



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1013	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering Åpen
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Malmleting innen Komagfjordvinduet 1978

Forfatter Johann G. Heim	Dato 05.06 1979	Bedrift Folldal Verk A/S
-----------------------------	--------------------	-----------------------------

Kommune	Fylke Finnmark	Bergdistrikt Finnmark	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
---------	-------------------	--------------------------	--------------------	---------------------

Fagområde Geologi geofysikk geokjemi boring	Dokument type	Forekomster Rødfjell Porsa gruver Backes gruve Ulveryggen, Repparfjord
Råstofftype Malm/metall	Emneord Cu Pb	

Sammendrag

Undersøkelsesarbeidene innen Komagfjordvinduet har, bortsett fra diamantboringen, gått som planlagt. En rekke geologiske og malmgeologiske spørsmål er blitt løst i løpet av sommersesongen 1978, men ikke desto mindre er det dukket opp nye problemstillinger. Rapporten oppsummerer de i 1978 oppnådde resultater, og skisserer de oppgaver det gjelder å løse i 1979.

MALMLETINGEN INNEN KOMAGFJORDVINDUET - 1978

Undersøkelsesarbeidene innen Komagfjordvinduet har - bortsett fra diamantboringen - gått som planlagt. Tilbakeholdenhet på boringssiden skyldes at vi gjerne ville få ytterligere opplysninger om de feltene som skulle bores i før vi satte igang så kostbare undersøkelser.

En rekke geologiske og malmgeologiske spørsmål er blitt løst i løpet av sommersesongen 1978, men ikke desto mindre er det dukket opp nye problemstillinger.

I de følgende avsnitt vil undertegnede forsøke å oppsummere de i 1978 oppnådde resultater, og skissere de oppgaver det gjelder å løse i 1979.

Ulveryggen felt

Ulveryggen står sentralt i våre anstrengelser. Hovedintensjonen er nå å fremskaffe en modell som vi kan benytte for å vurdere Ulveryggens malmpotensial og lete etter lignende forekomster. Det viktigste spørsmål i denne sammenheng er Ulveryggen-malmens genese. Følgende genetiske modeller har vært utviklet og diskutert:

- a) Tilføring og utfelling av metaller gjennom hydrotermale løsninger fra ukjent kilde (i sammenheng med en regional hydrotermalfase).
- b) Utfelling av kobbermineraler gjennom nedsigende forvittringsløsninger.
- c) Tilføring av metallførende løsninger gjennom grunnvannsstrømninger under kontinentale forhold og utfelling ved senkning av vannspeilet eller fordampning.
- d) Utfelling og avsetting av metaller i en "tidal flat" miljø (grense fluviatil - marint miljø).
- e) Tilføring og utfelling av metaller i sammenheng med lokalt subvulkansk virksomhet.

En endelig bevisføring i favør av noen av de forannevnte muligheter mangler ennå. Hypotesen som er nevnt under "e" er i 1978 kommet i tillegg til mulighetene a - d. På grunn av dennes eventuelle store betydning, vil undertegnede gi en mer detaljert fremstilling av de nyoppdagete momenter:

Mens de rutinemessige undersøkelser pågikk innen Ulveryggenfeltet fant våre medarbeidere (dr. Gerhard Dreyer, død) en reaksjonssone mellom Steinfjell-formasjonens kvartsitter og de basiske sills, som gjennomsetter formasjonen diskordant. På fargebildene som var laget i forbindelse med GNU's "remote sensing" forsøk over det samme område, oppdaget vi en litt lysere sone i kontakten til de basiske sills. Ved nærmere undersøkelse viste det seg at Fe-, Mg- og Al-silikatene var i en 2-3 m bred sone blitt erstattet av kvarts, Fe- og Cu-sulfider. Sonen er utvilsomt et kontaktfenomen. Store anrikninger av Cu-sulfider er her ikke sannsynlig, hvis man legger til grunn bare de vekselvirkninger som foregår i en slik kontaktsone. Ved nærmere granskning av sillene fant vi at den basiske linsen innen John-feltet og det såkalte Paulfelt hadde en uvanlig struktur: De er sammensatt av $\frac{1}{2}$ runde og kantede bruddstykker av basitten i en mer eller mindre basisk matriks, som lokalt er oppblandet med de for Steinfjell-formasjonen karakteristiske blå kvartskorn. Mot grensen finnes bruddstykker av Steinfjell-formasjonens bergarter.

Det er nærliggende å tolke de basiske linsene fra John- og Paul-feltet som vulkanske eksplosjonsbreksjer (pyroklastitter). Eksplosjonene som fører til slike breksjer skjer når magmatiske intrusjoner kommer under sin bevegelse oppover i skorpen i berøring med grunnvann. Den hete kjemisk aggressive dampfasen klarer å løse ut metaller av det delvis finknuste steinmaterialet. De tungmetallene som er overført i løsning presses i høyere nivåer, hvor bergtrykket er mindre, inn i det tektoniske sprekkesystem. Den migrerer dem inntil damptrykket avtar og metallene felles ut.

Malmlegemer som er oppstått på en slik måte vil ha en form som er bestemt av det tektoniske møsteret og andre vegsømhetsparametere som er fastlagt gjennom sedimentasjonsprosesser, dvs. formen ville i en sediment av typen Steinfjell-formasjon være uten markante grenser.

At dette tektoniske sprekkesystem i Ulveryggen kan ha vært åpent mens de basiske sills intruderte ser ut til å være sannsynlig etter at den nå eksisterende dagsoverflate bare ligger ubetydelig lavere enn den prekambriske forvitringsoverflate. (Dette nivå kan konstrueres ved hjelp av fallvinkel og posisjonen av autoktone kambriske sedimenter.)

Et moment som kaster et mere tvilsomt lys på den skisserte genetiske prosess er den kvantitative kontrollen: Innen Ulveryggen-feltet finnes det fordelt på ulike mineraliseringer ca. 80.000 tonn Cu. Forutsetter man at en gjennomsnittlig basitt inneholder 100 ppm Cu, måtte man utlute totalt 800 mill. tonn basittmateriale. Dette betyr at basittene måtte være av en helt annen størrelsesorden. Hvis i denne sammenheng den fremsatte teorien skulle gjelde, så måtte det basiske magma ha inneholdt adskillig mere Cu enn 100 ppm. Her finnes det muligens forbindelse til den regionale hydrotermale virksomhet som kan spores over hele vinduet (kvarts-ganger med kalsitt og tungmetallsulfider).

Undersøkelsesplaner for 1979

- a) De tektoniske undersøkelser utvides med malmpetrografiske, sporelement og sedimentologiske granskninger.
- b) Diamantboring på Nordfeltet ved Småvannene - sjiktanalyse evtl. mineraliseringer på grensen mellom kvartsitt og konglomerat-formasjonen, som påvirker kildevannets kjemiske sammensetning.
- c) Diverse geofysiske målinger i hovedsak IP-målinger.
- d) Analyseprofiler med "portable isotopfluorescens analyser" over Ulveryggen og tilstøtende områder, for å studere mineraliseringens fordeling i et større felt.

Blysonen - Rødfjell -----

Allerede i første fase av feltsesongen 1978 vakte blysonen NGU's interesse. Vi vurderte dens økonomiske muligheter og blottet sonen som var kjent fra før ved et enkelt skjerp ved hjelp av skjerpgrøfter. Deretter ble det boret 3 diamantborhull i mellom 50 og 100 m lengde. Borkjernene viste bare svake blykonsentrasjoner, men temmelig komplekse geologiske forhold. Kjerneprøvene er blitt beskrevet av Folldal Verks folk, og vil i den nærmeste tid bli oversendt til NGU for videre undersøkelse etter dens sedimentologiske miljø og sporelementer.

Det var prøvet en rekke geofysiske metoder over blysonen, bl.a. motstandsmålinger (ansotropieffekt), selvpotensialmålinger o.a. Det ser ut til at IP-målinger gir best resultat. På bakgrunn av den meget moderate geokjemiske respons fra blysonen anbefales det å undersøke den videre mot sydøst (til Repparfjordelven), ved hjelp av IP-målinger og lokal prøvetagning. Ved positivt resultat kontrolleres anomaliene med diamantboring. Det bør nevnes at blysonen her er indikert ved de radiometøriske helikoptermålinger. De andre stratigrafisk (paleografisk) sammenlignbare horisonter synføres og prøvetas. Ved alle de nevnte undersøkelsesmetoder går vi ut ifra at blykonsentrasjonen skyldes forvittringsprosesser i et limnisk terrestrisk miljø i prekambrisk tid.

Ultrabasitt-prosjektet -----

Prøvetagningsarbeidene i sammenheng med dette prosjektet er blitt avsluttet sommeren 1978. Som fremlagt i tidligere rapport fra 1977 har prospektering av ultrabasittlegemer innen Komagfjordvinduet ikke vært en umiddelbar suksess. For å løse noen prinsipielle mikrokjemiske og mineralogiske - og delvis også genetiske problemer, har vi gått inn i et samarbeid med NGU. NGU's arbeid finansieres

her over de bevilgninger som Folldal Verk A/S har fått og av egne midler. Ved siden av NGU's arbeidsprogram står det igjen å måle noen av de svakt mineraliserte soner med VLF på ulike steder. Undersøkelser i 1978 har heller ikke ført til resultater i den retning. Feltet ved indre Breiryggen er blitt kartlagt, prøvetatt og delvis målt med VLF. Det samme undersøkelsesopplegget ble brukt for en langstrakt ultrabasittsone NE for Porsavannene, et mindre område ved Korsfjorden og ultrabasitten ved Veivannet.

På nordvestenden av Rødfjellet ble det målt flere prøveprofiler over den elektromagnetiske helikopteranomalien (egenpotensial og spesifikk motstand, magnetisk totalfelt). Det planlegges diamantboring i en sone som er karakterisert av lav motstand, høy selvpotensiale, men lav magnetisk verdi.

En lignende konstellasjon skal bores på ved Småhaugene. Her finnes det en sone med høyere Cu-verdier som må undersøkes mot dypet.

Et viktig punkt for undersøkelser i 1979 er granskningen av de gabbrolegemer som er assosiert med ultrabasittene etter den gehalt av tital og vanadin. Inn under denne oppgaven går også kartleggingen av arealene mellom ultrabasittkompleksene for å studere deres regionale plasseringsmønster.

Porsa-feltet

Porsa-feltet har tiltrykket spesiell oppmerksomhet på grunn av uranfunns på tippene til Backes gruve, og ved mindre skjerp i nærheten.

Selv om Porsa-feltets bergrettigheter beror på staten, har Folldal Verk A/S erklært seg villig til å undersøke dette fenomenet nærmere. Vår interesse er begrunnet i antagelsen at lignende hydrotermale gangmineraliseringer er spredt over hele arealet til Komagfjordvinduet. Som mineraler er her blitt identifisert uranbekerter samt et dusin sekundære uranmineraler. Mineralogisk undersøkelse av prøvene pågår.

Vest-distriktene

Målsettingen for de geokjemiske undersøkelser i Vestdistriktene i 1978 var å kontrollere anomalidragene fra NGU's geokjemiske undersøkelser og lokalisere anomale soner nøyaktigst mulig. Dette ble gjennomført ved hjelp av tette "geokjemiske nett". Bekkesedimentundersøkelser på Nusserens nordhelling viser verdier som ligger over den vanlige bakgrunnen. Her peker to anomalisoner seg spesielt ut. Årsaken til disse sonene er ikke kjent, og de skal granskes nærmere til sommeren ved hjelp av fast-fjellprøver (evt. boring). Øst for Nusseren nord og øst for vannet 204 er årsaken til anomalhøye Cu-verdier. anrikning av Cu-mineraler i tynne bånd mellom tuff og tufittlag av varierende mektighet. Her bør det detaljkartlegges og bores.

Nord for Fiskevannet forefinnes en lokalitet med høyere Zn-verdier. De synes å komme fra en sjiktbunnet mineralisering. Lokaliteten er ikke nærmere undersøkt, og skal granskes sommeren 1979 ved hjelp av mer detaljerte metoder.

En meget tydelig og utpreget anomalisone fant man i vest mellom høyden 598 og 178. Her forekommer massive grønnsteiner som er gjennomført av Cu-mineraliserte kvarts-karbonat sprekker. På noen av sprekkeene er det skjerpet. Feltet skal prøves undersøkt ved hjelp av geofysiske metoder for å få et overblikk over sammenheng og størrelse. Høyere Pb- og Zn-verdier finnes vest for Nusseren og henger tilsynelatende sammen med de der iaktatte mineraliseringer. Høye Co- og Ni-verdier forekommer spredt. Det finnes ingen konsentrasjon over et større sammenhengende område. Syd for Nusseren fant man en anomal sone hvor fastfjellprøver viste inntil 3% Cu. Det er enda ikke klarlagt hvilken karakter mineraliseringen har. Det er planlagt geofysiske, geologiske undersøkelser, røsking og eventuelt boring. I svartskiferområdet syd for Kvalsund er det blitt oppdaget en rekke sterke anomalier på Zn, Pb og Co; alle må vurderes og undersøkes i 1979.

Sennalandet

En ca. 8 km lang kraftig magnetisk anomali øst for Suolurassa, samt elektromagnetiske indikasjoner i nærheten, førte til en større innsats av prøvetagnings-mannskaper og geofysikere i det temmelig overdekkede område. Årsaken til de elektromagnetiske anomaliene er sannsynligvis en grafittskifer-horisont som var funnet i et bekkeleie.

Den magnetiske anomali følger en sillaktig gabbrolegeme som strekker seg fra østgrensen av Veivann-gabbroen mot NE nesten til Nagjetvann. Nærmere undersøkelser viste at anomalien skyldes en 20 - 30 m mektig sone, som inneholdt opp til 20% Ilemnitt og Magnetitt. Vanadiumsgehalten i noen prøver som ble tatt fra sonen varierte fra 0.08 - 0.24 %. Vi anser denne sonen som et nokså interessant undersøkelsesobjekt, og det er planlagt å utføre bakkemålinger med protonmagnetometer, samt å legge et geokjemisk nett over området for å analysere etter V, Ni, Cu, Cr, og Co. Det er forutsatt at det bores 3 - 4 diamantborehull gjennom sonen. I samme distrikt står det igjen å se nærmere på endel isolerte EM-anomalier.

Til slutt bør det nevnes at både de radiometriske og nytegnete magnetiske kart bringer frem en rekke spørsmål som må besvares ut fra befaringer og eventuelle undersøkelser i feltet.

Oslo, 5. juni 1979

Johann G. Heim

ULVERYGGEN KOBBERFOREKOMST
FINNMARK, NORGE.

En petrografisk, malmgeologisk og
mikrotermometrisk undersøgelse.

af

Johannes Fabricius
Institut for almen geologi
Københavns Universitet.

Speciale i malmgeologi
Juli 1978.

ULVERYGGEN KOBBERFOREKOMST.

FINNMARK, NORGE.

Resumé.

Malmmineraliseringen i Ulveryggens arkosiske sandsten er betinget af sandstenens opsprækning i meso- og mikroskopiske sprækker, i hvilke høj-saline malmførende og malmdannende varme opløsninger har udfældet kvarts og Cu-sulfider. Denne udfældning af Cu-sulfider har ligeledes fundet sted hovedsagligt som chalcopyrit dissemineret i sandstenen. Ved mikrotermometriske målinger på væske/gas-indeslutninger i åre- og matrixkvarts er disses salinitet bestemt til gennemsnitligt ca 35 ækvivalent vægt% NaCl i intervallet 22 - 42 vægt% salt. Det vises, at opløsningerne er af Na-Ca-Cl typen bestående af halit og CaCl_2 og/eller MgCl_2 og kun lidt sylvin. Væske/gas-indeslutningernes homogeniserings temperaturer er korrigeret for et skønnet litostatisk tryk på 500-800 bar for at bestemme dannelses temperaturerne, der findes i intervallet ca 200° - ca 400° . Der er vægtige indicier for, at opløsningerne hurtigt er afkølet til ca 400° fra væsentligt højere temperaturer. Malmlegemernes form og lødighedszonerne viser, at opløsningerne er ascenderende, medens salinitet og temperaturer indikerer, at opløsningerne er af magmatisk oprindelse. Primærsulfiderne chalcopyrit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin viser gennem adskillige afblandingsstrukturer, at sulfiderne er udkrystalliseret paragenetisk. Hexagonal chalcosin viser med sikkerhed krystallisation i temperaturintervallet 103° - 435° medens afblanding mellem bornit og digenit indikerer en temperatur i intervallet 300° - 400° . Primærsulfiderne er mere eller mindre ascenderende omdannet men næsten ikke påvirket af descenderende meteorisk vand.

INDHOLDSFORTEGNELSE

FORORD	side
1. ALMEN GEOLOGI OG PETROGRAFI	- 1-
1.1. INDLEDNING	- 1-
1.2. REGIONAL GEOLOGI	- 2- 4
1.3. ULVERYGGEN OG MALMFELTETS GEOLOGI	- 4- 8
1.4. PETROGRAFI	- 8-
2. MALMGEOLOGI	- 9-25
2.1. UNDERSØGELSESMETODER	- 10
2.2. MALMMINERALISERINGEN	- 10-13
2.3. MINERALOGI	- 13-25
3. VÆSKE-GAS INDESLUTNINGER I KVARTS FRA ULVERYGGEN MALMFELT	- 25-39
3.1. INDLEDNING	- 26
3.2. PRINCIPPER FOR MIKROTERMOMETRI	- 26-29
3.3. ANALYSEMETODE	- 29-31
3.4. PRØVEMATERIALET OG INDESLUTNINGERNE	- 31-36
3.5. MIKROTERMOMETRI-RESULTATER	- 36-39
4. DISKUSSION OG KONKLUSION	- 39-67
4.1. PETROGRAFI OG ALMEN GEOLOGI	- 39-41
4.2. MALMMINERALOGI	- 41-50
4.3. MIKROTERMOMETRISKE DATA	- 51-64
4.4. KOBBERMINERALISERINGEN, FOREKOMSTENS DANNEELSE OG METALKILDEN	- 65-67
4.5. KONKLUSION	- 67
Erkendtligheder	- 68
REFERENCER	- 68-77
BILAG:	
Geologisk kort over Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark, Norge.	
Prøvetagningskort I.	
Prøvetagningskort II.	

FORORD.

Det foreliggende arbejde omfatter en petrografisk, en malmmikroskopisk og en mikrotermometrisk undersøgelse af kobberforekomsten på Ulveryggen i Komagfjord vinduet, Finnmark, Norge. Undersøgelsen er kommet i stand på foranledning af dr. H. Urban, Københavns Universitet.

Prøvematerialet til undersøgelsen blev indsamlet i sommeren 1974 sideløbende med andet arbejde i området og systematisk i en 10-dages periode i juli måned 1976 med økonomisk støtte fra Folldal Verk A/S. Det har været nødvendigt - særlig af hensyn til den mikrotermometriske undersøgelse - at behandle foreliggende rapporter og afhandlinger om Ulveryggens, Komagfjord vinduets og Finnmarkens generelle prækaledoniske geologi for at opnå et grundlag til tolkning af maldannelsen og de i malmfeltet optrædende kvartsårer.

De petrografiske og malmmikroskopiske undersøgelser er foretaget på Institut for almen geologi og den mikrotermometriske undersøgelse på Institut for petrologi, Københavns Universitet.

1. ALMEN GEOLOGI OG PETROGRAFI.1.1. INDLEDNING.

Ulveryggen kobberforekomst ligger i Komagfjord tektoniske vindue på $70^{\circ}26'$ nordlig bredde, $24^{\circ}13'$ østlig længde i Kvalsund kommune, Finnmark fylke, Norge (Fig. 1). Ulveryggen er en 525 m høj fjeldryg i nordøstlig forlængelse af Steinfjell, der som en højderyg strækker sig i retningen SV-NØ i vinduets nordøstlige del. Malmfeltet findes i arkosisk sandsten på Ulveryggens sydøstlige flanke i 425 m højde o.h. ca 3 km syd for Repparfjord. Feltet har en længde af ca 2 km og en bredde varierende fra ca 10 m til ca 100 m samt en dybde på ca 200 m (1976).

Komagfjord tektoniske vindue, der ligger imellem $70^{\circ}10'$ og $70^{\circ}31'$ nordlig bredde samt $23^{\circ}23'$ og $24^{\circ}33'$ østlig længde, har kun været genstand for geologisk undersøgelse i begrænset omfang:

- T. Dahll (HOLTEDAHL, 1918) har 1866-1879 udfærdiget et geologisk kort over det nordlige Norge indeholdende "Raipas Systemet" om Kvalsund.
- H. Reusch (HOLTEDAHL, 1918) har 1891 kort beskrevet bjergarterne mellem Kvalsund og Beritsfjord ca 3 km vest for Kvalsund ved Kvalsundelvens udløb.
- HOLTEDAHL (1918) har indtegnet vinduets grænser langs kysten på geologisk kort over Finnmark.
- STRAND (1952) har foretaget kartering af det meste af "Raipas suite" på Repparfjord-kortet i den nordlige del af vinduet.
- REITAN (1963) har på basis af feltarbejder i somrene 1956-59 udarbejdet en generel geologisk beskrivelse af hele Komagfjord vinduet med geologisk kort i målestoksforhold 1:100.000.

Ulveryggens geologi er beskrevet af STRAND (1952), REITAN (1957, 1963) og i upublicerede rapporter af ARCHIBALD (1956, 1957), ERUINSMA (1964) og INGVALDSEN (1970) og malmgeologien af VOKES (1956) på grundlag af et mindre prøvemateriale fra universitetet i Oslo.

Forekomsten blev fundet ved århundredskiftet. I 1903 satte et svensk sel-

skab - Nordiska Grufaktiebolag - undersøgelser i gang og i 1905 fik selskabet koncession på drift i et 30 km² stort område. Der blev foretaget prøvedrift frem til 1913, hvor driften blev standset, da malmen efter datidens forhold var for fattig. I 1955 igangsatte det canadiske selskab Invex Corporation Ltd geologiske undersøgelser, herunder næsten 2500 m diamantboringer. Dette selskab fandt heller ikke, at drift ville være lønsom. I 1963 fortsatte A/S National Industri undersøgelserne geologisk og geofysisk. Der blev boret ca 10.000 m diamantboringer og der blev påvist ca 10 millioner ton malm med 0.72% Cu. Follidal Verk A/S overtog rettighederne i 1970 og påbegyndte produktionen i juni 1972.

Vedlagte geologiske kort er udarbejdet på grundlag af geologiske kort, der er udført af STRAND (1952), ARCHIBALD (1956), REITAN (1963) og BRUINSMA (1964).

1.2. REGIONAL GEOLOGI.

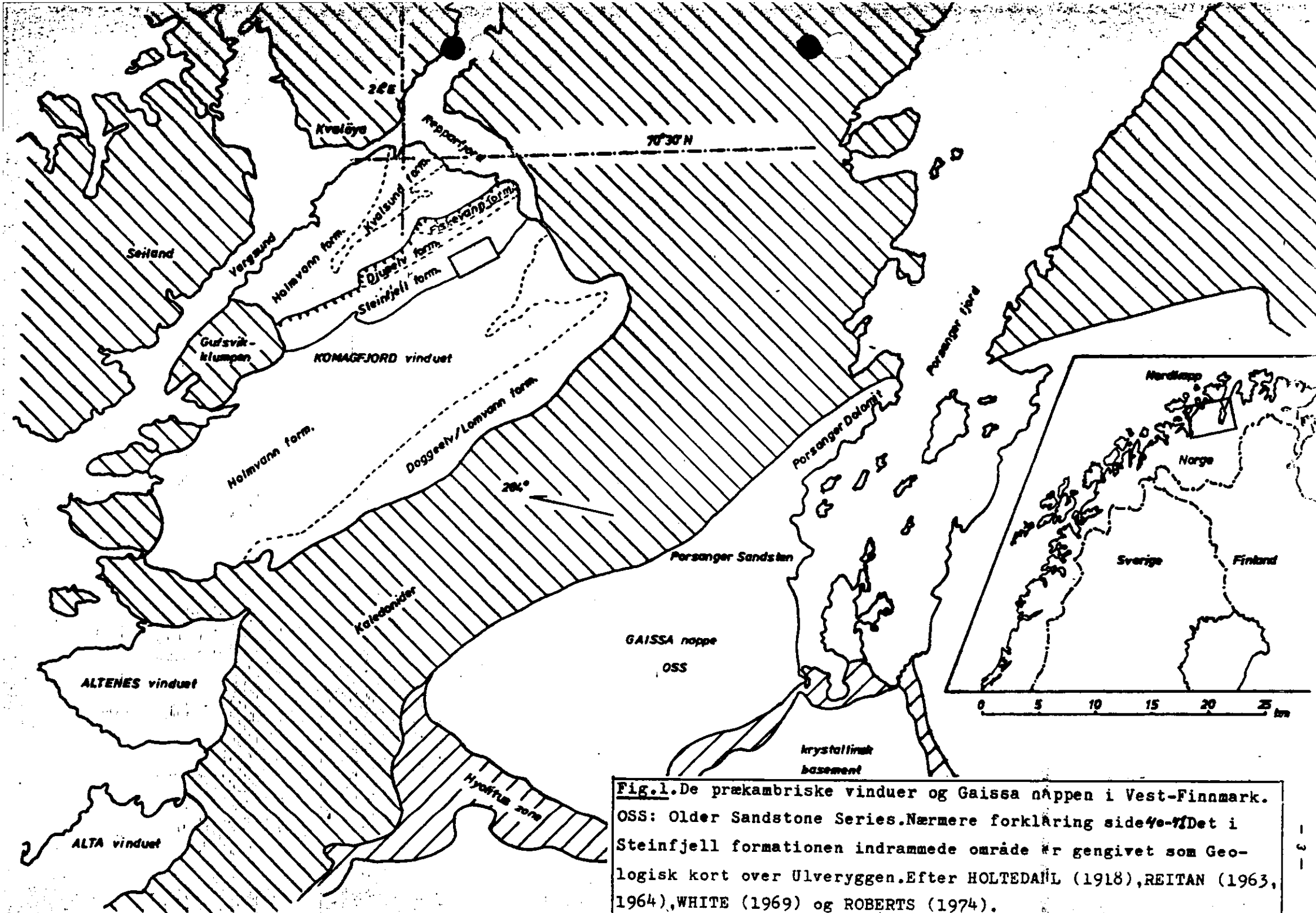
Komagfjord tektoniske vindue udgør den nordvestlige del af Finnmarks peneplaniserede prækambriske, krystalline basement, der indgår i det fennoskandiske skjold. Vinduet danner en domestruktur omgivet af kaledoniske bjergarter (Fig. 1). Vinduet inddeles i to grupper: Repparfjord gruppen, der er ældst, og Saltvann gruppen (REITAN, 1963).

Repparfjord gruppen inddeles i tre formationer, hvoraf den ældste formation - Holmvann formationen - hovedsaglig består af mørke suprakrustaler af såvel vulkansk (pudelava) som sedimentær oprindelse. Holmvann formationen regnes for at være af karelisk alder: 1650-1750 millioner år som Finnmarks øvrige krystallinske basement (REITAN, 1963). Gruppens yngste formationer - Doggeelv og Lomvann - er sandstensformationer, der antages sedimenteret i bassiner i det krystallinske basement som molasse på shelfen i lighed med Finnmarks Ældste Sandstens Serie (OSS på figur 1), for hvilken alderen radiometrisk er bestemt til ca 1000-ca 600 millioner år (SIEDLECKA, 1973).

Saltvann gruppen danner et 2-4 km bredt, godt 25 km langt bælte i vinduets nordlige del. Gruppen strækker sig fra den sydøstlige ende af Repparfjord i sydvestlig retning til Gufsvikklumpen, der består af overskudte kaledoniske bjergarter (Fig. 1.). Saltvann gruppen er langs den nordvestlige grænse overskudt af Repparfjord gruppens Holmvann formation. Saltvann gruppens sydøstlige grænse udgøres af en lodret forkastning til Holmvann formationen (Fig. 2.).

Saltvann gruppen omfatter nederst Steinfjell formationen bestående af arkosisk sandsten med intraformationale konglomerater. Dernæst følger Djupelv formationen, der består af et stærkt udvalset konglomerat i arkosisk sandsten. Øverst findes Fiskevann formationen, en arkosisk sandsten med konglomerat af purpurfarvede mikroporfyrboller. Gruppens top og basis er ikke blottet. Dens mægtighed er bedømt til mere end 2000 m, hvoraf Steinfjell formationen udgør minimum 1000 m og Djupelv formationen omkring 800 m (REITAN, 1963).

Saltvann gruppens bjergarter er som Repparfjord gruppens foldet i temmelig åbne folder, der ofte er lidt asymmetriske med aksialplaner hældende mod SØ. Aksernes retning er NØ til ØNØ. Aksialplanernes hældning mod SØ viser, at



foldningen er prækaledonisk, fordi det kaledoniske tryk var rettet fra NV, hvilket også var årsag til foran omtalte overskydning af Repparfjord gruppen langs NV-grænsen (REITAN, 1963).

I Saltvann gruppen findes særlig i den sydøstlige del flere gabbroide og nogle få ultrabasiske intrusioner, der skærer formationernes lagdeling diskordant. I kontakten findes i adskillige tilfælde små folder, hvis akser er parallelle med gruppens foldeakser. Intrusionerne er således ældre end foldningen. De er metamorfoseret i samme facies som værtsbjergarterne.

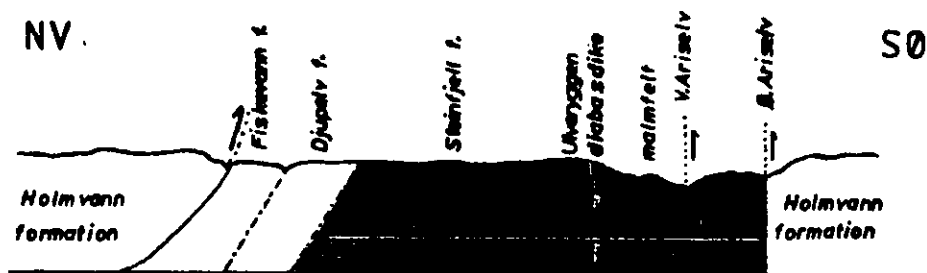


Fig. 2. Tværprofil NV-SØ over Ulveryggen med indtegnet malmfelt grube Olle. Bemærk den formodede forkastning ved V. Ariselv og hovedforkastningen ved Ø. Ariselv, jf Geologisk kort. Efter REITAN (1963) og INGVALDSEN (1970).

1.3. ULVERYGGEN OG MALMFELTETS GEOLOGI.

Steinfjell formationen, hvori malmineraliseringen ligger, danner en ca 14 km lang antiklinal med retning omtrent VSV-ØNØ. Aksedykket er moderat mod henholdsvis VSV og ØNØ fra en kulmination over Steinfjell. Antiklinalens udløber mod ØNØ fra Steinfjell - Ulveryggen - er i aksialplanet intruderet af en diabas dike (Geologisk kort; fig. 2).

Malmfeltet findes på en lille antiklinal svagt diskordant på Ulveryggen antiklinalen på dennes sydøstlige flanke. Malmfeltets antiklinal har et noget bugtet forløb med retningen ca N50Ø. Omtrent ud for feltets vestende findes en depression, imod hvilken foldeaksen dykker fra begge sider. Aksens nordøstlige del dykker ca 35° mod SV og den sydvestlige del ca 20° mod NØ. Antiklinalen fortsætter i sydvestlig retning ca 1200 m uden for det geologiske korts område, hvor den afskæres af den lodrette forkastning ved Ø. Ariselv (Fig. 2) - i det følgende benævnt hovedforkastningen - på SØ-grænsen mellem Holmvann og Steinfjell formationerne. Flere andre folder i Steinfjell formationen afskæres ligeledes af hovedforkastningen, der således er yngre end foldningen.

Størstedelen af hovedforkastningen er ikke blottet men dækket af recente sedimenter i elvdalene. Hvor forkastningen er blottet - f.eks. i nærheden af afskæringen ved malmfeltets antiklinal - ses en mylonitiseret zone men ikke harniskflader. Forkastningen har bevirket, at der i Steinfjell formationen er indpresset linser af grønsten og chloritsandsten hørende til Holmvann formationen og tilsvarende i denne linser af Steinfjell formationens arkosiske sandsten. I Ulveryggen området følger hovedforkastningen Østre Ariselv og viser i de få blotninger en hældning mod SØ på 80°. REITAN (1963, fig. 13, p. 48) har

anført en formodet lodret forkastning også lange Vestre Ariselv, således at Ulveryggen med malmfeltet er nedforkastet i forhold til den mellem de to elve værende blok, der ligeledes hører til Steinfjell formationen (Fig.2).

I malmfeltet og i dets umiddelbare nærhed findes mange mindre forkastninger (Fig.3) og et stort antal større sprækker (Fig.4). Udenfor det geologiske korts område bliver disse vertikale forkastninger og sprækker ligesom folderne afskåret af hovedforkastningen. Sprækkesystemet har en hovedsprækeretning ca $N45^{\circ}$ og en anden dominerende retning ca 140° . Retning 45° synes også at være den vigtigste strukturelle retning i området, da lagenes strygning er overvejende i denne retning, ligesom malmlinsernes længste akse i det store og hele har denne retning. Mange steder er der udviklet en fin vertikal cleavage i samme retning.



Fig.3. Stejltstående ca 15 m høj forkastningsvag med retning $N45^{\circ}$ i den nordøstlige del af grube Olle (Geologisk kort). Den grønne farve skyldes ikke malachit men fotografisk blåstik.

Sandstenen er gennemsat af utallige små kvartsfyldte sprækker uden foretrukken orientering. I enkelttilfælde er sprækkerne 1-1½ cm brede og omkring 10 cm lange. Normalt er de væsentligt mindre. Formen er uregelmæssig sigmoidal eller retliniet. De store sprækker/forkastninger har ikke kvartsfyldning og er kun stedvis mylonitiseret i større grad. Dersom der er udviklet harniskflader, er disse så fint udformede, at en bedømmelse af nettoforkastningsbevægelsen ikke er mulig.

Steinfjell formationens Ulveryggen afsnit er et tykbænket, massivt, dårligt sorteret, umodent sediment med flere konglomeratiske indslag (Fig.4 og 5). Krydslejring er almindeligt forekommende (Fig.6). Krydslejringen viser med sikkerhed, at formationen ikke er inverteret. Tynde lerede slirer forekommer sporadisk. De mange konglomeratiske indslag med relativt små konglomeratboller viser et middelhøjt energiniveau. Den bænkede, lagdelte sandsten uden nævneværdige konglomerater er sedimenteret på dybere vand med et lavere energiniveau

end de mere grovklastiske, krydslejlrede og konglomeratiske afsnit. Der synes stedvis at have fundet kanaldannelse sted i lille skala (Fig.7). Nær udmundingen af Østre Ariselv i Repparfjord findes et groft konglomeratlag med angulære kvartsitboller af størrelse op til 10x10 cm (STRAND, 1952, fig.2, REITAN, 1963, fig.8). Laget kan enten tolkes som kanaldannelse eller dannet på lavt vand med højt energiniveau af materiale, der kun har haft en meget kort transportvej. Laget er ikke nærmere undersøgt.



Fig.4. Tykbænket, dårligt sorteret sandsten umiddelbart NØ for grube Erik med strygning-hældning 80-45S. De markante stejltstående sprækker har den dominerende retning N45Ø. Bænkene har en mægtighed på op til 1½ m.

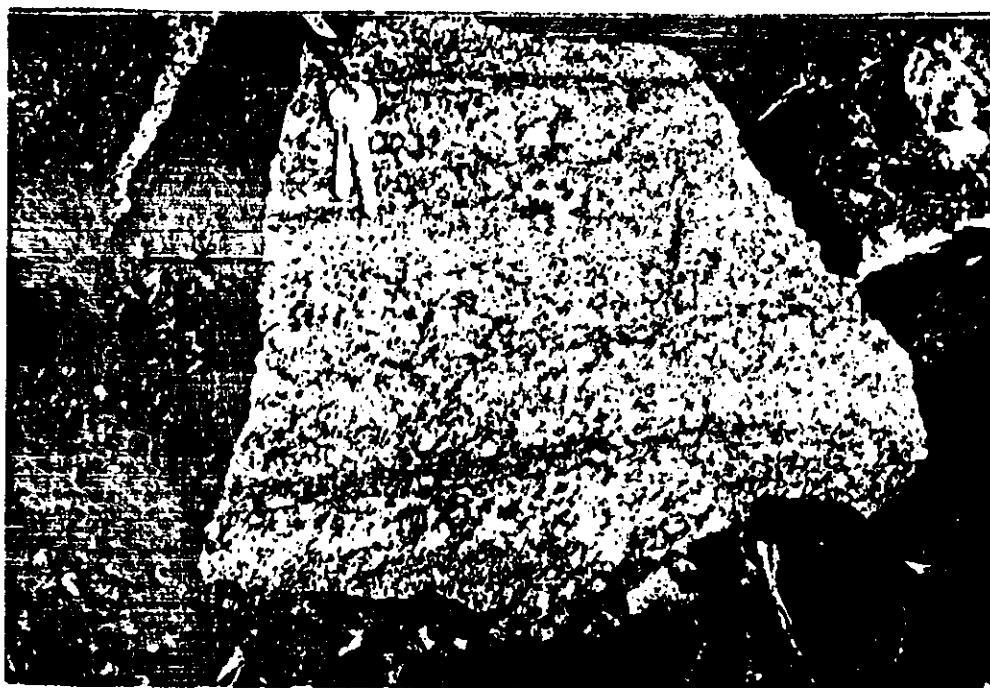


Fig.5. Grube John. Dårligt sorteret lagdelt konglomeratisk sandsten. Konglomeratet består af subangulære kvartsitboller, hvis længste dimension ofte følger lagdelingen.



Fig. 6. Grube John. Krydslejrning i mellemkornet sandsten. Krydslejringen i blokken viser som i den faststående sandsten, at formationen ikke er inverteret. Hammerens længde: 35 cm.



Fig. 7. Grube John. Kanaldannelse (?) med kvartsitkonglomerat. De cm-store konglomeratboller er orienteret med den længste dimension vinkelret på strømningens retning, der er vinkelret på billedplanet.

I malmfeltet findes flere diabas dikes, der for de flestes vedkommende er parallelle med antiklinalernes aksialplaner og forkastningerne (Geologisk kort). En enkelt lille dike med nordlig retning skærer hen over malmfeltet. I den store dike i Ulveryg antiklinalens aksialplan findes på dens nordside NV for grube Erik et skarp - Karls skjerp - med pyrit, chalcopyrit og en smule bornit (Prøvetagningskort II). Sulfiderne findes hovedsaglig på sprækker med kvarts og calcit. I de dikes, der findes i forbindelse med malmfeltet, findes en del dissemineret pyrit og chalcopyrit i meget små korn samt enkelte cm-store specularitkrystaller.

Ved mikroskopiske undersøgelser af polerprøver og tyndslib er der fundet enkelte rester af organismer i prøver fra malmfeltets grube Olle og Hans. Fossilerne er bestemt til Leiosphaera (Fig.8) (Jens Morten Hansen, Danmarks Geologiske Undersøgelse, personlig meddelelse). Fossilet er meget primitivt, idet det har regelmæssig form og kun har meget svagt udviklede spikler eller protuberanser på ydervæggen. Leiosphaera, der er en sphaeromorph acritarch, dateres til sen prækambrium-kambrium. Acritarcher er marine algeorganismer.



Fig.8. Silificerede fossile algeorganismer af typen sphaeromorph acritarch, Leiosphaera. Bemærk de diminutive protuberanser udvendig på ydervæggen.

Malmfeltet inddeles i Østfeltet med grube Erik længst mod NØ og grube John, Hovedfeltet med grube Olle samt Vestfeltet. Hovedfeltet og Østfeltet er i drift og Vestfeltet er under begyndende drift. Udover de nævnte felter findes grube Hans syd for Vestre Ariselv ca 1200 m NØ for grube Erik. Grube Hans findes således i den i forhold til Ulveryggen formodet opforkastede blok mellem Vestre og Østre Ariselv. Gruben, der ikke er i drift, befinder sig i ca 250 m højde over havet. Hovedmineraliseringen synes at fortsætte i sydvestlig retning ca 1500 m SV for Steinvann i det geologiske korts nederste venstre hjørne. Dette sydvestlige mineraliserede område kaldes Hroarfeltet (Prøvetagningskort I). Feltet er ikke i drift og der er kun foretaget ganske få diamantboringer.

1.4. PETROGRAFI.

Til denne undersøgelse blev 118 bjergartsprøver indsamlet på de på vedlagte prøvetagningskort I og II angivne positioner. Prøvetagningskort I viser indsamlingen i 1974. Prøverne blev taget uden nærmere stedbestemmelse i grube Olle i overfladen og på 1. strosse - skraveret område -, i grube Hans på affaldsbunke og i stollevæg samt i Hroarfeltet fra borekærner og en stejlvæg. Prøvetagningskort II viser indsamlingen i 1976 med positionsangivelse således: i grube Olle på 3. strosse og i grube Erik og John på 1. strosse. Af de indsamlede prøver er der fremstillet 30 tyndslib til petrografisk undersøgelse.

Steinfjell formationen består af en mellemgrå til lysegrå sandsten, der i malmfeltet er lys gulliggrå til lys brunliggrå. Den gullige farvetone skyldes en stærkere feldspatforvitring som følge af en væsentligt kraftigere opsprækning. Sandstenen er meget heterogen med kornstørrelser fra grov- til finkornet.

Mange steder findes konglomeratiske lag med vel afrundede kvartsboller fra ca 1 cm til mindre end 1 mm i diameter. De klastiske korn i sandstenen er kvarts (70-80%), plagioklas (10-12%), mikroklin (3-5%) samt under 1% apatit, stærkt pinitiseret cordierit, rutil, titanit og zirkon. Der er fundet ganske få bjergartsfragmenter af kvarts og feldspat samt skriftgranit. Matrixen udgør 3-5%. Foruden feldspatkornene er zirkonkornene ofte itubrudte, sprængte eller knuste. Det ses ofte, at opake mineraler er udfældet i disse itubrudte korn.

De subangulære til vel afrundede klastiske kvartskorn indeholder ikke sjældent parallelt orienterede tynde rutilnåle, der som regel er itubrudte. Kvartskornene er ofte overvokset med authigen kvarts dannet under diagenesen/metamorfosen. Ofte ses en mosaikstruktur med kantede korngrænser, der i enkelte tilfælde kan være udformet med stylolitsøm som tegn på trykopløsning. Men som regel er kornene adskilt af et meget tyndt lag lys glimmer. De primære kantede til subangulære feldspatkorn (plagioklas) er som regel stærkt saussuritiseret, iturevne og bøjede. De har som kvartsen ondulerende udslukning.

Matrixen består af lys glimmer i meget små korn samt epidot og større chloritkorn. Der er kun fundet meget få biotitkorn. Chloriten er gulgrøn til bleggrøn, hvilket tyder på, at den er fattig på Fe. Den sedimentære struktur fremhæves af tynde strimer med sub- til euhedrale chloritkorn orienteret på langs ad strimerne.

Det ses ofte, at de opake mineraler, som alt overvejende er anhedrale, ligger i matrix og ofte omsluttende matrixkornene. De opake mineraler findes endvidere dissemineret som meget små korn med kornstørrelse ned til ca 1 μ m. Enkelte rødt gennemskinnelige anhedrale korn er bestemt til goethit. Et enkelt slib har lazulit replaceret et rødt gennemskinneligt korn i kanten (haematit/goethit). Lazulitkornene har kubisk habitus og tolkes som pseudomorfose efter magnetit.

De metamorfe mineraler - epidot, chlorit, biotit - viser, at metamorfosegraden svarer til overgangsfacies mellem lavtemperatur og højtemperatur grøn-skiferfacies. Tilstedeværelsen af en begrænset mængde biotit viser, at biotitisograden netop er nået.

2. MALMGEOLOGI.

2.1. UNDERSØGELSESMETODER.

Af de i punkt 1.4. nævnte bjergartsprøver blev der til de malmmikroskopiske undersøgelser fremstillet 60 polerede prøver, jf tabel 1 side 14. Den mikroskopiske undersøgelse er foretaget med Zeiss Photomikroskop i forbindelse med Zeiss Mikroskop-Photometer. Der er anvendt en Wolframcarbidgeflektionsstandard med usikkerheden $\pm 1.5\%$.

2.2. MALMINERALISERINGEN.

I det horisontale plan danner det malmmineraliserede område, der er angivet med rødt på det geologiske kort, en række langstrakte uregelmæssigt linseformede legemer, hvis længdeakse groft taget svarer til den i området generelt herskende retning N45Ø (ARCHIBALD, 1957). I det lodrette plan er malmlegemerne

mere eller mindre tragtformede (Fig.9). Imod dybet løber malmlegemerne ud i fingre, der har hældning mod SØ. De enkelte fingre har det største malmindhold centralt, aftagende jævnt ud mod periferien, der er tegnet på et Cu-indhold på 0.3%. I forhold til de på figuren indtegnede laghældninger ses, at malmlegemet er diskordant.

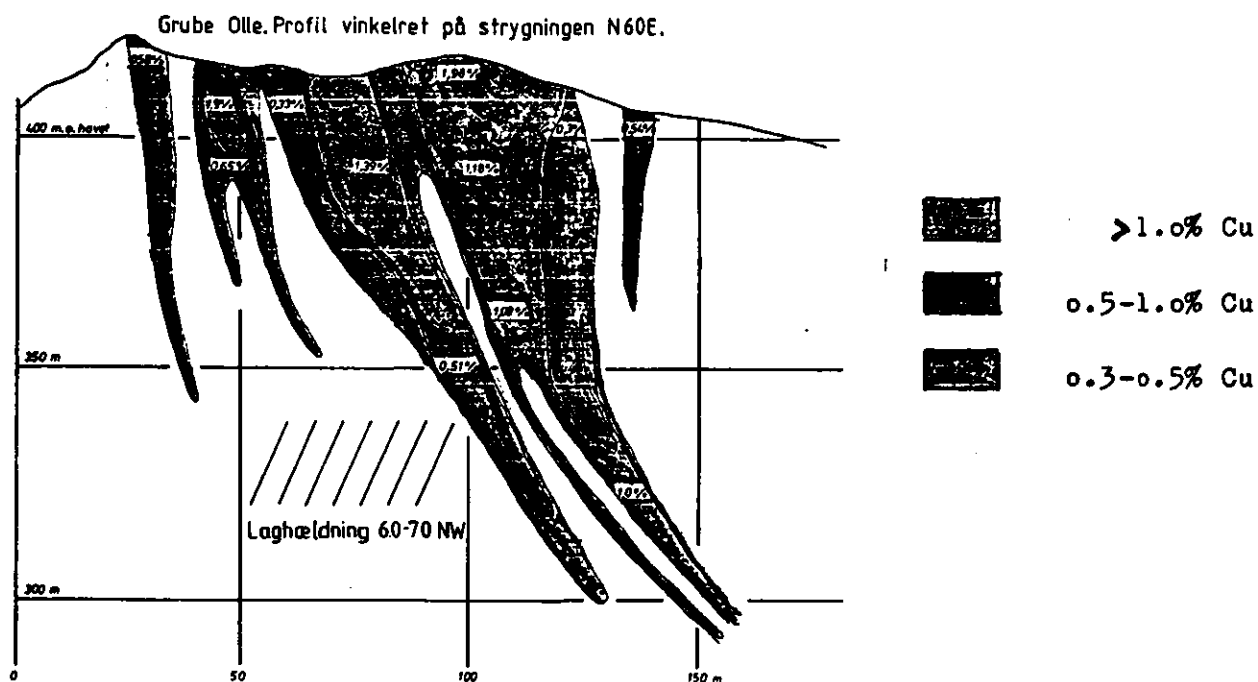


Fig.9. Lodret profil i grube Olle angivet med A-A på geologisk kort. Efter Norges Geologiske Undersøkelse Tegning nr 808-03/1968 på grundlag af de af A/S National Industri i 1963 foretagne borer.

De øvrige af de af Norges Geologiske Undersøkelse udarbejdede profiler viser det samme helhedsbillede som figur 9: tragtformet, fingret med hældning mod SØ og lødighedszoneret.

Sulfidkornene er som hovedregel meget små - 0.01-1 mm -, hvorfor det kan være yderst vanskeligt i felten at erkende sulfidmineraliseringen, der dog som regel røbes af udbredt malachit- og azurit udfældning på sprækkefladerne. Fe-oxiderne har samme kornstørrelse som sulfiderne og kan i felten forveksles med chalcosin/digenit, når sidstnævnte mineraler ikke er i forbindelse med bornit. Forholdet sulfider/Fe-oxider skønnes at være ca 1:1. Sulfidmineraliseringen forekommer mesoskopisk på følgende måder:

- I. dissemineret og mere koncentreret på de sedimentære lagflader (Fig.10)
- II. i kvartsårer og i sidestenen til disse (Fig.11,12 og 13).
- III. som tynde strimer i mylonitzoner.

Mineralisering af type I udgør skønsmæssigt 60-70% af sulfidmineralisering. Malmmineralerne er overvejende chalcopirit som meget små korn og få væsentligt større bornitkorn hovedsagligt på de sedimentære lagflader (Fig.10).

Type II omfatter bornit med chalcosin/digenit, hvorimod chalcopirit ikke forekommer. Kornstørrelsen er afhængig af årens mægtighed og kan undtagelsesvis være af cm-størrelse. Den overvejende del af de mange mesoskopiske småsprækker fører malmmineraler i stærkt vekslende mængde (Fig.11 og 12). I forbindelse

med sprækkedannelsen er sidestenen ofte blevet mere eller mindre breccieret med udkrystallisation af kvarts og sulfider til følge (Fig.13).



Fig.10.Grube Olle.Poleret håndstykke. $\frac{1}{4}X$.De lyseste pletter er malmineraler. Mineraliseringen på de sedimentære lagflader øverst i billedet er chalcopirit og få større uregelmæssige bornitkorn med chalcosin/digenit.



Fig.11.Grube John.Poleret håndstykke. $\frac{4}{5}X$.Prøven er begrænset af sprækkeflader vinkelret på papiret.Malmineralerne fremtræder som hvide pletter.Der iagttages ud for pilene to tydelige og en diffus lagflade med mineralisering overvejende hæmatit og magnetit.Lodret gennem prøven løber en tynd kvartsåre, hvori findes større uregelmæssige bornitkorn.Bemærk indsnævringen med bornit-

udfældning - "bonanza" - ved den lodrette åres skæring med øverste lagflade.

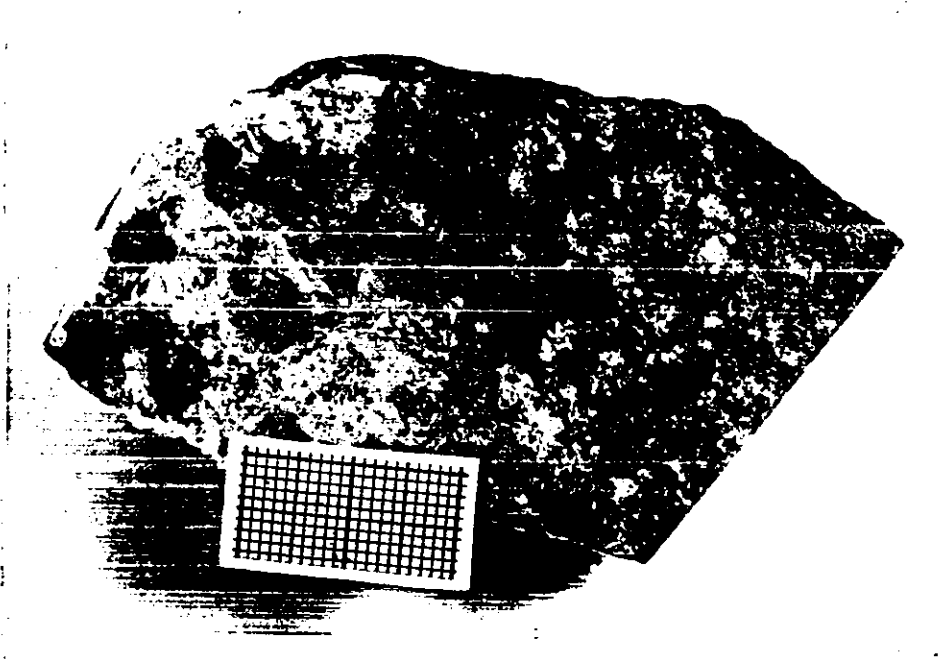


Fig.12.Grube John.Kvartsåre og sidesten.Målestok: 20 mm.I den grovkornede kvartsåre findes mineralaggregater af bornit med chalcosin/digenit.I sidestenen ses utydeligt irregulære lyse amoeboide chalcosin/digenit-korn.Den i billedets højre side lige afskårne flade vinkelret på billedfladen er gengivet i figur 13.

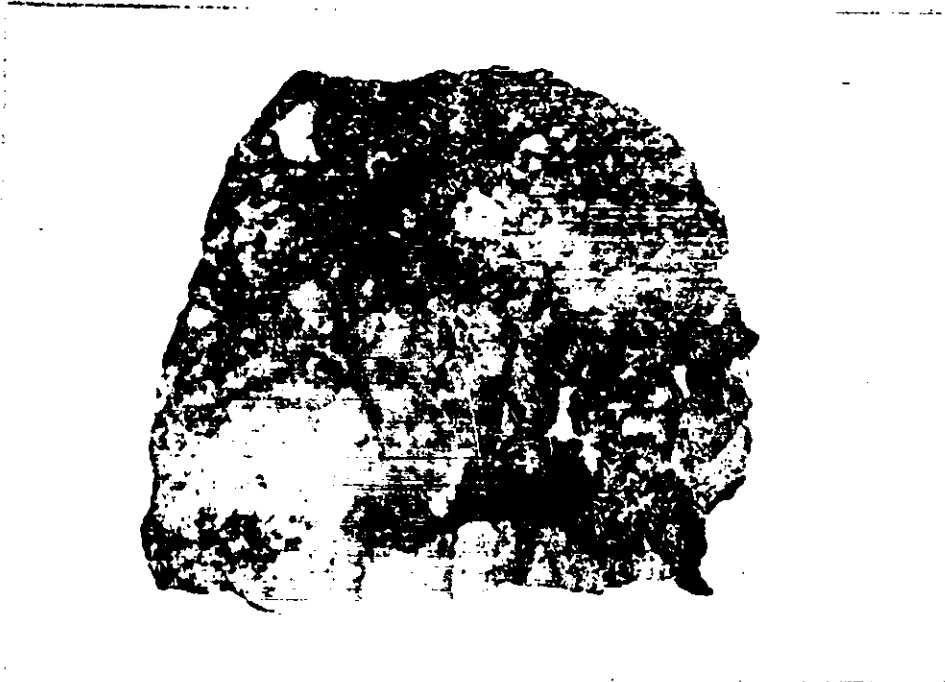


Fig.13.Grube John.Sidestenen til kvartsåren figur 12.Malmmineralerne,der fremtræder som lys- til mellemgrå uregelmæssige amoeboide korn,er udfældet i sprækker og hulrum i sidestenen umiddelbart i forbindelse med kvartsåren.Konturerne på de største korn er trukket op med tusch.De store sorte korn er chlorit.Malmmineralerne er bornit og chalcosin/digenit.

2.3. MINERALOGI.

Foruden de bjergartsdannende silikater og accessoriske mineraler, der er omtalt i punkt 1.4., er nedenstående mineraler identificeret i polerprøverne:

mineral	formel	forkortelse
Bornit	Cu_5FeS_4	bn
Chalcopyrit	CuFeS_2	cp
Digenit	$(\text{Cu}, \text{Fe})_9\text{S}_5$	dg
Chalcosin	Cu_2S	cc
Covellin	CuS	cv
Idait	Cu_3FeS_4	id
Pyrit	FeS_2	py
Haematit	Fe_2O_3	hm
Magnetit	Fe_3O_4	mt
Goethit, Lepidokrokit	FeOOH	
Ilmenit	FeTiO_3	it
Cobaltit	CoAsS	
Renierit (?)	$\text{Cu}_{3-x}\text{Ge}_x\text{FeS}_4, x < 0.5$	
Wittichenit	Cu_3BiS_3	
Sølv	Ag	
Malachit	$\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$	
Azurit	$\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$	

I tabel 1 side 14 er polerprøvernes indhold af malmineralerne anført med anvendelse af ovennævnte forkortelser. Desuden er anvendt følgende forkortelser:

- sp - haematit i formen euhedral specularit
- cpl - anhedrale chalcopyritkorn
- cp2 - afblandingslameller i bn1, dg, id og cv
- cp3 - langstrakte, uregelmæssige "fisk" og flammer i bn, dg, cv
- bn1 - anhedrale bornitkorn med cp2 og/eller cp3
- bn2 - anhedrale korn uden forbindelse med cp
- bn3 - anhedrale korn i forbindelse med cpl
- cc1 - sub- til anhedrale chalcosinkorn uden forbindelse med Cu-Fe-sulfider eller dg
- cc2 - "lamellar cc" med dg-lameller
- cc3 - omdannelsesprodukt i forbindelse med bn
- cc4 - "rosagra cc", fast opløsning af cc og dg (?)
- dgl - omdannelsesprodukt i forbindelse med cp, bn, id eller cc
- dg2 - sub- til anhedrale korn uden forbindelse med Cu-Fe-sulfider eller cc

Tabel 1.

prøve	hm	sp	mt	it	py	cpl	cp2	cp3	id	bn1	bn2	bn3	cc1	cc2	cc3	cc4	dgl	dg2	cv	
011e																				
18642	x	x	x								x			x			x		x	
45	x	x					x	x		x	x	x		x	x		x		x	
47	x		x			x	x	x		x	x						x		x	
48		x	x	x		x	x		x	x		x					x		x	
49	x			x		x	x		x	x	x	x					x		x	
50	x	x	x			x		x	x	x	x	x	x	x			x		x	a,b
52	x	x	x			x		x	x	x	x	x	x	x			x		x	
54	x										x						x		x	c
56			x				x		x	x	x			x	x		x		x	
62	x	x	x				x		x		x			x		x	x		x	
66	x		x			x	x	x		x		x					x		x	
71	x		x				x			x				x			x		x	
79	x	x	x			x	x			x							x		x	
81	x	x	x	x			x	x		x	x			x			x	x	x	
28173	x		x	x		x	x	x		x							x	x	x	
83		x			x	x														
85			x		x	x														
86							x			x	x						x			
87	x		x			x						x		x	x					
28203	x	x	x								x			x	x				x	
04	x	x									x			x	x					
05	x	x	x				x	x		x				x					x	
06	x	x					x			x									x	
07	x	x	x								x			x					x	
08				x	x	x														
09	x	x	x			x	x			x									x	c
10	x		x			x						x								
19	x		x				x			x					x				x	
32668	x	x	x			x													x	
69	x			x		x			x							x			x	
70	x		x	x		x													x	
71	x	x	x		x	x			x			x				x	x		x	a,d
73	x	x				x						x				x			x	
78	x	x				x						x							x	
79	x	x		x		x	x		x	x						x	x	x	x	d
John																				
28193	x	x	x				x	x		x	x		x	x	x		x		x	
96	x	x	x			x	x			x	x		x	x	x		x		x	
98			x					x		x	x		x	x	x		x			
99	x	x					x	x	x	x	x			x	x		x		x	
28202	x	x	x					x	x		x		x		x				x	
Erik																				
28189	x	x	x				x			x	x		x	x				x	x	
Hans																				
18688		x	x		x	x	x												x	
90	x	x	x			x	x		x	x						x	x		x	
93	x		x	x			x	x		x	x			x	x		x		x	
94	x	x	x				x			x	x		x	x			x		x	
96	x	x	x			x		x					x	x		x			x	
28006	x		x				x		x											e
28215	x		x			x	x	x	x	x								x	x	
Sigridvann																				
28216	x		x			x		x	x	x	x				x	x	x		x	
Hroar																				
28021	x				x	x														a
22						x	x			x	x						x		x	
23						x	x	x		x							x		x	

a: cuprit(?) b: wittichenit. c: renierit(?) d: sølv. e: cobaltit.

Tabel over polerprøvernes mineralindhold inddelt efter prøvetagningsstederne.
Forkortelser og betegnelser for mineralerne er anført på side 13.

Bornit er det mest udbredte sulfidmineral. Det findes næsten altid med omdannelsesrand af digenit, sjældnere chalcosin. Bornit forekommer således:

- store sub- til anhedrale korn uden forbindelse med chalcopyrit eller idait, eventuelt i forbindelse med store subhedrale chalcosin- og digenitkorn (Fig. 19).
- sub- til anhedrale korn med chalcopyrit-lameller, -flammer og -"fisk" (Fig. 14).
- sub- til anhedrale korn i forbindelse med sub- til anhedrale chalcopyritkorn
- myrmekitisk sammenvoksning med chalcosin eller digenit (Fig. 20).
- "krakeleret" bornit i som regel isolerede anhedrale korn (Fig. 15).

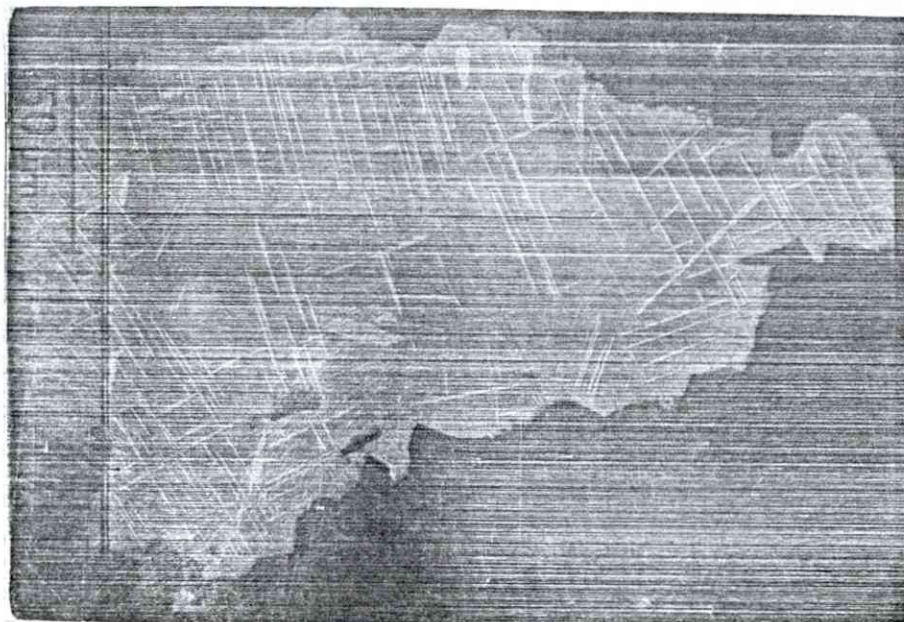


Fig. 14. Prøve 18679. Sammensat bornitkorn med tynde chalcopyrit afblandingslameller efter to krystallografiske retninger samt afblandings-"fisk" efter en tredje retning. Bemærk digenitrand også om chalcopyritlamellerne.

Reflektivitetskurven for "krakeleret" bornit (Fig. 15) svarer til bornit (Vjalsov i RAMDOHR, 1975, tillæg). Kurven ligger dog på enkelte bølgelængder ca 1% højere. Under reflektivitetsmålingerne falder en del af krakeleringssprækkerne inden for målefeltet. Da sprækkerne har betydeligt lavere reflektivitet, er den reelle R%-kurve noget højere end bornits. Farven er gul med rødt stik. Der findes ikke reflektionspleokroisme. Der er tydelig men svag anisotropiefekt. Der findes ikke indre reflekser eller tvillingdannelse. "Krakeleringen" tolkes som kontraktionssprækker uden krystallografisk orientering. Før dannelsen af idait kan bornit vise en karakteristisk sprækkedannelse ("fracture disease") (KRAUSE, 1965, fig. 3; UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971, p. 89). Det er sandsynligt, at denne sprækkedannelse er identisk med krakeleringssprækkerne, da enkelte stærkt omdannede idaitkorn har diminutive rester af "krakeleret" bornit. Farven svarer ikke til normal bornit men derimod til "anomal" bornit, hvis reflektivitetskurve synes at være en smule højere end normal bornits (SILLITOE & CLARK, 1969). Det i samme reference på side 1692 tegnede diagram over reflektivitetskurver for anomal og normal bornit kan ikke umiddelbart bruges til sammenlig-

ning på grund af den benyttede carborundum standard. Men kurvernes minimumspunkter (R%: 15.5-16.0) er for anomal bornit en bølgelængde på ca 480 nm og for normal bornit ca 550 nm. Minimumspunktet for den undersøgte "krakelerede" bornit ligger på ca 490 nm (R%: ca 16.0), altså meget tæt på anomal bornit. Flere forskere har bemærket en snæver sammenhæng mellem idait og anomal bornit (SILLITOE & CLARK, 1969, p. 1693). Ved undersøgelse af anomal bornit bemærker v. GEHLEN (1964), at anomal bornit er lysere end normal bornit og at anomal bornit kan være et submikroskopisk mellemlid i omdannelsen af bornit til en blanding af idait og en chalcopiritlignende fase. Denne fase er efter alt at dømme ikke CuFeS_2 men måske oxygenholdig med formlen $\text{Cu}_5\text{Fe}_4\text{S}_{10}\text{O}_4$. Den undersøgte "krakelerede" bornit skønnes at være anomal bornit.

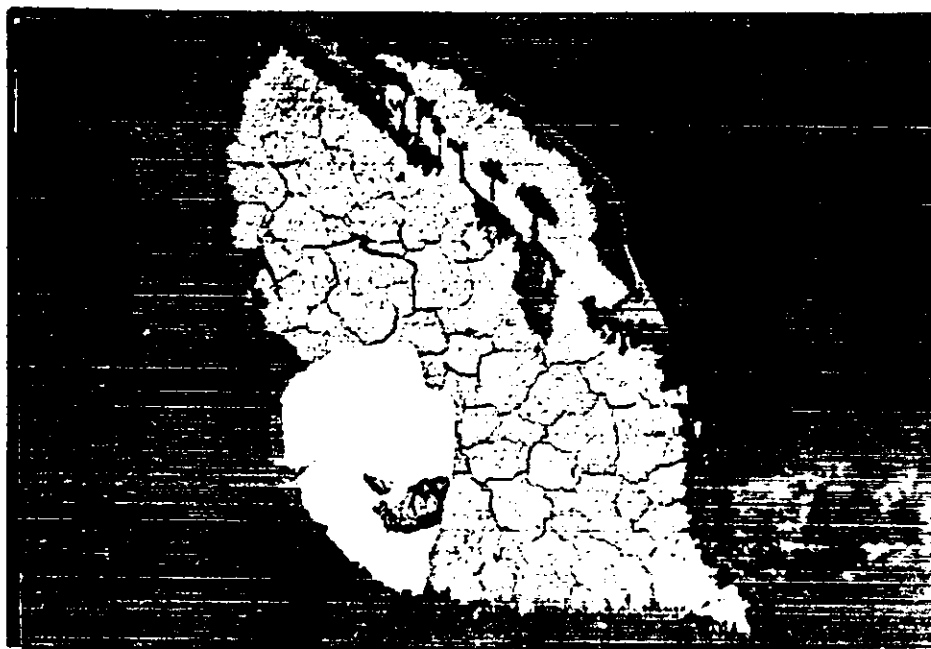


Fig. 15. Prøve 28216. Anomal bornit med rand af goethit og en smule lepidokrokit. Det lyse korn er chalcopirit og det lamellare korn er covellin.

Chalcopirit forekommer således:

- sub- til anhedrale isolerede korn som regel omgivet af en rytmisk udfældet rand af goethit (Fig. 16) eller goethit og lepidokrokit som Liesegang'ske bånd (Fig. 17).
- anhedrale korn omgivet af goethitrind i forbindelse med pyrit uden omdannelsesrand.
- anhedrale korn i forbindelse med anhedrale bornitkorn.
- sub- til euhedrale korn med omdannelse til digenit (Fig. 18).
- afbrudte retliniede eller mere eller mindre sammenhængende tenformede lameller i bornit (Fig. 14) eller i omdannelsesprodukter efter bornit og idait (Fig. 21).
- mere eller mindre parallelt orienterede, uregelmæssige, langstrakte flammer og "fisk" i bornit eller omdannelsesprodukter efter bornit (Fig. 14 og 21).

Digenit forekommer udbredt som omdannelsesprodukt efter bornit enten som store uregelmæssige korn, ofte med indesluttede bornitrester, eller som smal rand om Cu-Fe-sulfiderne, særlig bornit. Omkring chalcopirit-afblandingslamellerne i bornit findes altid en smal meget regelmæssig digenitrind. Digenit fo-

rekommer også som lameller i chalcosin og som isolerede sub- til anhedrale korn. De større digenitkorn - isolerede eller i forbindelse med bornit - er som regel lamellære med lameller parallel med spalteligheden og med uregelmæssige sprækker uden foretrukken orientering. Når polerprøven netop er oppoleret, viser digenit en karakteristisk homogen blå farve uden farvechanging i pletter, skjolder eller flammer. I nogle prøver findes et blåligt mineral (Fig. 19) i forbindelse med chalcosin og bornit. Reflektivitetskurven følger nøje kurven for digenit men er 1-1½% højere. Hovedindtrykket af farven er en smule mere mørk blå end digenit, men farven changerer mod violet og mod bornit-farve i meget diffuse skjolder. Da der ikke er foretaget en kvantitativ analyse, kan det ikke fastslås, om dette minerals sammensætning svarer til djurleit, til "rosa-grå" chalcosin, en "solid solution" mellem digenit og chalcosin eller en blanding af en digenittype fase og covellin (MORIMOTO & KOTO, 1970).

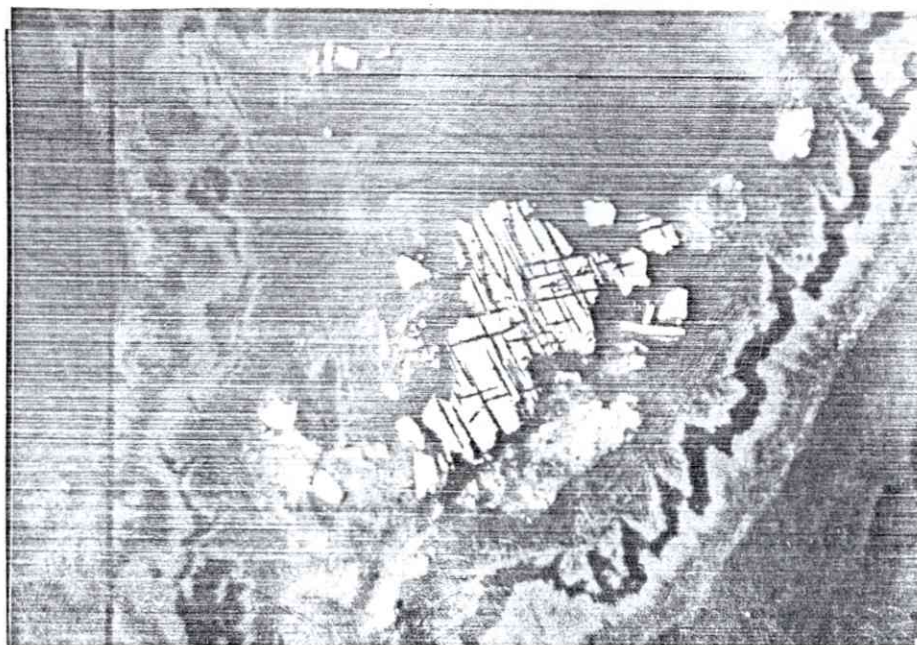


Fig. 17. Prøve 28006. Angulære små chalcopyritkorn om større irregulært idaitkorn med spor efter chalcopyritlameller. Aggregatet er omgivet af rytmisk udfældet goethit (mellemgrå) og lepidokrokit (lys grå). Sort og mørk grå: kvarts.

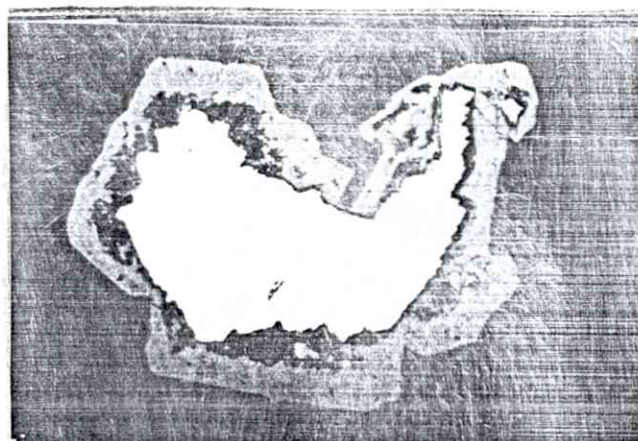


Fig. 16. Prøve 18688. Chalcopyritkorn med omdannelsesrand af goethit. 600X. De sorte pletter mellem korn og rand er røde indre reflekser antagelig fra Fe-hydroxider.

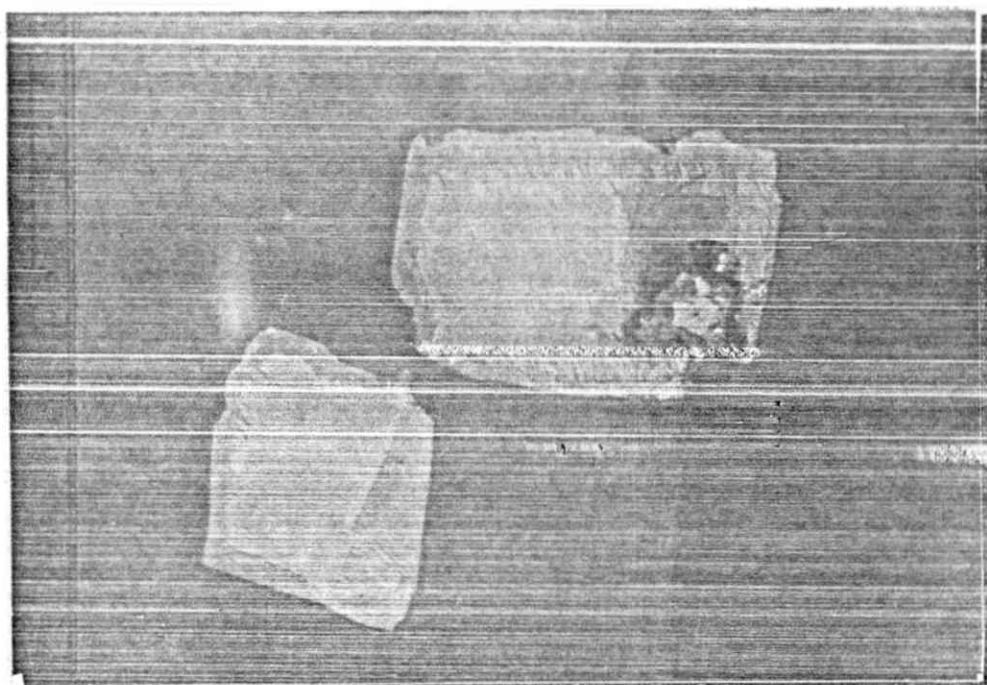


Fig.18. Prøve 18647. Rekrystalliseret euhedral chalcopyrit med reliket af bornit med chalcopyrit- og digenit-afblanding. Begyndende omdannelse til digenit, der stedvis er omdannet til covellin. Bemærk røde indre reflekser i største kornene hjørne. Chalcopyrit-kornene er under omdannelse til digenit i kanten langs krystallografiske retninger.

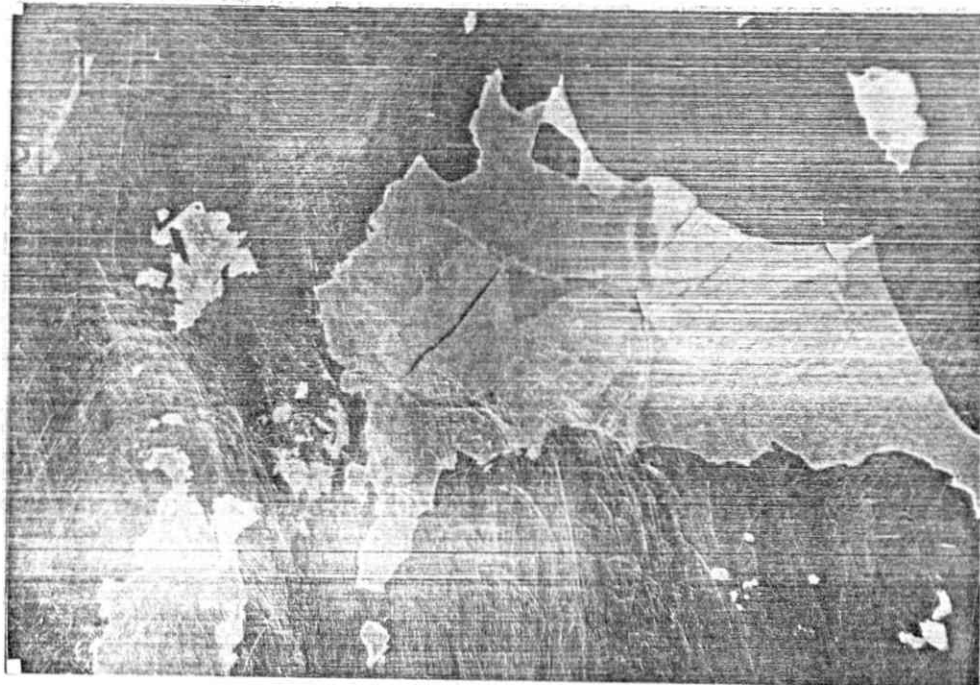


Fig.19. Prøve 28193. Bornit og digenit replaceres af chalcocin. Der synes at være ligevægt mellem bornit og digenit.

Chalcocin forekommer i mindre mængde end digenit, skønmæssigt i forholdet 2:3. Chalcocin optræder således:

- sub- til anhedrale korn af størrelse op til 2x2 mm uden forbindelse med digenit eller Cu-Fe-sulfider.
- sub- til anhedrale korn som ovenstående men med op til 50 μ m brede digenitlameller.
- myrmekitisk sammenvoksning med bornit (Fig.20).
- euhedrale hexagonale korn med digenitlameller.

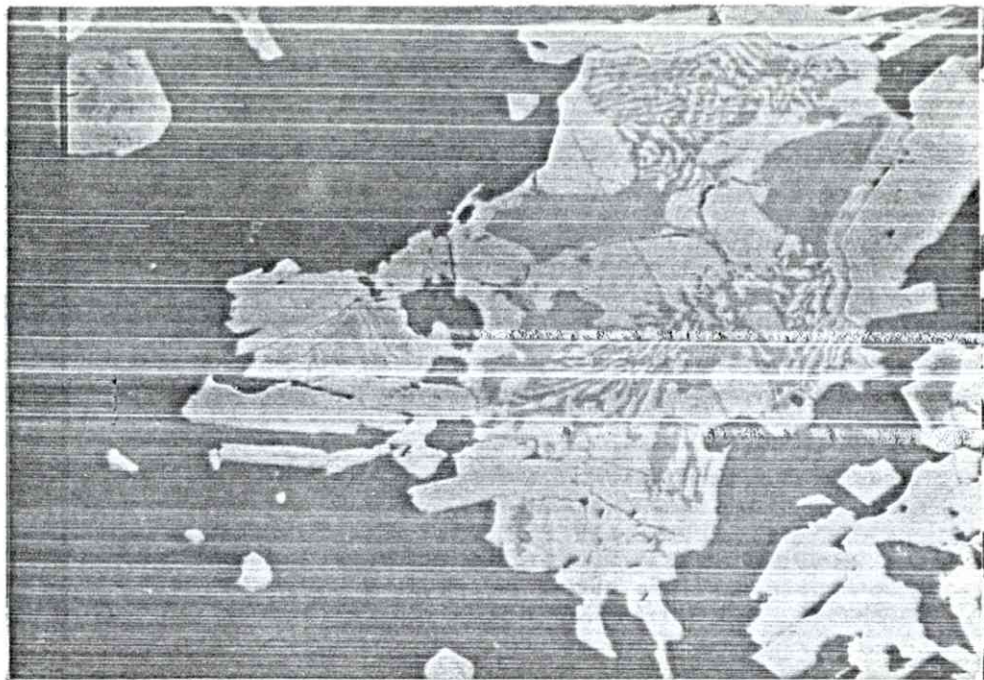


Fig.20. Prøve 28204. Myrmekitisk sammenvoksning mellem bornit og chalcosin. De sub- til euhedrale korn er specularit.

Covellin er vidt udbredt som omdannelsesprodukt, særlig af digenit, som små meget uregelmæssige pletter eller afrundede korn i digenitrande og i digenitfyldte sprækker i bornit og chalcopyrit. I nogle tilfælde er der kun goethit, malachit og covellin tilbage af de tidligere sulfider. Covellin forekommer også som større sub- til anhedrale lamellare korn med eller uden forbindelse med andre sulfider. I mange tilfælde ses disse lamellare korn at være en videreudvikling af lamellart udviklet digenit. I et par tilfælde forekommer 50x50 μ m store hexagonale covellinpseudomorfoser efter chalcosin med digenitlameller.

Blivende blå covellin (blaubleibender/blue remaining) forekommer kun sporadisk som små uregelmæssige korn sammen med "normal" covellin.

Idait forekommer hovedsagligt i prøver med typiske mineraler fra oxidationszonen:

- anhedrale korn uden forbindelse med andre Cu-Fe-sulfider, eventuelt med omdannelsesrand af digenit+covellin eller goethit+covellin.
- store isolerede anhedrale korn med chalcopyrit-afblandingslameller og/eller chalcopyrit-"fisk" omgivet af omdannelsesrand af digenit (Fig.21) eventuelt med covellin eller goethit+covellin.
- anhedrale korn i forbindelse med caries-struktur i anhedral chalcopyrit.

Idait er identificeret ud fra mineralparagenesen og RAMDOHR (1975, fig.460) samt delvis de almindelige optiske egenskaber. Der findes mange angivelser for idaits reflektivitet. Disse angivelser afviger stærkt fra hinanden. RAMDOHR (1975, tillæg) har anført, at de af Besmertnaja fundne værdier måske er mest troværdige. De i denne undersøgelse målte værdier for R_g og R_p er indlagt med fuldt optrukne linier i diagrammet figur 22 efter SILLITOE & CLARK (1969). Den af Sillitoe og Clark anvendte standard er ikke opgivet men er antagelig carborundum, der er anvendt til måling af bornit i samme afhandling. Der synes at være rimelig god overensstemmelse mellem kurverne i figur 22. De af Besmertnaja fundne værdier for idait er op til 8% lavere end denne undersøgelses.

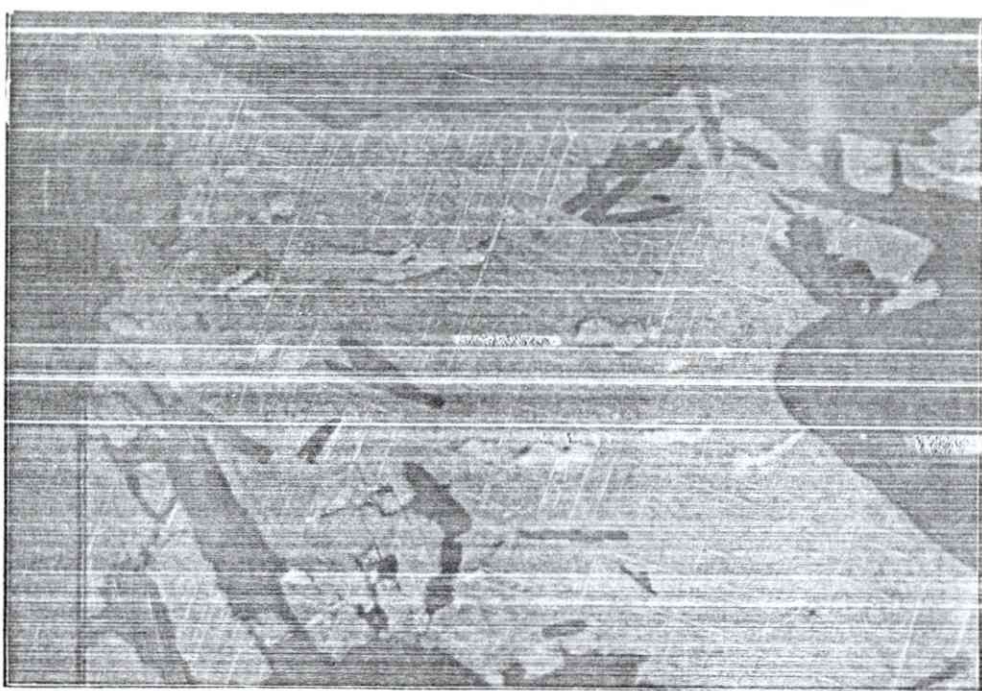


Fig.21. Prøve 18648. Idait efter bornit med chalcopirit-afblanding. Omdannelsesrand af digenit.

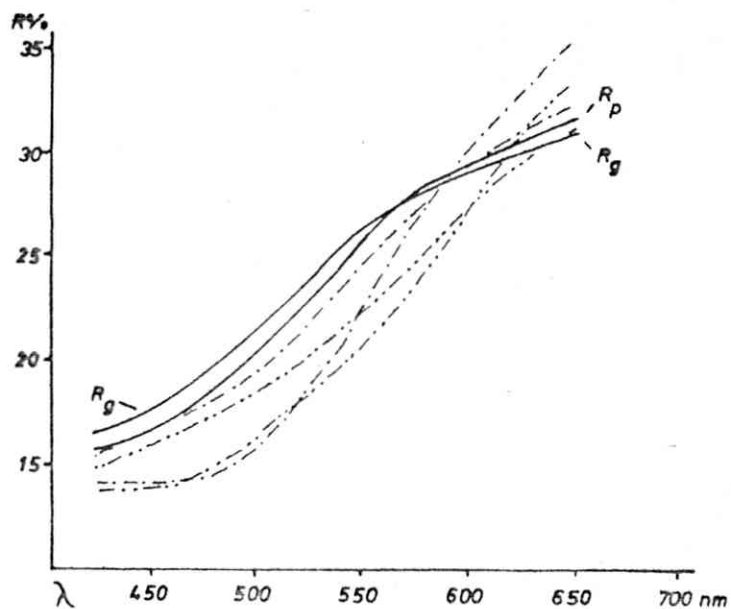


Fig.22. Reflektivitetsskurver for idait. Stiplet linie med een prik: Copiapó, Chile; med to prikker: Bancairoum, Frankrig og fuldt optrukne linier: Ulverygen. Bemærk, at skæringspunktet mellem R_g - og R_p -kurverne næsten har samme $R\%$ -værdi. Efter SILLITOE & CLARK (1969).

De i denne undersøgelse målte $R\%$ -værdier svarer ret nøje til de af Vjalsov (RAMDOHR, 1975, tillæg) anførte værdier for mineralet renierit, hvis støkiometriske sammensætning kun adskiller sig fra idait ved at maksimalt ca 16% Cu kan være erstattet af Ge. Ifølge UYTENBOGAARDT & BURKE (1971) er de almindelige optiske egenskaber for reflekteret lys for idait og renierit meget lig hinanden bortset fra egenfarven, idet renierit er orangebrun som bornit og idait har stærk reflektionspleokroisme fra rødlig orange til lysende gullig grå. Det undersøgte mineral har ikke stærk reflektionspleokroisme men er heller ikke orangebrunt som bornit men har lys brungullig farve næsten som chalcopirit (Fig.21). Da der ikke er foretaget en kemisk analyse af mineralet, tolkes

dette ud fra diagrammet figur 22 og mineralparagenesen som idait, der kan have et vist mindre Ge-indhold.

Pyrit er identificeret i 6 prøver som anhedrale korn af størrelse op til 2x2 mm. Der findes i disse prøver altid chalcopirit som anhedrale indeslutninger eller som anhedrale korn grænsende op til pyritkornene. I prøve nr 28183 findes pyrit udelukkende som isolerede euhedrale korn, der mere eller mindre er omdannet til goethit og lepidokrokit (Fig. 23) uden forbindelse med chalcopirit (RAMDOHR, 1975, fig. 617). Flere af pyritkornene er omgivet af sådan ryt-misk udfældet rand. I denne prøve findes ikke andre sulfider men diffuse skyer af haematit/goethit med røde indre reflekser samt specularitlister.

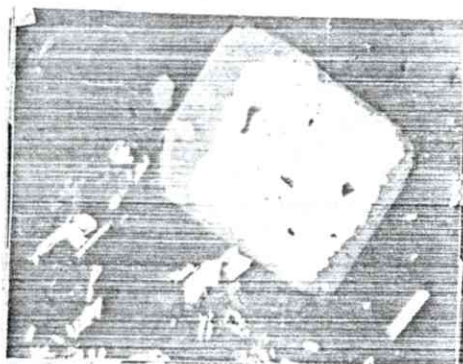


Fig. 23. Prøve 28183. Pyrit med rand af goethit (mellemgrå) og lepidokrokit (lys grå). $140 \times 120 \mu\text{m}$.

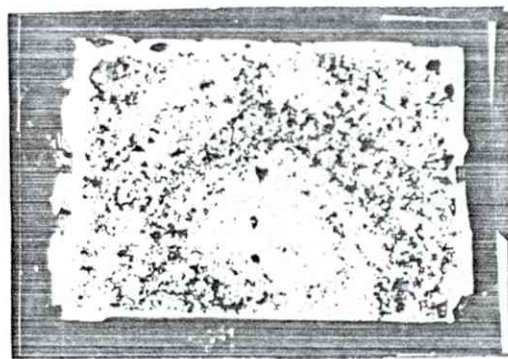


Fig. 24. Prøve 32671. Haematitpseudomorfose efter magnetit skåret ca (ool). $80 \times 50 \mu\text{m}$.

Haematit er vidt udbredt og udgør skønsmæssigt 90% af forekomstens oxid-mineraler. Haematit forekommer som subhedrale langstrakte korn, ofte med tvillinglameller, og som meget små euhedrale specularitkrystaller. Som nævnt under magnetit forekommer haematit som martit, der i forhold til den øvrige haematitmængde kun udgør få %. Polerprøve nr 18642, lab. nr 3220 består af en bred sprækkefyldning af haematitkorn i mosaikstruktur. Vinkelret på sprækken findes meget tynde sprækker (bredde ca $5 \mu\text{m}$) fra sidestenen ind i haematitudfyldningen. Disse tynde sprækker er mineraliseret med bornit, chalcosin og myrmekitisk bornit i digenit. Specularitkrystallerne er ofte skåret sådan, at de fremtræder som smalle lister. I forbindelse med sulfidmineralerne viser specularitkrystallerne og de fleste andre haematitkrystaller en skarp grænse til sulfiderne uden tegn på omdannelse (Fig. 28). Sulfiderne synes at være trængt ind imellem haematitkrystallerne. I prøve nr 18688 forekommer haematit som lange tynde lameller, der er bøjede og knækkede i skarpe hjørner og som centralt består af Fe-hydroxider med stærke rødlige indre reflekser (Fig. 25).

I et par polerprøver, hvis mineralindhold er typisk for oxidationszonen: gedigen sølv, stor mængde Fe-hydroxider, malachit og blivende blå covellin, findes en del mineralkorn med kubisk habitus (Fig. 24). Prøverne er taget i grube Olle i en uregelmæssig horisont med ca $\frac{1}{2}$ m mægtighed. Horisonten udskiller sig fra den øvrige sandsten ved sin violetrøde farve stammende fra disperse Fe-hydroxider eller måske fra "Ziegelerz". Mineraliet har følgende egenskaber: i forbindelse med enkelte større korn, ca $50 \times 50 \mu\text{m}$, findes et stort antal diminutive

oktaedre, der har dybrøde indre reflekser. Mineralkornene er karakteristisk stærkt porede. Farven er lys grå med tydelig reflektionspleokroisme fra lys grå til mørk grå i små rektangulære felter. Anisotropieffekten er stærk: gråblå-mørk grønlig. De indre reflekser er dybrøde. På grund af kornenes ringe størrelse, deres porøsitet og de svagt reflekterende omgivelser er reflektivitetsmålingerne behæftet med stor usikkerhed:

λ nm	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
R%	28.8	29.8	29.9	28.8	28.2	26.5	27.4	27.1	26.6	24.3	25.0	22.6	22.9

Reflektiviteten svarer godt til R_m for haematit, usikkerheden taget i betragtning. Cuprit, der er kubisk, har svagere reflektionspleokroisme og lidt lavere reflektivitet. Da der ved mikrosondemåling i Oslo på en af prøverne ikke er konstateret Cu i denne (J. Heim, Folldal Verk, personlig meddelelse), kan det udelukkes, at mineralet er cuprit. Mineralet tolkes som en martitpseudomorfose efter euhedral magnetit.

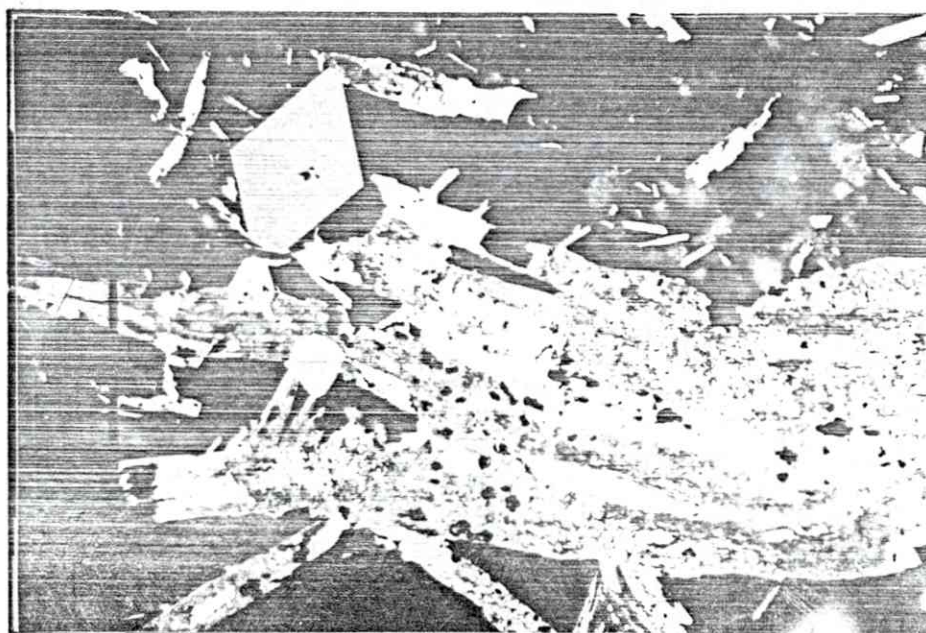


Fig. 25. Prøve 18688. Bøjede og knækkede haematitlister, der centralt består af Fe-hydroxider/-oxider med stærke røde indre reflekser. På tværs af listerne ses enkelte tvillinglameller. Sub- til euhedrale mellemgrå magnetit-idioblaster. De små lyse euhedrale krystaller er specularit.

Magnetit forekommer som sub- til anhedrale detrituskorn, som rekrystalliserede euhedrale krystaller af størrelse op til $100 \times 100 \mu\text{m}$ i stort antal (Fig. 25) samt som krystalaggregater af små euhedrale krystaller. Bortset fra enkelte euhedrale krystaller er magnetiten martitiseret i større eller mindre grad (Fig. 26). Martitiseringen følger som regel afsondringsretningerne (111) men pletformet martitisering forekommer også. Magnetitkornene er homogene uden afblandingslameller eller andre indeslutninger bortset fra nedennævnte sjældent forekommende korn. Nogle større euhedrale magnetitkorn uden eller med ubetydelig martitisering har været udsat for kraftig kataklase in situ. Der er ofte udfældet Cu-sulfider og kvarts imellem de små kantede korn. I få større detritusmagnetitkorn, der er martitiseret i randen, forekommer centralt i kornet en

stor zoneret mørk, afrundet plet med følgende R%-værdier (prøve 18671):

λ nm	420	440	460	480	500	520	540	560	580	600	620	640	660
R%	16.5	15.0	15.0	15.5	14.3	14.5	14.0	14.2	13.5	12.7	12.7	12.8	13.2

Fænomenet tolkes som en polereffekt (RAMDOHR, 1975, p. 988).

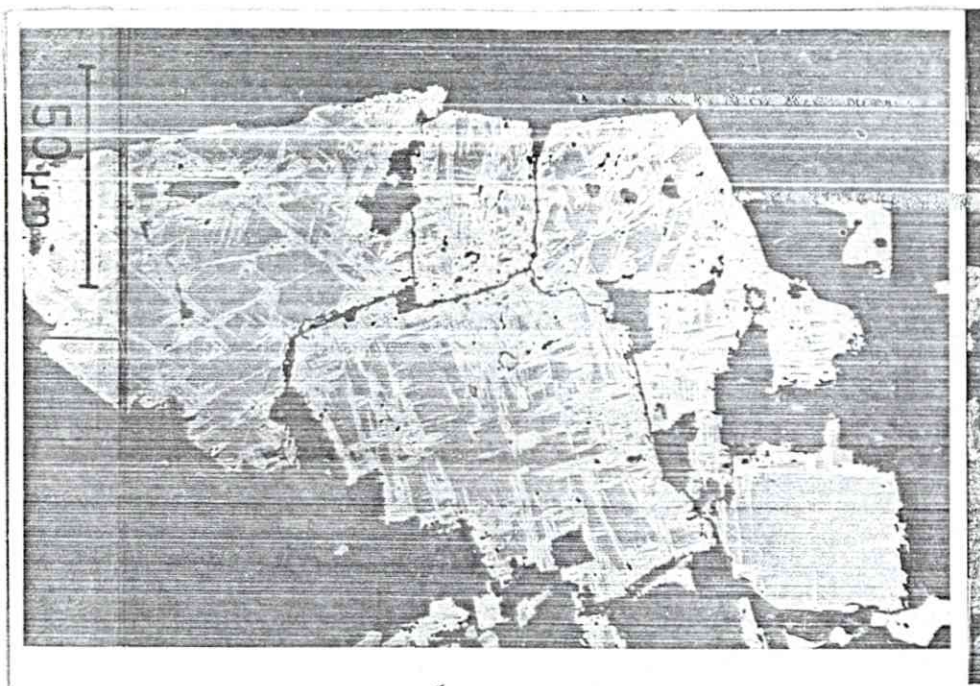


Fig. 26. Prøve 28219. Magnetitaggregat af euhedrale krystaller, der er stærkt martitiseret efter afsondringsretningen (111). Haematiten er særlig i billedets nederste halvdel korroderet og omdannet til limonit, stedvis som pseudomorfose efter magnetiten.

Goethit er påvist i tyndslib (Side 9) som anhedrale korn og i flere polerprøver som kryptokrystallinsk omdannelsesprodukt efter pyrit og chalcopyrit, ofte i zoneret rand, i enkelttilfælde med malachit. I prøve nr 18650 findes i klar kvarts en lille "stjerne" bestående af meget tynde blade skærende hinanden. Bladene har kraftig rød gennemskinnelighed. Aggregatet tolkes som lepidokrokitt (RAMDOHR, 1975, fig. 619).

Ilmenit findes som meget små euhedrale listeformede krystaller/korn med maksimale størrelse $5 \times 10 \mu\text{m}$ poikiloblastisk i aggregater af rutil og titanit/leucoxen. Disse aggregater er ret udbredt og har ofte form som rhomber med afrundede hjørner og med en længste diagonal på ca $150 \mu\text{m}$. Aggregaterne kan være pseudomorfoser efter titanit.

Cobaltit er identificeret i prøve 18696, i hvilken de euhedrale krystaller med størrelse op til $50 \times 50 \mu\text{m}$ udfylder en ca $250 \mu\text{m}$ bred og ca 20 mm lang sprække i kvarts (Fig. 27). Mineralen er identificeret ud fra følgende iagttagelser: stor hårdhed, meget svag reflektionspleokroisme, distinkt anisotropieffekt fra mørk creme til mørk grå med blåstik. Tvillinglameller forekommer i enkelte korn. R%-kurven afviger maksimalt 1% fra den af Vjalsov (RAMDOHR, 1975, tillæg) fundne (gennemsnit af 5 målinger):

λ nm	460	500	540	580	620	660
R%	47.7	47.9	51.5	52.3	54.3	56.3

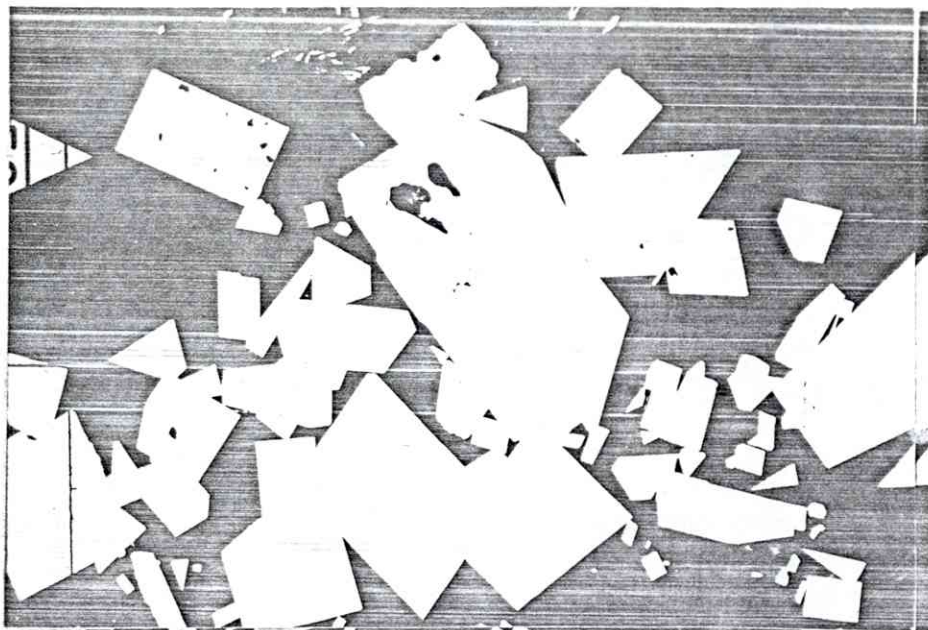


Fig.27. Prøve 18696. Sprækkefyldning af cobaltitkrystaller. 600X.

Wittichenit er identificeret i prøve 18650 (Fig.28) på følgende iagttagelser: hårdhed som chalcosin, farven er lys creme, ingen reflektionspleokroisme, svag men tydelig anisotropieffekt, ingen tvillingdannelse og ingen indre reflekser. $R\%$ -kurven følger nøje parallelt med R_m målt af Vjalsov (RAMDOHR, 1975, tillæg). Paragenesen wittichenit-bornit-chalcosin er karakteristisk for wittichenit (UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971).

Uidentificeret sulfosalt. I en afstand af et par hundrede μm fra wittichenitkornet i det samme aggregat af bornit, chalcosin og haematit findes et uidentificeret mineralkorn med følgende egenskaber: subhedralt mere eller mindre rektangulært ca $50 \times 75 \mu\text{m}$, hårdhed svarende til chalcosin, reflektionspleokroisme fra lys grå til lys blå, kraftig anisotropieffekt fra blågrå til lys brunlig, ingen indre reflekser. $R\%$ -værdier er jævnt faldende fra ca 37% på 460 nm til ca 29% på 660 nm. Mineralet er ikke nærmere bestemt.

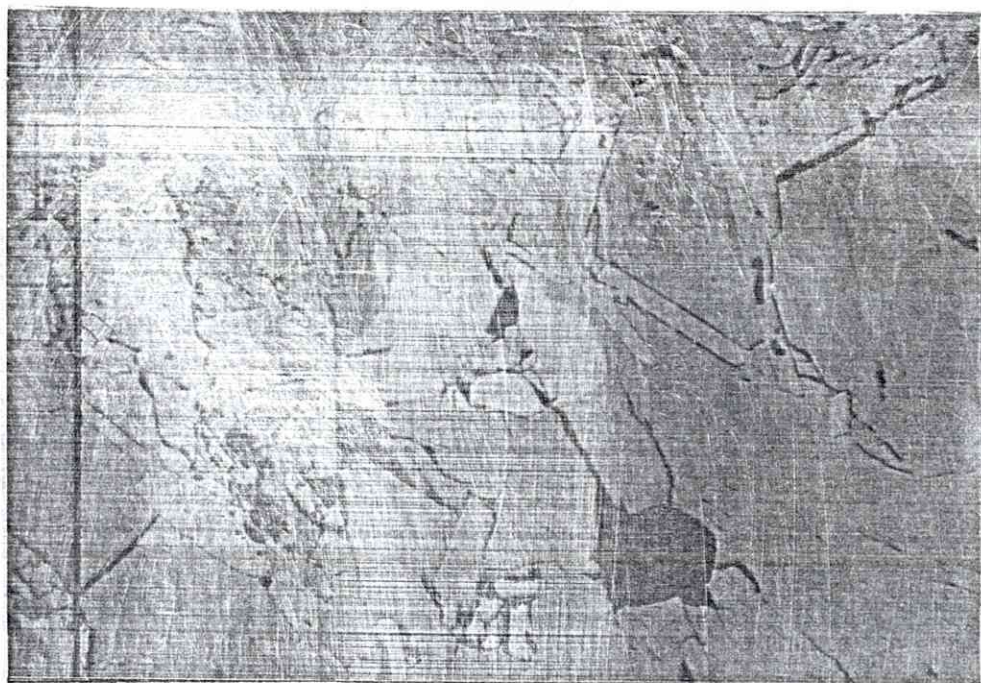


Fig.28. Prøve 18650. Centralt lys creme wittichenitkorn omgivet af let anløbet chalcosin med lancet-lameller og lille bornit-indeslutning. Mange specularit-lister. Det mørkebrune hexagonale korn er antagelig apatit.

Sølv er identificeret i prøve nr 32679 interstitielt mellem kantede feldspatkorn og dårligt afrundede kvartskorn i mindre end $2\mu\text{m}$ brede mellemrumsudfyldninger samt et par korn med diameter ca $10\mu\text{m}$. Endvidere er sølv fundet som et lille korn i hæmatit i prøve nr 32671. Umiddelbart efter polering viser en reflektionsmåling på 550 nm R% over 75% på det største korn. Hense til kornets lille diameter er målingen behæftet med stor usikkerhed, idet de i målefeltet også har været svagt reflekterende silikater.

Malachit og azurit forekommer først og fremmest på sprækkeflader i overfladen i stor mængde. Malachit overvejer stærkt azurit. I polerprøverne er azurit kun sjældent forekommende. Malachit findes hovedsaglig som omdannelsesrand rytmisk udfældet med goethit, særlig om isolerede chalcopyritkorn.

3. VÆSKE-GAS INDESLUTNINGER I KVARTS FRA ULVERYGGEN MALMFELT.

3.1. INDLEDNING.

Væske-gas indeslutninger i mineraler og bjergarter er ideelt set små prøver af de væsker og gasser, der var til stede under - og som delvis forårsagede - en lang række geologiske processer. Indenfor malmgeologien har undersøgelsen af væske-gas indeslutninger længe været et vigtigt hjælpemiddel ved udredningen af de petrogenetiske relationer. På grund af væske-gas indeslutningernes begrænsede størrelse - de fleste under $15\mu\text{m}$ - kendes ingen analysemetode, der kan give alle ønskelige kemofysiske oplysninger om den væske-gas, der findes i den enkelte indeslutning.

Undersøgelsesmetoderne deles i to hovedgrupper: destruktive og non-destruktive metoder. Ved de destruktive metoder frigøres og opsamles væske og gas fra indeslutningerne til påfølgende analyse, f.eks. gaschromatografi, spektralanalyse eller atomabsorptionsanalyse. Metoderne har visse mangler, idet det er vanskeligt at undgå forurening af gas og væske med materiale fra moderbjergarten og knuseindretningen. Det er endvidere vanskeligt at opsamle de meget små mængder gas og væske, som indeslutningen repræsenterer.

De non-destruktive metoder - mikrotermometri - anvendes ved undersøgelse af indeslutninger i transparente mineraler i sidesten og gangart eller i transparente malmmineraler, f.eks. sphalerit. I denne undersøgelse er væske-gas indeslutningerne undersøgt ved mikrotermometri på kvarts fra årer og matrix i den malmmineraliserede sandsten.

3.2. PRINCIPPER FOR MIKROTERMOMETRI.

Under krystalvæksten i en fluid fase vil små mængder af den fluide fase blive fanget i krystallen, hvor der under væksten opstår uregelmæssigheder f.eks. som følge af ændret væksthastighed (ROEDDER, 1967b). Den fluide fase er oftest en homogen vandig salin opløsning, der under afkølingen danner en gasboble, fordi opløsningen vil trække sig langt mere sammen end det omgivende mineral. Hvis opløsningen under afkølingen bliver overmættet med et eller flere salte, vil disse kunne udfældes som dattermineraler. Ikke sjældent indehol

der indeslutningerne diminutive faste fase, f.eks. magnetit, der ikke er datter-mineraler. Disse faste faser er som regel ført med af den hydrotermale fluide fase.

Heterogene fluide faser kan ses, hvis to immiscible væsker som vand og olie fanges i den samme indeslutning. Det samme er tilfældet med to fluide faser, hvoraf den ene er vandig og den anden er rig på CO_2 . Immiscibilitet ved stuetemperatur kræver dog ikke nødvendigvis immiscibilitet under indfangningsbetingelserne, fordi gensidig opløselighed af CO_2 og H_2O veksler stærkt med temperaturen: en oprindelig homogen fluid fase fanget i en indeslutning kan under afkølingen danne to immiscible fluide faser: superkritisk CO_2 og subkritisk H_2O .

Ved mikrotermometriske undersøgelser af væske-gas indeslutninger kan opnås nedenstående type informationer, som er vigtige parametre til forståelsen af den fluide fases kemiske og fysiske egenskaber og de mineraldannende processer:

a. Homogeniseringstemperatur.

Homogeniseringstemperaturen T_h er den temperatur, ved hvilken en fler-fase (heterogen) indeslutning overgår til en homogen fluid fase under opvarmning. Denne temperatur repræsenterer - efter eventuel trykkorrektion - den temperatur, den fluide fase havde, da indeslutningen blev fanget under mineralets krystalvækst. I sjældne tilfælde kan en gruppe af indeslutninger bestå af både gas-rige og gas-fattige indeslutninger. Dette tyder på, at disse indeslutninger blev dannet under samme tryk og temperatur men fra en heterogen fluid fase (bestående eksempelvis af gasbobler i en væske). En sådan gruppe af indeslutninger vil dels homogenisere i væske-fase, dels i gas-fase, og i dette tilfælde skal homogeniseringstemperaturen ikke korrigeres for et skønnet tryk. Derimod kan trykket bestemmes ud fra homogeniseringstemperaturen fra tabeller over sammenhørende tryk og temperaturer for coeksistens af væske og gas for et relevant fluid-fase system (eksempelvis H_2O -NaCl eller CO_2 - H_2O).

b. Kemisk sammensætning.

Ved måling af frysepunktsdepressionen under afkøling bestemmes for væske-gas (v-g) indeslutninger væskens indhold af salte ud fra systemet H_2O -NaCl efter diagrammet figur 29. Da NaCl er langt det vigtigste salt i væskeindeslutninger, angives saliniteten ofte i ækvivalent vægt% (ækv.vt%) NaCl, hvilket vil sige den mængde NaCl, der alene ville give den iagttagne frysepunktsdepression. Ud over NaCl indeholder v-g indeslutninger dog ofte også andre salte (KCl, CaCl_2 , MgCl_2 m.fl.), der kan medvirke kraftigt til frysepunktsdepressionen.

Af figur 29 fremgår, at der på temperaturer under den eutektiske temperatur -21.1° dannes hydratet $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. I v-g indeslutninger er denne hydratdannelse imidlertid yderst sjælden, antagelig på grund af nukleations-kinetiske vanskeligheder som følge af den i laboratoriet normalt anvendte relativt hurtige afkøling (ROEDDER, 1971b). Normalt fås hydratdannelse kun i indeslutninger, der udover væske og gas, også indeholder en NaCl-krystal.

NaCl-hydratet smelter inkongruent til NaCl + en mættet opløsning på temperaturen $+0.15^{\circ}$. Smeltningen foregår meget langsomt: der er ved denne undersøgelse målt "smelte"-temperaturer på $8-10^{\circ}$ selv efter flere minutters opvarmning. NaCl har i disse tilfælde gendannet en terning ud fra hydrat-krystalgrøden i intervallet $15-20^{\circ}$.

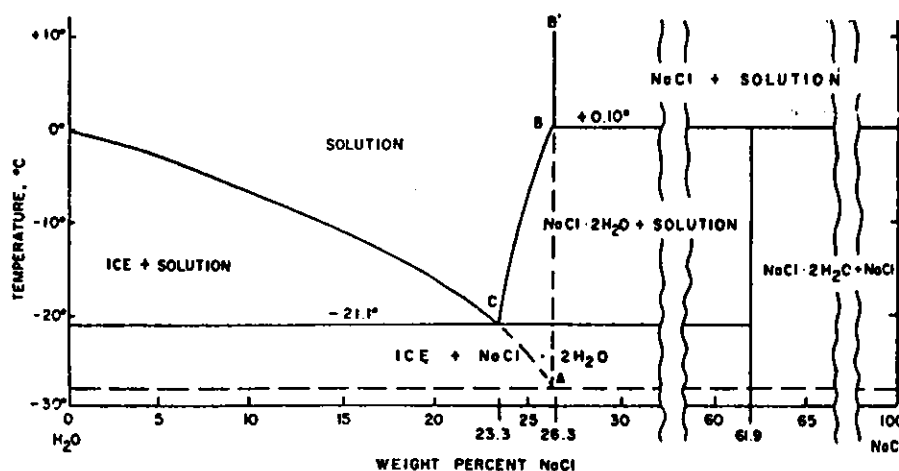


Fig. 29. Fasediagram for systemet NaCl-H₂O. Efter ROEDDER (1963).

Hydratdannelsen er diagnostisk for NaCl, da det næst vigtigste salt KCl ikke danner hydrat og da saliniteten meget sjældent er så stor, at frysepunktsdepressionen kommer under den eutektiske temperatur for systemet NaCl-CaCl₂-H₂O og NaCl-CaCl₂-MgCl₂-H₂O, henholdsvis -52.0° og -58.0° , med dannelse af hydraterne for CaCl₂ og MgCl₂ til følge (Fig. 30).

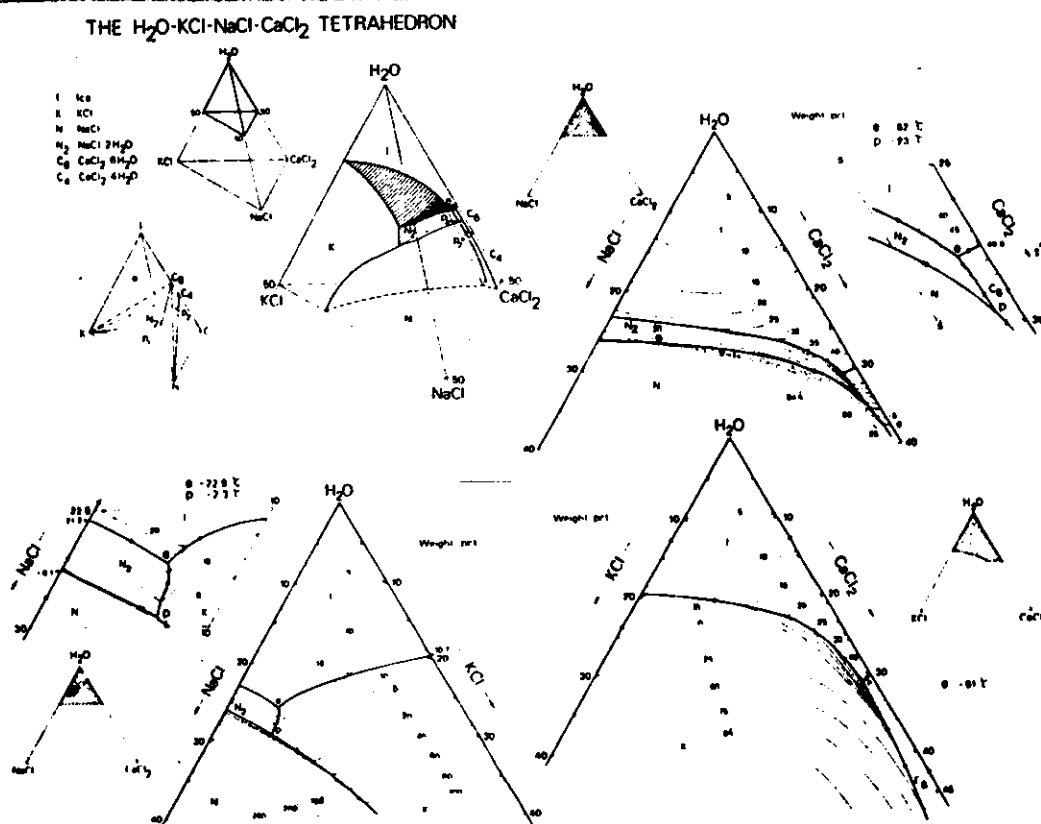


Fig. 30. Fasetetraeder og diagrammer for systemet H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂. Tetraedre viser en delvis skematisk polytermal projektion af den H₂O-rige del af systemet. Endvidere er vist liquidus fase-relationerne for de ternære delsystemer. En gas-fase er altid tilstede udover de viste faser. De eutektiske temperaturer er angivet med e. (Fra Konnerup-Madsen, 1978).

I systemet $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ kan et tilnærmet minimumsforhold $\text{CaCl}_2/\text{NaCl}$ i vt% bestemmes af diagrammet figur 31 ud fra en frysepunktsdepression lavere end -22.9° , idet KCl kun har en meget begrænset virkning på frysepunktsdepressionen.

CaCl_2 og/eller MgCl_2 i NaCl -opløsningen influerer stærkt på opløseligheden af NaCl , idet selv små mængder af disse salte vil foranledige en tidligere udfældning af NaCl ved stuetemperatur, således at der dannes en væske-gas-krystal (v-g-x) indeslutning.

Saliniteten af v-g-x indeslutningerne er i denne undersøgelse bestemt ud fra frysepunktsdepressionen (smeltetemperaturen T_m) og NaCl -krystallens opløsningstemperatur T_{sol} i diagrammerne figur 30.

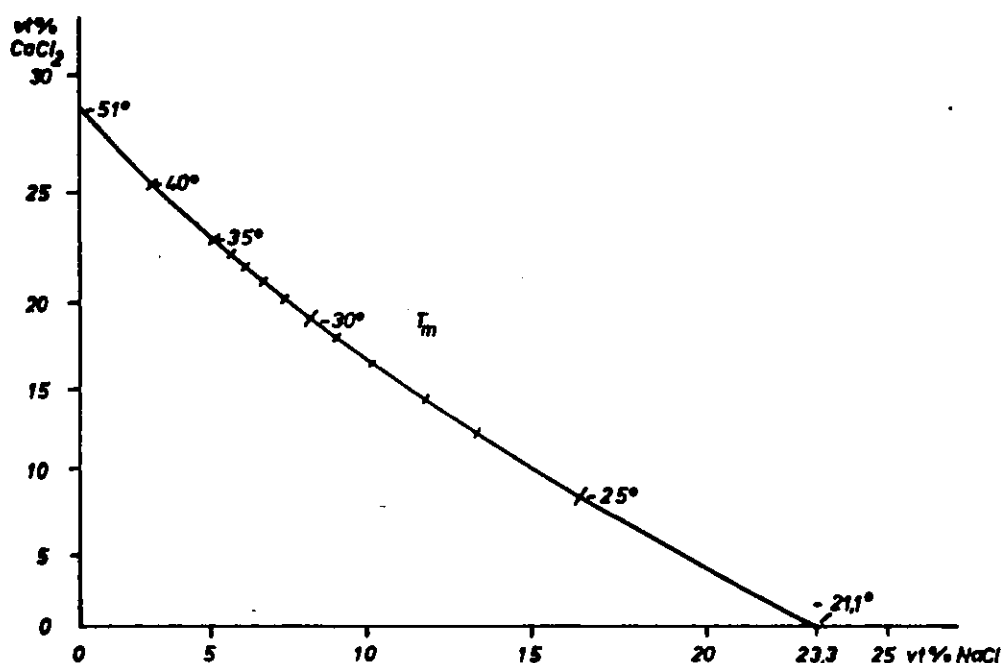


Fig. 31. Udsnit af liquidus forholdene for $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Kurven angiver minimumsmeltetemperaturer for en væske-gas indeslutning indeholdende varierende koncentrationer af både NaCl og CaCl_2 . Kurven svarer til fasegrænsen mellem I og N_2 i systemet $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ vist i figur 30. Modificeret efter KONNERUP-MADSEN (1976).

c. Densiteten i g/cc bestemmes ud fra indeslutningernes salinitet i forbindelse med deres homogeniseringstemperatur (Fig. 51).

3.3. ANALYSEMETODE.

Der er anvendt en non-destruktiv analysemetode til bestemmelse af indeslutningernes homogeniseringstemperatur og opløsningernes salinitet ved hjælp af et Chaix Meca varme/kulde-bord på mikroskop med long-focus objektiv.

Varme/kulde-bordets konstruktion og virkemåde fremgår af POTY et al (1976) til hvilken der henvises. Dets arbejdsområde går fra -180° til $+600^\circ$.

Temperaturen i prøvekammeret måles elektrisk over en modstandstråd umiddelbart under prøvekammeret. Den målte temperatur skal korrigeres for termometerets fejlvisning efter kalibreringsdiagrammet figur 32, der er udført af J. Konnerup-Madsen på grundlag af stoffer med kendt smeltepunkt.

a. Måling af homogeniseringstemperatur T_h og opløsningstemperatur T_{sol}

Temperaturen i prøvekammeret hæves ved hjælp af et manuelt betjent variometer, der er dimensioneret på en sådan måde, at en ønsket temperatur i intervallet mellem stuetemperatur og ca 550° (bestemt af termometeret) kan fastholdes i lang tid uden nævneværdig regulering. Dette har stor betydning for opnåelse af en homogen opvarmning af prøven, hvilket er af særlig vigtighed umiddelbart før opløsning (T_{sol}) af et eventuelt dattermineral og før homogenisering (T_h). Under målingerne er temperaturen hævet med ca 2° /minut de sidste 50° og med ca $\frac{1}{2}^{\circ}$ /minut de sidste 10° før T_{sol} henholdsvis T_h .

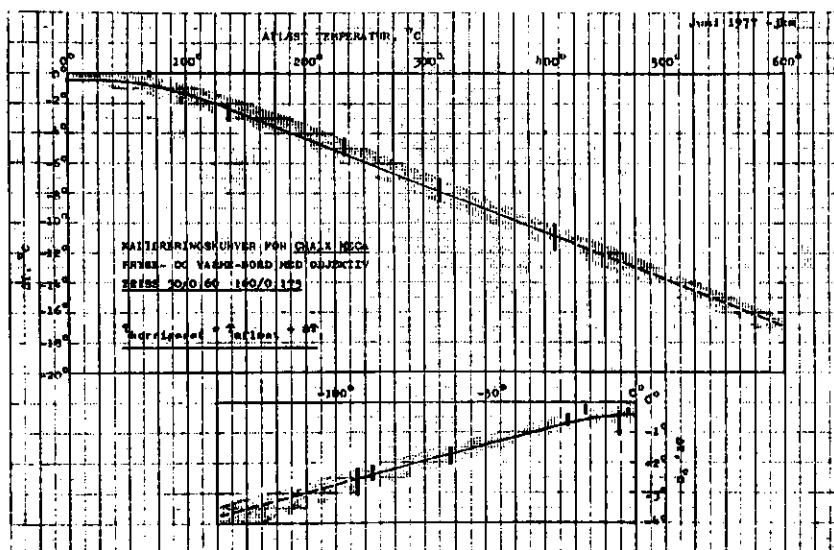


Fig. 32. Temperaturkorrektionsdiagram til Chaix Meca varme/kulde-bord ved Institut for petrologi.

Opløsningen af dattermineralet foregår over et vist temperaturinterval, der indledes med, at krystallens hjørner og kanter afrundes. Opløsningen af de fleste salte er forbundet med en varmetoning: afgivelse eller forbrug af varme. Under normalbetingelserne gælder f.eks., at KCl forbruger ca 18×10^3 joule/mol for at gå fra fast til fluid fase i en vandig opløsning. Det er derfor vigtigt, at temperaturen kun ændres meget langsomt i opløsningsintervallet, så den ved opløsningen opståede temperaturgradient kan udlignes. NaCl har næsten ingen varmetoning og opløses kun langsomt i varmt vand. KCl, der som NaCl er kubisk, kan diagnosticeres i forhold til NaCl på, at KCl opløses meget hurtigere i varmt vand.

Under opvarmning til homogenisering i fluid fase formindskes gasboblens volumen og boblen skifter ofte plads i indeslutningen. Herunder sker det ikke sjældent, at boblen forsvinder i mørke områder, hvilket kan gøre det umuligt at bestemme T_h . Når boblens diameter er blevet under $1 \mu m$, bliver boblen udsat for Brown'ske bevægelser, der bevirker, at boblen bliver meget livlig og ofte sporadisk kommer til syne igen fra ovennævnte mørke områder. Det er ikke muligt ud fra boblens størrelse eller bevægelser at bestemme T_h , da de Brown'ske bevægelser kan foregå over intervaller på 20° eller mere, før boblen forsvinder (ROEDDER, 1968b).

Fornyset bobledannelse ved afkøling efter homogenisering viste sig ofte at være forbundet med væsentlig underafkøling - 50° eller mere - og skete i enkelte tilfælde spontant fra indeslutningens vægge af et stort antal meget små bobler, der pludselig på samme tid kom til syne og dannede en fælles boble. Dette fænomen kan antagelig forklares ved, at afkølingen fra den høje homogeniseringstemperatur har været relativt hurtig.

Ved måling af T_h på væske-gas indeslutninger i syntetisk kvarts har ROEDER & KOPP (1975) bestemt en usikkerhed på T_h på $\pm 5^{\circ}$ som følge af fastsættelsen af tidspunktet for gasboblens forsvinden og særlig som følge af den horisontale og den vertikale temperaturgradient over prøven. Som det fremgår af termometerets kalibreringskurve figur 32, er korrektionen negativ med en usikkerhed på ca $\pm 1^{\circ}$. Den væsentligste usikkerhed kommer dog ind ved korrektion af homogeniseringstemperaturen på grundlag af det på dannelses-tidspunktet herskende estimerede tryk.

b. Måling af frysepunktsdepressionen, bestemmelse af smeltetemperaturen T_m .

Ved afkøling af prøvekammeret ledes luftformig nitrogen gennem en termobeholder med flydende nitrogen. Luftstrømmen gennem varme/kulde-bordet reguleres med en hane på tilførselsslangen i en sådan afstand fra bordet, at det er vanskeligt at fastholde en bestemt temperatur i længere tid. Den herved opståede usikkerhed skønnes af størrelsesordenen $\pm 1^{\circ}$. Korrektionen i det aktuelle måleområde (-15° til -35°) er negativ (Fig. 32) med en usikkerhed på ca $\pm \frac{1}{2}^{\circ}$.

Den alt overvejende del af de undersøgte indeslutninger nukleerer ikke is selv efter lang tids afkøling på meget lave temperaturer (-80° - -100°). De indeslutninger, der danner is, er også stærkt underafkølede. I stedet for at måle frysepunktstemperaturen måles derfor dels isens første smeltetemperatur T_{m1} , ved hvilken isen begynder at smelte, dels den endelige smeltetemperatur T_{m2} , ved hvilken den sidste iskrystal smelter. Det er vanskeligt at bestemme T_m , hvis der i indeslutningen også er dannet $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, selv om isen har lav dobbeltbrydning og højt negativt relief og hydrateret høj dobbeltbrydning og højt positivt relief.

3.4. PRØVEMATERIALET OG INDESLUTNINGERNE.

Sandstenen i malmfeltet er meget heterogen og gennemsat af et stort antal små sprækker, der er kvartsfyldte. Den i matrixen værende sekundære kvarts er alt overvejende meget finkornet med mosaikstruktur og ofte med tyndt chloritlag på korngrænserne, hvilket bevirker, at eventuelle væske-gas indeslutninger bliver slørede og utydelige i mikroskopet. I de større sprækker, der har en bredde op til ca 1 cm og en længde op til ca 10 cm, findes ofte en farveløs gennemsigtig kvarts i store korn med et overordentligt stort antal væske-gas indeslutninger. I disse kvartsfyldte sprækker findes ofte $\frac{1}{2}$ -1 cm store malmkorn bestående af bornit med chalcosin/digenit samt mange små euhedrale til subhedrale malmkorn (Fig. 34).

I de primære detrituskvartskorn findes ikke sjældent små væsk-gas indeslutninger samt faste indeslutninger, især tynde rutilnåle. Indeslutningerne i denne primære kvarts stammer fra kvartsens dannelse i sandstenens moderbjerg-art og skal følgelig undgås ved de mikrotermometriske undersøgelser.

De anvendte prøver er taget i grube Olle og grube John i overfladen og ned til ca 50 m dybde (Prøvetagningskort I og II). Af de valgte prøver er der fre stillet ca 20 ikke-monterede slib med en tykkelse fra 0.5 til 0.8 mm under hensyntagen til kvartsens gennemsigtighed. Slibene er poleret på begge sider. Selv om indeslutningerne i disse slib under det almindelige polarisationemikroskop syntes brugelige til mikrotermometri-undersøgelse, viste det sig, at kun 5 prøver var anvendelige på varme/kulde-bordet, hvis optiske system kvalitetsmæssigt bliver stærkt forringet af prøvekammerets dækglass. Der er udført målinger på følgende prøver:

- prøve nr 18638, grube Olle: klar mellemkornet årekvarts med meget stort antal v-g og væsentligt færre v-g-x indeslutninger af størrelse 2-15 μm . Der findes en del chlorit på korngrænserne og små subhedrale opake korn såvel i kvartskornene som på korngrænserne.
- prøve nr 18642, grube Olle: mellem-til grovkornet klar årekvarts med meget stort antal af såvel v-g som v-g-x indeslutninger af størrelse op til 35 μm . De fleste brugelige indeslutninger er af størrelse 10-15 μm . I en del indeslutninger findes diminutive uidentificerede opake korn. I prøven findes bornit-chalcosinkorn med $\emptyset$ op til 10 μm . Der findes kun meget lidt chlorit.
- prøve nr 28193, grube John: hovedsaglig mellemkornet klar årekvarts men også mellem- til finkornet matrixkvarts. Der findes karakteristisk mange små sub-til anhedrale opake korn. Indeslutningerne er overvejende små v-g indeslutninger i såvel åre- som matrixkvarts.
- prøve nr 18665, grube Olle: finkornet matrixkvarts med få v-g indeslutninger af størrelse 3-7 μm . Der findes en del finkornet chlorit og opake korn.
- prøve nr 28194, grube John: mellem- til grovkornet matrixkvarts med stort antal v-g-x samt v-g indeslutninger af størrelse 20 μm .

Væskeindeslutninger defineres som primære (ROEDDER, 1967, 1976), hvis indeslutningerne er dannet samtidig med den omgivende krystal og af den samme opløsning. En sekundær indeslutning kan være dannet millioner af år senere af en senere opløsning, som ikke nødvendigvis har forbindelse med den primære opløsning. Sekundære indeslutninger er som regel langt mere almindelige end primære og findes ofte i stort tal på helede sprækker. Dog er indeslutninger på helede sprækker ikke altid sekundære, idet der under krystalvæksten kan opstå sprækker, der ophæler i forbindelse med den fortsatte krystalvækst. De indeslutninger, der dannes i en sådan ophelet sprække, kaldes pseudosekundære.

En indeslutning kan have været udsat for afsnøring - necking down - hvorved indeslutningens væske-gas indhold bliver fordelt på to eller flere nye indeslutninger. Da indeslutningens densitet udtrykt ved væske/gas forholdet som oftest er drastisk ændret i de afsnørede indeslutninger, er disse ikke længere repræsentative for den oprindelige indeslutning og der er derfor ikke foretaget målinger på disse.

Efter ROEDDER's (1976) klassifikation kan de undersøgte indeslutninger inddeles således:

I. Primære:

- A.3. Isolerede indeslutninger fjernet > 5 gange indeslutningens diameter fra andre indeslutninger.
- A.4. Tilfældig tredimensional fordeling af indeslutninger i krystallen.
- A.7. Indeslutninger associeret med gruppe af faste indeslutninger.
- C.2. Forekomst som subparallelle grupper relateret til vækstretninger i krystallen.
- F.1. Store indeslutninger og/eller med regelmæssig form.
- F.2. Negativ krystalform - med forbehold.

II. Sekundære.

- A. Planare grupper i helede sprækker ud til krystallens overflade.
- B. Meget tynde og flade indeslutninger i forbindelse med afsnøring.

III. Pseudosekundære.

- A. Forekomst som sekundære indeslutninger (II.A.) men med sprække synligt sluttende inde i krystallen.
- B. Generelt mere tilbøjelig til regelmæssig form og negativ krystalform end sekundære indeslutninger i samme prøve.

Undersøgelsen baserer sig på måling af 374 indeslutninger, hvoraf 240 (svarende til 65%) stammer fra årekvarts og ca 35% fra grovkrystallinsk matrixkvarts. Alle indeslutningerne består af vandige opløsninger. Indeslutninger med CO_2 er ikke påvist. De vandige indeslutninger er en-fase væske, to-fase væske-gas, tre-fase væske-gas-krystal eller multifase indeslutninger med flere faste faser. I enkelte tilfælde er påvist væske-krystal indeslutninger.

Der er ikke målt på væske og væske-krystal indeslutninger, da disse antagelig har været udsat for lækage eller afsnøring, hvorved de indbyrdes forhold mellem faserne er ændret. Disse indeslutninger er derfor ikke repræsentative.

Efter Roedders klassifikation er type I.A.3,4 og 7 kun observeret i ganske få tilfælde (Fig. 33 og 34), hvorimod type I.C.2 (Fig. 35), F.1 og 2 (Fig. 36, 37 og 38) ofte er forekommet. Type II.A er let genkendelig, fordi bruddet i kvarts er konkoidalt - ikke retliniet - og fordi sprækken fortsætter over korngrænserne ind i nabokornene. Denne type er meget almindelig og adskiller sig fra type I.C.2 ved ikke at være retliniet. Type II.B er ikke sjælden (Fig. 39). Type III.A er ikke almindeligt forekommende, hvorimod type III.B er meget almindelig (Fig. 35(?), 38 og 40).

Som det fremgår af figurerne 33, 34, 35, 38 og 40 har indeslutningerne generelt en meget regelmæssig form - mange med negativ krystalform. De mindste indeslutninger er som regel vel afrundede. Dog findes mange små indeslutninger med regelmæssig geometrisk form med svagt afrundede hjørner (Fig. 35 og 40). I figur 40 er vist krydsning af 3 sprækker, hvoraf de 2 sprækker, der antagelig indeholder pseudosekundære v-g indeslutninger, sandsynligvis er yngre end den 3. sprække, der indeholder store primære (?) v-g-x indeslutninger (CHIVAS & WILKINS, 1977).

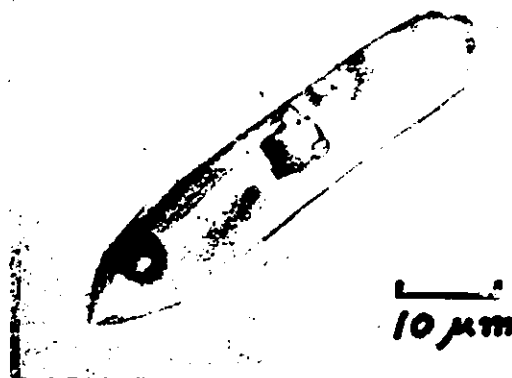


Fig.33. Primær, isoleret multifase-indeslutning med halitterning og 3-4 ubestemte faste faser. Type I.A.3 og F.1. Retoucheret.

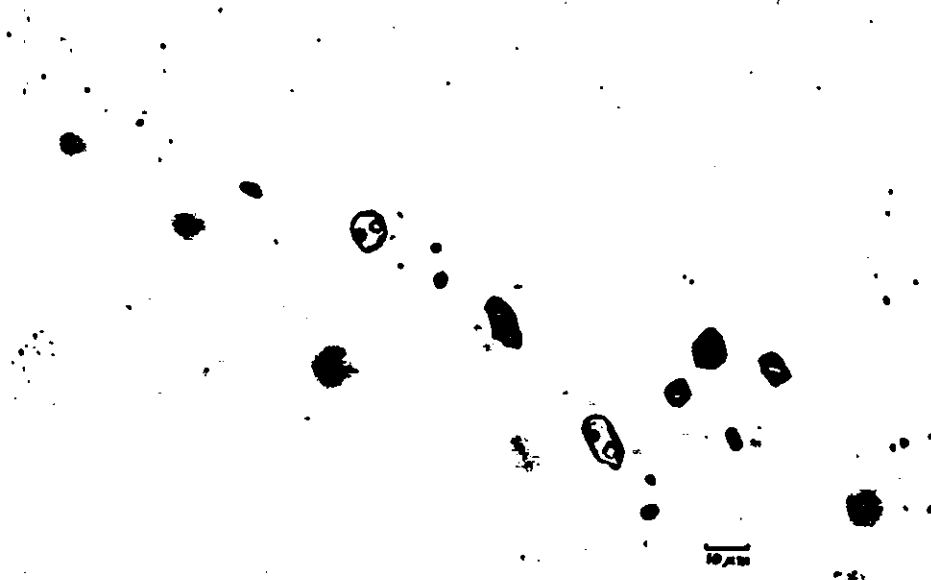


Fig.34. Langstrakt sprækkelignende samling af sub- og euhedrale ubestemte malmineraler med enkelte primære v-g-x indeslutninger af typen I.A.7.

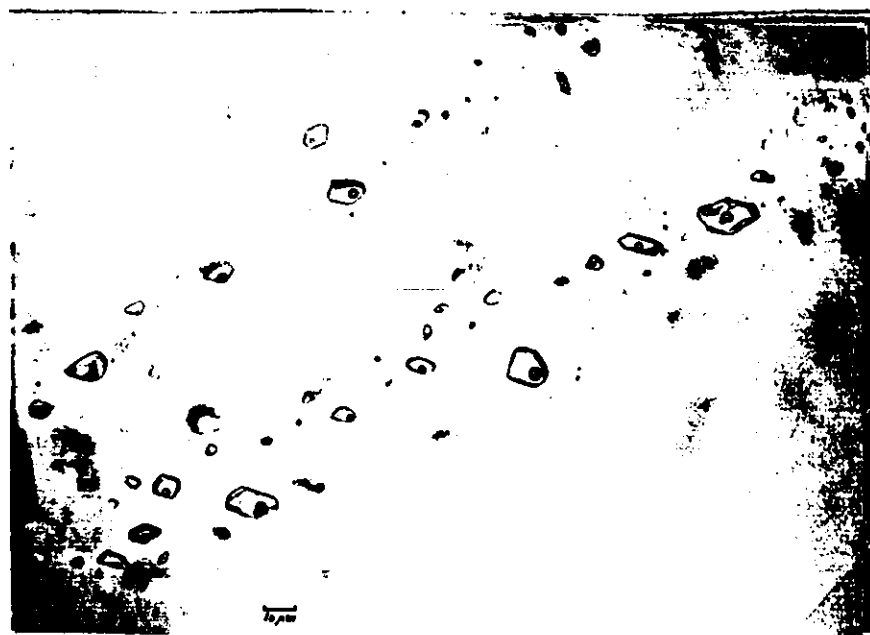


Fig.35. To af flere parallelle retliniede grupper primære regelmæssige v-g indeslutninger af typen I.C.2. Grupperne fortsætter plant skråt ned gennem slibet. I billedets øverste højre hjørne ses korngrænsen, der ikke overskrides af de afbillede grupper. Kvartskrystallens vækstretning går diagonalt over billedet vinkelret på de parallelle grupper.



Fig.36. Stor primær v-g-x-x-? indeslutning af typen I.F.1 og 2. Indeslutningen har negativ krystalform som hexagonalt prisme. Til højre neden for gasboblen ses et opakt globulært ubestemt mineral, der kan være et oliederivat. Endvidere ses et par ubestemte faste faser. Bemærk afsnøringen i højre kant. Retoucheret..

Den faste fase i tre-fase indeslutningerne er generelt en terning af halit. I et enkelt tilfælde er dattermineralet udformet som et oktaeder modificeret med en terning (Fig.37). Et par multifase indeslutninger viser 3-5 ubestemte dattermineraller (Fig.33 og 38). I 5-6 indeslutninger forekommer et rektangulært mineral (Fig.38), der antagelig er anhydrit (ROEDDER, 1971b, 1972a).



Fig.37. Stor isoleret v-g-x indeslutning med sammensat negativ krystalform af typen I.F.1 og 2. Indeslutningen er omgivet af meget små ubestemte indeslutninger. Dattermineralet har oktaederform, svagt modificeret med en terning. Minerallet er mest sandsynligt halit. Retoucheret.

I ikke få tilfælde er der konstateret et ubestemt diminutivt opakt mineralkorn, når gasboblen er forsvundet ved homogenisering. Kun i et par tilfælde er fundet større opake korn som vist i figur 39. I nogle multifase indeslutninger har der foruden saltterningen været et andet ubestemt dattermineral udkrystalliseret euhedalt som terning væsentligt mindre end halit-terninge. Dette mineral er ikke opløst ved homogeniseringstemperaturen eller selv væ-

sentligt højere temperaturer, hvorfor mineralet antagelig er et silikat. Det røber sig ved at være stærkt lysende i forhold til den omgivende kvarts. Enkelte indeslutninger - med saltkrystal - har foruden gasboblen også en anden globular opak fase, altid væsentligt mindre end gasboblen (Fig. 36 og 40). Denne fase synes at klæbe til indeslutningens væg, idet den ikke er bevægelig som gasboblen. Mineralet er ikke bestemt men kunne være et siliciderivat, da der er påvist relikter af acritarcher i bjergarten (jf side 8 og figur 8).

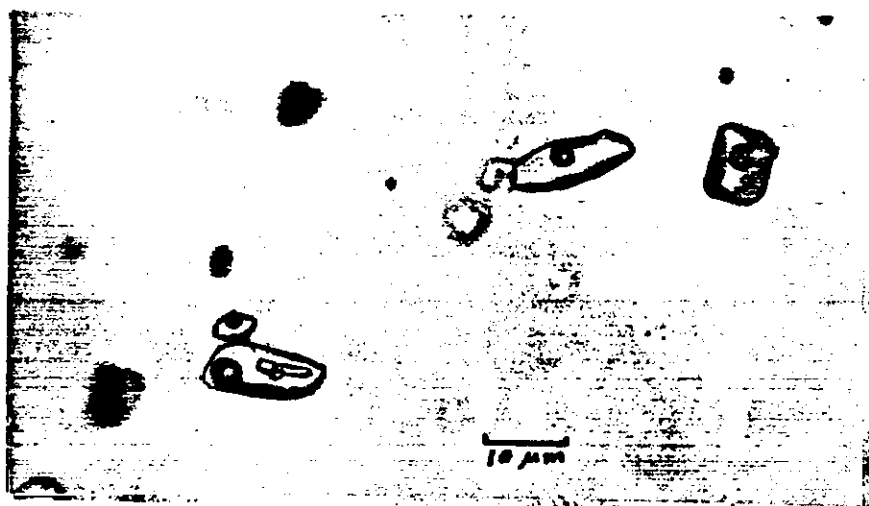


Fig. 38. 3 pseudosekundære (?) v-g indeslutninger af typen III.B samt 1 primær multifase-indeslutning, der antagelig er af en anden generation end ovennævnte. Dattermineraller: halit-terning, anhydrit (? , tabulær form) og en ubestemt fast fase.



Fig. 39. Stor v-x og lille v indeslutning efter afsnøring. Type II.B. I den store indeslutning ses et opakt subhedralt 6-kantet korn, der antagelig er specularit. Gasboblen og eventuelle dattermineraller kan være afsnøret i andre indeslutninger udenfor billedfeltet.

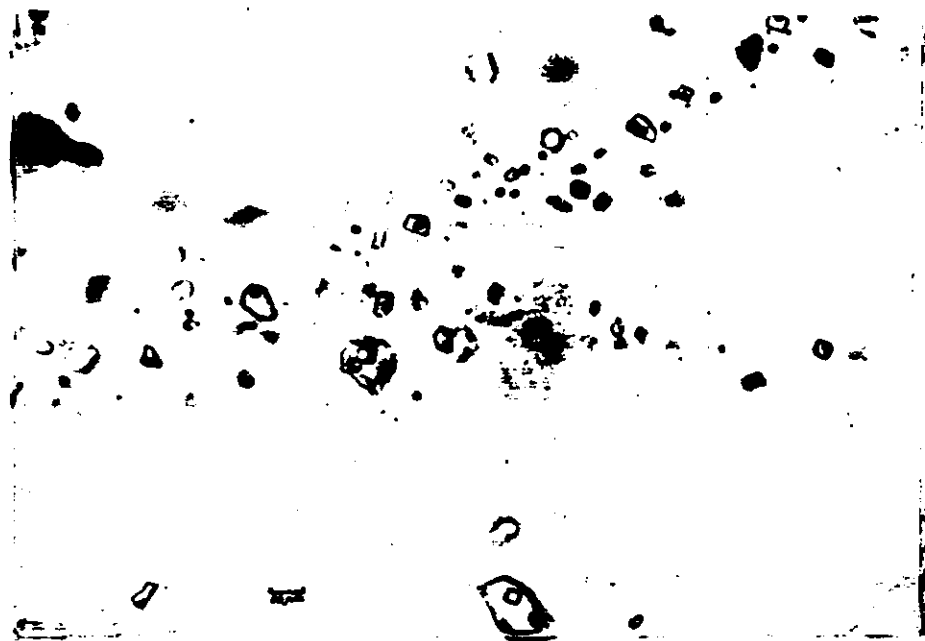


Fig. 40. Sammenløb af 2 sprækker med små v-g og enkelte små v-g-x indeslutninger af typen III.A og B samt en 3. sprække med 2 stor primære (?) v-g-x indeslutninger i fokus og i venstre øverste hjørne en tilsvarende ude af fokus. Bemærk de opake globulare korn i de 2 store indeslutninger.

3.5. MIKROTERMOMETRI -RESULTATER.

a. Homogeniseringstemperaturerne T_h er angivet for de enkelte prøver på histogrammerne, figur 41. Indeslutningerne er dels v-g: ikke udfyldte kvadrater og dels v-g-x indeslutninger: udfyldte kvadrater. Som følge af usikkerheden på målingerne af T_h - jf side 30 - og af overskuelighedsgrunde er histogrammerne tegnet med 5° intervaller begyndende på 140° .

Prøve nr 18638 omfatter 118 T_h -målinger, hvoraf 41 er v-g-x indeslutninger (histogram 18638a). Temperaturintervallet går fra 145° til 535° med meget stor overvægt (ca 70%) i intervallet 145° - 225° . Fordelingen er tilnærmet lognormal fordelt over dette interval. I samme interval fordeler v-g-x indeslutningerne sig i to populationer, der har den største population i det laveste temperatur område. T_h for v-g indeslutningerne i dette interval (histogram 18638b) danner en skæv fordeling med vægten i laveste halvdel som v-g-x indeslutningerne.

Prøve nr 18642 omfatter 141 T_h -målinger fordelt på 78 v-g indeslutninger og 63 v-g-x indeslutninger. Temperaturintervallet går fra 145° til 510° (histogram 18642a). T_h er ret jævnt fordelt i intervallet 145° - 435° . T_h for v-g-x indeslutningerne har en største population omkring 290° - 300° men er ellers jævnt fordelt. T_h for v-g indeslutningerne ses i histogram 18642b, der viser en ret jævn fordeling med en ringe overvægt i intervallet 145° - 245° . I prøven blev yderligere målt på 5 v-g-x indeslutninger, der ikke homogeniserede på 550° korrigeret, der er termometerets maksimumstemperatur. I disse indeslutninger, der ikke i udseende eller dimensioner adskiller sig fra de øvrige undersøgte indeslutninger, fandt der kun en ganske ringe kontraktion sted af gasboblen

selv efter mere end $\frac{1}{2}$ times forløb på maksimumstemperaturen. Målingerne er ikke medtaget i histogrammerne. I forbindelse med denne lange varmeperiode skete der et stort antal decrepitationer, der antagelig står i forbindelse med kvarts' inversionspunkt på $573^{\circ}+3^{\circ}/100$ bar (ROEDDER, 1971a).

Prøve nr 28193 omfatter 30 målinger, hvoraf 7 er v-g-x indeslutninger. Målingerne er spredt jævnt over intervallet 150° - 535° . Der er en meget svag tendens til gruppering i intervallet 390° - 415° .

Prøve nr 28194 omfatter 40 målinger i intervallet 145° - 525° . 95% af målingerne findes i intervallet 145° - 350° jævnt fordelt med lille overvægt i intervallet 200° - 235° . v-g-x indeslutningerne udgør 40% og er spredt over hele intervallet.

Prøve nr 18665 omfatter kun 6 målinger, alle på v-g indeslutninger, der alle er samlet i intervallet 170° - 190° .

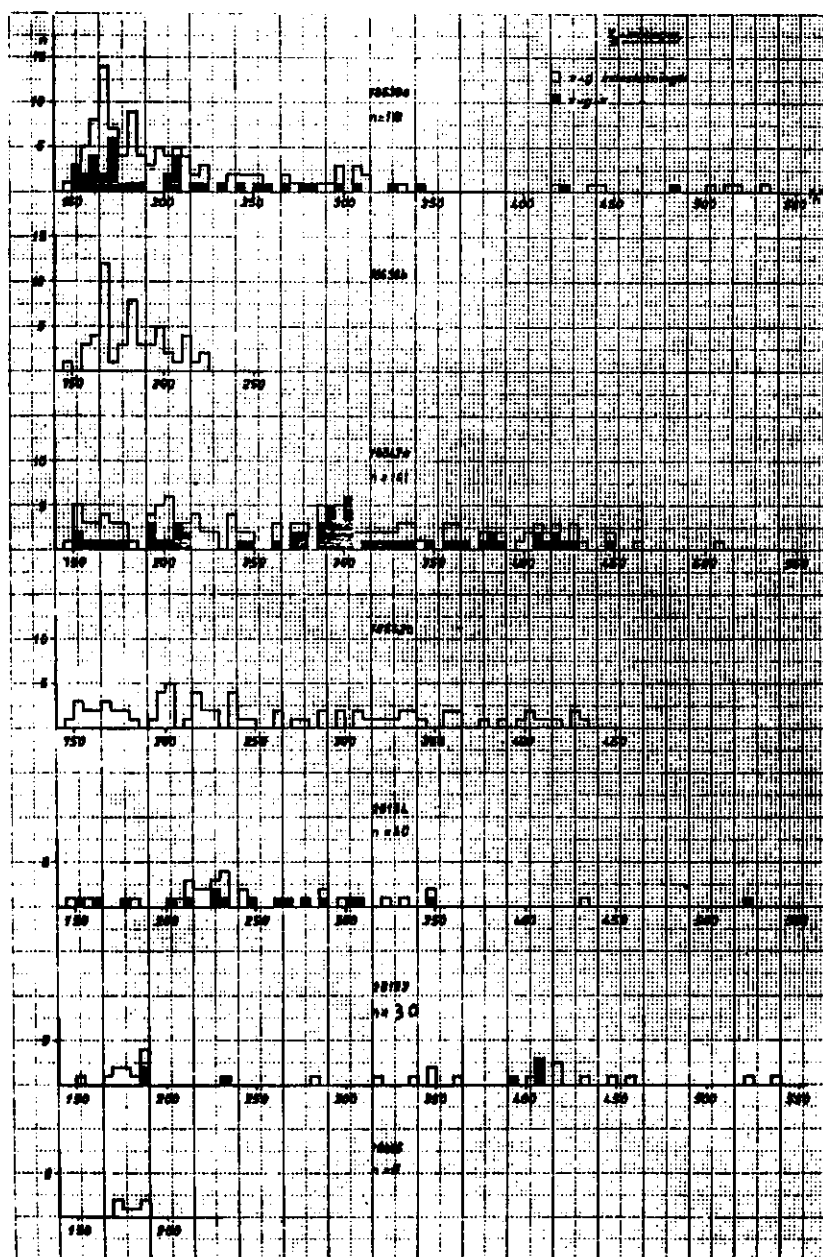


Fig. 41. Homogeniseringstemperaturer for de enkelte prøver.

Primo juli 1978 blev i håndstykke nr 18640, grube Olle, fundet en ca 6 mm lang, ca 5 mm bred og ca 3 mm tyk farveløs kvartskrystal med een veludviklet prismeflade med kombinationsstribe. Krystallen voksede fra sidestenen ind i et kvartsfyldt hulrum med en diameter på ca 2 cm. Foruden denne krystal findes i hulrummet et par bornitkorn med en diameter på 5-6 mm samt flere mindre bornitkorn. Hulrummet er udfyldt af kantede uklare kvartskorn. Den nævnte kvartskrystal indeholder et meget stort antal små v-g indeslutninger og enkelte lidt større v-g-x indeslutninger. I krystallens rodende findes på en krystallografisk pyramideflade en del små negative v-g krystaller med perfekt hexagonal bipyramide habitus, hvis c-akse er parallel med krystallens c-akse (Side 60). Der har ikke været lejlighed til at undersøge prøven nærmere.

Ganske få indeslutninger har decrepiteret inden homogenisering ved temperaturer i intervallet 375° - 525° . Ud fra boblens størrelse i forhold til indeslutningen umiddelbart før decrepitationen er det muligt at skønne en homogeniseringstemperatur, der i dette interval vil være 25° - 50° højere end decrepitationstemperaturen (MOORE & NASH, 1974, side 640). I denne undersøgelse er Homogeniseringstemperaturerne sat lig med de pågældende indeslutningers decrepitationstemperaturer.

b. Smeltetemperaturer T_m er målt på 82 indeslutninger. Disse var relativt store primære/pseudosekundære v-g og v-g-x indeslutninger, hvoraf 62 var v-g-x indeslutninger. Hovedparten af indeslutningerne har negativ krystalform eller meget regelmæssig form. Ingen indeslutninger har været under afsnøring.

Det viste sig under nedkølingen, at det var meget vanskeligt at få dannet is, særlig i v-g indeslutningerne. Først efter længere tids nedkøling på temperaturer under -80 - -100° og påfølgende langsom hævnning af temperaturen til -55 - -50° skete der en spontan isdannelse i ganske få indeslutninger. Det skønnes, at det på denne måde var muligt at få isdannelse i omkring 5% af indeslutningerne, fortrinsvis de største v-g-x indeslutninger. I v-g indeslutningerne forekom ingen hydratdannelse.

Smeltetemperaturerne er målt på 3 prøver: på prøve 18638 og 18642 er målt på såvel v-g som v-g-x indeslutninger og såvel T_h som T_m . På prøve 28194 er kun målt på v-g-x indeslutninger.

I prøve nr 18642 er T_m målt på 55 indeslutninger, der fordeler sig med 36 v-g-x og 19 v-g indeslutninger. Temperaturintervallet strækker sig fra -19° til -35° . Gennemsnitstemperaturen for v-g-x indeslutningerne er -30.1° (Fig. 42). Udfyldte kvadrater i figuren repræsenterer v-g-x og åbne kvadrater v-g indeslutninger. Gennemsnitstemperaturen for v-g indeslutningerne: -27.9° .

Prøve nr 28194 omfatter 23 v-g-x indeslutninger. Målingerne er næsten normalfordelt om -27.7° .

I prøve nr 18638 er T_m målt på 1 v-g og 2 v-g-x indeslutninger.

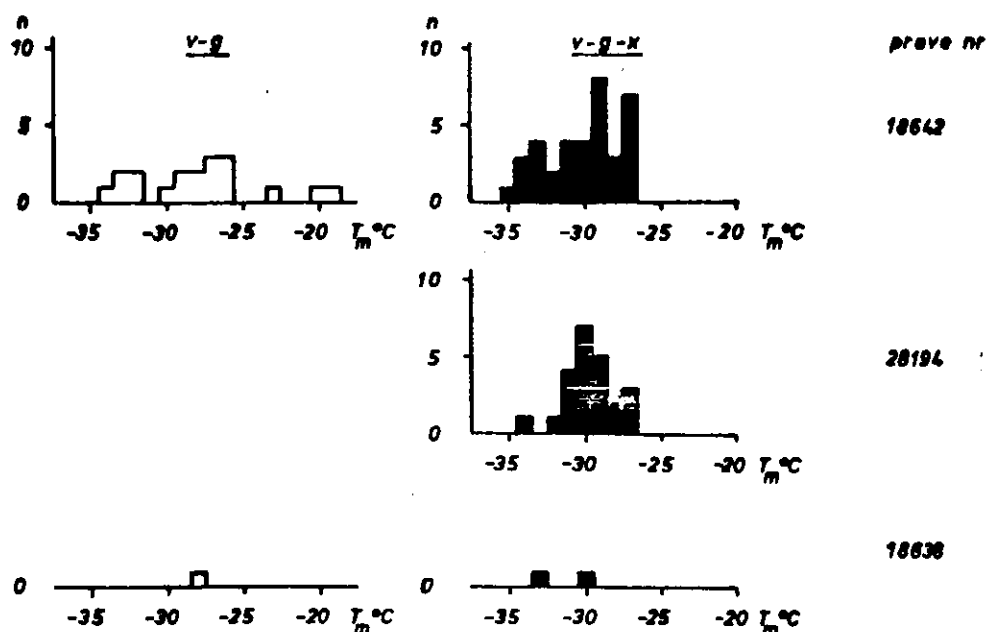


Fig.42. Smeltetemperaturer for henholdsvis v-g og v-g-x indeslutninger for de enkelte prøver.

4. DISKUSSION OG KONKLUSION.

4.1. PETROGRAFI OG ALMEN GEOLOGI.

På grundlag af det ved de petrografiske undersøgelser skønnede procentvis indhold af kvarts, feldspat og matrix kan Ulveryggen sandsten efter HATCH & RASTALL (1969, side 108-9) klassificeres enten som arkosisk sandsten (PETTIJOHN 1954) eller som subarkose (McBRIDE, 1963). Saltvann gruppens bjergarter er særlig i den ældre litteratur betegnet som sparagmit og Ulveryg-malmen som sparagmit-malm (VOKES, 1956). Skandinaviens sparagmiter er antagelig dannet i et subarktisk klima (HADDING, 1929).

Marine arkoser, som Saltvann gruppen formodentlig tilhører, findes som regel som basale aflejringer, der er dannet ved oparbejdning af angulære granitiske nedbrydningsprodukter i begyndelsen af en sedimentationscyklus. Denne type er i almindelighed vel udviklet nær kambriums begyndelse (HATCH & RASTALL, 1969). Ulveryg-sandstenens primære mineralselskab - kvarts, feldspat, rutil, zirkon, (cordierit) - indikerer, at kildebjergarten har været en sur magmabjergart eller en gnejs.

De på figur 8 afbillede formodede marine algeorganismer kan kun angive Steinfjell formationens alder i tidsrummet fra Finnmarkens Ældre Sandstens Serie (OSS) - f.eks. Porsanger Sandsten (Fig. 1) - til Yngre Sandstens Serie i Øst-Finnmark, begge serier inklusive. Steinfjell formationen er dermed flere hundrede millioner år yngre end Holmvann formationen men også ældre end den orogene fase i Finnmark med alderen 490 millioner år (STURT et al, 1967), ligesom en silurisk alder, som FØYN (1969) angiver som en mulighed, kan udelukkes. Steinfjell formationen har mange lithologiske og sedimentologiske lighedspunkter med flere formationer i Ældre Sandstens Serie i såvel Porsanger området som på Varanger halvøen. Det kan derfor ikke udelukkes, at Steinfjell formationen kan være af ripheisk alder som Doggeelv/Lomvann formationen, der

af ROBERTS (1974) er korreleret med det allochtone Gaissa nappekompleks (Fig. 1).

Fossilerne (Fig.8) i forbindelse med de sedimentære strukturer i sandstenen - krydslejring, kanaldannelse (?), bænkedede lag, konglomerater - indikerer, at sedimentationen er foregået i et fluvio-marint lavvandsmiljø med vekslende vanddybde.

Forkastningen mellem Steinfjell og Holmvann formationerne (hovedforkastningen) svinger til begge sider om det lodrette plan og har i Ulveryg-området en sydøstlig hældning på 80° . Af litologiske grunde og efter regionale korrelationer må det antages, at Steinfjell formationen er nedforkastet i forhold til Holmvann formationen (REITAN, 1963). Forkastningen vil derfor i Ulveryg-området være revers. Det synes usandsynligt, at forkastningen skulle kunne henføres til kaledonisk deformation, da en sådan deformation snarere ville have forårsaget en overskydning/opskydning i lighed med forholdene i vinduets nordvestlige del - f.eks. Saltvann gruppens NV-grænse (Fig.1 og 2). Det må derfor antages, at hovedforkastningen er prækaledonisk i forbindelse med de spændingsudløsninger, der forårsagede de prækambriske bjergarters prækaledoniske foldning. Hovedforkastningen afskærer Steinfjell formationens foldninger og forkastninger fra Repparfjord i NØ til kontakten mellem de prækambriske bjergarter og kaledoniderne i SV: Gufsvikklumpen (Fig.1). Ulveryg-områdets interne forkastninger er derfor antagelig ældre end hovedforkastningen, dersom disse forkastninger ikke er mindre grene på denne.

Den på figur 1 anførte Kvalsund formation er af REITAN (1963) korreleret med Lomvann formationen, der igen korreleres med Doggeelv formationen som en sandsynlig mulighed (REITAN, 1964). Herved vil Repparfjord gruppen bestå af Holmvann formationen af karelisk alder som det peneplaniserede krystalline basement og en sandstensformation af ripheisk alder, der er sedimentéret i bassiner i basementet.

Komagfjord tektoniske vindue danner en domestruktur i basementet. Domestrukturen kan tænkes opstået i forbindelse med den kaledoniske orogenese. Men det kan også tænkes, at domestrukturen har været en tidligere antiform, der under den kaledoniske orogenese har tvunget de kaledoniske overskydningsplader til at bøje op langs konkave planer (REITAN, 1963). Saltvann gruppens NV-grænse er det sydøstligste overskydningsplan af et stort antal mere eller mindre parallelle overskydningsplaner i vinduets nordvestlige del (Fig.1 og 2).

Den på figur 1 viste Gaissa nappe, der nederst består af Porsanger Sandsten, overskyder den autochtone Hyolituzone af nedre kambrisk alder. Porsanger Sandsten, der for en stor del består af arkosisk sandsten og ortokvartsit med krydslejring m.m., er sedimentéret på lavt vand i et fluvio-marint miljø (WHITE, 1967, 1969). Hvis nappekomplekset tænkes bevæget mod VNV (retning 284°) ca 25 km, vil komplekset passe i nichen mellem de recente blotninger i Altenes-, Alta- og Komagfjord-vinduerne, hvorved Porsanger Dolomit vil komme til at ligge tværs over en potentiel højdestruktur i Komagfjord vinduet (ROBERTS, 1974).

Denne regionale højdestruktur - "Finnmark Ridge" - antages af GAYER & ROBERTS (1973) at have løbet gennem Komagfjord-vinduet (den prækaledoniske domestruktur?), da Ældre Sandstens Serie (OSS) med Porsanger Sandsten blev sedimenteret, hvorved Porsanger Dolomit, der er sedimenteret på Porsanger Sandsten, kommer til at ligge på et strukturelt højdedrag, der er favorabelt for en mulig sabkha sedimentation. Porsanger Dolomit repræsenterer sedimentation på udstrakte tidevandsflader i et subtropisk til tropisk miljø, hvorunder der er udviklet stromatoliter. Bortset fra disse stromatoliter og nogle få mulige sporfossiler er Porsanger Dolomit fossiløs. Dette forhold i forbindelse med korrelation med formationer længere mod øst indikerer en prækambrisk alder (WHITE, 1969). Der er ikke i den foreliggende litteratur om Finnmarks prækaledoniske formationer omtalt "red beds" eller evaporiter eller spor efter disse som tegn på varmt og tørt klima.

I Komagfjord vinduets nordlige del findes større dolomitforekomster i Holmvann og Kvalsund formationernes opskudte flager V og NV for Saltvann gruppen. Det kan ikke udelukkes, at dolomiten i Kvalsund formationen kan korreleres med Porsanger Dolomit. Da aldersrelationerne mellem Steinfjell og Kvalsund formationerne er ukendte, kan Steinfjell formationens alder i relation til Kvalsund dolomiten heller ikke fastsættes. Men hvis den nævnte korrelation er korrekt, taler sandsynligheden for, at Steinfjell formationen er ældre end Kvalsund dolomiten, da Steinfjell formationen antagelig er sedimenteret i et koldt miljø som Porsanger Sandsten og dolomiten i et varmt miljø som Porsanger Dolomit.

Steinfjell formationen går gradvis over i den yngre Djupelv formation NV for Ulveryggen (Fig. 2). Djupelv formationen, der ligeledes er en arkosisk sandsten, er karakteriseret af to typer konglomerat-rullesten (STRAND, 1952; REITAN, 1963):

1: grønskeer og grønsten, der muligvis stammer fra Holmvann formationen.

2: keratofyr i op til 30 cm store finkornede, hårde og seige boller.

Djupelv-keratofyrerne er ikke kendt faststående. Bollernes størrelse indikerer, at transportvejen ikke har været lang. Keratofyrer, basiske og ultrabasiske vulkaniter tyder på en del vulkansk aktivitet i et større område om Ulveryggen.

4.2. MALMINERALOGI.

Ved afblanding forstås i det følgende foruden en regulær eutektisk afblanding fra en smelte også eutektiske dannelser ud fra hydrotermale opløsninger (RAMDOHR, 1975, side 154).

a. Relationerne bornit-chalcopyrit-digenit/chalcosin.

I de tilfælde, hvor bornitkorn er i forbindelse med chalcopyritkorn, ses at grænsen er skarp og som regel kun svagt bugtet: "gensidigt ikke foretrukne grænser" (RAMDOHR, 1975, fig. 79a). I nogle tilfælde ses dog fortrængningsstrukturer af bornit i chalcopyrit, i andre tilfælde ses denne "caries"-struktur dannet af chalcopyrit i bornit (jf VOKES, 1956, fig. 4). Det må derfor antages, at de to mineraler er samtidige og i ligevægt med hinanden i disse sammensatte korn. Men i de tilfælde, hvor bornit er omdannet til idait, ses idait at fortrænge

chalcopryit i en caries-struktur. Chalcopryiten er derfor ældre end den omdannede bornit. Aldersrelationerne sløres af det forhold, at bornit omdannes til digenit væsentligt lettere end chalcopryit, der som regel kun er omdannet til digenit i meget ringe grad: ingen eller kun få μ mbred digenitrånd mod sidestenen. Digenit virker i disse tilfælde som panser om chalcopryiten.

Isolerede chalcopryitkorn og chalcopryit i forbindelse med pyrit har i denne undersøgelse vist sig aldrig at være omdannet til digenit men til goethit og malachit/azurit. I flere sammensatte bornit-chalcopryitkorn findes der ikke digenit på den fælles grænse, selv om afblandingslamellerne (chalcopryit) i borniten og hele det sammensatte korn er omgivet af en digenitrånd, tyndest om chalcopryitkornene. Da borniten kan være fuldstændig omdannet til digenit med bibeholdelse af eventuelle chalcopryit-afblandingslameller, synes digenitdannelsen næsten udelukkende at være knyttet til bornit.

I enkelte tilfælde ses chalcopryit at være rekrystalliseret efter omdannelse af den ældre bornit med chalcopryit-afblandingslameller (Fig. 18). Foruden rekurrens $cpI \rightarrow cpII$ viser figur 18 tillige, at chalcopryitkornene er under fortrængning af digenit efter krystallografiske retninger i chalcopryiten.

Som overgang til bornit med chalcopryit-afblandingslameller skal anføres de ikke sjældne tilfælde, hvor bornit som værtsmineral har chalcopryit-indeslutninger af langstrakt uregelmæssig form - "fisk" - orienteret i en krystallografisk retning i borniten (Fig. 14 og 21 (idait)). Denne emulsionsstruktur kan genetisk tolkes på mange måder (RAMDOHR, 1975, p. 118), f.eks. som fortrængningsrelikter, der i denne undersøgelse er pansret af digenit som omtalt ovenfor. Emulsionsstrukturen videreudvikles ofte til egentlige afblandingslameller, jf figur 14.

Det i figur 43 viste meget finmaskede net af chalcopryit-afblandingslameller er kun sjældent forekommende. Lamellerne er tenformede, afsmalnende mod skæringspunkterne uden nødvendigvis helt at blive afbrudt. I henhold til RAMDOHR (1975, p. 183) viser det forhold, at lamellerne (gæsteminalet) i krydsningspunkterne smalner ind eller afbrydes, at der er tale om en afblanding og ikke en fortrængning af værtsmineralet. Der skal dog vises stor forsigtighed i denne tolkning, da der gives mange undtagelser. Men da lamellerne altid er omgivet af en tynd meget ensartet digenitrånd, også midt inde i kornet, selv om bornitkornet selv måske kun er omgivet af en tynd omdannelsesrand af digenit, er paragenesen bornit-chalcopryit-digenit utvivlsomt en følge af afblandingsprocessen. Digenit og bornit danner over 335° een fase, der strækker sig fra fasediagrammets Cu-S side til en sammensætning med op til 15 atom% Fe (CRAIG & SCOTT, 1974, fig. CS-30 og CS-31). Ved at sammenholde disse to fasediagrammer gældende for henholdsvis 400° og 300° ses, at digenit-bornit fasen afblander i dette temperaturinterval.

Dersom chalcopryit-afblandingen sker ved høj temperatur, vil afblandingslamellerne ved langsom afkøling danne afrundede små chalcopryitkorn i borniten. Sker afkølingen hurtigt, bibeholdes afblandingslamellerne i deres oprindelige skikkelse (RAMDOHR, 1975, p. 186 og 529).

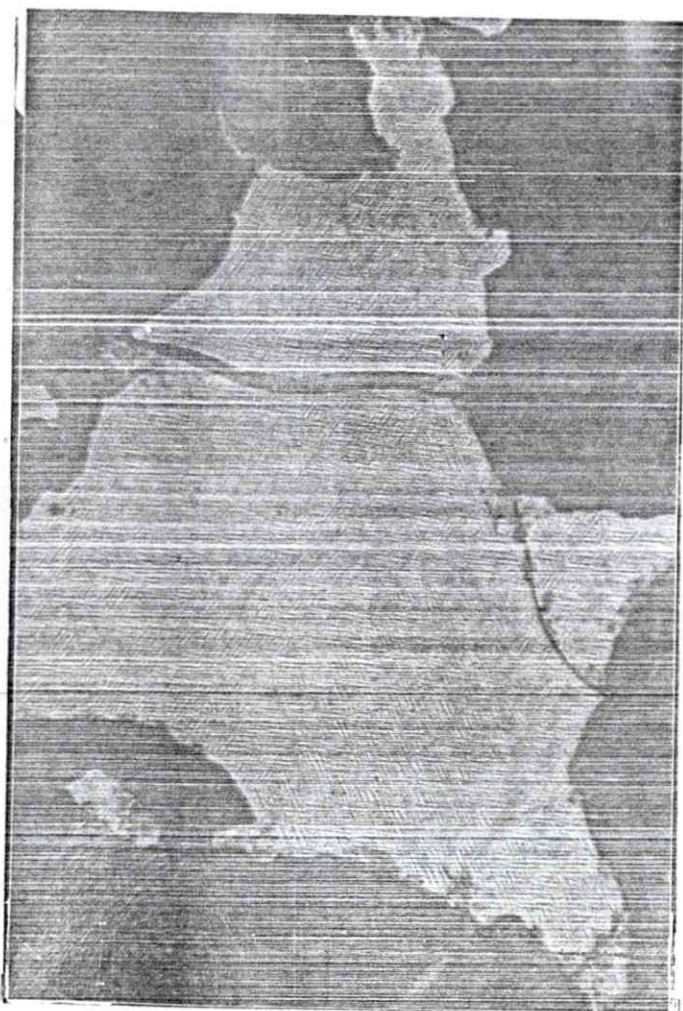


Fig.43a.



Fig.43b. Udsnit af Fig.43a.

Fig.43. Prøve 18647. Bornit med fint net efter 3 retninger af lyse chalcopyrit-afblandingslameller omgivet af tynd mørk digenitrand. I digenitranden om bornitkornet ses mørkeblå covellinpletter. Bemærk afblandingslamellernes indsnævring i skæringspunkterne.

Flere forskere rapporterer fra Cu-forekomster af red-bed typen, at borniten er S-rig og afblander chalcopyritlameller ved opvarmning over 75° (ROSE, 1976). BRETT & YUND (1964) konkluderer, at sådan S-rig bornit må være dannet på temperaturer lavere end 75° . Ved opvarmning af lavtemperatur ($<75^{\circ}$) anomal bornit af Kobberskifer typen afblandes en chalcopyritlignende fase, hvis kemiske sammensætning nærmer sig $\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{S}_7$ (v. GEHLEN, 1964).

Ved undersøgelse af bornit, blandt andet med elektronmikroskop, har GRACE & PUTNIS (1976) fundet, at kationmobilitet er en vigtig mekanisme til forklaring af de forskellige stabile og metastabile strukturer, der observeres i Cu- og Cu-Fe-sulfider. På temperaturer over 230° har bornit et fladecentreret kubisk gitter baseret på tætteste kuglepakning af svovlatomer med 6 metalatomer og 2 vakanser tilfældigt fordelt på de 8 mulige tetraederpladser. Denne basisstruktur med kantlængde $5.5\text{\AA}$ vil bestå med varierende metalindhold i den faste opløsning fra bornit til digenit. På temperaturer under 230° indtager metalatomerne faste pladser og superstrukturer, der dannes ved simple multipler af den oprindelige kubiske celle, vil være stabile: bornit er ved stuetemperatur rombisk - pseudotetragonal - med en superstruktur 2, 4 og 2 gange den kubiske

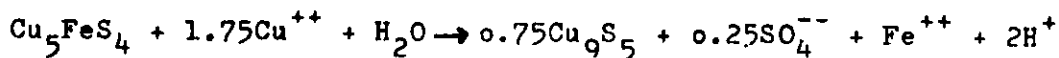
kantlængde. Når bornit ved opvarmning dekomponerer (på en ukendt tærskeltemperatur), sker der en hurtig Fe-migration igennem svovlgitteret med dannelse af en Fe-fattig "digenit" fase og en Fe-rig "chalcopyrit" fase til følge. Ved en fuldstændig Fe-separation mellem faserne kan det derfor forventes, at digenit og chalcopyrit er de ideelle endelige faser af dekompositionen. Ved den opvarmning af bornitprøven, der finder sted i elektronmikroskopet, dannes der chalcopyritlameller og digenit. Dannelsen er ikke en følge af elektronbombardementet men udelukkende af opvarmningen.

Da metalatomerne i bornitgitteret indtager tilfældige tetraæderpladser på temperaturer over 230° og faste pladser i superstrukturen under 230° , synes det rimeligt at antage, at nævnte jernmigration igennem svovlgitteret med anførte "afblanding" til følge er mest sandsynlig på temperaturer fra omkring 230° op til 435° .

Ved de omfattende afblandingsforsøg, BRETT (1964) har foretaget på syntetiske Cu-Fe-sulfider, er det vist, at ingen af de mange afblandingsstrukturer var diagnostisk for en bestemt afblandings temperatur eller afkølingshastighed. Brett konkluderer, at studiet af afblandingsstrukturer i naturlige Cu-Fe-sulfider ikke kan føre til bestemmelse af afkølingshastighed eller afkølingskonditioner. Alle de i Brett's afhandling nævnte afblandingsstrukturer med undtagelse af den coherente "basket-weave" struktur genfindes i Ulveryggen-malmen. Figur 43 viser næsten denne kurvefletningsstruktur. Forholdet chalcopyrit/bornit er dog væsentligt under 4:1. En minimum-afblandings temperatur kan bestemmes på samme måde som bestemmelsen af en væske/gas-indeslutnings minimum-dannelses temperatur ved opvarmning til homogenisering. En sådan bestemmelse er ikke foretaget ved denne undersøgelse.

b. Relationerne bornit-chalcosin/digenit.

Bornit omdannes til enten chalcosin (Fig. 20) eller digenit (Fig. 14) begyndende med en rand om bornitkornet og i sprækker i kornet. Omdannelsen kan være ført til ende med homogene chalcosin- eller digenit-korn til følge, eventuelt med rester af chalcopyrit afblandingslameller. Omdannelsen til digenit er langt mere almindelig end omdannelsen til chalcosin. Det ved omdannelsen frigivne jern danner goethit/limonit, der ofte optræder mere eller mindre disperst uden om kornet eller i huller i dette (Fig. 18). I ganske få tilfælde synes bornit, chalcosin og digenit at være dannet samtidig (Fig. 19). Kun yderst få bornitkorn er uden omdannelsesrand. I oxidationszonen kan bornit omdannes til digenit efter følgende reaktion (ANDREW, 1977):



Cu-ionerne kan stamme fra chalcopyrits omdannelse til goethit, hvor der dannes letopløselig kobbersulfat.

Ifølge HUTTENLOCHER & RAMDOHR (1965) er dannelsen af chalcosin og covellin ved reaktion mellem bornit og kobbersulfat i lighed med ovenanførte reaktion hyppig i cementationszonen. Det er ikke muligt i Ulveryggen-malmen at skelne mellem oxidations- og cementationszonen.

På temperaturer over ca 500° er bornit og chalcosin ubegrænset blandbare. Blandbarheden aftager stærkt med faldende temperatur, særlig på chalcosinsiden hvorfor der sker en afblanding (RAMDOHR, 1975). I denne undersøgelse forekommer denne afblanding kun som myrmekitisk struktur af bornit i såvel chalcosin som digenit (Fig. 20). Der er således ikke fundet bornitlameller eller andre afblandingsstrukturer. Den i figur 19 viste blå fase har meget diffuse pletter med svag bornitfarve, der kan indicere en submikroskopisk bornitaftblanding i digeniten (BRETT, 1964). Bornitens myrmekitiske struktur er ens i de to nævnte værtmineraller, dog synes afblandingen at være en smule mindre intens i digenit end i chalcosin. Dette forhold skyldes måske, at digenit kan optage - har optaget - mere jern end chalcosin.

I et par tilfælde i chalcosin ses rester af chalcopyrit-afblandingslameller i borniten men ikke i værtsmineralet. Dette forhold er ejendommeligt, fordi chalcopyritlamellerne normalt står uomdannet tilbage, selv når bornit og chalcosin eller digenit er totalt omdannet til goethit og covellin. Forholdet kan måske forklares med, at der er sket en afblanding mellem bornit+chalcopyrit og værtsmineralet chalcosin. Afblandingen har da forløbet på den måde, at chalcosin og "bornit" først er myrmekitisk afblandet, hvorefter "borniten" er afblandet til bornit med chalcopyritlameller. Den myrmekitiske struktur er ikke nødvendigvis en afblandingsstruktur men kan være opstået efter andre processer som f.eks. fortrængning (RAMDOHR, 1975).

Grænsen mellem vært og gæst er som hovedregel skarp. Kun i få tilfælde ses enkelte små flammer af værten ind i bornit-"ormene", hvilket kan tolkes som en senere begyndende omdannelse af borniten. I et enkelt tilfælde (prøve nr 28219) ses bornitkorn (ca 25x25 µm) i forbindelse med bornit med myrmekitisk struktur i digenit. Bornit-"ormene" har skarp grænse til værten, medens de større bornitkorn er mere eller mindre omdannet til digenitlameller langs to krystallografiske retninger i borniten mere eller mindre vinkelret på hinanden. Digenitlamellerne har alle mere eller mindre direkte forbindelse til bornitkornets overflade, hvorfor der kan være tale om begyndende almindelig omdannelse/fortrængning og ikke en afblanding af disse korn.

JACOBSEN & McCARTY (1976) anfører under henvisning til BRETT (1964), at den myrmekitiske afblanding af bornit i chalcosin er foregået på temperaturer, der overstiger 270°. Brett imødegår i sin afhandling teorien om en bestemt temperatur svarende til de forskellige afblandingsstrukturer. Temperaturen 270° er ikke anført i afhandlingen. Det vil derfor være betænkeligt at bruge denne myrmekitiske struktur som geotermometer.

Ifølge RAMDOHR (1975) er chalcosin med myrmekitisk bornit hyppigst en eutektisk dannelse: samtidig udfældning fra en vandig opløsning ved temperaturer på godt 100°. Dette er ikke umiddelbart i uoverensstemmelse med BRETT (1964), idet Brett's forsøg omhandler afkøling af en smelte med udgangstemperatur 700°.

Kun yderst få bornitkorn (med eller uden chalcopyritaftblanding) har ikke en rand af enten digenit eller - langt sjældnere - chalcosin. Om adskillige bornitkorn har denne rand meget regelmæssig som en konturlinie med skarp grænse til

borniten. Da nogle bornit- og chalcopyritkorn i de samme prøver ikke har denne rand men står skarpt til de omgivende silikater, kan paragenesen digenit-bornit tolkes som en afblanding ud fra en vandig opløsning i lighed med ovennævnte eutektiske dannelse.

c. De binære Cu-sulfider.

Under fremstilling af polerprøverne er temperaturen forsøgt holdt så lavt som muligt. Men indstøbningsmassens egen reaktionsvarme i forbindelse med temperaturen - ca 60° - på den varmeplade, der benyttes under indstøbningen, bevirker, at prøven antagelig er blevet opvarmet til omkring 70° . Den påfølgende slibning og polering har ligeledes bevirket en - ukendt - temperaturstigning i prøven.

Anilit - $\text{Cu}_{1.75}\text{S}$ -, der dannes ved supergen oxidation af Cu-sulfider over grundvandspejlet (SILLITOE & CLARK, 1969), omdannes i polerprøven i overfladen under poleringen til en digenitlignende fase (MORIMOTO et al., 1969). Anilit, der i mikroskopet ikke er til at skelne fra digenit, dekomponerer til digenit og covellin ved ca 70° (MORIMOTO & KOTO, 1970). Processen er ikke reversibel. Eventuel anilit i polerprøverne er sandsynligvis omdannet under polerprøvernes montering, slibning og polering. Dersom der i Ulveryggen-malmen forekommer digenit dannet ved supergen oxidation, kan meget af denne digenit være anilit i lighed med forholdene i Copiapó minen i den sydlige Atacama ørken, Chile (SILLITOE & CLARK, 1969). Der er ved denne undersøgelse ikke fundet digenit+covellin, der kan tolkes som dekomponeret anilit, ligesom det ikke med sikkerhed kan afgøres, om den sekundært dannede digenit er dannet ved supergen oxidation, ved ascenderende omdannelse eller på anden måde.

Djurleit - $\text{Cu}_{1.96}\text{S}$ - dekomponerer ved $93^{\circ} \pm 2^{\circ}$ til chalcosin og høj-T digenit. Da processen er reversibel, er tilstedeværelsen af djurleit ikke bevis for dannelsen under 93° , med mindre djurleit optræder som krystaller eller som store rene masser (ROSEBOOM, 1966). Djurleits optiske egenskaber er meget lig chalcosins, med mindre prøven ikke er velpoleret, i hvilket tilfælde djurleit fremtræder med mange afskygninger af blå og gråt (UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971). Det må antages, at prøverne i denne undersøgelse har været velpolerede, hvorfor det med stor sandsynlighed kan udelukkes, at det på side 17 anførte mineral "rosagrå" chalcosin kan være djurleit. Men alene ved en optisk mikroskopisk undersøgelse kan det ikke udelukkes, at det mineral, der i denne undersøgelse er identificeret som chalcosin, i virkeligheden er djurleit. Kun hvis djurleit og chalcosin optræder side om side i det samme aggregat, ses, at djurleit er en smule lysere grå og en smule blødere end chalcosin (ROSEBOOM, 1966). De undersøgte mineral-korn af djurleit/chalcosin har alle haft en homogen lys grå farve. De to mineralers reflektivitetsprocent er identiske.

Chalcosin - Cu_2S - krystalliserer rombisk ved temperaturer under 103° , hvor over chalcosin inverterer til hexagonal form, som er stabil indtil 435° . Over denne temperatur dannes en kubisk fast opløsning af chalcosin og digenit (CRAIG & SCOTT, 1974). Da chalcosin ikke kan "quenches" - bibeholde høj-T formens indre krystallografiske opbygning ved hurtig afkøling til under lav-T formens

stabilitetsgrænse -, kan eventuelle høj-T faser kun erkendes gennem strukturelle vidnesbyrd eller krystalform (ROSEBOOM, 1966).

Figur 28 viser grovkornet chalcosin med svagt udviklede spalteridser og med mere eller mindre lancetformede uregelmæssige lameller i en spids vinkel til spalteridserne. Endvidere ses en lille bornitindeslutning, der er under fortrængning af chalcosinen. Denne form for chalcosinmineralisering er ikke almindeligt forekommende men optræder dog mere eller mindre grovkornet i 10 polerprøver - cc3 i skema side 14. Grovkornet chalcosin er oftest en ascenderende dannelse på temperaturer over 103° . Hovedmængden stammer fra paragenesen bornit-chalcosin og reaktionstemperaturen er højest 150° - 200° (RAMDOHR, 1975). Det i figur 28 viste chalcosinkorn kan antagelig tolkes som en ascenderende dannelse (RAMDOHR, 1975, fig. 335a) og måske som en rombisk paramorfose efter høj-T chalcosin med omdannelseslamellering (RAMDOHR, 1975, fig. 338). Det i omhandlede chalcosinkorn indesluttende wittichenitkorn kan enten være dannet ved ascenderende ommineralisering eller ved en cementationsproces, i hvilket tilfælde wittichenit ville være ledsaget af cementativ chalcosin (RAMDOHR, 1975).

Descenderende cementativ chalcosin, der er finkornet, er udfældet under grundvandspejlet af CuSO_4 -opløsninger. De oxiderende betingelser er ophørt og primærsulfiderne virker reducerende, hvorved chalcosinen slår sig ned på disse. Med mindre den på side 48 beskrevne tynde rand om bornitkornene kan tolkes som descenderende cementativ chalcosin, er denne form for mineralisering ikke med sikkerhed påtruffet i denne undersøgelse.

"Lamellar chalcosin" - rombisk paramorfose (?) efter kubisk digenit med $30\text{ }\mu\text{m}$ brede chalcosinlameller i digenit (RAMDOHR, 1975, side 486) - er med sikkerhed ikke til stede i makro- eller mikroskopisk form i de undersøgte polerprøver. Derimod er digenitlameller i chalcosin sporadisk forekommende, f.eks. i nedennævnte to korn fra prøve nr 18650 og 28199.

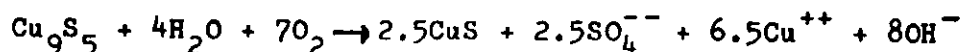
I prøve nr 18650 findes et isoleret $50 \times 50\text{ }\mu\text{m}$ stort næsten perfekt hexagonalt chalcosinkorn, der næsten er helt omdannet til covellin i lameller parallel med (1010) og med en tynd omdannelsesrand af goethit. Kornet tolkes som en oprindelig hexagonal chalcosinkrystal med Fe-rige digenitlameller, der sammen med chalcosinen er omdannet til covellin med jernet afgivet til omdannelsesranden. Chalcosins dannelsesstemperatur har i dette tilfælde været over 103° . Digenit har ved stuetemperatur en sammensætning, der varierer fra $\text{Cu}_{1.765}\text{S}$ til $\text{Cu}_{1.79}\text{S}$. Digenit inverterer til en høj-T form på temperaturer i intervallet 76° - 83° afhængig af sammensætningen. Lav-T formen krystalliserer pseudo-kubisk og høj-T formen kubisk. Digenit kan ikke "quenches" (ROSEBOOM, 1966). Ifølge BARTON (1973) omdannes lav-T digenit til en blanding af djurleit og anilit under ca 70° , medens høj-T digenit over ca 76° danner en fast opløsning af digenit og chalcosin, isostrukturel med høj-T chalcosin (CRAIG & SCOTT, 1974, side CS-61 og fig. CS-23). Naturlig digenit indeholder altid jern og er kun stabil i Cu-Fe-S systemet (MORIMOTO & KOTO, 1970).

I ganske få prøver er fundet store digenitkorn med kraftig spaltelighed efter (111) tilsyneladende uden forbindelse med bornit - dg2 i tabel 1 side 14.

Men et stort antal andre store digenitkorn med samme kraftige spaltelighed har større eller mindre indesluttede bornitkorn med mere eller mindre udpræget carriesstruktur samt i enkelte tilfælde myrmekitisk bornit. Denne digenit er sandsynligvis dannet i cementationszonen efter den på side 44 anførte reaktion, der er ført til ende for førstnævnte korns vedkommende. Digenitkornene er som regel kraftigt opsprækket med uregelmæssige brede og tynde sprækker mere eller mindre uafhængig af spalteligheden. Enkelte større sprækker kan føre sætte gennem bornitkornene. Opsprækningen viser, at digenit er væsentligt mere sprød - kompetent - end bornit. I flere - ikke alle - korn er digeniten under supergen omdannelse til covellin og goethit langs sprækkerne og i væsentligt mindre grad langs korngrænserne til bornit og sidesten.

I prøve nr 28199 findes et isoleret $50 \times 50 \mu\text{m}$ stort næsten perfekt hexagonalt covellinkorn med tynde parallelle digenitlameller uden omdannelse til covellin. Kornet svarer nøje i form og størrelse til det i prøve nr 18650 ovenfor beskrevne korn. Kornet er omgivet af en rand af malachit uden forbindelse med goethit, hvilket viser, at det oprindelige mineral har været jernfrit. Det tolkes derfor som en hexagonal chalcosinkrystal med digenitlameller, i hvilken chalcosinen er omdannet til covellin og lidt malachit, medens digeniten er u-omdannet. Dannelsestemperaturen har derfor været over 103° og udgangsmaterialet har været digenit-chalcosin i lighed med det ovenfor beskrevne korn. Det er tvivlsomt, om denne digenit-lameldannelse kan anvendes som geotermometer for den kubiske faste opløsning chalcosin-digenit over 435° . Digenit er oftest dannet ved høj temperatur (RAMDOHR, 1975).

Covellin - CuS - krystalliserer hexagonalt og er stabil op til 507° . I denne undersøgelse optræder covellin dels som supergen og dels som ascenderende omdannelse af digenit og i meget sjældne tilfælde som ascenderende omdannelse af chalcosin. I oxidationszonen kan digenit omdannes til covellin efter følgende reaktion (ANDREW, 1977):



Omdannelsen viser sig som små ujævne hakkede covellinkorn i digenitkornenes rand og langs sprækker i disse (Fig. 14 og 18). Mindre digenitkorn - eventuelt med rester af chalcopyrit afblandingslameller fra oprindeligt bornit - kan være helt omdannet til et aggregat af finkornet covellin.

Da digenit i naturen altid indeholder jern - $(\text{Cu}, \text{Fe})_9\text{S}_5$ -, dannes der goethit, der ved denne pletvise covellindannelse viser sig disperst i sandstenen (Fig. 18).

I enkelte polerprøver findes sub- til enhedrale covellinkorn med størrelse op til $25 \times 75 \mu\text{m}$ og altid med kraftige spalteridser som vist på figur 15. Disse covellinkorn er altid i forbindelse med dispers finkornet goethit, der viser det oprindelige minerals konturer. Covellin-goethitkornene tolkes som en ascenderende omdannelse af digenit, fordi dannelsen afviger stærkt fra ovennævnte supergene omdannelse. Det i figur 15 viste covellinkorn tolkes derfor som en ascenderende omdannelse af en digenitlamel i det oprindelige bornitkorn. De under Chalcosin og Digenit nævnte to hexagonale covellinkorn kan tolkes på

samme måde som en ascenderende omdannelse af digenit og chalcosin eller måske som en ascenderende omdannelse af paragenesen chalcosin-digenit-covellin dannet i temperaturområdet 157° - 507° (CRAIG & SCOTT, 1974, fig. CS-23).

Blivende-blå covellin - max $\text{Cu}_{1.4}\text{S}$ (FRENZEL, 1959) - er fundet i enkelte polerprøver som meget små uregelmæssige korn sammen med normal covellin som omdannelsesprodukt i oxidationszonen efter digenit. Blivende-blå covellin er et af normal covellin uafhængigt mineral, der dannes ved reaktion mellem surt vand og chalcosin eller digenit (UYTENBOGAARDT & BURKE, 1971) og antages at have en øvre stabilitetsgrænse på 157° (FRENZEL, 1959). I denne undersøgelse har mineralet kun ganske underordnet betydning.

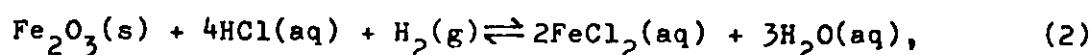
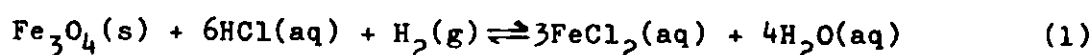
d. Oxider.

Haemetit er vidt udbredt i malmfeltet som perfekte hexagonale tavleformede specularitkrystaller udviklet efter (ool): "sp" i tabel 1 side 14. Denne tavleformede udvikling peger i særlig grad på hydrotermalt dannet haematit (RAMDOHR, 1975). I nogle polerprøver forekommer haematit som store korn med tvillinglameller i forbindelse med stærkt martitiserede magnetitkorn. En sådan selvstændig haematitdannelse i forbindelse med martitisering beviser ("beweist": RAMDOHR, 1975, p. 1031), at denne martitisering for det meste er en ascenderende proces, der kan fremkaldes af ret højtermale opløsninger under disses afkøling. Den i figur 24 og 26 viste martitisering efter krystallografiske retninger med haematitpseudomorfoser til følge forekommer i særdeleshed, når processen er begyndt på høje temperaturer (RAMDOHR, 1975, p. 984).

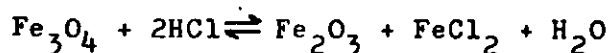
Detritus magnetitkorn forekommer kun i ringe mængde. Kornene, der er mere eller mindre afrundede, er som regel stærkt martitiserede. Mange haematit aggregater har diminutive anhedrale magnetitindeslutninger. Det er sandsynligt, at en del haematit uden magnetitrest er oprindelige magnetitkorn, der er fuldstændigt martitiserede. Til forskel fra detritusmagnetit optræder magnetit i stor mængde i de fleste prøver som meget små porfyroblaster udviklet med perfekt krystalform. De fleste af disse porfyroblaster er mere eller mindre martitiseret langs korngrenser og afsondringsflader. Der findes dog også krystaller, der ikke viser tegn på martitisering (Fig. 25).

Ved de mikrotermometriske undersøgelser er opløsningerne i væskeindeslutningerne vist at være stærkt chlorholdige. I en enkelt indeslutning (Fig. 39) findes en opak fast fase, der på grund af sin hexagonale form antages at være specularit. Disse forhold indikerer, at jern kan være transporteret i opløsningen som FeCl_2 , hvis denne opake fase er et dattermineral.

CHOU & EUGSTER (1977) har beregnet magnetits og haematits opløselighed i chloridopløsninger ved et tryk på 2 kb og en temperatur mellem 500° og 600° ud fra følgende reaktioner:



der kan sammenholdes til



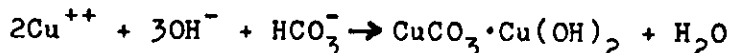
HOLSER & SCHNEER (1961) har for denne ligevægt fundet værdier for temperaturen mellem 375° og 400° og trykket mellem 300 og 500 bar. Ligevægtsbetingelserne kan ikke umiddelbart sammenlignes, da forsøgsbetingelserne er forskellige.

Figur 25 viser et aggregat af goethit-haematitlister, der måske indirekte viser den i reaktion (2) anførte ligevægt, idet FeCl_3 , der vil overveje FeCl_2 ved lav hydrogenfugacitet (CHOU & EUGSTER, 1977), omdannes til goethit efter følgende reaktion (RAMDOHR, 1975):



Sulfidmineraliseringen i tynde sprækker i større haematitkorn og imellem kornene i itubrudte magnetitkrystaller samt specularitkrystallernes skarpe grænse til sulfidmineraliseringen - jf side 15 og 16 - viser, at haematit- og magnetitdannelsen er ældre end sulfidmineraliseringen, der er samtidig med eller senere end de bevægelser, der har forårsaget sprækkedannelsen og knusningen.

e. Malachit og azurit findes særlig i stor mængde i røskegrøfter (fra 1900-1910), hvor sprækkesystemet med retningen ca N45° har forårsaget en fin cleavage i sandstenen (BRUINSMA, 1964). CO_2 -holdigt perkolerende meteorisk vand har udfældet de ved oxidation af primærsulfiderne dannede Cu-ioner:



Malachitdannelsen efter disse processer begynder, når Cu-sulfiderne f.eks. ved sprængning af røskegrøfter udsættes for luftens og vandets påvirkning. På grund af det kolde klima er den kemiske proces langsom men ny malachitdannelse kan dog iagttages i kun få år gamle røskegrøfter.

I polerprøverne, der næsten udelukkende er taget i frisk bjergart uden forudgående adgang til frisk luft, forekommer malachit kun sjældent og azurit kun i en enkelt prøve (nr 28215), der kun indeholder meget lidt uomdannet bornit, ikke chalcopirit, chalcosin eller digenit men derimod typiske forvittringsmineraller som covellin, idait, goethit og malachit, der er radialstrålet globular. I 4 andre prøver forekommer malachit som omdannelsesrand om chalcosin (Prøve nr 18650, side 48), om et bornitkorn (nr 28206) og om adskillige isolerede chalcopiritkorn i prøverne nr 18690 og 28189. Om chalcopiritkornene er malachiten rytmisk udfældet som Liesegangske bånd. Denne kolloidalstruktur viser, at malachiten er udfældet af en vandig opløsning ved lav temperatur. Da polerprøverne er taget et stykke inde i håndstykkerne, der virker meget massive, har disse håndstykker været mere permeable end de fleste andre prøver.

Eftersom malachit og azurit under malmens oparbejdning ikke kan floteres sammen med sulfiderne, er der relativt meget kobber i tailingen og en atomabsorptionsanalyse af indgangen vil vise et større kobberindhold, end der kan udnyttes. Det på side 2 anførte kobberindhold på 0.72% kan således være ansat for højt.

4.3. MIKROTERMOMETRISKE DATA.

a. Homogeniseringstemperatur, salinitet og trykkets indflydelse.

Histogrammerne figur 44 viser de samlede målinger af homogeniseringstemperaturen T_h for henholdsvis v-g-x og v-g indeslutningerne. Temperaturintervallet for begge indeslutningstyper går fra ca 150° til ca 530° . Homogeniseringstemperaturerne viser stor spredning men kan dog inddeles i enkelte populationer: v-g-x i intervallerne 145° - 210° og 270° - 300° , v-g i intervallerne 145° - 225° samt 270° - 350° . Disse 4 populationer omfatter ca 85% af samtlige T_h -målinger. Intervallet 350° - 435° omfatter 13% af målingerne.

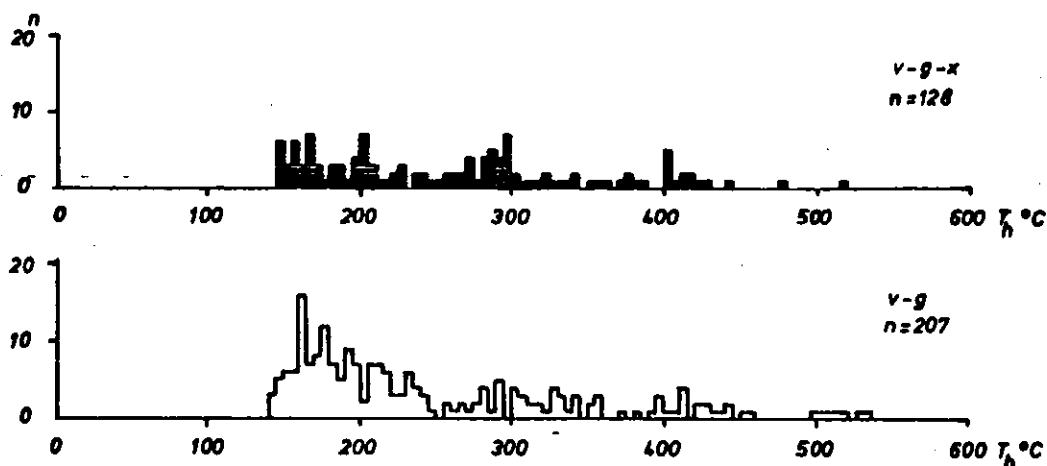


Fig. 44. Histogram over samlede v-g-x henholdsvis v-g indeslutningernes homogeniseringstemperaturer.

Temperaturmålingerne højere end 350° skal antagelig tages med et vist forbehold på grund af det ringe antal, selv om der er en markant lognormalfordelt population på 400° - 435° (25 målinger). De berørte indeslutninger har ikke adskilt sig i formen fra de øvrige indeslutninger, selv om de gennemgående har været mindre. De kan dog have været dannet ved afsnøring og senere modifikation (KAMILLI & OHMOTO, 1977, p. 965). Men da der i forbindelse med disse indeslutninger ikke er fundet indeslutninger med unormalt lav homogeniseringstemperatur, er det sandsynligt, at disse høj- T_h indeslutninger ikke er dannet ved afsnøring men er reelle primære/pseudosekundære indeslutninger.

Da indeslutningerne blev dannet, herskede et tryk på mindst det hydrostatiske tryk i pågældende niveau. Det er ikke muligt nøjagtigt at bestemme dybden - og dermed det litostatisk eller hydrostatisk tryk - for kvartsmineraliseringen, da Saltvann gruppens mægtighed ikke kendes (Side 2). Da malmfeltets kvartsmineralisering befinder sig flere hundrede m under Steinfjell formationens top, er der i denne undersøgelse valgt grænserne 1500 m og 3000 m for henholdsvis minimumsdybden og maksimumsdybden for kvartsmineraliseringen. Disse dybder svarer til et litostatisk tryk mellem 400 og 800 bar og et tilnærmet hydrostatisk tryk for rent vand mellem 150 og 300 bar. Det hydrostatiske tryk er betinget af åben sprækkedannelse fra mineraliseringsniveauet til overfladen. Da de kvartsmineraliserede sprækker i malmfeltet imidlertid kun maksimalt

er 20-25 cm lange med en største bredde på et par cm og da de fleste sprækker er langt mindre - ned til mikrosprækkedannelse -, har trykket sikkert været en del større end det skønnede hydrostatiske tryk. Den gradvise kvartsudfyldning af sprækkerne har været medvirkende til en forhøjelse af det hydrostatiske tryk, der må antages at være nået op i nærheden af det litostatisk tryk.

Dersom opløsningernes salinitet og trykket er kendt, kan korrektionen til homogeniseringstemperaturen for at få indeslutningens dannelsesstemperatur T_t (t: trapping) findes i diagrammet figur 45. Diagrammet viser for en salinitet på 30 ækv.vt% NaCl isochorerne for T_h -værdierne 175° , 300° og 400° i forbindelse med opløsningens damptrykkurve. I systemet H_2O -NaCl er isochorerne kendt for saltholdigheder op til 30 vt%. Den gennemsnitlige saltholdighed for v-g-x indeslutningerne i denne undersøgelse er meget nær 30 vt% (x i figur 49).

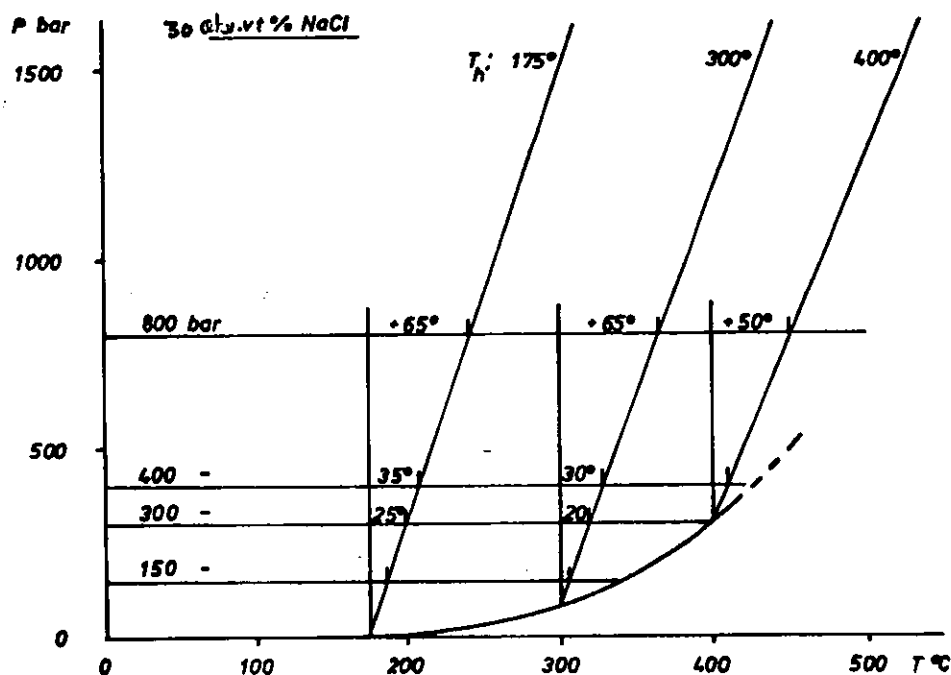


Fig. 45. Bestemmelse af korrektion for T_h på grundlag af det på indeslutningens dannelses tidspunkt herskende tryk. Efter KONNERUP-MADSEN (1976).

Af figur 45 ses eksempelvis, at trykkorrektionen (ΔT) for en indeslutning dannet ved 800 bar og visende homogenisering ved 175° er 65° , altså at dannelses temperaturen T_t er 240° . Er en indeslutning derimod afsat ved 150 bar, er ΔT for homogenisering ved ca 340° derimod 0° . T_h er altså her lig med T_t og opløsningen under indeslutningens dannelse har været kogende, hvilket vil sige, at det ydre tryk har været lig med de mættede dampes tryk. Der vil da dannes sammenhørende gasrig og gasfattige indeslutninger, hvis homogeniseringstemperaturen vil være den samme.

Det under dannelsen herskende tryk kan findes i diagrammet ud fra T_h , hvis der haves sikkerhed for kogning og saliniteten er 30 vt% NaCl. Ved denne undersøgelse er der ikke med sikkerhed fundet indeslutninger, der er afsat fra en kogende fluid fase.

Den konstaterede store variation i T_h kan delvis skyldes en vekslen mellem litostatisk og hydrostatisk tryk, sandsynligvis fordi sprækkerne efterhånden

hydrotermalt er blevet kvartsfyldt og irregulære tektoniske bevægelser successivt har åbnet nye passager (KELLY & TURNEAURE, 1970; ROEDDER, 1971a). Størrelsen af denne variation i homogeniseringstemperaturer ved en ændring af trykket kan også skønnes ud fra figur 45. Er en indeslutning således dannet ved 800 bar og 240° , vil den have en T_h på 175° . Falder trykket dernæst fra 800 bar (litostatiske betingelser) til 300 bar (hydrostatisk betingelser) uden at temperaturen ændres, vil indeslutningen homogenisere ved ca 220° . I dette eksempel medfører en trykvariation på 500 bar altså en variation i homogeniseringstemperatur på ca 45° .

Saliniteten af v-g indeslutningerne bestemmes ud fra fasediagrammet figur 29 for systemet $H_2O-NaCl$. Den gennemsnitlige smeltetemperatur T_m for 20 v-g indeslutninger er -27.8° , der svarer til 26 ækv.vt% NaCl. Da den eutektiske temperatur i systemet $H_2O-NaCl$ er -21.1° og i systemet $H_2O-NaCl-KCl$ er -22.9° , skyldes den konstaterede yderligere frysepunktsdepression alt overvejende et indhold af $CaCl_2$ og/eller $MgCl_2$.

Højeste og laveste T_m er henholdsvis -19° og -34° , der er indtegnet i udsnit af fasediagrammerne figur 30 for systemet $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2$ (Fig. 46), således at det maksimale NaCl-indhold og det til dette svarende KCl- og $CaCl_2$ -indhold kan bestemmes, således som det fremgår af tabel 2.

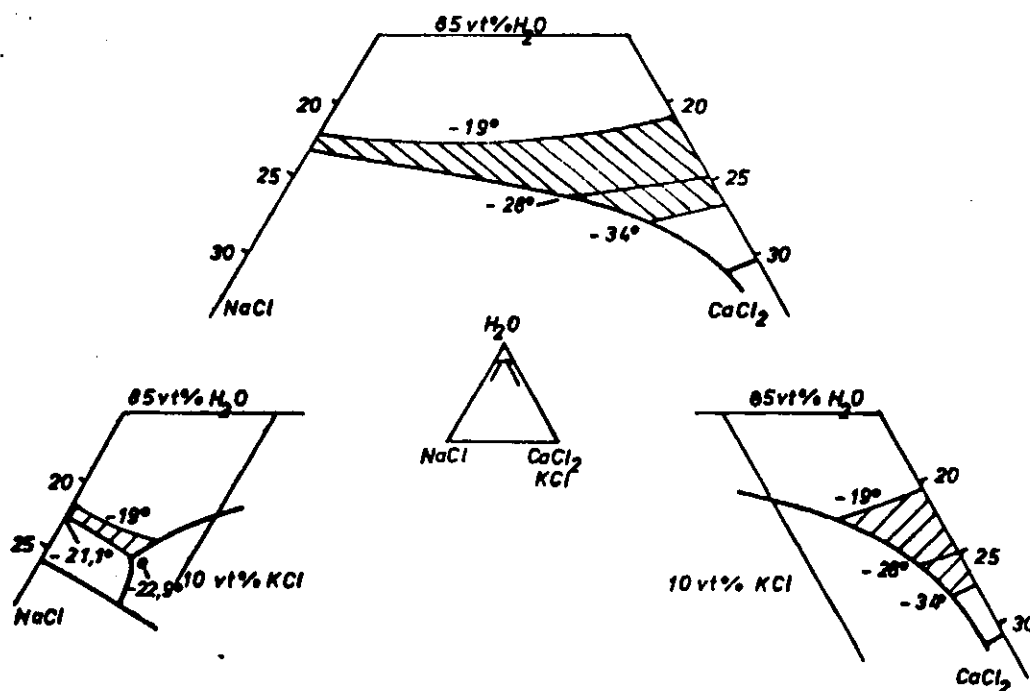


Fig. 46. Bestemmelse af NaCl-, KCl- og $CaCl_2$ -indholdet i v-g indeslutninger i udsnit af fasediagrammerne figur 30.

Af tabel 2 fremgår, at $CaCl_2$ (eller $MgCl_2$) og NaCl er de vigtigste salte og at KCl har underordnet betydning. Saltopløsningens sammensætning ændres drastisk fra -19° til -34° : fra 100% til 17.2% NaCl ved maksimalt mulige NaCl-indhold. I det samme temperaturinterval er saltkoncentrationen ændret fra 21.9% til 27.3%, ialt kun 5.4 vt% salt.

T_m^o	vt% salt	NaCl-CaCl ₂		KCl-CaCl ₂		NaCl-KCl	
		max	rest	max	rest	max	rest
		vt%	vt%	vt%	vt%	vt%	vt%
		NaCl	CaCl ₂	KCl	CaCl ₂	KCl	NaCl
+19	21.9	21.9	o	6.2	15.7	1.5	20.4
+21.1	23.3	23.3	o	5.6	17.7	1.5	21.8
+28	26.0	9.0	17.0	2.7	23.3	-	-
+34	27.3	4.7	22.6	1.8	25.5	-	-

Tabel 2. Saltindholdet i v-g indeslutningerne ved forskellige temperaturer, jf figur 30.

I figur 47 er v-g indeslutningernes frysepunktsdepression T_m (og tilsvarende ækv. vt% NaCl) sammenholdt med de sammenhørende homogeniseringstemperaturer T_h . Gennemsnitsværdierne - markeret med "X" på figuren - er følgende: T_m : -28.5° og 26.0 vt% salt og T_h : 330°.

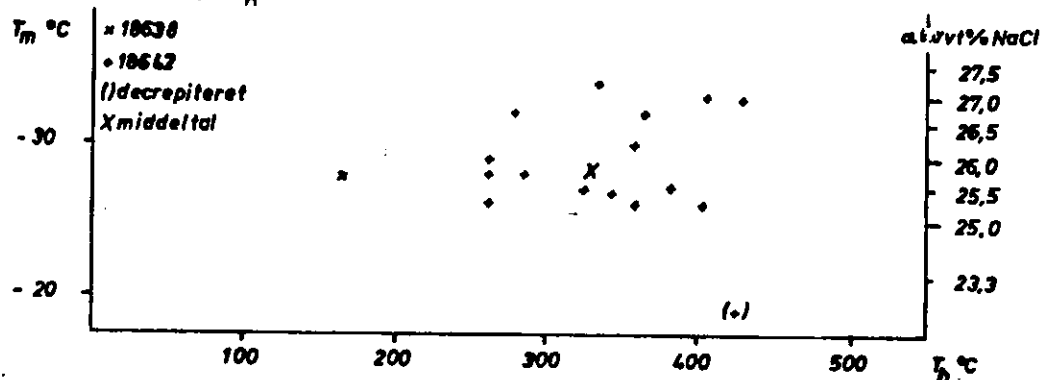


Fig. 47. Sammenhørende T_m - og T_h -værdier for v-g indeslutningerne.

Saliniteten for v-g-x indeslutningerne er bestemt ud fra indeslutningernes frysepunktsdepression T_m (Fig. 42, side 39) i forbindelse med opløsningstemperaturen T_{sol} for halit-terningen i fasediagrammet H_2O -NaCl-CaCl₂ (Fig. 48).

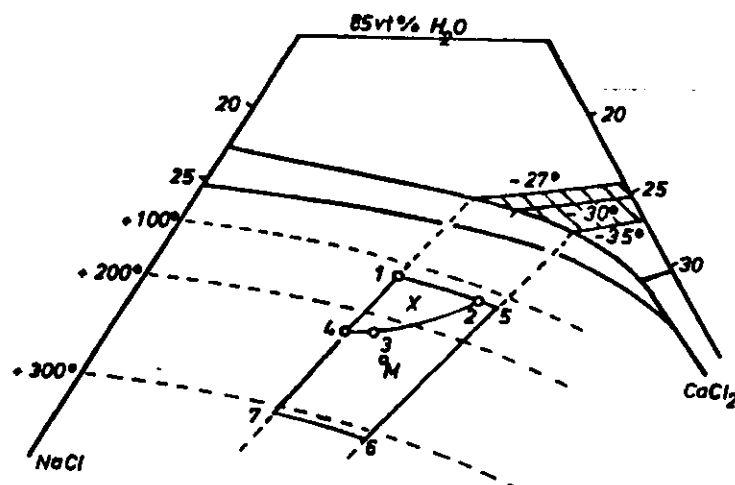


Fig. 48. Udsnit af fasediagrammet for systemet NaCl-CaCl₂-H₂O til bestemmelse af saliniteten af v-g-x indeslutninger på grundlag af T_m og T_{sol} .

På grund af den metastabile smeltning af NaCl-hydratet i v-g-x indeslutningerne (ved temperaturer over $+0.15^{\circ}$) kan en helt korrekt anvendelse af fase-diagrammet ikke finde sted. I den i figur 48 viste anvendelse ignoreres derfor hydratdannelsen (og dermed primærfeltet for $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) og systemet H_2O - NaCl - CaCl_2 anvendes som et rent eutektisk system. For den maksimale $T_m = -27^{\circ}$ 25.5 vt% salt udgør KCl-koncentrationen i KCl - CaCl_2 - H_2O systemet 3.3 vt% (Fig. 46).

Maksimums- og minimums- T_m er henholdsvis -27° og -35° og for T_{sol} henholdsvis 308° og 112° . På grund af det lave antal sammenhørende værdier af T_m og T_{sol} er der en vis usikkerhed på salinitetsbestemmelsen.

På figur 48 angiver feltet 1-5-6-7 maksimums- og minimumstemperaturerne for T_m og T_{sol} med middeltallet M. Feltet 1-2-3-4 angiver sammenhørende T_m og T_{sol} med middeltallet X. Saliniteten af disse punkter fremgår af tabel 3.

punkt	NaCl	CaCl ₂	salinitet
1	16 vt%	15 vt%	31 vt%
2	12 -	20 -	32 -
3	19 -	16 -	35 -
4	21 -	14 -	35 -
X	16 -	17 -	33 -
5	11 -	22 -	33 -
6	23 -	19 -	42 -
7	27 -	13 -	40 -
M	19 -	18 -	37 -

Tabel 3. Saliniteten af v-g-x indeslutningerne på grundlag af T_m og T_{sol} .

I figur 49 er for v-g-x indeslutningerne NaCl-ternings opløsningstemperatur (T_{sol}) - og tilsvarende vt% NaCl - sammenholdt med de sammenhørende homogeniseringstemperaturer (T_h). Gennemsnitsværdierne - "X" i diagrammet - er bestemt til: T_{sol} : 177° 31 vt% NaCl og T_h : 263° (for intervallerne T_{sol} : 112° - 300° 28.7-37.5 vt% NaCl og T_h : 151° - 460°). Antal indeslutninger udgør 23, hvoraf kun een er overmættet ved T_h . Af figuren ses, at der er en svag positiv korrelation: stigende saltholdighed med stigende temperatur.

Af figur 47 og 48 fremgår, at opløsningernes salinitet er bestemt til intervallet 22-42 vt% NaCl. Den kritiske temperatur for sådanne opløsninger ligger i intervallet 600° - 1000° (SOURIRAJAN & KENNEDY, 1962). Den kritiske temperatur er således væsentligt højere end de fundne homogeniseringstemperaturer.

En meget salin opløsning, hvis indeslutningers homogeniseringstemperaturer er over 400° , vil kunne opløse indeslutningens kvartsvægge, hvorved indeslutningens volumen forøges. For at bestemme den korrekte homogeniseringstemperatur er det derfor nødvendigt at fastholde den høje temperatur i så lang tid, at der er opnået ligevægt mellem kvartsen og opløsningen (CHIVAS & WILKINS, 1977). Det er sandsynligt, at der ved denne undersøgelse ikke er taget fornødent hensyn til dette forhold, hvorfor de fundne homogeniseringstemperaturer på over 400° vil være for lave.

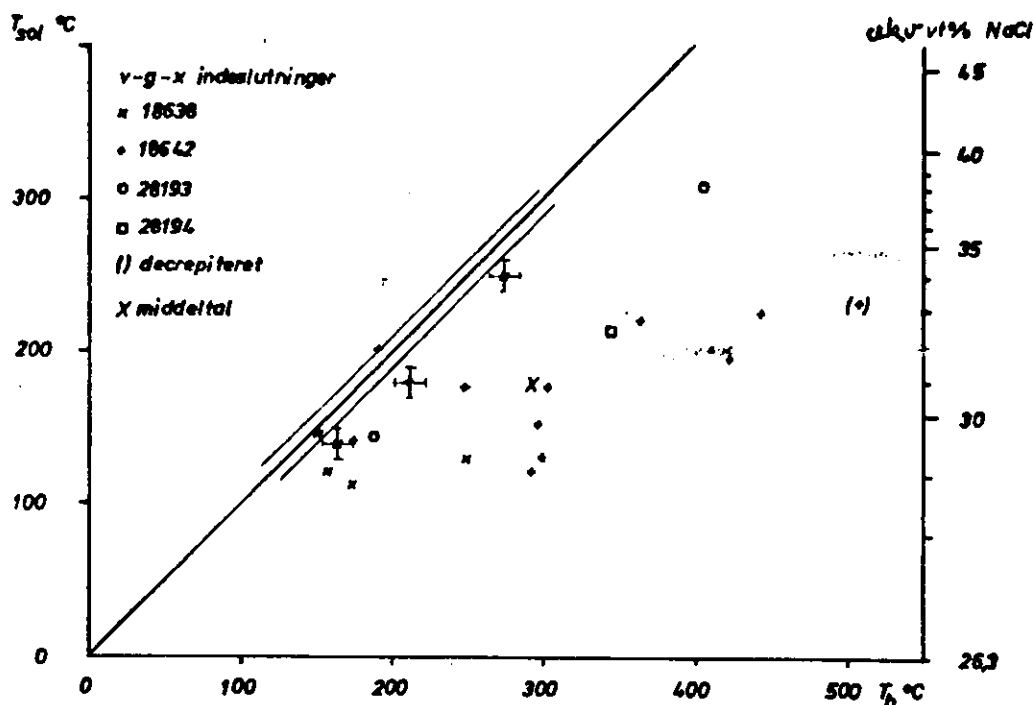


Fig. 49. Sammenhørende T_{sol} og T_h for v-g-x indeslutninger med halit-terning. Diagonallinien angiver netop mættet opløsning. De tynde streger angiver $T_{sol} \pm 10^\circ$ og $T_h \pm 10^\circ$. Efter SOURIRAJAN & KENNEDY (1962).

Eksperimentelle undersøgelser (f.eks. ROEDDER & KOPP, 1975) og mere generelle overvejelser (f.eks. KELLY & TURNEAURE, 1970 og ROEDDER, 1971a) har vist, at relationen mellem en indeslutnings salinitet og dens homogeniserings- og dannelses temperatur kan sammenfattes i følgende 3 punkter:

1. For indeslutninger afsat ved samme tryk og temperatur vil en forøgelse af saliniteten medføre en øgning af homogeniseringstemperaturen og altså dermed en formindskelse af trykkorrektionen (ΔT).
2. For indeslutninger, der homogeniserer ved den samme temperatur (T_h), vil en øgning af saliniteten medføre en formindskelse af trykkorrektionen (ΔT).
3. Trykkorrektionens (ΔT) afhængighed af saliniteten er mindst (og delvis negligerbar) ved lave homogeniseringstemperaturer, hvorimod den kan blive meget betydelig ved høje homogeniseringstemperaturer (d.v.s. nær den kritiske temperatur for rent H_2O ved 373°).

I diagrammet figur 45 ses, at minimumstrykket ville være omkring 300 bar, hvis de indeslutninger, der har T_h lig med eller højere end 400° , havde kogt. De 300 bar svarer til det skønnede højeste hydrostatiske tryk. Da der ikke er observeret indeslutninger, der antyder, at kogning har fundet sted, kan trykket under dannelsen af de undersøgte indeslutninger derfor ikke have været rent hydrostatisk, men en kombination af litostatisk og hydrostatisk i et delvist lukket system.

Dannelses temperaturen (T_t) for et tryk på 600 bar er vist i figur 50 for forskellige homogeniseringstemperaturer (T_h) for en 30 wt% NaCl-opløsning (aflæst fra figur 45). Det ses, at korrektionen (ΔT) stort set er den samme for T_h op til 300° (ca. 50°), men dernæst falder.

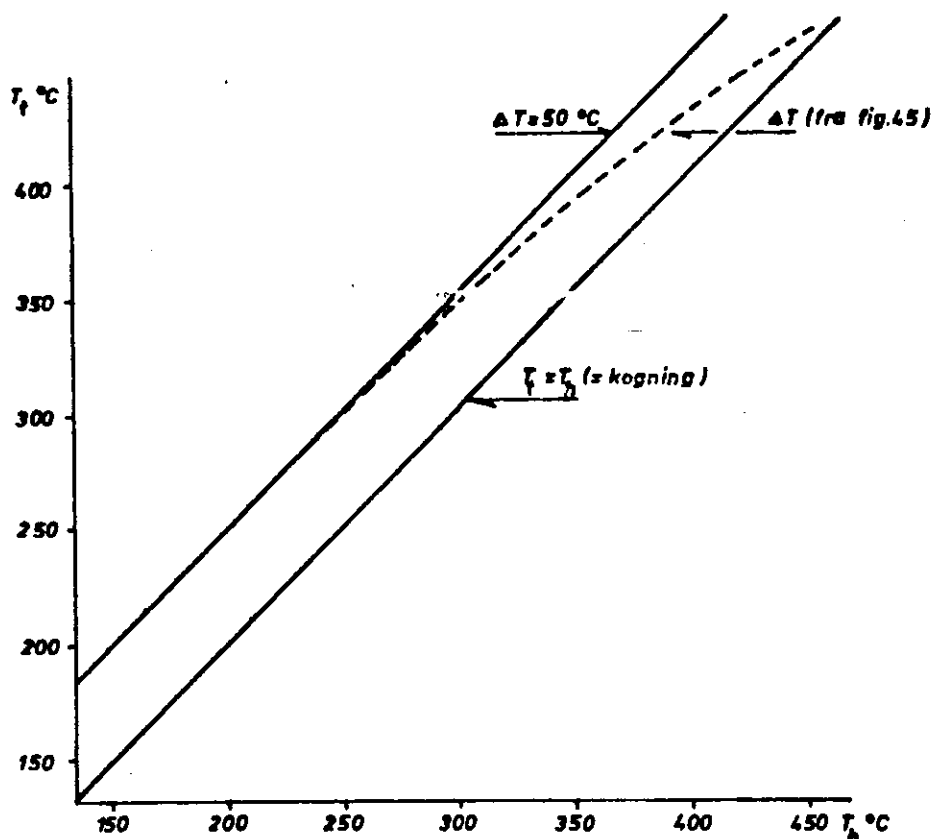


Fig. 50. Bestemmelse af dannelsesstemperaturen T_t fra homogeniseringstemperaturen T_h på et intermediært tryk på 600 bar og saliniteten 30 vt% salt. Den stippledde kurve er konstrueret fra aflæsninger på figur 45.

b. Andre dattermineraller end halit. Tilstedeværelsen af primære multifase-indeslutninger (Fig. 33 og 38) indikerer, at opløsnigerne kan være overmættede med andre salte end halit, men at udfældning ikke har fundet sted f.eks. på grund af manglende krystallisationskin. I flere indeslutninger er konstateret faste faser, der ikke er opløst på homogeniseringstemperaturen eller højere temperaturer selv efter lang tids opvarmning. Disse faste faser kan være indfanget under indeslutningens dannelse og dermed være et fremmed mineral og ikke et ægte dattermineral. Den faste fase kan dog også som dattermineral være udkrystalliseret på en væsentligt højere temperatur end T_h (IMAI et al, 1971). At den faste fase ikke opløses på T_h , kan også skyldes, at der i opvarmningsperioden i laboratoriet, der geologisk set er særdeles kort, ikke har kunnet opnå ligevægt med opløsningen (RANKIN, 1977).

Den i figur 39 viste opake subhedrale krystal er antagelig specularit, der måske er et dattermineral (Side 49), kan være dannet ved en irreversibel proces snarere end ved simpel afkøling og mætning af den fluide fase som anført ovenfor. Denne irreversible proces kan være autooxidation med dannelse af Fe_3O_4 , der omdannes til Fe_2O_3 (ROEDDER & SKINNER, 1968).

Figur 38 viser en multifase-indeslutning med formodet anhydritkrystal. Anhydrit, der i de fleste vandige opløsninger ligesom calcit har retrograd opløselighed, kan være udkrystalliseret som følge af det hurtige fald i aktivitetskoefficienter med stigende temperatur i sådanne stærke saltopløsninger, der har vendt opløselighedsmåden om til non-retrograd (ROEDDER, 1963). En anden mu-

lig mekanisme kan være autooxidation af S^{--} ved tab af H_2 , der diffunderer ud gennem kvartsen efter vandets dissociation (ROSASCO & ROEDDER, 1976). Som følge af $CaCl_2$ -hydraternes større opløselighed end $CaSO_4$ vil tilstedeværelsen af Ca^{++} og Cl^- fælde anhydrit. Hvis anhydritkrystallen ikke genopløses ved opvarmning, kan anhydriten ikke være et dattermineral (ROSASCO & ROEDDER, 1976).

I et enkelt tilfælde har det været muligt at måle på en indeslutning med formodet anhydrit-krystal: prøve nr 18642. Isoleret v-g-x indeslutning af typen I.F.1 og 2 med følgende omtrentlige dimensioner: $30 \times 9 \times 8 \mu m$. Boblens $\emptyset$: ca $4 \mu m$. Saltkrystallen: $10 \times 2 \times 2 \mu m$. Dimensionen i dybden er skønnet. Underafkøling ca 40° . T_m : -32° . T_{sol} : $170^\circ - 180^\circ$. T_h : 274° . Saliniteten er ca 35 ækv. vt% NaCl.

Et par indeslutninger har indeholdt to saltterninger, hvilket indikerer, at saliniteten har været højere end 31 vt% salt i systemet H_2O -NaCl-KCl:

prøve nr	$T_{sol}(x_1)$	$T_{sol}(x_2)$	T_h
18642	208°	264°	550°

Da terning x_2 er væsentlig mindre end terning x_1 men alligevel opløses ved den højeste temperatur, tolkes x_1 som KCl (der opløses hurtigst ved opvarmning) og x_2 som NaCl (opløses kun meget lidt under opvarmning: figur 30 side 27). Ud fra opløsningstemperaturerne for KCl (x_1 : 208°) og NaCl (x_2 : 264°) skønnes saliniteten ud fra fasediagrammet for H_2O -NaCl-KCl (ROEDDER, 1971b) at være ca 18 vt% NaCl og 31 vt% KCl. Den totale salinitet har således været ca 59 vt% salte.

c. Densiteten. Indeslutningernes densitet kan bestemmes ud fra indeslutningens, dattermineralers og gasboblens dimensioner i forbindelse med væskens salinitet. Dimensionsbestemmelsen er vanskelig og behæftet med store fejl, da den 3. dimension selv i tilsyneladende regulære negative krystaller ikke kan måles nøjagtigt uden universalbord. Gasboblens diameter og dattermineralernes dimensioner bliver fortegnet af den spredelinseffekt, der fremkommer ved en konkav indeslutningsvæg. På figur 33 ses en sådan væg med stærk optisk virkning. Fejlen på rumfangsbestemmelsen kan være op til 50% i stærkt brydende mineraler som f.eks. sphalerit (ROEDDER, 1976).

Densiteten kan også, som i denne undersøgelse, bestemmes ud fra sammenhørende salinitet og homogeniseringstemperatur i densitetsdiagrammet figur 51. Diagrammet bygger på homogenisering i væskefasen i NaCl- H_2O systemet for indeslutninger med lavt volatiltindhold (KONNERUP-MADSEN, 1976). Gennemsnitsdensiteten - mærket "x" i diagrammet - er beregnet til 1.01 g/cc. Det fremgår endvidere af figur 51, at densiteten for v-g-x indeslutninger på grund af deres højere salinitet er større end densiteten for v-g indeslutninger.

Disse densitetsbestemmelser er næppe ganske repræsentative for opløsningerne, fordi densitetsbestemmelsen bygger på sammenhørende T_m - og T_h -målinger, hvoraf T_m -målingerne kun kan foretages på de få indeslutninger, der danner is.

Histogrammerne i figur 51 viser, at den alt overvejende del af indeslutningerne har homogeniseringstemperaturer under 350° (85%, side 51). Disse indeslutningers gennemsnitlige densitet med en gennemsnitlig salinitet på ca 30% vil være ca 1.05 g/cc.

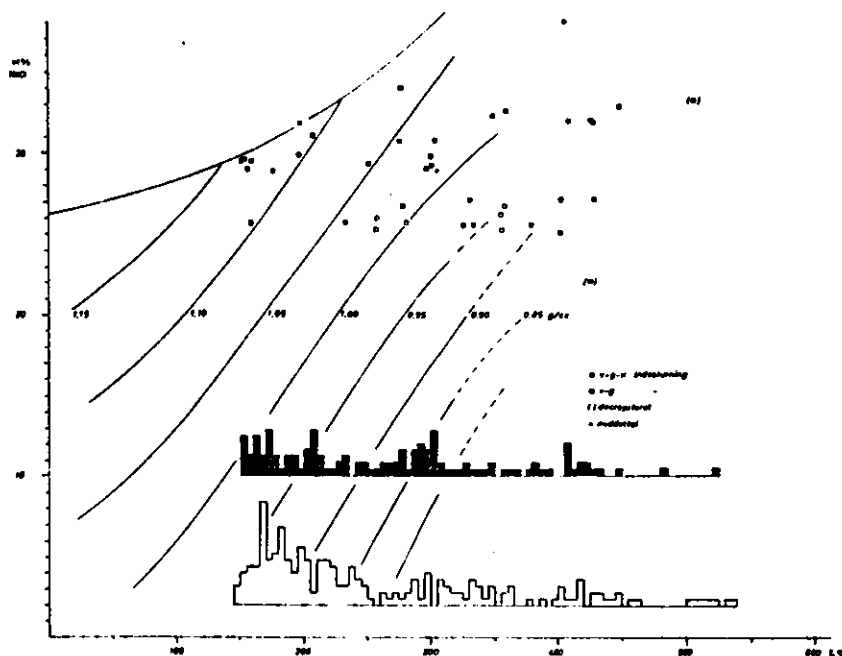


Fig. 51. Densitetsbestemmelse ved homogenisering i væskefase i forhold til isochorer i $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ systemet. Histogrammerne viser T_h -målingerne for de samlede v-g-x henholdsvis v-g indeslutninger. Efter KONNERUP-MADSEN (1976).

I figur 52 (side 63) er området for sammenhørende værdier af salinitet og homogeniseringstemperatur for Ulveryggen Cu-forekomstens væske indeslutninger yderligere tegnet ind i salinitets- T_h diagrammet sammenstillet af NASH (1972). Dette diagram er essentielt identisk med det i figur 51 viste og diskuteres senere.

d. Opløsningernes afkøling og mineraliseringen. Indeslutningernes dannelses-temperatur - trykkorrigeret homogeniseringstemperatur, figur 44 og 50 - går fra ca 550° til ca 200° . Der har således i malmfeltet fundet et temperaturfald sted på ca 350° . Opløsningerne er høj-saline med en relativ høj udgangstemperatur og med en delvis ukendt kemisk sammensætning. Ifølge TOULMIN & CLARK (1967) er med få undtagelser mineraludfældning fra vandige opløsninger under konstant tryk exotermiske processer, der opvarmer opløsningerne. Jo hurtigere mineraludfældningen foregår, jo større bliver temperaturgradienten til sidestenen og jo større vil varmeudvekslingen blive, indtil gradienten er elimineret. Udfældningshastigheden aftager og udfældningen går eventuelt midlertidigt i stå. De få - geologisk vigtige - undtagelser fra exotermisk mineralisering er calcits og anhydrits retrograde opløselighed. Sker mineraludfældningen i en stor trykgradient, kan processen være endotermisk, f.eks. i hurtigt strømmende væske i smalle sprækker med indsnævring. Endotermiske reaktioner er normalt kun i ringe grad af betydning ved afkøling af opløsningerne. Ligeledes er varmeveksling med omgivelserne ved varmeledning gennem sprækkernes vægge eller varmeveksling uden større betydning i simple planare sprækker. Derimod kan opblanding med koldere væske i sådanne sprækker være vigtig. En væske, der stiger langsomt i en åben sprække, således at trykforskellen gradvis udlignes, ekspanderer reversibelt og adiabatisk. En sådan proces vil bevirke, at væsken på geolo-

gisk acceptable vilkår kun vil afkøles få grader. Når en væske med et begyndende setryk lig med eller større end det litostatiske tryk i det pågældende niveau stiger langsomt op gennem et kontinuerligt mere eller mindre åbent sprækkesystem, vil tryktabet i væsken på ethvert sted af dets vej til overfladen meget nær være lig tabet i det hydrostatiske tryk. I det samme vertikale interval vil tryktabet i sidestenen være lig med det litostatiske tryktab, der er flere gange større end det hydrostatiske tryktab. Efterhånden som væsken stiger vil det tryk derfor overstige sidestestens tryk med gradvis stigende størrelse. Et eller andet sted på vejen opad må væsken gennemgå et hurtigt tryktab og som følge af dette en hurtig ekspansion. Denne ekspansion er en irreversibel adiabatisk proces, der vil give et effektivt temperaturfald. En sådan proces - drøvling/trådtrækning - finder tillige sted hvor en strømmende væske møder en pludselig indsnævring med påfølgende pludselig udvidelse i strømningssystemet (SCHRÖDER 1948). Drøvling har den største termale effekt i området om væskens kritiske punkt. I forhold til rent vand vil opløste salte flytte dette område mod højere temperatur og lavere tryk. Når trykket er faldet til omkring 100 bar, har drøvling ikke længere nogen afgørende betydning for væskens afkøling. Den pludselige ekspansion på drøvlingpunkterne kan føre til udfældning af mineraler fra væsken, sandsynligvis så hurtigt, at der kan dannes metastabile faser eller mineralseleksker med afblandingsprocesser og ascenderende omdannelse til følge.

Varmeledning fra væsken til sidestenen er mest effektiv, hvis strømningen er turbulent. Dette er imidlertid kun tilfældet i meget vide årer. I andre tilfælde vil strømningen langs sprækkens vægge være laminar med deraf følgende dårlig varmeledning. Men ved permeable bjergarter med udbredt mesoskopisk og mikroskopisk sprækkedannelse - som det er tilfældet på Ulveryggen - vil varmeledningen være stor, særlig hvis væskemængden er relativt lille og der sker en hurtig mineraludfældning. En hurtig mineraludfældning vil under disse betingelser være karakteriseret af små uklare kvartskorn og små disseminerede opake mineraler interstitielt, i sprækkerne og på sedimentationsflader.

De på side 38 nævnte negative hexagonale v-g indeslutninger i en kvartskrystal fra håndstykke nr 18640 viser, at opløsningens temperatur under kvartskrystallens dannelse har været over $573^{\circ} + 3^{\circ}/100$ bar og at kvartskrystallen er høj-kvarts, idet det næppe kan tænkes, at der kan dannes negative trigonale tvillinger. Den hexagonale kvartskrystal er antagelig udkrystalliseret i hulrummet fra en opløsning, der ikke har været udsat for drøvling og derfor har bibeholdt sin høje temperatur i længere tid. Den uklare kvarts og bornitkornene er sandsynligvis udfældet senere efter afkøling af opløsningen. Disse høje saline opløsninger, der sandsynligvis har haft en udgangstemperatur på 600° eller højere, har en kritisk temperatur på over 600° (Side 55), hvor drøvling som nævnt ovenfor har størst termal effekt.

I adskillige af de undersøgte kvartskorn har der indenfor det samme korn været indeslutninger, hvis homogeniseringstemperatur indbyrdes har været meget afvigende og som i den enkelte prøve spænder over hele temperaturområdet fra ca 150° til ca 550° (Fig. 44). Dette forhold kan tolkes som drøvling af en strøm

mende væske i ikke-planare smalle sprækker. Drøvlingen har antagelig bevirket et hurtigt temperaturfald til under 400° med endotermisk mineraludfældning til følge, således at temperaturen i længere tid har været i intervallet 200° - 350° (T_t). Prøve nr 18642 består af grovkornet klar kvarts (Side 31) som langstrakte små "øer" i mellem- til finkornet uklar kvarts fra en ca 1 cm bred sprække. I den uklare kvarts findes væsentligt færre og mindre indeslutninger end i den klare kvarts. Det har ikke været muligt at måle på disse indeslutninger på grund af uklarheden. Sprækkefyldningen kan tænkes at være foregået på den måde, at de små uklare kvartskorn er udfældet hurtigt som følge af drøvling. Den endotermiske proces har medført en længere periode med konstant temperatur i et lukket rum, hvorved den grovkornede klare kvarts har kunnet udfældes.

Henset til, at saliniteten meget nær er den samme i indeslutninger med høj homogeniseringstemperatur som i indeslutninger med lav (Fig. 51), kan det udelukkes, at opløsningernes temperaturfald er forårsaget af en opblanding med koldere meteorisk vand, der vil have en væsentligt lavere salinitet, med mindre det meteoriske vand har perkoleret gennem sabkha-sedimenter eller evaporiter.

d. Opløsningernes oprindelse. Steinfjell formationen og særlig det gulliggrå til brunliggrå Ulveryggen malmfelt har stor litologisk og genetisk lighed med formationer af red-bed typen. Red-bed kobberforekomster findes typisk i eller umiddelbart marginalt til tykke sekvenser af røde, brune, purpur eller gule sandsten, lersten og skifre, der er aflejret fluvialt, i et delta eller andet terrestrisk eller marginalt marint miljø. Farven skyldes hæmatit eller andre ferrioxhydroxider, der optræder som kornovertræk, som cement og som matrix. Sedimenterne er typisk arkosiske stammende fra forvitringsprodukter fra sen-tektoniske hævnings langs kontinentalrande eller hævnings på den kontinentale platform (ROSE, 1976). Hovedparten af red-bed forekomsterne er i forbindelse med evaporiter, der gennemsives af overflade- eller grundvand og som derfor er årsag til væskeindeslutningernes høje salinitet. Evaporiterne forekommer normalt indlejret i red-bed formationen som lag af halit, kalisalte, gips og anhydrit samt kalksten og dolomit. Den resterende del af red-bed formationerne, der ikke har umiddelbar forbindelse med indlejrede/overlejrede evaporiter, er placeret sådan, at connate opløsninger kan have haft forbindelse med evaporiter. Saltvann gruppen synes ikke at have haft indlejrede evaporiter, ligesom evaporiter ikke er kendt i Finnmarks prækambrium (Side 41). Derimod foreligger den mulighed, at Ulveryggens højsaline opløsninger kan stamme fra et sabkha miljø (Side 41). Der er ikke udviklet sabkha i Saltvann gruppen men der foreligger den mulighed, at Porsanger Dolomit inden dannelsen af Gaissa nappen (Fig. 1) kan have været i kontakt med Saltvann gruppen eller være dannet i dennes nærhed. I sabkha-sedimenterne udfældes ved fordampning halit, gips, anhydrit, coelestin og dolomit (SMITH, 1976).

Da Steinfjell formationen stratigrafisk findes i ca 1000 m dybde i Saltvann gruppen (Side 2) og da der ikke findes dolomit eller sabkha over Steinfjell formationen i gruppen, kan de undersøgte opløsninger ikke stamme fra me

teorisk vand, der descenderende er perkoleret igennem sabkha-sedimentationen. Men det kan ikke udelukkes, at descenderende vand igennem sabkha-sedimentationen udenfor Saltvann gruppen har fulgt sprækker og forkastninger og derpå ascenderende er trængt ind i Ulveryggen afsnittet i lighed med Pine Point Pb Zn forekomsten i NW Canada (ROEDDER, 1968a). Pine Point forekomsten, der er af Mississippi Valley typen, er dannet ud fra ekstremt saline opløsninger - ca 2 ækv.vt% NaCl -, som sandsynligvis stammer fra Elk Point evaporit bassin ca 20 miles syd for Pine Point men med et hjørne af bassinet kun få miles syd for forekomsten. Det menes, at opløsningerne har fulgt sprækker og forkastninger i det prækambriske basement i en sådan dybde, at temperaturen er steget til ca 100°. Da der ikke findes tegn på magmatisk aktivitet i området, har opløsningerne ved en normal geotermisk gradient måttet strømme i en dybde af ca 2500.

De i denne undersøgelse bestemte dannelsesstemperaturer på over 350° vil kræve, at opløsningerne med en normal geotermisk gradient på ca 30°/km skal have strømmet i en dybde af mere end 10 km, hvilket ikke synes at være en rimelig antagelse. Men opløsningerne kan i væsentligt mindre dybde have været i kontakt med den i såvel Steinfjell formationens sydøstlige del som i Ulveryggen området udbredte magmatiske aktivitet (Side 4 og 7) eller eventuelt med den vulkanisme, der har ført til keratofyr-konglomeratet i Djupelv formationen (Side 41).

Indeslutninger i forekomster af Mississippi Valley typen viser forbavsende ringe variation hvad angår salinitet, dannelsesstemperatur og densitet (Fig. 52). Saliniteten overstiger ofte 20% NaCl, dannelsesstemperaturen er i almindelighed mellem 100° og 150° og når sjældent 200° og densiteten er meget tæt på 1.0 g/cc eller lidt over 1.0 g/cc. Opløsningerne er af Na-Ca-Cl typen. De indeholder i almindelighed stor mængde metan i opløsning og indeslutningerne har ofte små dråber af en brunlig immiscibel oliephase. Strømningshastigheden har været meget lav (ROEDDER, 1976).

Ved måling af saliniteten i denne undersøgelse dannede kun ca 5% af indeslutningerne is ved afkølingen og først efter længere tids afkøling på meget lave temperaturer (Side 30). Denne underafkøling på 20°-30° tyder på, at der i opløsningerne ikke findes suspenderet passende partikler, hvorpå isen har kunnet nukleere, idet salt ikke kan nukleere is (ROEDDER, 1976). For v-g indeslutningerne er fundet saltholdigheder over 26 ækv.vt% NaCl. At opløsningerne har manglet krystallisationskim til dannelsen af halitkrystaller, underbygges tillige af, at der i v-g indeslutningerne ikke dannes NaCl·2H₂O. Saliniteten af v-g-x indeslutningerne er gennemsnitligt ca 35 ækv.vt% NaCl. Opløsningerne er overmættet ved stuetemperatur og har udkrystalliseret en halit-terning som dattermineral. At der i v-g-x indeslutningerne kun er udkrystalliseret halit og ikke andre dattermineraller - de få multifase indeslutninger undtaget -, kan ligeledes skyldes ovennævnte mangel på passende krystallisationskim (ROEDDER et al, 1968; ENJOJI, 1972; MOORE & NASH, 1974).

Den udtalte men ringe forskel i saliniteten mellem v-g og v-g-x indeslut-

ningerne kan tænkes opstået ved svag opblanding med connat vand for v-g indeslutningernes vedkommende. En opblanding med descenderende meteorisk vand kan udelukkes, da homogeniseringstemperaturerne for de to typer indeslutninger spænder over det samme interval (Fig. 44) og da meteorisk vand vil indeholde stor mængde krystallisationskim, på hvilke is kunne nukleere ved afkøling.

Ulveryggens meget rene opløsninger (Side 62) indicerer, at opløsningerne har strømmet i stor dybde over lange stræk som f.eks. visse "hot brines" eller at de består af magmatisk eller juvenilt vand. Opløsningerne kan dog også have haft en så lav strømningshastighed, at suspenderet materiale ikke har kunnet medføres. Dette bevirker endvidere, at kvarts krystalliserer i store klare korn (ROEDDER, 1962, 1976). Da der ikke i denne undersøgelse er foretaget isotopmålinger på hydrogen (H/D) og oxygen (O^{16}/O^{18}), kan det ikke nærmere belyses, om opløsningernes oprindelse er meteorisk eller magmatisk vand.

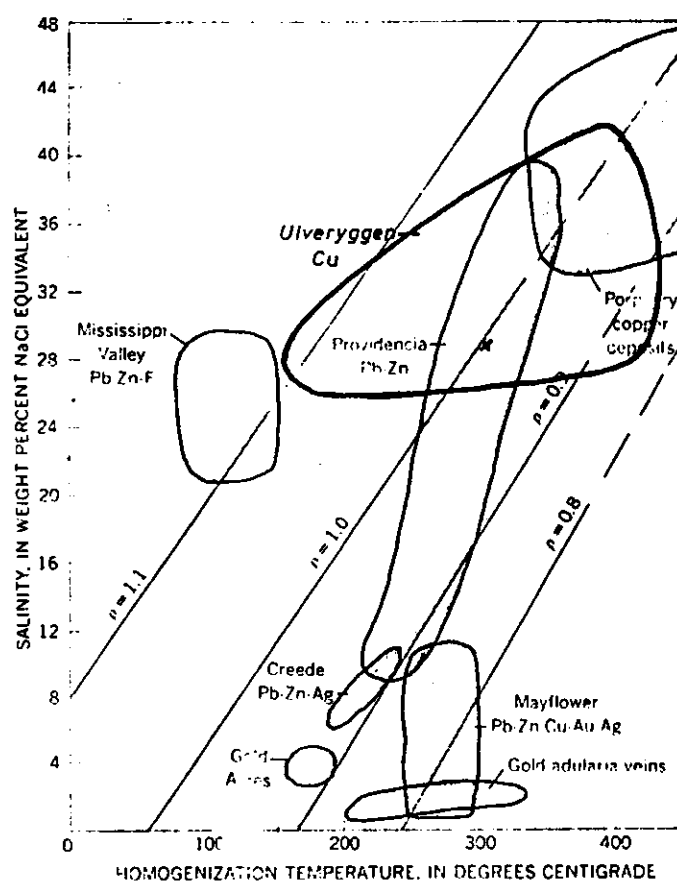


Fig. 52. Sammenligning mellem Ulveryggen kobberforekomst og nogle kendte malmforekomster: homogeniseringstemperatur versus salinitet. "X" repræsenterer middeltallet for sammenhørende værdier. Efter NASH (1972).

Indeslutninger i forekomster af magmatisk-hydrotermal oprindelse - porfyr kobber typen undtaget - har i almindelighed en salinitet under 10 wt% NaCl, en dannelsesstemperatur varierende fra ca 100° til over 500° og en densitet, der er signifikant under 1.0 g/cc, medens den kemiske sammensætning varierer stærkt. Dog er Na/Ca-, Na/K- og Na/Cl-forholdene meget mindre end i Mississippi Valley typen og der findes kun lidt eller intet organisk materiale i indeslut

ningerne (ROEDDER, 1976). I denne undersøgelse er Na/Ca-forholdet ca 3 gange mindre og Na/Cl-forholdet ca 1.5 gange mindre end de tilsvarende forhold i Mississippi Valley typen og der findes intet eller kun meget lidt organisk materiale i indeslutningerne: en opak globular fase i nogle få v-g-x indeslutninger (Side 36).

Porfyr kobber typen (Fig. 52) afviger fra ovennævnte magmatiske typer, idet dennes salinitet som regel overstiger 30 ækv.vt% NaCl (MOORE & NASH, 1974; CHILVAS & WILKINS, 1977). Den subvulkanske Kuroko type har lav salinitet - 2-5% - som følge af opblanding med havvand. Dannelsesstemperaturen ligger i intervallet 100° - 300° (ENJOJI, 1972).

Den rent magmatisk-hydrotermale Pb-Zn forekomst Providencia Mine, Mexico (SAWKINS, 1964) har flere karakterer fælles med Ulveryggen (Fig. 52). Flere af de mikrotermometriske undersøgelser er foretaget på sphalerit, hvis svovlstopforhold viser, at såvel sulfiderne som opløsningerne stammer fra en monzonit-granodiorit intrusion, der har kontakt til malmforekomsten. Mikrotermometri-målingerne er foretaget på sphalerit, calcit og kvarts. Dannelsesstemperaturerne findes i intervallet 200° - 425° under et tryk på 500 bar. Saliniteten varierer fra 5 til 40 ækv.vt% NaCl. Den store variation i saliniteten kan vanskeligt forklares men skyldes måske opblanding med connat vand. I den øverste del af granodiorit intrusionen findes et meget stort antal små kvartsårer med en bredde på kun få mm. Væskeindeslutningerne i denne årekvarts viser dannelsesstemperaturer på ca 325° . Eftersom kvartsårerne er snævre, må opløsningerne på vejen gennem sprækkerne hurtigt have antaget samme temperatur som granodioriten. Det kan derfor konkluderes, at disse små årer blev dannet, efter at granodioriten var afkølet til ca 300° .

Dersom præmetamorfe indeslutningers dannelsesstemperaturer ikke er væsentligt lavere end den pågældende metamorfosegrads temperaturområde, synes metamorfosen ikke at påvirke indeslutningernes fyldningsgrad og dermed deres dannelsesstemperatur (RIPLEY & OHMOTO, 1977). Men hvis de præmetamorfe indeslutningers dannelsesstemperatur er væsentligt lavere end metamorfosens temperaturområde, vil indeslutningerne antagelig være udsat for afsnøring eller lækage, når disse under metamorfosen udsættes for væsentligt højere temperaturer.

En lækage i væskefasen under de metamorfe betingelser vil bevirke en tilsyneladende højere dannelsesstemperatur i laboratoriet. De laveste trykkorrigerede dannelsesstemperaturer, der er målt i Ulveryggen indeslutningerne, er ca 200° (Fig. 50 jf fig. 44). For Ulveryggen skønnes metamorfosens (intermediær grønskeiferfacies) temperaturområde for tryk op til 1000 bar at være ca 375° - 420° (WINKLER, 1974, fig. 15-2). Dette forhold indikerer, at Ulveryggen sandstenen er afkølet til ca 200° , førend den epimetamorfe kvartsmineralisering har fundet sted.

4.4. KOBBERMINERALISERINGEN, FOREKOMSTENS DANNEELSE OG METALKILDEN.

På side 10 er angivet de forskellige typer kobbermineralisering. På figur 10 ses, at der er en vis koncentration af malmkorn på de sedimentære krydslejringsflader, hvilket kun viser, at der på disse flader har været et større antal porer til rådighed for opløsningerne end i bjergarten som helhed.

Lodret gennem det på figur 11 viste håndstykke løber en kvartsåre med en gennemsnitlig bredde på ca 1.5 mm. Flere steder snævrer åren ind til en bredde af 0.1-0.5 mm, hvor der på den ene side af indsnævringen og delvis i denne er udkrystalliseret større amoeboide bornitkorn. En sådan indsnævring findes i årens skæring med den øverste mineraliserede lagflade, i teksten til figuren benævnt "bonanza". Åren har dette sted en bredde af ca 0.8 mm og det bornitmineraliserede område er ca 10 mm langt. I sidestenen og imellem haematit- og magnetitkornene er udfældet bornit i aftagende mængde fra åren. I sprækken findes generelt små kantede uklare kvartskorn, medens der i forbindelse med bornitmineraliseringen er krystalliseret større klare kvartskorn. Figur 12 og 13 viser tilsvarende mineralisering i kvartsåre og sidesten fra en anden prøve. Det er overvejende sandsynligt, at disse eksempler viser drøvling med sulfid-udfældning fra en højsalin varm opløsning (Side 60-61).

De disseminerede chalcopyritkorn, der kan være ledsaget af pyrit, viser lige som pyritkornene ikke afblandingsstrukturer til forskel fra bornitkornene, hvilket tyder på en relativt lav dannelsesstemperatur for disse "kisminerale" (GJELSVIK, 1957b). Der er ikke foretaget mikrotermometriske målinger på matrixkvarts om dissemineret chalcopyrit, da kvartskornene er små og uklare (Side 31). Det har derfor ikke været muligt at fastsætte en dannelsesstemperatur for denne matrixkvarts. Det skønnes dog rimeligt at antage, at temperaturen har været ca 200° (Side 64).

Ud fra nedenstående iagttagelser kan forekomstens dannelse henføres til ascenderende hydrotermale opløsninger:

- Ulveryggen sandsten såvel udenfor malmfeltet som områder i malmfeltet er ikke malmmineraliseret (REITAN, 1963).
- Malmforekomsten er hverken stratiform eller stratabundet men skærer diskordant over lagdelingen (Fig. 9).
- Malmlinserne er fingerformede i det lodrette plan med lødighedszonering i de enkelte "fingre" med størst lødighed centralt i "fingrene" (Fig. 9).
- Da malmlinsernes fingrede form i forbindelse med lødighedszoneringen ikke kan dannes af horisontalt strømmende opløsninger, kan de ascenderende varme højsaline opløsninger ikke have udludet sidestenen eller blot mobiliseret eventuelle tilstedeværende sulfider men må selv have været malmførende og -transporterende.
- Hexagonal chalcosin viser dannelsesstemperatur i intervallet 103°-435° (Side 47 og 48).
- Bornit-digenit afblanding i forbindelse med chalcopyritlameller finder sted ved en temperatur på 335° (Side 42).

- Den på figur 24 og 26 viste martitisering forekommer i særdeleshed, når processen er begyndt på høj temperatur (Side 49).
- Specularitkrystallisering i tavleformede krystaller peger i særlig grad på hydrotermalt dannet hæmatit (Side 49).
- Malmminerale og primære v-g-x indeslutninger er dannet samtidigt af den samme opløsning (Fig.34).
- De mikrotermometriske målinger viser, at højsaline opløsninger har udfældet kvarts og sulfider i temperaturområdet ca 200°-ca 400° i forbindelse med drøvling og påfølgende temperaturfald til sidestenens temperatur ca 200°.

De undersøgte prøver er alle taget i overfladen og ned til ca 50 m dybde. Der er ingen forskel på prøvernes mineralselskab i de forskellige niveauer. Primærsulfiderne chalcopirit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin er som omtalt ovenfor sandsynligvis udfældet fra de højsaline opløsninger i temperaturområdet ca 200°-ca 400°. Ved ascenderende omdannelse er primærsulfiderne delvis og i enkelte tilfælde helt omdannet til digenit, chalcosin og covellin. I det nuværende postglaciale erosionsniveau er der som følge af det kolde klima kun sket en begrænset supergen omdannelse af ovennævnte mineralselskaber til anomal bornit, idait, digenit (?), chalcosin (?), covellin, blivende blå covellin, goethit, lepidokrokite, malachit og azurit.

Grube Hans findes imellem V. og Ø. Ariselv ca 1200 m ØNØ for grube Olle i Ulveryggen hovedfelt (Geologisk kort). Gruben befinder sig således i den blok, der antagelig er opforkastet i forhold til Ulveryggen (Fig.2), men stadig i samme strykningsretning som hovedfeltet. Litologien er den samme og malmmineraliseringen er ledighedszoneret på samme måde som hovedfeltet (Grubekort fra 1908), hvorfor det er sandsynligt, at grube Hans er en forlængelse af hovedmineraliseringen (INGVALDSEN, 1970). Hovedfeltets kote er 425 m.o.h. og grube Hans' kote er ca 275 m.o.h. Erosionsniveauet er således ca 150 m lavere i grube Hans. Da den mellem elvene værende blok endvidere er opforkastet i forhold til Ulveryggen, repræsenterer grube Hans et erosionsniveau, der er mere end 150 m lavere end hovedfeltets erosionsniveau. Der er ingen malmmineralogisk forskel på prøverne fra grube Hans og de øvrige prøver, hvorfor der sandsynligvis ikke findes en vertikal mineralogisk zonerings i forekomsten. Men der er gode indikatorer for, at malmen i hovedfeltet kan fortsætte dybere end angivet på figur 9. Figuren viser, at malmlinserne bøjer mod SØ mod V. Ariselv forkastningen, hvilket indikerer, at forkastningen kan have dannet transportvej for opløsningerne.

Da der ikke er foretaget svovlisotopmålinger (S^{34}/S^{32}) på sulfiderne, kan det ikke umiddelbart afgøres, om sulfiderne er af magmatisk oprindelse eller f.eks. udfældet fra havvand. Men dersom opløsningerne består af meteorisk vand, må dette vand have

- perkoleret gennem saltholdige lag som f.eks. sabkha (Side 41),
- været i kontakt med en varmekilde med kogning til følge og dermed koncentration af saltindholdet,
- udløst Cu-førende bjergarter på vejen til Ulveryggen.

Holmvann formationens grønsten er Cu-førende med mange små chalcopryit-pyrit forekomster i nærheden af og langs hovedforkastningen, f.eks. Bratthammer grube mindre end 100 m SØ for Hroarfeltet (Prøvetagningskort I). Denne model synes ret kompliceret, hvorimod mulighederne for en magmatisk oprindelse er legio (Side 62), f.eks. som forholdene i Biddjovagge Cu-forekomst i de prækambriske bjergarter på Finnmarksvidda i forbindelse med gabbroide intrusiver (GJELSVIK, 1957b).

Komagfjord-vinduets Holmvann formation er korreleret med Alta- og Altenes-vinduernes (Fig. 1) prækambriske basement og benævnes Raipas gruppen efter Raipas fjellet i Alta-vinduet (HOLTEDAHN, 1918). TORSKE (1978) har for Alta-vinduet opstillet en aulakogen/rift-model. Mod randen af det baltiske skjold åbner aulakogenet sig mod en marginal geosynklinal, der geotektonisk kan beskrives som en "failed rift arm". En sådan marginal geosynklinal fyldes med sedimenter og hæves isostatisk som et bælte af tykke foldede og forkastede flysch-type bjergarter (MITCHELL & BELL, 1973). Metalmineralisationen i sådanne "failed arms" sættes ofte i forbindelse med "hot brines" af Red Sea og Salton Sea typen (KANASEWICH et al, 1968). Ulveryggen kobberforekomst synes at have stor mineralogisk, litologisk og stratigrafisk affinitet med Zambias kobberbælte (VOKES, 1956). Katanga-Zambia kobberbæltet er et af mange eksempler på mineralisering i "rifts" og "failed arms" (BURKE & DEWEY, 1973).

4.5. KONKLUSION.

Ulveryggen afsnittet i Saltvann gruppens Steinfjell formation består af arkosisk sandsten sedimenteret i et fluvio-marint lavvandsmiljø med vekslende vanddybde som en molasse i et indsynkningsbassin i randen af det fennoskandiske skjolds krystallinske basement. Sandstenen er metamorfoseret i intermedier grønskiferfacies ved en temperatur på ca 400°. Formationen er af sikker prækaledonisk og antagelig af ripheisk-kambrisk alder.

Malmfeltet er kraftigere opsprækket end den omgivende sandsten, hvilket utvivlsomt har været medvirkende årsag til den hydrotermale epimetamorfe mineralisering af det meso- til mikroskopiske sprækkesystem, efter at sandstenen er afkølet til ca 200°. De ascenderende højsaline hydrotermale opløsninger, der er af Na-Ca-Cl-typen, er gennem drøvling i sprækkesystemet afkølet fra omkring 600° til ca 400° under et litostatisk tryk på 500-800 bar med krystallisation af kvarts og primærsulfider i det ved de mikrotermometriske målinger bestemte temperaturområde ca 200°-ca 400° til følge. Primærsulfiderne chalcopryit, bornit, digenit, chalcosin og måske covellin er mere eller mindre ascenderende omdannet, medens der postglacialt kun har fundet en ringe supergen omdannelse sted. Det er overvejende sandsynligt, at den højsaline metalførende varme opløsning er af magmatisk oprindelse - en "allochton" porfyr kobber type -, selv om en meteorisk/phreatisk opløsning ikke helt kan udelukkes.

Erkendtligheder.

Folldal Verk A/S ved direktør O.Husum og chefgeolog H.Heim takkes for den udviste store imødekommenhed ved prøvematerialets indsamling.

Afdelingsleder dr H.Urban ved Institut for almen geologi, Københavns Universitet, takkes for råd og vejledning. Forfatteren er taknemmelig for afdelingsleder ved Institut for petrologi, Københavns Universitet, J.Rose-Hansens hjælp og vejledning ved den praktiske udførelse af de mikrotermometriske målinger og inspirerende vejledning ved tolkningen af de fundne måleresultater.

Stud.lic.H.Stendal ved Institut for almen geologi og stud.lic.J.Konnerup-Madsen ved Institut for petrologi takkes for velvillig kritik og diskussion under udarbejdelsen af denne specialeopgave.

REFERENCER.

- Andrew, R.L. 1977. Surface expression of orebodies. Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B165-67.
- Archibald, C.W. 1956. Preliminary Report. Repparfjord Copper Deposit in Finnmark, X Norway. Upubliceret rapport til Invex Corporation Ltd. Canada. pp 1-20.
- 1957. Summary Report on Repparfjord Copper Deposit, Norway. Upubliceret rapport til Invex Corporation Ltd. Canada. pp 1-14.
- Bain, G.W. 1968. Syngenesi and Epigenesi of Ores in Layered Rocks. XXIII International Geological Congress. Vol. 7. pp 119-136.
- Banks, N.L., Hobday, D.K., Reading, H.G. and Taylor, P.N. 1974. Stratigraphy of the X Late Precambrian "Older Sandstone Series" of the Varangerfjord Area, Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 303. pp 1-15.
- Banks, N.L. and Røe, S-L. 1974. Sedimentology of the Late Precambrian Golneselv X Formation, Varangerfjorden, Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr 303. pp 17-38.
- Barton, P.B. 1973. Solid solutions in system Cu-Fe-S. Part I. The Cu-S and Cu-Fe-S join. Economic Geology. 68. pp 455-465.
- 1974. Sulfide Petrology i Ribbe, P.H. ed: Sulfide Mineralogy Vol. 1. pp B-1 - B-11.
- , Bethke, P.M. & Roedder, E. 1977. Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part III. Progress toward Interpretation of the Chemistry of the Ore-Forming Fluid for the OH-Vein. Economic Geology. Vol. 72. pp 1-24.
- Birkeland, T. & Ejerlykke, A. 1972. Fluid inclusions studies from the Lead- and Zinc-bearing veins at Tråk, Bamble. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 277. pp 1-5.

- Bjørlykke, H. 1959. Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. Norges
X Geologiske Undersøkelse. Nr. 211. pp 5-7.
- 1967. The Eocambrian "Reusch moraine" at Bigganjargga and the Geo-
X logy around Varangerfjord, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse
Nr. 251. pp 18-44.
- , Englund, J.O. and Kirkhasmo, L.A. 1967. Latest Precambrian and Eocam-
X brian Stratigraphy of Norway. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 251. pp 5-
17.
- Bonatti, E. 1978. The Origin of Metal Deposits in the Oceanic Lithosphere. Scien-
X tific American. Feb. 78. pp 54-61.
- Brett, P.R. 1964. Experimental data from the system Cu-Fe-S and their bearing on
exsolution textures in ores. Economic Geology. Vol. 59. pp 1241-1269.
- & Yund, R.A. 1964. Sulfur-rich bornites. American Mineralogist. Vol. 49.
pp 1084-98.
- Brotherton, R.L. 1978. The geochemistry and mineralogy of nickeliferous gossans.
Discussions i Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B155-56.
- Bruinsma, J.W. 1964. Geologiske undersøkelser, Ulveryggen, Repparfjord, Kvalsund
X Herred. Upubliceret rapport NGU nr 571B. pp 1-9.
- Burke, K. & Dewey, J.F. 1973. Plume-generated triple junctions: key indicators in
applying plate tectonics to old rocks. Journal of Geology. 81. pp 406-433.
- Carstens, C.W. 1931. Die Kiesvorkommen im Porsangergebiet. Norsk Geologisk Tids-
X skrift. Nr. 12. pp 171-177.
- Chivas, A.R. & Wilkins, R.T. 1977. Fluid Inclusion Studies in Relation to Hydro-
thermal Alteration and Mineralization at the Koloula Porphyry Copper Pro-
spect, Guadalcanal. Economic Geology. Vol. 72. pp 153-169.
- Chou, I-M. & Eugster, H.P. 1977. Solubility of magnetite in supercritical chloride
solutions. American Journal of Science. Vol. 277. No. 10. pp 1296-1314.
- Clark, A.H. & Moragab, A. 1969. Ternary Solid Solutions in the systems Cu-As-S,
Mina El Guanaco, Taltal, Chile. American Mineralogist. Vol. 54. pp 1269-1273.
- Colley, H., Rice, C.M. & Sheppard, S.M.F. 1978. Kuroko-type ore deposits associated
with acidic volcanic rocks in Vanua Levu, Fiji. Abstract i Trans Instn Min.
Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B162.
- Craig, J.R. & Scott, S.D. 1974. Sulfide phase equilibria i Ribbe, P.H. ed: Sulfide
Mineralogy. Vol. 1. pp CS-1 - CS-110.
- Crear, D.A. & Barnes, H.L. 1976. Ore solution chemistry V. Solubilities of chalcop-
pyrite and chalcocite assemblages in hydrothermal solution at 200° to
350°C. Economic Geology. Vol. 71. pp 772-794.
- Enjoji, M. 1972. Studies on Fluid Inclusions as the Media of the Ore Formation.
Science Reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku. Vol. 11. Nos. 106-107. pp 79-126.

- Evans, A.M. 1977. Copper-molybdenum mineralization in the Ballachulish Granite, Argyllshire, Scotland. Transactions. Vol. 86. pp 152-153.
- Frenzel, G. 1959. Idait und "blaubleibender Covellin". Neues Jahrbuch. Mineral. Abh. 93. pp 87-132.
- Føyn, S. 1937. The Eocambrian series of the Tana district, Northern Norway. Norsk
 X Geologisk Tidsskrift. Nr. 17. pp 65-164.
- 1963. Den tillitførende formasjonsgruppe i Alta - en sammenheng med
 X Øst-Finnmark og med indre Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 220 pp 139-150.
 - 1967. Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold
 X til de eokambrisk-kambriske formasjoner. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 249. pp 5-85.
 - 1969. LAKSEFJORD-Gruppen ved Tanafjorden. Norges Geologiske Undersøkelse.
 X se. Nr. 258. pp 5-16.
- Gavell, S. 1976. Genesis of Precambrian Sulfide Ores, Skellefte District, Sweden.
 X Economic Geology. Vol. 71. pp 672-681.
- Gayer, R.A. & Roberts, J.D. 1971. The structural relationship of the Caledonian nappes of Porsangerfjord, W. Finnmark, N. Norway. Norges Geologiske Undersø-
 X kelse. Nr. 269. pp 21-67.
- 1973. Stratigraphic correlation of the Finnmark Caledonides and possible tectonic indications. Proc. Geol. Assoc. 84. pp 405-428.
- Gehlen, K. 1964. Anomaler Bornit und seine Umbildung zu Idait und "Chalcopyrit" in deszendenten Kupfererzen von Sommerkahl (Spessart). Fortsch. Mineral. Nr. 41. p 163.
- Gill, J.E. 1969. Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of Ore Textures. Economic Geology. Vol. 64. pp 500-508.
- Gjelavik, T. 1957a. Albittrike bergarter i den karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203. pp 61-72.
- 1957b. Epigenetisk koppermineralisering på Finnmarksvidda. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203. pp 49-59.
- Goble, R.J. & Smith, D.G.W. 1973. Electron Microprobe investigation of Copper Sulfides in the Precambrian Lewis Series of S.W. Alberta, Canada. Canadian Mineralogist. Vol. 12. pp 95-103.
- Grace, J. & Putnis, A. 1976. Thermal decomposition and cation mobility in bornite. Economic Geology. Vol. 71. pp 1058-1059.
- Groves, D.I., Solomon, M. & Rafter, T.A. 1970. Sulfur Isotope Fractionation and Fluid Inclusion Studies at the Rex Hill Mine, Tasmania. Economic Geology. Vol. 65. pp 459-460.

- Hamar, G. 1967. *Platysolenites antiquissimus* Eiden (Vernus) from the Lower Cambrian of northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 249. pp 89-95.
- Hatch, F.H. & Rastall, R.H. 1969. *Petrology of the Sedimentary Rocks*. Thomas Murby and Co. London. pp 1-408.
- Hem, J.D. 1978. Redox Processes at Surfaces of Manganese Oxide and their Effects on Aqueous Metal Ions. *Chemical Geology*. Vol. 21. pp 199-218.
- Hobday, D.K. 1977. Interaction between Fluvial and Marine Processes in the Lower Part of the Late Precambrian Vadsø Group, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 303. pp 39-56.
- Holmsen, P. 1956. Hyolithus-sønens basale lag i Vest-Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 195. pp 65-72.
- , Padget, P. & Petikonen, E. 1957. The Precambrian Geology of West-Finnmark, Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 201. pp 1-107.
- Holser, W.T. & Schneer, C.J. 1961. Hydrothermal magnetite. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 72. pp 369-386.
- Holtedahl, O. 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi. *Norges Geologiske Undersøkelse* Nr. 84. pp 1-315.
- 1932. Additional observations on the Rock Formation of Finnmarken, Northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Nr. 11. pp 241-279.
- 1960. Geology of Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*. Nr. 208. pp 1-540.
- , Føyn, S. & Reitan, P.H. 1960. Aspects of the geology of Northern Norway. Guide to excursion no. A3. *International Geological Congress 1960*. pp 1-66.
- Huttenlocher, H. & Ramdohr, P. 1965. *Mineral- und Erzlagerstättenkunde I*. Sammlung Götschen. pp 1-134.
- Imai, H., Takenouchi, S. & Kihara, T. 1971. Fluid Inclusion Study at the Taisha Mine, Japan. *Special Issue 3*. pp 321-326.
- Ingvaldsen, K. 1970. Videre malmundersøkelser i og omkring Repparfjordfeltet. *Upubliceret PM til Norges Geologiske Undersøkelse*. pp 1-5.
- Jacobson, J.B.E. & McCarthy, T.S. 1976. An unusual hydrothermal Copper Deposit at Messina, South Africa. *Economic Geology*. Vol. 71. pp 117-130.
- Jung, W. & Knitzschke, G. 1976. Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz foreland. i Wolf, K.H. ed: *Handbook of Strata-bound and Strata-tiform Ore Deposits*. Elsevier. Vol. 6. pp 353-406.
- Kamili, R.J. & Ohmoto, H. 1977. Paragenesis, Zoning, Fluid Inclusion, and Isotopic Studies of the Finlandia Vein, Colqui District, Central Peru. *Economic Geology*. Vol. 72. No. 6. pp 950-982.

- Kanasewich, E.R., Clowes, R.M. & McCoughan, C.M. 1968. A buried Precambrian rift in western Canada. *Tectonophysics*. Vol. 8. pp 513-527.
- Kelly, W.C. & Turneaure, F.S. 1970. Mineralogy, Paragenesis and Geothermometry of the Tin and Tungsten Deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*. Vol. 65. pp 609-680.
- Kennedy, G.C. 1950. A portion of the system silica-water. *Economic Geology*. Vol. 45. pp 629-653.
-
- Kerr, J.M. 1977. Cornwallis Lead-Zinc District; Mississippi Valley-type deposits controlled by stratigraphy and tectonics. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. 14. pp 1402-1426.
- Kesler, S.E. 1977. Geochemistry of Manto Fluorite Deposits, Northern Coahuila, Mexico. *Economic Geology*. Vol. 72. pp 204-218.
- Konnerup-Madsen, J. 1976. Sammensætningen af væske-gas indeslutninger i kvarts fra nogle granitiske plutoner tilhørende Farsund komplekset, Syd Norge. Upubliceret speciale-opgave, del II. Århus Universitet. pp 1-77.
- 1977. Composition and microthermometry of fluid inclusions in the Kleivan granite South Norway. *American Journal of Science*. Vol. 277. pp 673-696.
- Koto, K. & Morimoto, M. 1975. Superstructure investigation of bornite, Cu_5FeS_4 , by modified partial patterson function. *Acta Crystallographica*. Vol. B31. pp 2268-2273.
- Kosyak, Y.A. 1969. Phase transformations in bornite during electron probe analysis. *Acad. Sci. USSR Doklady. Earth Science Section*. Vol. 186. pp 145-147.
- Krause, H. 1965. Idait, Cu_5FeS_6 , from Konnerud near Drammen. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 45. pp 416-421.
- Krauskopf, K.B. 1967. Introduction to geochemistry. McGraw-Hill. pp 1-721.
- Kvale, A. 1975. Caledonides in Scandinavia compared with East Greenland. *Dansk Geologisk Forening*. Vol. 24. pp 129-160.
- Lowe, J.D. & Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*. Vol. 65. pp 373-408.
- McBride, E.F. 1963. A classification of common sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 33. pp 664-669.
- McLean, W.H. & Shimazaki, H. 1976. The Partition of Co, Ni, Cu and Zn between Sulfide and Silicate Liquids. *Economic Geology*. Vol. 71. pp 1049-1057.
- Mitchell, A.H. & Bell, J.D. 1973. Island-arc evolution and related mineral deposits. *The Journal of Geology*. pp 381-405.
- Moh, G.H. 1971. Blue Remaining Covellite and Its Relations to Phases in the Sulfur Rich Portion of the Copper-Sulfur System at Low Temperatures. *Mineral. Soc. Japan. Special Papers*. 1. pp 226-232.

- Moore, W.J. & Nash, J.T. 1974. Alteration and Fluid Inclusion Studies of the Porphyry Copper Ore Body at Bingham, Utah. *Economic Geology*. Vol. 69. pp 631-45.
- Morimoto, N. & Gyobu, A. 1971. The composition and stability of digenite. *American Mineralogist*. Vol. 56. pp 1889-1909.
- Morimoto, N. & Koto, K. 1970. Phase relations of the Cu-S system at low temperatures: stability of Anilite. *American Mineralogist*. Vol. 55. pp 106-117.
- Morimoto, N., Koto, K. & Shimazaki, Y. 1969. Anilite, Cu_7S_4 , a new mineral. *American Mineralogist*. Vol. 54. pp 1256-1268.
- Nash, J.T. 1972. Fluid-Inclusion Studies of some Gold Deposits in Nevada. *Geological Survey Research. Prof. Paper 800-C*. pp C15-C19.
- Oelsner, O. 1966. Atlas of the most important Ore mineral Paragenesis under the microscope. Pergamon Press. pp 1-311.
- Oftedahl, C. 1958. A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* No. 492. pp 1-19.
- Ohmoto, H. 1971. Fluid Inclusions and Isotope Study of the Lead-Zinc Deposits at the Bluebell Mine, British Columbia, Canada. *Society Mining Geology, Japan. Spec. Issue 2*. pp 93-99.
- Pauly, H. 1946. Mikroskopisk undersøgelse af nogle malmineraler fra Grønland. *Dansk Geologisk Forening. Bind 11. Hefte 1*. pp 30-46.
- Petrasccheck, W.E. 1969. Discussions. Ore metals from the crust or mantle. *Economic Geology*. Vol. 64. pp 576-578.
- Pettijohn, F.J. 1954. Classifications of sandstones. *Journal of Geology* 62. p360-65
- Poty, B., Lerry, J. et Jachimowicz, A. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaix meca. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.* pp 182-186.
- Prewitt, C.T. & Rajamani, V. 1974. Electron interactions and chemical bounding in sulfides. i Ribbe, P.H. ed: *Sulfide Mineralogy*. Vol. 1. pp PR-1 - PR-41.
- Ramdohr, P. 1975. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag. Berlin. pp 1-1277.
- Rankin, A.H. 1977. Fluid-inclusion evidence for the formation conditions of apatite from the Tororo carbonatite complex of Eastern Uganda. *Mineralogical Magazine*. Vol. 41. pp 155-164.
- Reitan, P.H. 1957. The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 203*. pp 76-79.
- 1963. The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 221*. pp 1-71.
- 1964. Correlation of Doggeelv and Lomvann formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark. An alternative suggestion. *Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 234*. pp 192-195.

- Rickard, D.T. & Zweifel, H. 1975. Genesis of Precambrian sulfide ores, Skelefte ~~X~~ district, Sweden. Economic Geology. Vol. 70. pp 255-274.
- Ripley, E.M. & Ohmoto, H. 1977. Mineralogic, Sulfur Isotope, and Fluid Inclusion Studies of the Stratabound Deposits at the Raul Mine, Peru. Economic Geology. Vol. 72. No. 6. pp 1017-1041.
- Roberts, J.D. 1974. Stratigraphy and Correlation of Gaissa Sandstone Formation and Børselv Subgroup (Porsangerfjord Group), South Porsanger, Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 303. pp 57-118.
- Roberts, D. & Fareth, E. 1974. Correlation of autochthonous stratigraphical sequences in the Alta-Repparfjord region, west Finnmark. Norsk Geologisk Tidsskrift. Vol. 54. pp 123-129.
- Poedder, E. 1960. Fluid inclusions as samples of the ore-forming fluids. International Geological Congress, XXI Session, Norden, 1960. Part XVI. Genetic Problems of Ores. Copenhagen. pp 218-229.
- 1962. Studies of fluid inclusions I: low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. Economic Geology. Vol. 57. pp 1045-1061.
 - 1963. Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. Economic Geology. Vol. 58. pp 167-211.
 - 1967a. Environment of deposition of stratiform (MISSISSIPPI VALLEY-TYPE) Ore deposits, from studies of fluid inclusions. Economic Geology Monograph 3. pp 349-362.
 - 1967b. Fluid Inclusions as samples of Ore Fluids 1 Barnes, H.L. ed: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. pp 515-574.
 - 1968a. Temperature, Salinity, and Origin of the Ore-forming Fluids at Pine Point, Northwest Territories, Canada, from Fluid Inclusion Studies. Economic Geology. Vol. 63. pp 439-449.
 - 1968b. Environment of Deposition of the Disseminated Lead Ores at Laisvall, Sweden, as Indicated by Fluid Inclusions 1 XXIII International Geological Congress. Vol. 7. pp 389-401.
 - 1971a. Fluid Inclusion Studies on the Porphyry-Type Ore Deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. Economic Geology. Vol. 66. pp 98-120.
 - 1971b. Metastability in Fluid Inclusions. Soc. Mining Geol. Japan. Issue 3. pp 327-334.
 - 1972a. Composition of fluid inclusions 1 Fleicher, M. ed: Data of Geochemistry. Chapter JJ. Geological Survey Professional Paper 440-JJ. pp 1-164.
 - 1972b. Barite fluid inclusion geothermometry, Cartsville mining district, northwest Georgia. Economic Geology. Vol. 67. pp 821-827.

- Roedder, E. 1976. Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks i Wolf, K.H. ed: Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. Vol. 2. Elsevier. pp 67-110.
- Roedder, E., Heyl, A.V. & Creel, J.P. 1968. Environment of ore deposition at the Mex-Tex Deposits, Hansonbury District, New Mexico, from studies of fluid inclusions. Economic Geology. Vol. 63. pp 336-348.
- Roedder, E. & Kopp, O.C. 1975. A check on the validity of the pressure correction in inclusion geothermometry, using hydrothermally grown quartz. Fortschritt Miner. Vol. 52. pp 431-446.
- Roedder, E. & Skinner, B.J. 1968. Experimental evidence that fluid inclusions do not leak. Economic Geology. Vol. 63. pp 715-730.
- Rogers, P.J. 1977. Fluid inclusion studies in fluorite from the Derbyshire Ore-field. Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B128-132.
- Rona, P.A. 1973. Plate Tectonics and Mineral Resources. Scientific American. July. pp 86-95.
- Rosasco, G.J. & Roedder, E. 1976. Application of a new Laser-excited Ramon spectrometer to nondestructive analysis of Sulfate in individual phases in fluid inclusions in minerals. 5th International Symposium on Fluid Inclusion Research. Symposium 104.5. pp 805-817.
- Rose, A.W. 1976. The Effect of Cuprous Chloride Complexes in the Origin of Red-Bed Copper and Related Deposits. Economic Geology. Vol. 71. pp 1036-1048.
- Roseboom, E.H. 1966. An investigation of the system Cu-S and some natural copper sulfides between 25° and 700°. Economic Geology. Vol. 61. pp 641-672.
- Samama, J.C. 1976. Comparative Review of the Genesis of the Copper-Lead Sandstone-type Deposits i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 1-20.
- Sangster, D.F. 1976. Carbonate-hosted Lead-Zinc Deposits i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 447-456.
- Sawkins, F.J. 1964. Lead-zinc ore deposition in the light of fluid inclusion studies, Providencia mine, Zacatecas, Mexico. Economic Geology. vol. 59. pp 883-919.
- 1977. Fluid Inclusion studies of the Messina Copper Deposits, Transvaal, South Africa. Economic Geology. Vol. 72. pp 619-631.
- Schröder, P. 1948. Teknisk varmelære. N. Olaf Møller. København. pp 1-231.
- Scott, S.D. 1974. Experimental methods in Sulfide synthesis i Ribbe, P.H. ed: Sulfide mineralogy. Vol. 1. pp 3-1 - 3-38.
- Selly, R.C. 1970. Ancient Sedimentary Environments. Chapman & Hall Ltd. London. pp 1-218.

- Siedlecka, A. 1973. The Late Precambrian Øst-Finnmark Supergroup. - a New Litho-
Xstratigraphic Unit of High Rank. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 289.
pp 55-60.
- Sillitoe, R.H. & Clark, A.H. 1969. Copper and copper-iron sulfides as the initial
products of supergene oxidation, Copiapó mining district, northern Chile.
American Mineralogist. Vol. 54. pp 1684-1710.
- Smith, F.W. 1978. Hydrothermal temperature gradients in vein deposits. Abstracts
1 Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.), 86, B159.
- Smith, G.E. 1976. Sabkha and Tidal-flat facies control of stratiform Copper de-
posits in north Texas 1 Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stra-
tiform Ore Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 407-446.
- Sourirajan, S. & Kennedy, G.C. 1962. The system $H_2O-NaCl$ at elevated temperatures
and pressures. American Journal of Science. Vol. 260. pp 115-141.
- Spooner, E.T.C., Bray, C.J. & Chapman, H.J. 1978. Sea-water source for hydrothermal
fluid which formed the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of the
Troodos Massif, Cyprus. Abstracts 1 Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Appl.
earth sci.), 86, B159.
- Strand, T. 1952. Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark.
X Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 183. pp 22-31.
- Strunz, H. 1959. Tsumeb, seine Erze und Sekundärminerale, insbesondere der neu
aufgeschlossenen zweiten Oxydationszone. Fortschr. Miner. 37. pp 87-90.
- & Tennyson, C. 1964. Die sekundären Blei-Zink- und Kupferminerale von
Wölsendorf. Der Aufschluss. Hefte 2. pp 31-36.
- Sturt, B.A., Miller, J.A. & Fitch, F.J. 1967. The age of alkaline rocks from West
X Finnmark, Northern Norway, and their bearing on the dating of the Caledo-
nian orogeny. Norsk Geologisk Tidsskrift. Nr. 47. pp 255-273.
- Torske, T. 1978. En proterozoisk aulakogen i Nord-Norges grunnfjell. XIII Nordis-
X ke Geologiske Vintermøde. Abstracts. pp 72-73.
- Toulmin, P. & Clark, S.P. 1967. Thermal Aspects of Ore Formation 1 Barnes, H.L. ed:
Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. pp 437-464.
- Uytenbogaardt, W. & Burke, E.A.J. 1971. Tables for microscopic identification of
ore minerals. Elsevier. pp 1-430.
- Vaughan, D.J. 1976. Sedimentary geochemistry and mineralogy of the sulfides of
lead, zinc, copper and iron and their occurrence in sedimentary ore depo-
sits 1 Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits.
Elsevier. Vol. 2. pp 317-363.
- Vaughan, D.J. & Craig, J.R. 1978. Copper-cobalt sulphides-phase relations and oc-
currence in ore deposits. Abstracts 1 Trans. Instn Min. Metall. (Sect. B: Ap-
pl. earth sci.), 86, B160.
- White, B. 1967. The Porsanger Sandstone Formation and subjacent Rocks in the
X Lakselv District, Finnmark, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse.
Nr. 255. pp 59-85.

White, B. 1969. The Stabbursnes Formation and Porsanger Dolomite Formation in
X the Kolvik District, Northern Norway: the development of a Precambrian
Algal Environment. Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 258. pp 79-115.

White, D.E. 1957. Thermal Waters Of Volcanic Origin. Bulletin of the Geological
Society of America. Vol. 68. pp 1637-1658.

- 1968. Environments of generation of some base metal ore deposits.
Economic Geology. Vol. 63. pp 301-335.

- Muffler, L.J.P. & Truesdell, A.H. 1970. Vapor-dominated hydrothermal
systems compared with hot water systems. Economic Geology. Vol. 66. pp 75-97.

Wilkins, R.W.T. 1977. Inclusion Assemblages of the Stratiform Broken Hill Depo-
sit, New South Wales, Australia. Science. Vol. 198. pp 185-187.

Winkler, H.G.F. 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag.

Vokes, F.M. 1955. Observations at Raipas Mine, Alta, Finnmark. Norges Geologiske
X Undersøkelse. Nr. 191. pp 101-114.

- 1956. Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of
Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 200. pp 74-114.

X - 1960. Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits - a query.
Norges Geologiske Undersøkelse. Nr. 213. pp 197-201.

- 1976. Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia: a compa-
rative review i Wolf, K.H. ed: Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore
Deposits. Vol. 6. Elsevier. pp 79-128.

24 NOV 1978

OK

Bericht über die Geländearbeit des Sommers 1978
von Dipl.geol.B.Stribrny für Folldal Verk A/S.

INHALTSVERZEICHNIS

1.	Einleitung.....	S.1
2.	Die Kartierung.....	S.1
2.1	Die Magerfjell-Gruppe.....	S.2
2.2	Die Saltvann-Gruppe.....	S.4
2.2.1	Die Steinfjell-Formation.....	S.5
2.2.2	Die Djupelv-Formation.....	S.7
2.2.3	Die Fiskevann-Formation.....	S.7
2.3	Intrusionen.....	S.7
2.4	Pipes.....	S.8
2.5	Quartär.....	S.9
3.	Tektonik.....	S.10
3.1	Die Faltung.....	S.10
3.2	Die Schollentektonik.....	S.12
3.3	Die spezielle Tektonik der Grubenregion	S.13
4.	Die Tunnelkartierung.....	S.13
5.	Mineralogie und Lagerstättenkunde.....	S.14

1. EINLEITUNG

Im Juli 1978 begann ich meine Promotionsarbeit mit dem Thema:

Zur Geologie und Lagerstättenbildung des Kupfervorkommens am Ulveryggen, Repparfjord. Finnmark, Norwegen. Vergeben und betreut wird die Arbeit von Prof. H. Urban, Institut für Geochemie und Lagerstättenkunde der J.W. Goethe-Universität, Frankfurt a.Main.

Aufgabe und Ziel der Arbeit ist es, die Genese der Lagerstätte in einem umfassenden geologischen Rahmen zu untersuchen und zu klären. Für die Fertigstellung der Arbeit ist ein Zeitraum von mindestens zwei Jahren geplant, wobei sich die Geländearbeit auf die zwei Sommer verteilt. Der Geländeaufenthalt von Juni bis Oktober dieses Jahres stellt also den ersten Abschnitt der Geländeuntersuchungen dar. Infolgedessen sind die im vorliegenden Bericht dargestellten Ergebnisse lediglich eine Vorinformation, die bis zum Abschluß der Arbeit noch überarbeitet, erweitert und ergänzt werden wird.

Folgende Teilergebnisse ergab die diesjährige Geländearbeit:

2. DIE KARTIERUNG

Grundlage der geologischen Untersuchungen bildet die geologische Karte, die im Maßstab 1:5000 aufgenommen wurde. Kartiert wurden bisher ca. 15 qkm. Sie umfassen die Grubenregion und deren nähere Umgebung.

Folgende stratigraphische und lithologische Einheiten wurden auskartiert:

	Hangschutt, Böden ungegliedert	
QUARTÄR	Moränen	

	Intrusiva	
	Pipes	

	Fiskevann - Formation	
PRÄKAMBRIUM	Saltvann-Gruppe	Djupelv-Formation
		Steinfjell-Formation

	Angelvann-Formation	
	Magerfjell-Gruppe	
	Markfjell-Formation	

Nomenklatur und Gliederung nach T. Pharao 1976.

Diese Gliederung konnte im Kartiergebiet bestätigt werden.

2.1 DIE MAGERFJELL-GRUPPE

Stratigraphischer Begriff:

P. Reitan 1963 gab den Grünsteinen an der Basis seiner Repparfjord-Gruppe den Namen Holmvann-Formation.

T. Pharao 1976 übernahm diese Bezeichnung nicht, sondern

führte die neue Bezeichnung Magerfjell-Gruppe, die er in die Markfjell- und Angelvann-Formation teilt, ein. Beide Autoren halten diese Grünsteine für die ältesten Schichten des Komagfjordfensters.

Untergrenze:

Im Kartiergebiet ist die Untergrenze dieser Gruppe nicht aufgeschlossen. Auch im gesamten Fenster treten nach den bisherigen Bearbeitern keine älteren Schichten auf.

Obergrenze:

Die Grenze der Grünsteine zu den wohl jüngeren Sedimenten der Saltvann-Gruppe ist im Untersuchungsgebiet tektonisch überprägt, so daß eine Altersbeziehung zwischen den beiden Gruppen nur an Hand der tektonischen Gesamtsituation abgeleitet werden kann.

Mächtigkeit:

Da im Kartiergebiet ein nur ca. 600 m mächtiger Teil der gesamten Serie ausstreicht, läßt sich deren Gesamtmächtigkeit nicht angeben.

Petrographie:

Die Serie setzt sich überwiegend aus schwach metamorphen Vulkaniten zusammen. Meist sind es subaquatisch geförderte Laven, zum Teil mit pillow-structures, in die gut geschichtete Tuffe und Tuffite eingelagert sind. Die Zusammensetzung der Laven ist zumeist basisch, die der Tuffe vorwiegend basisch oder intermediär. Mikroskopische Untersuchungen an Dünnschliffen zur genaueren petrographischen Bestimmung der Gesteine wurden noch nicht durchgeführt.

2.2 DIE SALTVANN-GRUPPE

Stratigraphischer Begriff:

P. Reitan 1963 führte den Begriff ein und untergliederte diese Gruppe in die Steinfjell-, Djupelv- und Fiskevann-Formation. Diese Gliederung wurde sowohl von T. Phares 1976 als auch für diese Kartierung übernommen.

Untergrenze:

Wie bereits erwähnt, ist die Liegendgrenze zu den wahrscheinlich unterlagernden Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe tektonisch überprägt.

Obergrenze:

Da die Sedimente der Saltvann-Gruppe ein Synklinorium bilden, ist auch die Hangendbegrenzung ein tektonischer Kontakt wiederum zu Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe, die sowohl von SE als auch von NW auf die Sedimentserie aufgeschoben sind.

Mächtigkeit:

Die Gesamtmächtigkeit dieser Gruppe läßt sich auf Grund der komplizierten Tektonik mit ca. 800-900 m nur abschätzen.

Stratigraphische Gliederung:

Die Saltvann-Gruppe läßt sich lithostratigraphisch in drei Formationen gliedern:

Fiskevann-Formation

Djupelv-Formation

Steinfjell-Formation

Das Liegende der feldspatführenden Metaquarzite der Steinfjell-Formation ist nicht aufgeschlossen. Sie werden tektonisch von den Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe begrenzt, die auch im Liegenden vermutet werden. Die Obergrenze der ca. 400 m mächtigen Steinfjell-Formation bildet ein lithologischer Wechsel des Sediments.

Nach einem ca. 20 m mächtigen Übergangsbereich mit rasch wechselnden Schichten von groben Konglomeraten, Sand- und tonigen Siltsteinlagen setzt die ca. 250 m mächtige Grünsteinkonglomeratserie der Djupelv-Formation ein. Dieses Konglomerat wird im Hangenden durch ca. 30 m mächtige Metaquarzite begrenzt, die die Rhyolitkonglomerate der Fiðkevann-Formation mit ca. 150 m Mächtigkeit unterlagern. Die Obergrenze der Fiskevann-Formation und damit auch die der Saltvann-Gruppe ist, wie erwähnt, eine Aufschiebung von Grünsteinen der Magerfjell-Gruppe.

Petrographie:

Die Saltvann-Gruppe besteht zum größten Teil aus schwach metamorphen, klastischen Sedimenten der Sand- und Kies Korngröße. Die älteste Formation dieser Gruppe, die Steinfjell-Formation, wird überwiegend aus sandigen Sedimenten, die der überlagernden Djupelv- und Fiskevann-Formationen aus gröberen Konglomeraten gebildet.

Da die Kupfermineralisierung des Ulveryggen in den Gesteinen der Steinfjell-Formation auftritt, standen diese im Mittelpunkt der Untersuchung und werden im folgenden etwas ausführlicher beschrieben.

2.2.1 DIE STEINFJELL-FORMATION

Petrographisch stellt die Steinfjell-Formation eine recht monotone Serie von schwach metamorphen, feldspatführenden Quarziten dar. In die hauptsächlich mittel- bis grobsandigen Schichten sind häufig konglomeratische Lagen der Fein- bis Mittelkies Korngröße eingeschaltet. Vereinzelt treten auch feiner klastische, feinsandig bis siltige Lagen auf, deren Feinmaterial zum Teil auch vulkanogenen Ursprungs sein kann.

Mit Ausnahme der konglomeratischen Horizonte sind die Sedimente gut sortiert. Der geringe Materialwechsel und die fast durchweg ausgebildete, großdimensionierte Schrägschichtung, mit Schrägschichtungsblättern bis zu 2 m Größe, geben dem meist dickbankigen Gestein

ein massiges Aussehen. Die einzelnen schichtungsbedingten Bankoberflächen mit durchschnittlich 0,3 - 1 m Abstand treten deutlich als Trennflächen auf.

Die meisten Körner sind kanten- bis schlechtgerundet oder ungerundet.

Als deutliche Sedimentstruktur sind in der gesamten Serie bogige Schrägschichtungsblätter zu finden.

Die einzelnen Leeblätter sind in Abhängigkeit von der Sedimentbeschaffenheit und der Transportgeschwindigkeit im Größenbereich von 0,3 - 2 m ausgebildet. Eine gradierte Schichtung des Materials ist sowohl innerhalb der Schrägschichtungsblätter, als auch innerhalb einzelner Bänke zu beobachten.

Fein- oder Rippelschichtung, die in den feinklastischen Lagen zu erwarten wäre, wurde auf Grund der intensiven Zerschierung dieser inkompetenten Gesteine durch die erste und zum Teil auch zweite Schieferung bisher nicht gefunden.

Die Gesteinsfarbe schwankt in Abhängigkeit von der Gesteinszusammensetzung sowie deren Beeinflussung durch Metamorphose und Verwitterung. So zeigt das durchschnittliche Sediment, zum Beispiel in gradierten Schrägschichtungsblättern, einen Übergang von gröberen, feldspat- und quarzreicheren und deshalb hellgrauen Lagen zu feinkörnigen, glimmer- und schwermineralreicheren, dunkelgrauen Lagen.

Besonders stark wirken sich die unterschiedlichen Oxydationsstufen des Eisens auf die Gesteinsfarbe aus. So fallen vor allem die durch dreiwertiges Eisen rotviolett gefärbten und die durch zweiwertiges Eisen blaß blau-grün gefärbten Bereiche auf.

Zonen mit verblaßten Gesteinsfarben, die auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen sind, beschränken sich auf die Oberflächenbereiche von natürlichen Aufschlüssen sowie auf tektonische Bahnen, in denen Verwitterungserscheinungen durch die Zerrüttung des Gesteins auch in größerer Tiefe zu beobachten sind.

Weiterhin läßt sich eine deutliche Aufhellung des Gesteins in den kontaktmetamorph veränderten Bereichen um die vielen Kleinintrusionen und um die Schlote beobachten, die auf eine kontaktmetamorphe Veränderung der Feldspäte zurückzuführen ist.

2.2.2 DIE DJUPELV-FORMATION

Die beiden konglomeratischen Formationen der Saltvann-Gruppe unterscheiden sich in ihrer Komponentenzusammensetzung.

In der Djupelv-Formation treten hauptsächlich Grünsteingerölle neben Quarz-, Chalcedon-, Karbonat- sowie verschiedenen Magmatit- und Sedimentgeröllen auf, die in einer sehr feinkörnigen, glimmerreichen Matrix liegen. Vereinzelt zwischengelagerte, bis zu 0,5 m mächtige Sand- und Grobsandlagen, die zumeist schnell auskeilen, sowie ein paar Karbonathorizonte ermöglichen das Erkennen der Schichtung in dem sehr stark durch die erste Schieferung zerscherten Gestein. Selbst mechanisch kompetente Gerölle sind durch die Schieferung ausgelängt und fein zerklüftet.

2.2.3 DIE FISKEVANN-FORMATION

Die schwach metamorphen Konglomerate der überlagernden Fiskevann-Formation werden durch die zahlreichen Vulkanitgerölle mit rhyolithischer Zusammensetzung charakterisiert, neben Quarz- und verschiedenen Magmatit- und Sedimentgeröllen. Die Basis der Fiskevann-Formation bilden meist schräggeschichtete Metaquarzite, die mit Zunahme von gröberen Komponenten allmählich in die Konglomerate überleiten.

2.3 INTRUSIONEN

Im gesamten Kartiergebiet trifft man auf Intrusionen, die die oben beschriebenen Serien durchsetzen.

Verbreitung und räumliche Ausdehnung:

Die einzelnen Intrusivkörper sind generell an tektonische Störungszonen gebunden. Zum Teil sitzen sie perlchnurartig auf diesen Schwächezonen. Ihre räumliche Ausdehnung ist recht unterschiedlich und reicht von kleinen 10-20 m langen, elliptisch begrenzten Körpern bis zu mehr als 3 km langen und 50 m breiten gangartigen Intrusionen.

Petrographie:

Bei diesen Intrusionen handelt es sich durchweg um Metabasite.

Die kleineren, relativ schneller abgekühlten Intrusionen sind meist feinkristallin und dicht, während die größeren Körper bis auf den Kontaktbereich aus gröber kristallinem, gabbroidem Gestein aufgebaut sind. Die feinkristallinen Abschreckungsränder sind bis zu 2 m mächtig, das Nebengestein zeigt bis zu einer Breite von 4-5 m kontaktmetamorphe Veränderungen.

Eine mikroskopische Untersuchung an Dünnschliffen konnte bisher noch nicht durchgeführt werden.

Stratigraphische Einordnung:

Da die Intrusionen an tektonischen Zonen, die der karelistischen Faltungsperiode zugeordnet werden können, gebunden sind, ist auch der Intrusionszeitpunkt in diese Periode zu legen.

2.4 PIPES

Im Untersuchungsgebiet und dessen näherer Umgebung gibt es drei Schlote, die diskordant die Sedimente der Steinfjell-Formation durchschlagen.

Lage und räumliche Ausdehnung:

Fast im Zentrum der Lagerstätte, im Tagebau John und im Transporttunnel angeschnitten, liegt einer der Schlote, mit einer Winkeldiskordanz von ca. 20° zu den hier mit durchschnittlich 70° steil einfallenden Metaquarziten.

Der 500 m lange bis zu 60 m breite Schlot steht also fast senkrecht, die etwas unebene Grenzfläche fällt mit ca. 85° nach SE hin ein.

Der zweite Schlot liegt ca. 400 m SE vom John-Schlot auf dem gegenüberliegenden Talhang der Vestre Kriseelv. Er ist etwa ebenso groß wie der John-Schlot, wenngleich seine genauen Umgrenzungen auf Grund der relativ schlechten Aufschlußverhältnisse nur ungefähr auskartiert werden können.

Der dritte Schlot liegt ca. 3 km WSE der beiden oben erwähnten pipes im Paul Felt. Mit ca. 200 m Länge und 80 m Breite ist der elliptische Schlot etwas kleiner als die beiden anderen.

Petrographie:

Alle Schlote bestehen aus pyroklastischem Material, dessen Zusammensetzung jedoch recht unterschiedlich ist. Makroskopisch lassen sich sehr feinkörnige, dichte Gesteine von konglomeratartigen, fragmentreichen Pyroklastika unterscheiden. Da die gröberen Partien die feiner klastischen zum Teil durchschlagen, läßt sich ein zeitliches Nacheinander in der Förderung des unterschiedlichen Materials festlegen.

Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen zur genauen Bestimmung der verschiedenen Gesteine und Gesteinsfragmente sind geplant.

2.4 QUARTÄR

Die quartären Lockergesteine lagern im tektonischen Komagfjordfenster direkt auf dem Präkambrium. Gesteine, die einen dazwischenliegenden Zeitraum repräsentieren könnten, sind bisher nicht bekannt.

Regionale Verbreitung:

Weite Teile, vor allem die höheren Lagen des Kartiergebietes sind frei von quartären Deckschichten, da die geographische Lage und die dort vorherrschenden,

klimatischen Verhältnisse nur in den geschützten Tallagen chemische Verwitterung und Bodenbildung zulassen. Die Morphologie und Oberflächenbedeckung ist deshalb noch stark von den Spuren der letzten quartären Vereisung und deren Abtragungsprodukten sowie von physikalischen Verwitterungsbildungen geprägt.

Gliederung:

Die quartären Lockergesteine werden deshalb zunächst grob in zwei Kartiereinheiten gegliedert.

- 1.) Glaziale Bildungen, Grund- und Seitenmoränen sowie bereits umgelagertes Moränenmaterial.
- 2.) Jüngere Lockergesteinsbildungen, Hangschutt, Schuttkegel kleinerer Nebentäler und Bodenbildungen.

3. TEKTONIK

Der Gebirgsabschnitt des Untersuchungsgebietes wurde von zwei dominierenden Deformationen geprägt.

- 1.) Von einer alpinotypen Faltung karelistischen Alters.
- 2.) Von einer germanotypen Schollentektonik bedingt durch eine großregionale, flachwellige Faltung, die mit der kaledonischen Gebirgsbildungsperiode und deren Deckenüberschiebungen in Verbindung steht.

3.1 DIE FALTUNG

Bereits in der Feldsaison 1977 wurde ein geologisch-tektonisches Profil des gesamten Fensters aufgenommen und im entsprechenden Feldbericht beschrieben.

Das tektonische Fenster schließt im Zentralteil ein Synklinorium auf, das randlich in zwei Antiklinorien überleitet. Die beiden Antiklinorien werden jedoch bereits teilweise von der kaledonischen Decke überlagert.

Das diesjährige Kartiergebiet umfaßt den zentralen Teil dieses Synklinoriums.

Die einzelnen Faltenzüge bilden einen fast symmetrischen Vergenzfächer, der sich in einen monoklin, NW-vergenten SE-Teil, einen rhombisch gefalteten Zentralteil sowie einen monoklin, SE-vergent gefalteten NW-Teil aufgliedern läßt. Der lithologische Wechsel von den Quarziten zu den mechanisch anders reagierenden Konglomeraten bedingt, daß der NW-Teil weniger deutlich ausgebildet ist. Im Gegensatz zu den vollständig entwickelten Biegefallen der Quarzite reagierte das inkompetentere, konglomeratische Gestein in Form von intensiver Schieferung, Zerschierung und Scherfaltung auf den einengenden Gebirgsdruck. Ein Profil durch diesen Gebirgsabschnitt zeigt Anlage 1.

Die Einengung in Richtung des tektonischen Transportes parallel der a-Achse führt zur Faltung des Gebirges um die Faltenachsen B, die rechtwinklig zu a liegen. Die c-Achse gibt die Vergenz der Faltenachsenfläche an, in rhombischen Falten steht sie rechtwinklig auf a und b, in vergentem Falten bildet sie nur mit der B-Achse einen rechten Winkel, ihr Winkel zur a-Achse ist der Vergenzwinkel.

Resultierend aus der Einengung senkrecht zu B dehnte sich der Gebirgskörper parallel zur B-Achse aus. Im Gestein führten diese Dehnungsspannungen zu Sprung- und Kluftsystemen, die sich nach ihrer räumlichen Orientierung in ac-Dehnungsklüfte und hkO-Diagonalklüfte einteilen lassen.

Ein Faltenmodell Anlage 2 verdeutlicht die Raumlage dieser Gefügeelemente.

Im Kartiergebiet dominieren die hkO-Diagonalklüfte. An diesen paarigen Scherklüften fanden vorwiegend Blattverschiebungen und Abschiebungen statt, die das sich faltende Gebirge in Schollensysteme mit dreieckig oder rautenförmig begrenzten Einzelschollen zerlegten.

Die unpaaren, senkrecht zur B-Achse und meist steil stehenden ac-Klüfte treten nur vereinzelt als Schollenbegrenzungen auf, wenngleich sie im kleineren Bereich als häufiges Gefügeelement deutlich ausgebildet sind. Die dreieckigen oder rautenförmigen Einzelschollen führten bei zunehmender Einfaltung formbedingt sowohl Kipp- als auch Rotationsbewegungen aus, die zu Schrägauf- und Abschiebungen mit Schleppungen und Spezialfaltungen führten. Bei guten Aufschlußverhältnissen läßt sich dieser Bewegungsmechanismus bis hin zu den internen Rotationsbewegungen einzelner Schollen rekonstruieren.

3.2 DIE SCHOLLENTEKTONIK

Dieser komplizierte Gebirgsbau wurde einer zweiten, jüngeren Deformation unterworfen, die in Verbindung mit der kaledonischen Gebirgsbildung und deren weiträumigen Deckenüberschiebungen steht. Diese ebenfalls einengende Deformation traf auf ein bereits gefaltetes und deshalb stabilisiertes Gebirge, das unterstützt durch die relativ hohe Kompetenz der Gesteine nicht ein zweites Mal gefaltet werden konnte. Dieser Gebirgsabschnitt wurde deshalb nur von einer germanotypen Schollentektonik überprägt.

Da diese jüngere Einengungsrichtung mit der des karelischen Faltenbaues nahezu übereinstimmte, kam es naturgemäß vor allem an präexistierenden Störungs- und Schwächezonen, wie zum Beispiel an den großen Schollengrenzen, zu neuen Bewegungen und Dislokationen. Das karelische Interngefüge einzelner Schollen blieb also mehr oder weniger unbeeinflusst, nur die Lage einzelner Schollen oder Schollensysteme zueinander wurde beeinträchtigt.

Die kaledonische Deformation zeigt sich deshalb vor allem im größer regionalen Bereich. Hier lassen sich weiträumige Verbiegungen und Knickzonen der karelischen Faltenzüge beobachten, die nur im überregionalen Bereich

in Zusammenhang zu bringen sind. Eine genetische Verbindung dieser Faltenachsenumhiegungen mit einer generellen Aufbeulung der gesamten Fensterregion, die letztlich zu deren tektonischer Sonderstellung führte, ist anzunehmen.

3.3 DIE SPEZIELLE TEKTONIK DER GRUBENREGION

Bereits in der letztjährigen Feldsaison wurde der tektonische Bau der Grube im Detail aufgenommen, in einem dreidimensionalen Paneeldiagramm dargestellt und im Bericht beschrieben.

In diesem Jahr wurde das Untersuchungsgebiet erweitert, da einzelne Besonderheiten des tektonischen Baustils erst im größeren Zusammenhang erkannt und dargestellt werden können.

Um den komplizierten Faltenbau veranschaulichen zu können, wurde ein dreidimensionales Blockbild im Maßstab 1:5000 angefertigt (Anlage 3).

Das Blockbild zeigt im SW eine Mulde und einen Sattel, in dessen NW-Flanke zur Bildmitte nach NE die Lagerstätte liegt. Von SW nach NE kompliziert sich dieser Sattel durch die von NE einfingernden Mulden in Spezialsättel bis zu der NNE-SSW streichenden Schollengrenze. Die benachbarte NE Scholle fällt in diesem Teil ohne spezielle Faltenstrukturen mit durchschnittlich 60° nach SE ein. An dieser Schollengrenze endet neben den Spezialfalten auch der bisher bekannte Bereich der Mineralisierung.

4. DIE TUNNELKARTIERUNG

In dieser Feldsaison wurde mit der Kartierung des insgesamt ca. 3 km langen Transporttunnels, der bis unter den Lagerstättenbereich für den Erzabtransport angelegt wurde, begonnen.

Bisher wurde die hintere Tunnelstrecke, die direkt unter den Tagebauen liegt, im Maßstab 1:500 zusammen mit dem eingemessenen tektonischen Inventar kartiert.

Die Kartierung ergab folgende Ergebnisse:
Größere, an der Oberfläche kartierte Strukturen lassen sich mit den im Tunnel aufgeschlossenen korrelieren.

So wird zum Beispiel die Muldenumbiegung, in deren Zentralteil der John-Schlot liegt, auch im Tunnel angeschnitten. Der SE Rand des Schlotes ist ebenfalls aufgeschlossen. Dadurch läßt sich sein steiles Einfallen mit 85° nach SE gut konstruieren. Dieses Einfallen entspricht etwa dem der Faltenachsenflächen dieses Gebirgsabschnittes, somit liegt der Schlot in einer tektonisch vorgezeichneten Bahn parallel der relativen Schwächezone im Bereich der Faltenumbiegung.

Außerdem lassen sich große Störungszonen und Schollengrenzen, die an der Oberfläche erkennbar, aber oft als morphologische Depression ausgebildet und deshalb zu- meist mit Verwitterungsschutt überdeckt sind, mit bis zu 4 m breiten Zerrüttungszonen im Tunnel verbinden.

Die Tunnelkartierung ermöglicht außerdem eine gezielte Probenentnahme in dem frischen, unverwitterten Material. Hierbei fielen besonders einige kleine karbonatführende und zum Teil auch erzführende Gänge auf, die in den oberflächennahen Bereichen bereits weggelöst sind.

5. MINERALOGIE UND LAGERSTÄTTENKUNDE

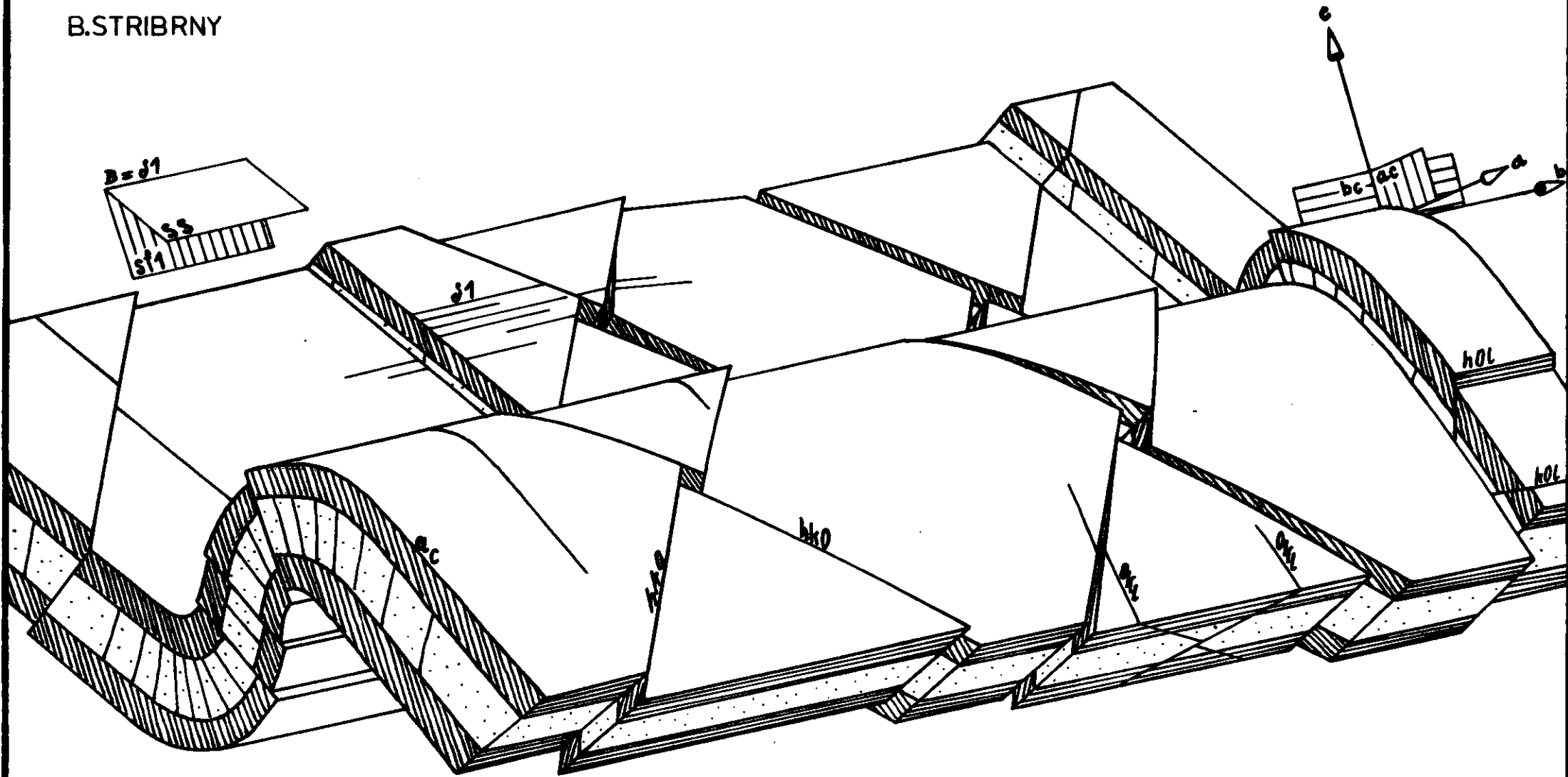
Neben der Untersuchung der geologischen Gesamtsituation liegt das Schwergewicht der Arbeit auf der Klärung der Prozesse, die zur Bildung der Kupfermineralisierung am Ulveryggen führten.

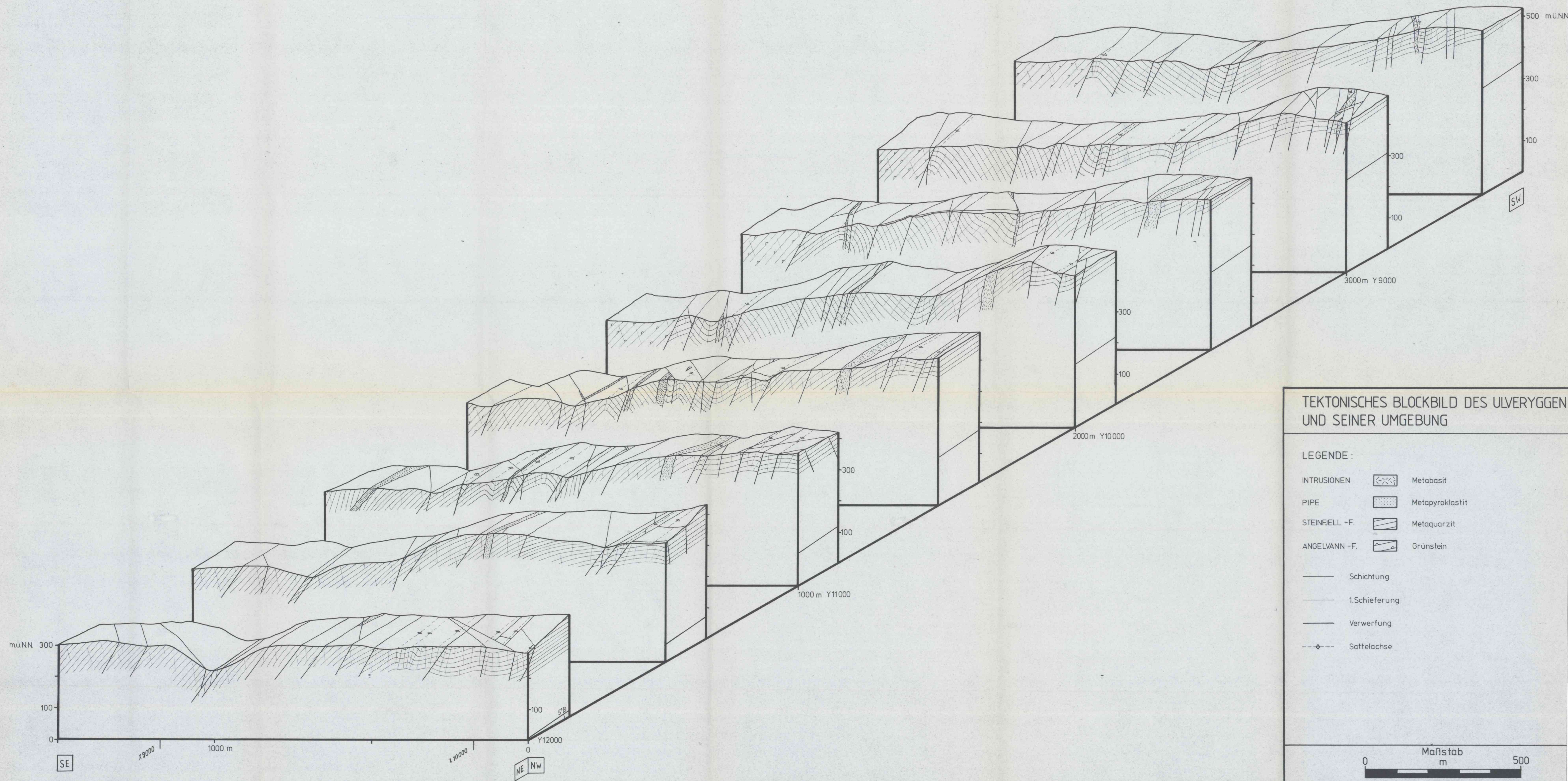
Grundlage bildet auch hierfür die geologische Kartierung und die kleintektonische Aufnahme des Gebietes. Sie ermöglichen, die Ergebnisse der weiterführenden Untersuchungen an dem gesammelten Probematerial in dem geographischen und geologischen Rahmen zu orientieren.

Diese Proben werden zunächst an Hand von Dünn- und Anschliffen im Durch- bzw. Auflichtmikroskop untersucht. Bis zum Abschluß dieses Arbeitsabschnittes können noch keine vorgreifenden Beobachtungen oder gar Aussagen und Ergebnisse über die komplizierten Zusammenhänge zwischen den petrographischen Gesteinszusammensetzungen, den faziellen und sedimentologischen Bedingungen, den Mineralführungen sowie deren Beeinflussung oder Förderung durch Metamorphose, Magmatismus und Verwitterung beschrieben werden.

MODELL DES NW-VERGENTEN FALTENBAUES UND DES TEKTONISCHEN INVENTARS

B.STIBRNY





TEKTONISCHES BLOCKBILD DES ULVERYGGEN UND SEINER UMGEBUNG

LEGENDE :

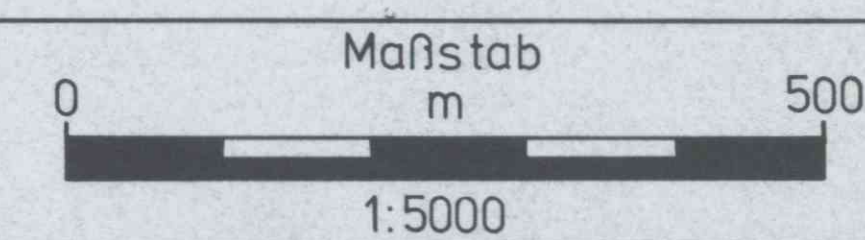
INTRUSIONEN		Metabasit
PIPE		Metapyroklastit
STEINFJELL -F.		Metaquarzit
ANGELVANN -F.		Grünstein

— Schichtung

— 1. Schieferung

— Verwerfung

— ♦ — Sattelachse



B.STRIBRNY

ANLAGE 3

Generell innleiing.

Sommaren 1978 utførte eg geologisk kartlegging i to nye felt med ultrabasiske og basiske bergartar i Komagfjordvinduet i Vest Finnmark.

Desse felta blir her kalla Område E, Porsa og Område F, Breiryggen nord.

Område E, Porsa ligg 7-8 km søraust for busetnaden i Porsa. Område F, Breiryggen nord ligg like nord for Område B, Breiryggen sør og omlag 6 til 9 km nord for Aisaroaivve omlag 30 km frå gruveanlegget i Repparfjord langs vegen til Alta.

Utanom kartlegging i desse to nye felta, har eg utført ein del arbeid i dei andre felta som eg kartla sommaren 1977. I Område A, Småhaugane har eg samla inn prøver for aldersbestemming frå den sentrale ultrabasiske kroppen. Dessutan har eg samla inn ei prøve frå ein kvartsrik tuff i den nordlege delen av feltet.

I Område B, Breiryggen sør har eg samla inn prøver for aldersbestemming frå den største ultrabasiske kroppen. Eg har dessutan samla inn fleire bergartsprøver og utført fleire strukturmålingar.

På grunnlag av meir geologisk materiale som fører til endring av det gamle kartet særleg i den austlege og sørlege delen av feltet, har eg funne det naudsynt å teikne eit nytt geologisk kart for dette området.

Langs den sørlege og søraustlege del av feltet har eg teikna inn ei smal langstrakt sone av kalkglimmerskifer.

I den nordaustlege og austlege del av feltet har eg utvida kartlegginga og teikna inn på det nye kartet vesentlege endringar. Mellom anna har eg teikna inn ein større kropp av metahornblendegabbro.

Omkring denne gabbrokroppen ligg det spredte kroppar av serpentinisert olivinpyroksenitt.

I Område C, Stjernevann har eg samla inn fleire prøver frå dei ultrabasiske kroppane og frå sure gangar som vanleg opptre i nær tilknytning til dei ultrabasiske og basiske kroppane.

Dessutan har eg utført fleire strukturgeologiske målingar særleg i dei større ultrabasiske kroppane.

I Område D, Fjellvann har eg samla inn prøver for aldersbestemming og for petrografiske studiar.

Dessutan har eg utført fleire strukturgeologiske målingar. Eg vil seinare teikne eit nytt geologisk kart for dette området då eg ser det naudsynt å slå saman dei to konglomerata til eitt konglomerat.

Dette konglomeratet er sannsynleg av same type som opptre i områda B, F og C.

Det er eit usortert konglomerat med grunnmasse sannsynleg av vulkansk opphav og som av Ø. Jansen har blitt kalla grønnsteinskonglomerat.

Eg har på grunnlag av nøyare tynnslipstudiar av dei ultrabasiske bergartane sett det naudsynleg å forandre namnet på olivinpyroksenitten frå harzburgitt til lherzolitt. Ved sida av ortopyroksen opptre klinopyroksen i form av diallag i dei fleste olivinpyroksenittar.

Den kalksilikatførande kvarts-biotitt-hornblendeskiferen som ligg omkring dei ultrabasiske kroppane i områda B,C og D inneheld angulære korn av kvarts og plagioklas.

Bergarten er sannsynleg ein tuff som har blitt avsatt direkte utan å ha blitt transportert av fluviale agensar.

Geologisk beskriving av Område E, Porsa.

Innleiing

Området ligg 7 - 8 km søraust for busetnaden i Porsa like sør for det øvre oppdemte vatnet til Porsa kraftverk.

Arealet av det kartlagte området utgjer omlag 10 km².

Høgda innanfor området varierer frå 280 til 480 m.o.h.

Berggrunnen er stort sett godt blotta.

Det finst inngen vegar eller hyttebygging innanfor området.

Generell geologisk innleiing

Ein lang smal kropp av serpentinit strekkjer seg i retning NØ-SV i ei lengde av ca 5km. Breidda varierer frå 10 til 100 m.

Langs nordsida av denne serpentinittkroppen ligg ein like lang gabbrokropp med breidde som varierer frå 30 til 350 m.

Nord for gabbroen ligg ei sone av ein kvartsittisk bergart som vidare mot nord går over i ein kvartsittisk fasies.

Sør for serpentinittkroppen ligg ei mektig sone av metabasalt.

I den sørvestlege delen av feltet opptre kvartsittisk konglomerat og kvartsitt som vidare mot sør går over til metabasalt.

Lengst sør i feltet opptre ein mørk kalkrik tuff.

Beskriving av bergartaneKvartsittisk konglomerat

Dette konglomeratet inneheld godt avrunda bollar av ortokvartsitt som ligg i grunnmasse vesentleg av kvarts saman med ein del plagioklas,zoisitt/epidot og serisitt. Bollane er vanlegvis mindre enn 10 cm i diameter.

Kvarts og plagioklaskorna i grunnmassen er vanlegvis skarpkanta i motsetnad til bollane som vanlegvis er godt avrunda.

Kvarts og plagioklaskorna varierer i storleik frå 0,2 til 0,8 mm.

Plagioklaskorna er på grunnlag av utslukningsvinklar til albitt-tvillinglamellar bestemt til vesentleg å være bytownitt.

Lagning er hovudsakleg dårleg utvikla i bergarten.

Mellom korna av kvarts og plagioklas opptrer ei finkornig vesentleg kvartsrik masse.

Kvartsitt

Konglomeratet går utan skarp grense over i ein kvartsittisk fasies.

Mineralsamansetninga til denne bergarten er hovudsakleg den same som for konglomeratet bortsett frå at bollematerialet manglar.

Kvartskorna viser tydelege stress-skyggar.

Denne bergarten har og vanlegvis dårleg utvikla lagning.

Metahornblendegabbro.

Denne bergarten dannar skarp grense til kvartsitten og konglomeratet.

Bergarten er sterkt omvandla og består vesentleg av sekundære mineral.

Kloritt opptrer svært vanleg og er ofte pseudomorf etter amfibol og pyroksen.

Kloritt opptrer og vanleg i grunnmassen mellom dei større korna.

Tremolitt/aktinolitt opptrer vanleg pseudomorf etter hornblende og pyroksen.

Zoisitt/epidot opptrer vanleg som spredte hypidiomorfe korn.

Restar av plagioklas opptrer på enkelte stader.

Det er vanskeleg å bestemme kva type plagioklas som opptrer p.g.a. utydeleg utslukning av albitt-tvillinglamellane.

Kvarts er vanleg og viser ofte stress-skyggar.

I enkelte prøver opptrer granat som små avrunda korn.

Leukoksen er vanleg.

Serpentinitt

Hornblendemetagabbroen går mot sør over til serpentinit.

Grensa er ikkje skarp og mellom dei to bergartane opptrer ei grensesone av ein hybrid bergart frå få m til 10 m mektig.

Serpentinitten er så sterkt omdanna at ingen primære mineral opptrer.

Serpentin er det vesentlege mineral som ofte er pseudomorf etter olivinkorn.

Kloritt og talk opptrer vanleg.

Tremolitt/aktinolitt finst i enkelte prøver.

Biotitt opptrer i enkelte prøver.

Magnetitt opptrer vanleg som sprekkefyllingar i serpentin.

Metabasalt

Sør for serpentiniten og med grense til denne opptrer ei mektig sone av metabasalt.

Bergarten varierer i samansetning og har på stader meir karakter av ein tuff.

Bergarten er vanlegvis finkornig.

Zoisitt/epidot opptrer vanleg både som uregelmessige avrunda korn og som idiomorfe til hypidiomorfe listeforma korn.

Restar av plagioklas opptrer enkelte stader. Men det er vanskeleg å bestemme utslukningsvinklane til albitt-tvilling-lamellane og såleis bestemme type av plagioklas.

Kalkspat opptrer vanleg.

Kloritt opptrer vanleg på dei fleste stader.

Kvarts opptrer i varierende mengde som eit sekundært mineral.

Titanitt opptrer vanleg i enkelte prøver vesentleg nær opp til kontakten med metahornblendegabbroen.

Titanittkorna er vanlegvis omgitt av leukoksen.

Idiomorfe korn av erts vesentleg svovelkis er vanleg som impregnasjon.

Rhyolittisk tuff

Denne bergarten opptrer som spredte lag opp til 10 m mektige i metabasalt i den austlege delen av feltet.

Bergarten har ei samansetning rik på kvarts.

Spredte korn av angulær kvarts 0,1 - 0,2 mm store opptrer i grunnmasse av glass og finkornig kvarts.

Enkelte angulære korn av plagioklas vesentleg som labradoritt opptrer saman med kvartskorna i dei fleste av prøvene.

Enkelte korn av biotitt opptrer.

Bergarten inneheld dei fleste stader rik impregnasjon av koparkis og svovelkis.

Denne sulfidimpregnasjonen gjer at bergarten har ei karakteristisk raudbrun forvittringsfarge som er lett synleg i feltet.

Kalkrik tuff

Denne bergarten opptrer i den sørlegaste delen av feltet.

Bergarten er mørk og har god skifrig utvikling.

Kalkspat dominerer både som korn og som sprekkefyllingar i grunnmassen.

Angulære til subangulære korn av kvarts opptrer vanleg.

Finkornig biotitt er eit vesentleg mineral.

Serisitt opptrer som små listeforma korn.

Malmmineralisering

På sørsida av serpentiniten langs grensa til metabasalten opptrer på stader tynne band som hovudsakleg består av magnetitt.

Metabasalten inneheld fleire stader impregnasjon av svovelkis og magnetitt.

Den sure rhyolittiske tuffbergarten som opptrer som tynne lag i metabasalten inneheld rik impregnasjon av svovelkis, kopparkis og magnetkis.

Geologisk struktur

Det regionale strøk av bergartane er NØ-SV og med fall mot nord.

To hovudsprekkeretningar oppttrer.

Den eine er konform med strøkretning av skiffrighet og foliasjon til bergartane.

Den andre sprekkeretninga står tilnærma vinkelrett på den første og har sstrøk NV-SØ.

Sprekkene står hovudsakleg steile.

Spor etter minst to foldefaser kan påvisast.

Gabbro- og serpentinkroppen har blitt kutta av to forkastningar på ein stad. Blokka mellom forkastningane har sannsynleg falle ned.

Gabbro- og serpentinkroppen er diskordant til konglomeratet og kvartsitten. Grensa er sannsynleg intrusiv.

Konglomeratet og kvartsitten er sannsynleg dei eldste bergartane innanfor området.

Metamorfose

I enkelte prøver i metahornblendegabbroen oppttrer små korn av almandinggranater.

Granater er ikkje påvist i nokon av dei andre bergartane.

Det kan være rimeleg å anta at bergartane innanfor området tilhøyrer øvre grønnskiferfasies av den regionale metamorfose.

Klar kontaktmetamorf omdanning ved grensa til hornblende-metagabbroen kan ikkje påvisast.

Geologisk beskriving av Område F, Breiryggen nord.

Innleiing

Området ligg 7-9 km nord for Aisaroaivve og like nord for Område B, Breiryggen sør.

Dei to områda B og F overlappar delvis kvarandre.

Det kartlagte areal utgjer omlag 18 km².

Omlag 7 km² i den sørlege og søraustlege del av feltet overlappar med Område B, Breiryggen sør.

Høgda innanfor området varierer frå omlag 300 m til over 600 m.

Til den nordlegaste delen av feltet er det omlag 2 timars marsj frå riksvegen.

Berggrunnen er stort sett godt blotta, særleg i dei høgareliggjande områda.

Det finst ingen vegar eller hytter innanfor området.

Generell geologisk orientering

Innanfor området opptre fleire spredte kroppar av ultrabasiske og basiske bergartar med metabasalt og metaporfyritt i tilknytning til desse.

Eit usortert konglomerat med opp til 1 m store granittbollar og med metabasaltisk grunnmasse dekkjer eit stort areal i den midtre og nordlege del av feltet. Dette konglomeratet er sannsynleg den eldste bergarten innanfor området.

Mot sør opptre ein plagioklasførande tuff som har god skifrig utvikling.

Vidare mot sør opptre ei smal opp til 75 m mektig sone av kalkglimmerskifer.

Lengst i sør opptreer metabasalt.

Denne bergarten opptreer og i den sentrale og nordlege del av feltet.

Beskriving av bergartane.

Usortert konglomerat (grønnsteinskonglomerat)

Denne bergarten opptreer i den sentrale delen av feltet og er sannsynleg den eldste bergarten innanfor området. Den inneheld godt avrunda bollemateriale som varierer i diameter frå få cm opp til 1 m.

Bollane inneheld K-feltspat vesentleg som mikroklin, kvarts, biotitt og Zoisitt/epidot.

Bollane har derfor ei granittisk samansetning.

Grunnmassen består vesentleg av hornblende og biotitt saman med ein del kvarts, zoisitt/epidot, titanitt, leukoksen og sulfidmineral.

Veksling mellom tynne lag av lyst kvartsrikt materiale og mørkt biotitt-hornblenderikt materiale opptreer vanleg i grunnmassen.

Desse laga varierer sterkt i mektighet innanfor små område. Grunnmassen av konglomeratet har sannsynleg delvis vulkansk opphav.

Plagioklasfførande kvarts-biotitt-hornblendeskiifer (tuff).

Denne bergarten opptreer i ei mektig sone i den sørlege del av feltet.

Den har stort sett god skifrig utvikling.

Hornblende dominerer dei fleste stader.

Biotitt opptreer vanleg og dominerar over hornblende på

enkelte stader.

Både hornblende og biotitt viser oftast god parallellorientering.

Kvarts dominerar av dei lyse mineral og opptrer vanleg som angulære til subangulære korn frå 0,1 til 0,3 mm i diameter.

Angulære til subangulære korn av plagioklas vesentleg som labradoritt frå 0,1 til 0,3 mm store er vanleg.

Ein stor del av plagioklaskorna er saussurittiserte.

Epidotmineral opptrer vanleg som små idiomorfe til hypidiomorfe lister.

Leukoksen opptrer vanleg særleg nær basiske og ultrabasiske kroppar.

Kalksilikatføgrande_kloritt_hornblendeskiifer.

Denne bergarten opptrer i den nordlege, sørlege og sentrale del av feltet.

Bergarten er finkornig og har vanleg god skifrig utvikling.

Hornblende dominerer dei fleste stader.

Kloritt og biotitt opptrer vanleg.

Både hornblende-og glimmerminerala viser vanlegvis god parallellorientering.

Kvarts utgjør det vesentlege mineral saman med hornblende.

Zoisitt/epidot opptrer vanleg og dannar ofte idiomorfe til hypidiomorfe listeforma korn.

Titanitt omkransa av leukoksen opptrer vanleg.

Ilmenitt opptrer på enkelte stader.

Enkelte stader opptrer primær plagioklas som labradoritt/bytownitt.

Plagioklaskorna er i dei fleste undersøkte prøver nesten

nesten fullstendig omdanna ved saussurittisering.

Kalksilikatførande amfibolitt (metaporfyritt).

Denne bergarten opptreer vanleg i nær tilknytning til den ovanfornemnte metabasalten.

Den inneheld idiomorfe til hypidiomorfe fenokrystallar av plagioklas vesentleg som labradoritt.

Fenokrystallane er vanleg 1-2 cm lange og kan bli opp til 3 cm lange.

Fenokrystallane viser vanlegvis god parallellorientering.

Zoisitt/epidot ofte som små idiomorfe til hypidiomorfe korn opptreer vanleg som inneslutningar i fenokrystallane.

Desse korna av zoisitt/epidot er blitt danna ved saussurittisering av plagioklas-fenokrystallane.

Grunnmassen er finkornig og mørk og består vesentleg av hornblende og biotitt.

I grunnmassen opptreer dessutan kvarts, zoisitt/epidot og omvandla plagioklas.

Titanitt og leukoksen er vanlege aksessoriske mineral.

Kalkglimmerskifer

Denne bergarten opptreer på to stader i feltet: I den sørlege del av feltet mellom metabasalten og den plagioklasførande kvarts-biotitt-hornblendeskiferen, og i den sentrale austlege del av feltet i metabasalt.

Bergarten opptreer som smale langstrakte soner frå få m opp til 50 m mektige.

Kalkspat utgjør det vesentlege mineral og finst som isolerte ofte uregelmessige korn og som sprekkefyllingar.

Kvarts opptretr vanleg som angulære til subangulære korn frå 0,1 til 0,2 mm store.

Biotitt er det vesentligste glimmermineral.

Kloritt opptretr vanleg.

Muskovitt opptretr i mindre mengder.

Titanitt oftast saman med leukoksen opptretr vanleg.

Kalkglimmerskiferen er vanlegvis mindre kompetent enn sidebergartane og viser derfor sterkare folding enn disse. Ein kan i denne bergarten fint observere spor etter minst to foldefasar.

Ultrabasiske og basiske bergartar.

Desse bergartane opptretr som spredte kroppar med varierende storleik i feltet.

Av ultrabasiske bergartar finst to hovodtypar: Den eine inneheld olivin, ortopyroksen vesentleg som enstatitt, klinopyroksen vesentleg som diallag og serpentin som dominerande mineral. Denne bergarten er derfor ein olivinpyroksenitt av type lherzolitt.

Den andre hovudbergarten inneheld vesentleg olivin og serpentin. Denne bergarten er derfor meir ein dunitt.

Av basiske bergartar opptretr og to hovodtypar: Den eine inneheld vesentleg hornblende som mørkt mineral. Den andre inneheld både hornblende og pyroksen.

Begge desse bergartane er sterkt omdanna og blir her kalla høvedsvis meta-hornblendegabbro og meta-hornblendepyroksenitt. Meta-hornblendegabbroen dekkjer det største arealet av dei to bergartane innanfor feltet.

Serpentinisert_olivinpyroksenitt_(lherzolitt).

Olivin, klinopyroksen og ortorombisk pyroksen utgjør dei vesentligste primære mineral i bergarten.

Diallag er den vanlegaste type av klinopyroksen.

Klinopyroksen dominerar vanlegvis over ortopyroksen som i dei fleste prøver opptre i form av enstatitt.

Bergarten viser dei fleste stader sterk omdanning til sekundære mineral som serpentin, tremolitt/aktinolitt og kloritt.

Serpentin er ofte pseudomorf etter olivinkorn.

Tremolitt/aktinolitt er vanleg pseudomorf etter pyroksen.

Olivinrestar omgitt av serpentin er vanleg.

Den serpentiniserte olivinen er vanleg sterkt oppsprukken.

Sprekkene er vanlegvis fylt med magnetitt som har blitt frigjort frå olivin ved serpentinisering.

Magnetitt opptre og som isolerte idiomorfe til hypidiomorfe korn.

Leukoksen opptre vanleg.

Talk opptre vanleg i områder der bergarten er sterkt omvandla.

Denne bergarten opptre som mange isolerte kroppar vanlegvis i nær tilknytning til metahornblendegabbroen.

Serpentinisert_dunitt

Denne bergarten opptre i ein mindre kropp i plagioklasførande kvarts-biotitt-hornblendeskiferen i den sørlege del av feltet.

Serpentin utgjør det dominerande mineral og er ofte pseudomorf etter olivin som på enkelte stader opptre som relikte korn.

Talk og kloritt opptrer vanleg.

Magnetitt opptrer vanleg som sprekkefyllingar i serpentin og som isolerte idiomorfe til hypidiomorfe korn.

Leukoksen opptrer vanleg.

Hornblendemetagabbro.

Denne bergarten dekkjer eit større areal i den sentrale del av feltet der den m.a.dannar ein større samanhengande kropp. Den opptrer elles som mindre ofte langstrakte kroppar. Den finst vanleg i nær tilknytning til olivinpyroksenitt. Hornblende utger det vesentligste mørke mineral hovudsakleg omdanna til trmolitt/aktinolitt og kloritt.

Enkelte stader opptrer restar etter primær plagioklas vesentleg som oligoklas/andesin men og som labradoritt.

Dei fleste plagioklaskorna er saussurittiserte.

Zoisitt/epidot opptrer vanleg både som uregelmessige avrunda korn og som idiomorfe til hypidiomorfe listeforma korn.

Titanitt, ilmenitt og leukoksen opptrer vanleg på stader.

Metahornblendepyroksenitt.

Denne bergarten opptrer som ein mindre kropp i nær tilknytning til metahornblendegabbroen i den søraustlege delen av feltet.

Denne bergarten inneheld pyroksen i tillegg til hornblende og har elles same mineralsamansetning som metahornblendegabbroen. Den er og sterkt omdanna og består vesentleg av sekundære mineral.

Der restar etter primær plagioklas opptrer ser den ut til å vere meir Ca-rik enn i metahornblendegabbroen.

Malmmineralisering

Langs den sørlege og sørvestlege grensa til den langstrakte olivinpyroksenittkroppen i den sentrale delen av feltet oppttrer ein rik impregnasjon av ilmenitt.

Svak impregnasjon av sulfidmineral vesentleg svovelkis, magnetkis og kopparkis oppttrer vanleg i gabbrokroppane.

I dei ultrabasiske kroppane oppttrer vanleg magnetitt ofte saman med ilmenitt.

Geologisk struktur.

Det regionale strøket i området er NØ-SV med fall mot SØ.

Foliasjonen av dei ultrabasiske og basiske kroppane er konkordant med strøket av sidebergartane.

To hovudsprekkeretningar oppttrer: Den eine er konform med den regionale strøkkretninga. Den andre står tilnærma vinkelrett på denne og har retning NV-SØ.

Dei fleste sprekkene er steile.

Ein del mindre forkastningar oppttrer med horisontalforskyving frå få m til vel 100 m.

Desse forkastningane har nordvestleg retning.

Spor etter minst to foldefasar kan observerast.

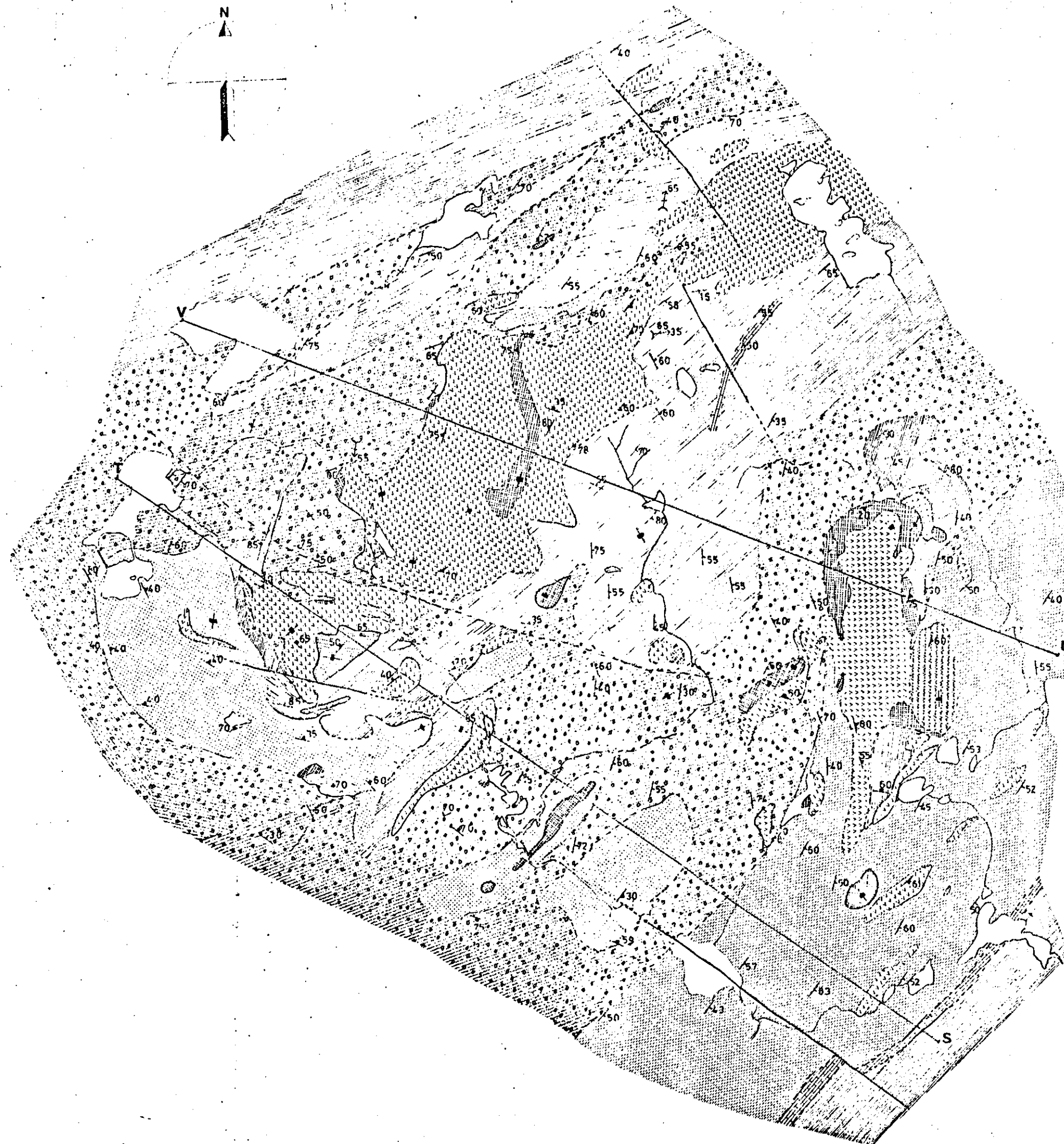
Den sentrale del av feltet viser sterkare folding enn den sørlege delen.

Metamorfose

I metabasalt og grønnsteinskonglomerat langs den nordaustlege og austlege grensa til den store sentrale metahornblendegabbro kroppen oppttrer almandingranater opp til 10 cm i diameter.

Det er rimeleg å anta at bergartane i dette området tilhøyrer lågare almandin-amfibolittfasies av regional dynamotermisk metamorfose.

12.1.79 Odd Arne Skoldby



GEOLOGISK KART
OMRÅDE F BREIRYGGEN NORD
VEST FINNMARK

MÅLESTOKK 1:10 000

GEOLOGISK TEGNFORKLARING

- Usortert konglomerat (grønnsteinskonglomerat)
- Plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer (tuff)
- Kalksilikatførende kloritt-hornblendeskifer (metabasalt)
- Kalksilikatførende amfibolitt (metaporfyritt)
- Kalkglimmerskifer
- Metatahornblendegabbro
- Metahornblende pyroxenitt
- Serpentinisert olivinpyroxenitt (herzolitt)
- Serpentinisert dunitt

- /30(x) Strøk og fall av lagdeling (vertikal)
- /70(x) Strøk og fall av foliasjon (vertikal)
- /50(x) Strøk og fall av sprekker (vertikale)
- Strøk og plunge av foldingsakse
- 55 Fall av akseplan (vertikalt)
- Sikre bergartsgrenser
- - - Usikre bergartsgrenser
- Førkastninger
- - - Sprekkesoner

Kartlagt 1977-78
 Odd Arne Skold-bø

SÖR

NORD

m.o.h

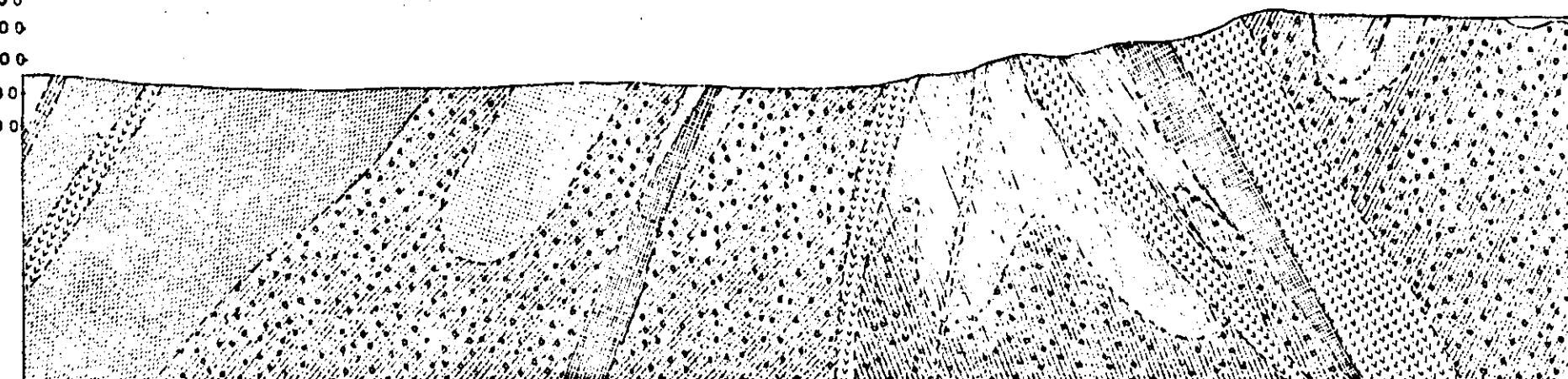
600

500

400

300

200



S

T

GEOLOGISKE PROFIL
OMRÅDE F BREIRYGGEN NORD
MÅLESTOKK 1:10 000

GEOLOGISK TEGNFÖRKLARING

-  Utsortert konglomerat
-  Plagioklastförende kvarts-biotitt-hornblendeskifer
-  Kalksilikatförende kloritt-hornblendeskifer
-  Kalksilikatförende amfibolitt
-  Kalksilimner skifer
-  Metahornblendegabbro
-  Serpentinisert olivinpyroxenitt (herzolitt)

SÖR

NORD

m.o.h

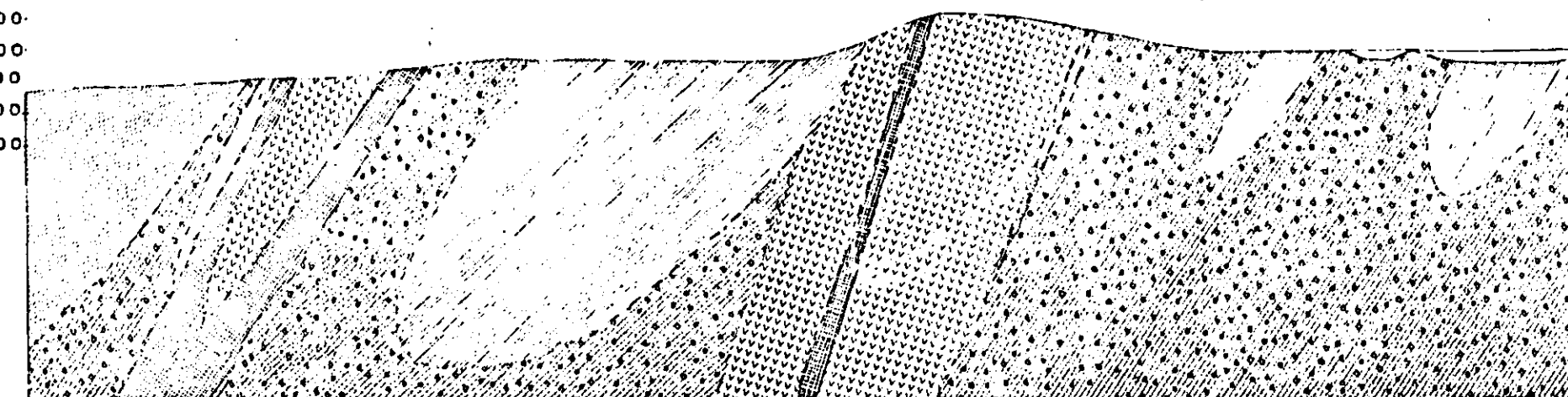
600

500

400

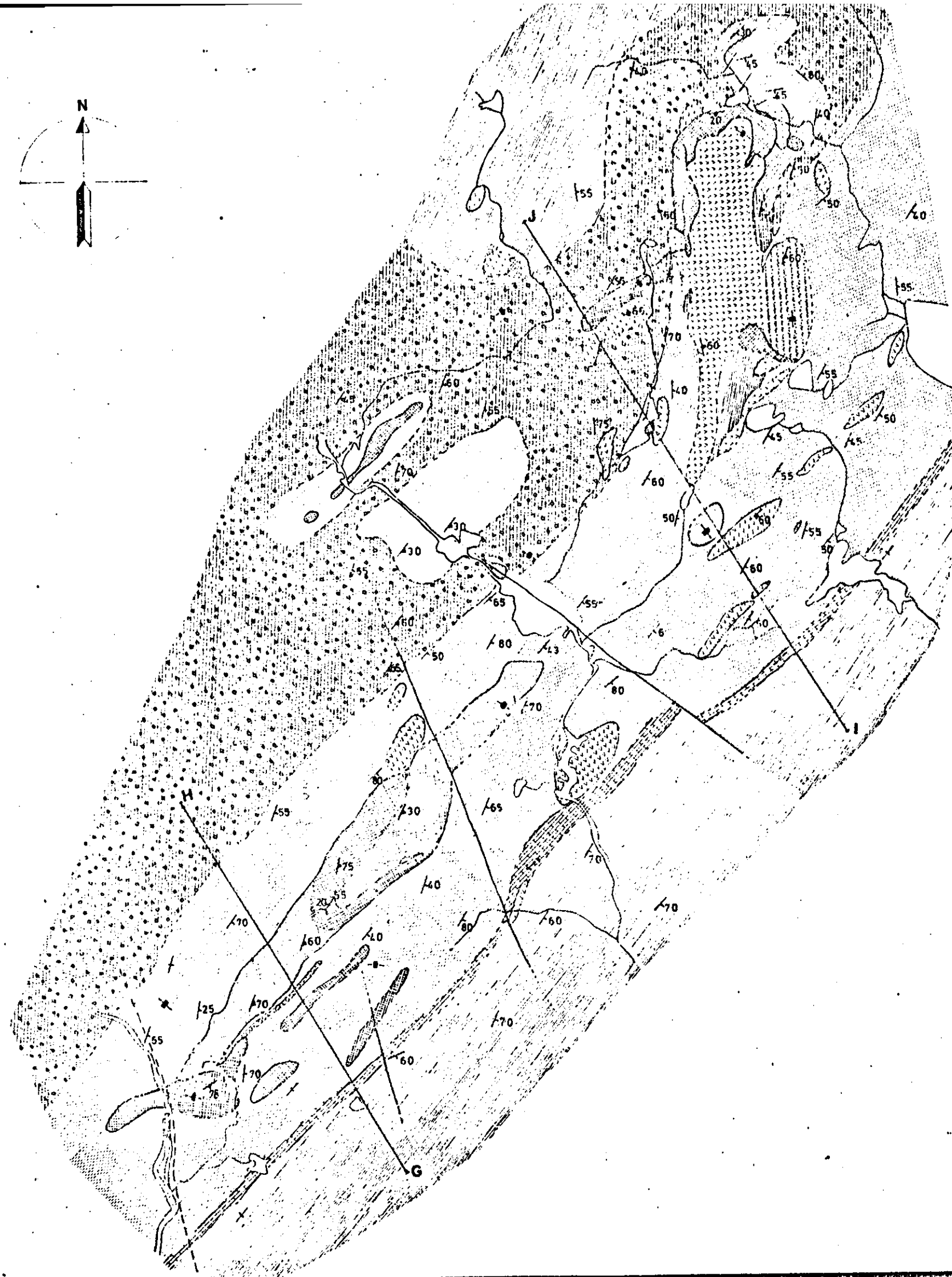
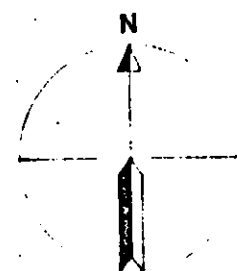
300

200



U

V



GEOLOGISK KART
OMRÅDE B BREIRYGGEN SØR
VEST FINNMARK
MÅLESTOKK 1:10 000

GEOLOGISK TEGNFORKLARING

-  Usortert konglomerat (grønnsteinskonglomerat)
-  Plagioklasførende kvarts-biotitt-hornblendeskifer (tuff)
-  Kalksilikatførende kloritt-hornblendeskifer (metabasalt)
-  Kalksilikatførende amfibolitt (metaporfyritt)
-  Kalkglimmerskifer
-  Serpentinisert dunitt
-  Serpentinisert olivinpyrokseitt (herzolitt)
-  Metahornblendegabbro
-  Metahornblendepyrokseitt

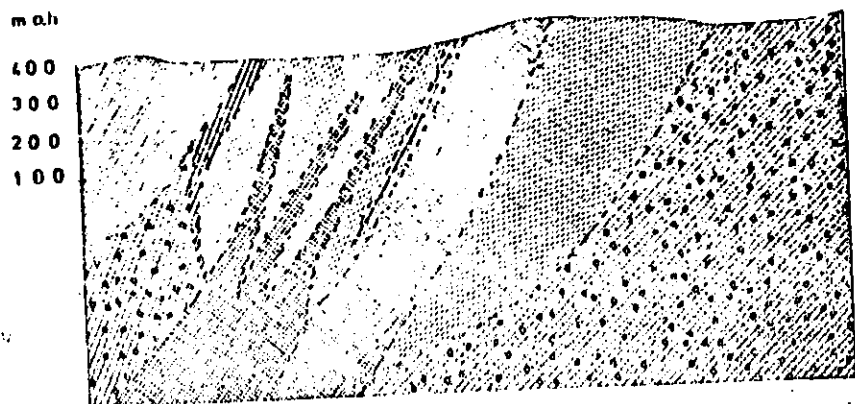
-  $\lambda 40(x)$ Strøk og fall av lagdeling (vertikal)
-  $\lambda 75(x)$ Strøk og fall av foliasjon (vertikal)
-  $\lambda 50(+)$ Strøk og fall av sprekker (vertikale)
-  $\lambda 55$ Strøk og plunge av foldingsakse
-  $\lambda 20$ Fall av akseplan (vertikalt)

-  — Sikre bergartsgrenser
-  - - - Usikre bergartsgrenser
-  — Forkastninger
-  - - - Sprekkesoner

Kartlagt 1977-78
 Odd Arne Skoldvåg

SÖR

NÖRD



GEOLOGISKE PROFIL

OMRÅDE B BREIRYGGEN SÖR

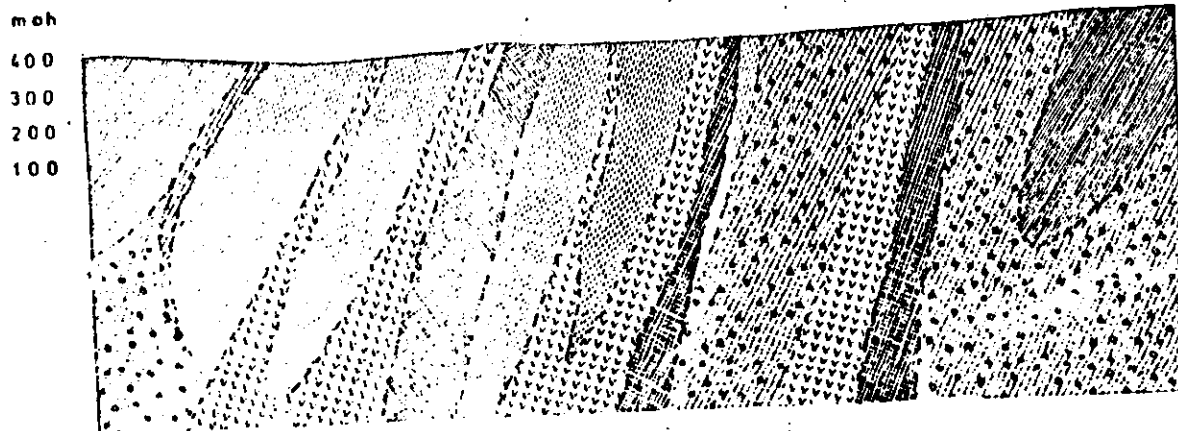
MÅLESTOKK: 1:10 000

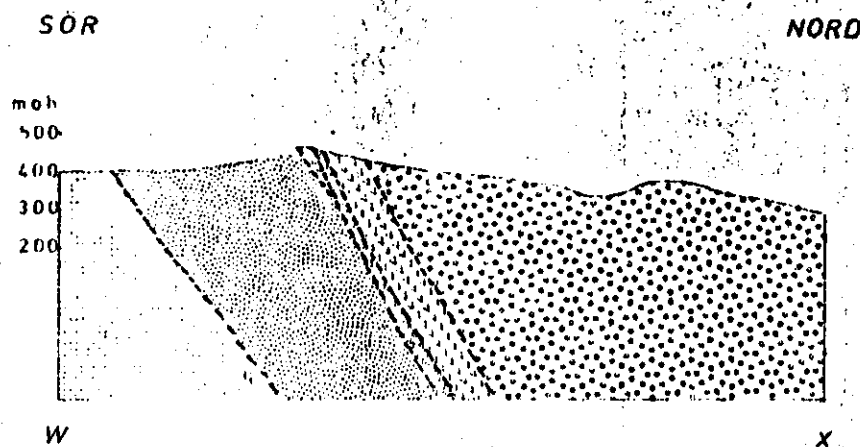
GEOLOGISK TEGNFÖRKLARING

-  Usortert konglomerat
-  Plagioklasförende kvarts-biotitt-hornblendeskifer
-  Kalksilikatförende kloritt-hornblendeskifer
-  Kalksilikatförende amfibolitt
-  Kalkglimmerskifer
-  Metahornblendegabbro
-  Serpentiniserat olivinpyroksenitt (herzolitt)
-  Serpentiniserat dunitt

SÖR

NÖRD

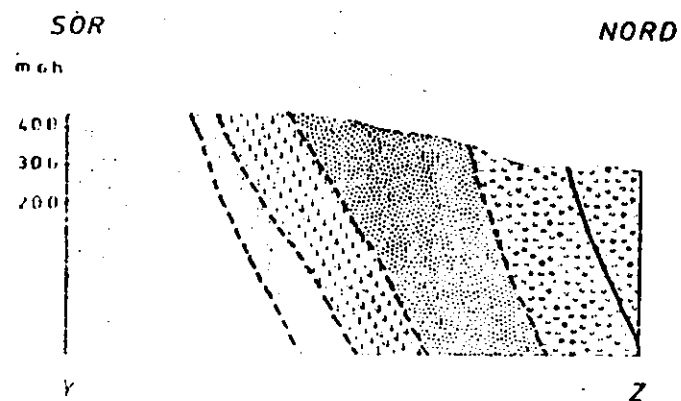


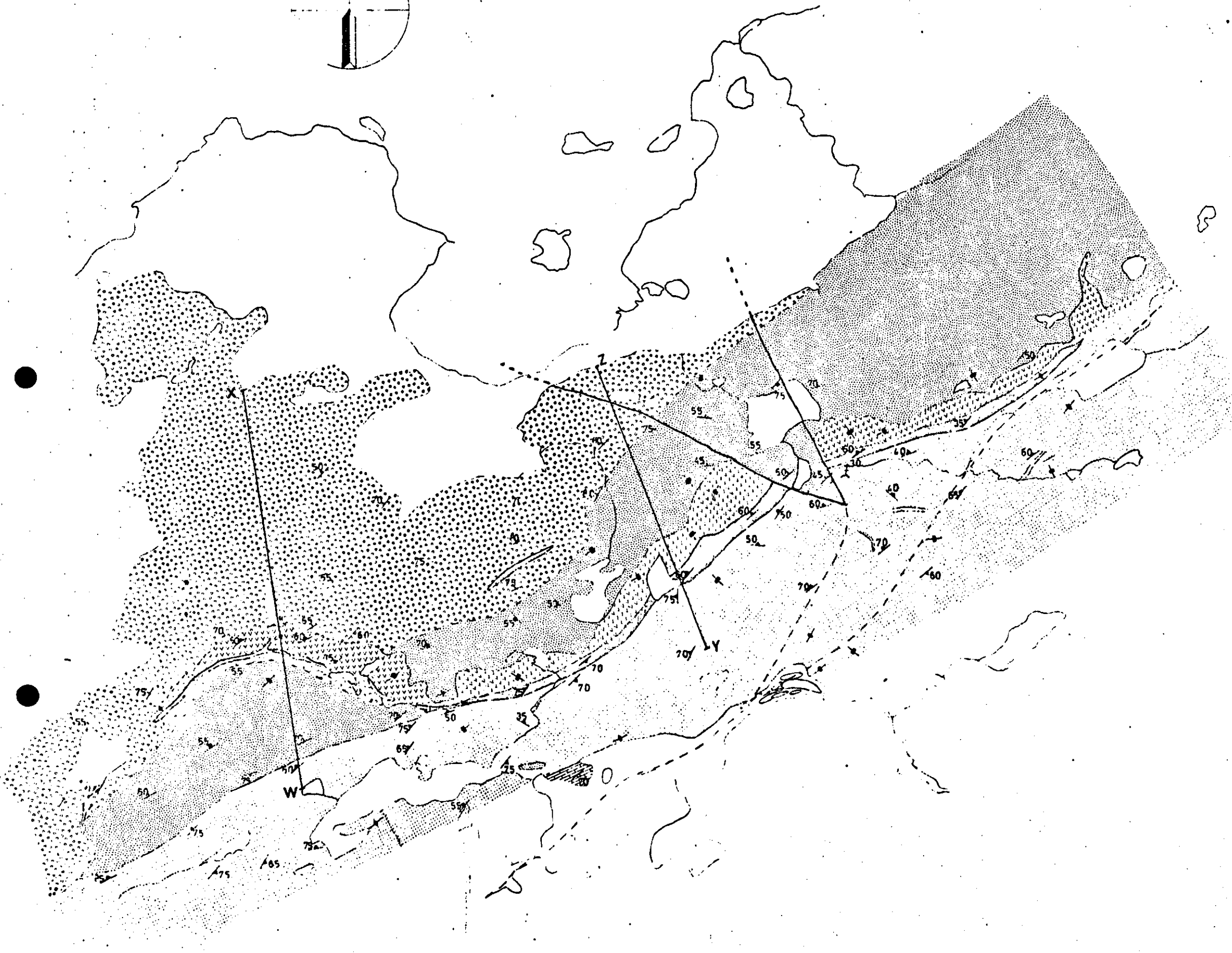
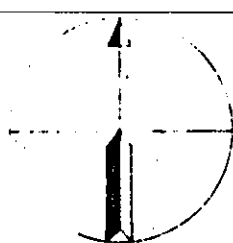


GEOLOGISKE PROFIL
OMRÅDE E PORSA
 MÅLESTOKK: 1 : 10 000

GEOLOGISK TEGNFORKLARING

-  Kvartsiltkonglomerat
-  Kvartsilt
-  Metahornblendegabbro
-  Metabasalt
-  Forkastning





GEOLOGISK KART
OMRÅDE E PORSÅ
VEST FINNMARK
MÅLESTOKK 1:10 000

GEOLOGISK TEKNIFORKLARING

- Kvartsittkonglomerat
- Kvartsitt
- Metahornblendegabbro
- Serpentinitt
- Metabasalt
- Rhyolittisk tuff
- Kalkrik tuff

- 50/(f) Strøk og fall av lagdeling (vertikal)
- 60/(x) Strøk og fall av foliasjon (vertikal)
- 55/(s) Strøk og fall av sprækker (vertikale)
- 30/(f) Strøk og blunge av foldingsakse
Fall av akseplan (vertikal)
- Sikre bergartsgrenser
- - - Usikre bergartsgrenser
- Forkastninger
- - - Sprækkesoner

VEIVANN ULTRAMAFISKE OG MAFISKE BERGARTSKOMPLEKS

Veivann ultramafitter ligger sør for selve Veivann, de sentrale deler ligger vest for vann 494 m.o.h. Det er i seg selv en forholdsvis homogen bergart. Fase-lagring ("compositional layering") er observert, men kun i liten skala. Enkelte mindre partier er noe mørktvitrende, muligens p.g.a. høyere magnetittinnhold. De forekommer ikke i sammenhengende soner som er kartleggbare. Assosiert med ultramafittlegemet er gabbroide bergarter som gir et inntrykk av å være ganger, men fase-lagring er observert ved én kontakt, noe som kunne tyde på at ultramafitten og gabbroen var deler av samme lagdelte kompleks. Ved en annen kontakt forekom noe av ultramafitten som i en lomme inn i gabbroen, og kan indikere at ultramafitten var flytende etter at gabbroen var størknet. På dette stadium heller jeg til den oppfatning at gabbroen er intrusiv i ultramafitten.

Ultramafittlegemet er i vest begrenset av en skyvesone. Blastomylonitt med granittboudiner er observert helt i kontakten med ultramafitten. I nordlig del er der også observert blastomylonitter (med granittiske og gabbroide boudiner og kvartsårer og linser) langs kontakten mot gabbroen, men det har ikke blitt klarlagt om denne skyvesonen fortsetter langs østgrensen til ultramafitten videre sørøstover, noe som antatt er sannsynlig.

Gabbroen som ligger øst for ultramafitten er i sørvest begrenset av mektige mylonittsoner (kvartsmylonitt, blastomylonitt). Som linser inne i mylonitten er observert sterkt deformert gabbro. Mylonitten er foldet, men faller hovedsakelig inn under gabbroen. Den er ofte sterkt oppsprukket og har et breksjert utseende, sannsynligvis produsert under foldingen. Blastomylonitt er også observert på østsiden av gabbroen. Den er foldet, men faller også stort sett østover. I sør ligger rød (og grønn) slate tilhørende Lomvannformasjonen avleiret både på gabbroen og mylonitten. Ved denne kontakten er en eiendommelig hematittrik bergart observert. Der den er sterkt deformert minner den om serpentinit. Tilhører trolig Lomvannformasjonen.

Skyvesonen mot ultramafitten må betraktes som relativt liten sammenlignet med de som går øst og sørvest for gabbroen. Ultramafitten og gabbroen representerer således imbrikasjonsflak mellom skyvesoner.

"Compositional layering" er observert i gabbroen (strøk NØ), men sikker lagring kan ikke følges i terrenget.

En ultrabasisk gang, 25 - 30 m bred, er fulgt gjennom store deler av gabbroen. Den er grovkornet, ortopyroksenkrystallene er vanligvis ca. 2 cm store (men kan være 10 cm) og innslutter ca. 2 mm store klinopyroksenkrystaller. Sistnevnte finnes også omgitt av et annet mineral, ssv. olivin. Den bruntvitrende ultramafittgangen forekommer oftest nedsenket i terrenget. Det er den lyse, anorthosittiske bergart (varierende tykkelse) som forekommer på vestsiden som er iøynefallende. Mellom anorthositten og ultrabasitten er der en 25 - 30 cm bred, mørk bergart, rikholding på svart spinell. Bergarten er ssv. et reaksjonsprodukt mellom de to naboliggende bergarter. Omtrent 20 cm serpentinit er observert mellom ultrabasitten og den mørke randsonen. I den nordøstlige del av ultramafittlegemet finnes et grovkornet parti av en lignende bergart.

Parallelt med ultrabasitten (nordlig del av kart) går det et 20 m bredt anorthosittlag. 7 - 8 m øst for dette er der et smalere (1 - 2 m) anorthosittlag.

Diabas (2) ganger er observert i noen få tilfeller. En av dem skjærer ultrabasittgangen og følger den et stykke. I ett tilfelle er det funnet gabbro inneslutninger i en diabasang.

Sene forkastninger, hovedsaklig NV-SØ, skjærer både ultramafitten, gabbroen, gangene og også mylomitten.

Kalksilikatbergart (med kalkspat, epidot, kloritt, skapolitt, magnetitt) er observert kun i ett tilfelle. Den lå omgitt av sterkt deformert gabbro og mylonitt og var omgrenset av breksje på begge sider. Den kunne følges diskontinuerlig 75 - 100 m. Bergarten var intrikat foldet.

Ultrabasittgangen kan representere en intrusjon dannet samtidig med den større ultramafittkroppen, men muligheten for at den kan være et ultrabasisk lag i en lagdelt gabbro kan ikke utelukkes. Xenolitter av sidebergarten er ikke funnet, heller ingen "chilled margin". Anorthosittlagene kan tilhøre et lagdelt kompleks, men kan også være intrusiver i gabbroen. Geokjemiske analyser og mineralstudier kan muligens avklare disse problemene.

Ultrabasittgangen og anorthosittlaget strekker seg sannsynligvis enda lenger mot nordøst, men er ikke forsøkt fulgt videre. Ultramafitten ved Holmvann fikk jeg heller ikke tid til å besøke.

RØDFJELL ULTRAMAFITTEN

De ytre grenser av ultramafitten på Rødfjell var allerede klare før jeg begynte å arbeide i bergarten, og et nytt kart er derfor ikke produsert. Jeg har konsentrert arbeidet om den sentrale og aller sørligste del, og det er kun derfra jeg har samlet bergartsprøver.

Langs vestsiden er ultramafitten serpentinisert. Skifrig serpentinit kan observeres i den helt vestligste del, men den representerer ingen bred sone. Linser av massiv serpentinit avgrenset av skjærplan er vanlig nær kontakten, og vitner om sterk deformasjon i denne del. Sidebergarten er oftest klorittskifer med kvartsårer og linser. Den virker ikke påvirket av ultramafitten, og kloritten i denne bergart er ikke dannet ved Mg-tilførsel fra ultramafitten. Selve kontakten med sidebergarten er vanligvis ikke blottet. Den er kun observert i den aller sørligste del (sør for Rødfjellvann). Ultramafitten er der sterkt serpentinisert og er vanligvis skifrig, men massiv serpentinit finnes i de sentrale deler. Serpentiniten er foldet sammen med kvartsmylonitt. Langs kontakten mellom dem er det dannet en klorittvegg ("black wall") på ca. 15 cm, og Mg-metasomatose har her funnet sted i forbindelse med serpentinisering av ultramafitten. Skifrig serpentinit forekommer også i smale soner i de sentrale deler NV for Rødfjellvann.

Øst for den mest serpentiniserte sonen (langs vestgrensen) inneholder ultramafitten noen svarte krystaller, sannsynligvis klinopyroksen. Mørke flekker kan også observeres i den massive serpentiniten, mens der antas pyroksen å være omvandlet. I skråningen øst for de to vann som ligger i ultramafitten (NV for Rødfjellvann) er der observert lagring ("compositional layering"). Den stryker parallelt utstrekningen av ultramafitten (NØ - SV) med fall mot SØ. Den er imidlertid foldet, med akseplan parallelt lagringen. En del av en fold var 6 - 8 m lang, 1½ - 2 m mellom sjenklene. Boudinering av en lagtype langs sjenklene ble også observert. Lagringen kan ikke følges lange strekninger i terrenget. Et profil gjennom denne del av ultramafitten er innsamlet for å undersøke om den kjemiske sammensetning av bergarten og mineralfasene endrer seg regelmessig og representerer en del av et lagdelt

kompleks. Lagringen er ikke observert i de aller østligste deler. En mørktvitrende bergart av uviss sammensetning er observert nærmest gabbroen i øst. Den er antatt å være assosiert med ultramafitten. I den del av ultramafitten hvor jeg arbeidet var det ikke mulig å skille ut kartleggbare soner.

Diabasganger er observert i skråningen øst for de to små vann. De går på tvers av lagringen og ser ut til å være intrudert i et sprekk-system (to retninger) etter at lagringen i ultramafitten var foldet. Diabasgangene er sterkt oppsprukket, og sprekkene er fylt av serpentin (fra ultramafitten). Serpentinisering har derfor funnet sted etter intrusjonen av disse gangene.

En granittgang finnes i høyden mellom de to små vann og Rødfjellvannet.

KORSFJORD ULTRAMAFITTEN

Korsfjord ultramafitten synes i kartbildet å bestå av to adskilte deler. Et sørlig, elongert legeme som er delt av en tversforkastning og en nordlig del. Ultramafitten er omgitt av kvartsitt med kvartsitt-konglomerat og av gabbro. Den nordlige del avgrenses i øst av et skyvedekke som den går inn under. I vest er den antatt å være begrenset av en forkastning. Den sørlige del synes i øst å ligge i en synform, og det er nærliggende å tro at denne del er forbundet med den nordlige over en antiform.

Ultramafitten virker nokså ensartet. Den er massiv og har vanligvis ingen utpreget skifrichet. Skifrichet er kun observert i enkelte marginale deler, og hvor den går inn under skyveplanet. I det siste tilfellet er den diskordant til kvartsmylonitten. Mørke flekker observert i den massive ultramafitten er antatt å representere klino-pyroksen eller et omvandlingsprodukt av pyroksen.

På sørsiden i ultramafitten er der en stor del glideplan subparallelt grensen til sidebergarten. Dette antyder at ultramafitten har kommet på plass ved tektoniske bevegelser, og den kan således klassifiseres som alpin type.

Under skyvedekket går der en over 5 m tykk kvartsmylonitt. Mellom denne og gabbroen er der 2 - 3 m porfyroblastisk glimmerskifer (fyllonitt?) Mellom kvartsmylonitten og dekkebergartene var der en over 5 m tykk klorittskifersone. Kvartsmylonitten var oppsprukket og rustet. Mineraliseringen er antatt å være svovelkis. I ett tilfelle ble det observert malakitt på sprekkeflate.

RAPPORT FRA UNDERSØKELSER I SØNDRE DEL AV KOMAGFJORDVINDUET I 1977.

INNHold

1. Undersøkelse av "Kvitfjellgranitten" vest for Sennalandet.
2. Undersøkelse av gabbroen øst for granitten.
3. Undersøkelse av Cu-skjerp i Skillefjorddalen.
4. Geologisk tolkningskart over området - med to profiler.

SAMMENDRAG

1. Formålet med undersøkelsen av den sure intrusjonen - som av Paul H. Reitan i NGU nr 221 er klassifisert som trondhjemit - var å påvise en eventuell mineralogisk sonering ut fra den antagelse at den kunne være et restprodukt av den smeltemassen som har dannet nefelin-syenitt-gabbromassivet på Seiland-Stjernøy-Sørøy.

Intrusjonen viste seg å være tvers igjennom homogen og middelskornet med hvit feltspat, fargeløs kvarts og lys grønn glimmer (+ litt kloritt) som synbare mineraler.

På nordsida av intrusjonen - ved Skillefjordvannene er det bergarts-inneslutninger i den. I det nordøstre hjørnet er det svært mye bergartsinneslutninger og den ligner der på en migmatitt.

Intrusjonen sender ganger inn i alle andre bergarter i vest, nord og øst.

I sør er den overkjørt av Lomvannformasjonen med et transgresjons-konglomerat i bunn. Intrusjonen må ha blitt betydelig erodert før Lomvannformasjonen ble avsatt og alderen er derfor prekambrisk.

Intrusjonen er senere sammen med Lomvannformasjonen foldet.

I området ved Tverrelvvann er den sterkt foldet og ved vestsida av elva mellom Tverrelvvannene ble det observert 4-5 ca. 1 meter store rustflekker med tildels rik svovelkisisimpregnasjon. I området ved Kvitfjell virker intrusjonen homogen og lite tektonisert, ellers viser den tydelige tegn på folding.

Rett nord for Kvitfjelltoppen er det en tydelig ca. 25 meter bred loddrettstående knusningssone. Denne er fulgt rett vestover til nord for Tverrelvvann hvor den deler seg og går videre inn i morene overdekningen i Skillefjorddalen.

Geolog Roar Hovland mutet i 1975 et område ca. 1-1½ km ØNØ for Slettfjell (488 m.o.h.) på blyglans og kobberkis. Det ligger i den nordre flanken av en antiklinal der transgresjonskonglomeratsonen blir foldet steit ned mot nord, flater ut og går igjen steilt ned mot spissen av en synlinal.

På den andre sida av den steiltstående knusningssona i intrusjonen - ved elva i Skillefjorddalen - ligger det et skjerp i grensa mellom grønnsteinskonglomeratet og intrusjonen. Det fører betydelige mengder kobberkis og blir behandlet under punkt 3.

2. Formålet med undersøkelsen av gabbroen øst for "Kvitfjellgrannitten" var å foreta en orienterende undersøkelse over mulig mineralogisk sonering, og om det eventuelt kunne sees soner av mineraler med økonomisk verdi.

Gabbroen er sonert og viser både i liten og større målestokk at den er krystallisert med magmatisk differensiasjon (med mulige små avbrutte akkumulasjonssoner av de forskjellige mineraler). I større målestokk ble denne grovinndelingen foretatt:



mp = Pyroksen + mørk plagioklas (blålig).

lmp = Pyroksen + mørk + lys plagioklas. (Hvit)

mtp = Pyroksen + mørk og lys plagioklas + magnetitt/ilmenitt

lp = Pyroksen + svært mye lys plagioklas.

Pyroksen er helt eller delvis omvandlet til amfibol.

Lokalt var det soner med over 20% magnetitt/ilmenitt.

Av synlig kis ble det bare funnet en flyttblokk med kobberkis i magnetittholdig gabbro (0,17% Cu).

Å detaljkartlegge den mineralogiske soneringen vil være et omfattende arbeid.

3. Formålet med undersøkelsen var å oppspore og vurdere skjerp i Skillefjorddalen som skulle ligge tett inntil, eller i grensa til den sure intrusjonen. (Eiraskjerpene - nr.V-105, NGU nr.204 av A.O.Poulsen)

Det ble funnet et skjerp ved Skillefjordelva, på dens sydsida ca. 1700 meter ØNØ fra Tverrelvas utløp i Skillefjordelva.

(Kart 1935 III, koordinater 595,0/7791,5 - omtrentlig på gammelt kart)

Her er det avdekket et 7-8 meter langt og ca. 1 meter bredt område ved at ca. 20-30 m³ morenemasse og fjell er gravd/skutt ut og lagt i en tipp ut i elva.

Avdekninga viser grensa mellom den sure intrusjonen og hydrotermalt avsatt kalkspatt. Ugjevnt døsaminert i kalkspaten er det svovelkis(?), arsenkis (?) + litt kobberkis. Kalkspatten er brutt opp på skrå/på langs/skrå/på langs grensa til den sure intrusjonen og i disse sprekkeene er det avsatt kompakt kobberkis. Kobberkisinnholdet på stedet ble anslått til å variere fra 3 til 9 cm kompakt kobberkis i den første meteren ut fra den sure intrusjonen.

Vidre loddrett ut fra grensa til den sure intrusjonen er det en svært rusten og løs bergart 15-20 meter før den går inn i overdekninga. På den andre sida av elva (ca.50 meter fra skjerp) er det grønnsteins-konglomerat. Resten av dalsidene er overdekket av ur og morene.

Geolog Roar Hovland mutet dette området for F.V. i 1975. Ifølge de opplysningene han hadde (pers.komm. i telefon) skulle det være et skjerp til oppe i dalsida. Det ble ikke funnet av han og heller ikke av undertegnede.

5-8 meter ØNØ for dette skjerp) er det røsket i den sure intrusjonen. Der er det blottet en ugjevn 1-2 cm bred sprekkefylling med de samme mineralene som i hovedskjerp).

En ca.10 cm bred prøve fra en sprekkefylling med ca. 2 cm kompakt kobberkis - resten kalkspat med impregnasjon - ga følgende analyse på atomabsorbsjonsapparat:

Fe	38%
Cu	11,5%
(Ag	11 ppm)
((Au	10 ppm))

syreløselig kalkspat etc. 9,6%

Uløselig - ubetydelig.

Dessuten spor av bly, nikkel, kobolt og zink.

Gullinnholdet er ikke sikkert.

En 5 grams prøve oppløst i 100 ml ga 1,3 ppm utslag på A.A.

En tilsvarende ren blanding av Fe, Cu, kalkspat og mikroskopiske mengder av de andre måle grunnstoffene + litt svovelsyre ga 0,78 ppm utslag på A.A. En standard med denne løsningen og 10 ppm Au ga 10,4 ppm på A.A.

En prøve er derfor sendt til Oslo for nærmere analyse.

Vurdering: Siden den sure intrusjonen et sted ca 100 m mot sør (overdekket av morene) snur i nesten 120 graders vinkel p.g. av antatt folding av den (og grensa til omliggende bergarter) og siden dette skjerpet fører hydrotermalt avsatt kalkspat som delvis er brutt opp igjen med avsetning av kobberkis i sprekke, så antas det at det i foldekneet har vært en utstrakt hydrotermal virksomhet. (Noe som rustsonen bak skjerpet også antyder.) Om tilstedeværelsen av kobberkis bare er et lokalt fenomen i forbindelse med dette, eller om det antyder en større malmansamling, kan bare fastslås ut fra grundigere undersøkelser.

Grensa mellom grønnsteinskonglomeratet er tilstrekkelig skarp til at man bør gå over overdekninga i dalsidene for å se om det fremkommer anomalier med et VLF-apparat.

Røsking: Skjerpet ligger uveisomt til og det vil bli vanskelig å komme på plass med tyngre utstyr. De bratte dalsidene gjør det også meget vanskelig å nytte tyngre utstyr.

Diamantboring: Det er mulig å borre i fast fjell et lite stykke nedenfor skjerpet, men bare etter at vårflommen har avtatt vesentlig.

Ved boring i 30 grader (av 90) nedover vil i første omgang 3 hull (i en vifte) på ca 50 meter, ca 80 meter og ca 150 meter - og 3 hull i en vinkel på 50 grader nedover på ca. 70 meter, ca 100 meter og ca 180 meter være tilstrekkelig.

Borplassering må velges ut etter befaring på stedet.

Viser boringene muligheter for en malm må et videre borprogram legges opp etter resultatene.

4. Geologisk tolkningskart over området - med to profiler.

Av mangel på et godt geologisk kart over området er først opplysningene fra sommerens feltarbeid plottet inn på kart og flyfoto. Deretter er opplysningene fra P.H.Reitans kart (NGU 221) skissert inn og dette er så brukt som grunnlag for en omfattende flyfoto-gransking.

De eldste bergartene i området tilhører Raipas-suiten (grønnsteiner, grønnsteinskonglomerater, klastiske bergarter og kvarts-sandstiner). Disse er avsatt og foldet før gabbroen og senere den sure intusjonen (trondhemitten) intruderte området.

Ultramafiske intrusjoner representerer både tilførselsrør til vulkaner og sills som er intrudert i foldeknær i en meget sen fase.

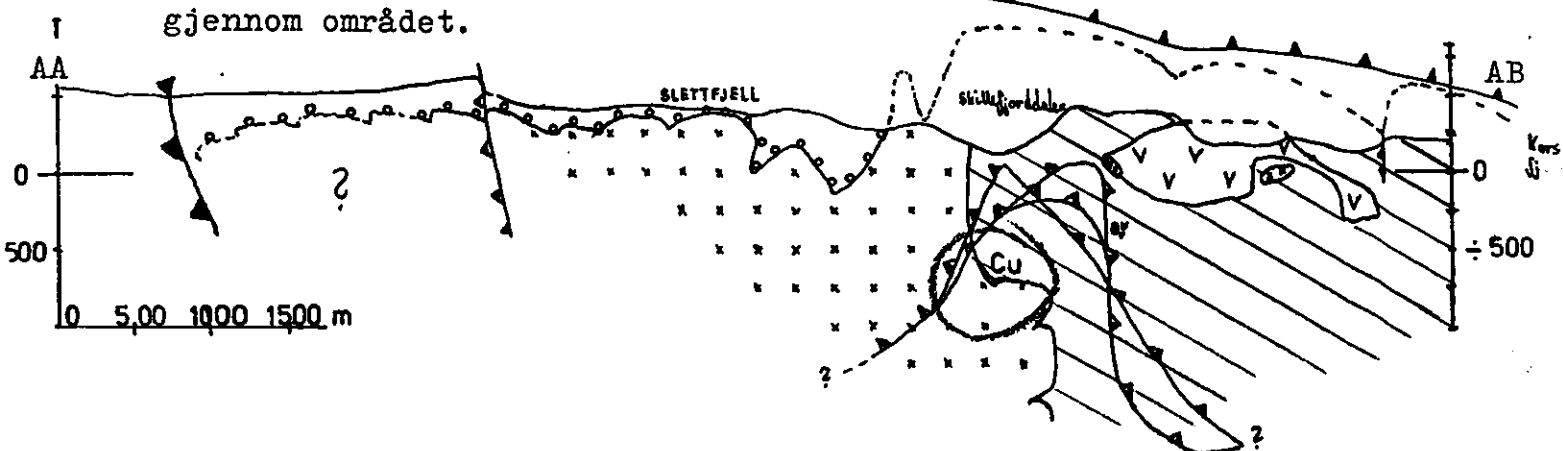
Hele dette bergartskomplekset er deretter erodert betydelig (langt over 1000 meter) før Lomvan-formasjonen med transgresjonskonglomerat i bunn ble avsatt diskordant på det. Transgresjonskonglomeratsonen er overveiende 5-15 meter mektig (lokalt tykkere p.g. av folding). På granitten er det kvarts og grafittrikt og holder fra 0 til 25% svovelkis. På de andre bergartene er det kvarts og dolomitrikt og holder 0 til 25% svovelkis. Over transgresjonskonglomeratsonen følger 15-30 meter rød og grønn (og grå?) leirskifer og så grå sandsteiner av ukjent mektighet.

Det overskjøvne dekket ligger på Lomvannformasjonen.

Etter avsettningen av Lomvannformasjonen er vinduets bergarter igjen utsatt for folding og foldeforkastninger. En knusningssone i den sure intrusjonen er (hvis tolkningen er riktig) også foldet.

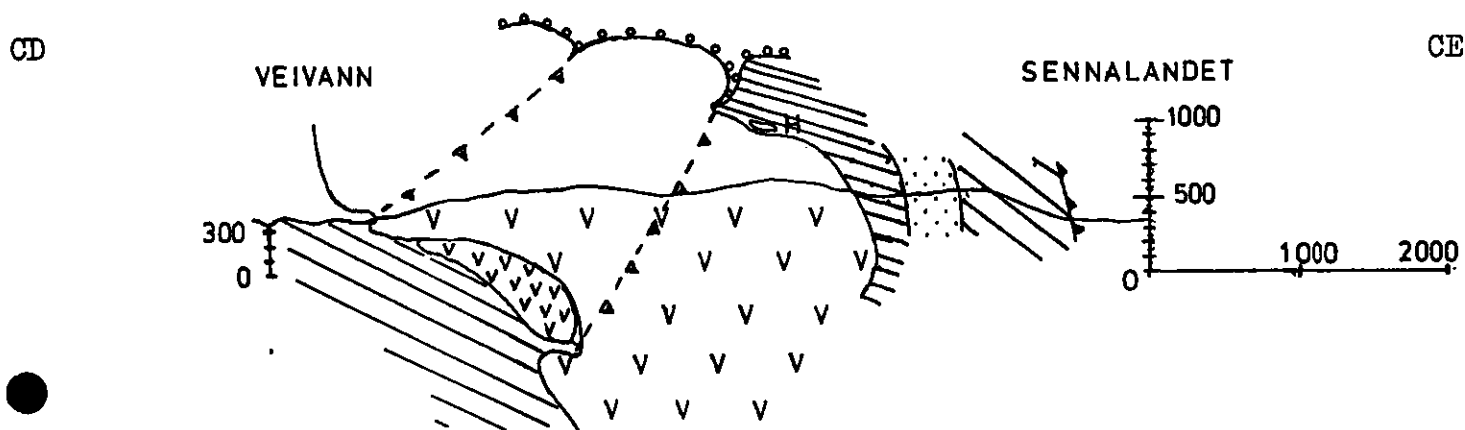
Bly opptrer i transgresjonskonglomeratsonen i flanken av en antiklinal inn mot knusningssonen, kobber opptrer (i en synklinal ?) på den andre siden av knusningssonen noen hundre meter fra den. Dette mønsteret er det samme som på nordsida av komagfjordvinduet - i området Ulveryggen - Rødfjell.

For å lette forståelsen av kartet er det skissetolket to profiler gjennom området.



Dette viser et snitt gjennom granitten med kobberskjerpets plassering, knusningssonens, foldeforkastningenes og skyveplanets forløp samt foldinga av transgresjonskonglomeratet.

Bergartsgrenser og skjærsoner er ført loddrett inn mot profilet med 26,5 (av 90) mot SV og delvis justert p.g. av at bergartene egentlig er foldet til et eggekartongaktig utseende. (Kryssende foldeakser.)

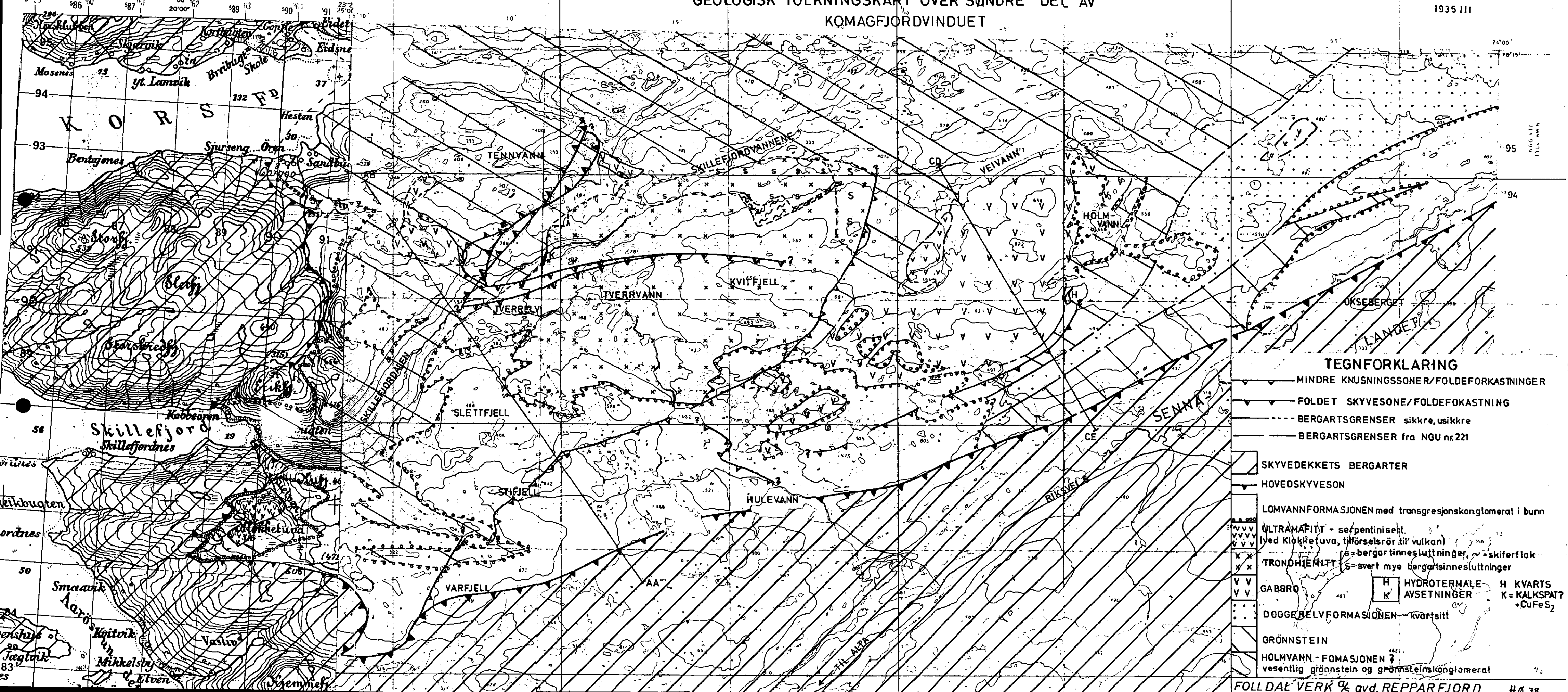


Dette profilet viser et snitt gjennom gabbroen er ført i 98 (av 90) graders vinkel inn mot profilet og med et fall på 26,5 grader mot NØ. Bergartsgrensene er deretter delvis justert. Dette profilet ansees som det mest rimelige av mange tolkningsmuligheter.

Hans Øines

SENNALANDET
GEOLOGISK TOLKNINGSKART OVER SØNDRE DEL AV
KOMAGFJORDVINDUET

1935 III



TEGNFORKLARING

- MINDRE KNUSNINGSSONER/FOLDEFORKASTNINGER
- FOLDET SKYVESONE/FOLDEFORKASTNING
- BERGARTSGRENSER sikre, usikre
- BERGARTSGRENSER fra NGU nr.221
- SKYVEDEKKETS BERGARTER
- HOVEDSKYVESON
- LOMVANNFORMASJONEN med transgresjonskonglomerat i bunn
- ULTRAMAFITT - serpentinit (ved Klokkefua, tilførselsrør til vulkan)
- TRONDHEIMITT - skiferflak
- GABBRO
- DOGBERELVFORMASJONEN - kvartsitt
- GRÖNNSTEIN
- HOLMVANN - FORMASJONEN ? vesentlig grönstein og grönsteinskonglomerat
- HYDROTHERMALE AVSETNINGER
- H KVARTS
- K KALKSPAT?
- +CuFeS₂

RAPPORT

OM

ELEKTRISKE MOTSTANDSMALINGER, IP-MALINGER,

VLf-MALINGER OG MAGNETISKE MALINGER

I

REPPARFJORD, KVALSUND KOMMUNE

SOMMEREN 1978

AV

Ole Bernt Lile

Universitetet i Trondheim

Norges tekniske høgskole

Februar 1979

FORORD

Jeg takker Folldal Verk A/S ved geolog Heim og ing. Killi for hjelpen til å få utført disse målingene.

Som vanlig ved slike undersøkelser, får man svar på noen spørsmål, men til gjengjeld oppdager man mange andre uløste problemer. Dessuten står det svært mye ugjort ennå i malmundersøkelsene på halvøya mellom Repparfjorden og Altafjorden. Man har indikasjoner på blymineralisering, kobbermineralisering og uranmineralisering m.m. etter de regionalundersøkelser som har vært drevet der de siste årene. Men for å kunne svare på om noen av disse indikasjonene kan være av økonomisk verdi, kreves det detaljerte undersøkelser med først og fremst geofysiske målinger og boringer. Det er å håpe at man vil ha en viss kontinuitet i undersøkelsene i dette området i de kommende årene slik at den ekspertise som flere personer har på feltet kan komme til nytte og overføres til nye som etterhvert vil komme til.

NTH, Trondheim, 5. februar 1979

Ole B. Lile
Ole B. Lile

SAMMENDRAG

Rapporten gir en innføring i teorien for måling av spesifikk motstand og induisert polarisasjon i undergrunnen ved hjelp av et elektrodeutlegg på overflaten. Disse metodene ble brukt sommeren 1978 i geofysiske bakkemålinger som ble utført i malmletingsprogrammet til Follidal Verk A/S i området mellom Repparfjorden og Altafjorden.

IP målingene over en kjent blymineralisering ved Rødfjell i Repparfjord viste at denne metoden indikerer denne type mineralisering. Elektromagnetiske helikopteranomali er ble funnet igjen på bakken både ved hjelp av VLF, IP og SP. EM-anomalien på Sennalandet ble påvist å være forårsaket av svartskifer. EM-anomalien ved Rødfjell er ikke forklart, men skyldes antagelig også svartskifer. Det anbefales et diamantborhull igjennom sonen.

Det ble videre gjort IP-målinger over et par anomalier nordøst for Ulveveggen. Et par svake soner ble påvist, men årsaken er ikke klarlagt. Det anbefales oppfølging med geokjemisk prøvetaking og deretter mere IP-målinger for å sjekke om kobber-mineraliseringen på Ulveryggen muligens kan fortsette her.

INNHold

	Side
SAMMENDRAG	0
1 INNLEDNING	1
2 TEORI	2
2.1 Spesifikk elektrisk motstand	3
2.2 Indusert polarisasjon	5
2.3 Anisotropi	6
3 BESKRIVELSE AV MÅLERESULTATER	8
3.1 Blymineralisering ved Rødfjell	8
3.2 EM helikopteranomali ved Rødfjell	10
3.3 EM anomali på Sennalandet	11
3.4 IP anomali ved Vestre Ariselv	12
4 KONKLUSJON	13

2. TEORI

Utvinning av kobber, nikkel og molybden har i mange år forskjøvet seg mot større og fattigere forekomster. Slike svake malmimpregnasjoner er vanskelig å undersøke geofysisk fordi de skiller seg lite ut fra bergartene omkring. De er jo fysisk sett, omtrent en bergart selv. Det finnes ikke mange geofysiske metoder som kan detektere svake impregnasjoner av sulfidmineralisering direkte. Faktisk er det vel bare elektriske motstandsmålinger (RP) og målinger av såkalt induisert polarisasjon (IP) som kan sies å være i stand til dette. Men det hender ofte at forholdene er slik at en sulfidmineralisering indikeres dårlig av de to metodene eller at den maskeres av andre geologiske indikasjoner, såkalt geologisk støy. Derfor er det viktig å utvikle geofysisk metodikk som kan brukes til leting etter og undersøkelse av slike fattige forekomster. Man må forsøke å finne ut hvilke petrofysiske og geofysiske egenskaper som skiller ut disse forekomstene fra bergartene omkring.

For et par år siden begynte jeg derfor å undersøke hvordan den spesifikke elektriske motstanden målt i strøkkretning og målt vinkelrett på strøket, dvs. den tilsynelatende anisotropi, varierer over mineraliseringer. For å belyse dette nærmere, skal prinsippet for elektriske motstandsmålinger og induert polarisasjon gjennomgås.

2.1 Spesifikk elektrisk motstand. RP.

Til å måle spesifikk elektrisk motstand i bergarter in situ, brukes det likestrøm eller lavfrekvent vekselstrøm. Strømmen blir sendt ned i bakken mellom to strømelektroder og spenningsfallet mellom to målelektroder blir registrert. Ved hjelp av en formel kan så spesifikk elektrisk motstand i undergrunnen regnes ut. Her skal vises tre vanlige måter å stille elektrodene opp på.

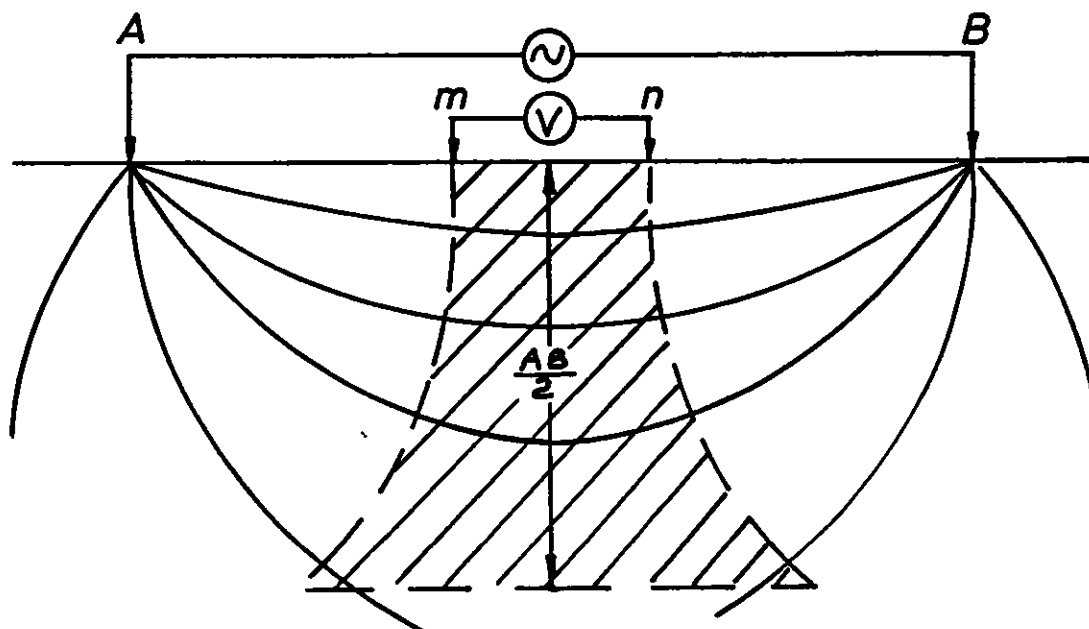


Fig. 1 Schlumberger elektrodeoppstilling.

Ved Schlumberger konfigurasjonen (fig. 1) bruker man to strømelektroder (A og B) i forholdsvis stor avstand fra hverandre. På linjen mellom strømelektroderne måles spenningen mellom to elektroder, m og n. Avstanden m-n bør være mindre enn ca. 1/5 av AB. Formelen for spesifikk motstand blir:

$$\rho_a = \frac{\Delta v}{I} \pi \frac{(\frac{AB}{2} + \frac{mn}{2})(\frac{AB}{2} - \frac{mn}{2})}{mn}$$

Denne formelen er utledet under forutsetning av at undergrunnen er homogen og isotrop. Dette er jo langt fra tilfelle i virkeligheten, derfor kalles den spesifikke motstanden man finner slik for tilsynelatende spesifikk motstand, ρ_a (a = apparent). Dette gjelder for andre elektrodekonfigurasjoner også, men da brukes andre formler.

For Schlumberger konfigurasjonen pleier man å regne at dybderekkevidden er lik $AB/2$. Dette betyr at en så stor del av strømmen går omkring et dyp lik $AB/2$ at bergartene i dette dyp influerer vesentlig på den målte motstanden. Det er selvsagt

bare en tilnærming å si at den målte motstanden representerer motstanden i et bestemt dyp. Men det er klart at når avstanden mellom strømelektrodene økes, vil en større del av strømmen trenge ned til større dyp. Den målte motstanden vil derfor representere større og større dyp jo mere strømelektrodene fjernes fra hverandre.

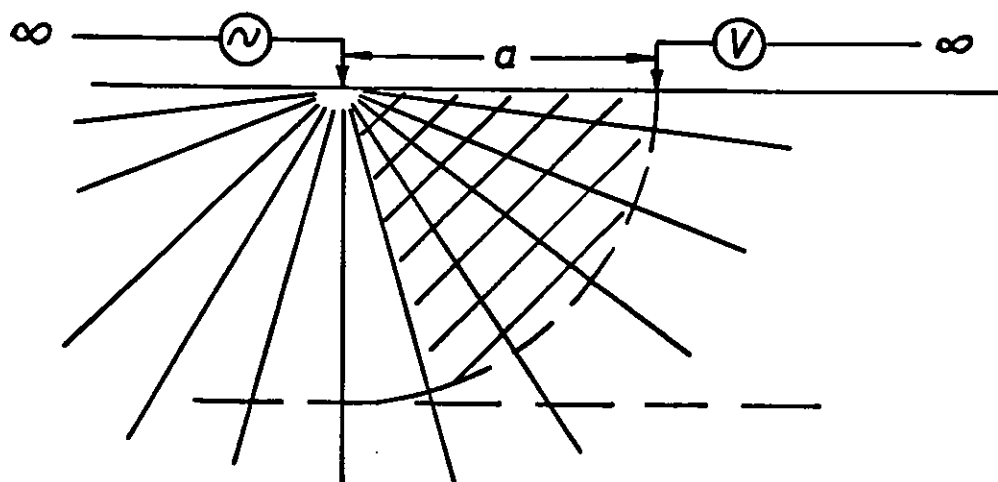


Fig. 2 Pol-pol elektrodeoppstilling.

Ved pol-pol konfigurasjon (fig.2) brukes bare én strømelektrode og én målelektrode. De andre elektrodene fjernes langt vekk fra måleområdet, én i hver retning. Avstanden til fjernelektrodene bør være minst ti ganger avstanden mellom strøm- og målelektroden i feltet, dvs. minst 10 a. Tilsynelatende spesifikk motstand regnes ut etter formelen:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{V}{I}$$

Dybderekkevidden regnes lik a.

Egentlig er jo pol-pol konfigurasjonen en halv Schlumberger konfigurasjon med $a \approx AB/2$.

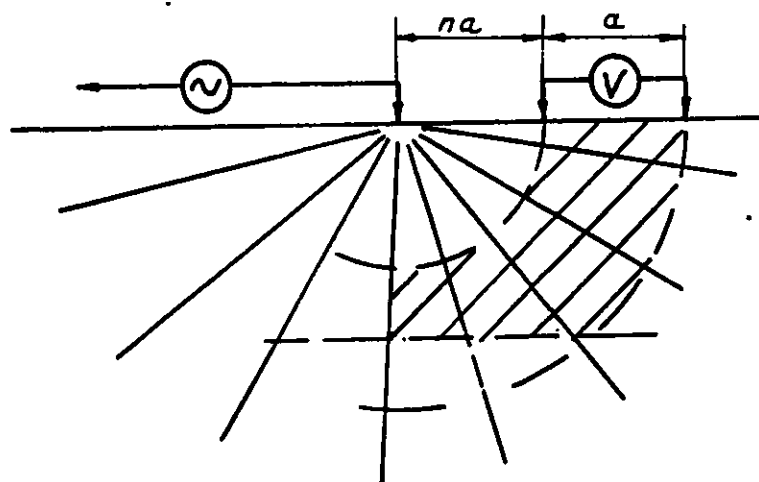


Fig. 3 Pol-dipol elektrodeoppstilling.

Pol-dipol konfigurasjonen (fig.3) kan også sies å være en halv Schlumberger konfigurasjon. Avstanden mellom strømelektroderne og den nærmeste måleelektroden er et helt antall (n) ganger avstanden mellom måleelektroderne (a), nemlig na . Dybderekkevidden regnes lik na . Tilsynelatende spesifikk motstand regnes ut etter formelen:

$$\rho_a = \frac{V}{I} 2\pi a n(n+1)$$

Ved målingene i Agjet ble pol-pol og pol-dipol konfigurasjonene benyttet.

2.2 Indusert polarisasjon. IP.

Indusert polarisasjon er en slags oppladningseffekt av ledende malmineraler som forårsakes av den strømmen man sender ned i bakken. Det er flere måter å måle IP-effekten på. Den apparaturen som ble brukt benyttet seg av vekselstrøm og to frekvenser. Derfor skal bare denne metoden beskrives her.

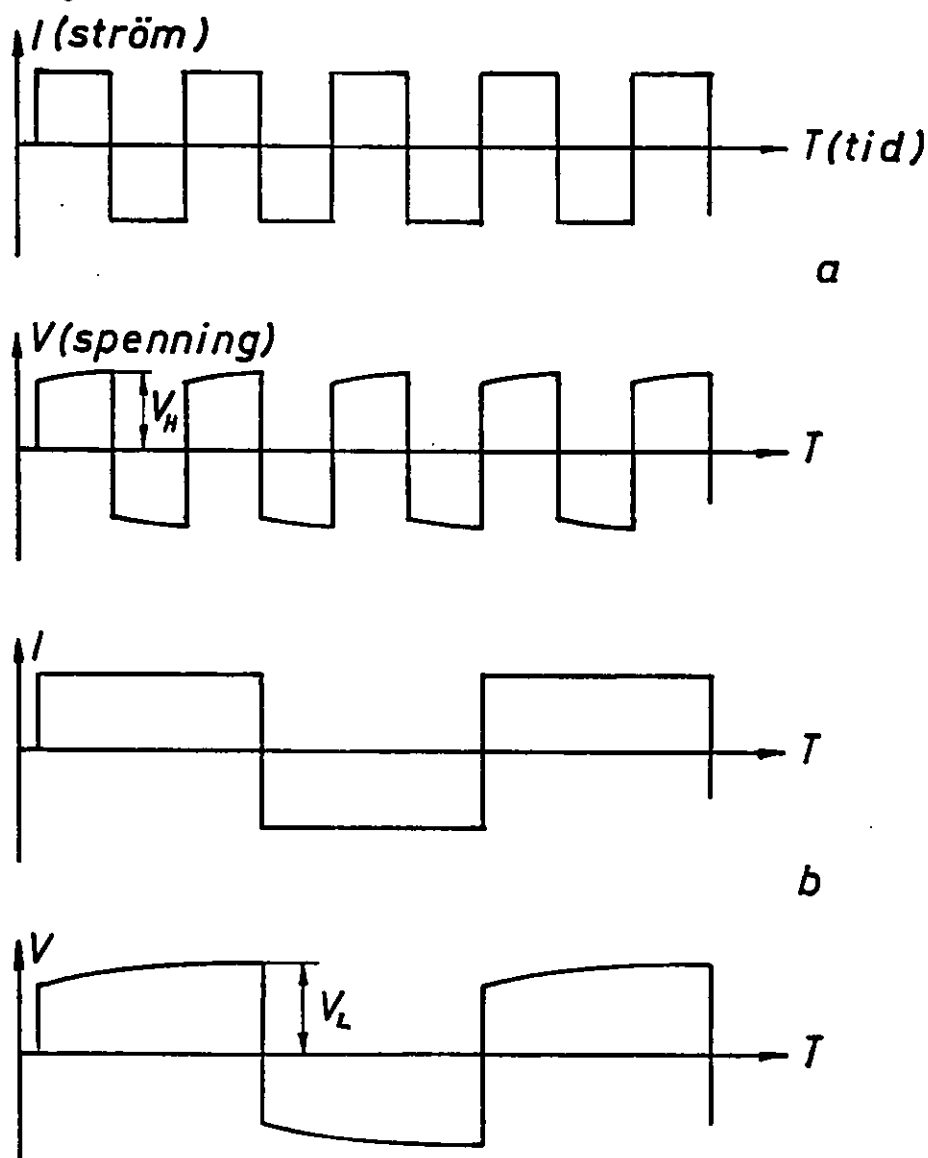


Fig. 4

Når vi sender en vekselstrøm i form av firkantpulser ned i bakken, vil spenningen målt mellom potensialelektrodene ikke være rene firkantpulser, men få en form omtrent som vist på fig.4. Spenningen vil bygge seg opp til større verdier med tiden. Når frekvensen er lav, vil den målte spenningen (V_L i fig. 4b) være høyere enn ved høy frekvens (V_H i fig. 4a). Strømmen skal være lik i begge tilfeller.

Dette fenomenet skyldes en elektrisk polarisasjon av ledende mineralkorn. Jo flere slike mineralkorn, desto større effekt får man. Mineraler som gir IP effekt er f.eks. kobberkis, svovelkis, magnetitt og flere andre sulfidiske malmmineraler.

IP-effekten uttrykkes som såkalt frekvens-effekt (FE) eller prosent frekvens-effekt (PFE).

$$PFE = \frac{V_L - V_H}{V_H} \cdot 100 \%$$

Strømstyrken skal være like stor ved begge frekvenser.
Vanligvis brukes bare FE om frekvenseffekten i prosent.

2.3 Anisotropi.

En naturlig bergart vil vanligvis ikke gi samme spesifikk motstand hvis man måler i forskjellige retninger. Dette kalles anisotropi. Hvis lagdelingen står loddrett, vil en elektrodeoppstilling på tvers av strøket, slik at strømmen går på tvers av lagdelingen, gi spesifikk motstand langs lagene. Hvis elektrodeoppstillingen er langs strøket, vil den målte motstanden være kvadratroten av motstanden langs lagene multiplisert med motstanden på tvers av lagene. Uttrykt med symboler kan det skrives slik:

$$\begin{aligned} \rho_{aT} &= \rho_L \\ \rho_{aL} &= \sqrt{\rho_L \rho_T} \end{aligned}$$

der

ρ_{aT} = spesifikk motstand målt på tvers av lagdelingen.

ρ_{aL} = spesifikk motstand målt langs lagdelingen.

ρ_L = sann sp. motstand langs lagdelingen.

ρ_T = sann sp. motstand på tvers av lagdelingen.

Dette fenomenet kalles anisotropi paradokset.

Anisotropi koeffisienten er definert som:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}}$$

Denne blir da lik:

$$\lambda = \frac{\rho_{aL}}{\rho_{aT}} = \frac{\sqrt{\rho_L \rho_T}}{\rho_L} = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}}$$

Når lagdelingen ikke er loddrett, gjelder ikke dette uttrykket lenger. Men motstanden målt langs lagene blir som regel større enn motstanden målt på tvers av lagene. Denne forskjellen i spesifikk motstand målt vinkelrett på hverandre kan uttrykkes ved hjelp av en såkalt tilsynelatende anisotropi koeffisient:

$$\lambda_a = \frac{\rho_{aL}}{\rho_{aT}}$$

Det er denne faktoren som jeg undersøker hvordan varierer over svak malmineralisering i forhold til bergartene omkring.

Tilsvarende kan anisotropi i IP-effekten også undersøkes. Den vil kunne uttrykkes slik:

$$\lambda_{IP} = \frac{PFE_T}{PFE_L}$$

der:

PFE_L = prosent frekvenseffekt målt langs strøket.

PFE_T = prosent frekvenseffekt målt på tvers av strøket.

Muligens bør heller differansen ($PFE_T - PFE_L$) undersøkes enn forholdet

$$\Delta PFE = PFE_T - PFE_L$$

Bare eksperimenter i felten kan gi svar på om denne størrelsen gir noen tilleggsopplysninger om malmineralisering.

For enkelhets skyld brukes i praksis bare symbolet FE for prosent frekvenseffekt.

3. BESKRIVELSE AV MALERESULTATER

Etter at det sommeren 1977 var utført elektromagnetiske og magnetiske helikoptermålinger over hele Komagfjord vinduet, forelå det i 1978 flere ledningsevneanomalier som man ønsket å sjekke nærmere med bakkeundersøkelser. Man hadde også opplysninger om blymineralisering i kvartsitt fra røskinger nordøst for Rødfjell som man ønsket å få nærmere undersøkt. Det ble valgt å foreta de geofysiske bakkemålingene på følgende områder i rekkefølge:

1. Blymineralisering ved Rødfjell.
2. EM helikopteranomali ved Rødfjell.
3. EM anomali på Sennalandet.
4. IP anomali nord for Ulveryggforekomsten.

Fra helikopteranomalien ved Rødfjell ble det stukket en basis på 100 S, fra 100 V til 1000 Ø. Ved blymineraliseringen ble det stukket tre profiler, 600 Ø, 700 Ø og 800 Ø.

3.1 Blymineralisering ved Rødfjell

Den blymineralisering som ble undersøkt ved Rødfjell ligger ved profil 700 Ø. P.g.a. at horisonten med mineralisering er så sterkt foldet i det området, kom profil 700 Ø til å gå langs strøket av mineraliseringen et stykke. Profil 800 Ø skal derimot krysse mineraliseringen på tvers av strøket.

Fig. 5 er en skisse som er tegnet på grunnlag av flyfoto og viser omtrent hvor basis går fra EM helikopteranomalien (merket EM) til blymineraliseringen på 800 Ø.

Fig. 6 viser magnetisk totalfelt og SP på 700 Ø.

Fig. 7 viser RP langs og på tvers av profil 700 Ø.

Fig. 8 viser IP og λ_a (anisotropi i RP) på 700 Ø.

Det magnetiske profilet (fig. 6) viser at blysonen ligger i kanten av et magnetisk drag. Det magnetiske feltet faller av forholdsvis langsomt mot syd. Dette tyder på at de magnetiske bergartene (ultrabasitten) faller forholdsvis flatt under kvartsitten sydoover.

På 160-180 S er det en magnetisk topp. Dette kan være den magnetittrike konglomeratsonen som ligger oppå ultrabasitten. (Opplysning fra Hans Øines 1978). Ellers tyder de magnetiske målingene på at en kile av umagnetiske bergarter ligger rundt 80 N. Dette kan være den samme kvartsittsonen som er blottet i en knaus noen hundre meter lenger vest og som fører blyglans.

Selvpotensialmålingene (fig. 6) gir en tydelig anomali over blysonen. Ved 80 N er det derimot ingen SP anomali. Blyglansimpregnasjon behøver ikke gi SP-anomali. Sannsynligvis er det den sterke svovelkis impregnasjon ved ca. 220 S som er årsaken til SP-anomalien der.

Motstandsprofilene (fig. 7) viser tydeligst utslag over den kjente bergsonen på rundt 200 S. Ved 160 N faller også motstanden noe, men noen utpreget lav motstands anomali er det ikke.

IP anomalien (fig. 8) viser derimot en tydelig topp ved 50-60 N noe som tyder på en mineralisering der. Ellers holder IP seg høy over ultrabasitten, noe som skyldes magnetitten. Rundt 200 S kommer også den sterke svovelkisimpregnasjonen og blymineraliseringen tydelig frem. Ellers er det ikke noe av interesse på IP-profilet.

Anisotropikoeffisienten (fig. 8) gir i grunnen ikke opplysninger av interesse her. Lavmotstandssoner på 180-200 S gir opphavet til den uregelmessige anomalien i anisotropi, og flankene på anomalien er på 300 S og ca. 100 S. Helt i nord, ved 240 N, er det antagelig en ledende sleppesone som er årsaken til anomalien der.

På profil 800 Ø ble det også målt spesifikk motstand, induisert polarisasjon, selvpotensial og magnetisk totalfelt (fig. 9, 10 og 11). På 60-80 S er det en liten anomali på RP og IP. Dette kan være magnetitt i ultrabasitten. Blymineraliseringen som det er skutt på, ligger på ca. 130 S, ca. 50 m mot pr. 700 Ø. Det er ingen indikasjon på profil 800 S.

Flyfoto D18-822

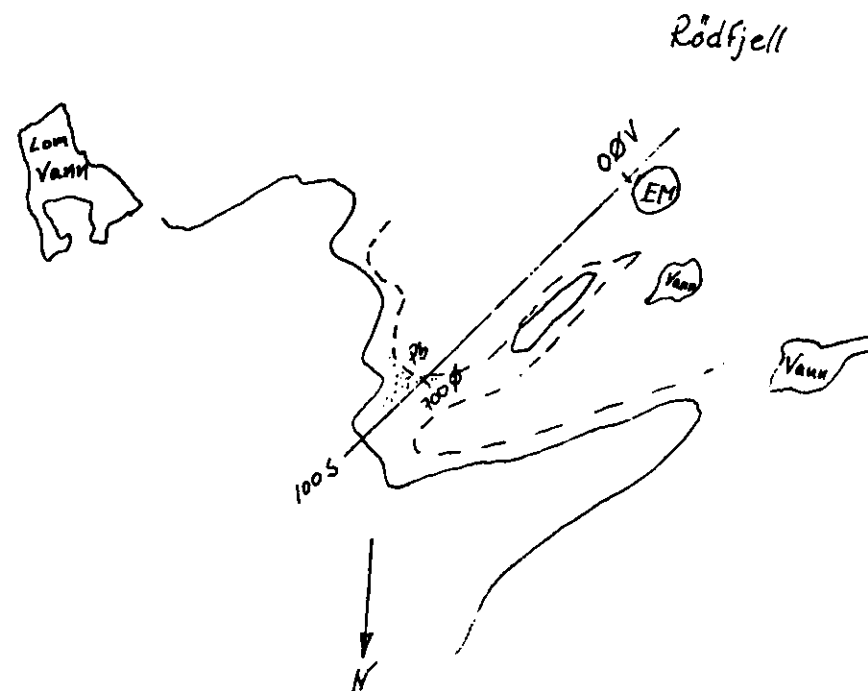
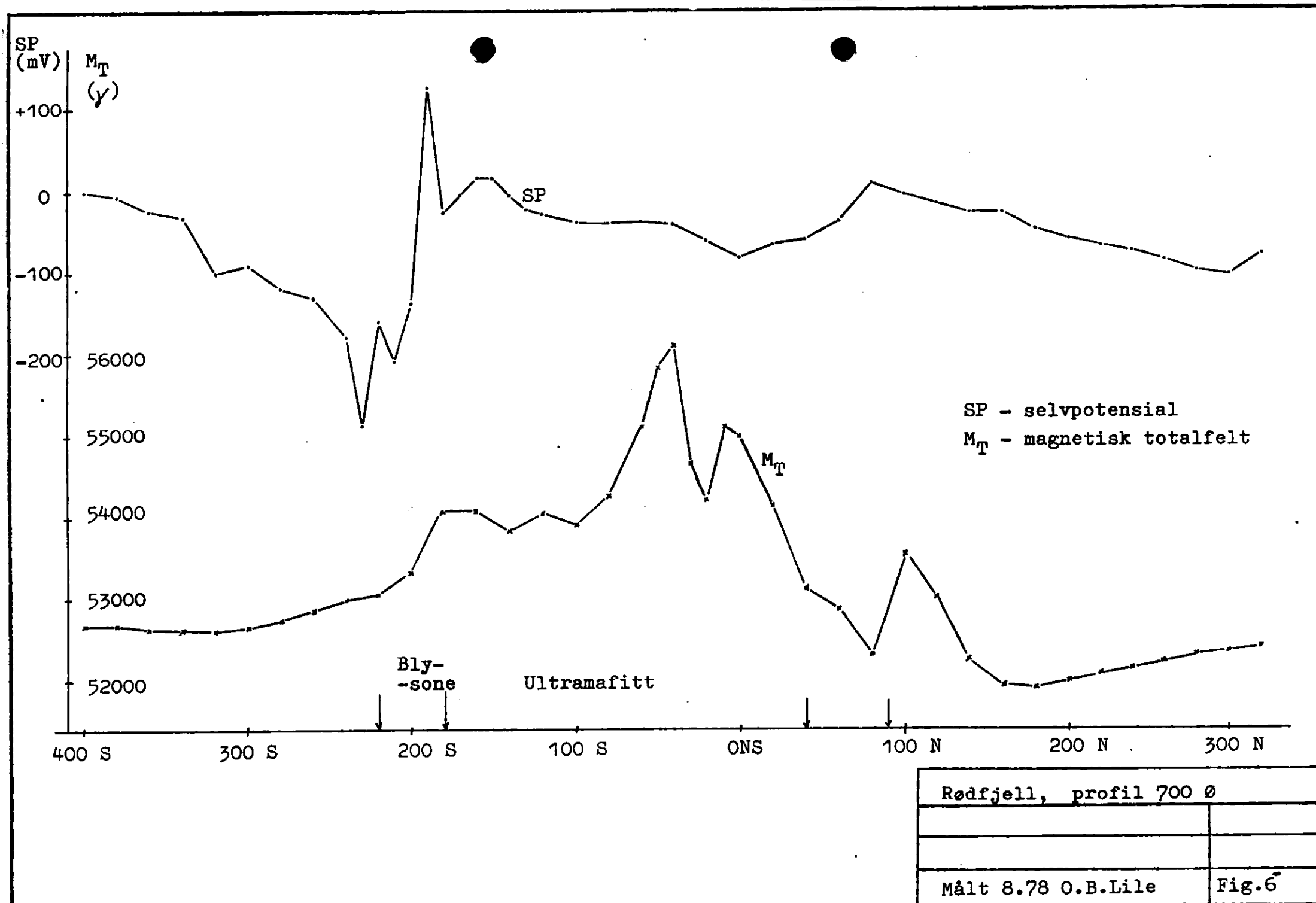
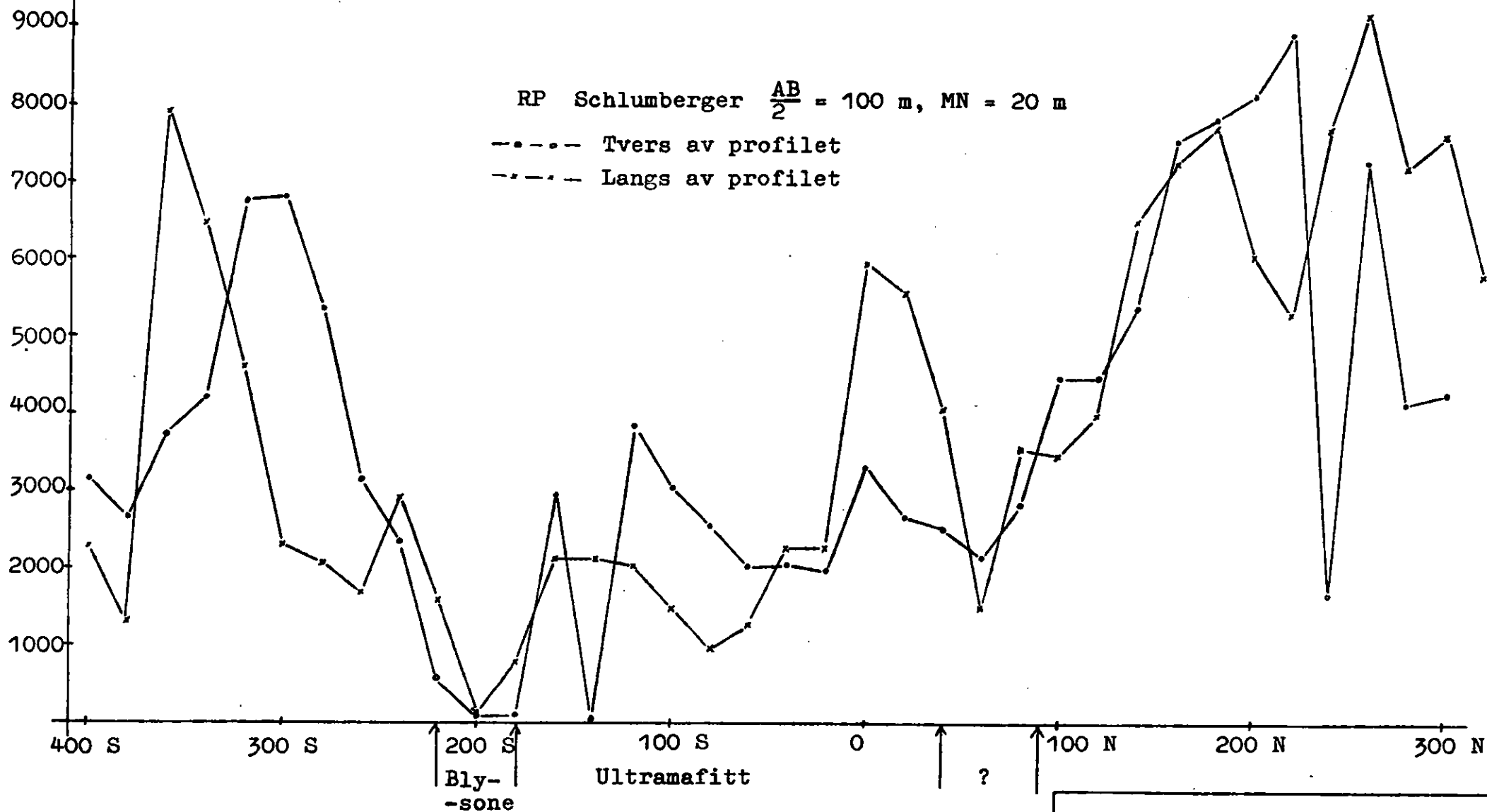


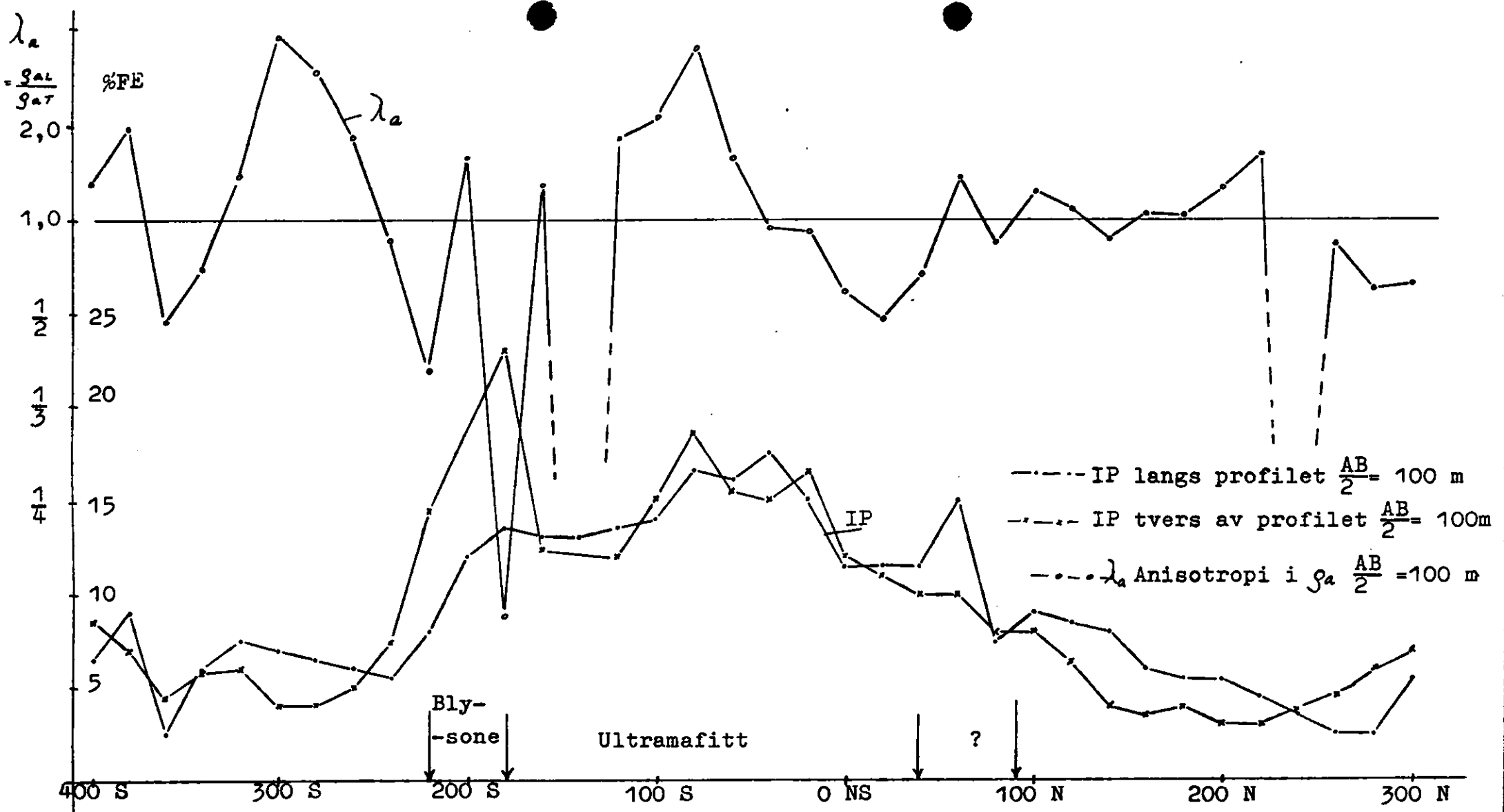
Fig. 5



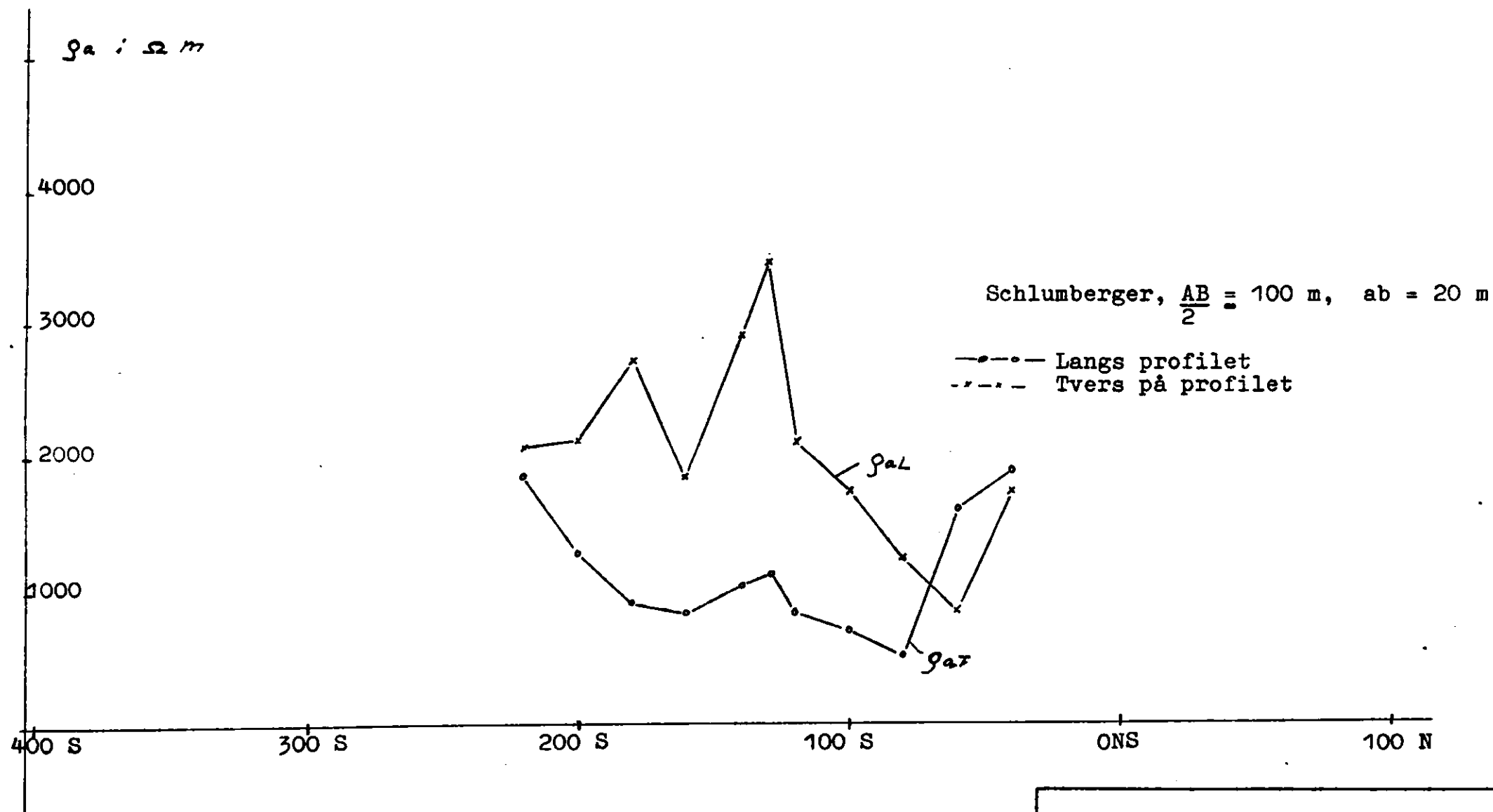
$g_a (\Omega m)$



Rødfjell, profil 700 Ø	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig.7



Rødfjell, profil 700 Ø	
IP-målinger	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig. 8

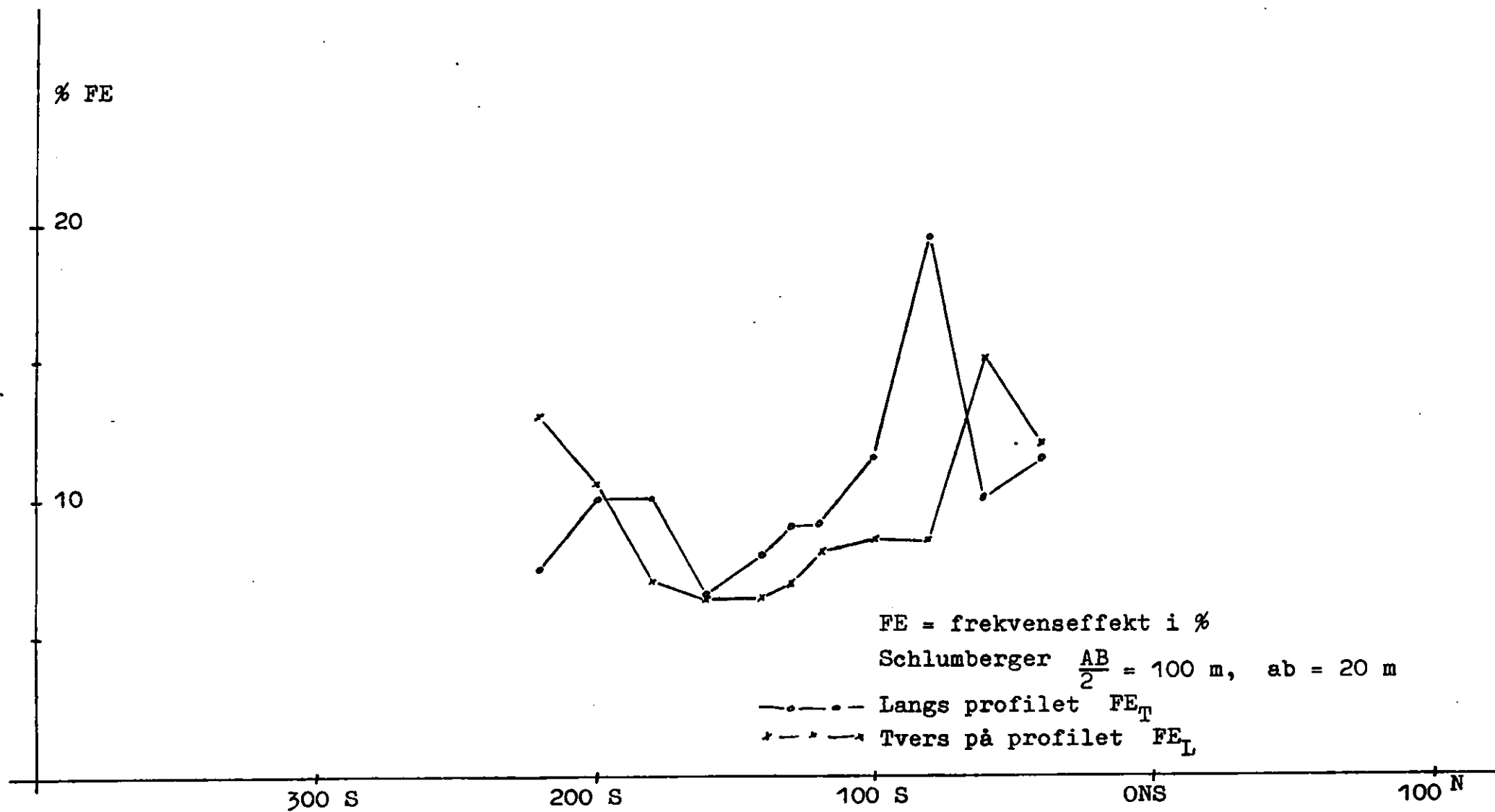


Rødfjell, profil 800 Ø

Spesifikk motstand

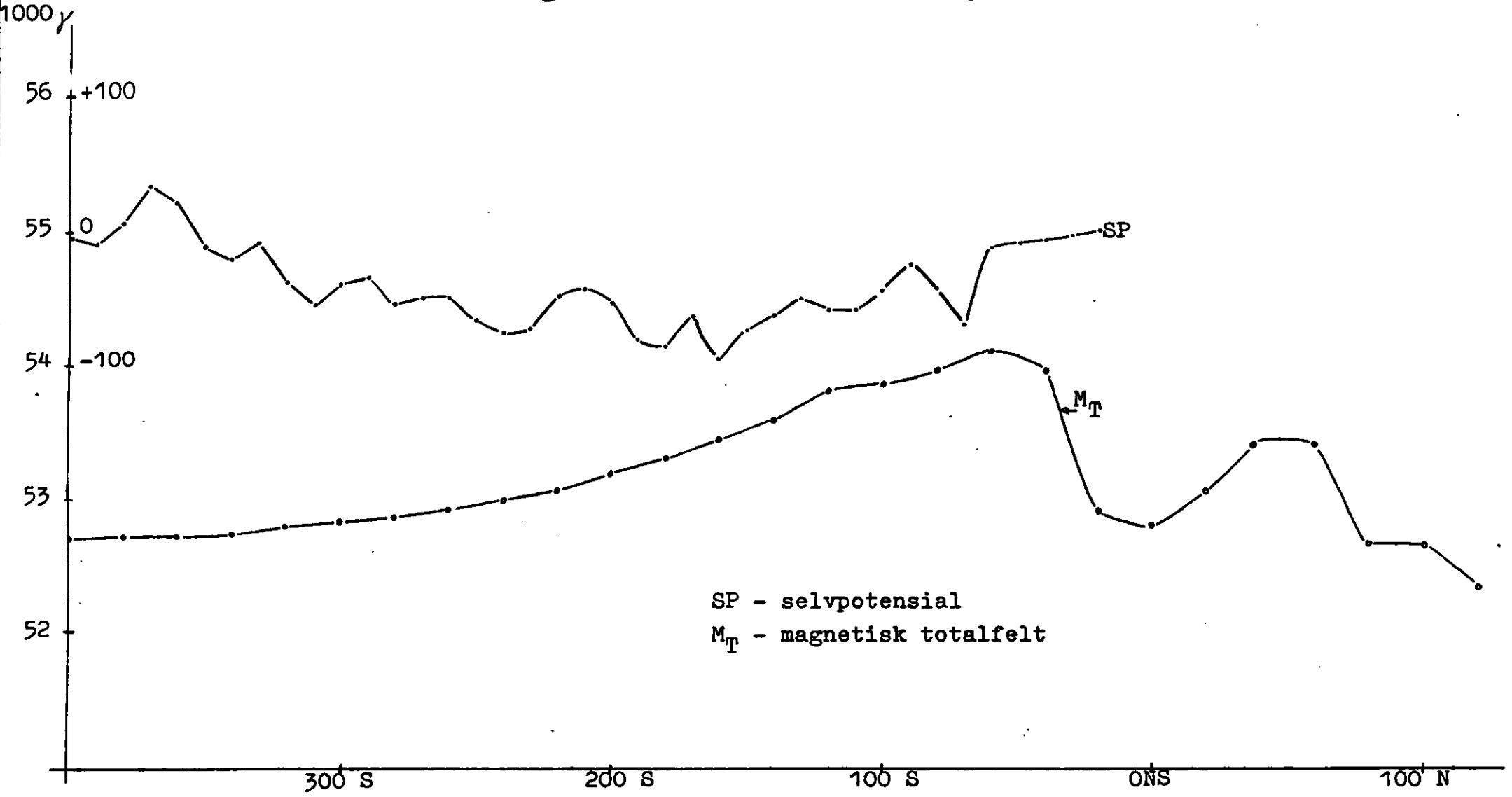
Målt 8.78 6.B.Lile

Fig. 9

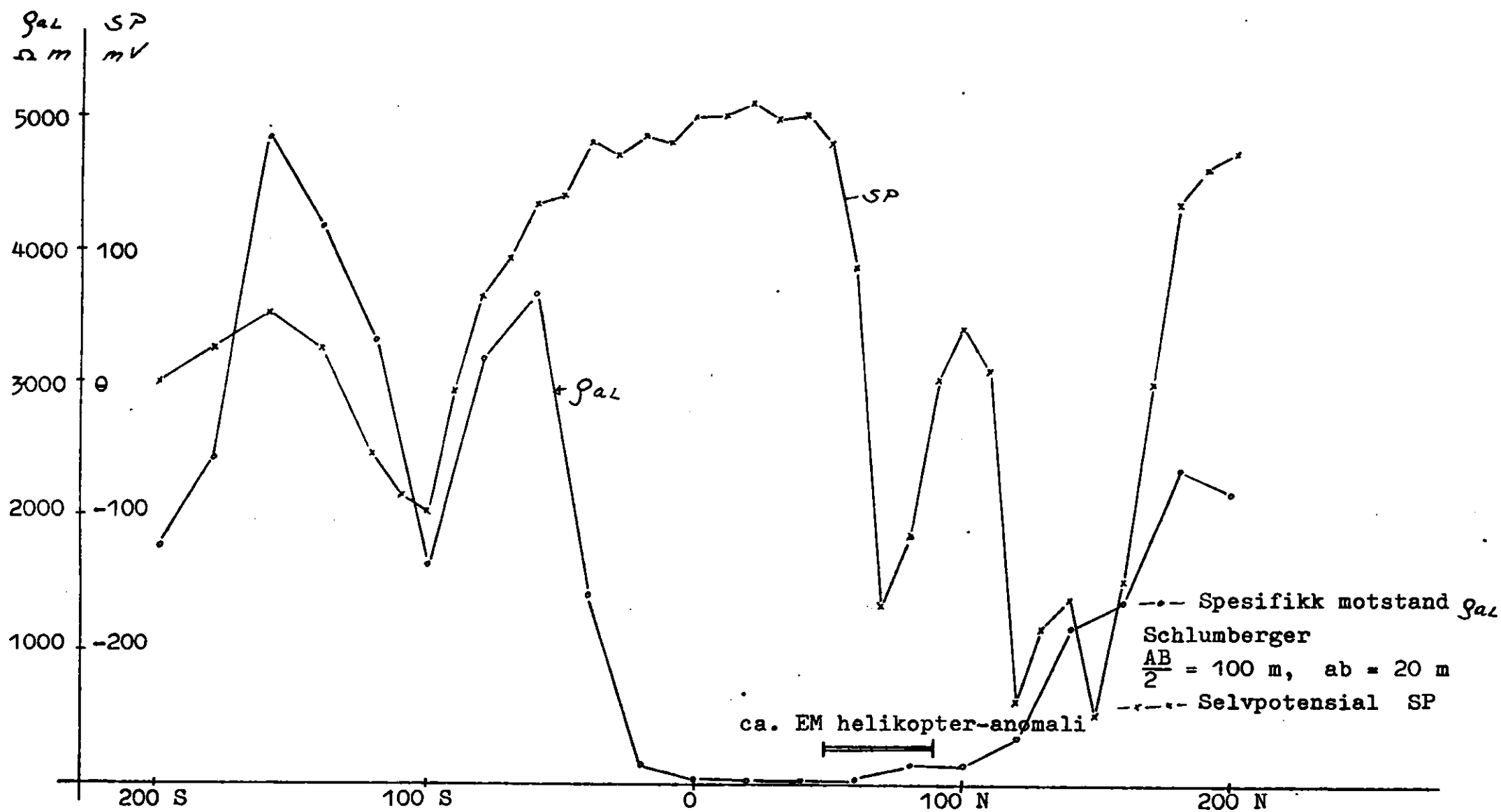


Rødfjell, profil 800 Ø		
IP - målinger		
Målt 8.78	O.B.Lile	Fig.10

M_T SP (mV)



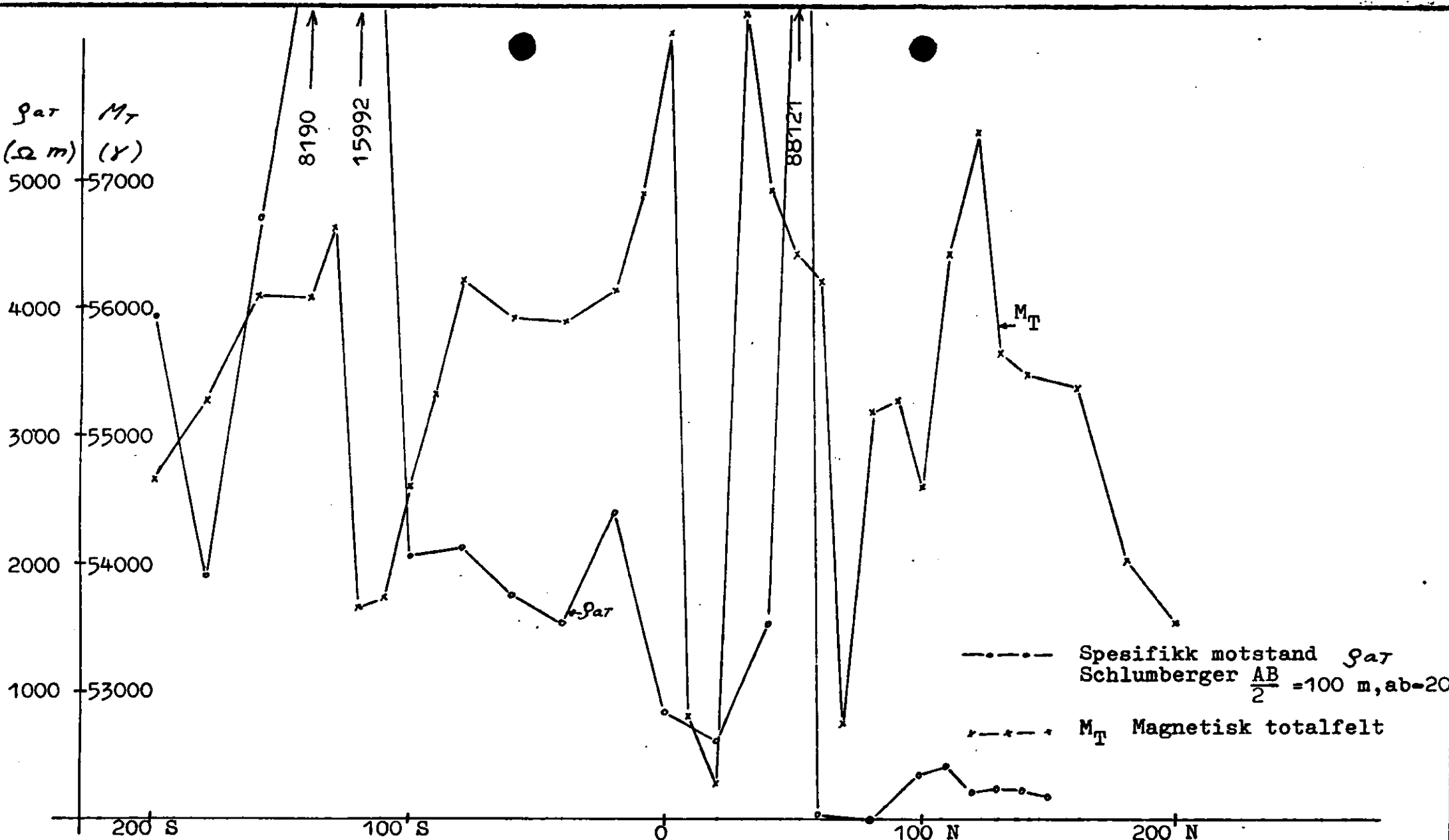
Rødfjell, profil 800 Ø	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig. 17



Rødfjell profil ØØV

Målt 8.78. O.B.Lile

Fig.12



Rødfjell Pr. OØV	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig.13

Konklusjon:

Blymineraliseringen som opptrer sammen med svovelkisimpregnasjon på profil 700 Ø, er tydelig indikert av IP og SP. Derimot ser det ikke ut til at blymineraliseringen i nærheten av 800 Ø, 130 S strekker seg så langt at den når til profil 800 Ø.

I blyprospekteringen anbefales det å bruke IP sammen med SP og M (magnetiske målinger).

3.2 EM helikopteranomali ved Rødfjell

Det ble målt et prøveprofil, 0 ØV, over den elektromagnetiske helikopteranomalien ved Rødfjell.

Fig.12 viser selvpotensial og spesifikk motstand målt langs strøket.

Fig.13 viser magnetisk totalfelt og spesifikk motstand målt på tvers av strøket.

Som man ser av fig.12 har man et bredt område, fra 20 S til 100 N med meget lav motstand. Noe tilsvarende bilde har man på fig.13. På 50 N er det imidlertid målt en meget høy motstandsverdi, på hele 88.000 ohm. Denne verdien er neppe reell, og kommer sannsynligvis av EM induksjon p.g.a. den lave motstanden i undergrunnen. IP målingene er ikke tegnet opp fordi verdiene var forstyrret av EM induksjon. Men den største IP verdien kan nok med stor sikkerhet sies å ligge på 120 N.

Ved 100 S - 120 S ligger en sone som er mindre magnetisk enn omgivende bergarter. Denne sonen indikeres også med en klar SP-anomali og en motstandsanomali.

Det er ukjent hva årsaken til denne anomalien er. Den ligger ca. 150 m syd for helikopteranomalien.

Ved 70 N er en klar SP-anomali. Denne ligger midt inne i lavmotstandssonen. Her har man også en lav magnetisk verdi. Denne sonen ligger omtrent der hvor EM helikopteranomalien er indikert.

Ved 120-140 N ligger en dobbel SP-anomali. Motstanden er lav i dette området også, men er stigende. Her har man også magnetiske bergarter.

Det er ikke klargjort hva lavmotstands anomalien og SP-anomaliene skyldes. Jeg tror imidlertid at de kan være forårsaket av en grafittsone som er foldet inn i ultrabasitten.

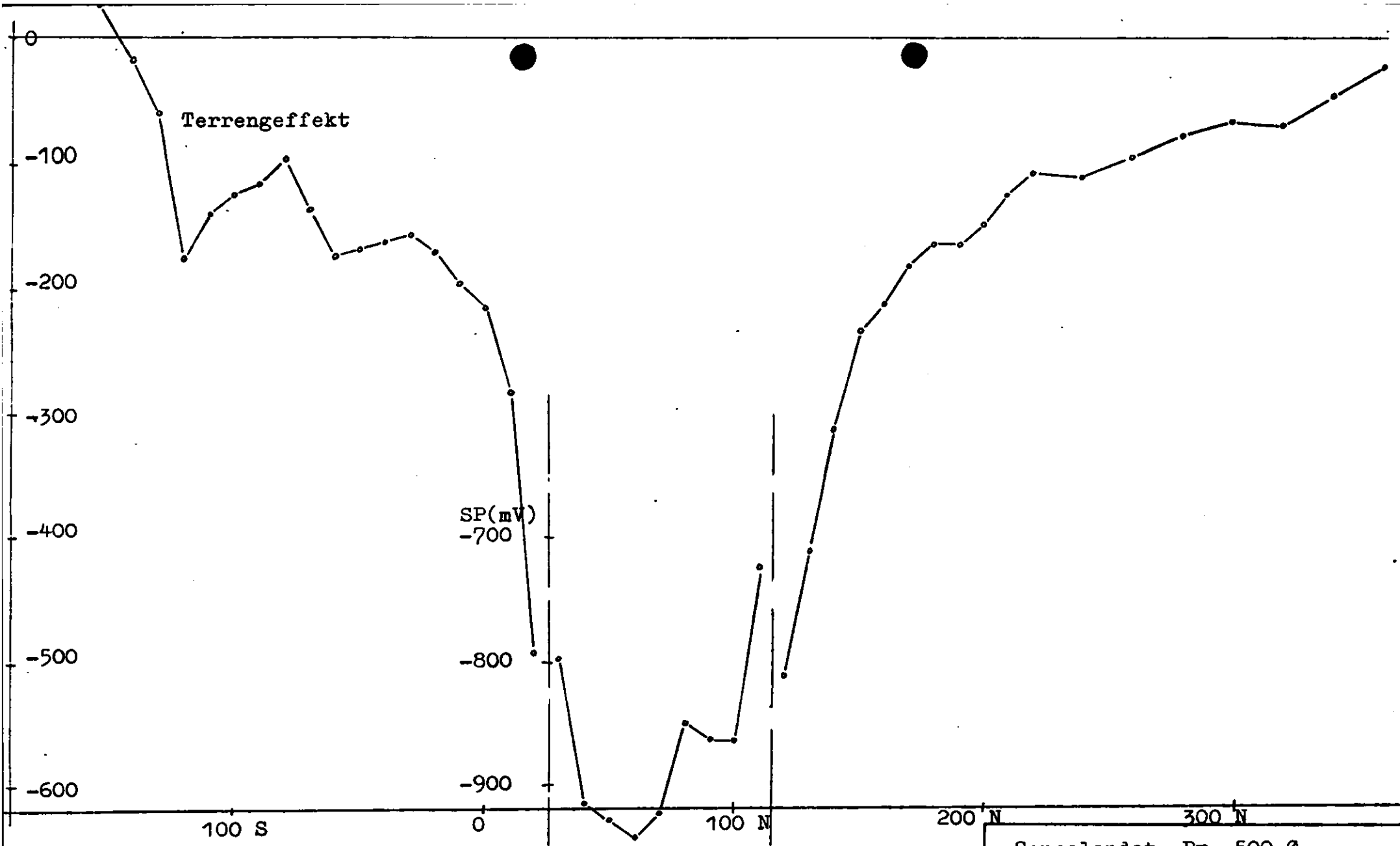
Det burde imidlertid plasseres et borhull gjennom hele sonen for å sjekke eventuell mineralisering.

3.3 EM anomali på Sennalandet

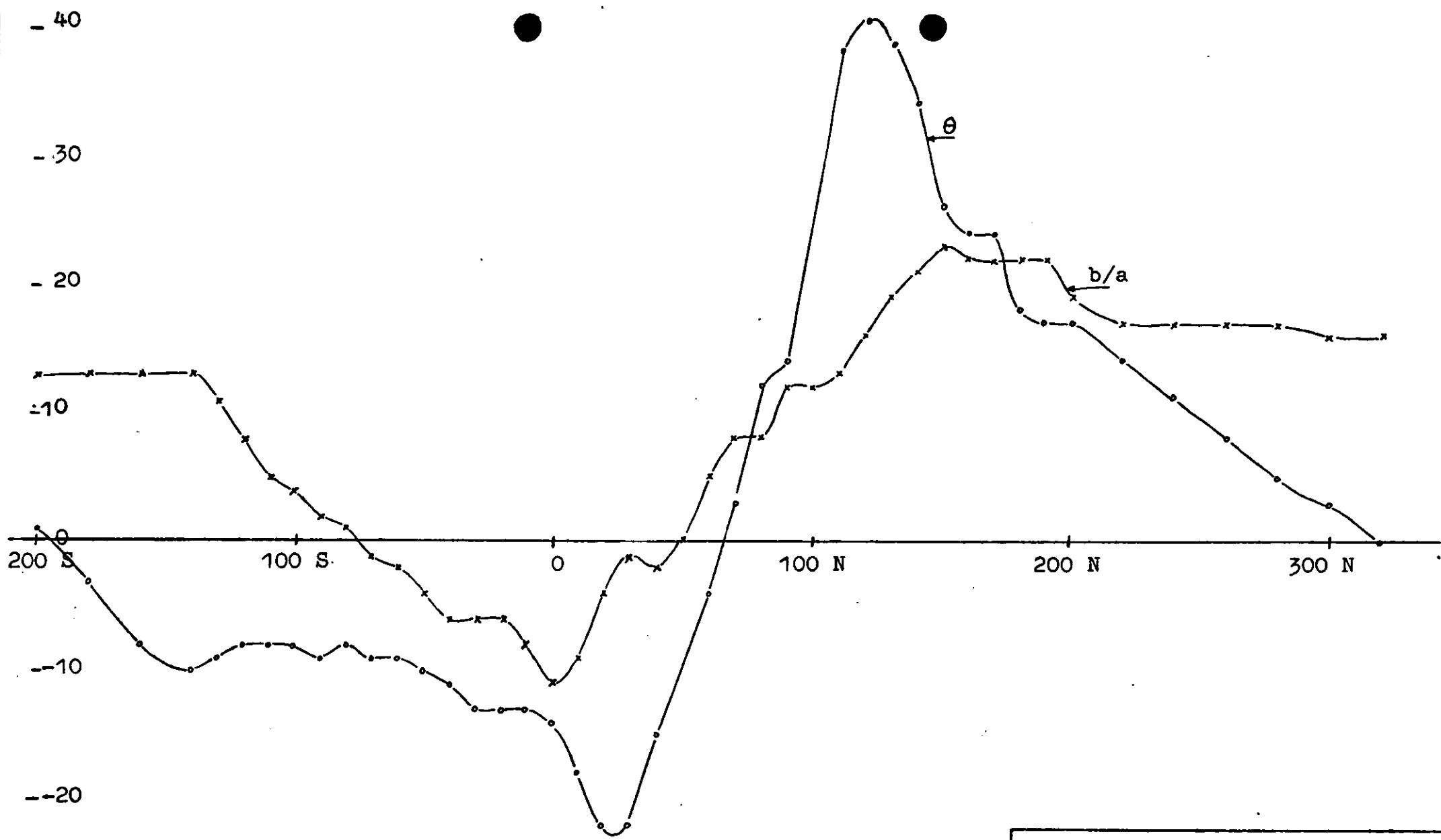
For å undersøke den elektromagnetiske anomalien fra helikoptermålingene som var indikert på Sennalandet, like nord for Sennalandvatna (fig.14), ble det stukket en basislinje fra høyde 437 (0 ØV) mot NØ, mot høyde 396. Det ble så stukket tre profiler, 400 Ø, 500 Ø og 600 Ø, mot NV og SØ. På de tre profilene ble det målt SP, men bare profil 500 Ø er tatt med her (fig.15) fordi anomaliene på 400 Ø og 600 Ø er likens. På profil 500 Ø ble det også målt VLF (fig.16), RP, (fig.17, 18 og 19), IP, og M_T (fig. 20).

P.g.a. at undergrunnen var så godt ledende, ble IP-målingene ødelagt av EM-induksjon og er derfor ikke tatt med her. Dette spiller ingen rolle i dette tilfelle fordi de ikke ville ha gitt tilleggsopplysninger av betydning.

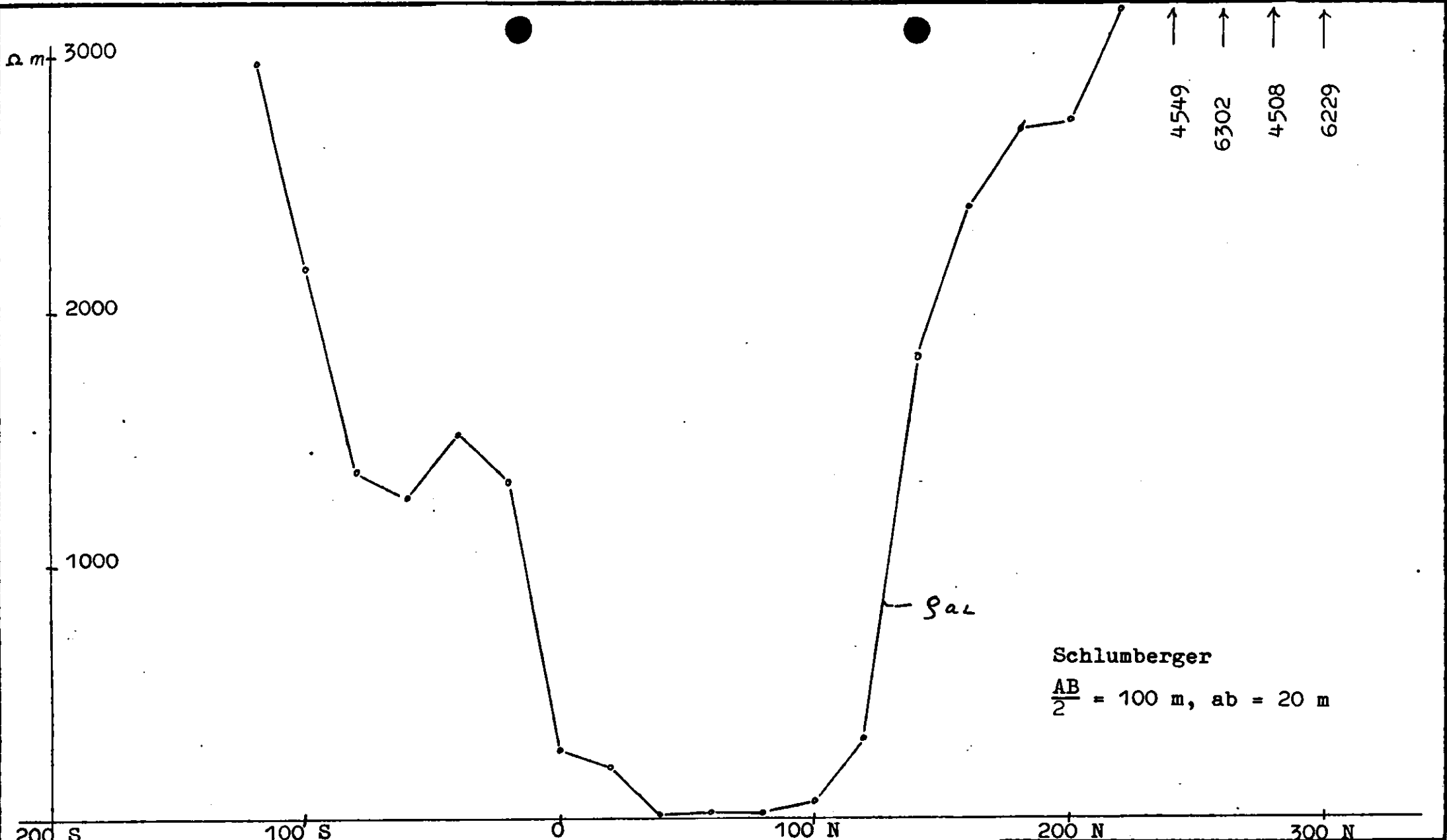
Alle målingene indikerte den godt ledende sonen på 60 N - 90 N som har forårsaket EM-anomalien ved helikoptermålingene. Det er sjelden man finner så store SP-anomalier som her, på over 900 mV. Vanligvis gir grafitt de største SP-anomalier, og det ble da også påvist at anomalien skyldes svartskifer den samme dagen som målingene var ferdige. Svartskifer ble funnet i bekken som renner gjennom EM-anomalien, av geolog Hans Øines. Han mente at svartskifer kunne være innfoldet som en sammenfoldet synklinal, noe som den doble anomalien kan være en bekreftelse av. Det er ingenting som tyder på økonomisk mineralisering i tilknytning til denne sonen.



Sennalandet Pr. 500 Ø	
SP-målinger	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig.15

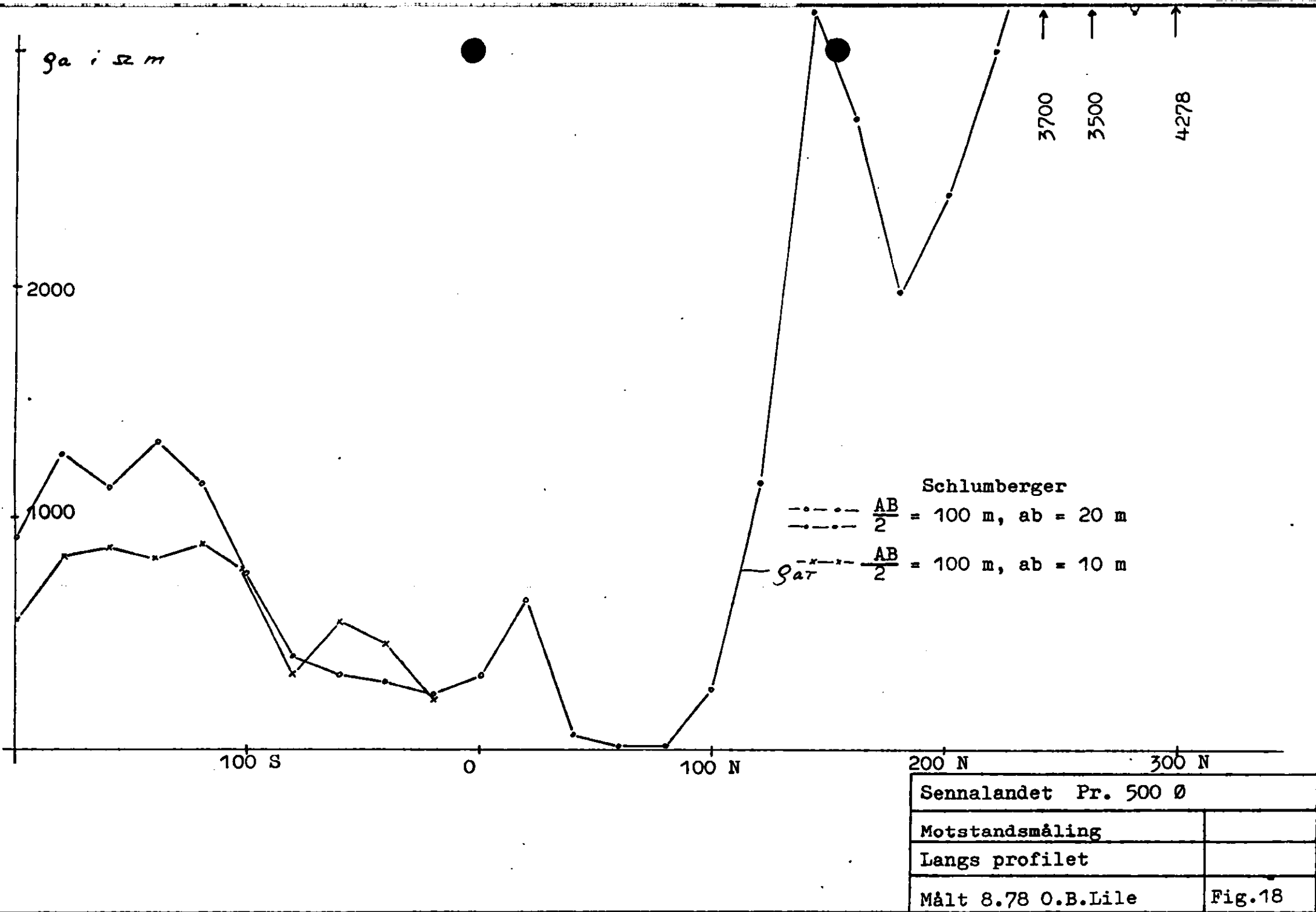


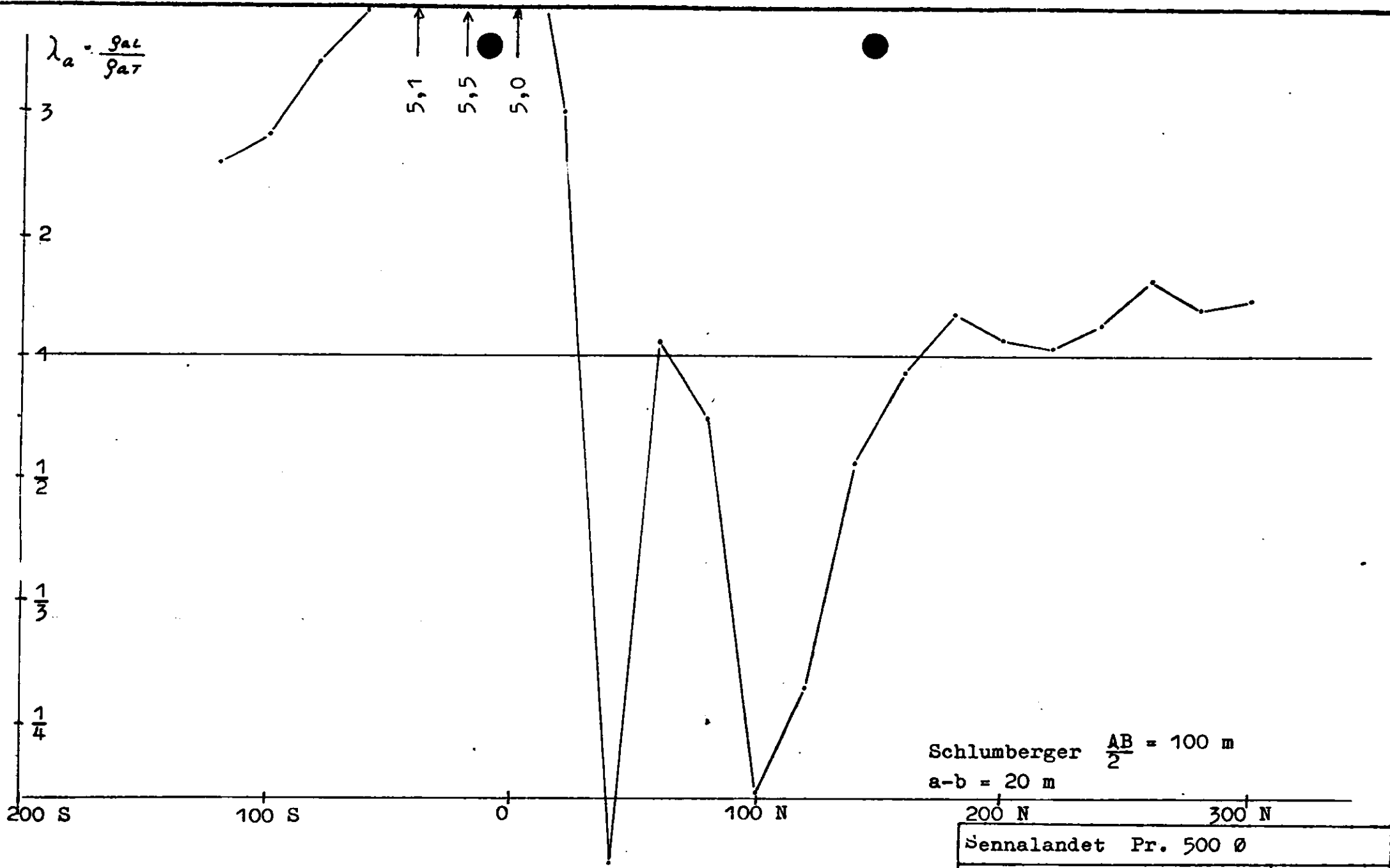
Sennalandet Pr. 500 Ø	
VLF-måling	
Stasjon GYD	
Målt 8.78 O.B.Lile	Fig.16



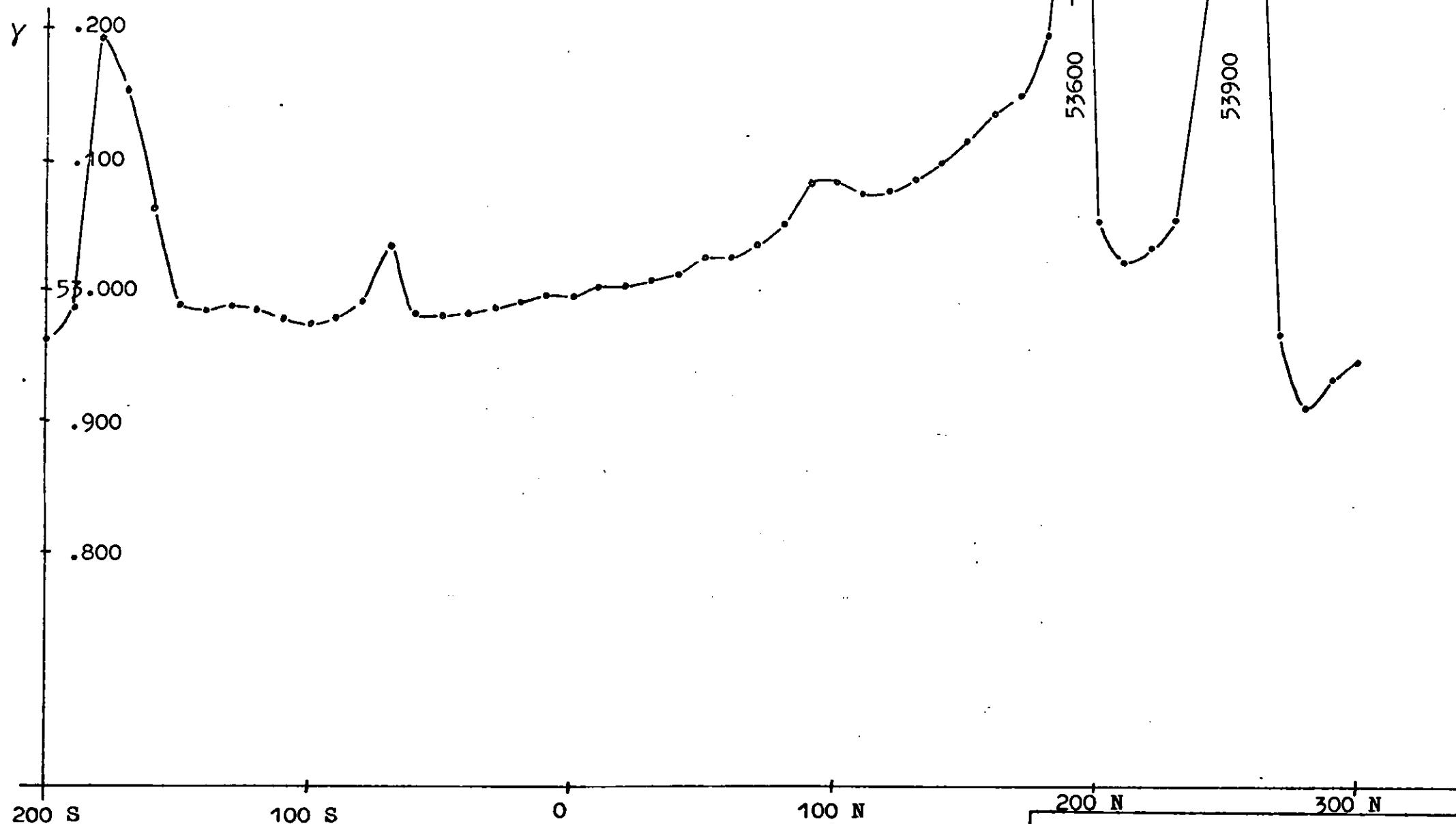
Schlumberger
 $\frac{AB}{2} = 100 \text{ m}, ab = 20 \text{ m}$

Sennalandet Pr. 500 Ø	
Motstandsmåling	
Tvers på profilet	
Målt 8.78 O.B. Lile	Fig. 17





Sennalandet Pr. 500 Ø	
Motstands-anisotropi	
Målt 8.78 O.B. Lile	Fig.19



Sennalandet Pr. 500 Ø

Magnetisk T-felt

Målt 23.8.78 B.Johnsen

Fig.20

3.4. IP anomali ved Vestre Ariselv

Den siste geofysiske undersøkelsen som ble gjort sommeren 1978 i Repparfjord, var RP og IP målinger på profil 12850 Y i NGU's stikningsnett over Ulveryggen og nordover.

I NGU rapport nr. 789 av 1967 er det rapportert en svak IP-anomali ved 12.800 Y og 8900 X ved Vestre Ariselv. Hundre meter lenger nord, ved 9025 X, ligger også en IP-anomali sammen med en svak ledningsevne anomali. Målingene i 1967 er gjort med gradientutlegg. Jeg var interessert i å undersøke disse anomaliene med pol-pol utlegg og videre undersøke anisotropien i spesifikk motstand.

Profil 12850 Y ble rekt opp igjen fra 8850 X til 9050 X.

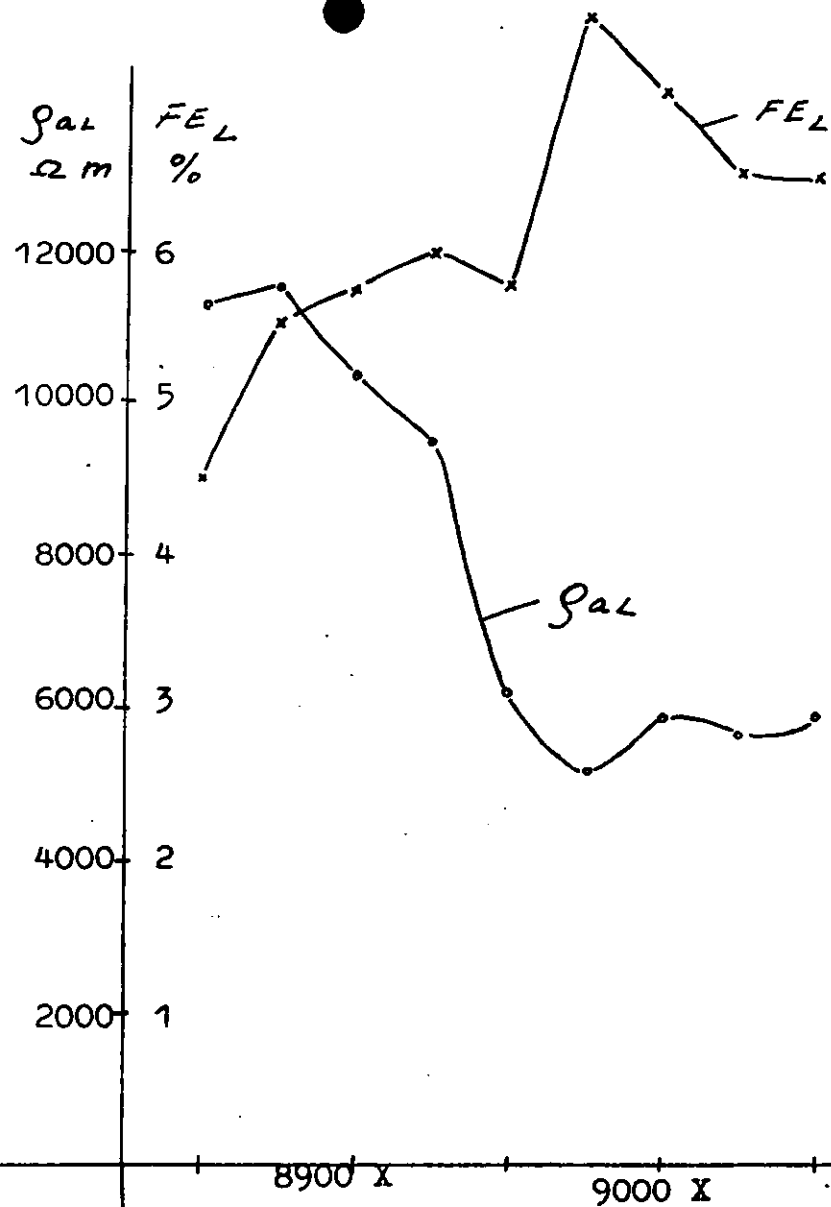
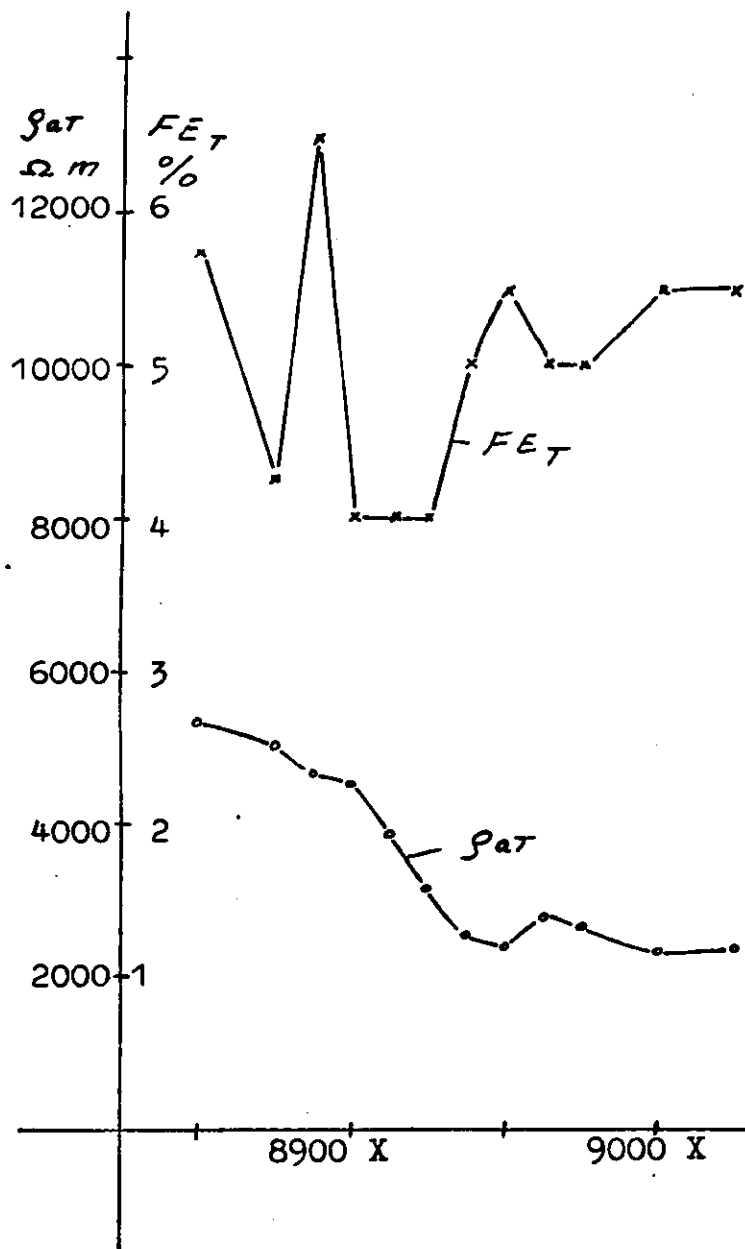
Fig. 21 viser RP og IP målt ved $a = 25$ m på tvers av strøket og tilsynelatende anisotropi (λ_a) med $a = 100$ m. Fig. 22 viser spesifikk motstand målt på tvers av (ρ_{aT}) og langs (ρ_{aL}) strøket og induert polarisasjon (FE_T og FE_L) med $a = 100$ m.

Spesifikk motstand målt med $a = 25$ m viser en klar anomali i området 8975 X - 9025 X. Dette stemmer med NGU's målinger fra 1967. IP har en liten topp over 8550 X - 8975 X, altså lenger nord enn NGU's IP-anomali på 8900 X - 8925 X. IP stiger også mot 9050 X, på samme måte som motstanden. Det er altså liten sammenheng mellom IP og RP målt med $a = 25$ m.

RP målt med $a = 100$ m er også forholdsvis lav i området 8550 X - 9000 X, og IP er høyest i området 8550 X - 9025 X.

Målingene bekrefter NGU's målinger i området, men anomaliene er meget uregelmessige og forholdsvis svake. Det er ikke kjent hva anomalien skyldes. Muligens kan det være magnetitt og dette kan sjekkes med magnetiske målinger.

Konklusjon: Selv om disse målingene ikke ga noe entydig svar på betydningen av de IP og RP anomalier man har fra NGU's målinger i 1967, bør området ved Vestre Ariselv, ca. fra 12500 Y til 13500 Y sjekkes nærmere med henblikk på kobbermineralisering. Den beste måten å gjøre dette på er sannsynligvis først med geokjemi og, hvis positive indikasjoner fås, deretter noen få profiler med IP med pol-dipol konfigurasjon. Det er ikke umulig at kobbermineraliseringen på Ulveryggen kan ha sin fortsettelse i dette strøket.



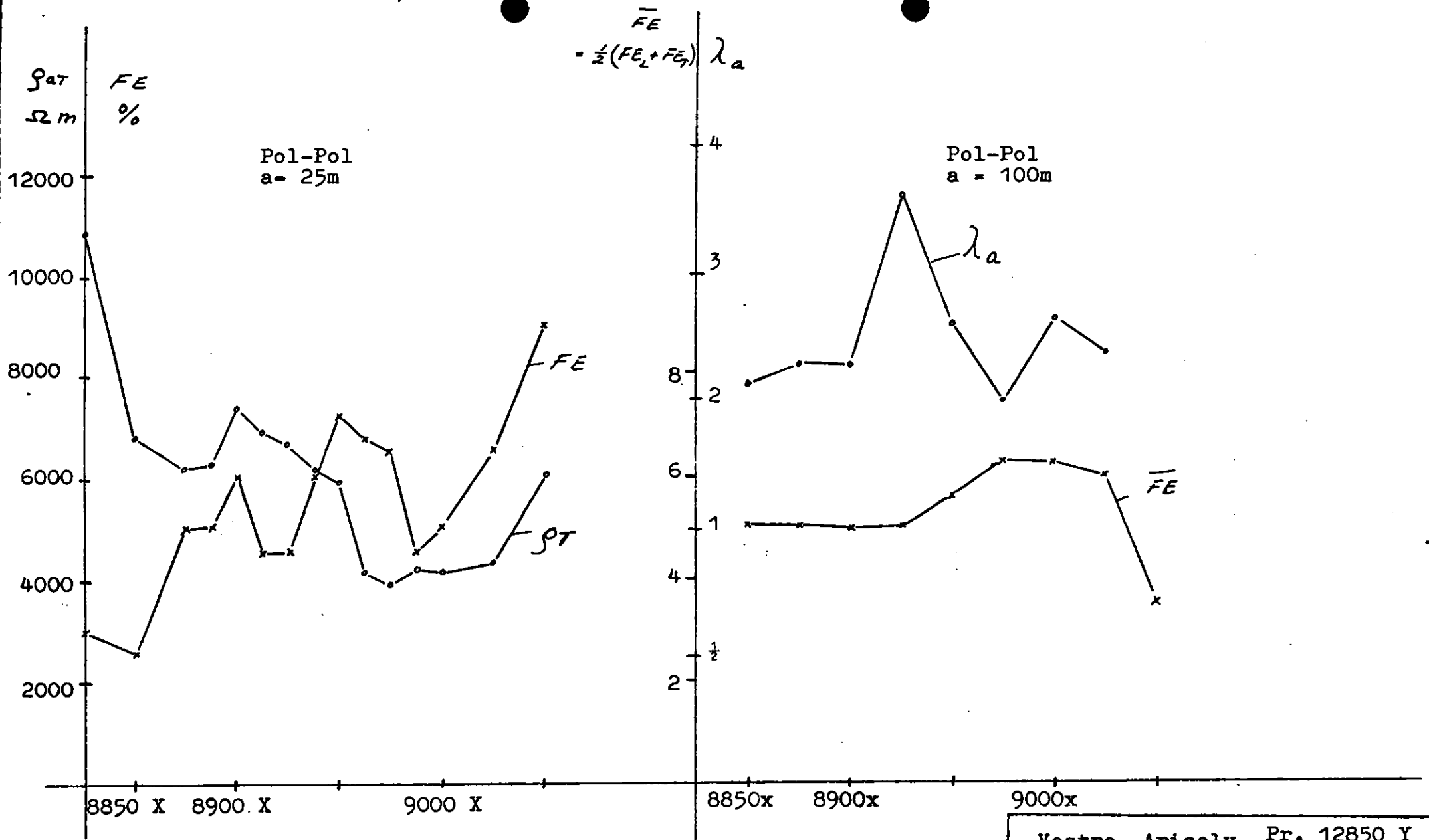
Vestre Ariselv Pr.12850 Y

RP og IP langs og

tvers av strøket

Målt 8.78 O.B.Lile

Fig.21



Vestre Ariselv Pr. 12850 Y

RP og IP målinger

Målt 8.78 O.B. Lile

Fig.22

4. KONKLUSJON

De geofysiske målingene i 1978 i Folldal Verks undersøkelsesprogram har ikke gitt resultater som umiddelbart gir håp om økonomisk mineralisering. Men en del konklusjoner kan trekkes vedrørende hvilke metoder som bør velges ved oppfølging av forskjellige mineraliseringer og anomalytyper.

De elektromagnetiske helikopteranomaliene kan billigst følges opp med selvpotensialmålinger (SP) og magnetiske målinger (M_T). I tillegg kan eventuelt også VLF-målinger gjøres. Resultatene fra slike målinger vil lokalisere anomalien på bakken og gjøre det lettere å søke etter anomaliårsaken. Hvis man på grunnlag av slike målinger får indikasjon på økonomisk mineralisering, kan røsking og eventuell boring foretas på SP-indikasjonene. Dersom man fremdeles er interessert, bør RP og IP målinger gjøres for å styre videre boringer.

På EM-anomaliene ved Rødfjell, burde et borhull vært satt igjennom de SP-anomaliene man der har for å sjekke eventuell sulfidmineralisering.

EM-anomalien på Sennalandet skyldes med meget stor sannsynlighet svartskifer og trenger derfor ikke nærmere oppfølging.

Når det gjelder blymineralisering, må slikt undersøkes med IP-målinger. Erfaring med bruk av Folldal Verk's IP-apparatur tilsier at pol-dipol konfigurasjon sannsynligvis er den beste. Hvis ledningsevnen i undergrunnen er for stor, er 5 Hz en for høy frekvens noe som gir EM-kobling og gale IP-verdier. Det er da bedre å bruke 2,5 eller 1,25 Hz som høy frekvens og 0,3 Hz som lav frekvens.

Målingene på blysonen ved Rødfjell ga for såvidt klare indikasjoner, men mineraliseringen var for liten og lokal. Dette betyr imidlertid ikke at blysonen ikke kan være verdt å følge sydoover. IP-målinger over blysonen med 200-400 meter's profilavstand skulle kunne oppdage interessante områder som er verdt å se nærmere på.

Videre er det store områder på Sennalandet hvor blymineralisering forekommer og som er verdt nærmere undersøkelser, først og fremst geofysisk kombinert med geokjemisk prøvetaking.

Undersøkelser etter kobbermineralisering av type Ulveryggen krever ubetinget IP-målinger. Sannsynligvis bør det også måles anisotropi hvis det viser seg at en kobbermineralisering gir dårlige IP-indikasjoner. Men slike anisotropimålinger kan utsettes til man har klare kobberindikasjoner som man ønsker å bore på.

Før man kommer så langt, vil sannsynligvis målinger på tvers av strøket med pol-dipol konfigurasjon være best.

Målingene på NGU's IP-anomalier ved Vestre Ariselv har ikke gitt svar på om det er kobbermineralisering i strøket. Dette bør først og fremst sjekkes med geokjemisk prøvetaking før eventuelt flere IP-målinger gjøres i området.

Tilslutt skal sonen med tungmineralanriking ved Rødfjell nevnes. Denne sonen er beskrevet av Hans Øines og ble indikert både magnetisk og med IP ved målingene på blysonen ved Rødfjell. Anrikningssonen ligger oppå ultrabasitten som er erodert. Hvis denne sonen kan ha økonomisk interesse, burde den forsøkes kartlagt geologisk ved alle større ultrabasitter i områder. Deretter kan den detekteres med magnetiske og IP-målinger som vist. Dette kan så danne grunnlag fra røskinger og boringer på sonen.

Geochemische Untersuchungen zur Erzprospektion
im Komagfjord-Fenster
(Finnmark, Norwegen)

Christian MULLER
Anneliese WAGNER

1978

Zusammenfassung:

Die hier besprochenen geochemischen Untersuchungen im Komag-fjord-Fenster Nordnorwegens (Finnmark fylke) - Grünsteinzug des Nusseren- überprüften zwei aus alten Daten konstruierte Anomalienzonen auf ihre Richtigkeit und überdeckten diese Zonen, als sich die Anomalien in den Analysen der sekundären Dispersionshöfe der Schwermetalle Cu, Ni, Pb, Zn und Co sowohl der colorimetrischen Feldtests (mit dem Reagenz Dithizon) als auch der Atomabsorptionsspektroskopie bestätigten, mit je einem Bodenprobenetz (insgesamt ca. 900 Punkte).

Als Grund der Anomalien konnten im Osten schichtgebundene Vererzungen lokalisiert werden, im Westen traten vererzte Quarz-Karbonat-Gänge auf.

Die abschliessende Beurteilung der Anomalien erfolgt nach der Auswertung der Bodenproben (RFA) in Mainz.

Inhaltsverzeichnis:

	Seite
1. Aufgabenstellung und Ziele	4
2. Arbeitsgebiet	4
2.1. Topographie	4
2.2. Geologie	5
3. Oxidationspotential(Eh-Wert) und Hydrolysegehalt (pH-Wert) der Wässer	5
3.1. Hydrolysegehalt (pH-Wert) der Bachwässer	6
3.2. Oxidationspotential (Eh-Wert) der Bachwässer	7
4. Arbeitsmethoden	9
4.1. Colorimetrische Feldtests mit Dithizon	9
4.1.1. Probennahme und -aufbereitung	9
4.1.2. Analysenmethoden	9
4.1.3. Analysenlösungen	11
4.1.4. Geländematerial	12
4.2. Atomabsorptionsanalysen	13
4.2.1. Bachsedimentproben	13
4.2.1.1. Probennahme und -aufbereitung	13
4.2.1.2. Analysenmethoden	13
4.2.2. Gesteinsproben	14
4.2.2.1. Probennahme und -aufbereitung	14
4.2.2.2. Analysenmethoden	14
4.3. Röntgenfluoreszenzanalysen	14
4.3.1. Probennahme und -aufbereitung	14
4.3.2. Analysenmethoden	15
5. Analysenergebnisse	15
5.1. Colorimetrische Feldtests mit Dithizon	15
5.2. Atomabsorptionsanalysen	15
5.2.1. Bachsedimente	15
5.2.2. Gesteinsproben	16
5.3. Röntgenfluoreszenzanalysen	16
6. Fehlerbetrachtung	17
6.1. Probennahme	17
6.2. Analysen	17
6.2.1. Colorimetrische Feldtests	17
6.2.2. AAS-Analysen	17

7. Literaturverzeichnis	19
8. Anhang	24
Tabelle 2: Ergebnisse der Bachsediment und -wässeranalysen (Dithizon und AAS)	24
Tabelle 3: Ergebnisse der Gesteinsanalysen(AAS)	43
Erläuterung zu den Tabellen und Karten	45
Karten:	
Karte 1	Karte des Gewässernetzes mit Probenpunkten
Karte 2	Dithizon-Analysen cxHM Bachsedimente
Karte 3	Dithizon-Analysen cxCu Bachsedimente
Karte 4	Dithizon-Analysen cxHM Bachwässer
Karte 5	AAS-Analysen Kupfer
Karte 6	AAS-Analysen Nickel
Karte 7	AAS-Analysen Blei
Karte 8	AAS-Analysen Zink
Karte 9	AAS-Analysen Kobalt

1. Aufgabenstellung und Ziele

Das Ziel der hier besprochenen geochemischen Untersuchungen war es, im Komagfjord-Fenster Nordnorwegens (Finnmark fylke) eine aus alten Daten konstruierte Anomalienzone auf ihre Richtigkeit hin zu prüfen und, falls erhöhte Werte auftreten, durch ein engmaschiges Probennetz eventuelle Anomalien der Elemente Ni, Pb, Zn, Co und vorallem Cu zu ermitteln.

Die Untersuchungen beschränkten sich im wesentlichen auf den Grünsteinzug des Nusseren.

Zur Lokalisierung der Anomalien wurden im Gelände die sekundären Dispersionshöfe der Schwermetalle Cu, Ni, Pb, Zn und Co durch colorimetrische Feldtests (mit dem Reagenz Dithizon) an Bachsedimenten und -wässern und im Labor durch AAS-Analysen von Bachsedimenten erfasst.

Daneben wurden in zwei Gebieten mit erhöhten Kupfer-Werten Bodenprobennetze ausgelegt.

Zur Bestimmung des Durchschnittsgehaltes an Schwermetall wurden Gesteinsproben analysiert.

2. Arbeitsgebiet

2.1. Topographie

Das Arbeitsgebiet liegt in Nordnorwegen, Finnmark fylke, zwischen $70^{\circ}27'$ und $70^{\circ}29'$ nördl. Breite und $24^{\circ}0'$ und $24^{\circ}15'$ östl. Länge und bedeckt den nordöstlichen Teil der topographischen Karte, Blatt Repparfjord 1935 I (1:50.000) und den nordwestlichen Teil der topographischen Karte, Blatt Vargsund 1935 IV (1:50.000).

Das Gebiet steigt vom Meer aus zunächst steil an (auf ca. 200m), bildet eine relativ ebene Fläche um wiederum steil bis ca. 600 m anzusteigen (Nusseren) (Höchste Erhebung 592 m ü NN).

Die Vegetation ist subarktisch. Es wachsen nur Birken, die Baumgrenze liegt bei 200m. Die Ebene auf ca. 200m Höhe zeigt typische Tundrenflora (Beeren und Moose). Der Nusseren (Grünstein) zeigt nur noch gelegentlich spärlichen Graswuchs.

Die Drainage des Gebietes ist gut entwickelt, Bäche und Seen sind zahlreich vorhanden. Gelegentlich treten Sumpfe und Moore auf.

Das zentrale Gebiet ist unbesiedelt, nur am Küstensaum stehen Häuser.

Die nächsten Ortschaften sind Kvalsund, ca. 3 km nördlich und Repparfjord, am südöstlichen Ende des Arbeitsgebietes. Die einzige Strasse im Gebiet, der Riksvei 94, verläuft an der Küste entlang von Repparfjord nach Kvalsund.

2.2. Geologie

Das Arbeitsgebiet liegt im nördlichen Teil des präkambrischen Komagfjord-Fensters, das randliche von Kaledoniden überdeckt ist.

Es stehen Gesteine von Reitans Repparfjord-Gruppe an, hauptsächlich Grünsteine der Holmvann- sowie Schwarzschiefer der Kvalsund-Formation. Zwischen den Grünsteinen und den Schwarzschiefern sind stellenweise Karbonate eingelagert, die Reitan ebenfalls der Holmvann-Formation zurechnet (siehe Abb. 1).

An den südlichen Grenzen des Gebietes treten Gesteine der Saltvann-Gruppe auf: Konglomerate der Fiskevann-Formation. Die Grünsteine sind in sich nicht homogen, es treten Tufflagen, Pillowlagen und überprägte, feinkörnig-klastische Sedimentlagen auf. Die Schwarzschiefer sind sehr feinkörnig und homogen, schwarz und stark zerschiefert; die Karbonate sind rötlich bis gelblich und teilweise silifiziert.

Die Konglomerate enthalten sowohl Grünstein- als auch dazitische Gerölle, gelegentlich treten Vulkanitgerölle auf.

Die Gesteine streichen ENE-WSW und fallen steil nach N ein. Mineralisationen im Arbeitsgebiet sind überwiegend an Quarz-Karbonat-Gänge gebunden. Daneben treten in den Grünsteinen teilweise vererzte Tufflagen auf.

An Erzmineralen wurden im Gelände Malachit, Kupferkies, Bornit und Pyrit beobachtet.

3. Oxidationspotential (Eh-Wert) und Hydrolysegehalt (pH-Wert) der Wässer.

Im Arbeitsgebiet wurden an den beprobten Bächen Messungen des Eh- und pH-Wertes mit einem Taschen Eh-pH-Meter der Firma Schott & Gen., Typ CG 717, durchgeführt. Für die pH-Messungen fand eine Glas-Kalomel Elektrode N62 und für die Eh-Messungen

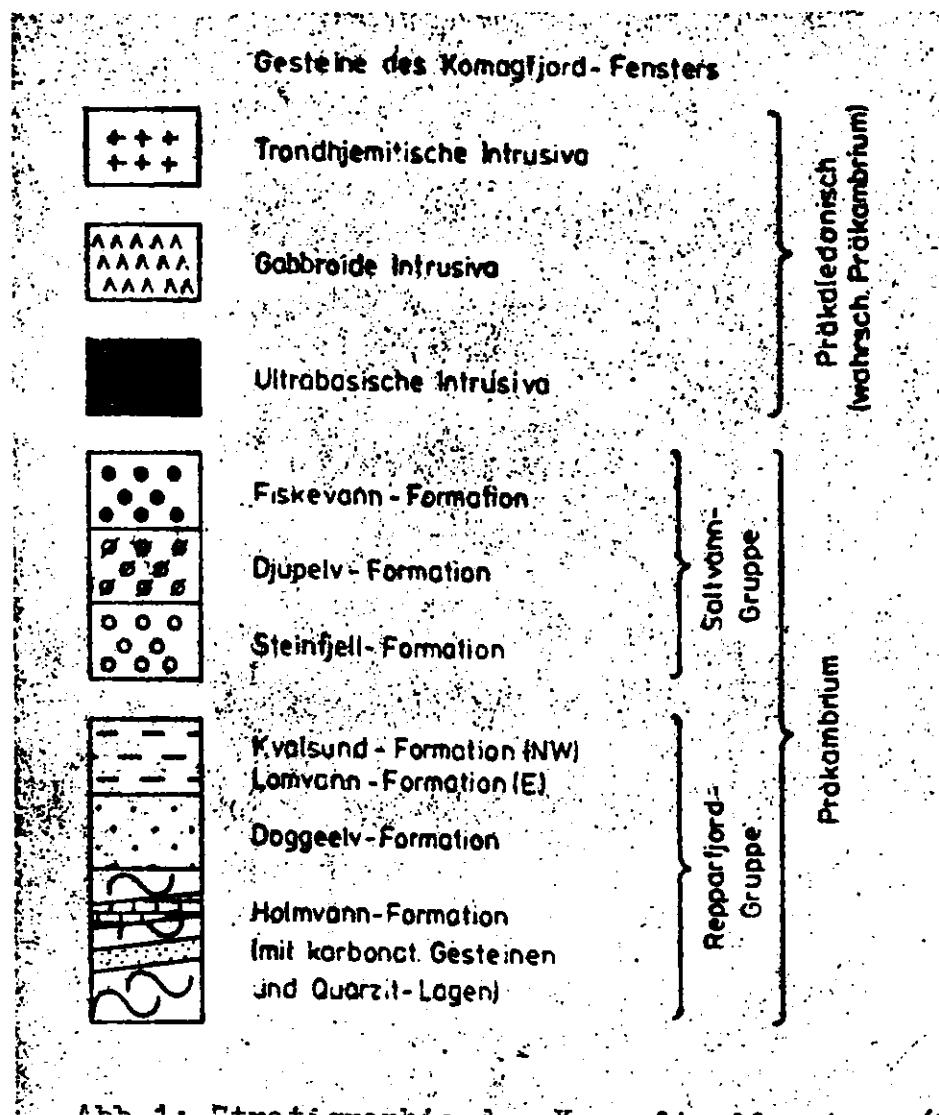


Abb.1: Stratigraphie des Komagfjordfensters (Nach Reitan)

eine Platin-Kalomel Elektrode Pt62 Verwendung. Bei den Eh-Messungen wurden zu jeder gemessenen Spannung Wasser - Platin-Kalomel Elektrode 0.241 V für die Spannung Platin-Kalomel Elektrode - Hydrogen-Halbzellen Elektrode addiert. Die Messunge diennen dazu, Aufschluss über die Oxidationskraft der Bäche (Eh-Wert) und die Mobilität der Elemente (pH-Wert) zu geben.

Leider ging nach einiger Zeit die Platin-Kalomel Elektrode zu Bruch und es konnte vor Ablauf der Feldsaison keine neue beschafft werden, sodass nur wenige Messdaten zur Verfügung stehen.

3.1. Hydrolysegehalt(pH-Wert) der Bachwässer

Die Kenntnis des pH-Wertes eines zu untersuchenden Baches ist von Wichtigkeit für die geochemische Prospektion, da die Mobilität der gesuchten Elemente weitgehend von diesem pH-Wert abhängig ist. Nur sehr wenige Elemente sind über den gesamten pH-Bereich löslich, die meisten metallischen Elemente sind nur in sauren Wässern löslich und haben die Tendenz, bei steigendem pH-Wert als Hydroxide auszufallen. Der Punkt dieser Ausfällung wird Hydrolysepunkt genannt und ist ausser vom pH-Wert auch von der Konzentration des jeweiligen Elementes in der Lösung abhängig.

Die Hydrolysepunkte der hier untersuchten Elemente liegt zwischen pH 5,3 und 7,0 (für wässrige Lösungen).

Cu ²⁺	5,3	Co ²⁺	6,8
Pb ²⁺	6,0	Zn ²⁺	7,0
Ni ²⁺	6,7		

Diese Werte stellen nur eine erste Annäherung an natürliche Verhältnisse dar. Vorallem die Anwesenheit organischer und/oder anorganischer Koplexe verschiebt den Hydrolysepunkt ins alkalische.

Proben-nummer	pH-Wert	Eh-Wert	Proben-nummer	pH-Wert	Eh-Wert
93	7,0	+0,471	136	6,9	+0,421
126	6,6	+0,451	140	6,6	+0,441
127	7,2	+0,481	148	6,6	+0,396
128	6,7	+0,401	156	6,4	+0,366

Proben- nummer	pH-Wert	Eh-Wert	Proben- nummer	pH-Wert	Eh-Wert
157	6,2	+0,366	186	6,7	+0,511
158	6,3	+0,391	188	6,5	+0,501
170	6,3	+0,391	192	7,2	+0,366
171	6,9	+0,466	193	7,0	+0,421
177	6,6	+0,481			

Tabelle 1: Eh-pH-Werte der abgeprobten Bäche

3.2. Oxidationspotential(Eh-Wert) der Bachwässer

Der Eh-Wert, auch Oxidationspotential genannt, zeigt dir Oxidations- bzw.Reduktionsfähigkeit eines Systems an, er bestimmt,in welcher Oxidationsstufe ein Element gelöst vorliegt.

Die Messeinheit ist Volt oder Millivolt.Alle Messungen beziehen sich auf eine Standard Hydrogen-Halbzellen Elektrode, deren Potential ($pH=0, T=25^{\circ}C, p=1atm$) auf 0,00V festgelegt wurde:.(Standard Halbzellen-Reaktion: $2H^{+}+2e=H_2, E^{\circ}=0,00 V$) Diese Standard-Halbzellen Reaktion ist stark abhängig vom pH-Wert,das Potential nimmt pro zugenommener pH-Einheit um 0,06 V ab.($T=25^{\circ}C$)

Die Skala für Eh-Messungen ist sowohl positiv als auch negativ. Je positiver das gemessene Potential,desto oxidierender,je negativer das gemessene Potential,desto reduzierender ist es in Bezug auf die Standard Halbzellen-Reaktion.

Wie aus dem Eh-pH-Diagramm (Abb.2,Seite 8)ersichtlich ist, liegen die wenigen im Gelände erhaltenen Werte alle im oxidierenden Bereich,die meisten ausserdem auch im Bereich der vom Diagramm angegebenen Verwitterungszone, in der auch sonst die unkontamierten Wässer liegen. Das Diagramm geht von Werten aus, die bei $25^{\circ}C$ Wassertemperatur gewohnen sind, während die im Gelände erhaltenen Werte bei $5^{\circ}C$ Wassertemperatur gewohnen sind. Dadurch ergaben sich gewisse Verschiebungen.

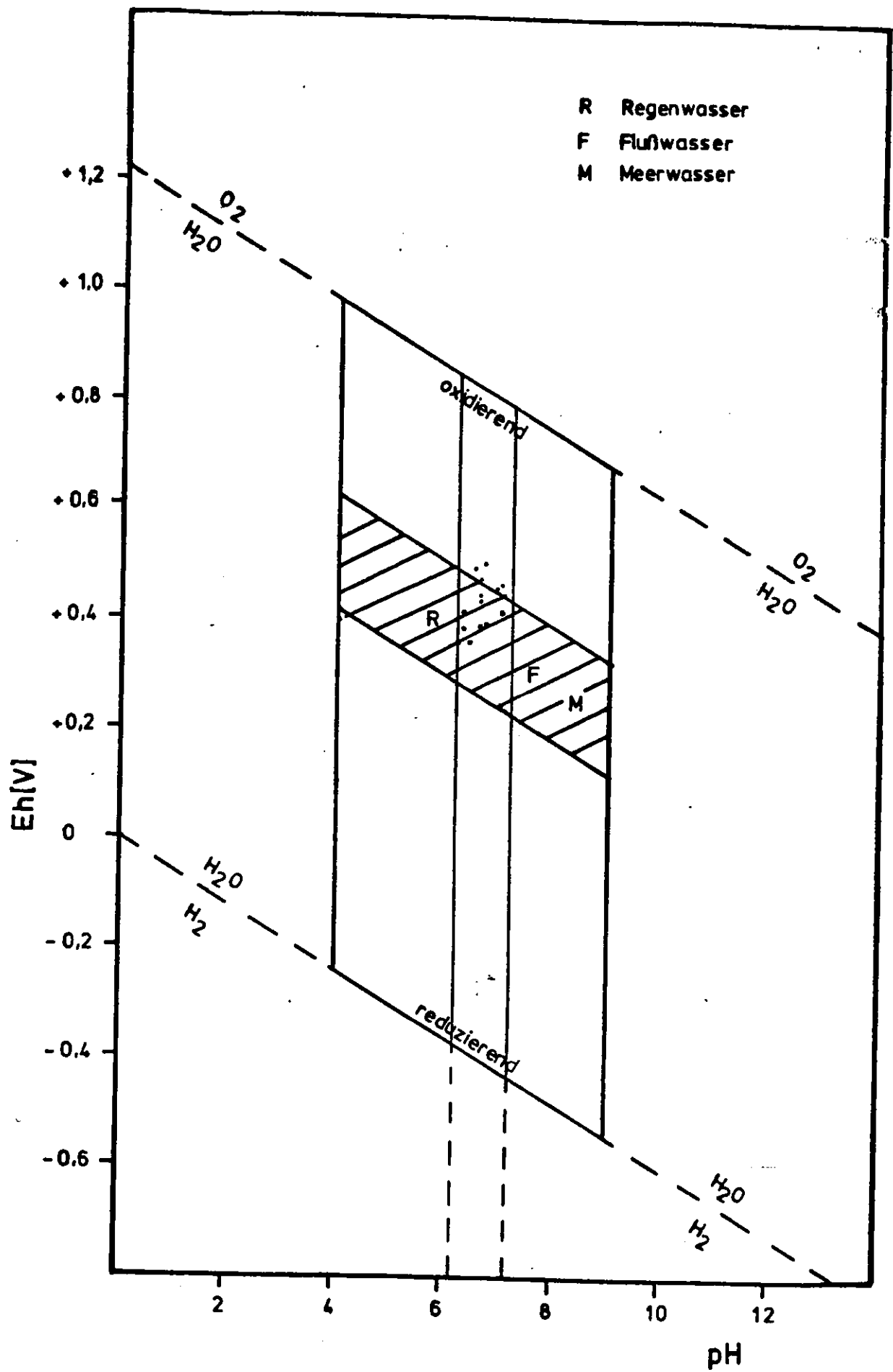


Abb.2: Eh-pH Diagramm (nach LEVINSON)
 • = Im Gelände erhaltene Meßwerte

Damit lässt sich für das untersuchte Gebiet feststellen, dass sowohl die Mobilität der Elemente als auch die Oxidationskraft der Bäche im Untersuchungsgebiet ausreichend ist, um für die geochemische Prospektion geeignet zu sein.

4. Arbeitsmethoden

4.1. Colorimetrische Feldtests mit Dithizon

Im Untersuchungsgebiet wurden alle Bäche, die aus einer, nach alten Daten ermittelten, Anomalienzone kommen, mittels Diphenylthiocarbazon (kurz:Dithizon), einem organischen, kristallinen Reagenz, das in Lösungen mit Schwermetallen je nach ihrer Konzentration verschieden gefärbte Verbindungen eingeht, auf ihren kalt extrahierbaren Gehalt an Schwermetallen und Kupfer in Bachsedimenten und ihren kalt extrahierbaren Gehalt an Schwermetall in Bachwässern überprüft.

4.1.1. Probennahme und -aufbereitung

Im Abstand von ca. 200 m wurde, wo möglich, aus der Bachmitte bewegtes, nicht organisches Sediment entnommen und nass mit zwei übereinander liegenden Polyamidsieben abgesiebt (Maschenweite 63μ und 200μ). Zur Analyse fand die Fraktion kleiner 200μ und grösser 63μ deshalb Verwendung, weil hier, in der Siltfraktion, der Verwitterungsrückstand und nicht der adsorptiv gebundene Anteil an Schwermetallen analysiert wird.

4.1.2. Analysenmethoden

A. Bestimmung des kalt extrahierbaren Anteiles an Schwermetall in Bachsedimenten

Methode: Man entnimmt eine bekannte Menge unkontaminierten Probenmaterials mittels eines geeichten Plastiklöffels (0,1 bis 0,4 g) und spült diese mit Pufferlösung in einen Messkolben, der anschliessend mit dieser Pufferlösung bis auf 5ml aufgefüllt wird.

Danach erfolgt die Zugabe von 5 ml Dithizon-Gelände-

lösung und das Schütteln der gesamten Mischung(30 sec)
Nachdem Benzol- und Wasserschicht sich getrennt haben,kann die Färbung der Benzolschicht bestimmt werden.

Ist die Färbung

- a. unverändert grün,so ist der extrahierte Metallgehalt der grösstmöglichen Sedimentmenge(ca.0,4g) kleiner als 2,8 ppm.¹
- b. blaugrün(sog.Umschlagspunkt),so ist der extrahierte Metallgehalt der grösstmöglichen Sedimentmenge 2,8 ppm¹
- c. blau,violett oder rot,so ist der extrahierte Metallgehalt der grösstmöglichen Sedimentmenge grösser 2,8 ppm.¹

Wenn die Färbung blau,violett oder rot ist, so wird durch schrittweise Zugabe von je 1 ml Dithizon-Geländelösung(jeweils 10 sec.schütteln) die Gesamtlösung bis zum Umschlagspunkt titriert.

Falls die Titrierung nach Zugabe von 10 ml Dithizon-geländelösung noch nicht den Umschlagspunkt erreicht hat, ist der Vorgang mit dem nächst kleineren Löffel von Anfang an neu durchzuführen.

Diese Methode findet gleichermassen Anwendung bei der Bestimmung des kalt extrahierbaren Anteils an Gesamtschwermetall als auch bei der Bestimmung des kalt extrahierbaren Anteils an Kupfer, lediglich die benutzte Pufferlösung ist verschieden.

Für cxHM(kalt extrahierbares Gesamtmetall) fand ein Puffer mit dem pH-Wert 8,5 Verwendung.In diesem Bereich reagieren Cu, Ni,Pb,Zn und Co. Für cxCu(kalt extrahierbares Kupfer) fand ein Puffer mit dem Kupfer-spezifischen pH-Wert 2,0 Verwendung.

Aus den nach dieser Methode gewonnenen Daten errechnet sich der Metallgehalt nach der Formel

$$\frac{1}{\text{Grammgewicht Probe}} \times \frac{\text{ml Geländelösung}}{1} = \text{ppm}$$

¹ bzw. 2,5 ppm bzw. 2,3 ppm. Diese Werte gelten für die bei dieser Untersuchung benutzten Plastiklöffel. Für andere Untersuchung mit anderen Probenlöffeln gelten andere Daten.

B. Bestimmung des kalt extrahierbaren Anteils an Schwermetall in Bachwässern

Methode: Man entnimmt 50 ml des zu untersuchenden Bachwassers (ohne Schwebstoffe) und fügt 5 Tropfen Puffer und 5 ml Dithizon-Geländelösung bei. Diese Lösung wird anschliessend 60 sec. geschüttelt.

Nachdem Wasser- und Tetrachlorkohlenstoffschicht sich getrennt haben, kann die Färbung der Tetrachlorkohlenstoffschicht bestimmt werden.

Ist die Färbung

a. grün, so ist der extrahierte Metallgehalt kleiner 25 ppb.

Zur genaueren Bestimmung fügt man 3 Tropfen 2n NH_4OH zu und schüttelt abermals (10 sec.).

Die grüne Färbung ändert sich entweder

a1. nach gelb. Dann ist der Metallgehalt 2,5 ppb

a2. nach schwach rosa. Dann ist der Metallgehalt 5ppb

a3. nach mittel rosa. Dann ist der Metallgehalt 10ppb

a4. nach stark rosa. Dann ist der Metallgehalt 20 ppb

(Falls die Bestimmung der Färbungen Schwierigkeiten bereitet, kann auch im Gelände die Analysenlösung mit Testfarbstreifen oder mit Standards verglichen werden)

b. blau, violett oder rötlich, so ist der extrahierte Metallgehalt grösser als 25 ppb.

Tritt dies ein, so wird durch schrittweise Zugabe von je 1 ml Dithizon-Geländelösung die Analysenlösung bis zum Umschlagspunkt (blau-grün) titriert.

Aus den so erhaltenen Daten errechnet sich der Metallgehalt nach der Formel

$$\frac{1}{\text{ml Wasser}} \times \frac{\text{ml Geländelösung}}{1} = \text{ppb}$$

4.1.3. Analysenlösungen

A. Diphenolthiocarbazon-Reagenzlösung zur colorimetrischen Schwermetallbestimmung (kurz: Dithizon-Reagenzlösung)

A.1. Stammlösung: 0,1 % ige Lösung

(0,1 g Dithizon werden in 100 ml Chloroform pro analysi gelöst)

Die Stammlösung ist bei kühler, lichtfreier Lagerung mehrere Wochen verwendbar.

A.2. Geländelösung: 0,001 % ige Lösung

(1 ml Dithizon-Stammlösung wird in 100 ml Benzol pro analysi (für Bachsedimente) bzw. 100 ml Tetrachlorkohlenstoff (für Bachwässer) gelöst)

Die Geländelösung kann über einen Tag verwandt werden, wenn sie in einer lichtundurchlässigen Flasche (z.B. mit Staniol oder ähnlichem umwickelte Polyäthylentropfflasche) aufbewahrt wird und vor Sonnenschein (UV-Strahlen) geschützt.

B. Pufferlösungen für die Bestimmung des kalt extrahierbaren Metallgehaltes in Bachsedimenten

B.1. Gesamtschwermetall

200 g Ammoniumcitrat und 32 g Hydroxylaminhydrochlorid werden mit metallfreiem Wasser auf 600 ml verdünnt und bis zur vollständigen Lösung erwärmt.

Danach wird diese Lösung mit metallfreiem Wasser auf 2000 ml aufgefüllt und mit konz. NH_4 auf den pH-Wert 8,5 gepuffert.

B.2. Kupfer

50 g Ammoniumcitrat und 20 g Hydroxylaminhydrochlorid werden mit metallfreiem Wasser auf 800 ml verdünnt und konz. HCl auf den pH-Wert 2,0 gepuffert. Anschliessend weitere Verdünnung mit metallfreiem Wasser auf 1000 ml und überprüfen des pH-Wertes (event. nachpuffern).

C. Pufferlösung für die Bestimmung des kalt extrahierbaren Schwermetallgehaltes in Bachwässern

1 Teil 2n Essigsäure (11,4 ml konz. CH_3COOH auf 100 ml verdünnt) und 9 Teile 2n Natriumacetat-Lösung (164 g $\text{C}_2\text{H}_3\text{O}_2\text{Na}$ auf 1000 ml verdünnt) werden gemischt.

Der pH-Wert dieser Lösung liegt zwischen 5 und 6.

4.1.4. Geländematerial

Für die Sedimentanalysen wurden benötigt:

Siebe 1 Sieb (Maschenweite 200)

1 Sieb (Maschenweite 63)

Gedichte Plastiklöffel

Glassmesszylinder(30 ccm) mit Plastikstopfen

Dithizon-Geländelösung

Puffer Puffer cxHM (pH=8,5)

Puffer cxCu (pH=2,0)

Uhr mit Sekundenzeiger bzw. Stoppuhr

Für die Wasseranalysen wurde benötigt:

Glassmesszylinder (100 ml) mit Plastikstopfen

Glassmesszylinder (5 ml)

Dithizon-Geländelösung

Puffer cxHM (pH=5-6)

2n NH_4OH

Uhr mit Sekundenzeiger bzw. Stoppuhr

4.2. Atomabsorptionsanalysen

Da die colorimetrischen Feldtests nur relative Daten des Metallgehaltes im Bachsediment und -wasser liefern wurde, um Daten zu Vergleichszwecken und zur statistischen Auswertung zu erhalten, an jedem Punkt der colorimetrischen Feldtests gleichzeitig auch Sediment zur Analyse im Labor entnommen. Daneben wurden, ebenfalls um objektives Datenmaterial zu erhalten, Gesteinsanalysen durchgeführt

4.2.1. Bachsedimentproben

4.2.1.1. Probennahme und -aufbereitung

Zur Verwendung kam das gleiche Probenmaterial wie bei den colorimetrischen Feldtests.

Der Rest des dafür abgesiebten Probenmaterials (Siltfraktion) wurde in Schnappdeckelgläser gefüllt.

Im Labor wurde das Material bei 70°C in den Gläsern im Trockenschrank getrocknet.

4.2.1.2. Analysemethoden

Nachdem das getrocknete Material durch Schütteln homogenisiert wurde, wurden 1000 mg abgewogen und in Königswasser(5 ml konz. HCl und 15 ml konz. HNO_3) 30 min. bei 150°C gekocht.

Danach wurde die Lösung abfiltriert und auf 100 ml verdünnt. Diese Lösung wurde mit einem Atomabsorptionsgerät der Firma Perkin Elmer ,Typ 403 (Sauerstoff-Acetylen Brenner), im üblichen Verfahren auf den Gehalt an Cu, Ni, Pb, Zn und Co hin analysiert.

4.2.2. Gesteinsproben

4.2.2.1. Probennahme und -aufbereitung

Während der ganzen Feldsaison wurden aus makroskopisch nicht vererzten Bereichen Gesteinsproben entnommen.

Die Proben wurden aus dem Anstehenden geschlagen und die obere Verwitterungszone entfernt, wobei darauf geachtet wurde, dass die Probe möglichst wenig mit dem Geologenhammer in Berührung kam.

Im Labor wurden die Proben 3-fach verkleinert und auf ein Probenvolumen von ca. 10 g verringert.

4.2.2.2. Analysenmethoden

Die Gesteinsproben wurden nach dem gleichen Verfahren wie die Bodenproben analysiert (siehe dort).

4.3. Röntgenfluoreszenzanalysen

Nach Abschluss der colorimetrischen Feldtests wurden in zwei Gebieten mit erkennbar höheren Kupfer-Werten Bodenproben-netze ausgesteckt und abgeprobt.

4.3.1. Probennahme und -aufbereitung

An den beiden Probennetzen wurden jeweils ca. 450 Proben entnommen. Der Probenabstand betrug im Streichen der Gesteine 100 m, senkrecht zum Streichen 50 m.

Bei der Bodenprobennahme wurde der A Horizont mittels schwermetallfreier Metallschuppen entnommen.

Im Arbeitsgebiet treten meist A-C Böden auf, i.A. ist der A Horizont nur geringmächtig (wenige cm), darunter folgt das Anstehende.

4.3.2. Analysenmethoden

Die Untersuchungen der Bodenproben mit der Röntgenfluoreszenz sind noch nicht durchgeführt, die Analyse des Materials erfolgt an der Universität Mainz, Deutschland.

5. Analysenergebnisse

Die Analysenergebnisse der colorimetrischen Feldtests und der AAS (Bodenproben) sind in Tabelle 2, die Ergebnisse der Gesteinsproben in Tabelle 3 dargestellt. (siehe Anhang)
Ergebnisse der Bodenprobenanalysen liegen noch nicht vor.

5.1. Colorimetrische Feldtests mit Dithizon

Aus den colorimetrischen Feldtests ergaben sich 2 Anomalienfelder für das Element Kupfer, die sich mit den erhöhten Schwermetallwerten decken.

Diese beiden Anomalien, Anomalie 1 in der westlichen Hälfte der Karte zwischen Höhe 598 und Höhe 178 und Anomalie 2 im Osten des Nusseren, nördlich und östlich des Sees 204, decken sich mit den aus alten Karten konstruierten. (siehe Karte 2-4)

(Eine genaue Besprechung der Anomalien erfolgt bei der Diskussion der AAS-Analysen)

5.2. AAS-Analysen

5.2.1. Bachsedimente

Die AAS-Analysen der Bachsedimente erbrachten wesentlich deutlicher, als dies bei den Dithizon-Analysen der Fall ist, das Ergebnis, dass alle Wasserläufe der Nordseite des Nusseren erhöhte Kupferwerte aufweisen, wobei zwei Anomaliengebiete erkennbar sind (siehe Karte 5).

Im Osten des Nusseren, im Norden und Osten des Sees 204, sind die anomalen Werte durch mehrere schichtgebundene Vererzungen verursacht. Es handelt sich um Tuff- bzw. Tuffit-Lagen von cm bis m Mächtigkeit, in denen lagenweise Erzminerale (vor allem Pyrit, daneben Bornit und Kupferkies) angereichert sind. Nördlich des Fiskevann tritt eine kleine Anomalie auf, die haupt-

sächlich erhöhte Zinkwerte aufweist. Hier handelt es sich, ähnlich wie im Osten des Nusseren, um schichtgebundene Vererzungen. (siehe Karte 8)

Die zweite, deutlich ausgeprägte Anomalienzone liegt im Westen, zwischen der Höhe 598 und der Höhe 178. Hier konnten keine Erscheinungen wie im Osten des Nusseren beobachtet werden. Es stehen hier massive Grünsteine an, die von verschiedenen mächtigen, vererzten Quarz-Karbonat-Gängen durchsetzt sind.

An einigen dieser Gänge, weiter im Westen und Osten, finden sich alte Schürfe (siehe Karte 1).

Die höchsten Blei und Zink Werte treten an der Anomalienzone im Westen des Nusseren auf und hängen wohl mit den dortigen Vererzungen zusammen.

Die höchsten Kobalt und Nickel Werte sind ohne erkennbare Systematik über den ganzen Grünsteinzug verteilt und sind wohl durch lokal erhöhte Werte im Background bedingt.

5.2.2. Gesteinsproben

Die Analysen der makroskopisch nicht vererzten Gesteinsproben zeigten, dass der Gehalt an Gesamtschwermetall nur sehr knapp über 300 ppm liegt.

Die höchsten Metallkonzentrationen weist Kupfer mit einem Durchschnittswert von knapp unter 100 (98) ppm auf, gefolgt von Zink mit 80 und Nickel mit 72 ppm (Nickel hat ,im Vergleich mit den Analysendaten von Krause, 1977, recht niedrige Werte).

Kobalt hat einen Durchschnittsanteil von 41 ppm (ein Wert, der bei Krauses Analysen nur in den basischen Intrusiva auftritt), erstaunlich gering ist der Gehalt an Blei mit 13 ppm.

Eine genauere Analyse der Daten, eventuell eine Nachmessung mit der RFA, erfolgt in Mainz.

5.3. Röntgenfluoreszenzanalysen

RFA-Analysen können erst in Mainz durchgeführt werden.

6. Fehlerbetrachtung

6.1. Probennahme

Die Entnahme der Bachsedimentproben aus der Bachmitte und ^{ohne,} organisches Material war meist nicht möglich.

Viele Bäche hatten nur sehr wenig Sediment, sodass mit dem Vorlieb genommen werden musste, was vorhanden war. Oft wurde dabei das Sediment aus kleinen Sedimentationsbecken (hinter einem Stein etc.) entnommen, d.h. an einer Stelle, wo Erz angereichert werden könnte.

Ebenso enthielt das Sediment oft organische Anteile, manchmal zu über 50%.

Durch all diese Fakten erhöht sich der kalt extrahierbare Anteil an Gesamtschwermetall und an Kupfer.

6.2. Analysen

6.2.1. Colorimetrische Feldtests

Wie sich bei der Beurteilung der im Gelände erhaltenen Daten herausstellte, sprach das Dithizon besonders dann nicht an, wenn die AAS-Analyse hohe Werte für Zink, in geringerem Umfang auch bei Nickel, erbrachte.

Der Grund liegt in der falschen Herstellung des Puffers für die Gesamtschwermetallbestimmung. Der pH-Wert der Lösung liegt zwischen 9,5 und 10, was Kupfer und Blei auf jeden Fall, wohl aber auch alle anderen Elemente bis selbst zum Zink von der Reaktion ausschliesst.

Der kalt extrahierbare Metallgehalt sollte laut Literaturangaben zwischen 10 und 20% liegen.

Bei den hier durchgeführten Untersuchungen liegt der kalt extrahierte Metallgehalt, in Prozent der gleichzeitig am selben Sediment durchgeführten AAS-Analysen bei 4% für cxHM und 5% für cxCu.

6.2.2. AAS-Analysen

Durch ungenügendes Homogenisieren, das Wiegen und den Aufschluss (verschiedene Mengen Königswasser, ungleichmässige Temperatur der Heizplatte) der Probe sowie das Verdünnen nach dem Filtrieren

(1-2 ml zu viel destilliertes Wasser in einem 100 ml Kolben)
entstand ein Fehler, der als ganzes, zusammen mit der Messun-
genauigkeit des Instruments und dem Messfehler des Bearbeiters,
durch die Standardabweichung ausgedrückt wird.

	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	Durchschnitt
Standardabweichung S	11,3	4,4	2,0	7,6	2,2	5,7
Varianz V (in %)	5,1	9,5	14,3	12,8	9,7	7,6

Auch die Standardlösungen, vorallem für Blei, Kobalt und Nickel
waren zu Beginn der Analysen nicht immer korrekt hergestellt
bezw. in den meisten Fällen so alt, dass bereits ein erheblicher
Verlust im Metallgehalt eingetreten war.

Dadurch verfälschten sich zwangsläufig die Eichkurven und es
wurden zu niedrige Werte gemessen.

Literaturverzeichnis

- AHRENS, L.H. (1954): The lognormal Distribution of the elements.-
Geochim. Cosmochim., Acta 5, 49-73, 6, 121-131.
- ANDREWS-JONES, D.A. (1968): The application of geochemical techniques to mineral exploration.-
Colo. School Mines, Mineral Indust. Bull. 11, No. 6.
- BAIRD, A.K. et al. (1967): A test of chemical variability and field sampling methods, Lakeview Mountain tonalite, Lakeview Mountains, Southern California batholith.-
Calif. Div. Mines. Geol., Spec. Rept. 92.
- BLOOM, H. (1955): A field method for the determination of ammonium-citrat-soluble heavy metals in soils and alluvium.-
Econ. Geol., 50, 533.
- BLOOM, H. (1963): Toxic properties of several organic solvents used in exploration Geochemistry.-
Econ. Geol., 58, 1000-1002.
- BOLVIKEN, B. (1971): A statistical approach to the problem of interpretation in geochemical prospecting.-
Geochemical Exploration. CIM Spec. Vol. 11, 564-567.
- BOLVIKEN, B. + SINDING LARSEN, R.
(1973): Total error and other criteria in the interpretation of stream sediment data.-
Geochemical Exploration 1972, 285-295. IMM, London.
- BOYLE, R.W. (1971): Geochemical Exploration.-
Canadian Institute of Mining and Metallurgy (CIM) Spec. Vol. 11, 1.594.
- BOYLE, R.W. + DASS, A.S. (1967): Geochemical prospecting-use of the A horizon in soil surveys.-
Econ. Geol., 62, 274-276.

- BROWN, B.W. (1964): A statistical case study in geochemical prospecting for copper.- Econ.Geol., 59, 492-500.
- CAMERON, E.M. (1967): A computer program for factor analysis of geochemical and other data.- Geol.Surv.Canada Paper 67-35.
- CANNEY, F.C.+NOWLAND, G.A. (1964): Determination of ammonium-citrat-soluble cobalt in soils and sediments.- Econ.Geol., 59, 1361-1367.
- CLOKE, P.L. (1966): The geochemical application of Eh-pH diagrams.- J.Geol.Education. 14, 140-148.
- COOPER, J.R.+HUFF, L.C. (1951): Geological investigations and geochemical prospecting experiment at Johnson(Arizona).- Econ.Geol., 46, 731-756.
- DAVIS, J.C. (1973): Statistics And Data Analysis In Geology.- Wiley & Sons.
- FEIGL, F. (1958): Spot Tests In Inorganic Applications.- (4th ed.) Elsevier.
- GARRELS, R.M.+CHRIST, C.L. (1965): Minerals, Solutions and Equilibria.- Harper and Row.
- GIBBS, R.J. (1973): Mechanism of trace metals transport in rivers.- Science 180, 71-72.
- GILBER, M.A. (1959): Laboratory methods for determining copper, zinc and lead.- Geol.Surv.Canada Paper 59-3.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1937): The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.- J.chem.Soc. 1937, 655-673.

- GOVETT, G. J. S. + WHITEHEAD, R. E. (1973): Errors in atomic absorption spectrophotometric determination of Pb, Zn, Ni and Co in geologic materials.-
J. Geochem. Explor., 2, 121-131.
- HANSULD, J. A. (1967): Eh and pH in geochemical prospecting.-
Geol. Surv. Canada Paper 66-54, 172-187.
- HAWKES, H. E. + 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.
- IUPAC (International Union of Pure and Applied Chemistry) (1964): Reagents and Reactions For Qualitative Inorganic Analysis.- (5th report)
Butterworths, London.
ebenso in: Pure and Applied Chemistry, 8, No. 1, 1964.
- JENNY, E. A. (1968): Controls of Mn, Fe, Co, Ni, Cu and Zn concentrations in soils and water: The significant role of hydrous Mn and Fe oxides.-
Amer. Chem. Soc., Advances in Chemistry Series, No. 73, 337-387.
- KOCH, O. + KOCH-DEDIC, G. A. (1974): Handbuch der Spurenanalyse (Teil 1 und 2).- (2. Aufl.)
Berlin, Heidelberg, New York (Springer)
- Krause, M. (1977): Geochemische Untersuchungen zur Erzprospektion im suedoestlichen Teil des Komagfjord-Fensters, Finnmark, Norwegen.-
Dipl. Arbeit, Mainz.
- KVALHEIM, A. (Ed.) (1967): Geochemical prospecting in Fennoscandia.-
New York, London, Sidney (Wiley & Sons)

- LEVINSON, A.A. (1974): Introduction to Exploration Geochemistry.-
Wilmette (USA) (Applied Publishing Ltd.)
- LIVINGSTONE, D.A. (1963): Chemical composition of rivers and lakes.-
U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-G.
Trace elements in soils.-
in: Chemistry of the soil (2nd ed.)
(Bear, F.E. (Ed.)).
Amer. Chem. Soc. Mono. Ser. 160, 320-368.
Reinhold.
- MITCHELL, R.L. (1964): Trace elements in soils and factors that affect their availability.-
Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 1069-1076.
- MITCHELL, R.L. (1972): A field method for the determination of cold-extractable Nickel in stream sediments in soils.-
U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 700-B, B177-B 180.
- NOWLAN, G.A. (1971): Composition of the Earth's Crust.-
U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440-D.
- PARKER, R.L. (1967): Geological report on the Komagfjord Tectonic Window, Finnmark, Norway.-
Unveroeffentlicht.
- PHARAOH, T. (1976): The Geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark Norway.-
Norges Geol. Unders., 221.
- REITAN, P.H. (1963): Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.-
Geochim. Cosmochim. Acta 28, 1273-1284.
- TAYLOR, S.R. (1964): Colorimetric Determination of Traces of metals.- (3rd ed)
Interscience.
- SANDELL, E.B. (1959): Analytische Geochemie.- (Band I und II)
Stuttgart (Enke).
- SCHROLL, E. (1976): (1960): Methods in geochemistry.-
Interscience.
- SMALES, A.A. + WAGER, L.R. (Ed.) Cold extractable "heavy metal" in soil and alluvium.-
Geol. Surv. Canada Paper 63-49.
- SMITH, A.Y. (1964):

- STANTON, R.E. (1966): Rapid methods of trace analysis for geochemical application.- London (Edward Arnold).
- VOKES, F.M. (1957): Some copper sulfide parageneses from the Raipas formation of Noerthern Norway.- Norges Geol. Unders. 200, 74-111.
- WARD, F.N. et al. (1963): Analytical methods used in geochemical exploration by the U.S. Geological Survey.- U.S. Geol. Surv. Bull. 1152.
- WENNERVIRTA, H. et al. (1971): Summary of research and development in geochemical exploration in Scandinavian countries.- Geological Exploration CIM Spec. Vol. 11, 11-14.

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

Dithizon Analysendaten

Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

Sediment-
beschaff.

Wasserdaten
(Angabe in ppb)

	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHm	cxCu		cxHM
1	106	55	24	3	17	7			Bodenprobe	
2	254	87	31	65	48	23	7,7	5,3	0	
3	5515	5330	77	20	68	20			Bodenprobe	
4	581	265	20	7	278	11	15,4	7,7		5,0
5	619	391	38	13	147	30	5,0	4,5	-1	2,5
6	320	162	42	16	76	24	5,3	5,0	-1	0
7	423	262	30	25	79	27	8,5	7,4	-1	2,5
8	494	332	40	19	81	22	15,9	12,3	-1	2,5
9	173	57	47	5	44	20			Bodenprobe	
10	398	270	39	11	70	8	8,0	7,0	0	0
11	498	280	53	20	117	28	8,5	5,3	-1	0
12							5,3	<5,3	kein Sed.	0
13	448	261	45	9	98	35	7,4	5,3	0	0
14	906	715	43	10	62	76	21,6	12,3	-1	2,5
15							13,8	11,0	kein Sed.	0
16	47	27	7	2	8	3	4,0	3,0	+1	0
17							8,5	5,3	kein Sed.	0
18	152	65	44	2	26	15	4,0	4,0	0	0
19	57	15	19	1	13	9	4,0	<2,8	0	0
20	449	330	28	15	71	5	26,2	20,0	-1	2,5

**Proben-
nummer**
AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

Dithizon Analysendaten

 Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

 Sediment-
beschaff.

 Wasserdaten
(Angabe in ppb)

	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		cxHM
21	765	550	69	20	114	12	23,1	20,0	-1	2,5
22	193	132	17	15	16	13	3,4	<2,8	-2	0
23	552	497	18	14	20	3			Bodenprobe	
24	476	300	40	14	102	20	10,6	10,6	-2	0
25	577	350	58	14	105	30	8,4	7,5	-2	2,5
26	757	589	48	16	88	16	11,3	11,3	-2	0
27							13,0	10,0	kein Sed.	kein Wasser
28	325	204	35	5	60	21	5,6	4,5	-2	2,5
29	294	160	34	8	78	14	5,6	3,4	-2	2,5
30	299	142	32	9	100	16	6,2	4,5	-2	0
31	263	164	29	12	45	13	7,8	4,5	-2	2,5
32							14,0	14,0	kein Sed.	kein Wasser
33	286	208	33	7	29	9	9,5	5,3	0	2,5
34							13,0	9,0	kein Sed.	kein Wasser
35	899	650	73	12	128	36	9,5	7,4	0	2,5
36							10,0	9,0	kein Sed.	kein Wasser
37	643	436	60	10	96	41	24,6	23,1	-1	2,5
38							12,0	12,0	kein Sed.	kein Wasser
39	282	162	39	9	58	14	10,6	6,2	-1	2,5
40							4,3	4,3	kein Sed.	kein Wasser

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu	cxHM	
41	297	191	46	14	35	11	5,3	4,5	-1	2,5
42							13,0	13,0	kein Sed.	kein Wasser
43	251	143	42	10	43	13	6,2	6,2	+1	2,5
44	185	99	38	7	27	14	5,0	3,4	+1	2,5
45	208	120	33	10	33	12	6,7	5,6	0	2,5
46							9,7	7,0	kein Sed.	kein Wasser
47							3,0	3,0	kein Sed.	kein Wasser
48	187	93	28	12	37	17	<2,8	<2,8	+1	5,0
49	226	125	31	10	43	17	2,8	<2,8	0	0
50	130	67	19	7	29	8	2,8	<2,8	0	2,5
51	248	102	45	12	71	18	2,8	<2,8	+1	0
52	309	134	54	14	86	21	2,8	<2,8	0	2,5
53	271	106	61	6	74	24	2,8	<2,8	+1	2,5
54							3,2	3,2	kein Sed.	kein Wasser
55	334	129	71	10	97	27	15,4	<2,8	+1	2,5
56	364	149	84	17	87	27	<2,8	<2,8	+1	2,5
57	310	173	34	13	66	24	5,0	4,5	0	2,5
58							3,2	3,2	kein Sed.	kein Wasser
59	315	149	30	12	96	28	5,0	2,8	-1	0
60	267	135	28	9	73	22	5,6	2,8	0	2,5

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

Dithizon Analysendaten

	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)		Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHg	cxCu		cxHg
61	187	71	39	11	52	14	< 2,8	< 2,8	+1	2,5
62	256	111	41	15	69	20	2,8	< 2,8	0	2,5
63	207	96	27	12	56	16	2,8	< 2,8	0	0
64	231	105	28	23	59	16	< 2,8	< 2,8	0	2,5
65	205	115	25	6	43	16	< 2,8	< 2,8	+1	2,5
66	132	76	17	6	25	8	2,8	< 2,8	+1	2,5
67	202	97	30	10	53	12	< 2,8	< 2,8	+1	2,5
68	211	69	46	8	65	23	< 2,8	< 2,8	0	2,5
69	304	121	74	6	75	28	2,8	< 2,8	+1	2,5
70	356	183	46	13	87	27	2,8	< 2,8	0	2,5
71	632	461	40	20	90	21	4,5	2,8	-1	2,5
72	346	255	32	6	41	12	2,8	< 2,8	0	2,5
73	571	416	48	26	58	23	7,3	5,0	-1	2,5
74	422	303	28	16	61	14	6,7	2,8	0	2,5
75	263	183	20	12	38	10	< 2,8	< 2,8	0	2,5
76	133	74	18	8	26	7	< 2,8	< 2,8	0	2,5
77	172	77	39	8	35	13	5,3	6,0	+1	0
78	428	82	42	8	280	16	9,0	8,0	-1	0
79							< 2,8	< 2,8	kein Sed.	0
80	230	20	23	3	180	4	4,5	< 2,8	+1	0

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

Dithizon Analysendaten

Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

Sediment-
beschaff.

Wasserdaten
(Angabe in ppb)

	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		cxHM
81	260	42	32	8	168	10	2,8	<2,8	+1	0
82	231	22	26	6	171	6	3,4	<2,8	+1	2,5
83	236	97	36	3	91	9	5,3	5,0	+1	0
84	493	164	83	21	211	14	10,6	7,0	0	2,5
85									kein Sed.	2,5
86	92	30	22	6	26	8	5,0	<2,8	0	0
87	229	62	37	3	122	5	8,0	4,0	0	0
88	504	302	40	7	142	13	9,5	5,3	0	0
89							11,0	5,4	kein Sed.	kein Wasser
90	591	116	39	14	415	7	8,5	5,3	0	0
91	179	42	16	3	114	4	2,8	<2,8	+1	2,5
92	151	25	20	8	93	5	<2,8	<2,8	+2	2,5
93	376	215	36	14	86	25	6,4	2,8	0	0
94	593	406	40	12	108	27	6,2	3,9	+1	2,5
95	454	238	52	28	103	33	6,7	5,0	0	2,5
96	497	279	57	30	95	36	5,6	3,4	+1	2,5
97	776	530	87	25	71	63	7,4	4,7	0	0
98	467	348	34	22	38	25	13,1	10,5	-2	0
99	463	317	32	18	70	26	4,6	4,6	0	0
100	442	257	38	16	105	26	5,6	5,6	-1	2,5

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu	cxHM	
101	363	213	38	12	75	24	2,8	<2,8	0	2,5
102							3,0	3,0	kein Sediment	kein Wasser
103	348	208	28	18	69	25	2,3	<2,3	0	0
104	178	42	53	16	48	19	<2,3	<2,3	+1	kein Wasser
105	406	209	71	26	65	35			Bodenprobe	
106	421	241	74	15	54	37			Bodenprobe	
107	378	238	39	19	56	26	6,0	5,6	-1	0
108	132	47	25	15	28	17	3,2	<2,3	0	2,5
109	148	72	12	16	36	12	<2,3	<2,3	0	2,5
110	194	92	30	13	38	21	2,3	<2,3	0	2,5
111	388	195	52	28	75	38			Bodenprobe	
112	315	168	35	31	54	27			Bodenprobe	
113	270	154	34	14	41	27			Bodenprobe	
114	172	90	17	18	25	22	2,3	<2,3	0	2,5
115	191	35	25	8	109	14			Bodenprobe	
116	323	142	34	14	110	23	3,4	2,8	+1	2,5
117	403	174	31	12	159	27	3,4	<2,8	+2	2,5
118	346	204	35	18	60	29	4,2	3,2	+1	2,5
119	473	260	50	29	104	30	4,6	3,7	+1	0
120	239	116	40	17	46	20	2,3	<2,3	0	0

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHg	cxCu	cxHg	
121	340	184	26	55	50	25			Bodenprobe	
122	462	275	50	12	86	39			Bodenprobe	
123	411	253	40	19	68	31			Bodenprobe	
124	308	146	35	11	89	27	4,5	2,8	+1	2,5
125	297	147	26	17	95	12			Bodenprobe	
126	412	150	24	17	189	32	5,6	2,8	-2	5,0
127	186	66	27	13	67	13	7,4	5,3	+2	5,0
128	238	73	46	25	78	16	6,4	5,0	+1	0
129	234	55	26	4	138	11	3,9	<2,8	+1	0
130	210	69	30	15	86	10	5,3	5,0	+1	2,5
131	179	59	24	12	74	10	7,0	<2,8	+1	0
132	199	70	35	10	71	13	5,0	<2,8	+1	0
133	200	61	30	3	98	8	3,4	<2,8	+1	0
134	185	64	23	3	87	8	5,6	3,9	0	0
135	265	66	38	10	135	16	2,8	<2,8	+1	0
136	309	48	52	6	193	10	5,6	3,4	+1	0
137	247	71	55	8	97	16	5,6	<2,8	0	2,5
138	382	114	81	11	151	25	8,5	6,2	0	2,5
139	718	206	34	8	450	20	7,4	4,7	+1	2,5
140	254	76	44	15	103	16	4,7	<2,8	+1	0

**Proben-
nummer**
AAS Analysendaten
Dithizon Analysendaten

(Angabe in ppm)

 Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

 Sediment-
beschaff.

 Wasserdaten
(Angabe in ppb)

HM

Cu

Ni

Pb

Zn

Co

cxHM

cxCu

cxHM

141	331	110	51	18	132	20	9,4	4,5	0	0
142	295	96	33	18	104	44	4,7	<2,8	-2	2,5
143	510	325	46	21	86	32			Bodenprobe	
144	362	177	27	13	127	18	3,4	<2,8	-1	2,5
145	694	572	35	9	52	26			Bodenprobe	
145.1	439	146	26	11	240	16	<2,8	<2,8	-1	5,0
146	491	304	48	17	91	31			Bodenproben	
147	785	585	49	25	89	37			Bodenproben	
148	134	53	25	1	43	12	<2,8	<2,8	+1	0
149	194	81	33	2	59	19	4,5	3,4	0	0
150	453	362	25	3	56	7	13,9	10,8	+2	10,0
151	351	214	34	12	67	24	4,5	4,5	+1	2,5
152	270	174	27	4	48	17	<2,8	<2,8	+1	2,5
153	270	189	25	2	42	12	2,8	<2,8	0	0
154	493	182	36	8	250	17	3,9	3,4	0	2,5
155	105	36	22	2	37	8	5,0	3,9	+1	0
156	106	24	14	3	57	8	<2,8	<2,8	-1	0
157	409	312	69	4	18	6	20,0	18,5	-2	2,5
158	189	119	21	1	36	12	2,8	<2,8	+1	0
159	225	153	20	4	37	11	3,4	3,8	0	0

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHg	cxCu	cxHg	
160	193	122	16	9	35	11	5,0	3,9	+1	0
161	373	283	20	11	46	13	5,3	5,0	-1	0
162	430	321	29	7	58	15	2,8	<2,8	+1	0
163	491	341	39	16	71	24	4,7	5,6	+1	0
164	246	159	35	5	32	15	3,7	2,8	+1	2,5
165	847	467	21	162	179	18	9,4	7,5	-2	0
166	481	335	30	3	95	18	4,7	4,2	+1	0
167	577	463	24	9	66	15	6,7	6,3	+1	0
168	498	382	20	25	58	13	9,4	6,7	+1	0
169	473	306	31	19	93	24	8,5	6,7	+1	0
170	266	178	20	10	43	15	3,9	2,8	-1	0
171	256	113	44	11	72	16	4,7	4,5	+1	5,0
172	228	117	43	6	59	3	3,9	2,8	+1	0
173	138	50	21	5	61	1	<2,8	<2,8	+1	0
174	234	104	26	5	95	4	3,9	<2,8	+1	0
175	332	211	32	8	61	20	<2,8	<2,8	+1	0
176	352	255	28	3	47	19	<2,8	<2,8	+1	0
177	437	310	31	7	66	23	4,7	4,0	+1	0
178	414	279	32	13	70	20	8,5	6,4	0	0
179	557	394	34	32	77	20	10,6	8,5	0	2,5

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)		Sediment beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)
	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		
180	865	381	42	270	149	23	8,5	7,4	-1	2,5
181	618	396	41	35	117	29	9,5	6,4	-1	5,0
182	782	453	53	60	178	38	9,5	8,5	-1	2,5
183	645	423	54	22	116	30	8,5	5,3	-2	0
184	2247	312	59	86	1750	40	5,6	4,5	-2	0
185	300	130	62	4	79	25	3,9	2,8	0	0
186	1951	343	79	38	1450	41	7,5	4,7	-2	0
187	538	312	64	34	97	31	5,0	3,9	-1	0
188	465	265	71	14	87	28	5,0	2,8	+1	2,5
189	261	137	47	6	53	18	3,9	< 2,8	+1	2,5
189.1	468	357	30	26	40	15			Bodenprobe	
190	702	355	74	33	210	30	6,7	4,5	0	2,5
191	338	222	26	11	60	19	5,6	5,6	0	2,5
192	231	43	41	6	128	13	7,5	4,7	+1	5,0
193	196	75	45	7	60	9	4,7	2,8	+1	5,0
194	263	85	40	8	114	16	2,8	< 2,8	0	0
195	455	305	43	18	65	24			Bodenprobe	
196	1341	65	28	14	1220	14	< 2,8	< 2,8	+1	2,5
197	118	35	35	8	29	11			Bodenprobe	
198	202	86	30	10	63	13	< 2,8	< 2,8	+1	2,5

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHg	cxCu	cxHg	
199	695	82	31	14	550	18	9,5	3,9	-2	0
200	901	118	33	12	720	18	4,5	3,9	-1	5,0
201	483	368	26	14	57	18	15,8	15,8	+1	0
202	297	178	25	22	48	24	4,2	3,2	+1	5,0
203	631	134	60	21	400	16	6,2	2,8	0	2,5
204	534	12	22	8	480	12	<2,8	<2,8	0	0
205	134	45	22	3	56	8	4,5	3,9	+1	0
206	227	106	27	4	75	15	5,0	4,5	0	0
207	265	181	19	15	30	20	3,2	2,3	+1	2,5
208	186	108	17	17	27	17	<2,3	<2,3	+1	2,5
209	345	188	36	18	75	28	4,2	2,3	+1	2,5
210	292	122	28	12	112	18	4,2	2,8	+1	2,5
211	244	128	30	17	51	18	3,2	<2,3	+1	2,5
212	239	109	42	13	48	27	3,2	<2,3	+1	2,5
213	449	220	42	17	142	28	4,7	4,5	0	2,5
214	481	278	43	10	125	25	4,7	4,7	0	2,5
215	283	100	51	14	94	24	4,5	3,9	+1	2,5
216	352	150	77	10	77	38			Bodenprobe	
217	354	143	55	25	104	27	4,5	3,9	+1	2,5
218	380	199	49	23	74	35			Bodenprobe	

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu	cxHM	
219	321	162	39	20	69	31			Bodenprobe	
220	347	181	49	27	67	23			Bodenprobe	
221	369	122	72	10	137	28	< 2,8	< 2,8	+1	2,5
222	263	70	57	12	91	33	< 2,8	< 2,8	+2	0
223	267	90	32	34	88	23			Bodenprobe	
224	348	166	48	20	91	23			Bodenprobe	
225	377	145	102	15	83	32			Bodenprobe	
226	301	124	39	17	91	30	6,2	3,9	0	0
227	163	46	32	6	56	23	< 2,8	< 2,8	+1	0
228	273	165	29	19	43	17			Bodenprobe	
229	395	195	55	28	76	41	9,5	5,3	-1	2,5
230	282	105	53	20	74	30			Bodenprobe	
231	204	58	55	10	57	24	3,9	< 2,8	+1	2,5
232	168	61	38	15	39	15	2,8	< 2,8	0	2,5
233	182	76	43	9	40	14	< 2,8	< 2,8	0	2,5
234	293	123	56	15	74	25			Bodenprobe	
235	144	58	35	5	35	11	< 2,8	< 2,8	0	2,5
236	366	196	40	12	86	31			Bodenprobe	
237	425	100	190	8	84	43	5,0	2,8	+1	2,5
238	457	128	207	10	72	40	< 2,8	< 2,8	+1	2,5

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)		Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)
	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		cxHM
239	170	43	69	10	33	15	3,4	2,8	0	2,5
240	323	109	116	13	60	25	4,5	2,8	0	2,5
241	424	207	114	8	73	22	7,4	6,7	+1	2,5
242	188	74	50	6	45	13	5,3	3,9	0	5,0
243	229	87	60	7	57	18	8,4	3,9	0	5,0
244	338	46	33	5	240	14	2,8	<2,8	+1	2,5
245	219	12	16	10	172	9	5,0	2,8	+1	2,5
246	190	34	44	11	70	31			Bodenprobe	
247	367	150	47	15	134	21	12,0	2,5	0	2,5
248	557	266	61	139	160	31	14,0	2,5	0	2,5
249	485	193	65	39	157	31	28,0	8,0	0	2,5
250	139	65	17	8	39	10	7,0	3,0	0	2,5
251	490	232	71	25	135	27	8,0	4,0	0	2,5
252	629	330	82	24	160	33	22,0	10,0	0	2,5
253	718	382	109	24	163	40	22,0	18,0	0	2,5
254	313	164	41	13	76	19	7,0	4,0	0	2,5
255	330	169	46	11	85	19	8,0	7,0	0	2,5
256	277	56	36	39	129	17	8,0	<2,5	0	2,5
257	292	76	34	48	118	16	7,0	<2,5	0	2,5
258	55	8	11	7	27	2			Bodenprobe	

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu	cxHM	
259	143	46	23	8	54	12			Bodenprobe	
260	146	29	19	10	80	8			Bodenprobe	
261	63	15	10	7	27	4			Bodenprobe	
262	364	164	34	32	120	14	6,0	< 2,5	0	2,5
263	292	110	30	16	116	20	7,0	2,5	0	2,5
264	229	85	27	5	98	14	7,0	6,0	0	2,5
265	526	283	58	18	149	18	16,0	7,0	0	5,0
266	431	261	36	20	101	13	22,0	7,0	0	5,0
267	653	418	48	35	129	23	32,0	14,0	0	5,0
268	889	699	48	22	103	17	24,0	21,0	0	5,0
269	759	580	38	14	107	20	35,0	28,0	0	10,0
270	956	827	30	24	64	11	22,0	20,0	0	2,5
271	454	286	38	32	86	12	3,0	< 2,5	0	2,5
272	317	148	48	28	75	18	3,0	< 2,5	0	2,5
273	364	190	42	28	89	15	3,0	< 2,5	0	2,5
274	527	356	37	20	100	14	25,0	16,0	0	2,5
274.1	531	460	19	12	32	8			Bodenprobe	
275	221	92	32	12	68	17	4,0	< 2,5	0	2,5
276	357	174	47	21	88	27	8,0	4,0	0	2,5
277	341	193	45	15	70	18	2,5	< 2,5	0	5,0

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten			
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)	Sediment- beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	CxHg	CxCu	CxHg	
278	34	8	6	8	11	1			Bodenprobe	
279	172	26	34	12	81	19	<2,5	<2,5	0	2,5
280	155	67	39	7	33	9			Bodenprobe	
281	292	160	19	14	8	11			Bodenprobe	
282	183	100	29	15	33	6	<2,5	<2,5	0	2,5
283	192	66	28	14	63	21			Bodenprobe	
284	99	43	22	5	21	8			Bodenprobe	
285	472	243	46	61	87	35	5,0	3,0	0	2,5
286	290	173	32	11	55	19	<2,5	<2,5	0	2,5
287	426	252	45	25	77	27			Bodenprobe	
288	540	227	65	73	129	46	5,0	<2,5	0	2,5
289	383	182	47	28	93	33	3,0	<2,5	0	2,5
290	279	125	46	18	68	22	2,5	<2,5	0	2,5
291	268	113	52	18	62	23	2,5	<2,5	0	2,5
292	412	234	45	16	94	23	13,9	9,5	-1	5,0
293	275	132	55	10	56	22	7,4	4,5	0	2,5
294	225	91	48	10	50	26	5,0	3,9	0	2,5
295	251	109	58	10	62	12	5,3	5,0	-1	2,5
296	201	79	66	6	35	15	<2,8,	<2,8	+1	2,5
297	477	83	226	15	104	49	2,8	<2,8	+1	2,5

Proben- nummer	AAS Analysendaten						Dithizon Analysendaten				
	(Angabe in ppm)						Sedimentdaten (Angabe in ppm)		Sediment beschaff.	Wasserdaten (Angabe in ppb)	
	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		cxHM	
298	204	60	60	10	56	18	3,4	<2,8	+1		2,5
299	168	22	87	8	36	15	<2,8	<2,8	+1		0
300	377	183	62	13	82	37	3,9	<2,8	0		0
301	178	68	38	4	48	20	<2,8	<2,8	+1		2,5
302	345	177	46	13	80	29	<2,8	<2,8	+1		0
303	329	158	52	18	75	26			Bodenprobe		
304	528	203	101	121	63	40			Bodenprobe		
305	314	145	49	31	61	28	2,8	<2,8	+2		2,5
306	259	60	58	23	80	38	<2,8	<2,8	0		0
307	302	140	51	12	68	31			Bodenprobe		
308	248	80	49	15	76	28	<2,8	<2,8	-1		0
309	291	81	36	20	139	15	<2,8	<2,8	+1		0
310	237	105	40	14	54	24	<2,8	<2,8	-1		2,5
311	214	73	49	13	54	25			Bodenprobe		
312	184	63	39	33	32	17	<2,8	<2,8	+1		0
313	264	144	37	20	44	19			Bodenprobe		
314	221	76	40	19	61	25	<2,8	<2,8	+1		0
315	294	115	54	18	63	44			Bodenprobe		
316	582	177	55	9	310	31	3,9	<2,8	+2		2,5
317	295	148	46	13	65	23			Bodenprobe		

**Proben-
nummer**
AAS Analysendaten
Dithizon Analysendaten

(Angabe in ppm)

 Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

 Sediment
beschaff.

 Wasserdaten
(Angabe in ppb)

HM

Cu

Ni

Pb

Zn

Co

cxHM

cxCu

cxHM

	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		
318	491	269	61	14	113	34			Bodenprobe	
319	175	61	32	10	53	19	5,0	3,4	+2	0
320	428	207	48	11	140	22	4,5	3,9	+1	2,5
321	669	150	60	9	420	30	3,4	2,8	+1	2,5
322	816	219	54	13	500	30	<2,8	<2,8	+1	2,5
323	280	103	87	20	46	24	6,2	5,6	-1	0
324	213	98	31	8	51	25	<2,8	<2,8	-1	0
325	479	234	80	19	95	51	<2,8	<2,8	+1	2,5
326							<2,8	<2,8	kein Sed.	0
327	139	53	26	5	37	18	3,9	<2,8	-1	0
328	106	37	23	5	31	10	<2,8	<2,8	-1	2,5
329	172	66	28	14	39	25	3,4	<2,8	+1	0
330	92	37	19	6	17	13	<2,8	<2,8	-1	0
331	108	44	15	11	23	15	<2,8	<2,8	+2	0
332	112	40	13	11	18	30	<2,8	<2,8	+1	2,5
333	150	67	19	14	31	19	<2,8	<2,8	+1	0
334	144	76	19	10	22	17	<2,8	<2,8	0	0
335	150	74	23	9	30	14	2,8	<2,8	+2	kein Wasser
336	102	41	28	4	20	9			Bodenprobe	
337	356	68	37	5	230	16	6,7	<2,8	0	0

**Proben-
nummer**
AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

Dithizon Analysendaten

 Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

 Sediment-
beschaff.

 Wasserdaten
(Angabe in ppb)

	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	cxHM	cxCu		cxHM
338	448	216	69	18	98	47			Bodenprobe	
339	728	456	88	20	105	59			Bodenprobe	
340	215	90	50	8	48	19	2,8	<2,8	+1	2,5
341	278	134	48	5	68	23	<2,8	<2,8	0	2,5
342	203	111	23	20	37	12			Bodenprobe	
343	504	268	78	21	92	45			Bodenprobe	
344	624	401	71	12	100	40	2,8	<2,8	0	0
345	210	68	62	5	49	26	<2,8	<2,8	+2	2,5
346	248	106	41	23	50	28	3,9	<2,8	0	2,5
347	131	55	21	9	25	21	<2,8	<2,8	+1	2,5
348	171	66	29	14	35	27	<2,8	<2,8	-1	2,5
349	216	86	40	15	47	28	<2,8	<2,8	+2	2,5
350	334	225	39	16	39	15			Bodenprobe	
351	231	86	58	15	49	23			Bodenprobe	
352	233	72	72	14	50	25	<2,8	<2,8	+1	2,5
353	266	108	61	9	59	29	3,4	<2,8	0	2,5
354	238	64	60	25	59	30	2,8	<2,8	0	2,5
355	263	105	49	18	63	28	2,8	<2,8	+1	2,5
356	318	140	60	17	67	34	2,8	<2,8	+1	2,5
357	291	124	57	16	64	30	2,8	<2,8	+1	2,5

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co
358	215	111	40	5	41
359	229	102	46	12	46
360	547	339	52	27	73
361	258	136	37	16	42
362	303	180	44	10	49
363	561	372	51	30	77
364	228	116	30	15	40
365	320	151	43	10	93

Dithizon Analysendaten

Sedimentdaten
(Angabe in ppm)

Sediment-
beschaff.

Wasserdaten
(Angabe in ppb)

cxHM

cxCu

cxHM

Bodenprobe

5,0	2,8	-1	2,5
5,1	4,2	-1	2,5
<2,3	<2,3	+2	2,5
		Bodenprobe	
3,7	2,3	-1	0
<2,3	<2,3	+1	0
		Bodenprobe	

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

	HM	Cu	Ni	Pb	Zn	Co
G 1	186	41	47	9	53	36
G 2	167	44	33	15	52	23
G 3	141	36	25	14	39	27
G 4	178	73	28	10	41	26
G 5	301	185	29	8	49	30
G 6	337	124	50	14	94	55
G 7	195	72	30	11	51	31
G 8	149	40	27	9	45	28
G 9	505	218	84	18	123	62
G 10	221	57	48	14	55	47
G 11	218	75	28	50	38	27
G 12	338	49	128	19	112	30
G 13	290	93	50	19	94	34
G 14	158	38	55	10	13	42
G 15	496	70	131	17	85	193
G 16	500	220	41	15	193	31
G 17	477	175	112	22	104	64
G 18	348	177	47	19	73	32
G 19	490	210	165	0	65	50
G 20	530	25	330	0	150	25

Proben-
nummer

AAS Analysendaten

(Angabe in ppm)

	Hg	Cu	Ni	Pb	Zn	Co
G 21	250	60	25	0	150	15
G 22	300	50	80	0	115	55
G 23	502	234	67	22	132	47
G 24	341	56	182	13	54	36
G 25	110	50	10	0	45	5
G 26	150	70	15	0	50	15
K 1	174	35	21	54	33	31
K 2	148	22	22	50	25	29
K 3	165	42	21	54	18	30
E 1	700	295	242	15	85	63
E 2	765	59	530	28	93	55
E 3	288	132	38	18	71	29
E 4	4255	4130	35	20	55	15

Erläuterung zu Tabelle 2:

Der in Tabelle 2 in der Rubrik Dithizon Analysen verwandte Begriff "Bodenproben" meint eine Probe, die aus einem trockenen Bachbettentnommen wurde, also auch aus Bachsediment besteht.

Die in der Rubrik Sedimentdaten sowohl unter cxHM als auch unter cxCu auftretenden Werte "kleiner 2,8 ppm" bzw. "kleiner 2,5 ppm" bzw. "kleiner 2,3 ppm" sind durch die Benutzung verschiedener, unterschiedlich geeichter Plexiglas-Probeentnahmелöffel bedingt.

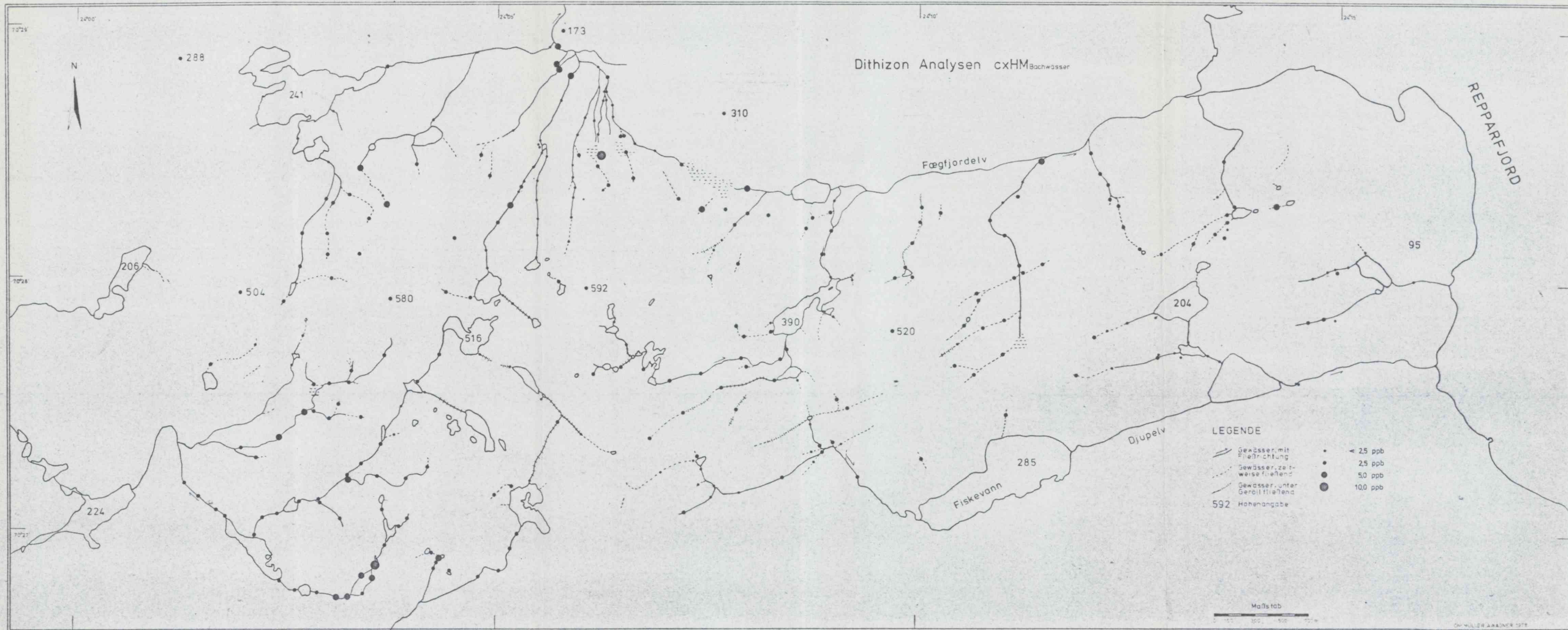
Die Angabe "Kein Wasser" steht für die Tatsache, dass es während einer Zeit im Sommer nicht möglich war, Wasserproben zu entnehmen, da der Schmelzwasserfluss sehr hoch war und die Bäche somit hauptsächlich Oberflächen- und nicht Kluftwasser führten. Die Angabe "kein Sediment" bezeichnet den Umstand, dass es oft nicht möglich war, mehr als das für die Dithizon-Feldanalyse nötige Bachsediment zu finden.

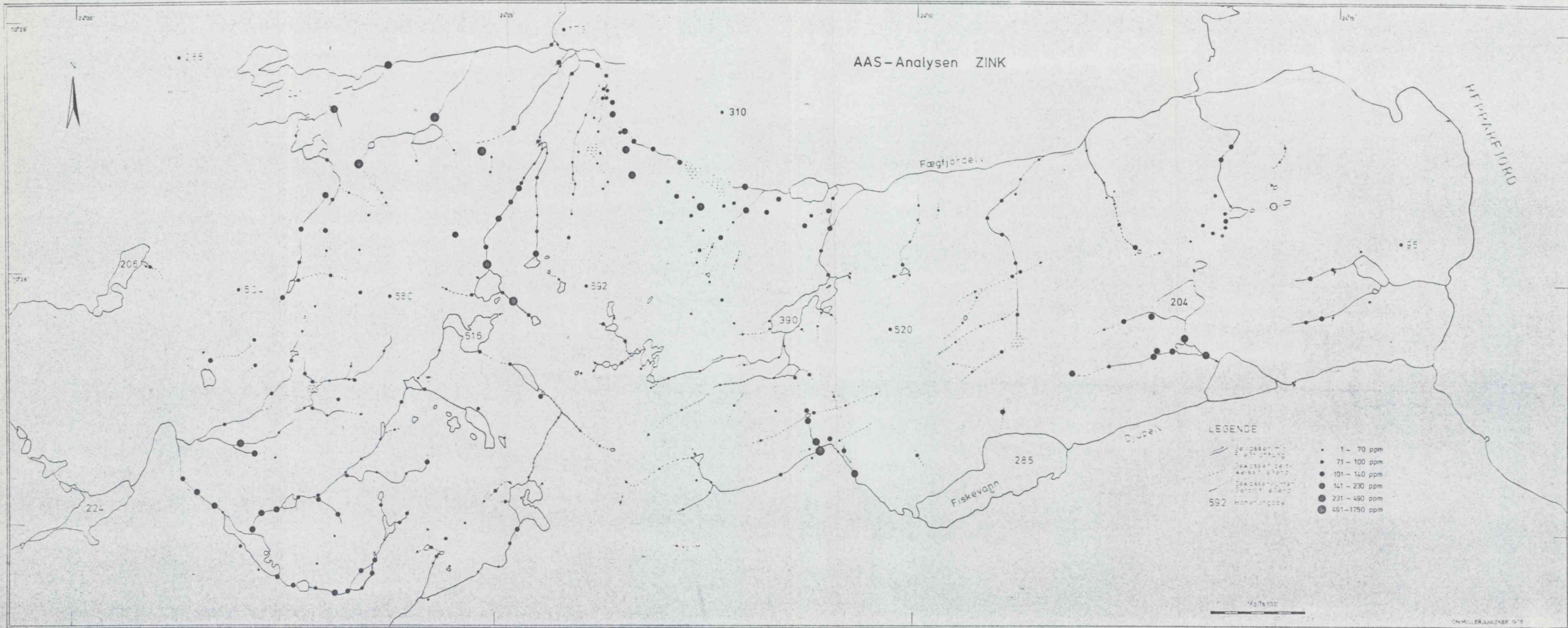
Einteilung der Anomalienkarten:

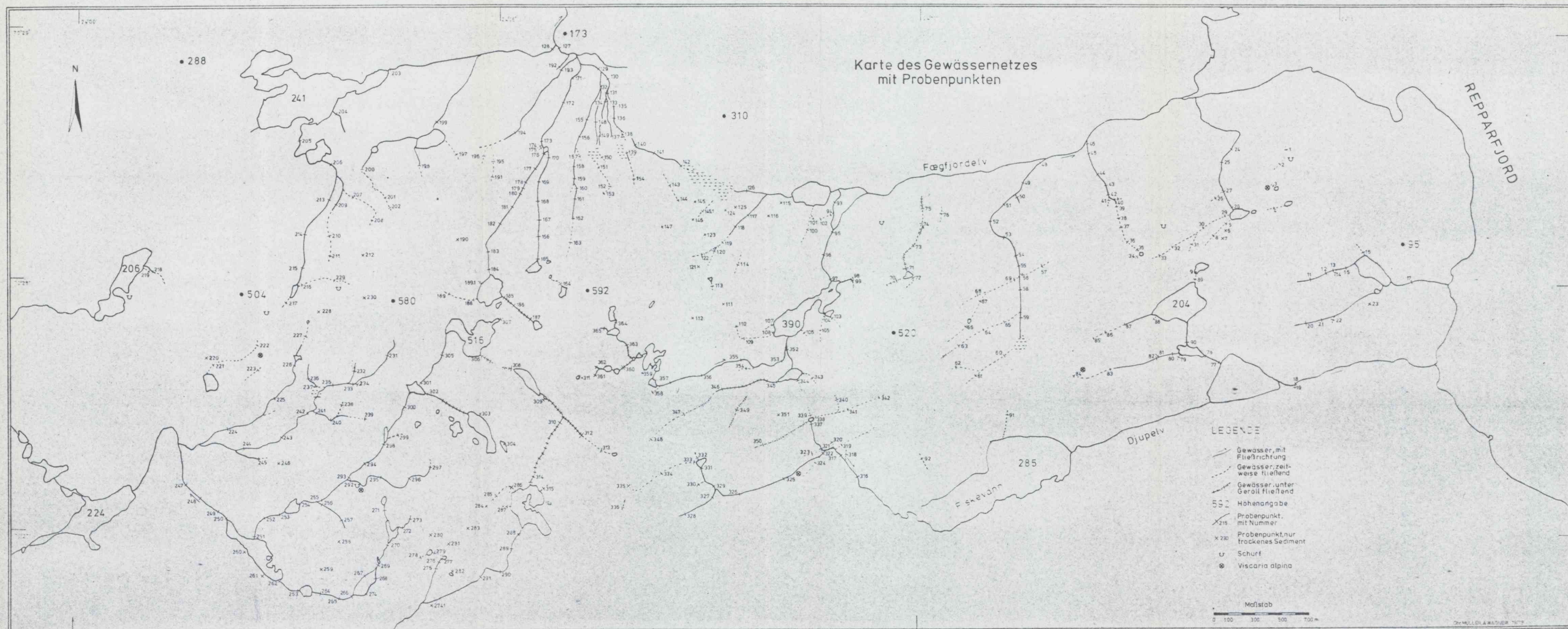
	Grenzen	Werte	Prozent
1) cxHM Sed.	< 4	155	50.99
	5 - 7	81	77.63
	8 - 10	32	88.16
	11 - 19	22	95.40
	20 - 25	10	98.69
	26 - 35	4	100.00
2) cxCu Sed.	< 2	142	46.71
	3 - 4	78	72.37
	5 - 7	53	89.80
	8 - 11	16	95.06
	12 - 19	10	98.35
	19 - 28	5	100.00
3) cxHM H ₂ O	< 2,5	106	36.43
	2,5	164	92.78
	5,0	19	99.31
	10,0	2	100.00

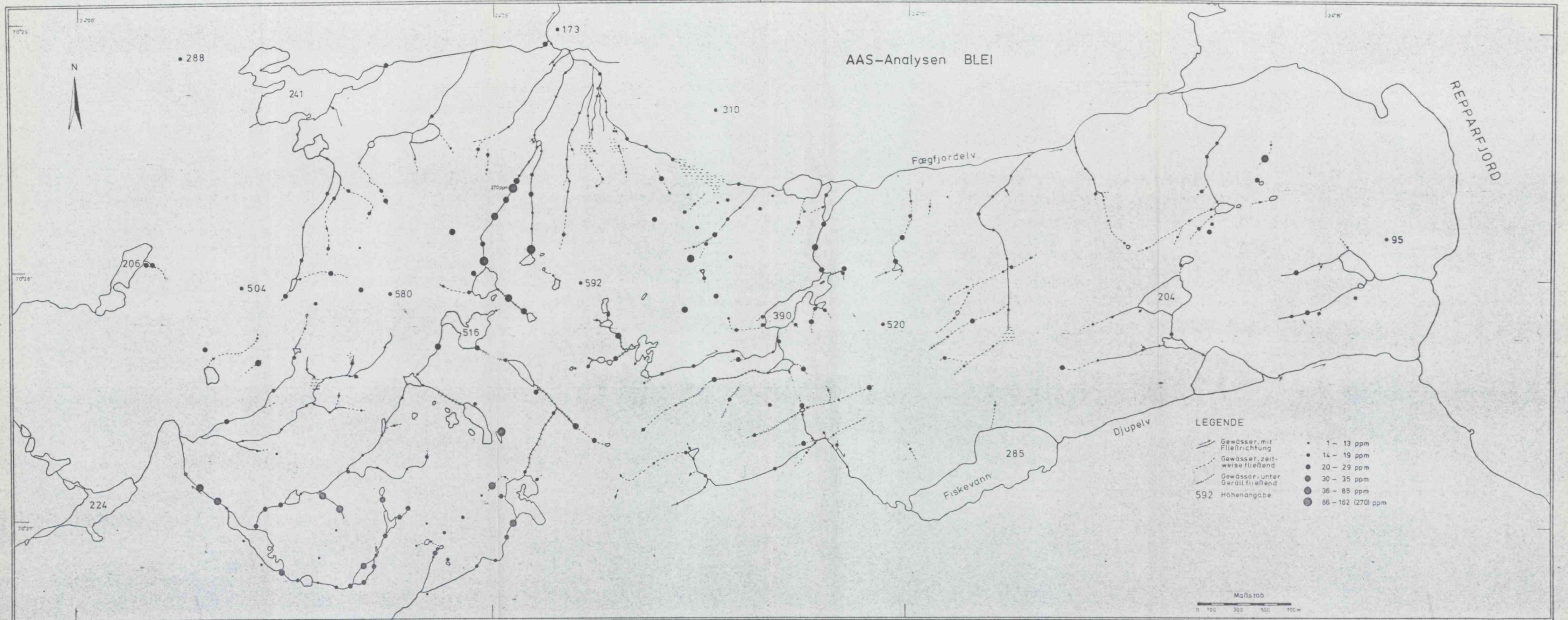
Einteilungen der Anomalienkarten:

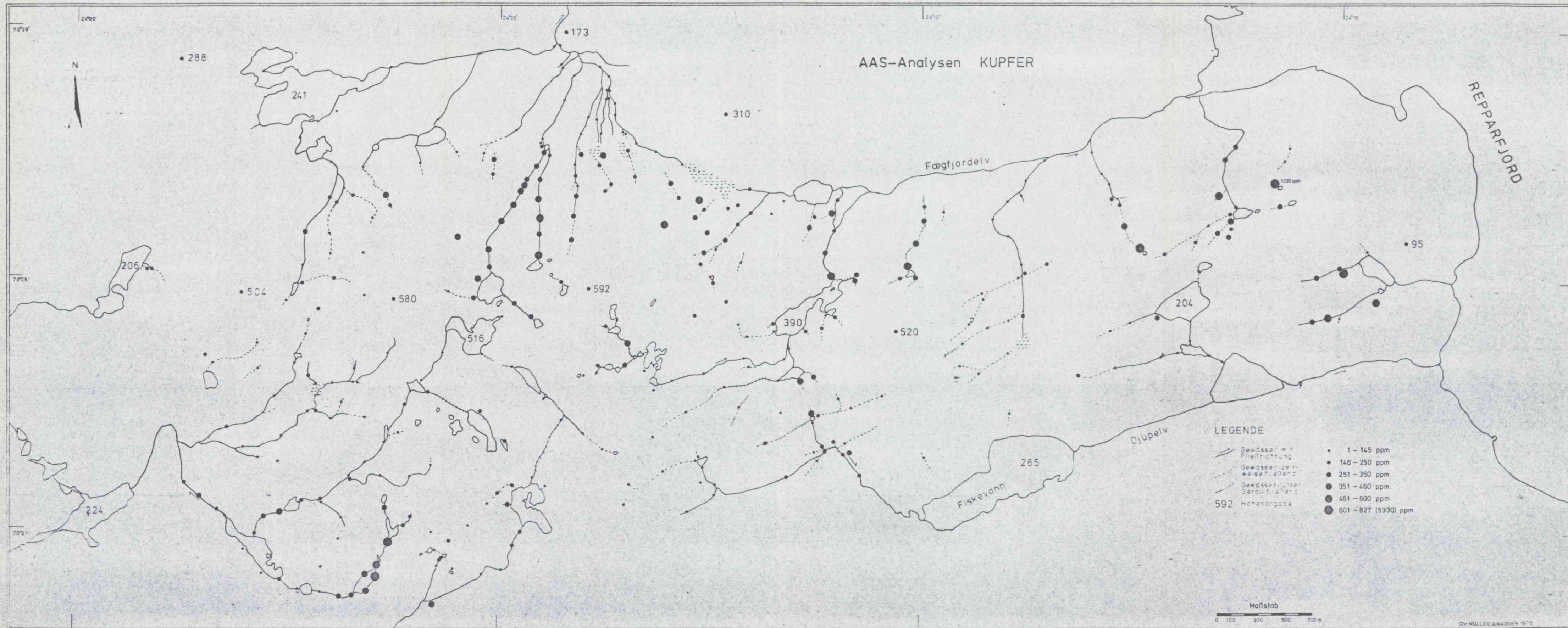
	Grenzen	Werte	Prozent
1) Kupfer	1 - 145	205	51,50
	146 - 250	101	76,90
	251 - 350	48	89,00
	351 - 460	25	95,30
	461 - 600	13	98,60
	601 - 827(5330)	6	100,00
2) Nickel	5 - 39	210	52,80
	40 - 52	97	77,10
	53 - 68	46	88,70
	69 - 82	26	95,20
	83 - 109	13	98,50
	110 - 226	6	100,00
3) Blei	1 - 13	211	53,01
	14 - 19	91	75,87
	20 - 29	53	89,19
	30 - 35	24	95,22
	36 - 85	13	98,49
	86 - 162(270)	6	100,00
4) Zink	1 - 70	201	50,50
	71 - 100	101	75,88
	101 - 140	50	88,44
	141 - 230	27	95,22
	231 - 490	13	98,49
	491 - 1750	6	100,00
5) Kobalt	1 - 20	210	52,76
	21 - 27	91	75,62
	28 - 34	53	88,94
	35 - 40	25	95,22
	41 - 55	13	98,49
	56 - 76	6	100,00

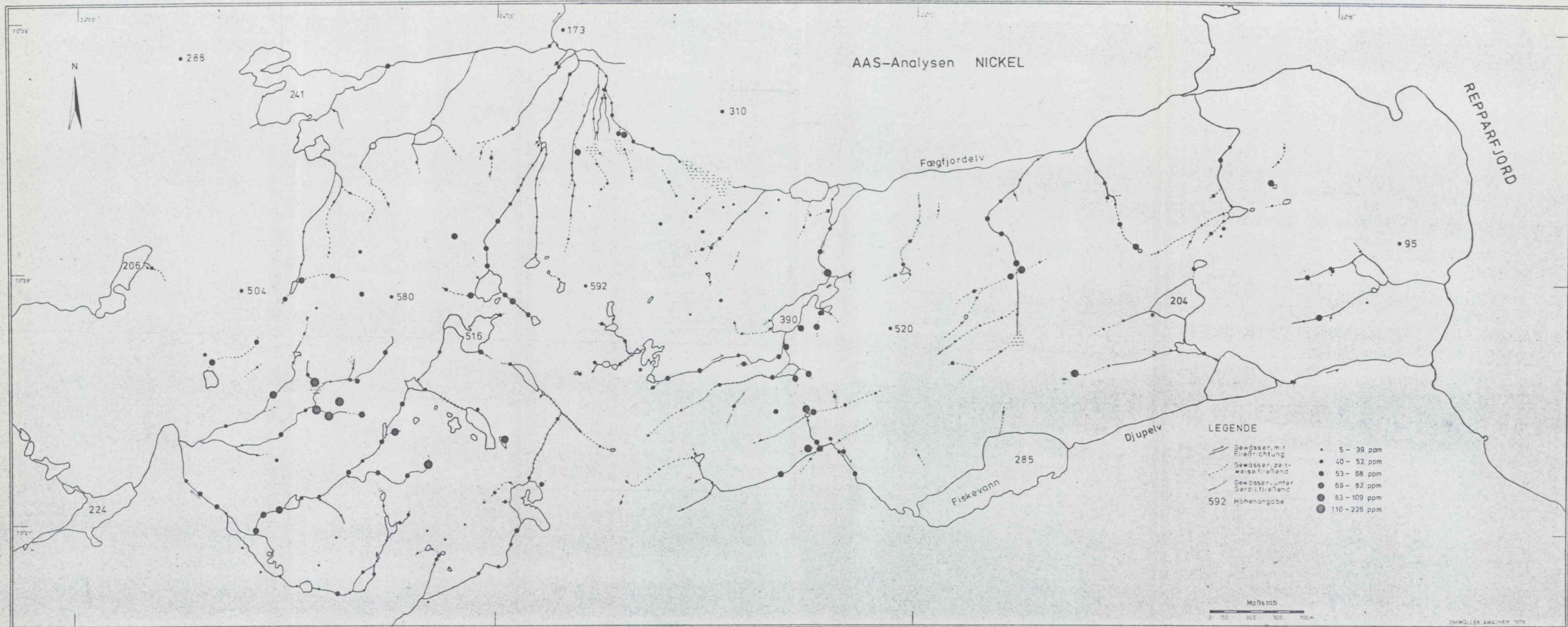


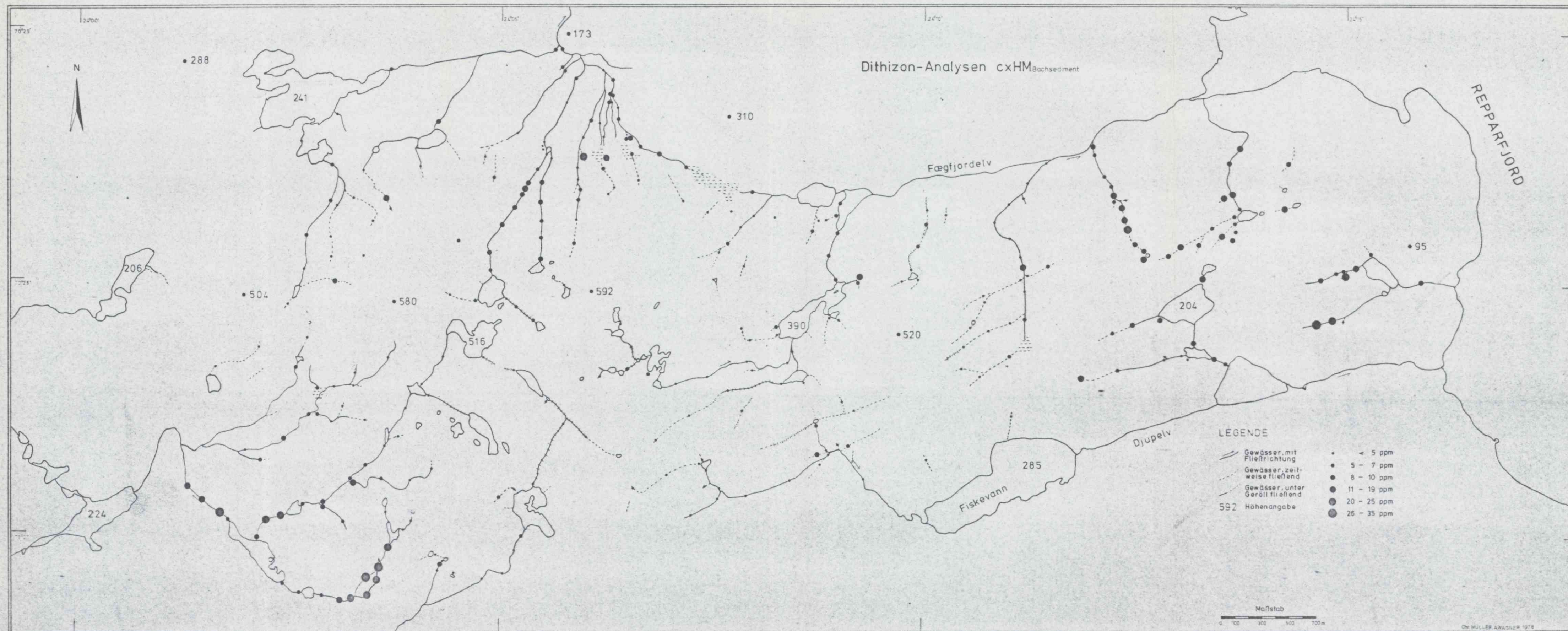


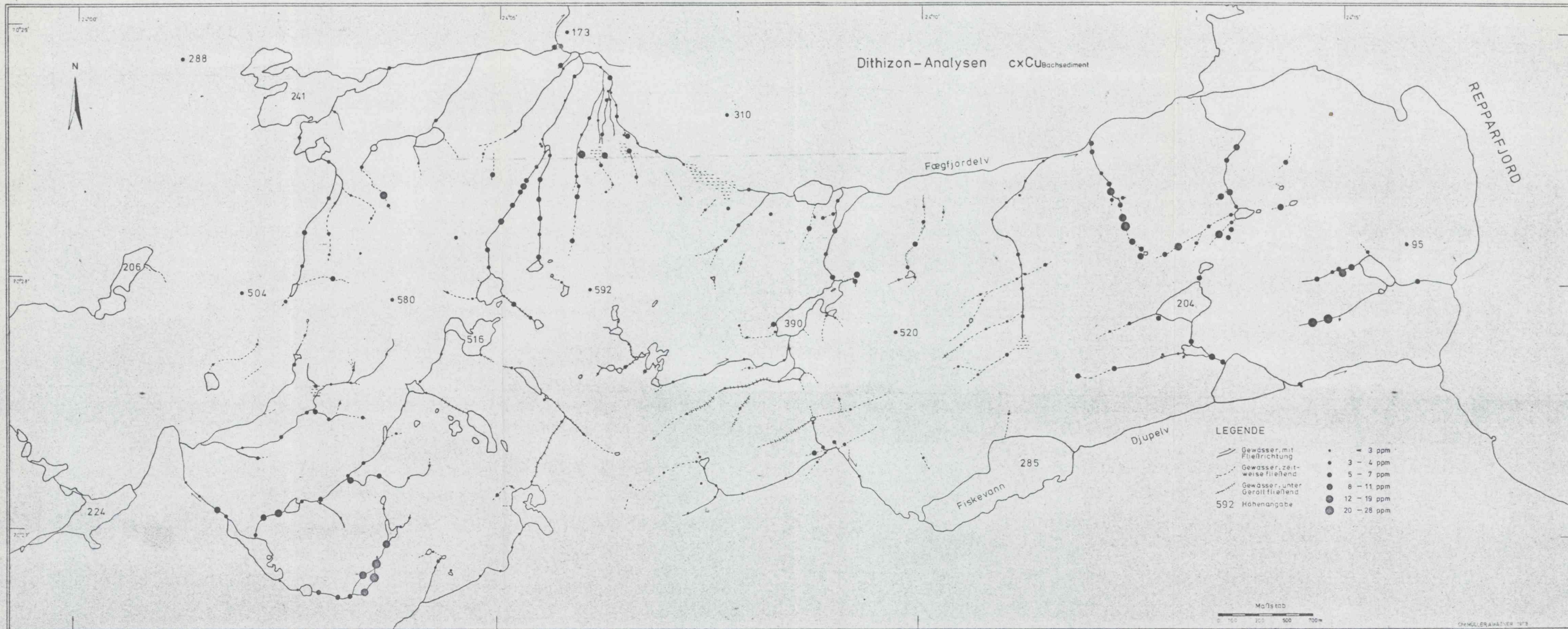


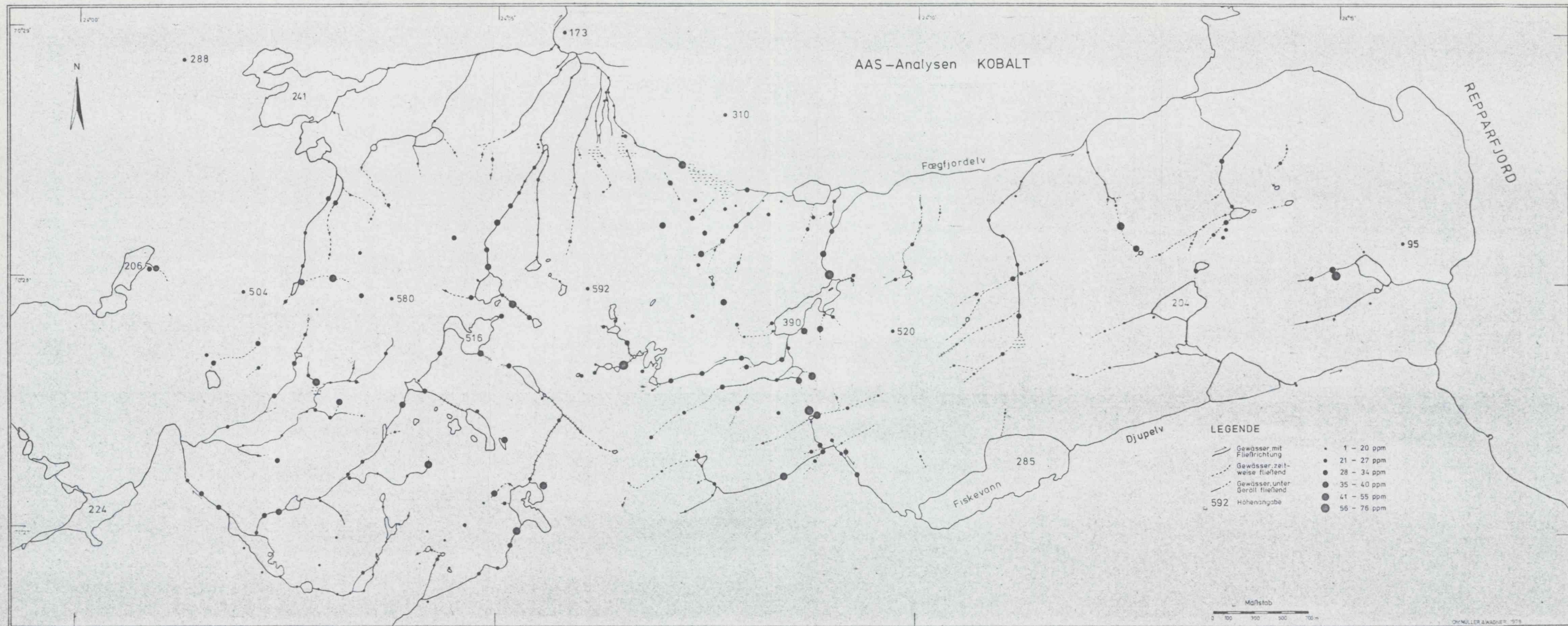












Geochemische Untersuchungen im Komagfjord - Fenster

Uwe Altenberger & Michael Günther
1978

ZUSAMMENFASSUNG

Die im Sommer 1978 im Bereich des Komagfjord-Fensters, Vest-Finnmark, Nordnorwegen, durchgeführten Untersuchungen hatten zum Ziel, Erzvorkommen der Elemente Cu, Zn, Pb, Ni und Co mit Hilfe von geochemischen Feldmethoden im Gelände zu lokalisieren. Es wurden dabei Gebiete ausgewählt, die schon bei regionalen geochemischen Untersuchungen des Norges Geologiske Undersøkelse anomale Zonen aufwiesen. Diese Anomalienfelder wurden nun detailliert mit Bachwasser-, Bachsediment- und Bodenproben, mit Abständen zwischen 50 und 200 m untersucht. Anschließend wurden sämtliche Proben mit atomabsorptionsspektrometrischem Verfahren analysiert um genauere Werte zu erhalten.

Die Untersuchungen bestätigten ^{die} Ergebnisse des NGU. Innerhalb der regionalen Anomalienfelder konnten lokale Anomalien eingegrenzt werden. Die Ursachen der hohen Schwermetallkonzentrationen in den meisten Fällen geklärt werden. Es wurden Vererzungen nachgewiesen. In einigen Gebieten wurde vererzter Moränenschutt als Anomalienguelle vermutet. Eine Cu-Anomalie wird durch eine Gabbro-Intrusion verursacht. Eine Cu-Anomalie konnte nicht geklärt werden.

AAS-Analysen bestätigen die gute Einsatzmöglichkeit der angewandten Feldmethoden, auf colorimetrischer Basis, mit Diphenylthiocarbazon als Reagenz.

Die Messergebnisse wurden in sechs Gruppen eingeteilt, low background bis high anomaly, und kartographisch fixiert.

-Inhaltsverzeichnis-

	Seite
1. Einleitung	
1.1 Problemstellung	4
1.2 Topographie	
1.3 Geologie	4
2. Probennahme	5
3. Angewandte Arbeitsmethoden	
3.1 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachwässern	5
3.2 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachsedimenten	5
3.3 Bestimmung von Kupfer in Bachsedimenten	7
3.4 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes und des Kupfergehaltes in Bodenproben	7
3.5 Gesteinsproben	8
3.6 Eh und pH-Messungen	8
3.7 AAS-Analysen	8
4. Auswertung	10
5. Arbeitsgebiete	
5.1 Kvalsundalen	
5.1.1 Topographie und Geologie	10
5.1.2 Geochemie	11
5.2 Magerfjell-Anomalienfelder Cu E 6-1 und Cu E 6-2	
5.2.1 Topographie und Geologie	13
5.2.2 Geochemie	13
5.3 Anomalienfelder Cu D 1 und Pb D 2-westl. Saltvann	
5.3.1 Topographie und Geologie	14
5.3.2 Geochemie	14
5.4 Anomalienfeld Cu E-südlich Nusseren	
5.4.1 Topographie und Geologie	15
5.4.2 Geochemie	15
5.5 Anomalienfeld Cu E 8 - Magerfjell	17
5.5.1 Topographie und Geologie	17
5.5.2 Geochemie	
6. Literaturverzeichnis	19
7. Anhang : 22 Tabellen, 45 Karten	

1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Bei den im Komagfjord-Fenster, Vest-Finmark, Nordnorwegen, durchgeführten geochemischen Untersuchungen, sollten zehn bereits im Rahmen der regionalen geochemischen Untersuchungen des Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) festgestellten (Rapport 1246-1974) und von G.Dreyer 1977 in geochemischen Trendkarten fixierten Anomalienfelder, detailliert untersucht werden. Zu diesem Zweck wurden 303 Bachwasserproben, 299 Bachsedimentproben und 44 Bodenproben entnommen um die sekundären Dispersionhöfe von Cu-, Ni-, Pb-, Zn- und Co-Vererzungen zu lokalisieren. Zu dieser Detailprospektion gehörte auch die Analyse von 18 Gesteinsproben um eventuelle primäre Dispersionhöfe zu erfassen. Die Mobilität der untersuchten Elemente sollte durch Eh- und pH-Messungen bestätigt werden. Zur Schwermetallbestimmung in Bachwässern, Bachsedimenten und Bodenproben wurde eine Direktanalyse im Feld auf colorimetrischer Basis, mit Diphenylthiocarbazon als Reagenz, angewandt. Diese Reagenz zeichnet sich durch eine schnelle und leichte Handhabung aus und bietet somit die Möglichkeit Analysenergebnisse und Geländebeobachtungen sofort zu korrelieren. Zusätzlich wurden die Bachsedimente und Bodenproben mit atomabsorptionsspektrometrischem Verfahren analysiert um genauere Ergebnisse zu erzielen.

1.2 Topographie

Die Arbeitsgebiete liegen in der Vest-Finnmark, Nordnorwegen, südlich Kvalsund, der nächsten Ortschaft (ca. 90 Häuser). Das Höhenniveau liegt zwischen 80 und 600m ü.NN. , sie bedecken den nordwestlichen Teil der topographischen Karte 1:50 000 AMS Serie M 711 Blatt Repparfjord 1935 I und den nordöstlichen Teil der topographischen Karte 1:50 000 AMS Serie M 711 Blatt Neverfjord 1935 I. Die beprobten Gebiete sind abgesehen von einigen Jagdhütten und Lappen-Wohnstätten unbesiedelt. Die Feldarbeit ist wegen der starken Schneedeckung nur von Mitte Juni bis Ende September möglich.

1.3 Geologie

Das Komagfjord-Fenster besteht aus präkambrischen Gesteinen, die leicht metamorph überprägt sind (Grünschiefer-Fazies) und von einer kaledonischen Decke randlich überlagert werden. Die ältesten

Gesteine des Fensters sind Grünsteine und Grünschiefer, in die Karbonat- und Quarzitlinsen eingeschaltet sind. Alle anderen im Fenster anstehenden Gesteine konnten diesen, altersmäßig, noch nicht eindeutig zugeordnet werden, da radiometrische Altersdatierungen, aufgrund der Metamorphose, stark erschwert werden.

Im Südosten werden die Grünsteine von Quarziten überlagert die wiederum von Tonschiefern überdeckt werden. Im Nordwesten werden die Grünsteine von Schwarzschiefern überlagert. Die meisten Gesteine werden von mafischen bis ultramafischen Intrusionen (Trondjemite) durchschlagen. Die Gesteine unterlagen zwei grossen Deformationsakten, wobei sich einer in einer Faltung widerspiegelt (karelische Faltung). Ob es bei der zweiten Deformation zu einer Faltung kam ist umstritten.

In Abbildung 1 sind die lithostratigraphischen Tabellen zweier Komagfjord-Fenster-Bearbeiter abgebildet.

2. Probennahme

Innerhalb der Arbeitsgebiete wurden alle fließenden Gewässer in Abständen von 150 bis 200 m beprobt. Bei erhöhten Schwermetallgehalten in den Bachwässern oder Bachsedimenten wurden die Abstände auf 50 bis 100 m reduziert um anomale Zonen exakter einzugrenzen. In Gebieten geringer oder fehlender Oberflächenwässer wurden Bodenproben genommen. Zusätzlich wurden in stark anomalen Bereichen Gesteinsproben entnommen.

3. Angewandte Arbeitsmethoden

3.1 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachwässern (cxHM)

Die Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachwässern wurde auf colorimetrischer Basis mit Hilfe von Diphenylthioarbazon (Dithizon) durchgeführt. Als Extraktionsmittel diente eine Mischung aus 2n Essigsäure und 2n-Na-acetat-Lösung (Verhältnis 1:9), die einen pH-Wert von 5,5 aufweist.

Die Untersuchung von Bachwässern als Mittel zur geochemischen Detailprospektion ist besser geeignet als Bachsedimentanalysen und Bodenproben, da die Dispersionszüge von Erzausbissen im Wasser meist weniger als 100m betragen.

3.2 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes in Bachsedimenten (cxHM)

Zur Bestimmung des Schwermetallgehaltes in Bachsedimenten wurden

Abb. 1 Lithostratigraphische Tabellen des Kongelfjord-Beckens
(zusammengestellt von M.Krause, 1977)

nach P.Reitan (1963)



Kaledoniden
(Quarzite u. Glimmerschiefer)



Trondhjemitische Intrusiva



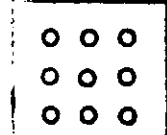
Gabbroide Intrusiva



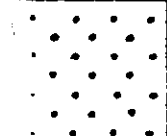
Ultrabasische Intrusiva



Fiskevann-Formation
(Konglomerat mit roten
Vulkanit-Geröllen)



Djupelv-Formation
(Grünstein-Konglomerat)

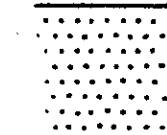


Steinfjell-Formation
(grobkörniger feldspat-
reicher Sandstein mit
Konglomerat-Linsen)

Altersbeziehung unsicher



Kvalsund-Formation
(Schwarzschiefer)
Lomvann-Formation
(Sandstein, Tonschiefer,
Quarzit)



Doggeelv-Formation
(Quarzit)



Holmvann-Formation
(Serie von Grünsteinen
und Grünschiefern mit
eingelagerten Karbonat-
Gesteinen u. Quarziten)

Saltvann-Gruppe

Präkambrium

Repparfjord-Gruppe

nach T.Pharaoh (1976)



Kaledoniden
(Quarzite u. Glimmerschiefer)



Lomvann-Formation
(Sandstein, Tonschiefer,
Quarzit)



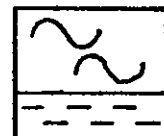
Granitische Intrusiva



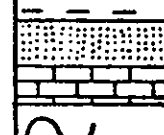
Gabbroide Intrusiva



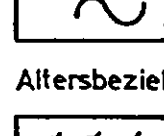
Ultrabasische Intrusiva



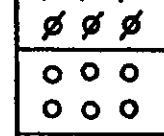
Langorvann-Formation
(Tuff, Lava, Tonschiefer,
Kalkst., Sandst., Kongl.)



Kvalsund-Formation
(Schwarzschiefer)

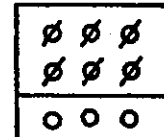


Vargsund-Formation
(Quarzit, Dolomit)

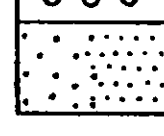


Hogfjell-Formation
(Agglomerat, Pillow-Lava,
Tuff, Kalkstein)

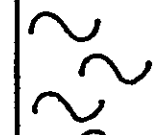
Altersbeziehung unsicher



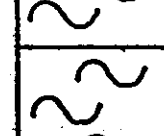
Fiskevann-Formation
(Konglomerat mit roten
Vulkanit-Geröllen)



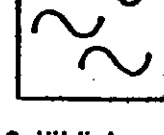
Djupelv-Formation
(Grünstein-Konglomerat)



Steinfjell- bzw. Doggeelv-Fm.
(feldspatreicher Sandstein +
Konglomerate bzw. Quarzite)



Angelvann-Formation
(Pillow-Läven, Tuffe zT
mit eingelagerten Kalk-
steinen u. Dolomiten)



Markfjell-Formation
(Grünstein-Konglomerat)

Bohemorium

Porsavann-Gruppe

Präkambrium

Saltvann-Gruppe

Magerfjell-Gruppe

nicht maßstäblich

Sedimentproben aus der Bachmitte (bewegtes Sediment) genommen, um eventuelle Fehler an Stellen mit Schwermineralanreicherungen auszuschließen. Die Proben wurden mit Schwermetallfreien Polyamid-Sieben gesiebt, die Kornfraktion $>63 < 200 \mu$ zur Untersuchung herangezogen. Mit geeichten Plexiglaslöffeln wurden Mengen zwischen 0,1 und 0,4g der gesiebten Probensubstanz entnommen und analysiert. Als Extraktionsmittel diente NH_4 -citrat-Lösung (pH 8,5). Die Analyse auf colorimetrischer Basis wurde mit in Benzol gelöster Dithizon-Stammlösung (die ihrerseits in Chloroform gelöstes Diphenylthiocarbazon darstellt) vorgenommen. Bei den Bachsedimentuntersuchungen mit Dithizon lässt sich nur der Kalt extrahierbare, überwiegend adsorptive, Schwermetallgehalt bestimmen. Dieser betrug bei den ausgeführten Messungen maximal 12%.

3.3 Bestimmung von Kupfer in Bachsedimenten (cxCu)

Die Bestimmung des Kupfergehaltes in Bachsedimenten verläuft analog der Gesamtmetallbestimmung, jedoch wurde hier als Extraktionsmittel eine Ammoniumcitrat-Salzsäure-Lösung (pH 2) verwandt. Die Extraktionszeit wurde verdoppelt da die Ammoniumcitrat-Lösung langsamer reagiert als der Gesamtschwermetallpuffer. Der besondere Vorteil bei dieser Feldanalyse beruht in der Möglichkeit beobachtete Kupferanomalien weitgehend einzugrenzen, um anschliessend durch systematisches Suchen eventuelle Kupfererzausbisse ausfindig zu machen.

Der kaltextrahierbare Anteil bei den Cu-Analysen, auf colorimetrischer Basis, lag bei den Untersuchungen zwischen 1,2 und 5 %.

3.4 Bestimmung des Gesamtschwermetallgehaltes und des Kupfergehaltes in Bodenproben

In Gebieten mit unzureichenden Oberflächenwässern wurden in Abständen von 150 bis 200 m Bodenproben entnommen. Diese wurde ebenfalls gesiebt und zur Feldanalyse herangezogen. Die chemischen Reagenzien wurden analog den Bachsedimentuntersuchungen verwandt. In einem Anomalienfeld entfielen die Feldanalysen der Bodenproben, da sie dort nur zur Vervollständigung ^{der} Detailprospektion dienten. Die gesiebten Bodenproben dienten ebenfalls zur Erfassung der sekundären Dispersionshöfe.

3.5 Gesteinsproben

In stark anomalen Gebieten wurden Gesteinsproben gesammelt und im Labor mittels AAS analysiert um eventuelle primäre Dispersionen zu lokalisieren. Ausserdem wurden Erzproben aus Gangfüllungen auf ihren Schwermetallgehalt untersucht.

3.6 Eh und pH-Messungen

Um Aussagen über die Mobilität der untersuchten Elemente machen zu können, sowie Aufschlüsse über die Oxidationskraft der Gewässer zu erhalten wurden an mehreren Probenentnahmestellen pH- und cH-Messungen durchgeführt. Hierzu wurden ein Taschen-Eh-pH-Meter der Firma Schott & Gen., Mainz, Typ CG 717 und pH-Papier für drei verschiedene Messbereiche benutzt. Wie aus Tabelle 1 zu ersehen ist, sind die Bachwässer leicht sauer bis neutral. Das bedeutet, dass die Elemente Zn, Co und Ni in Lösung gehen bzw. in Lösung vorliegen. Die Ionen Cu^{2+} und Pb^{2+} erreichen den Punkt ihrer Hydrolyse bei pH 5,3 bzw. 6, das würde bedeuten dass in den gemessenen Gewässern Cu und stellenweise auch Pb als Hydroxide vorliegen. Diese experimentell ermittelten Daten sind jedoch nicht vorbehaltlos auf natürliche Bereiche anwendbar. Der pH-Wert der Hydrolyse wird durch Faktoren wie die Bildung organischer und anorganischer Komplexe in Richtung des alkalischen Bereiches verschoben. Es kann deswegen davon ausgegangen werden, dass in den untersuchten Wassersystemen eine Lösung der fünf Elemente vorliegt. Diese Aussage wurde auch durch die Feldanalysen bestätigt. Die Eh-Messungen zeigen dass Pb, Cu und Zn in den Bachwässern mobilisiert werden können. Diese Aussage lässt sich aus dem Eh-pH-Diagramm in Abb. 2 ableiten. Es zeigt, dass Zinkblende und Bleiglanz wesentlich leichter oxidiert werden können als Kupferglanz, Covellin und Argentit. Aus diesen Mineralien sind also Zink und Blei leichter zu mobilisieren als Kupfer und Silber.

3.7 AAS-Analysen

Sämtliche gesiebten Bachsedimente, Bodenproben und pulverisierten Gesteinsproben wurden mit Königswasser aufgeschlossen und mit einem Absorptionsspektrometer der Firma Perkin Elmer, Typ 403 für die Elemente Cu, Ni, Pb, Zn und Co analysiert.

4. Auswertung

Sämtliche AAS-Daten und Geländedaten wurden tabellarische und, mit Ausnahme der Gesteinsanalysenwerte, auch kartographisch aufgenommen. Zu jedem beprobten Arbeitsgebiet wurden eine Probenpunktkarte, drei Dithizon-Geländeanalysen-Karten und fünf AAS-Analysen-Karten gezeichnet. Die ermittelten Daten wurden nach dem Schema Björn Bölvikens in 6 Gruppen eingeteilt, sofern die Arbeitsgebiete mit ausreichenden Probenpunkten versehen waren. Tabelle 2 zeigt das Einteilungsschema, nach dem vorgefahren wurde.

Bezeichnung	Prozentgehalt an der Gesamtprobenmenge	Gruppe
low background	50,79	1
high background	25,40	2
threshold	12,70	3
possible anomaly	6,35	4
anomaly	3,17	5
high anomaly	1,59	6

Tab. 2 Einteilungsschema nach Björn Bölviken ,aus KVALHEIM: Prospect.
in Fennoscandia

Jeder Gruppe wurde ein Symbol zugeordnet, welches auf den Karten graphisch erscheint. Es muss darauf hingewiesen werden, dass diese Einteilung nach Bölviken auf Gebiete angewendet wurde, die nach seinem Schema schon im anomalen Bereich liegen. Das bedeutet, dass ein lokaler background und ein lokaler threshold in regional anomalen Gebieten fixiert wurden.

5. Arbeitsgebiete

5.1 Kvalsundalen

5.1.1 Topographie und Geologie

Das grösste, ca. 14 km² umfassende, bei der Detailprospektion bearbeitete Gebiet liegt zwischen der Ortschaft Kvalsund im Norden und dem Berg Steinfjell (718 m) im Süden. Im Westen wird es durch den

Flusz Kvalsundelv und im Osten durch die westlichen Ausläufer^h des Nussoren (524 m) begrenzt. Von SE nach NW wird das Gebiet von dem Tverelv durchflossen. Die Vegetation ist subarktisch und mit Ausnahme der Flusstäler sehr spärlich. Das Arbeitsgebiet liegt geologisch gesehen in der Kvalsundformation. Es stenen dunkelgraue bis schwarze graphitführende, kalkige Schiefer an (black shales, Schwarzschiefer). Die Nordgrenze Des beprobten Gebietes bilden Dolomite, die mit den Schwarzschiefern faziell verzahnt sind. Im Südosten wird das Gebiet durch die Grünsteine der Holmvann-Formation begrenzt. Die stark ausgeprägte Schieferung der Schwarzschiefer streicht NE-SW. Anzeichen einer Schichtung sind nur schwer erkennbar.

5.1.2 Geochemie

Im Rahmen der regionalen geochemischen Untersuchungen des NGU (Rapport 1246-1974) wurden drei Zn-Anomalienfelder in den Schwarzschiefern von Kvalsundalen festgestellt. Sie wurden auf der geochemischen Trendkarte von G.Dreyer mit Zn E-1, Zn E-2, Zn E-3 bezeichnet.

Bei der durchgeführten Detailprospektion wurden 189 Bachwasser, 189 Bachsedimentproben, 10 Bodenproben und 6 Gesteinproben entnommen und analysiert. Problematisch erwiesen sich die Geländeanalysen in Sumpfgebieten, da hier die Kationen überwiegen organisch gebunden vorliegen und mit Dithizon nicht erfasst werden konnten. Die Feldanalysen bestätigten die vom NGU und G.Dreyer festgestellten Trends. An mehreren Punkten wurden über 80ppm kalt extrahierbarer Gesamtschwermetallgehalt nachgewiesen-in Punkt 127 sogar 120 ppm. Kalt extrahierbare Kupferwerte $\geq 2,5$ ppm konnten nicht nachgewiesen werden. Die erhöhten Schwermetallgehalte in den Bachsedimenten liessen sich gut mit den Schwermetallgehalten in den Bachwässern korrelieren. Die Punkte stark anomaler cxHM-Werte in Bachsedimenten decken sich mit den stark anomalen cxHM-Werten in den Bachwässern (15-20 ppb). Eine Ausnahme bildet Punkt 161, hier wurden im H₂O 20 ppb gemessen, während der Bachsedimentwert noch im erhöhten Background lag. Intensives Suchen zeigte dasz dieser hohe Wert durch antropogene Verschmutzung verursacht wurde.. Die mit den Feldmethoden gewonnenen Ergebnisse wurde nachträglich durch AAS-Analysenwerte bestätigt. Die AAS-Analysen zeigen

dasz hauptsächlich Zn in selteneren Fällen Co und Ni für die anomalen bis stark anomalen Geländewerte verantwortlich sind. In den Bachsedimenten wurden Konzentrationen bis zu 0,4 % ermittelt. Vererzungen konnten nicht nachgewiesen werden, dafür jedoch bis zu zwei Zentimeter durchmessende Löcher im anstehenden Gestein, die eventuell auf ausgelaugte Sulphide hinweisen. Die Gesteinsanalysen aus den stark anomalen Bereichen weisen relativ geringe Schwermetallgehalte auf, eine Bohrung in diesen Bereichen wäre sehr aufschlussreich. Interessant sind ausserdem die sehr hohen Co- und Ni-Werte. Die Bachsedimentanalyse von Punkt 142 ergab einen Gehalt von 595 ppm Nickel und 820 ppm Kobalt. Anthropogene Verschmutzung als Ursache dieser Werte scheidet aus, da auch in anderen Punkten Ni-Konzentrationen über 300 ppm und Co über 100 ppm gemessen wurden. Die hohen Co-Werte finden sich meist in den Punkten hoher Ni-Werte. Blei spielt in den Schwarzschiefern von Kvalsundalen eine untergeordnete Rolle. Hier liegen die stark anomalen Bereiche im Süden des Arbeitsgebietes (in Zn E-3) in dem die Zn, Co und Ni-Werte maximal einen erhöhten background bilden, die Kupfergehalte jedoch auch ihr Maximum erreichen. Die Punkte 179 bis 189 liegen im Drainage-System^{des} östlich angrenzenden Grünsteins, der nach Untersuchungen von Wagner & Müller (1978) background-Werte von 250 ppm Cu besitzt. Wahrscheinlich ist also, dasz die Ursachen dieser Kupferanomalie im Grünstein und nicht in den Schwarzschiefern zu suchen ist. Der in Punkt 78 gemessene hohe Kupfer-Wert dürfte ebenfalls auf die Nachbarschaft des Grünsteins zurückzuführen sein. Weitere anomale Cu-Gehalte finden sich in den Punkten 154 und 155 am Tverelv-hier fallen sie jedoch mit den hohen Zn-, Co- und Ni-Werten zusammen, die in Bodenproben gemessen wurden. Da die gesiebten Bodenproben überwiegend den verwitterten C-Horizont darstellen, dürfte sicher sein dasz dort die Anomalie innerhalb der Schwarzschiefer ihre Ursache findet. Gesteinsanalysen ergaben dasz in den Bereichen der Pb-Anomalien, auch relativ hohe Pb-Werte in den Schwarzschiefern zu finden sind. Zusammenfassend kann gesagt werden, dasz die Bachsedimente der Schwarzschiefer südlich Kvalsund hohe Schwermetallgehalte aufweisen, insbesondere Zn, Ni, Cu und Co, Vererzungen konnten nicht nachgewiesen werden. Die untersuchten Elemente dürften zum Teil als Sulfide vorliegen (darauf weisen die Auslaugungslöcher hin) und zum Teil in Bindung mit organischer Substanz. Erwägenswert wäre eine weitere geochemische Untersuchung auf Uran und Vanadium,

da diese nicht selten, zusammen mit Zn, Co, Ni, Cu und Pb in organischen Komponenten von Schwarzschiefern angereichert sind.

5.2 Magerfjell-Anomalienfelder Cu E 6-1 und Cu E 6-2

5.2.1 Topographie und Geologie

Das ca. 6 km² grosse Gebiet liegt im Nordwesten des Magerfjell (671 m), ca. 11 km südwestlich der Ortschaft Repparfjord und 6 km südöstlich des H.-Saltvann. Das Höhengniveau liegt zwischen 450 und 600 m ü. NN und ist arten vegetationsarm. Das boprobte Arbeitsgebiet ist weitgehend mit Moränenschutt bedeckt. Im Nordteil des Gebietes liegen die Metaarkosen der Steinfjellformation vor, in die öfters grobe Konglomerate mit Milchquarz und Jaspis-Geröllen eingeschaltet sind. Die Lagerung liegt relativ steil. Im nordöstlichen Bereich fallen die Schichten mit ca. 70° nach SW ein und streichen ENE-WSW, im Nordwesten des Geländes fallen sie etwas flacher, mit ca. 45°, nach NE ein und streichen ESE-WNW. Im Süden des Arbeitsgebietes stehen Gesteine der Holmvann-Formation an, der ältesten Einheit des Komagfjord-Fensters. Es handelt sich dabei um grau-grüne basische Metavulkanite und feinkörnige grau-grüne Metasedimente. Im Nordwesten ist eine gabbroide Intrusion aufgeschlossen-sie liegt hier in der Steinfjell-Formation intrudiert vor.

5.2.2 Geochemie

Im Rahmen der regionalen geochemischen Untersuchungen des NGU (Rapport 1246-1978) wurde im Bereich des Magerfjells ein Cu-Anomalienfeld (Cu E 6-2, geoch. Trendkarte) mit Cu-Gehalten von 200 - 400 ppm. In seinem Zentrum wurde von G. Dreyer ein weiteres Anomalienfeld, mit Werten über 400 ppm, abgegrenzt (Cu E 6-1). Das Gebiet ist arm an Oberflächenwasser. Die durchzuführende Detailprospektion war daher oft auf die Entnahme von Bodenproben angewiesen (ca. 30% der Proben). Die Ergebnisse der Geländeuntersuchungen bestätigten die Trendanalysen G. Dreyers. Mit Hilfe der geochemischen Feldmethoden konnte die Anomalie gut eingegrenzt werden. Kalt extrahierbare Kupfer- und Gesamtschwermetallgehalte weichen nur geringfügig voneinander ab. Die Schwermetallanalyse in den Bachwässern erreichte nur Werte von maximal 5 ppb. Die AAS-Analysen bestätigten die Dithizon-Methode. In dem eingegrenzten Gebiet sind Cu-Gehalte von 700 bis 1000 ppm

nachgewiesen. Die anderen Schwermetalle sind an dem Gesamtschwermetallgehalt nur mit maximal 25 % beteiligt. Die in der Detailprospektion gefundene starke Anomalie grenzt im Westen an einen (namenlosen) Bergsee(449m) und liegt im Nordwestteil des beprobten Gebietes. Die Kupferanomalie dürfte auf einen sekundären Dispersionshof der 500m südlich anstehenden Gabbro-intrusion zurückzuführen sein, obwohl diese im aufgeschlossenen Bereich keine Vererzung zeigte). Die AAS-Analysen für Co, Zn und Pb weichen nur in dem ,bei der Detailprospektion eingegrenzten, Anomalienfeld, etwas vom weit^{lä}umigen regionalen Background ab. Die AAS-Analysen für Nickel erbrachten für Punkt 246, im SE des Arbeitsgebietes, einen Wert von 192 ppm im Bachsediment. Dies dürfte auf vererzten Moränenschutt zurückzuführen sein, wie auch die zwei etwas geringeren Werte im Zentrum des Arbeitsgebietes. Mit Hilfe der Bachwasseranalysen wurden im Süden, ca. 300m ausserhalb des groszräumigen Anomalienfeldes (Cu E 6-2), Kupfervererzungen in geringmächtigen NE-SW streichenden Gangfüllungen entdeckt, die Kupferkies und Pyritmineralisationen aufweisen. Die Gesteinsanalyse wies einen Cu-Gehalt von 0,28 % nach. Sekundäre Dispersionshöfe in Bachsedimenten oder Bodenproben konnten in diesem Gebiet nicht entdeckt werden, da dort die Drainage nur unzureichend ausgebildet ist.

5.3 Anomalienfelder Pb D 1 und Pb D 2 - westlich N.Saltvann

5.3.1 Topographie und Geologie

Das beprobte Arbeitsgebiet liegt ca. 1,5 km westlich des N.-Saltvann und 1,5 km nördlich des S.-Saltvann. Der grösste Teil des Geländes ist mit Moränenschutt bedeckt. Innerhalb des Anomalienfeldes stehen die Konglomerate der Djupelv-Formation an. Es handelt sich hierbei um bis zu 20 cm grosse Gerölle in einer grobkörnigen Matrix. Die konglomeratischen Bestandteile werden überwiegend von stark deformierten Grünstein- und Grünschiefer-Geröllen gebildet.

5.3.2 Geochemie

Im Rahmen der regionalen geochemischen Untersuchungen des NGU (Rapport 1426-1974) wurden in diesem Gebiet eine Bleianomalie und in deren Zentrum eine kleinere Zn-Anomalie nachgewiesen.

Das Arbeitsgebiet wird nur von einem stärker fließenden Bach entwässert. Zur Detailprospektion waren daher relativ viele Bodenproben nötig (30% der Proben).

Anhand der Feldanalysen konnte der anomale Bereich auf den Westteil des Arbeitsgebietes begrenzt werden-hier wurden für den Gesamtsgewermetallgehalt in Bachsedimenten einen Höchstwert von 6 ppm nachgewiesen, für kalt extrahierbares Kupfer lag das Maximum in diesem Bereich bei 2,5 ppm. Aufgrund der nachträglich ausgeführten AAS-Analysen konnten die Pb- und Zn-Trends von G.Dreyer bestätigt werden. Die Ursache diese stark anomalen Zone im West-Abschnitt blieb ungeklärt. Intensives Suchen führte zum Auffinden mehrerer Gangfüllungen in denen Hämatit mineralisiert war. Die AAS-Analysen ergaben weiterhin einen Cu-Gehalt bis zu 300 ppm. Möglicherweise kommt der Ursache der hohen Pb- und Cu-Werte aus vererzten Moränenblöcken. Die erhöhten Kupferwerte lassen sich auf die oben erwähnten Gangfüllungen zurückführen.

5.4 Anomalienfeld Cu F-südlich Nusseren

5.4.1 Topographie und Geologie

Das ca. 5 km² große Arbeitsgebiet liegt 2,5 km NE des Saltvann, 2km SSW des Nusseren (524m) und 8,5 km E Repparfjord. Der Osten des Gebietes wird an vielen Stellen mit Moränenschutt bedeckt-die Vegetation ist im gesamten Gebiet sehr spärlich ausgebildet. Im Westen des beprobten Feldes stehen die konglomeratischen feldspatreichen Sandsteine und Quarzite der Fiskevann-Formation an. Die konglomeratischen, bis 10 cm durchmessenden Gerölle bestehen überwiegend aus Rhyolit bis Andesit. Im Sandstein zeigt sich oft eine deutliche Kreuzschichtung. Im E sind die grünen bis grauen Metavulkanite und Metasedimente der Holmvann Formation aufgeschlossen.

5.4.2 Geochemie

Im Rahmen der regionalen geochemischen Untersuchungen des NGU (Rapport 1246-1974) wurde für dieses Gebiet eine Kupferanomalie festgestellt (Cu-Gehalt zwischen 100 und 400 ppm). In dem beprobten Gebiet sind ausreichende Oberflächenwässer vorhanden um eine sinnvolle hydrogeochemische Detailprospektion durchzuführen. Nur in 15% der Probenpunkte musste auf Bodenproben zurückgegriffen werden. Die Feldanalysen erbrachte bis zu 35 ppm kalt extrahierbare Schwermetalle und 28 ppm Cu in den Bachsedimenten und 20 ppb Schwermetalle in Bachwässern im Zentrum des

Anomalienfeldes. In diesem Bereich konnte eine mehrere Dezimeter mächtige Gangfüllung in den Grünsteinen nachgewiesen werden. In ihr sind Kupferkies, Bornit und Pyrit mineralisiert, als sekundäres Mineral tritt Malachit auf. Der Gang streicht NNE-SSW. Die Gangart besteht aus Karbonaten und Quarz, wobei der Quarzgehalt nach Süden zunimmt. Mit dem Quarzgehalt steigt der Gehalt an Kupfererz, in Punkt 338 a liegt ein Cu-Gehalt von 2,8 % vor. Erwähnenswert sind hier auch die Silbergehalte bis zu 7 ppm. Im überwiegend karbonatischen Bereich in denen nur noch fein verteilte Erzminerale makroskopisch erkennbar sind liegt der Cu-Gehalt bei 0,8 %. Der Gang lässt sich in N-S-Richtung ca. 350m auskartieren. 600m SE dieser Gangfüllung sind zwei weitere Gänge durch intensive Geländeuntersuchungen, ohne geochemische Methoden, entdeckt worden. Sie verlaufen parallel und streichen NW-SE. Der südliche, erzfreie, karbonatische Gang ist ca. 200 m aufgeschlossen und weist Cu-Gehalte von maximal 75 ppm auf. Der nördliche ist ca. 80 m aufgeschlossen, seine Mächtigkeit beträgt 10 m. Hier liegen ebenfalls Kupferkies und Pyrit mineralisiert vor, als sekundäres Cu-Mineral konnte Malachit beobachtet werden. Gesteinsanalysen erbrachten ein Cu-Anteil von 1,6 %. Die maximalen Werte des Nebengesteins liegen bei 205 ppm Cu. Alle drei Gänge dürften in engerem Zusammenhang stehen, eine genauere Untersuchung (Kartierung) war durch die Moränen- und Sumpfbedeckung nicht möglich. Sowohl Gelände als auch AAS-Analysen zeigen eine NE-SW orientierte Kupferanomalie, in denen sich auch die drei Gänge befinden. Eine kleinere Kupferanomalie im SE des beprobten Gebietes passt ebenfalls in dieses Orientierungsschema. Möglicherweise liegen auch hier vererzte Gangfüllungen vor, die jedoch bei der Geländebegehung nicht nachgewiesen werden konnten. Es ist nicht auszuschließen, dass es sich bei den vererzten Zonen um Gesteine sedimentären Ursprungs handelt. Die "Lagerstätten" liegen im Bereich einer großräumigen Kinkzone, die die unterschiedlichen Streichrichtungen der vererzten Zonen, bei sedimentärem Ursprung, erklären würde. Die Feldanalysen ergaben an der Westgrenze des beprobten Gebietes ebenfalls erhöhte Werte, die aufgrund der AAS-Analysen auf erhöhte Pb-, Zn- und Ni-Werte zurückzuführen sind. Als Ursache wird anthropogene Verschmutzung vermutet, da in diesem Bereich Abfälle menschlicher Zivilisation nachgewiesen werden konnten.

5.5 Anomalienfeld Cu E-8- Magerfjell

5.5.1 Topographie und Geologie

Das Arbeitsgebiet liegt etwa 4 km ENE des N-Saltvann und 1,5 km SW des Steinfjells (622m). Im Norden und Süden ist das Gelände mit Moränenschutt bedeckt. Die Vegetation ist mit Ausnahme des nordöstlichen Bereiches ausserordentlich spärlich, im Südosten fehlt sie vollständig. In dem beprobten Gebiet steht die grobkörnige Meta-Arkose der Steinfjell-Formation an, in die Konglomerat-Linsen eingeschaltet sind.

5.5.2 Geochemie

Die regionalen geochemischen Untersuchungen des NGU wiesen für das beprobte Feld 100 bis 200 ppm Cu in Bachsedimenten auf. G.Dreyer weitete bei seiner Trendanalyse das Anomalienfeld weiter in NE-Richtung aus, ohne dies jedoch auf Analysedaten zu stützen. Dieser Nordostteil, der von NGU nicht beprobt wurde, konnte auch bei der Detailprospektion nicht bearbeitet werden, da hier keine Oberflächenwässer zur Verfügung standen. Ebenso fehlt eine weiträumige Bodenbedeckung, so dass hydrogeochemische und pedo-geochemische Untersuchungen uneffektiv, bzw. unmöglich waren. Die Untersuchungen wurden deshalb auf den Südteil beschränkt, in dem auch die vom NGU ermittelten Werte liegen.

Die Feldanalysen bestätigten die Ergebnisse des NGU. In zwei Messpunkten wurden 18 bzw. 28 ppm Schwermetallgehalte nachgewiesen. Die erhöhten Werte decken sich mit den anomalen Gehalten an kalt extrahierbarem Kupfer. Die bei den AAS-Analysen ermittelten erhöhten Werte für Zn-, Ni- und Co decken sich mit den Punkten anomaler Kupfergehalte. Eine Kupfervererzung konnte trotz intensiver Geländebegehung nicht nachgewiesen werden. Lediglich kleinere mit 40° NW-SE streichenden und mit 40° nach NE einfallende Quarz-Karbonat-Gänge konnten gefunden werden. Die einzige Erzmineralisation lag in Form von Hämatit vor. Die AAS-Analysen der Gangfüllungen erbrachte für die fünf untersuchten Elemente Gehalte unter 20 ppm. Alle Punkte nördlich 349 liegen im Bereich von Moränenschuttbedeckungen. Die Vermutung dass die erhöhten Schwermetallgehalte aus diesem quätären Material stammt konnte nicht bewiesen werden. Gesteinsproben aus den Bereichen der Metaarkosen ergaben ebenfalls sehr geringe Schwermetallkonzentrationen, so dass hier eine, in grösserem Ausmass vorliegende, primäre Dispersion eines Erzkörpers

ausgeschlossen werden kann.

Blei hat seinen maximalen Wert (21 ppm) in Punkt 362 im Süden des beprobten Gebietes, ausserhalb der anomalen Zone der anderen Elemente. Der Wert liegt jedoch in einem so niedrigen Konzentrationslevel, dass eine in der Nähe liegende Bleivererzung ausgeschlossen werden kann.

6. Literaturverzeichnis

KVALHEIM, A., (1967): Geochemical Prospekting in Fennoscandia.
Wiley & Sons, New York.

Levinson, A.A., (1974): Introduction to Exploration Geochemistry.
Applied Publishing Ltd., Maywood Illinois.

Raitan, P.H., (1963): The geology of the Komagfjord Tectonic
Window of the Raipas Suite, Finnmark, Norway.
Norges.Geol.Unders. 221.

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

Verzeichnis der Tabellen und Kartenbeilagen

Tabelle I-1 bis Tabelle V-2 : Geochemische Analysedaten

- Karte 1 : Kvalsundalen-Probenpunkte
- Karte 2 : Kvalsundalen-Dithizon-Bachwasser
- Karte 3 : Kvalsundalen-Dithizon-Bachsediment-cxHM
- Karte 4 : Kvalsundalen-AAS-Analysen-Kupfer
- Karte 5 : Kvalsundalen-AAS-Analysen-Zink
- Karte 6 : Kvalsundalen-AAS-Analysen-Nickel
- Karte 7 : Kvalsundalen-AAS-Analysen-Blei
- Karte 8 : Kvalsundalen-AAS-Analysen-Kobalt
- Karte 9 : Magerfjell-Cu E 6-Probenpunkte
- Karte 10: Magerfjell-Cu E 6-Dithizon Bachwässer
- Karte 11: Magerfjell-Cu E 6-Dithizon Bachsédimente-xcHM
- Karte 12: Magerfjell-Cu E 6-Dithizon Bachsedimente-cxCu
- Karte 13: Magerfjell-Cu E 6- AAS-Analysen-Kupfer
- Karte 14: Magerfjell-Cu E 6- AAS-Analysen-Nickel
- Karte 15: Magerfjell-Cu E 6- AAS-Analysen-Kobalt
- Karte 16: Magerfjell-Cu E 6- AAS-Analysen-Zink
- Karte 17: Magerfjell-Cu E 6- AAS-Analysen-Blei
- Karte 18: W.Saltvann-AAS-Analysen-Kupfer
- Karte 19: W.Saltvann-AAS-Analysen-Nickel
- Karte 20: W.Saltvann-AAS-Analysen-Blei
- Karte 21: W.Saltvann-AAS-Analysen-Zink
- Karte 22: W.Saltvann-AAS-Analysen-Kobalt
- Karte 23: W.Saltvann-Dithizon-Bachsedimente-cxHM
- Karte 24: W.Saltvann-Dithizon-Bachwässer
- Karte 25: W.Saltvann-Dithizon-Bachsedimante-cxCu
- Karte 26: W.Saltvann-Probenpunkte
- Karte 27: S.Nusseren-Probenpunkte
- Karte 28: S.Nusseren-Dithizon-Bachwässer
- Karte 29: S.Nusseren-Dithizon-Bachsédimente cxHM
- Karte 30: S.Nusseren-Dithizon-Bachsédimente cxCu
- Karte 31: S.Nusseren-AAS-Analysen-Blei
- Karte 32: S.Nusseren-AAS-Analysen-Kupfer
- Karte 33: S.Nusseren-AAS-Analysen-Nickel
- Karte 34: S.Nusseren-AAS-Analysen-Zink
- Karte 35: S.Nusseren-AAS-Analysen-Kobalt
- Karte 36: S.Nusseren-Vererzungszonen

Karte 37 : Magerfjell-Cu E 8 Probenpunkte
Karte 38 : Magerfjell-Cu E 8 Dithizon-Bachsedimente cxHM
Karte 39 : Magerfjell-Cu E 8 Dithizon-Bachwässer
Karte 40 : Magerfjell-Cu E 8 Dithizon-Bachsedimente cxCu
Karte 41 : Magerfjell-Cu E 8 AAS-Analysen-Blei
Karte 42 : Magerfjell-Cu E 8 AAS-Analysen-Kupfer
Karte 43 : Magerfjell-Cu E 8 AAS-Analysen-Nickel
Karte 44 : Magerfjell-Cu E 8 AAS-Analysen-Zink
Karte 45 : Magerfjell-Cu E 8 AAS-Analysen-Kobalt

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-12
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
	exIII	exIII	exCu	Cu	III	Pb	Zn	Co	III	
196	2,5	5	2,5	177	46	11	85	25	354	Gewässer
197	2,5	4	2,5	131	38	11	68	19	267	Gewässer
198	2,5	6	2,5	93	103	20	189	23	428	Gewässer
199	2,5	12	2,5	131	196	34	231	34	606	Gewässer
200	2,5	14	2,5	68	228	10	216	64	586	Gewässer
201	2,5	16	2,5	56	92	4	144	20	316	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Magerfjell-Anomalienfeld Cu E 6-1, E 6-2										Tabelle II-1
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdHCl	cdHCl	cdCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
202	5	---	---	---	---	---	---	---	---	H ₂ O-Probe
203	---	<2,5	<2,5	96	62	12	28	37	325	Bodenprobe
204	---	10	5	147	19	14	15	13	308	Bodenprobe
205	---	2,5	<2,5	63	62	15	31	29	200	Bodenprobe
206	---	<2,5	<2,5	118	74	12	24	36	264	Bodenprobe
207	2,5	---	---	---	---	---	---	---	---	H ₂ O-Probe
208	---	5	2,5	117	63	14	28	35	257	Bodenprobe
209	2,5	12	12	910	106	101	146	60	1333	Gewässer
210	2,5	9	7	720	38	62	62	50	932	Gewässer
211	2,5	14	12	900	72	74	67	60	1171	Gewässer
212	2,5	12	12	1030	43	68	62	70	1273	Gewässer
213	2,5	2,5	2,5	500	81	33	57	41	712	Gewässer
214	2,5	<2,5	<2,5	124	36	15	39	27	241	Gewässer
215	2,5	2,5	<2,5	266	72	29	62	34	463	Gewässer
216	2,5	<2,5	<2,5	274	106	17	33	57	477	Gewässer
217	2,5	<2,5	<2,5	136	81	15	48	32	312	Gewässer
218	2,5	2,5	<2,5	244	111	20	65	56	496	Gewässer
219	2,5	2,5	<2,5	162	81	18	51	35	348	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Magerfjell-Anomalienfeld Cu E 6-1, E 6-2										Tabelle II-2
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
	exHII	exHII	exCu	Cu	Hi	Pb	Zn	Co	IMI	
220	---	2,5	<2,5	109	59	14	32	25	239	Bodenprobe
221	2,5	---	---	---	---	---	---	---	---	H ₂ O-Probe
222	2,5	<2,5	<2,5	75	54	11	36	29	205	Gewässer
223	2,5	<2,5	<2,5	217	31	11	40	17	316	Gewässer
224	2,5	<2,5	<2,5	210	81	53	74	61	579	Gewässer
225	2,5	<2,5	<2,5	88	52	14	49	41	244	Gewässer
226	---	<2,5	<2,5	94	42	4	26	34	200	Bodenprobe
227	2,5	---	---	---	---	---	---	---	---	H ₂ O-Probe
228	---	<2,5	<2,5	78	52	5	29	37	201	Bodenprobe
229	2,5	---	---	---	---	---	---	---	---	H ₂ O-Probe
230	---	<2,5	<2,5	73	51	9	28	36	197	Bodenprobe
231	2,5	<2,5	<2,5	116	46	11	90	49	312	Gewässer
232	2,5	<2,5	<2,5	256	135	27	81	57	556	Gewässer
233	2,5	<2,5	<2,5	285	95	20	38	71	509	Gewässer
234	---	<2,5	<2,5	82	41	15	14	34	186	Bodenprobe
235	---	<2,5	<2,5	89	37	11	75	25	237	Bodenprobe
236	2,5	<2,5	<2,5	217	97	62	33	51	460	Gewässer
237	2,5	2,5	<2,5	130	55	11	34	23	253	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Magerfjell-Anomalienfeld Cu E 6-1, E 6-2										Tabelle II-3
Proben- nummer	Lithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdIII	cxIII	cxCu	Cu	IIi	Pb	Zn	Co	
238	2,5	2,5	<2,5	411	162	33	83	68	755	Gewässer
239	2,5	<2,5	<2,5	98	48	22	24	21	213	Gewässer
240	5	---	---	---	---	---	---	---	-----	H ₂ O-Probe
241	---	2,5	<2-5	115	73	9	28	24	249	Bodenprobe
242	5	2,5	<2,5	85	72	21	35	40	253	Gewässer
243	2,5	2-5	<2,5	193	121	46	71	40	471	Gewässer
244	5	---	---	---	---	---	---	---	-----	H ₂ O-Probe
245	---	<2,5	<2,5	80	61	8	28	19	196	Bodenprobe
246	2,5	2,5	<2,5	373	197	53	113	67	803	Gewässer
247	---	2,5	<2,5	43	34	8	23	28	136	Bodenprobe
248	5	3	<2,5	231	102	21	41	39	434	Gewässer
249	5	3	<2,5	210	122	24	47	44	347	Gewässer
250	5	18	18	627	82	24	47	44	824	Gewässer
251	<2,5	3	<2,5	91	44	13	30	28	206	Gewässer
252	2,5	3	<2,5	266	83	23	54	42	486	Gewässer
253	---	10	8	113	22	14	27	18	194	Bodenprobe
254	2,5	<2,5	<2,5	39	31	8	21	15	114	Gewässer
255	---	2,5	<2-5	36	14	9	16	22	97	Bodenprobe

Untersuchungsgebiet : Magerfjell-Anomalienfeld Cu E 6-1 , E 6-2

Tabelle II-4

Dithion-Geländeanalysedaten

AAS-Analysedaten

Proben-
nummer

Wasserdaten
(Angaben in ppb)

Sedimentdaten
(Angaben in ppm)

(Angaben in ppm)

Proben-
entnahme

exIII

exIII

exCu

Cu

II

Pb

Zn

Co

III

256

15

44

3

15

10

87

Gestein

257

38

23

5

55

25

146

Gestein

Untersuchungsgebiet :W-Saltvann -Anomalienfeld Pb D 1 , Pb D 2										Tabelle III-1
Proben- nummer	Lithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cxHf	cxHf	cxCu	Cu	Hf	Pb	Zn	Co	
258	<2,5	3	<2,5	132	52	106	111	39	435	Gewässer
259	5	3	<2,5	125	52	83	83	27	370	Gewässer
260	2,5	2,5	<2,5	95	40	63	74	22	194	Gewässer
261	5	5	<2,5	388	106	185	245	44	868	Gewässer
262	5	6	<2,5	387	74	330	164	64	1018	Gewässer
263	5	<2,5	<2,5	61	35	10	21	11	138	Gewässer
264	5	5	<2,5	292	24	17	16	3	352	Gewässer
264 a	---	---	---	466	48	7	21	12	557	Gestein
264 b	---	---	---	258	52	18	24	18	370	Gestein
265	<2,5	2,5	<2,5	52	32	20	44	11	159	Gewässer
266	2,5	<2,5	<2,5	73	16	12	50	23	174	Gewässer
267	2,5	2,5	<2,5	49	36	12	68	19	184	Gewässer
268	2,5	2,5	<2,5	135	74	34	89	21	353	Gewässer
269	2,5	2,5	<2,5	101	64	48	76	33	315	Gewässer
270	<2,5	4	<2,5	97	42	40	64	24	267	Gewässer
271	<2,5	2,5	<2,5	55	42	44	68	22	331	Gewässer
272	<2,5	2,5	<2,5	45	48	74	78	44	289	Gewässer
273	2,5	<2,5	<2,5	67	37	64	38	12	228	Gewässer

Untersuchungsgebiet :W-Saltvann -Anomalienfeld Pb D 1, Pb D 2										Tabelle III-2
Proben- nummer	Dithizon-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)	(Angaben in ppm)							
			CrIII	CrCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
274	2,5	<2,5	<2,5	24	46	14	27	8	119	Gewässer
275	2,5	<2,5	<2,5	32	46	27	48	14	167	Gewässer
276	2,5	<2,5	<2,5	26	60	26	34	8	154	Gewässer
277	---	2,5	<2,5	45	48	7	40	18	158	Bodenprobe
278	2,5	3	<2,5	56	85	38	94	24	297	Gewässer
279	---	2,5	<2,5	138	95	38	111	40	322	Bodenprobe
280	---	2,5	<2,5	45	48	9	36	16	154	Bodenprobe
281	2,5	<2,5	<2,5	52	43	23	43	23	184	Bodenprobe
282	---	2,5	<2,5	16	27	8	16	11	78	Bodenprobe
283	---	2,5	<2,5	33	57	12	67	20	189	Bodenprobe
284	---	2,5	<2,5	24	38	3	24	17	106	Bodenprobe
285	---	3	<2,5	46	63	11	76	27	223	Bodenprobe
286	---	3	<2,5	67	67	21	118	26	299	Bodenprobe

Untersuchungsgebiet : Suedlich Nusseren Anomalienfeld Cu F										Tabelle IV-1
Proben- nummer	Dithizon-Gelomdeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
	cxIII	cxIII	cxCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	III	
287	---	---	---	15	10	7	27	4	63	Bodenprobe
288	---	---	---	29	19	10	80	8	146	Bodenprobe
289	2,5	7	3	65	17	8	39	10	139	Gewässer
290	2,5	28	8	193	65	39	157	31	485	Gewässer
291	2,5	14	2,5	266	61	39	160	31	557	Gewässer
292	<2,5	12	<2,5	150	47	15	134	21	367	Gewässer
293	2,5	8	4	232	71	25	135	27	490	Gewässer
294	2,5	22	10	330	82	24	160	33	629	Gewässer
295	2,5	22	18	377	109	23	186	41	736	Gewässer
296	2,5	7	4	164	41	13	76	19	313	Gewässer
297	2,5	8	7	169	46	11	85	19	330	Gewässer
298	2,5	8	<2,5	56	36	39	129	17	277	Gewässer
299	2,5	7	<2,5	76	34	48	118	16	292	Gewässer
300	---	---	---	8	11	7	27	2	55	Bodenprobe
301	---	---	---	46	23	8	54	12	143	trock. Bachsedim.
302	2,5	7	2,5	110	30	16	116	20	292	Gewässer
303	2,5	6	<2,5	164	34	32	120	14	364	Gewässer
304	2,5	7	6	85	27	5	98	14	230	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Suedlich Nusseren-Anomalienfeld Cu F										Tabelle IV-2
Proben- nummer	Dithison-Gelomdeanalyseedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		exIII	exIII	exCu	Cu	III	Pb	Zn	Co	
305	5	16	7	283	58	18	149	18	526	Gewässer
306	5	22	7	261	36	20	101	13	431	Gewässer
307	5	25	16	356	37	20	100	14	527	Gewässer
308	5	24	21	699	48	22	103	17	899	Gewässer
309	15	35	28	567	38	14	115	19	753	Gewässer
310	5	32	14	418	48	35	129	23	653	Gewässer
311	---	---	---	13500	45	10	72	13	13640	Gestein
312	---	---	---	75	28	50	38	27	218	Gestein
313	---	---	---	15800	42	0	25	7	874	Gestein
314	---	---	---	205	42	18	42	7	314	Gestein
315	---	---	---	460	19	12	32	8	531	Bodenprobe
316	---	---	---	8750	20	89	58	17	8934	Gestein
317	5	4	2,5	92	32	12	68	17	221	Gewässer
318	5	8	4	174	47	21	88	27	357	Gewässer
319	5	<2,5	<2,5	193	45	15	70	18	341	Gewässer
320	---	---	---	160	19	14	8	11	212	Bodenprobe
321	---	---	---	117	55	10	13	42	237	Gestein
322	---	---	---	66	28	14	63	21	182	Bodenprobe

Untersuchungsgebiet : Magerfjell Anomalienfeld E 8										Tabelle V-1
Proben- nummer	Dithionon-Golamdeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		exIII	exIII	exCu	Cu	III	Pb	Zn	Co	
340	2,5	7	<2,5	56	30	4	26	14	130	Gewässer
341	2,5	8	2,5	30	20	2	16	2	70	Gewässer
342	2,5	4,5	2,5	55	26	5	18	6	105	Gewässer
343	2,5	6	<2,5	41	22	6	17	13	99	Gewässer
344	2,	6	2,5	123	32	10	21	12	197	Gewässer
345	2,5	20	10	285	40	7	27	11	370	Gewässer
346	2,5	9	4	135	40	5	26	16	222	Gewässer
347	2,5	17	5	141	33	4	19	13	212	Gewässer
348	2,5	10	7	181	39	6	26	14	266	Gewässer
349	2,5	16	7	187	41	12	27	31	298	Gewässer
350	---	28	11	206	43	14	31	33	327	Bodenprobe
351	2,5	14	4	189	33	5	21	10	258	Gewässer
352	2,5	10	4	145	37	4	23	10	219	Gewässer
353	2,5	10	8	161	17	17	16	6	217	Gewässer
354	2,5	<2,5	<2,5	37	14	3	14	8	75	Gewässer
355	2,5	<2,5	<2,5	43	16	3	15	6	83	Gewässer
356	2,5	<2,5	<2,5	73	27	6	23	6	135	Gewässer
357	2,5	2,5	<2,5	53	25	2	18	6	104	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Magerfjell-Anomalienfeld Cu E 8										Tabelle V-2
Proben- nummer	Dithizon-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
	cxHM	cxHM	cxCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	HM	
358	2,5	2,5	<2,5	70	26	3	28	9	139	Gestein
359	2,5	2,5	<2,5	100	37	10	25	11	183	Gewässer
360	---	---	---	16	5	2	5	4	32	Gestein
361	---	---	---	22	12	4	8	9	55	Gestein
362	---	---	---	80	12	21	16	1	130	Bodenprobe
363	---	---	---	7	5	0	8	2	22	Gestein
364	---	---	---	19	9	4	9	6	47	Gestein

Untersuchungsgebiet :Kvalsundalen										Tabelle I-1
Proben- nummer	Dithizon-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		caMn	caMn	caCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
1	<2,5	40	<2,5	106	150	4	2200	33	2493	Gewässer
2	2,5			82	75	4	74	18	253	Gewässer
3	2,5	30		95	129	8	179	31	444	Gewässer
4	2,5	35	<2,5	104	143	13	548	30	838	Gewässer
5	2,5	20	<2,5							Gewässer
6	<2,5	2,5	<2,5							Gewässer
7	2,5	35	<2,5	106	175	12	377	32	702	Gewässer
8	2,5	25	<2,5	102	192	11	486	39	830	Gewässer
9	2,5	15	<2,5	16	25	6	89	5	141	Gewässer
10	2,5	40	<2,5	93	166	4	653	33	949	Gewässer
11	2,5	20	<2,5	34	49	3	890	9	985	Gewässer
<12	2,5			115	182	25	184	19	525	Gewässer
<13	2,5			33	65	4	92	11	205	Gewässer
14	2,5	7	<2,5	30	37	1	182	10	260	Gewässer
15	2,5			84	155	12	4350	36	4637	Gewässer
16	2,5	20	<2,5	120	158	377	233	37	566	Gewässer
17	2,5	12	<2,5	108	115	18	117	34	392	Gewässer
18	2,5	12	<2,5							Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-2
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Messordaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		exHCl	exHCl	exCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
19	2,5	3	<2,5							Gewässer
20	2,5	10	<2,5	105	116	0	132	32	384	Gewässer
21	2,5	15	<2,5	105	114	7	146	32	404	Gewässer
22	2,5	12	<2,5	104	113	12	163	33	455	Gewässer
23	<2,5	3		92	96	9	104	23	324	Gewässer
24	2,5	5	<2,5	76	74	7	63	18	238	Gewässer
25	2,5	8	<2,5	44	32	3	52	11	142	Gewässer
26	2,5	16	<2,5	63	44	4	72	17	200	Gewässer
27	<2,5	16	<2,5	81	102	4	121	29	337	Gewässer
28	<2,5	14	<2,5	111	143	19	177	38	493	Gewässer
29	2,5	11	<2,5	92	151	20	158	35	456	Gewässer
30	2,5	11	<2,5	52	66	15	43	13	189	Gewässer
31	2,5	2,5	<2,5	73	117	15	96	28	329	Gewässer
32	2,5	6	<2,5	98	136	20	110	34	398	Gewässer
33	2,5	6	<2,5	95	116	20	106	31	368	Gewässer
34	<2,5	2,5	<2,5	102	84	14	96	26	322	Gewässer
35	2,5	6	<2,5	91	83	18	100	28	320	Gewässer
36	5	7	<2,5	21	23	7	75	11	137	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-3
Proben- nummer	Lithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in µm)		(Angaben in µm)						
		caHf	caHf	caCu	Cu	Hf	Pb	Zn	Co	
37	2,5	7	<2,5	102	78	7	47	39	273	Gewässer
38	2,5	6	<2,5	61	58	2	156	21	298	Gewässer
39	2,5	5	<2,5	82	88	4	46	35	255	Gewässer
40	2,5	5	<2,5	63	61	7	51	21	202	Gewässer
41	2,5	3	<2,5	72	62	2	50	22	206	Gewässer
42	2,5	3	<2,5	60	53	4	50	20	187	Gewässer
43	2,5	3	<2,5	59	51	1	116	20	247	Gewässer
44	2,5	3	<2,5	55	51	2	97	18	225	Gewässer
45	2,5	3	<2,5	53	48	4	139	18	262	Gewässer
46	2,5	3	<2,5	52	47	2	54	19	174	Gewässer
47	2,5	5	<2,5	36	71	6	286	16	415	Gewässer
48	2,5	5	<2,5	41	70	7	94	17	239	Gewässer
49	2,5	5	<2,5	30	49	7	65	11	162	Gewässer
49 a	---	----	---	102	85	86	112	63	433	Gestein
50	2,5	7	<2,5	34	69	9	133	10	255	Gewässer
51	2,5	30	<2,5	61	149	11	600	23	844	Gewässer
52	2,5	14	<2,5	53	95	6	298	19	471	Gewässer
53	2,5	16	<2,5	60	146	15	130	20	371	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-4
Proben- nummer	Dithionon-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdHM	cdHM	cdCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
54	5	4	<2,5	76	29	23	40	14	182	Gewässer
55	2,5	5	<2,5	55	72	9	80	17	233	Gewässer
56	2,5	3	<2,5	47	23	2	87	11	170	Gewässer
57	2,5	9	<2,5	21	32	4	68	5	130	Gewässer
58	5	50	<2,5	125	309	28	1160	35	1957	Gewässer
58 a	---	--	---	34	83	13	30	34	204	Gestein
59	2,5	40	<2,5	73	203	10	310	22	618	Gewässer
60	2,5	52	<2,5	78	250	11	357	24	720	Gewässer
61	2,5	30	<2,5	45	124	5	207	15	396	Gewässer
62	2,5	58	<2,5	29	96	6	216	7	354	Gewässer
63	2,5	10	<2,5	62	97	13	168	14	354	Gewässer
64	5	34	<2,5	29	80	9	367	9	494	Gewässer
65	5	58	<2,5	48	217	15	365	16	661	Gewässer
65 a	---	--	---	71	101	14	142	4	332	Gestein
66	2,5	32	<2,5	32	228	10	242	20	532	Gewässer
67	2,5	30	<2,5	96	155	8	1850	35	2144	Gewässer
68	2,5	5	<2,5	121	142	30	166	25	474	Gewässer
69	5	25	<2,5	34	220	14	104	85	454	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-5
Proben- nummer	Dithizon-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		exIII	exIII	exCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
70	2,5	10	<2,5	36	72	7	141	16	282	Gewässer
71	5	18	<2,5	43	77	15	137	27	299	Gewässer
72	5	18	<2,5	34	76	10	157	11	288	Gewässer
73	5	12	<2,5	54	85	8	177	14	338	Gewässer
74	<2,5	7	<2,5	41	96	10	109	13	269	Gewässer
75	<2,5	5	<2,5	83	106	23	78	25	215	Gewässer
76	2,5	5	<2,5	48	87	12	65	33	245	Gewässer
77	2,5	12	<2,5	38	162	25	195	78	498	Gewässer
78	2,5	30	<2,5	313	76	21	155	44	609	Gewässer
79	2,5	20	<2,5	59	117	15	114	23	328	Gewässer
80	2,5	7	<2,5	40	52	14	89	10	225	Gewässer
81	2,5	5	<2,5	60	62	15	95	16	248	Gewässer
82	2,5	6	<2,5	28	32	13	67	10	150	Gewässer
83	2,5	14	<2,5	56	95	25	173	26	375	Gewässer
84	2,5	7	<2,5	43	63	17	110	16	251	Gewässer
85	<2,5	7	<2,5	70	66	11	78	23	248	Gewässer
86	2,5	7	<2,5	146	108	19	116	36	325	Gewässer
87	2,5	7	<2,5	58	61	20	71	16	326	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-6
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdHCl	cdHCl	cdCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
88	2,5	7	<2,5	96	126	23	169	30	424	Gewässer
89	2,5	2,5	<2,5	122	67	14	100	23	326	Gewässer
90	2,5	2,5	<2,5	19	59	17	79	17	191	Gewässer
91	2,5	4	<2,5	26	59	16	107	11	229	Gewässer
92	5	16	<2,5	36	71	9	225	12	363	Gewässer
93	20	100	<2,5	188	349	104	950	74	1465	Gewässer
94	15	80	<2,5	80	145	68	492	26	811	Gewässer
95	---	--	---	40	32	27	65	10	134	Gestein
96	10	50	<2,5	221	254	138	898	76	1597	Gewässer
97	---	--	---	35	10	7	49	6	107	Gestein
98	5	30	<2,5	153	408	135	321	64	1081	Gewässer
99	5	15	<2,5	272	416	81	171	140	1080	Gewässer
100	2,5	2,5	<2,5	51	82	24	36	12	195	Gewässer
101	2,5	3	<2,5	59	76	11	141	13	300	Gewässer
102	2,5	3	<2,5	58	45	14	77	17	211	Gewässer
103	2,5	13	<2,5	74	103	29	173	26	405	Gewässer
104	2,5	20	<2,5	235	164	9	156	28	592	Gewässer
105	2,5	12	<2,5	96	106	6	161	41	410	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-7
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdHCl	cdHCl	cdCu	Cu	Hg	Pb	Zn	Co	
106	<2,5	10	<2,5	54	157	4	138	26	369	Gewässer
107	2,5	35	<2,5	60	204	14	239	65	583	Gewässer
108	2,5	16	<2,5	30	122	14	114	17	297	Gewässer
109	2,5	8	<2,5	45	75	11	94	17	242	Gewässer
110	<2,5	5	<2,5	142	84	21	82	42	381	Gewässer
111	<2,5	22	<2,5	141	170	15	166	51	543	Gewässer
112	2,5	16	<2,5	144	205	22	245	52	678	Gewässer
113	<2,5	18	<2,5	111	136	15	273	41	576	Gewässer
114	<2,5	20	<2,5	117	240	20	325	52	754	Gewässer
115	<2,5	16	<2,5	47	180	14	182	31	382	Gewässer
116	<2,5	7	<2,5	35	40	12	88	18	193	Gewässer
117	2,5	16	<2,5	83	169	26	205	34	517	Gewässer
118	<2,5	14	<2,5	98	212	33	285	42	670	Gewässer
119	2,5	21	<2,5	57	127	18	184	29	415	Gewässer
120	<2,5	30	<2,5	87	265	18	275	67	712	Gewässer
121	<2,5	25	<2,5	75	220	26	345	42	708	Gewässer
122	<2,5	20	<2,5	61	219	25	310	44	659	Gewässer
123	<2,5	18	<2,5	38	80	8	136	22	284	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-8
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		c Hg	exHg	exCu	Cu	Hg	Pb	Zn	Co	
124	<2,5	14	<2,5	36	71	8	113	23	251	Gewässer
125	<2,5	2,5	<2,5	20	13	4	28	4	69	Gewässer
126	<2,5	10	<2,5	198	260	23	115	48	644	Gewässer
127	<2,5	25	<2,5	107	316	23	213	35	719	Gewässer
128	<2,5	7	<2,5	90	126	17	105	25	363	Gewässer
129	<2,5	10	<2,5	103	176	16	127	31	465	Gewässer
130	<2,5	9	<2,5	106	195	17	149	36	503	Gewässer
131	<2,5	11	<2,5	115	150	12	172	32	481	Gewässer
132	<2,5	9	<2,5	95	143	16	131	30	415	Gewässer
133	<2,5	8	<2,5	95	170	13	127	37	452	Gewässer
134	<2,5	8	<2,5	120	174	18	161	37	510	Gewässer
135	<2,5	7	<2,5	88	122	10	108	28	356	Gewässer
136	<2,5	12	<2,5	81	98	6	143	14	342	Gewässer
137	<2,5	12	<2,5	100	182	17	149	29	480	Gewässer
138	<2,5	5	<2,5	36	103	8	69	14	230	Gewässer
139	<2,5	8	<2,5	97	94	9	114	30	334	Gewässer
140	<2,5	7	<2,5	135	124	9	167	18	453	Gewässer
141	15	18	<2,5	47	74	13	195	40	366	Gewässer

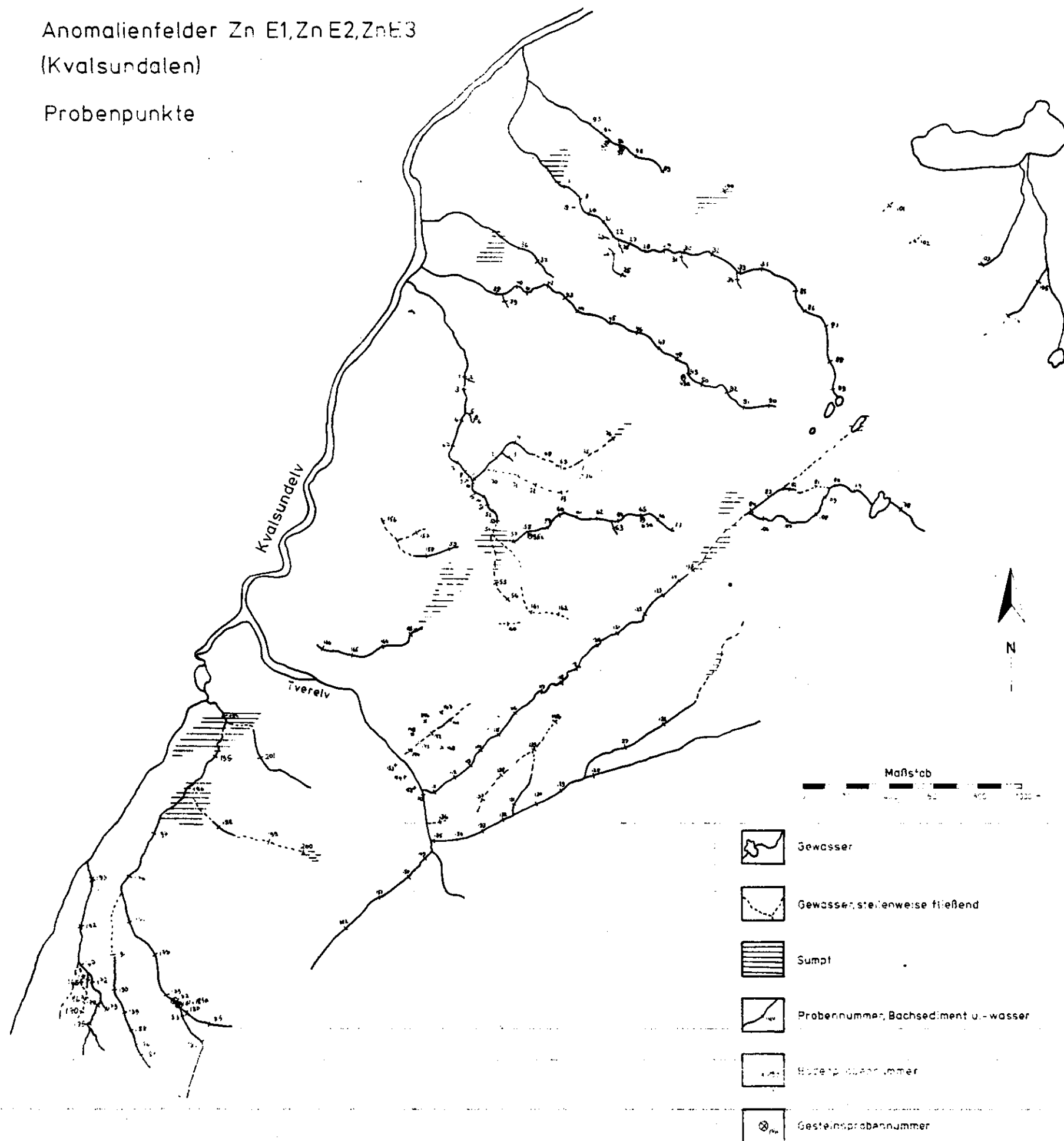
Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-9
Proben- nummer	Dithizon-Golmdeanalyse-daten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdHII	cxHII	cxCu	Cu	Hi	Pb	Sn	Co	
142	20	120	<2,5	82	595	27	900	820	2404	Gewässer
143	2,5	45	<2,5	140	252	40	448	38	918	Gewässer
144	---	90	<2,5	102	159	29	690	52	1032	trock. Bachbett
145	---	2,5	<2,5	23	23	8	48	12	114	Boden
146	---	2,5	<2,5	31	23	10	95	18	187	Boden
147	---	2,5	<2,5	6	4	4	7	1	22	Boden
148	---	2,5	<2,5	155	168	11	210	17	561	Boden
149	<2,5	5	<2,5	155	51	11	97	19	333	Gewässer
150	<2,5	7	<2,5	205	66	16	120	25	428	Gewässer
151	<2,5	6	<2,5	133	42	12	92	20	299	Gewässer
152	<2,5	8	<2,5	227	63	16	132	30	468	Gewässer
153	---	14	<2,5	43	34	13	221	22	333	Boden
154	---	20	<2,5	364	285	21	110	130	910	Boden
155	---	15	<2,5	207	104	19	200	80	610	Boden
156	<2,5	14	<2,5	64	142	16	225	34	481	Gewässer
157	2,5	18	<2,5	106	130	24	202	28	490	Gewässer
158	2,5	21	<2,5	38	71	8	154	10	281	Gewässer
159	5	10	<2,5	34	144	8	356	22	564	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-10
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		cdIII	cdIII	cdCu	Cu	Ni	Pb	Zn	Co	
160	10	12	<2,5	86	133	10	188	22	439	Gewässer
161	20	14	<2,5	84	87	27	304	11	514	Gewässer
162	2,5	8	<2,5	196	232	55	231	50	769	Gewässer
163	2,5	3	<2,5	53	36	9	51	9	158	Gewässer
164	2,5	10	<2,5	108	101	18	159	36	422	Gewässer
165	5	18	<2,5	96	162	24	240	28	550	Gewässer
166	2,5	15	<2,5	103	185	28	238	34	578	Gewässer
167	2,5	11	<2,5	204	120	38	294	25	691	Gewässer
168	2,5	13	<2,5	173	82	27	153	24	459	Gewässer
169	2,5	7	<2,5	120	54	17	77	20	288	Gewässer
170	2,5	24	<2,5	248	17	31	87	4	387	Gewässer
171	2,5	7	<2,5	144	44	19	125	16	348	Gewässer
172	2,5	9	<2,5	140	43	28	184	16	411	Gewässer
173	<2,5	16	<2,5	215	82	31	235	26	589	Gewässer
174	<2,5	14	<2,5	185	115	39	273	31	645	Gewässer
175	2,5	10	<2,5	205	112	39	236	28	620	Gewässer
176	2,5	8	<2,5	196	63	21	97	34	411	Gewässer
177	<2,5	11	<2,5	161	58	16	85	34	354	Gewässer

Untersuchungsgebiet : Kvalsundalen										Tabelle I-11
Proben- nummer	Dithion-Geländeanalysedaten			AAS-Analysedaten						Proben- entnahme
	Wasserdaten (Angaben in ppb)	Sedimentdaten (Angaben in ppm)		(Angaben in ppm)						
		c.HI	ex.HI	ex.Cu	Cu	Hi	Pb	Sn	Co	
178	<2,5	9	<2,5	194	54	17	81	36	382	Gewässer
179	<2,5	10	<2,5	200	49	23	69	37	378	Gewässer
180	<2,5	7	<2,5	197	50	4	60	36	347	Gewässer
181	---	40	<2,5	417	142	130	152	143	984	Boden
181 a	---	--	---	58	25	132	100	11	326	Gestein
182	---	--	---	25	11	21	46	4	107	Gestein
183	5	8	<2,5	224	30	4	45	37	340	Gewässer
184	<2,5	5	<2,5	214	33	4	44	38	333	Gewässer
185	<2,5	4	<2,5	187	30	5	45	31	308	Gewässer
186	<2,5	16	<2,5	466	43	8	88	48	653	Gewässer
187	<2,5	3	<2,5	251	36	6	37	26	356	Gewässer
188	2,5	12	<2,5	290	77	6	108	47	527	Gewässer
189	2,5	7	<2,5	171	48	11	48	8	286	Gewässer
190	<2,5	7	<2,5	66	39	7	71	15	198	Gewässer
191	<2,5	6	<2,5	83	57	7	84	18	249	Gewässer
192	---	8	<2,5	183	108	25	205	29	550	Boden
193	---	12	<2,5	113	83	161	166	21	543	Boden
194	2,5	4	<2,5	37	27	6	43	14	131	Gewässer
195	2,5	4	<2,5	74	39	10	56	20	189	Gewässer

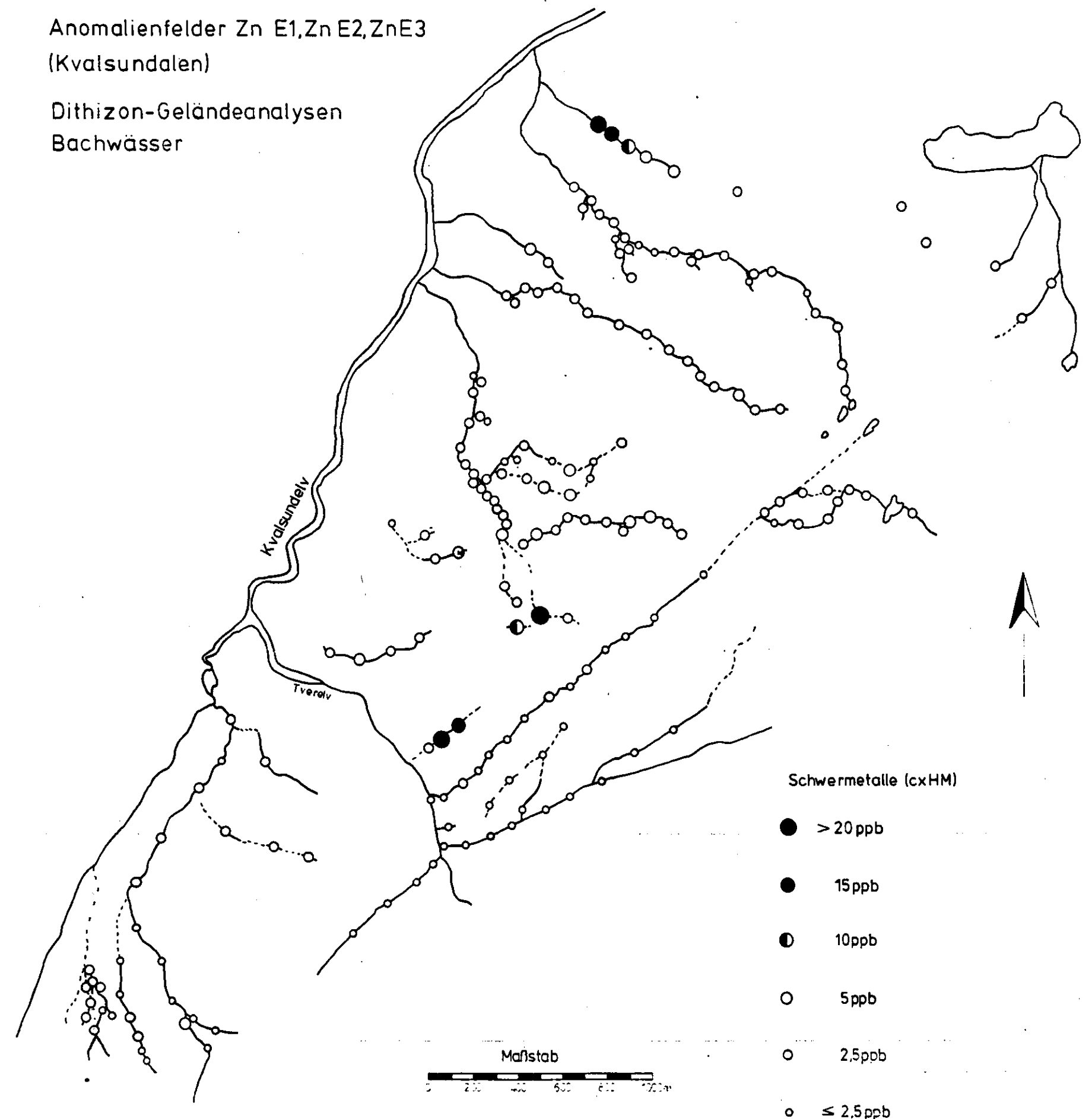
Anomaliefelder Zn E1, Zn E2, Zn E3 (Kvalsundalen)

Probenpunkte



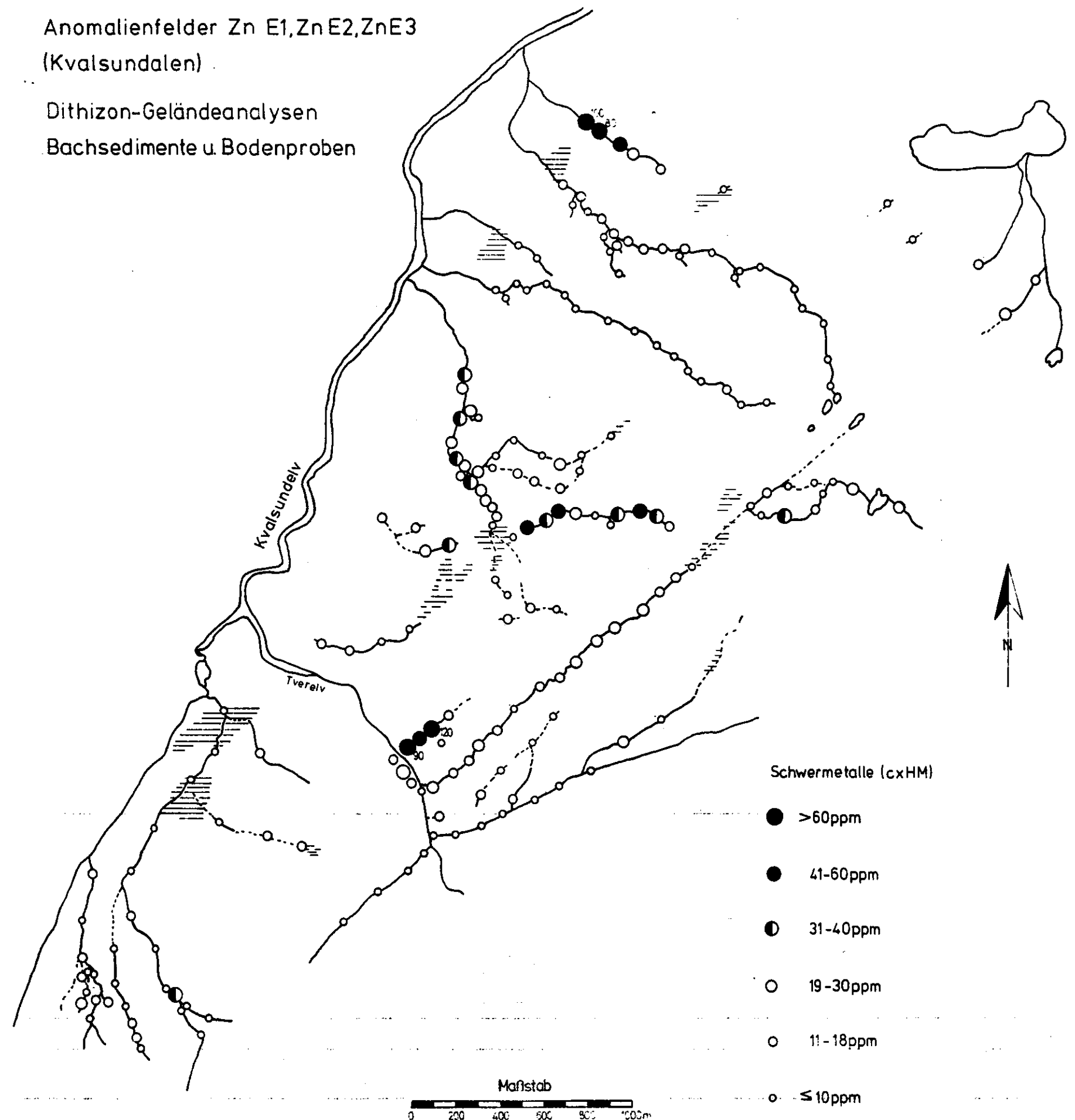
Anomaliefelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

Dithizon-Geländeanalysen
Bachwässer



Anomaliefelder Zn E1,ZnE2,ZnE3
(Kvalsundalen)

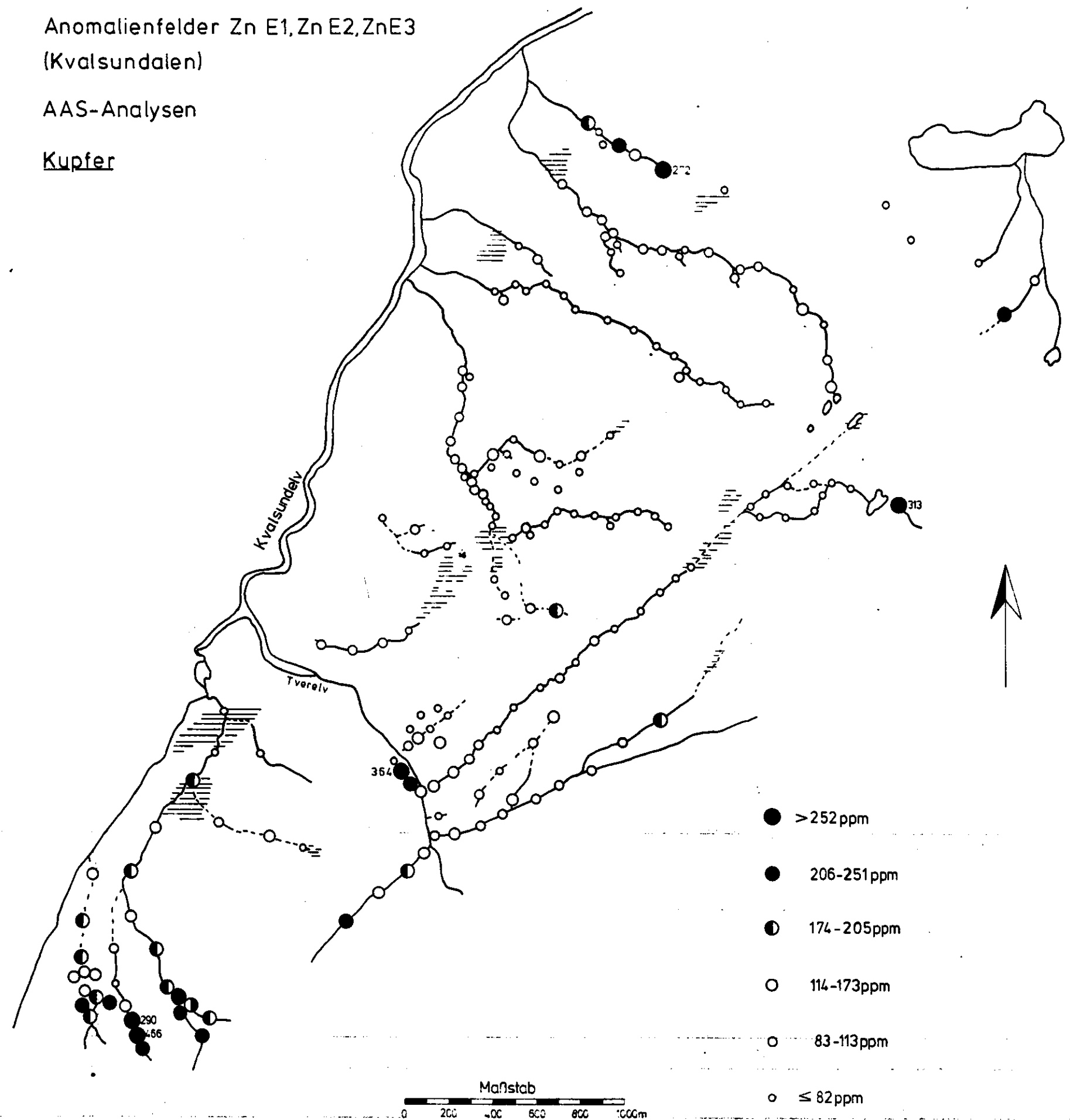
Dithizon-Geländeanalysen
Bachsedimente u. Bodenproben



Anomalienfelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

AAS-Analysen

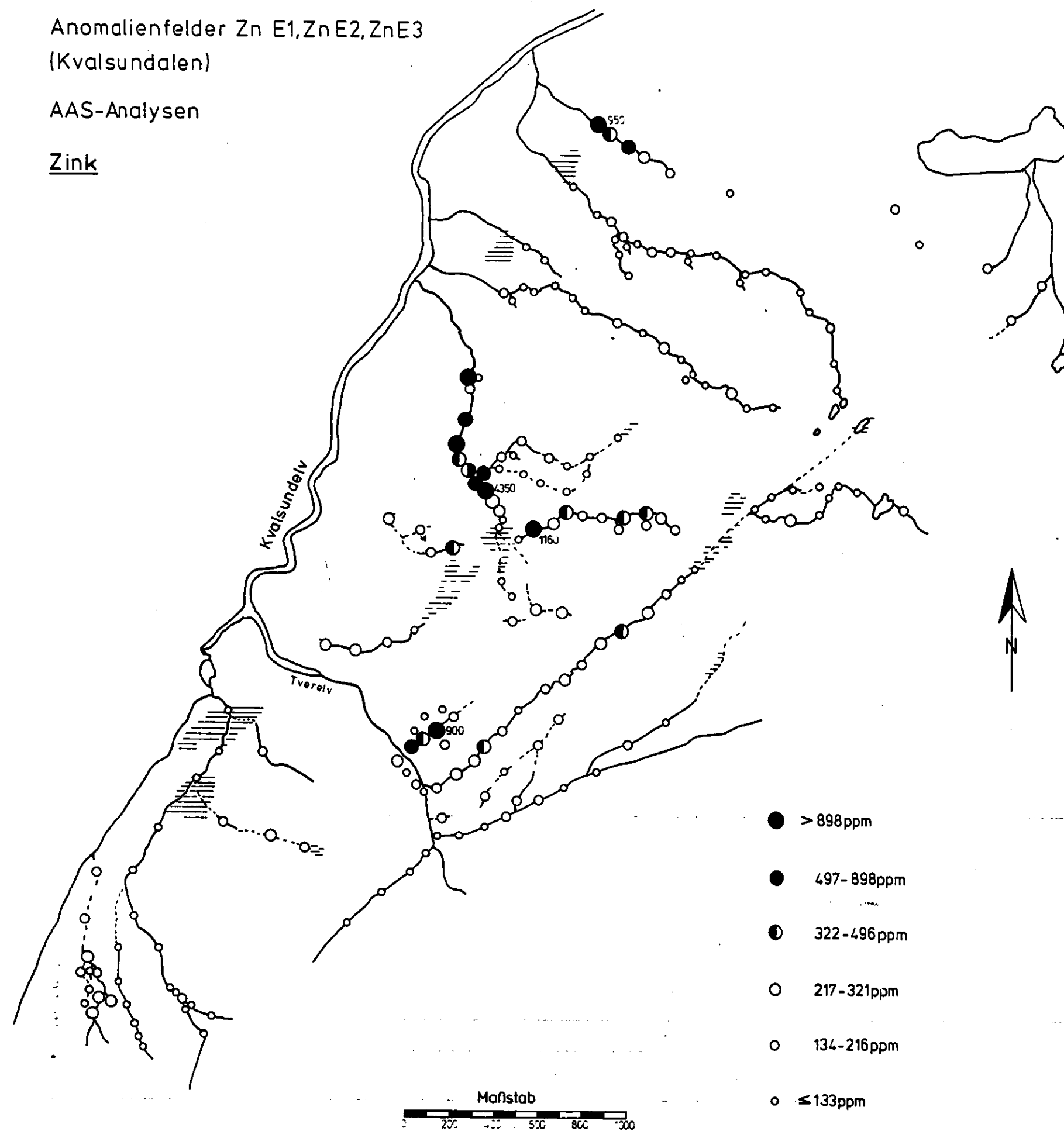
Kupfer



Anomalienfelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

AAS-Analysen

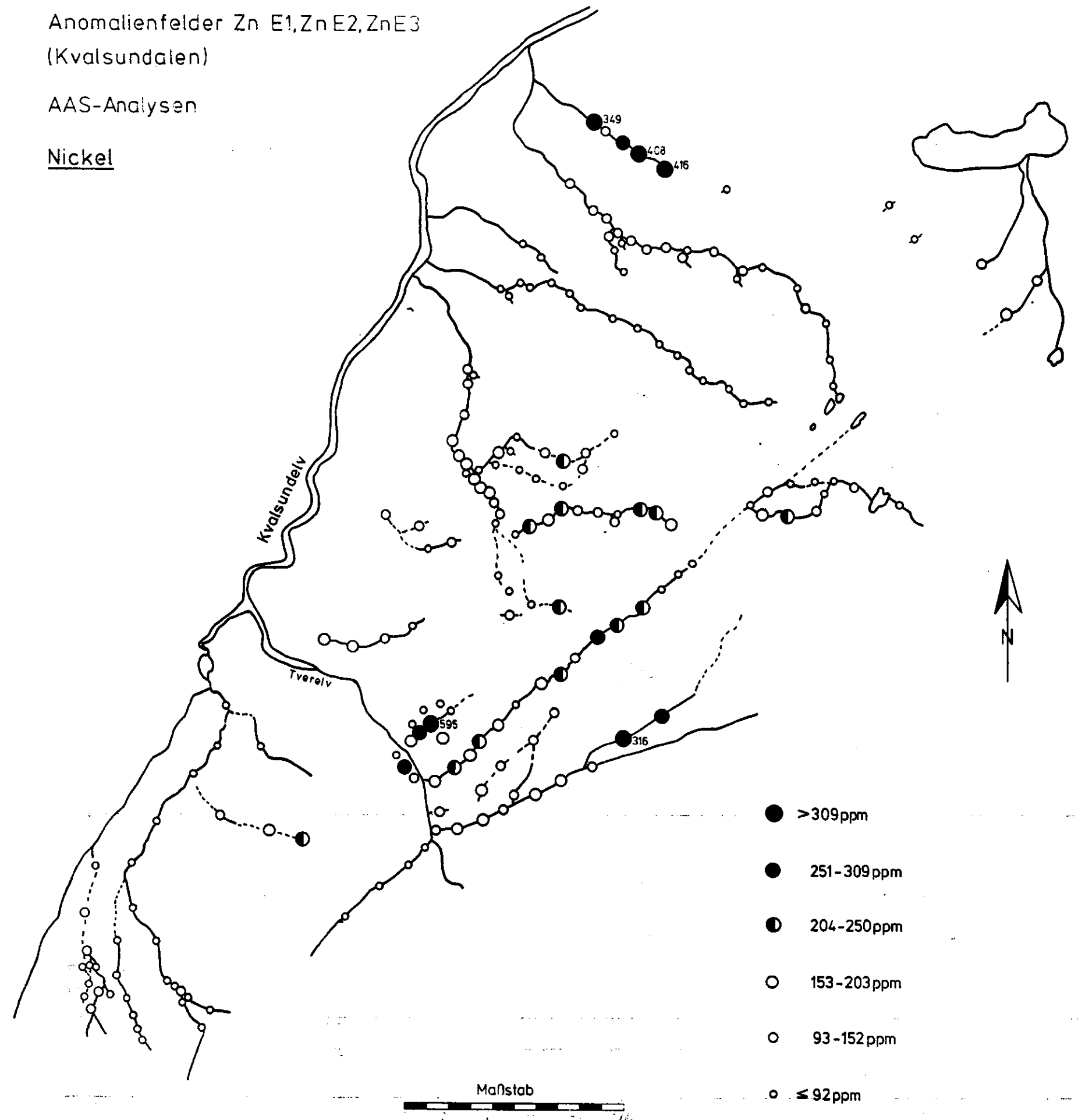
Zink



Anomaliefelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

AAS-Analysen

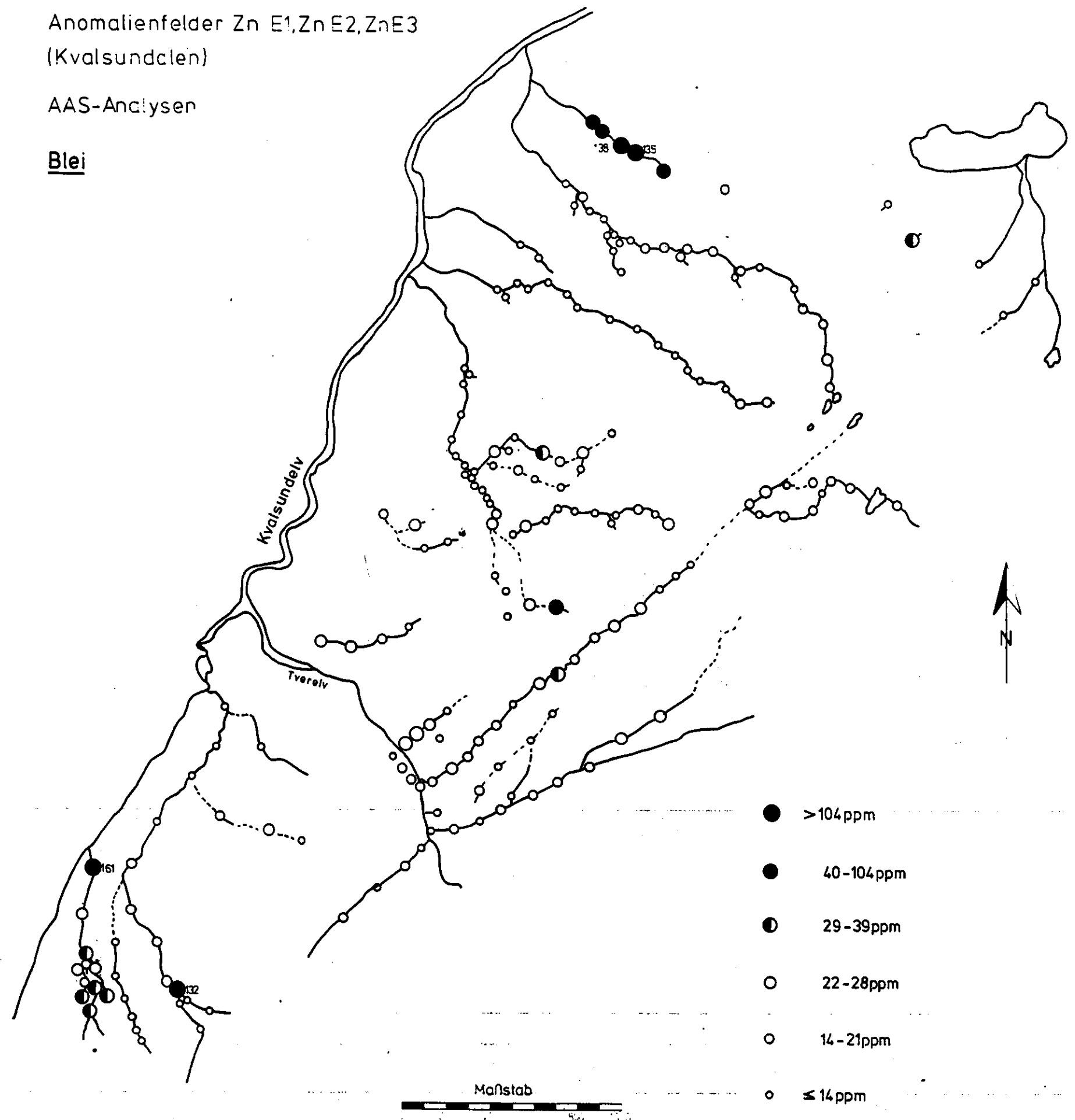
Nickel



Anomaliefelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

AAS-Analysen

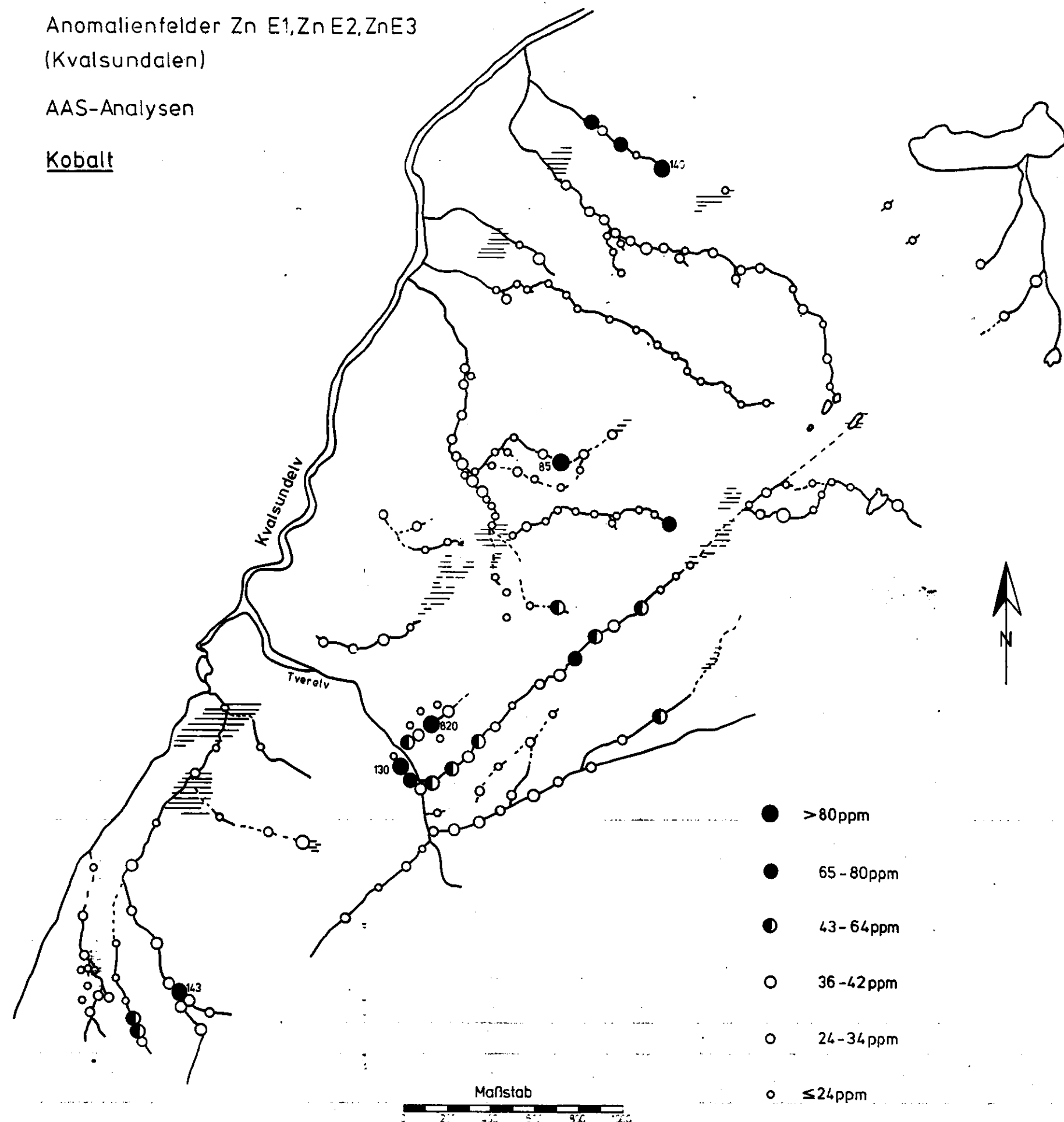
Blei



Anomaliefelder Zn E1, Zn E2, Zn E3
(Kvalsundalen)

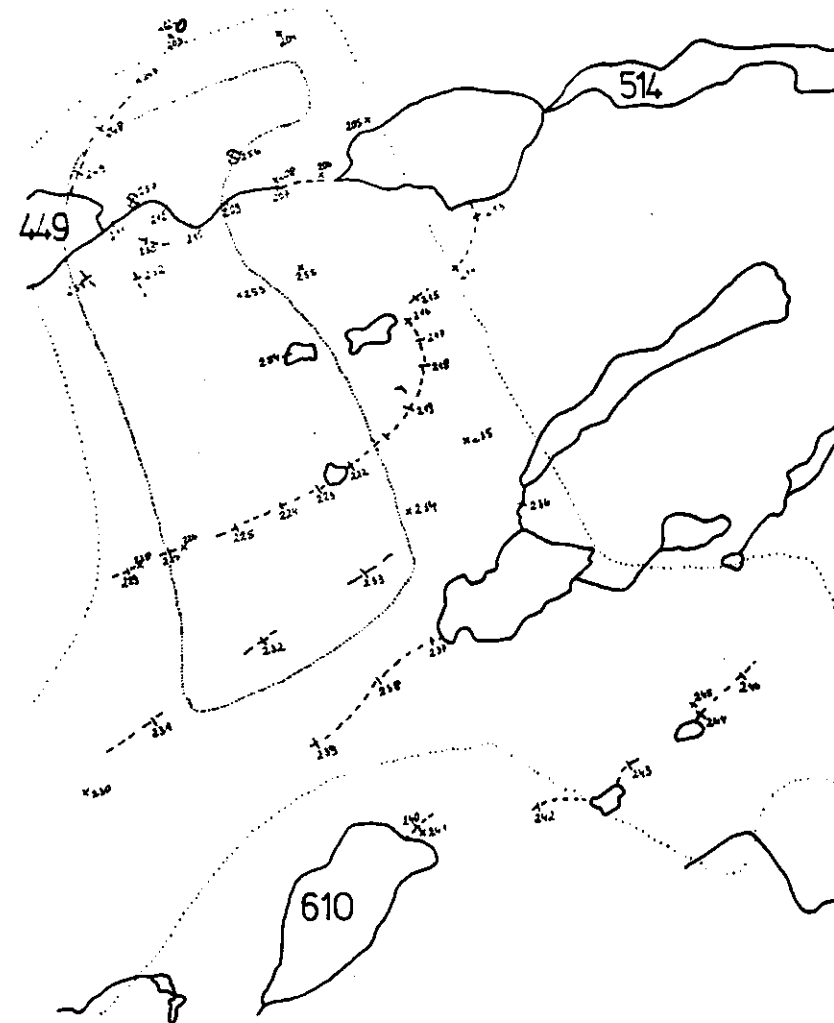
AAS-Analysen

Kobalt



Anomalienfelder Cu E6-1, Cu E5-2
Magerfjell

Probenpunkte



- E 6-2 (Dreyer, Geochem. Trendkarte)
- E 6-1 (Dreyer, Geochem. Trendkarte)
- Gewässer
- Gewässer, stellenweise fließend
- Höhe über NN
- Probennummer, Bachsediment u. Wasser
- Bodenprobennummer
- Gesteinsprobennummer

Maßstab



U. Altenberger, M. Günther 1978

Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



Ditizon-Geländeanalysen

Bachwässer

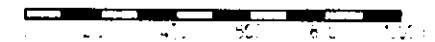
Schwermetalle (cxHM)

● 5 ppb

○ 2,5 ppb

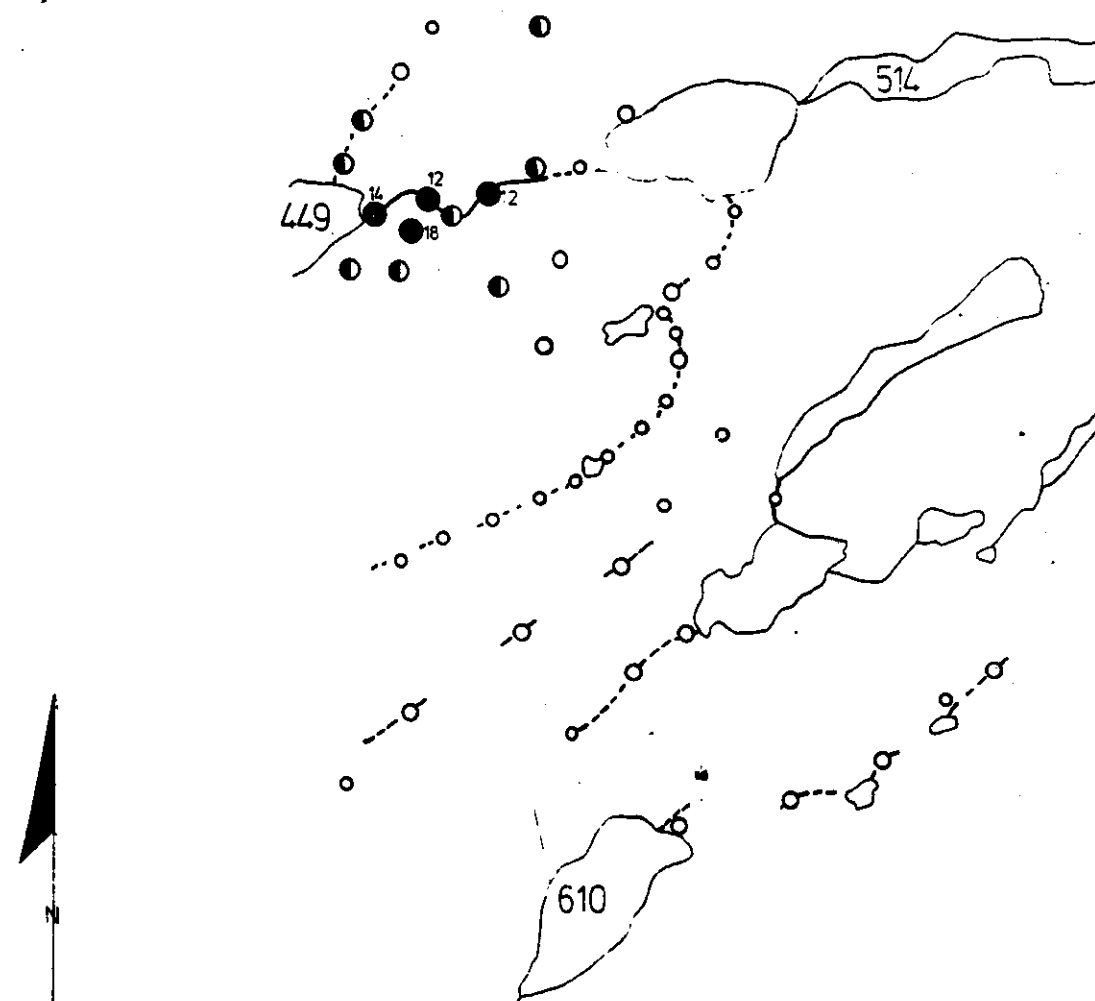
○ ≤ 2,5 ppb

Maßstab



1:25000 (Magerfjell)

Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



Ditizon-Geländeanalysen

Bachsedimente u. Bodenproben

Schwermetalle (cx HM)

● >10ppm

◐ 3-10ppm

○ 2,5ppm

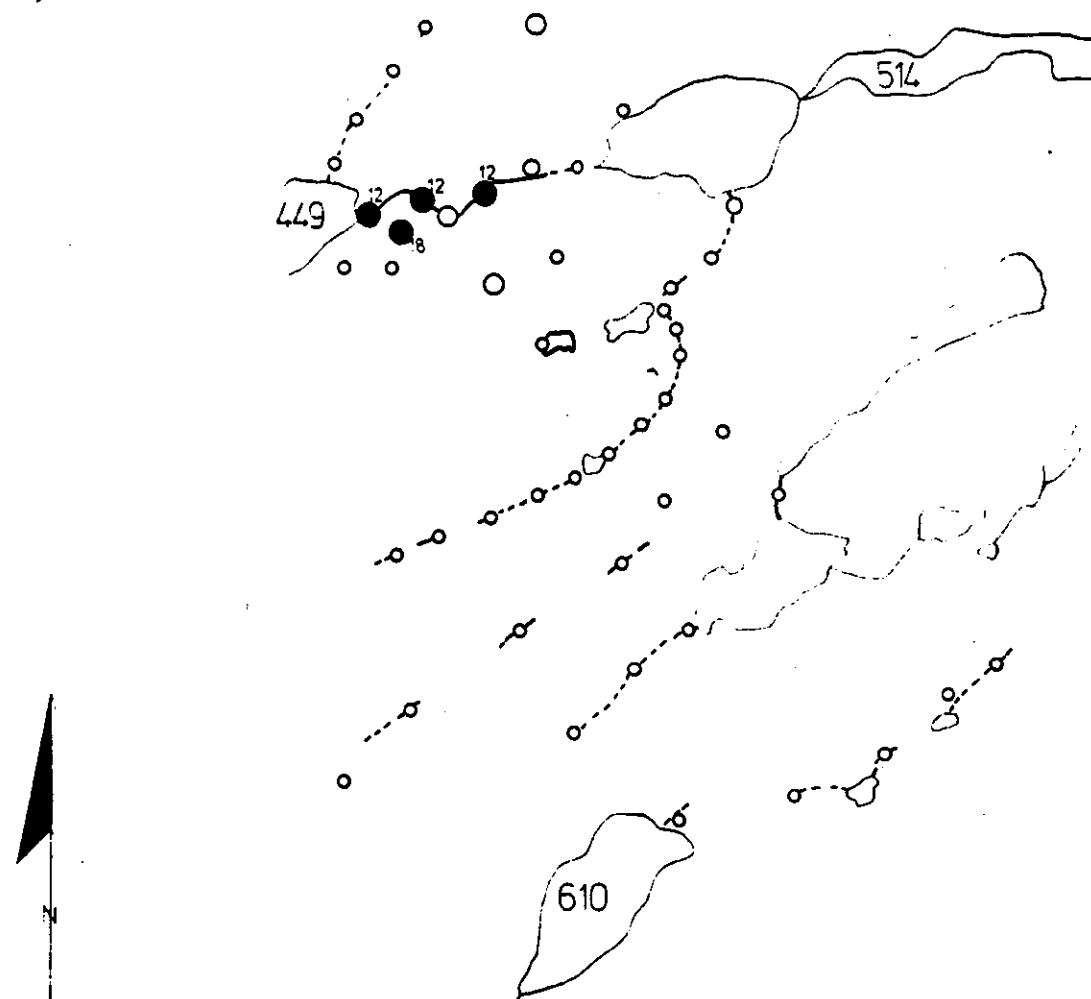
⊗ ≤2,5ppm

Maßstab



1:50.000

Anomalienfelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



Ditizon-Gelandeanalyse

Bachsedimente u. Bodenproben

Kupfer (cxCu)

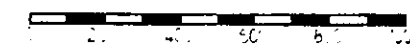
● >9ppm

● 3-9ppm

○ 2,5ppm

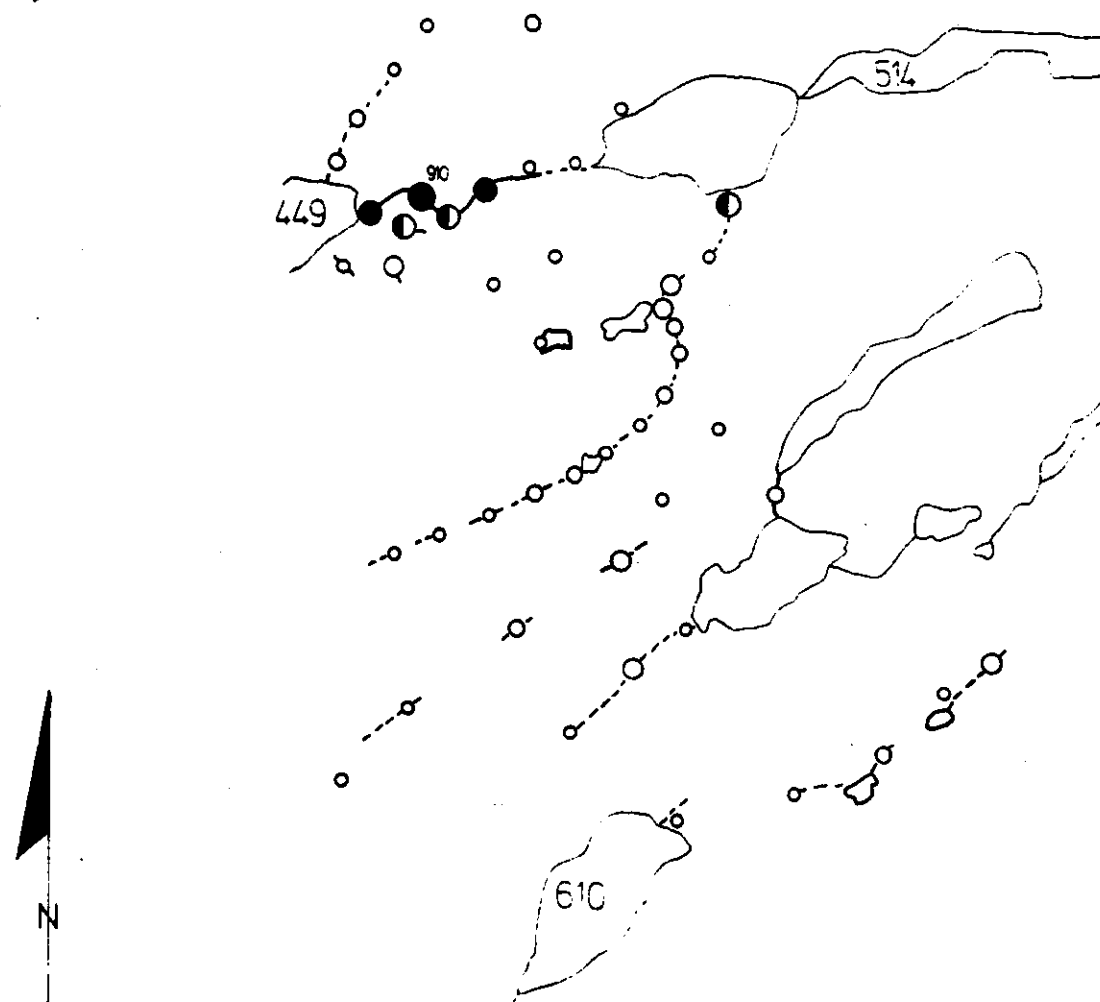
○ ≤2,5ppm

Maßstab



U.S. Geological Survey 1978

Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



AAS-Analysen

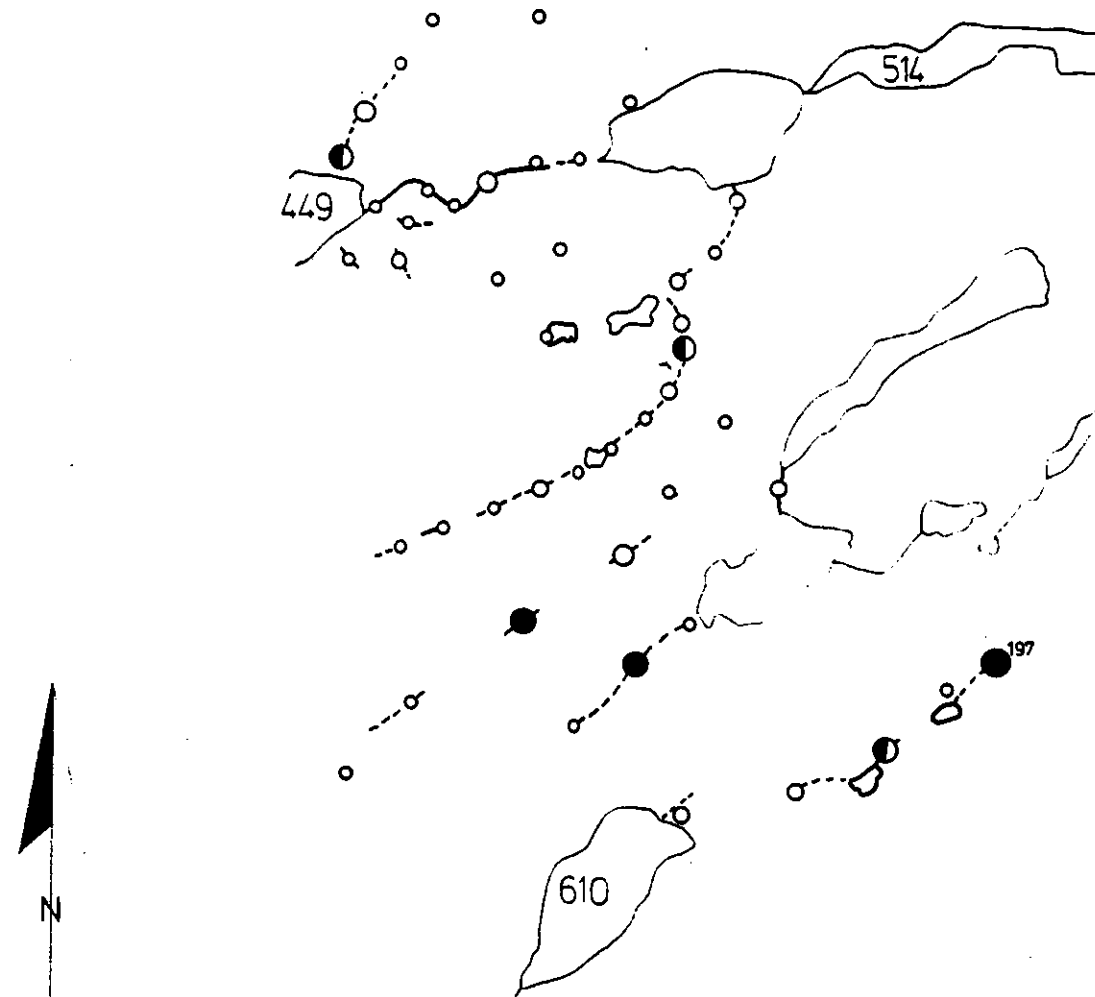
Kupfer

- > 910ppm
- 721-910ppm
- ⦿ 421-720ppm
- 257-411ppm
- 131-256ppm
- ≤ 130ppm

Maßstab



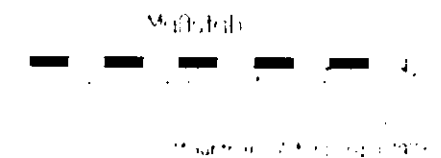
Anomalienfelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



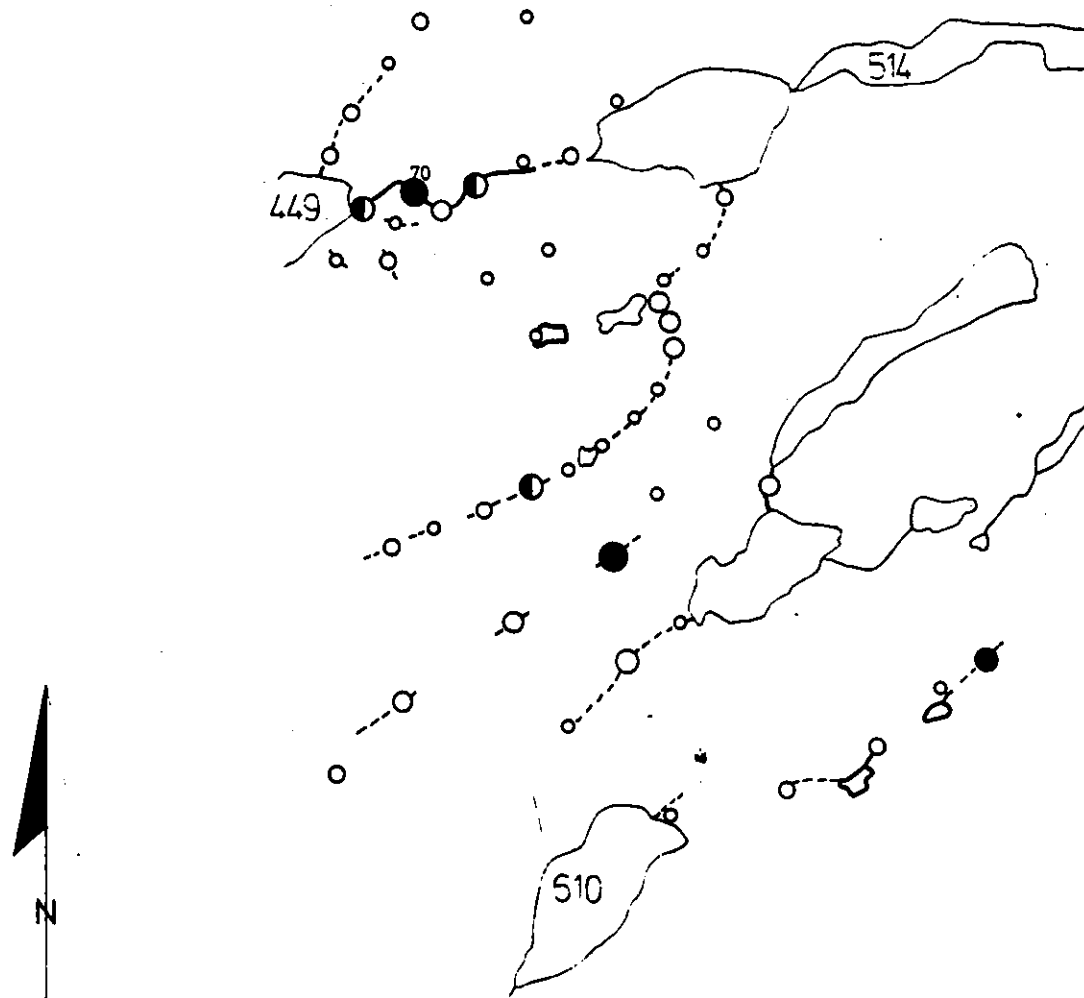
AAS-Analysen

Nickel

- >162ppm
- 123-162ppm
- ◐ 107-122ppm
- 83-106ppm
- 62-82ppm
- ≤61ppm



Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



AAS-Analysen

Kobalt

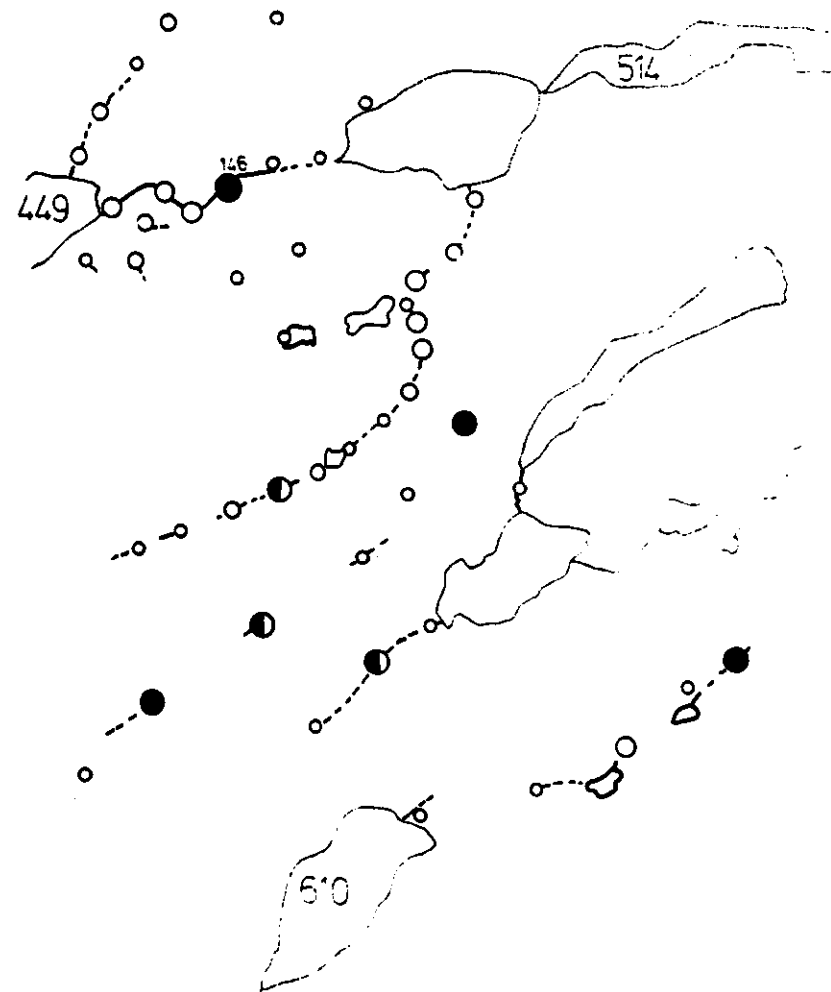
- >68ppm
- 62-68ppm
- ◐ 58-61ppm
- 45-57ppm
- 36-44ppm
- ≤36ppm

Maßstab



1:150000, 2. Aufl. 1977

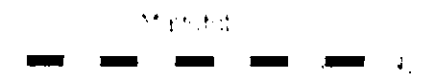
Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



AAS-Analysen

Zink

- 113ppm
- 84 - 113ppm
- ⦿ 72 - 83ppm
- 58 - 71ppm
- 37 - 57ppm
- 36ppm



Anomaliefelder Cu E6-1, Cu E6-2
Magerfjell



AAS-Analysen

Blei

- >74 ppm
- 63 - 74 ppm
- ◐ 54 - 62 ppm
- 28 - 53 ppm
- 18 - 27 ppm
- ≤17 ppm

Maßstab



1:50000, 1:50000, 1:50000

AAS-Analysen Kupfer



- > 388 ppm
- 259 - 388 ppm
- 126 - 258 ppm
- 62 - 125 ppm
- ≤ 61 ppm

McNstab

2. 1990-1991

Anomalienfelder Pb D1, Pb D2
Westlich Saltvann

AAS-Analysen Nickel



- > 95 ppm
- 86-95 ppm
- 68-85 ppm
- 49-67 ppm
- ≤ 48 ppm

1:50,000

1. Blei in der Luft 2
 2. Blei in der Luft 2

1. Blei in der Luft 2
 2. Blei in der Luft 2



Anomaliefelder Pb D1, Pb D2
Westlich Saltvann

AAS-Analysen Zink



- > 164 ppm
- 112 164 ppm
- 79 112 ppm
- 51 78 ppm
- ≤ 50 ppm

Maßstab
1000

Antenne - GPM - Lötter 1978

Anomaliefelder Pb D1, Pb D2
Westlich Saltvann

AAS-Analysen Kobalt



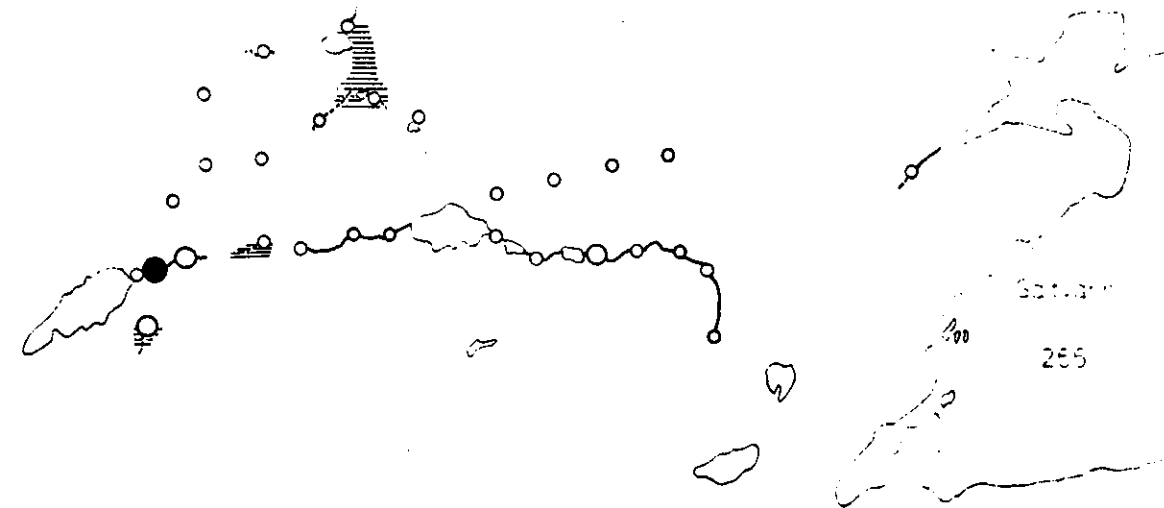
- >44 ppm
- 28-44 ppm
- ≤27 ppm

Maßstab

Anteil: 1:10000

Anomalie der Pb D1, Pb D2
Westlich Göttingen

Dithizon-Feinanalyse von Bachsedimente u. Bodenproben



Schwermetalle (cxHM)

● 6 ppm

○ 5 ppm

○ 3-4 ppm

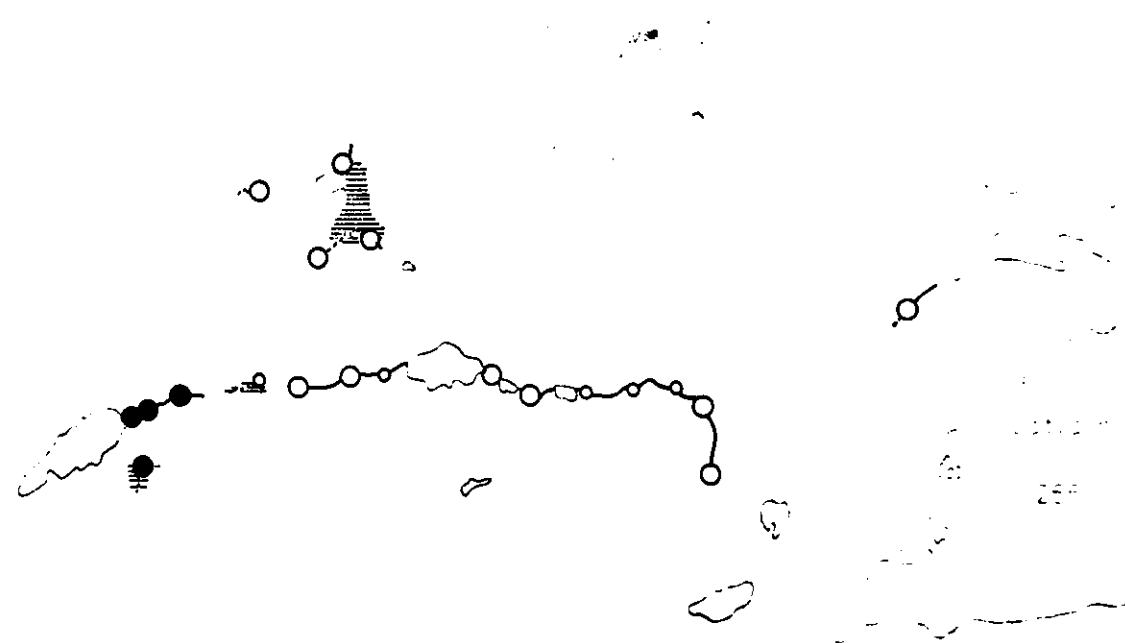
○ <3 ppm

Maßstab

0 250 500 750 1000

Anomalienfelder Pb D1, Pb D2
Westlich St. Gallen

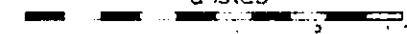
Dithizon-Feinanalyse Bachwässer



Schwermetalle (cxHM)

- 5 ppb
- 2,5 ppb
- ◐ 2,5 ppb

Maßstab



Anomalie der PbO_1 PbO_2
Westlich Salsburg

Dithizon-Reaktion, ser Bachsedimente u. Bodenproben



Kupfer (cxCu)

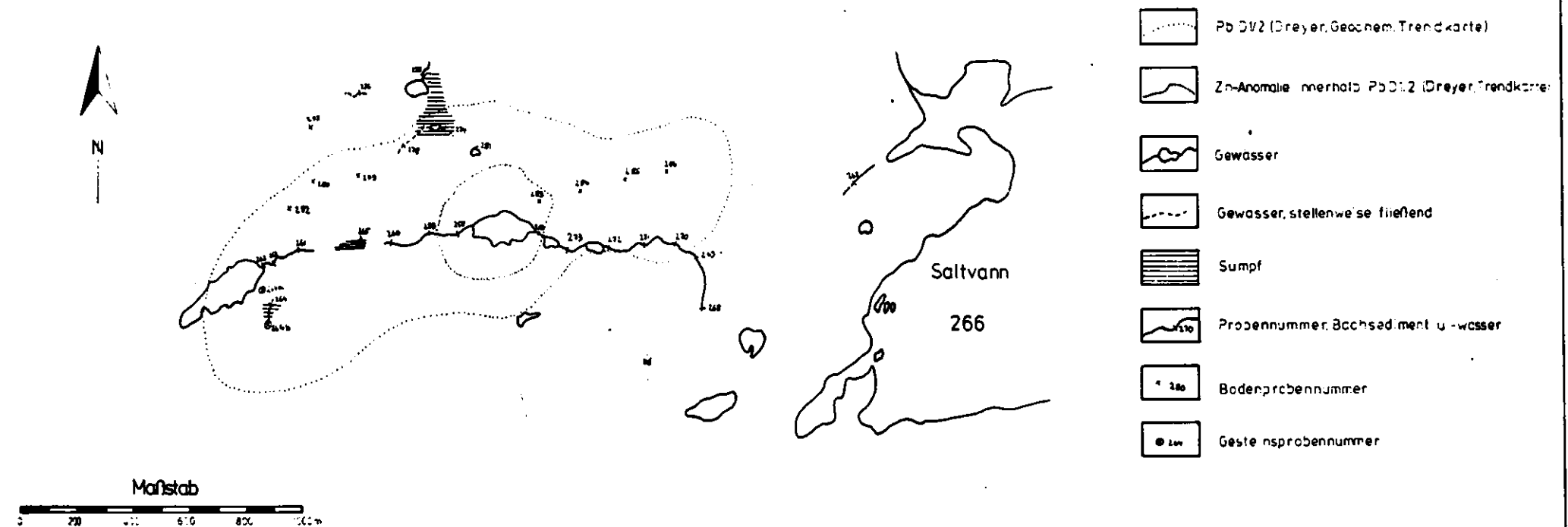
● 2,5 ppm

○ <2,5 ppm

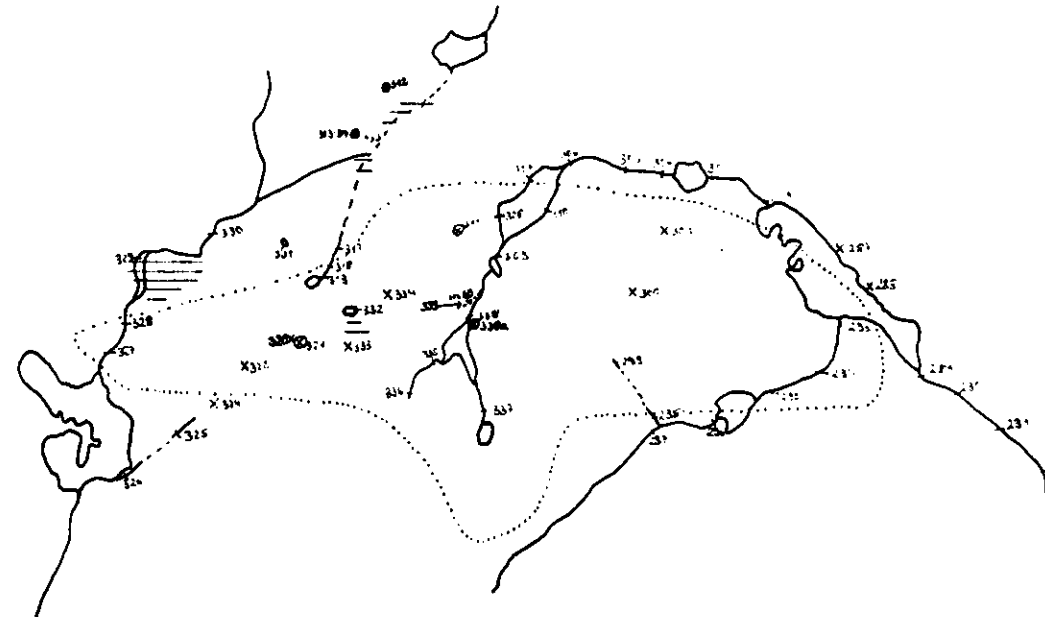
Meilen

Anomaliefelder PbD1, PbD2
Westlich Saltvann

Probenpunkte



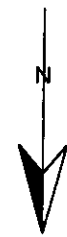
Anomalienfeld Cu-F
Südlich Nusseren
Probenpunkte



-  Cu-F (Dreyer, Geochem. Trendkarte)
-  Gewässer
-  Gewässer, stellenweise fließend
-  Sumpf
-  Probennummer, Bachsediment u.-wasser
-  X₃₀₀ Bodenprobennummer
-  S₃₄ Gesteinsprobennummer

Maßstab
1 200 400 600 800 1000

Bachwässer



- 20ppm
- 15ppm
- 5ppm
- 2,5ppm
- ≤2,5ppm

25 40 2 8

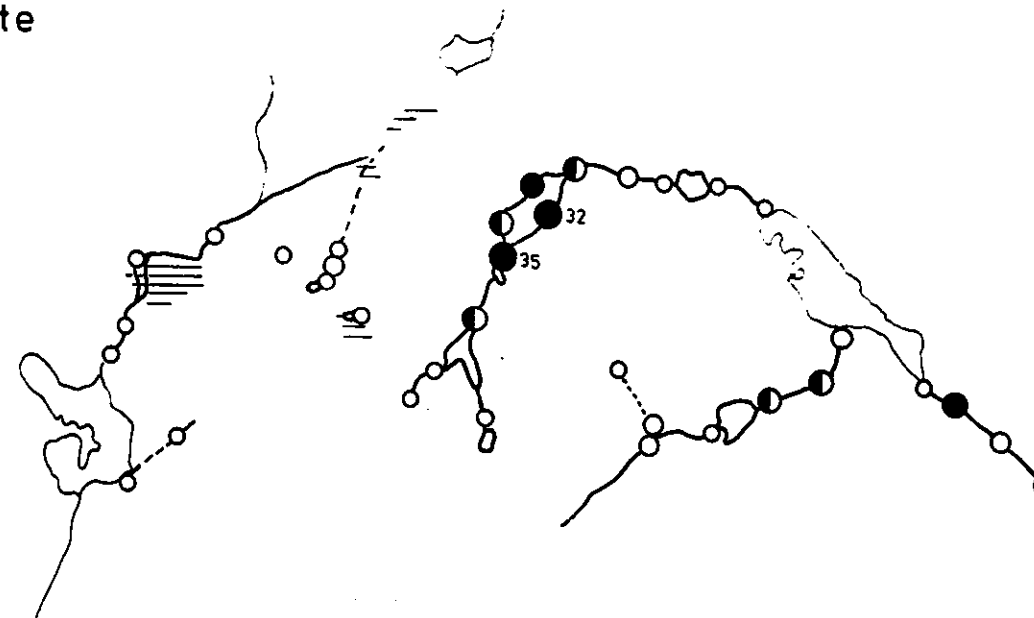
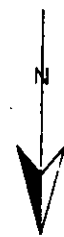
M. J. G. M. J. G. M. J. G. M.

Anomaliefeld Cu-F

Südlich Nusseren

Dithizon-Geländeanalysen

Bachsedimente



Schwermetalle(cxHM)

- >28 ppm
- 25-28 ppm
- ◐ 17-24 ppm
- 8-16 ppm
- ≤ 8 ppm

Maßstab



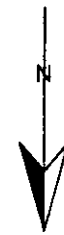
Maßstab 1:2000

Anomalienfeld Cu-F

Südlich Nusseren

Dithizon-Geländeanalysen

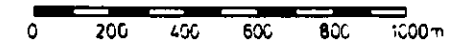
Bachsedimente



Kupfer (cxCu)

- > 20 ppm
- 15 - 20 ppm
- ◐ 7 - 14 ppm
- 2,5 - 6 ppm
- ≤ 2,5 ppm

Maßstab

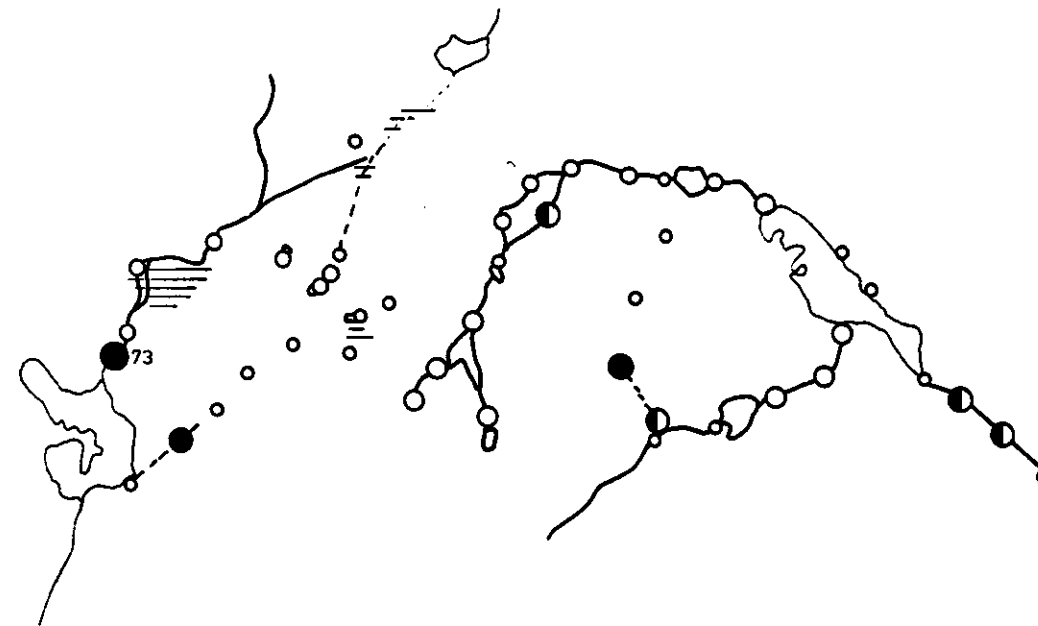


M Günther, U Altenberger 1978

Anomalienfeld Cu-F

Südlich Nusseren

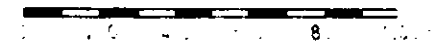
AAS-Analysen



Blei

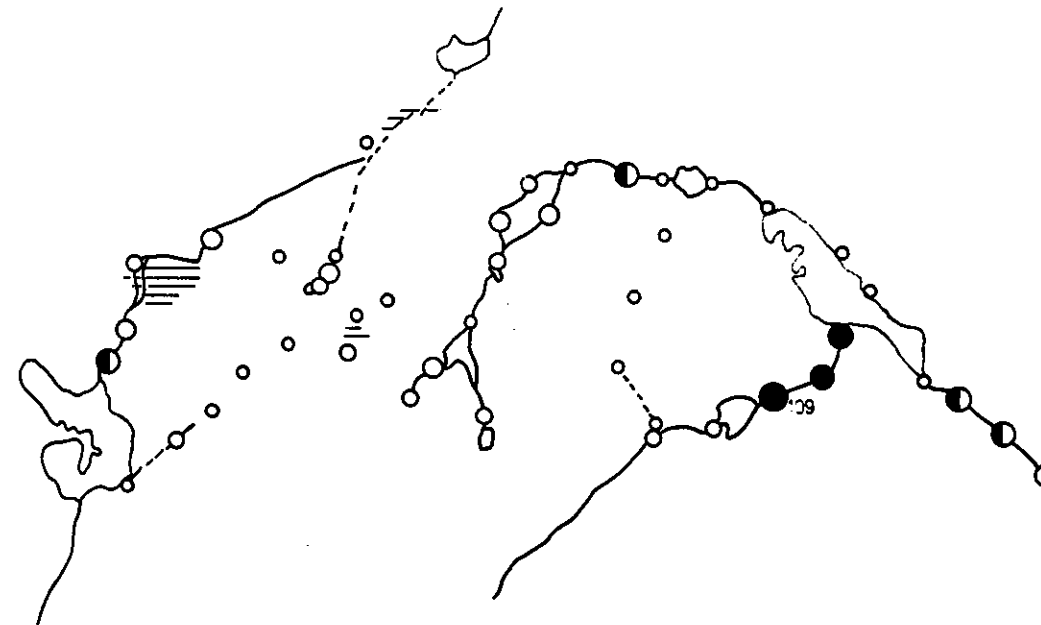
- > 61ppm
- 40 - 61ppm
- ⊙ 32 - 39ppm
- 23 - 32ppm
- 15 - 22ppm
- ≤ 14ppm

Maßstab



Maßstab 1:10000

Anomalienfeld Cu-F
Südlich Nusseren
AAS-Analysen



Nickel

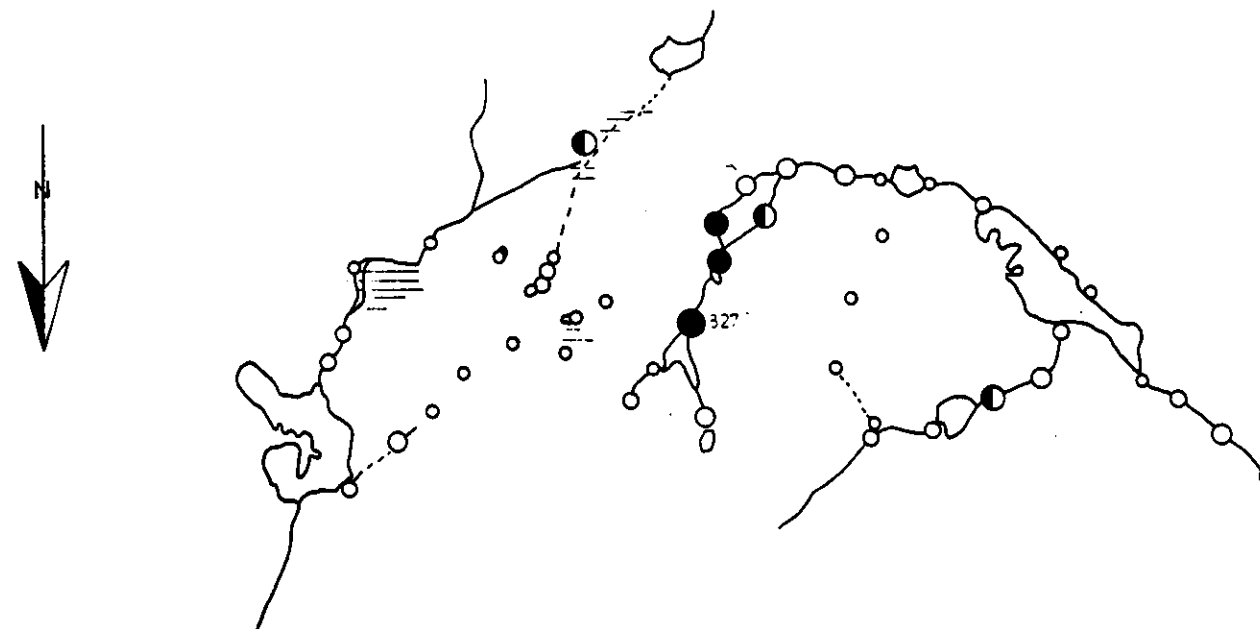
- >82ppm
- 66-82ppm
- ◐ 53-65ppm
- 47-52ppm
- 37-46ppm
- ≤36ppm



Anomalienfeld Cu-F

Südlich Nusseren

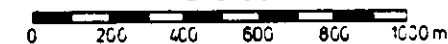
AAS - Analysen



Kupfer

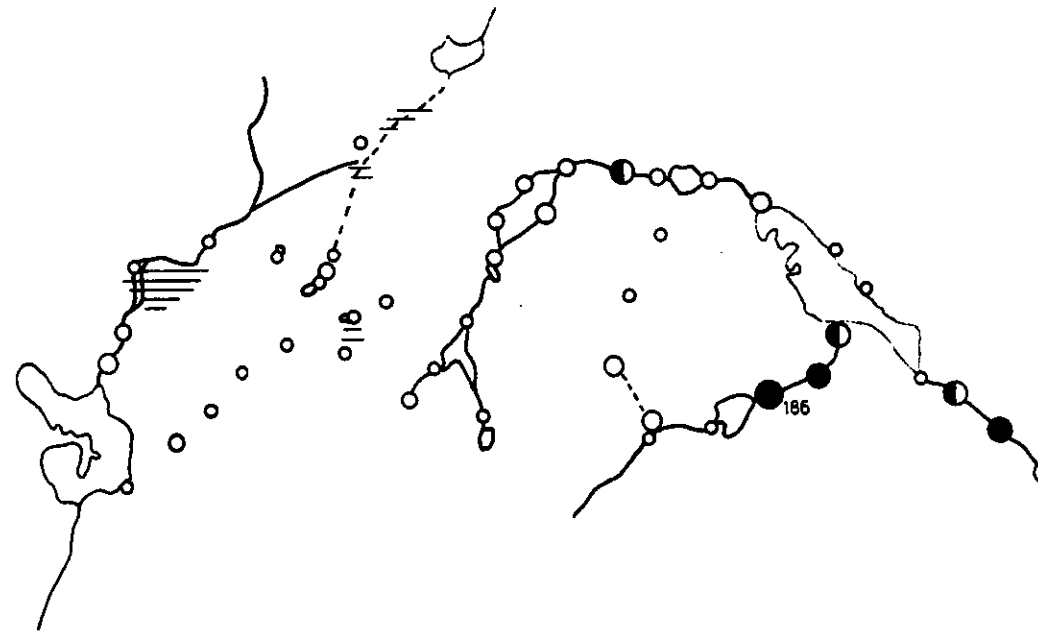
- > 699 ppm
- 461 - 699 ppm
- ◐ 357 - 460 ppm
- 243 - 356 ppm
- 161 - 242 ppm
- ≤ 161 ppm

Maßstab



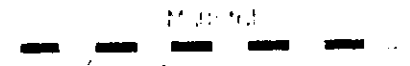
U Altenberger, M. Gunther 1978

Anomalienfeld Cu-F
Südlich Nusseren
AAS-Analysen



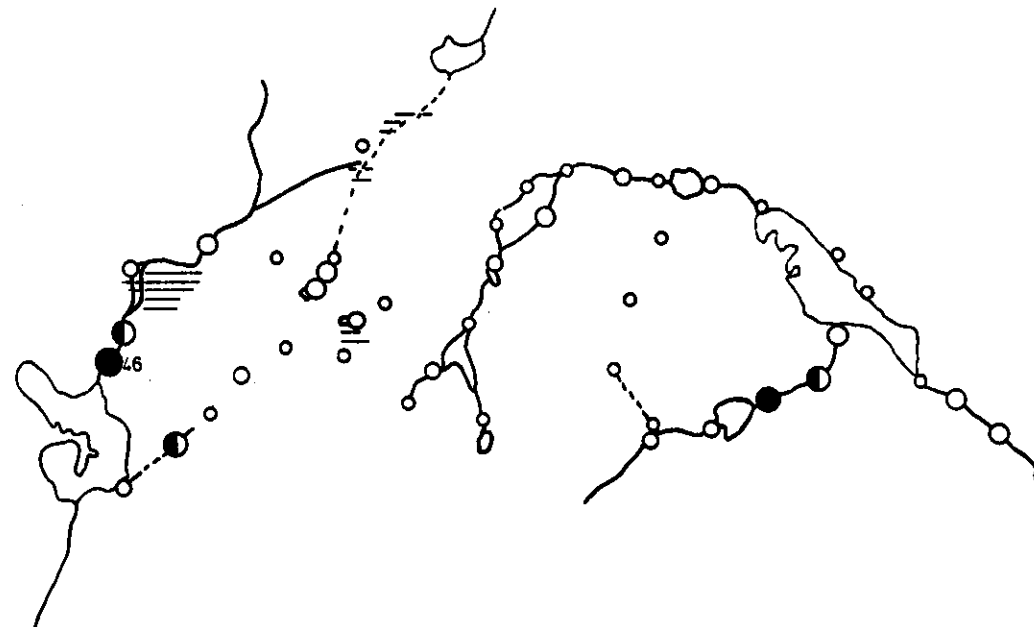
Zink

- >160ppm
- 158-160ppm
- ◐ 135-157ppm
- 117-135ppm
- 86-116ppm
- ≤ 86ppm



Anomalienfeld Cu-F
Südlich Nusseren

AAS-Analysen



Kobalt

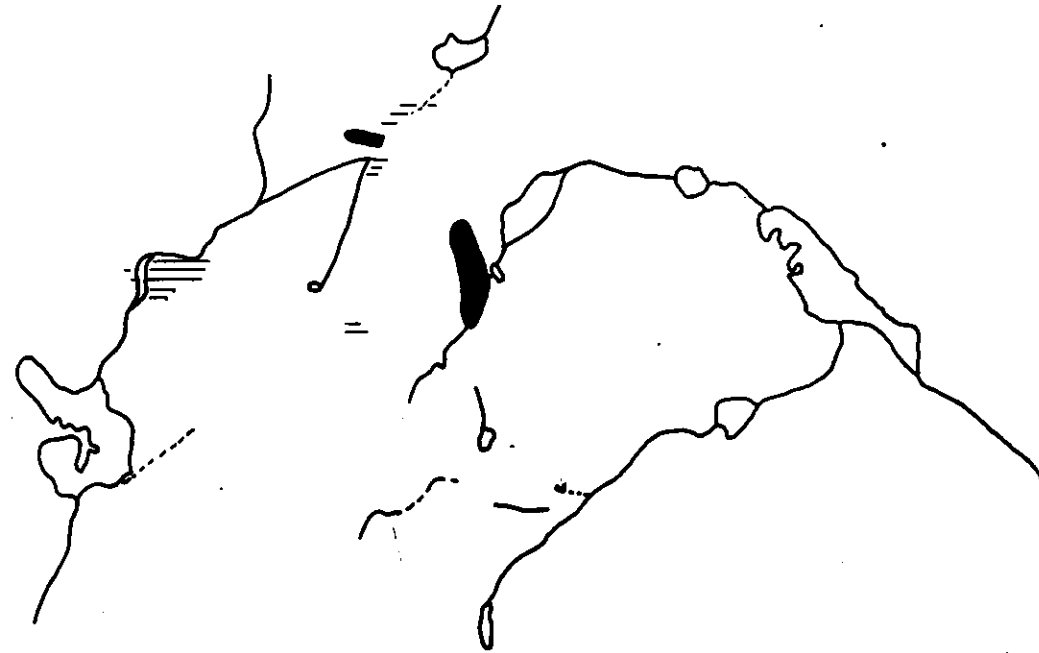
- >42 ppm
- 35-42 ppm
- 32-34 ppm
- 23-31 ppm
- 18-22 ppm
- ≤18 ppm

Maßstab



Geological Survey of the Federal Republic of Germany

Anomalienfeld Cu-F
Südlich Nusseren



 Vererzte Gänge (Cu > 0,8%)

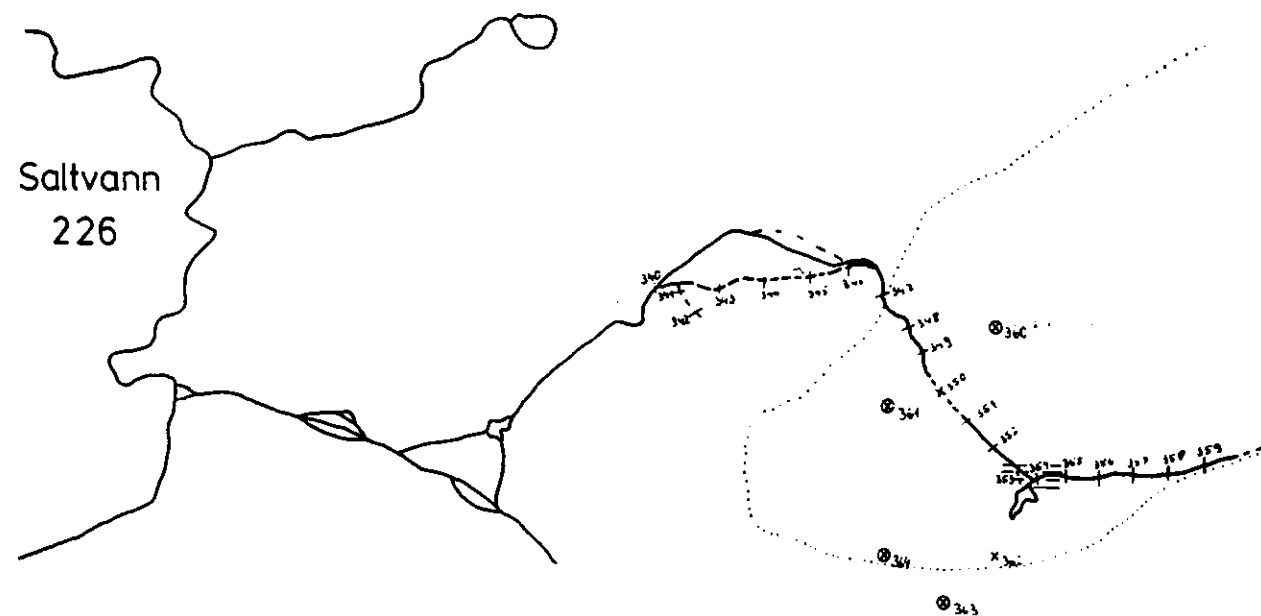
Maßstab
0 200 400 600 800 1000 m

U. Altenberger, M. Günther 1978

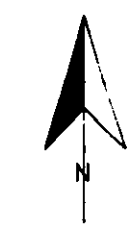
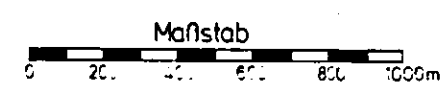
Anomalienfeld Cu-E8

Magerfjell

Probenpunkte



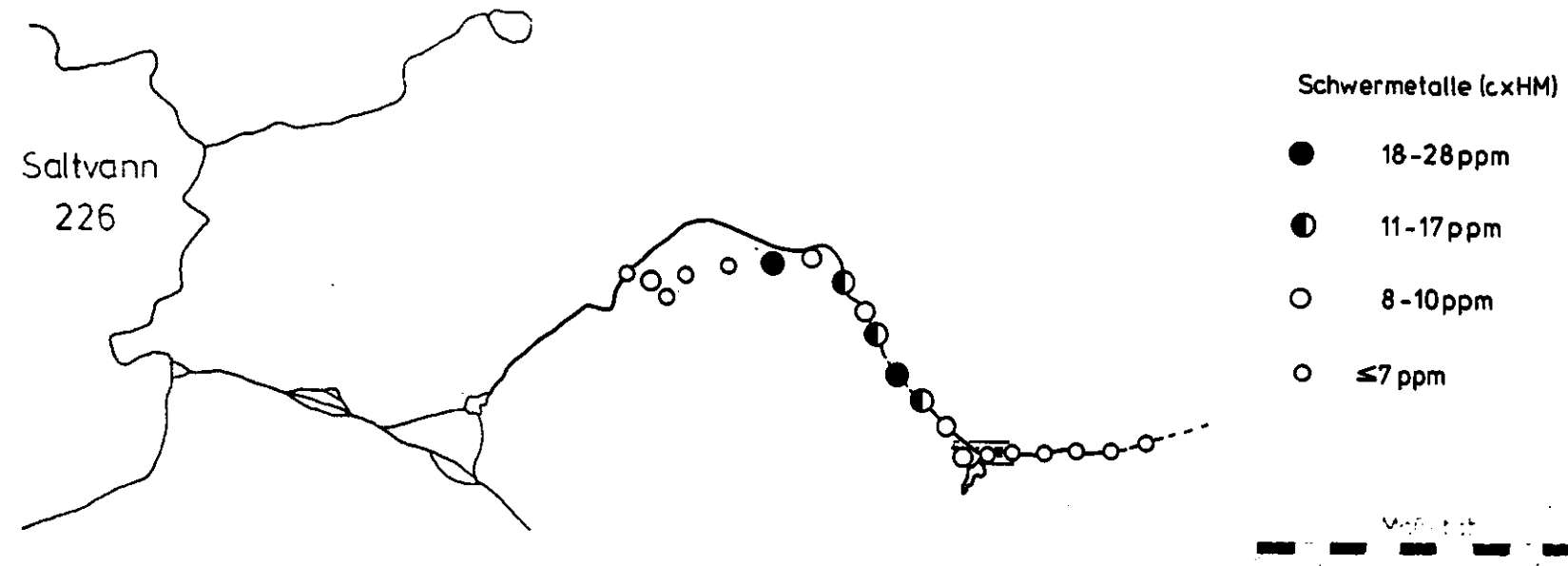
- Cu-E8 (Dreyer, Geochem. Trendkarte)
- Gewässer
- Gewässer, stellenweise fließend
- Sumpf
- Probenummer, Bachwasser u. -sedimente
- Gesteinsprobennummer
- Bodenprobennummer



Anomalienfeld Cu-E8

Magerfjell

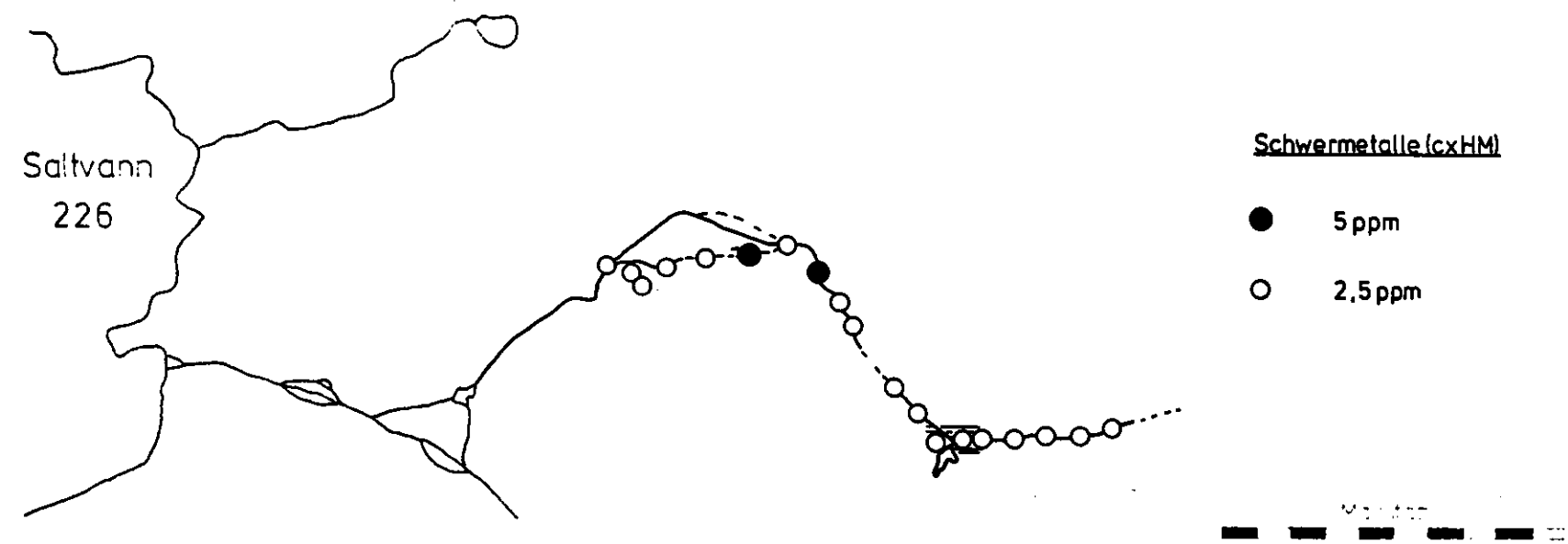
Dithizon-Geländeanalyse Bachsedimente u. Bodenproben



Anomalienfeld Cu-E8

Magerfjell

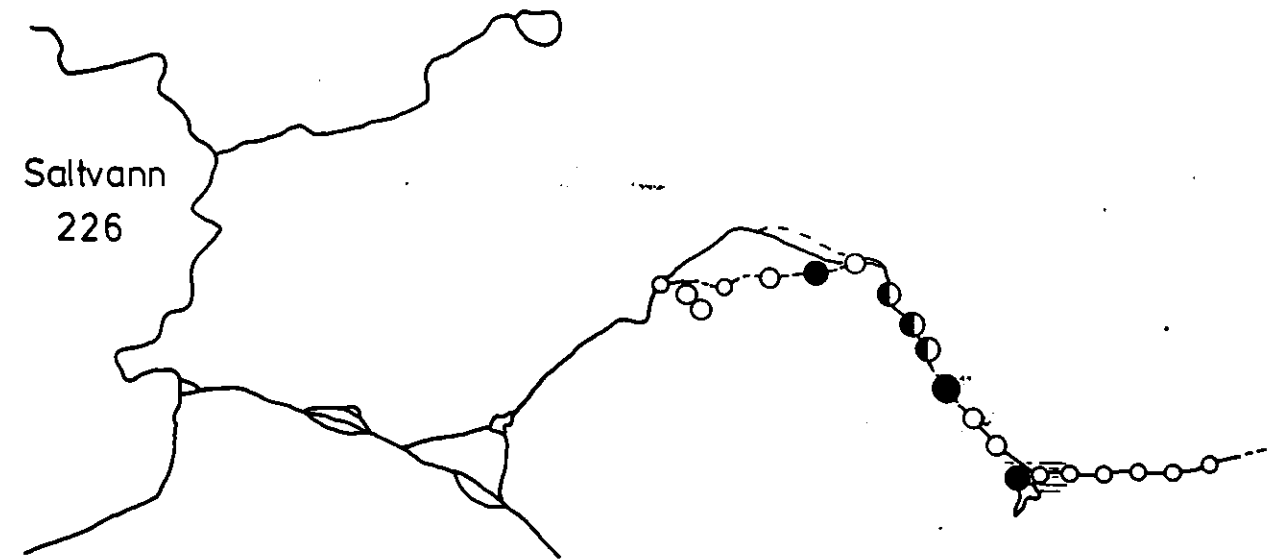
Dithizon-Geländeanalysen Bachwässer



Anomalienfeld Cu-E8

Magerfjell

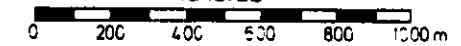
Dithizon-Geländeanalysen Bachsedimente u. Bodenproben



Kupfer (exCu)

- >10 ppm
- 8-10 ppm
- 5-7 ppm
- 2,5 ppm
- ≤ 2,5 ppm

Maßstab

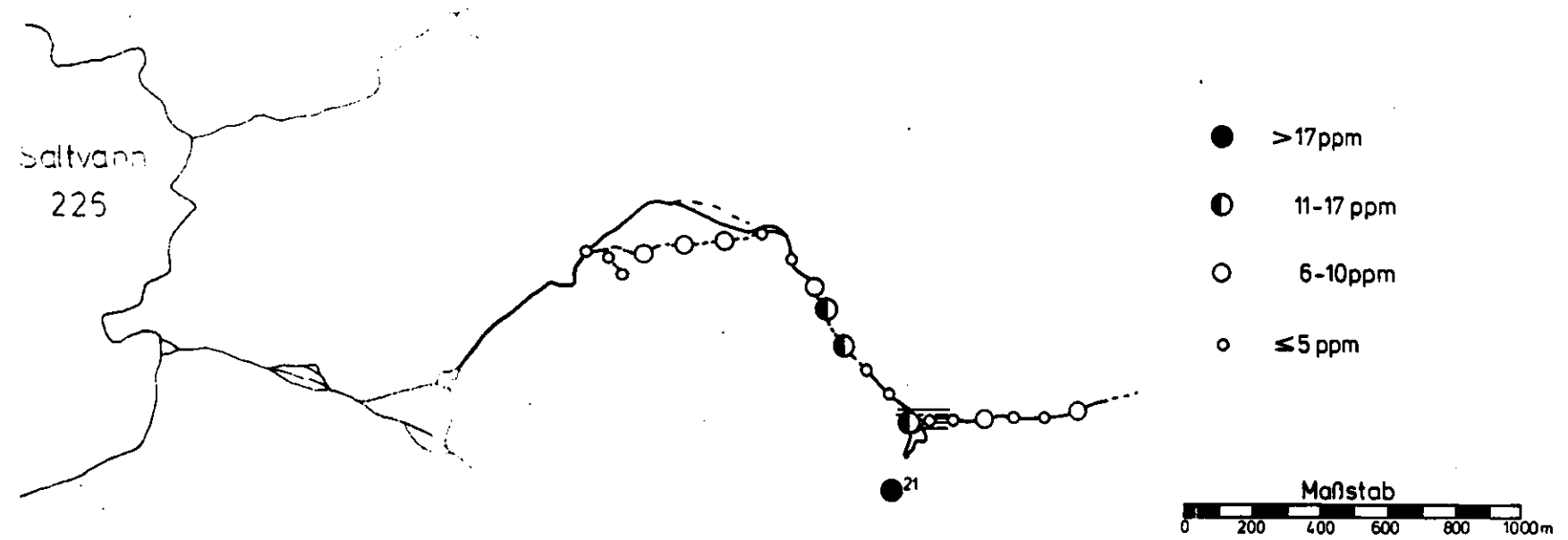


U. Altenberger, M. Guntner 1978

Anomalienfeld Cu-E8

Magerfeld

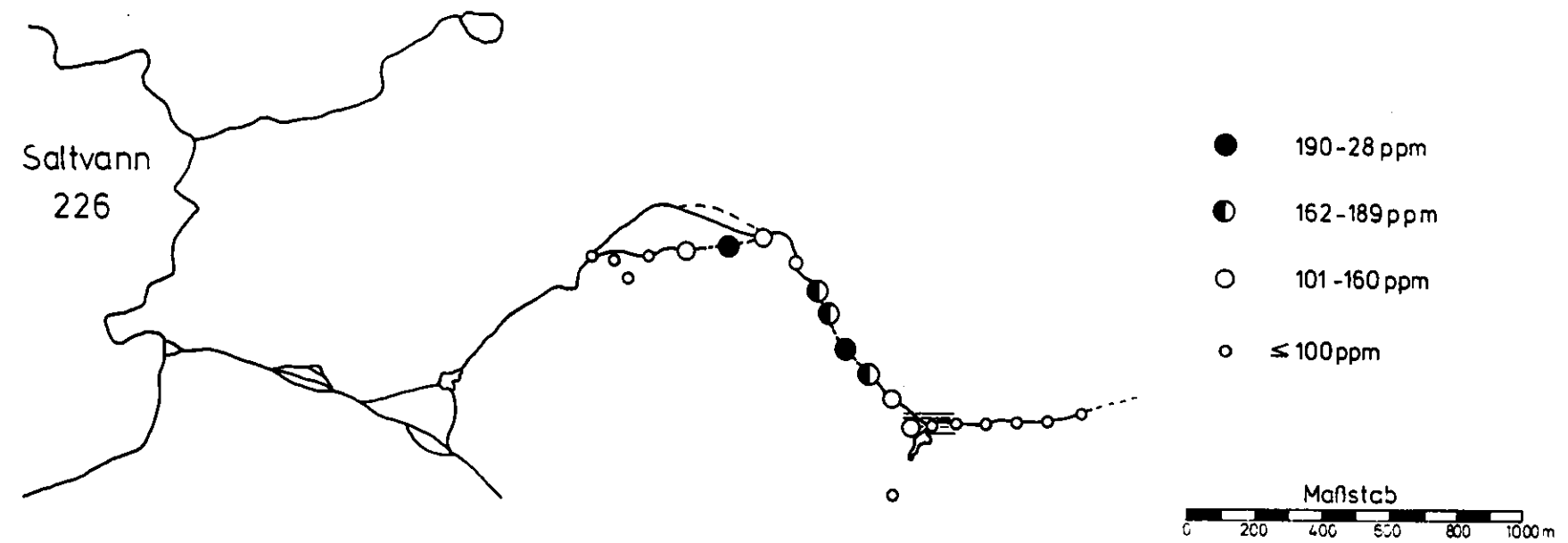
245421, sen Blei



Anomalienfeld Cu-E8

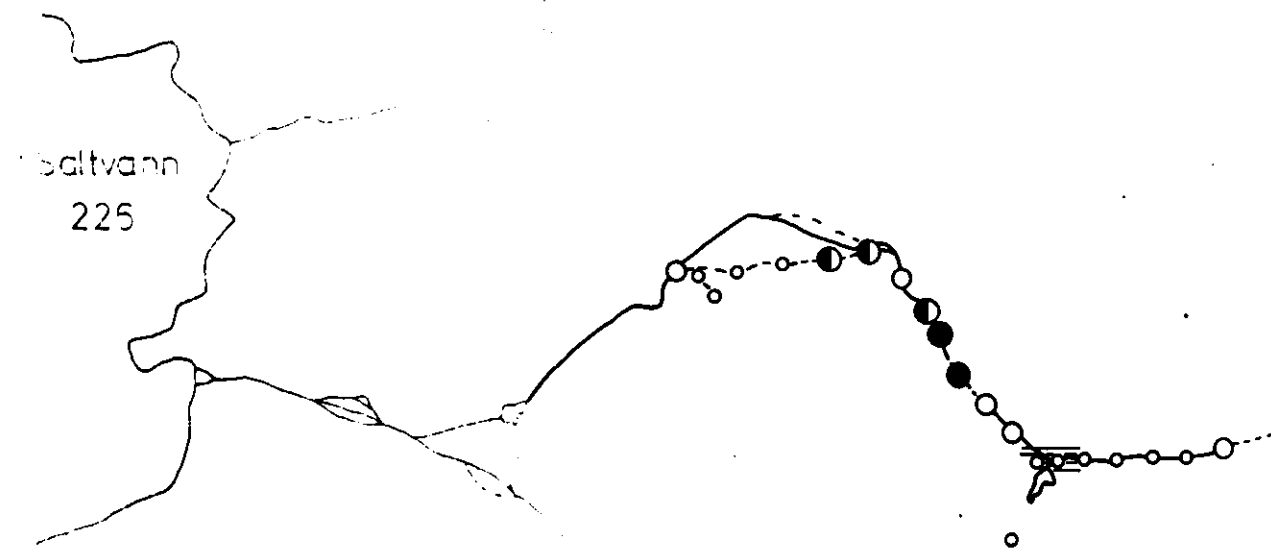
Magerfjell

AAS-Analysen Kupfer



U. Altenberger, M. Günther 1978

Anomalienfeld Cu-EP
Magerfjell
AAS-Analysen Nickel



- 41-42 ppm
- ◐ 38-40 ppm
- 28-37 ppm
- ≤27 ppm

Maßstab
0 200 400 600 800 1000 m

Anomalienfeld Cu-E8

Magerfeld

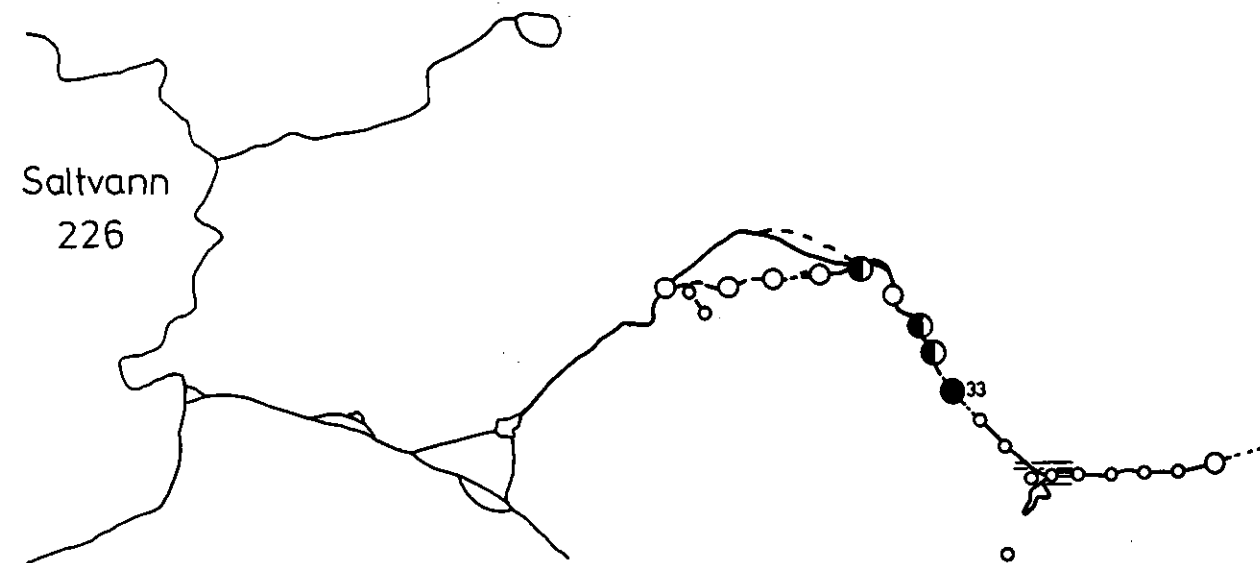
AAS-Analysen Zink



- >28 ppm
- ◐ 27-28 ppm
- 21-26 ppm
- ≤20 ppm

Maßstab
0 200 400 600 800 1000m

Anomalienfeld Cu-E8
Magerfjell
AAS-Analysen Kobalt



- >31ppm
- ◐ 14-31ppm
- 11-31ppm
- ≤10ppm

Maßstab
0 200 400 500 800 1000m

Uran - Prospektion im Komagfjord - Fenster

Erster Zwischenbericht

Die Cu - U - Vererzungen des Porsa - Neverfjord - Gebietes

Michael Krause⁺

1979

**⁺) Institut für Geowissenschaften
Johannes Gutenberg - Universität
Saarstr. 21
D 6500 Mainz**

Zusammenfassung

Die Lagerstätten des Porsa - Neverfjord - Gebietes liegen im nordwestlichen Teil des Komagfjord - Fensters. Sie gehören den hydrothermalen Lagerstätten an. Es handelt sich um Gänge, überwiegend innerhalb von Pillow - Laven, die mit Kupfer mineralisiert sind und zu Beginn dieses Jahrhunderts in Abbau standen. Zwei der ehemaligen Gruben, Bachkes - und Bahrs - Grube, enthalten zusätzlich beträchtliche Konzentrationen von Uran. Analysen einiger radioaktiver Erzproben ergaben Durchschnittsgehalte von 0,38 % bzw. 0,07 % Uran. Die Uranführung beschränkt sich auf bestimmte Zonen innerhalb der Gänge. Geochemische Analysen, erzmikroskopische Untersuchungen sowie Geländebeobachtungen deuten darauf hin, daß die Ausfällung der Minerale in verschiedenen Phasen erfolgte. Als Liefergestein für die Kupfervererzungen werden Pillow - Laven, für die Uranmineralisationen Schwarzschiefer, die in diesem Bereich auftreten, angesehen. Vorkommende Uranminerale sind Pechblende und Uraninit bei Bachkes - Grube und Brannerit bei Bahrs - Grube. Als Kupferminerale treten Kupferkies, Digenit, Kupferglanz, Covellin und Malachit auf.

Inhaltsverzeichnis

	Zusammenfassung	2
1.	Einleitung	4
2.	Abriß der Geologie des Porsa - Neverfjord - Gebietes	4
3.	Probennahme	8
4.	Mineralogie der Vererzungen	9
4.1	Bachkes - Grube	10
4.2	Bahrs - Grube	15
5.	Probenaufbereitung	21
6.	Geochemische Analysen	21
6.1	Analysen mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie	22
6.1.1	Uran	22
6.1.2	Thorium	23
6.2	Analysen mittels Atomabsorptionsspektroskopie	23
6.2.1	Ag	24
6.2.2	Au	24
6.2.3	Cd	25
6.2.4	Co	25
6.2.5	Cr	25
6.2.6	Cu	26
6.2.7	Mo	26
6.2.8	Ni	27
6.2.9	Pb	27
6.2.10	V	27
6.2.11	Zn	28
7.	Elementkorrelationen	30
8.	Genese der Vererzungen	37
9.	Weitere Untersuchungsvorhaben	40

1. Einleitung

Während der Feldsaison 1978 wurden im nordwestlichen Teil des Komagfjord - Fensters, im Bereich des ehemaligen Porsa - Neverfjord - Grubenreviers, einige Uranmineralisationen aufgefunden. Zwei dieser Vererzungen befinden sich innerhalb von zwei ehemaligen Kupfererzbergbauen, nämlich Bachkes - und Bahrs - Grube. Bei allen anderen alten Gruben dieses Gebietes konnten keine nennenswerten Urankonzentrationen nachgewiesen werden. Außerdem wurde innerhalb von Schwarzschiefern, die an der Straße Porsa - Greville-Grube, südwestlich des Porsavanns, auftreten, eine Zone mit erhöhter radioaktiver Strahlung beobachtet. Die oben genannten Uranmineralisationen wurden im Rahmen dieser Arbeit mikroskopisch und geochemisch untersucht. Außerdem wurde versucht, die Genese dieser Vererzungen zu klären.

2. Abriß der Geologie des Porsa - Neverfjord - Gebietes

Das Porsa - Neverfjord - Gebiet liegt im nordwestlichen Teil des Komagfjord - Fensters und wird im Westen von der kaledonischen Überschiebungsdecke des Kalak - Deckenkomplexes diskordant überlagert. An der Basis dieser Decke befindet sich eine Gesteinsformation, die aus fein- und grobkörnigen Sedimenten besteht und wahrscheinlich eokambrischen Alters ist. Diese liegt ebenfalls diskordant auf den übrigen präkambrischen Gesteinen des Komagfjord - Fensters. Die Basis der präkambrischen Gesteine im Porsa - Neverfjord - Gebiet bildet eine etwa 2 km mächtige Serie von Pillow - Laven in die teilweise Tuffe, Agglomerate und Konglomerate eingelagert sind. Die Pillow - Laven werden von einer Formation von karbonatischen Sedimenten überlagert. An der Basis dieser Formation befinden sich graue Tonschiefer in die Schichten von Dolomiten eingelagert sind. Darüber folgen massive Dolomite mit einer Mächtigkeit von bis zu 100 Metern. Darüber folgt eine in der Mächtigkeit stark schwankende Formation von Schwarzschiefern. Die Überlagernde,

oberste Gesteinsinformation des Porsa - Neverfjord - Gebietes besitzt an der Basis ein teilweise entwickeltes Konglomerat, dessen Gerölle sich aus Grünsteinen, Tonschiefern und Milchquarz zusammensetzen. Darüber folgt eine etwas dickere Serie von zum Teil sehr kalkreichen Sedimenten. Diese werden schließlich von Tuffen und Laven überlagert.

Die Gesteine streichen im allgemeinen NE - SW und fallen mit ca. 50° nach NW ein. Der metamorphe Grad entspricht dem der unteren Grünschieferfazies. Nach REITAN (1963) treten in diesem Gebiet die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies bzw. die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies auf. Es gibt Anzeichen von zwei verschiedenen Faltungen und Metamorphosen: einer wahrscheinlich präkambrischen und einer kaledonischen.

Von 1890-1910 und von 1924-1937 wurde im Porsa - Neverfjord - Gebiet Bergbau betrieben. Eine Übersicht über das Grubengebiet ist in Abb. 1 gegeben. Es wurden hydrothermal gebildete Gänge abgebaut, die als Haupterzminerale Kupferkies, Pyrit und Magnetit führen. Als Gangminerale treten meist Calcit und Quarz auf. Die Gänge sind meist wenige Meter mächtig und streichen E - W an Greville - und Parallelen - Grube und NW - SE an Bachkes - Grube (Abb. 2). Sie stellen Füllungen von Dehnungsklüften innerhalb der Pillow - Laven dar wie Untersuchungen von STEFAN und STRIBRNY (1977) zeigten. Nach alten Grubenplänen und Berichten werden sie mit der Tiefe zunehmend dünner.

PORSA GRUBEDISTRIKT

MALESTOK 1:50000

Skala 0 1 2 3 4 5 km

Kopi efter A. Kvalheim Porsa 10/2 1927.
7/8 1974 J. Fabricius

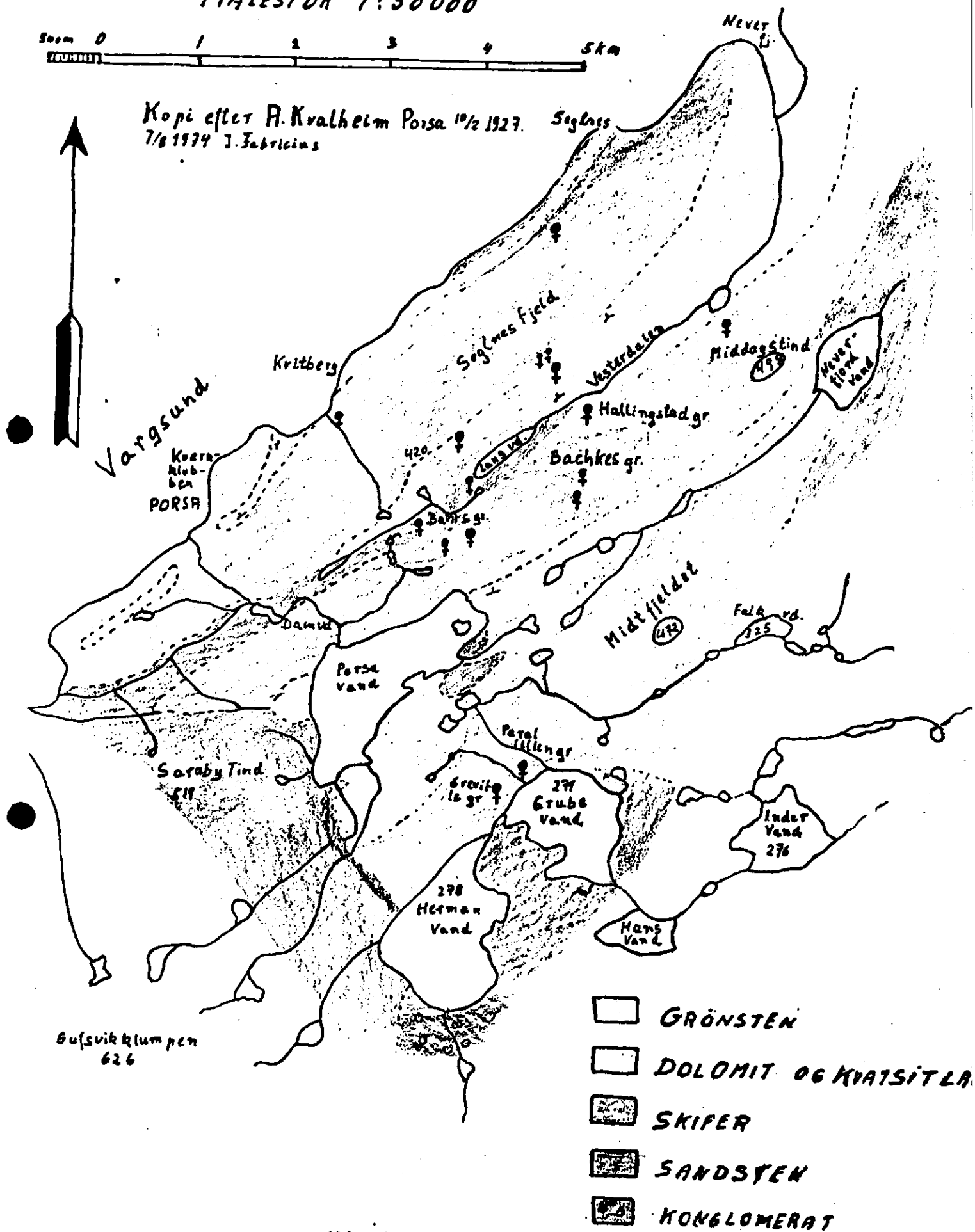


Abb. 1

Bachkes-Grube

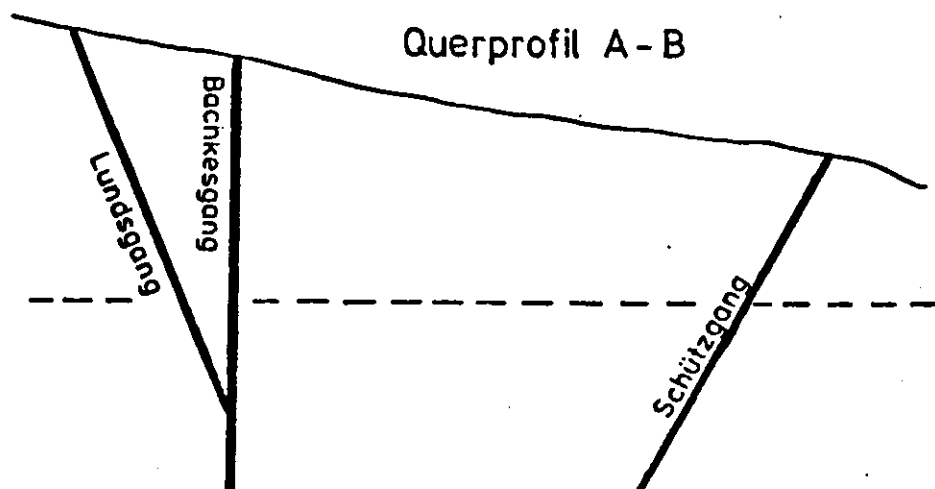
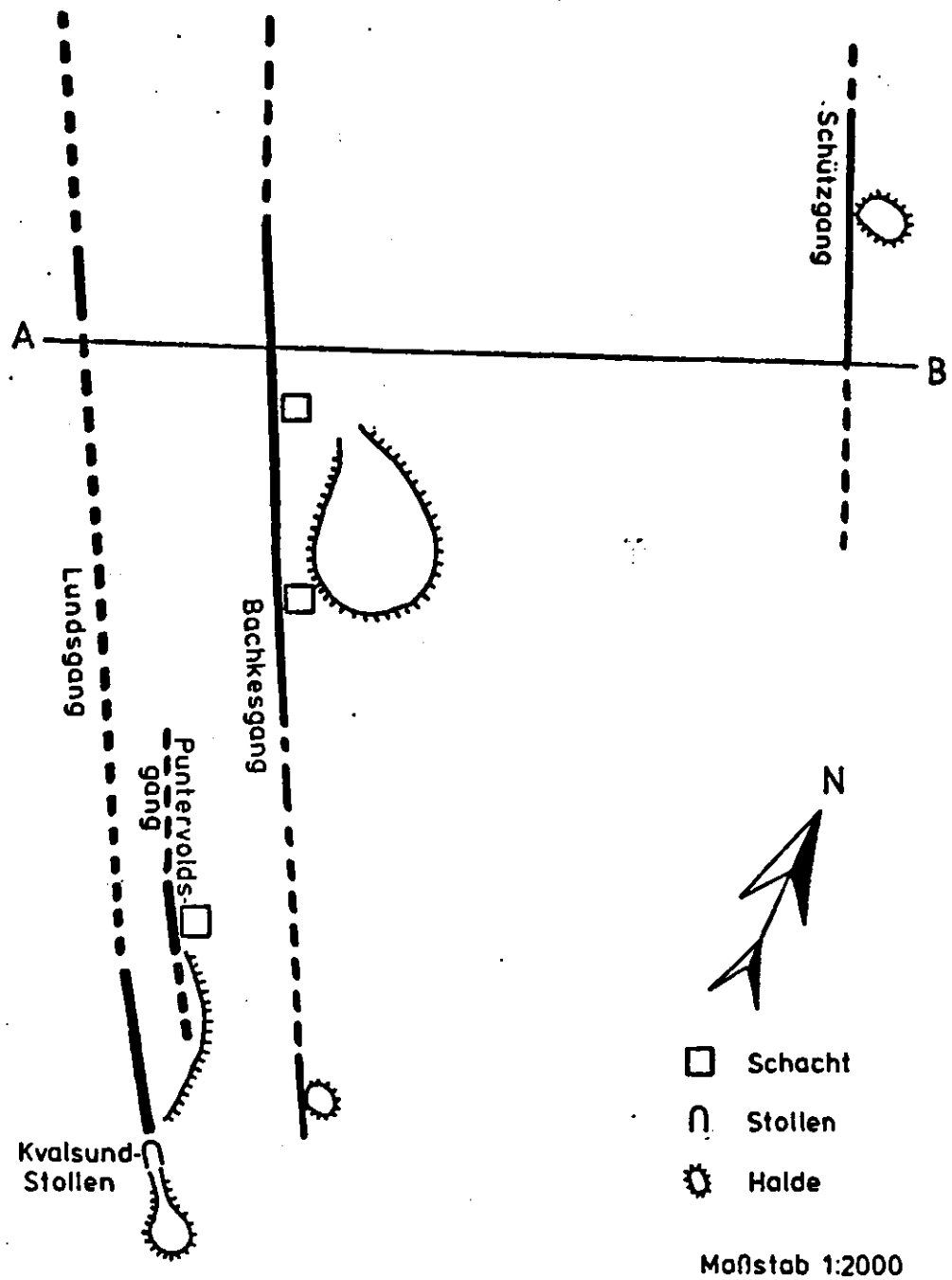


Abb. 2

3. Probennahme

Von allen im Porsa - Neverfjord - Gebiet auffindbaren ehemaligen Gruben wurden Erzproben und Nebengesteinsproben entnommen. Besonders wurden bei der Probennahme Bachkes - und Bahrs - Grube berücksichtigt. Die Proben wurden überwiegend von Halden genommen, da viele Gruben sehr schwierig zu begehen sind. Die Schächte von Bahrs-Grube standen z.B. voll Wasser. Auch an Bachkes - Grube ist eine Begehung mit größeren Schwierigkeiten verbunden. Die radioaktiven Erzproben von Bachkes - Grube wurden vor allem auf der Halde zwischen Puntervolds - Schacht und Kvalsund - Stollen aufgefunden (siehe Abb. 2) aber auch auf der Halde unmittelbar östlich des Backe - Schachts. An Bahrs - Grube wurden radioaktive Erzproben auf allen unliegenden Halden beobachtet. Beprobt wurde außerdem die erhöht radioaktiv strahlende Zone innerhalb der Schwarzschiefer an der Straße Porsa - Greville-Grube sowie die Schwarzschiefer selbst.

Von den Erzproben wurden überwiegend Erzanschliffe angefertigt, vom Nebengestein Dünnschliffe. Von radioaktiven Erzproben von Bachkes - und Bahrs - Grube wurden geochemische Analysen angefertigt, sowie auch wenige von den Schwarzschiefern und der daran gebundenen leichten Uranmineralisation.

4. Mineralogie der Vererzungen

Zur Ermittlung des Mineralbestandes der verschiedenen Erzvorkommen wurden Erzanschliffe, Dünnschliffe und Röntgendiffraktometeraufnahmen herangezogen. Besonders intensiv wurden die Cu - U - Vererzungen der Bachkes - und Bahrs - Grube untersucht. Außerdem wurden von den übrigen Cu - Vererzungen des Porsa - Neverfjord - Gebietes ebenfalls Proben ausgewertet.

Um die uranföhrenden Phasen zu lokalisieren, wurden von einigen Erzanschliffen sogenannte Autoradiographien angefertigt. Ein Beispiel für eine solche Autoradiographie ist in Abb. 3 dargestellt. Ein Erzanschliff wurde dabei für die Dauer von ca. 2 Tagen auf einen Röntgenfilm gelegt. Nach dieser Zeit wurde er entwickelt, wobei Schwärzungen durch die gamma-Strahlung der uranföhrenden Minerale verursacht wurden. Jede Schwärzung (auf Fotopapierabzug entsprechend hell erscheinend) charakterisiert die Lage eines radioaktiven Minerals im Erzanschliff.

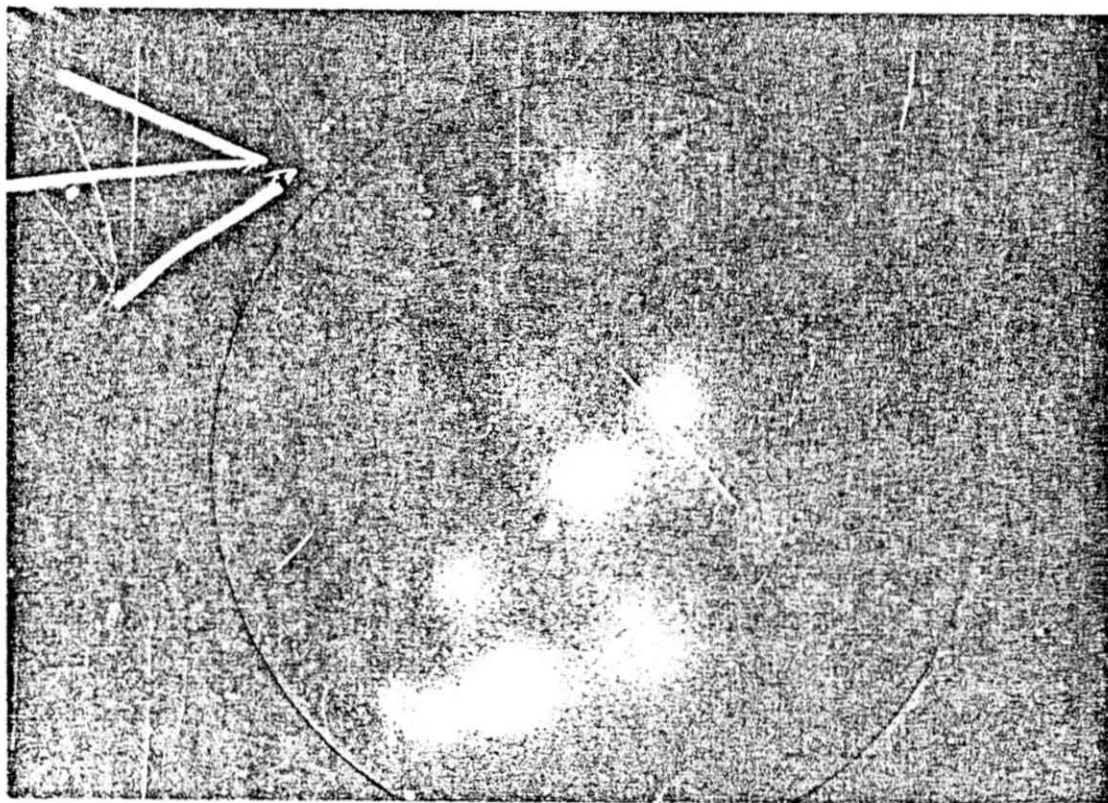


Abb. 3 Autoradiographie einer Probe von Bahrs - Grube. Belichtungen hier verursacht durch Brannerit. Vergrößerung ca. 5-fach.

4.1 Bachkes - Grube

In der Vererzung der Bachkes - Grube konnten folgende Minerale nachgewiesen werden:

primäre	sekundäre
Aktinolith-Tremolit	Covellin
Amianth	Goethit
Anatas	Lepidokrokit
Calcit	sek. Kupferminerale
Chalcedon	sek. Uranminerale
Chlorit	
Hämatit	
Kupferkies	
Magnetit	
Mikroklin	
Muskovit	
Pechblende	
Plagioklas	
Pyrit	
Quarz	
Uraninit	

Als erste Minerale kristallisierten offensichtlich Magnetit und Pyrit aus, gefolgt von Kupferkies. Magnetit und Pyrit treten bisweilen als idiomorphe Körner auf, sind meist jedoch von außen her korrudiert. Sie treten häufig in einer Masse von Kupferkies auf (Abb. 4). Einzelne Kupferkiesindividuen wandeln sich häufig von außen und von Rissen ausgehend in Covellin (normaler und blaubleibender) oder auch in Goethit um (Abb. 5 und Abb. 6). Der Goethit wiederum wird häufig von einer dünnen Seele von Lepidokrokit durchzogen. Umwandlungserscheinungen in Goethit sind bisweilen auch beim Magnetit zu beobachten. Diese Umwandlungserscheinungen in Covellin und Goethit sind als sekundär zu erachten.

Häufig lassen sich auch Umwandlungserscheinungen des Magnetits beobachten aus dem durch Oxidation Hämatit hervorgeht (Abb. 7).



Abb. 4 Magnetit (dunkelgrau) in Kupferkies (weiß)
ca. 1100 x in Öl



Abb. 5 Umwandlung von Kupferkies (weiß) in Covellin
(grauer Saum um Kupferkies), ca. 1100 x in Öl



Abb. 6 Umwandlung von Kupferkies (weiß) in Covellin
(Saum um Kupferkies) und Goethit (dunkelgrau)
ca. 1100 x in Öl

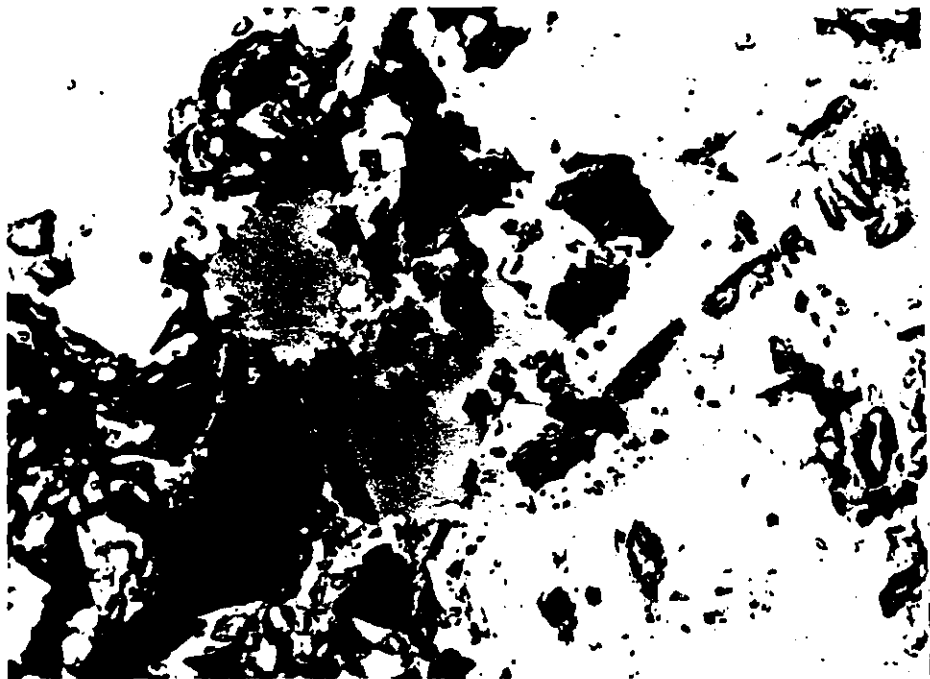


Abb. 7 Oxidation von Magnetit (grau) in Hämatit
(weiß), ca. 1100 x in Öl

Diese Umwandlungsreaktion ist aus erzenetischer Sicht von Bedeutung und wird in Kapitel 8 interpretiert werden. Neben Hämatit treten bisweilen fein verteilt Pechblende und Uraninit (in kleinen Kristallen) auf (Abb. 8 und Abb. 9). Hämatit und Uranpecherz scheinen gleichzeitig gebildet worden zu sein.

Die Erzminerale sind auf zwei verschiedene Arten mit Gangmineralen verwachsen: Zum einen wurden Stücke beobachtet in denen derbe Kupferkiesmassen, die z.T. Pyrit und Magnetit beinhalten, mit größeren Aggregaten von Calcit und Quarz verwachsen sind. Uran ist hierin nicht enthalten. Dieser Verwachsungstyp stellt sicherlich das Hauptkupfererz dar. Zum anderen wurden Stücke beobachtet, in denen fein verteilter Kupferkies und Pyrit, sowie Hämatit und Uranpecherz mit Tremolit-Aktinolith, Chlorit, Plagioklas und Muskovit verwachsen sind. Diese Spezies scheint untergeordnet vorhanden zu sein und stellt wahrscheinlich eine bestimmte Zone innerhalb der Gangvererzung dar. Nur an diesen Typ ist Uran gebunden. Bisweilen konnten in diesem Verwachsungstyp auch Gesteinsbruchstücke des Nebengesteins beobachtet werden. Aktinolith-Tremolit, Chalcedon und Mikroklin wurden auf Klüften beobachtet. Amianth (Aktinolith-Tremolit-Asbest) kommt oft in unmittelbarer Nachbarschaft zu langen stengeligen Aktinolith-Tremolit-Kristallen vor.

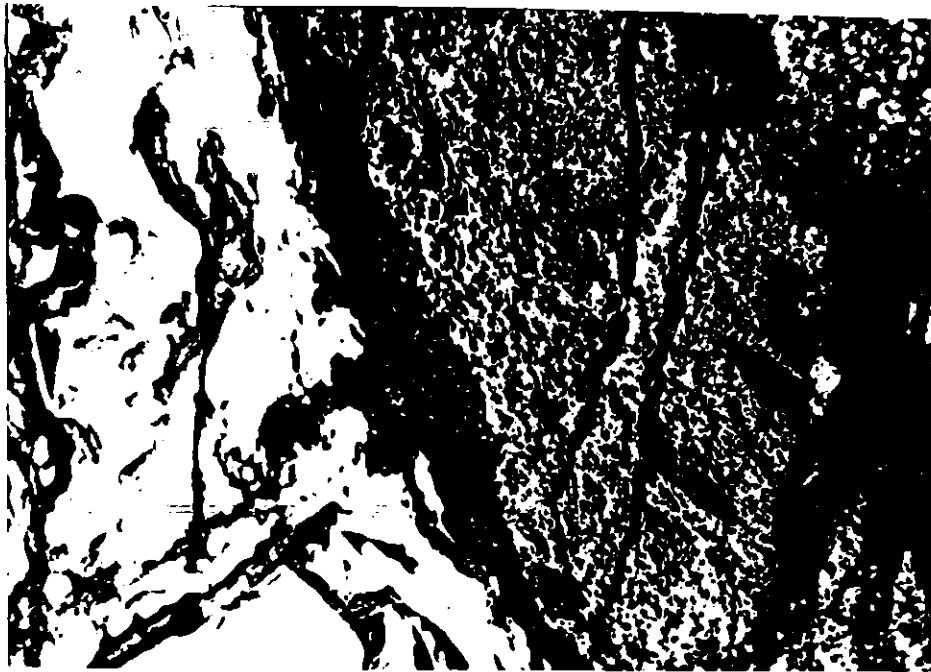


Abb. 8 Hämatit (links, weiß) neben Uranpecherz (grau),
ca. 1100 x in Öl



Abb. 9 Hämatit (links, weiß) neben Uranpecherz
(kleine Kriställchen und Kugelchen), ca. 1100 x in Öl

4.2 Bahrs - Grube

Die Mineralogie ist zu der der Bachkes - Grube ähnlich, unterscheidet sich in einigen Details jedoch wesentlich. Im einzelnen konnten folgende Minerale nachgewiesen werden:

primäre	sekundäre
Anatas	Goethit
Brannerit	Lepidokrokit
Calcit	sek. Kupferminerale
Chlorit	sek. Uranminerale
Dolomit	
Hämatit	
Kupferkies	
Magnetit	
Muskovit	
Plagioklas	
Pyrit	
Quarz	
Rutil	
Talk	

Pyrit, Magnetit und Kupferkies treten in der gleichen Paragenese wie in Bachkes - Grube auf (Abb. 10). Pyrit und Kupferkies wandeln sich vom Rand und von Rissen ausgehend in Goethit und Lepidokrokit um. Ebenfalls sind hier Umwandlungen des Magnetits in Hämatit durch Oxidation zu beobachten (Abb. 11).

Als Uranmineral tritt hier Brannerit ($U_3Ti_5O_{16}$) auf. Dieser ist meist mit Anatas verwachsen, tritt aber auch in Verwachsungen mit Rutil auf (Abb. 12 - 15). Uranpecherz wurde hier nicht beobachtet. Die Branneritbildung erfolgte hier wohl unter hydrothermalen Bedingungen nach RAMDOHRS sogenannter Pronto-Reaktion, wobei Brannerit auf Kosten von Uranpecherz und TiO_2 gebildet wird. An Gangmineralen treten derbe Aggregate von Calcit und Quarz in Verwachsung mit Kupferkies, Pyrit und Magnetit auf. Die Uranführung ist ähnlich wie bei Bachkes - Grube, auf Verwachsungen von Brannerit mit Hämatit, etwas Kupferkies und Pyrit, sowie Anatas, Rutil, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Dolomit und Talk beschränkt. Die Talkbildung ist hier wahrscheinlich durch die

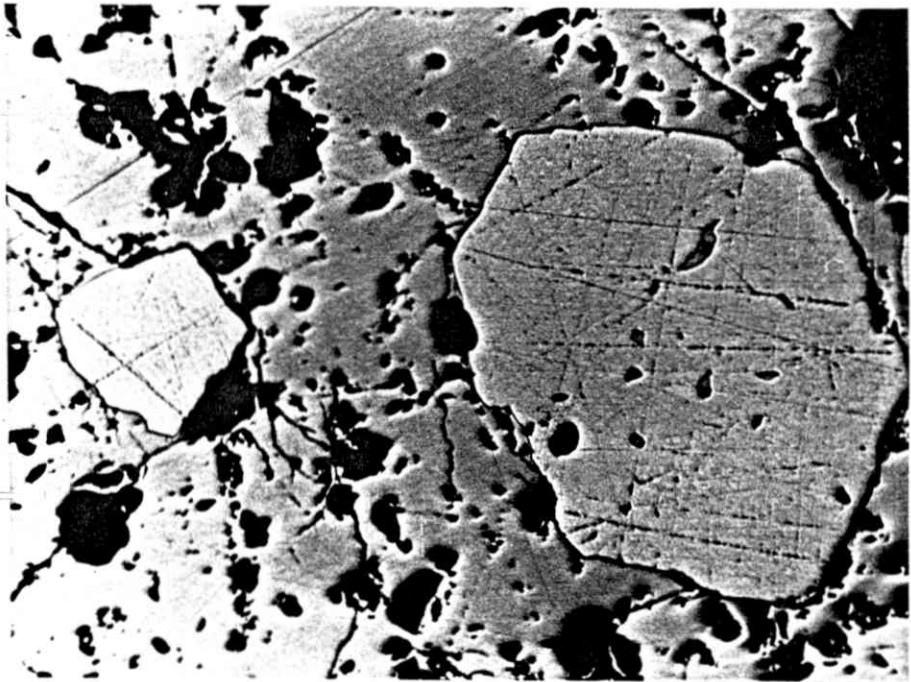


Abb. 10 2 Pyritkörner (hellgrau) in Kupferkies, ca. 100 x

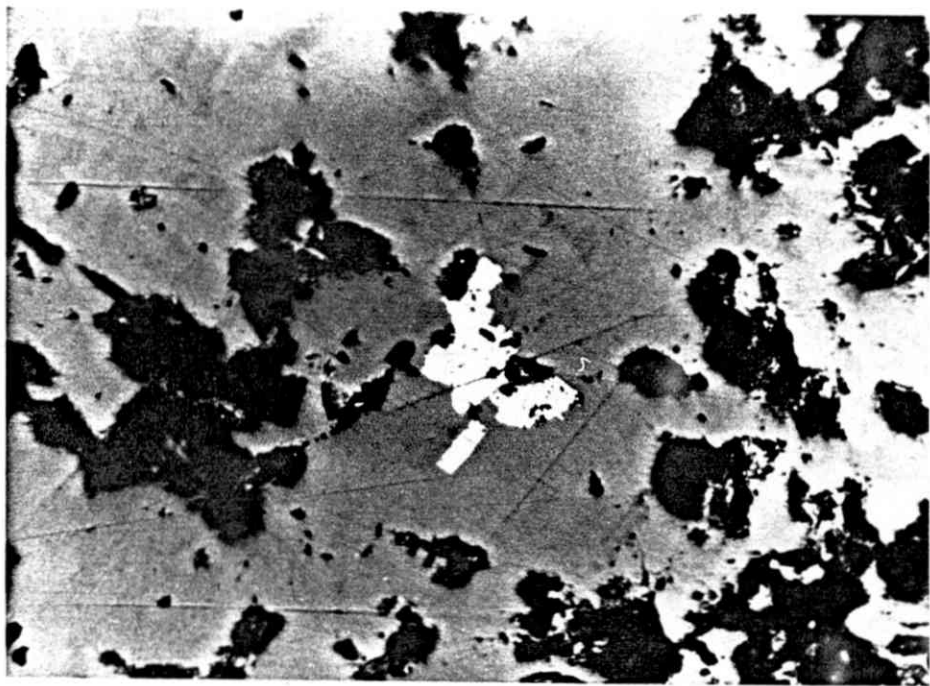


Abb. 11 Oxidation von Magnetit (grau) in Hämatit
(weiß), ca. 1100 x in Öl

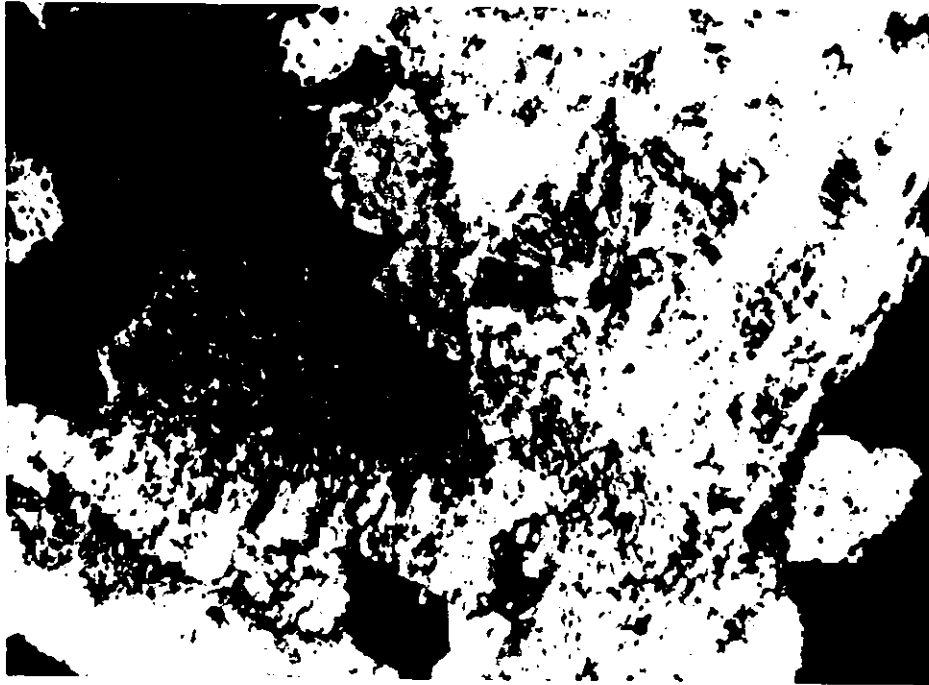


Abb. 12 Anatas (weiß, mit Innenreflexen), Brannerit
(mittelgrau), ca. 1100 x in Öl



Abb. 13 Wie Abb. 12, nur bei gekreuzten Nicols

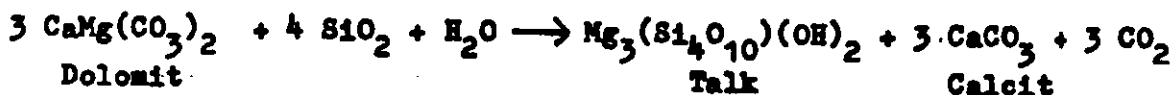


Abb. 14 Anatas (oben, weiß mit Innenreflexen),
Brannerit (in rechter Bildhälfte, mittelgrau) und
Rutil (weiß, stengelig), ca. 1100 x in Öl



Abb. 15 Wie Abb. 14, nur bei gekreuzten Nicols

in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden Dolomitzüge bedingt nach der Formel:



Dolomit kommt hier selbst auch als Gangmineral vor.

4.3 Erhöht strahlende Zone innerhalb der Schwarzschiefer

Hier ergab sich folgender erzmikroskopischer Befund: Pyrit und Kupferkies treten in größeren Mengen als Imprägnationen im Gestein auf; diese wandeln sich teilweise in Goethit bzw. Covellin um. Rutil wurde häufig auf Schieferungsflächen beobachtet. Uranminerale konnten nicht beobachtet werden. In den Schwarzschiefern selbst konnten nur Pyrit und Rutil auf Schieferungsflächen beobachtet werden.

4.4 Die übrigen Cu - Vererzungen des Porsa - Neverfjord - Gebietes

Die übrigen Cu - Vererzungen, die oben nicht beschrieben wurden, weisen bis auf eine Ausnahme eine fast identische Mineralogie auf. Sie treten innerhalb der Pillow - Laven als Gänge auf und führen Pyrit, Magnetit und Kupferkies als Erzminerale. Magnetit und Pyrit treten häufig als idiomorphe Kristalle auf. Die Pyritkörner sind jedoch meistens von außen her korrudiert. Die Körner werden zumeist von einer Masse von Kupferkies umgeben. Als Gangminerale treten Quarz und Calcit auf. Umwandlungserscheinungen von Pyrit und Kupferkies in Goethit sind häufig zu beobachten. In der Vererzung der Hallingstad - Grube tritt Rutil in größeren Mengen auf. Die Vererzung der Greville - Grube führt lange, stengelige Aktinolith-Tremolit-Aggregate.

Einen besonderen Vererzungstyp stellt die nordöstlich des Langvann angeschürfte Kupfervererzung dar. Diese Vererzung tritt innerhalb der Dolomite auf. Hier treten idiomorphe Digenit-Kristalle und Kupferglanz auf (Abb. 16 und 17). Außerdem treten covellin und Malachit auf. Die Ursache für die Abwesenheit Fe-haltiger Cu-Minerale liegt möglicherweise in der Tatsache, daß die Vererzung innerhalb der Dolomite auftritt und Fe mit den Karbonaten vor Ausfällung der Cu-Minerale reagiert hat.

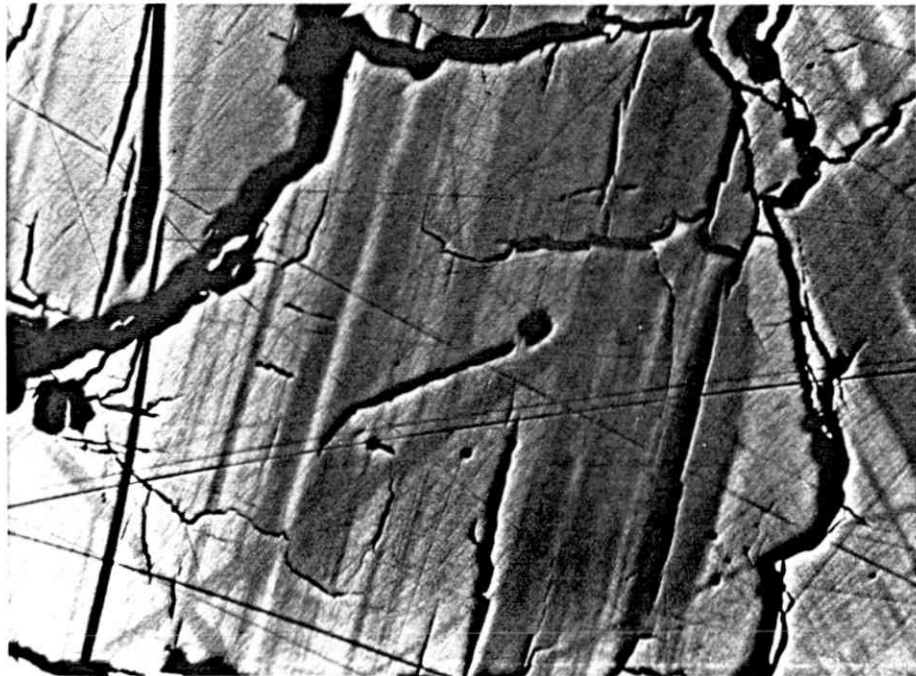


Abb. 16 Kupferlanz (hellgrau) mit Digenit in Lamellen (dunkelgrau), ca. 100 x

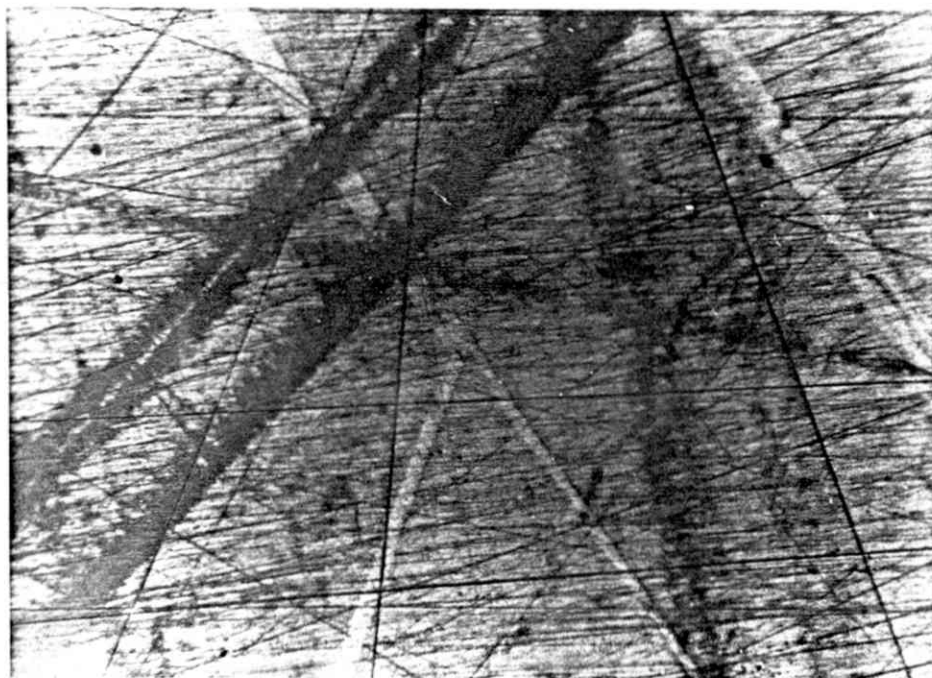


Abb. 17 Wie Abb. 16 nur ca. 1100-fache Vergrößerung
in Öl

5. Probenaufbereitung

Die Erz- und Gesteinsproben wurden zunächst kontaminationsfrei zerkleinert und danach in einer Achat-Planetmühle zermahlen. Anschließend wurde das Gesteinspulver mehrmals in einer Achatmühle gemahlen, um kleinere Korngrößen zu erreichen. Danach wurde das Material durch ein Polyamidsieb der Maschenweite 63μ gesiebt.

Für die Analysen mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie wurden Pulvertabletten à 5 Gramm Probensubstanz angefertigt. Zur Analyse mittels Atomabsorptionsspektroskopie wurden die Proben mit Königswasser aufgeschlossen. Im einzelnen wurde dabei wie folgt verfahren: 1 Gramm des Probenpulvers wurde in ein Becherglas eingewogen und mit 20 ml Königswasser versetzt. Anschließend wurde das Königswasser bei 120°C auf einer Heizplatte abgeraucht. Danach wurde die Substanz mit 10 ml n-HCl aufgenommen und kurz aufgeköcht. Die Lösung wurde schließlich abfiltriert und auf 100 ml mit Wasser aufgefüllt.

6. Geochemische Analysen

Von Bachkes - Grube wurden 11, von Bahrs - Grube 9 Erzproben, die radioaktiv strahlten auf die Elemente Ag, Au, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, V, Th, U und Zn analysiert. Dazu kamen noch zwei Schwarzschieferproben von der Straße Porsa - Greville-Grube, sowie zwei Proben aus der erhöht strahlenden Zone innerhalb der Schwarzschiefer von der gleichen Lokalität. Zwei Proben sind natürlich nicht ausreichend, um repräsentative Aussagen über die Geochemie der Schwarzschiefer machen zu können. Sie sollen als erste Anhaltspunkte dienen.

6.1 Analysen mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie

Die Elemente Uran und Thorium wurden mittels Röntgenfluoreszenzspektroskopie bestimmt. Dafür stand ein SIEMENS Sequenz-Röntgenspektrometer SRS 200 mit 10-Probenwechsler zur Verfügung. Dieses Gerät ist mit einem Logic Controller Typ SIEMENS LC 200 ausgerüstet, der es erlaubt, alle Meßparameter, wie z.B. Anregungsenergie, Diskriminator, Meßwinkel etc., extern über einen Lochstreifen zu steuern. Die Meßwerte (Impulsraten) wurden auf einem Schreiber ausgedruckt. Die Konzentrationen des betreffenden Elements wurden anschließend mittels eines Rechenprogramms bestimmt und die Impulsraten auf Totzeit korrigiert. Der Massenschwächungskoeffizient wurde durch Messung des Mo-komptonpeaks ($30,082^\circ$ bei Lf 110) bestimmt. Zur Bestimmung der Reproduzierbarkeit des Meßverfahrens wurden 10 von einer Probe hergestellte Tabletten gemessen. Analysenergebnisse siehe Tab. 1.

6.1.1 Bestimmung von Uran

Meßparameter: Analysatorkristall Lf 110
Meßwinkel: Peak U $L\alpha$ $37,3^\circ$
Background $39,1^\circ$ und $36,5^\circ$
Scintillationszähler: 1250 V
Kollimator $0,15^\circ$
Chromblende
Zählzeit: Peak 80 Sek., Backgr. 40 Sek.
Luftbetrieb mit Probenrotation
Anregung: Mo 60 kV 40 mA
Diskriminator: Kanalbreite 100 %

Verwandte Standards: NIM G (National Institute for Metallurgy,
South Africa)

SY 2 (Geological Survey of Canada)

Meßfehler:

Blanks: PCC 1 und DTS 1

Reproduzierbarkeit der Meßwerte incl. Probenaufbereitung: $\pm 1,35$ %

Reproduzierbarkeit der Zählraten des Geräts: $\pm 0,55$ %

Genauigkeit: (Prozentuale Abweichung des gemessenen Wertes des
Standards SY 2 zum empfohlenen Wert): $+ 0,22$ %

6.1.2 Bestimmung von Thorium

Meßparameter: Analysatorkristall LiF 110
Meßwinkel: Peak Th $L\alpha$ $39,23^\circ$
Background $35,25^\circ$ und $41,52^\circ$
Scintillationszähler: 1250 V
Kollimator: $0,15^\circ$
Chromblende
Zählzeit: Peak 200 Sek., Backgr. 100 Sek.
Luftbetrieb mit Probenrotation
Anregung: Mo 60 kV 40 mA
Diskriminator: Kanalbreite 100 %

Verwandte Standards: NIM N

NIM S

NIM G (alle vom National Institute for
Metallurgy, South Africa)

Blanks: PCC 1 und DTS 1

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit der Zählraten des Geräts: $\pm 0,83$ %

Genauigkeit (Prozentuale Abweichung des gemessenen Wertes von
Standard SY 2 zum empfohlenen Wert): $\pm 0,25$ %

6.2 Analysen mittels Atomabsorptionsspektroskopie

Die Elemente Ag, Au, Cd, Co, Cr, Cu, Mo, Ni, Pb, V und Zn
wurden mittels Atomabsorptionsspektroskopie bestimmt. Dazu
stand ein Gerät der Firma PERKIN-ELMER Typ 400 zur Verfügung.

Gerätebeschreibung:

Monochromator: Ein-Gitter-Monochromator in Czerny-Turner-Anord-
nung mit einem Gitter 64×64 mm, 1800 L/mm.
Wellenlängenbereich 190 nm bis 855 nm. Reziproke
Lineardispersion 1,6 nm/min.

Optik: Zweistrahloptik mit "Bleistiftstrahl"

UV-VIS-Untergrundkompensator: Echte Zweistrahl-Untergrundkom-
pensation im Spektralbereich von 190 bis 770 nm.
D₂-Lampe für UV- und Halogenlampe für VIS-Bereich.
Automatische Verstärkungsregelung (AGC).

Dreifach-Horizontal-Lampenwechsler

Digital-Elektronik-Meßwertanzeige mit 4 Leuchtziffern, verschieb-
barem Komma und Vorzeichen

Die Absorption der einzelnen Probelösungen wurde mit der Ab-
sorption bekannter, selbst hergestellter Eichlösungen mittels
Eichkurven verglichen. Dabei wurde darauf geachtet, daß nur
im linearen Bereich gearbeitet wird. Zur Bestimmung der Meß-
genauigkeit wurden 3 geochemische Explorationsstandards des
U.S. Geological Survey (GXR 2, GXR 5, GXR 6) herangezogen. Zur
Bestimmung der Reproduzierbarkeit wurde eine Probe 10 mal auf-
geschlossen und gemessen. Die Analysenwerte, außer für die
Elemente Ag, Au, Cd und Mo sind aus Tab. 1 zu ersehen.

6.2.1 Ag

Meßparameter:

Wellenlänge: 328,1 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C₂H₂

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 1 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 0,35 \%$

Genauigkeit: $+ 16,91 \%$ (GXR 2)

Bis auf drei Ausnahmen lag der Ag-Gehalt in den Proben unter 1 ppm.
UE 1: 2 ppm; UE 3: 2 ppm; UE 4: 5ppm. Wegen der sehr niedrigen
Konzentrationen erklärt sich der relativ große Fehler in der Ge-
nauigkeit.

6.2.2 Au

Meßparameter:

Wellenlänge: 242,8 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C₂H₂

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 4 ppm

Alle Proben lagen unter der Nachweisgrenze von 4 ppm.

6.2.3 Cd

Meßparameter:

Wellenlänge: 228,8 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 1 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 2,86 \%$

Genauigkeit: $- 3,25 \%$

Außer drei Proben lag der Cd-Gehalt unter der Nachweisgrenze von 1 ppm: UE 4: 2 ppm; UE 9: 1 ppm; UE 28: 1 ppm.

6.2.4 Co

Meßparameter:

Wellenlänge: 240,7 nm

Spalt 2 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 2 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 4,72 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 5,77 \%$

Genauigkeit: $- 19,77 \%$

6.2.5 Cr

Meßparameter:

Wellenlänge: 357,9 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: reduzierend

untere Nachweisgrenze: 1 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 4,27 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 0,59 \%$

Genauigkeit: Cr ist in den Standards nicht bestimmt

6.2.6 Cu

Meßparameter:

Wellenlänge: 324,7 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 5 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 3,16 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 1,40 \%$

Genauigkeit: - 2,35 % (GXR 2)

6.2.7 Mo

Meßparameter:

Wellenlänge: 313,3 nm

Spalt: 7 Å

Oxidans: Lachgas Brenngas: C_2H_2

Flamme: reduzierend

untere Nachweisgrenze: 8 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 1,85 \%$

Genauigkeit: + 8,95 % (GXR 2)

Außer den nachfolgend aufgeführten lagen die Mo-Gehalte der Proben unter der Nachweisgrenze von 8 ppm: UE 1: 23 ppm; UE 4: 23 ppm; UE 9: 488 ppm; UE 17: 225 ppm; UE 23: 24 ppm; UE 26: 247 ppm; UE 28: 23 ppm; UE 30: 46 ppm.

6.2.8 Ni

Meßparameter:

Wellenlänge: 232,0 nm

Spalt: 2 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 1 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 4,23 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 0,41 \%$

Genauigkeit: - 15,77 % (GXR 5)

Der relativ große Fehler in der Genauigkeit kommt sicherlich dadurch zustande, daß in den Standards silikatisch gebundenes Nickel mit Königswasser nicht in Lösung gebracht werden konnte.

6.2.9 Pb

Meßparameter:

Wellenlängen: 217,0 und 283,3 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 3 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 5,79 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 2,0 \%$

Genauigkeit: - 0,57 % (GXR 2)

6.2.10 V

Meßparameter:

Wellenlänge: 318,4 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Lachgas Brenngas: Luft

Flamme: reduzierend

untere Nachweisgrenze: 27 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 5,67 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 8,38 \%$

Genauigkeit: V ist in den Standards nicht bestimmt

6.2.11 Zn

Meßparameter:

Wellenlänge: 213,9 nm

Spalt 7 Å

Oxidans: Luft

Brenngas: C_2H_2

Flamme: oxidierend

untere Nachweisgrenze: 1 ppm

Meßfehler:

Reproduzierbarkeit incl. Probenaufbereitung: $\pm 6,68 \%$

Reproduzierbarkeit der Meßwerte am Gerät: $\pm 0,73 \%$

Genauigkeit: $\pm 6,09 \%$ (GXR 2)

Tab. 1 Analysenwerte (ppm)

Bachke's-Grube:

Nr.	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Th	U	Zn	Th/U	V
UE 1	125	15	11200	70	185	57	3052	88	0,019	431
UE 3	60	13	25500	34	5	24	242	41	0,099	170
UE 9	40	10	4920	13	44	14	492	26	0,028	488
UE 16	60	18	7800	25	362	47	7554	39	0,006	402
UE 17	91	61	2710	14	31	5	2728	26	0,002	84
UE 20	65	13	5300	34	714	67	9092	54	0,007	544
UE 23	9	2	1750	0	618	108	7257	16	0,015	200
UE 26	97	50	8400	17	105	7	4582	32	0,002	156
UE 30	60	18	5310	25	117	18	2482	46	0,007	460
UE 36	54	13	6800	28	195	22	4224	44	0,005	314
UE 37	35	44	2475	17	21	4	348	42	0,011	200
$\bar{x}$	63	23	7470	25	218	34	3800	41	0,018	314

Bahr's-Grube:

Nr.	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Th	U	Zn	Th/U	V
UE 4	850	196	104000	48	53	4	365	27	0,011	56
UE 10	195	1600	1020	104	76	7	330	33	0,021	314
UE 11	648	2325	17620	62	178	9	1415	35	0,006	520
UE 13	160	200	4130	4	7	4	131	15	0,031	84
UE 15	740	2060	15500	117	224	10	955	52	0,010	402
UE 19	547	1640	15300	23	214	8	1446	33	0,006	488
UE 22	262	950	5230	40	82	2	769	25	0,003	70
UE 25	650	620	3390	22	25	4	521	18	0,008	200
UE 32	162	880	2070	43	86	5	638	30	0,008	358
$\bar{x}$	468	1163	18696	51	105	6	700	30	0,012	277

Schwarzschiefer:

Nr.	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Th	U	Zn	Th/U	V
UE 2	<2	9	11	1	<3	7	11	5	0,636	<27
UE 21	<2	9	8	0	<3	6	11	6	0,545	<27

Erhöht strahlende Zone innerhalb der Schwarzschiefer:

Nr.	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Th	U	Zn	Th/U	V
UE 28	<2	35	27	25	<3	7	130	12	0,054	84
UE 29	13	52	5300	95	<3	10	149	20	0,067	200

7. Elementkorrelationen

Um die Verteilung der Elemente innerhalb der Vererzungen von Bachkes - und Bahrs - Grube näher zu untersuchen und um eventuell einige erzgenetische Aussagen zu erhalten, wurden einige Elementkorrelationen aufgestellt. Die Daten wurden in ein x-y-Diagramm geplottet. In den nachfolgenden Abbildungen sind die Daten von Bachkes - Grube in den oberen Diagrammen mit Sternchen gekennzeichnet; die Daten von Bahrs - Grube befinden sich darunter, die Proben durch Kreise symbolisiert. Außerdem wurde zu jedem Diagramm der Korrelationskoeffizient (r) und die Regressionsgeraden berechnet. Im einzelnen gab es folgende Ergebnisse:

Sehr gute Korrelationen bestehen in beiden Vererzungen zwischen Uran und Blei sowie zwischen Thorium und Blei (Abb. 18 und 19). Dies bedeutet, daß der überwiegende Teil des vorhandenen Bleis radiogenen Ursprungs ist. Außerdem konnte eine recht gute Korrelation zwischen Thorium und Uran festgestellt werden (Abb. 20). Dies ist auf den ersatzweisen Einbau von Thorium für Uran im Uranpecherz bzw. im Brannerit zurückzuführen. Die Thorium-Werte sind dabei sehr niedrig. Keine bzw. eine sehr schlechte Korrelation besteht zwischen Uran und Kupfer (Abb. 21). Uranpecherz bzw. Brannerit gehen also mit dem Auftreten von Kupferkies nicht einher. Kupfer zeigt zu Kobalt bei Bahrs - Grube eine gute, bei Bachkes - Grube eine etwas schlechtere Korrelation (Abb. 22). Kobalt ist in hydrothermal gebildetem Pyrit des Öfteren in beträchtlichen Mengen anwesend, was wohl auch hier der Fall sein dürfte. Somit läßt sich anhand dieser Aussage feststellen, daß, zumindest bei Bahrs - Grube, Kupferkies und Pyrit sich in ihrem mengenmäßigen Auftreten etwa gleich verhalten. Eine interessante Korrelation konnte auch zwischen Vanadium und Chrom beobachtet werden (Abb. 23). Bei Bahrs - Grube ergibt sich dabei eine gute positive, bei Bachkes - Grube eine gute negative Korrelation. Chrom tritt häufig in höheren Konzentrationen in hydrothermal gebildetem Pyrit auf, Vanadium meist in Magnetit bzw. Hämatit. Anhand dieser Korrelation könnte man also eine unterschiedliche Verteilung dieser Minerale in Bachkes - und Bahrs - Grube erwarten.

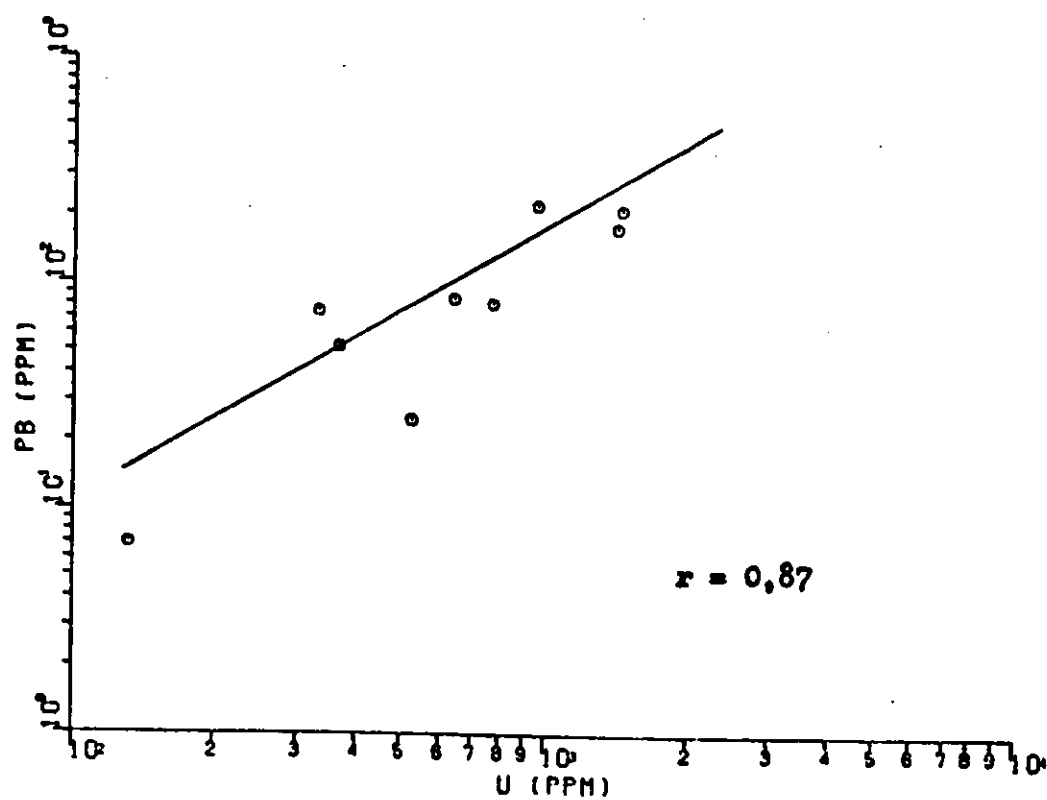
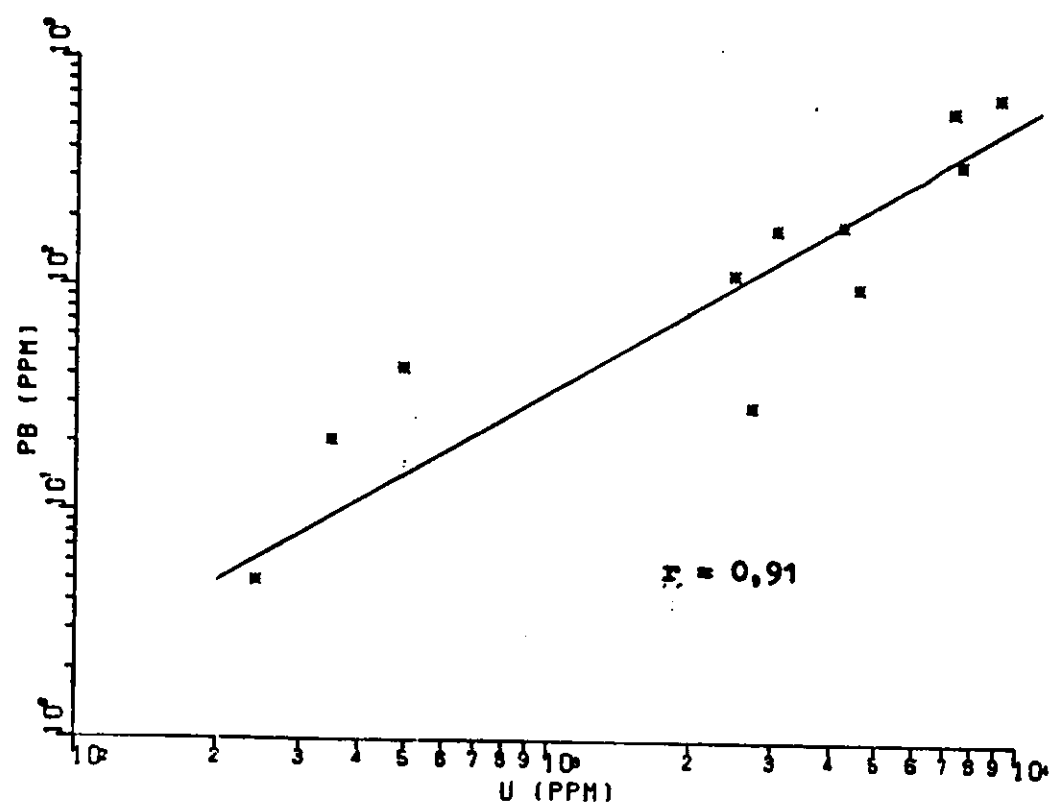


Abb. 18

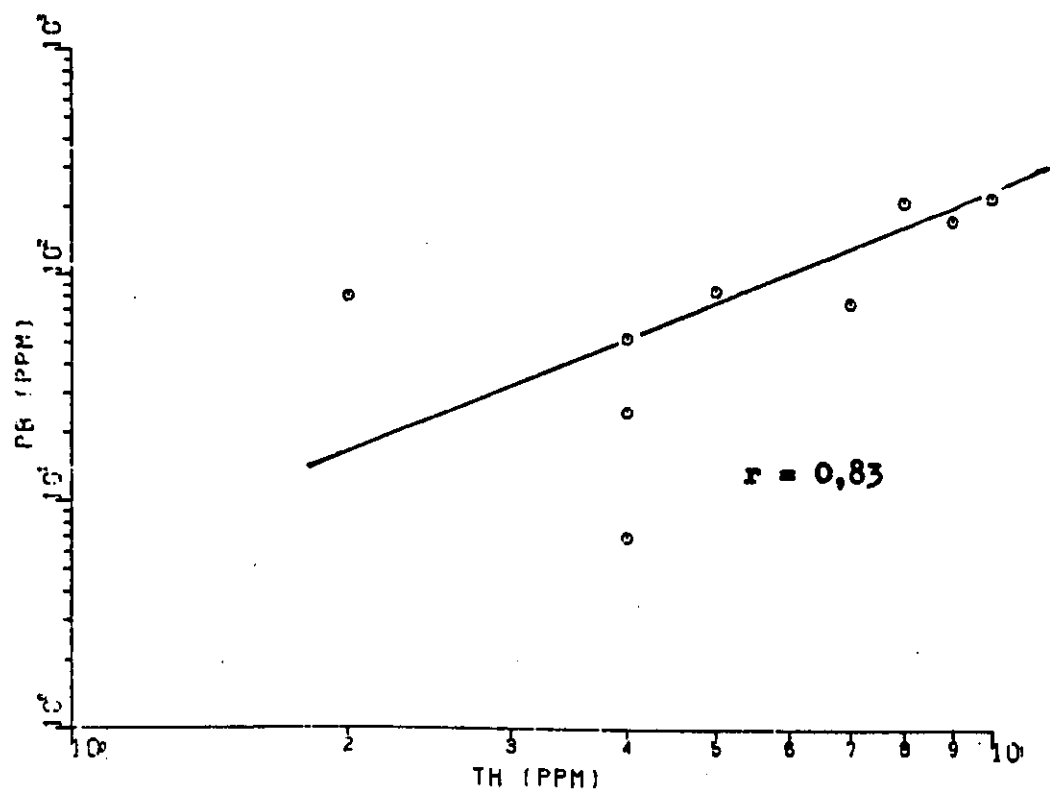
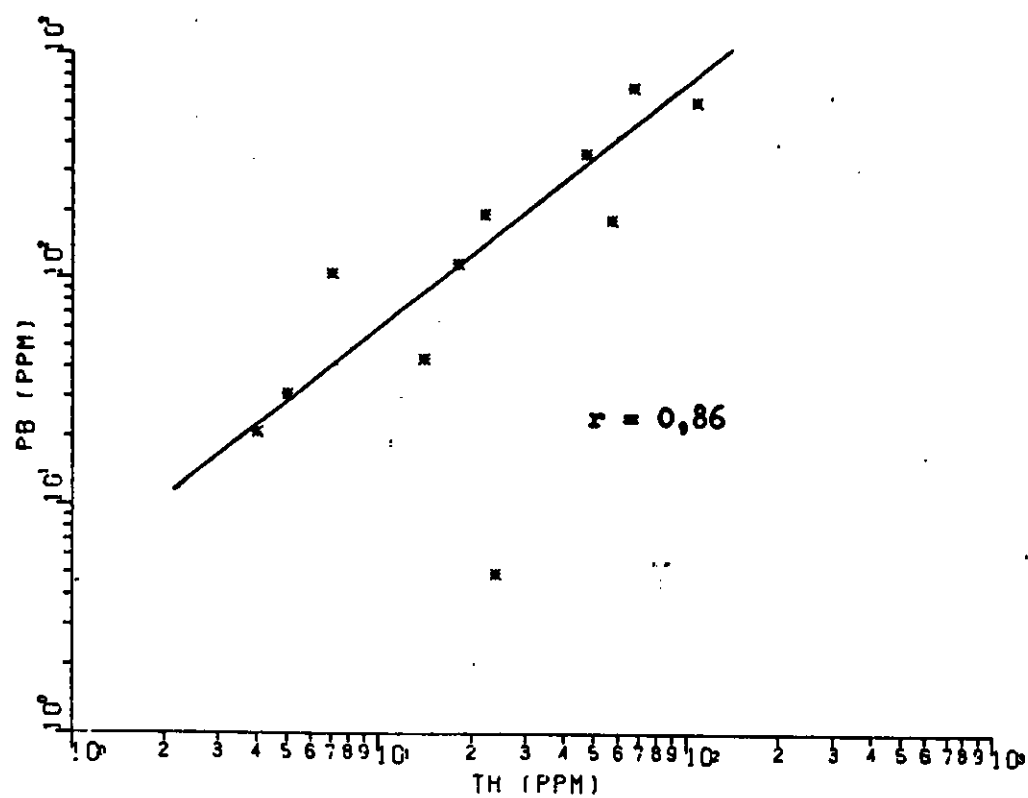


Abb. 19

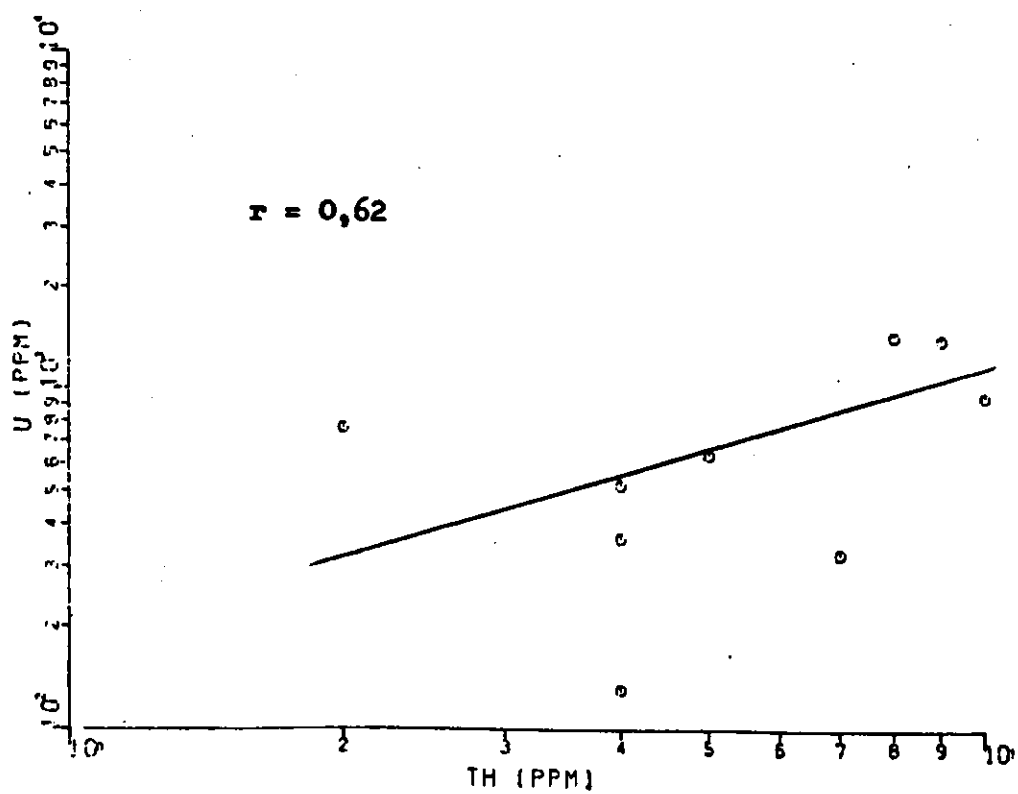
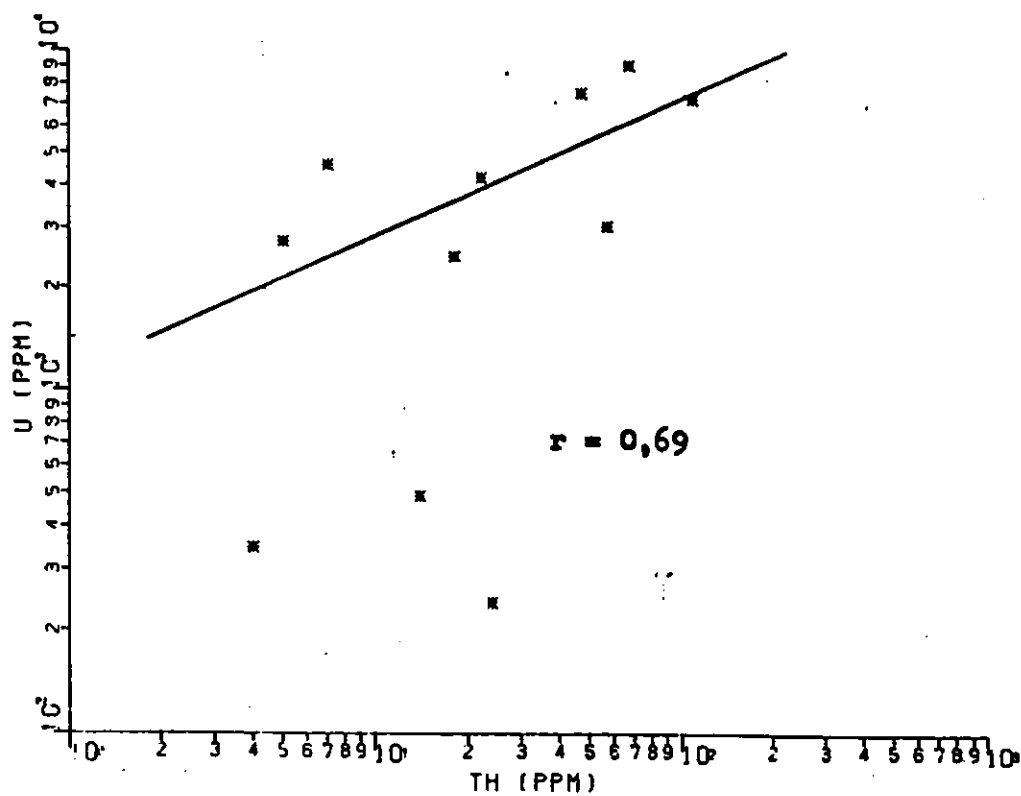


Abb. 20

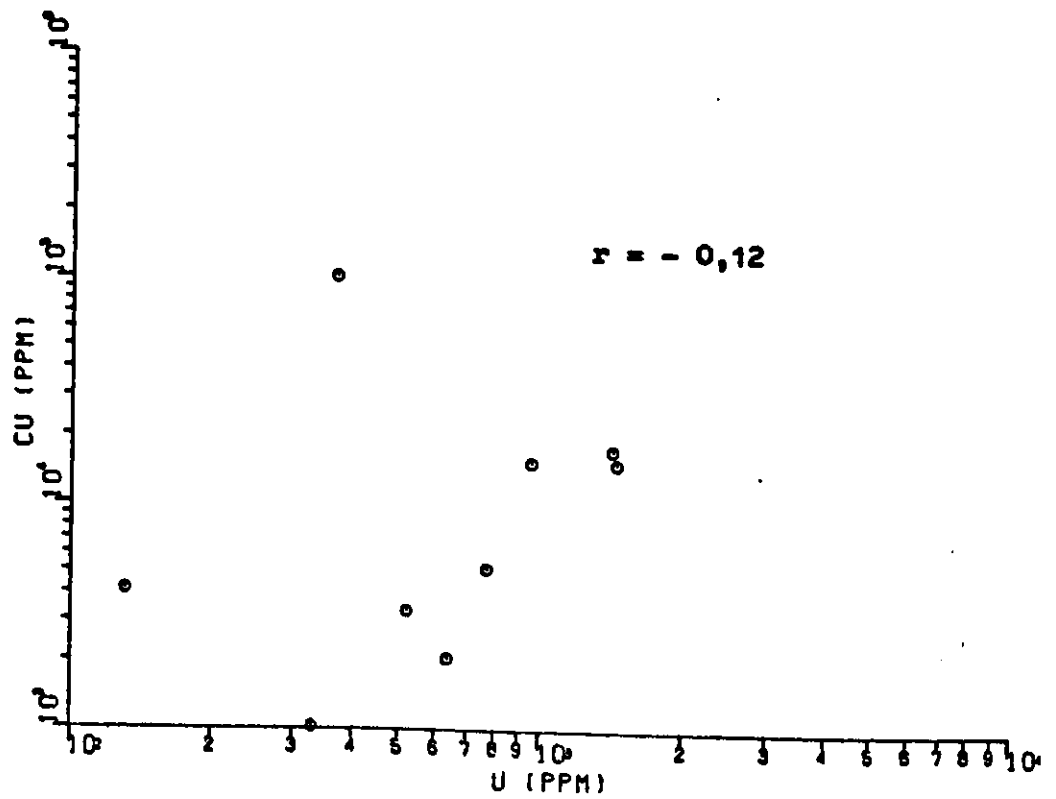
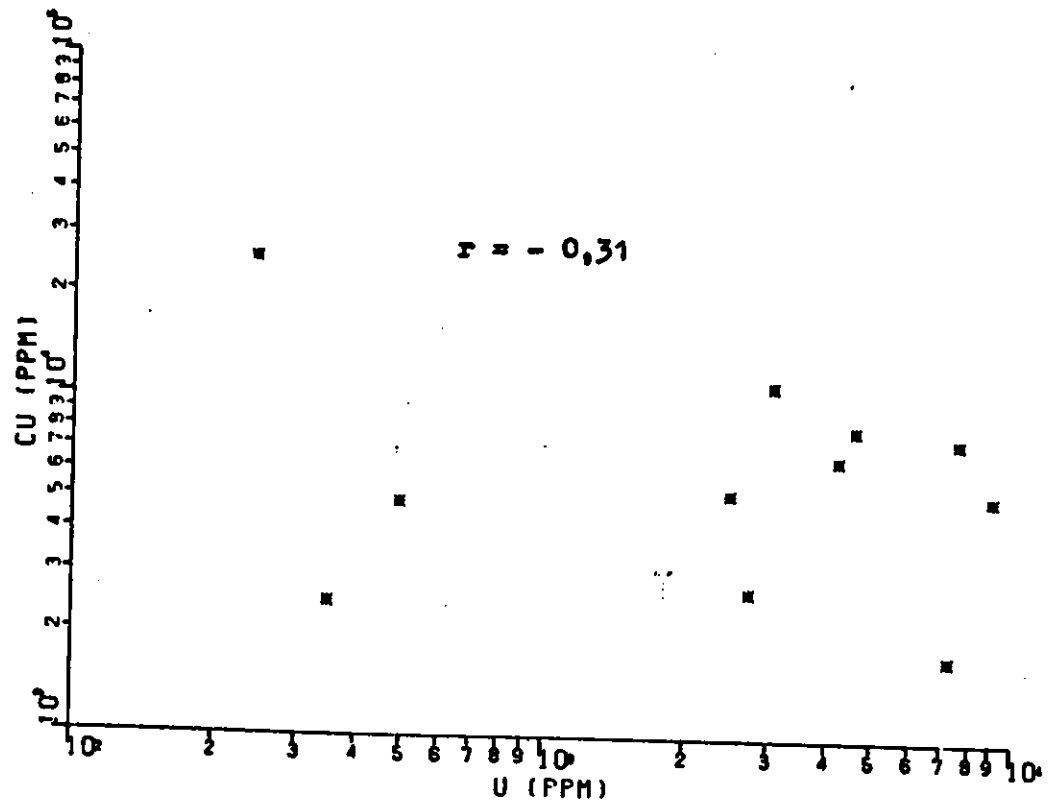


Abb. 21

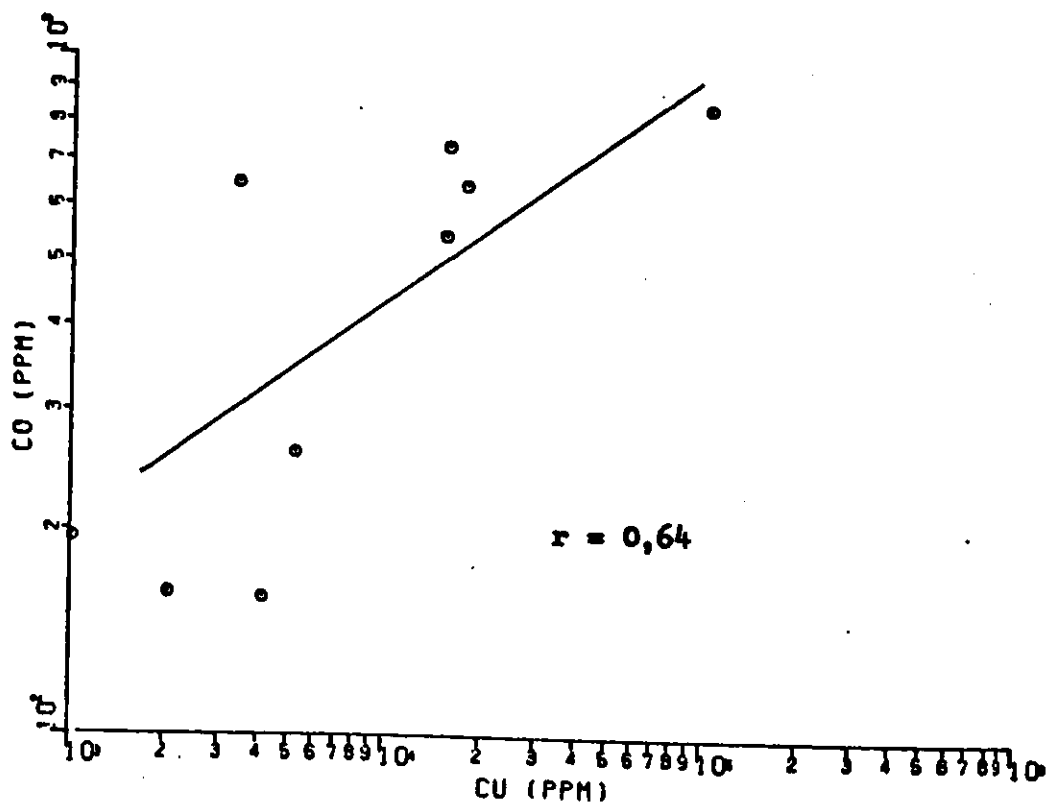
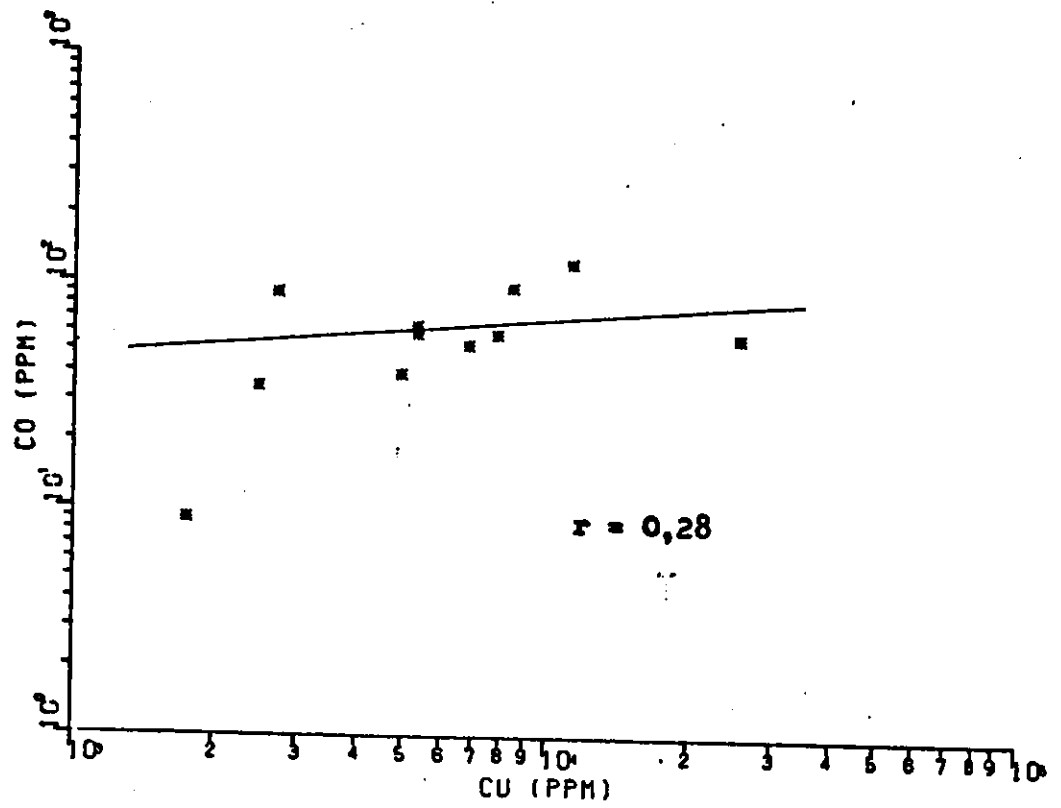


Abb. 22

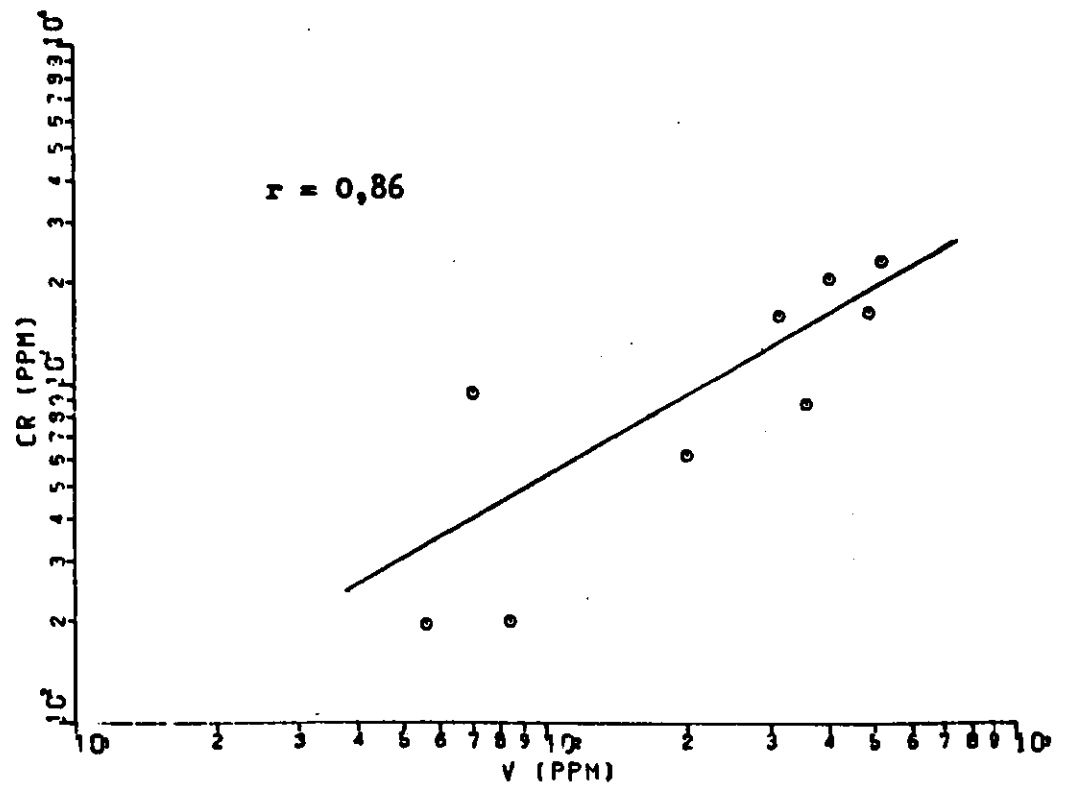
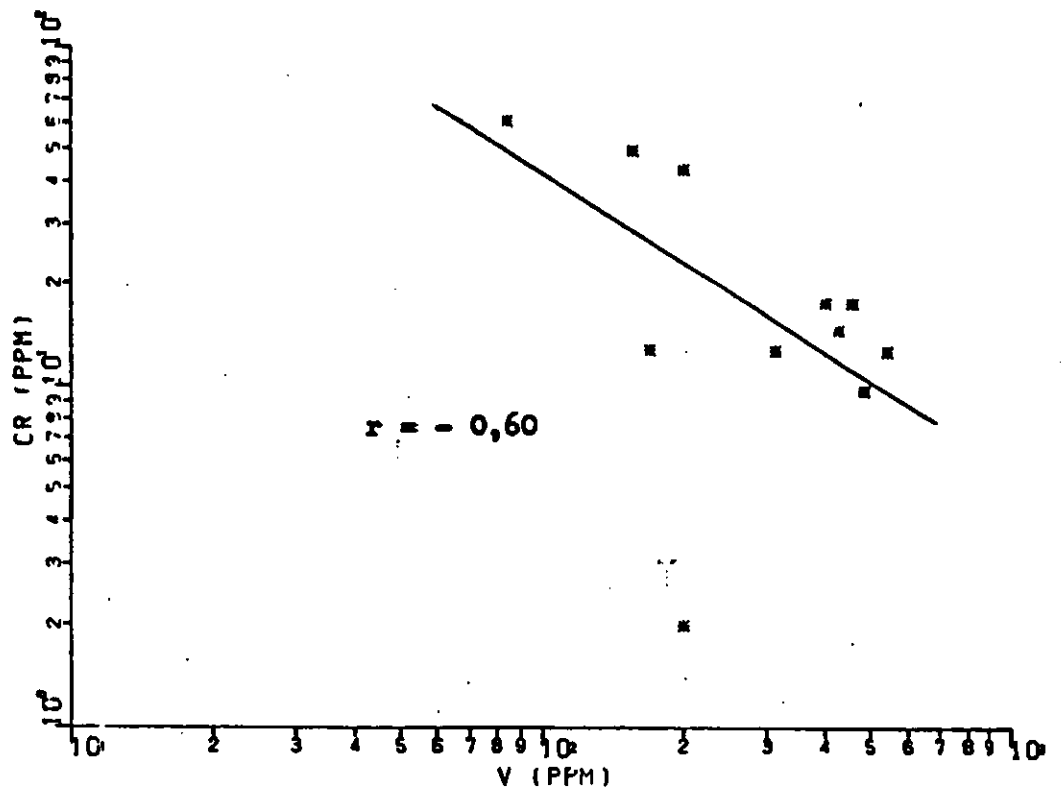


Abb. 23

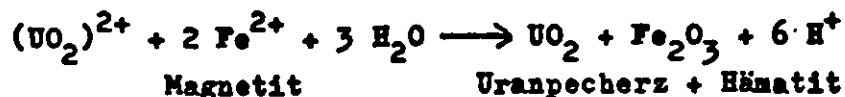
8. Genese

Anhand von mikroskopischen und geochemischen Untersuchungen sowie Geländebeobachtungen ergab sich bezüglich der Genese der Erzvorkommen folgendes Modell:

Die Cu - U - Vererzungen des Porsa - Neverfjord - Gebietes gehören den sogenannten hydrothermalen Lagerstätten an. Die Ausfällung der Erzminerale erfolgte in mehreren Phasen. In einer ersten Hauptphase wurden während der Metamorphose die in der Pillow-Lava vorliegenden Sulfide mobilisiert. Auf Klüften und in den Intergranularräumen des Gesteins zirkulierende Wasser dienten als Lösungsmittel. Die Metamorphose dürfte die Lösungen auf knapp 400°C aufgeheizt haben. Diese Temperatur entspricht der vorliegenden metamorphen Subfazies. Die Lösungen drangen in Dehnungsklüfte der Pillow-Laven ein und die Minerale wurden beim Aufdringen der Lösungen an die Oberfläche durch Abkühlung und sich damit ändernde physikochemische Bedingungen innerhalb der Lösungen ausgefällt. Zunächst kristallisierten Pyrit und Magnetit aus, danach Kupferkies, gefolgt von Calcit und Quarz.

Die Ausfällung des Urans erfolgte in einer zweiten Hauptphase, welches auch die Tatsache erklärt, daß nur zwei von über 10 Kupfervererzungen des Gebietes vom gleichen Typ mit Uran mineralisiert sind. Das Liefergestein für die uranführenden Lösungen dürften die die Pillow-Laven überlagernden Schwarzschiefer gewesen sein, die, wie die Analysen zeigten, uranführend sind. Außerdem wurde, wie schon erwähnt, eine Uranmineralisation beobachtet, die unmittelbar an die Schwarzschiefer gebunden ist und wohl auch durch Mobilisation während der Metamorphose zustande kam. Von aus Schwarzschiefern mobilisierten Uranlagerstätten wird in der Literatur häufig berichtet. Diese Lösungen drangen ebenfalls in die Dehnungsklüfte der Pillow-Laven und bekamen beim Auftreffen auf die hier bereits ausgefällten Sulfide einen reduzierenden Charakter, wobei es zu Ausfällung des Uranpecherzes kam. Vorhandener Magnetit wurde dabei z.T. zu Hämatit oxidiert, was auch erzmikroskopisch bestätigt wurde.

Dieser gesamte Vorgang spielte sich vereinfacht nach der chem. Formel ab:



Bei der Ausfällung der Lösungen in der zweiten Hauptphase erfolgte sicherlich auch noch die Ausfällung von wenig Kupferkies und Pyrit.

Das Nicht-Korrelieren der Elemente Cu und U innerhalb der Vererzungen spricht ebenfalls für die Ausfällung des Urans in einer zweiten Phase. Außerdem stellt das uranführende Erz, wie bereits erwähnt, eine bestimmte Zone der Vererzung mit einer charakteristischen Verwachsung von bestimmten Gangmineralen dar.

Im Porsa - Neverfjord - Gebiet gibt es Anzeichen von zwei Metamorphosen. Die Vererzungen sind sicherlich während der letzteren, der kaledonischen entstanden, da größere metamorphe Überprägungen, Versetzungen oder Zerschörungen nicht beobachtet wurden.

Idealisiertes Schema der Mineralbildung bei Bahrs - Grube:

	1.Hauptphase	2.Hauptphase	Verwitterung
Pyrit	—	---	
Magnetit	—		
Rutil	—		
Anatas	—	—	—
Kupferkies	—	---	
Quarz	—	---	
Calcit	—		
Brannerit		—	
Hämatit		—	
Chlorit		—	
Dolomit	—	—	
Muskovit		—	
Plagioklas		—	
Talk		—	
Goethit		—	—
Lepidokrokit		—	—
sek.Cu-Mineral			—
sek.U-Mineral			—

Idealisiertes Schema der Mineralbildung bei Bachkes - Grube:

	1.Hauptphase	2.Hauptphase	Verwitterung
Pyrit	-----	-----	
Magnetit	-----		
Anatas	-----		
Kupferkies	-----	-----	
Aktinolith-Trem.	-----		
Amianth	-----		
Quarz	-----	-----	
Chalcedon	-----		
Calcit	-----		
Uranpecherz			
Hämatit			
Plagioklas			
Muskovit			
Chlorit			
Covellin		-----	
Goethit		-----	
Lepidokrokit		-----	
sek.Cu-Mineralo			
sek.U-Mineralo			

9. Weitere Untersuchungsvorhaben

Während der Feldsaison 1979 wird beabsichtigt, die Uran - Prospektion im Porsa - Neverfjord - Gebiet fortzusetzen, da in diesem Bereich das auftreten weiterer Urannmineralisationen denkbar ist. Mittels Analysen von Bachsedimenten und Bachwässern soll dies festgestellt werden. Die Bachsedimente sollen in Mainz fluorometrisch nach der Methode von SMITH und LYNCH (1969), sowie auf einige Pfadfinderelemente analysiert werden. Außerdem ist daran gedacht, im Bereich von anomalen Zonen und Vererzungen Bodenproben zu nehmen und diese ebenfalls in Mainz zu analysieren. Weitere Probennahme an den bekannten Vererzungen soll den Aufbau, die Wirtschaftlichkeit, die Genese und die Umwandlungserscheinungen des Nebengesteins weiter klären. Sollten sich aus den Ergebnissen der gamma-ray Helikopter-Befliegung von 1977 größere Anomalien ergeben, so wird beabsichtigt, diese in der gleichen Weise zu untersuchen wie im Porsa - Neverfjord - Gebiet. Eventuell wird eine letzte Geländebegehung zur Klärung von Anomalien in der Feldsaison 1980 notwendig.

Rekognoserende undersøkelser - Sennalandet 1978.

Helikoptermålingene som NGU utførte sommeren 1977 viser endel ledningsevneanomalier langs syd-sydøst-grensen av Komagfjordvinduet, se bilag 1.

En del av disse anomaliene ble sommeren 1978 oppfulgt med VLF-målinger kombinert med morene-prøvetaking og geologisk rekognosering. Området er jevnt overdekket og har meget få blotninger.

Etter at sonene var overført fra anomali-kartet til det topografiske kartet viste det seg å være meget enkelt å lokalisere disse på bakken, stedsangivelsen fra helikoptermålingene var så nøyaktig at profiler på 200-300 m var tilstrekkelig.

Etter at sonene var lokalisert ble det samlet inn moreneprøver med 10-20 m prøveavstand ca. 50 m ut til hver side av anomalien noe avhengig av terrenget. Prøvene ble tatt fra utfellingslaget (B-horisont) på 10-30 cm dyp. På laboratoriet ble prøvene våtsiktet på nylonsikt 180 micron og analysert på Cu, Ni, Pb og Zn.

Bilagene 2-6 viser VLF-indikasjoner og analyseresultater fra moreneprøvene over 5 ledningsevne-anomalier. Alle sonene gir relativt sterke VLF-anomalier bortsett fra anomali nr. 19, dette kan skyldes at bergartene her er mere flattliggende, fall 10-20°. Moreneprøvene viser forholdsvis lave gehalter på alle analyserte elementer, vesentlig lavere enn prøver fra mineraliserte soner i samme felt.

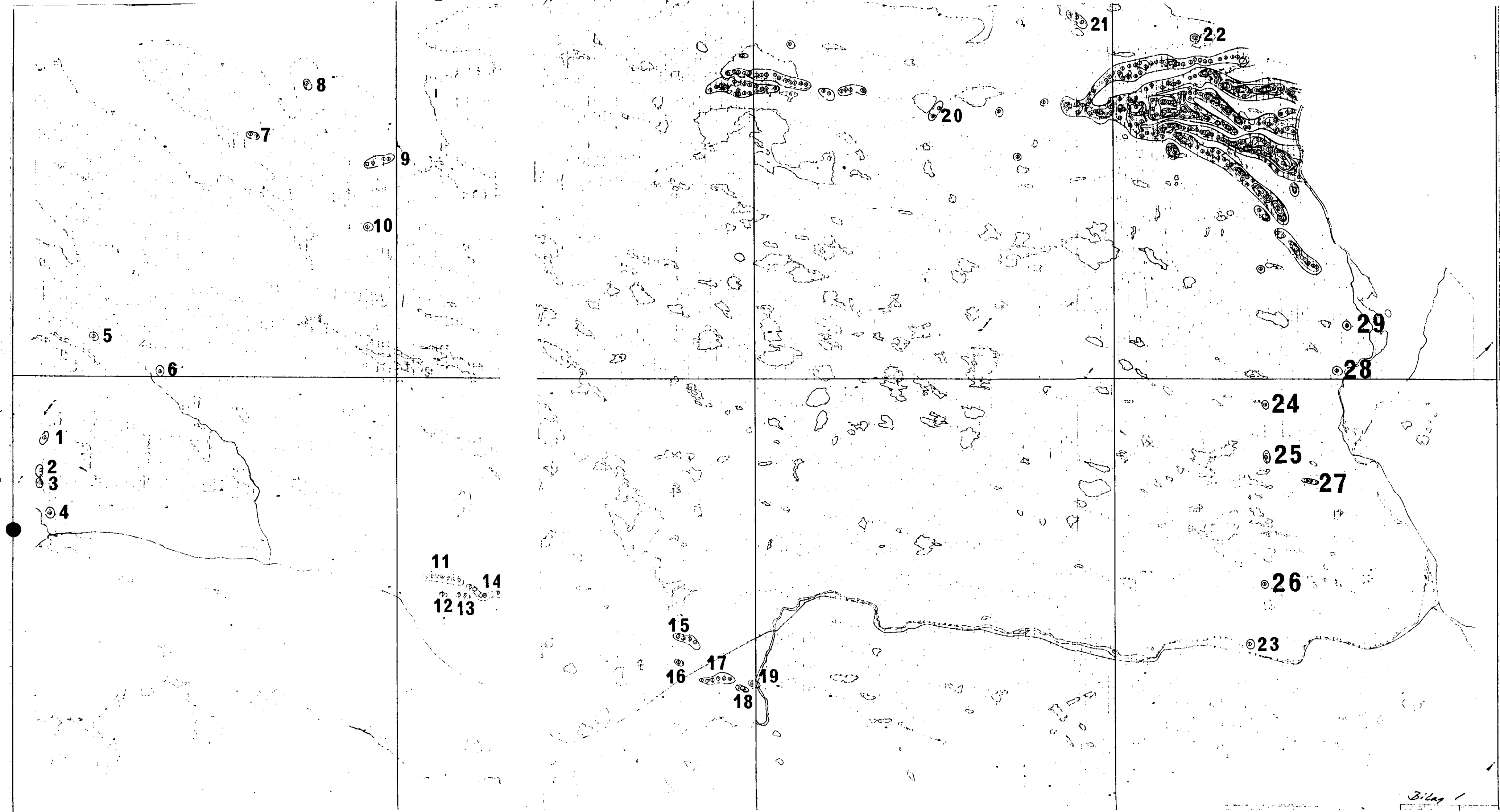
Det er meget få blotninger av fastfjell i området, men ved Sennalandsvatna fant H. Øines en svartskifersone som sannsynligvis er årsaken til anomaliene der.

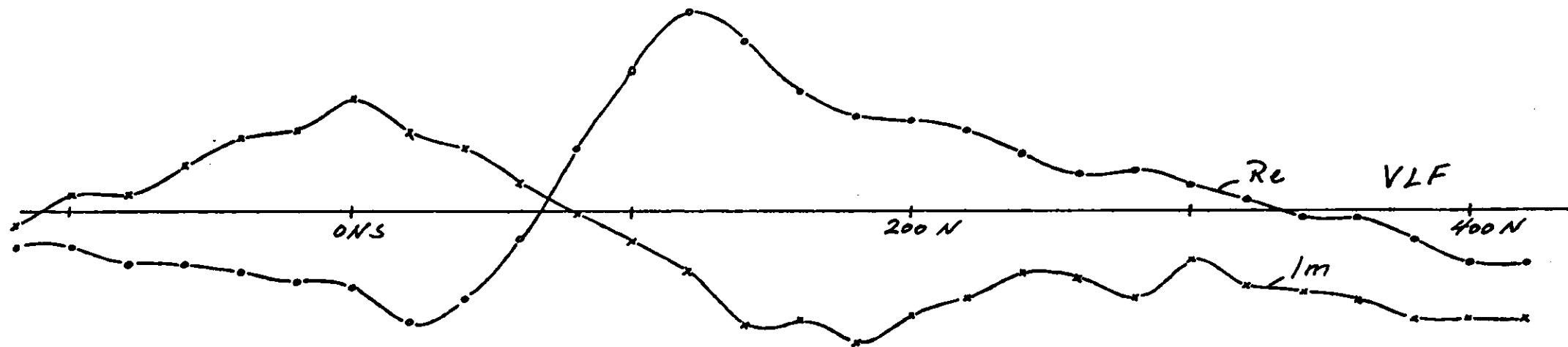
Det er rimelig å anta at de undersøkte ledningsevne-anomaliene langs syd-sydøst-grensen her skyldes svartskifersoner.

Tverrfjellet, 7.3.1979.

Ivar Killi

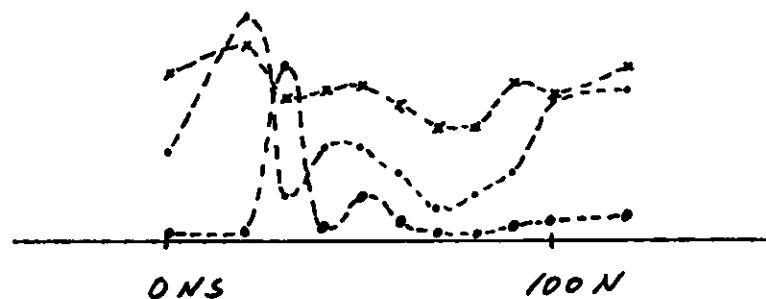
(Ivar Killi).





- 100 ppm

- 50 ppm



• Cu
x Zn
• Pb

Moreneprøver

Sym-bol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

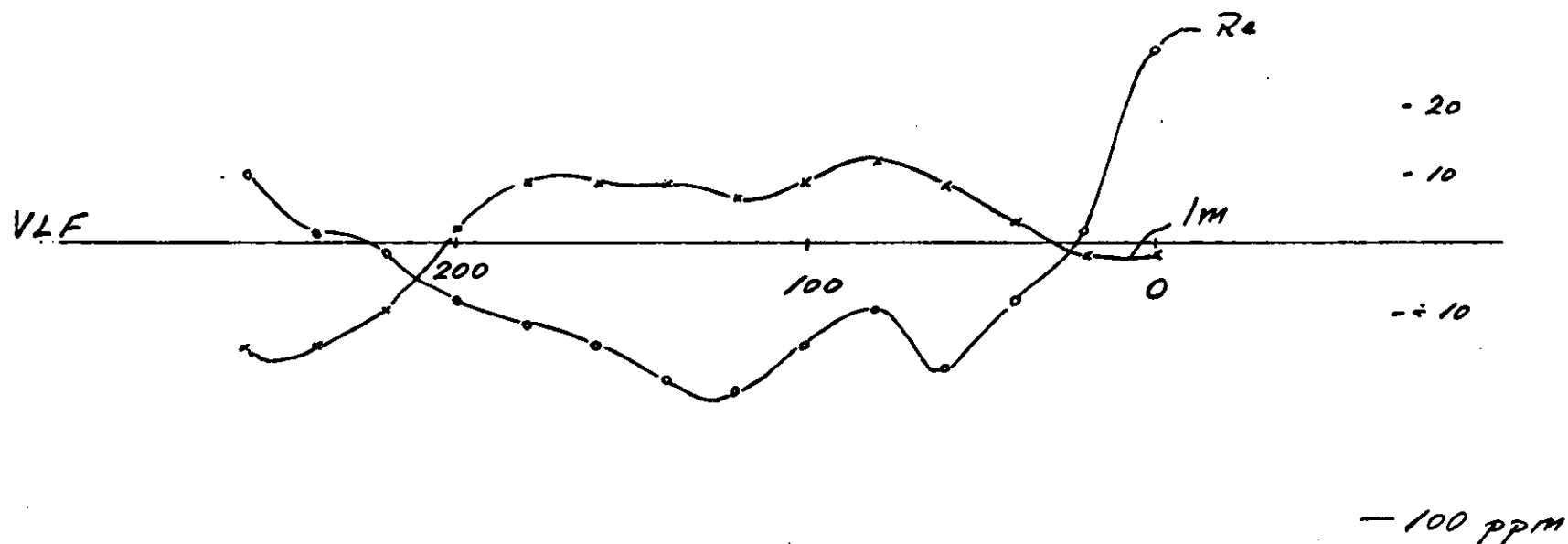
Sennalandsvatn
Anomali nr. 11
Profil 500 B

Folldal Verk 1/5
Folldal

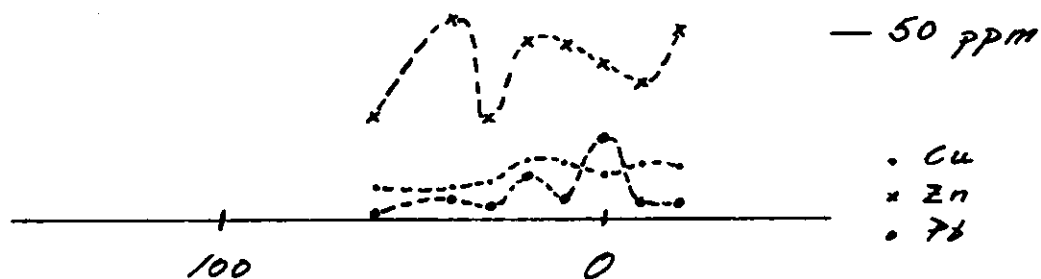
Målestokk 1:2000	Tegn.	83-75
	Kfr.	Y.K.
	G.kj.	
Avd./Gr.		
Erstatning for:		
Bilag 2		
Erstattet av:		

S

N



Moreneprover



Sennalandsvatn
Anomali nr. 14

Målestokk 1:2000	Tegn.	4/3-7/1
	Klr.	J. K.
	G.kj.	

Avd./Gr.

Erstatning for:

Bilag 3

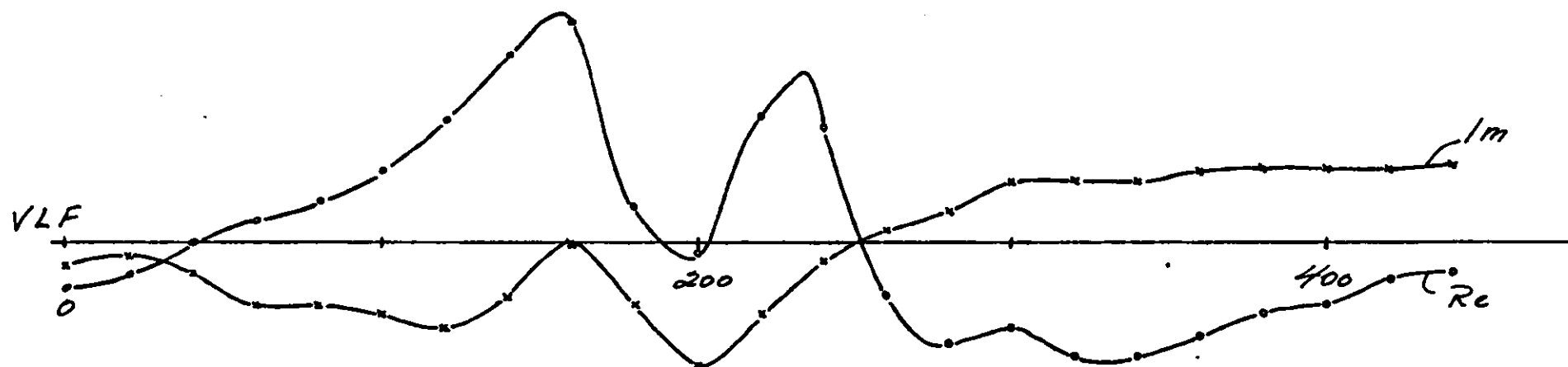
Erstattet av:

Folldal Verk 1/2
Folldal

Sym- bol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

SB

NV



- 100 ppm

- 50 ppm

• Cu

x Zn

Moreneprover

100

200

300

Sennaland
Anomali nr. 17

Målestokk 1:2000	Tegn.	63-79
	Klr.	Y.K.
	G.kj.	

Avd./Gr.

Erstatning for:

Bilag 5

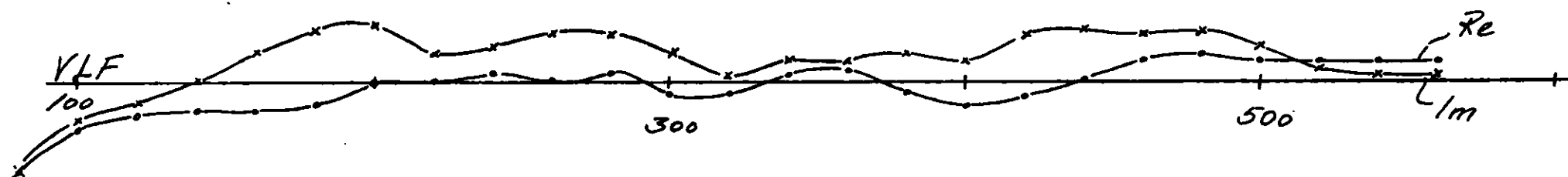
Erstattet av:

Folldal Verk $\frac{1}{2}$
Folldal

Sym- bol	Rute	Forandringer / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

V

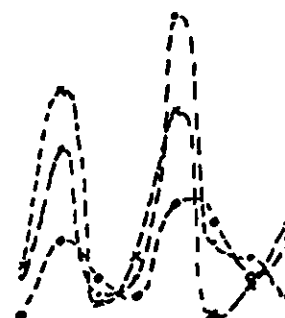
6



- 100 ppm

- 50 ppm

Moreneproöver



• Cu
x Zn
• Pb

300 500

Sym- bol	Rute	Forändringar / Beskrivelse	Tegn	G.kj.	Dat.

Aisardrivve

Anomali nr. 19

Folldal Verk $\frac{N}{S}$
Folldal

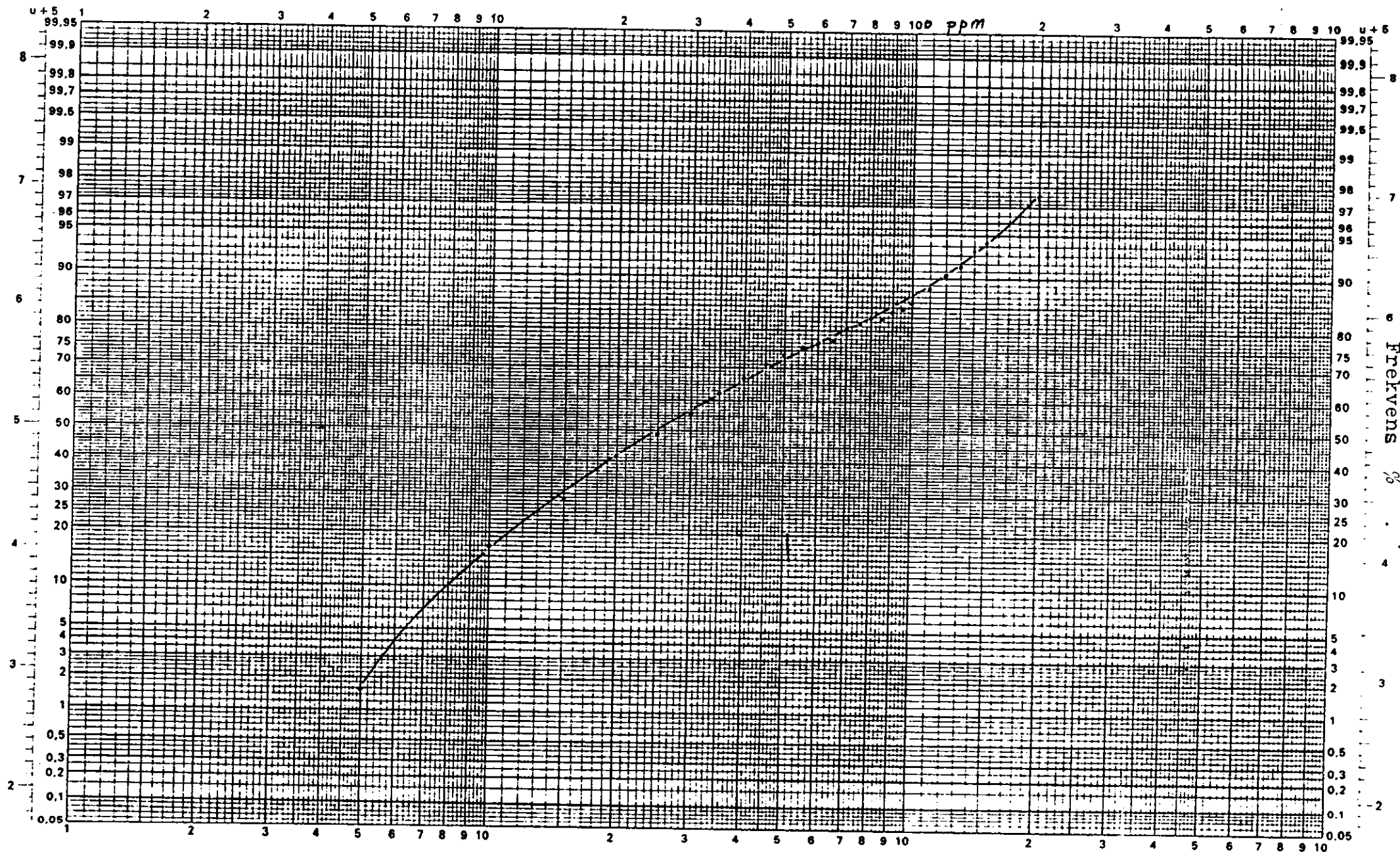
Målestokk	Tegn.	63-77
1:2000	Klr.	Y. Kll.
	G.kj.	

Avd./Gr.

Erstattning for:

Bilag 6

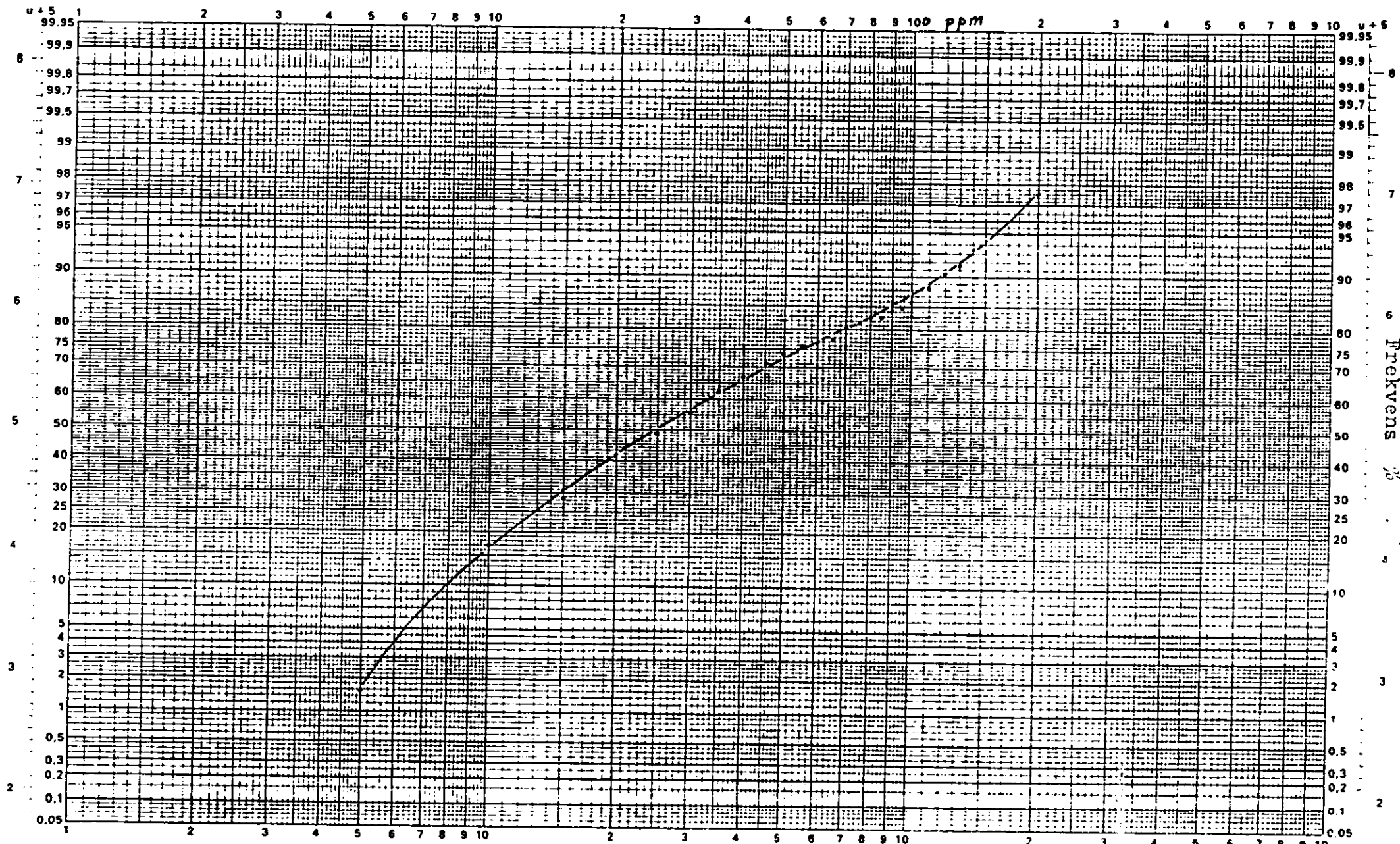
Erstattet av:



VEIVANN

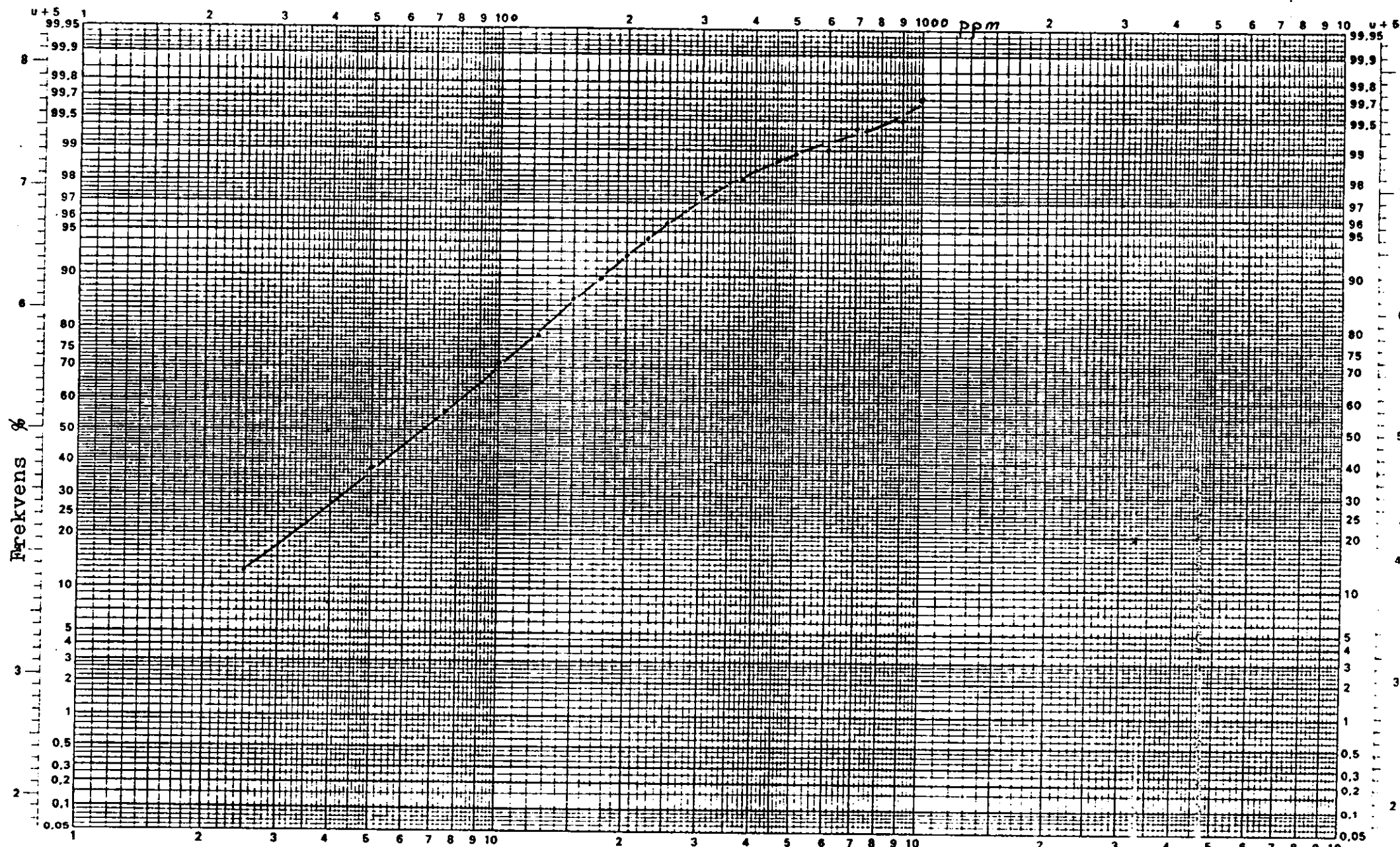
Kumulativ frekvensfordeling
Cu

11. 74 54.



VEIVANN
Kumulativ frekvensfordeling
Cu

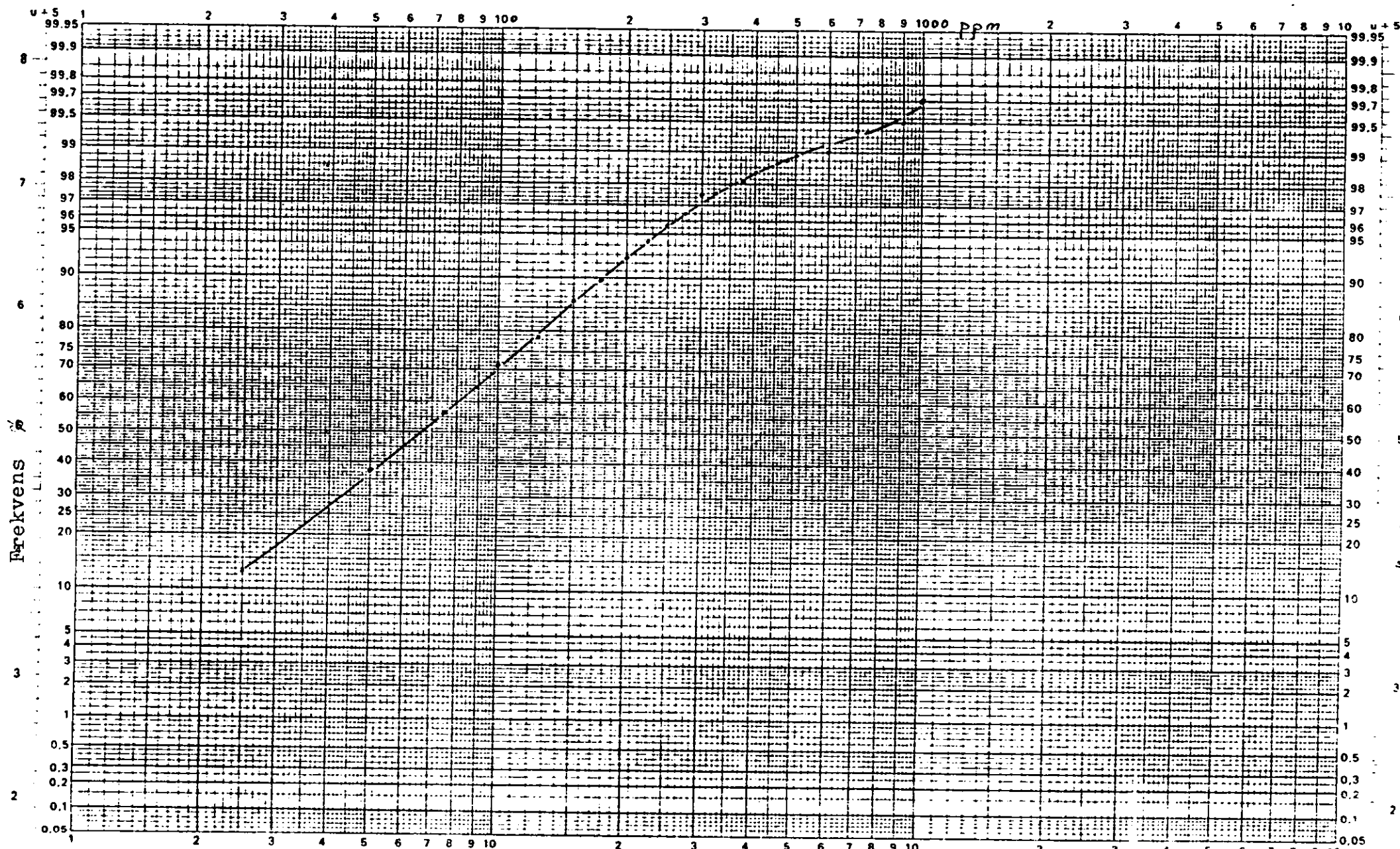
11.78.94



SMAHAUGENE

Kumulativ frekvensfordeling Cu

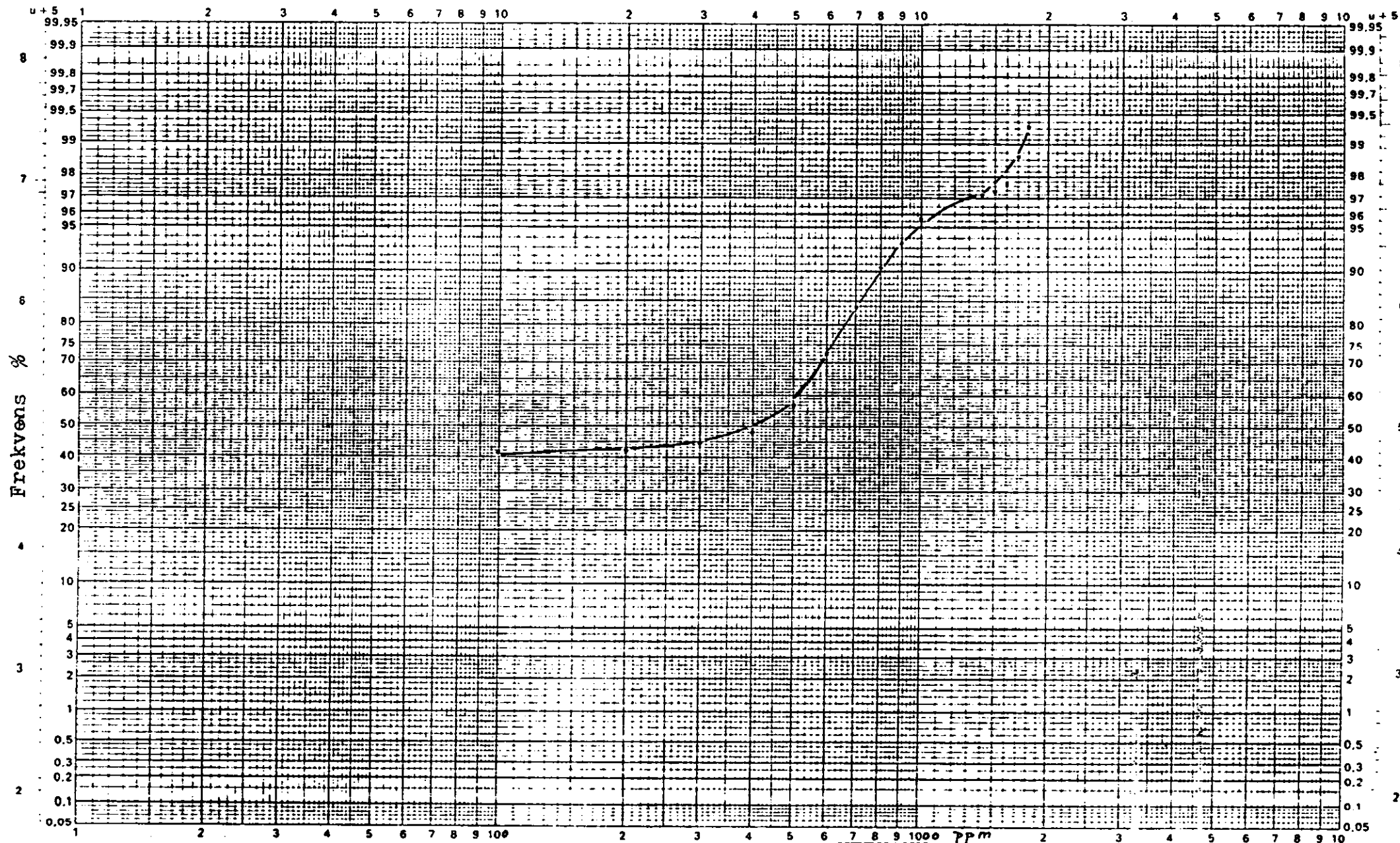
11.78 g/g



SMAHAUGENE

Kumulativ frekvensfordeling Cu

11.78 g/l.

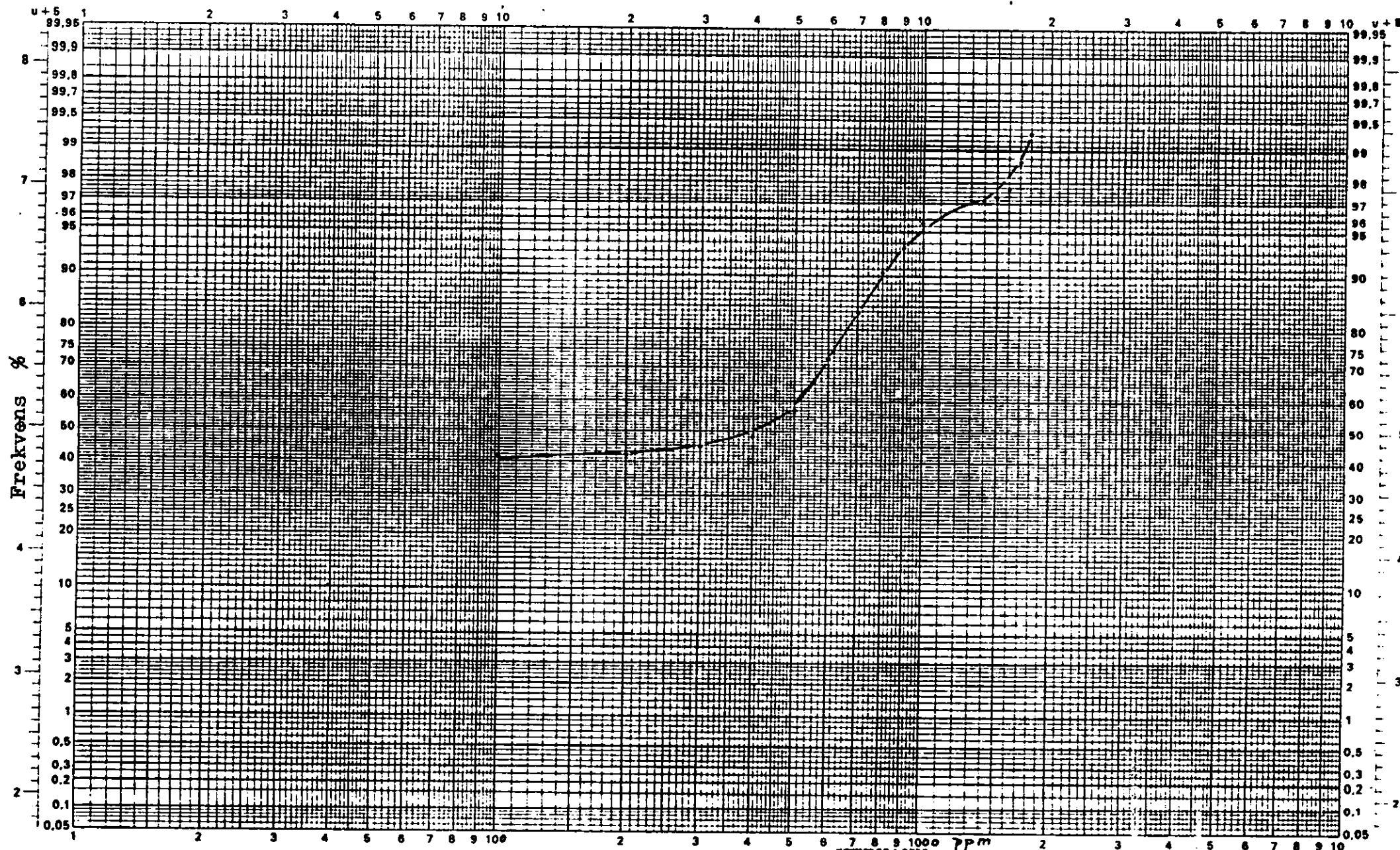


VEIVANN

Kumulativ frekvensfordeling

Ni

11.78 J.H.

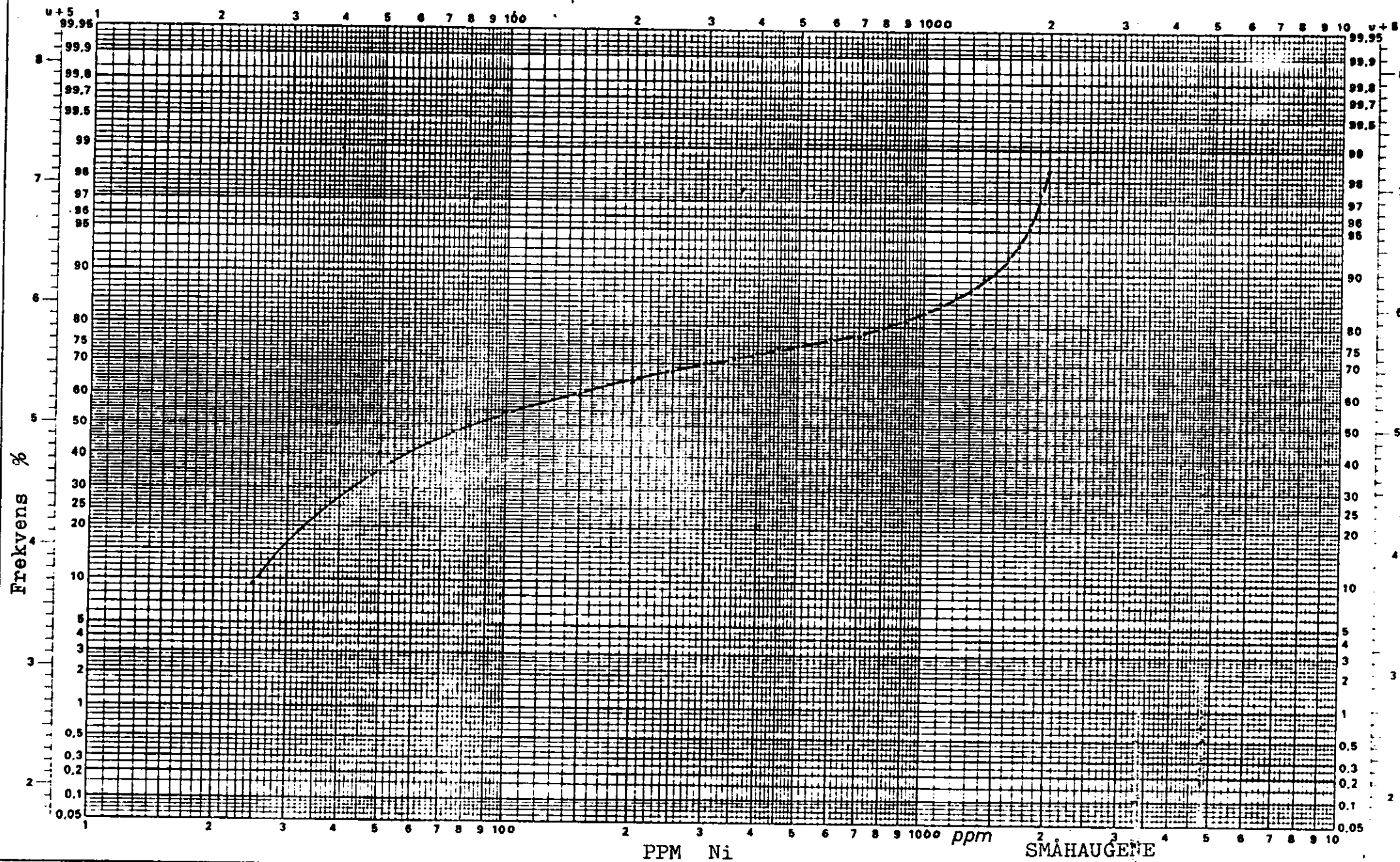


VEIVANN

Kumulativ frekvensfordeling

Ni

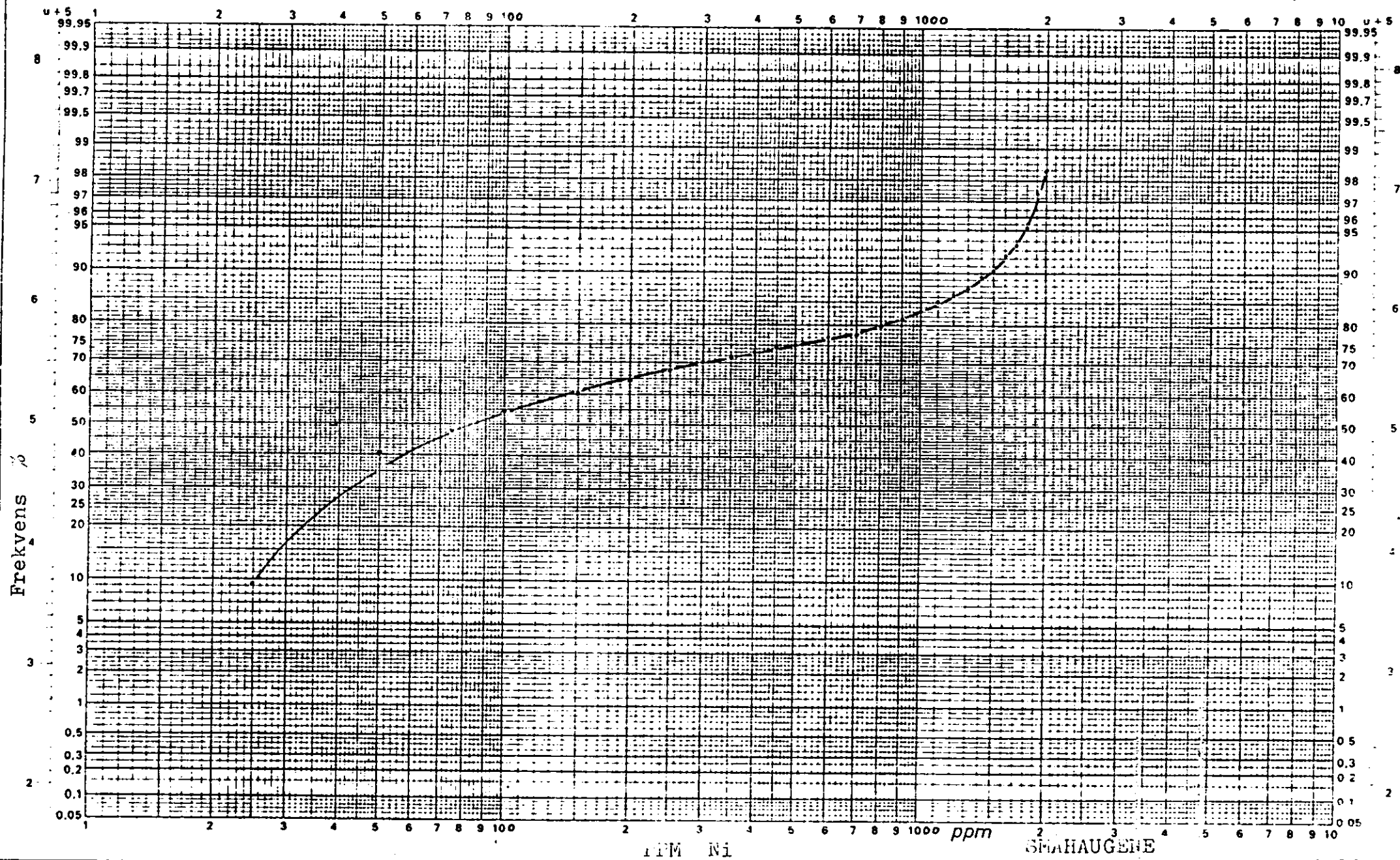
11.78 J.H.



SMÅHAUGENE

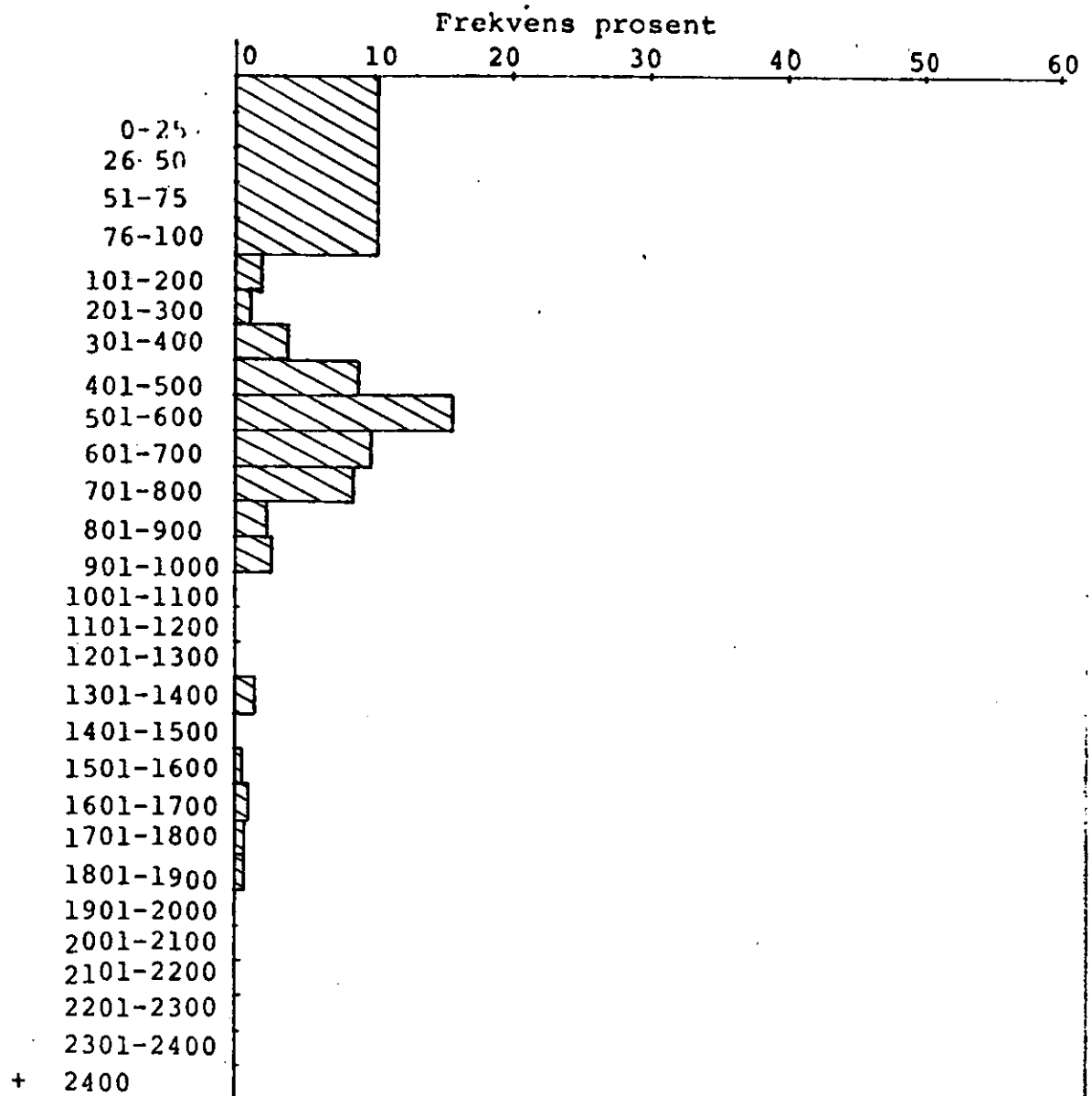
Kumulativ frekvensfordeling

11.78 44



SMÅHAUGENE
Kumulativ frekvensfordeling

11. 78 46.



VEIVANN
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm

11.78.74

Frekvens prosent

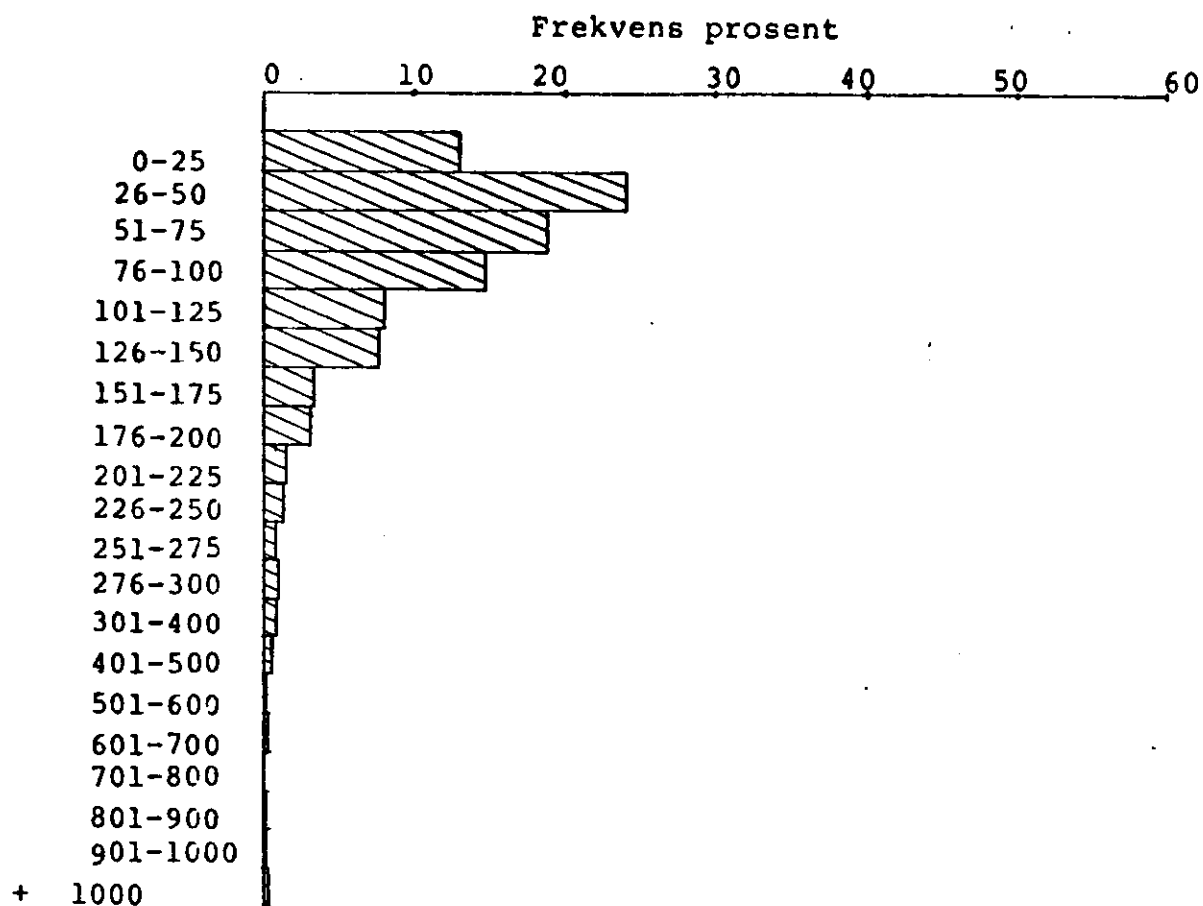
0 10 20 30 40 50 60

0-25
26-50
51-75
76-100
101-125
126-150
151-175
176-200
201-225
226-250
251-275
276-300
301-400
401-500
501-600
601-700
701-800
801-900
901-1000

+ 1000

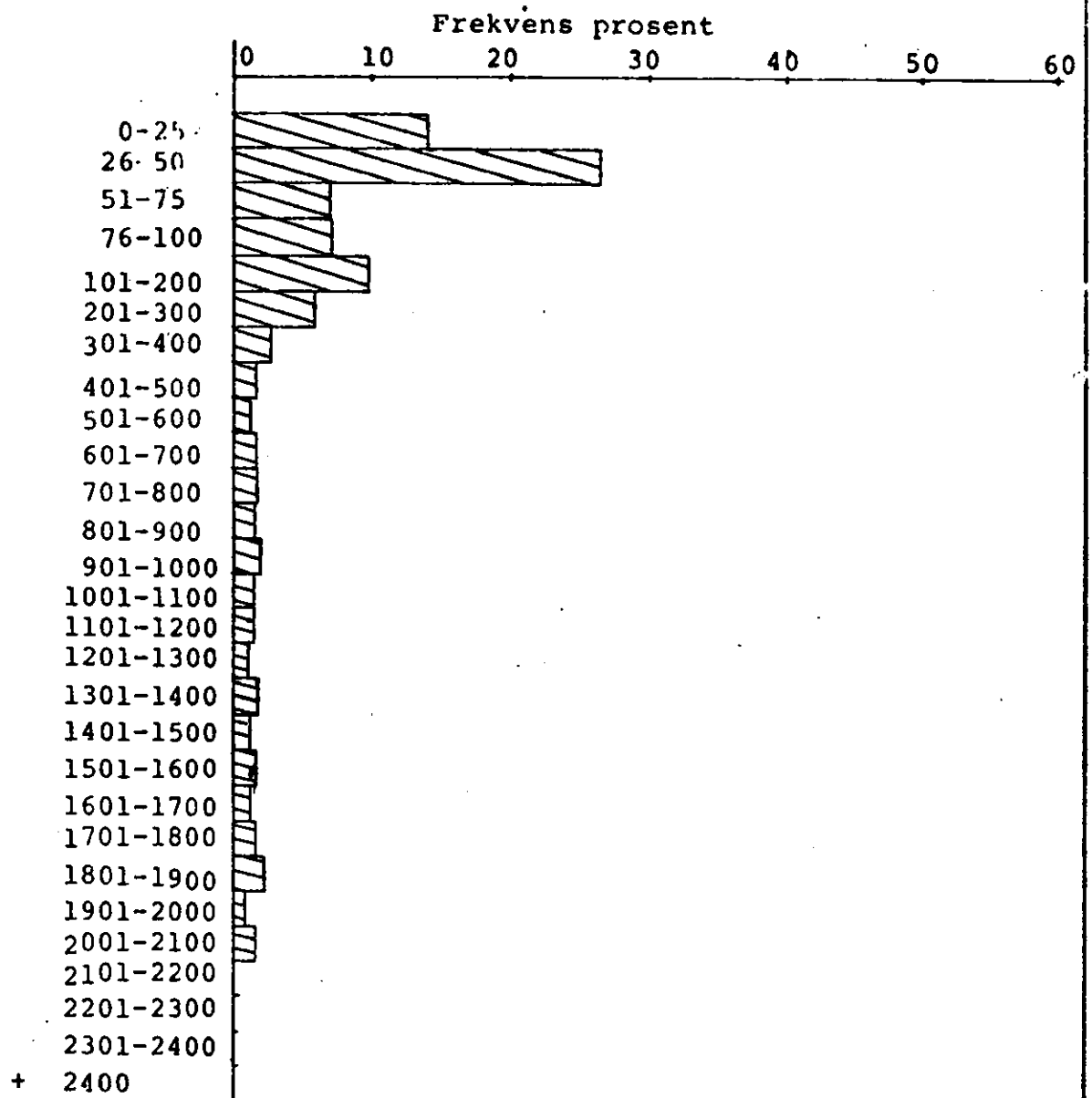
VEIVANN
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

11.7.84



SMÅHAUGENE
HISTOGRAM
Cu gehalter i ppm

11.78 91



SMÅHAUGENE
HISTOGRAM
Nikkelgehalter i ppm

11.7.81