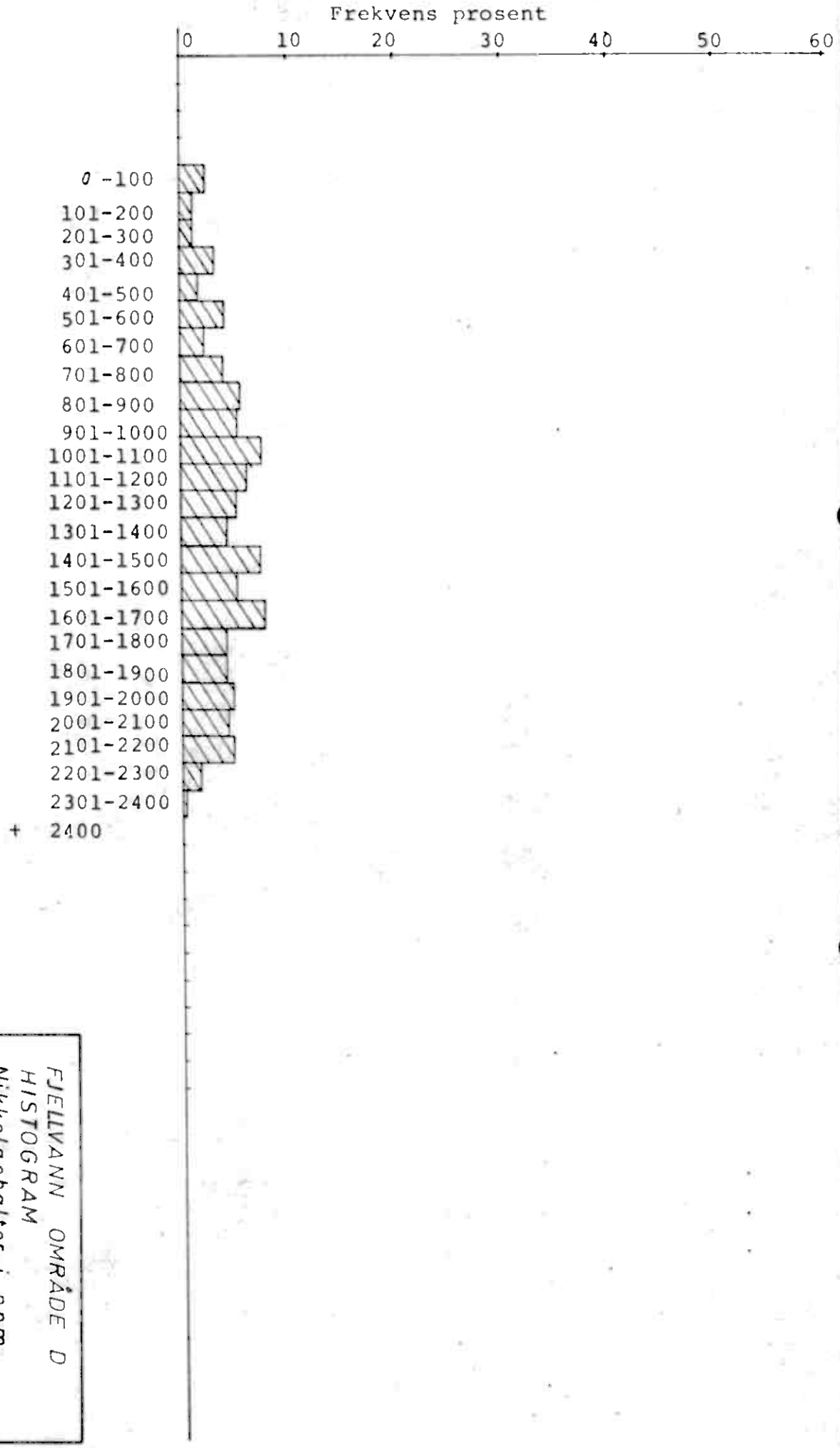


STJERNEVANN OMRÅDE C
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm

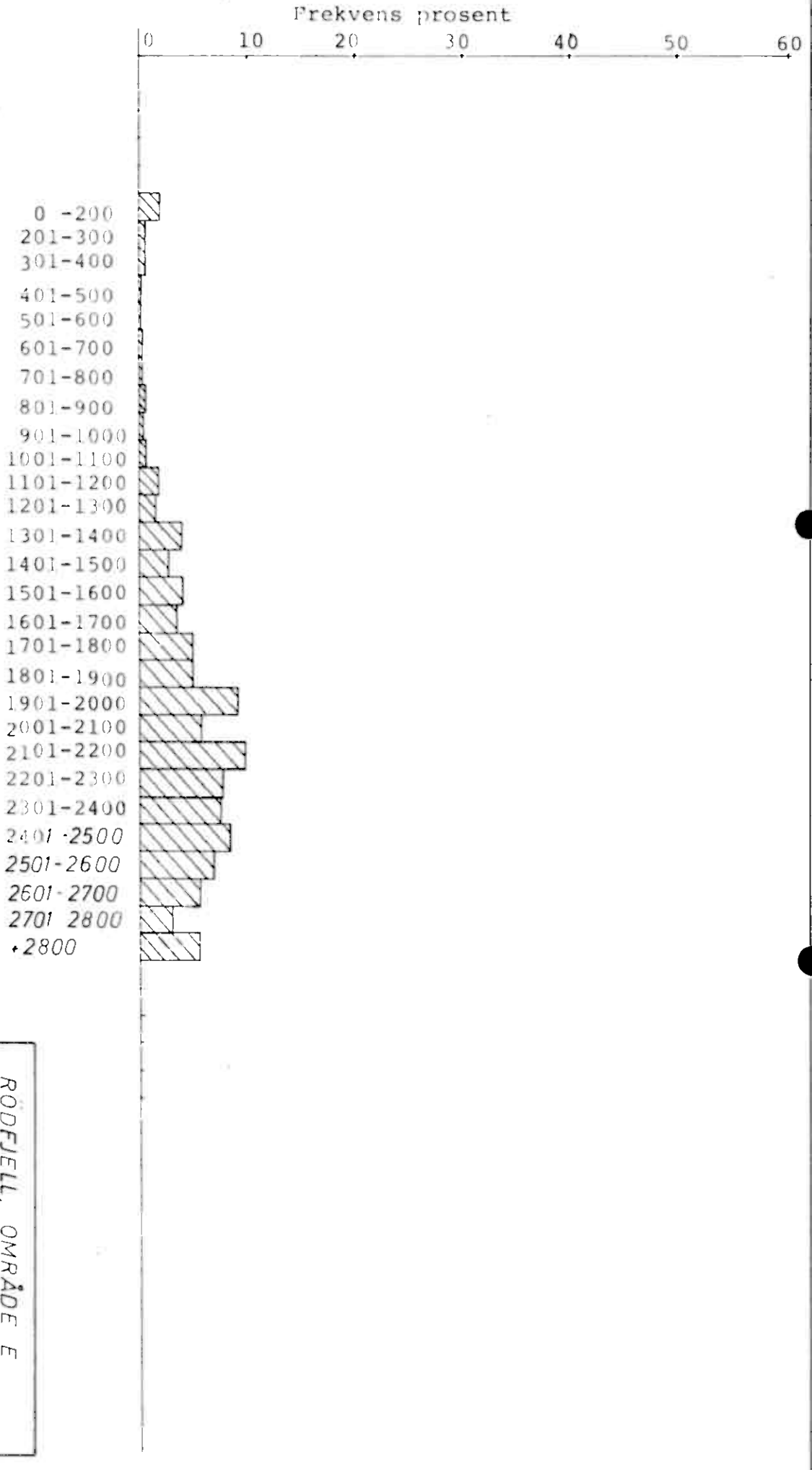
13.12.78 VK.



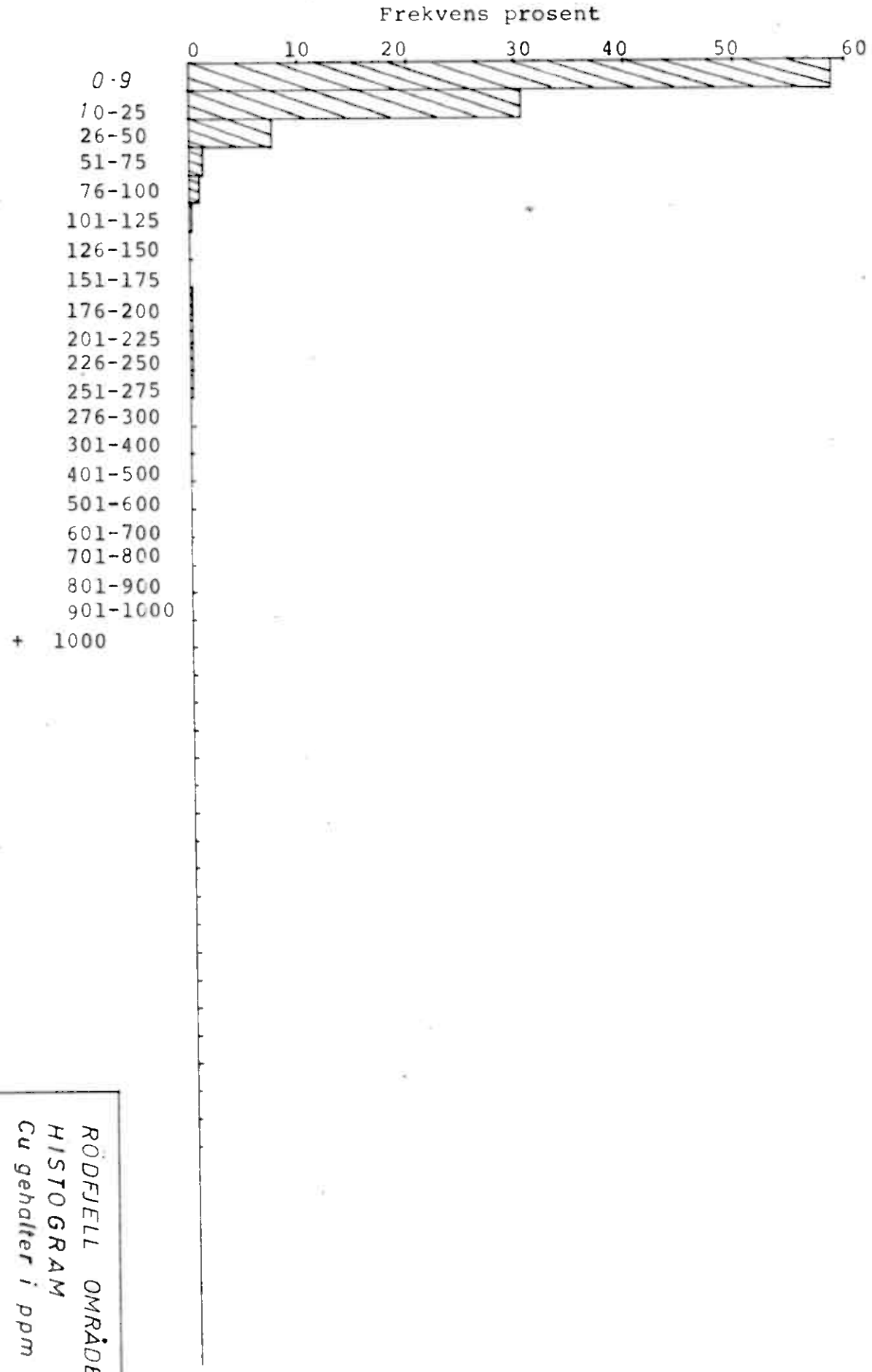
FJELLVANN OMRÅDE D
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm



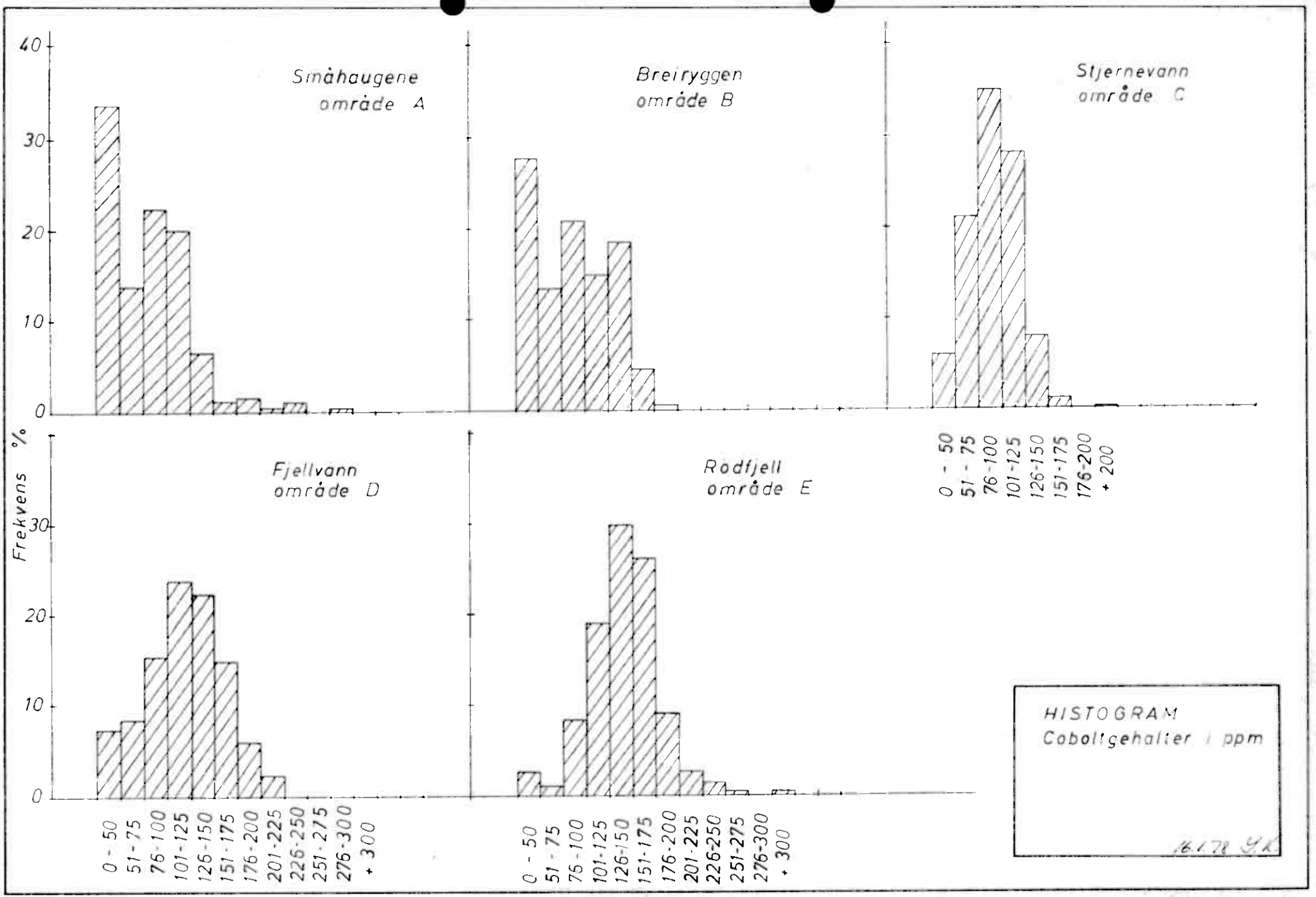
FJELLVANN OMRÅDE D
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm



RØDFJELL, OMRÅDE E
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm



RØDFJELL OMRÅDE E
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm


Sinåhaugene
område A
Breiryggen
område B
Stjernevann
område C
Fjellvann
område D
Rødfjell
område E
Frekvens %
40
30
20
10
0
0 - 50
51 - 75
76-100
101-125
126-150
151-175
176-200
201-225
226-250
251-275
276-300
+ 300
HISTOGRAM
Coboltgehalier i ppm

FELTSAMMENLIGNING

OMRÅDE	Antall prøver	Gjennomsnittsgehalter Cu	Ni	Co	Elementforhold Cu/Ni	Co/Ni	Co/Cu	
A	181	138	899	78	0,15	0,08	0,57	11,52
B	299	54	778	84	0,07	0,11	1,56	
C	730	54	1100	95	0,05	0,09	1,76	Dobbel prøvetaking
D	395	65	1339	120	0,05	0,09	1,85	
E	630	13	2100	140	0,006	0,07	10,80	

Det er bare medregnet prøver med Ni-gehalt over 200 ppm.

INSTITUTT FOR ATOMENERGI
Materialavdelingen / Kjemi

Folldal Verk A/S
Attn.: Prospekteringssjef J.G. Heim
Sandakerveien 56
OSLO 4

DERES REF. VÅR REF. AF/EBJ 2007 KJELLER, 19. desember 1977

ANALYSERAPPORT

Vedrørende: Atomabsorpsjonsspektrometrisk bestemmelse av Ni bundet som nikkelsulfid, løst ved hjelp av mettet Br_2-vann, i 630 bergartsprøver

250 mg prøve ble løst i 25 ml mettet Br_2-vann på et kokende vannbad i 15 minutter, deretter ble overskuddet av Br_2 drevet av. Prøven ble til slutt fortynnet opp til 100 ml med dest. H_2O. Løsningen ble innen en time filtrert gjennom et hvittbåndsfilter.

Resultatene er omregnet til opprinnelig prøve.

A. Follo
Avdelingsingeniør

Vedlegg

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 1/190 Pr 3320	60298	25
1/195 " 3321	60299	100
1/215 " 3321-3324	60300	240
1/200 " 3322	60301	50
1/205 " 3323	60302	635
1/240 " 3325	60303	< 25
1/295 " 3327	60304	< 25
1/300 " 3328	60305	< 25
1/305 " 3329	60306	< 25
1/315 " 3330	60307	25
1/320 " 3331	60308	25
1/330 " 3332	60309	90
1/335 " 3333	60310	65
1/350 3334	60321	< 25
1/355 " 3335	60311	38
1/360 " 3336	60312	75
1/365 " 3337	60313	< 25
1/380 " 3338	60314	< 25
1/385 " 3339	60315	< 25
1/390 " 3340	60316	< 25
1/395 " 3341	60317	< 25
1/400 " 3342	60318	< 25
1/405 " 4443	60319	< 25
~~1/405 " 3343~~	~~60320~~	~~< 25~~
~~1/350 " 3344~~	~~60321~~	~~< 25~~
1/410 " 3344	60322	< 25
1/415 " 3345	60323	< 25
1/420 " 3346	60324	< 25
1/425 " 3347	60325	< 25
1/465 " 3348	60326	< 25
1/500 " 3349	60327	233
1/505 " 3350	60328	< 25
1/510 " 3351	60329	25
1/515 " 3352	60330	< 25
1/520 " 3353	60331	25
1/530 " 3354	60332	108

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 1/560 Pr 3355	60333	<25
1/565 " 3356	60334	185
1/590 " 3357	60335	25
3/10 " 3358	60336	<25
3/165 " 2539	60337	<25
3/170 " 2540	60338	<25
3/175 " 2541	60339	<25
3/180 " 2542	60340	<25
3/220 " 2543	60341	38
3/245 " 2544	60342	<25
3/280 " 2545	60343	500
3/285 " 2546	60344	38
3/290 " 2547	60345	50
3/300 " 2548	60346	<25
3/305 " 2549	60347	<25
3/310 " 2550	60348	25
3/345 " 2551	60349	<25
3/350 " 2552	60350	<25
3/355 " 2553	60351	<25
3/360 " 2554	60352	<25
3/365 " 2555	60353	<25
3/375 " 2556	60354	<25
3/380 " 2557	60355	<25
3/385 " 2558	60356	25
3/390 " 2559	60357	<25
3/395 " 2560	60358	<25
3/400 " 2561	60359	<25
3/420 " 2562	60360	<25
3/425 " 2563	60361	<25
3/440 " 2564	60362	25
5/485 " 2565	60363	<25
5/490 " 2566	60364	25
5/495 " 2567	60365	38
5/505 " 2568	60366	50
5/510 " 2569	60367	<25
5/516 " 2569	60368	<25

Prøve mrk.			L.nr.	ppm Ni
Koord	5/520	Pr 2570	60369	< 25
	5/525	" 2571	60370	38
	5/530	" 2572	60371	38
	5/535	" ingen	60372	< 25
	5/540	" 2573	60373	100
	5/540	" 2573	60374	< 25
	5/555	" 2574	60375	< 25
	5/610	" 2575	60376	< 25
	5/635	" 2576	60377	< 25
	5/645	" 2578	60378	371
	5/650	" 2579	60379	< 25
	5/655	" 2580	60380	< 25
	5/660	" 2581	60381	251
	5/664	" 2582	60382	< 25
	5/680	" 2583	60383	< 25
	5/700	" 2584	60384	< 25
	7/355	" 2585	60385	< 25
	7/360	" 2586	60386	< 25
	7/385	" 2587	60387	< 25
	7/395	" 2588	60388	< 25
	7/400	" 2589	60389	< 25
	7/405	" 2590	60390	< 25
	7/405	" 2591	60391	< 25
	7/410	" 2592	60392	< 25
	7/415	" 2593	60393	76
	7/420	" 2594	60394	< 25
	7/425	" 2595	60395	< 25
	7/430	" 2596	60396	< 25
	7/435	" 2597	60397	112
	4/440	" 2598	60398	< 25
	7/445	" 2599	60399	< 25
	2/380	" 3037	60400	56
	3/385	" 3038	60401	< 25
	2/475	" 3039	60402	< 25
	3/480	" 3040	60403	< 25
	2/485	" 3041	60404	< 25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 2/560 Pr 3042	60405	<25
4/0 " 3043	60406	<25
4/220 " 3044	60407	<25
4/225 " 3045	60408	98
4/230 " 3046	60409	<25
4/240 " 3047	60410	<25
4/245 " 3048	60411	<25
4/250 " 3049	60412	<25
4/255 " 3050	60413	<25
4/280 " 3051	60414	<25
4/285 " 3052	60415	<25
4/290 " 3053	60416	<25
4/295 " 3054	60417	<25
4/350 " 3055	60418	36
1/0 " 3301	60419	64
1/5 " 3302	60420	115
1/10 " 3303	60421	136
1/15 " 3304	60422	<25
1/115 " 3305	60423	<25
1/120 " 3306	60424	77
1/265 " 3306	60425	180
1/125 " 3307	60426	161
1/130 " 3308	60427	25
1/135 " 3309	60428	<25
1/140 " 3310	60429	<25
1/145 " 3311	60430	<25
1/150 " 3312	60431	25
1/155 " 3313	60432	63
1/160 " 3314	60433	<25
1/165 " 3315	60434	<25
1/170 " 3316	60435	138
1/175 " 3317	60436	<25
1/180 " 3318	60437	<25
6/10 " 2609	60438	25
6/300 " 2610	60439	119
6/305 " 2611	60440	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 6/310 Pr 2612	60441	65
6/315 " 2613	60442	<25
6/320 " 2614	60443	<25
6/325 " 2615	60444	<25
6/330 " 2616	60445	<25
6/335 " 2617	60446	268
6/340 " 2618	60447	232
6/345 " 2618	60448	67
6/350 " 2619	60449	<25
6/365 " 2620	60450	<25
6/370 " 2621	60451	<25
6/375 " 2622	60452	<25
6/380 " 2624	60453	<25
6/385 " 2624	60454	<25
6/390 " 2625	60455	<25
6/395 " 2626	60456	25
6/415 " 2627	60457	<25
6/420 " 2628	60458	<25
6/430 " 2629	60459	<25
6/440 " 2630	60460	<25
3/570 " 2631	60461	<25
3/575 " 2632	60462	<25
3/580 " 2633	60463	<25
6/445 " 2634	60464	<25
6/450 " 2635	60465	<25
6/460 " 2636	60466	<25
6/465 " 2637	60467	25
6/470 " 2638	60468	37
6/475 " 2639	60469	<25
6/480 " 2640	60470	<25
6/500 " 2641	60471	<25
6/505 " 2642	60472	<25
6/510 " 2643	60473	<25
6/515 " 2644	60474	<25
6/520 " 2645	60475	<25
6/525 " 2646	60476	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 6/530 Pr 2647	60477	25
6/535 " 2648	60478	<25
6/540 " 2649	60479	<25
6/4[illegible] " 2650	60480	<25
6/550 " 2651	60481	<25
6/560 " 2652	60482	<25
5/260 " 2653	60483	<25
5/265 " 2654	60484	<25
5/270 " 2655	60485	<25
5/280 " 2656	60486	<25
5/285 " 2657	60487	<25
5/290 " 2658	60488	46
5/295 " 2659	60489	40
5/300 " 2660	60490	186
5/305 " 2661	60491	<25
5/310 " 2662	60492	<25
5/315 " 2663	60493	<25
5/320 " 2664	60494	<25
5/325 " 2665	60495	<25
5/330 " 2666	60496	<25
5/335 " 2667	60497	85
5/340 " 2668	20498	<25
5/365 " 2669	60499	34
5/410 " 2670	60500	<25
5/415 " 2671	60501	42
5/420 " 2672	60502	<25
5/455 " 2674	60503	<25
5/460 " 2675	60504	128
5/470 " 2676	60505	139
5/465 " 2677	60506	<25
7/450 " 2678	60507	<25
7/455 " 2679	60508	<25
7/485 " 2680	60509	<25
7/490 " 2681	60510	<25
7/495 " 2682	60511	<25
7/500 " 2683	60512	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 7/505 Pr 2684	60513	<25
7/510 " 2685	60514	<25
7/515 " 2686	60515	<25
7/520 " 2687	60516	<25
7/530 " 2688	60517	<25
7/535 " 2689	60518	<25
7/540 " 2690	60519	<25
7/545 " 2691	60520	<25
7/550 " 2692	60521	<25
7/555 " 2693	60522	<25
7/560 " 2694	60523	<25
7/565 " 2695	60524	<25
7/570 " 2696	60525	<25
7/575 " 2697	60526	36
7/635 " 2698	60527	<25
7/640 " 2699	60528	<25
7/660 " 2800	60529	<25
7/665 " 2801	60530	<25
7/670 " 2802	60531	<25
8/25 " 2800	60532	<25
8/35 " 2801	60533	<25
8/40 " 2802	60534	<25
8/45 " 2803	60535	<25
8/215 " 2804	60636	<25
8/220 " 2805	60637	<25
8/225 " 2806	60538	<25
8/230 " 2807	60539	<25
8/235 " 2809	60540	<25
8/240 " 2810	60541	<25
8/245 " 2810	60542	<25
8/250 " 2811	60543	<25
8/260 " 2812	60544	<25
8/265 " 2813	60545	<25
8/270 " 2814	60546	<25
8/275 " 2815	60547	<25
8/280 " 2816	60548	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 8/285 Pr 2817	60549	<25
8/290 " 2818	60550	<25
8/295 " 2819	60551	<25
8/300 " 2820	60552	<25
8/305 " 2821	60553	<25
8/310 " 2822	60554	<25
8/315 " 2823	60555	<25
8/320 " 2824	60556	<25
8/325 " 2825	60557	<25
8/330 " 2826	60558	<25
8/335 " 2827	60559	<25
8/340 " 2828	60560	<25
8/345 " 2829	60561	<25
8/355 " 2830	60562	<25
8/380 " 2831	60563	<25
8/390 " 2832	60564	<25
20:100" 25	60565	<25
20:95 " 26	60566	150
20:90 " 27	60567	<25
20:85 " 28	60568	<25
20:80 " 29	60569	<25
20:75 " 30	60570	<25
20:70 " 31	60571	<25
20:65 " 32	60572	<25
20:60 " 33	60573	<25
20:55 " 34	60574	<25
20:50 " 35	60575	633
20:45 " 36	60576	<25
20:40 " 37	60577	<25
Rødfjell-HØ 78/77	60578	<25
" 80/77	60679	<25
Koord 9/0 Pr 2803	60580	<25
9/5 " 2804	60581	<25
9/10" 2805	60582	<25
9/15" 2806	60583	<25
9/20" 2807	60584	<25

Prøve mrk.			L.nr.	ppm Ni
Koord	9/30	Pr 2808	60585	<25
	9/40	" 2808	60586	<25
		2833	60587	<25
	9/55	" 2834	60588	<25
	9/130	" 2835	60589	<25
	9/140	" 2836	60590	<25
	9/170	" 2837	60591	<25
	9/175	" 2838	60592	<25
	9/180	" 2839	60593	<25
	9/185	" 2840	60594	<25
	9/190	" 2841	60595	<25
	9/195	" 2842	60596	<25
	9/200	" 2843	60597	<25
	9/270	" 2844	60598	<25
	9/295	" 2845	60599	<25
	10/0	" 2846	60600	<25
	10/10	" 2847	60601	<25
	10/15	" 2848	60602	32
	10/20	" 2849	60603	<25
	10/25	" 2850	60604	37
	10/30	" 2851	60605	<25
	10/35	" 2852	60606	<25
	10/40	" 2853	60607	<25
	10/45	" 2854	60608	<25
	10/65	" 2856	60609	<25
	10/70	" 2857	60610	<25
	10/75	" 2858	60611	<25
	10/90	" 2859	60612	<25
	10/95	" 2860	60613	35
	10/100	" 2861	60614	<25
	10/105	" 2862	60615	<25
	10/50	" 2863	60616	<25
	10/120	" 2864	60617	<25
	10/125	" 2865	60618	<25
	10/130	" 2866	60619	<25
	10/135	" 2867	60620	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 10/190 Pr 2868	60621	<25
10/200 " 2869	60622	<25
10/205 " 2870	60623	<25
10/110 " 2871	60624	<25
10/110	60625	<25
10/215 " 2872	60626	<25
10/220 " 2873	60627	<25
11/0 " 2874	60628	<25
11/5 " 2875	60629	<25
11/15 " 2876	60630	<25
11/20 " 2877	60631	<25
11/25 " 2878	60632	35
11/30 " 2879	60633	<25
11/40 " 2880	60634	<25
11/45 " 2881	60635	<25
11/50 " 2882	60636	<25
11/55 " 2883	60637	<25
11/60 " 2884	60638	<25
11/70 " 2885	60639	<25
11/75 " 2886	60640	<25
11/80 " 2887	60641	<25
12/0 " 2888	60642	<25
12/5 " 2889	60643	<25
12/10 " 2890	60644	<25
12/15 " 2891	60645	<25
12/20 " 2892	60646	<25
12/30 " 2893	60647	<25
12/35 " 2894	60648	<25
12/40 " 2895	60649	<25
12/45 " 2896	60650	<25
12/50 " 2897	60651	<25
13/0 " 2898	60652	52
13/120 " 2899	60653	<25
13/125 " 2900	60654	<25
13/280 " 2901	60655	<25
13/285 " 2902	60656	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 13/290 Pr 2903	60657	<25
13/295 " 2904	60658	38
13/300 " 2905	60659	48
13/305 " 2906	60660	85
13/310 " 2907	60661	236
13/315 " 2908	60662	<25
13/320 " 2909	60663	<25
13/325 " 2910	60664	106
13/330 " 2911	60665	63
13/335 " 2912	60666	<25
13/345 " 2913	60667	<25
13/350 " 2914	60668	<25
13/365 " 2915	60669	<25
13/370 " 2916	60670	<25
13/375 " 2917	60671	50
14/0 " 2918	60672	<25
14/5 " 2919	60673	91
14/10 " 2920	60674	40
14/15 " 2921	60675	332
14/50 " 2922	60676	221
14/55 " 2923	60677	186
14/95 " 2924	60678	<25
14/105 " 2925	60679	136
14/110 " 2926	60680	75
14/115 " 2927	60681	150
14/120 " 2928	60682	<25
14/125 " 2929	60683	728
14/130 " 2930	60684	46
14/135 " 2931	60685	221
14/140 " 2932	60686	26
14/145 " 2933	60687	41
14/150 " 2934	60688	30
14/155 " 2935	60689	37
14/160 " 2936	60690	63
14/165 " 2937	60691	<25
14/170 " 2938	60692	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 14/340 Pr 2939	60693	506
14/345 " 2940	60694	<25
14/360 " 2941	60695	44 = L 60877
14/370 " 2942	60696	25
14/375 " 2943	60697	25
14/380 " 2944	60698	175
14/385 " 2945	60699	33
14/395 " 2946	60700	169
14/400 " 2947	60701	403
14/415 " 2947	60702	93
14/420 " 2948	60703	26
15/45 " 2950	60704	<25
15/65 " 2951	60705	<25
15/70 " 2952	60706	<25
15/75 " 2953	60707	<25
15/80 " 2954	60708	<25
15/105 " 2955	60709	365
15/110 " 2956	60710	<25
15/220 " 2957	60711	<25
15/240 " 2958	60712	<25
15/245 " 2959	60713	45
15/250 " 2960	60714	42
15/260 " 2961	60715	<25
15/265 " 2962	60716	190
15/295 " 2963	60717	39
15/300 " 2964	60718	<25
15/305 " 2965	60719	130
15/310 " 2966	60720	444
15/315 " 2967	60721	119
15/320 " 2968	60722	259
15/325 " 2969	60723	93
15/330 " 2970	60724	59
15/335 " 2971	60725	<25
16/0 " 2974	60726	100
16/20 " 2975	60727	<25
16/40 " 2976	60728	50

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 16/45 Pr 2977	60729	<25
16/50 " 2978	60730	<25
16/55 " 2979	60731	35
16/60 " 2980	60732	<25
16/65 " 2981	60733	53
16/70 " 2982	60734	<25
16/75 " 2983	60735	<25
16/80 " 2984	60736	<25
16/85 " 2985	60737	<25
16/90 " 2986	60738	<25
16/105" 2987	60739	222
16/120" 2988	60740	99
16/160" 2989	60741	47
16/165" 2990	60742	94
2/0 " 3000	60743	50
2/15 " 3001	60744	93
2/20 " 3002	60745	159
2/25 " 3003	60746	132
2/30 " 3004	60747	35
2/35 " 3005	60748	102
2/40 " 3006	60749	40
2/45 " 3007	60750	262
2/50 " 3008	60751	<25
2/55 " 3008	60752	303
2/85 " 3009	60753	<25
2/215 " 3010	60754	32
2/235 " 3012	60755	<25
2/240 " 3013	60756	91
2/245 " 3014	60757	89
2/250 " 3015	60758	124
2/255 " 3016	60759	<25
2/265 " 3017	60760	81
2/270 " 3018	60761	30
2/285 " 3019	60762	<25
2/290 " 3020	60763	60
2/295 " 3021	60764	<25

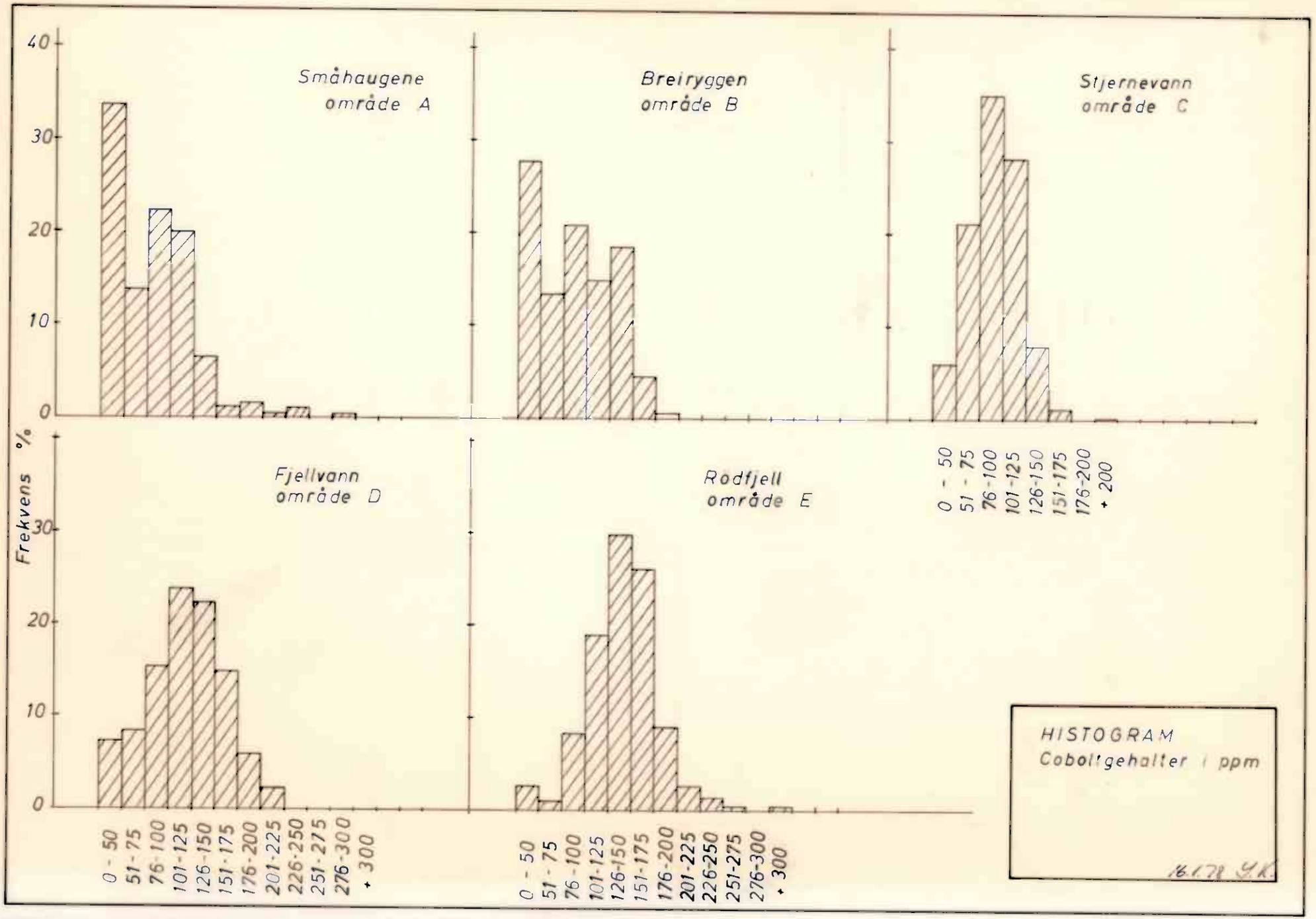
Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 2/300 Pr 3022	60765	84
2/305 " 3023	60766	119
2/310 " 3024	60767	65
2/315 " 3025	60768	99
2/320 " 3026	60769	200
2/325 " 3027	60770	30
2/335 " 3028	60771	62
2/340 " 3029	60772	137
2/340 " 3030	60773	<25
2/350 " 3031	60774	99
2/355 " 3032	60775	30
2/360 " 3033	60776	65
2/365 " 3034	60777	119
2/370 " 3035	60778	94
2/375 " 3036	60779	290
18:215" 2991	60780	<25
18:210" 2992	60781	<25
18:205" 2993	60782	<25
12:200" 2994	60783	<25
18:195" 2995	60784	<25
18:190" 2996	60785	26
18:185" 2997	60786	<25
18:180" 2998	60787	<25
18:170" 2999	60788	<25
18:110" 3056	60789	35
18:105" 3057	60790	84
18:100" 3058	60791	229
18:95 " 3059	60792	152
18:90 " 3060	60793	69
18:85 " 3061	60794	57
18:80 " 3062	60795	105
18:75 " 3063	60796	120
18:70 " 3064	60797	113
18:65 " 3065	60798	234
18:60 " 3066	60799	166
18:55 " 3067	60800	94

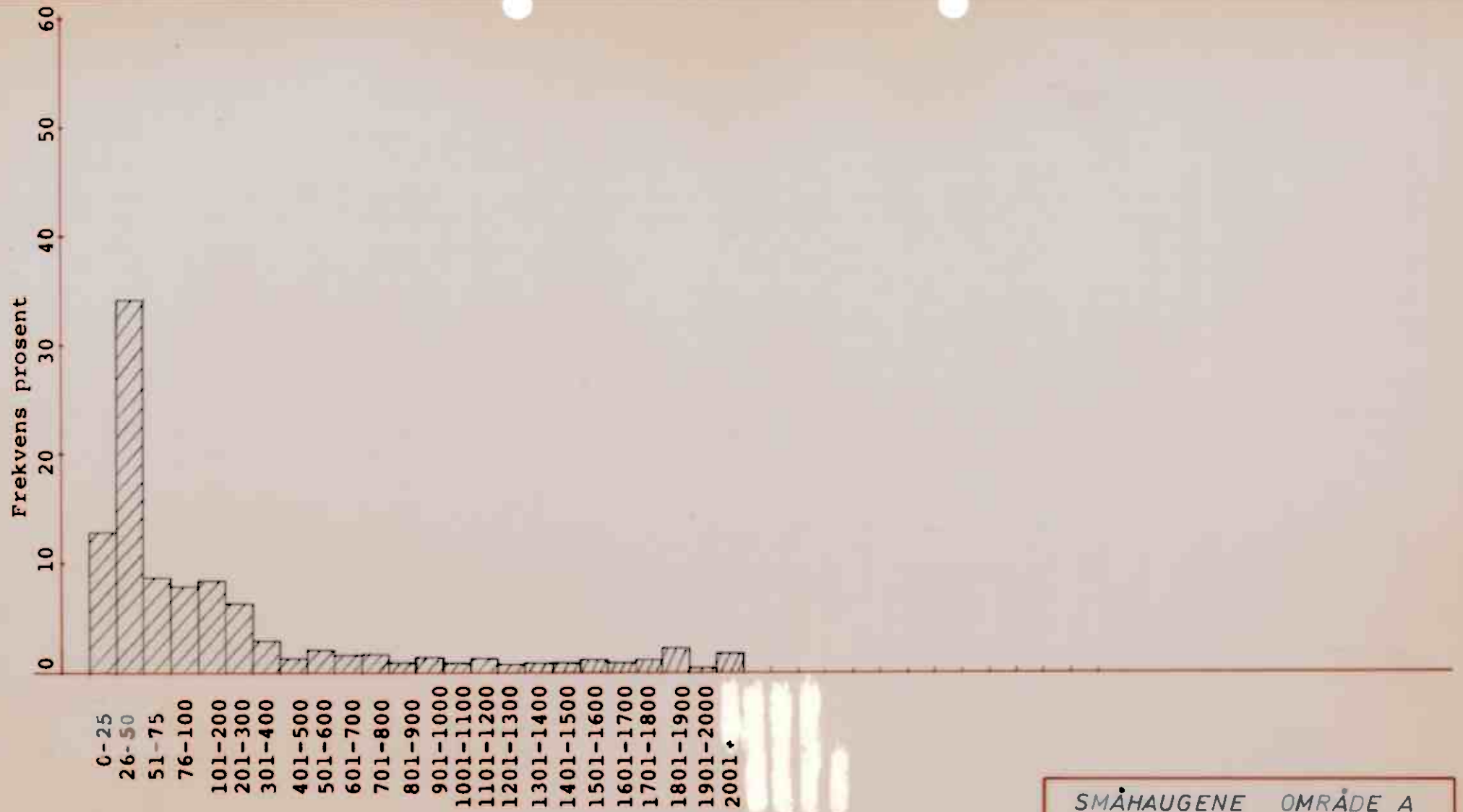
Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
Koord 18:50 Pr 3068	60801	51
18:0 " 3069	60802	121
E 1- ÷5	60803	282
1- ÷10	60804	148
1- ÷20	60805	337
1- ÷25	60806	148
1- ÷30	60807	113
1- ÷35	60808	312
1- ÷50	60809	96
1- ÷55	60810	65
1- ÷60	60811	159
1-20	60812	<25
1-25	60813	29
1-30	68814	<25
1-35	60815	32
1-40	60816	<25
1-45	60817	<25
1-50	60818	406
1-210	60819	469
1-225	60820	106
1-230	60821	111
1-235	60822	<25
1-250	60823	32
1-255	60824	29
1-260	60825	143
1-270	60826	59
1-275	60827	132
1-280	60828	192
1-285	60829	891
1-290	60830	141
1-430	60831	<25
1-435	60832	<25
1-450	60833	<25
1-455	60834	<25
1-460	60835	<25

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
E 1-470	60836	31
1-475	60837	<25
1-480	60838	916
1-485	60839	201
1-490	60840	<25
1-495	60841	69
14-20	60842	<25
14-25	60843	36
14-30	60844	986
14-40	60845	153
14-45	60846	100
14-60	60847	49
14-65	60848	90
14-70	60849	<25
14-90	60850	124
14-100	60851	199
14-175	60852	<25
14-180	60853	<25
14-185	60854	<25
14-195	60855	<25
14-240	60856	<25
14-245	60857	95
14-250	60858	28
14-255	60859	<25
14-260	60860	290
14-265	60861	<25
14-270	60862	<25
14-275	60863	<25
14-280	60864	<25
14-285	60865	<25
14-290	60866	<25
14-295	60867	<25
14-300	60868	129
14-305	60869	40
14-310	60870	<25
14-315	60871	<25

	Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
E	14-320	60872	235
	14-325	60873	<25
	14-330	60874	329
	14-335	60875	60
	14-355	60876	407
	14-360	60877	42
	14-365	60878	142
	14-410	60879	105
	14-405	60880	<25
	14-425	60881	109
	14-430	60882	29
	14-435	60883	184
	14-440	60884	640
	14-445	60885	<25
	14-450	60886	396
	14-455	60887	<25
	14-460	60888	<25
	14-465	60889	<25
	14-475	60890	<25
	14-480	60891	31
	14-485	60892	<25
	14-490	60893	<25
	14-580	60894	<25
	14-590	60895	<25
	14-595	60896	<25
	14-600	60897	<25
	14-605	60898	<25
	14-610	60899	<25
	14-615	60900	<25
	14-620	60901	<25
	14-625	60902	<25
	14-640	60903	<25
	19:45 nr. 1	60904	91
	19:50 2	60905	199
	19:55 3	60906	183
	19:60 4	60907	184

Prøve mrk.	L.nr.	ppm Ni
19:65 nr. 5	60908	256
19:70 6	60909	90
19:75 7	60910	48
19:80 8	60911	<25
19:85 9	60912	83
19:90 10	60913	100
19:95 11	60914	320
19:100 12	60915	<25
19:105 13	60916	248
19:110 14	60917	295
19:115 15	60918	46
19:120 16	60919	<25
19:125 17	60920	50
19:130 18	60921	55
19:135 19	60922	26
19:140 20	60923	35
19:145 21	60924	31
19:150 22	60925	65
19:155 23	60926	41
19:160 24	60927	100


Småhaugene
område A
Breiryggen
område B
Stjernevann
område C
Fjellvann
område D
Rødfjell
område E
Frekvens %
0
10
20
30
40
0 - 50
51 - 75
76 - 100
101 - 125
126 - 150
151 - 175
176 - 200
201 - 225
226 - 250
251 - 275
276 - 300
+ 300
HISTOGRAM
Coboltgehalter i ppm
16.7.78 Y.K.



SMÅHAUGENE OMRÅDE A

HISTOGRAM

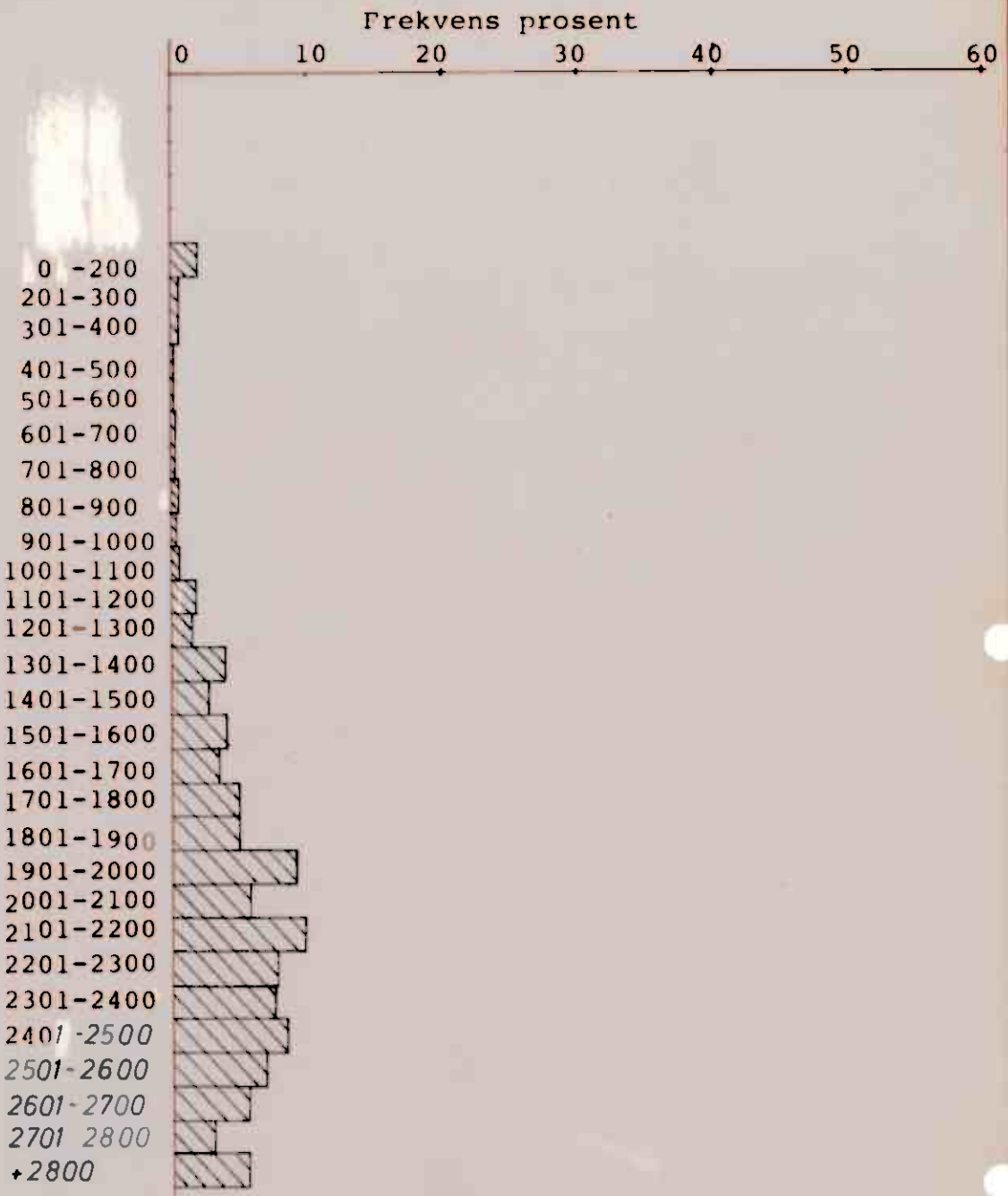
Nikkelgehalter i ppm

13.1.78 Y.K.

SMÅHAUGENE, OMRÅDE A
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

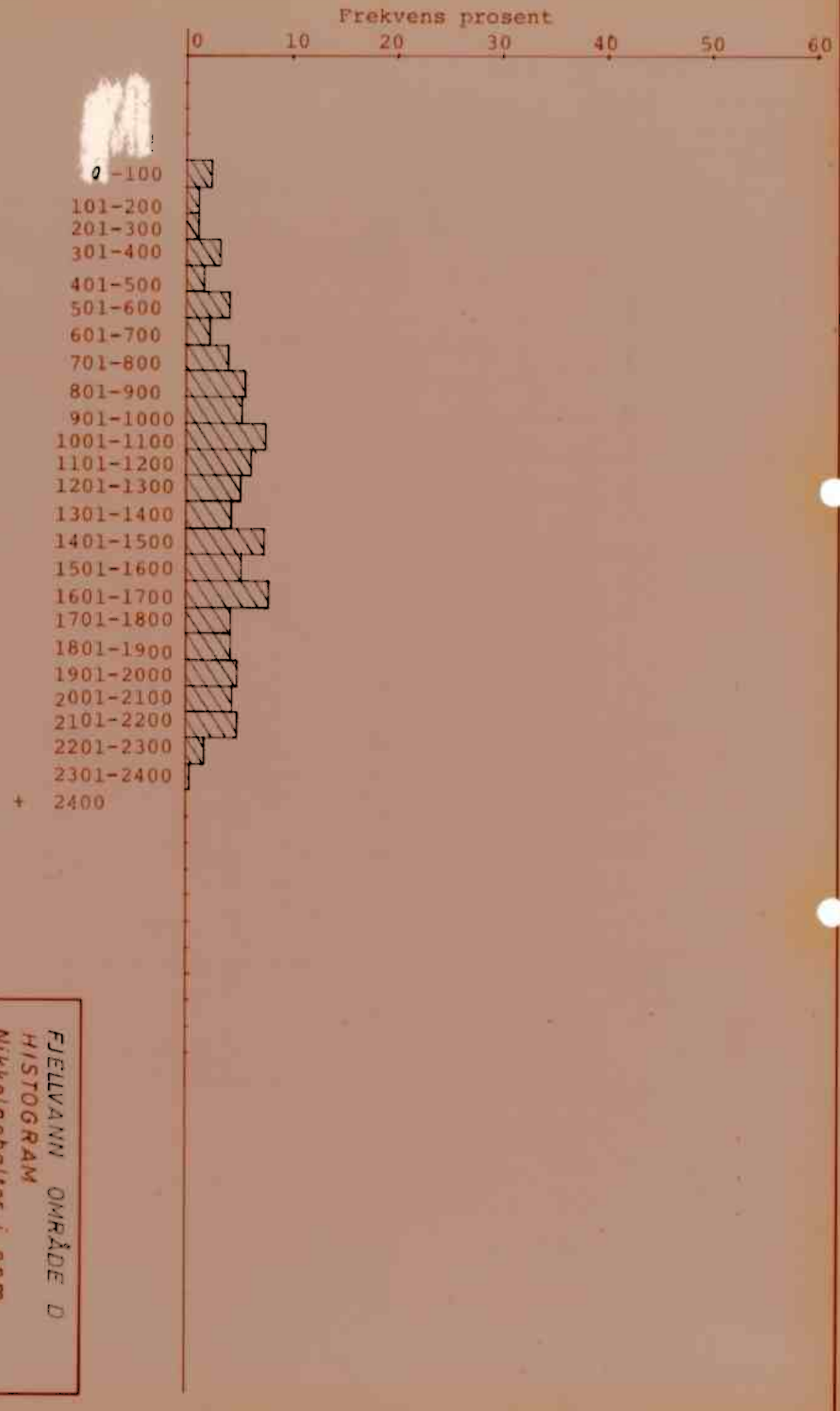
13/12 84

RØDFJELL OMRÅDE E
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

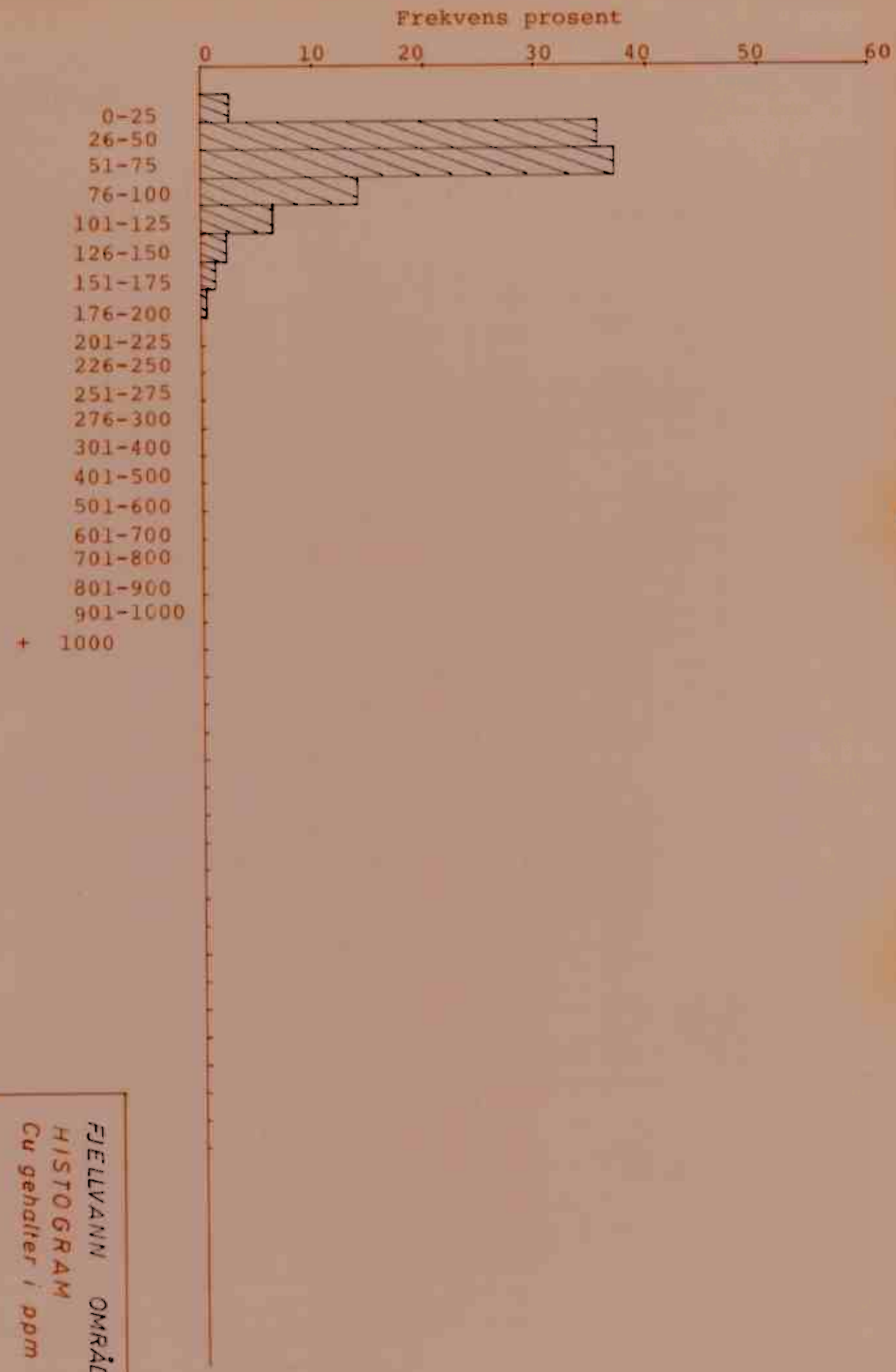


RÖDFJELL, OMRÅDE E
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm

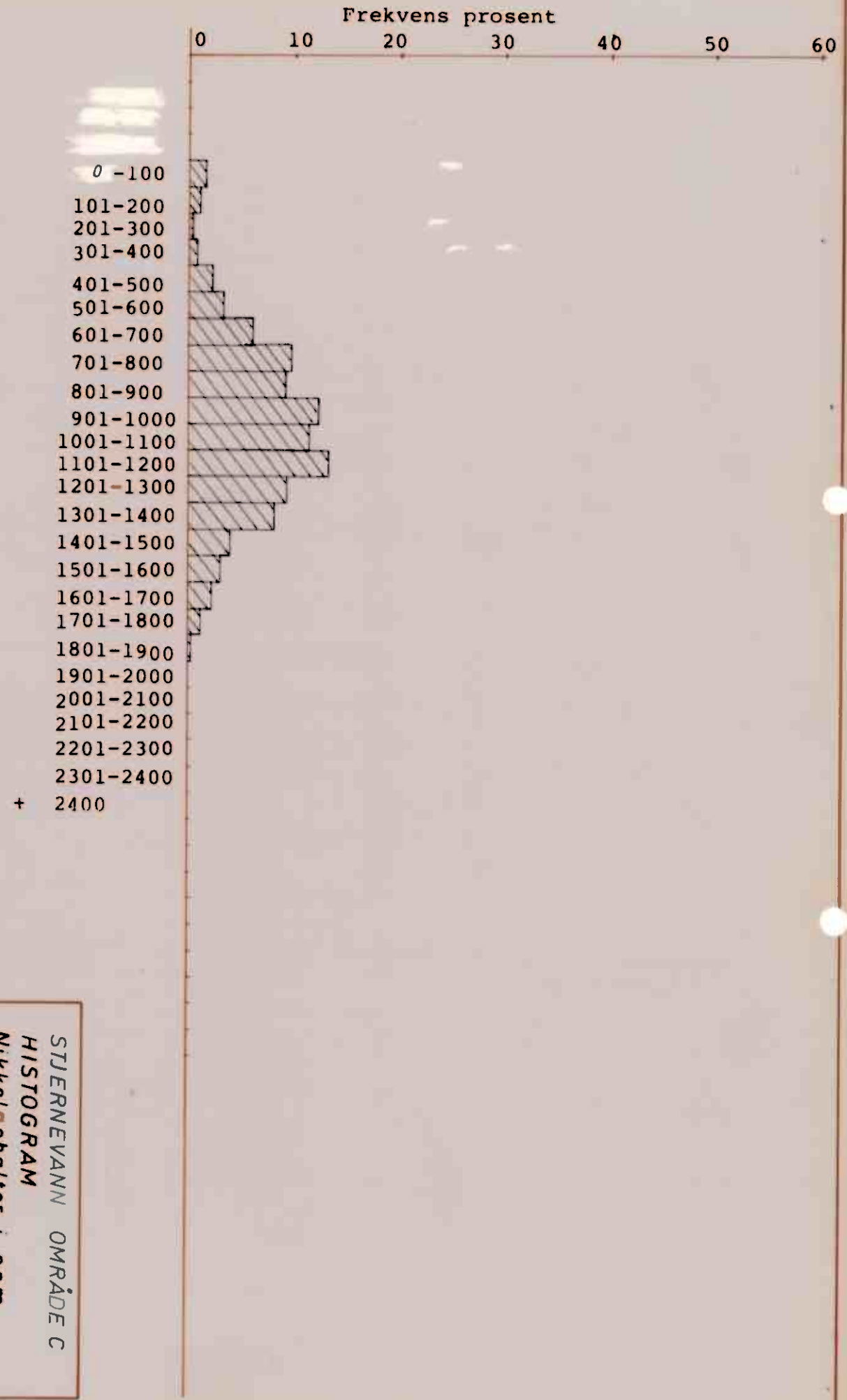
13.6.78 Y.K.



FJELLVANN OMRÅDE D
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm



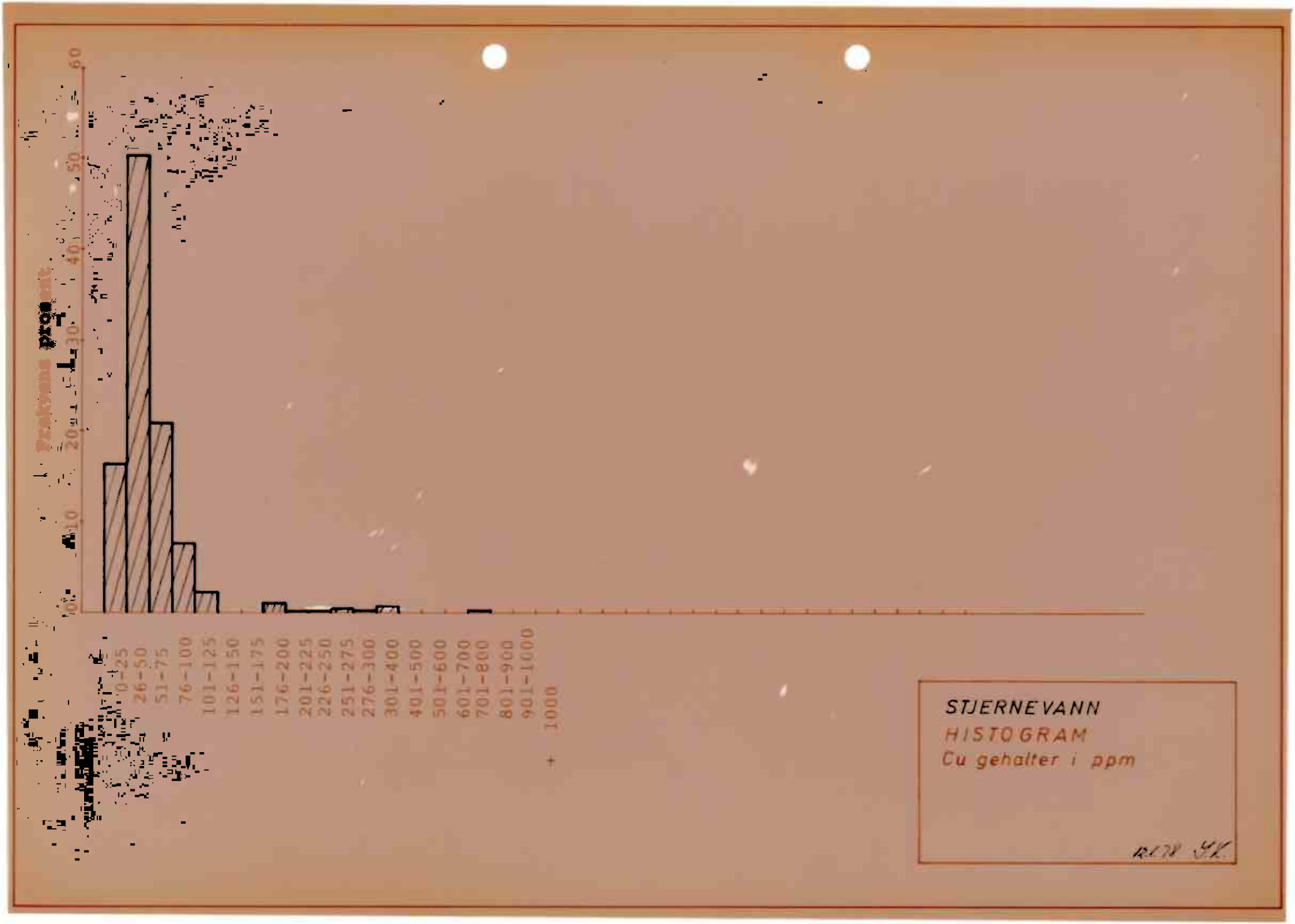
FJELLVANN OMRÅDE D
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm



STJERNEVANN OMRÅDE C

HISTOGRAM

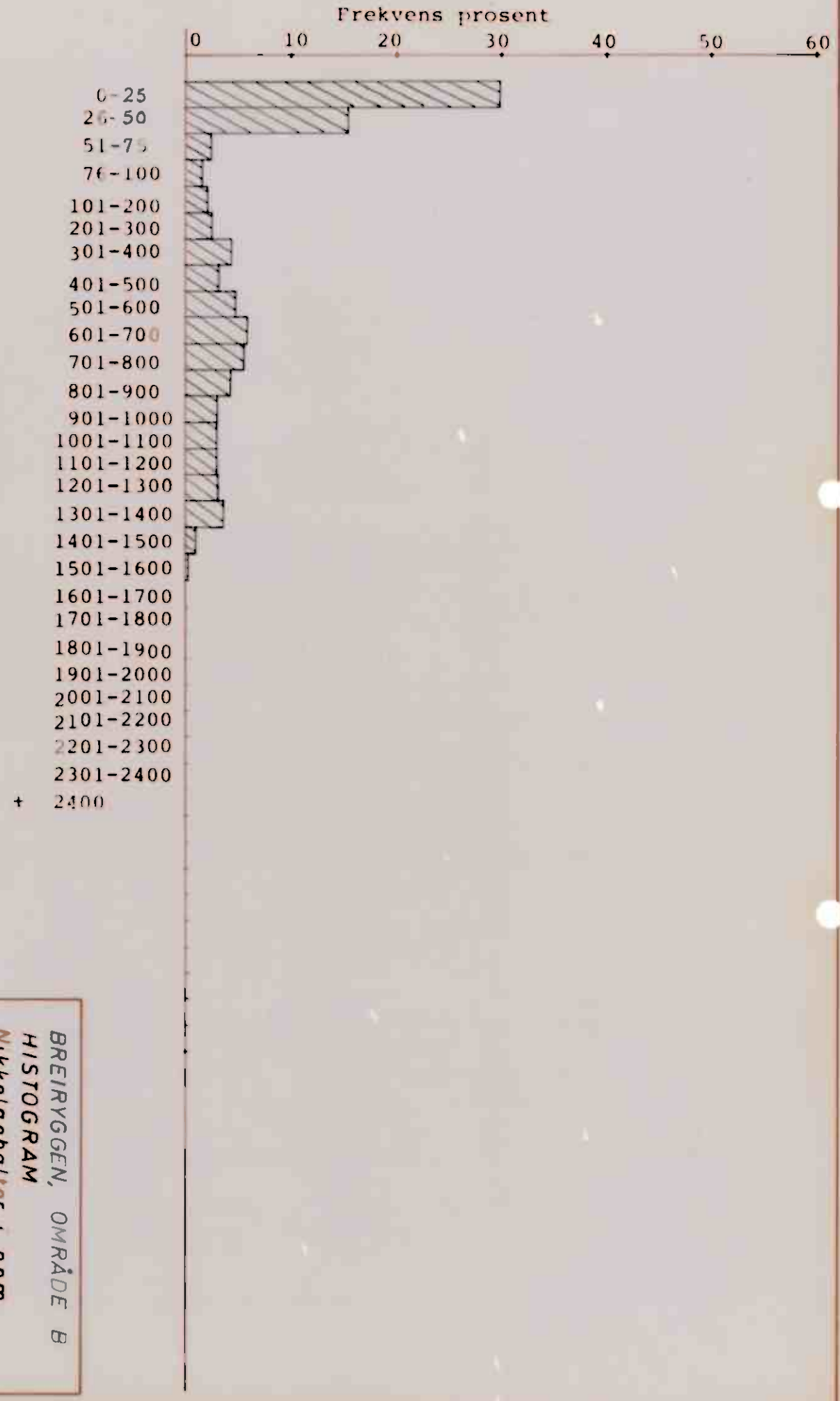
Nikkelgehalter i ppm



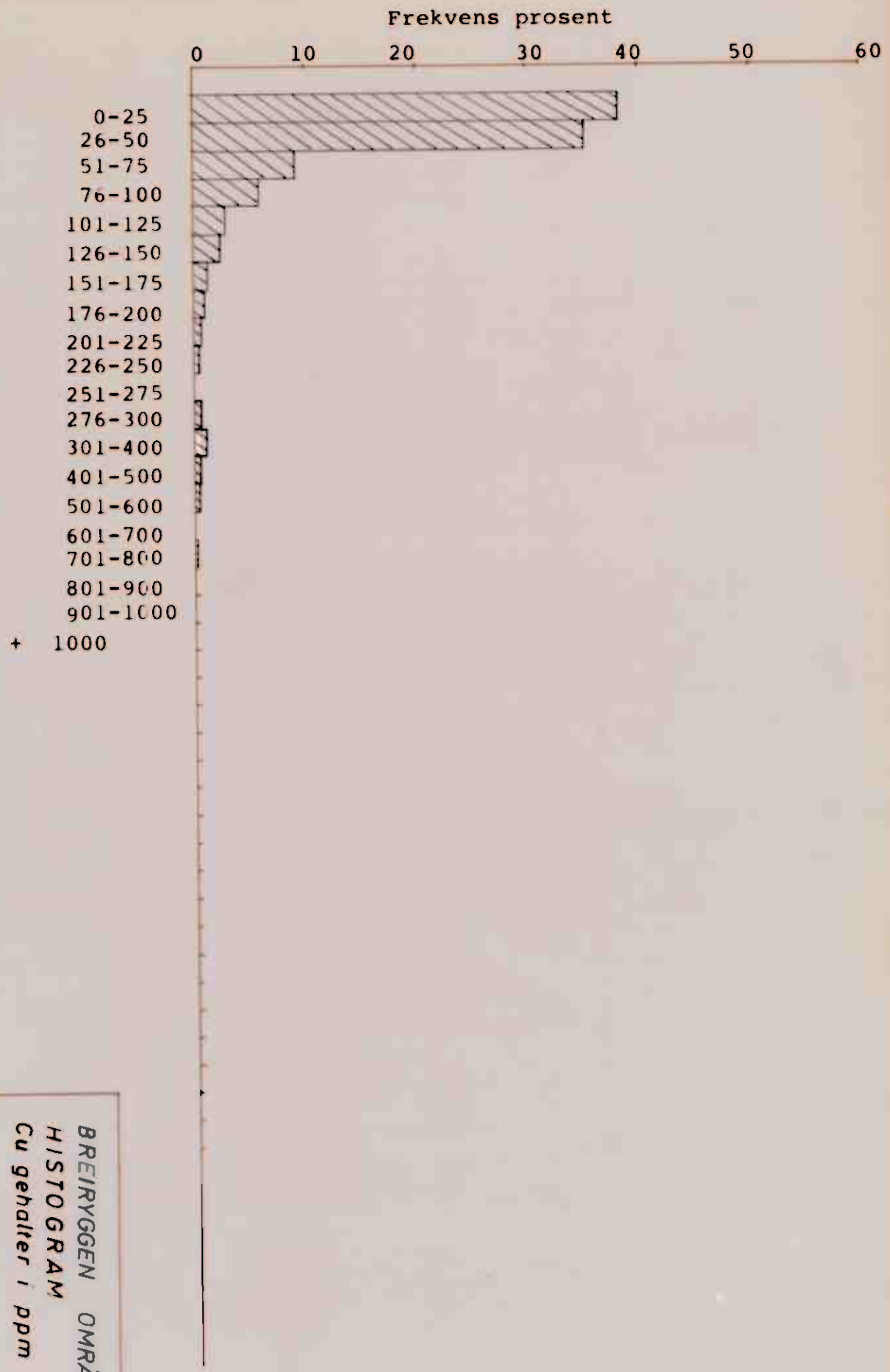
STJERNEVANN

HISTOGRAM

Cu gehalter i ppm

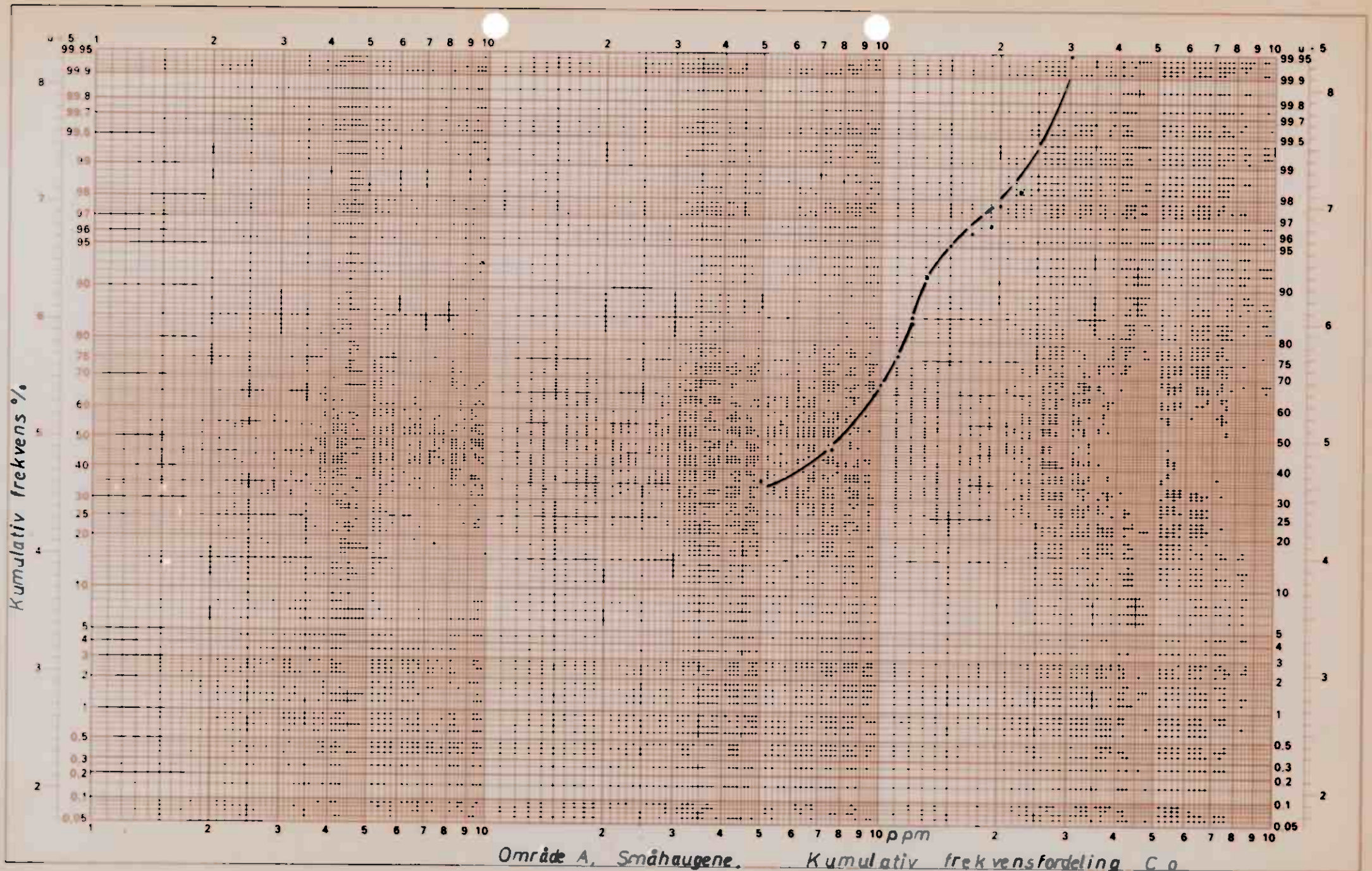


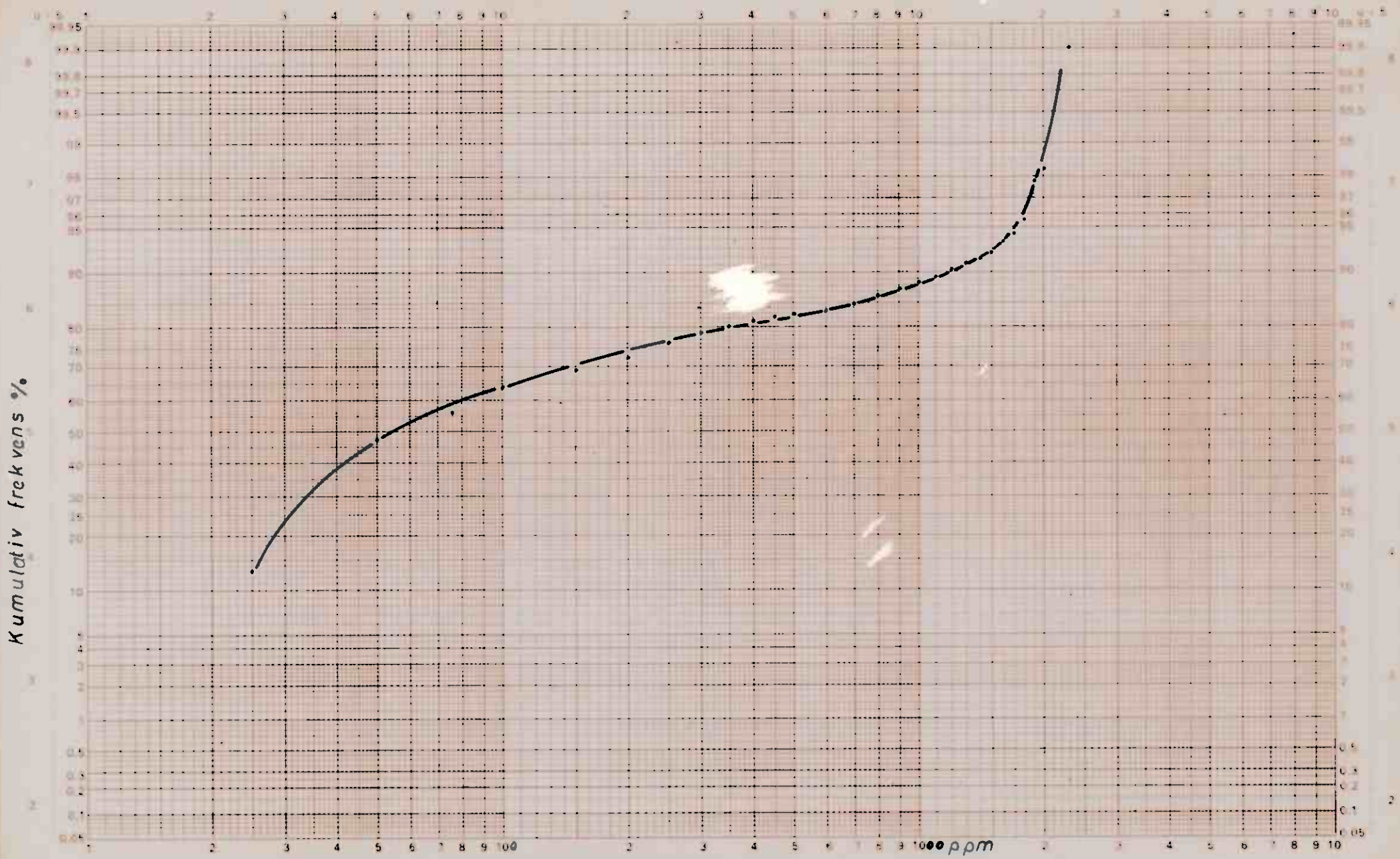
BREIRYGGEN, OMRÅDE B
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm



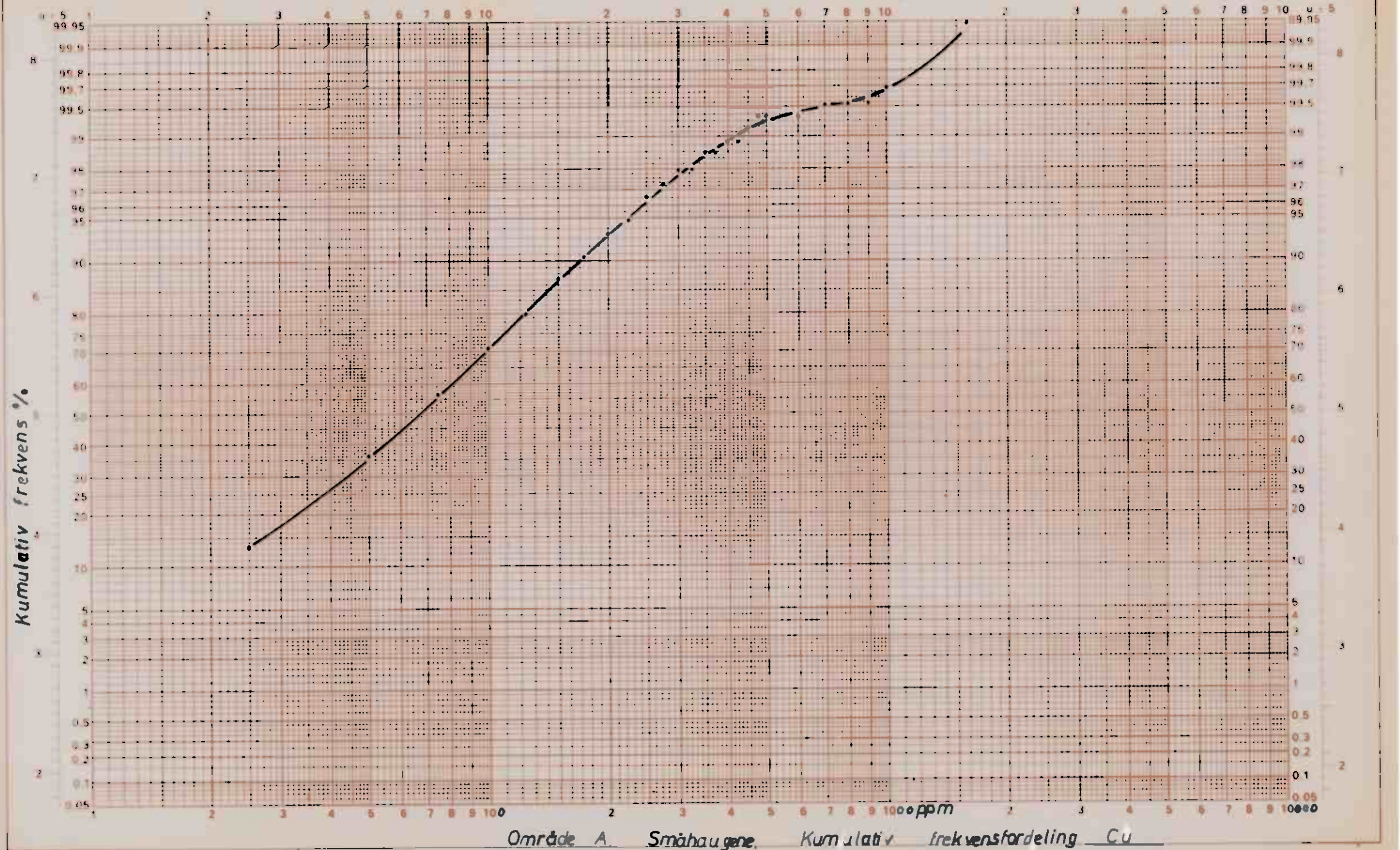
BREIRYGGEN OMRÅDE B
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

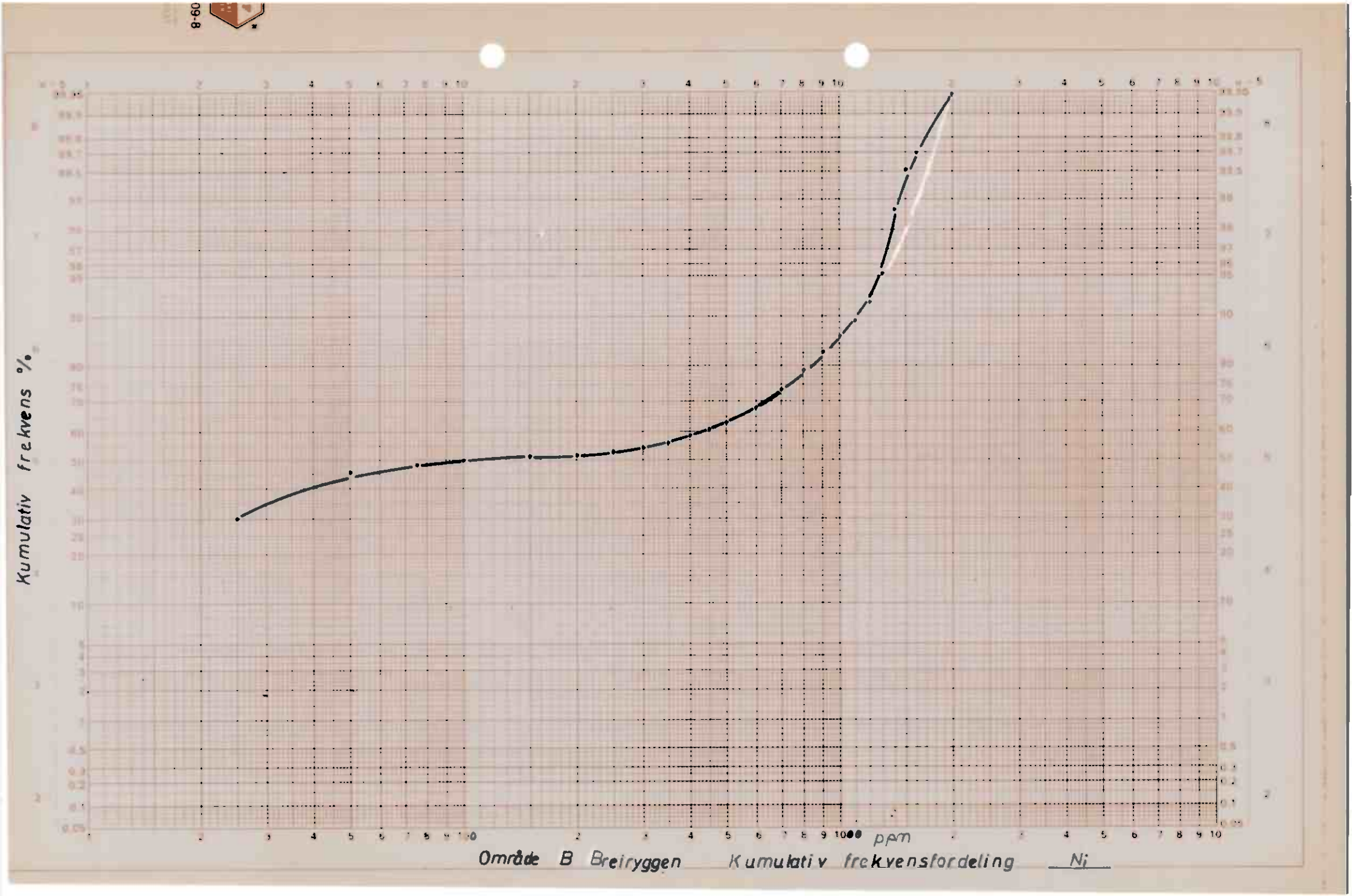
13.1.78 S.K.

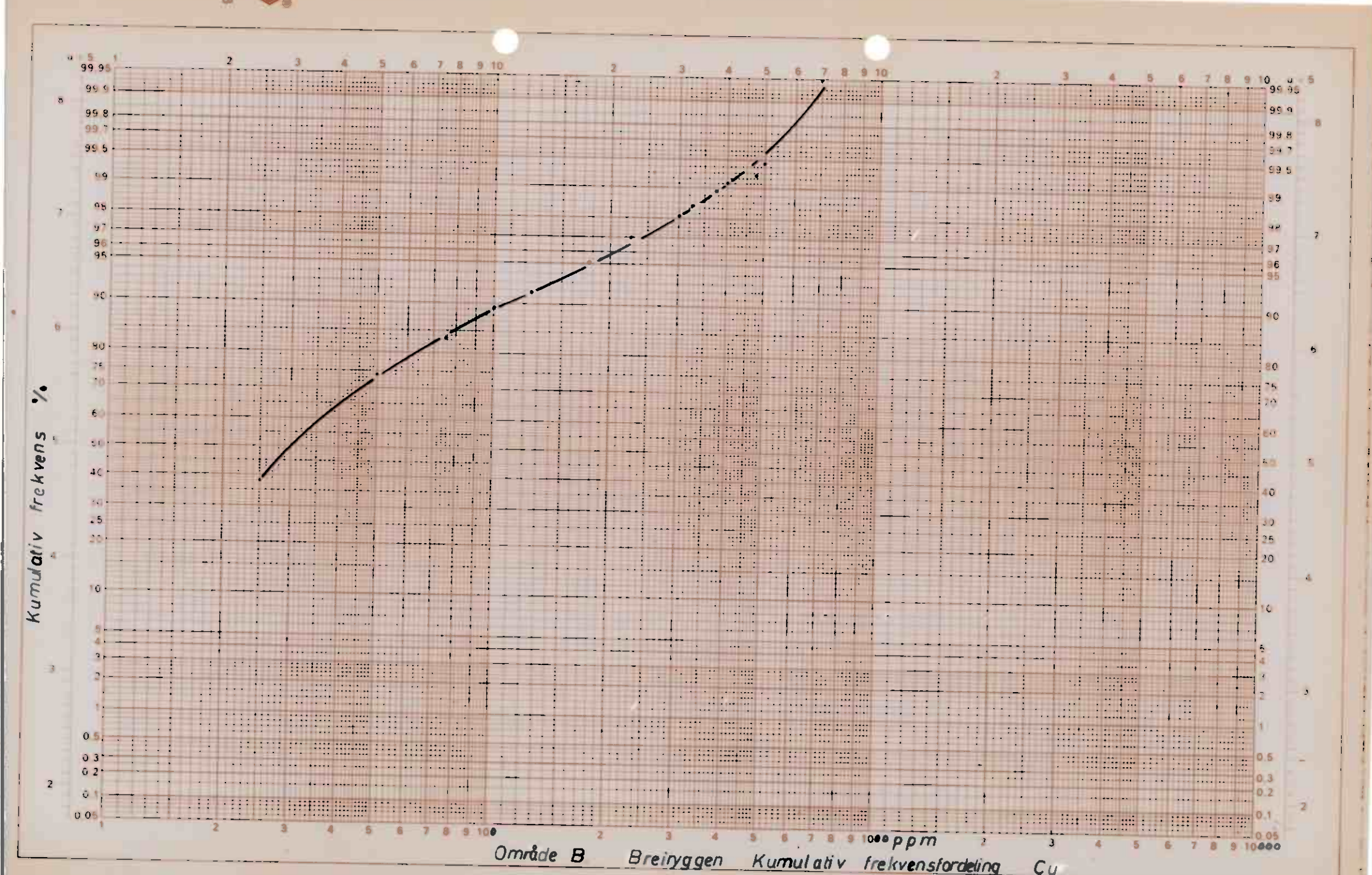

Kumulativ frekvens %
ppm
Område A, Småhaugene. Kumulativ frekvensfordeling Co

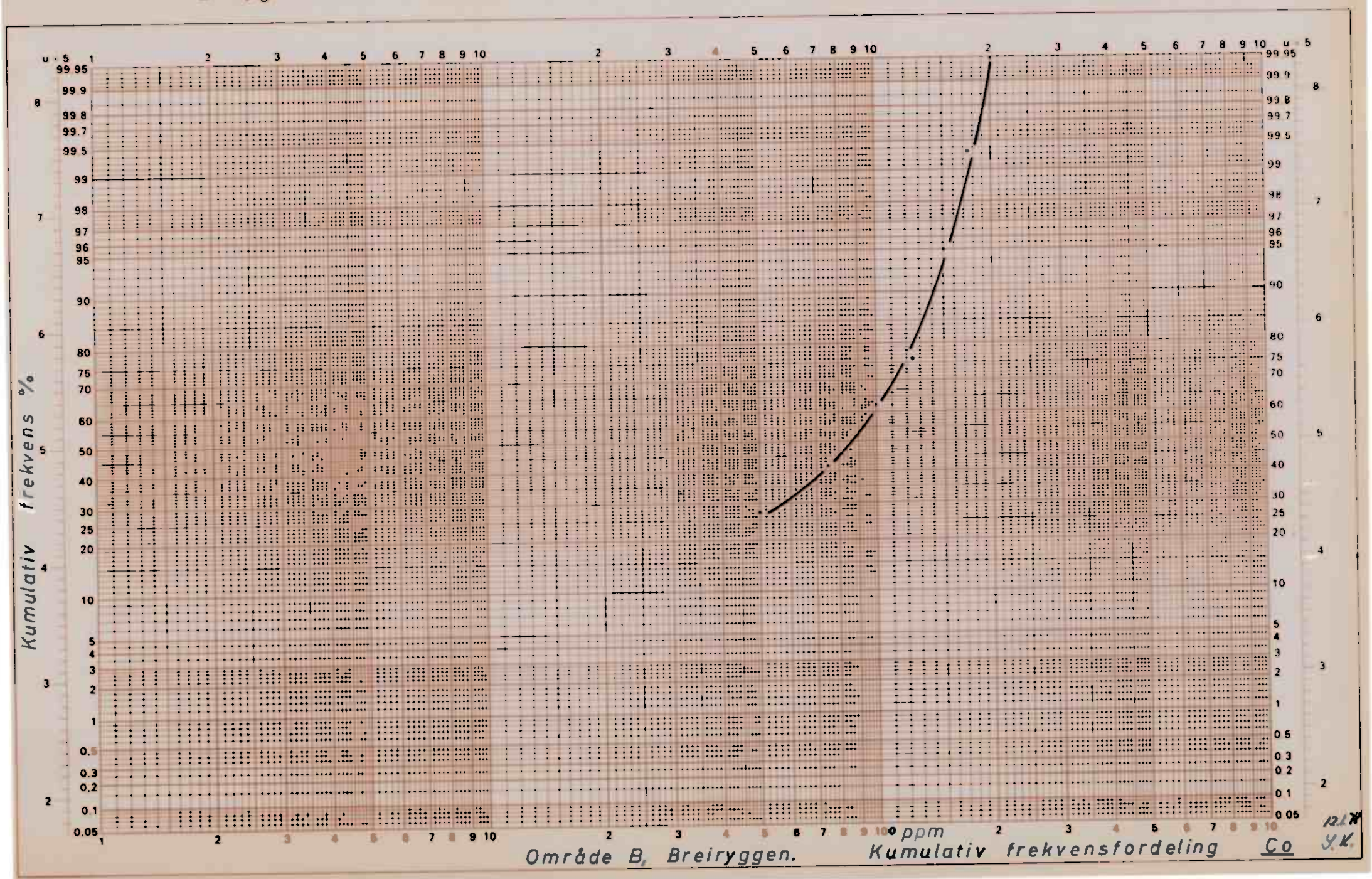


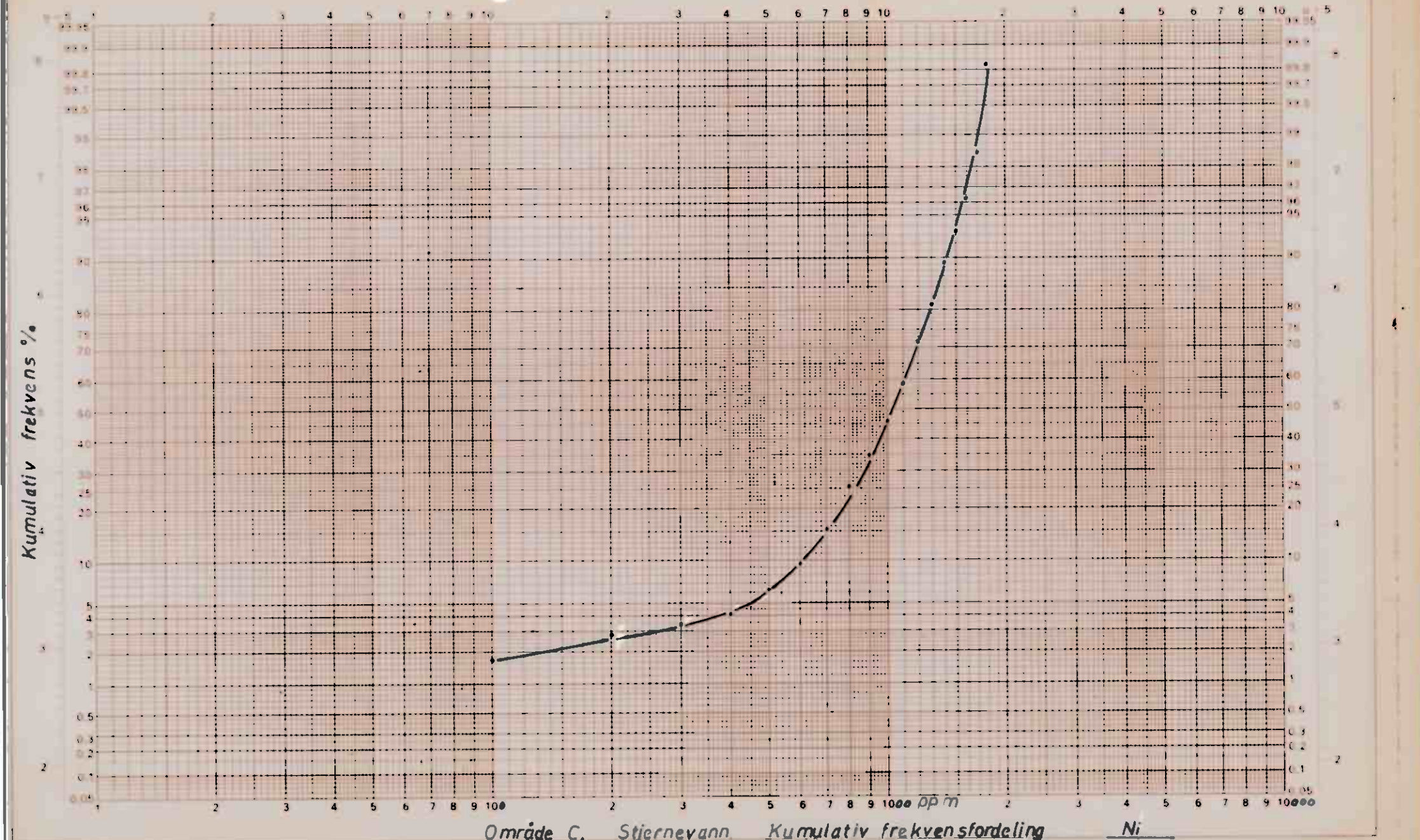
Område A, Småhaugene Kumulativ frekvensfordeling Ni


Kumulativ frekvens %
ppm
Område A. Småhaugene. Kumulativ frekvensfordeling Cu

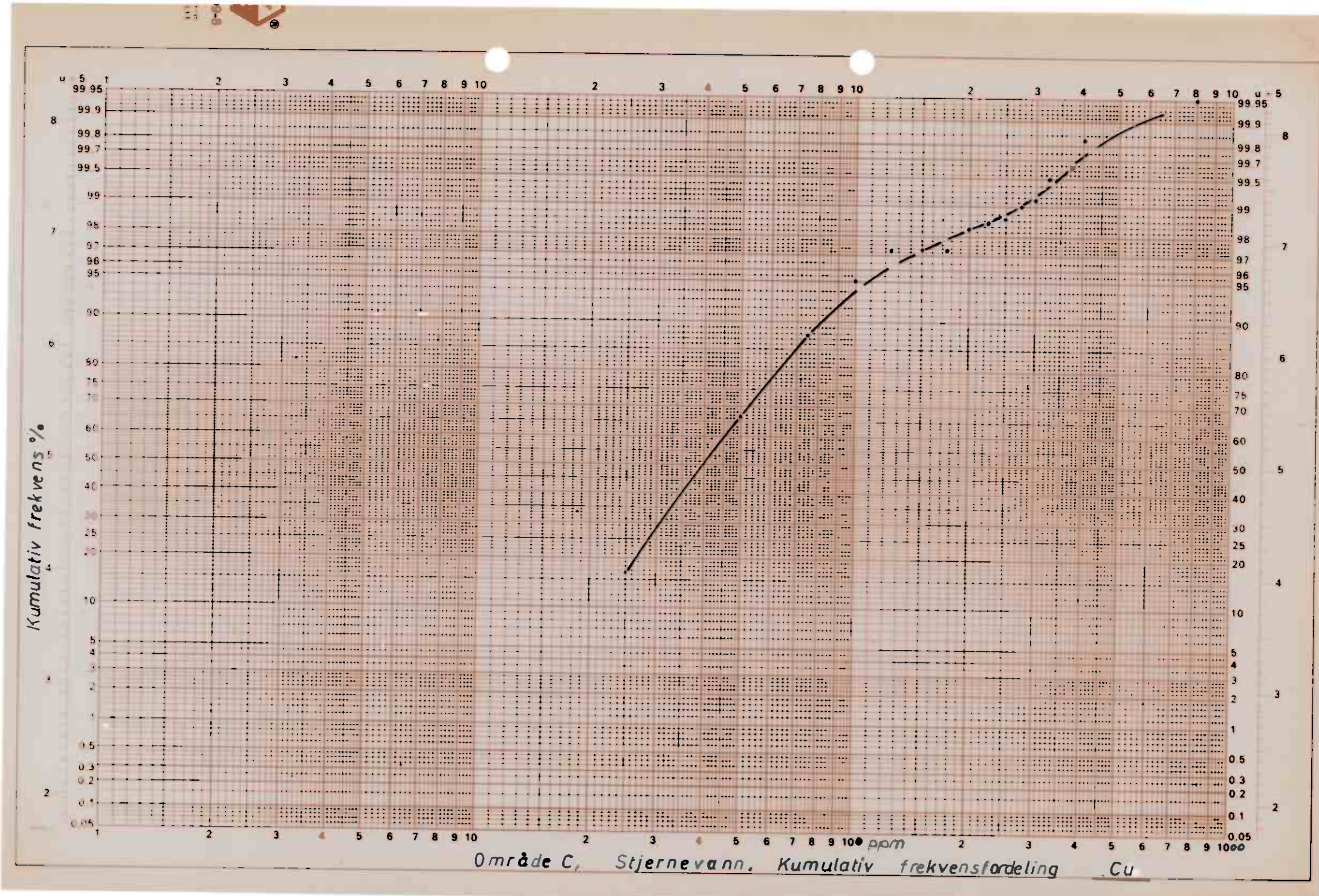

Kumulativ frekvens %
ppm
Område B Breiryggen Kumulativ frekvensfordeling Ni

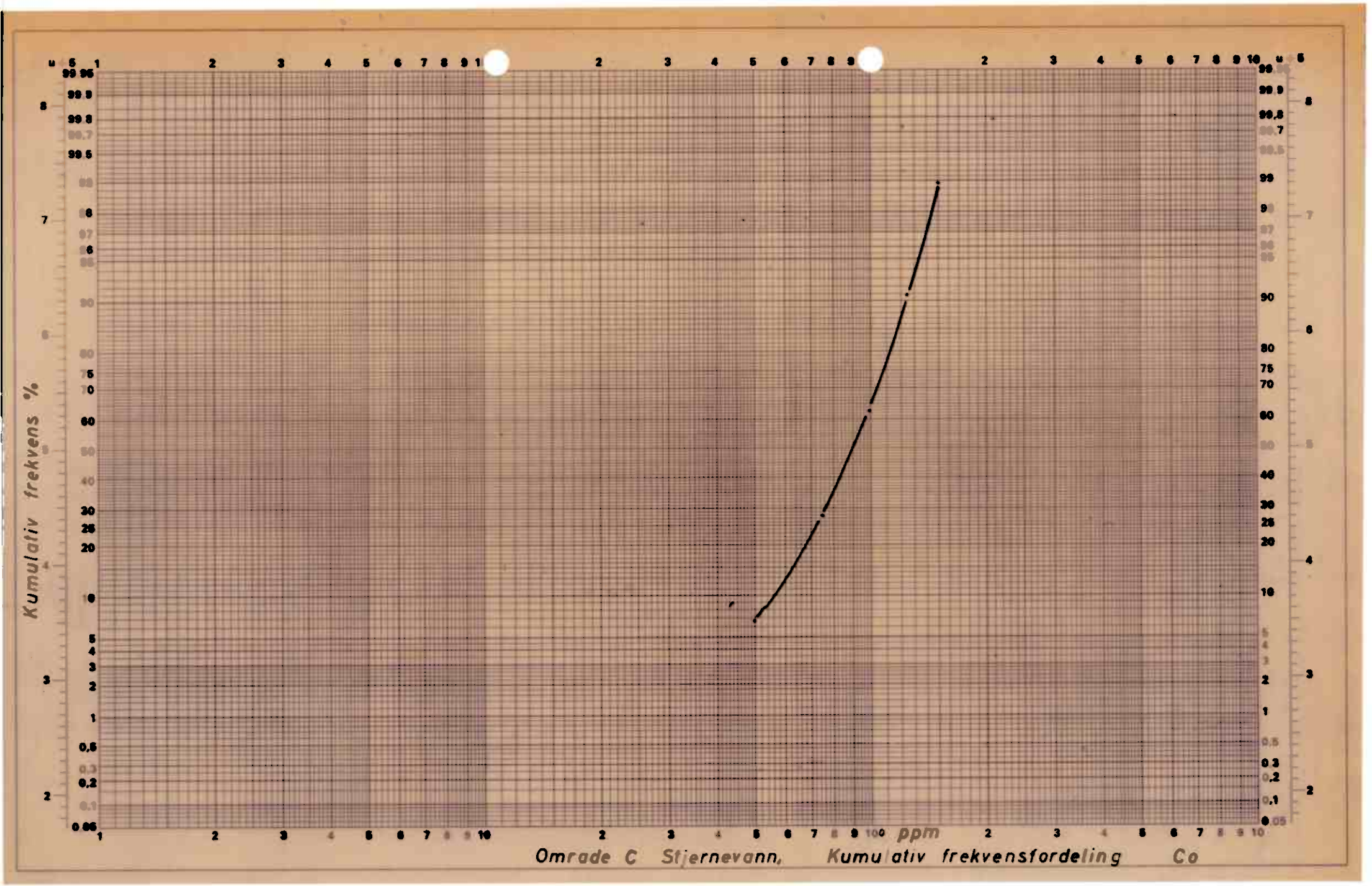

Kumulativ frekvens %
ppm
Område B Breiryggen Kumulativ frekvensfordeling Cu

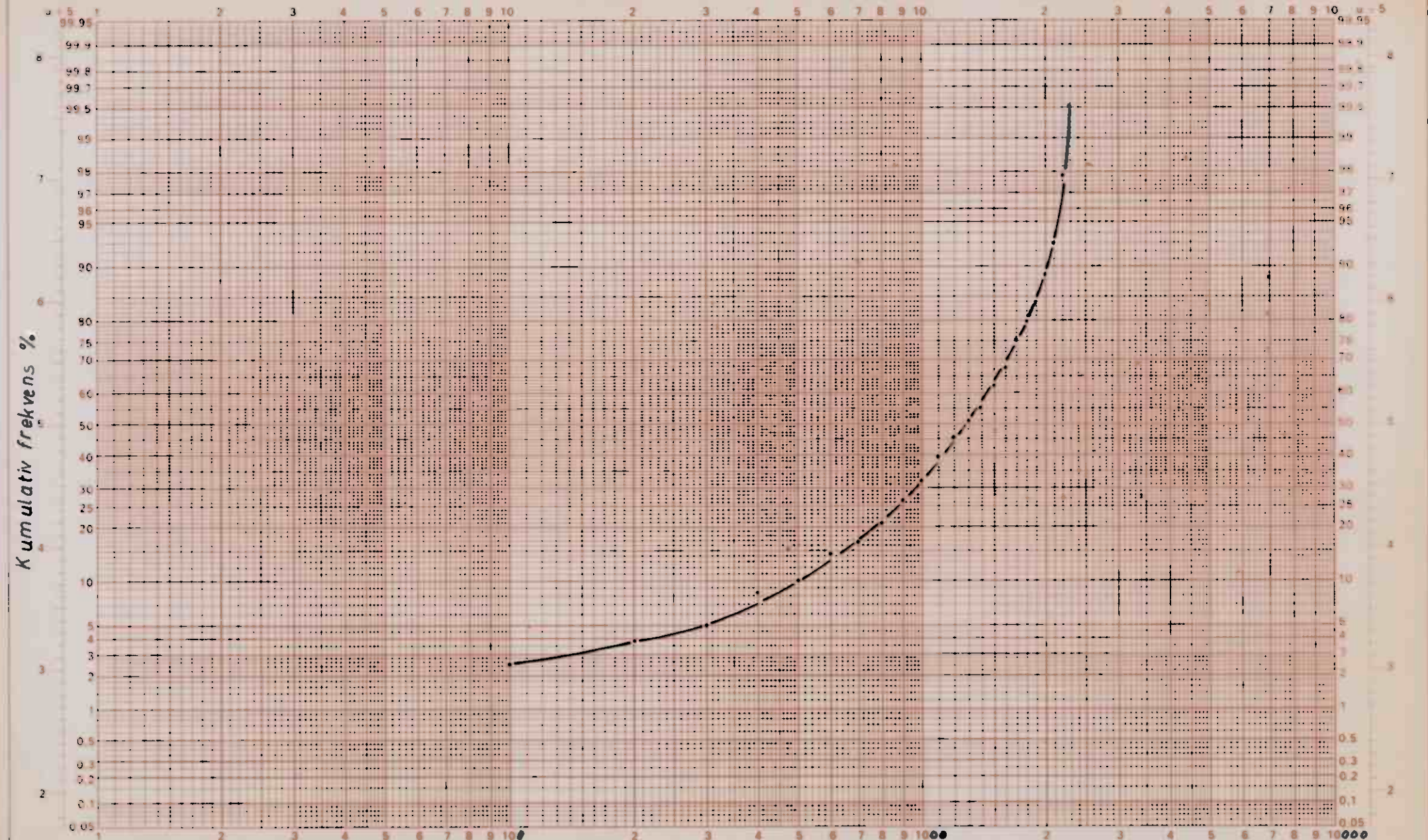

Kumulativ frekvens %
ppm
Område B, Breiryggen.
Kumulativ frekvensfordeling
Co



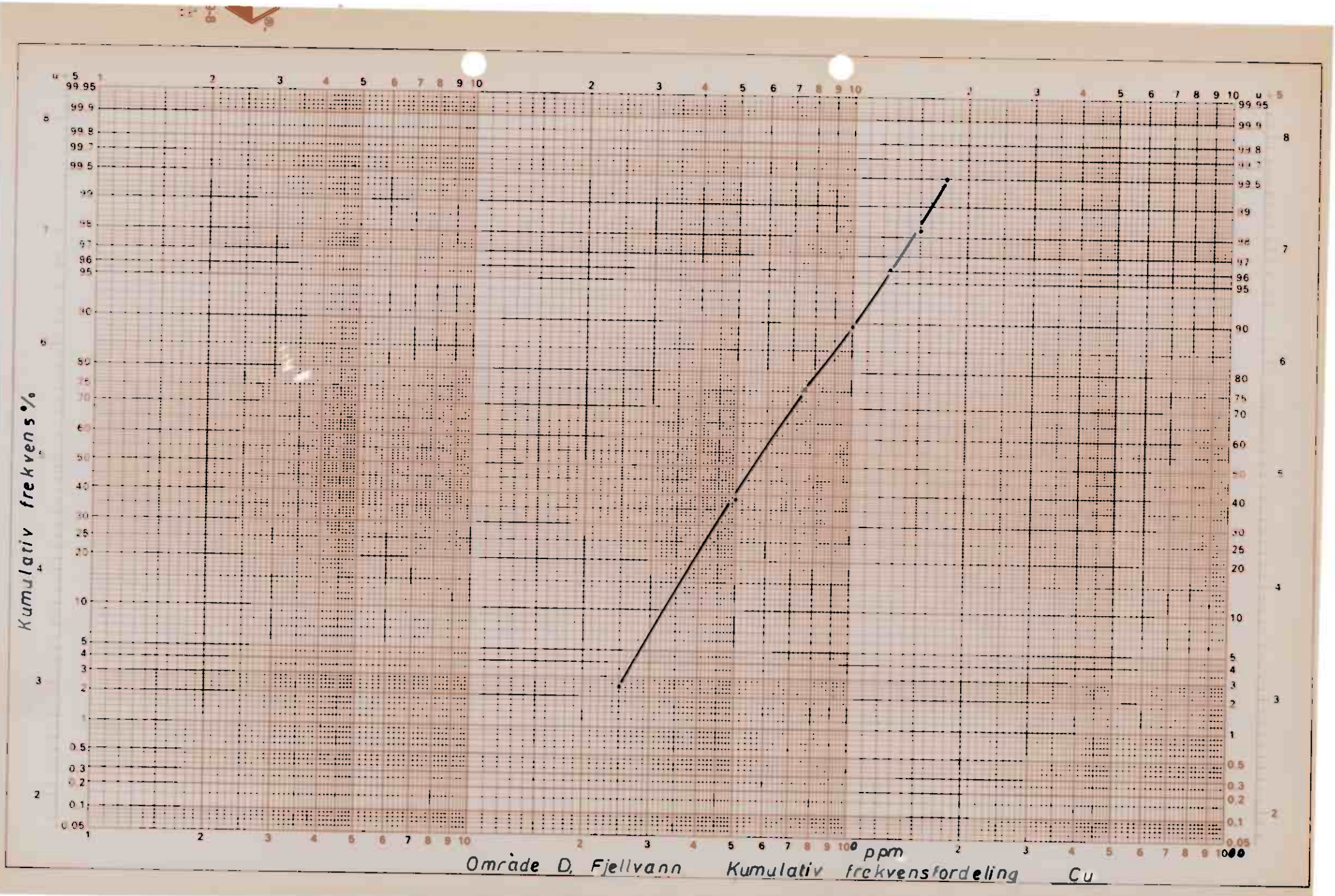
Område C. Stjernevann Kumulativ frekvensfordeling Ni

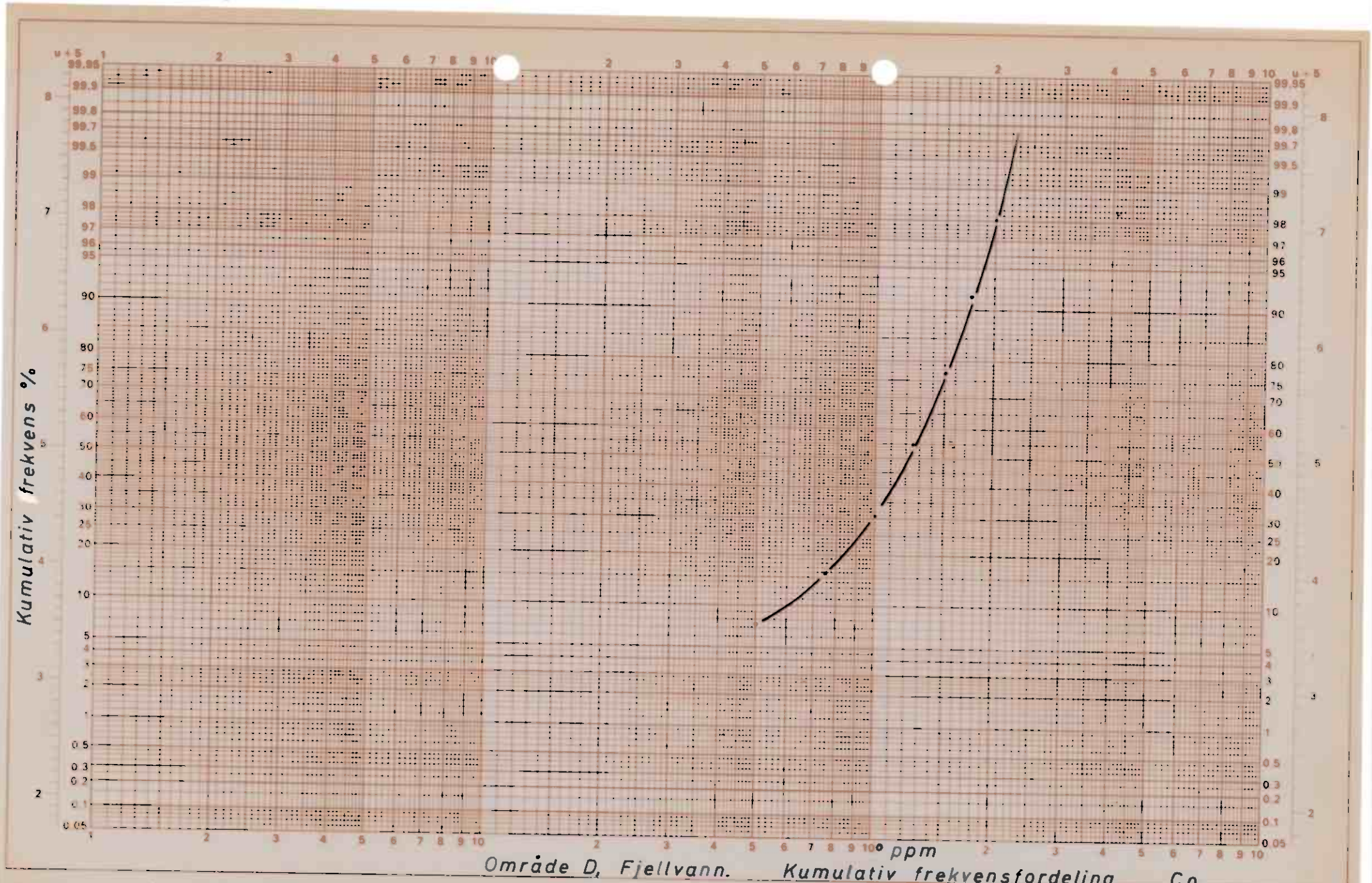

Kumulativ frekvens %
ppm
Område C, Stjernevann. Kumulativ frekvensfordeling Cu

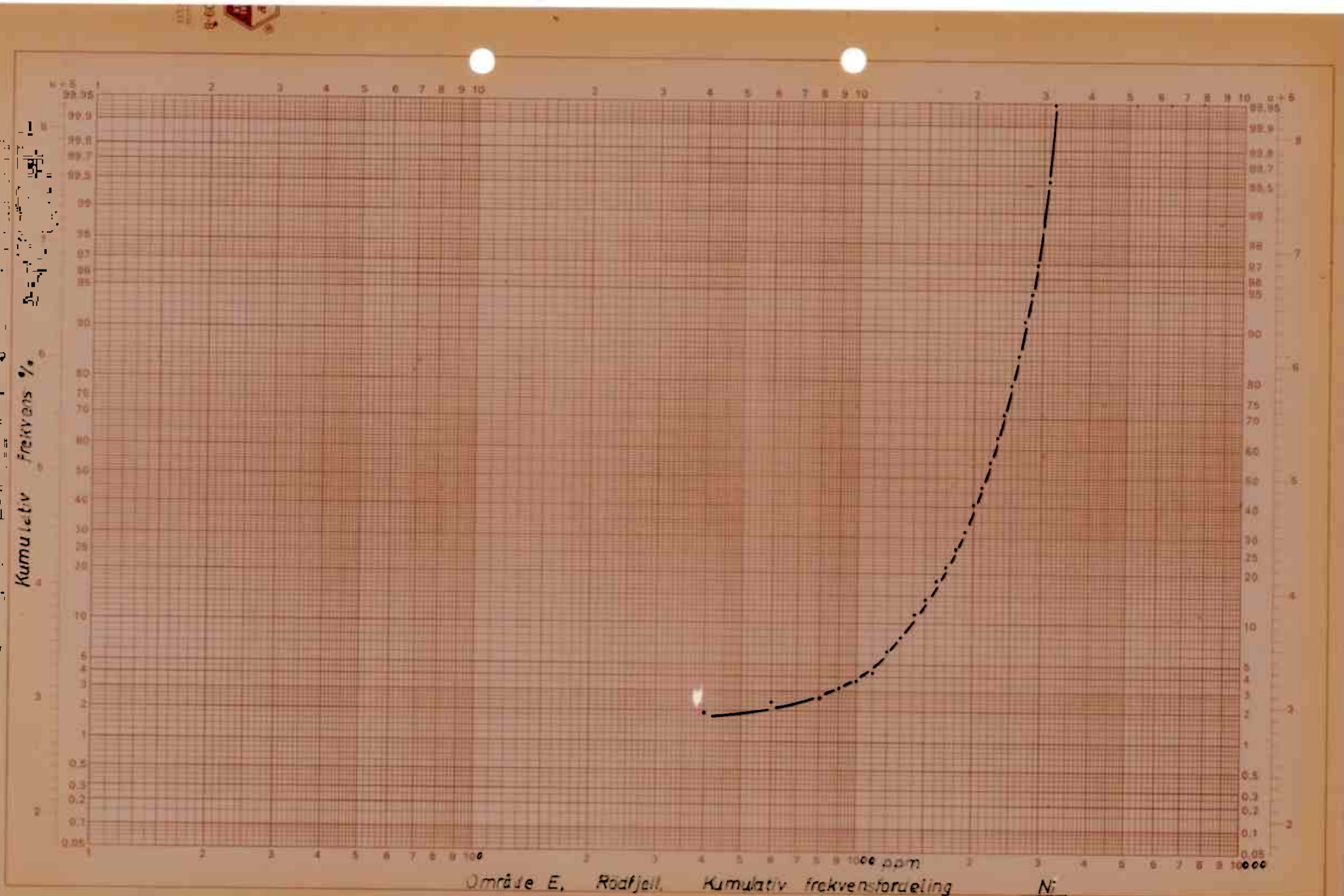

Kumulativ frekvens %
ppm
Område C Stjernevann, Kumulativ frekvensfordeling Co

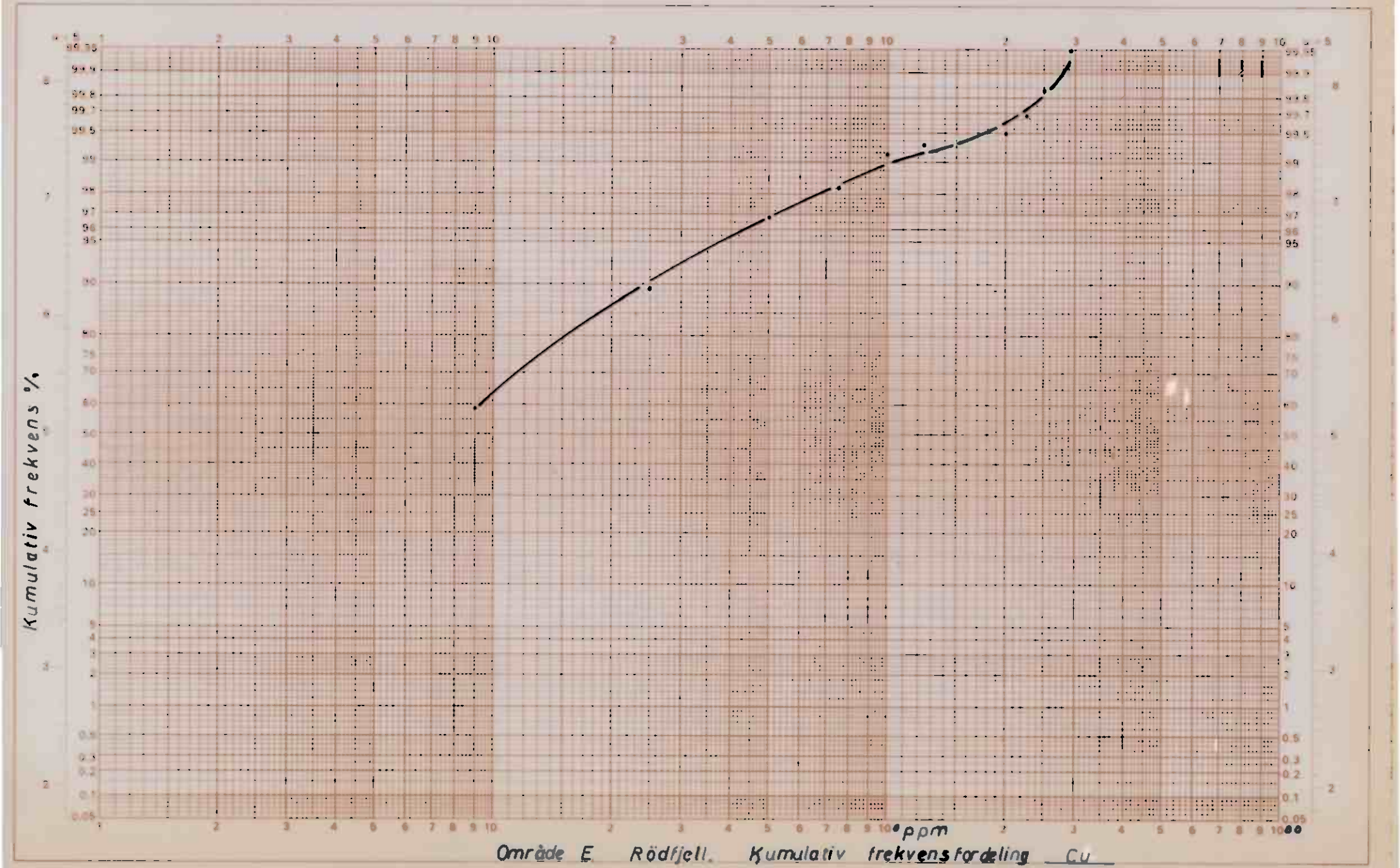


Område D, Fjellvann — Kumulativ frekvensfordeling — Ni

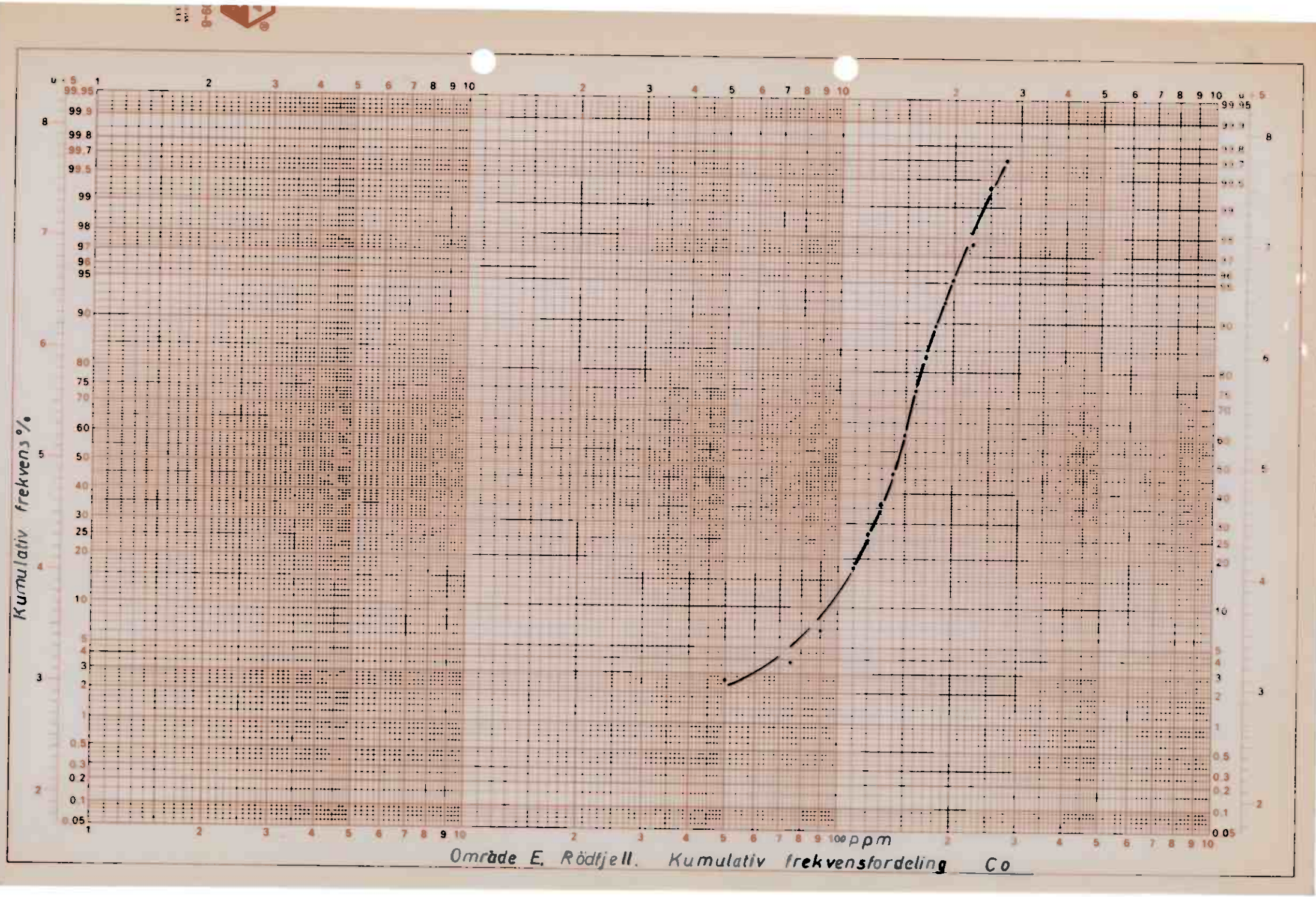

Kumulativ frekvens %
ppm
Område D, Fjellvann Kumulativ frekvensfordeling Cu

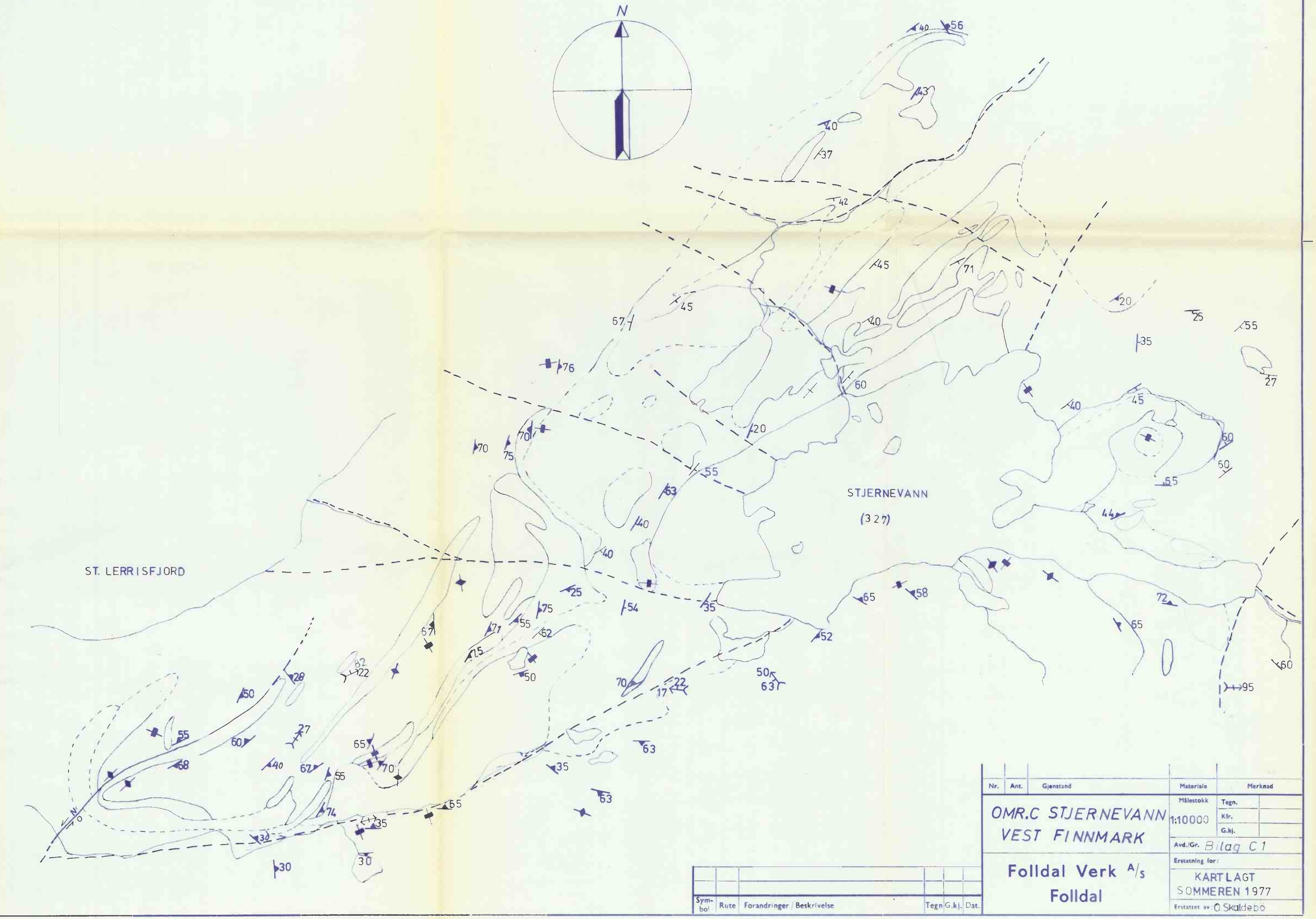

Kumulativ frekvens %
ppm
Område D, Fjellvann. Kumulativ frekvensfordeling Co


Kumulativ frekvens %
ppm
Område E, Rodfjell. Kumulativ frekvensfordeling Ni



Område E Rödfjell. Kumulativ frekvensfordeling Cu

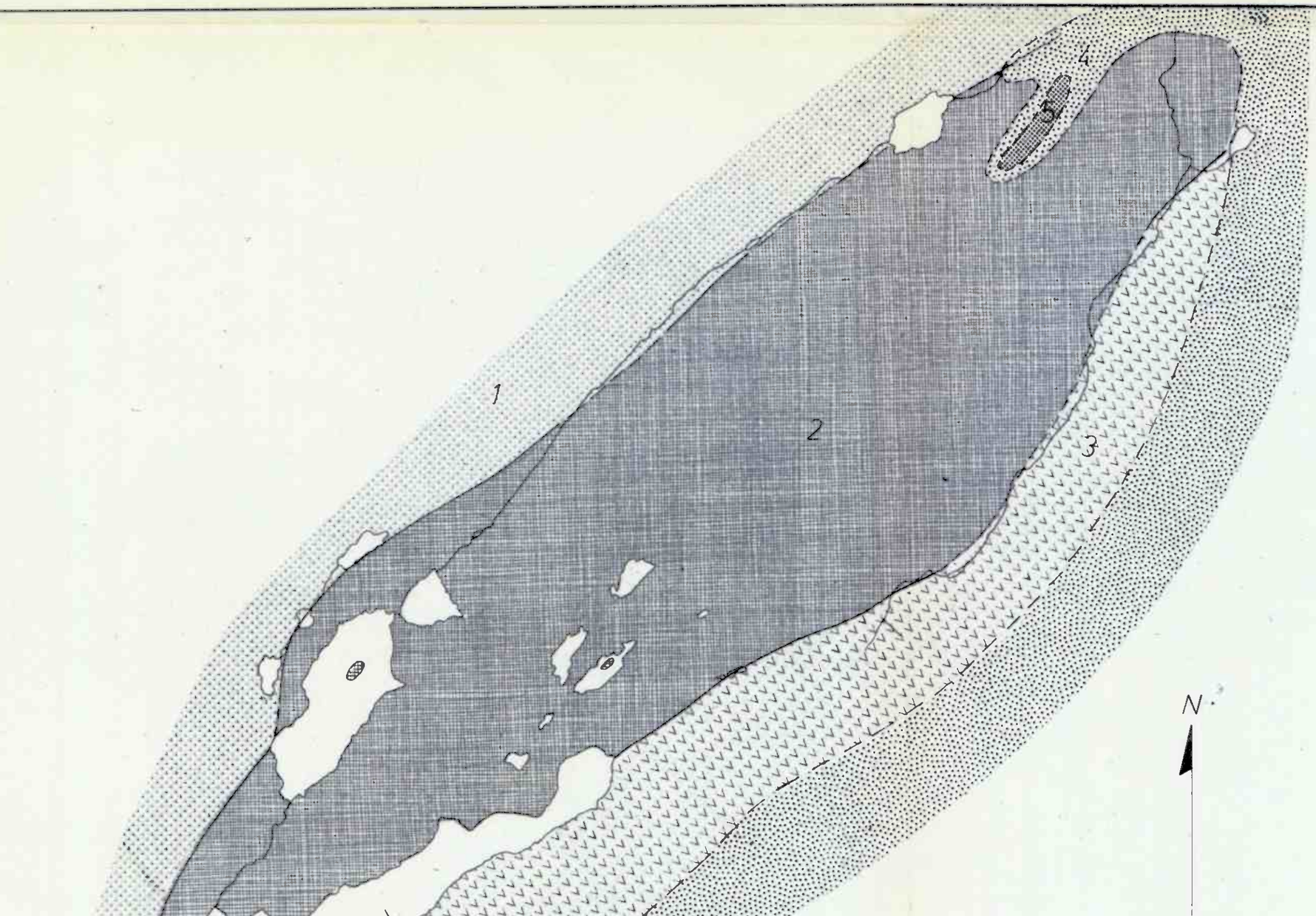

Kumulativ frekvens %
ppm
Område E. Rödfjell. Kumulativ frekvensfordeling Co



Nr.	Ant.	Gjenstand	Materiale	Merknad
		OMR.C STJERNEVANN VEST FINNMARK	Målestokk 1:10000	Tegn.
				Kfr.
				G.kj.
			Avd./Gr. Bilag C 1	
		Folldal Verk A/S Folldal	Erstatning for: KARTLAGT SOMMEREN 1977	
			Erstattet av: O. Skaldebo	

Symbol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

A/s Terrasse 200. A2. MD 2. 6/75. Sentrum Trykkeri.



Farveforklaring

	1 Grönnstein
	2 Pyroksenitt
	3 Gabbro
	4 Kvartsitt
	5 Svartskifer

Symbol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

Nr.	Ant.	Gjenstand	Materiale	Merknad

RÖDFJELL
Geologisk oversikt

Målestokk	Tegn.	278 Y.K
1/10000	Kfr.	
	G.kj.	
Avd./Gr.		
Erstatning for:		
Etter HOVLAND, REITAN O.A.		
Erstattet av:		

Folldal Verk A/S
Folldal

As. Tørrkopi. 200. A 3. E 9 gl. 11-73. Sentrum Trykkeri.



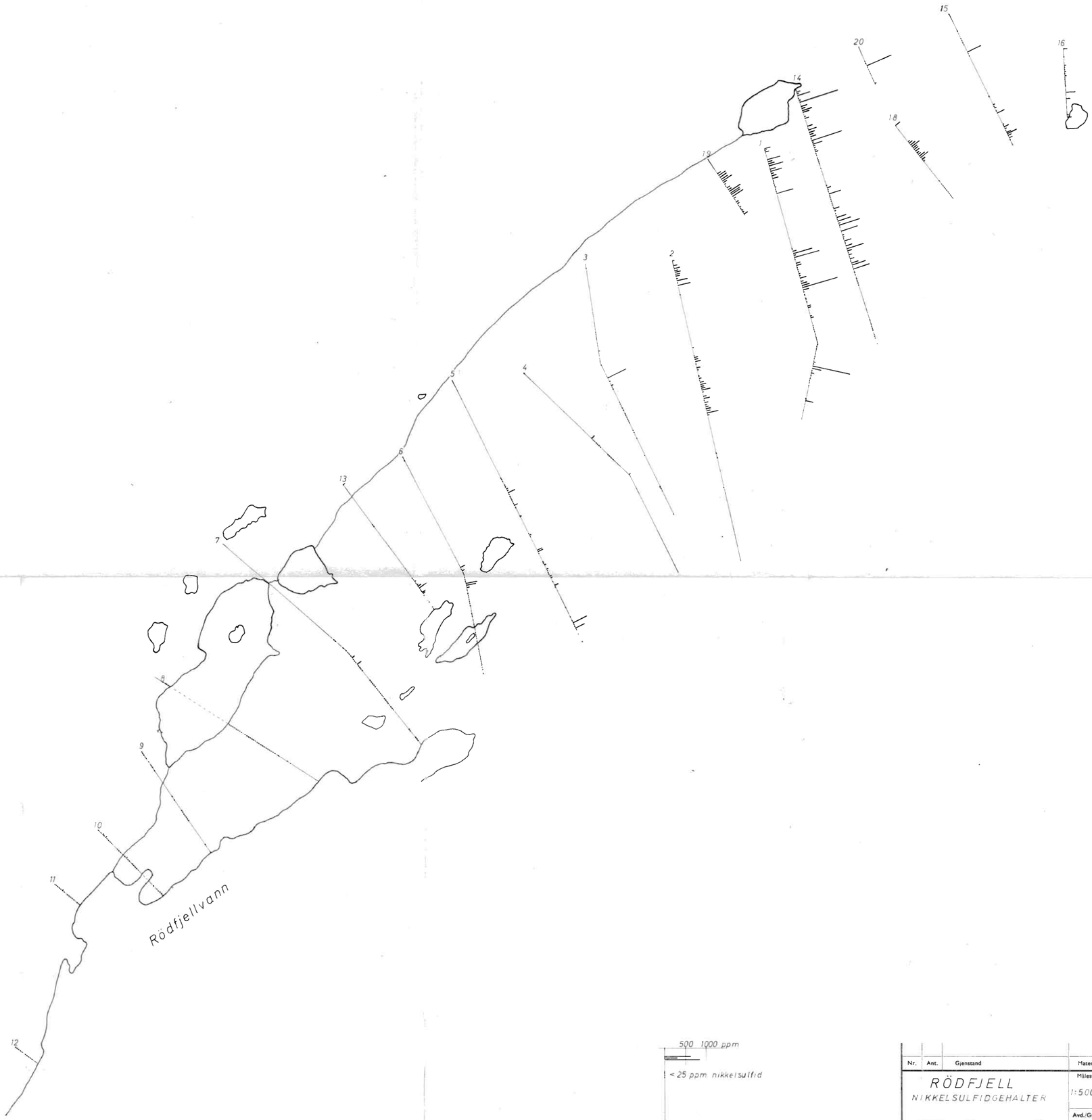
100 200

< 10 ppm Cu

Nr.	Ant.	Gjenstand	Materiale	Merknad
		RÖDFJELL Cu-gehalter i ppm	Målestokk 1:5000	Tegn. Kfr. G.kj.
				Avd./Gr.
		Folldal Verk A/S Folldal		Erstatning for:
				Erstattet av:

Symbol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

A/s Terrkopi. 250. A 1. HD 2. 5-75. Sentrum Trykkeri.



500 1000 ppm

< 25 ppm nikkelsulfid

Nr.	Ant.	Gjenstand	Materiale	Merknad
		RÖDFJELL NIKKELSULFIDGEHALTER	Målestokk 1:5000	Tegn. 177 M
				Kfr.
				G.kj.
				Avd./Gr.
		Folldal Verk A/S Folldal		Erstatning for:
				Erstattet av:

Symbol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

A.s Terrikopi. 250. A 1. HD 2. 5-75. Sentrum Trykkeri.

D2

Undersøkelsesprosjekt Porsa.

Malmmulighetene i komagfjordvinduet er dermed vår interesse knytter seg naturlig til de områder hvor det har vært gruvedrift fra før. Av denne grunn har vi viet Porsafeltets gruver og skjerp spesielt oppmerksomhet i sesongen 1977. Som nevnt i planleggingsoversikten for 1977 har vi interesse av å finne ut noe om mineraliseringens lovmessigheter og geologisk tilknyttning for eventuelt å kunne lokalisere større sammenhengende og dermed økonomiske malmarealer.
Granskingen av det tilgjenglige materiale fra gruveselskapet A/S Porsa samt studier av publikasjoner over lignende forekomster i Raipasvinduet (Kåfjord-gruber, Raipas-gruber), viste at Porsa-typen mineralisering er sprekkfyllinger bestående av kobberkis, svovelkis, magnetitt, kalsitt og kvarts. Sprekkene forløper diskordant til sjiktenes strøk-retning. Dermed synes mineraliseringer tektonisk kontrollert.

Vår virksomhet i 1977 ble derfor basert på en tektonisk strukturanalyse av relevante skjerp og gruver. Undersøkelsene foregikk på følgende måte:

1) Alle mineraliserte områder (gruver, skjerp og røsk) ble tektonisk målt. Måledata ble statistisk bearbeidet med hjelp av Normalnett og Schmidtnett. Resultatene er så blitt fremstilt i tektoniske diagrammer. (se bilde 1)

2) Som teoretisk grunnlag har vi utviklet tre modeller, som viser de mest sannsynlige mulighetene for malmgenesen. Modellene baseres på regionale observasjoner av stratigrafiske, fasielle og tektoniske forhold.

3) Synoptisk betraktning av de enkelte sprekksoners samlediagrammer samt data fra generaldiagram, og litteraturdata sammen med tankemodellene og geokjemiske- geologiske terrengobservasjoner.

Mineraliseringer: i Porsafeltet:

Småganger med kalkspatt, kvarts, kobberkis, svovelkis og magnetitt opptrer nokså konsentrert i deler av grønnsteinsdragene. Også på grenseflatene mellom grønnstein og marmor har man observert svake kobbermineraliseringer. I mindre konsentrasjon finnes slike småganger også i Doggelvformasjonens kvartsitter.

Følgende områder er blitt kartlagt strukturelt.

1) Område øst for demningen Porsavann.

Mineraliseringer på sprekkflater i grønnstein:

90/68 S og 134/66 V

SS // Sf1 : 44/78 NV

Antall målinger: 84

Analyser av åtte sidebergartsprøver viste gehalter av 200 ppm Cu 70 ppm Ni. Dette synes at migrasjon av disse metaller fra sideberget til sprekkene er lite sannsynlig.

2) Baches gruve (Middagstindfjellet).

Mineralisering i grønnstein: 120/90
SS // Sf1 ? : 36/64 NV
Antall målinger: 78

3) Hallingstad-, Hans-, og Kirkhusgrube (Middagstindfjellet)

300 m ØNØ for Langvatnet
Mineralisering i grønnstein: 105/80 NØ og 150/65 SV
SS // Sf1 ? : 39/65 NV
Antall målinger: 72

4) Oldervik gruve (Segelnesfjellet) Ca. 50 m ovenfor veien.

Mineralisering i grønnstein: 50/90
SS // Sf1 ? : 30/50 NV
Antall målinger: 83

5) Høgfjell grube øst 500 m ØNØ Finvann

Mineralisering i grønnstein: 26/88 NV og 26/55 SØ
SS // Sf1 : 114/83 NØ
Antall målinger: 91

6) Høgfjell grube vest ca. 80 m nord for Høgfjell grube øst.

Mineralisering i grønnstein: 18/84 NV
SS // Sf1 ? : 110/80 NØ
Antall målinger: 76

7) Beritsfjord gruve øst

Mineralisering i grønnstein: 22/58 SØ
SS // Sf1 : 104/80 SSV
Antall målinger: 102

8) Beritsfjord gruve vest

Mineralisering i grønnstein: 0/50 V
SS // Sf1 : 106/60 SV
Antall målinger: 72

9) Nakkengruve vest ca. 800 m VSV Nakken- ovenfor veien

Mineralisering i grønnstein: 76/86 NV
SS // Sf1 : 74/86 NV
Antall målinger: 87

10) Nakkengruve mid.

Mineralisering i grønnstein: 144/75 SV
SS // Sf1 : 60/46 NV
Antall målinger: 93

11) Nakkengruve øst

Mineralisering i grønnstein: 123/52 SV
SS // Sf1 : 74/86 NV
Antall målinger: 168

12) Mineralisering Kvensklubben veien Kvensklubben- Porsa ca. 30-120 m vest for driftsbygningene i Kvensklubben.

Mineralisering i grense grønnstein-marmor:
120/26 NV og 118/66 SV
SS // Sf1 : 40/55 NV
Antall målinger: 76

Følgende retninger av mineraliserte sprekker er tatt fra A. Kvalheims rapport over Porsafeltet.

1. Bahr's gruve: 150/55 SV
2. Grevillegangen: 90/85 N
3. Parallelgangen: 90/85 N
4. Puntervoldsgruve: 145/55 NV, 50/55 NV, 140/55 NV.

Alle på de ovenfor anførte steder målte verdier er blitt fremstilt i et samlediagram.

Resultat av de strukturelle undersøkelser og konklusjoner vedr. malmgenetiske spørsmål.

Den generelle tektoniske oppbygingen for Porsafeltet går frem xxx av et statistisk samlediagram (Shmidt-nett) som synes å være nokså representativt for den omtalte regionen. Struktur-koordinater, hoved strøk- og fallretning, orientering av samtlige sprekker (ac, hko, okl, hol) og den første og andre skifrighet er fremstilt.

Dette kunne gjøres for da det undersøkte areal tilhører et tektonisk homogenitetsområde d.v.s. området er blitt deformert, foldet og oppsprekket i en felles ensrettet påvirkning.

Dermed kan man utelukke modell 2 hvor man antar at to forskjellige foldingsfaser, den kaledonske og den pre- eller tidlig kaledonske, sammen med en postkaledonsk hevning og oppbuling med dilatasjonssprekker (vei for malmførende løsninger) har frembrakt de nå kjente mineraliseringer.

Mindre sannsynlig er også modell 3 hvor man går ut fra en fasiell begrenset sedimentær malmdannelse i en depressjons-sone. I et slikt tilfelle burde utfellning av metasomatiske løsninger være nokså lokale fenomener.

Etter de data, som er kommet frem inntil nå synes det at model 1 har størst sannsynlighetsgrad. Her antar man at mineraliseringen er forårsaket gjennom hydrotermale løsninger som er blitt mobilisert under foldningen (metamorfosen).

Denne teorien støttes av det faktum at, alle mineraliserte ganger og sprekker i hele regionen viser loddrett fall. Sprekkene representerer dilatasjonskløfter, og var den mest direkte og enkleste veien for løsningene oppover. Dette utelukker imidlertid ikke at en kombinasjon med de andre to modeller kan ha forekommet.

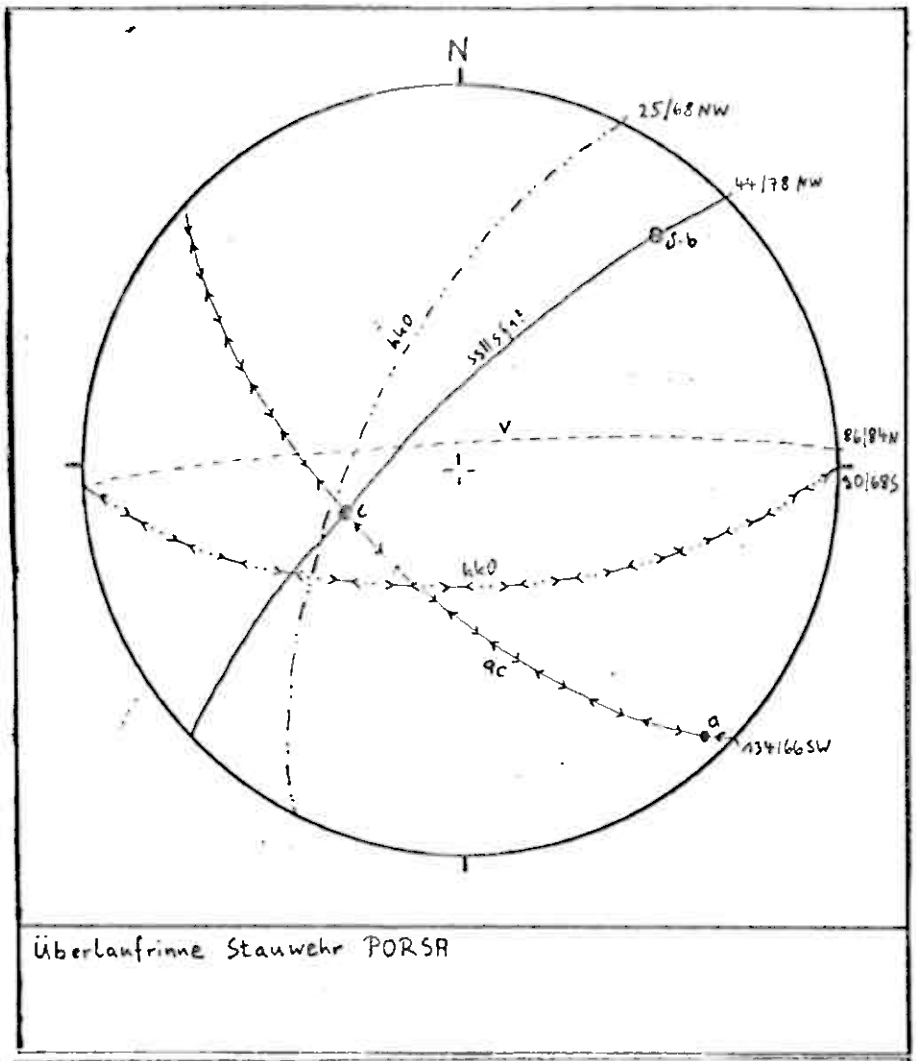
På en måte kan opprinnelsen av mineral (malm) løsningen også tolkes fremkommet gjennom utlutingsprosesser av finfordelte kobberkiskrystaller i grønnstein (mobilisert under foldningen og utfelt på tensjonssprekker.
De lysegrønne tette grønnsteinsvarianter viste litt høgre Cu verdier (160-280 ppm) 8 prøver, enn de mørkegrønne varianter. (90-170 ppm) 8 prøver.

Modell til malmgenesen i Porsadistriktet (se bilag).

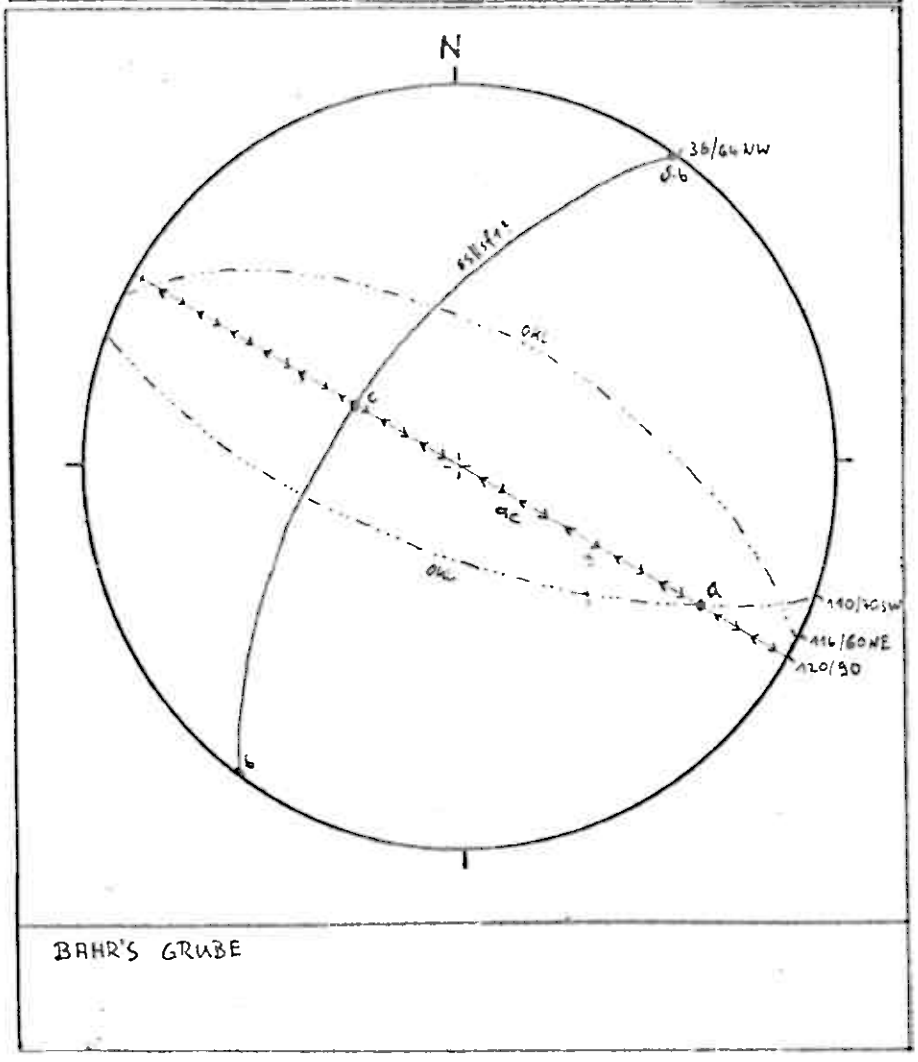
I modell 1 går man ut ifra at det primært ikke fantes malmmineraler i lagrekkene.
Under tektonisk påvirkning med etterfølgende folding blehydrotermale løsninger fra et underliggende system transportert på diagonale- og Ac- sprekker er dermed fordelt i regional målestokk.

I modell 2 antar man at malmmineraler foreligger meget finfordelt i de basiske vulkanitter.
Under tektonisk påvirkning blir malmmineralene i moderbergarten. Mobilisering av malmmineralene under intrusionsfasen av ultrabasitter, grabboer og granitter og utfelling på trendsjonssprekker.

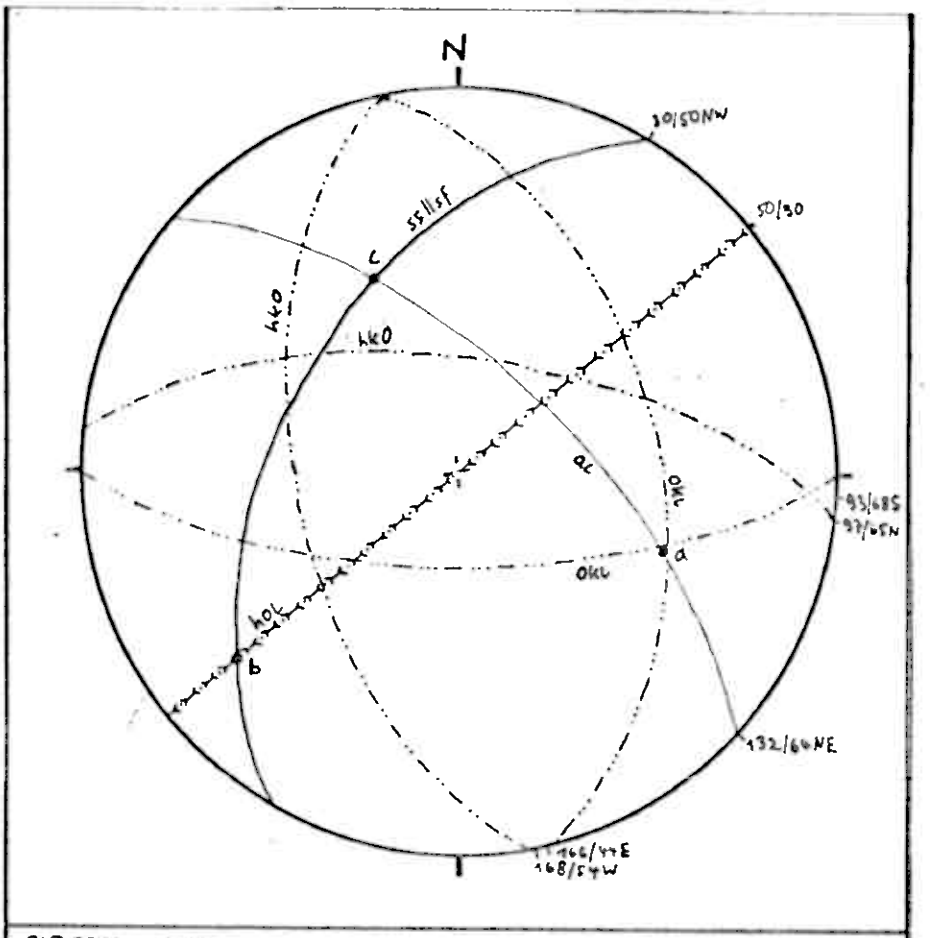
I modell 3 forutsetter man at malmen er sedimentert som sulfidslam og foreligger i form av store linser og linjaler.
Under tektonisk påvirkning kan slike malmer på et lokalt nokså begrenset areal mobiliseres.



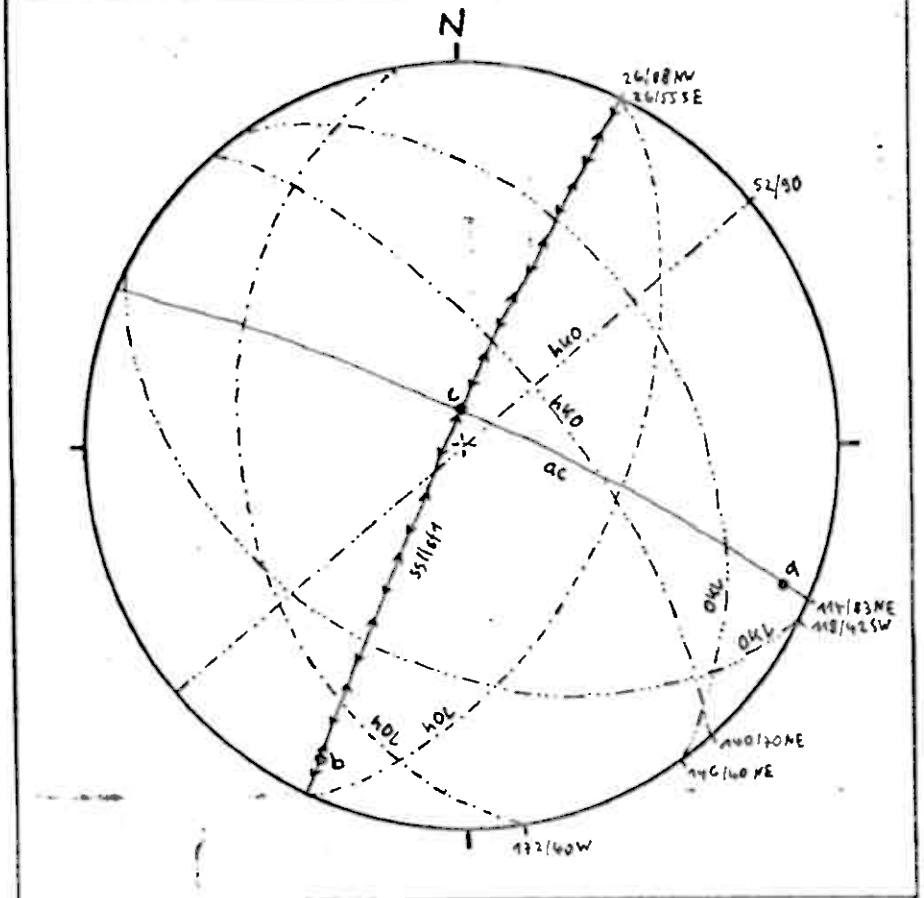
Überlaufrinne Stauwehr PORSA



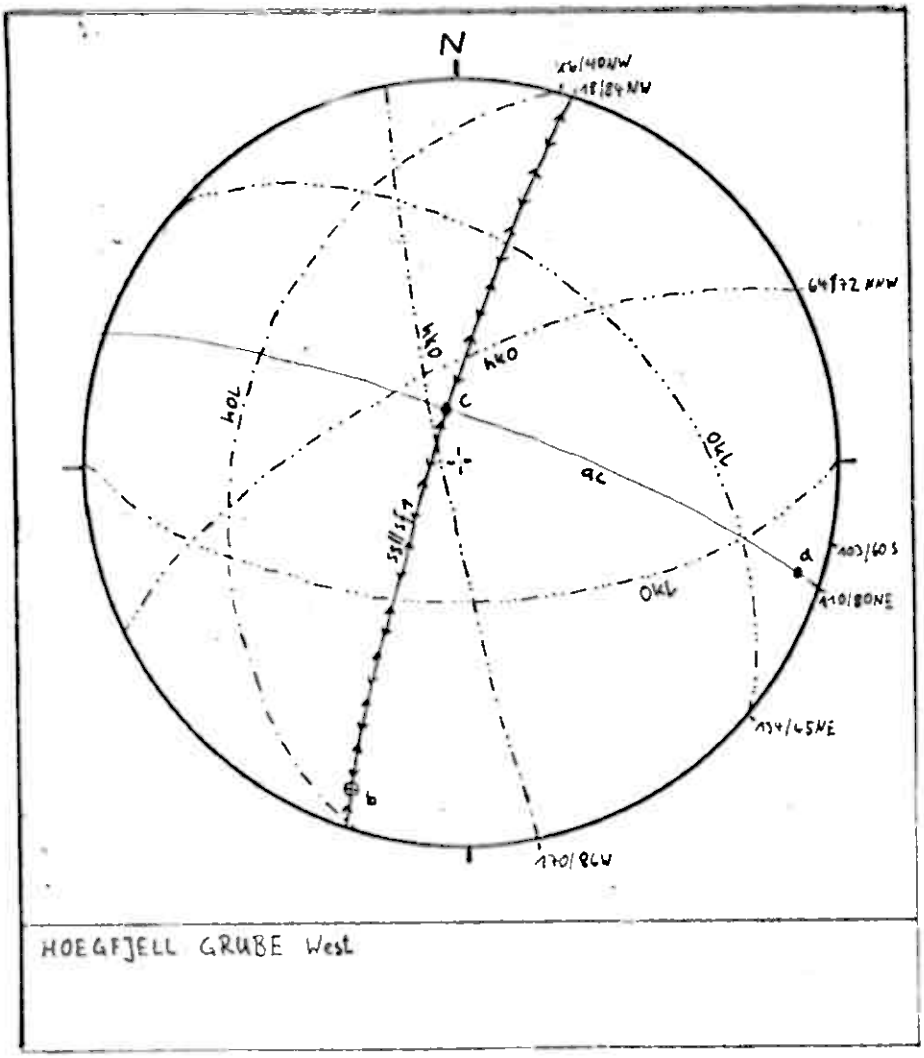
BAHR'S GRUBE



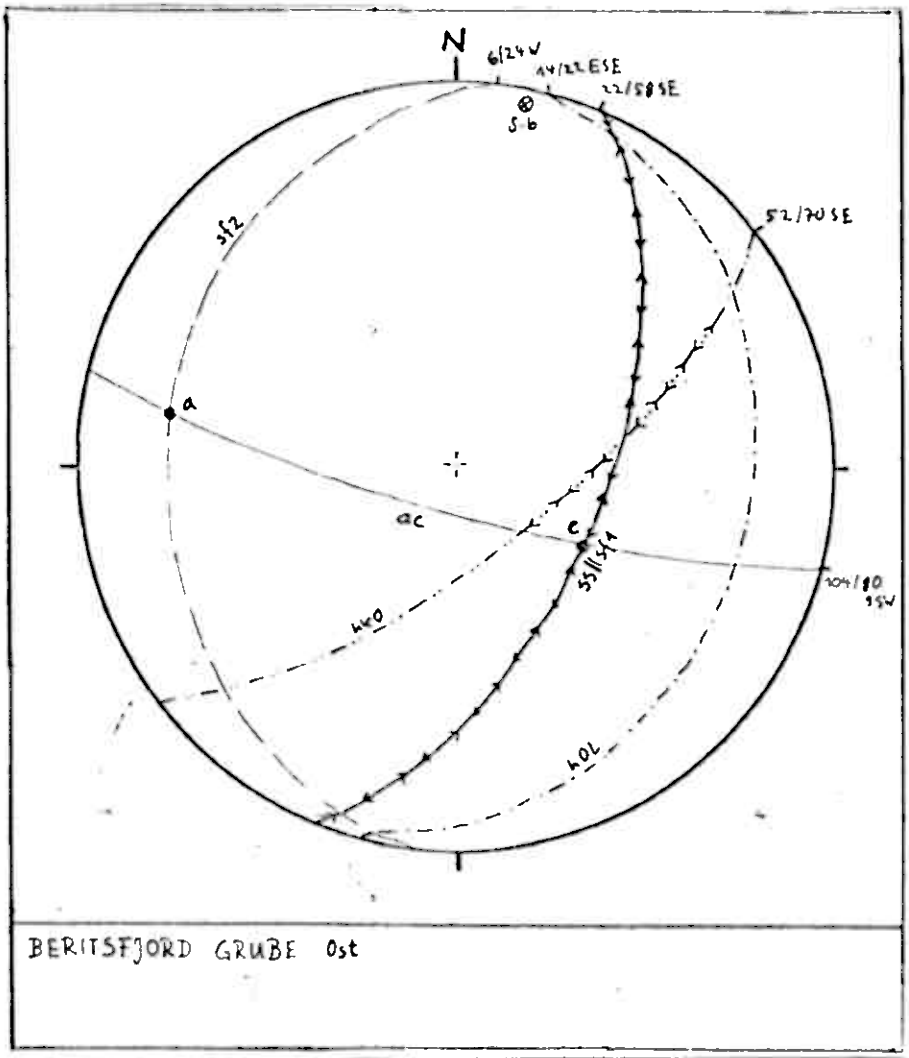
OLDERVIK GRUBE



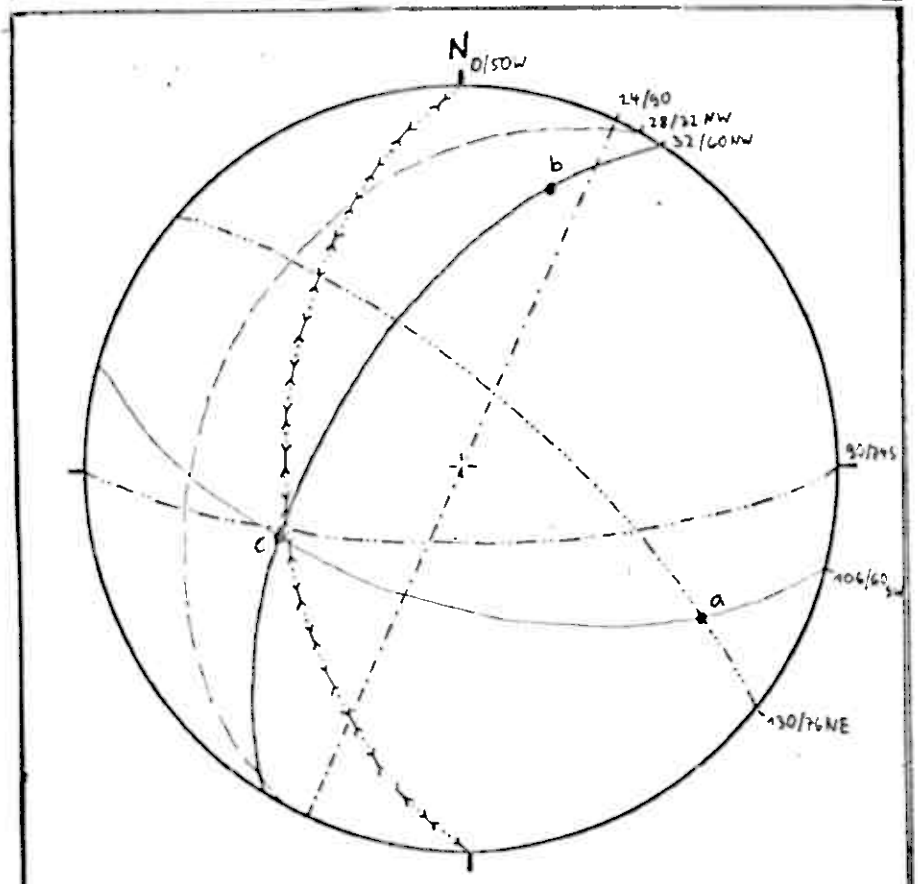
HOEGFJELL GRUBE Ost



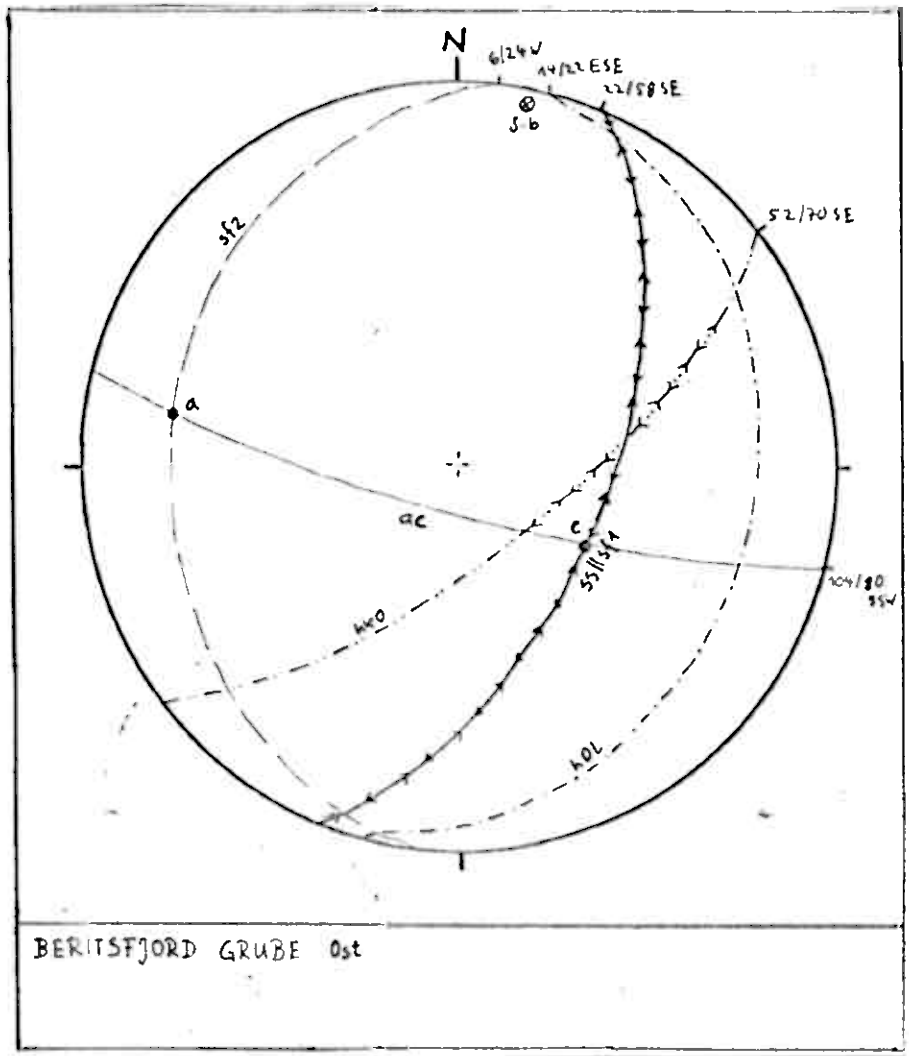
HOEGFJELL GRUBE West



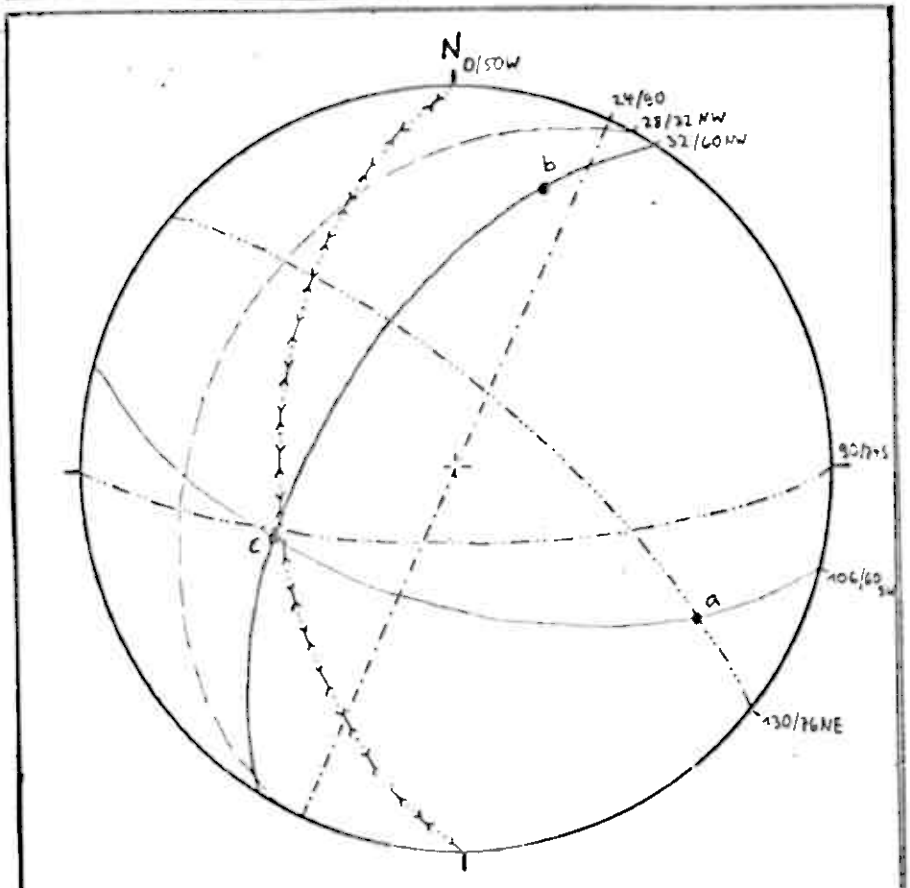
BERITSFJORD GRUBE Ost



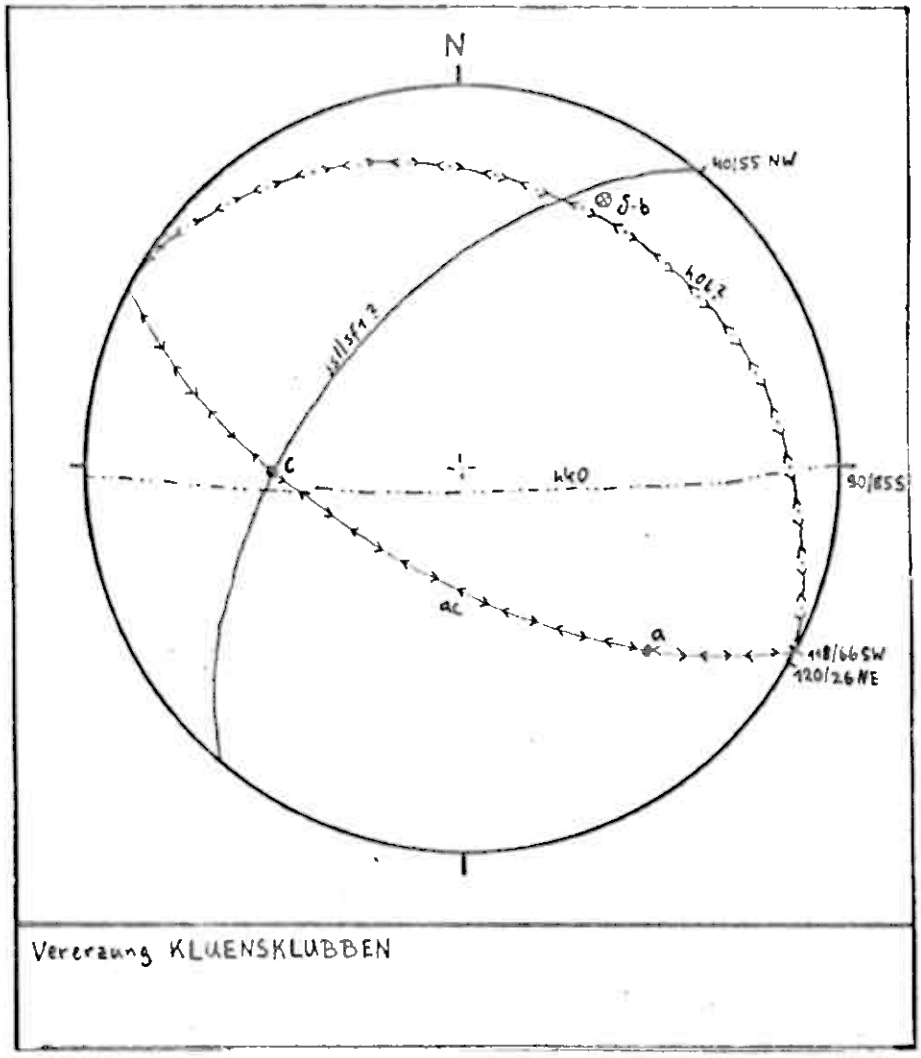
BERITSFJORD GRUBE West



BERITSFJORD GRUBE Ost

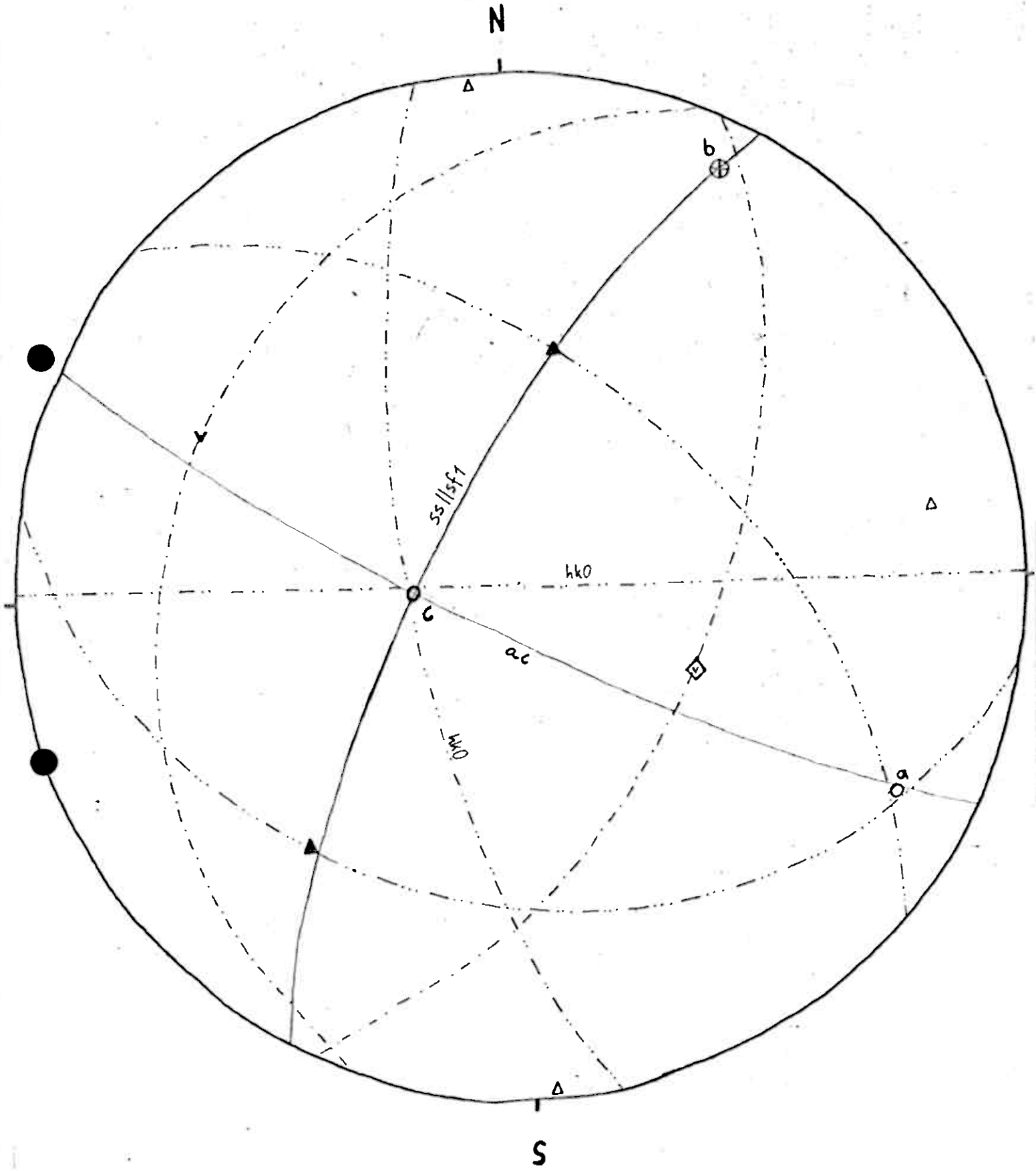


BERITSFJORD GRUBE West

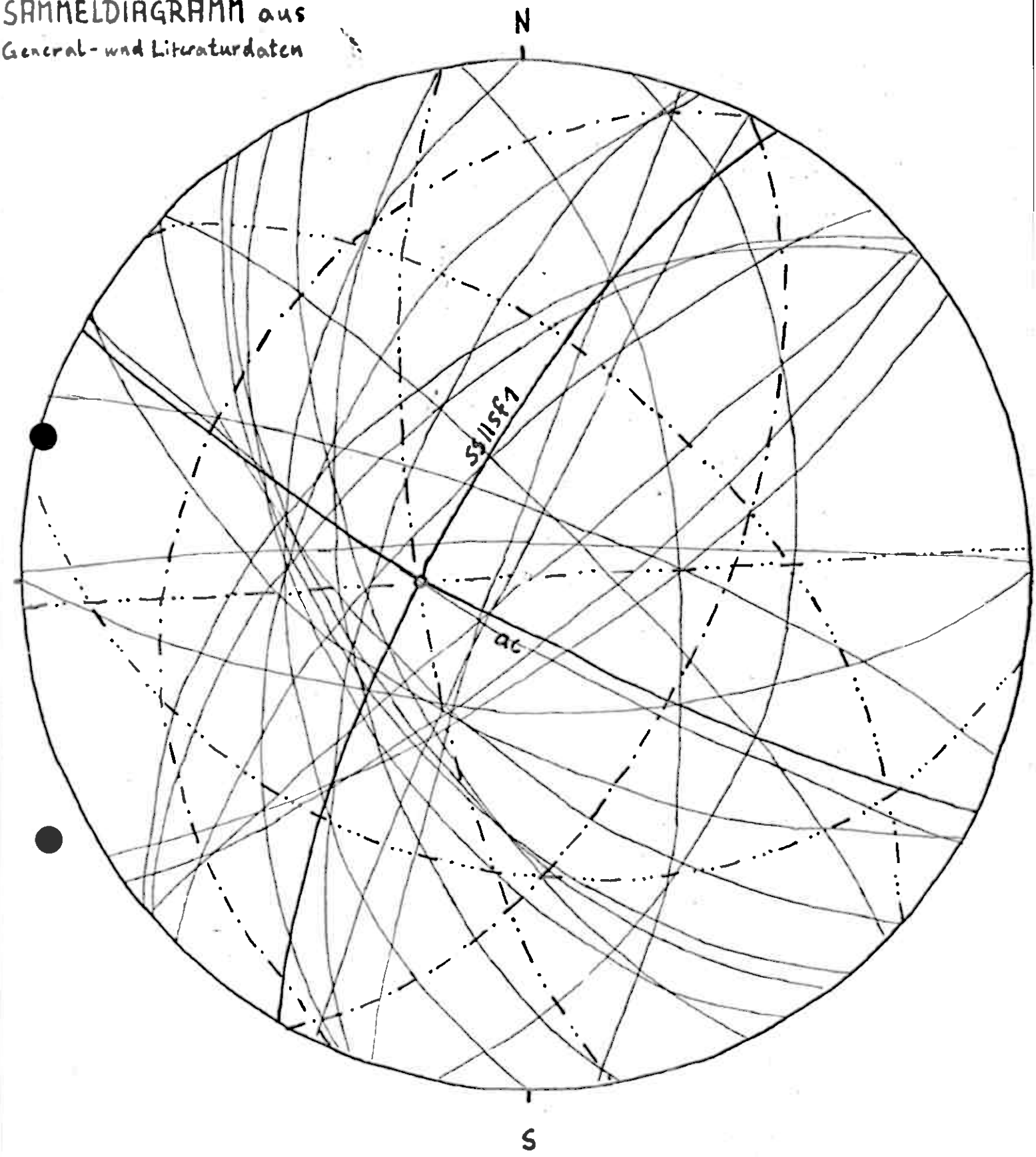


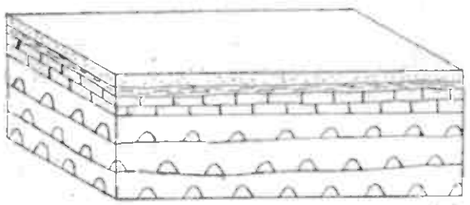
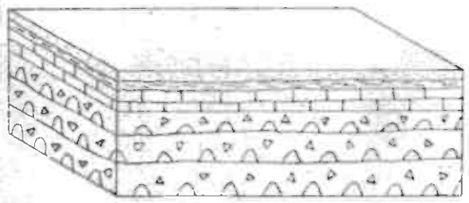
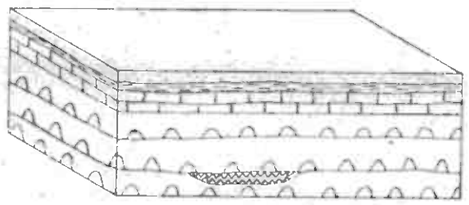
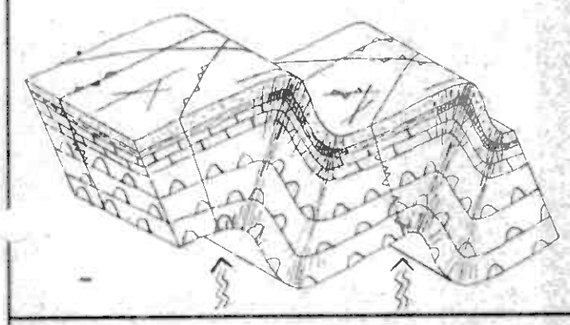
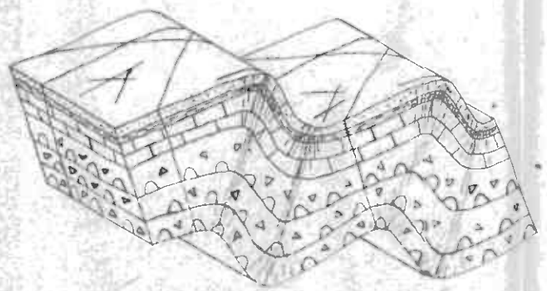
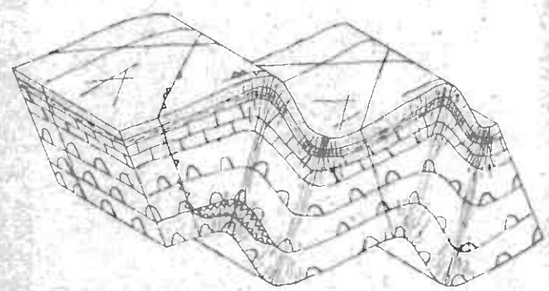
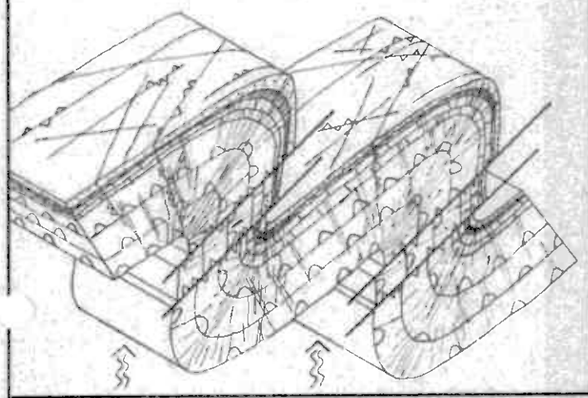
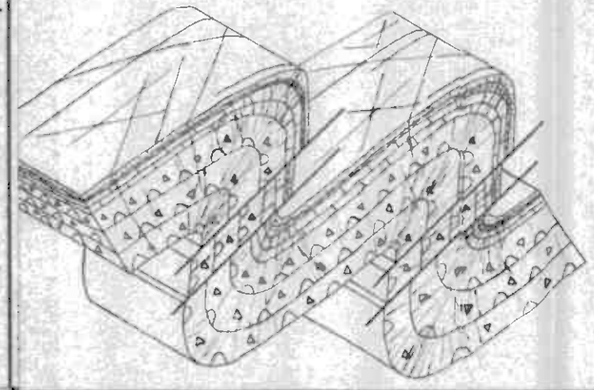
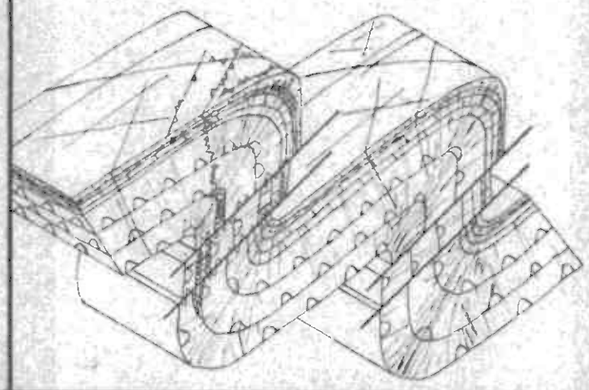
Vereisung KLUENSKLUBBEN

GENERALDIAGRAMM PORSAREGION



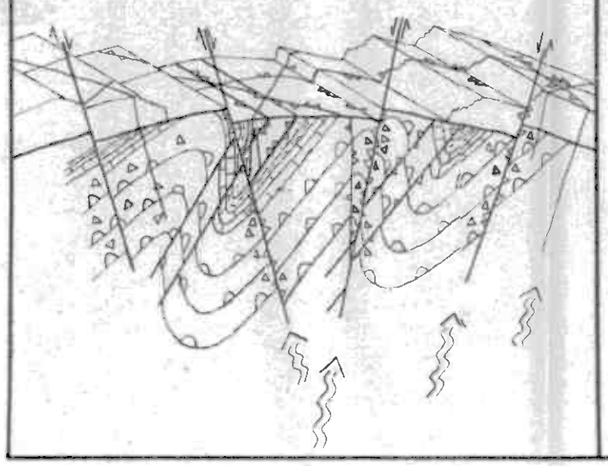
SAMMELDIAGRAMM aus
General- und Literaturdaten



MODELL 1		MODELL 2		MODELL 3	
	**Sedimentasjon:** Pirmer ikke malm i bergarte ene.		**Sedimentasjon:** Malmmineraler finfordelt i grønnstein.		**Sedimentasjon:** Malmmineraler avsatt i en fasiesbetinget spesialsenkning.
	**Foldning:** Malmmineralet hydrotermalt på diagonal- og ac-sprekker fordelt over hele regionen.		**Foldning:** Malmmineraler bår i de foldede grønnsteiner.		Foldning: Malmmineraler migrere fra det opprinnelige avsetningsområde i de nærmeste sprekker. (Mineralisering regionalt nokså begrenset.)
	**Overskyvning:** Økt hydrotermal virksomhet. Malmmineraler på sprekker og overskyvningsbane spredt regionalt.		**Overskyvning:** Malmmineraler blir i grønnsteinene.		Overskyvning: enda kraftigere mobilisering av malmmineralene fra det opprinnelige avsettingsområde til de omliggende sprekker og overskyvningsbaner.

Opphvelvning etter dekkoverskyvning. →

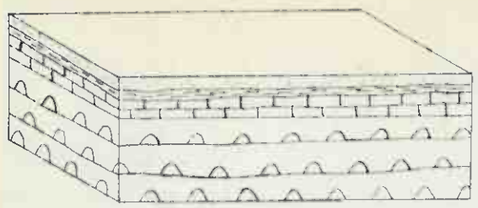
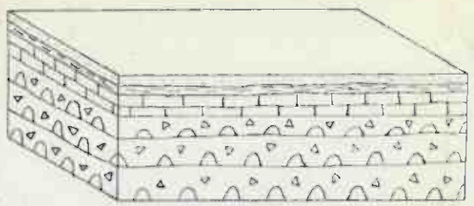
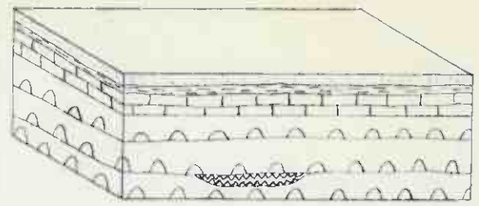
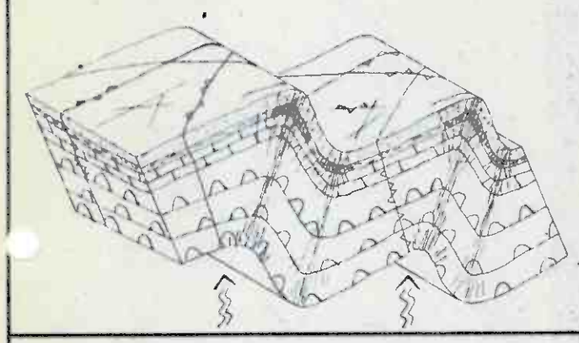
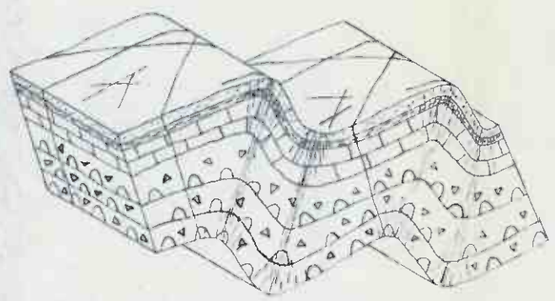
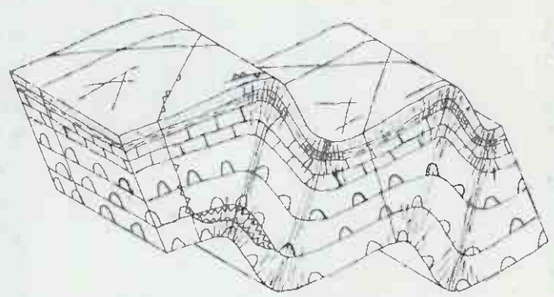
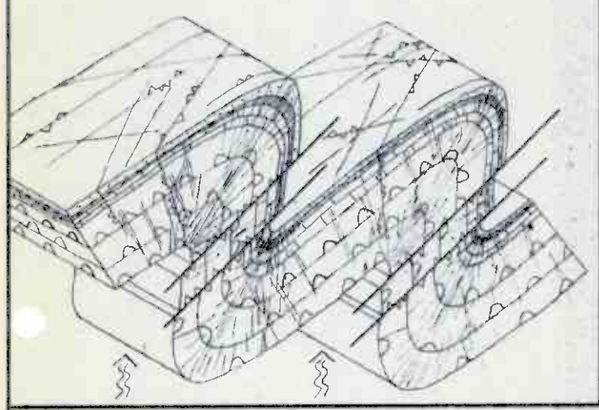
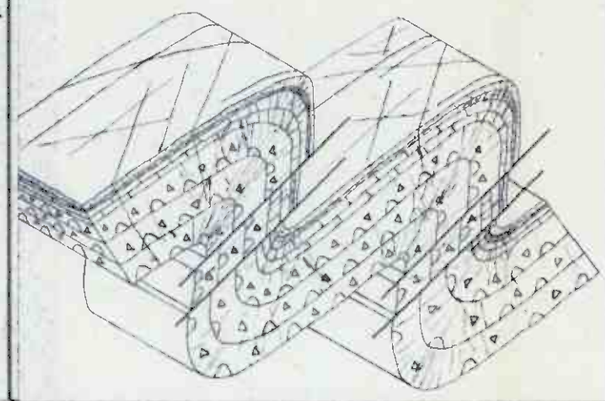
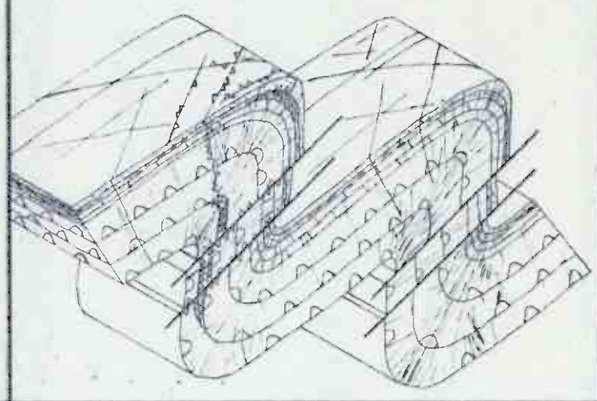
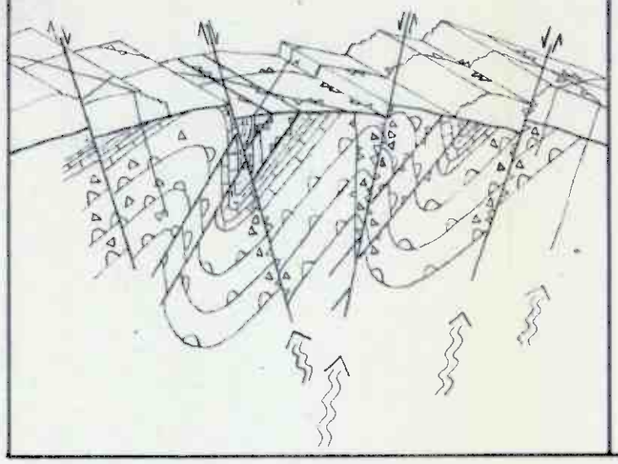
Instrusjon av forskjellige magmer langs bruddsoner i opphvelvningens sentrale område.
Mobilisasjon av malmmineraler som finnes finfordelt i grønnstein i kontaktsoner og opphvelvningens diagonalkløfter og bruddsoner som også gjennomslår dekkebergartene og overskyvningsbanene.

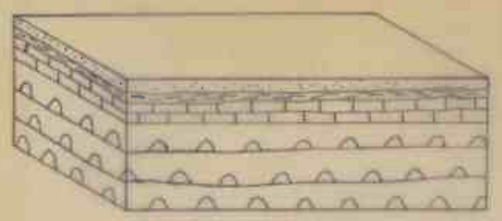
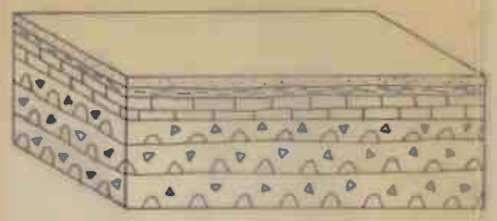
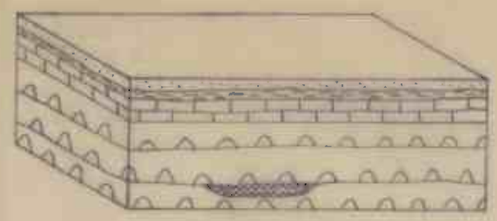
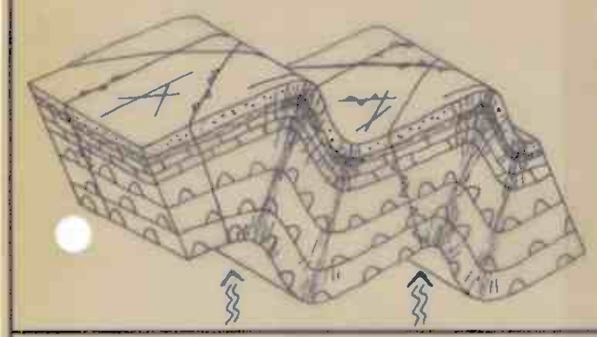
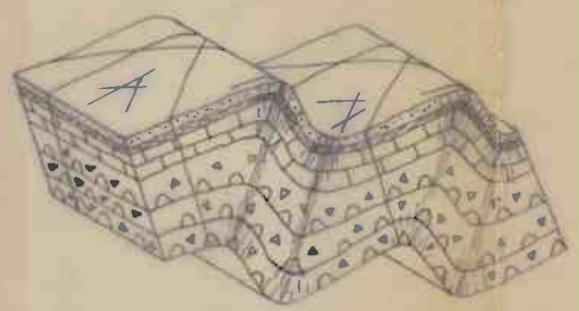
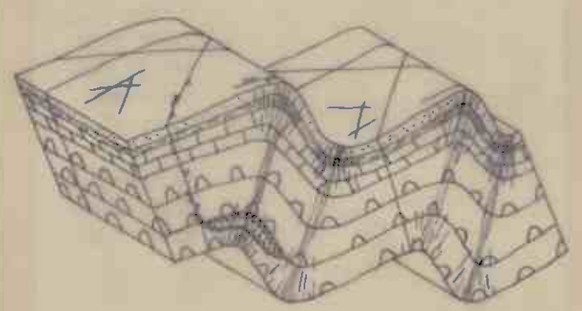
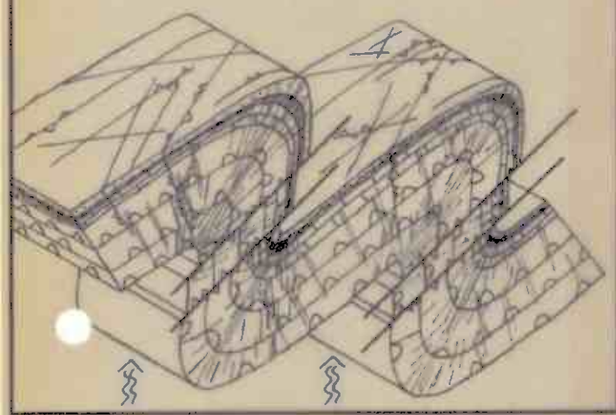
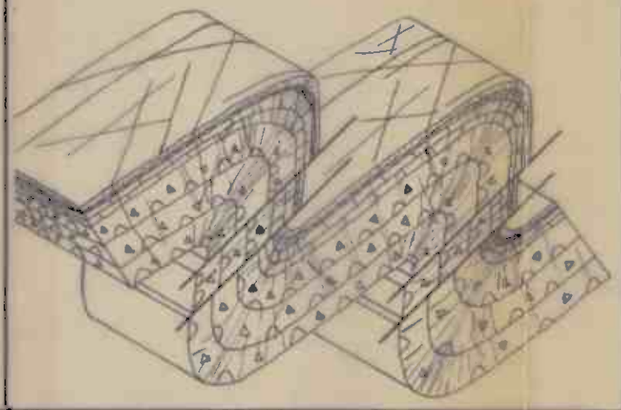
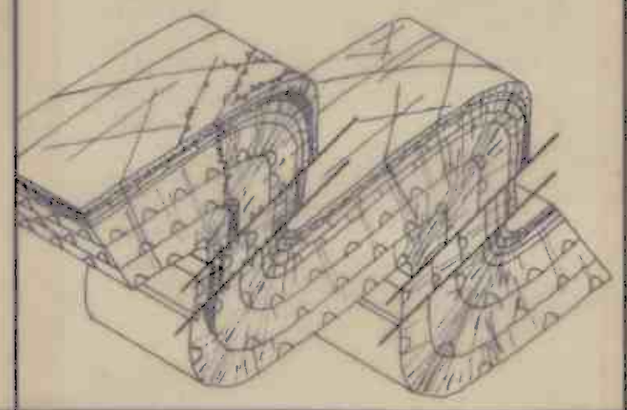
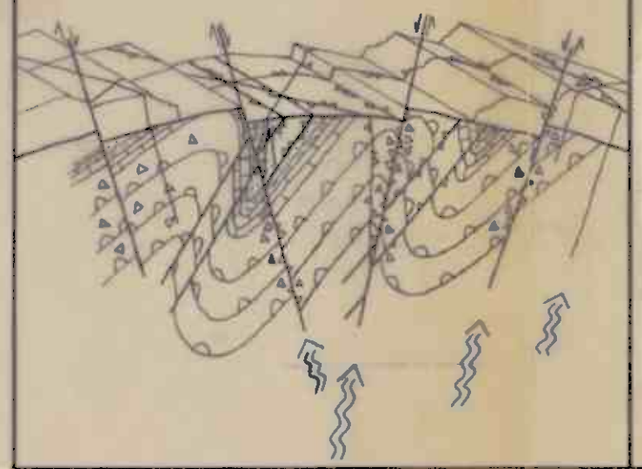


PORSAREGIONEN

MALMGENETISKE MODELLER

B. STRIBRNY 1977

MODELL 1		MODELL 2		MODELL 3	
	**Sedimentasjon:** Pirmør ikke malm i bergartene.		**Sedimentasjon:** Malmmineraler finfordelt i grønnstein.		**Sedimentasjon:** Malmmineraler avsatt i en fasiesbetinget spesialsenkning.
	**Foldning:** Malmmineralet hydrotermalt på diagonal- og ac-sprekker fordelt over hele regionen.		**Foldning:** Malmmineraler bair i de foldede grønnsteiner.		**Foldning:** Malmmineraler migrere fra det opprinnelige avsetningsområde i de nærmeste sprekker. (Mineralisering regionalt nokså begrenset.)
	**Overskyvning:** Økt hydrotermal virksomhet. Malmmineraler på sprekker og overskyvningsbane spredt regionalt.		**Overskyvning:** Malmmineraler blir i grønnsteinene.		**Overskyvning** enda kraftigere mobilisering av malmmineralene fra det opprinnelige avsettingsområde til de omliggende sprekker og overskyvningsbaner.
Opphvelvning etter dekkoverskyvning. → Instrusjon av forskjellige magmer langs bruddsoner i opphvelvningens sentrale område. Mobilisasjon av malmmineraler som finnes finfordelt i grønnstein i kontaktsoner og opphvelvningens diagonalkløfter og bruddsoner som også gjennomslår dekkebergartene og overskyvningsbanene.				PORSAREGIONEN MALMGENETISKE MODELLER B. STRIBRNY 1977	

MODELL 1		MODELL 2		MODELL 3	
	**Sedimentasjon:** Malmminerale bare malm i bergartene.		**Sedimentasjon:** Malmminerale finfordelt i grønnstein.		**Sedimentasjon:** Malmminerale avsatt i en fasiesbetinget spesialsenkning.
	**Foldning:** Malmmineralet hydrotermalt på diagonal- og ø-sprekker fordelt over hele regionen.		**Foldning:** Malmminerale blir i de foldede grønnsteiner.		**Foldning:** Malmminerale migrere fra det opprinnelige avsetningsområde i de nærmeste sprekker. (Mineralisering regionalt nokså begrenset.)
	**Overskyvning:** Økt hydrotermal virksomhet. Malmmineraler på sprekker og overskyvningsbane spredt regionalt.		**Overskyvning:** Malmminerale blir i grønnsteinene.		**Overskyvning:** enda kraftigere mobilisering av malmmineralene fra det opprinnelige avsettingsområde til de omliggende sprekker og overskyvningsbaner.
Opphvelvning etter dekkoverskyvning. → Instrusjon av forskjellige magmer langs bruddsoner i opphvelvningens sentrale område. Mobilisasjon av malmminerale som finnes finfordelt i grønnstein i kontaktsoner og opphvelvningens diagonalkløfter og bruddsoner som også gjennomslår dekkebergartene og overskyvningsbanene.				PORSAREGIONEN MALMGENETISKE MODELLER B. STRIBRNY 1977	

D3

A stratigrafic-struktural-geological section through the Komagfjord tectonic window, Norway, Finnmark

by E. Michael Steffan and Bernhard Stribrny
Frankfurt/Main - West Germany.

Summary.
The precambrian and eocambrian rocks of the Komagfjord tectonic window are caledonic folded and postcaledonic erroded. During the caledonic main folding a central synklinorium and two adjecent antiklinoriums got built up. A late caledonian deformation coursed the overthrusting of the nappe. At the postcaledonian uplifting the area of the window got fractured and blockfaulted.

Zusammenfassung.
Die präkambrischen und eokambrischen Gesteine des Komagfjord Fensters sind kaledonisch gefaltet und postkaledonisch freigelegt worden. Bei der kaledonischen Hauptfaltung wurden ein zentrales Synklinorium und zwei randliche Antiklinorien angelegt. Während einer späteren Beanspruchung erfolgte eine Deckenüberschiebung. Bei der postkaledonischen Hebung wurde der Fensterbereich in einzelne Segmente gegliedert.

Introduction.
The Komagfjord window consists of precambrian and eocambrian mafic metavolcanic basement rocks overlain by clastic series. All rocks are intensively caledonic deformed.

Geography.
The section starts at the riksvei 6 in the southeast and ends at the Neverfjord in the northeast. (see plate I)

Stratigraphy: after P.H. Raitan (1963), B. Stribrny and E.M.Steffan (1977)

Investigation results:

Structure geology.
We can distinguish between two main structural deformations, separeted in time.
At first an early caledonian main-folding building up large anticlinoriums and synclinoriums with diverging and converging c-axes, (axis vertical to the fold-axis) accompanied by overthrusts.

Later a nappe overthrusts of late caledonian age. In post-caledonian time the Komagfjord area was oplifted, exposed and the nappe eroded, while the window got fractured and block-faulted.

Section description.

The early caledonian deformation.

The section shows a central synklinorium with adjacent anticlinoriums.

The northwestern anticlinorium is characterised by many overthrusts, as a result of different competency of rocks.

Measurements:

1. Width of exposed anticlinorium: 10 km
2. Mean length of main folds: 2,7 km
3. Mean amplitude of main folds: 1,1 km
4. Angle of divergence (Vergenz-fächerwinkel) half angle: 35°
5. Angle of inclination of the tangent to folds (Measured from horizontal) (Klinenz): 5° to the southeast
6. Factor of linear shortening of folds: 0,77

The synclinorium is on both sides overthrusted by anticlines built uy by metavolcanics. The rocks of the synclinorium are arkoses and conglomerates of the Steinfjell-, Djupelv and Fiskevann formation.

The synclinorium shows from NW to SE the following main elements: a faulted synkline. Next to that a faulted anticline.

Measurements:

1. Width of exposed synclinorium: 8 km
2. Mean length of main folds: 2 km
3. Mean amplitude of main folds: 0,7 km
4. Angle of convergence: 60°
5. Angle of inclination of the tangent to folds (Klinenz):
   SE-limb: 15°
   NW-limb: 15°
6. Factor of linear shortening of folds: 0,68

Where the southeastern anticlinorium borders the synclinorium the Roedfjellintrusion took place. To the southeast the fractured NW-limb of the anticlinorium is followed by the closely folded southeastern part of the anticlinorium.

Measurements:

1. Width of exposed anticlinorium: 6 km
2. Mean length of main folds: decreasing to the southeast.
3. Mean amplitude of main folds: 0,3 km
4. Angle of divergence: 60°
5. Angle to folds (Klinenz):
   SE-limb: 15°
   NW-limb 15°
6. Factor of linear shortening of folds: 0,8

The postcaledonian uplifting.

The section shows eight striking faults along which vertical mouvements took place. They separete the window in several segments. Reconstructing the directions of mouvements the shows us that parts of maximum uplifting are located in the central part of the window right angle to the main deformation axis.

This investigation and publication was supported by Folldal Verk A/S and chief geologist Dr. J. Heim.

References:

REITAN P.H. (1963) The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. Norges. Geol. Unders. Nr. 221

B. STRIBRNY and E.M. STEFFAN (1977) Unpublished field repport 197

D4

Tektonisk modell (Stribrny & Steffan)

Etter at alle tilgjengelige geologiske data om Komagfjordvinduets bergarter var vurdert og kombinert med observasjonene fra feltsesongen 1977, har vi funnet frem til et modellutkast for Komagfjordvinduets historiske utvikling:

1. Basement (arkaiske gneiser)

2. Vulkanisme — Avsenkning mot syd. I forbindelse med dilatasjonsbrudd -> transportveier for vulkansk materiell.

3. Vulkanisme (Lava - gråvakke - tuffitter) — Transgression (Grønnsteinstransgressionskonglomerat med komponenter av basiske vulkanitter og basalgneis)

4. Avtagende vulkanisme fra SE mot NW. Utviklingen av et "tidal flat" som er skjermet fra åpent hav gjennom en barriere. Finklastisk sedimentasjon i "tidal flat" området og vekst av Stromatolitter på barrieren og på eksponerte områder på "tidal flats". -> svartskiffer med karbonatstriper. — Svak regression

5. Under vedvarende sedimentasjon av svartskifferenes oppbygging av et elvedelta i arealet foran barrieren -> Arkoser og konglomerater av Steinfjell og Doggelv-Formasjoner.

6. Konglomerater av Djupelv-Formasjoner -> Djupelv-Formasjonens arkoser og kvartsitter — Transgression

7. — Utvikling av geosynklinalen

8. Oppressing av ultrabasitter på dilatasjonssprekker.

9.	Oppressing av gabbroene	
		Hovedfoldning (Innsnevring NW-SE)
10.	Intruksjon av sure magmatitter	
11.		Erosjon
12.	Tillitter? Varvitter? i Lomvannformasjonen	Glasial
13.	Dekkeoverskyvning	Dekkeoverskyvning
14.	Dannelse av kinkbåndstrukturer (se flybildestrukturkart)	Innsnevring E-W
15.		Opphvelving av vinduets område

KALEDONSK FOLDNING

D5

Fasiesmodell (Stribrny & Steffan)

Som forberedelse til sedimentologiske undersøkelser med sikte på å få genetisk kontroll over mineraliseringer av Ulveryggen-type har vi begynt å lage en teoretisk fasiesmodell. Utgangspunkt for denne fasiesmodellen var følgende observasjoner i terrenget.

1) Kvalund-Formasjonens svartskiffere forekommer i et begrenset område i NV-delen av Komagfjordvinduet. De hviler direkte på Holmvann-Formasjonens fyllittiske grønnskiffere.

2) Doggelv-Formasjonens arkoser og småkonglomerater ligger også direkte på massive basiske metavulkanitter og metavulkanittkonglomerater.

3) I Doggelv-distriktet forekommer det linser av kvartsittisk svartskiffer av Kvalsund-typen innleiret i Doggelv-Formasjonens arkoser.

Man kan derfor ikke utelukke at Kvalsund-Formasjonen og Doggelv-Formasjonen er stratigrafiske ekvivalenter, som er skillet gjennom fasiesforandringer.

4) Doggelv- og Steinfjell-Formasjonens bergarter viser ingen litologisk forskjell i mesoskopisk målestokk. Begge litostratigrafiske enheter er dessuten karakterisert gjennom småkonglomerater og skråskiktningsplaner.

5) Det synes at Doggelv-Formasjonens bergarter viser avtagende kornstørrelse mot SSE (tiltagende antall rippler).

Doggelv-Formasjonen kan derfor betraktes som lateral ekvivalent til Steinfjell-Formasjonen.

6) Steinfjell-Formasjonen har sedimentær kontakt til Djupelv-Formasjonen. Djupelv-Formasjonen er derfor yngere enn Steinfjell-Formasjonen. (Se REITAN, 1963).

7) Fiskevann-Formasjonen er skjøvet over Djupelv-Formasjonen.

8) Både Djupelv- og Fiskevann-Formasjonen viser grovklastiske sedimenter på basis (konglomerater) og går mot hengen over i mere finklastiske bergarter (arkoser, kvartsitter).

Fiskevann-Formasjonens bergarter antas derfor å være eldre eller like gamle som Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

9) Sedimentære linser med høyt feldspattinnhold finnes på toppen av Holmvann-Formasjonen (Kvalsunddalen ca. 800 m ESE for langvann og ved Store Lerrisfjord - tufitter?).

10) Karbonater og kvartsitter på toppen av Hôlmvann-Formasjonen forekommer bare i NW-delen av vinduet (Stormatolitter på en kystparallell barriere).

Ut fra de ovenfor nevnte "statements" resulterer følgende fasiesmodell: (se bilag)

1) Basaltene og keratofyrer ble opparbeidet av et hav som transgrederer fra syd mens vulkanismen vedvarer (skråskiktning i gråvakkene, omlagrete tuffer, vulkanittbånd i grønnstenskonglomeratene ved Saltvann).

3) En svakt regression i nord forårsaket dannelsen av grunne områder i havet hvor veksten av Stromatolitter ble mulig.

4) I dette rel. grunne havområdet transporterer en kjempemessig elv store mengder med deltasedimenter. Mellom havet og kysten ligger dessuten en barriere som skiller havet utenfor fra et "tidal flat" område.

Sedimentasjonsrettning: Målingene på skråskiktningsflåter i Ulveryggen-området og langs Doggelven viser transportrettning fra NW resp. WNW.
I gruveområdet dominerer transport fra NW, langs Doggelven fra WNW.

Legende til Fasiesmodell



Djupelv-Formasjon (Transgression)

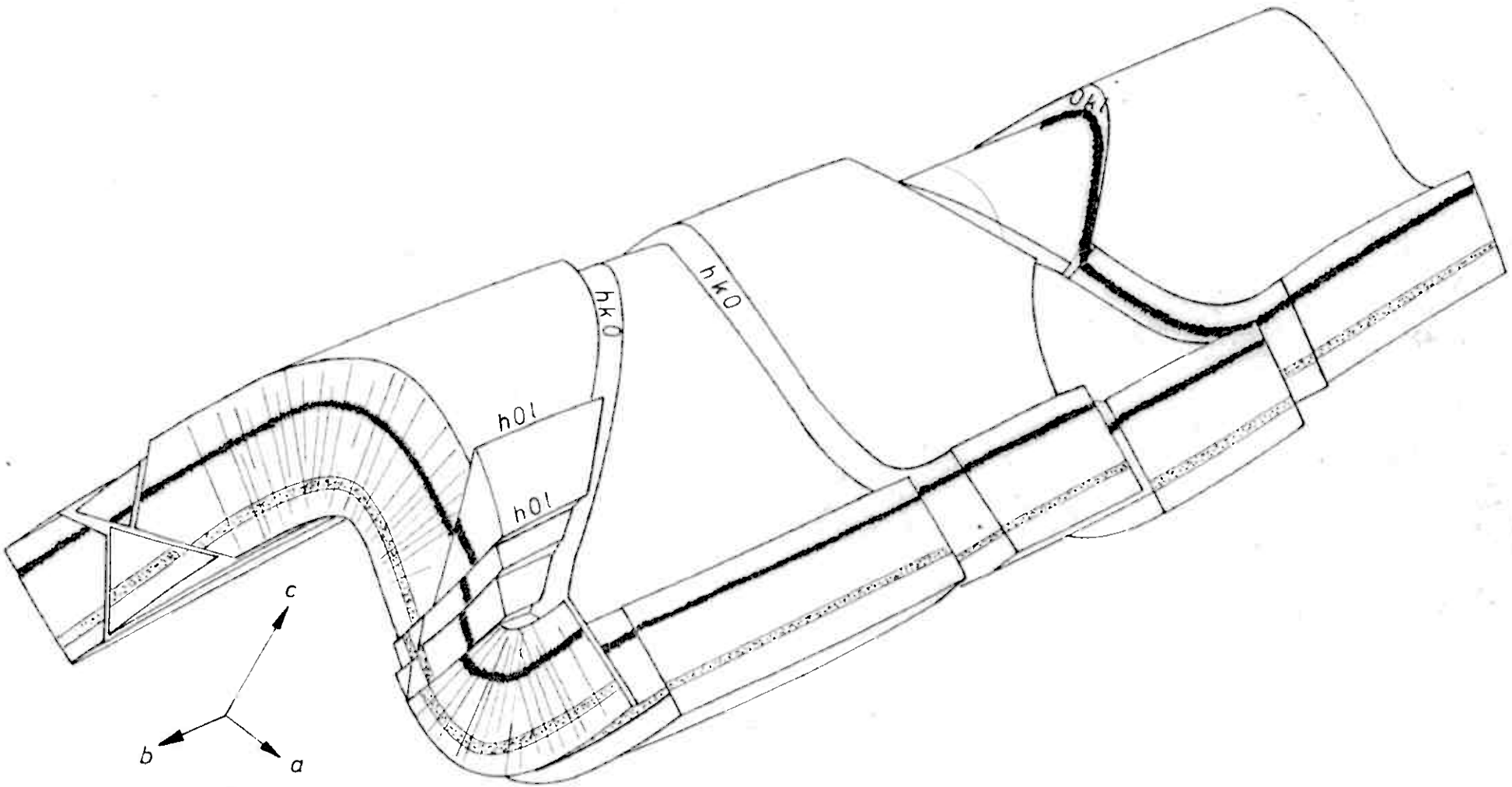
Kvalsund-Formasjon/Steinfjell-Fiskevann-F.

Holmvann-Form.

Vulkanitter øvre serie - Regression -
pilloww lava - grønnskifer,karbonater,kvarøsitt

Grønnstenskonglomerat - Transgression -
massive vulkanitter.

Grunnfjell



ULVERYGGEN

Blokkdiagram

B. Stribrny 1977

I

SE

Grunnfjell

NW

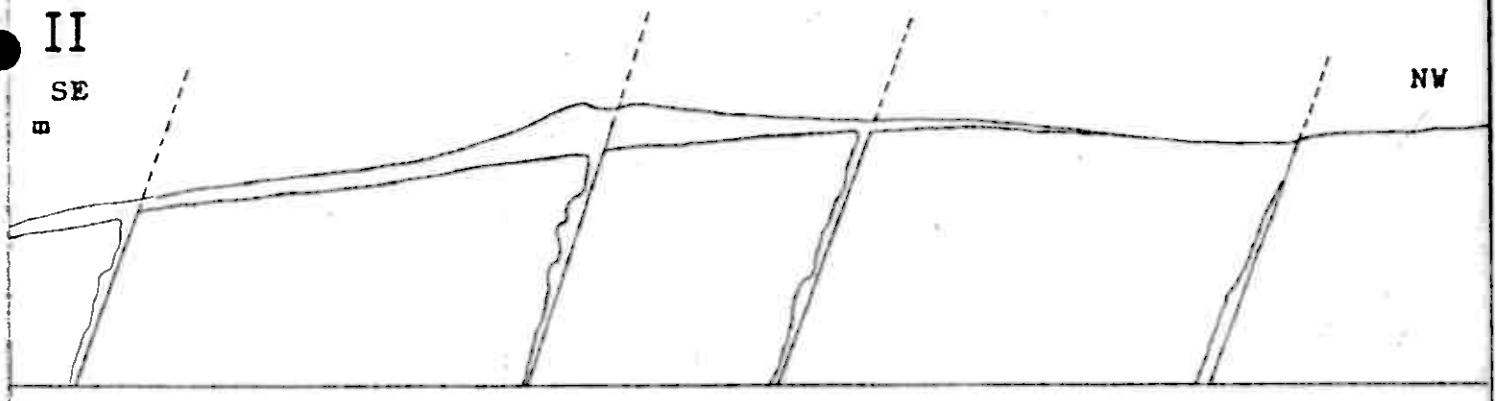
Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

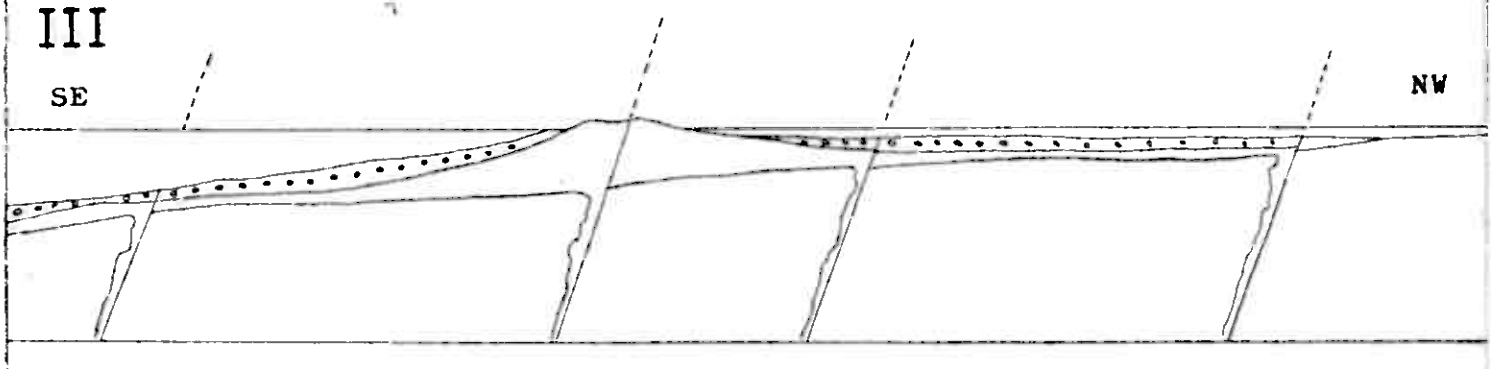
m



Transgression
→ opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

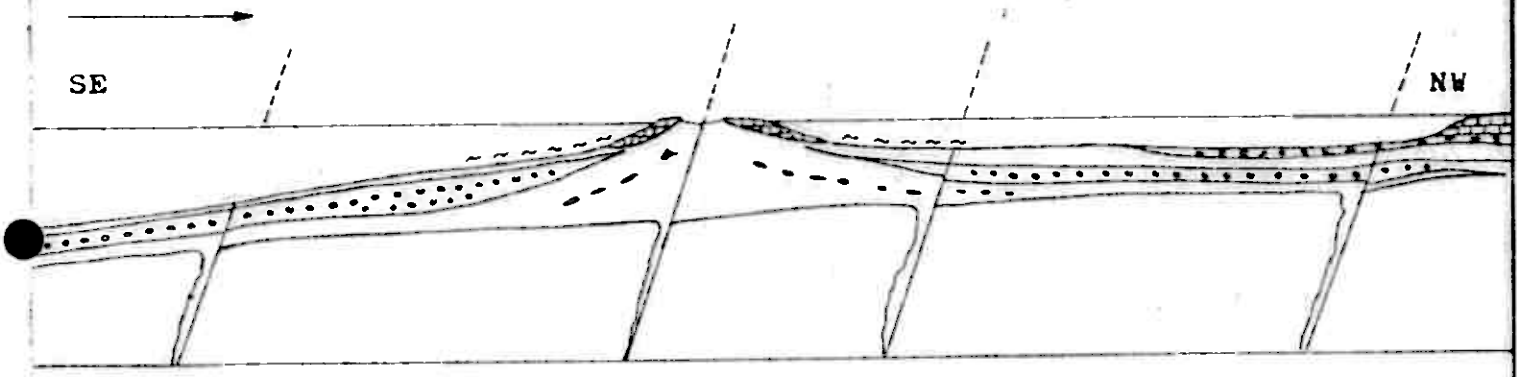


Fasiesmodell - Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terrkopi A 4

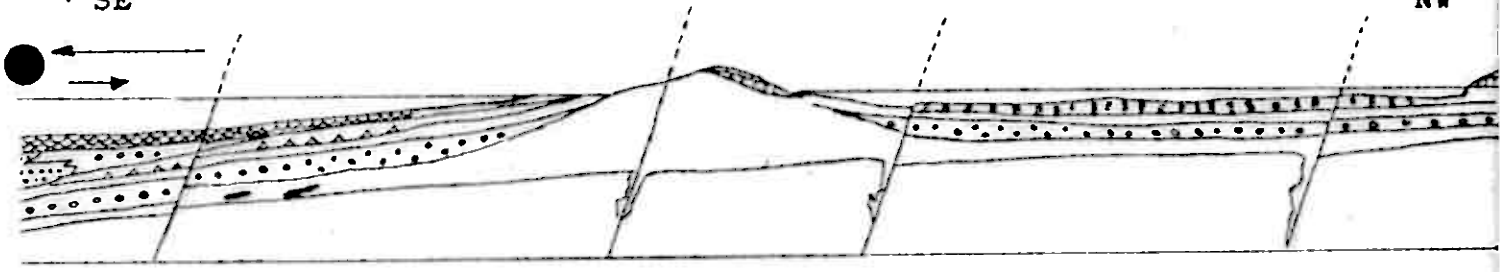
Utvikkling av stromatolittkalker
på og omkring barrierer under
vedvarende vulkansk virksomhet.
-finklastiske sedimenter --
tuffitter i grunntvannsområde.

IV



Deltasedimentasjon (se bilag)
etterfulgt av svakt transgression
-- grovklastisk sedimentasjon --
(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V SE



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

S Terrkap. A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

NW

Fasiesmodell Komagfjordvindu

Målestokk

Tegn.

Trac.

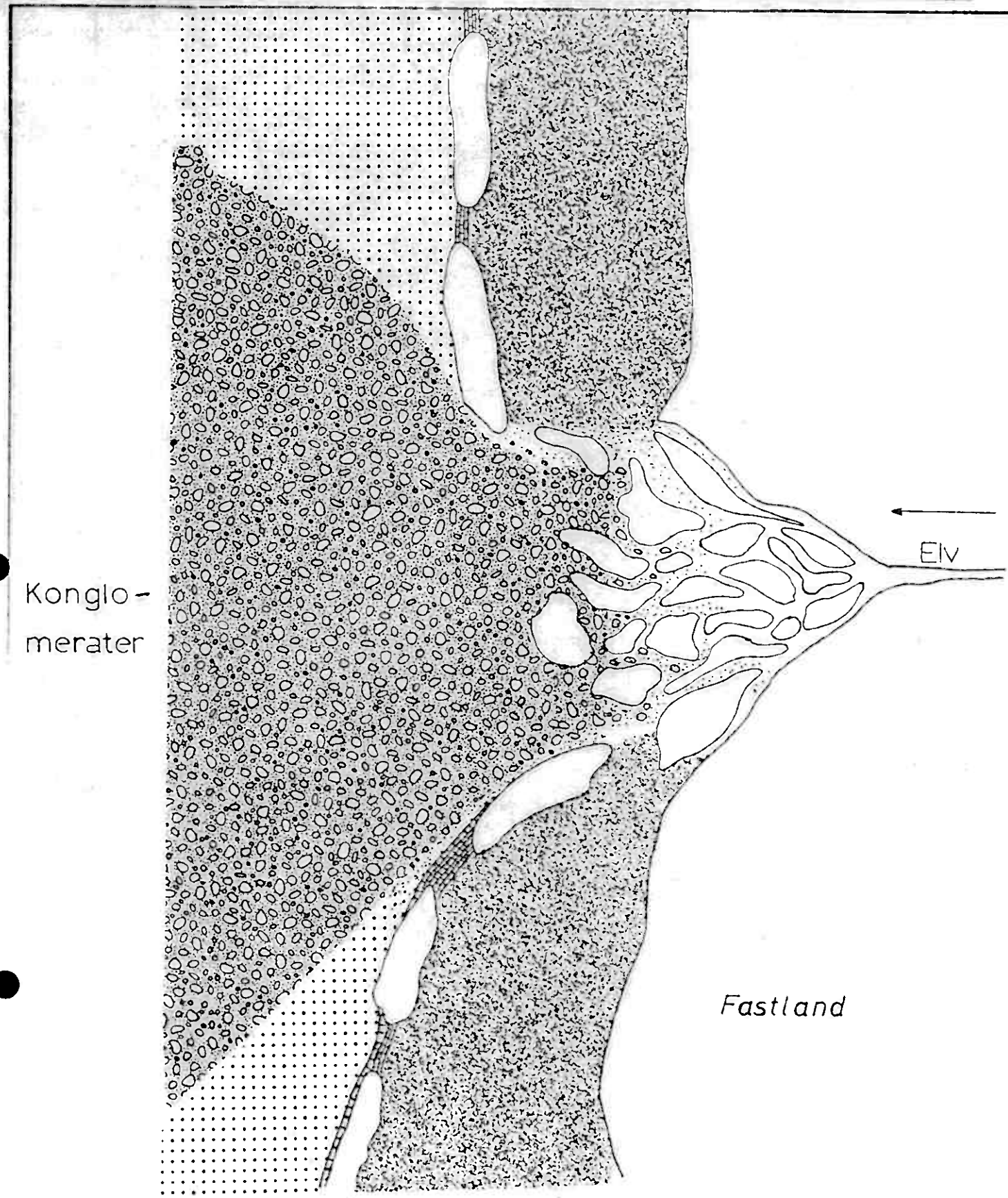
Kfr.

Erstatning for:

Steffan, 1977

Erstattet av:

A S Terrkopi A 4

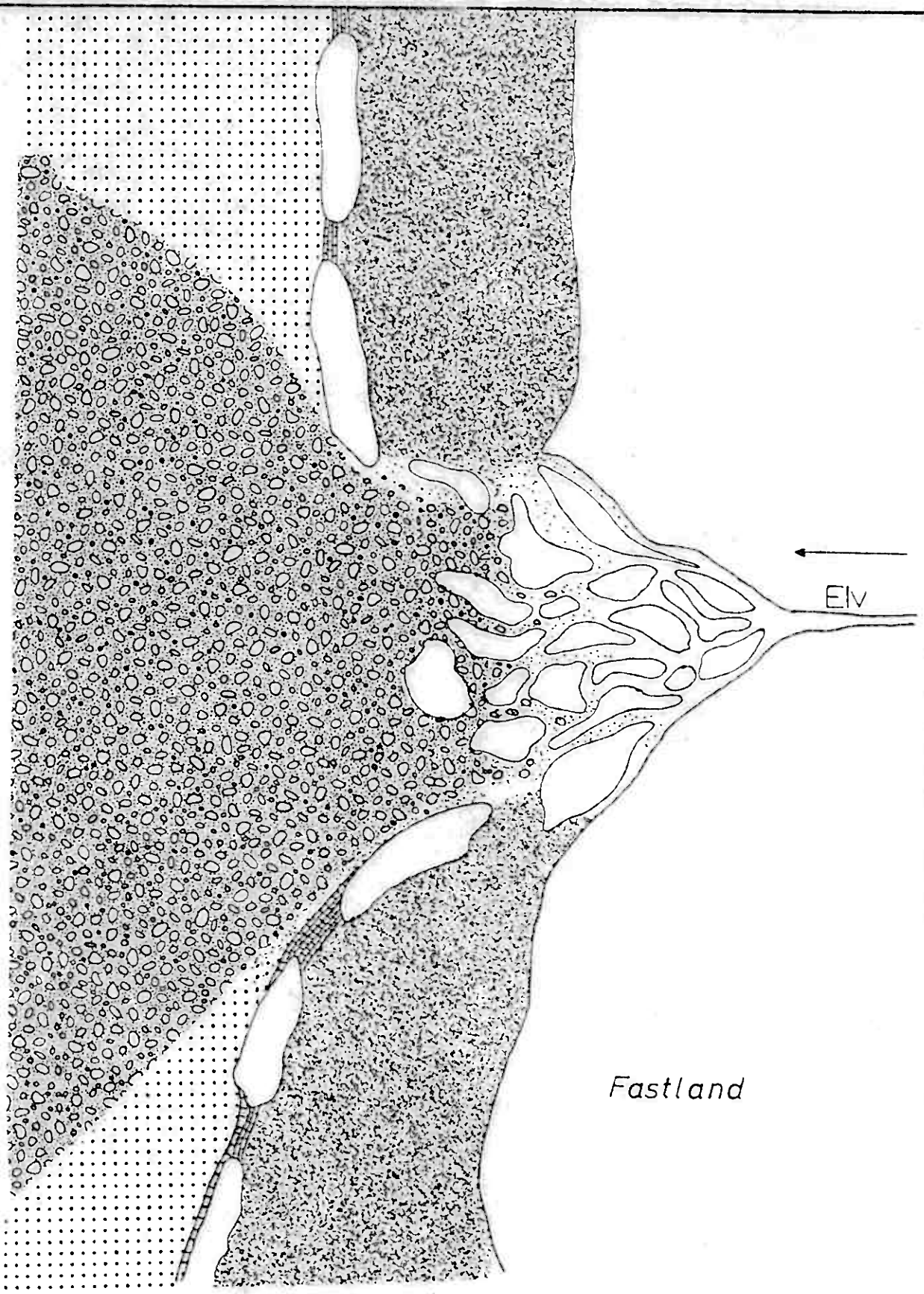


Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

S Terrkopi A 4.



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

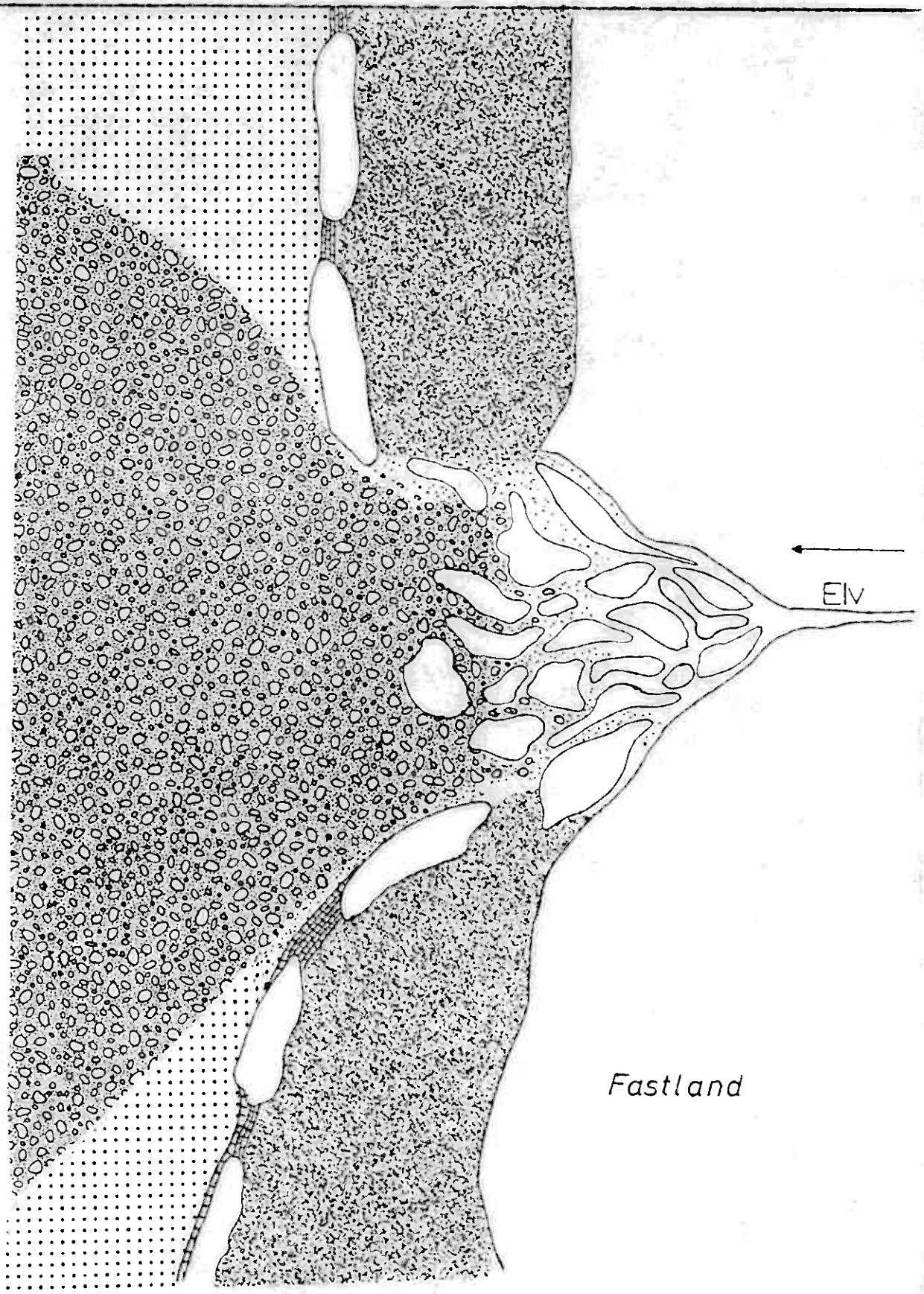
Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	

Erstatning for:

Erstattet av:

S Terrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Målestokk

Tegn.

Trac.

Kfr.

Erstatning for:

Steffan 1977

Erstattet av:

A S Terrkopi A 4

Fasiesmodell (Stribrny & Steffan).

Som forberedelse til sedimentologiske undersøkelser med sikte på å få genetisk kontroll over mineraliseringer av Ulveryggen-type har vi begynt å lage en teoretisk fasiesmodell. Utgangspunkt for denne fasiesmodellen var følgende observasjoner i terrenget.

1) Kvalund-Formasjonens svartskiffere forekommer i et begrenset område i NV-delen av Komagfjordvinduet. De hviler direkte på Holmvann-Formasjonens fyllittiske grønnskiffere.

2) Doggelv-Formasjonens arkoser og småkonglomerater ligger også direkte på massive basiske metavulkanitter og metavulkanittkonglomerater.

3) I Doggelv-distriktet forekommer det linser av kvartsittisk svartskiffer av Kvalsund-typen innleiret i Doggelv-Formasjonens arkoser.

Man kan derfor ikke utelukke at Kvalsund-Formasjonen og Doggelv-Formasjonen er stratigrafiske ekvivalenter, som er skillet gjennom fasiesforandringer.

4) Doggelv- og Steinfjell-Formasjonens bergarter viser ingen litologisk forskjell i mesoskopisk målestokk. Begge litostratigrafiske enheter er dessuten karakterisert gjennom småkonglomerater og skråskiktningsplaner.

5) Det synes at Doggelv-Formasjonens bergarter viser avtagende kornstørrelse mot SSE (tiltagende antall rippler).

Doggelv-Formasjonen kan derfor betraktes som lateral ekvivalent til Steinfjell-Formasjonen.

6) Steinfjell-Formasjonen har sedimentær kontakt til Djupelv-Formasjonen. Djupelv-Formasjonen er derfor yngere enn Steinfjell-Formasjonen. (Se REITAN, 1963).

7) Fiskevann-Formasjonen er skjøvet over Djupelv-Formasjonen.

8) Både Djupelv- og Fiskevann-Formasjonen viser grovklastiske sedimenter på basis (konglomerater) og går mot hengen over i mere finklastiske bergarter (arkoser, kvartsitter).

Fiskevann-Formasjonens bergarter antas derfor å være eldre eller like gamle som Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

9) Sedimentære linser med høyt feldspattinnhold finnes på toppen av Holmvann-Formasjonen (Kvalsunddalen ca. 800 m ESE for langvann og ved Store Lerrisfjord - tufitter?).

10) Karbonater og kvartsitter på toppen av Hôlmvann-Formasjonen forekommer bare i NW-delen av vinduet (Stormatolitter på en kystparallell barriere).

Ut fra de ovenfor nevnte "statements" resulterer følgende fasiesmodell: (se bilag)

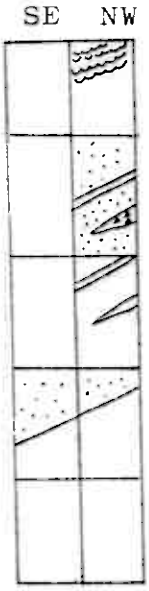
1) Basaltene og keratofyrer ble opparbeidet av et hav som transgrederer fra syd mens vulkanismen vedvarer (skråskiktning i gråvakkene, omlagrete tuffer, vulkanittbånd i grønnstenskonglomeratene ved Saltvann).

3) En svakt regression i nord forårsaket dannelsen av grunne områder i havet hvor veksten av Stromatolitter ble mulig.

4) I dette rel. grunne havområdet transporterer en kjempemessig elv store mengder med deltasedimenter. Mellom havet og kysten ligger dessuten en barriere som skiller havet utenfor fra et "tidal flat" område.

Sedimentasjonsrettning: Målingene på skråskiktningsflåter i Ulveryggen-området og langs Doggelven viser transportrettning fra NW resp. WNW.
I gruveområdet dominerer transport fra NW, langs Doggelven fra WNW.

Legende til Fasiesmodell



Holmvann-Form.

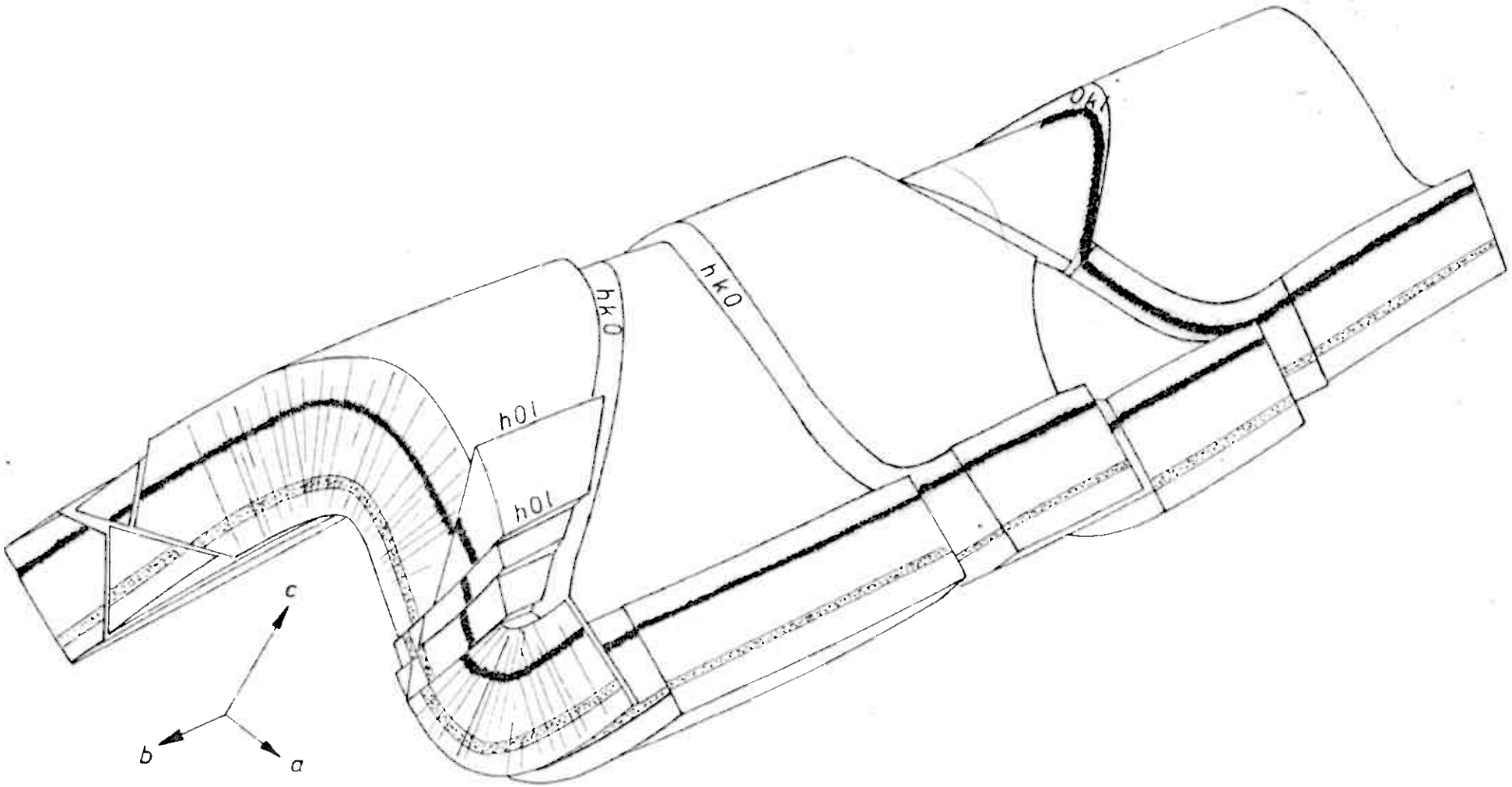
Djupelv-Formasjon (Transgression)

Kvalsund-Formasjon/Steinfjell-Fiskevann-F.

Vulkanitter øvre serie - Regression -
pilloww lava - grønnskifer, karbonater, kvarøsitt

Grønnstenskonglomerat - Transgression -
massive vulkanitter.

Grunnfjell



ULVERYGGEN

Blokkdiagram

B. Stribrny 1977

I

SE

Grunnfjell

NW

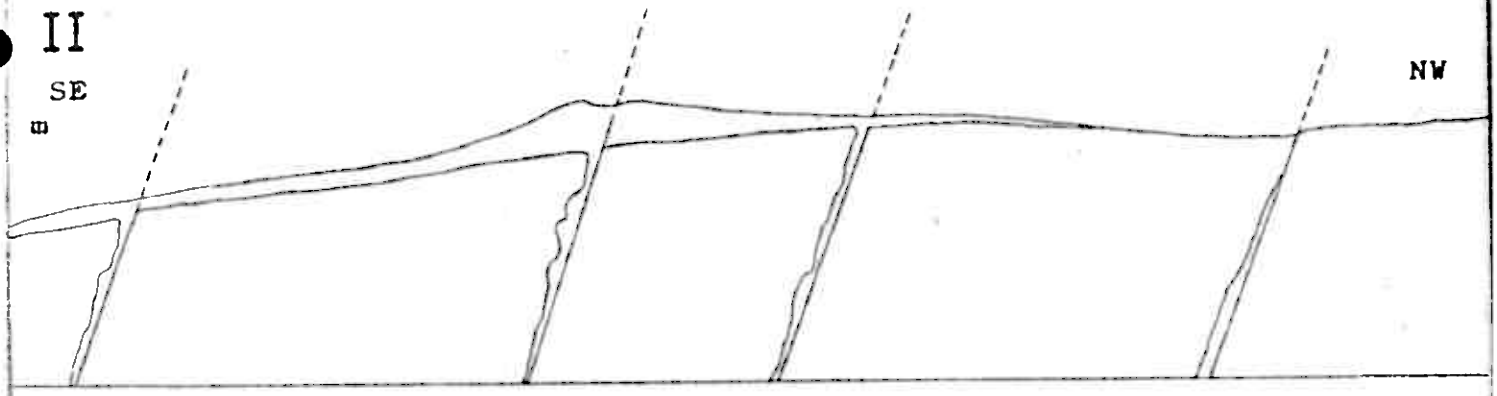
Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

m

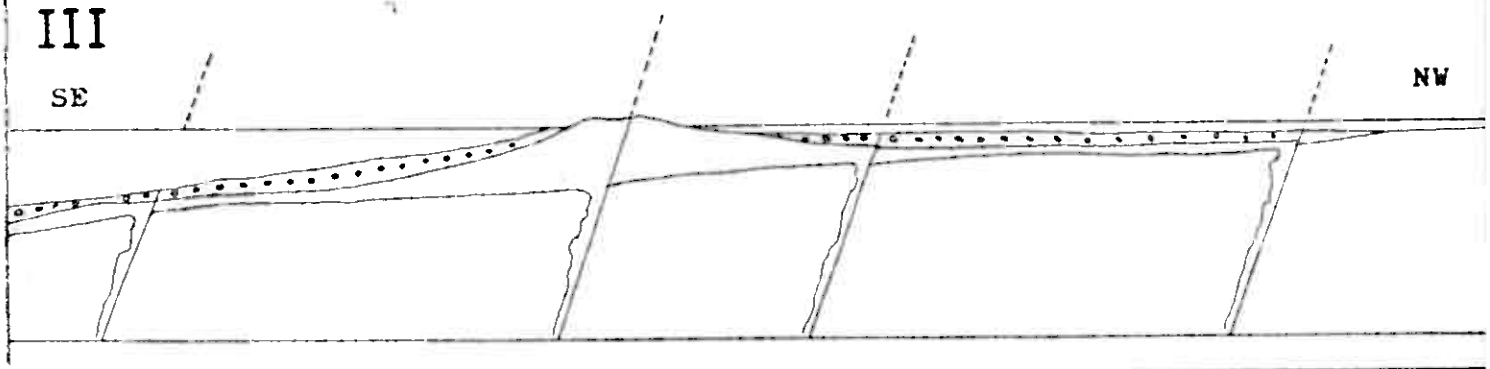


NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE



NW

Fasiesmodell - Komagfjordvindu

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	

Erstatning for:

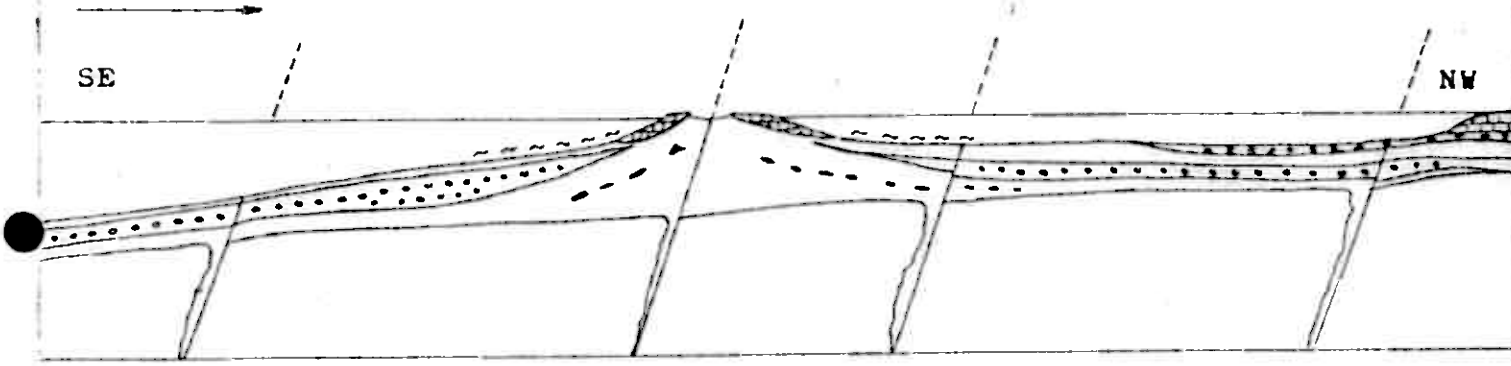
Steffan, 1977

Erstattet av:

A/S Terrkopi A 4

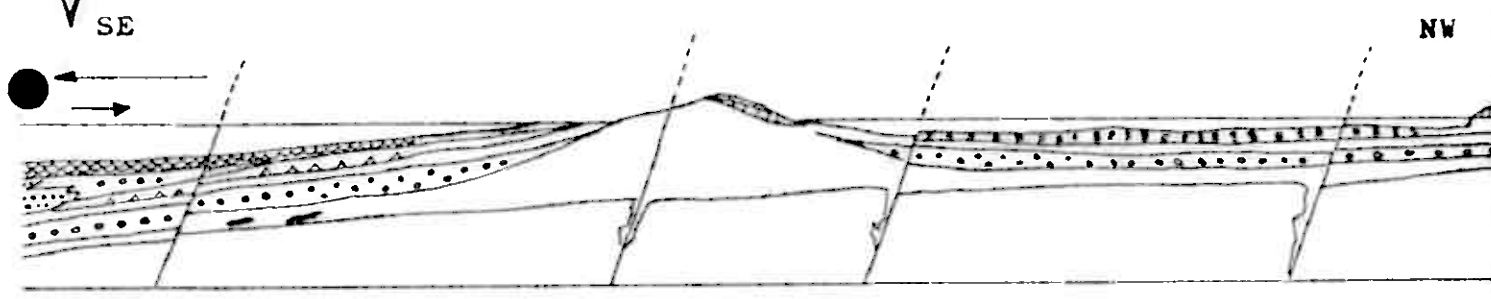
Utvikkling av stromatolittkalker på og omkring barrierer under vedvarende vulkansk virksomhet.
-finklastiske sedimenter --
tuffitter i grunntvannsområde.

IV



Deltasedimentasjon (se bilag)
etterfulgt av svakt transgression
-- grovklastisk sedimentasjon --
(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

S Terkop A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

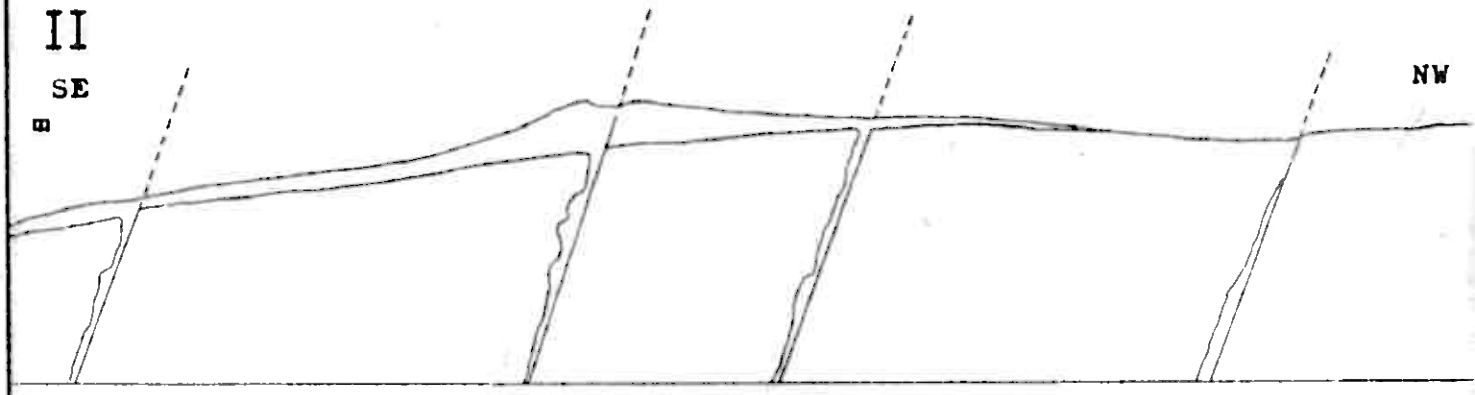
Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

m

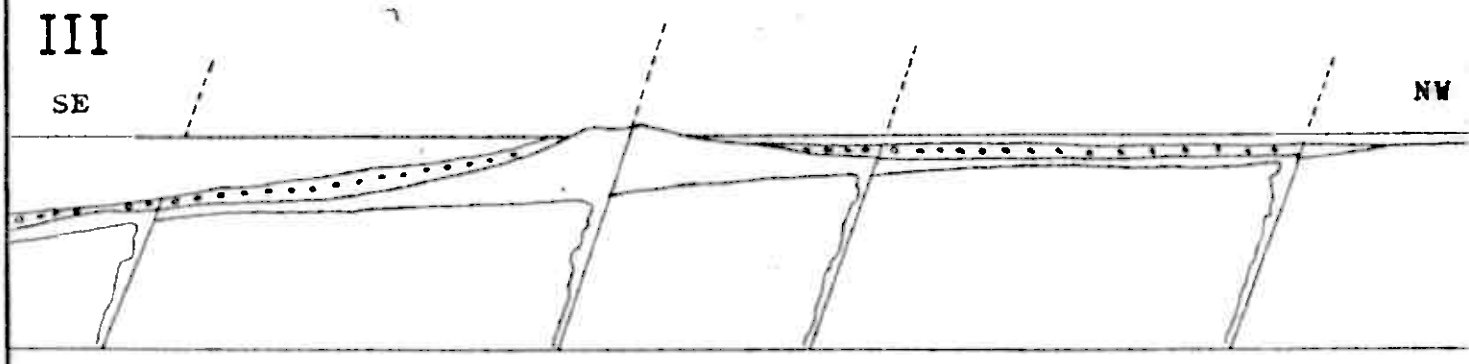


NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

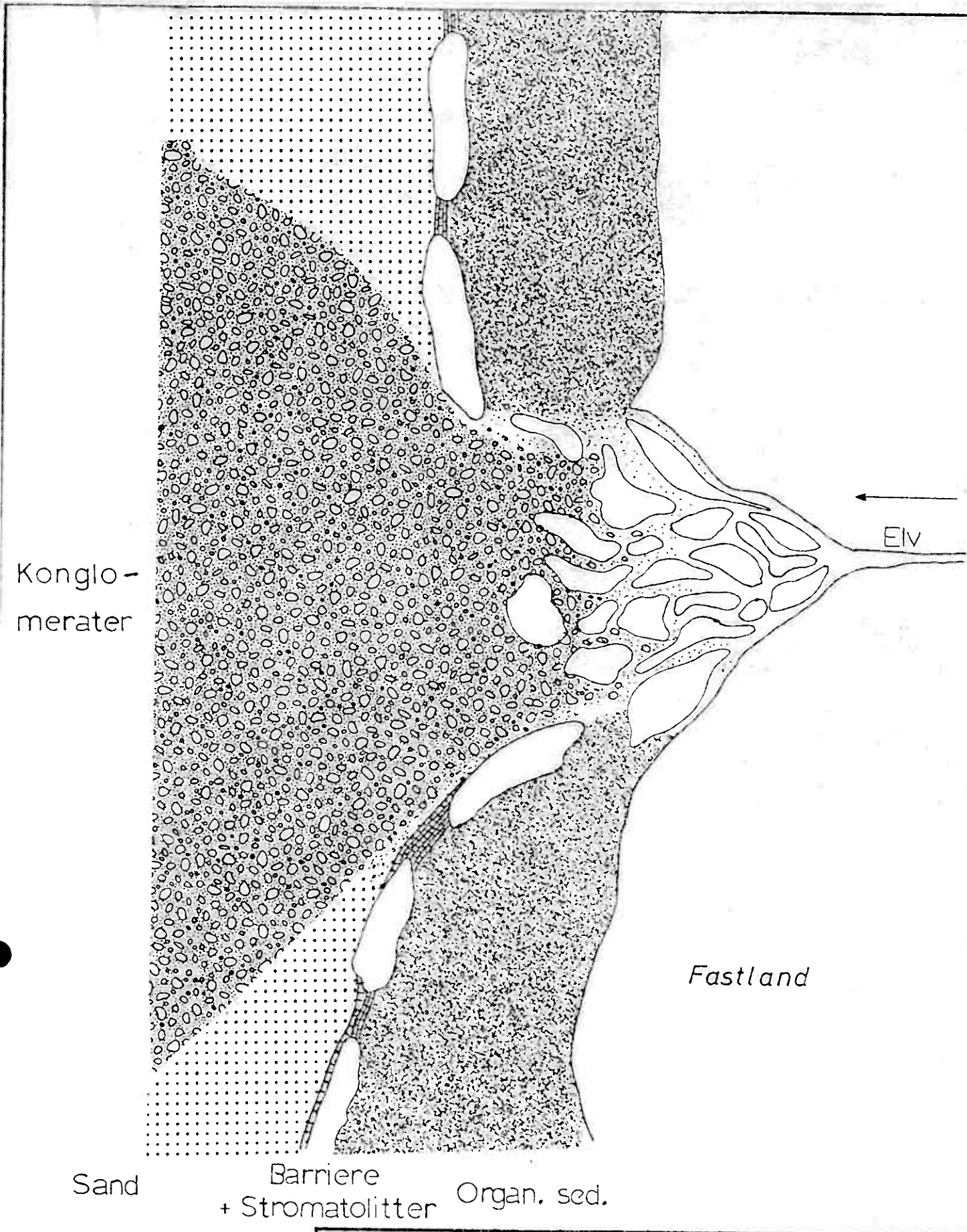
SE



NW

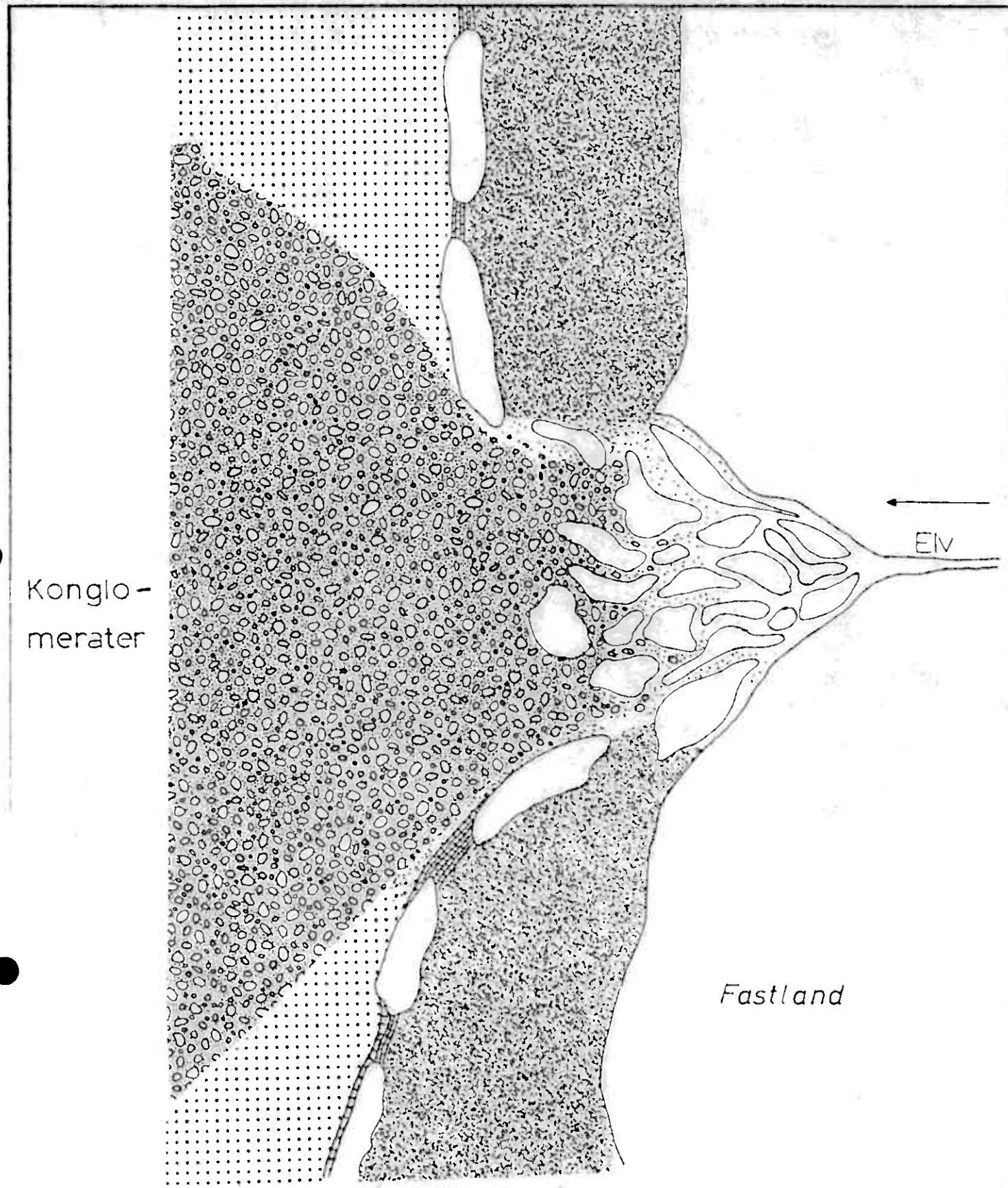
Fasiesmodell - Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terkopi A 4



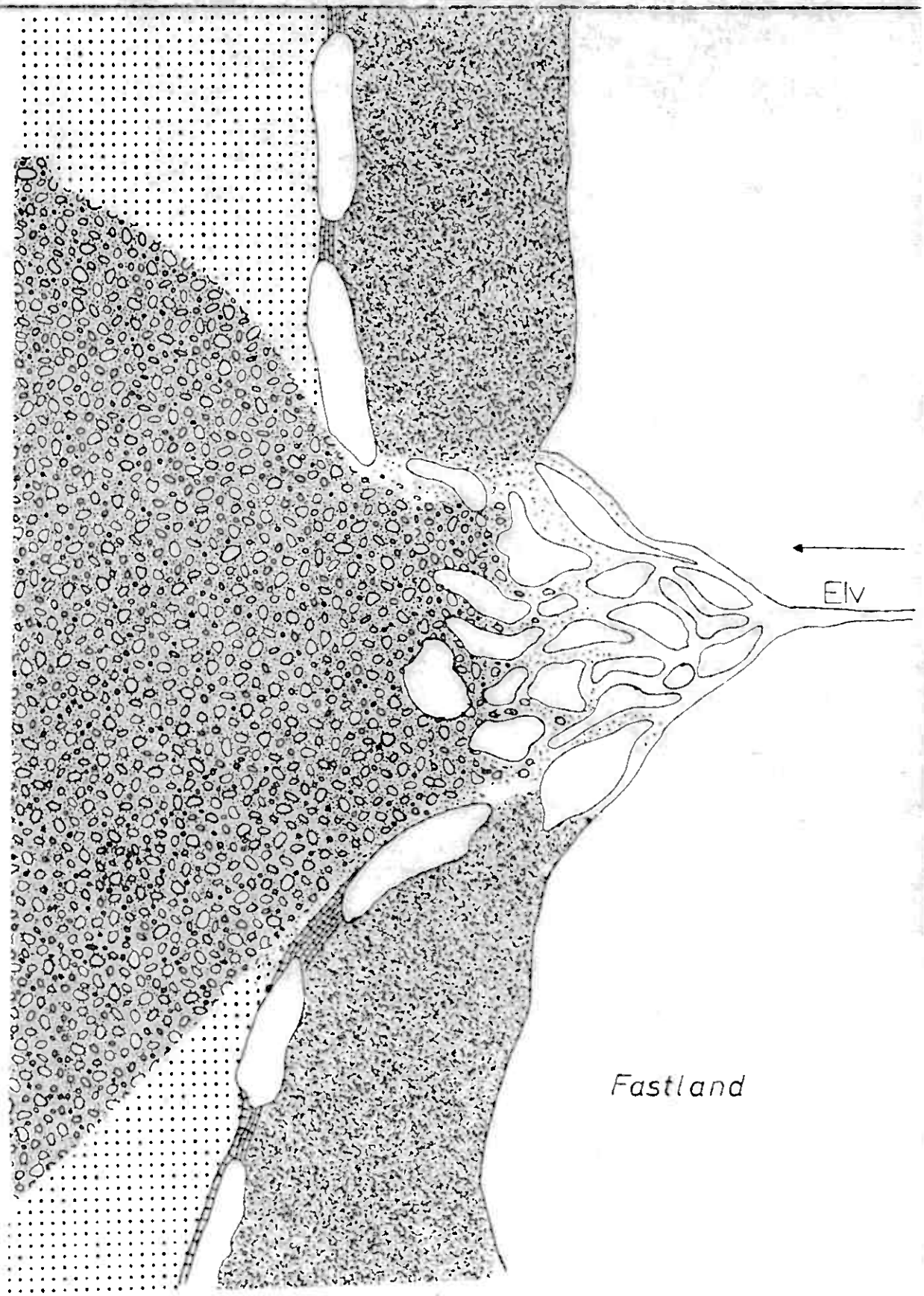
Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW	Målestokk	Tegn.
		Trac.
		Kfr.
	Erstatning for:	
Steffan 1977	Erstattet av:	

S Terrkopi A 4.



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW	Målestokk	Tegn.
		Trac.
		Kfr.
	Erstatning for:	
Steffan 1977	Erstattet av:	

S Terrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

A S Terrkopi A 4

Fasiesmodell (Stribrny & Steffan).

Som forberedelse til sedimentologiske undersøkelser med sikte på å få genetisk kontroll over mineraliseringer av Ulveryggen-type har vi begynt å lage en teoretisk fasiesmodell. Utgangspunkt for denne fasiesmodellen var følgende observasjoner i terrenget.

1) Kvalund-Formasjonens svartskiffere forekommer i et begrenset område i NV-delen av Komagfjordvinduet. De hviler direkte på Holmvann-Formasjonens fyllittiske grønnskiffere.

2) Doggelv-Formasjonens arkoser og småkonglomerater ligger også direkte på massive basiske metavulkanitter og metavulkanittkonglomerater.

3) I Doggelv-distriktet forekommer det linser av kvartsittisk svartskiffer av Kvalsund-typen innleiret i Doggelv-Formasjonens arkoser.

Man kan derfor ikke utelukke at Kvalsund-Formasjonen og Doggelv-Formasjonen er stratigrafiske ekvivalenter, som er skillet gjennom fasiesforandringer.

4) Doggelv- og Steinfjell-Formasjonens bergarter viser ingen litologisk forskjell i mesoskopisk målestokk. Begge litostratigrafiske enheter er dessuten karakterisert gjennom småkonglomerater og skråskiktningsplaner.

5) Det synes at Doggelv-Formasjonens bergarter viser avtagende kornstørrelse mot SSE (tiltagende antall rippler).

Doggelv-Formasjonen kan derfor betraktes som lateral ekvivalent til Steinfjell-Formasjonen.

6) Steinfjell-Formasjonen har sedimentær kontakt til Djupelv-Formasjonen. Djupelv-Formasjonen er derfor yngere enn Steinfjell-Formasjonen. (Se REITAN, 1963).

7) Fiskevann-Formasjonen er skjøvet over Djupelv-Formasjonen.

8) Både Djupelv- og Fiskevann-Formasjonen viser grovklastiske sedimenter på basis (konglomerater) og går mot hengen over i mere finklastiske bergarter (arkoser, kvartsitter).

Fiskevann-Formasjonens bergarter antas derfor å være eldre eller like gamle som Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

9) Sedimentære linser med høyt feldspattinnhold finnes på toppen av Holmvann-Formasjonen (Kvalsunddalen ca. 800 m ESE for langvann og ved Store Lerrisfjord - tufitter?).

10) Karbonater og kvartsitter på toppen av Hôlmvann-Formasjonen forekommer bare i NW-delen av vinduet (Stormatolitter på en kystparallell barriere).

Ut fra de ovenfor nevnte "statements" resulterer følgende fasiesmodell: (se bilag)

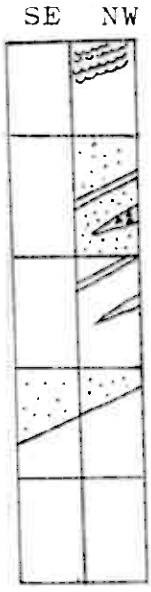
1) Basaltene og keratofyrer ble opparbeidet av et hav som transgrederer fra syd mens vulkanismen vedvarer (skråskiktning i gråvakkene, omlagrete tuffer, vulkanittbånd i grønnstenskonglomeratene ved Saltvann).

3) En svakt regression i nord forårsaket dannelsen av grunne områder i havet hvor veksten av Stromatolitter ble mulig.

4) I dette rel. grunne havområdet transporterer en kjempemessig elv store mengder med deltasedimenter. Mellom havet og kysten ligger dessuten en barriere som skiller havet utenfor fra et "tidal flat" område.

Sedimentasjonsrettning: Målingene på skråskiktningsflåter i Ulveryggen-området og langs Doggelven viser transportrettning fra NW resp. WNW.
I gruveområdet dominerer transport fra NW, langs Doggelven fra WNW.

Legende til Fasiesmodell



Holmvann-Form.

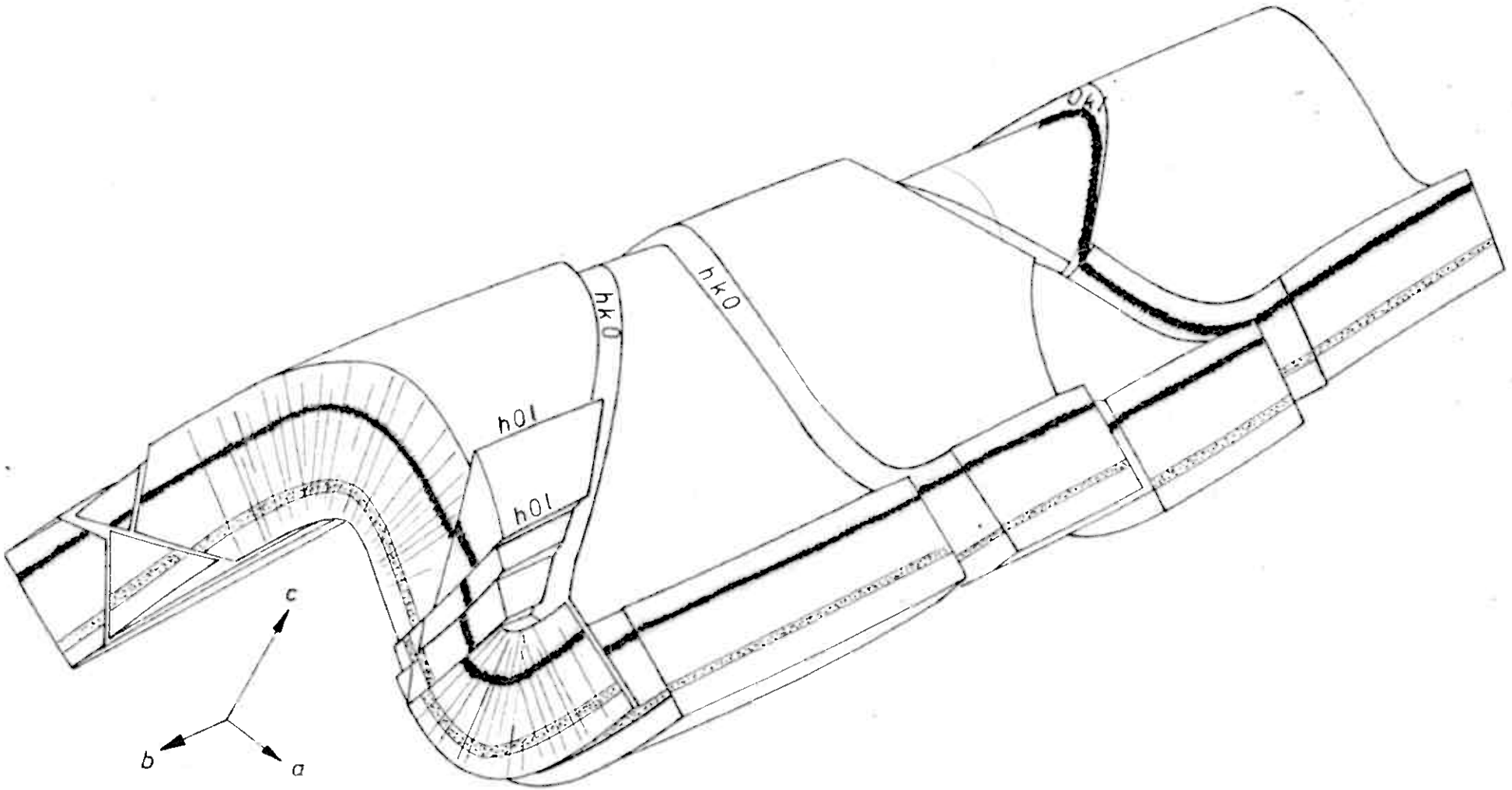
Djupelv-Formasjon (Transgression)

Kvalsund-Formasjon/Steinfjell-Fiskevann-F.

Vulkanitter øvre serie - Regression -
pilloww lava - grønnskifer, karbonater, kvarøsitt

Grønnstenskonglomerat - Transgression -
massive vulkanitter.

Grunnfjell



ULVERYGGEN

Blokkdiagram

B. Stribrny 1977

I

SE

Grunnfjell

NW

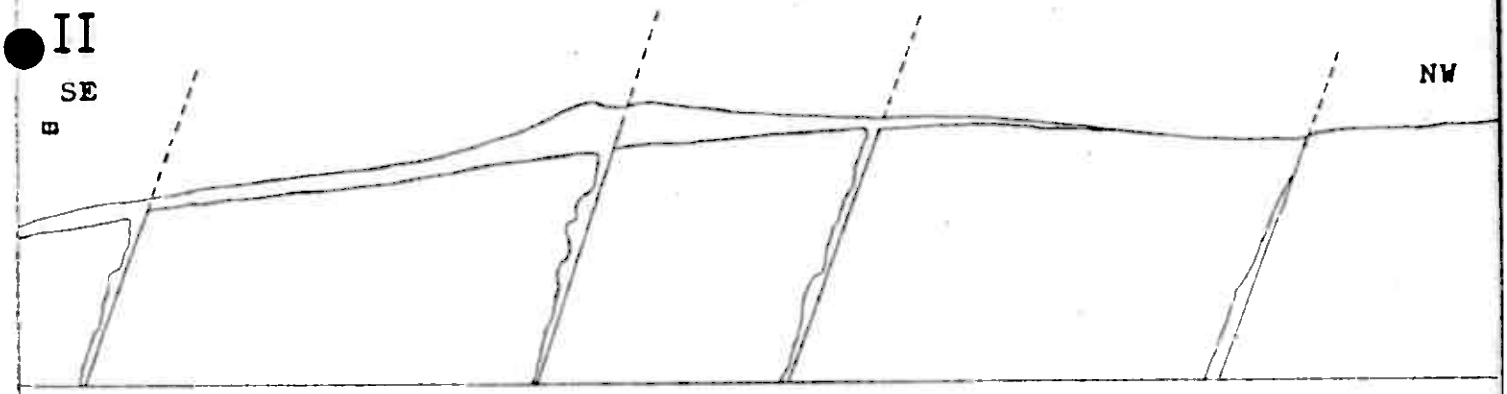
Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

NW

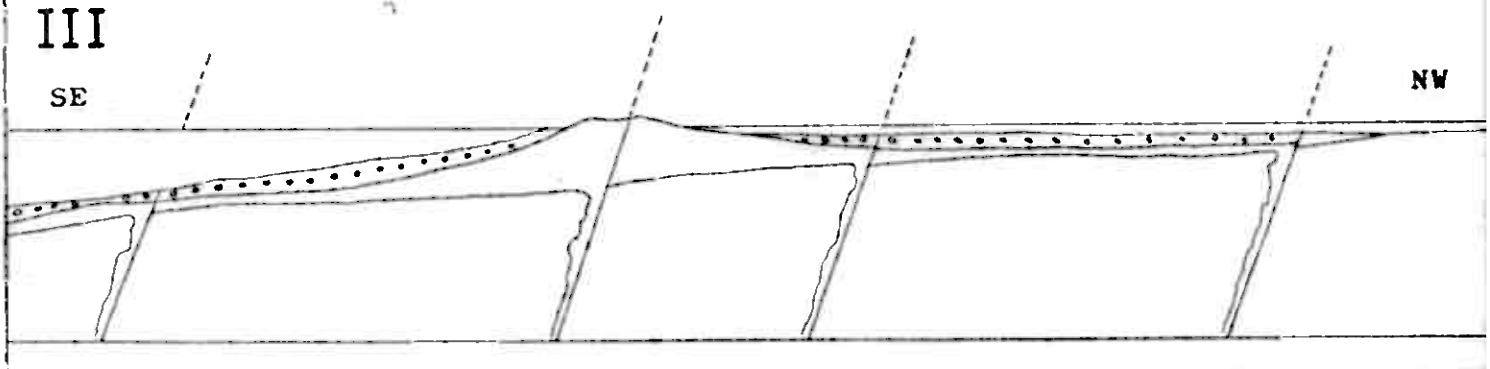


Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

NW



Fasiesmodell - Komagfjordvindu

Målestokk

Tegn.

Trac.

Kfr.

Erstatning for:

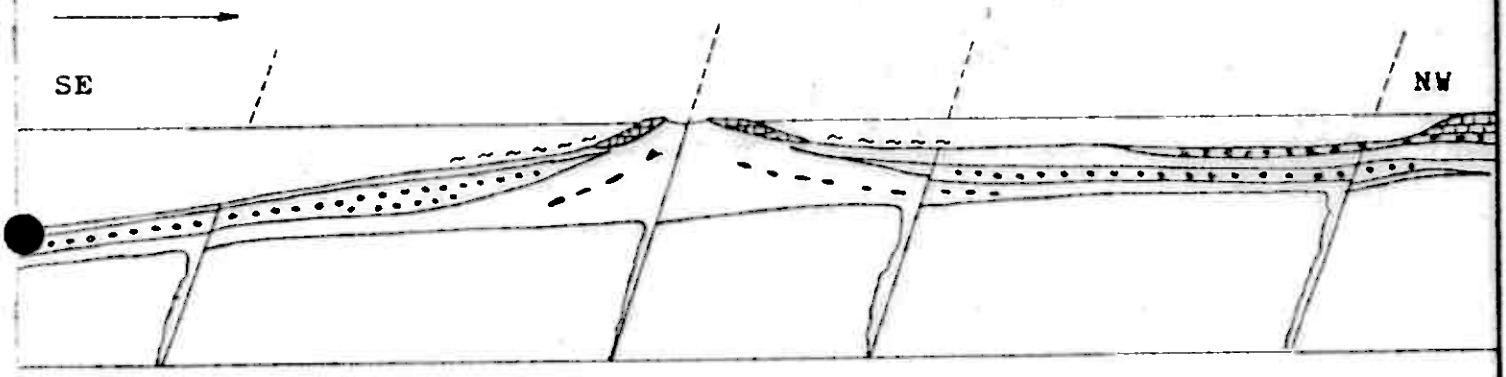
Steffan, 1977

Erstattet av:

A.S Terrkopi A 4

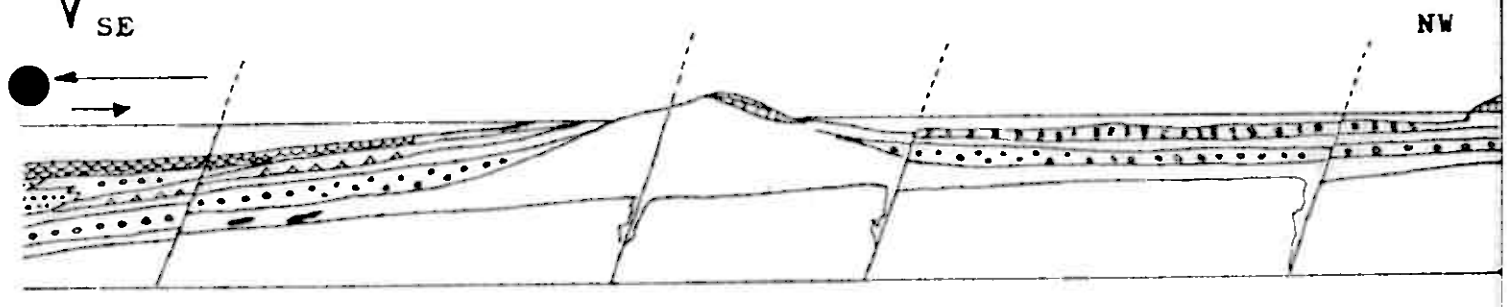
Utvikkling av stromatolittkalker
på og omkring barrierer under
vedvarende vulkansk virksomhet.
-finklastiske sedimenter --
tuffitter i grunntvannsområde.

IV



Deltasedimentasjon (se bilag)
etterfulgt av svakt transgression
-- grovklastisk sedimentasjon --
(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

S Tørrkopi A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

m

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

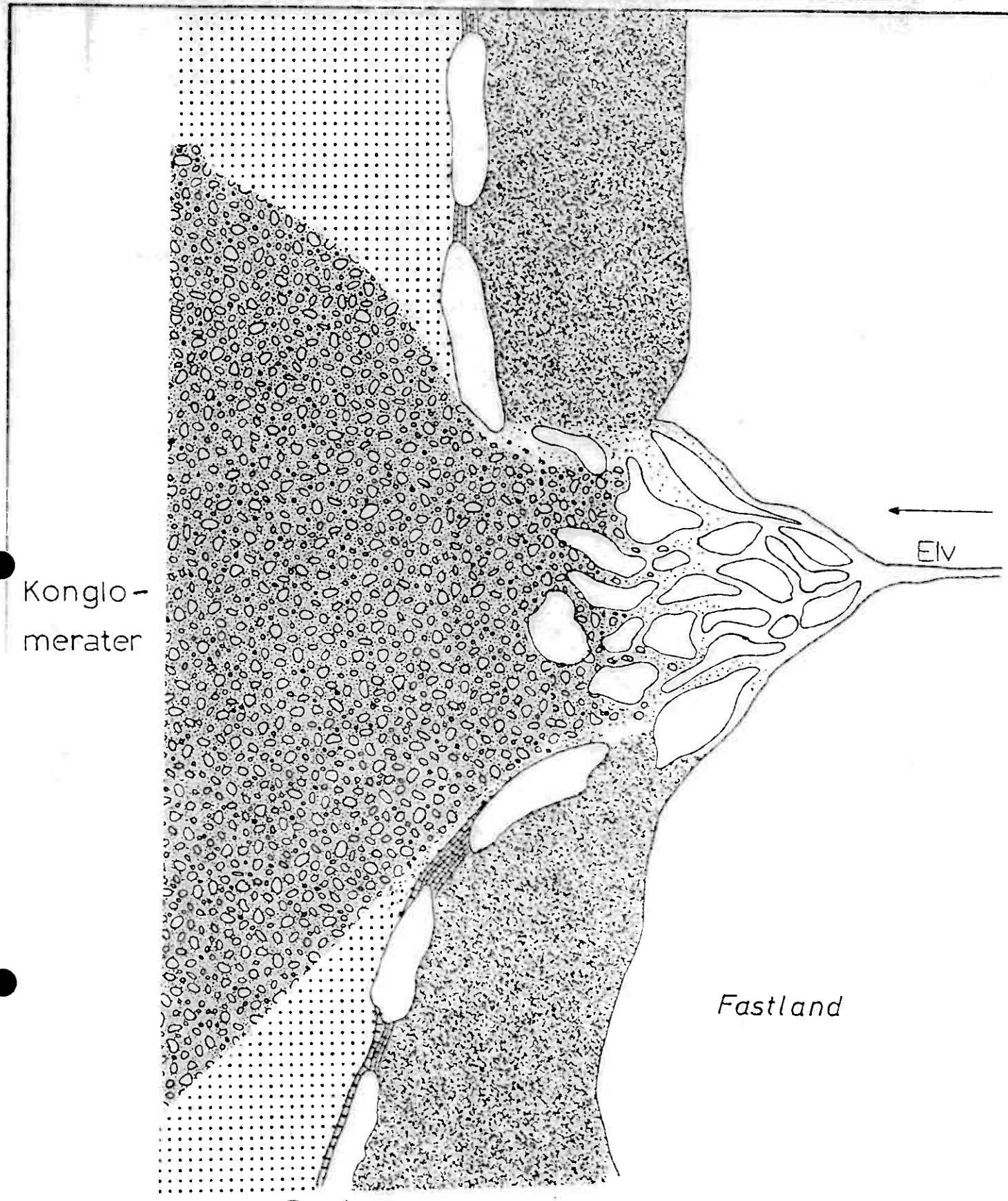
III

SE

NW

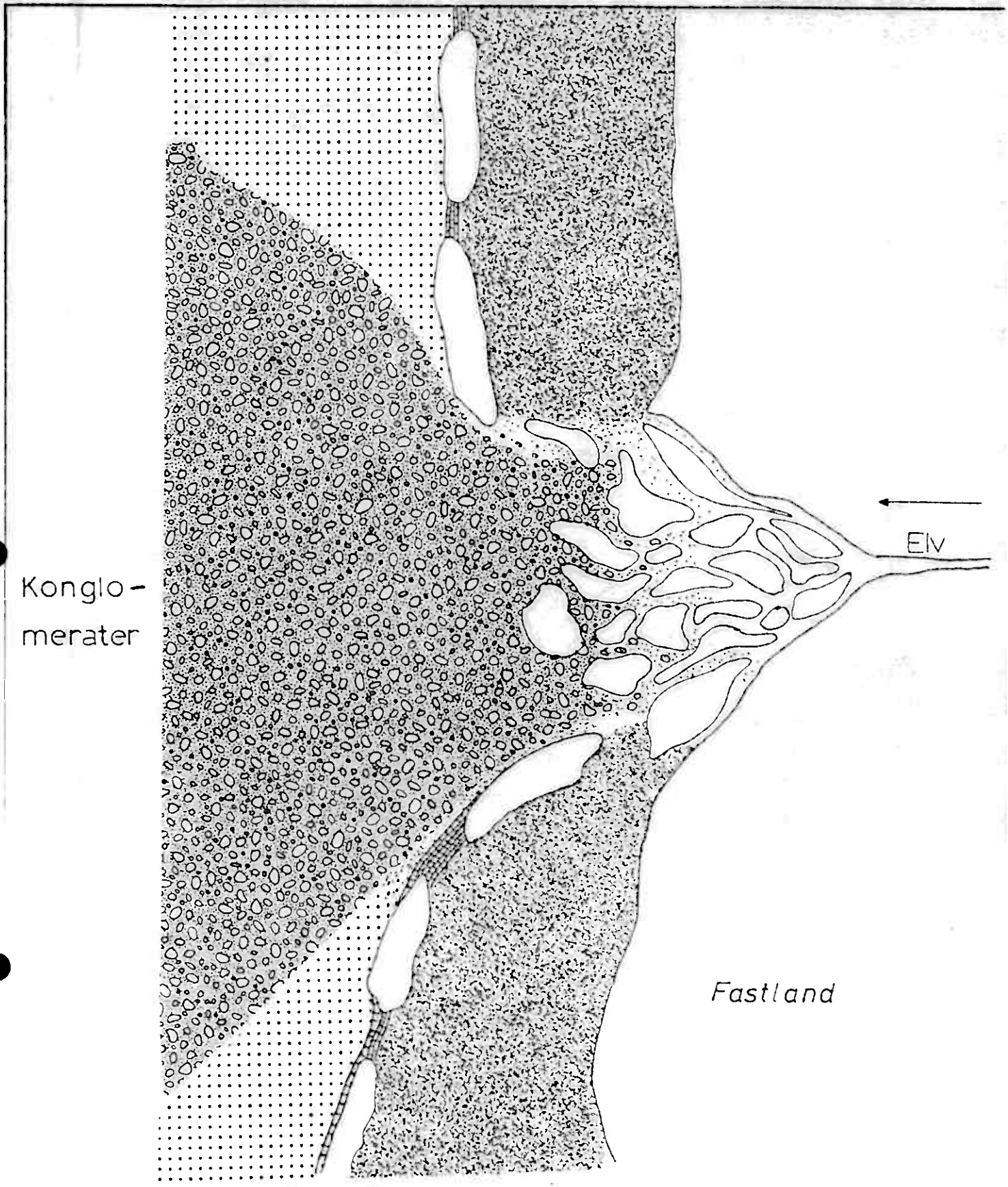
Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW	Målestokk	Tegn.
		Trac.
		Kfr.
	Erstatning for:	
Steffan 1977	Erstattet av:	

S Tørrkopi A 4

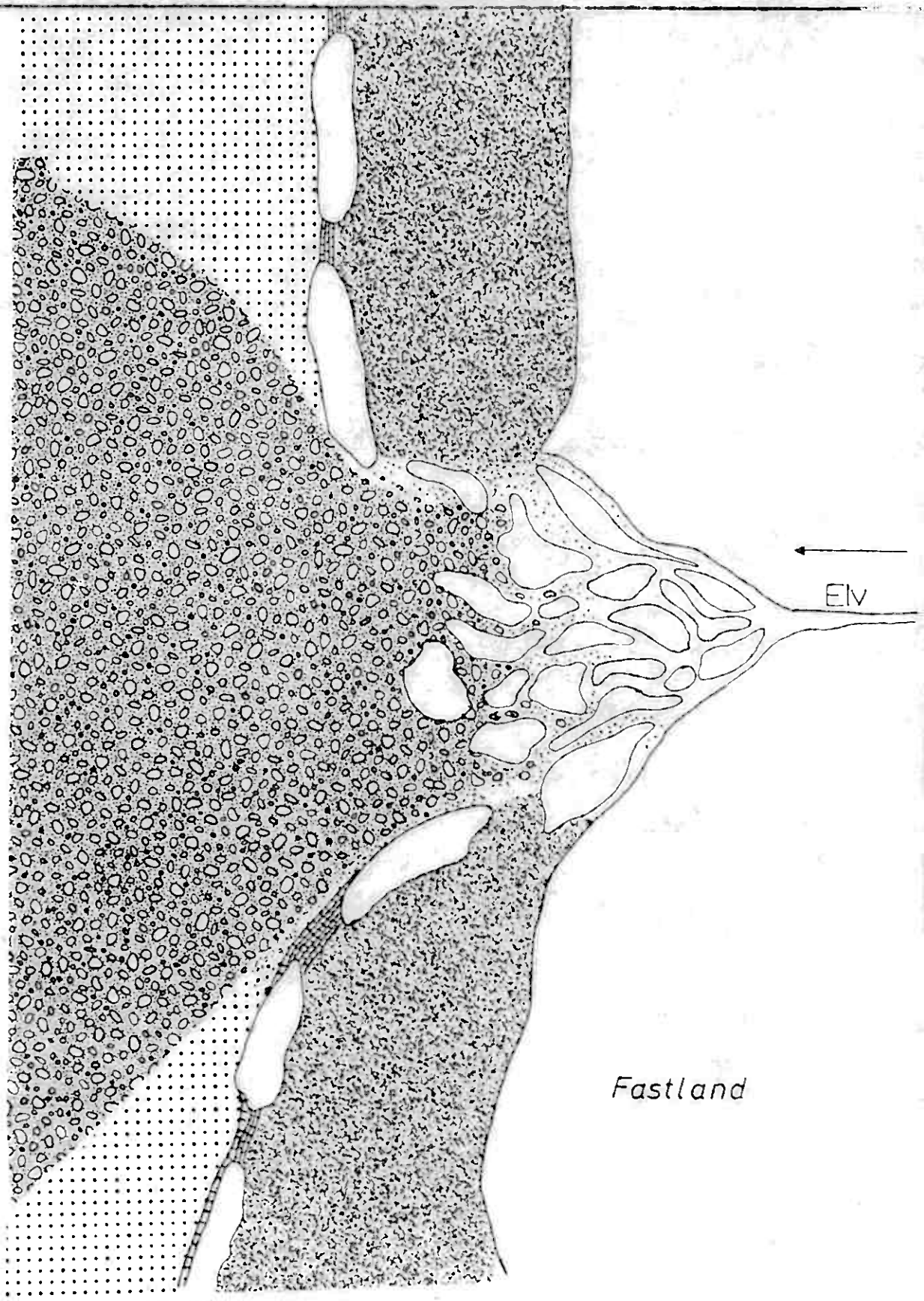


Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan, 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

S Tørrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Målestokk | Tegn. | Trac. | Kfr.

Erstatning for:

Steffan 1977

Erstattet av:

A 6 Tertiopr. A 4

Fasiesmodell (Stribrny & Steffan)

Som forberedelse til sedimentologiske undersøkelser med sikte på å få genetisk kontroll over mineraliseringer av Ulveryggen-type har vi begynt å lage en teoretisk fasiesmodell. Utgangspunkt for denne fasiesmodellen var følgende observasjoner i terrenget.

1) Kvalund-Formasjonens svartskiffere forekommer i et begrenset område i NV-delen av Komagfjordvinduet. De hviler direkte på Holmvann-Formasjonens fyllittiske grønnskiffere.

2) Doggelv-Formasjonens arkoser og småkonglomerater ligger også direkte på massive basiske metavulkanitter og metavulkanittkonglomerater.

3) I Doggelv-distriktet forekommer det linser av kvartsittisk svartskiffer av Kvalsund-typen innleiret i Doggelv-Formasjonens arkoser.

Man kan derfor ikke utelukke at Kvalsund-Formasjonen og Doggelv-Formasjonen er stratigrafiske ekvivalenter, som er skillet gjennom fasiesforandringer.

4) Doggelv- og Steinfjell-Formasjonens bergarter viser ingen litologisk forskjell i mesoskopisk målestokk. Begge litostratigrafiske enheter er dessuten karakterisert gjennom småkonglomerater og skråskiktningsplaner.

5) Det synes at Doggelv-Formasjonens bergarter viser avtagende kornstørrelse mot SSE (tiltagende antall rippler).

Doggelv-Formasjonen kan derfor betraktes som lateral ekvivalent til Steinfjell-Formasjonen.

6) Steinfjell-Formasjonen har sedimentær kontakt til Djupelv-Formasjonen. Djupelv-Formasjonen er derfor yngere enn Steinfjell-Formasjonen. (Se REITAN, 1963).

7) Fiskevann-Formasjonen er skjøvet over Djupelv-Formasjonen.

8) Både Djupelv- og Fiskevann-Formasjonen viser grovklastiske sedimenter på basis (konglomerater) og går mot hengen over i mere finklastiske bergarter (arkoser, kvartsitter).

Fiskevann-Formasjonens bergarter antas derfor å være eldre eller like gamle som Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

9) Sedimentære linser med høyt feldspattinnhold finnes på toppen av Holmvann-Formasjonen (Kvalsunddalen ca. 800 m ESE for langvann og ved Store Lerrisfjord - tufitter?).

10) Karbonater og kvartsitter på toppen av Holmvann-Formasjonen forekommer bare i NW-delen av vinduet (Stormatolitter på en kystparallell barriere).

Ut fra de ovenfor nevnte "statements" resulterer følgende fasiesmodell: (se bilag)

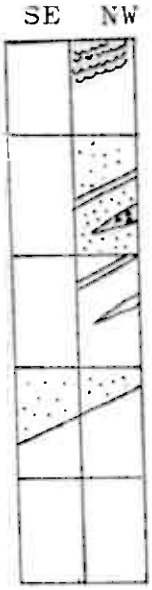
1) Basaltene og keratofyrer ble opparbeidet av et hav som transgrederer fra syd mens vulkanismen vedvarer (skråskiktning i gråvakkene, omlagrete tuffer, vulkanittbånd i grønnstenskonglomeratene ved Saltvann).

3) En svakt regression i nord forårsaket dannelsen av grunne områder i havet hvor veksten av Stromatolitter ble mulig.

4) I dette rel. grunne havområdet transporterer en kjempemessig elv store mengder med deltasedimenter. Mellom havet og kysten ligger dessuten en barriere som skiller havet utenfor fra et "tidal flat" område.

Sedimentasjonsrettning: Målingene på skråskiktningsflater i Ulveryggen-området og langs Doggelven viser transportrettning fra NW resp. WNW.
I gruveområdet dominerer transport fra NW, langs Doggelven fra WNW.

Legende til Fasiesmodell



Holmvann-Form.

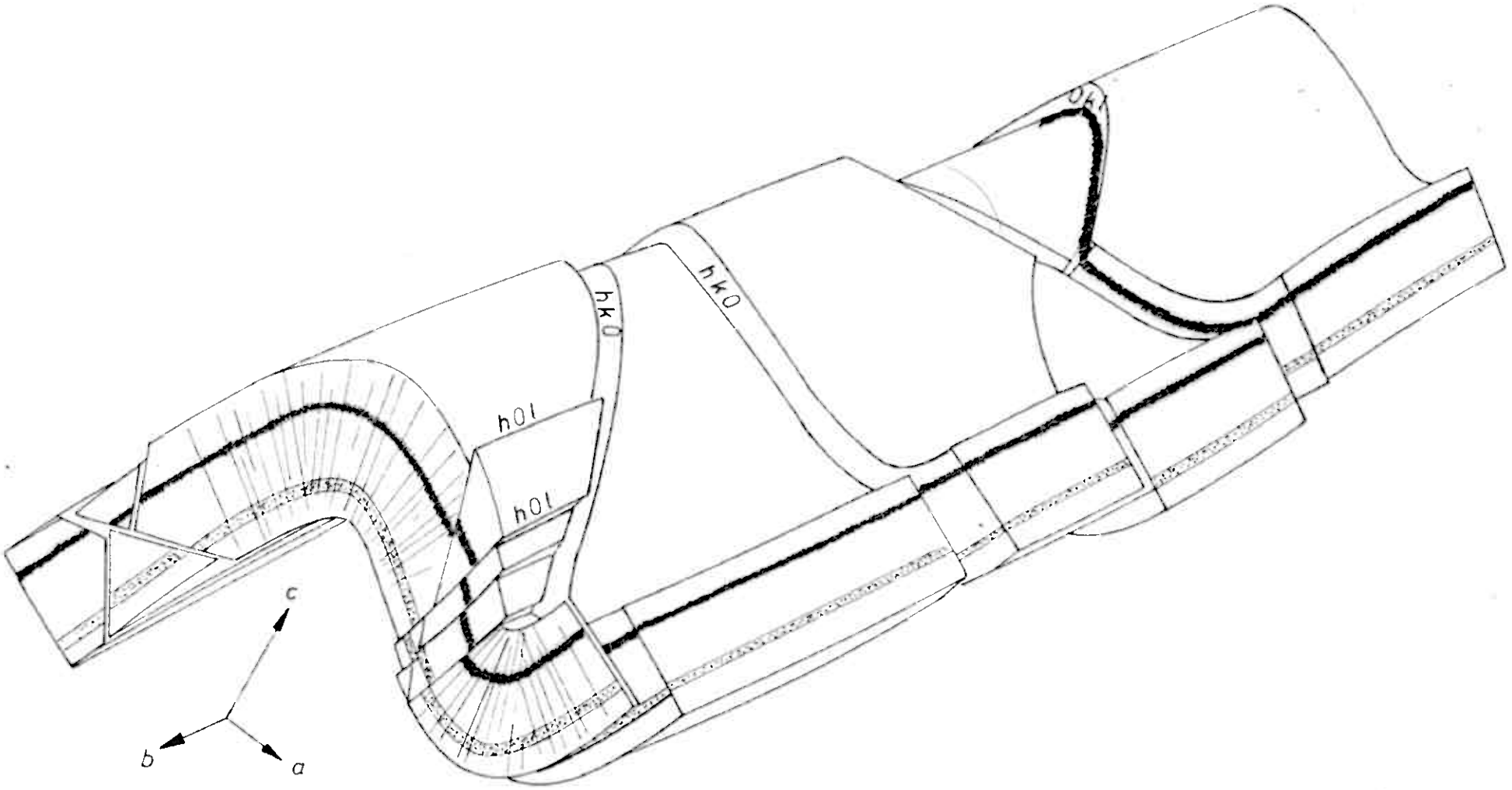
Djupelv-Formasjon (Transgression)

Kvalsund-Formasjon/Steinfjell-Fiskevann-F.

Vulkanitter øvre serie - Regression -
pilloww lava - grønnskifer, karbonater, kvarøsitt

Grønnstenskonglomerat - Transgression -
massive vulkanitter.

Grunnfjell



ULVERYGGEN

Blokkdiagram

B. Stribrny 1977

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

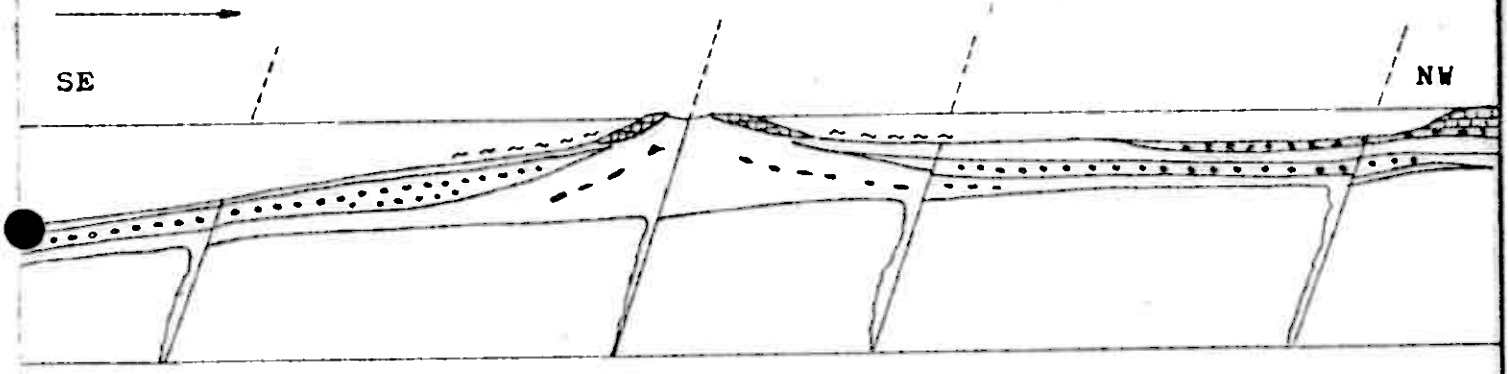
NW

Fasiesmodell - Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terrkopi A 4

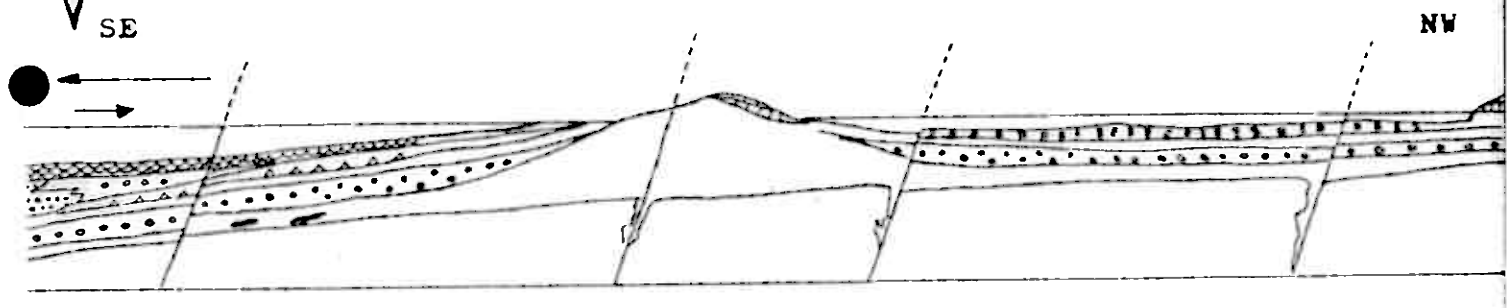
Utvikkling av stromatolittkalker
på og omkring barrierer under
vedvarende vulkansk virksomhet.
-finklastiske sedimenter --
tuffitter i grunntvannsområde.

IV



Deltasedimentasjon (se bilag)
etterfulgt av svakt transgression
-- grovklastisk sedimentasjon --
(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

S Terrkopi A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grennstensvulkanisme.

II

SE

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

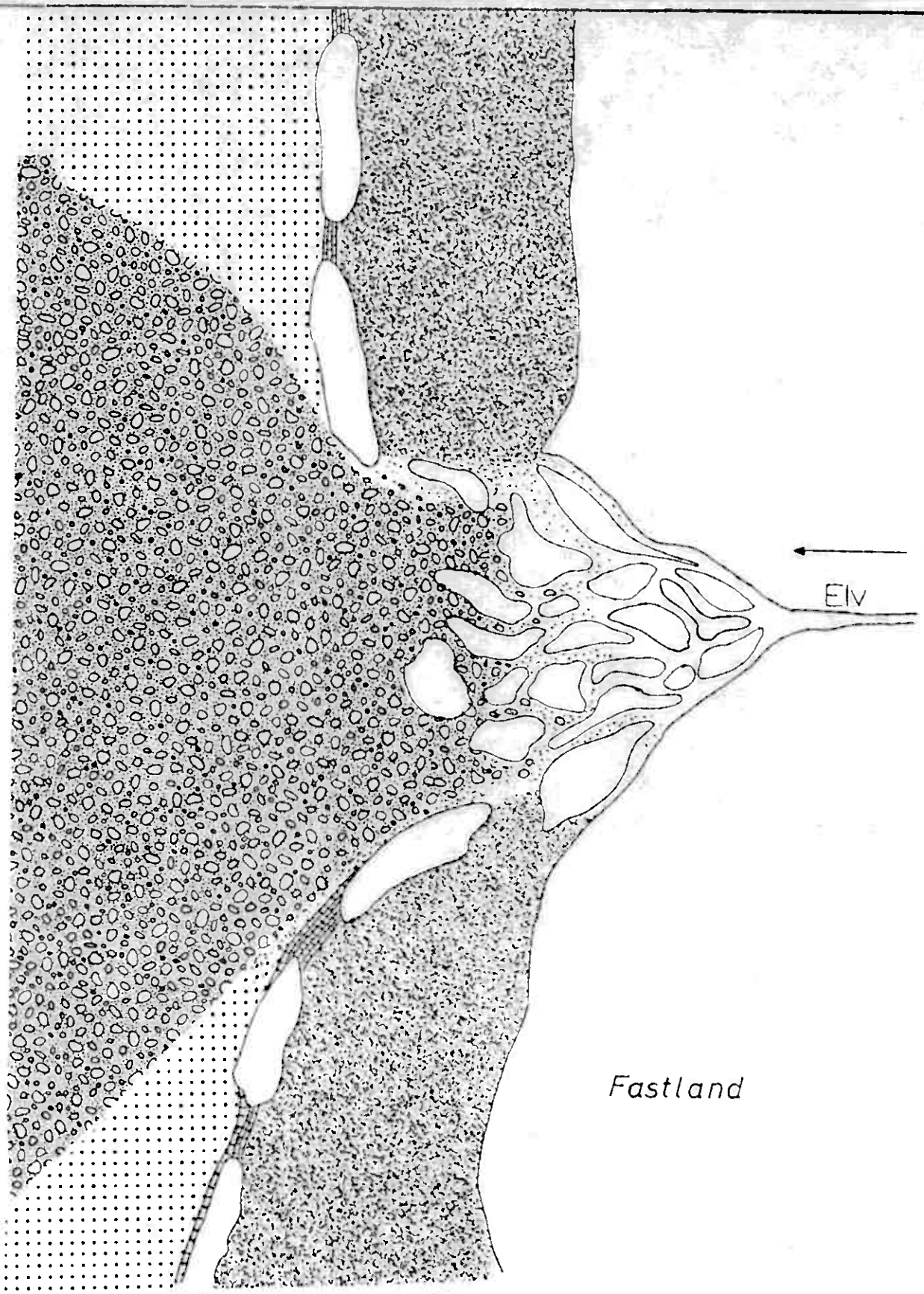
III

SE

NW

Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terrkopi A 4



Konglo-
merater

Sand

Barriere
+ Stromatolitter

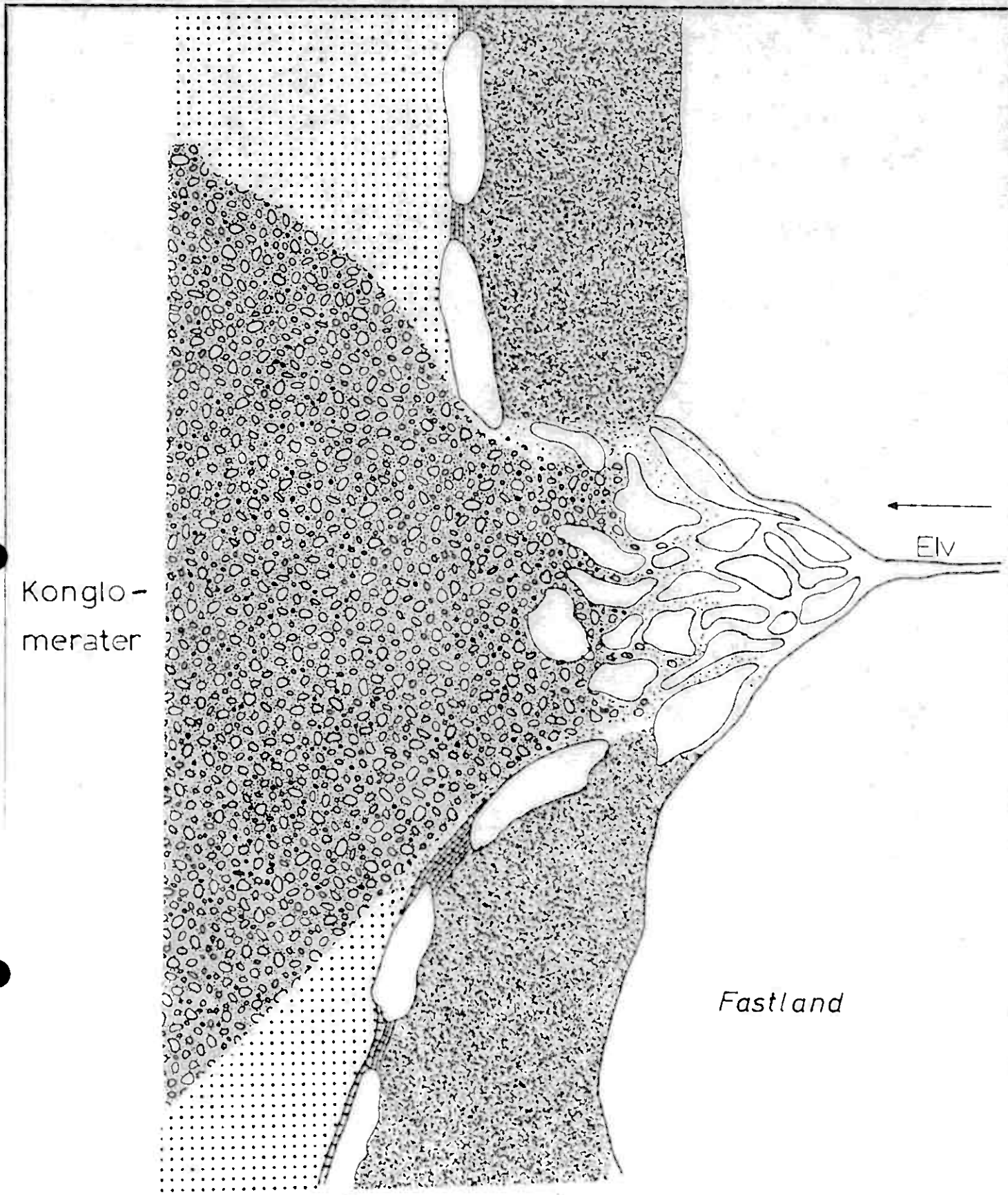
Organ. sed.

Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

S Terrkopi A 4

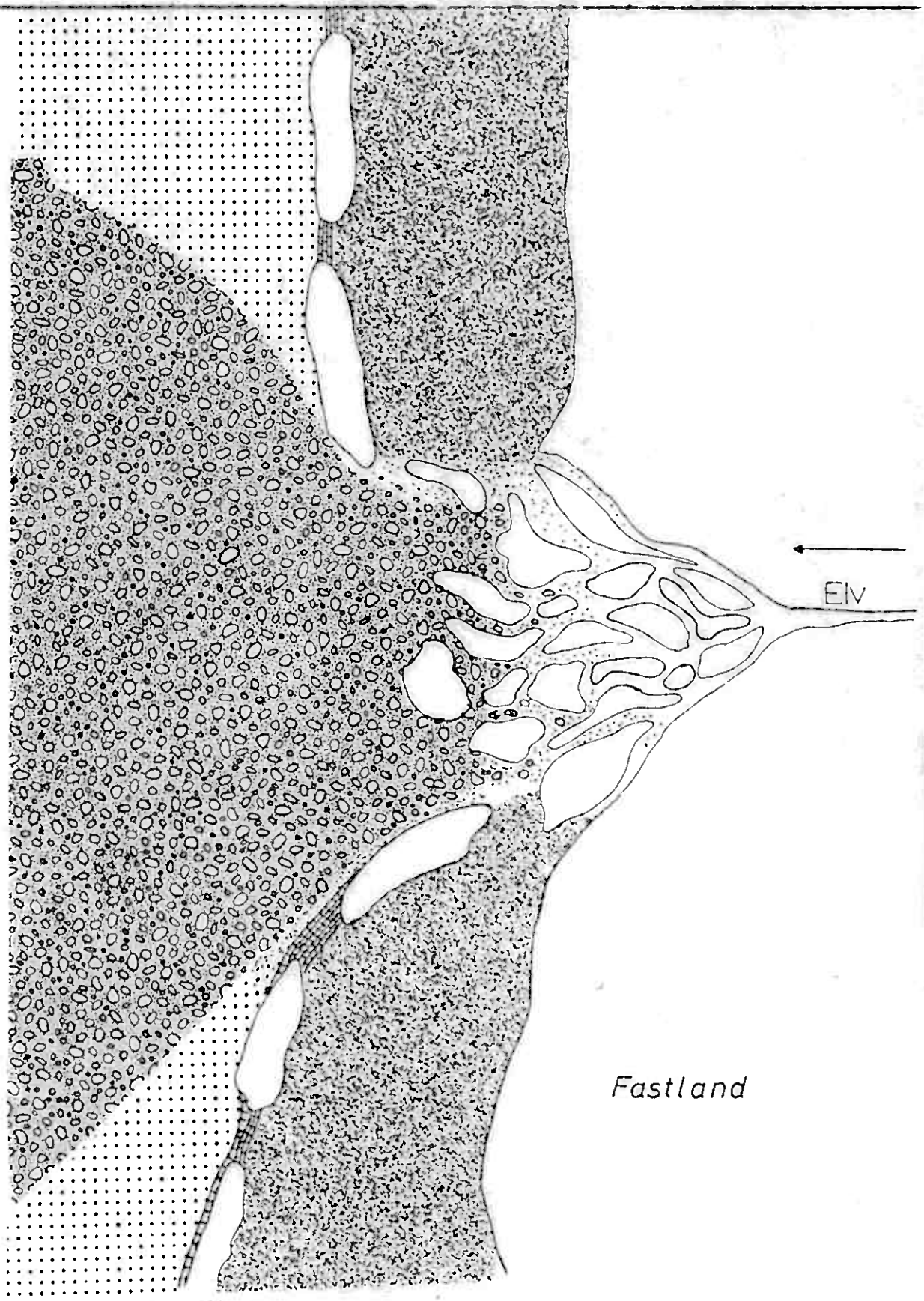


Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

S Terrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan, 1977

Målestokk	
Tegn.	
Trac.	
Kfr.	
Erstatning for:	
Erstattet av:	

A S Terkopi A 4

Fasiesmodell (Stribrny & Steffan)

Som forberedelse til sedimentologiske undersøkelser med sikte på å få genetisk kontroll over mineraliseringer av Ulveryggen-type har vi begynt å lage en teoretisk fasiesmodell. Utgangspunkt for denne fasiesmodellen var følgende observasjoner i terrenget.

1) Kvalund-Formasjonens svartskiffere forekommer i et begrenset område i NV-delen av Komagfjordvinduet. De hviler direkte på Holmvann-Formasjonens fyllittiske grønnskiffere.

2) Doggelv-Formasjonens arkoser og småkonglomerater ligger også direkte på massive basiske metavulkanitter og metavulkanittkonglomerater.

3) I Doggelv-distriktet forekommer det linser av kvartsittisk svartskiffer av Kvalsund-typen innleiret i Doggelv-Formasjonens arkoser.

Man kan derfor ikke utelukke at Kvalsund-Formasjonen og Doggelv-Formasjonen er stratigrafiske ekvivalenter, som er skillet gjennom fasiesforandringer.

4) Doggelv- og Steinfjell-Formasjonens bergarter viser ingen litologisk forskjell i mesoskopisk målestokk. Begge litostratigrafiske enheter er dessuten karakterisert gjennom småkonglomerater og skråskiktningsplaner.

5) Det synes at Doggelv-Formasjonens bergarter viser avtagende kornstørrelse mot SSE (tiltagende antall rippler).

Doggelv-Formasjonen kan derfor betraktes som lateral ekvivalent til Steinfjell-Formasjonen.

6) Steinfjell-Formasjonen har sedimentær kontakt til Djupelv-Formasjonen. Djupelv-Formasjonen er derfor yngere enn Steinfjell-Formasjonen. (Se REITAN, 1963).

7) Fiskevann-Formasjonen er skjøvet over Djupelv-Formasjonen.

8) Både Djupelv- og Fiskevann-Formasjonen viser grovklastiske sedimenter på basis (konglomerater) og går mot hengen over i mere finklastiske bergarter (arkoser, kvartsitter).

Fiskevann-Formasjonens bergarter antas derfor å være eldre eller like gamle som Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

Djupelv- og Steinfjell-Formasjonen.

9) Sedimentære linser med høyt feldspattinnhold finnes på toppen av Holmvann-Formasjonen (Kvalsunddalen ca. 800 m ESE for langvann og ved Store Lerrisfjord - tufitter?).

10) Karbonater og kvartsitter på toppen av Holmvann-Formasjonen forekommer bare i NW-delen av vinduet (Stormatolitter på en kystparallell barriere).

Ut fra de ovenfor nevnte "statements" resulterer følgende fasiesmodell: (se bilag)

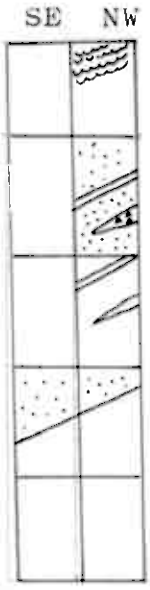
1) Basaltene og keratofyrer ble opparbeidet av et hav som transgrederer fra syd mens vulkanismen vedvarer (skråskiktning i gråvakkene, omlagrete tuffer, vulkanittbånd i grønnstenskonglomeratene ved Saltvann).

3) En svakt regression i nord forårsaket dannelsen av grunne områder i havet hvor veksten av Stromatolitter ble mulig.

4) I dette rel. grunne havområdet transporterer en kjempemessig elv store mengder med deltasedimenter. Mellom havet og kysten ligger dessuten en barriere som skiller havet utenfor fra et "tidal flat" område.

Sedimentasjonsrettning: Målingene på skråskiktningsflåter i Ulveryggen-området og langs Doggelven viser transportrettning fra NW resp. WNW.
I gruveområdet dominerer transport fra NW, langs Doggelven fra WNW.

Legende til Fasiesmodell



Holmvann-Form.

Djupelv-Formasjon (Transgression)

Kvalsund-Formasjon/Steinfjell-Fiskevann-F.

Vulkanitter øvre serie - Regression -
pilloww lava - grønnskifer, karbonater, kvartsitt

Grønnstenskonglomerat - Transgression -
massive vulkanitter.

Grunnfjell

I

SE

Grunnfjell

NW

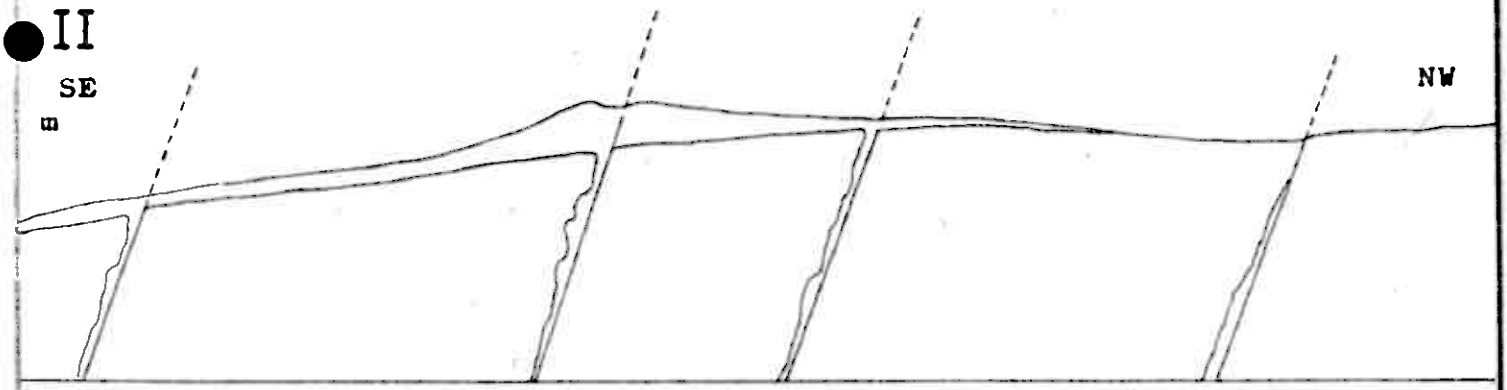
Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

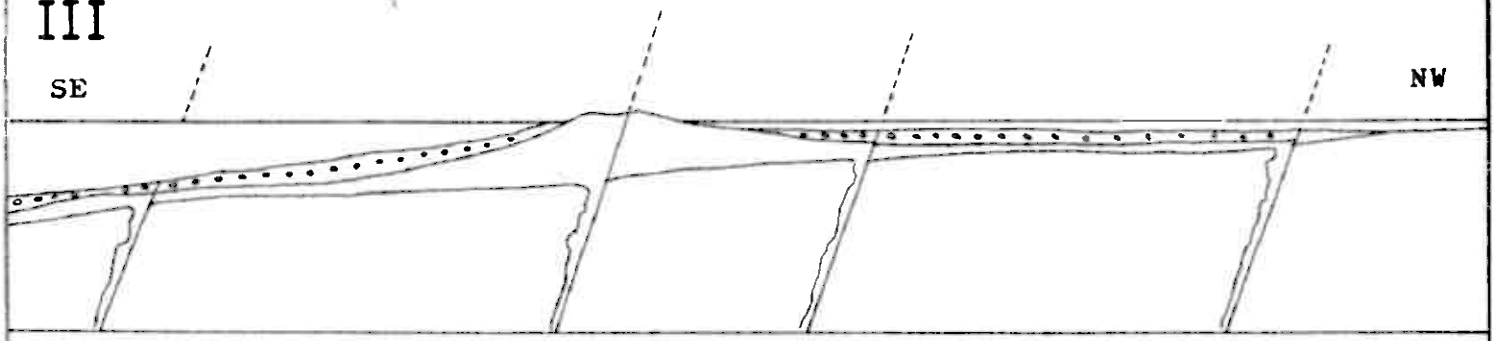
m



Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

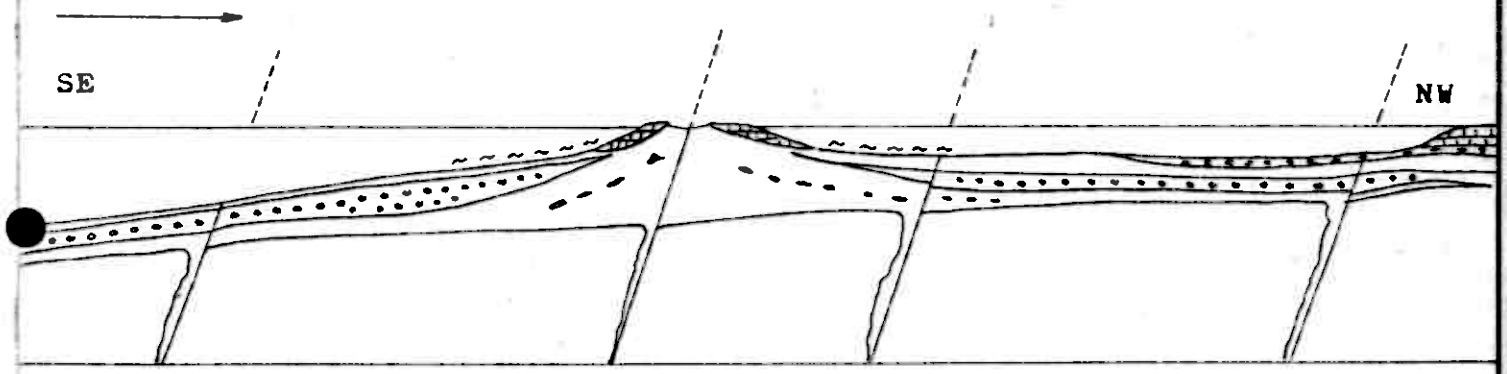


Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Terrkopi. A 4

Utvikkling av stromatolittkalker på og omkring barrierer under vedvarende vulkansk virksomhet. -finklastiske sedimenter -- tuffitter i grunntvannsområde.

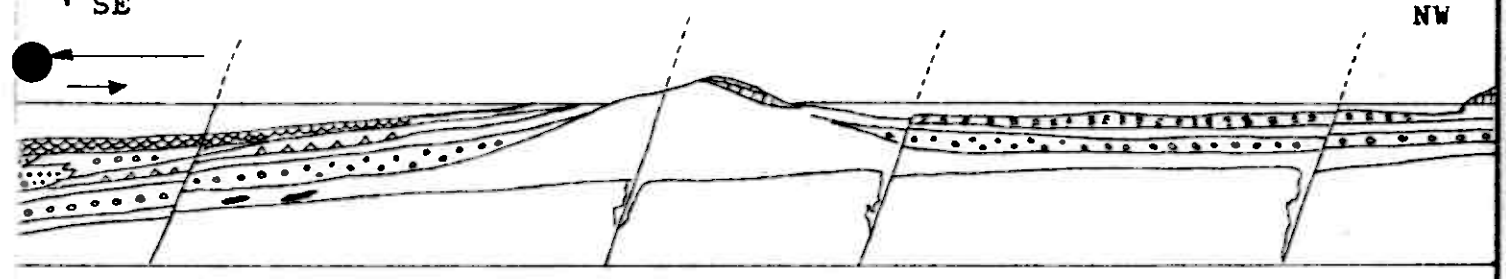
IV



Deltasedimentasjon (se bilag) etterfulgt av svakt transgression -- grovklastisk sedimentasjon --

(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.
		Trac.
		Kfr.
	Erstatning for:	
Steffan, 1977	Erstattet av:	

S Tørrkopi A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

m

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

III

SE

NW

Fasiesmodell i Komagfjordvindu

Målestokk

Tegn.

Trac.

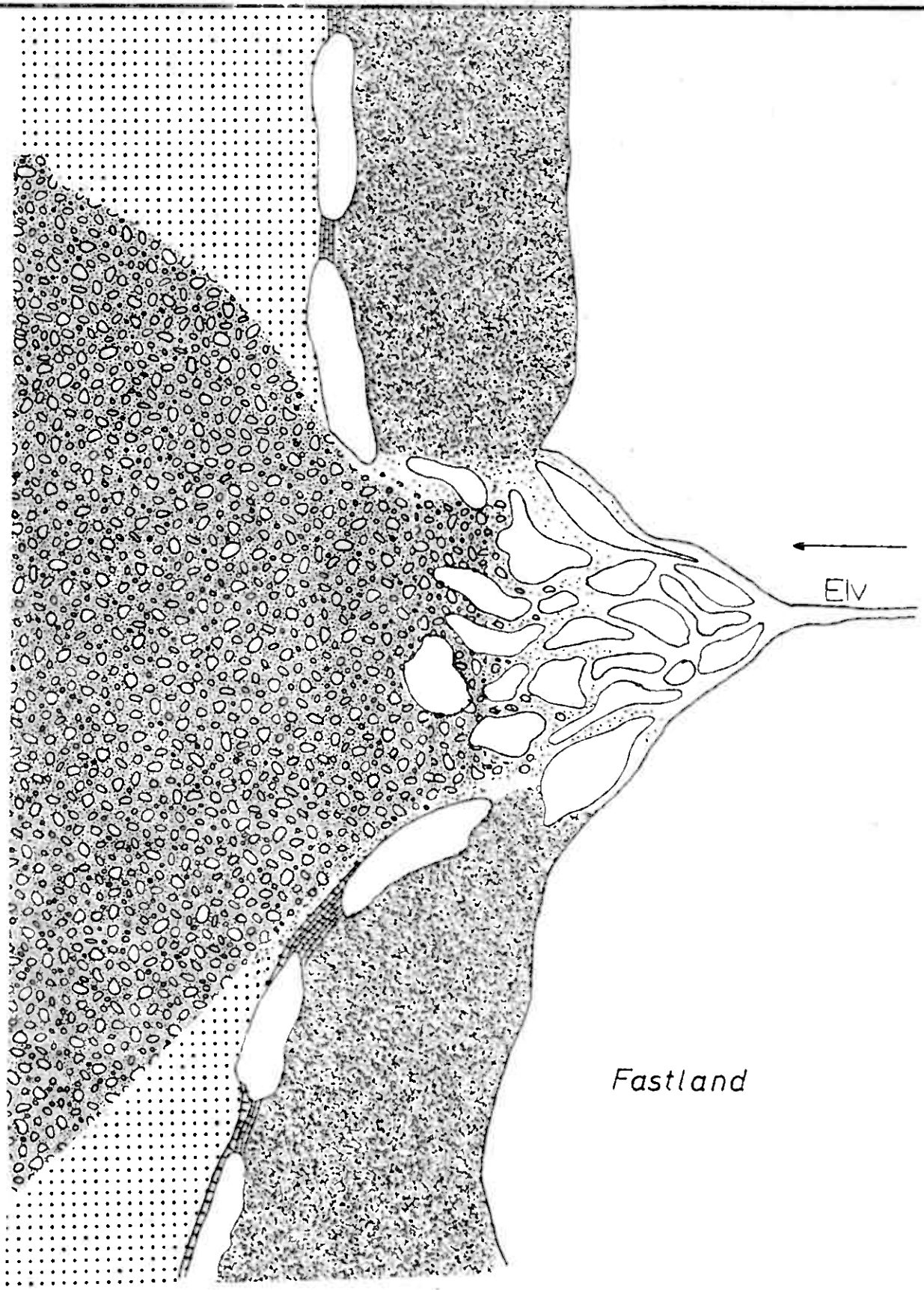
Kfr.

Erstatning for:

Steffan, 1977

Erstattet av:

A.S Terrkopi A 4



Konglo-
merater

Sand

Barriere
+ Stromatolitter

Organ. sed.

Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

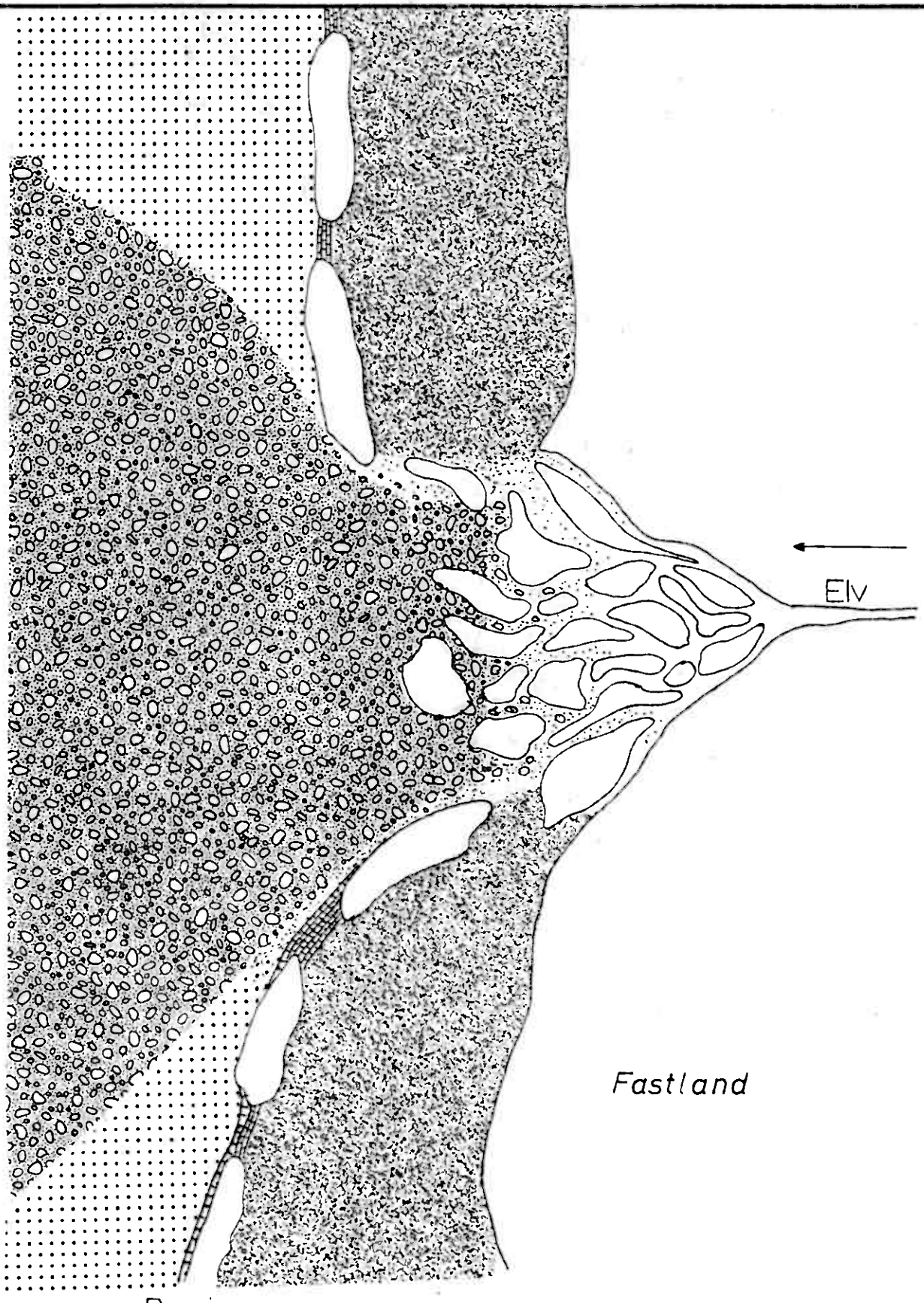
Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	

Erstatning for:

Erstattet av:

S Tenkopi A 4



Konglo-
merater

Sand

Barriere
+ Stromatolitter

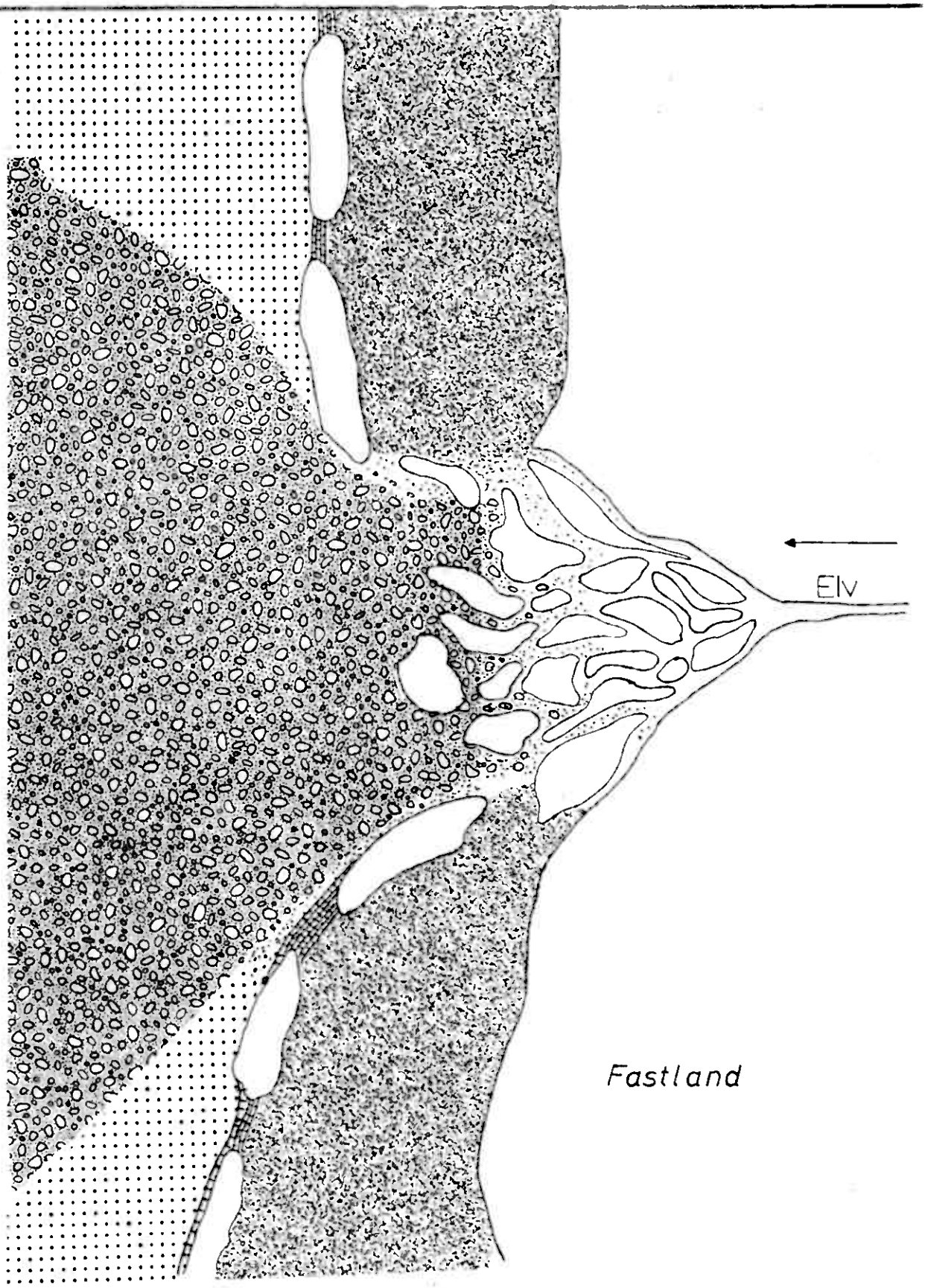
Organ. sed.

Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan 1977

Målestokk	Tegn.	
	Trac.	
	Kfr.	
Erstatning for:		
Erstattet av:		

S Tørrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Målestokk

Tegn.

Trac.

Kfr.

Erstatning for:

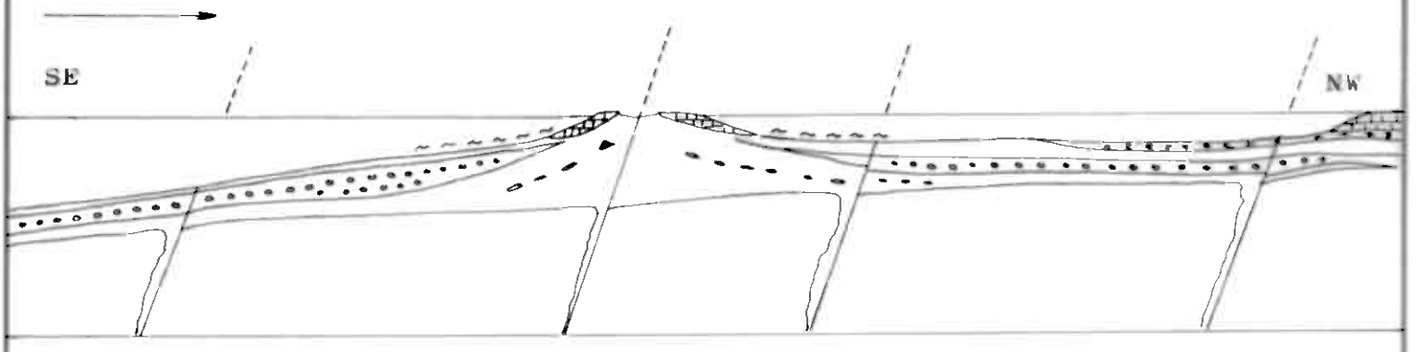
Erstattet av:

Steffan, 1977

A.S Terrkopi A 4.

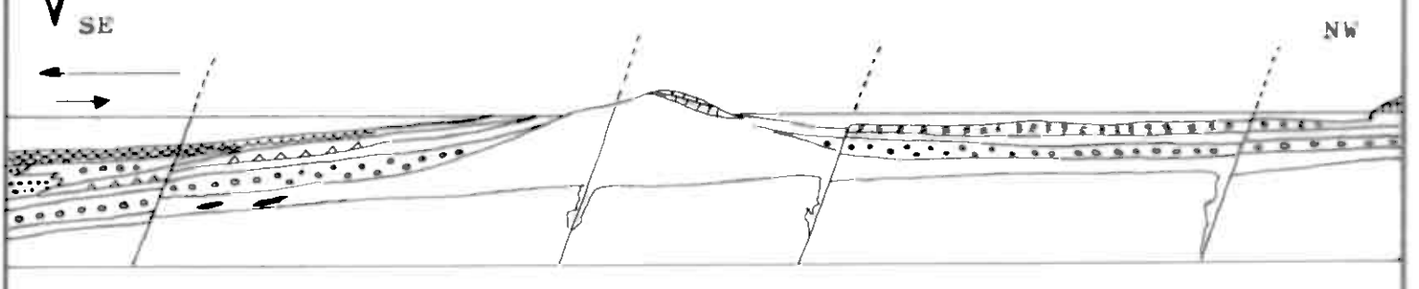
Utvikkling av stromatolittkalker
på og omkring barrierer under
vedvarende vulkansk virksomhet.
-finklastiske sedimenter --
tuffitter i grunntvannsområde.

IV



Deltasedimentasjon (se bilag)
etterfulgt av svakt transgression
-- grovklastisk sedimentasjon --
(Djupelv-Formasjon, REITAN, 1963)

V



Fasiesmodell Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Stefan, 1977	Erstattet av:		

A.S Tørrkopi A 4

I

SE

Grunnfjell

NW

Avsenkning i forbindelse med dilatasjon.

Grønnstensvulkanisme.

II

SE

m

NW

Transgression
→opparbeiding av vulkanittene og deler av grunnfjellet.

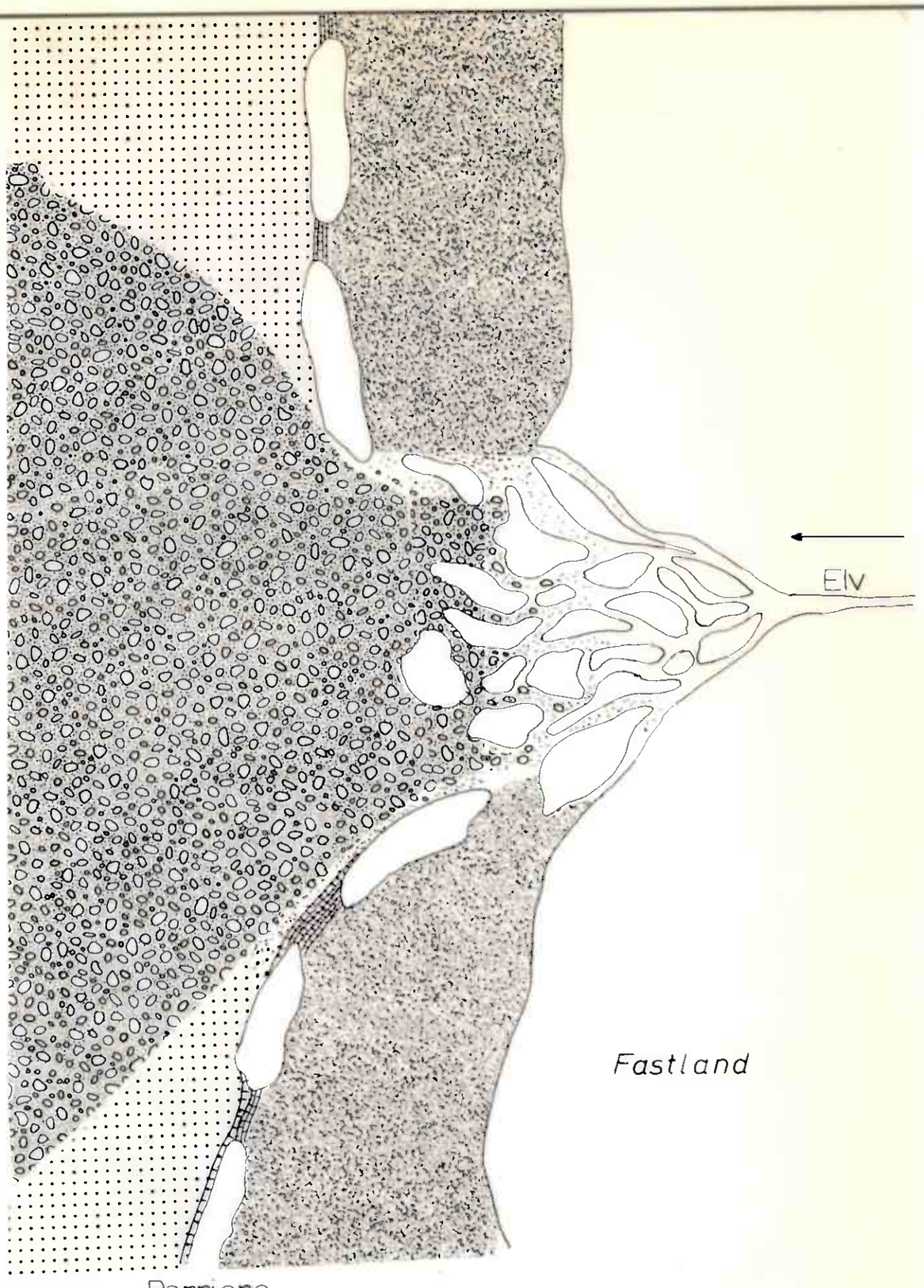
III

SE

NW

Fasiesmodell - Komagfjordvindu	Målestokk	Tegn.	
		Trac.	
		Kfr.	
	Erstatning for:		
Steffan, 1977	Erstattet av:		

A.S Tørrkopi A 4



Hypotetisk elv som leverer grovklastiske sedimenter fra NW

Steffan, 1977

Målestokk	
Tegn.	
Trac.	
Kfr.	
Erstatning for:	
Erstattet av:	

A.S Tørrkopi A 4.

D6

Geochemische Untersuchungen zur Erzprospektion im suedøstlichen Teil des Komagfjord-Fensters, Finnmark, Norwegen

Michael Krause

1977

Inhaltsverzeichnis

1.	Ziele der durchgefuehrten Untersuchungen	3
2.	Arbeitsgebiet	
2.1.	Topographie	3
2.2.	Abriss der Geologie des Arbeitsgebietes	4
3.	Eh- und pH - Messungen	5
3.1.	pH	6
3.2.	Eh	8
4.	Probennahme	11
5.	Die Ionenaustausch-Methode	11
6.	Analysen	
6.1.	Die Dithizon-Methode	13
6.1.1.	Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachsedimenten (cxHM)	15
6.1.2.	Bestimmung von Kupfer in Bachsedimenten (cxCu)	16
6.1.3.	Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Wässern (cxHM)	18
6.2.	Analyse der Ionenaustauscher	20
6.3.	Gesteinsanalysen	20
7.	Analysenergebnisse	
7.1.	Gesteinsanalysen	20
7.2.	Dithizonanalysen	20
8.	Diskussion der Anomalien und Beschreibung der Vererzungen	20
	Literaturverzeichnis	26

Anhang:

Karte I: Lage der Probenpunkte und Bachnummern
Karte II: Dithizonanalysen, Bachsedimente, Kupfer (cxCu)
Karte III: Dithizonanalysen, Bachsed., Schwermetalle (cxHM)
Karte IV: Dithizonanalysen, Bachwässer, Schwermetalle (cxHM)
Karte V: Geologie des suedøstlichen Teils des Komagfjord-Fensters mit Bachsystemen, nach P.Reitan,1960

1. Ziele der durchgefuehrten Untersuchungen

Ein Ziel dieser Untersuchungen war, mit geochemischen Methoden, die regional relativ grosse Gebiete erfassen, im suedøstlichen Teil des Komagfjord-Fensters, Finnmark, Norwegen, Bereiche geochemischer Anomalien und eventuell damit verbundene Erzvorkommen der Elemente Cu, Zn, Pb, Co und Ni zu lokalisieren. Dazu wurden Bachsediment- und Bachwæsserproben genommen, die die sekundæren Dispersionshøfe der genannten Elemente erfassen sollten. Zur Schwermetallgehaltsbestimmung in den beiden Untersuchungsmedien wurde die Dithizon-Methode verwandt, die es ermøglicht, die Analysen direkt im Gelænde durchzufuehren und somit Analysenergebnisse und Gelændebeobachtungen an Ort und Stelle zu korrelieren.

Ein anderes Ziel der hier durchgefuehrten Untersuchungen war, die Anwendbarkeit der Ionenaustausch-Methode zu pruefen, die es ermøglichen wuerde, einfache Analysen von Bachwæssern zur geochemischen Prospektion durchzufuehren und geochemische Anomalien in Bachwæssern præzise festzulegen, da Støreinfluesse wie starke Wasserstandsschwankungen und somit Verduennungsschwankungen ausgeschaltet wuerden. Somit kønnten grøssere Gebiete mit vergleichbaren Werten an Schwermetallgehalten bearbeitet werden. Die Anwendbarkeit dieser Methode sollte durch Vergleich mit den Dithizon-Analysenergebnissen und den im Gelænde gefundenen Vererzungen geprueft werden.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Topographie

Das Arbeitsgebiet liegt zwischen 70°25' und 70°18' nørdlicher Breite und zwischen 24°15' und 24°33' østlicher Længe. Es bedeckt den zentralen bis østlichen Teil der topographischen Karte Blatt Repparfjord 1935 I (1:50 000) und umfasst eine Flæche von ca. 90 km^2.

Das Gebiet ist bis auf einige Wochenendhæuser entlang des Flusses Repparfjordelv unbesiedelt. Die næchste Ortschaft ist Skaidi, die von der nordøstlichsten Grenze des Arbeitsgebietes ca. 2 km entfernt ist. Durch das Gebiet verlæuft

entlang des Repparfjordelv die Staatsstrasse 6 auf eine Länge von ca. 15 km. Der Fluss ist an zwei Stellen durch Bruecken zu ueberqueren.
Die Drainage ist gut entwickelt, so dass Bæche und Seen zahlreich vorhanden sind.

2.2. Abriss der Geologie des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im suedøstlichen Teil des Komagfjord-Fensters und greift im æussersten Suedosten bis in die kaledonische Ueberschiebungsdecke hinein.
Die Gesteine sind im grössten Teil des Gebietes gut aufgeschlossen, nur suedwestlich des Repparfjordelvs sind grössere Bereiche mit Moræenenschutt bedeckt.
Die vorliegenden Gesteine lassen sich Reitans Repparfjord-Gruppe zuordnen, woraus Teilbereiche der Holmvann-, Doggeelv- und Lomvann-Formation auftreten. Die Doggeelv-Formation wird von einigen gabbroiden Intrusiva durchschlagen.
Die Holmvann-Formation besteht innerhalb des Arbeitsgebietes aus massiven Gruensteinen, in die østlich des Brattelvs einige geringmæchtige feldspatreiche Sandsteine eingeschaltet sind. Ausserdem treten innerhalb dieser Formation zahlreiche Quarzgænge z.T. mit Calcit auf, die stellenweise mineralisiert sind (Cu). Die Doggeelv-Formation besteht ueberwiegend aus reinen Quarziten in denen sich Sedimentstrukturen wie Kreuz- und Schrægschichtung sowie Rippelmarken hæufig beobachten lassen. Innerhalb dieser Formation wurden auch Horizonte mit ungerundeten Milchquarzgerøllen beobachtet, die z.T. einen Durchmesser von mehr als 10 cm besitzen. Die Lomvann-Formation besteht aus Tonschiefern, in die bræunlich verwitternde Kalksteinbænckchen sowie Quarzite eingelagert sind. Die kaledonische Ueberschiebungsdecke besteht innerhalb des Arbeitsgebietes aus Quarziten.

Die Gesteine innerhalb des Fensters streichen NE-SW. Sæmtliche vorliegenden Gesteinseinheiten sind stark verfaltet. Entlang des Doggeelv læsst sich innerhalb der Quarzite eine Serie von Anti- und Synklinen beobachten. Die Gruensteine der Holmvann-Formation bilden eine Antiform, die von NE nach SW durch das gesamte Arbeitsgebiet verlæuft.

Innerhalb des Arbeitsgebietes kommen verschiedene Kupfer-Mineralisationen vor. Die meisten Vererzungen sind an Quarzgænge und -linsen innerhalb der Gruensteine gebunden. An Erzmineralen kommen vor: Kupferkies, Pyrit und sekundære Kupferminerale. Ein anderer Typ von Kupfer-Mineralisation liegt in einem an der Staatsstrasse 6 aufgeschlossenen Meta-Gabbro vor, der an dieser Stelle eine Mæchtigkeit von ca. 3o m besitzt. Die Hauptmineralisierungszone ist jedoch nur wenige Meter breit. An Erzmineralen kommen hier vor: Pyrit, Kupferkies, Magnetkies und Malachit. Innerhalb der Tonschiefer der Lomvann-Formation liessen sich lokal Anreicherungen von Magnetkies und auch Pyrit beobachten.

3. Eh und pH - Messungen

In sæmtlichen Bæchen innerhalb des Arbeitsgebietes wurden Eh und pH - Messungen durchgefuehrt. Dazu wurde ein Taschen-Eh-pH-Meter der Firma SCHOTT&GEN., Mainz, Typ CG 717 verwandt. Fuer die pH-Messungen wurde die Glas-Kalomel-Elektrode Typ N 62 und fuer die Eh-Messungen die Platin-Kalomel-Elektrode Typ Pt 62 benutzt. Bei den Eh-Messungen wurde die Spannung Platin-Kalomel gemessen und 256 mV fuer die Spannung Kalomel-Normalwasserstoffelektrode fuer Wassertemperaturen $=5^{o}C$ addiert.
Die Messungen hatten den Zweck, Aussagen ueber die Mobilitæt der untersuchten Elemente machen zu kønnen, sowie Aufschluesse ueber die Oxidationskraft der vorliegenden Bæche, also die Fæhigkeit Erzminerale zu zersetzen, zu erhalten und somit festzustellen, ob die Bachwæsser als Untersuchungsmedium zur geochemischen Prospektion geeignet sind. Die Messergebnisse sind aus Tab. 1 zu ersehen.

Tab. 1, Ergebnisse der Eh- und pH - Messungen

Bach Nr.	pH	Eh (mV)	Bach Nr.	pH	Eh (mV)	Bach Nr.	pH	Eh (mV)
I	6,3	+520	XIV	6,0	+490	XXIV	6,9	+530
II	6,3	+530	XV	6,8	+480	XXV	6,5	+500
III	5,7	+560	XVI	6,9	+460	XXVIII	6,6	+480
IV	6,8	+480	XVII	6,9	+470	XXIX	7,0	+510
V	6,7	+500	XVIII	7,1	+460	XXX	6,4	+500
VI	6,5	+500	XIX	7,0	+460	XXXI	6,6	+510
VII	6,7	+490	XX	6,7	+460	XXXII	6,3	+520
VIII	6,6	+520	XXI	7,0	+460	XXXIII	6,6	+470
IX	6,6	+510	XXII	7,0	+480	XXXIV	6,7	+460
X	6,8	+490	XXIII	6,9	+450	XXXV	6,4	+4[redacted]

3.1. pH

Der pH ist einer der wichtigsten Faktoren, die die Løslichkeit der Elemente in wæssrigen Løsungen bestimmen. Als Faustregel læsst sich sagen, dass die Elemente løslicher sind, je geringer der pH ist.

Steigt der pH in Richtung alkalisch, erreichen die Elemente den Punkt ihrer Hydrolyse, das heisst, sie fallen als Hydroxide aus. Tab. 2 zeigt den pH der Hydrolyse einiger wichtiger Elemente, wobei die bei diesen Untersuchungen bearbeiteten Elemente unterstrichen sind. Der pH der Hydrolyse hængt auch von der Konzentration der Metalle in der Løsung ab. Fuer diese Untersuchungen wurde der Fall in Tab. 2 fuer sehr niedrige Konzentrationen angenommen.

Tab. 2 [redacted] pH of hydrolysis (hydroxide precipitation) of some elements from dilute solutions (from Britton, 1955, vol. 2, p. 102)

Element	*pH*	*Element*	*pH*	*Element*	*pH*	*Element*	*pH*
Fe^{+3}	2.0	Al^{+3}	4.1	Cd^{+2}	6.7	Pr^{+3}	7.1
Zr^{+4}	2.0	U^{+6}	4.2	Ni^{+2}	6.7	Hg^{+2}	7.3
Sn^{+2}	2.0	Cr^{+3}	5.3	Co^{+2}	6.8	Ce^{+3}	7.4
Ce^{+4}	2.7	Cu^{+2}	5.3	Y^{+3}	6.8	La^{+3}	8.4
Hg^{+1}	3.0	Fe^{+2}	5.5	Sm^{+3}	6.8	Ag^{+1}	7.5-8.0
In^{+3}	3.4	Be^{+2}	5.7	Zn^{+2}	7.0	Mn^{+2}	8.5-8.8
Th^{+4}	3.5	Pb^{+2}	6.0	Nd^{+3}	7.0	Mg^{+2}	10.5

Ebenso kann man sagen, dass die Løslichkeit der Hydroxide mit steigendem pH abnimmt,die Løslichkeit ist jedoch von Element

zu Element verschieden, was aus Abb. 1 zu entnehmen ist. Wie

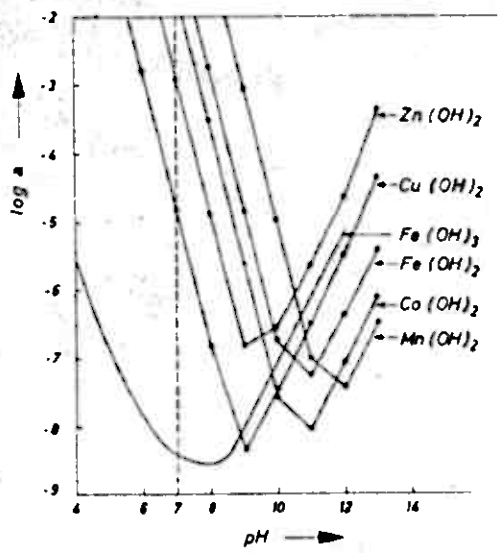


Abb. 1 Maximale Aktivitäten (a) einiger Metallionen (Fe^{+3}, Fe^{+2}, Co^{+2}, Mn^{+2}, Cu^{+2} und Zn^{+2}) im Gleichgewicht mit ihren Hydroxiden in Abhängigkeit vom pH-Wert nach einer Zusammenstellung von *Förstner/Muller* 1974). Bei einem pH = 4 besteht für diese Hydroxide weitgehende Löslichkeit. Die minimale Löslichkeit liegt in einem pH-Bereich von 9–12. Im Süßwasser mit pH = 7 ist die Löslichkeit größer als im Meerwasser mit pH = 8,5. Das Meerwasser ist daher auch praktisch frei an gelöstem Eisen!

aus Tab. 1 ersehen werden kann, sind die Bæche innerhalb des Arbeitsgebietes leicht sauer bis neutral. Das bedeutet, dass die Elemente Zn, Co und Ni mit Sicherheit die Møglichkeit haben in Løsung zu gehen. Die Ionen Cu^{2+} und Pb^{2+} erreichen den Punkt ihrer Hydrolyse bei pH 5,3 bzw. 6,0. Jedoch muessen alle oben genannte Daten nur als erste Næherung ueber die Løslichkeit der Elemente in wæssrigen Løsungen im natuerlichen Bereich angesehen werden. Faktoren wie die Bildung anorganischer und organischer Komplexe sowie der Einfluss der Anwesenheit organischer Substanzen verschieben den pH der Hydrolyse weiter in Richtung des alkalischen Bereiches und sind dabei nicht in Rechnung gezogen, so dass in der Praxis davon ausgegangen werden kann, dass eine Løslichkeit sæmtlicher untersuchter Elemente (Zn,Cu,Pb,Co,Ni) in den vorliegenden Bæchen gegeben ist und die Bæche des Arbeitsgebietes somit hinsichtlich der Løslichkeit der Elemente zur hydrogeochemischen Prospektion geeignet sind.

3.2. Eh

Der Eh, auch Redoxpotential genannt, ist ein Mass fuer die Oxidations- bzw. Reduktionfæhigkeit eines Systems und bestimmt, in welcher Oxidationsstufe die Elemente in den Løsungen vorliegen. Er wird in Volt gemessen. Er bestimmt somit auch indirekt den Hydrolyse-Punkt und die Løslichkeit

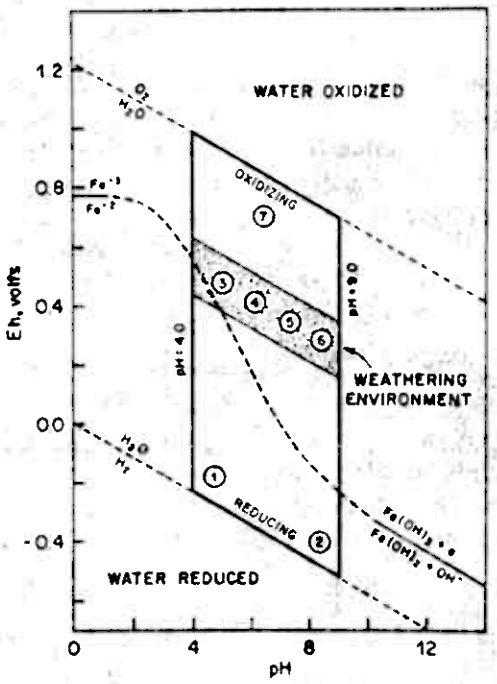


Abb. 2

[redacted]. Framework for Eh-pH diagram in which the most usual limits of Eh and pH in the near-surface environments are outlined. The upper limit of the weathering environment is in direct contact with air, whereas the lower limit is considered to be the water table. Numbers indicate other environments: (1) bogs and waterlogged soils; (2) reducing marine sediments; (3) acid mine waters; (4) rain; (5) river water; (6) ocean water; (7) oxidizing lead sulfide deposits. The oxidation-reduction potential for the simple ions and hydroxides of iron are indicated (at 25°C and 1M). The horizontal dashed portion of the line (top) represents the reaction of $Fe^{+2} = Fe^{+3} + e$, and the solid portion (bottom) $Fe(OH)_2 + OH = Fe(OH)_3 + e$, and the high slope dashed portion $Fe^{+2} + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3H^+ + e$.

eines Elements. In Abb. 2 ist der Bereich der Verwitterung dargestellt (in einem sogenannten Eh-pH-Diagramm) in dem die meisten Verwitterungsvorgænge auf der Erdkruste ablaufen. In Abb. 3 sind zum Vergleich die beprobten Bæche in einem Eh-pH-Diagramm dargestellt, wobei die Punkte fuer die einzelnen Bæche stehen. Diese Lage ist typisch fuer Bachwæsser generell. Wie aus den beiden Diagrammen zu ersehen ist, ist der Eh vom pH stark abhængig.

In Abb. 4, S. 10, ist ein Eh-pH-Diagramm dargestellt, das das Redoxpotential einiger Sulfide darstellt. Daraus kann ersehen

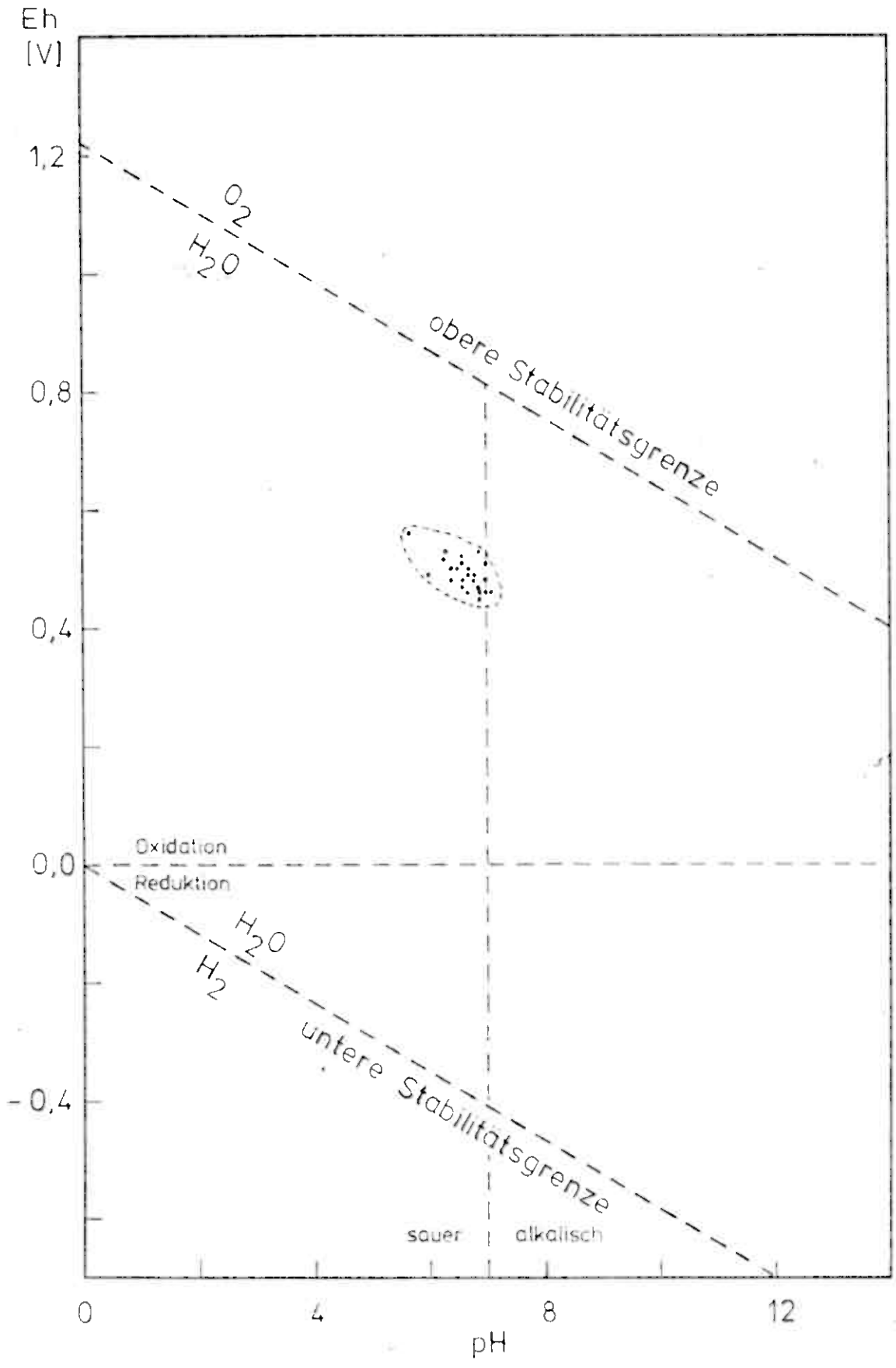


Abb. 3, Lage der beprobten Bæche im Eh-pH-Diagramm

werden, dass Zinkblende und Bleiglanz leicht oxidiert werden kønnen, dagegen Kupferglanz, Covellin, Molybdænglanz und Argentit schwerer. Aus diesen Mineralen sind also Zink und Blei wesentlich leichter zu mobilisieren als Kupfer, Molybdæn oder Silber. Das Potential von ged. Gold ist ebenfalls zum Vergleich angegeben.
Die beprobten Bæche liegen im Bereich der Kupfer-Sulfide und darueber, was bedeutet, dass Cu,Pb und Zn in den Bachwæssern des Arbeitsgebietes mobilisiert werden kønnen. Ist organische Substanz vorhanden, so wird die Mobilitæt noch gesteigert.

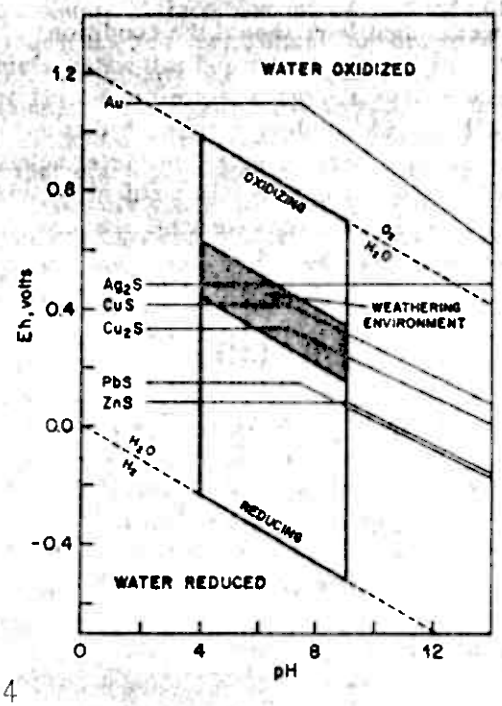


Abb. 4

[redacted]. Oxidation-reduction potentials for some simple sulfides. (Temperature, 25°C; Pressure, 1 atmosphere; metal ion activity, 10 $^{-6}$M). Modified from Hansuld (1967).

4. Probennahme

Innerhalb des Arbeitsgebietes wurden alle fliessenden Gewæsser, die in den Repparfjordelv muenden, beprobt. Der Probenabstand entlang der Bæche betrug im allgemeinen 200 Meter. Die verschiedenen Arten der Proben (Bachsedimente, Bachwæsser und Ionenaustauscher) wurden an den gleichen Probenpunken genommen. Die Lage der Probenpunkte ist in Karte I dargestellt.
Bei der Probennahme der Bachsedimente wurde die Kornfraktion -200+63/u genommen. Diese Fraktion wurde deshalb gewæhlt, weil die in diesem Bereich liegenden Korngrøssen unter gleichen Bedingungen etwa die gleichen Konzentrationen an Schwermetallen besitzen (siehe auch Hawkes & Webb, 1962). Die Bachsedimentproben wurden mit zwei uebereinanderliegenden Polyamidsieben (Siebgewebe "Monodur" von der Firma Vereinigte Seidenwebereien, Krefeld) der Maschenweiten 200 und 63/u nass abgesiebt. Bei der Probennahme der Bachsedimente wurde darauf geachtet, dass nur das anorganische, bewegte Sediment, wo møglich,aus der Bachmitte entnommen wurde,um eventuelle Fehler durch Entnehmen aus Bereichen mit angereicherten Schwermineralen zu vermeiden.
Ausserdem wurden von den innerhalb des Arbeitsgebietes vorkommenden Gesteinsformationen der Repparfjord-Gruppe einige Gesteinsproben genommen, um die Durchschnittsgehalte der Schwermetalle und somit die Background-Verteilung der untersuchten Elemente in diesen Gesteine zu ermitteln. Die Proben wurden alle aus nicht vererzten Bereichen genommen.

5. Die Ionenaustausch-Methode

Die Ionenaustausch-Methode wurde in der Literatur erstmals von Asmund (1974) in einer kleinen Veroeffentlichung erwæhnt. Untersuchungen in einem solchen Umfang,wie die hier durchgefuehrten,sind aus der Literatur nicht bekannt.
Die Ionenaustausch-Methode kann kann zur hydrogeochemischen Prospektion auf Schwermetalle aber auch fuer andere Elemente eingesetzt werden. Sie beruht darauf, dass, bei der Prospektion auf Schwermetalle, ein schwermetallselektiver Kationenaustauscher fuer eine gewisse Zeitdauer Bachwæssern ausgesetzt wird.
Im einzelnen wurde dabei folgendermassen vorgegangen:

Etwa 2 g des schwermetallselektiven Kationenaustauschers wurden in einen aus Polyamid-Siebgewebe bestehenden Beutel gefuellt. Die Beutel wurden an den Kanten verschweisst, damit kein Material verlorengeht. Die Maschenweite des Polyamid-Siebgewebes betrug 31 µ. Eine so enge Maschenweite wurde deshalb gewählt, um die Wasserdurchflussrate in allen Probenbeuteln etwa gleich zu halten und um so gut vergleichbare Ergebnisse zu erzielen. Die gefuellten Beutel wurden dann, an Angelschnur befestigt, fuer eine Dauer von 3 Wochen an den Probenpunkten der zu untersuchenden Bæche ins fliessende Wasser gehængt. Nach dieser Zeit kønnen die angereicherten Schwermetalle analysiert werden.

Ein grosser Vorteil dieser Methode liegt darin, dass Fehlerquellen wie Verduennungsschwankungen im Wasser, bedingt durch starke Niederschlæge, ausgeschaltet werden, da man ueber einen grøsseren Zeitraum integriert. Man erhælt also kein Analysenergebnis der Probe vom Zeitpunkt einer Probennahme, sondern Ergebnisse, die sich mit den anderen vergleichen lassen. Somit kønnten grøssere Gebiete mit vergleichbaren Werten hydrogeochemisch bearbeitet werden. Ein weiterer Vorteil dieser Methode ist, dass die Konzentration der im Ionenaustauscher angereicherten Schwermetalle so hoch ist, dass sie bequem mit AAS, eventuell auch mit XRF analysiert werden kønnen, was bei normalen Wasserproben meist nicht møglich ist.

6. Analysen

6.1. Die Dithizon - Methode

Die Bachsedimentproben wurden mit der Dithizon-Methode auf Kupfer- und Gesamtschwermetallgehalte (cxCu + cxHM) direkt im Gelænde analysiert. Die Proben der Bachwæsser wurden ebenfalls mit der Dithizon-Methode analysiert, jedoch nur auf Gesamtschwermetallgehalte.

Dithizon ist ein organisch-chemisches Reagenz, das fuer die angewandte Geochemie bei der Erzexploration eine ausserordentliche Bedeutung besitzt. Mit diesem Reagenz kann man schnell und auf einfache Weise Schwermetallgehaltsanalysen durchfuehren. Dank der einfachen Handhabung ist es møglich, diese Analysen sofort im Gelænde durchzufuehren und so bei der geochemischen Exploration während der Feldbegehung geochemische Anomalien festzustellen. Die Dithizon - Methode wird heute insbesondere verwandt, um noch vor der geologischen Kartierung eine erste Uebersichichtsverteilung festzustellen und um høffige von nicht høffigen Gebieten auszusondern.

Zur Feststellung von geochemischen Anomalien kann man im Gelænde Bøden, Bachsedimente und Oberflæchenwæsser analysieren. 1878 wurde Dithizon von E.Fischer synthetisiert, der herausfand, dass es mit Schwermetallen gefærbte Verbindungen eingeht. 1925 entdeckte sein Sohn H. Fischer, dass Dithizon auch zur quantitativen Bestimmung von geringen Konzentrationen (bis in den untersten ppb-Bereich) von Schwermetallen geeignet ist.

Dithizon ist eine Abkuerzung fuer Diphenylthiocarbazon. Es handelt sich dabei um eine schwarze kristalline Substanz mit der chemischen Formel

$$S = C \begin{matrix} \nearrow NH - NH - C_6H_5 \\ \searrow N = N - C_6H_5 \end{matrix}$$

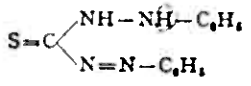
Es handelt sich um eine sehr licht- und wærmeempfindliche Substanz, die weder in Wasser noch in verduennten Mineralsæuren løslich ist, wohl aber in verduenntem Ammoniak und in verschiedenen organischen Løsungsmitteln. Dithizon

bildet mit den meisten Schwermetallen farbige Komplexe (siehe Abb. 5). Die Neigung zur Komplexbildung der einzelnen Metalle

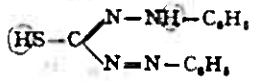
Li	Be											B	C	N	O	F
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At
Fr	Ra	Ac														
			Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
			Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	

Abb. 5, mit Dithizon reagierende Schwermetalle

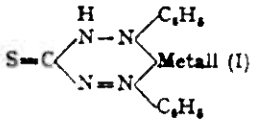
ist stark abhængig sowohl vom pH-Wert, als auch von der Elektronenkonfiguration des Metalls selbst. Bei der Komplexbildung kann es zu folgenden Reaktionen kommen:



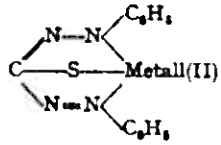
(I)



(II)



(III)



(IV)

Verschiedene reagierende Metalle ersetzen entweder den Imid-Wasserstoff (I) und bilden sogenannte Keto-Komplexe (III), oder ersetzen den Wasserstoff der Thiolverbindung (II) und bilden den Enol-Komplex (IV). Dithizon liegt in Løsung sowohl in Form (I) als auch in (II) vor, was vom Løsungsmittel abhængig ist. Komplexe (III) werden hauptsæchlich im sauren, (IV) meist im alkalischen Milieu gebildet.
Dithizon ist im allgemeinen ein Gruppenreagenz, das mehrere Elemente gleichzeitig erfasst. Arbeitet man jedoch bei bestimmten pH-Werten, so læsst sich die Selektivitæt steigern. Der pH-Wert bezieht sich hier auf die wæssrige Løsung mit der

Probensubstanz, der durch eine hinzugegebenen Pufferløsung eingestellt wird.
Bei der Schwermetallgehaltsbestimmung werden die Schwermetalle aus ihrer in der Natur vorliegenden Bindung (meist nur aus der lockeren Bindung) herausgeløst, um mit dem in der organischen Phase befindlichen Dithizon reagieren zu kønnen. Diesen Vorgang nennt man Extraktion. Dabei gibt es zwei verschiedene Møglichkeiten: entweder man extrahiert heiss oder kalt. Fuer Analysen im Gelænde ist die kalte Extraktion zu bevorzugen und wurde auch bei den hier durchgefuehrten Untersuchungen angewandt. Man kann verschiedene Extraktionsmittel anwenden wie H_2O, Na- bzw. NH_4-citrat, H_2O_2, HCl, HCl-HNO_3, EDTA u.a. Bei den hier durchgefuehrten Untersuchungen wurde fuer die Bestimmung der Schwermetalle im Bachsediment eine Ammoniumcitrat-Løsung (fuer cxHM) und fuer die Bestimmung von Kupfer im Bachsediment eine Ammoniumcitrat-HCl-Løsung verwandt. Fuer die Gesamtschwermetallbestimmung in den Bachwæsser wurde eine Acetat-Løsung benutzt.
Bei der kalten Extraktion wird nicht der gesamte Schwermetallgehalt herausgezogen sondern nur ein Teil nach einer bestimmten Zeit und zwar meist nur der adsorptiv gebundene Anteil.
Die Zeitdauer der Extraktion ist so gewæhlt, dass das Gleichgewicht zwischen extrhierten und nicht extrahierten Schwermetallen eingestellt ist. Es wurde experimentell festgestellt, dass bei æhnlicher Matrix mit gleichen Schwermetallgehalten der Probensubstanz, æhnliche Anteile an Schwermetallen extrahiert werden. Dass nur ein Teil der Schwermetalle aus der Probe extrahiert werden kann, ist fuer die geochemische Prospektion von untergeordnetem Belang. Man erhælt dabei relative Werte mit denen man Gebiete geochemischer Anomalien festlegen kann.

6.1.1. Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachsedimenten (cxHM):

Bei der hier beschriebenen Methode werden etwa 10-20% der in der Probe enthaltenen Schwermetalle extrahiert. Dabei entnimmt man eine bestimmte Menge des Probenmaterials. Die Probensubstanz

læsst sich gut mit einem geeichten Messløffel entnehmen, der aus Plexiglas besteht und der fuer Mengen zwischen etwa 0,1 und 0,4 g geeicht ist. Die Probe sollte bei der Entnahme nicht mit den Fingern beruehrt werden, da sie dadurch kontaminiert werden kønnte, weil an den Fingern meist Metallspuren hængen (von Muenzen in der Hosentasche beispielsweise). Diese Probe spuelt man dann mit der Ammoniumcitrat-Pufferløsung in einen 30 ccm Messzylinder mit Plastikstopfen und fuellt mit der Pufferløsung auf 5 ml auf, die eben die Aufgabe hat, zu extrahieren und einen pH-Wert von 8,5 einzustellen, bei welchem die meisten Schwermetalle schnell reagieren. Bei dieser Methode reagieren die Elemente Zn, Cu, Pb, Co und Ni. Das am stærksten reagierende Metall ist hierbei Zn. Die Pufferløsung enthælt ausserdem Hydroxylaminhydrochlorid, welches Eisen von der Reaktion ausschliesst. Nun gibt man 5 ml von der Dithizon - Gelændeløsung hinzu. Das Dithizon ist hierbei in Benzol geløst. Dann schuettelt man den mit dem Plastikstopfen verschlossenen Messzylinder fuer 30 Sekunden kræftig. Man læsst die Benzolschicht dann absetzen und beobachtet daran die Farbe. Ist sie unverændert gruen, so ist der Schwermetallgehalt kleiner als 5 ppm, welcher fuer die geochemische Exploration keine Bedeutung hat. Ist die Farbe blaugruen (Umschlagspunkt), so betrægt der extrahierte Gehalt 5 ppm. Ist die Farge blau, violett oder rot, so ist der extrahierte Gehalt grøsser als 5 ppm und kønnte fuer die geochemische Exploration interressant werden. Sollte dies der Fall sein, so muss man mehr Dithizon-Ragenzløsung hinzufuegen, bis man nach jedem Zugabeschritt 10 Sekunden geschuettelt hat, wieder bis zu dem blaugruenen Umschlagspunkt gelangt. Der kalt extrhierte Gesamtschwermetallgehalt errechnet sich dann nach der Formel:

$$\frac{1}{\text{Gew.d.Probe(g)}} \times \frac{\text{ml Dz.-Lsg.}}{5} = \text{ppm}$$

6.1.2. Bestimmung von Kupfer in Bachsedimenten (cxCu):

Die Bestimmung des Kupfergehaltes in den Bachsedimenten geht im Prinzip genauso vor sich, wie die Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes. Die Unterschiede liegen nur darin,

dass man eine andere Pufferløsung (Ammoniumcitrat-HCl-Løsung) anwendet, die einen pH-Wert von 2,0 einstellt. Ein zweiter Unterschied besteht darin, dass die Extraktionszeit nicht 30 Sekunden, sondern 1 Minute betrægt.

Herstellung der Dithizon - Reagenzløsung:
Zunæchst stellt man sich eine sogenannte Stammløsung her. Dazu løst man 0,1 g Dithizon in 100 ml Chloroform (Chloroform zur Dithizon-Bestimmung !), so dass man eine o,1 %-ige Løsung hat. Diese Stammløsung kann man mehrere Wochen verwenden, wenn man sie immer dunkel, kuehl und in einer braunen Flasche lagert. Die Dithizon-Gelændeløsung muss tæglich neu hergestellt werden. Hierbei løst man 1 ml der Stammløsung auf 100 ml in Benzol (p.a.), so dass man eine 0,001 %-ige Løsung hat, die gruen gefærbt ist. Diese fuellt man in eine Polyæthylen-Tropfflacshe, die mit einer Aluminiumfolie o.æ. zum Lichtschutz umwickelt ist. Diese Flasche kann man dann mit ins Gelænde nehmen.
Das Benzol sollte vor der Ansetzung der Gelændeløsung kuehl gelagert gewesen sein.

Herstellung der Pufferløsung zur Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachsedimenten:
Man gibt 200 g Ammoniumcitrat und 32 g Hydroxilaminhydrochlorid in einen 600 ml-Kolben. Man fuellt dann diesen Kolben mit metallfreiem Wasser und erwærmt bis sich alles geløst hat. Dann gibt man diese Løsung in eine grosse Polyæthylenflasche und fuellt mit metallfreiem Wasser bis zu 2 Liter auf. Danach fuegt man konzentrierten Ammoniak hinzu bis der pH-Wert 8,5 betrægt.

Herstellung der Pufferløsung zur Bestimmung des Kupfergehaltes in Bachsedimenten:
Man løst 50 g Ammoniumcitrat und 20 g Hydroxylaminhydrochlorid in 8oo ml metallfreiem Wasser. Dann gibt man konzentrierte Salzsæure hinzu bis der pH-Wert 2,0 betrægt. Danach fuellt man auf 1 Liter mit metallfreiem Wasser auf und ueberprueft abschliessend noch einmal den pH-Wert.

6.1.3. Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Wässern (cxHM):

Die Prozedur zur Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Wässern geht ähnlich vor sich wie die bei Bachsedimenten. Dazu wird ein 100 ml Messkolben mit Plastikstopfen benøtigt. Der Zylinder wird vor der Probennahme erst mehrmals mit dem Wasser ausgespuelt, das anal ysiert werden soll. Dann entnimmt man vorsichtig (ohne Schwebstoffe) 50 ml des zu untersuchenden Wassers in den Messzylinder. Dann fuegt man 5 Tropfen der Azetat-Pufferløsung hinzu und 5 ml der Dithizon-Gelændeløsung. Das Dithizon ist hierbei in Tetrachlokohlenstoff geløst. Dann schuettelt man den Zylinder fuer 1 Minute lang kræftig. Nun læsst man die CCl_4-Schicht absetzen und beobachtet die Farbe. Jetzt gibt es zwei Møglichkeiten:
Die Farbe ist entweder noch gruen, dann ist der Schwermetallgehalt kleiner 25 ppb. Sollte dies der Fall sein, so gibt man 3 Tropfen 2n NH_4OH hinzu und schuettelt weitere 10 Sekunden lang kræftig. Eine røtliche Færbung der CCl_4-Schicht zeigt jetzt die Anwesenheit von Schwermetallen an. Die Menge wird wie folgt bestimmt:

gelb-sehr schwach rosa	- 2,5 ppb
schwach rosa	- 5 ppb
mittel rosa	- 10 ppb
stark rosa	- 20 ppb

Die einzelnen rosa-Færbungen kann man, falls notwendig erscheinend, mit Teststreifen oder mit Reagenzglæsern, die Standards enthalten, vergleichen.
Wenn die Farbe der CCl_4-Schicht nach der 1 Minute Schuetteln jedoch blau, violett oder røtlich war, so ist der Schwermetallgehalt grøsser als 25 ppb, welches eine sehr hohe Konzentration in Bachwæssern wære. Jetzt fuegt man Schrittweise 1-2 ml Reagenzløsung hinzu und schuettelt jeweils 10 Sekunden. Wird die Farbe der CCl_4-Schicht wieder gruen bis blaugruen, so ist man am Umschlagspunkt angelangt und die Untersuchung ist beendet. Der Schwermetallgehalt der Probe wird jetzt nach folgender Formel berechnet:

$$\frac{1}{\text{Vol.Wasser(ml)}} \times \frac{\text{ml Dz.-Lsg.}}{4} = \text{ppm}$$

Herstellung der Dithizon-Reagenzløsung fuer Schwermetallbestimmungen in Wæssern:
Hierzu kann die gleiche Stammløsung verwendet werden, wie die zur Schwermetallbestimmung in Bachsedimenten. Man entnimmt 1 ml der Stammløsung und fuelt auf 100 ml mit Tetrachlorkohlenstoff (Tetrachlorkohlenstoff zur Dithizon-Bestimmung !) auf, so dass man eine 0,001%-ige Løsung hat. Diese Løsung muss ebenfalls tæglich neu angesetzt werden und wird im Gelænde am besten in einer lichtgeschuetzten Polyæthylentropfflasche transportiert.

Ausser den hier angewandten Methoden læsst sich Dithizon auch zur Bestimmung einer Reihe von anderen Schwermetallen anwenden. Die Bestimmungen gehen im Prinzip genauso vor sich wie die hier geschilderten. Abschliessend seien die Vorteile der Dithizon-Methode hier noch einmal zusammengefasst:
Es ist møglich wæhrend der Messungen uninteressante Gebiete auszusondern im Gegensatz zu Labormethoden, wo dies erst nach længerer Zeit møglich ist. Bei hohen Schwermetallgehalten wæhrend der Messungen ist es møglich sofort im Gelænde durch systematisches Suchen Erzausbisse zu finden. Ausserdem lassen sich durch anthropogene Contamination verursachte Anomalien, die durch im Bach liegende Zinkeimer, Dosen oder Abflusszulæufe u.s.w. verursacht werden, sofort im Gelænde erklæren. Bei einfacher Probesammlung und anschliessender Analyse im Labor fuehrt dies nicht selten zur erneuten Detailexploration und damit verbundenen Kosten. Zu beachten ist natuerlich,dass infolge der extrem hohen Empfindlichkeit von Dithizon mit æusserster Sauberkeit gearbeitet werden muss, was viele Leute von dieser Methode abschreckt. Wie wirkungsvoll die Methode ist, erkennt man daran, dass aufgrund von Dithizon-Untersuchungen mehrere Lagerstætten in Kanada, USA und Neuseeland gefunden worden sind. Einschrænkend muss man erwæhnen, dass die Methode in Mitteleuropa, insbesondere in Wæssern, infolge zu starker anthropogener Verschmutzung nur noch bedingt tauglich ist. Andererseits sollte man sich bei der Vielzahl geochemischer und geophysikalischer Explorationsmethoden auf Lagerstætten, ohnehin nicht auf eine einzige Methode beschrænken.

6.2. Analyse der Ionenaustauscher

Die Ionenaustauscher sollen mit XRF, eventuell auch mit AAS auf die Elemente Zn, Cu, Pb, Co und Ni analysiert werden.

6.3. Gesteinsanalysen*

Die genommenen Gesteinsproben wurden pulverisiert, mit heisser konzentrierter Salpetersæure aufgeschlossen und mit AAS auf einem Geræt der Firma PERKIN-ELMER, Typ 403 fuer die Elemente Zn, Cu, Pb, Co und Ni analysiert.
*Analysen durchgefuehrt von Hans Øynes

7. Analysenergebnisse

7.1. Gesteinsanalysen

Die Ergebnisse der Gesteinsanalysen zeigen, dass die Gruensteine die høchsten Konzentrationen an Schwermetallen, hauptsæchlich Nickel, besitzen. Relativ hohe Gehalte an Schwermetallen zeigen auch die gabbroiden Intrusiva sowie die Tonschiefer der Lomvann-Formation. Die niedrigsten Schwermetallgehalte haben die Quarzite der Doggeelv-Formation und die der kaledonischen Ueberschiebungsdecke. Die Analysenergebisse sind im einzelnen in Abb. 6, S. 21 dargestellt.

7.2. Dithizon-Analysen

Die Ergebisse der Dithizon-Analysen sind im Anhang in folgenden Karten dargestellt:

Karte II: Dithizonanalysen, Bachsedimente, Kupfer (cxCu)
Karte III: Dithizonanalysen, Bachsedimente, Schwermetalle (cxHM)
Karte IV: Dithizonanalysen, Bachwæsser, Schwermetalle (cxHM)

8. Diskussion der Anomalien und Beschreibung der Vererzungen

Innerhalb des Arbeitsgebietes lassen sich im wesentlichen zwei verschiedene Kupfervererzungstypen unterscheiden:
Der eine Typ tritt innerhalb der Gruenstein-Antiform der Holmvann-Formation auf. Es handelt sich dabei um mineralisierte

Mittlere Schwermetallgehalte der Gesteine im südöstlichen Teil des Komagfjord-Fensters

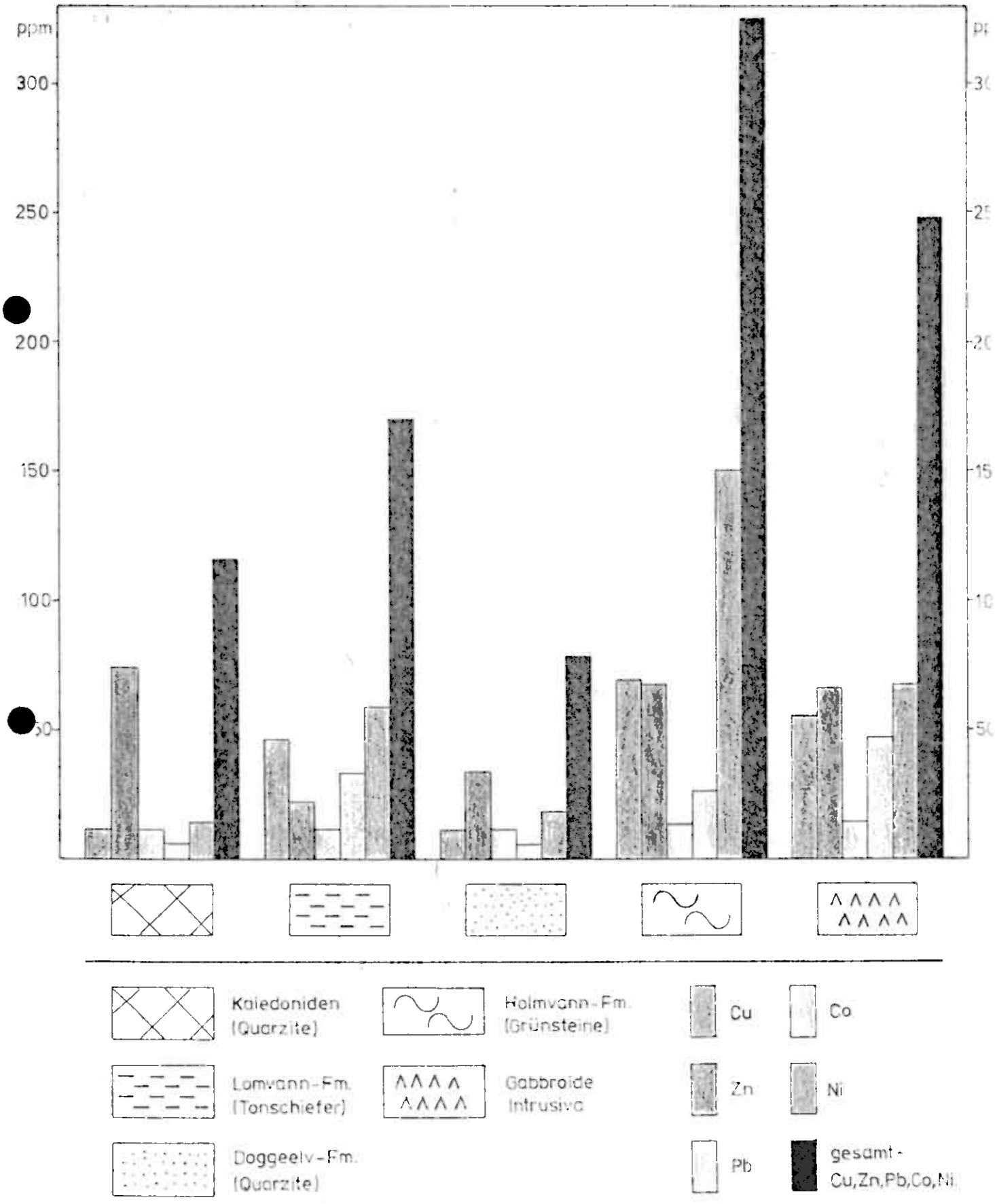


Abb. 6

Quarzgænge und -linsen, die meist mit Kupferkies, Pyrit und sekundæren Kupfermineralen vererzt sind. Die Entstehung dieser Vererzungen ist wahrscheinlich auf eine Mobilisierung des Kupfers aus den Gruensteinen während der kaledonischen Faltung zurueckzufuehren. Diese Vorkommen sind meist sehr klein und von keiner ökonomischen Bedeutung.
Der andere Kupfervererzungstyp befindet sich in einem Metagabbro, der an der Staatsstrasse 6 aufgeschlossen ist.

Die Ueberpruefung der geochemischen Anomalien brachte im einzelnen folgende Ergebnisse:

a) Anomalienfefd østlich des Brattelvs (Pr.Nr. 1-8,11-13, 367-370):

Diese Anomalien werden durch zwei Kupfervererzungen verursacht, die dem Quarzgang-Typ zuzuordnen sind. Die weiter westlich liegende der beiden Vererzungen ist wohl die grøsste dieses Typs innerhalb des gesamten Arbeitsgebietes. An Erzmineralen kommen hier Kupferkies, Pyrit und sekundære Kupferminerale vor. Die weiter østlich liegende der beiden Vererzungen ist wesentlich kleiner. Hier konnte als einziges Cu-Mineral nur Malachit beobachtet werden.

b) Anomalienfeld nordøstlich des Breiddalsfjells (Pr.Nr. 266-270, 263, 264, 237, 238, 272, 234, 235,):

Dieses Anomalienfeld wird ebenfalls durch eine Vererzung des Quarzgang-Typs bedingt. Der Quarzgang ist ca. 3o cm mæchtig. An Cu-Mineralen kommen vor: Kupferkies, Pyrit, Malachit.

c) Anomalien westlich des Viruśćk (Pr.Nr. 325-327):

Hierbei handelt es sich um eine Vielzahl kleiner, sehr duenner Quarzgænge.An Erzmineralen treten Kupferkies und Pyrit auf.

d) Anomalien suedlich des Breiddalsfjells (Pr.Nr. 314-317):

Diese Anomalien werden durch mit Kupfermineralen vererzte Quarzgænge verursacht, die unmittelbar westlich des Breiddalsflells auftreten. Dabei konnte auch ein mit Calcit gefuellter vererzter Gang beobachtet werden. Die vererzten Gænge sind hier recht zahlreich. An Erzmineralen kommen hier vor: Kupferkies, Pyrit und sekundære Kupferminerale.

e) Anomalien østlich des Repparfjordfjells (Pr.Nr. 152,154,155):

Diese Anomalien sind auf eine vererzte gabbroide Intrusion, die die Quarzite der Doggeelv-Formation durchschlagen hat,

zuruekzufuehren. Es handelt sich hierbei um einen Meta-Gabbro, der leicht metamorphisiert ist (low grade). Das Gestein ist stark zerscheert. Der Gang steht seiger und ist an dem Aufschluss an der Staatsstrasse 6 ca. 30 m mæchtig. Die Hauptmineralisierungszone innerhalb des Meta-Gabbros ist jedoch nur wenige Meter breit. Unterhalb dieses Aufschlusses, am Repparfjordelv, ist die Mineralisation schwæcher. Bei den Schwermetallbestimmungen der Bachsedimente wurde festgestellt, dass der Gesamtschwermetallgehalt etwas hoeher liegt als der des Kupfers. Die Hauptmineralisierung duerfte jedoch Kupfer sein. An Erzmineralen wurden beobachtet: Pyrit, Kupferkies, Magnetkies und sekundære Kupferminerale. Gesteinsanalysen aus der Hauptmineralisierungszone ergaben Werte von 0,5-1% Cu und ca. 0,05% Ni.

f) Anomalien in Bach XXXII (Pr.Nr. 194- 201):
Die Anomalien betreffen nur den Gesamtschwermetallgehalt im Bachsediment. Kupfer konnte nicht nachgewiesen werden. Die Ursache dieser Anomalie konnte nicht eindeutig bestimmt werden. Innerhalb der hier anstehenden Quarzite konnte keine Mineralisation beobachtet werden. Es sei hier jedoch erwæhnt, dass im Bachbett Geroelle von Gneisen und Gruensteinen und Gabbro-Gerolle beobachtet wurden, die møglicherweise diese Anomalie verursachen.

g) Anomalien im Unter- und Mittellauf des Doggeelvs (Pr.Nr. 137, 173, 174, 96, 98,):
Im Mittellauf des Doggeelvs (Pr.Nr.137) wurden Anomalien im Gesamtschwermetallgehalt des Bachsediments und im Bachwasser nachgewiesen. Diese Anomalien sind auf eine gabbroide Intrusion zurueckzufuehren, die østlich dieses Probenpunktes aufgeschlossen ist. Die Anomalie setzt sich in der westlichen streichenden Verlængerung in einem Nebenbach des Doggeelvs fort (Pr.Nr. 173, 174), wo jedoch keine Aufschluesse vorhanden sind. Es wird daher vermutet, dass sich die Gabbro-Intrusion hier im Untergrund fortsetzt. Die Anomalien im Seitenbach im Unterlauf des Doggeelvs (Gesamtschwermetalle im Bachsediment) konnten nicht geklært werden. Aufschluesse sind hier sehr selten zu beobachten.

h) Anomalienfeld westlich von Luoftabojeoaivve (Pr.Nr. 14, 16-18,75,76,79-81,33,56,52,):

Dieses Anomalienfeld wird durch den relativ hohen Background an Schwermetallen in den Tonschiefern der Lomvann-Formation bedingt. Kupfer konnte im Bachsediment nicht nachgewiesen werden. Lokal wurde im Gestein Anreicherungen von Magnetkies und Pyrit beobachtet. Der hoehere Background dieser Gesteine tritt hier stærker hervor als bei den Gruensteinen. Das ist wohl dadurch bedingt, dass die Schwermetalle in den Tonschiefern innerhalb der Sulfide vorliegen und sich somit leichter mobilisieren lassen als Schwermetalle, die in Silikaten eingebaut sind, welches wohl bei den Gruensteinen der Fall ist. Gesteinsanalysen der Tonschiefer in Bereichen, wo stærkere Sulfidanreicherungen vorlagen, gaben keine besonders erhøhten Werte an Schwermetallen. Dort wo die Bæche unmittelbar ueber die Ausbisse der Tonschiefer laufen, konnten auch erhoehte Gehalte im Wasser nachgewiesen werden.

Abschliessend læsst sich sagen, dass die Bachsedimente wesentlich længere Dispersionszuege an Schwermetallen aufwiesen als die Bachwæsser. Vererzungen konnten durch Anomalien im Bachsediment auch dort gefunden werden, wo die Bæche nicht unmittelbar ueber die Ausbisse der Vererzungen liefen, - Anomalien im Wasser traten dagegen nur dort auf, wo das Wasser unmittelbar ueber die Vererzung læuft.

Rechts- und Hochwerte der Vererzungen:

Alle hier aufgefuehrten Rechts- und Hochwerte beziehen sich auf das aufgedruckte Gitternetz auf Blatt Repparfjord 1935 I (1:50 000).

Vererzungen østlich des Brattelvs:
westliche Vererzung: R: $^{4}03\ 900$ H: $^{78}12\ 650$
østliche " : R: $^{4}04\ 300$ H: $^{78}13\ 150$

Vererzung nordøstlich des Breiddalsfjells:
R: $^{3}99\ 500$ H: $^{78}09\ 2oo$

Vererzung westlich des Viruśćk:
R: $^{4}01\ 000$ H: $^{78}10\ 550$

Vererzung suedlich des Breiddalsfjells:
R: $^{3}97\ 950$ H: $^{78}o7\ 550$

Vererzung østlich des Repparfjordfjells (Meta-Gabbro):
R: $^{3}96\ 5oo$ H: $^{78}o4\ 3oo$

Literaturverzeichnis

ASMUND G. (1974) Hydrogeochemical investigations on river water in West, South and East Greenland. Rapp. Grønl. Geol. Unders., 65: 71-73

ASMUND G. and STEENFELT A. (1976) Uranium analysis of stream water, East Greenland. J.Geochem.Explor. Vol.5,No.3,p.374-380

BRITTON H.T.S. (1955) Hydrogen Ions (4th edition). Chapman and Hall. London

GARRELS R.M. and CHRIST C.L. (1965) Minerals, Solutions and Equilibria. Harper and Row.

HANSULD J.A. (1967) Eh and pH in geochemical prospecting. Geol. Surv. Canada Paper 66-54, 172-187

HAWKES H.E. and WEBB J.S. (1962) Geochemistry in Mineral Exploration. Harper and Row.

HOLMAN R.H.C. (1963) A method for determining readily-soluble copper in soil and alluvium. Geol.Surv.Canada Paper 63-7

KOCH O.G. und KOCH-DEDIC G.A. (1974) Handbuch der Spurenelementanalyse, Teil 1. Springer. Berlin

LEVINSON A.A. (1974) Introduction to Exploration Geochemistry. Applied Publishing Ltd. Maywood Illinois.

REITAN P.H. (1963) The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. Norges. Geol. Unders. Nr. 221

SCHROLL E. (1976) Analytische Geochemie. Band II: Grundlagen und Anwendungen. Ferdinand Enke. Stuttgart

SMITH A.Y. (1964) Cold extractable "heavy metal" in soil and alluvium. Geol.Surv.Canada Paper 63-49

THE APPLICATION OF THE ION EXCHANGE METHOD IN HYDROGEOCHEMICAL PROSPECTING FOR BASE METALS IN THE REPPARFJORD REGION, NORTHERN NORWAY

G. DREYER and M. KRAUSE
Department of Geosciences, Johannes Gutenberg - Universität, Mainz
(Federal Republic of Germany)

ABSTRACT

Dreyer, G. and Krause, M., 1978. The application of the ion exchange method in hydrogeochemical prospecting for base metals in the Repparfjord region, Northern Norway. J. Geochem. Explor.,9: .....

In the summer of 1977, hydrogeochemical investigations of stream waters were performed near the Repparfjord copper mine in Northern Norway (Vest Finnmark). For the exploration of the base metals Cu, Zn, Pb, Co and Ni, ion exchange resins were utilized. In this particular case, the Dowex Chelating Resin A 1 was employed. The essential advantage of this method consists in the sensitivity for a representative amount of elements, which were accumulated over an extended period of time in the ion exchange samples. Moreover, the elements are easily analysed - e.g. by XRF - as the metals in the ion exchanger are concentrated with a factor of approximately 10^4 - 10^5. In contrast the concentration of heavy metals in stream water samples is usually so low, that their determination is very problematic and for many methods the content of the respective elements lies under the detection limit. The most problems associated with the exploration technique of water sampling as dilution, pollution and transportation are eliminated. The ion exchangers were placed into prepacked permeable polyamid bags, especially designed for these measurements and which can be produced easily in large numbers. Alltogether 340 samples were taken. For comparison, at each location Dithizone field tests were used to analyse

samples of stream sediments for the concentration of heavy metals (cxHM) and Cu (cxCu). The analytical results indicate that the anomalies detected by the ion exchangers were, for the large part, congruent for those found by Dithizone analysis; they were, moreover, decidedly easier to recognize. In the course of checking for anomalies, several sulfide copper mineralizations were discovered, which were of little economic interest however. It has been demonstrated, therefore, that the ion exchange method can be introduced successfully as a routine investigation in the exploration of ore deposits.

INTRODUCTION

The development of ion exchange resins, which preferentially adsorb ions of heavy metals from aqueous solutions, has opened up the possibility of using this technique in hydrogeochemical prospecting. The initial investigations in this field were performed by Asmund (1974, 1976) and by Parslow and Dwairi (1977). The purpose of the investigations described here was to prove the applicability of ion exchange resins in hydrogeochemical prospecting for such base metals as Cu, Zn, Pb, Co and Ni. For this project the Dowex Chelating Resin A I was used. The resin is a high selective cation exchanger with styrene-divinyl benzene copolymer matrix and aminodiacetate active groups, mesh size 50 - 100 mesh, ionic form Na^+. As a means of comparison, laboratory and field investigations using conventional methods were also applied.

LOCATION AND TOPOGRAPHY

The survey area is located in Northern Norway, about 60 km south of Hammerfest, Vest Finnmark, (Fig.1) and covers roughly 90 square kilometers. The elevation ranges from a low of 50 m to a high of 523 m above sea level. The vegetation is subarctic in nature and quite scanty. Due to a well developed joint system, the drainage is very good. The average an-

nual temperature is approximately 1,5°C and the average annual precipitation amounts to 700 mm. Because of the heavy snowfall, field work is possible only from mid-June to mid-September.

GEOLOGICAL SETTING

The Repparfjord region is situated in the Precambrian basement (Carelian) in the eastern section of the Komagfjord tectonic window, located in overthrusted Caledonian nappes. The geology of this area was extensively investigated by Reitan (1963) and Pharaoh (1976). The stratigraphical division of rocks was made in comparison with the Alta-Kvaenangen tectonic window, which is located more to the southwest, near Alta. They both comprise the rocks of the Raipas suite.

The rocks of the Komagfjord tectonic window are low grade metamorphic rocks (according to Winkler, 1974). The deformation of these rocks took place during the Precambrian and Caledonian orogenic events. In the test area the following types of rocks are present: a series of greenstones (Holmvann formation) form the oldest rocks. These are discordantly overlain by a series of quartzites (Doggeelv formation). The stratigraphically highest formation consists of a series of shales intercalated with some small layers of carbonate rocks and quartzites (Lomvann formation). Holmvann and Doggeelv formation are pierced by some gabbroic dykes.

The southeastern part of the investigated area is mostly covered by moraines, whereas in the northwestern part only peneplains and valley slopes are covered. In the remaining area the rocks are well exposed.

At present, a stratabound copper deposit at Repparfjord, north of the test area is mined by Folldal Verk A/S company. The ore is mainly copper sulphide (chalcopyrite, bornite and chalcocite) within metaarcoses. Several other vein type copper mineralizations in the north of the Komagfjord tectonic window are known in the greenstones. Some of these mineralizations were mined until this century.

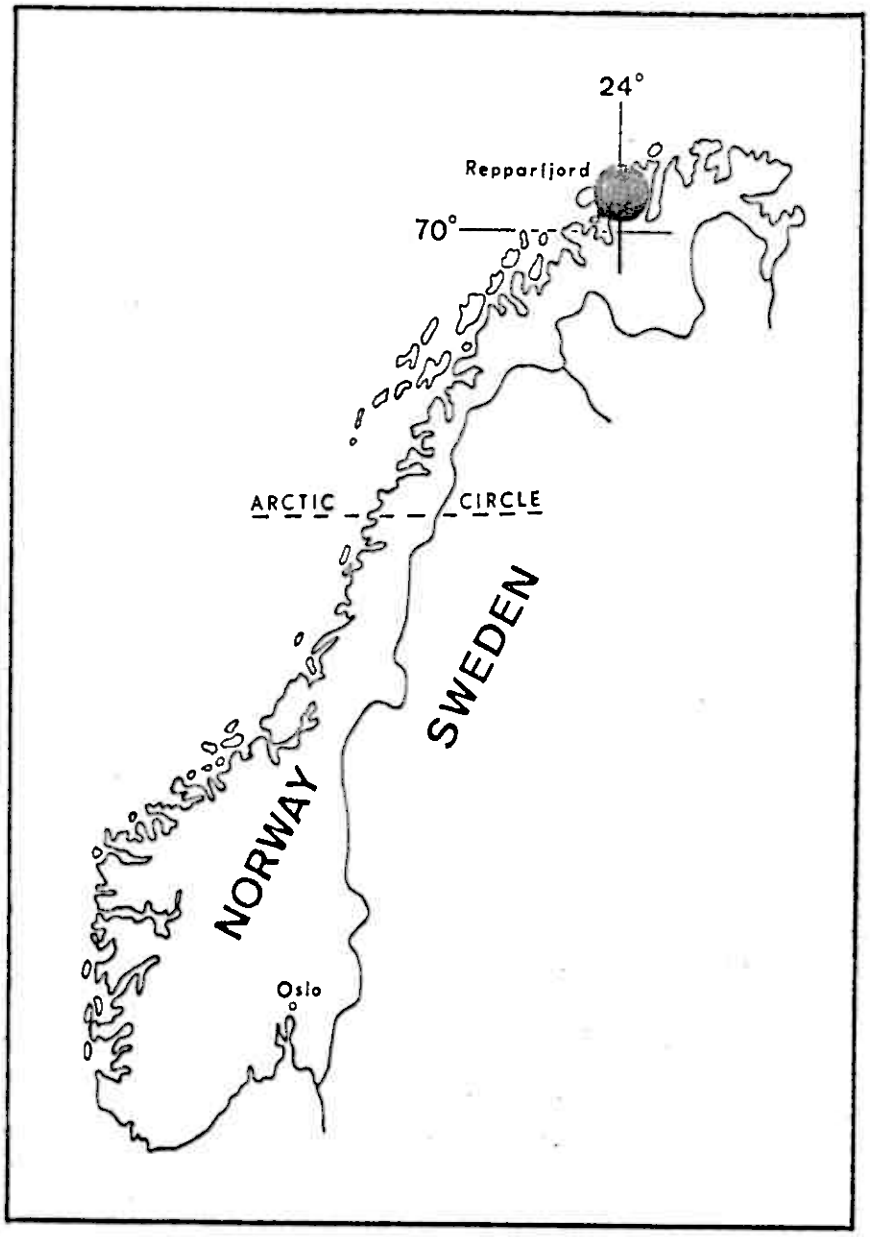


Fig. 1: Topography

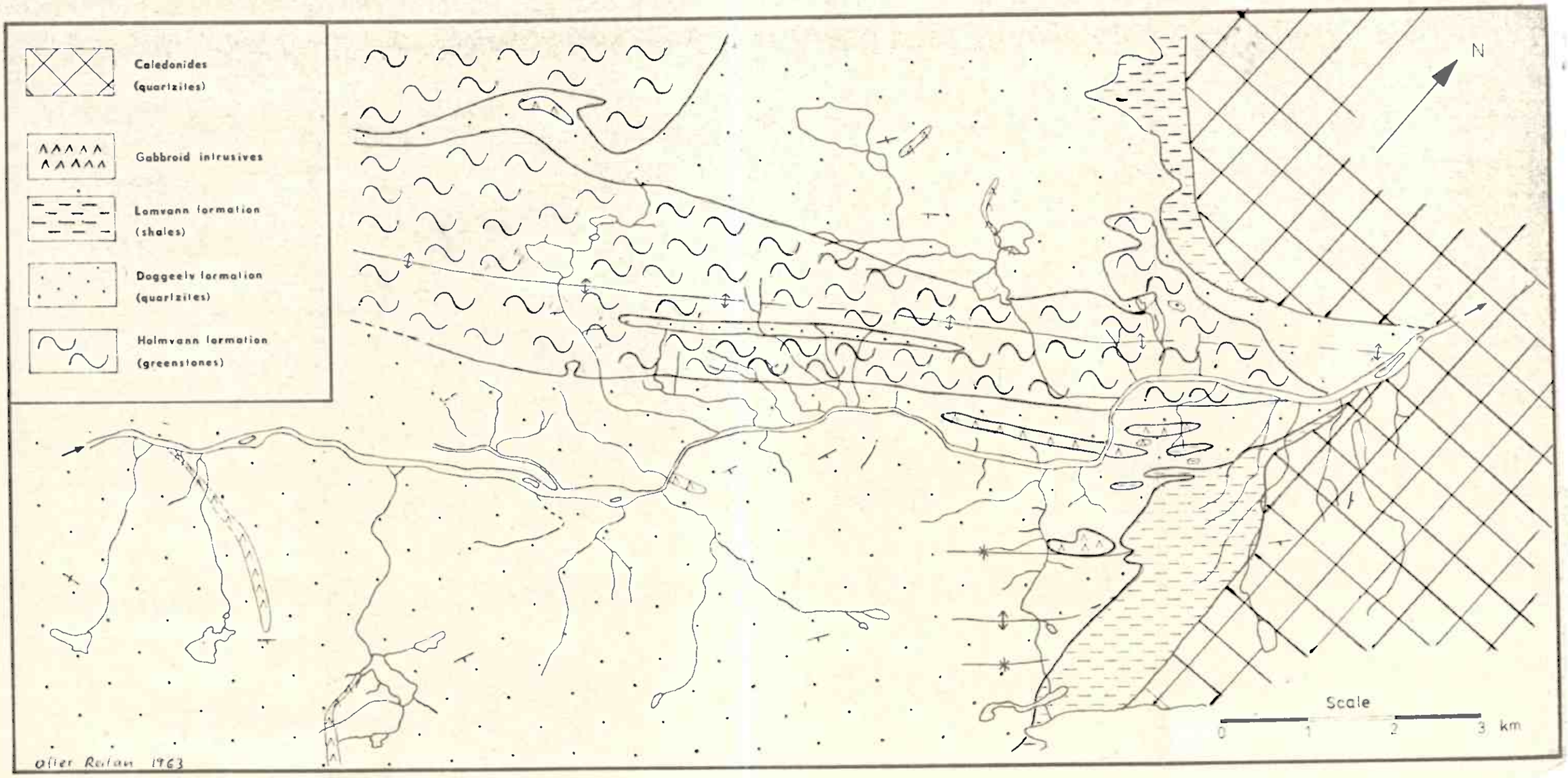


Fig.2: Geological map of the Komagfjord tectonic window (after Reitan, 1963)

A geological map of the investigated area (after Reitan, 1960) is shown in Fig. 2.

THE METHOD

Two grams of the Dowex Chelating Resin A 1 were placed in a plastic bag. These bags consist of polyamid sieve web, 450 mesh, and are doubly welded on the borders. The seams must be well closed so that no material is lost. The application of such bags made of commercial polyamid sieve web is cheap and these bags have proven to be very durable in field tests. Such bags can be made easily in large quantities for routine measurements in hydrogeochemical prospecting. Paper bags (as described by Parslow and Dwairi, 1977) are less qualified because of difficulties in production and their lower tearing strength. The relatively fine mesh size of 450 mesh polyamid sieve web was chosen in order to keep the percolation rate in all bags equal. The bags were set out in the streams at intervals of 200 m for three weeks. In this period of time the ion exchangers are be brought into equilibrium with the stream water. The bags were fixed on nylon fishing line. The sample points were conspicuously marked for easy recovery. At all sample stations Eh- and pH measurements were made in order to ascertain the physicochemical conditions of the element mobility and to discover misinterpretations of the adsorption of elements due to strong oscillations of pH.

SAMPLE PREPARATION AND ANALYSIS

After the bags were taken from the stream water, they were carefully opened and the content was quantitatively taken out. The ion exchanger was then put on a polyamid sieve (450 mesh) and washed several times with destilled water to remove solid particles picked up from the streams. Solution of heavy metals by this process is negligible. After washing the samples were dried for about 30 hours at a temperature of 40° C.

The samples were analysed by X-ray fluorescence for which standards were established: 2 g of the unused ion exchanger were put into solutions containing known concentrations of the respective heavy metals. These solutions were shaken for 24 hours. After this time the elements were nearly totally adsorbed as indicated by measuring the solutions by atomic absorption spectrometry.

The unused ion exchanger contains already some traces of the elements analysed which can be used as internal standards by XRF-determinations. For this reason concentrations of adsorption down to 1 ppm of the elements can be detected.

DISCUSSION OF RESULTS

The analysis of the ion exchangers indicated a clear relationship between the quantity of heavy metal ions transported in the stream water. Stream sediments, analysed at all sample locations support this result. The fraction -75 +230 mesh of the stream sediments was wet sieved and analysed directly in the field with Dithizone to determine the readily soluble heavy metal content by cold extraction (cxHM / Cu, Zn, Pb, Co and Ni) and the readily soluble copper content (cxCu). The Dithizone analysis were performed following the methods of Holman (1963) and Smith (1964). On some sampling points Dithizone analysis were made, where no ion exchanger samples were possible because the percolation rate of water was too low. All analytical data are represented in Fig. 3 - 9. Table I shows the comparison of some examples of analytical data of stream sediments and ion exchangers:

TABLE I: Comparison of contents of readily soluble heavy metals (cxHM) and copper (cxCu) in stream sediments and heavy metals in ion exchangers (Dowex Resin A 1)

TABLE I: Comparison of readily soluble heavy metals (cxHM) and copper (cxCu) in stream sediments and heavy metals in ion exchangers (Dowex Resin A 1)

STREAM SEDIMENT			ION EXCHANGER				
Sample No.	cxHM(ppm)	cxCu(ppm)	Cu(ppm)	Zn(ppm)	Pb (ppm)	Co(ppm)	Ni(ppm)
3	5	5	39	0	0	0	5
8	8	8	33	0	0	3	0
15	5	<3	7	13	71	2	0
78	7	<3	9	20	128	5	1
92	<3	<3	4	4	1	2	0
97	5	<3	5	14	76	0	0
98	14	<3	6	3	88	0	0
101	5	<3	9	19	12	1	0
105	5	<3	6	1	69	1	0
121	5	<3	11	0	0	3	1
127	3	<3	4	7	24	1	0
133	4	<3	9	12	0	9	1
137	30	<3	3	7	24	0	0
138	3	<3	4	5	11	1	0
143	5	<3	4	5	78	0	0
151	5	<3	4	0	56	4	0
154	150	125	368	0	0	0	130
171	5	<3	10	22	20	2	0
175	4	<3	4	6	14	1	0
194	9	<3	7	28	0	2	0
200	10	<3	4	5	48	1	0
202	5	<3	3	11	35	7	0
204	5	3	9	46	0	1	4
247	8	4	3	0	77	3	0
284	4	3	17	0	0	1	4
298	4	3	3	0	0	1	4
309	5	3	19	0	0	2	21
319	5	3	2	0	18	0	14
334	<3	<3	10	1	6	1	0

The results of the Eh- and pH measurements showed that the elements investigated are mobile in the stream water. All streams tested were slightly acid or neutral. No strong oscillations of pH were observed so that ions were adsorbed in the ion exchangers under the same conditions. The factor of enrichment is approximately 10^4 - 10^5. The dispersion trains in water are shorter than in stream sediments. Anomalies found by ion exchangers, therefore, are much easier to distinguish because the values of the analysed heavy metals in the ion exchangers within anomalous zones form sharp peaks against only weak anomalies found by the sediment analysis. The length of dispersion in the tested water streams amounts to some 100 meters, sometimes less than 200 m. The elements Zn and Cu show the largest dispersion zones, followed by Pb, Ni and Co.

By the field analysis several anomalies could be detected. The following checking led to the discovery of some sulphide copper mineralizations. These were mostly quartz and carbonate veins within greenstones, mineralized mainly with copper sulphides. Further field investigations showed no economic importance of these veins. The locations of the mineralizations are marked in Fig. 4 and 5 by (x). These two maps show the good congruence of the anomalous zones found by Dithizone field analysis for copper and by the ion exchange method. Moreover, in the southeastern part of the test area where the shales of the Lomvann formation occur, anomalies were found by field analysis for heavy metals (cxHM). Likewise anomalies were found at the Doggeelv and in a stream further south within quartzitic rocks. The analysis of the ion exchanger showed that all these anomalies are primarily caused by zinc (Fig. 6), lead (Fig. 7) and cobalt (Fig. 8).

The application of ion exchange resins in hydrogeochemical prospecting for heavy metals has some decisive advantages compared to water sampling

following conventional methods. Error sources in sampling, such as oscillations in the concentrations of elements in stream water caused by precipitation, are excluded as the elements can be accumulated over a longer period of time (three weeks). Consequently results of analysis are obtained that are not limited to a particular point of time and which can be compared with results of other samples. Hence larger areas with compareable analytical results can be hydrogeochemically explorated. A further advantage is that the concentrations of the heavy metals enriched in the ion exchangers are so high that they can be analysed by XRF very easily. Conventional methods analysing water samples are associated with serious difficulties, because the concentrations of heavy metals lie often under the respective detection limits and traces of contamination give rise to large errors. Furthermore, several elements are comprised in one sample (in this case Cu, Zn, Pb, Co and Ni) and can be analysed together without sample destruction. Problems with transportation and storage of water samples are eliminated. Used ion exchanger samples can be preserved for a long time and transported and easily used again for measurements of their element content.

The analytical results and the geochemical maps demonstrate that the application of ion exchange resins in geochemical prospecting seems to be very useful and a good complement to the methods applied earlier in geochemical exploration. This method can be applied on a large scale for regional prospecting; furthermore, it is economically feasible and fast and needs no special trained personal.

The investigations described here were applied to cations of some heavy metals. The number of elements to be examined could be expanded if other types of ion exchangers were used (e.g. anion exchangers or mixtures of cation- and anion exchangers). Interesting elements as Cr, U, As, Mo, V and others could be analysed. Further investigations on this subject are necessary.

ACKNOWLEDGMENTS

Many thanks are expressed to Folldal Verk A/S company, Oslo, particulary to chief geologist J.G. Heim, Vestby, for their permission to publish the results of these investigations. Furthermore, we thank H.J. Tobschall and J. Haneke, both at Mainz, for their valuable contributions. V. Lorenz kindly reviewed the manuscript.

REFERENCES

Asmund, G.,1974. Hydrogeochemical investigations on river water in West, South and East Greenland. Rapp. Grønl. Geol. Unders.,65:71-73

Asmund,G. and Steenfelt, A., 1976. Uranium analysis of stream water, East Greenland. J. Geochem. Explor.,5,3: 374-380

Holman, R.H.C., 1963. A method for determining readily-soluble copper in soil and alluvium. Geol. Surv. Canada Paper 63-7

Marhol, M. and Cheng, K.L., 1974. Some chelating ion exchange resins containing ketoiminocarboxylic acids as functional groups. Talanta, 21: 751-762, Pergamon Press

Parslow, G.R. and Dwairi, I., 1977. Extraction of uranium ions from water: a rapid and convenient method using prepacked ion exchange resins. J. Geochem. Explor.,8,3:541-547

Reitan, P.H., 1963. The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. Norges Geol. Unders. 221

Pharaoh, T., 1976. Geological report on the Komagfjord tectonic window, Finnmark, Norway. Unpublished.

Smith, A.Y., 1964. Cold extractable "heavy metal" in soil and alluvium. Geol. Surv. Canada Paper 63-49

FIGURES:

Fig. 1: Topography

Fig. 2: Geological map of the Komagfjord tectonic window (after Reitan. 1963)

Fig. 3: Results of stream sediment analysis (cxHM)

Fig. 4: Results of stream sediment analysis (cxCu). Copper mineralizations are marked by (x)

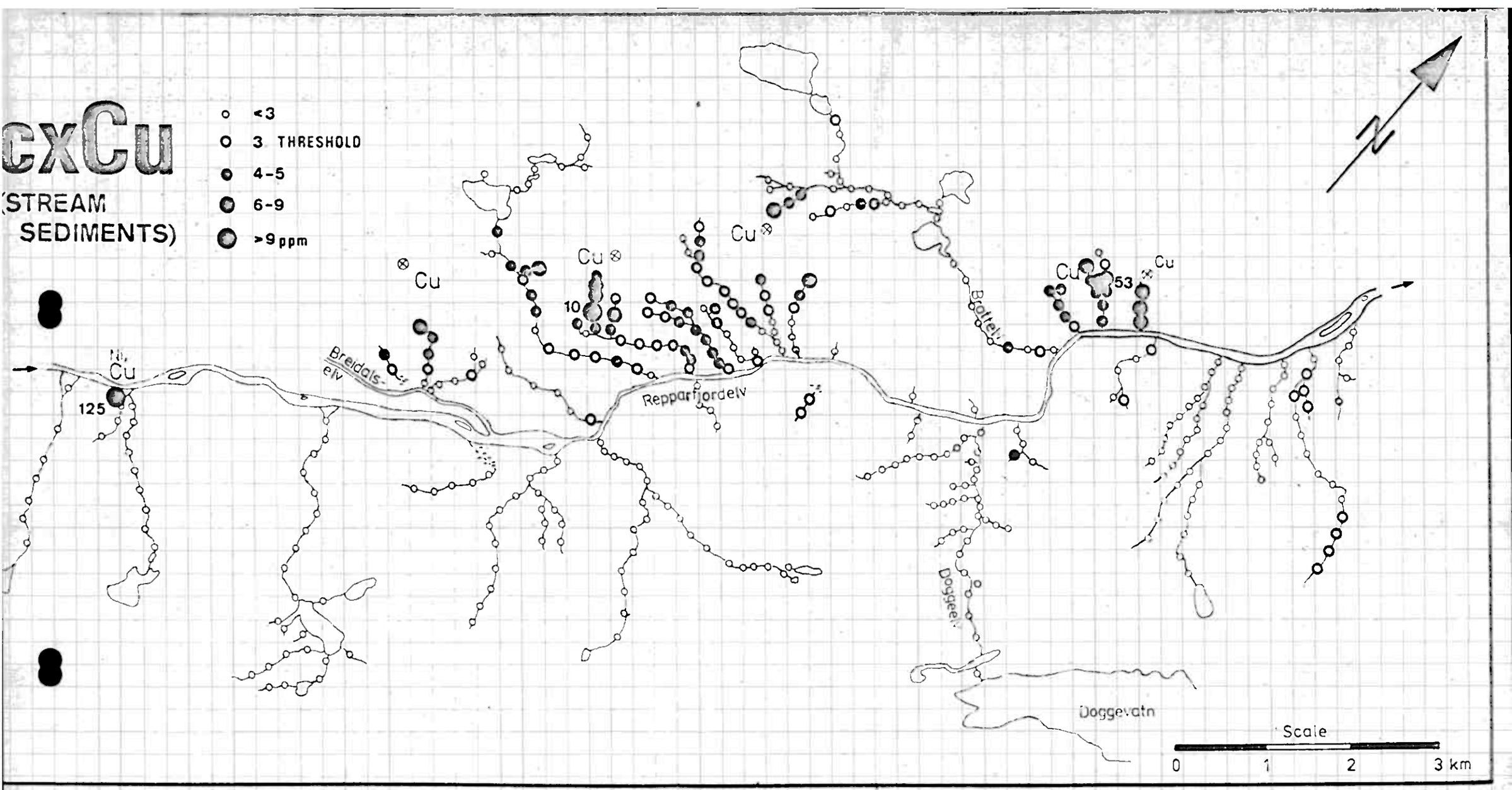
Fig. 5: Map showing sample locations and content of copper. Copper mineralizations are marked by (x)

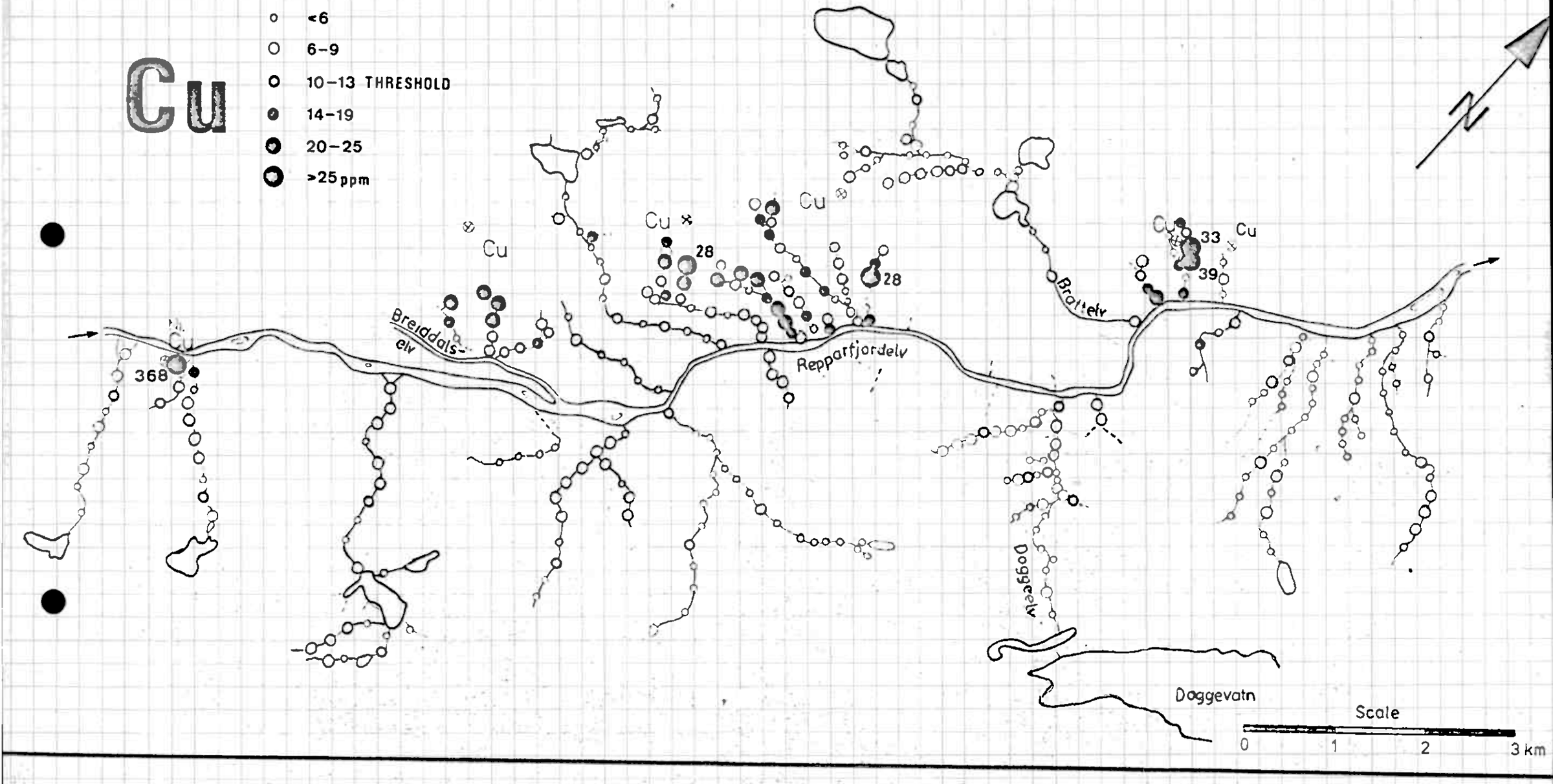
Fig. 6: Map showing sample locations and content of zinc in ion exchanger.

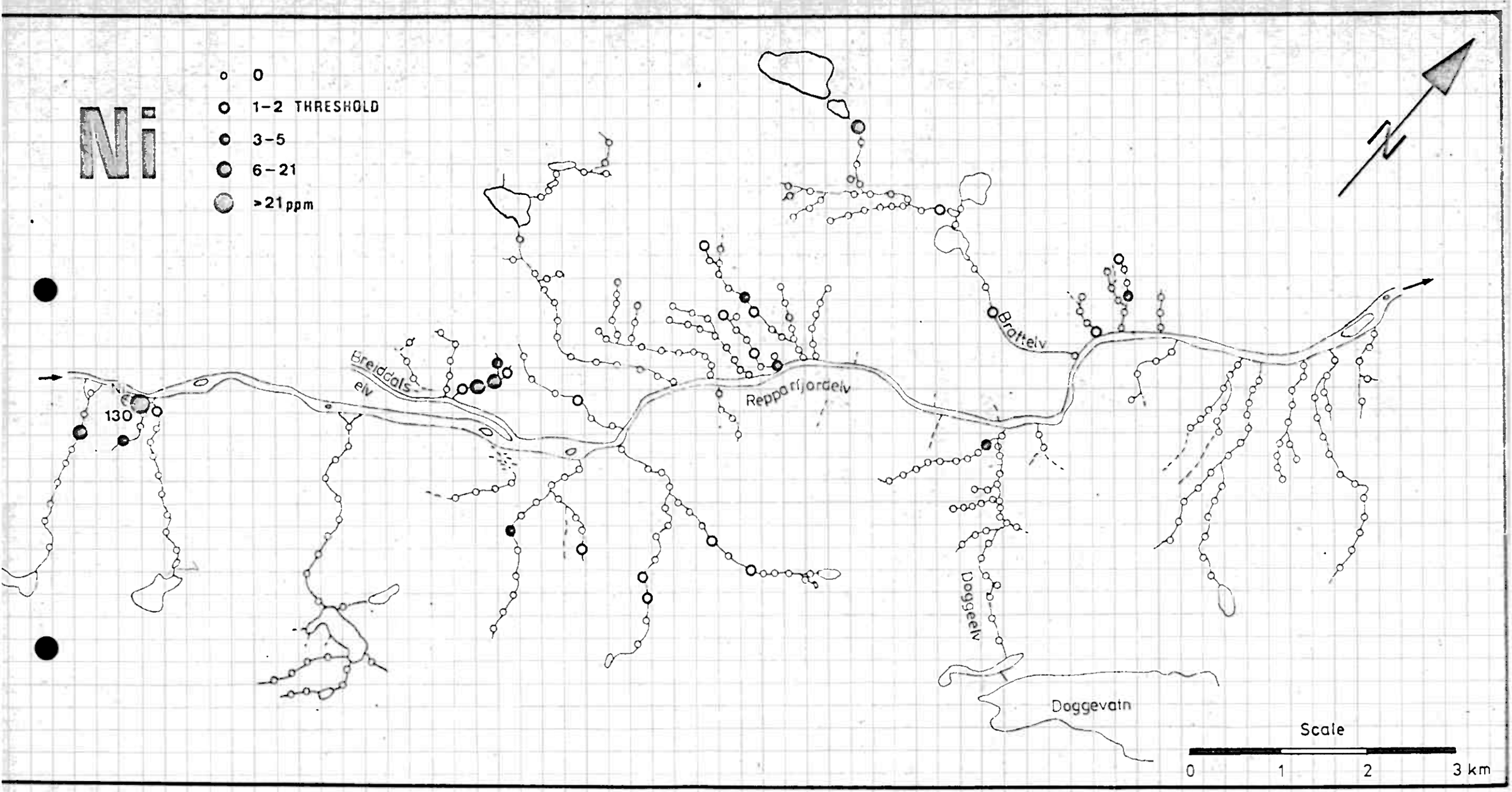
Fig. 7: Map showing sample locations and content of lead in ion exchanger.

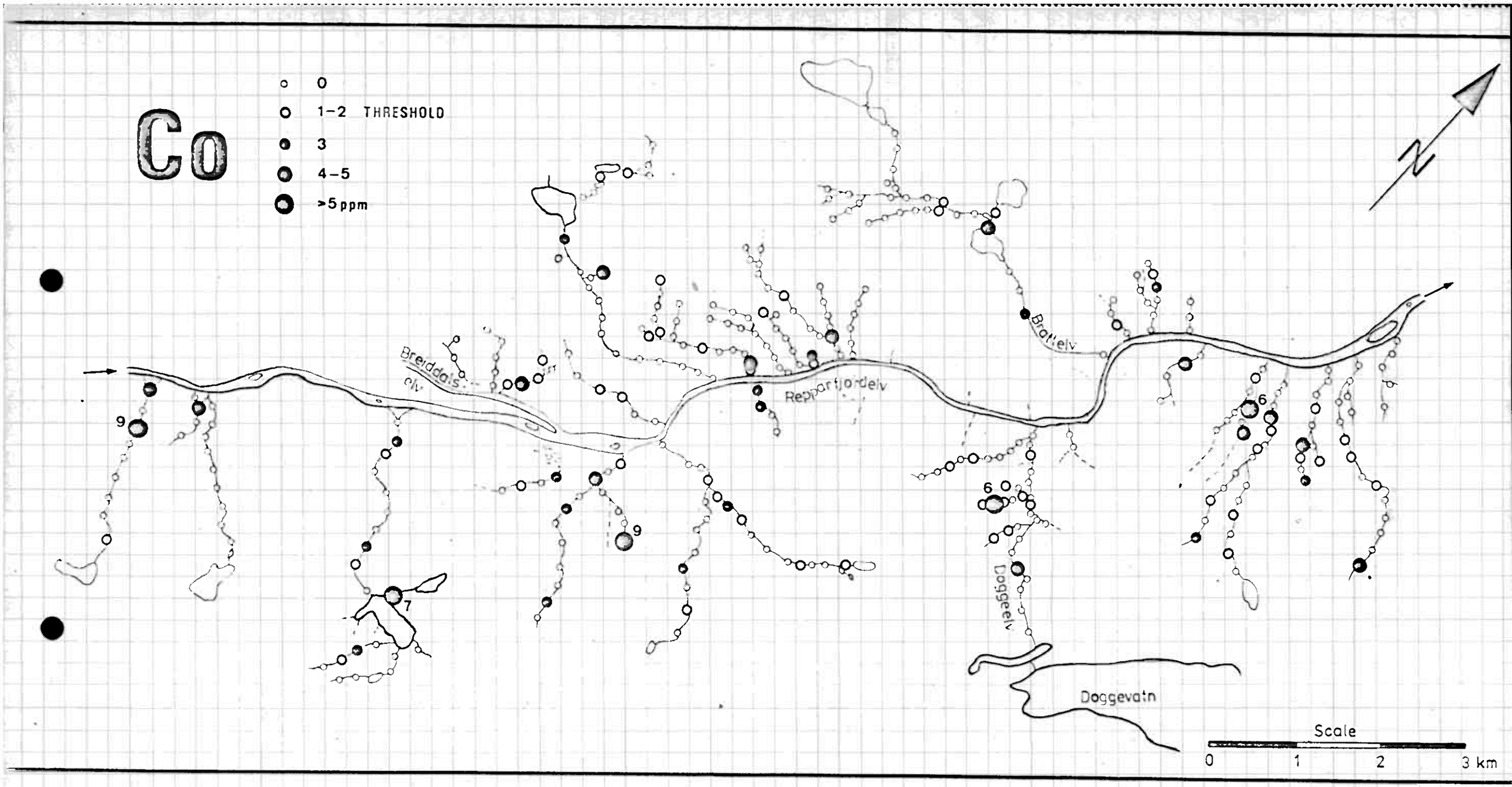
Fig. 8: Map showing sample locations and content of cobalt in ion exchanger.

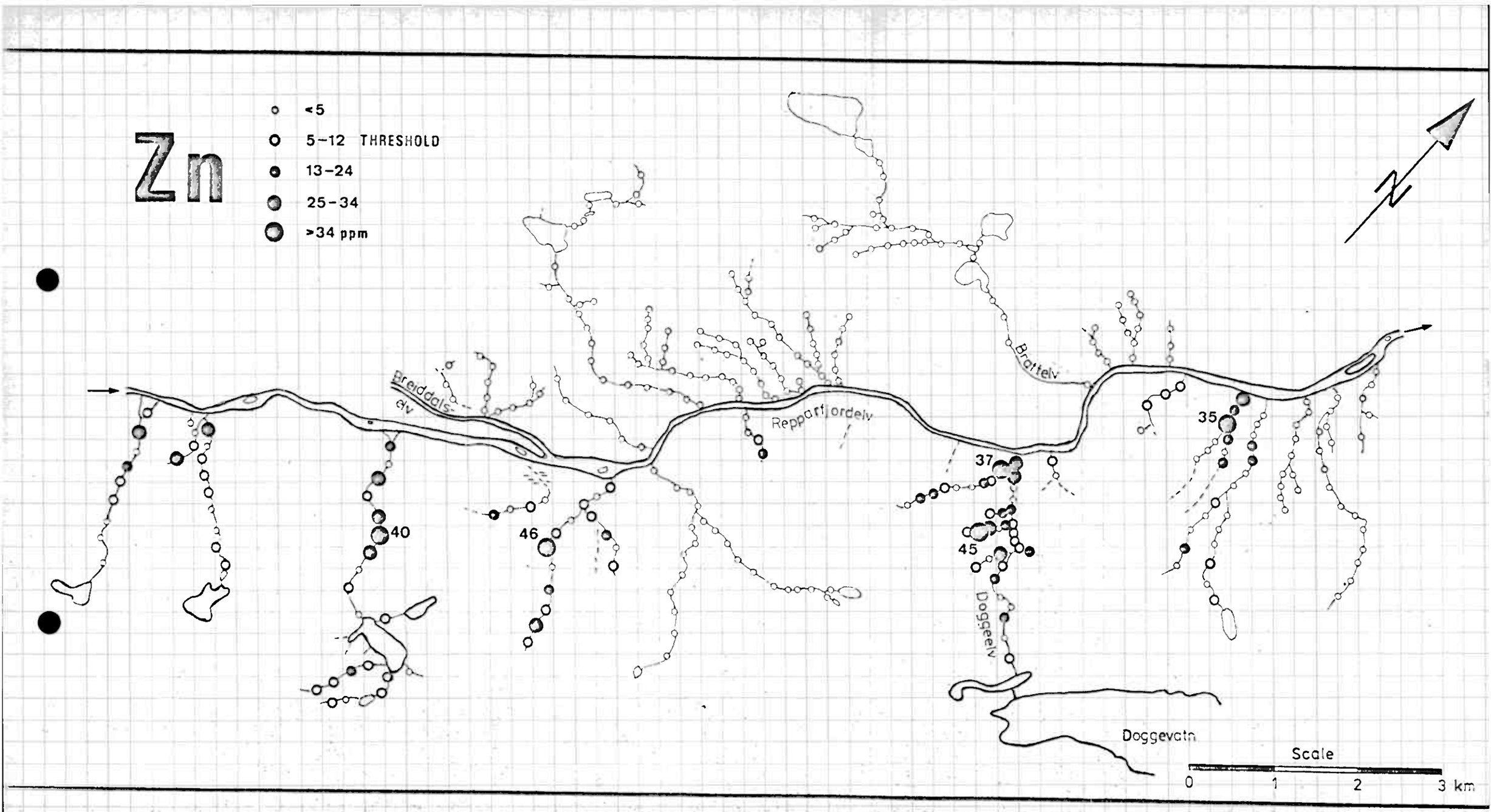
Fig. 9: Map showing sample locations and content of nickel in ion exchanger.

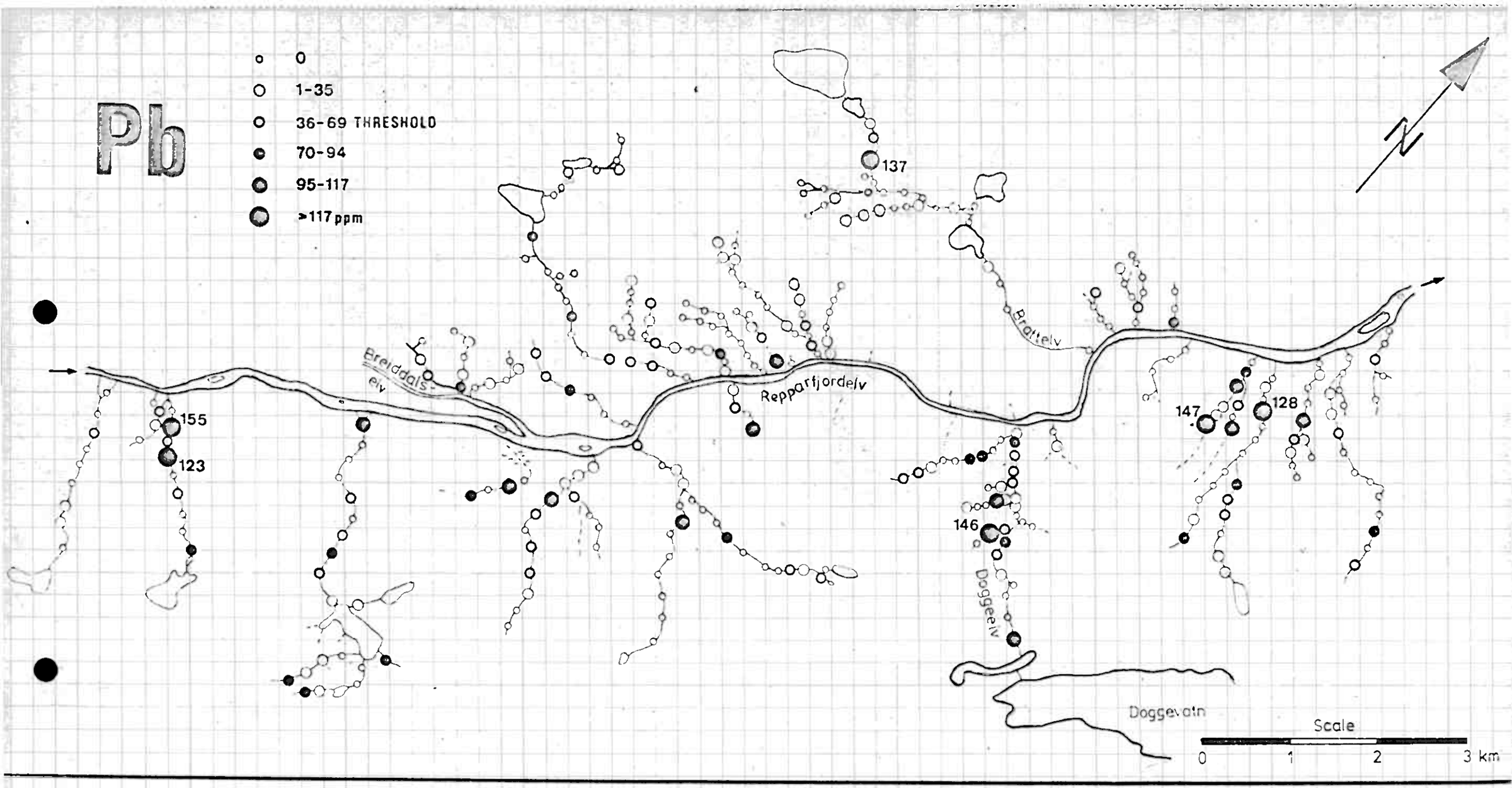

cxCu
(STREAM SEDIMENTS)
<3
3 THRESHOLD
4-5
6-9
>9 ppm
Cu
125
10
53
Breidals-elv
Repparfjordelv
Baltelv
Doggeelv
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km


Cu
<6
6–9
10–13 THRESHOLD
14–19
20–25
>25 ppm
Cu
Cu
Cu
Cu
28
28
33
39
368
Breiddals-
elv
Reppartjordelv
Bratt elv
Doggevatn
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km


Ni
0
1-2 THRESHOLD
3-5
6-21
>21 ppm
130
Breiddals elv
Repparfjordelv
Bratteiv
Doggeelv
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km


Co
0
1–2 THRESHOLD
3
4–5
>5 ppm
Breiddals elv
Repparfjordelv
Bråtelv
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km


Zn
<5
5–12 THRESHOLD
13–24
25–34
>34 ppm
Breiddals-
elv
Repparfjordelv
Bartelv
40
46
37
45
35
Doggeelv
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km


Pb
0
1-35
36-69 THRESHOLD
70-94
95-117
>117 ppm
137
Brattelv
Breiddals-
elv
Repparfjordelv
155
123
147
128
146
Doggeelv
Doggevatn
Scale
0
1
2
3 km

D7

Noen bemerkninger til mineraliseringer i svartskiffere

Som anomaliene i det aeroelektromagnetiske kartbildet viser finnes det en del områder med grafittførende skiffere i Komagfjordvindu og dens eokambriske rammen. Et større kompleks med svartskiffere ligger syd for Kvalsund. Komplekset representerer en spesiell fasies (tidal flat fasies) innenfor Kvalsundformasjonens skiffer, kvartsitt og konglomeratbergarter.
Det geokjemiske kart viser her anomale verdier for Zn, Cu, Co.

P.g.a. prioriteringer ble det i 1977 ikke foretatt detaljerte undersøkelser i dette dette feltet.

Svartskiffere er generelt interessante undersøkelses- og studieobjekter på grunn av dens evne til å konsentere mer eller mindre sjeldne elementer som kan være bunnet i silikatiske, karbonatiske mineralkomponenter, i sulfider eller i organiske substanser (primært i bitumen, humater, porfyriner o.a.)
Reduktive og sorptive egenskaper av det organiske materialet konsenterer elementer som V, Ni, Cr, Mo, Co, U og andre.

Den primære anrikningen kan foregå slik: a) organogen: akkummulativt gjennom levende organismer. b) adsorptivt under kompleksdannelsen f.eks. porfyrinekompleks (V, Ni, Zn). c) bakteriell sulfidutfelling og anrikning av Cu, Pb, Zn under produksjon av H_2S.

Sedimentasjon av slike svartskiffere har foregått i grunnt vann med en sedimentasjonsrate på 30-50 cm pr. 1.000 år. Tungmetallionkonsentrasjonen har formodentlig hele tiden vært ovenfor det toksiske nivå (ellers hadde organisk materiell ikke dannet seg). Konsentrasjonene i slike svartskiffere kan komme opp i økonomiske interessante størrelser ("kupferschiefer" i middeleuropa).

Metallenes opprinnelse er etter alt å dømme å regne fra utluting av preeksisterende sedimenter. Det eksisterer f.eks. en markert proporsjonalitet mellom Fe_2O_3-innholdet i sandsteiner og mengdeandel i sporelementene som V, Pb, Cu, U, Bi, Zn, Ag.

Svartskiffere dannes oftest i hypersalint miljø. Under diagensen øker mobiliteten av tungmetallionene i høysalint porevann. Ved metamorfosen dannes grafitt og tungmetallene migrerer til den såkalte fremmedasken d.v.s. til de grå steinsbånd (kvartsitt) mellom biolittlagene.

Svartskiffere syd for Kvalsund har dannet seg formodentlige i et "tidal flat" som

var avskjermet fra havet gjennom en reef eller barriere. Kobbermineraliseringen i et elvedelta i nerheten (Steinfjell- Formasjon) kan tyde på at også i "tidal flat" arealet var det tilbud på tungmetallioner.

I 1978 skal dette området granskes spesielt nøyaktig med hjelp av geokjemiske metoder.

D8

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

Geologisk undersøkelse av dekkbergartens mektighet på nordsiden av Repparfjorden- bestemmelse av Steinfjell-formasjonens posisjon under kalakdekken.

Fjellet rett nord for bunnen av Repparfjorden danner en synform med akse ca. N30.
Denne synformen går gradvis over i en stor flat antiform i vest mot Klubbukt.

Sprekker er vesentlig strøk og fallsprekker og det er vanligvis utviklet to sett som står svakt diagonalt på strøk eller fall. Ett sett sprekker ligger i mulige akseplan.

Det er utviklet ørsmå forkastninger over hele området der det er mm (2-4mm) fall mot syd.

En mindre forkastning går opp fra husene ved Bukta og i retning ca N85. Den sydligste blokken har falt ned, men forkastningen er sannsynligvis ubetydelig i det store bildet.

Bergartene. (Beskrevet i NGU nr. 324)

Bergartsseriens bunn ligger med skyvekontakt på hyolitus-bergarter ved Gåskatodden på sydsiden av Repparfjorden.

Det laveste kjente ledd er Gårådakformasjonen.

Den består av lyse grå psamitter "interbedded" med metapsamitt- som virker litt mere grå. Over den kommer Nilpavannsserienformasjoner m/Caddaoaiveformasjoner i topp enkelte steder. Den består av vekslende grågrønne metapsamitter med pellitter interbedded.
Over den kommer Billefjordformasjonen med kompakte psamitter interbedded med tynne semipellittbånd.
Over den kommer den mørke grå Falkberget-formasjonen som består av vekslende metapelitt og psamitt med pellitt "interbedded".
Øverst i området kommer Alkeberget-formasjonen som er mørk grå, rusten pellitt. I dens øverste del blir den båndet og veksler med metapellitt. Denne serien er sterkt foldet.

Kontakten mellom Falkeberget- formasjonen og Alkeberget-formasjonen er tektoniske forstyrret, delvis skjøvet og lagene ved kontakten avslitt, og hydrotermalkvarts opptrer i denne sonen.

Opp mot toppen av fjellet nord for bunnen av Repparfjorden opptrer svermer av granittiske- og diabas/gabbro- ganger i Alkebergetformasjonen. I dette området er pellitten høymetamorfose (regional- liknende metamorfose) og glimmerkornene har vokst fra deler av mm til 2-5 mm store.

KALAK DEKKE nord for Repparfjorden

Billefjord Formasjon

Caddaoaivve Formasjon

Klubbukt

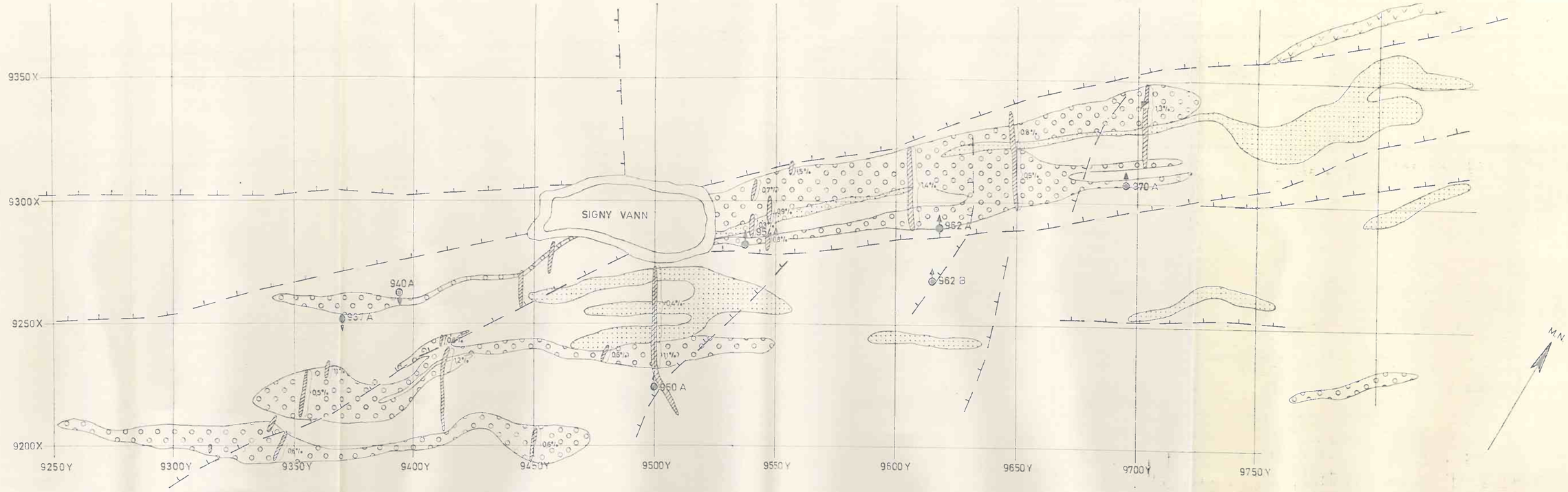
Oldervika

Erdal

REPPARFJORD

ULVERYGGEN

D
13a



TEGNFORKLARING

- KOBBERKISMINERALISERING
- KOBBERGLANS, BORNITTMINERALISERING
- BORNITT KOBBERKIS MINERALISERING
- DIABAS
- SPREKKE (FORKASTNINGS) SONE
- HOSKER
- DIAMANTBORHULL
- LODDSJAKT

950 B

A/S NATIONAL INDUSTRI
GEOL. KART OVER VESTFELTET

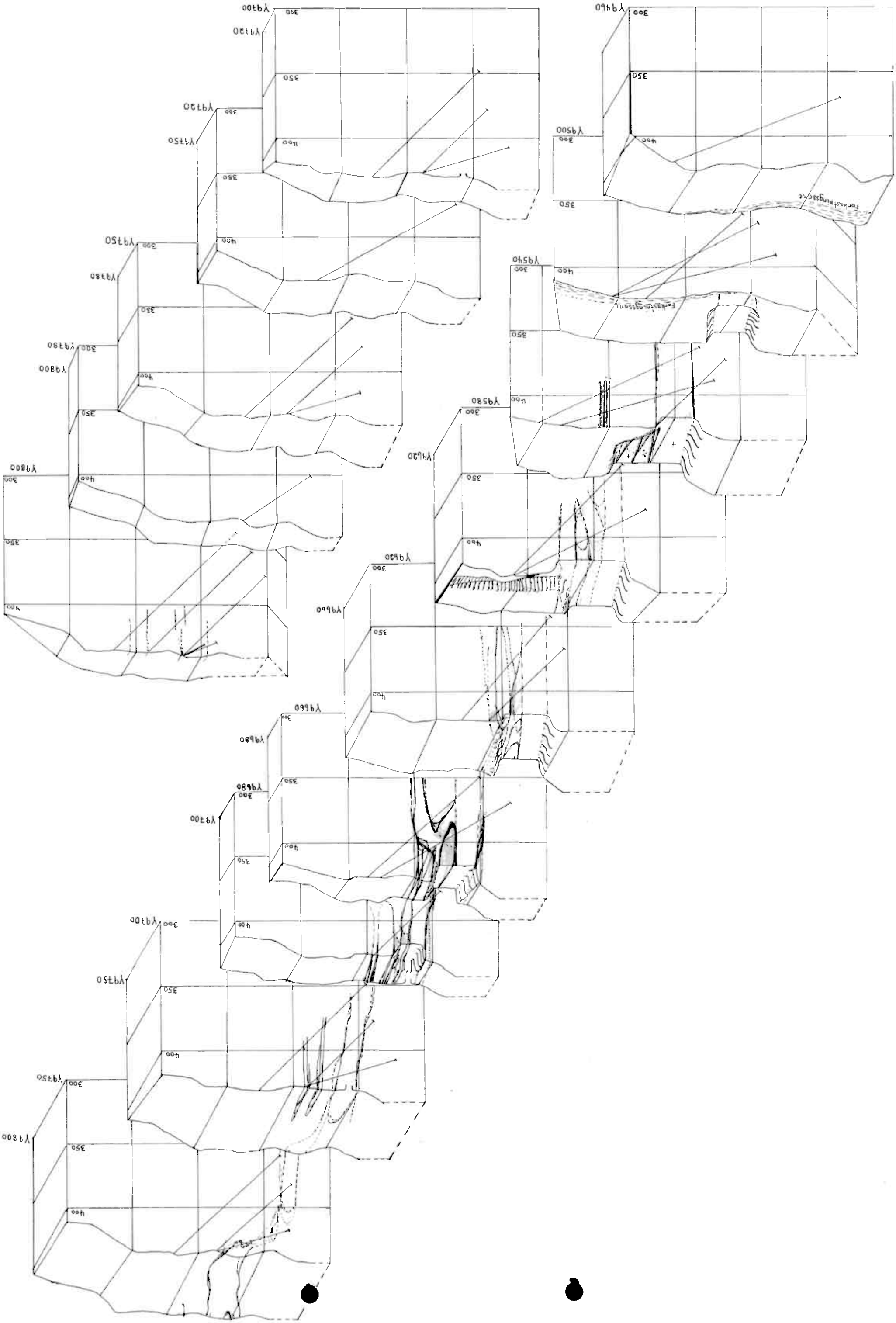
REPPARFJORD

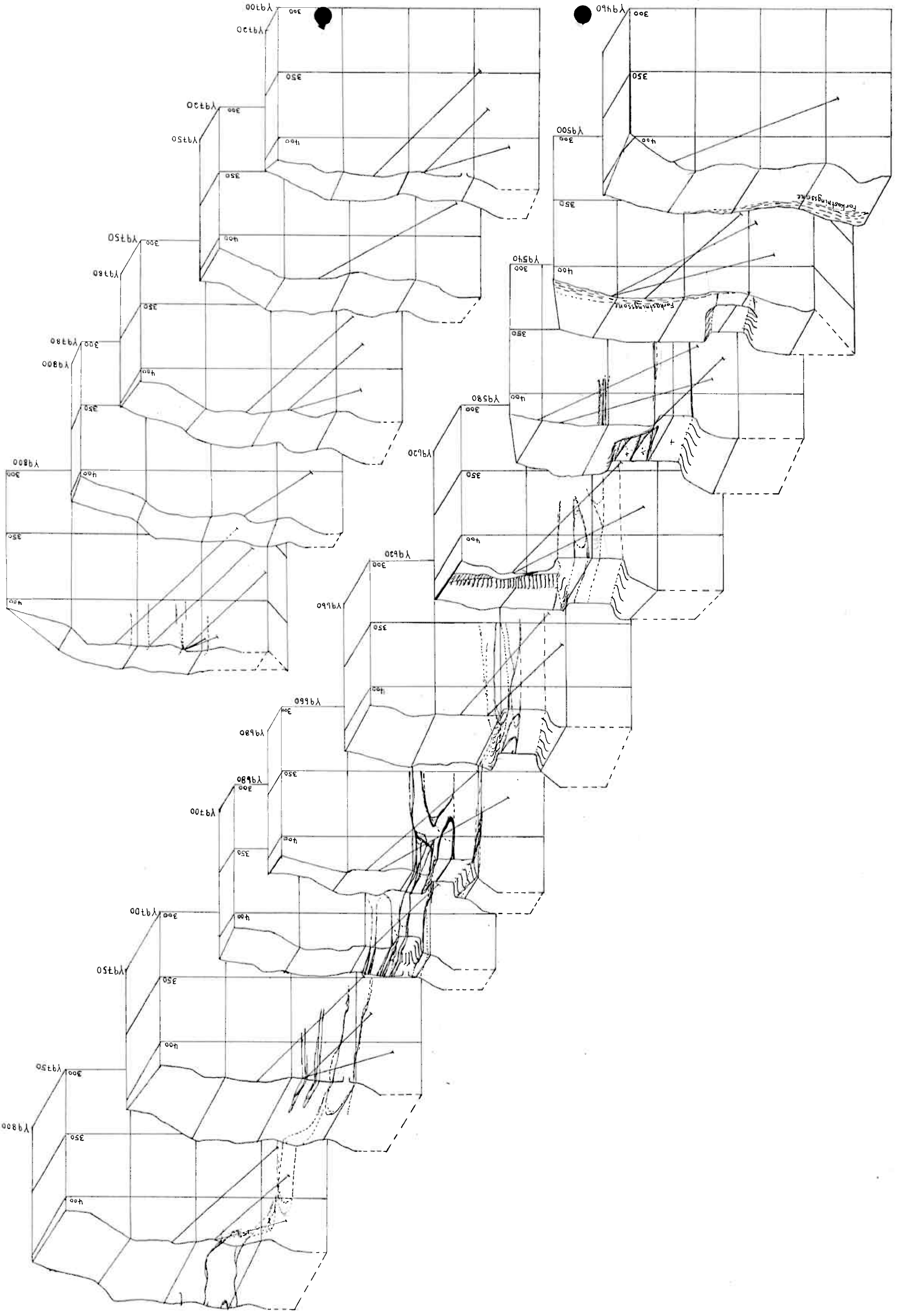
MÅLESTOKK			
1:1000	OBS	R.H.	Juli 1966
	TEGN	R.H.	Des. 1966
	TRAC.	B.E.	Jan. 1967
	KFR.	R.H.	Jan. 1967

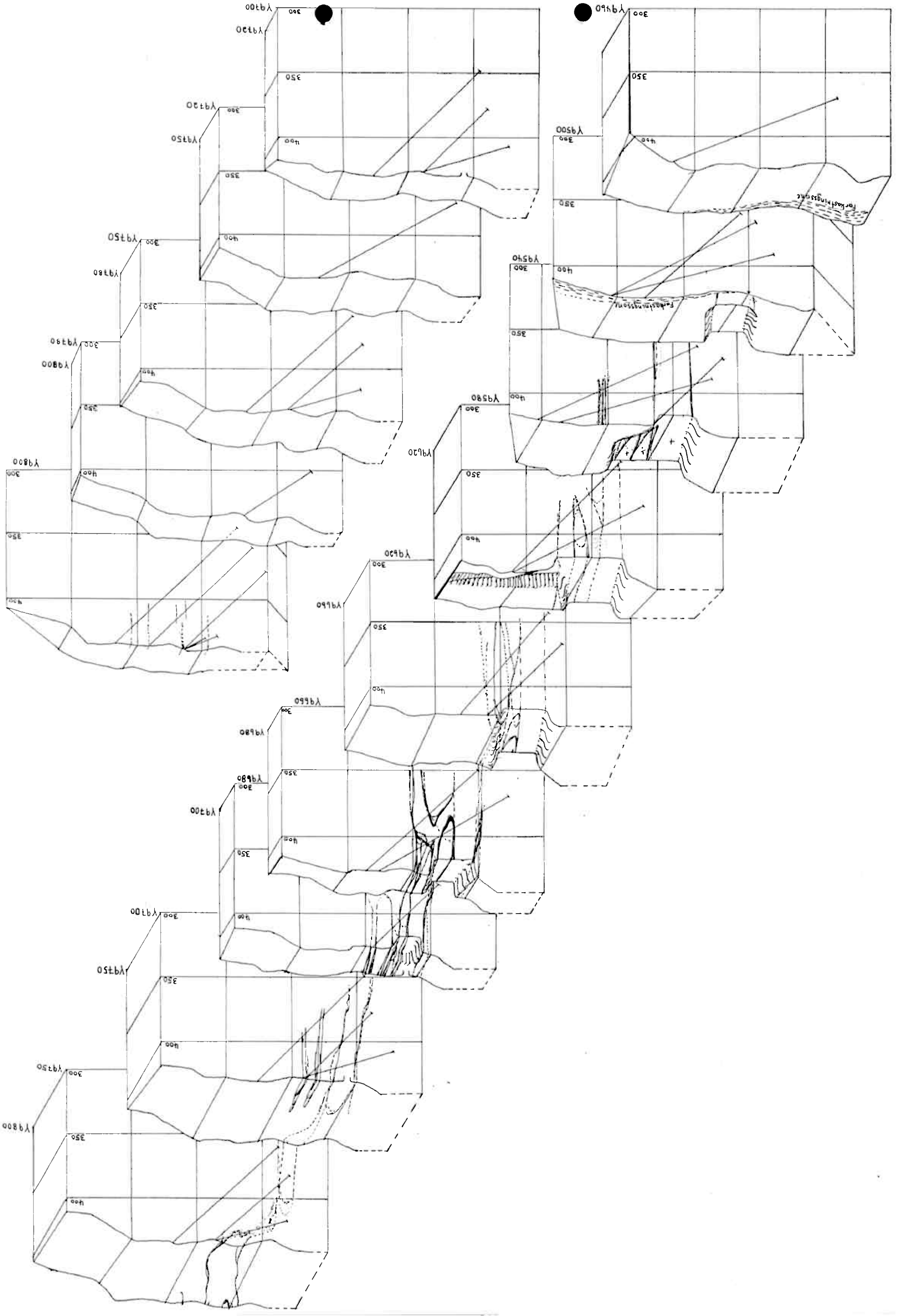
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

TEGNING NR. 742-02

KARTBLAD NR.


Y9460
300
350
Y9500
400
Forkast. Ingressie
Y9540
300
400
350
Forkast. Ingressie
Y9580
400
300
350
Y9630
300
350
400
Y9660
350
400
Y9680
300
350
400
Y9700
300
350
400
Y9750
300
350
400
Y9800
300
350
400
Y9730
300
350
400
Y9750
300
350
400
Y9800
300
350
400
Y9730
300
350
400
Y9800
300
350
400


Y9460
300
350
400
Y9500
Forkastningssone
Y9540
Y9580
Y9620
Y9660
Y9680
Y9700
Y9720
Y9750
Y9780
Y9800
Y9100
Y9130
Y9150
Y9180
Y9800

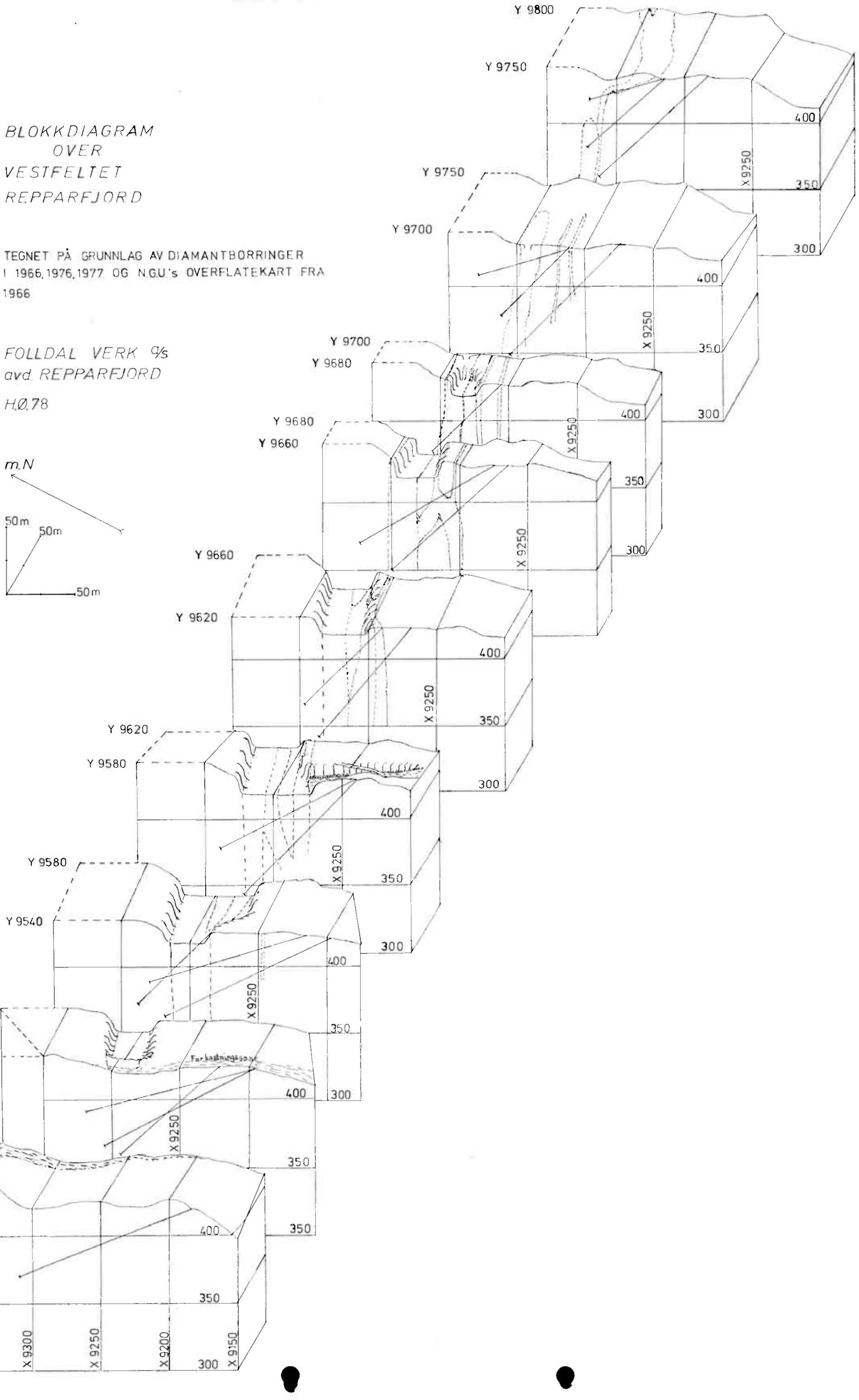

Y9400
Y9130
Y9120
Y9150
Y9150
Y9180
Y9180
Y9800
Y9800
Y9500
Y9540
Y9580
Y9620
Y9660
Y9680
Y9700
Y9750
Y9800
300
350
400
Formation
Formation

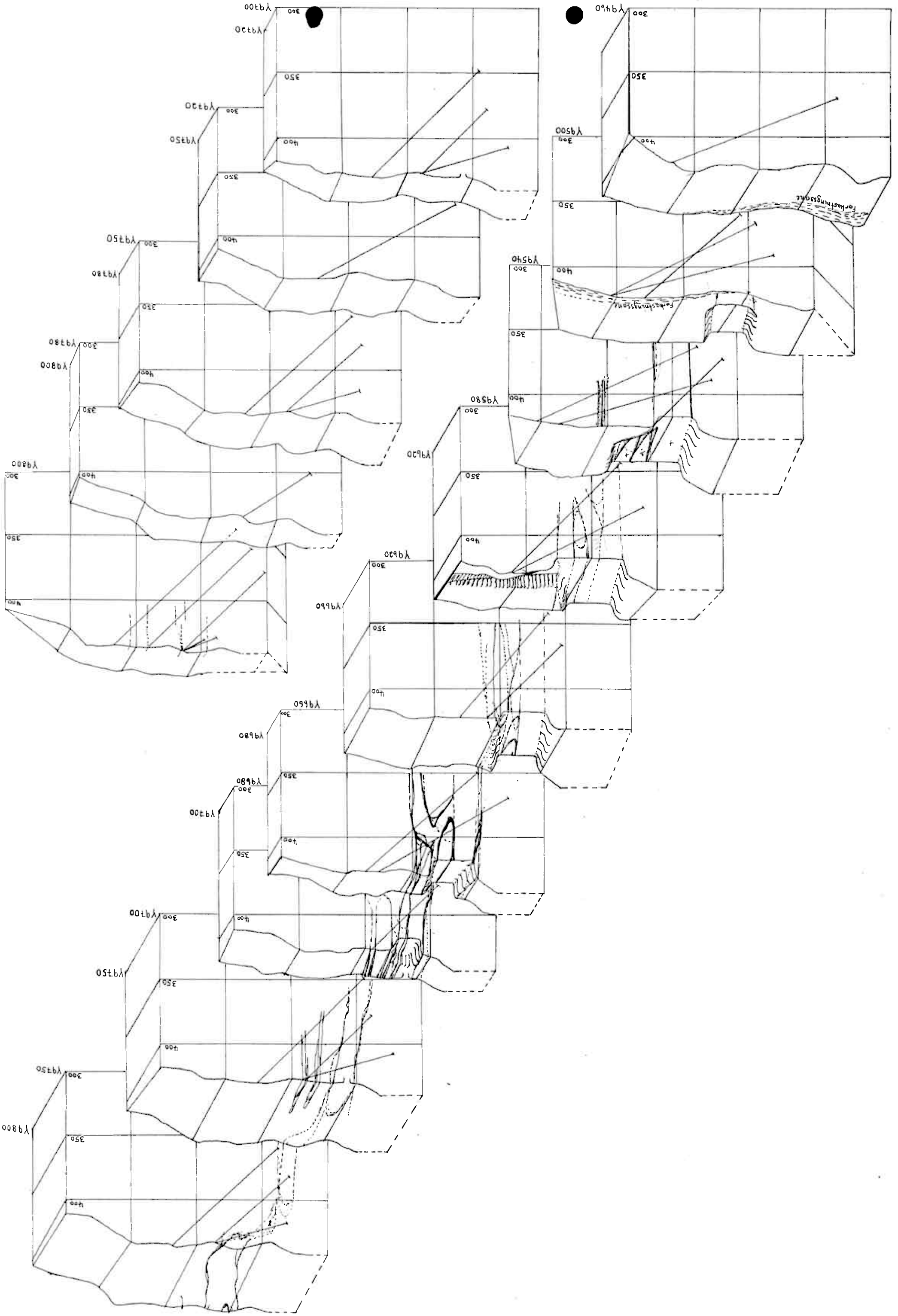
BLOKKDIAGRAM OVER VESTFELTET REPPARFJORD

TEGNET PÅ GRUNNLAG AV DIAMANTBORRINGER I 1966, 1976, 1977 OG N.G.U.'s OVERFLATEKART FRA 1966

FOLLDAL VERK a/s
avd. REPPARFJORD

H.Ø.78



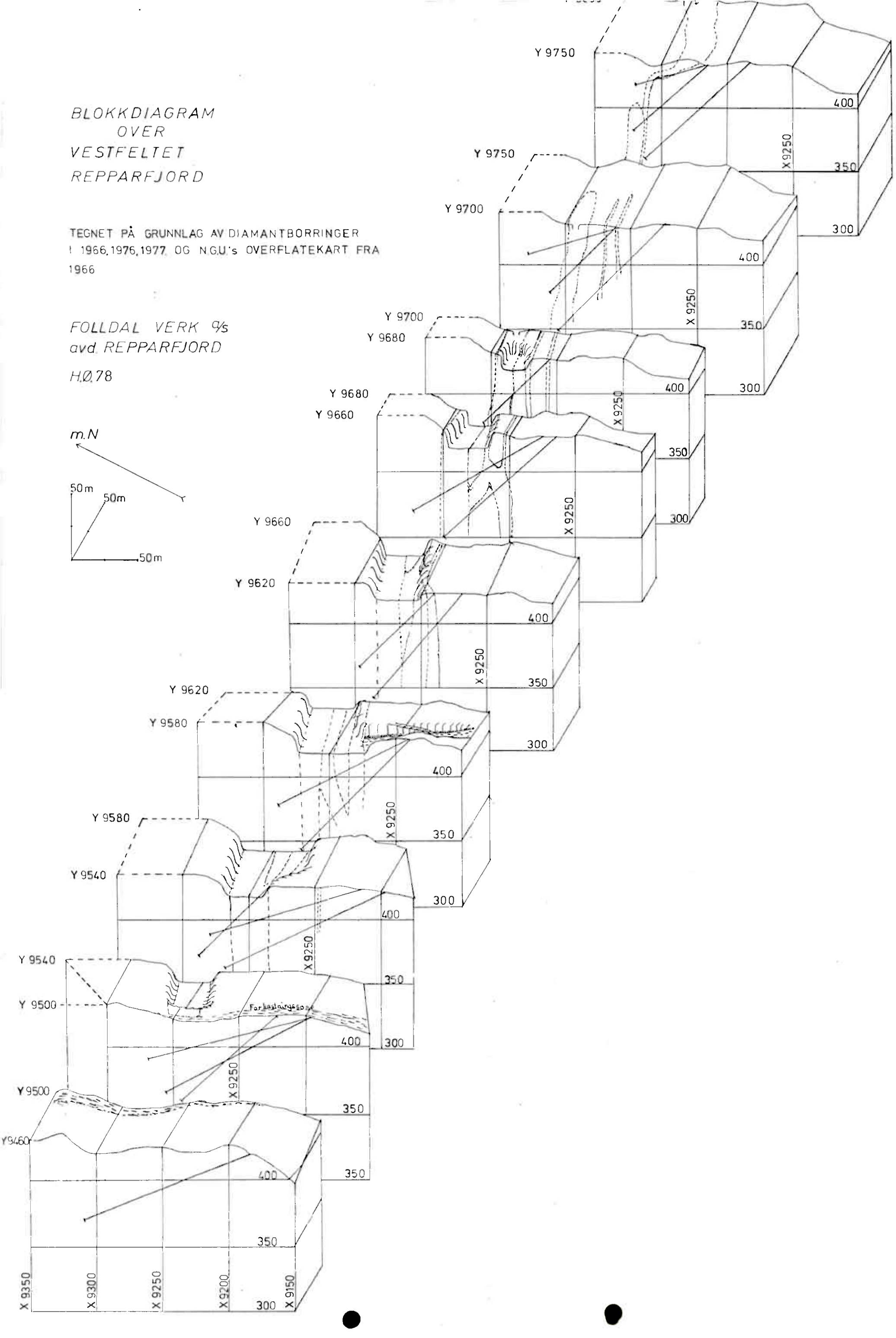

Y9460
Y9500
Y9540
Y9580
Y9620
Y9660
Y9680
Y9700
Y9720
Y9750
Y9780
Y9800
300
350
400
Forkastningssone

BLOKKDIAGRAM OVER VESTFELTET REPPARFJORD

TEGNET PÅ GRUNNLAG AV DIAMANTBORRINGER I 1966, 1976, 1977 OG N.G.U.'s OVERFLATEKART FRA 1966

FOLLDAL VERK a/s
avd. REPPARFJORD

H.Ø. 78

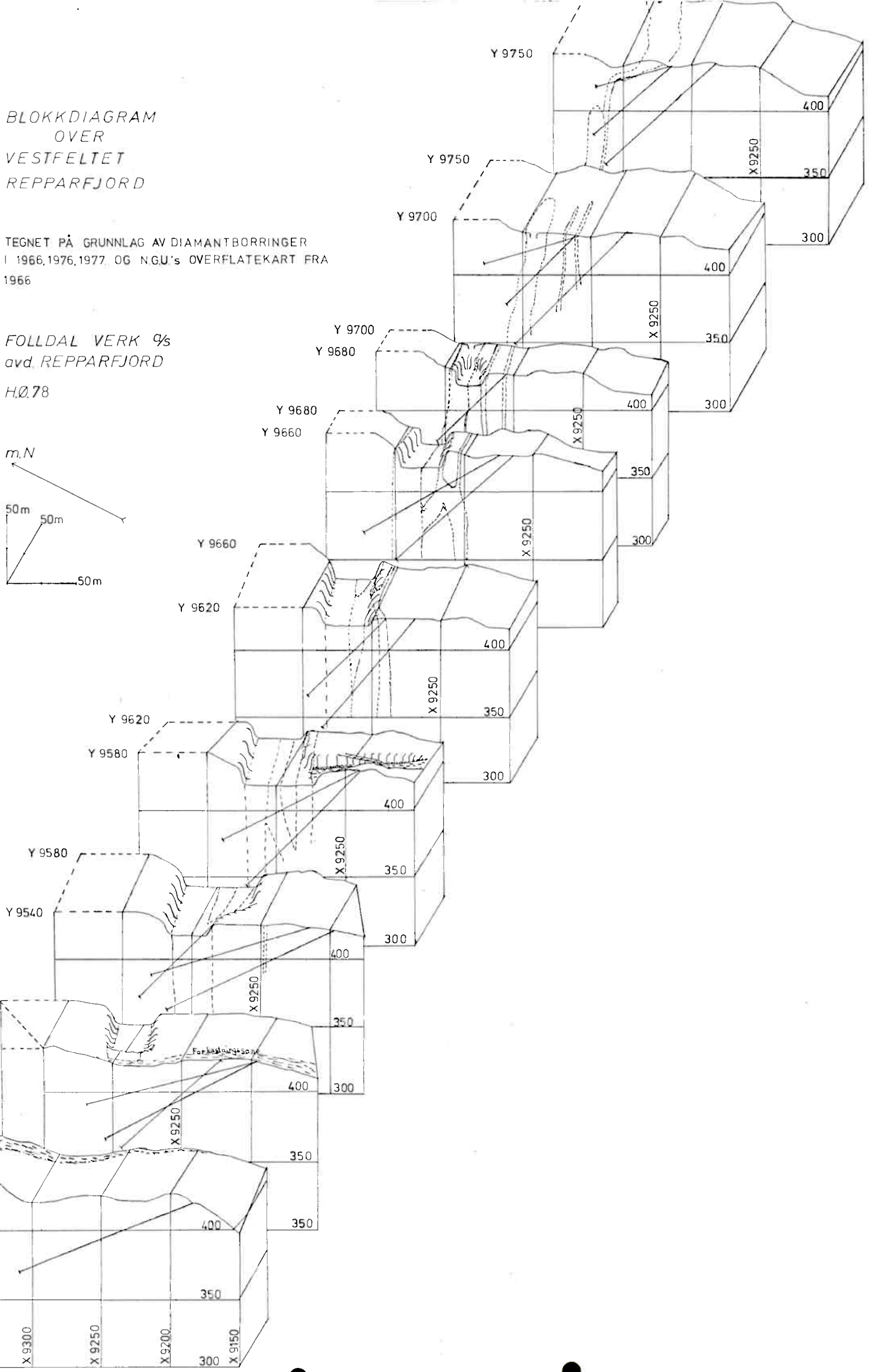


BLOKKDIAGRAM OVER VESTFELTET REPPARFJORD

TEGNET PÅ GRUNNLAG AV DIAMANTBORRINGER I 1966, 1976, 1977 OG N.G.U.'s OVERFLATEKART FRA 1966

FOLLDAL VERK a/s
avd. REPPARFJORD

H.Ø.78



D
136

R A P P O R T

O M

MOTSTANDSMÅLINGER I REPPARFJORD

av

Ole Bernt Lile

Universitetet i Trondheim
Norges tekniske høgskole
1977

INNHOLD

		side
SAMMENDRAG	.....	1
1. INNLEDNING	.....	2
2. PROBLEMSTILLING	.....	3
3. TEORI	.....	4
4. BESKRIVELSE AV MÅLERESULTATER	.....	6
4.1. Indusert polarisasjon	.....	6
4.2. Anisotropi målinger	.....	7
4.3. Magnetiske målinger	.....	8
4.4. VLF målinger	.....	8
5. VURDERING OG KONKLUSJON	.....	9

SAMMENDRAG

I tiden 8. - 19. august 1977 ble det utført målinger av tilsynelatende spesifikk motstand over en del av malm mineraliseringen på Ulveryggen i Repparfjord. Målingene ble utført langs profil Y 9400 fra X 9100 til X 9500. Motstandsmålingene ble utført med Schlumberger elektrodefigurasjon orientert langs strøkretningen og på tvers av strøkretningen. Forholdet mellom verdiene for spesifikk motstand målt langs strøket (ρ_{aL}) og på tvers av strøket (ρ_{aT}) gir den såkalte anisotropi koeffisienten, λ.

Motstandsverdiene som ble målt langs profilet viser liten overensstemmelse med mineraliseringen på profilet. Derimot får man et tydelig utslag i anisotropi koeffisienten over mineraliseringen. Med AB/2 = 100 m, har λ en verdi på rundt 3 over mineraliseringen ved X 9225, mens den har en verdi på 1.6 - 1.8 utenfor. På pkt. X 9400 og X 9500 viser også λ høge verdier på ca. 3 uten at man kjenner mineralisering i dagen der. Det ble målt med flere elektrodeavstander over X 9400, og alle målingene ga tydelig anomali både i ρ_{aL} og λ. Det ble derfor tatt knakkprøver i dagen langs profilet over X 9400. Et par av disse prøvene viste tydelig tegn på kobbermineralisering. Analyse med røntgenspektrometer med radioaktiv energisering, viste kobberinnhold på ca. 0.3%.

Profil Y 9400 ble også målt med VLF instrument og protonmagnetometer. VLF anomaliene viste forkastningssoner, men ga ingen indikasjon på mineralisering. Magnetometermålingene ga svake anomalier på X 9325, X 9400 og X 9480. Ingen av disse anomaliene har sannsynligvis noe å gjøre med anomaliene i anisotropi koeffisient eller spesifikk motstand. Konklusjonen av forsøkene er at anisotropi koeffisienten for spesifikk motstand ser ut til å gi tydelige utslag over malm mineraliseringen. Anisotropi koeffisienten er derfor en geofysisk parameter som kan vise seg nyttig ved svak malm mineralisering der man får svake motstands-og IP anomalier.

1. INNLEDNING

Folldal Verk A/S har siden 1972 drevet utvinning av kobber-malm fra forekomsten Ulveryggen i Repparfjord. Sommeren 1977 ble det startet en omfattende malmletingskampanje for å forsøke å finne nye malmreserver i området som kan sikre fortsatt gruvedrift.

I tiden 8. - 19. august 1977 ble det gjort en del eksperimenter med måling av spesifikk elektrisk motstand over en del av mineraliseringene på Ulveryggen. Profil Y 9400 ble valgt ut som forsøksprofil og målingene ble foretatt i området X 9100 - X 9500. På dette profilet har man en bornitt- og kobberglans-mineralisering på X 9200, X 9225 og X 9260. Profilet var ikke forstyrret av tekniske installasjoner eller arbeider. Gruvedriften pågikk i dagbrudd 200 meter lenger øst, men dette forstyrret ikke målingene. Noen få punkter ble også målt på profil X 10 900 for å få resultater over en annen malm mineralisering. På grunn av gråbergstipp ble imidlertid dette profilet i korteste laget.

Selve målingene ble foretatt av undertegnede. Til flytting av elektroder hadde jeg et par 15 års ungdommer fra Kvalsund. Som strømkilde brukte jeg en likeretter laget ved NGU og en bensindrevet generator. Til spenningsmålingene ble en Hewlett Packard DC voltmeter og et NGU voltmeter brukt. Det ble benyttet kobbersulfatelektroder til spenningsmålingene og jernstaver som strømelektroder.

Uheldigvis hadde Folldal Verk A/S lånt ut sin IP apparatur til LKAB. Hvis jeg hadde kunnet bruke IP apparaturen, ville målingene også innbefattet IP responsen, noe som ville vært av stor verdi. I denne rapporten sammenligner jeg måleresultatene med IP resultater fra NGU's målinger 1966.

2. PROBLEMSTILLING

Malmmineraliseringen i Repparfjord er meget uregelmessig. Som oftest består malmlinsene av en noe rikere kjerne av bornitt- eller kobberkisimpregnasjon og en gradvis fattigere impregnasjon utover til sidene. Grensene fastsettes ved hjelp av kjemiske analyser og er såkalte økonomiske malmgrenser. Mektigheten på malmlinsene varierer fra profil til profil og også nedover mot dypet. På f.eks. 50 meters avstand kan mektigheten typisk variere fra noen tiere av meter til noen meter. De fleste malmlinsene er funnet ved kartlegging og prøvetaking i dagen da det nesten ikke finnes overdekke i området. Malmlinsene er så nærmere kartlagt med diamantboringer.

Av geofysiske målinger er det først og fremst målinger av spesifikk motstand (RP) og indusert polarisasjon (IP) som har vært av nytte i Repparfjord. I denne forbindelse kan man nevne tre problemstillinger som man står overfor.

1. Lange forkastningssoner fylt med leire gir soner med god ledningsevne og store IP anomalier.
2. Hematitt-mineralisering gir IP anomalier som meget vanskelig kan skilles fra anomalier som skyldes kobbermineralisering.
3. Kobbermineraliseringen gir meget varierte IP anomalier og vanligvis ikke ledningsevneanomalier i det hele tatt.

Det første problemet er egentlig ikke alvorlig i praksis. Anomaliene som skyldes leirsoner kan som oftest plukkes ut direkte fra kartet fordi man kjenner deres beliggenhet fra geologisk kartlegging, fra borhull og fordi anomaliene er meget lange og gjennomgående. Grunnen til at man har store IP anomalier i forbindelse med disse leirsonene skyldes antagelig elektromagnetisk induksjon, eller såkalt EM kobling. Slik EM kobling får man lett ved lange elektrodeutlegg. Ved IP målingene i Repparfjord har man brukt gradient utlegg hvor strømelektrodene ligger fast på hver side av målefeltet mens

man flytter potensialelektrodene. Der man har god ledningsevne i undergrunnen, vil man få god EM kobling mellom strøm og potential kretsen og følgelig høye IP verdier.

Problem nr. 2 er vanskeligere. Her har man forsøkt å identifisere hematittsoner som gir IP anomalier ved hjelp av prøvetaking. På den måten kan man skille ut mange anomalier som ikke behøves fulgt nærmere opp. Den fare ligger imidlertid her at man generaliserer for mye og derfor kan la være å følge opp IP anomalier som skyldes kobbermineralisering, men som ser ut til å skyldes hematitt på grunn av prøvetaking fra naboprofiler. Forsøk med magnetiske målinger tyder på at magnetiske anomalier følger hematittmineraliseringen. Dette kommer antagelig av at hematitten er en oksydert magnetitt, såkalt martitt, og at rester av magnetitten som pleier å forekomme sammen med martitt, gir de magnetiske anomaliene. Magnetiske målinger kan derfor antagelig brukes systematisk for å skille ut de IP anomaliene som skyldes hematitt.

Problem 3 er et vanlig problem ved svake malmmineraliseringer. Målingene som denne rapporten omhandler, er et forsøk på å finne en ny metode som sammen med IP skal kunne gi mere entydige anomalier.

3. TEORI

I en lagdelt bergart vil den spesifikke motstand langs lagene (ρ_L) være mindre enn den spesifikke motstand på tvers av lagene (ρ_T). Den spesifikke motstand i forskjellige retninger langs lagene behøver ikke være så mye forskjellig.

Forholdet

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}} \qquad (3.1)$$

kalles anisotropi koeffisienten.

Nå er det slik at den spesifikke motstand som man måler ved hjelp av et elektrodeutlegg på overflaten, vanligvis ikke er den sanne spesifikke motstanden. Derfor kalles den for tilsynelatende spesifikk motstand og betegnes ρ_a. I denne rapporten kaller jeg den tilsynelatende spesifikke motstanden som måles med et elektrodeutlegg langs strøket, for ρ_{aL}. Tilsvarende kaller jeg den tilsynelatende spesifikke motstand målt på tvers av strøket for ρ_{aT}.

Det kan vises teoretisk at tilsynelatende spesifikk motstand målt på tvers av lagene i virkeligheten er den spesifikke motstanden (sanne) langs lagene. Tilsvarende er den tilsynelatende spesifikke motstand målt langs lagene lik kvadratroten av sann spesifikk motstand på tvers av lagene ganget med sann spesifikk motstand langs lagene.

Altså:

$$\rho_{aT} = \rho_L$$

$$\rho_{aL} = \sqrt{\rho_L \rho_T} \qquad (3.2)$$

Når lagene står vertikalt som i Repparfjord, vil målingene på tvers av og langs strøkretningen gi tilsvarende resultater.

Anisotropi koeffisienten kan da uttrykkes slik

$$\lambda = \frac{\rho_{aL}}{\rho_{aT}} = \frac{\sqrt{\rho_L \rho_T}}{\rho_L} = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}} \qquad (3.3)$$

Anisotropi koeffisienten fås altså ved å dividere spesifikk motstand målt langs strøket med spesifikk motstand målt på tvers av strøket.

En lagdelt bergart som er sammensatt av lag med vekslende motstand, vil være anisotrop selv om de enkelte lagene i seg selv er isotrope. Denne type anisotropi kalles gjerne makroanisotropi. Tykkelsen på lagene må da være mye mindre enn avstanden mellom elektrodene. Anisotropikoeffisienten

kan da uttrykkes slik:

$$\lambda = \sqrt{\frac{(\Sigma h_i \rho_i)(\Sigma h_i/\rho_i)}{(\Sigma h_i)^2}} \qquad (3.4)$$

der h_i = tykkelsen på lag nr. i

ρ_i = sann. sp. motstand på lag nr. i

Denne teorien kan ikke uten videre anvendes på de målingene som er utført i Repparfjord. Der har man nemlig med inhomogeniteter (malm mineralisering) å gjøre som er av samme størrelsesorden som elektrodeavstandene. Derfor kan anisotropi koeffisienten regnet ut etter (3.3) anta ganske høge verdier. Man kan her tale om en tilsynelatende anisotropi koeffisient.

Målingene i Repparfjord hadde til hensikt å undersøke hvordan anisotropi koeffisienten målt med elektrodeutlegg med forskjellige elektrodeavstander varierer over malmmineraliseringen.

4. BESKRIVELSE AV MÅLERESULTATER

I Repparfjord-feltet har det vært gjort omfattende geologiske, geofysiske og geokjemiske undersøkelser i de siste 15-20 år. På grunnlag av disse undersøkelsene kjenner man utbredelsen av malm-mineraliseringene i dagen meget godt.

Figurene 1 og 2 viser grensene for malm-mineraliseringen omkring og langs profil Y 9400. Gruvedriften i dagbrudd var kommet til Y 9500 på ca. X 9300 da målingene ble foretatt.

4.1. Indusert polarisasjon

Figur 3 viser resultatet fra målinger av indusert polarisasjon (IP) langs profil Y 9400. Målingene er utført av NGU i 1966 med gradientutlegg. Strømelektrodene er plassert på Y 9050 - X 9500 og Y 9050 - X 8550 og har en ugunstig beliggenhet for målinger på Y 9400. Resultatene er tatt fra

NGU's kart og er derfor ikke helt nøyaktige.

På ca. X 9100 opptrer en høg IP respons. Denne skyldes en forkastningssone som man kjenner. VLF målingene som omtales senere i rapporten, indikerer også denne sonen. Fra ca. X 9200 til X 9300 ligger også IP responsen forholdsvis høgt. Men man har ingen entydig indikasjon på malmmineraliseringen på ca. X 9225.

Videre ligger IP responsen høyt rundt ca. X 9400 og mot X 9500.

4.2. Anisotropi målinger

Det ble først undersøkt hvordan anisotropi koeffisienten varierer over malm-mineraliseringen på X 9225 med forskjellige elektrodeavstander. Det ble brukt Schlumberger elektrode konfigurasjon. Den halve avstanden mellom strømelektrodene betegnes AB/2, og denne varierte slik: 3, 6, 10, 25, 50, 75, 100 og 150 meter. Figur 4 viser at anisotropi koeffisienten stiger fra ca. 1 til ca. 3 med økende elektrode avstand. Variasjonene som opptrer må antas skyldes tilfeldige lokale inhomogeniteter nær elektrodene. Det ser ut som om tendensen er at λ stiger med økende AB/2 og flater ut ved AB/2 = 100-150 m.

Deretter ble prøve profilet (Y 9400) målt med fast AB/2 = 100 m. Resultatet er plottet på figur 5. Som det fremgår, varierer λ fra 1 til over 3. Over mineraliseringen, fra X 9200 til X 9250, har λ høye verdier på rundt 3. På X 9400 har også λ en høy verdi på 2.87. Dessverre ble X 9375 ikke målt med AB/2 = 100 m. Målingene ble avsluttet på X 9500, og her finner man også en høy verdi av λ, lik 2.74. Man kjenner ikke til noen mineralisering på X 9400 og X 9500.

Figur 6 viser hvordan spesifikk motstand målt langs strøket (ρ_{aL}) og på tvers av strøket (ρ_{aT}) varierer. Rundt X 9100 finner man en lav motstands sone. Denne tilsvarer forkastningssonen som er kjent fra tidligere. Denne sonen kom også frem ved NGU's målinger i 1966 både i ledningsevne og IP som nevnt under pkt. 4.1.

Over mineraliseringen rundt X 9225 har man ikke noen anomali i spesifikk motstand. På X 9275 har ρ_{aL} et minimum. Dette tror jeg skyldes en forkastningssone (se pkt. 4.4). På X 9400 og X 9500 går ρ_{aT} ned til samme verdi som den har over mineraliseringen rundt X 9225.

For å undersøke anomalien på X 9400 nærmere, ble det målt med flere elektrodeavstander. Som det fremgår av figur 7, får man på X 9400 igjen minimumsverdi på ρ_{aT} kurven både med AB/2 = 50 og 200 m.

Anisotropi koeffisienten viser også en tydelig anomal verdi på samme punkt, som vist på figur 8.

For å undersøke hvordan anisotropi koeffisienten varierer over en annen kjent mineralisering i området, ble det målt over mineraliseringen på profil Y 10 900, ca. X 9285. Resultatet er plottet på figur 9.

På grunn av gråbergstipp, ble profilet målt i korteste laget. Likevel ser man også her at λ har en tydelig topp over malm mineraliseringen. Man kan ikke se en tilsvarende like tydelig anomali på kurvene for spesifikk motstand.

4.3. Magnetiske målinger

Det magnetiske totalfelt ble målt med et Geometrics proton magnetometer. Profilet er vist på figur 10. Man kan skille ut tre markerte, men svake anomalier. Bare toppen på X 9400 korresponderer med de elektriske anomaliene.

4.4. VLF målinger

Det ble også målt VLF langs Y 9400. Instrumentet som ble benyttet var av Paulsen fabrikat. Som det fremgår av figur 11, er det bare leirfylte forkastningssoner som indikeres med VLF. Forkastningssonene på Y 9100 (eller Y 9125) og Y 9150 er kjente. Sonen som er indikert på ca. X 9275, kommer som nevnt også frem på ρ_{aL}-kurven på figur 6.

5. VURDERING OG KONKLUSJON

Ut fra målingene over de kjente mineraliseringene på profil Y 9400 og Y 10 900, ser det ut til at anisotropi koeffisienten er en indikator for malm-mineralisering. Selv om mineraliseringen ikke indikeres med noen anomali i spesifikk motstand, ser det ut til at kombinasjonen av måleverdiene langs strøket og på tvers av strøket varierer på en systematisk måte.

Spørsmålet som melder seg etter disse målingene er hva skyldes så anomaliene i anisotropi koeffisienten på X 9400 og X 9500? Det ble bare tid til å undersøke anomalien på X 9400 nærmere. Som det er vist, bekreftes anomalien av målingene med flere elektrodeavstander.

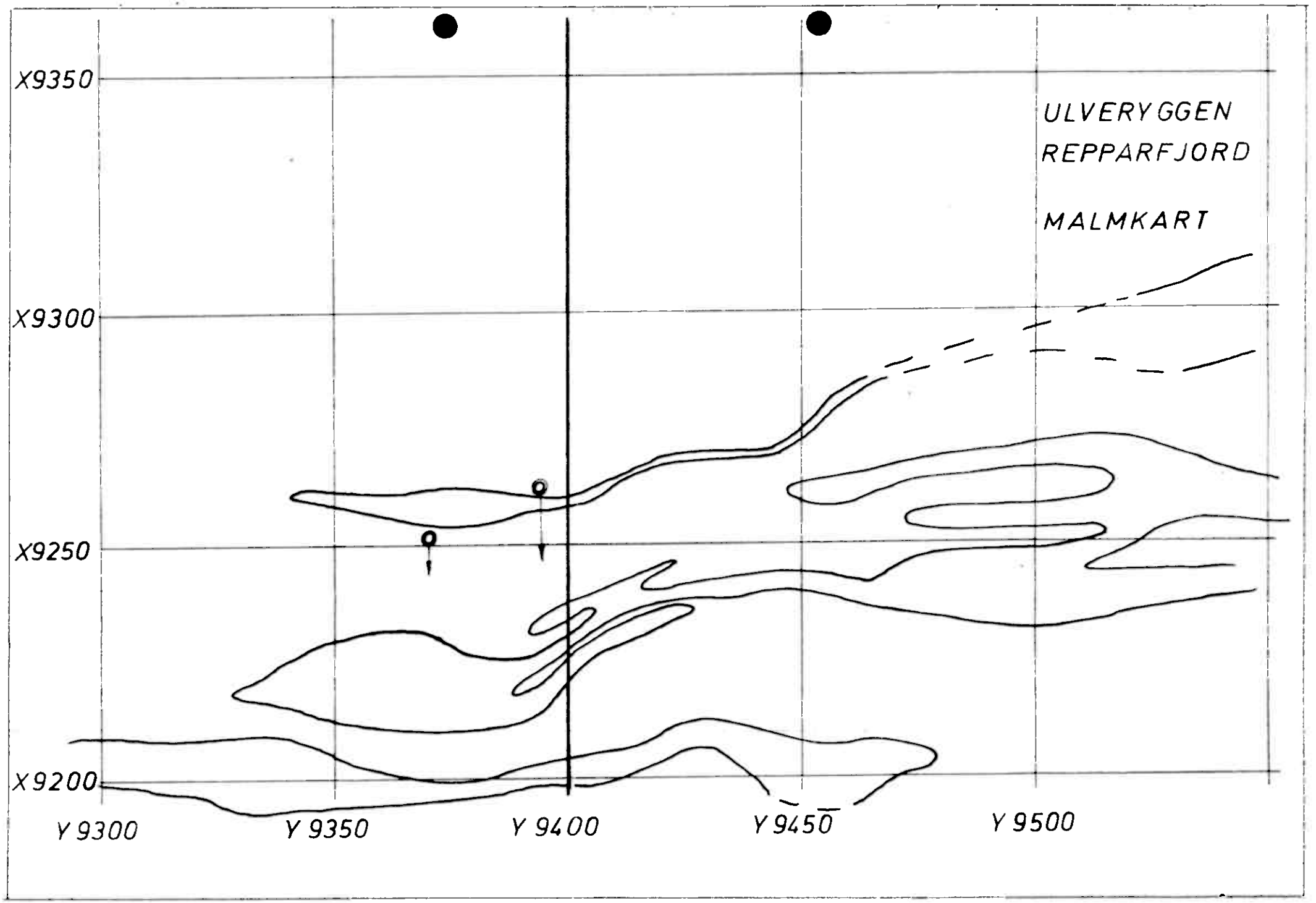
Videre ligger IP responsen forholdsvis høyt fra X 9375 til X 9400. Faktisk ligger responsen høyere her enn over den kjente malmmineraliseringen på X 9225. IP responsen rundt X 9400 kan ikke skyldes ledende forkastningssoner eller lignende, da slike ikke er indikert med motstands- eller VLF målingene. Selv om IP resultatene er noe usikre p.g.a. uheldig elektrode plassering, må det konkluderes med at IP responsen bekrefter anisotropi responsen på X 9400.

De magnetiske målingene viser en svak anomali på X 9400. Man kan derfor fremsette den teori at anomalien i anisotropi koeffisienten skyldes hematitt og magnetitt mineralisering. Men man har også magnetiske anomalier på X 9325 og X 9460 uten at disse indikeres tilsvarende av anisotropi koeffisienten eller motstandsverdiene. På denne bakgrunn er det lite sannsynlig at den elektriske anomalien på X 9400 skyldes magnetitt mineralisering, selv om det ikke kan utelukkes.

Det ble tatt knakkprøver i dagen med 5 meters mellomrom fra X 9375 til X 9425. Disse prøvene ble analysert med røntgenspektrometer med radioaktiv energisering (PIF = Portable Isotope Fluorescence). Flere prøver viste spor av kobberinnhold (< 0.1%) og et par prøver mellom X 9375

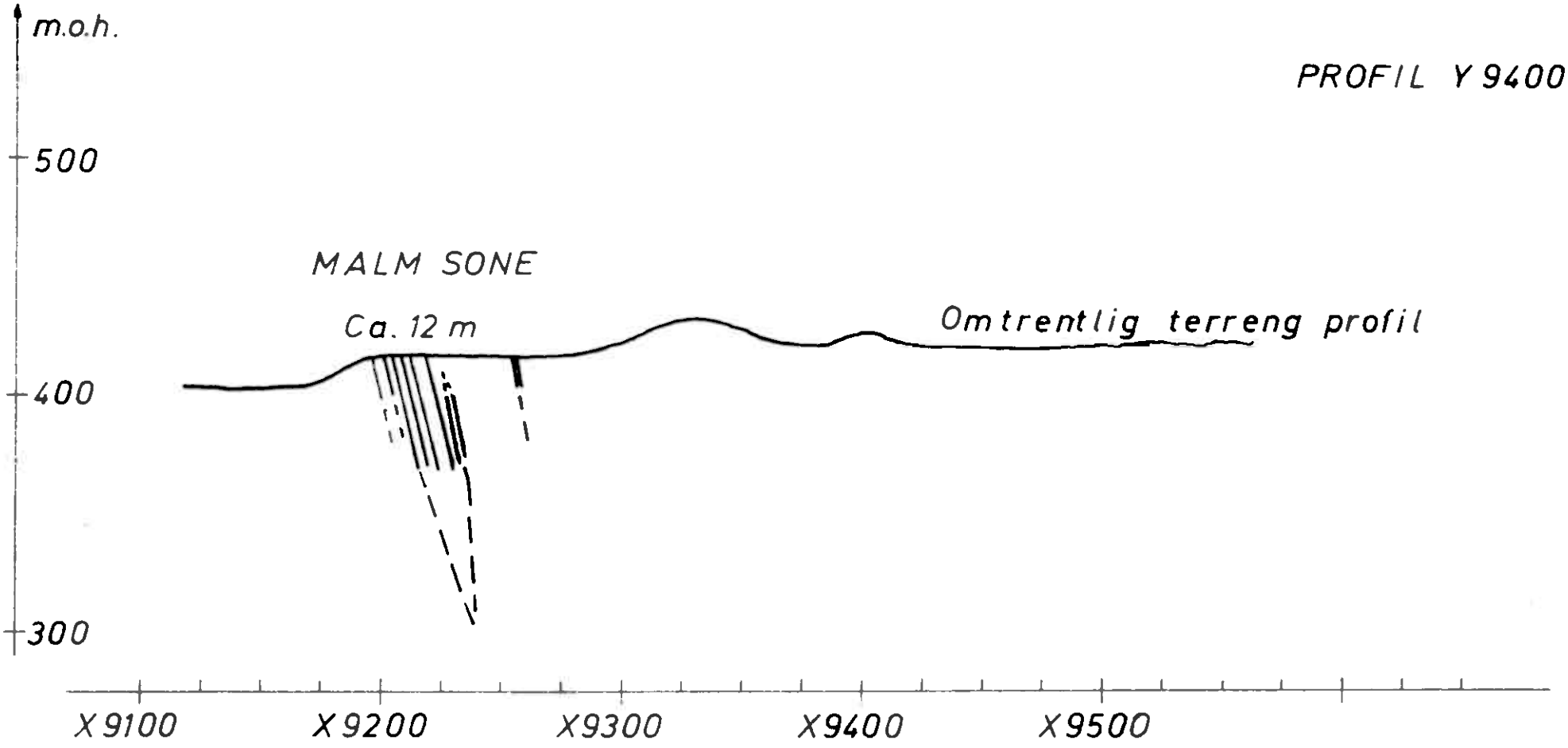
og X 9400 viste verdier på ca. 0.3% Cu. Dette tas som en positiv indikasjon på at anomalien kan skyldes kobber mineralisering. På grunn av at anomalien er så tydelig ved elektrodeavstander opp til 200 meter, kan man vente mineralisering nedover til 100-150 m og det er neppe en så svak mineralisering som 0.1 - 0.3% Cu som gir så tydelig anomalier.

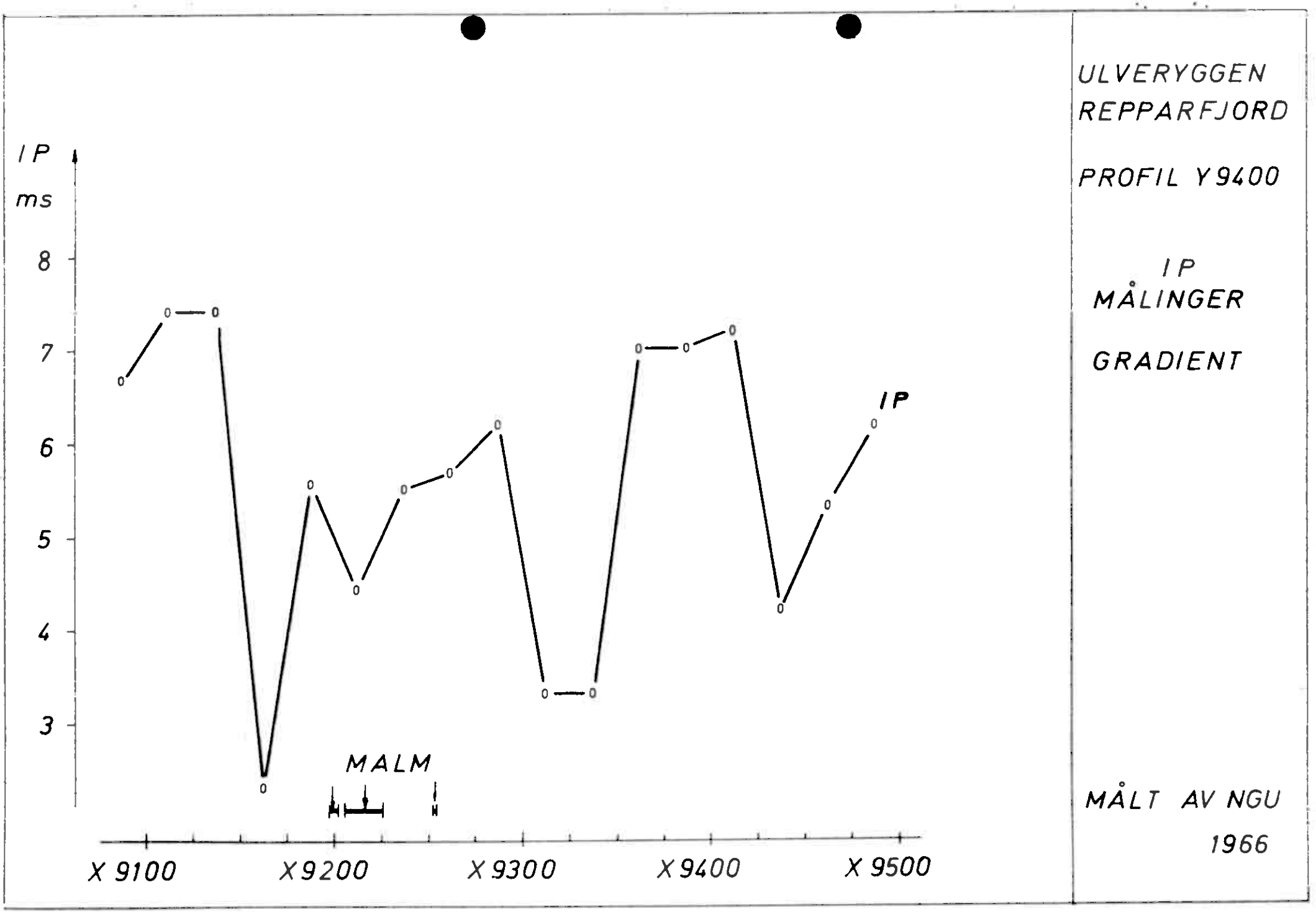
På grunn av at disse målingene er det første eksperimentet med bruk av anisotropi koeffisienten som indikator på malm mineralisering, må de ovennevnte vurderinger bli nokså spekulative. Det er derfor meget ønskelig å få testet anomalien på X 9400 med et borhull som skjærer i minst 50 meters dyp.

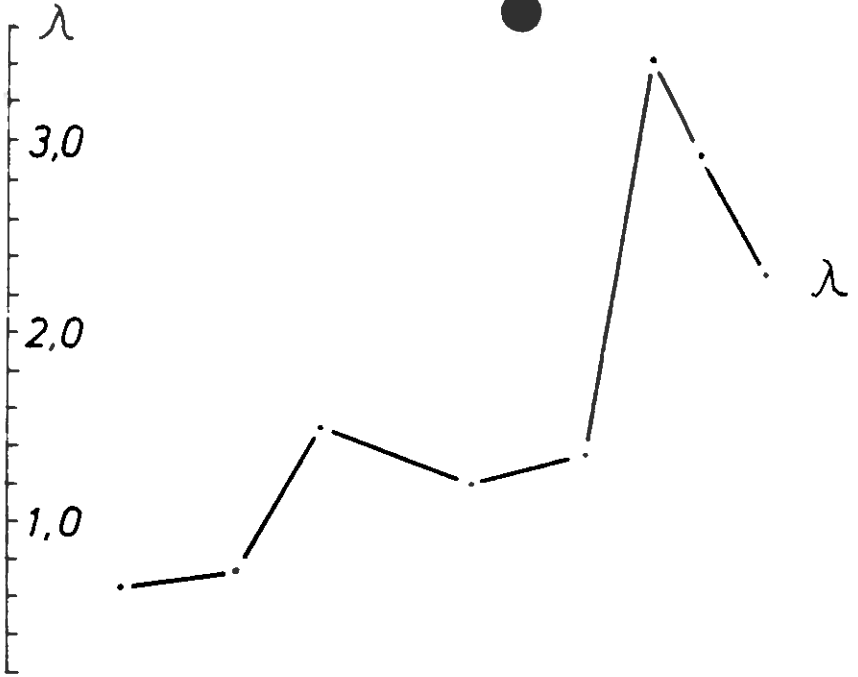

X9350
X9300
X9250
X9200
Y 9300
Y 9350
Y 9400
Y 9450
Y 9500
ULVERYGGEN
REPPARFJORD
MALMKART

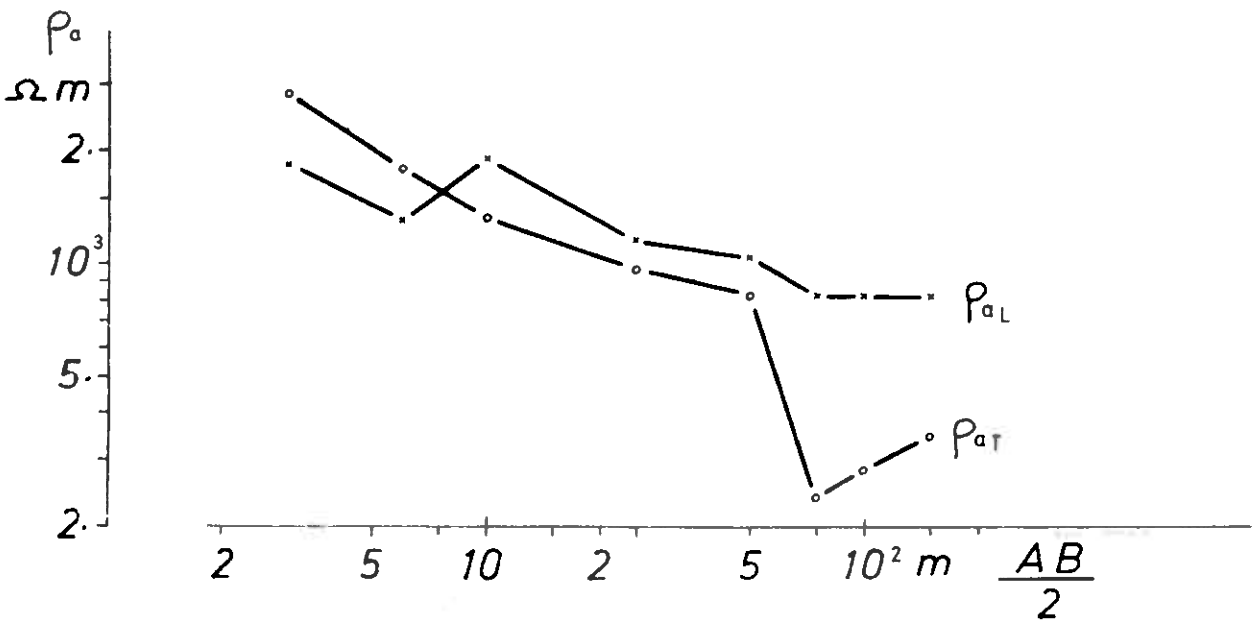
ULVERYGGEN
REPPARFJORD

PROFIL Y 9400




ULVERYGGEN
REPPARFJORD
PROFIL Y 9400
IP
MÅLINGER
GRADIENT
MÅLT AV NGU
1966
IP
ms
8
7
6
5
4
3
IP
MALM
X 9100
X 9200
X 9300
X 9400
X 9500





ULVERYGGEN

REPPARFJORD

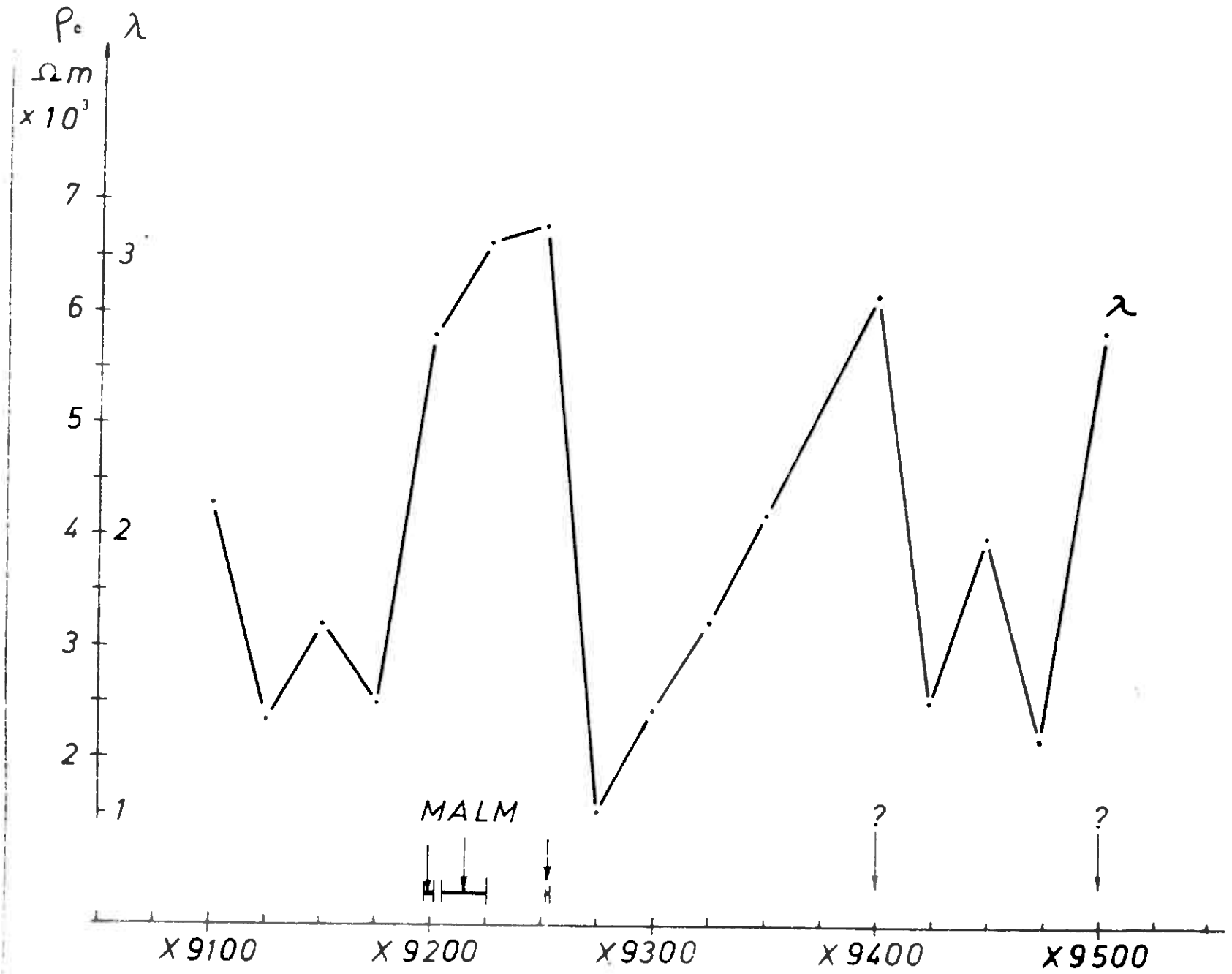
PROFIL Y 9400
PKT X 9225

MOTSTANDS - MÅLINGER

SCHLUMBERGER

MÅLT : Aug.1977

OBL



ULVERYGGEN

REPPARFJORD

PROFIL Y 9400

MOTSTANDS-MÅLINGER

SCHLUMBERGER

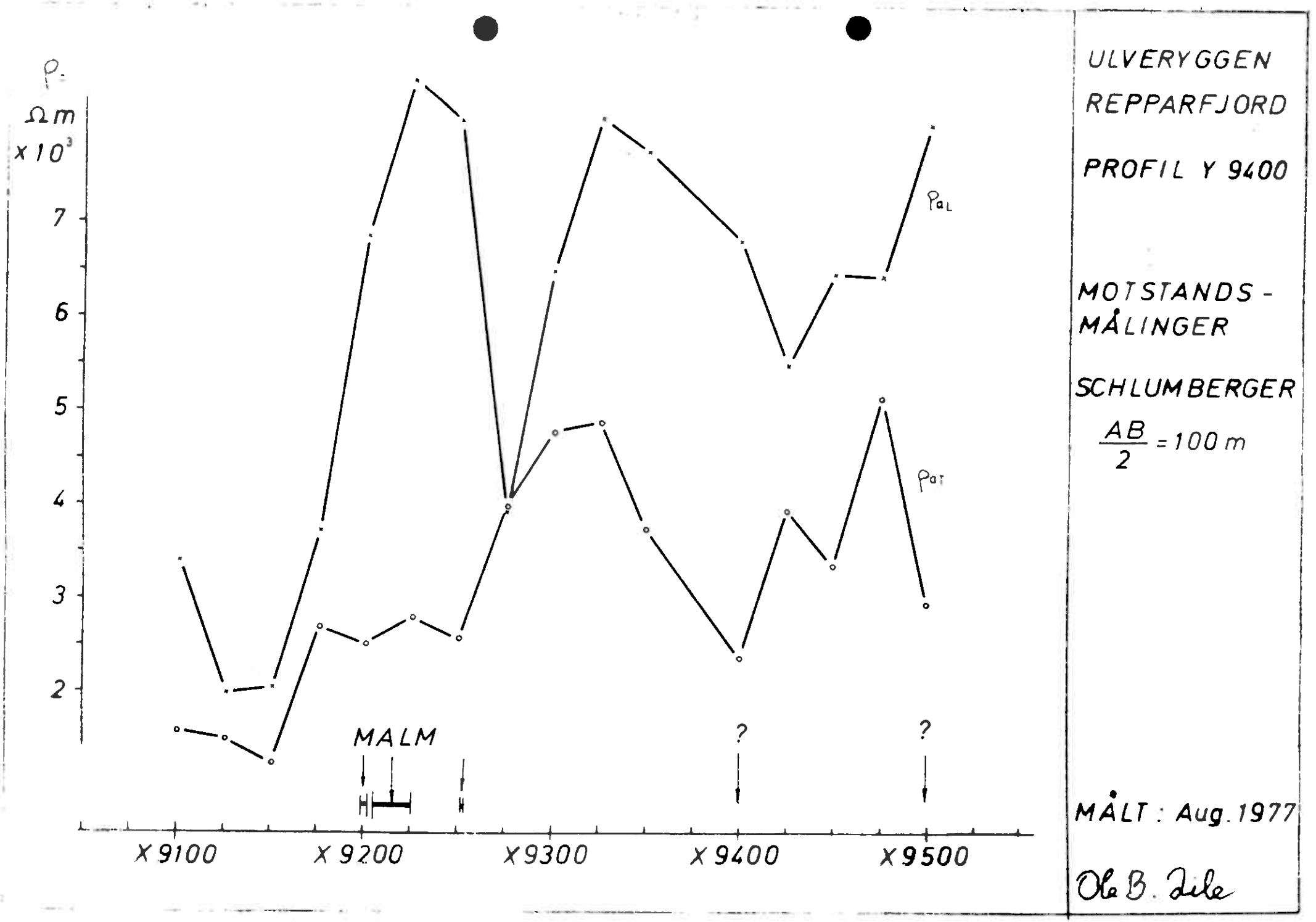
$\lambda = \rho_{aL}/\rho_{aT}$

=ANISOTROPI-KOEFFISIENTEN

$\frac{AB}{2} = 100\ m$

MÅLT : Aug. 1977

Ole B. Dale



ULVERYGGEN

REPPARFJORD

PROFIL Y 9400

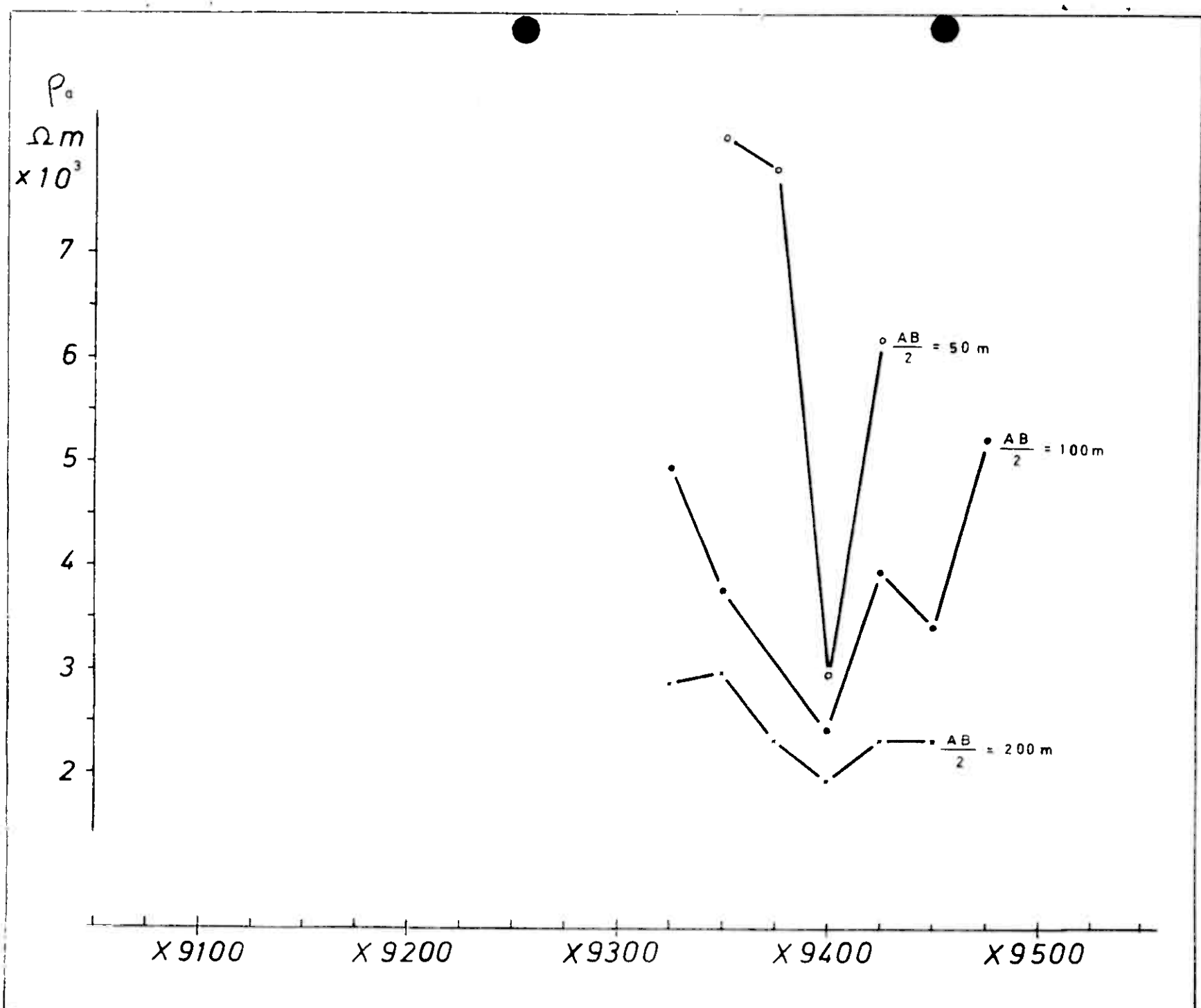
MOTSTANDS-MÅLINGER

SCHLUMBERGER

$\frac{AB}{2}$ = 100 m

MÅLT : Aug. 1977

Ola B. Dale



ULVERYGGEN

REPPARFJORD

PROFIL Y 9400

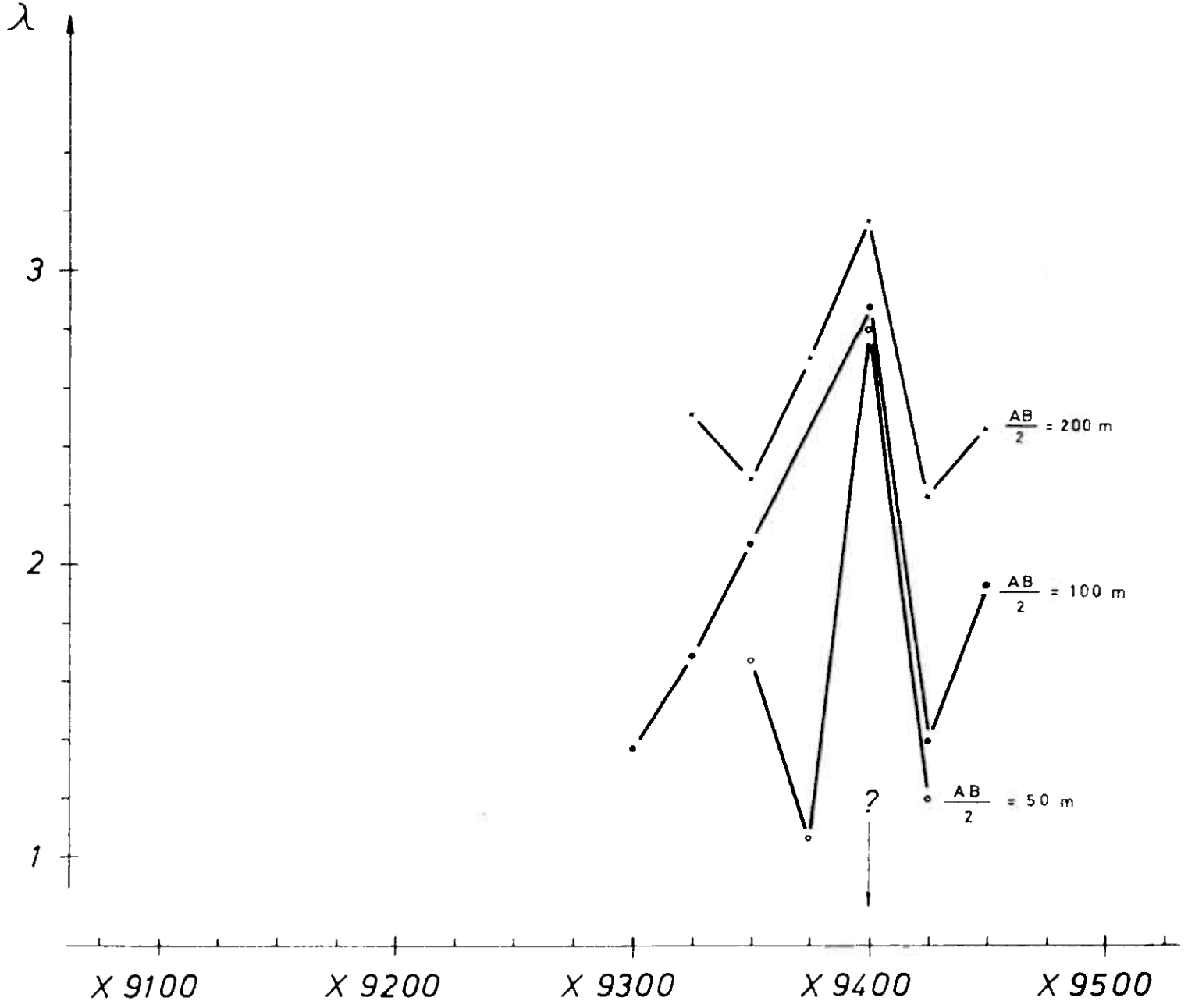
MOTSTANDS-
MÅLINGER

SCHLUMBERGER

ρ_{aT}

MÅLT : Aug. 1977

Ole B. Dale



ULVERYGGEN
REPPARFJORD

PROFIL Y 9400

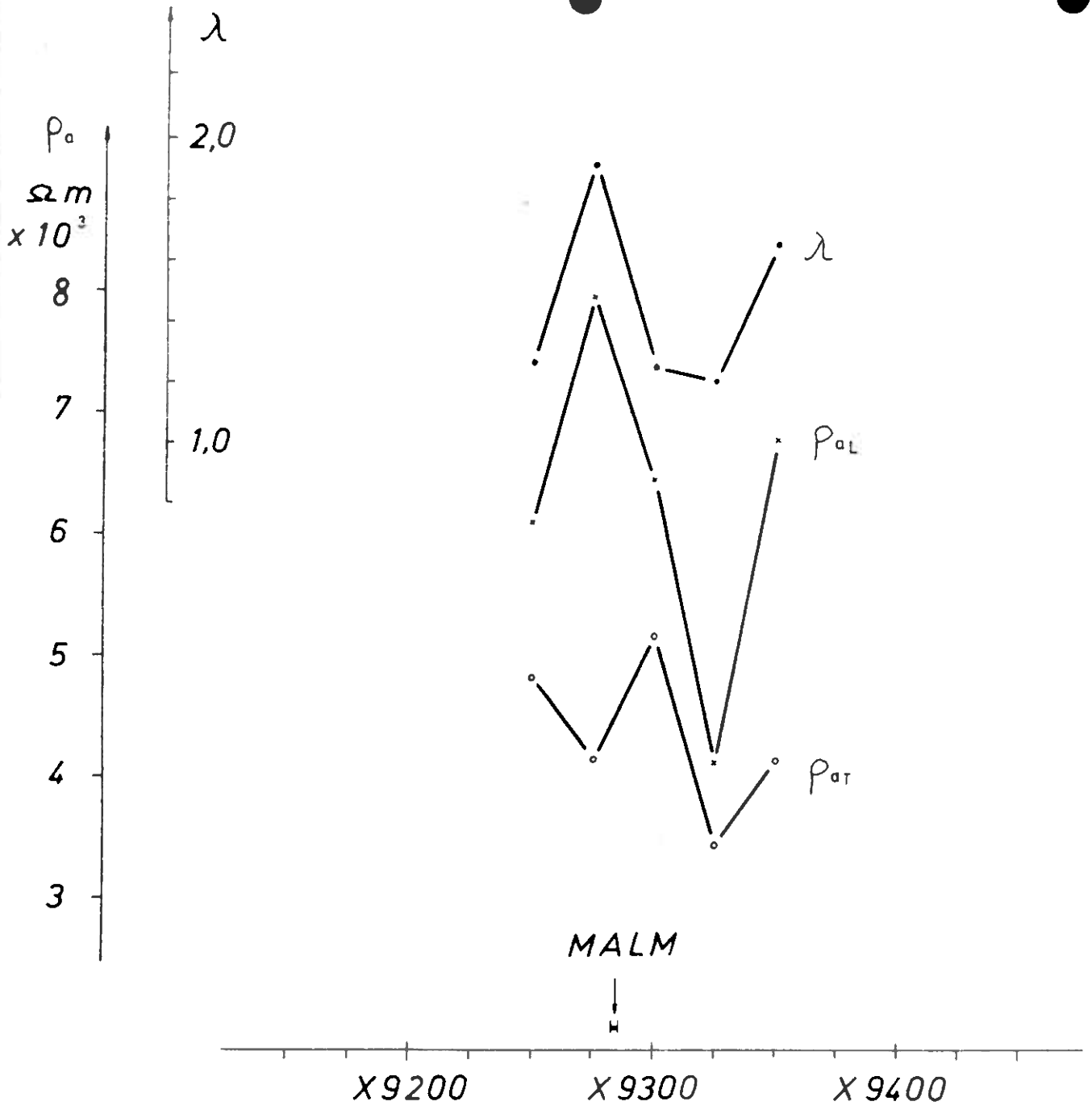
MOTSTANDS-
MÅLINGER

SCHLUMBERGER

$$\lambda = \frac{\rho_{aL}}{\rho_{aT}}$$

MÅLT: Aug. 77

OBL



ULVERYGGEN

REPPARFJORD

PROFIL Y10900

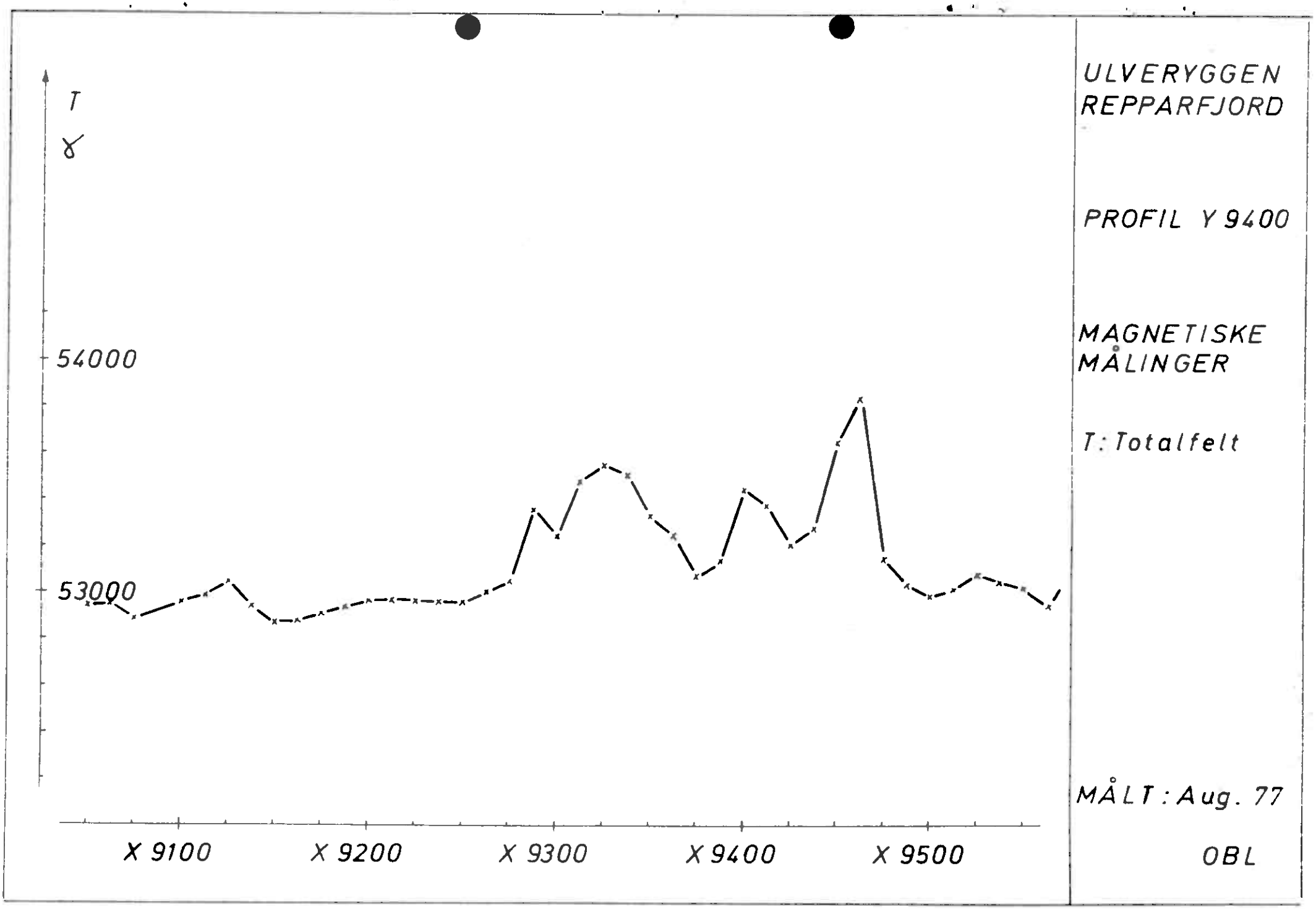
MOTSTANDS-
MÅLINGER

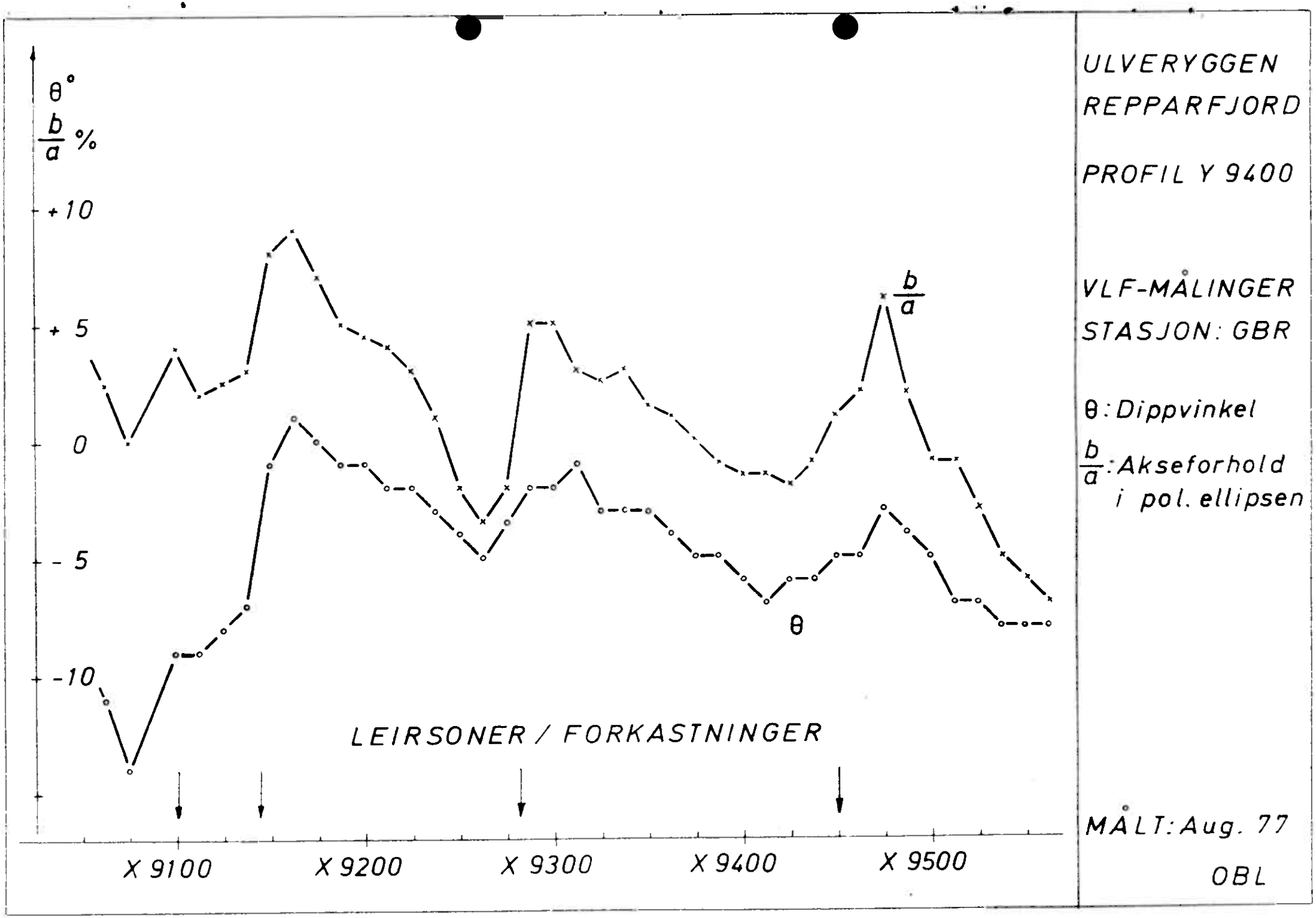
SCHLUMBERGER

$\frac{AB}{2}$ = 50 m

MÅLT : Aug. 1977

OBL


T
γ
54000
53000
X 9100
X 9200
X 9300
X 9400
X 9500
ULVERYGGEN
REPPARFJORD
PROFIL Y 9400
MAGNETISKE
MÅLINGER
T: Totalfelt
MÅLT: Aug. 77
OBL


θ°
b/a %
+10
+ 5
0
- 5
-10
b/a
θ
LEIRSONER / FORKASTNINGER
X 9100
X 9200
X 9300
X 9400
X 9500
ULVERYGGEN
REPPARFJORD
PROFIL Y 9400
VLF-MÅLINGER
STASJON: GBR
θ: Dippvinkel
b/a: Akseforhold
i pol. ellipsen
MÅLT: Aug. 77
OBL

D
13e

Undersøkelse av væskeinneslutninger ved Ulveryggen.

I sammenheng med malmgenetiske betraktninger har man rettet søkelyset på temperaturforholdene i Ulveryggenbergartene under diagenesen og metamorfosen.
Diskusjonen begynte etter at F.M. VOKES i 1963 hadde observert forvoksninger mellom kobberkis og bornitt i en malmstuff fra Ulveryggen. De her iakttatte fenomener tydes som avblandingsreaksjoner i kobberkisen. Temperaturen hvor en slik avblanding utvikler seg ligger ved 475°c. "Malmløsningene" måtte derfor hatt en temperatur over 500°c.
Den tilsynelatende metamorfosen er derimot forholdsvis lav i Ulveryggenkvartsittene, og overstiger i den nordlige del av Komagfjordvinduet ikke den øvre grønnskiferfasis.
Konklusjonen var, at kobberdisseminasjonene ved Ulveryggen måtte være avsatt av høytempererte hydrotermale løsninger som trengte inn i bergarten via sprekker, kløfter og skifrighetsflater (pelittiske lag.).

Undersøkelsen av væskeinneslutninger i kvarts og feltspatkrystaller skulle nå gi en oversikt over hvilke temperaturbetingelser disse krystallene har vokst under.
Hermed ønsket vi å eliminere feilinterpretasjon av temperaturforhold p.gr. av eventuell diaftoretiske fenomener eller bergartens reaksjonstreghet p.gr. av for lavt H_2O partialtrykk under metamorfosen.
Ved væskeinneslutningsundersøkelser ble innholdet av oftest krystallografiske orienterte hulrom som har dannet seg under krystallens oppvekst homogeniserte. D.v.s. innholdet av et slik hulrom ble varmet opp såpass at eventuelb salt-krystaller i inneslutningen løses opp og at gassfasen diffunderer i væsken. Temperaturen hvor gass og den faste fasen er forsvunnet betegnes som homogeniseringstemperatur (th). - (Diagram III)

Sådan ble det bestemt frysepunktsdepresjon ved at man nedkjøler prøven til + 120° og varmer den sakte opp til krystallene i inneslutningen begynner å tine opp. (se diagram I) Så får man smeltetemperaturen av den innesluttete væsken.
Etterpå har man konstruert en regressionskurve med smelte-temperaturen mot homogeniseringstemperaturen for å studere avhengigheten mellom salinitet, smelte- og homogeniserings-temperaturen.
Undersøkelsen er blitt utført ved univ. København ved Johs. Fabritius.
Den er ikke avsluttet og her skal det fremlegges de midlertidige resultater:

Diagram I.

Smeltetemperaturer. Frysepunktsdepresjoner. t_m

n= 85 målinger på 1,1-g og 1-g-s innesluttninger. Alle innesluttninger er primære, de fleste er negative krystaller eller har meget regelmessig form. Ingen innesluttninger under necking down.

Aritmetisk middeltal M= + 26°5 svarende til ekv.wt% NaCl. d= _____

Høgeste t_m: + 18° 2 ekv.wt% NaCl. d= .

Laveste t_m: + 34° 2 ekv.wt% NaCl. d= .

Da oppløsningene vil være mettet med NaCl ved t_m= + 21°1, vil der være oppløst andre salter: KCl, $MgCl_2$ m.v. for at kunne få t_m mindre enn+ 21°1.

Mettet KCl oppløsing har frysepunkt- smeltepunkt- ved + 22°.

Foruten NaCl - konstaterte ved tilstedeværelsen av NaCl-hydrat- må der være andere oppløste salter, mest sannsynlig $CaCl_2$ og KCl, mens $MgCl_2$ forekommer sjeldnere enn de nevnte salter.

Diagram II.

Smeltetemperaturer t_m mot homogeniseringstemperaturer t_h.

n= 51. Aritmetisk middel M= (325°5, + 26°o7

t_h= 325°5 er vesentlig høyere enn samtlige homogeniseringstemperaturers middeltall: 256°4 (diagramII). Dette skyldes populationens ringe størrelse.

Smeltetemperaturens middel: + 26°o7 er i overensstemmelse med den ved diagram I funede: + 26°5.

Regressionslinjen r er beregnet etter formlen $y= a_1x + a_o$ og inntegnet i diagrammet. Linjens heldning v= 5°7.

Regressionslinjen viser en svak tendens til avtagende salinitet- stigende t_m, fallende densitet- med stigende homogeniseringstemperatur t_h.

Dersom populationen var vesentlig større, ville der statistisk bli overvekt av lavere t_h, se diagram III, hvilket utvilsomt ville medføre, at regressionslinjen ville få en større heldning. Overnevnte tendens ville dermed bli mere utpreget.

Dette forhold kan skyldes pulsationer av connate vesker med litt forskjellig salinitet.

Forts. Diagram II.

Pulsationsteorien bestyrkes av det forhold, at regressionslinjen har positiv heldning: det kaldeste vann er mere salint enn det varmere.

I henhold til de energetiske lover for omhandlede saltes oppløselighet vil regressionslinjens heldning være negativ.

Diagram III.

Homogeniseringstemperatur t_h.

n= 334. Aritmetisk middel M= 256°4 t_{min} = 145°. t_{max} = 535°.

6 målinger over 550° er utelatte, da den nøyaktige t_h ikke kunne bestemmes.

Det kan mere eller mindre nøyaktig utskilles 4 populationer:

	intervall	bredde	antall	%	gsn.t	t_{max}
p_1	145°-190°	45°	106	32	170°	190°
p_2	190°-260°	70°	89	27	215°	260°
p_3	260°-350°	90°	83	25	300°	350°
p_4	375°-460°	85°	39	12	415°	460°
	350°-375°		8	2		
	over 460°		9	3		

P_1 og p_2 griper mere eller mindre inn over hverandre, hvorimot p_3 og p_4 er tydlig adskilte.

Nøyaktigheten av det tegnede bilde kan ikke stå for en kritisk statistisk analyse. Men bildet viser dog en tendens til, at den ved diagram II antydede pulsationsteori bestyrkes.

Under målingene er temperaturen hevet relativt hurtig til ca. 50° under forventede homogeniseringstemperatur og fastholdt her i ca. ½ time for at utligne temperaturgradienten over prøven. Deretter er temperaturen hevet med 1° - 3° /min inntil homogenisering.

De målte temperaturer er samlet i intervaller å 5° pga. måleunøyaktigheten. (termometrets korrektion: opp til + 2°) og manglende kjennskap til trykket og dets innflytelse på temperaturen. Δt for sterkt saline væsker ved anslått max. trykk 1 kb er av størrelsesorden + 25-50°.

Ved siden av væskeinnesluttninger ble det observert kuleformete dannelser av ca 150 um i diameter. (se bilag). Etter at de er blitt gransket av paleontologisk avdeling ved universitetet i København ble det fastslått at noen av de kuleformete dannelser med sikkerhet er fossiler.
Formodningene går i retning av sphaeromorphe acritareer (alger) og man konstaterte store likhetstegn med arten Leiosphaera. Slike alger er datert til mellom 600 og 1000 millioner år og levde i marint miljø.

Disse undersøkelser skal fastsettes for å komme til sikrere resultater. Det er helt klart at konsekvensene både for bestemmelsen av temperaturforholdene og en mer eller mindre absolutt aldersdatering ville føre til avgjørende nye momenter i undersøkelsen av malmgenesen og dermed for videre malmleting innen Komagfjordvinduet.

Veiledning til det tektoniske kart over Ulveryggen.

Målingene har vært foretatt i et 1,6 km langt og 0,2 km bredt område som dekker det meste av dagbruddsarealet. I vesentlig utstrekning er det målt på dagbruddets vegger i et profilnett og tegnet opp i målestokk 1:500.

Resultat:
Ulveryggenforekomsten ligger på NV- flanken av en NV-SØ strykende antiform. Antiformen faller med 5° mot NØ, vergensflaten faller med 75° mot SØ. Den har videre en halv foldningsbølgelengde av 200 m og en rekonstruert høyde av ca. 100 m. Avskyvningsflater i område av flanken og i ombøyningsområdet, gjør disse verdier usikre.
Den nevnte antiformen ligger i SØ- delen av et synklinorium med konstant klinenswinkel av 15°, og en middels linjær innsnevringsfaktor i denne delen av F= 0,5 (d.d.s.: denne delen inntar idag bare halvparten av arealet som den dekket før de tektoniske krefter begynte å virke).

Den første transversalskifrigheten kan tilbakeføres til en strekkpåkjenning i retning av kulminasjonspunktene. Inkompetente fyllittbenker viser delvis en skifrighet som etteralt å dømme kommer av skjærbevegelser mellom de kompetente kvartsittlagene. Kvartsittlagene selv utjevnet slike skjærspenninger gjennom div. dislokasjoner mellom de enkelte sjikt. Påkjenningene i kvartsittlagene er strekkspenninger gjennom forskjellige dislokasjoner innenfor en enkelt ombøyning. Påkjenningen ble utjevnet gjennom bevegelser parallelt til sjiktflatene. På denne måten oppstod mange glidespeil og radiale tensjonssprekker.

I den midtre delen av den undersøkte foldningsflanken er det blottet en skyveflak som er adskilt fra omgivelsen gjennom hO1 oppskyvningsbaner. Årsaken til at dette sjiktflaket ble skjøvet fra antiformens kjerne ut mot flanken er formodentlig en basisk intrusjon som fant sted omtrent samtidig med foldingen inne i foldesentret. (vinkeldiskordans av ca. 15°). Form og størrelse av skyveflaket er vanskelig å vurdere p.g. av få blottinger.

Bevegelsensforløp:

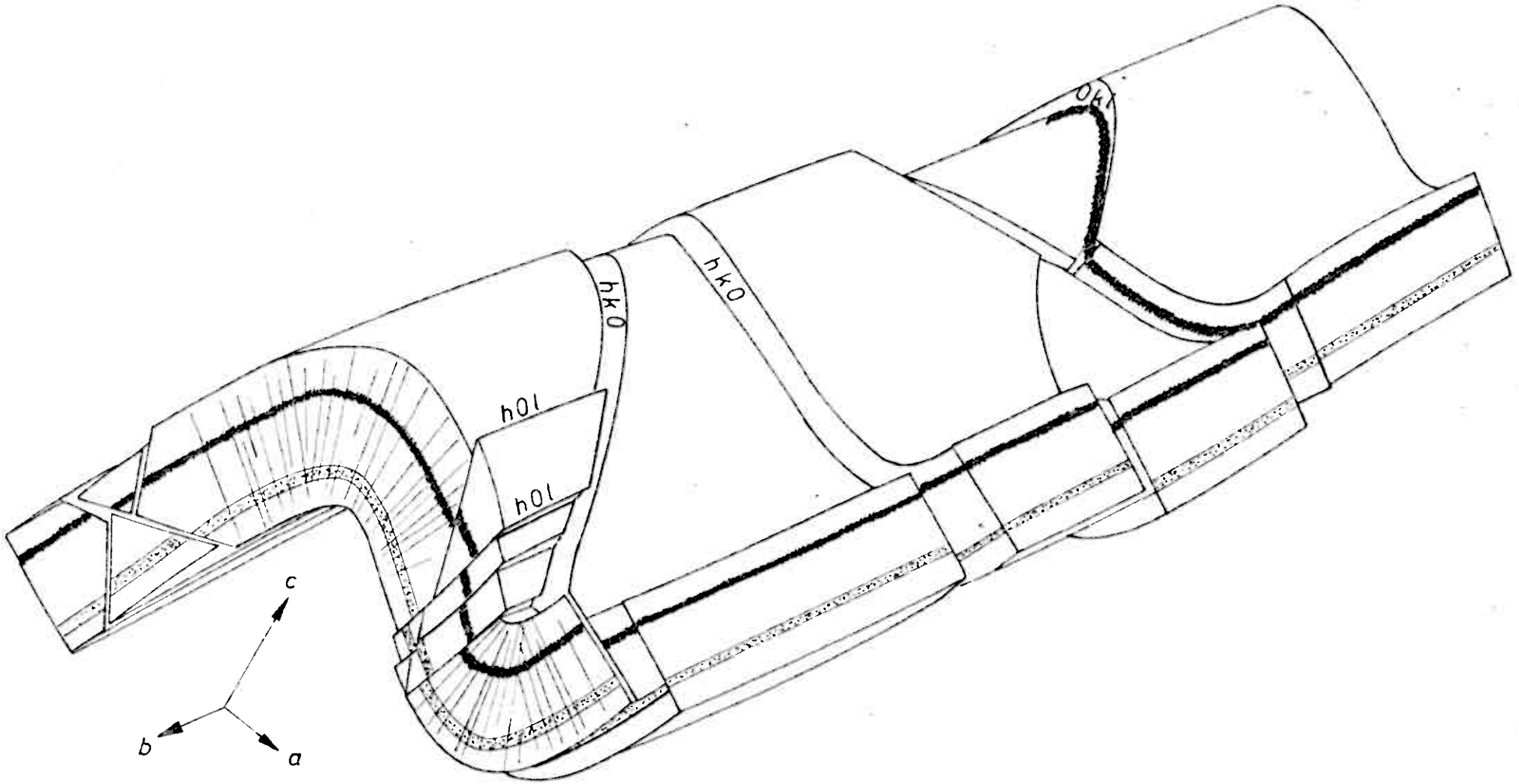
a) Oppreising av sjiktene under lateralt press mindre enn 45° og maksimalt plasstilbud mens antiformen bøyer opp - det oppstår en første skifrighet av skjærspenning i ombøyningen.

b) Skjærpåkjenning bevirket av det basiske intrusiv - utvikling av oppskyvningsplan h01

c) Oppreising av sjiktene større enn 45° - bevegelse av sjiktflaket gjennom antiformets flanke p.g. av mindre plasstilbud etter at 45° vinkel var overskredet.

Innsnevringsfaktoren fører til utvidelsen av foldingen parallel til aksen. Denne utvidelsen ble kompensert av tensjonsbrudd. I det undersøkte område viser kvartsittene markerte tensjons-fenomener: maksimale avskyvninger på hko flater og mindre avskyvninger på ac- og okl - flater.

Dette representerer et grovt bilde av en prosess som kan ha artet seg på den ovenpå fremstilte måte. Planen er å manifestere de enkelte bevegelsesfaser gjennom mikrotektoniske målinger i 1978 og få en positiv eller negativ korrelasjon til mineraliseringen.



ULVERYGGEN
Blokkdiagram
B. Stribrny 1977

FOLLDAL VERK A/S
avd. Tverrfjellet

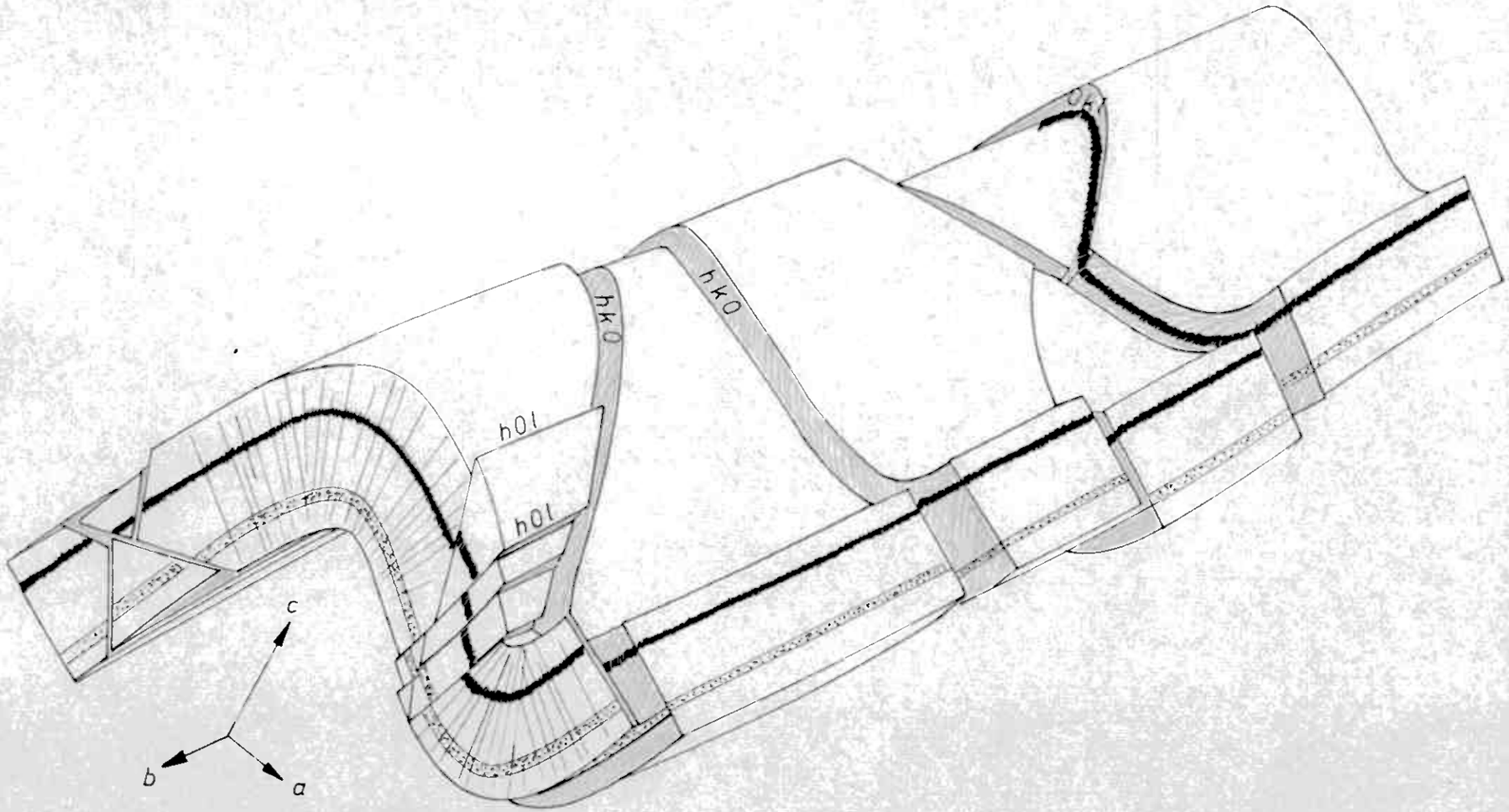
Veiledning til det tektoniske kart over Ulveryggen.

Målingene har vært foretatt i et 1,6 km langt og 0,2 km bredt område som dekker det meste av dagbruddsarealet. I vesentlig utstrekning er det målt på dagbruddets vegger i et profilnett og tegnet opp i målestokk 1:500.

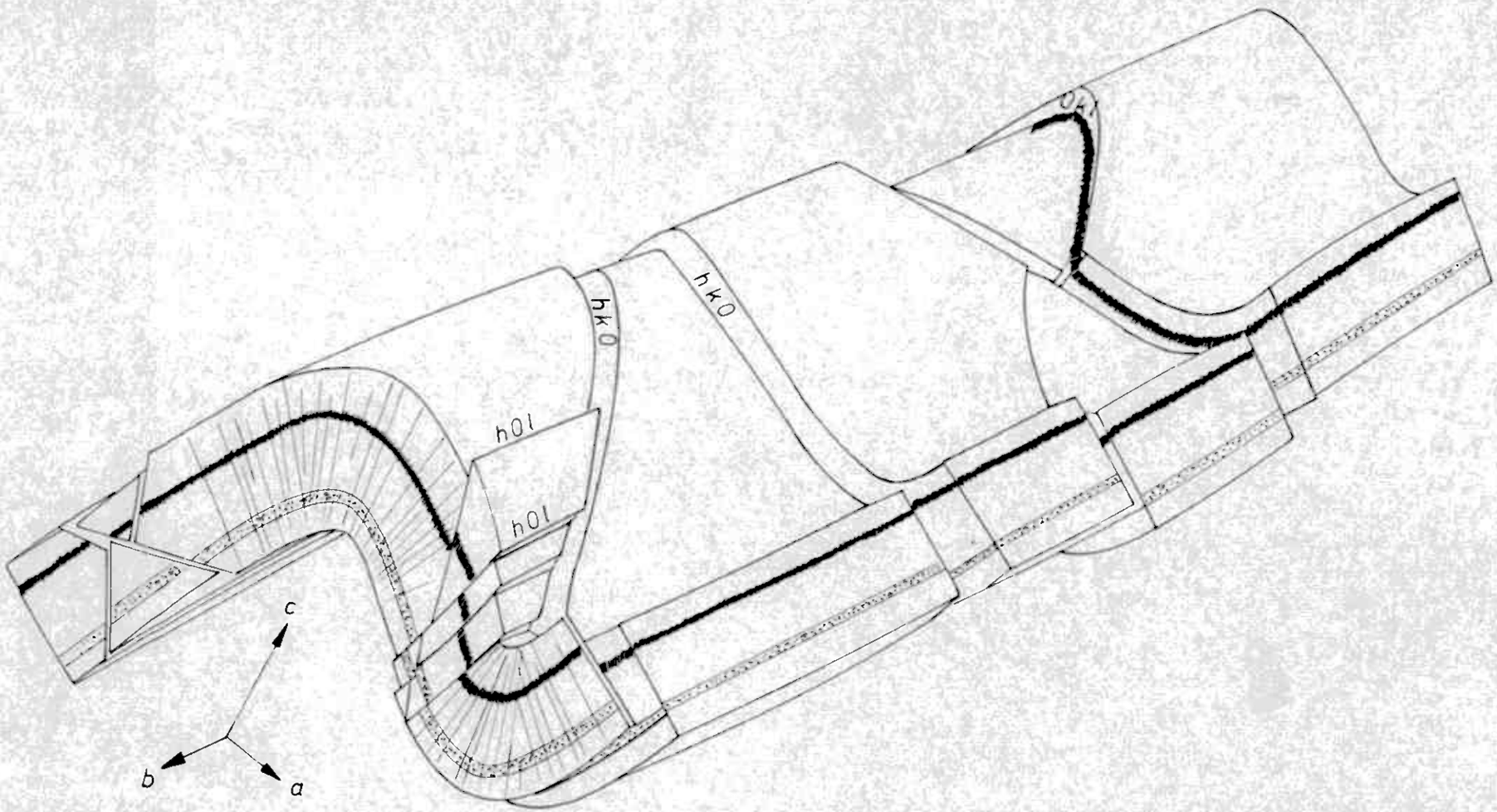
Resultat:
Ulveryggenforekomsten ligger på NV- flanken av en NV-SØ strykende antiform. Antiformen faller med 5° mot NØ, vergensflaten faller med 75° mot SØ. Den har videre en halv foldningsbølgelengde av 200 m og en rekonstruert høyde av ca. 100 m. Avskyvningsflater i område av flanken og i ombøyningsområdet, gjør disse verdier usikre.
Den nevnte antiformen ligger i SØ- delen av et synklinorium med konstant klinenswinkel av 15°, og en middels linjær innsnevringsfaktor i denne delen av F= 0,5 (d.d.s.: denne delen inntar idag bare halvparten av arealet som den dekket før de tektoniske krefter begynte å virke).

Den første transversalskifrigheten kan tilbakeføres til en strekkpåkjenning i retning av kulminasjonspunktene. Inkompetente fyllittbenker viser delvis en skifrighet som etteralt å dømme kommer av skjærbevegelser mellom de kompetente kvartsittlagene. Kvartsittlagene selv utjevnet slike skjærspenninger gjennom div. dislokasjoner mellom de enkelte sjikt. Påkjenningene i kvartsittlagene er strekkspenninger gjennom forskjellige dislokasjoner innenfor en enkelt ombøyning. Påkjenningen ble utjevnet gjennom bevegelser parallelt til sjiktflatene. På denne måten oppstod mange glidespeil og radiale tensjonssprekker.

I den midtre delen av den undersøkte foldningsflanken er det blottet en skyveflak som er adskilt fra omgivelsen gjennom h01 oppskyvningsbaner. Årsaken til at dette sjiktflaket ble skjøvet fra antiformens kjerne ut mot flanken er formodentlig en basisk intrusjon som fant sted omtrent samtidig med foldingen inne i foldesentret. (vinkeldiskordans av ca. 15°). Form og størrelse av skyveflaket er vanskelig å vurdere p.g. av få blottinger.



ULVERYGGEN
Blokkdiagram
B. Stribrny 1977



ULVERYGGEN

Blokkdiagram

B. Stribrny 1977