



Bergvesenet rapport nr 5722	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
Kommer fra ..arkiv Grong Gruber AS	Ekstern rapport nr	Oversendt fra Grong Gruber a.s.	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Hovedoppgave i malmgeologi, Oppfølging av områder med malmpotensial i Grongfeltet				
Forfatter Olesen, Odleiv		Dato År 29.12 1980	Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker) Grong Gruber A/S	
Kommune Røyrvik	Fylke Nord-Trøndelag	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad 1924 I	1: 250 000 kartblad Grong
Fagområde Geologi Geofysikk Geokjemi	Dokument type		Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkelsesfelt) Angeltjønn Annlifjell	
Råstoffgruppe Malm/metall	Råstofftype Cu, Zn			
Sammendrag, innholdsfortegnelse eller innholdsbeskrivelse Hovedoppgave for NTH, Malmprospektering i Grongfeltet: Angeltjønnin, Annlifjell og Steinfjellet med VLF-målinger, magnetometri, Apexmålinger, bekkesedimentprøvetaking, jordprøvetaking, detaljekartleging og røsking.				

Notat 07.10.81

HOVEDOPPGAVE I MALMGEOLOGI

FOR

ODLEIV OLESEN

OPPFØLGING AV OMRÅDER MED
MALMPOTENSIAL I GRONGFELTET

NTH, TRONDHEIM

HØSTEN 1980

NORGES TEKNISKE HØGSKOLE

BERGAVDELINGEN



TRONDHEIM - N.T.H.
TELEFON 075-94800

Trondheim, 13.6.1980.

Stud.techn.: O. OLESEN

HOVEDOPPGAVE:

De er tildelt følgende emne for hovedoppgaven:

Oppfølging av områder med malmpotential i GRONGFELTET

Arbeidet blir å utføre ved: Geologisk Institutt NTH og i Grongfeltet

under ledelse av : Dosent R. Sinding-Larsen

i tiden : 15.9.1980 - 15.12.1980

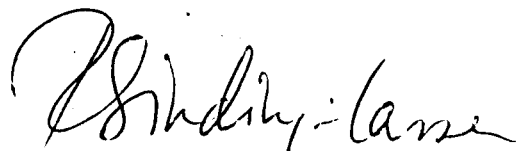
Kandidaten skal utføre arbeidet selvstendig. Litteratur, tegninger eller andre kilder som er benyttet under arbeidet, skal angis i besvarelsen. Forøvrig avgjør faglæreren hvilken støtte kandidaten kan få under sitt arbeid.

Ved arbeider som utføres ute i bedrifter, har kandidaten anledning til å søke opplysninger hos bedriftens personale. Hvis han/hun på denne måten mottar råd eller vink som er av betydning for løsning av oppgaven, må dette anføres i besvarelsen.

Besvarelsen som bl.a. skal inneholde en detaljert fremstilling av arbeidets plan, utførelse og resultater, leveres avdelingskontoret i 2 - to - eksemplarer innen den fastsatte tidsfrist. Besvarelsen (helst maskinskrevet) skal være innbundet og forsynt med oppgavens tittel på første side. Som side 2 inntas en erklæring om at arbeidet er utført selvstendig og i samsvar med høgskolens eksamensreglement.

Søknad om utsettelse med innlevering av oppgaven på grunn av sykdom eller andre dokumenterte vanskeligheter må sendes avdelingen i god tid før innleveringsfristen.

I henhold til eksamensreglementets § 14 blir besvarelsen høgskolens eiendom og kan ikke offentliggjøres uten avdelingens samtykke. Arbeidet blir oppbevart i de respektive institutters arkiv og kan ikke påregnes utlånt.


faglærer

NORGES TEKNISKE HØGSKOLE

BERGAVDELINGEN



TRONDHEIM - N.T.H.
TELEFON 075 94800

HOVEDOPPGAVE for

Navn : O. OLESEN

Studieretning : MALMGEOLOGI

Tekst : Oppfølging av områder med malm potensial i Grongfeltet.

Utfyllende tekst:

En geomatematisk integrasjon av geologiske, geofysiske og geokjemiske variabler innen deler av Grongfeltet har ført til avgrensninger av flere interesseområder for malmprospektering. Innen tre av disse områder skal det utføres geologiske, geokjemiske og geofysiske undersøkelser med henblikk på å evaluere områdenes malmpotensial.

Kandidaten skal delta i dette arbeid i feltet med egen kartlegging og andre observasjoner og i samarbeid med mannskap engasjert av A/S Grong Gruber.

I lys av dette oppfølgingsarbeid skal kriteriene som var benyttet for å lokalisere interesseområdene drøftes og evalueres. Det skal også diskuteres hvilken prosedyre man bør følge når man vil evaluere interesseområder utpekt på grunnlag av denne typen geomatematisk behandling av informasjon.

Arbeidet blir støttet økonomisk av A/S Grong Gruber og selskapets interesser skal ivaretas under arbeidet.

Oppgaven innleveres i 2 - to - eksemplarer til avdelingskontoret + eventuelle ekstra eksemplarer til instituttet etter avtale med faglarer.

Oppgaven utlevert : 15-9-1980

Oppgaven innleveres: 15-12-1980

R. Binding-Larsen

: Bergavd.

Faglarer

ERKLÆRING.

Jeg erklærer herved at jeg bare har benyttet
meg av lovlige midler ved utarbeidelse av denne
hovedoppgaven.

Trondheim, 29. desember 1980

Odleiv Olesen

Odleiv Olesen

FORORD.

Feltarbeidet i Grongfeltet ble utført i tiden 17. juni - 18. juli 1980. Været var ideelt for feltarbeid med stort sett oppholdsvær. Bearbeiding av resultatene har i løpet av høsten foregått ved Geologisk institutt, NTH. Innleveringsfristen ble forlenget fra 15.12.1980 til 29.12.1980 etter godkjenning av faglærer Richard Sinding-Larsen.

Jeg er geolog Arve Haugen og Grong Gruber A/S stor takk skyldig for økonomisk støtte og hjelp i forbindelse med feltarbeidet. De har ordnet med innkvartering, utstyr for geofysiske målinger og geokjemisk prøvetaking og hjelp fra feltassistenter. Bedriften har velvillig lånt ut en rekke rapporter fra tidligere arbeid i feltet. Laboratoriet til Grong Gruber har utført kjemiske analyser.

Jeg vil dessuten takke teknisk og vitenskapelig personale ved Geologisk institutt som har bidratt med hjelp og diskusjoner. En spesiell takk til stipendiat Arne Reinsbakken og faglærer Richard Sinding-Larsen som begge har besøkt meg i felten og har gitt mange interessante opplysninger.

Ved Norges geologiske undersøkelse har bergingeniør Geir Strand vært meget behjelpelig med å gi en god innføring i geodataprojektet. Kjemisk avdeling har dessuten hurtig besørget analyser av jordprøver og bekkersedimenter.

Takk også til feltassistentene Erling Vikan, Kai Heggelund, Tor Åge Brekkvassmo og Geir Ove Hjorthaug for hjelp til geofysiske målinger og geokjemisk prøvetaking.

Sist, men ikke minst, en takk til Elin Trøften som har besørget maskinskrivingen.

INNHold

Side

SAMMENDRAG	1
INNLEDNING	2
1. MALMGEOLOGISKE FORHOLD I GRONGFELTET	3
1.1. Generell geologi	3
1.2. Mineraliseringer	4
1.3. Malmdannelse	7
2. GEOMATEMATISK PRIORITERING	13
2.1. Datagrunnlaget	13
2.2. Databehandling	13
2.3. Litogeokjemiske modeller	14
2.4. Kontroll av rådata	16
3. MALMLETINGSMETODIKK	19
3.1. Geofysikk	19
3.1.1. Innledning	19
3.1.2. Teori - VLF	20
3.1.3. Måleopplegg for VLF	24
3.1.4. Tolkning av VLF-målingene	25
3.1.5. Korrigering av terrengeffekt på VLF	26
3.1.6. Apex-dobbel-dipol EM-instrument	30
3.1.7. Magnetometri	31
3.2. Geologi	32
3.2.1. Detaljkartlegging	32
3.2.2. Røsking	34
3.3. Geokjemi	35
3.3.1. Innledning	35
3.3.2. Jordprøvetaking	35
3.3.3. Bekkesedimenter	38
3.3.4. Analyse	38
3.3.5. Behandling av data	39
4. ANGELTJØNNIN	40
4.1. Feltbeskrivelse	40
4.2. Tidligere utført arbeid	41
4.3. Geologi	41
4.3.1. Regional geologi	41
4.3.2. Bergartene	42
4.4. Mineraliseringer	43
4.4.1. Innledning	43
4.4.2. Broka	43
4.4.3. Angeltjønnin vest	45
4.4.4. Angeltjønnin sør	46
4.4.5. Angeltjønnin øst	50
4.5. VLF-anomali nord for Fiskløysa	50
4.6. Malmdannelse	53
4.7. Malmpotensial	54

	Side
5. ANNLFJELLET	56
5.1. Feltbeskrivelse	56
5.2. Tidligere utført arbeid	57
5.3. Geologi	57
5.3.1. Regional geologi	57
5.3.2. Stratigrafi	57
5.3.3. Bergartene	58
5.3.4. Strukturgeologi	63
5.4. Mineraliseringer	65
5.4.1. Innledning	65
5.4.2. Gammelannlia øst	65
5.4.3. Gammelannlia vest	70
5.4.4. Annlifjellet	72
5.5. Magnetometri	77
5.5.1. Formål	77
5.5.2. Resultat	78
5.5.3. Konklusjon	79
5.6. Prøvetaking av bekkesediment	80
5.6.1. Formål	80
5.6.2. Resultat	81
5.6.3. Konklusjon	81
5.7. Hovedelementanalyse av bergarter	81
5.8. Malmdannelse	83
5.9. Malmpotensial	87
5.10. Forslag til videre arbeid i området	95
6. STEINFJELLET	97
6.1. Feltbeskrivelse	97
6.2. Tidligere utført arbeid	98
6.3. Geologi	98
6.3.1. Regional geologi	98
6.3.2. Bergartene	98
6.3.3. Strukturgeologi	101
6.4. Mineraliseringer	101
6.5. Malmdannelse og malmpotensial	104
7. VURDERING AV RESULTATENE I FORHOLD TIL DEN GEOMATEMATISKE PRIORITERING	107
7.1. Variablenes beskrivelse av de geologiske forhold	107
7.2. Vurdering av variablene	107
7.2.1. Magnetiske variabler	107
7.2.2. Elektromagnetiske variabler	108
7.2.3. Geologiske variabler	109
7.2.4. Geokjemiske variabler	110
7.2.5. Komplekse geokjemiske variabler	113
7.2.6. Intensive og ekstensive variabler	114
7.2.7. Konklusjon	115
7.3. Vurdering av litogeokjemiske modeller	116
7.4. Konklusjon	119
8. PROSEDYRE FOR OPPFØLGING AV GEOMATEMATISKE PRIORITERTE OMRÅDER	120
REFERANSER	121

SAMMENDRAG.

Grongfeltet utgjør en del av den kaledonske fjellkjeden. Stratiforme sulfidforekomster opptrer i metamorfe vulkanske bergarter. Områder av interesse for prospektering er blitt utpekt ved geomatematisk behandling av geokjemiske, geofysiske og geologiske data. Områdene ligger hovedsaklig i Gjersvikgruppen som er antatt å representere en opprinnelig tholeiittisk øybue. Jeg har ved hjelp av geologiske, geofysiske og geokjemiske metoder gjennomført en prospektering etter kisforekomster i tre av områdene: Angeltjønnin, Annlifjellet og Steinfjellet. VLF-målinger, magnetometri, Apexmålinger, bekkesedimentprøvetaking, jordprøvetaking, detaljkartlegging og røsking er utført under arbeidet.

I Angeltjønnin-området er en tynn, men utholdende sone av kopperførende kismineralisering lokalisert. Andre svovelkis- og magnetitt-mineraliseringer finnes også. I Annlifjell-området er et antatt invertert vulkansk senter med en tilførselsone for malmdannende løsninger lokalisert. Massive svovelkismineraliseringer opptrer stratigrafisk over stokkverkmineraliseringen. Kopperkis-mangetkis-mineraliserte blokker er funnet ved et skjerp på en av sonene. I Steinfjellområdet er basemetallfattige disseminerte svovelkisforekomster funnet.

Videre undersøkelser anbefales i første rekke i Annlifjellet, men området øst for Angeltjønnin bør også undersøkes nærmere. Med disse resultatene som grunnlag er geomatematisk behandling av data funnet å være et egnet redskap i malmprospektering. De benyttete variabler synes å beskrive de malmgeologiske forhold i Grongfeltet på en god måte. Noen svakheter finnes imidlertid. Forslag til forbedringer er derfor gjort. Ved videre oppfølging av lignende områder er det viktig å vurdere datagrunnlaget før feltarbeidet begynner.

INNLEDNING.

Denne malmgeologiske hovedoppgaven er kommet istand etter avtale mellom Grong Gruber A/S og Geologisk institutt, NTH.

Prosjektet "Kartlegging av Grongfeltets malmpotensial" startet sommeren 1978 med sikte på å foreta en statistisk bearbeiding av de store mengdene geofysiske, geokjemiske og geologiske data som finnes i Grongfeltet. Prosjektet ble ledet av Dr.ing. Richard Sinding-Larsen. Et resultat av dette arbeidet var lokalisering av flere interessante områder for malmleting.

Oppfølging av tre slike områder er utført som en del av min hovedoppgave. Ett av de tre områdene synes å være mest lovende, og ved bearbeidingen av resultatene har jeg lagt størst vekt på å undersøke dette.

Hovedoppgaven er basert på egne observasjoner i feltet, geofysiske målinger, geokjemisk prøvetaking, analyse-resultater, interne rapporter utlånt av Grong Gruber A/S og støttelitteratur. Geokjemisk prøvetaking og geofysiske målinger er hovedsaklig utført av feltassistenter på mine anvisninger.

1. MALMGEOLOGISKE FORHOLD I GRONGFELTET

1.1. Generell geologi.

Grongfeltet ble i 1920- og -30 årene meget grundig kartlagt av statsgeolog Steinar Foslie. Senere har flere geologer arbeidet i området. I 1970-årene er aktiviteten blitt intensivert, idet et større prospekteringsprogram, Grongprosjektet, ble gjennomført. Som et resultat av dette ble et nytt geologisk kart sammenstilt av Sigbjørn Kollung (1979). Fig. 1.1. er en tektonostratigrafisk skisse av Grongfeltet (Kollung 1979).

De kaledonske bergartene i Grongfeltet ligger i en depresjon mellom to prekambriske massiver, Bjørgefjell i nord og Grongkulminasjonen i sør. Området kan tektonostratigrafisk inndeles i tre enheter: et østlig, et sentralt og et vestlig kompleks. Det østlige ligger strukturelt underst, og det vestlige øverst. Det østlige kompleks består av Sevedekket av sannsynlig prekambrisk alder og dessuten et overliggende, Undre Kølidedekke med ordovisiske og siluriske bergarter. Det inverterte Rantserdekket utgjør sentralkomplekset og er av kambrisk til ordovisisk alder. Det vestlige kompleks som også er invertert, består av Limingendekket med ordovisiske bergarter, og det overliggende Helgelandsdekket av kambrisk eller prekambrisk alder. Limingendekket er sammensatt av Gjersvikgruppen bestående av hovedsaklig vulkanske bergarter og Limingengruppen av sedimentære bergarter.

Gjersvikgruppen er inndelt i følgende enheter (Kollung, 1979):

6. Yngre grønnstein. For det meste Mg/Ca-rike lavaer. Mindre tuffer og agglomerater. Keratofyrer.
5. Midtre grønnstein. For det meste Fe-rike lavaer. Mindre mengder tuffer. Finnbu-formasjonene i Sanddøla, tuff, fyllitt, hornblendeporfyroblastskiifer, kvartsitt og kalkstein.
4. Eldre grønnstein. Amfibolittrik mot sør. For det meste tuffer, mindre mengder lavaer, lokalt agglomerater. Keratofyrer.
3. Homogen amfibolittisk grønnstein
2. Båndet amfibolitt.
1. Båndet hornblendegneiss.

Gjersvikområdet som strekker seg fra innsjøen Limingen og vestover til Steinfjellet, er kartlagt av Lutro (1979). Han deler Gjersvikgruppen inn i følgende tre formasjoner:

Bjørkvatnet-formasjonen. Stilpnomelan grønnstein, lys grønnstein, mørk grønnstein, metaryhodacitt og agglomerat.

Bjørkvassklumpen-formasjonen. Aktiolittskiifer og meta-granodioritt.

Kleiva-formasjonen. Båndet amfibolitt, metagabbro, meta-dioritt og metagranodioritt.

1.2. Mineraliseringer.

Ertzmineraliseringer i Grongfeltet finnes hovedsaklig i vulkanske bergarter. De viktigste tilhører to forskjellige grupper, Gjersvik og Røyrvik (fig. 1.1.). Et stort antall mineraliseringer ligger i den førstnevnte, men bare et fåtall har vist seg å være økonomisk interessante. Disse er Skorovatn med opprinnelig 10 mill.tonn disseminert og massiv pyrittrik malm, og de marginale forekomstene Gjersvik og Skiftesmyr, hver med ca. 2 mill.tonn. Skorovatn-forekomsten ble satt i drift i 1952, og det begynner å nærme

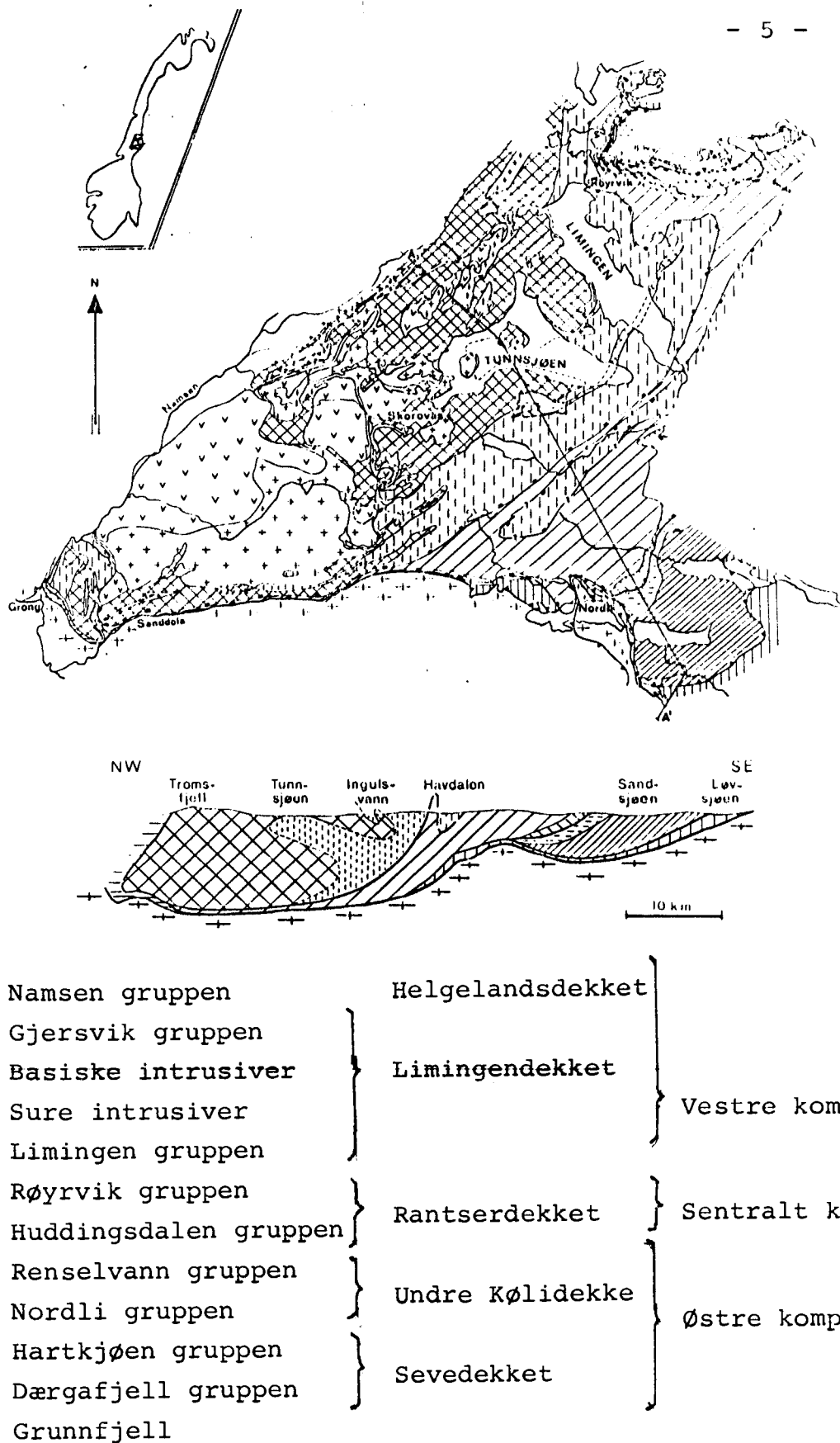


Fig. 1.1. Tektono-stratigrafisk skisse av Grongfeltet med profil A-A' Tromsfjell-Nordli. (Kollung 1979).

seg slutten på malmen. Joma-forekomsten på opprinnelig ca. 17 mill.tonn ligger i Røyrvikgruppen. Den kom i regulær drift i 1972. Vanlig mineralsammensetning i forekomstene er svovelkis, magnetkis, kopperkis og sinkblende.

Den såkalte vasskis er vanlig i Grongfeltet. De er oftest meget tynne, men utholdene (Oftedahl 1958a). Innholdet av base-metaller er meget lite. De består av bare svovelkis og /eller magnetitt. Fra denne typen finnes det overganger til de før nevnte store forekomstene.

Mineraliseringene er hovedsaklig stratiforme og blir ansett som syngenetiske. De er avsatt på havbunnen som kjemiske sediment fra hydrotermale løsninger. Disse såkalte eks-halasjoner er knyttet til vulkansk aktivitet (Halls o.a. 1977, Oftedahl 1958b). Den primære lagdelingen er ofte sterkt forstyrret av senere tektoniske bevegelser.

2. Et viktig trekk ved forekomstene i Gjersvikgruppen er at de større og/eller rikere mineraliseringene finnes i forbindelse med sure ekstrusiver som kvartskeratofyrer og agglomerater (Kollung 1979). Dette gjelder Skorovatn, Gjersvik, Skiftesmyr, Visletta, Lille Tromselv og Nesådalen. Andre mineraliseringer, som f.eks. de i Røyrvikgruppen, har derimot ingen tilknytning til sure vulkanitter. Jaspis og blåkvarts forekommer ofte i de mineraliserte områdene.

I tillegg til forekomstene i vulkanske bergarter finnes også mineraliseringer i intrusivene innenfor Gjersvikgruppen. Dette er magnetkis-, svovelkis, pentlanditt og kopperkis-mineraliseringer i basiske intrusiver og molybden sammen med svovelkis og stedvis kopperkis i kvartsårer og på sprekker i sure intrusiver (trondhjemitter) (Kollung 1979). I den sedimentære Limingengruppen opptrer dessuten kopperkis i arkose. Disse mineraliseringstypene er lite utbredt i Grongfeltet og har til nå ikke vist seg å være drivverdige.

1.3. Malmdannelse.

Gale og Roberts (1974) konkluderer med at bergartene i Grongfeltet er dannet under en øybue-utvikling. De basaltiske grønnsteinene i Bjørkvatn-formasjonen er dessuten påvist å bestå av omvandlete øybuetoileitter (Lutro 1979). Ryhodacitter blir dannet ved differensiasjon av slike basaltiske toleitter (Masuda o.a. 1979). Lutro (1979) har funnet at kvartskeratofyrene i Gjersvikområdet representerer metaryhodacitter.

Malmdannelse ved vulkanske øybuer over subduksjonssoner er beskrevet av Hutchinson (1973). Fig. 1.2. viser dannelsen av en vulkanogen massiv sulfidforekomst i et tidlig stadium av en phanerosoisk øybue. Denne forekomsttypen inneholder Cu og Zn. Hutchinson (1973) påpeker dessuten at de vulkanske bergartene i øybuer er dannet ved magmatisk differensiasjon (fig. 1.2.).

Denne modellen illustrerer dannelsen av bergartene og mineraliseringene i Gjersvikgruppen. Det intermediære leddet i vulkanismen er riktignok i liten grad representert i Gjersvikgruppen, men er bl.a. påvist i Skorovatn-området (Halls o.a. 1977).

Hydrotermal aktivitet er knyttet til denne vulkanismen. Kilden for de malmdannende løsningsene er noe usikker og er mye omdiskutert. Tre typer mineraliseringer dannes under den hydrotermale aktiviteten:

- et stokkverk av årer langs sprekkeene som fører løsningsene ut på havbunnen,
- en linse av massive sulfider utfelt på havbunnen, og dessuten
- et utholdende lag av kvartsførende jernformasjoner dannet fra en omfattende dispersjon av noen bestemte elementer i havvannet.

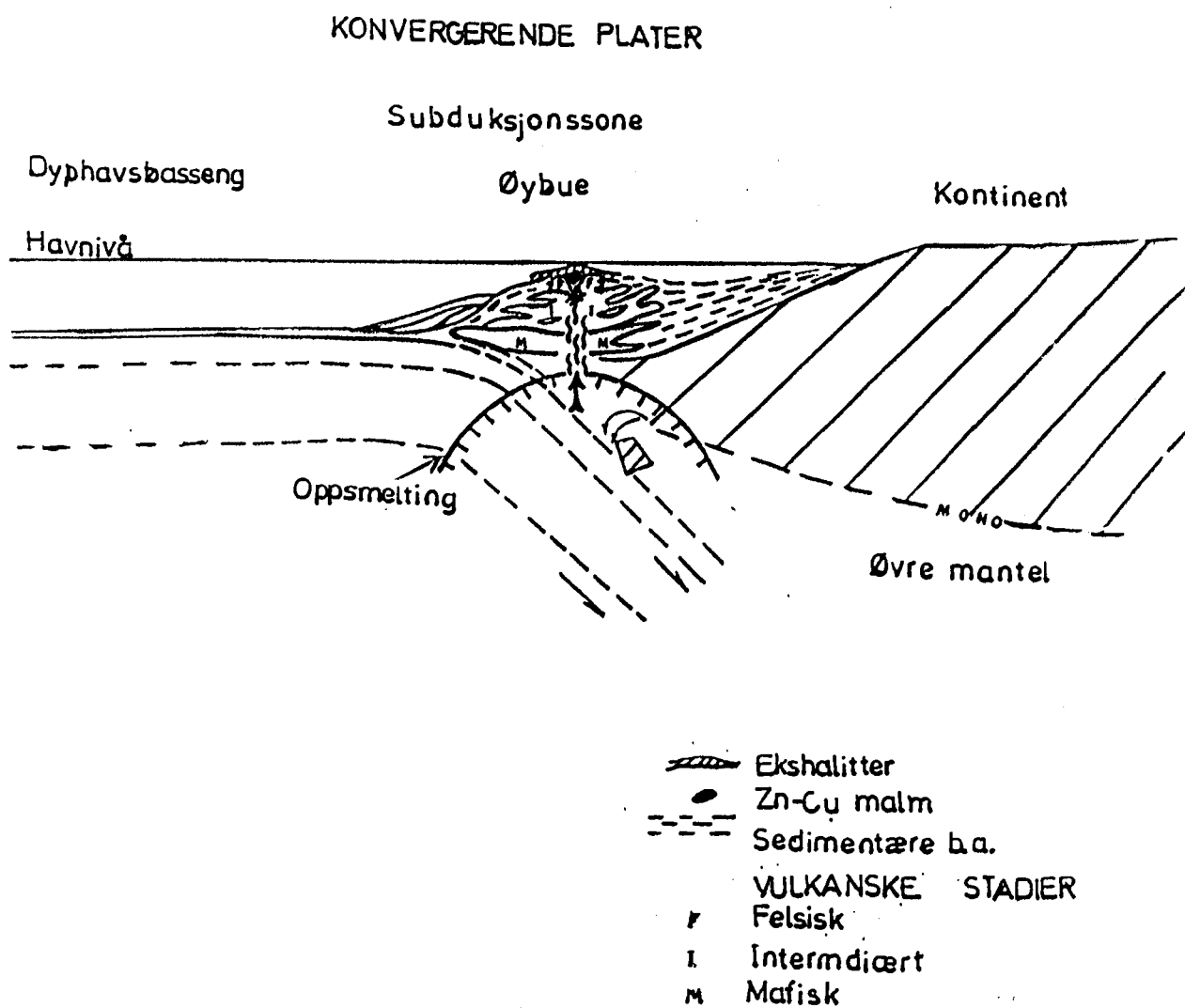


fig. 1.2. Illustrasjon av Zn-Cu-type vulkanogen massiv sulfidforekomst dannet ved en phanerosoisk øybue.
(Fritt etter Hutchinson (1973)).

Mineraliseringene i Gjersvikgruppen viser mange likhetstrekk med de japanske Kurokoforekomster i den miocene Grøntuff-regionen. Dette faktum er bl.a. påpekt av Lutro (1979). Kurokoforekomstene er også nært knyttet til felsiske pyroklaste- og lavaer og er dessuten dannet eksalativsedimentært over en subduksjonssone. På to vesentlige punkter er det imidlertid ulikheter:

1.

Kurokomineraliseringene opptrer sammen med mektige sedimentære bergartssekvenser i tillegg til de vulkanske bergartene (Sato 1977).

2.

Kurokomineraliseringene inneholder stratiforme horisonter av gips og anhydritt i tillegg til barytt og blyglansførende kismineraliseringer (Sato 1977).

Disse forholdene kan imidlertid forklares på følgende måte:

1.

Grøntuff-regionen er dannet nærmere et kontinent enn Gjersvikgruppen og er derfor blitt tilført sedimentert materiale (Sato 1977, Gale og Roberts 1974).

2.

Endringer i havvannssammensetning fra paleozoikum til tertiær har ført til utfelling av andre mineraler som f.eks. ~~barium og kalsium-sulfater~~ (Sangster 1972). Selv om malmdannelsen er noe usikker, mener de fleste geologer at havvann spiller en vesentlig rolle i dannelsen.

I hovedtrekk må derfor de malmdannende prosesser i Gjersvikgruppen og Grøntuffregionen sies å være identiske. Geologiske undersøkelser av Kurokoforekomstene har etterhvert ført til god kjennskap til malmgeneesen. Dette skyldes i stor grad den meget lave metamorfosegraden og liten tektonisk påvirkning.

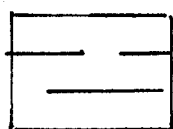
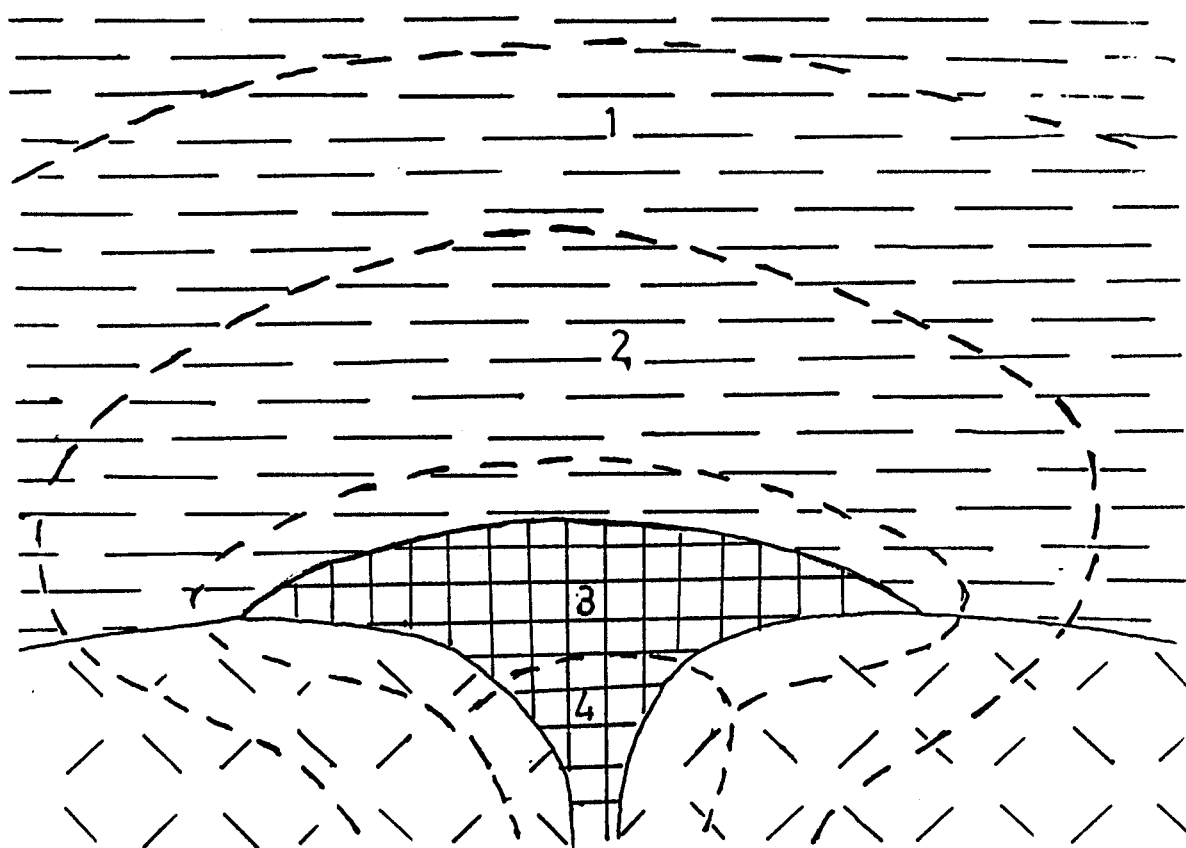
For å kunne vurdere eventuelle nye mineraliseringer i Gjersvikgruppen er det derfor en fordel å ha kjennskap til dannelsen av Kurokoforekomstene. I prospekteringssammenheng

er særlig undersøkelsene av tilførselsonene for de malm-dannende løsningene interessante. Sato og Lambert (1974) har beskrevet mineraliseringene og hydrotermale omvandlinger i og omkring slike soner. Tilførselsoner og omvandlinger er også kjent fra Skorovatn- og Gjersvik-forekomstene (Mellin 1979, Halls o.a. 1977), men er lite undersøkt og beskrevet. Dette kan skyldes de kompliserte tektoniske forhold i disse forekomstene.

Bergartene i Grønntuffregionen har meget lav metamorfosegrad (zeolitt-facies). Mineralene i omvandlingssonen består derfor delvis av leirmineraler. Disse er ikke stabile i grønnskiferfacies. Andre mineraler som f.eks. kloritt, serisitt og kvarts finnes imidlertid under begge metamorfosegrader. Sammenligninger mellom forekomster i de to områdene kan derfor gjøres.

Fig. 1.3. (Sato og Lambert 1974) viser hydrotermale omvandlingssoner omkring en typisk Kurokoforekomst. Sone 4 er assosiert med stokkverkmineraliseringen som består av kvarts, svovelkis og kopperkis. Den ligger umiddelbart under den massive malmen. Sone 3 dekker den stratiforme malmen og de nærmeste bergartene omkring. Tykkelsen i hengbergarten er vanligvis 1 - 20 meter. Sone 2 er meget utholdende og er funnet i hengbergarten i tykkelser på opptil 200 meter. Den er også karakterisert av økende Fe-innhold i kloritten og utvikling av K-feltspat og kvarts. Sone 1 går gradvis over i vanlig zeolittfacies bergarter.

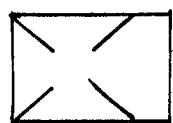
Alle mineraliseringene i Grønntuffregionen finnes i forbindelse med disseminerte mineraliseringer og hydrotermale omvandlinger. Men verdt å merke seg er at de er dannet i en avgrenset tidsperiode på 1 mill. eller 0,3 mill.år (Sato 1977). De vulkanske bergartene spenner derimot over et tidsrom på 10 mill.år. Flere steder i disse bergartene finnes tilførselsoner for hydrotermale løsnings, men bare i den avgrensede perioden er det dannet økonomiske forekomster.



Hengbergart tuff, leirstein etc.



Kuroko-malm



Liggbergart, felsiske tuff-breksjer,
ryholitt etc.

Fig. 1. (Sato og Lambert 1974). Skjematisk snitt viser leiromvandlings-soner omkring Kurokoforekomster.
Sone 1: montmorillonitt, zeolitter, krystobalitt
Sone 2: serisitt, serisitt-montmorillonitt Fe/Mg-kloritt (albitt, K-feltspat)
Sone 3: serisitt, serisitt-montmorillonitt, Mg-kloritt og keolinit
Sone 4: kvarts, serisitt og Mg-kloritt

Når man benytter Kurokomodellen i prospektering, må man være klar over at avvik fra den beskrevne omvandlingssoneringen kan opptre. Slike variasjoner skyldes (Sato og Lambert 1974):

- a - kjemiske og mineralogiske forskjeller i sammensetning av bergarter rundt malmen og permeabiliteten i disse,
- b - fysio-kjemiske forhold i de hydrotermale løsningene og tidsrommet de har virket,
- c - senere metamorfose.

I prekambriske massive kisforekomster i Canada er f.eks. magnesium-metasomatose dominerende i sone 4 (Sangster 1972), mens det altså i Kuroko er hovedsaklig silifisering.

I Gjersvikgruppen vil soner med anrikninger av f.eks. kloritt være vanskelig å identifisere. Årsaken er at bergartene er i lavere grønnskifer- til amfibolitt-facies. Primært innhold av mafiske mineraler er dessuten høyt og vil overskygge en eventuell anrikning av kloritt.

2. GEOMATEMATISK PRIORITERING.

2.1. Datagrunnlaget.

Grongfeltet er inndelt i celler på 500x500 m. For hver celle er informasjon om geologi, geofysikk og geokjemi kodet. Data-grunnlaget for prosjektet har vært følgende (Strand og Sinding-Larsen 1980):

- Foreløpige ikke publiserte geologiske kart fra Grong Gruber A/S og Arne Reinsbakken, NTH. Målestokk 1:50.000
 - Kart for magnetisk totalfelt. Målestokk ca.1:20.000
 - Kart for EM-Imaginær komponent. Målestokk ca.1:20.000
 - Kart for EM-reell komponent. Målestokk ca.1:20.000
- De geofysiske kartene er resultatene av helikoptermålinger gjort av NGU i 1972 og 1974.
- Analyseresultatene av ca. 14 000 bekkesedimentprøver. Alle prøvene er analysert på Cu, Pb, Zn og Ni, ca.10 000 prøver er analysert på V, ca.7959 prøver er analysert på Mn, Fe, Co og Ag, ca.6341 prøver er analysert på Cd og ca. 4142 prøver er analysert på Mo. Prøvetakingskartene for disse prøvene er i målestokk ca. 1:50.000.

2.2. Databehandling.

Opplysningene i dette avsnitt og det følgende (2.3.) er tatt fra prosjektrapport utarbeidet av Strand og Sinding-Larsen (1980).

På grunnlag av det før nevnte datagrunnlaget er det konstruert en mengde variabler, både geologiske, geofysiske og geokjemiske. Disse er laget slik at de på spørsmål kan besvares med ja, nei, vet ikke eller ikke observert. Ved matematisk analyse vil variabler som ikke har noen sammenheng med malm, automatisk falle ut, og variabler som viser seg å ha sammenheng med en kjent malmforekomst, bearbeides videre. Variablene ble tillagt vektorer i forhold til hvor systematisk de karakteriserer modellområdet med den kjente malmforekomsten. Ukjente

cellers mineraliseringspotensial beregnes ved å sammenligne disse med modellcellene. Den matematiske bearbeidingen utføres ved bruk av progamsystemet "Geological Descision Analysis". Resultatet framstilles i form av et kart.

6 modellområder ble brukt. Disse er:

NAVN	MODELL NR.	ANTALL MODELLCELLER
CODEJORD	1	2
SKIFTESMYR	2	2
GJERSVIK	3	3
NESÅ	4	1
VISLETTEN	5	1
JOMA	6	3

2.3. Litogeokjemiske modeller.

Ukjente celler med høyt mineraliseringspotensial ble undersøkt med sikte på å finne en sammenheng mellom geologiske og geokjemiske variabler. Innenfor de vestlige deler av Grongfeltet og i Sanddøla-området fant man at:

1. Pb anomalier i grønnstein følger kvartskeratofyr (celler med keratofyr inneholder også grønnstein).
2. Cu følger Zn og er karakterisert av grønnstein.
3. Ni er karakteristisk for Finnbuformasjonen.

Med dette som grunnlag ble tre såkalte litogeokjemiske modeller med følgende variabler laget, se tabell 2.1.

Verdt å merke seg er at størrelsen på vektene varierer lite. Intervallet er hovedsaklig 0,200 - 0,260 (Fire av vektene har lavere størrelse). Ett område med høyt mineraliseringspotensial fra hver av de tre modellene ble utvalgt for oppfølging:

Code: FIN
Graflom KER
Gross/ GRO

Modell	Område	Antall celler	Celleverdi
LG1	Angeltjønnin	4	9
LG2	Annlifjellet	2	9
LG3	Steinfjellet	1	9

Celleverdiene i nabocellene sees fra henholdsvis bilag 33, 37 og 38

		VEKTER FOR DE GEOKJEMISKE MODELLENE		
		LG1	LG2	LG3
VARIABEL	NAVN	VEKTER	VEKTER	VEKTER
1	MA1	.263	.243	.228
2	MA2	.201	-	.223
3	MA3	.263	.243	.260
4	MA4	.263	.243	.260
5	MA5	-	.243	-
6	IM6	.263	.243	.260
7	IM7	.263	.243	-
8	LE8	.263	-	-
9	RE9	.204	.243	.228
10	RE10	.263	.243	.260
11	RE11	.263	-	.260
12	KER	-	.243	-
13	GRO	-	-	.260
14	FIN	.263	-	-
15	CU	-	.243	.260
16	PB	.263	.243	-
17	ZN	.134	.197	.260
18	NI	.263	-	-
19	CD	-	-	-
20	AG	-	.243	-
28	CUNI*CU	-	.243	.260
29	CUZN*CU	-	.195	.260
30	PBNI*PB	.263	.243	-
31	PBZN*PB	.263	.243	-
32	ZNNI*ZN	-	-	.260
33	ZNMN*ZN	-	-	.181
34	ZNV*ZN	-	.197	.260

Tabell 2.1. Litogeokjemiske modeller.
(Strand og Sinding-Larsen 1980).

LG3 prioriterer i tillegg til Steinfjellet også en celle i Annlifjellet (bilag 38) og en i Angeltjønnin-området (bilag 35). Beliggenheten av områdene framgår av fig. 2.1. og 2.2. De prioriterte cellene er avmerket.

2.4. Kontroll av rådata.

Før oppfølgingsarbeidet startet ble datagrunnlaget undersøkt for å finne eventuelle feilkodinger. Dessuten ble de mest interessante områdene innenfor de utvalgte cellene lokalisert. Det ble da lagt størst vekt på tilstedeværelse av elektriske ledere (bilag 12, 13, 14). I tillegg ble det tatt hensyn til plassering av bekkesediment-anomalier (bilag 18-24). Nabocellene er vurdert på tilsvarende måte, og interesseområdene er på denne måten blitt avgrenset.

Kontrollen av rådataene er gjort i samarbeid med bergingeniør Geir Strand. Han har vært ansvarlig for kodingsarbeidet i prosjektet.

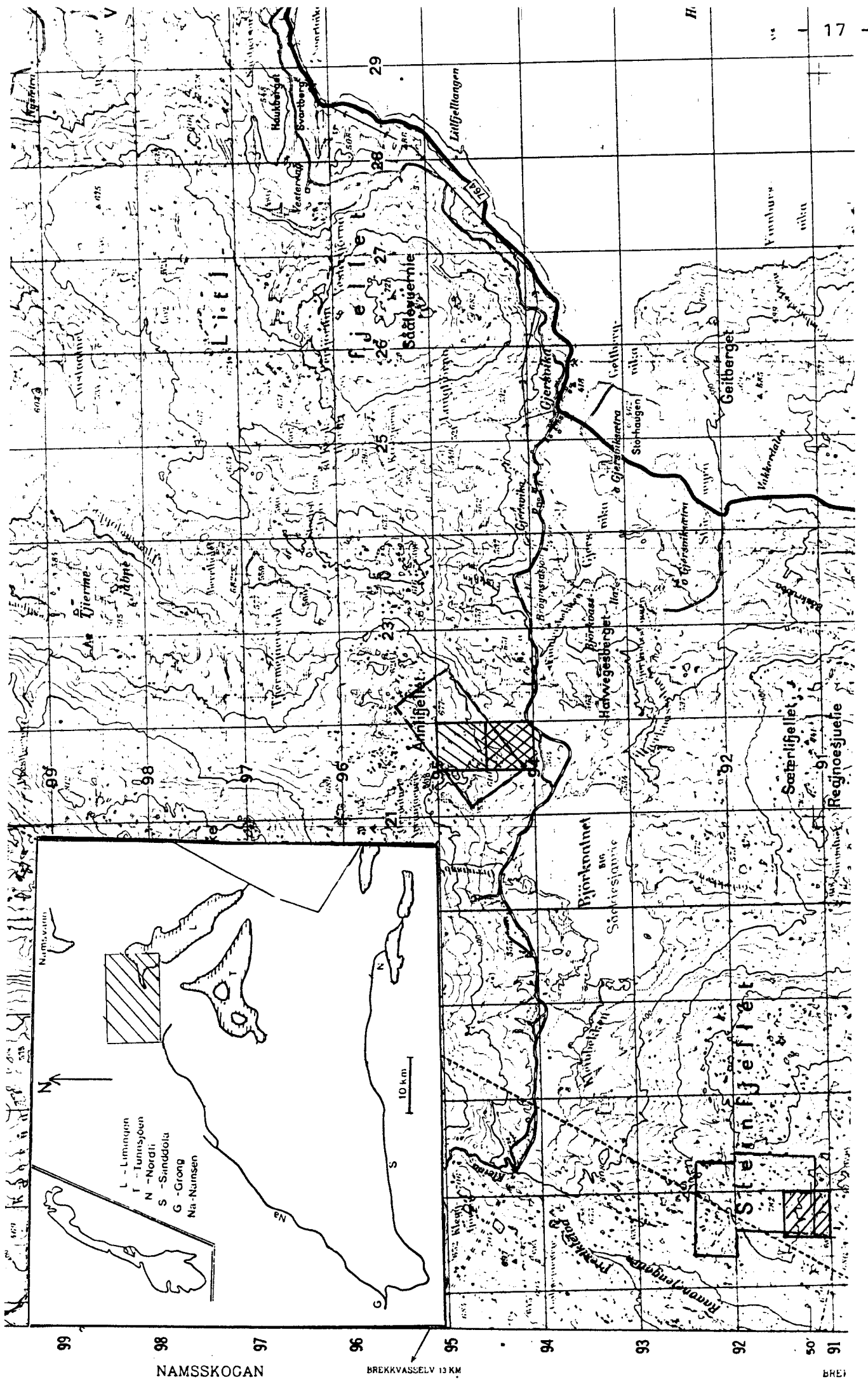


FIG. 2.2. Annfjell- og Steinfjell-områdenes beliggenhet på kartblad 1924 IV Røyrvik

M 1:50.000 Prioriterte celler er skravert:  LG2  LG3

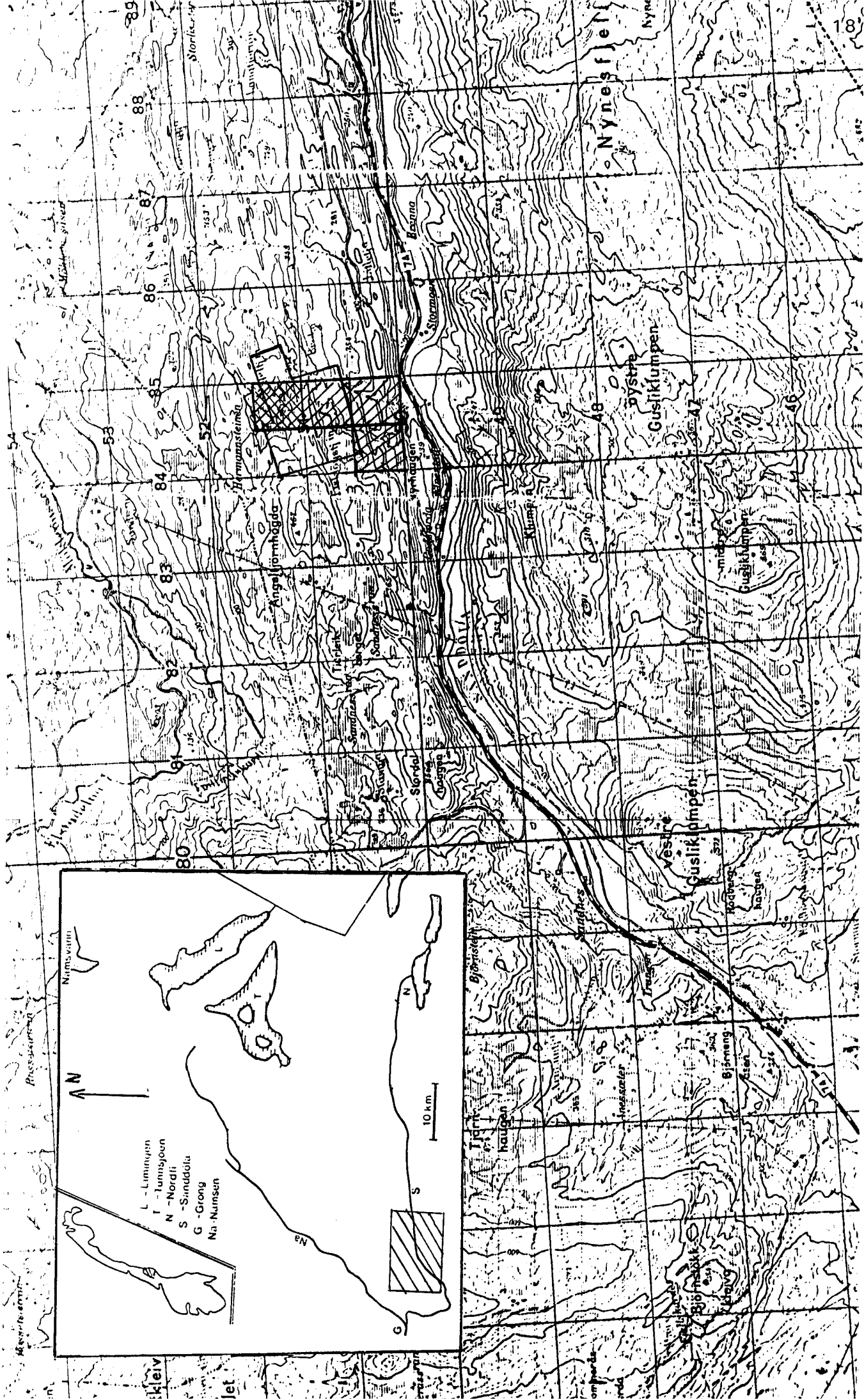


Fig. 2.1. Angeltjønninrådets beliggenhet på kartblad 1823 IV Grong M 1:50.000

Prioriterte celler er skravert:



3. OPPFØLGINGSMETODE

3.1. Geofysikk.

3.1.1. Innledning.

De typer mineralforekomster av økonomisk interesse som en kan håpe å finne i området, er i første rekke stratiforme sulfidforekomster. Den fysiske egenskap ved slike mineraliseringer som er enklest å nyttiggjøre seg i geofysikk-prospektering, er den forholdsvis gode elektriske ledningsevnen. Med unntak av sinkblende (Telford o.a. 1976) har alle de vanligste sulfidmineraliseringene så høy spesifikk elektrisk ledningsevne at en mer eller mindre kompleks sulfidmineralisering normalt vil lede elektrisk strøm langt bedre enn sidebergartene.

Det er derfor naturlig å benytte elektromagnetiske metoder. Disse målingene er hurtige og enkle å utføre. De ble utført med et VLF-instrument, konstruert av Steinar Paulsen, Trondheim og et såkalt Apex-instrument.

I de aktuelle områdene i Grongfeltet er metoden dessuten fordelaktig siden det ikke finnes forstyrrende faktorer i form av kraftlinjer, vannledninger o.l. Løsmasseoverdekningen i området er dessuten liten, slik at eventuelt elektrisk ledende overdekke får liten innvirkning.

Grongfeltet er dekket med elektromagnetiske helikopter-målinger. Det er fordelaktig at samme geofysiske metode benyttes for oppfølging av anomaliene.

Som et hjelpemiddel i den geologiske kartleggingen i Annlifjell-området ble det utført magnetiske målinger. Til dette arbeidet benyttet vi et protonmagnetometer.

I Angeltjønninområdet er SP og magnetometrimålinger tidligere utført (Logn 1971). Profil- og målepunkt-

avstanden er imidlertid stor, og disse målingene kunne derfor ikke brukes som grunnlag for oppfølgingsarbeid. VLF-målinger er derfor også utført i dette området.

3.1.2. Teori - VLF.

VLF-målinger har vært et viktig hjelpemiddel i oppfølgingsarbeidet. Det er derfor naturlig å gi en kort oppsummering av teorien til metoden og tolking av resultatene.

VLF står for "Very Low Frequency" og er en radioteknisk betegnelse som omfatter frekvensområdet 10-25 kHz. Energiseringskildene er radiosendere som egentlig er beregnet på ubåtnavigasjon.

Det elektromagnetiske feltet deles opp i to "komponenter", det elektriske feltet (E) og det magnetiske feltet (H). Den elektriske feltstyrkevektor ($\vec{E}$) og den magnetiske feltstyrkevektor ($\vec{H}$) er i ethvert punkt orientert normalt på hverandre. Begge disse vektorene står igjen normalt på utbredelsesretningen. Denne er bestemt av Poyntings vektor ($\vec{S} = \vec{E} \times \vec{H}$).

Orienteringen av dette systemet påvirkes av følgende faktorer (Geonics Limited 1973):

- 1 - avstanden fra senderantennen til målepunktet
- 2 - atmosfærens elektriske ledningsevne
- 3 - bakkens elektriske ledningsevne
- 4 - topografi.

Avstanden til senderen vil bare unntaksvis være så liten at det har noen betydning. I et teoretisk tilfelle med undergrunn med uendelig god ledningsevne, atmosfære med uendelig stor elektrisk motstand og dessuten en horisontal overflate, gjelder følgende:

$\vec{E}$ er vertikal og $\vec{H}$ er horisontal. Dermed må også utbredelsesretningen være horisontal. Atmosfærens elektriske

ledningsevne er så lav at vi kan neglisjere den uten å gjøre feil av betydning. Grunnen har en viss elektrisk motstand. Dette medfører at den elektriske feltstyrkevektoren $\vec{E}$ ikke er vertikal, men heller framover i energiforplantningens retning. Utbredelsesretningen som alltid er rettet normalt på $\vec{E}$, blir dermed ikke horisontal, men rettes på skrå nedover. Dette gir opphavet til utbredelse av bølgen nedover i jorda. Den magnetiske feltstyrkevektoren $\vec{H}$ blir fremdeles horisontal.

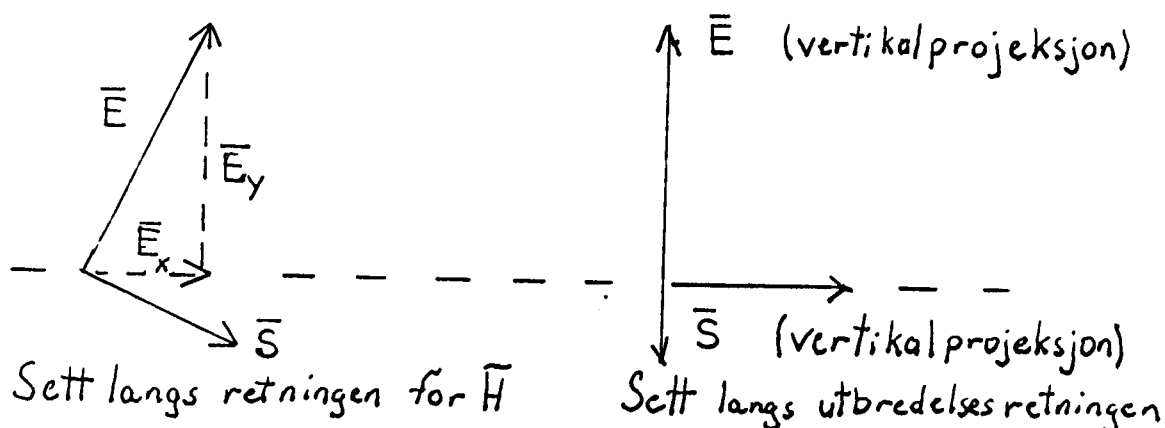


Fig. 3.1. Effekten av begrenset ledningsevne i bakken.

Hittil er det forutsatt at vi har med en plan, horisontal terrengoverflate å gjøre. Når overflaten ikke er horisontal, vil $\vec{H}$ til en viss grad innrette seg langs denne (Baker og Myers 1980). Denne effekten er i bratt terreng så stor at den må tas hensyn til når måleresultatene skal tolkes (Crone Geophysics Limited 1973).

Når en elektrisk leder befinner seg i det primære elektromagnetiske feltet, vil det ifølge vanlig elektromagnetisk teori bli indusert en elektrisk strøm i denne lederen. I tillegg vil variasjon i det elektriske potensialet langs utbredelsesretningen gi såkalte konduktive strømmmer (Lile og Singsaas 1978). Det elektriske feltet i den ene

enden av lederen kan et øyeblikk være positiv, mens den i den andre enden kan være negativ. Denne spenningsforskjellen vil drive strøm gjennom lederen. Effekten er størst i lange ledere. De induktive og konduktive strømmene gir et sekundært elektromagnetisk felt med samme frekvens som primærfeltet. Summen av de magnetiske feltstyrkevektorene måles av mottakerinstrumentet.

På grunn av faseforskyvning mellom sekundær-og primærfeltet vil summering av de to feltene gi en såkalt polarisasjonsellipse. Dette kan bevises matematisk (Geonics Limited 1973). Ellipsen kan illustreres på følgende måte (Lile 1979):

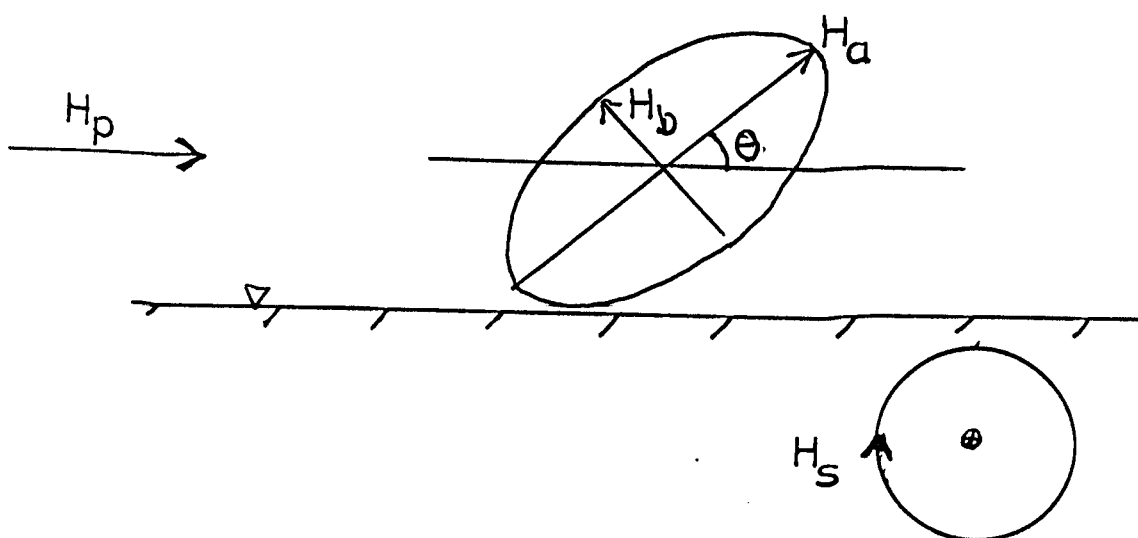


Fig. 3.2. Polarisasjonsellipsen i forhold til primær- og sekundær-feltet.
 H_p = primærfelt
 H_s = sekundærfelt
 H_a (lengste akse i ellipsen) = referansefeltet
 H_b (korteste akse) = imaginærfeltet
 θ = dippvinkelen

Med Paulsens VLF-mottaker måles følgende størrelser i polarisasjons-ellipsen: dippvinkelen θ (vinkelen som referansefeltet danner med horisontalplanet) og forholdet mellom imaginærfeltet og referansefeltet (H_b/H_a). Disse størrelsene benevnes henholdsvis reell komponent og imaginærkomponent. Benevnelsene imaginærfelt og imaginærkomponent brukes noe feilaktig. I generell EM-teori brukes de nemlig i en annen sammenheng.

Langs et profil over en ledende sone i undergrunnen varierer ellipsens form og orientering. Egenskapene til mineraliseringen virker sterkt inn på denne ellipsen. Måleresultatene vil derfor også reflektere disse egenskapene.

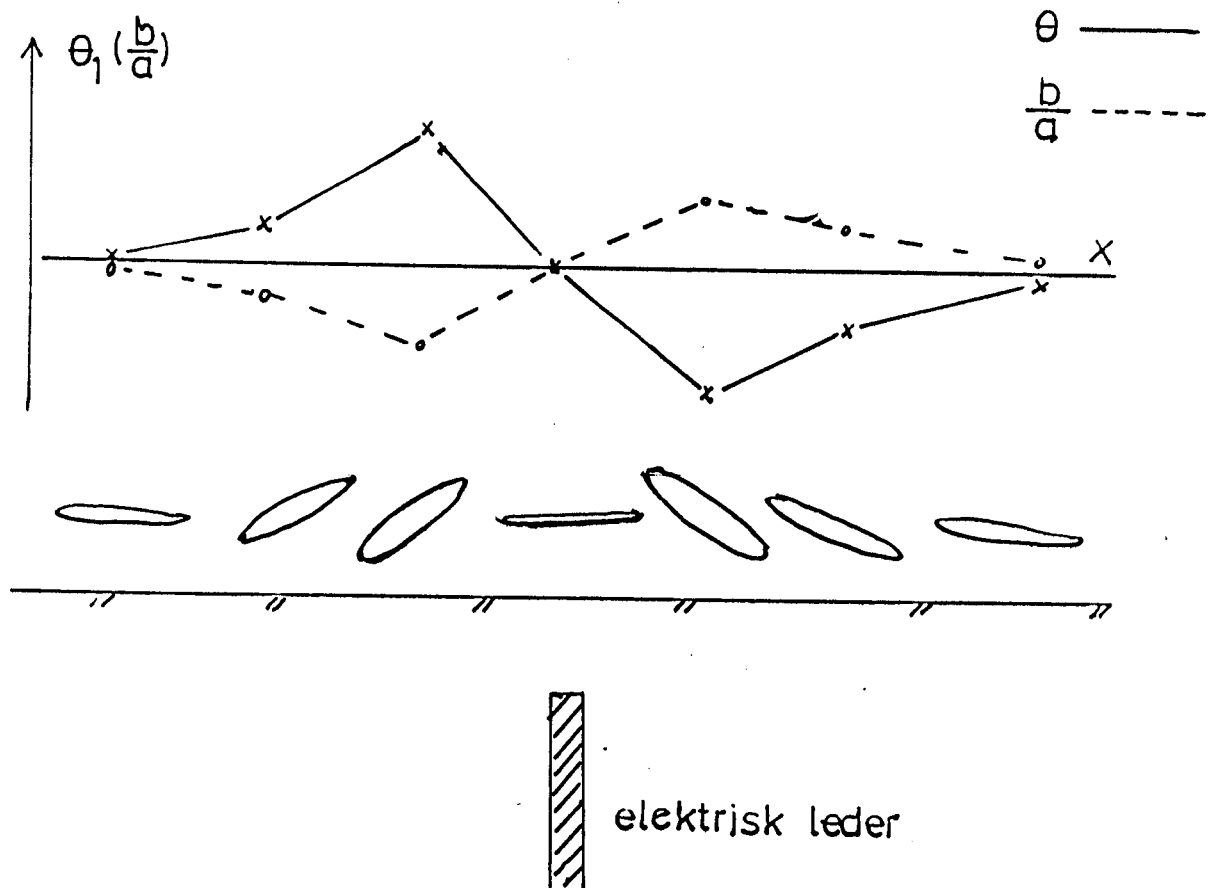


Fig. 3.3. Polarisasjonsellipser og tilhørende dippvinkel og imaginærkomponent målt over en elektrisk leder.

Fig. 3.3. viser et skjematisk VLF-profil (Lile 1979). Ved horisontalt primærfelt og ikke noe annet sekundærfelt i området blir dippvinkelverdien null over utgående. Dette gjelder for steiltstående ledere. Dersom en leder har en liten fallvinkel, blir nullgjennomgangen flyttet flyttet innover langs lederens akseretning (Lile og Singaas 1978).

3.1.3. Måleopplegg for VLF.

For VLF-målinger gjelder følgende: størst mulig anomali får man ved å velge en senderstasjon som gir et primærfelt (= primært magnetisk felt) som har retning nær vinkelrett på den geologiske strøkretningen i området. Dette er selvfølgelig under forutsetning av at en eventuell mineralisering vil ha sin største utstrekning i strøkretningen. I praksis bør senderen ligge i en retning som avviker mindre enn 50° fra områdets dominerende strøkretning (Paulsen 1975).

Måleområdene ble hovedsaklig valgt slik at de dekket anomaliene fra helikoptermålingene. Jeg tok hensyn til at den geografiske plasseringen av slike anomalier stemmer med et par hunder meter (Åm og Vokes 1972). Det ble også lagt vekt på å dekke dreneringsområdet til bekker med anomale bekkesedimenter.

Basislinjen i strekningsnettene er målt ved hjelp av siktetrommel m/kompass og 25 meters målebånd. Profilene er gått med håndkompass og målebånd. Avstanden mellom profilene er 100 m og mellom målepunktene 25 m unntatt ved anomale målinger (dippvinkelvariasjon på 10° eller mer) hvor mellommålinger er foretatt. Målingene ble utført av to feltassistenter.

Under målingene skal man bare benytte en senderstasjon. Skifte av senderetning og frekvens kan føre til feiltolkninger. Under målinger på Steinfjellet førte imidler-

tid sterk vind til problemer med å oppfatte lydsignalene fra JXZ-stasjonen. Signalet fra denne senderen var av meget varierende styrke og var dessuten et morsesignal. For å unngå at målingene ble for tidkrevende og kanskje unøyaktige, skiftet vi over til stasjon GYD. Denne senderen ligger i SV, mens JXZ ligger i NØ. Siden vi konsekvent målte med mottakeren i retning mot senderen, fører denne ombyttingen til fortegnsskifte for både reell- og imaginær-verdiene. Overgangen er gjort mellom profilene 1600X og 1700X. Det er viktig å ta hensyn til dette ved tolkning av målekurvene.

3.1.4. Tolkning av VLF-målingene.

Måleresultatene er framstilt ved plotting av dippvinkel- og imaginærverdiene for hvert målepunkt langs en lineær skala (ordinat) normalt på en null-linje (abscisseakse). Positive verdier plottes over og negative verdier under null-linjen. Hver null-linje markerer en profillinje. Avstanden mellom målepunktene og avstanden mellom profilene er i samme målestokk (1:2500).

Dersom en har med et tynt, dårlig ledende overdekke å gjøre, gjelder følgende ved tolkning av VLF-kurver:

- a - en anomali med positiv imaginær respons (imaginær-kurvens og dippvinkelkurvens gradient har samme fortegn) indikerer en anomaliårsak med lav konduktivitet (Paterson og Ronka 1971),
- b - en anomali med negativ imaginær respons (imaginær-kurvens gradient har motsatt fortegn i forhold til dippvinkelens gradient) tyder på at anomaliårsaken er godt ledende,
- c - små, overflatenære ledere vil oftest gi positiv imaginærrespons (Geonics Limited 1973),
- d - større, dypttrekkende anomaliårsaker gir negativ imaginærrespons,

- e - dippvinkelprofilene viser asymmetri over ledere som ikke er steiltstående. Utslagene er mer utholdende langs malmaksens retning enn i motsatt retning (Geonics Limited 1970),
- f - dybderekkevidden øker med økende motstand i bergartene (Paterson og Ronka 1971).

Ledende overdekning i form av f.eks. leire eller myr gir positiv imaginær respons (Geonics Limited 1970).

3.1.5. Korrigering av terrengeffekt på VLF.

På grunnlag av forsøk i modelltank er det utviklet en metode for topografiske korreksjoner på VLF målinger (Baker og Myers 1980). Størrelsen på dippvinkelkorreksjonen er funnet å være en funksjon av hellingen på terrenget. Denne funksjonen kan illustreres ved hjelp av en graf, fig. 3.4.

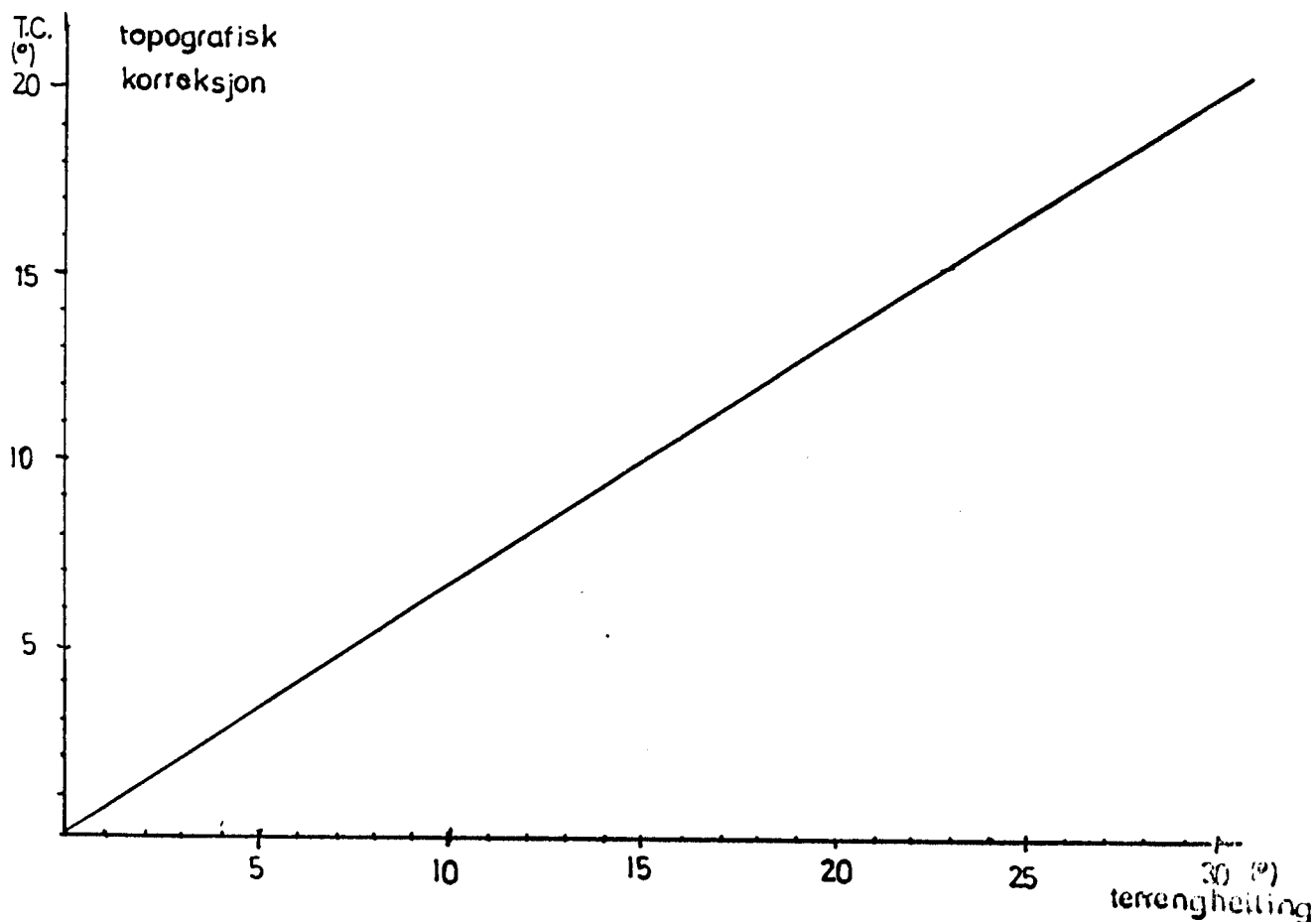


Fig. 3.4. Topografisk korreksjon som funksjon av terrenghellning.
Etter Becker og Myers (1980).

Baker og Myers benytter enheten % for dippvinkelmålingene. På Paulsens VLF-instrument avleses dippvinkelen i gamle grader. Nødvendig avregning er derfor foretatt for grafen i fig. 3.4.

Korreksjonen utføres ved at hellingsvinkelen mellom to målepunkter beregnes, og korreksjonen T.C. finnes fra fig. 3.4. Denne verdien trekkes fra, eventuelt legges til middelveiden av dippvinkel-målingene, R_1^0 og R_2^0 , tilhørende de to punktene:

$$(R_1^0 + R_2^0)/2 \pm T.C.$$

Denne korrigererte verdien plottes midt mellom målepunktene på VLF-profilene.

Dersom man benytter klinometer, kan disse korreksjonene utføres samtidig med VLF-målingene. Metoden var imidlertid ukjent for meg under feltarbeidet. Et økonomisk kartverk (M 1:5000) for Sanddøla-området er derfor brukt for å lage topografiske profil slik at hellingene kan beregnes.

Baker og Myers understreker at små terrengvariasjoner ikke vil ha innvirkning på VLF-resultatene. For å unngå uønskete effekter fra slike variasjoner anbefaler de derfor at korreksjonene utføres med ca. 20 m mellomrom. Mine VLF-målinger er tatt med 25 m intervall. I tillegg er det gjort endel mellommålinger, dvs. 12,5 m mellomrom. I området hvor det var nødvendig å korrigere for terreng-effekt, er dette gjort med 25 m mellomrom.

Metoden som er beskrevet ovenfor tar bare hensyn til terrengvariasjoner langs profilene. Terrengforholdene i senderretningen er også en viktig faktor. En enkeltstående topp vil f.eks. ha mindre effekt enn en lang rygg med utstrekning i senderretningen.

Dette kan forklares ved at ryggen i en viss grad virker som en elektrisk leder (Baker og Myers 1980), og den vil derfor gi en antenneeffekt når den utsettes for et elektro-

magnetisk felt (Lile og Singsaas 1978). Det elektriske feltet (E_x) i grunnen er horisontalt og svinger i retning mot senderen. Et øyeblikk vil den ene enden av ryggen ligge på et plusspotensial, mens den andre i samme øyeblikk kan ligge på et minuspotensial (fig. 3.5.). Det elektriske feltet vil da være størst på midten av ryggen, og dette feltet vil drive en strøm gjennom den. En halv periode etterpå vil det elektriske feltet ha skiftet retning og drive en strøm i motsatt retning.

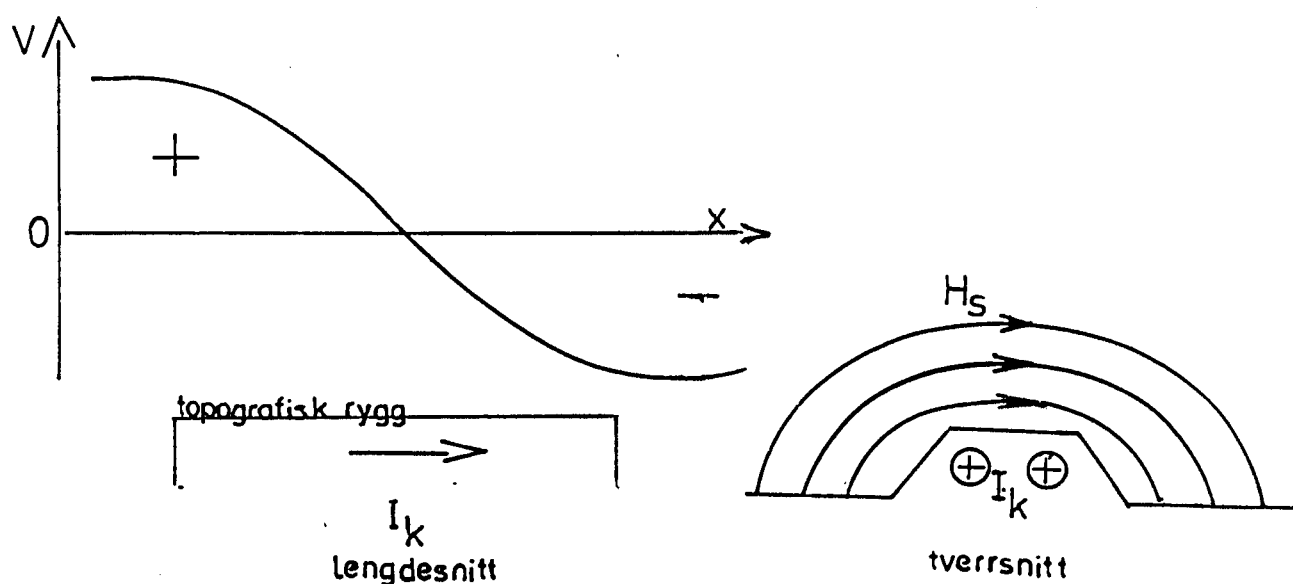


Fig. 3.5. Konduktive strømmer I_k . Generert av elektrisk potensialforskjell i grunnen. Strømmen forårsaker et sekundært magnetisk felt.

Ryggen vil således virke som en langbølge-radioantenne. Under forutsetning av at ryggen er noenlunde rettlinjet og at størrelse og form er ens i lengderetningen, vil strømmen fordele seg jevnt over tverrsnittet.

Denne strømmen vil generere et sekundært elektromagnetisk felt (fig. 3.5.). Det bør bemerkes at slike såkalte konduktive strømmer også vil være tilstede i grunnen under en horisontal jordoverflate (Baker og Myers 1980). Det sekundære feltet vil i dette tilfelle bli horisontalt slik at det ikke virker inn på orienteringen av det totale

elektromagnetiske feltet. Det sekundære magnetiske feltet H_s på tvers av et høydedrag kan da illustreres på følgende måte:

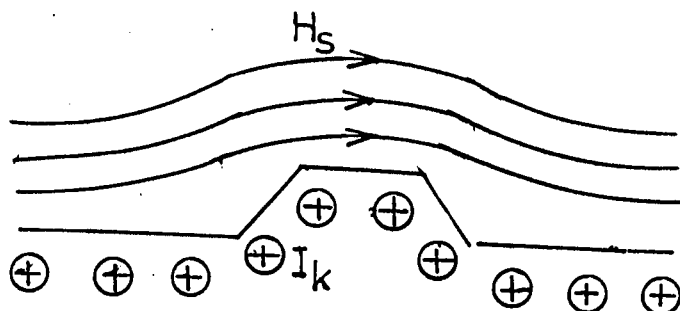


Fig. 3.6. Sekundært magnetisk felt over en rygg.

Hvor stor terrengeffekt et gitt høydedrag vil gi, avhenger av bølgelengden til det elektromagnetiske feltet i undergrunnen.

Denne bølgelengden får man fra følgende ligning (Lile og Singsaas 1978):

$$\lambda_g = \sqrt{2\pi\rho_g/\mu_0 f}$$

der

ρ_g = spesifikk motstand i berggrunnen
 f = radiobølgens frekvens, og
 μ_0 = magnetisk permeabilitet i vakuum

VLF-stasjonen GDY i Skottland sender på frekvens 19kHz .

Spesifikk motstand i metabasalter varierer vanligvis mellom 10^3 og 10^4 m (Lile mtl. meddelelse 1980). Bølglengden λ_g blir for de to ytterpunktene henholdsvis 730 og 2.300 m. Maksimal forskjell i elektrisk potensial fås i høydedrag som har lengde lik $\frac{1}{2} \lambda_g$ eller mer. Men ved $1/4 \lambda_g$ eller lavere vil det også være en elektrisk potensialforskjell tilstede selv om den er mindre. For

at et høydedrag skal gi terrengeffekt bør det altså være 200-550 m langt. Dette avhenger av at den spesifikke motstanden i berggrunnen ligger innenfor det antatte intervall.

3.1.6. Apex-dobbel-dipol EM-instrument.

Dette instrumentet er laget av Apex Parametrics Limited, Ontario, Canada. Det er en elektromagnetisk detektor og basert på påvisning av elektrisk ledningsevne eller ferromagnetiske egenskaper (Apex Parametrics Limited 1976). Instrumentet består av en sender- og en mottaker-spole plassert i hver ende av en ca. 1 m lang ramme. Spolene er skråstilte og parallelle. Senderen genererer et primært EM-felt. Frekvensen er 5 kHz. Aksen til mottakerspolen er vinkelrett på retningen av det primære magnetiske feltet. Mottakeren vil derfor ikke måle dette feltet.

Det primære feltet induserer strømmen i et elektrisk ledende materiale. Disse strømmene danner et sekundært felt som detekteres av mottakeren. Faseforskjellen mellom det sekundære og det primære feltet bestemmes av ledningsevnen i materialet. Instrumentet måler ifase-komponenten (Re) og imaginær-komponenten (Im) av det sekundære feltet. Imaginærkomponenten er 90° ut av fase i forhold til primærfeltet. Generelt gjelder at dess større forholdet Re/Im er, dess større er ledningsevnen i materialet.

Med den korte avstanden mellom spolene får instrumentet liten dybderekkevidde. Denne er oppgitt til maksimum 25 m. Instrumentet er m.a.o. meget anvendelig til kartlegging av utgående av anomaliårsaker og til å finne gode røskepunkter.

Avlesningen er kontinuerlig slik at en kan gå bortover bakken og følge med måleinstrumentene hele tiden. Med litt erfaring kan man ved å gå sikksakk over en anomali

få et inntrykk av utstrekning og mineraliseringsintensitet. Siden man allerede hadde kjennskap til mineraliseringen fra VLF-målingene, ble denne metoden bare unntaksvis praktisert.

Instrumentet ble hovedsaklig brukt til nøyaktig lokalisering av røskegrøfter. Plasseringen ble i grove trekk bestemt på grunnlag av VLF-målingene. Røskepunktene ble påvist direkte i felten uten opptegning av målekurver.

3.1.7. Magnetometri.

a. Teori.

Bergarter og malmer magnetiseres i større eller mindre grad av det jordmagnetiske felt og frembringer forstyrrelser, anomalier, i dette felt. Den magnetiske metode bygger på oppmåling og tolking av slike forstyrrelser. Den magnetiske feltstyrken i et punkt defineres som en vektor lik den mekaniske kraft en enhetsspol ble utsatt for i feltet (Aalstad og Åm 1972). Magnetisk feltsyrrke har altså både størrelse og retning. For å beskrive den trengs tre størrelser.

Bergartenes evne til å la seg magnetisere benevnes magnetisk susceptibilitet eller magnetiserbarhet. Evnen varierer hos de forskjellige mineraler. Magnetitt står imidlertid i en særstilling. I praksis skyldes de aller fleste anomalier en kommer i befatning med, dette mineralet (Aalstad og Åm 1972).

Enheten γ brukes for magnetisk feltstyrke. Feltstyrken varierer fra 60.000 γ ved polene til 30.000 γ ved ekvator. I Grongfeltet er den ca. 51.500 γ

b. Måleopplegget.

Målingene ble utført med et Uni-Mag Proton Magnetometer, Model G-836. Instrumentet er produsert av GeoMetrics,

California. Protonmagnetometre måler totalfeltet, dvs. størrelsen på feltstyrkevektoren. Målenøyaktigheten til instrumentet er 10γ (Geo Metrics 1977).

Målingene ble utført på stikningsnettet for VLF-målingene. I tillegg til VLF-profilene ble også mellomliggende profiler målt. Profilavstanden ble altså 50 m. Målepunktavstanden var 5 og 10 m, avhengig av størrelsen på feltstyrkevariasjonene. Mellom-målinger ble foretatt når differensen var mer enn 200γ med 10 m måleavstand.

For kontroll av eventuelle magnetiske forstyrrelser ble feltstyrken målt på et kontrollpunkt med ca. to timers mellomrom.

Måleverdiene ble tegnet opp på millimeterpapir og koter (isogamer) er trukket gjennom punkter med samme verdier (bilag 7). Intervallet for kotene er i hovedsak 500γ . Et intervall ($51.000 - 51.500\gamma$) dekker et stort ensartet område og er derfor splittet opp i to. I en meget stor anomali er 5.000γ intervall benyttet. Målingene ble bare utført i Annliffjellet.

3.2. Geologi.

3.2.1. Detaljkartlegging.

For å forstå dannelsen av mineraliseringer og senere omforming av disse, er det nødvendig å ha en grundig geologisk kjennskap til feltet. Ved siden av studier av tidligere geologisk arbeid i området, er detaljkartlegging den mest formålstjenlige metoden.

Forekomster av eksalativ-sedimentær opprinnelse er de økonomisk mest interessante i området. Slike mineraliseringer dannes som kjent ved at hydrotermale løsninger trenger opp gjennom bergartene under havbunnen og

sulfider felles ut fra disse løsningene. Den hydro-termale aktiviteten endrer den opprinnelige mineralogien og ofte også den kjemiske sammensetning til bergartene. For å bestemme et områdes malmpotensial er det av største betydning å kartlegge eventuelle disseminerte mineraliseringer og omvandlete bergarter.

Kartlegging av strukturgeologi og stratigrafi er nødvendig for å få en forståelse av mineraliseringens form og retning mot dypet. Bestemmelse av stratigrafisk beliggenhet av interessante mineraliseringer har dessuten interesse for eventuell videre prospektering i nærliggende områder.

Detaljkartlegging er utført på stikningsnettene for de geofysiske målingene. Flyfoto er bare i liten grad benyttet, og da hovedsaklig til kartlegging av strukturgeologi og noen bergartsgrenser. Målestokken for kartbladene Annlifelvet (bilag 2) og Steinfjellet (bilag 3) er 1:2500.

Det tredje området, Angeltjønnin er tidligere detaljkartlagt (Rindstad 1977) i målestokk 1:5000 og ble bare rekognosert for å få kjennskap til bergarter og mineraliseringer. Etter dette arbeidet er noen endringer gjort i det opprinnelige kartbladet. Bilag 1 viser det korrigerte geologiske kartet. Dette er tegnet på økonomisk kartverk i målestokk 1:5000 (kartblad Hermannstein DJ 151-5-3).

Noen områder utenfor stikningsnettene viste seg under arbeidet å være interessante og ble derfor rekognosert.

I den videre bearbeiding av det geologiske materialet fra felten har jeg konsentrert meg om det økonomisk mest interessante, Annlifjellområdet. Tilsammen har jeg fått laget 20 tynnslip og 5 polerslip av bergarter og mineraliseringer fra dette området. I de to resterende

områdene er 3 polerslip og 4 tynnslip mikroskopert. Det ene området er vurdert som klart negativ, mens det andre er detaljkartlagt på forhånd.

I Annlifjellområdet har jeg dessuten fått utført hoved-elementanalyse på 7 prøver. Kvalitative og halv-kvalitative undersøkelser av mineraler i bergarter og mineraliseringer i dette området har jeg utført ved hjelp av røntgendiffraktometri.

3.2.2. Røsking.

For å få friske snitt av de elektrisk ledende horisontene ble det gravd grøfter, boret og sprengt ut prøver. Til boringen benyttet vi en bensindrevet støtbormaskin av type Pico. Sprengstoffet var gummidynamitt og til tenning brukte vi delvis elektrisk og delvis lunte-tenning. Valget berodde på værforholdene (elektrisk tenning kan ikke brukes i tordenvær).

Mineraliseringer ble prøvetatt for analyse og eventuelle mikroskopiske undersøkelser. Mektigheten ble dessuten kartlagt. For analysene la jeg vekt på å ta representative knakkprøver. Hvor mineraliseringen har lagdeling, ble hver horisont prøvetatt. Prøvene ble tatt ved å samle små biter fordelt over mineraliseringen. Bitene var av mest mulig jevn størrelse og ble tatt med jevne mellomrom (ca. 10 cm). På den måten fikk man en representativ prøve av hvert enkelt lag.

Analyser på innhold av Cu, Zn og Pb ble utført av laboratoriet til Grong Gruber. Nedmalte prøver ble oppsluttet i konsentrert HCl og HNO₃ og analysert ved atomabsorpsjon. For mikroskopiske undersøkelser av mineraliseringene ble det laget 8 polerslip og 6 tynnslip.

3.3. Geokjemi.

3.3.1. Innledning.

I Annliffjellet og på Steinfjellet er store deler av områdene snaufjell eller bare dekket av meget tynn morene. Røsking på geofysikkanomalier var mulig, og jordprøvetaking derfor overflødig.

Ved Angeltjønnin er derimot blotningsgraden liten. Men med morenetrykkelse på mellom 0,5 og 1,5 m var det mulig å røske på de VLF-anomaliene som lå utenfor myrområder. Over en VLF-anomali var det imidlertid umulig å påvise noen mineralisering. Jordprøvetaking ble derfor benyttet for eventuelt å kunne påvise en "blind" mineralisering. Samtidig ble det tatt jordprøveprofil i den nord-østlige delen av området. Dette profilet krysser to VLF-anomalier.

I Annliffjellområdet er det dessuten tatt bekkesedimentprøver. Formålet var å finne kilden til tungmetallene i området. I dreneringsområdet til en anormal bekkesedimentprøve finnes nemlig to mineraliserte soner.

3.3.2. Jordprøvetaking.

De dominerende jordprofiler i Angeltjønnin området var podzol og brunjord. Tykkelsen på morenen og de forskjellige lag i profilene varierer mye, likeså jordas vanninnhold. Dette skyldes for en stor del topografien i området. Flere parallellorienterte høydedrag har liten overdekning og er tildels tørre. Retningen på disse følger lagdelingen i bergartene. De mellomliggende fordypningene har tykkere overdekning og er bestemmende for dreneringen i området. Bekker, vann og myrer ligger oftest i disse fordypningene.

Jernpodzol (Låg 1965) er vanligste podzoltype, men stedvis er også jernhumusprofil utviklet. Utfellingslaget (B_2) er ofte rustødt. Brunjordsprofilet er utviklet i de

fuktigste områdene, ofte i nærheten av myr. Humusmengden avtar jevnt nedover i profilet. Flere steder i området fortsetter utfellingslaget helt ned til fast fjell. Jordprøvene ble tatt i to adskilte områder i Angeltjønninfeltet.

a. Fiskløysa - nord.

Jordprøver ble tatt i to korte profil et lite stykke fra en myr. Profilene ligger ved foten av en skråning. topografisk under en VLF-anomali.

Formålet var å avgrense en eventuell lekkasje av tungmetaller fra en "blind" mineralisering. Grunnvannsnivået ligger høyt i dette området, og jordsmonnet er fuktig. Brunjordsprofil er utviklet med et 40-50 cm tykt utfellingslag og et ca. 10 cm tykt humuslag. Brunjordsprofil dannes ofte der grunnvannsstrømmen opptreer parallelt jordoverflaten (Låg 1965).

Dersom en mineralisering ikke ligger for dypt under bakken, vil den bli gjennomstrømmet av grunnvann. Nede i skråningen vil dette vannet nærme seg overflaten, og ved myrkanten vil grunnvannsspeilet falle sammen med myroverflaten.

Cu- og Zn-sulfider har lav motstand mot kjemisk nedbryting (Logn o.a. 1977). De løses opp av vann med lav pH og høy Eh. Surt vann dannes ved oksydasjon av sulfider, f.eks. i en mineralisering. Ved myrer er Eh-verdien lavere, og metaller vil felles ut (Logn o.a. 1977).

Ved å ta jordprøver i utfellingslaget ved myrkanten kan man dermed lokalisere en eventuell mineralisering av basemetall-sulfider. For dessuten å få en oppfatning av bakgrunnsverdiene til Cu og Zn utenom denne sonen ble det prøvetatt et profil på tvers av de førstnevnte. Prøvene ble også her tatt i utfellingslaget, men profiltypen var podzol.

I myrjord som er rik på organisk materiale vil helt andre

affinitetsforhold herske enn det som er tilfelle i et utfellingslag. De fleste metaller vil ha mer eller mindre lett for å binde seg til organisk materiale, noe som medfører at myrprøven ikke kan tolkes på samme måte som andre jordprøver. Sammenligning med tidligere jordprøvetaking i feltet (Logn 1971) ville dermed bli umulig. Direkte prøvetaking i myr er derfor ikke gjort.

Prøveavstanden er forholdsvis stor, 50 og 100 m, og bare 11 jordprøver er tatt. Dette ble ansett å være nok for det nevnte formål. Det interessante området er nemlig avgrenset, og feltet er ellers i grove trekk dekket ved den tidligere prøvetakingen.

Prøvetakingshullene ble gravd opp med stikkspade.

b. Angeltjønnin - øst.

Et 300 m langt profil er prøvetatt. Podzol er vanligst i området, men stedvis er brunjordsprofil utviklet. Overdekningen varierer i hovedsak fra 0,5 m og oppover til mer enn 1,2 m. Enkelte blotninger finnes i området.

Formålet er å påvise eventuelle basemetallførende mineraliseringer i de elektriske lederne som finnes i området. Ved å ~~sammenligne resultatene~~ med jordprøvetaking fra resten av feltet (Logn 1971) hvor mineraliseringene er undersøkt, kan man dra slutninger om malmpotensialet i området.

Prøvetakingen er foretatt langs et VLF-profil. En eventuell mineralisering følger strøkretningen i bergarten og krysses av prøvetakingsprofilet. Tankegangen blir analog med geofysikk-målingene. Eventuelle anomalier vil opptre over eller i nærheten av mineraliseringer. At prøvetakingen ble gjort langs et VLF-profil, bidrar dessuten til å lette tolkningen av resultatene.

Prøvene er tatt nær fast fjell. Variasjon i morene-

tykkelsen fører til at noen prøver er tatt i frisk morene, mens andre måtte tas i utfellingslaget. Dette vil gi forstyrrelser i resultatene. ^{Prøvetakings-}metoden ansees likevel å være fordelaktig. Årsaken er at grunnvann strømmer oftest opptrer i sonen mellom fast fjell og overdekning (Logn o.a.1977). Dersom grunnvannet er metallførende, blir jordsmonnet forurensset. Morenen nært fast fjell vil også ha kortest transportavstand. Mikroblokker av en eventuell mineralisering vil derfor opptre hyppigst i dette nivået.

Kravet om "oppløsningsevne" er ivaretatt ved å velge prøvepunktavstand 25 m. På grunn av tykk myr mangler to prøver, slik at avstanden der blir 50 m.

3.3.3. Bekkesedimenter.

8 prøver er tatt fra små bekker i Annliffjellområdet. Bekkene var tildels uttørket og er sannsynligvis bare vannførende under snøsmeltingen og i nedbørrike perioder. Bekkesedimentene hadde som oftest et lite innhold av humus, og rustutfelling var vanlig, særlig i nærheten av mineraliseringene.

Til prøvetakingen benyttet vi en aluminiumspanne med 180 µm nylonduk.

3.3.4. Analyse.

Etter 4-5 dagers lufttørking i posene ble en fraksjon mindre enn 180 µm siktet ut fra jordprøvene. Prøvene ble analysert med atomabsorpsjon av Kjemisk avdeling, NGU. Analysemetode og laboratorium er forøvrig det samme som er benyttet for tidligere jordprøvetaking i Angelltjønninområdet og bekkesedimentprøvetaking. De 27 jordprøvene og 8 bekkesedimentene ble analysert med hensyn på 4 grunnstoff; Cu, Zn, Pb og Ni.

Cu, Zn og Pb er de økonomisk interessante metallene i eksalativ-sedimentære kisleforekomster. Ni opptrer meget sjelden i slike mineraliseringer og er ikke kjent fra

forekomster i vulkanske bergarter i Gjersvikgruppen. Ni kan derfor brukes til å avsløre falske anomalier. Mangan felles f.eks. ut i oksyderende miljø. Samtidig med Mn kan mange andre elementer (som f.eks. Zn, Co, Ni og Cu) falle ut, og det dannes en falsk anomali (Logn o.a. 1977). Dersom Cu- og Zn-anomalier opptrer sammen med Ni-anomalier, er det grunn til mistanke om at anrikningene skyldes Eh-pH-forhold. Oppkonsentreringen har m.a.o. skjedd fra gjennomstrømmende vann uten anomalt innhold av metaller.

3.3.5. Behandling av data.

Det lave antall prøver gjør det lite formålstjenlig å behandle dataene statistisk. Bare middelveier i tillegg til maks- og min-verdier er derfor beregnet for de to jordprøvetakings-områdene og det ene bekkesediment-området.

Analyseverdiene er plottet på kartene som er laget av Logn (1971) (bilag 25-27). I tillegg er jordprøveprofilen tegnet sammen med VLF-profilen langs 1500x (fig. 4.3.).

Plasseringen av bekkesedimentene i Annliffjellet er angitt på bilag 8.

4. ANGELTJØNNIN.

4.1. Feltbeskrivelse.

Området ligger på nordsiden av Sanddøla-dalen, ca. 15 km øst for Formofoss. Det er i stor grad skogkledd og ligger mellom 300 og 400 m over havet. Betydelige deler utgjøres også av myr og tjern (fig. 4.1.).



Fig. 4.1. Typisk terreng ved Angeltjønnin . Fotoet er tatt i nordlig retning fra 900y, 1000 y. Søre Angeltjønn i bakgrunnen.

Blotningsgraden er liten. Blottede områder ligger hovedsaklig på øst-vestgående høydedrag. Disse er parallelle med lagdelingen av bergartene.

Dreneringen er både sørover mot Sanddøla og nordover mot Møklevatnet. Fem tjern finnes i området. Disse er Angeltjønnin i nord, Broka i øst og Fiskløysa og Sørfisk-

løysa i sørvest. Stikningsnettet er 1300 m langt og 800 og 900 m bredt. Flere av profilene er forkortet på grunn av det store antall tjern. Adkomsten til feltet skjedde ved å kjøre riksveien opp Sanddøla-dalen og enten gå opp dalsiden eller kjøre innover en skogsbilvei til Lilletjern, ca. 3 km nord for feltet, og gå derfra.

4.2. Tidligere utført arbeid.

Regionalt er området beskrevet av bl.a Kollung (1979). Sanddølaområdet er dessuten detaljkartlagt i målestokk 1:5000 av Rindstad (1977). Angeltjønninområdet dekkes i helhet av dette geologiske kartet.

To skjerp er beskrevet innenfor feltet (Ofstedahl 1958a). En georekognosering (Logn 1971) er gjennomført i sørvestre del av Sanddøla-området. Dette programmet er utført av Norges geologiske undersøkelse etter oppdrag fra Grong Gruber. Selvpotensial (bilag 29) og magnetometri (bilag 30) er målt i tillegg til jordprøvetaking (bilag 25, 26 og 27) og prøvetaking av skjerp. Profilavstanden for både geofysikk og jordprøvetaking er 150-750 m, og måle- og prøve-punktavstand er 6 - 50 m. Angeltjønnin-området dekkes av fire N-S-gående og et Ø-V-gående profil. Området er dessuten dekket av helikoptergeofysikk og bekkesediment-prøvetaking (bilag 9, 12, 15, 21-24).

4.3. Geologi.

4.3.1. Regional geologi.

Området ligger i helhet innenfor Gjersvikgruppen. Denne er i Sanddølaområdet inndelt i tre enheter (Kollung 1979):

Finnbu-formasjonen	mest tuff og fyllitt
Mitre grønnstein	mest lava
Eldre grønnstein	mest tuff.

Intrusiver av metagabbroer og trondhjemitter finnes i mitre og eldre grønnstein. Kollungs enheter er av Rindstad

(1977) benevnt henholdsvis Finnbuformasjonen, Lavaformasjonen og Skiftesmyrformasjonen. Bergartene er invertert og er dessuten i amfibolittfacies. Angeltjønnin-området dekkes i sør av Finnbuformasjonen og i nord av Lavaformasjonen. Finnbuformasjonen er av Rindstad (1977) inndelt i 10 enheter.

4.3.2. Bergartene.

Geologisk kart over området (bilag 1) med inndeling i bergartsenheter bygger delvis på Rindstads kartlegging og delvis på egne observasjoner.

a. Finnbuformasjonen.

Lyse grønnskifre. Lyse, kalkrike, basiske tuffer, med eller uten kalk, ofte med sure bånd. Biotitt- og kalkspatfenokrystaller finnes.

Undre, mørke grønnskifer. Mørke, båndete, basiske tuffer, med eller uten kalk. Tynne sure bånd. Synlige amfibolnåler (1-3 mm). Fører stedvis feltspatporfyrer.

Øvre, mørke grønnskifer. Mørke, amfibolittiske, godt folierte i tildels svakt båndete bergarter. Vekslede agglomerater og lavaer. Kan ha feltspatporfyrer.

Hornblendeporfyroblastskifre. Båndete basiske tuffer med store hornblendnåler (5-30 mm). Hornblenderike og kalkrike bånd. Inneholder også garbenskifer. Veksler dessuten med grønnskifer.

Fyllittiske skifre. Båndete og kalkrike. Meget skifrige.

Kvartskeratofyr. Godt foliert med granater og hornblendnåler.

b. Lavaformasjonen.

Grønnstein. Mørke, tett og godt foliert. Stedvis er agglomeratstrukturer utviklet. Kantete til avrundete fragmenter kan sees. Agglomerater har ofte en presset struktur.

Hornblendeporfyroblastskifre. Båndete basiske tuffer med store hornblendenåler (5-30 mm). I veksling med kloritt-rike grønnskiferbånd.

Kvartskeratofyr. Ca. 2 m bred, lys grå, finkornet og svakt skifrig. Ca. 1 mm store, røde granater opptrer.

c. Intrusiver.

Metagabbro. Middelskornet, spettet mørk og lys grønn bergart. Massiv til skifrig.

I tillegg til Rindstads enheter er en fyllittisk skifer og en metagabbro kartlagt ut i Finnbuformasjonen. I Lavaformasjonen er en kvartskeratofyr og en hornblendeporfyroblastskifer kartlagt. Kvartskeratofyren strekker seg østover og ut av Rindstads kartlagte områder. Dessuten er fire blåkvartsbenker lokalisert.

Skifriheten i området er ensartet. Strøkretningen er 80-100 S og fallet er nordlig 70-90^g. Lagdelingen og mineraliseringene i området er parallelle skifriheten.

4.4. Mineraliseringer.

4.4.1. Innledning.

Fire mineraliserte soner finnes i området. Disse er:

- Broka
- Angeltjønnin vest
- Angeltjønnin sør
- Angeltjønnin øst

4.4.2. Broka.

Tynne, men rike striper på svovelkis i grønnstein er beskrevet av Oftedahl (1958a). Skjerpet ligger i Sagbekken (1135x, 635y) 100 m nedenfor utløpet til Broka. En 15-20 cm tykk benk av kvartsholdig, massiv, fin-middelskornet svovelkis er blottet. Bekken går parallelt sonen et stykke slik at mineraliseringen er blottet tre steder. Strøklinjen

er 88^gN og fallaksen 85^g mot N. Mineraliseringen ligger i mørk grønnskifer, av Rindstad (1977) beskrevet som mørke basiske tuffer.

Skjerpet er prøvetatt (20-30 prøver fra utskutt masse) under georekognosering (Logn 1971).

	Cu ppm	Zn %	Pb ppm	Ag ppm	Ni ppm	V ppm
Aritm.middel	191	0,08	26	2	109	84
Median	193	0,08	24	1,6	107	76

Tabell 4.1. Analyseresultat fra Broka skjerp. (Logn 1971)

Tabell 4.1. viser middelveiene for analysene. Høyeste Zn-innhold i enkeltprøve er 0,16 %. Gehaltene er små, og den prøvetatte mineraliseringen betraktes derfor som uinteressant.

VLF-målingene (bilag 4) viser at sonen går gjennom hele Angeltjønninfeltet. Imaginær-responsen varierer fra positiv i vest til negativ i øst. Sonen har altså best lednings-evne i den østlige delen. I forhold til de andre VLF-sonene i Angeltjønnin-området er dippvinkel-utslagene store. Dette må derfor være den mest intense mineraliseringen i området.

Bortsett fra skjerpet i Sagbekken er sonen overdekket. Jordprøver er tatt langs hele sonen (Logn 1971) (bilag 25-27). Disse viser noen Cu-anomalier sør for skjerpet. I de vestlige deler av sonen finnes ingen anomale områder. Det er derfor usannsynlig at sonen er anriket på tungmetaller i dette området. Videre oppfølgingsarbeider i form av f.eks. røsking er derfor ikke funnet tilrådelig.

4.4.3. Angeltjønnin vest.

To skjerp ca 200 og 500 m vest for Angeltjønnin er beskrevet som tynne render av svovelkis i grønnstein (Ofstedahl 1958a). Detaljkartlegging av Rindstad (1977) viser at det vestligste skjerp (360x, 1150y) ligger i en tuffittisk horisont bestående av grønnskifer. Det samme skjerp er prøvetatt under georekognosering (Logn 1971). Analyser fra 20-30 utskutte prøver viser følgende middeltall:

	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Ag ppm	Ni ppm	V ppm
Aritm.middel	80	23	23	1,5	39	29
Median	76	18	19	1	37	15

Tabell 4.2. Analyseresultat fra skjerp vest for Angeltjønnin. (Logn 1971).

Gehaltene av basemetaller er ubetydelige. Jordprøver tatt langs et profil (Logn 1971) over skjerp viser ingen anomalier (se bilag 25-27). Et profil 170 m lengre vest viser derimot små anomalier for Zn og Cu.

VLF-målingene viser størst utslag på profilene ved skjerp. Ledningsevnen er lav til middels. Anomaliene avtar noe østover (se bilag 4). Denne østlige delen av sonen ligger nær meget anomale jordprøver (Logn 1971) ved 850x, 1050y.

For å bekrefte en eventuell anrikning av basemetaller østover langs sonen ble derfor en røskegrøft gravd ved 750x, 1150y. Utsprengte prøver i 10 meters lengde viser noen 5-15 mm tykke bånd av finkornet, massiv, kvartsholdig magnetitt og to ca. 15 mm tykke bånd av finkornet kvarts med tett impregnasjon av middelskornete, euhedrale svovelkiskorn. Mineraliseringen ligger i en hornblendeporfyroblastskifer. Disse antas å representere rekrySTALLISerte basiske tuffer (Rindstad 1977).

To prøver er tatt av svovelkismineraliseringen, og analyse utført av Grong Gruber, ^{viser} et Cu-innhold på 0,04 % og 0,02 %. Pb og Zn er ikke funnet i påviselige mengder.

De to skjerpene i området er lokalisert under feltarbeidet. De ligger i en bekk som renner ut i Angeltjønnin. Det vestligste er gjenfylt av løsmasser, men stuffer av fintil middels-kornet svovelkis ligger i nærheten. Bånd av grønnskifer er blottet i kanten av bekken. Disse ligger i en hornblendeporfyroblastskifer.

Det østligste skjerpet (560x, 1200y) ligger 30 m nord for VLF-indikasjonene og hører derfor ikke til hovedsonen. Mineraliseringen består også her av tynne bånd av magnetitt og svovelkisimpregnert finkornet kvarts. Båndene ligger i vekslende hornblendeporfyroblastskifer og grønnskifer.

4.4.4. Angeltjønnin sør.

Sonen markeres med VLF-utslag på alle profilene fra 600x, 1000y og østover gjennom hele feltet til 1600x, 1020y. Anomaliene er små og har positiv imaginær-respons, dvs. lav ledningsevne.

Sonen syntes likevel å være interessant fordi den faller sammen med høye jordprøveanomalier ved 850x, 1000y (Logn 1971). Zn-verdiene er mest anomale, men også for Cu er de betydelige (bilag 25 og 26). Området ved den vestligste del av anomalien dreneres dessuten til Fiskløysa. Ved utløpet av dette tjernet viser en bekkesedimentprøve anomalt innhold av Cu og Zn (bilag 25-27).

Sonen er tildels overdekt av myr. En 10 m lang røskegrøft kunne imidlertid graves ved 1100x, 1010y. Utsprengte prøver viser noen 10-25 mm tykke bånd av kvartsholdig, middels-kornet kis i grønnskiferbenker. Disse opptrer i dm-skala og veksler med hornblendeporfyroblastskifer (bilag 1) Et 25 mm tykt bånd ligger ved 1007y, mens noen tynnere

finnes ved 1012y. Strøkkretningen til mineraliseringen er 79°N og fallvinkelen 80° mot N.

Mineraliseringene består av hovedsaklig middelskornet svovelkis og kvarts. Dessuten opptrer finkornet magnetitt, ilmenitt og kloritt. Ilmenitten inneholder hematittlameller. Elongerte korn av ilmenitt og kloritt er parallellorienterte. Kopperkis opptrer som opptil 1 mm store anhedrale korn, både som sprekkefyllinger og inneslutninger i svovelkis og langs korngrensene til svovelkis.

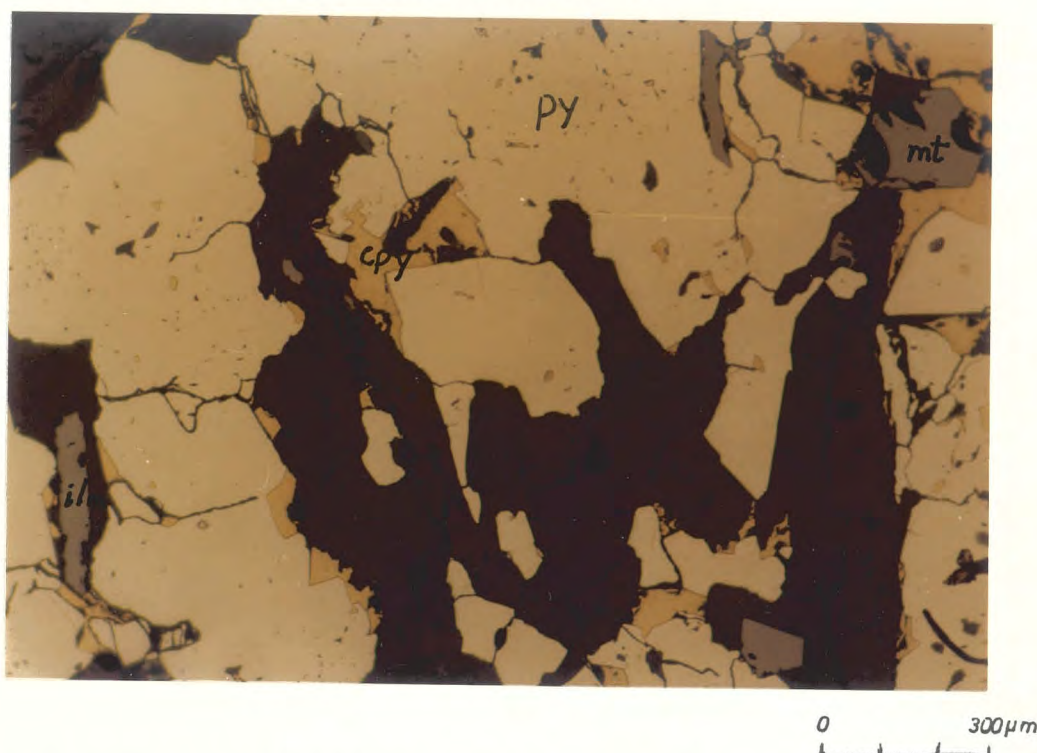


Fig. 4.2. Kismineralisering ved 1100x, 1007y. Kopperkis (cpy) som inneslutninger, på sprekker og langs korngrensen av svovelkis (py). Magnetitt(mt) og ilmenitt (ilm) opptrer også mellom svovelkiskorn.

Inneslutningene er oftest mindre enn 0,1 mm, men de opptrer i et stort antall. Analyser utført av Grong Gruber for to prøver viser forholdsvis høyt innhold av Cu: 0,99% og 1,40 %. Zn og Pb er ikke funnet i påviselige mengder (dvs. mindre enn 0,01 %).

Grønnskiferbånd i dm-skala har godt utviklet planstruktur

og består av hovedsaklig epidot og kloritt i tillegg til mindre mengder plagioklas og kvarts. Svak impregnasjon av fin-middelskornet svovelkis, magnetitt og ilmenitt finnes. Svovelkiskornene har kopperkisinneslutninger.

Hornblendeporfyroblastskiferen har høyere innhold av plagioklas og kvarts enn grønnskiferen og fører i tillegg til epidot og kloritt hornblendeporfyroblaster. Disse er 0,5-1 mm tykke og 10-20 mm lange. I denne bergarten opptrer også tynne (10-30 mm) horisonter av finkornet kvarts. Disse har stedvis på grunn av finkornet magnetitt, blåsort farge og kan derfor betegnes blåkvarts. Svovelkis, magnetitt og ilmenitt opptrer også spredt i hornblendeporfyroblastskiferen.

Grønnskiferen representerer tuffittiske bånd, og hornblendeporfyroblastskiferen er rekrystalliserte basiske tuffer (Rindstad 1977).

Mineraliseringen antas også å føre kopperkis i den østligste delen av sonen. Jordprøvetaking langs profil 1500x viser nemlig anomalt innhold av Cu i jordsmonnet ved 1025 og 1100y (fig. 4.3.).

Forekomsten har visse likhetstrekk med Godejordsonen som strekker seg i vestlig retning ca. 3 km sørvest for Angeltjønnin. Den er ca. 1 km lang, men ligger i et annet stratigrafisk nivå enn Angeltjønnin sør. Godejordsonen består hovedsaklig av svovelkis og kopperkis i kalkholdig hornblendeskifer (Kollung 1979).

I de østlige deler har den en meget kompleks mineralogi med mineraler som fahlerts, Ag-Cu-Te-sulfider og elektrum i tillegg til blyglans, kopperkis og sinkblende (Bergstøl og Vokes 1974, Bergstøl 1977).

Verdt å merke seg er at Skiftesmyrforekomsten ligger 2 km nord for Angeltjønnin, men den ligger i den såkalte eldre grønnstein (Kollung 1979).

Tegnforklaring:

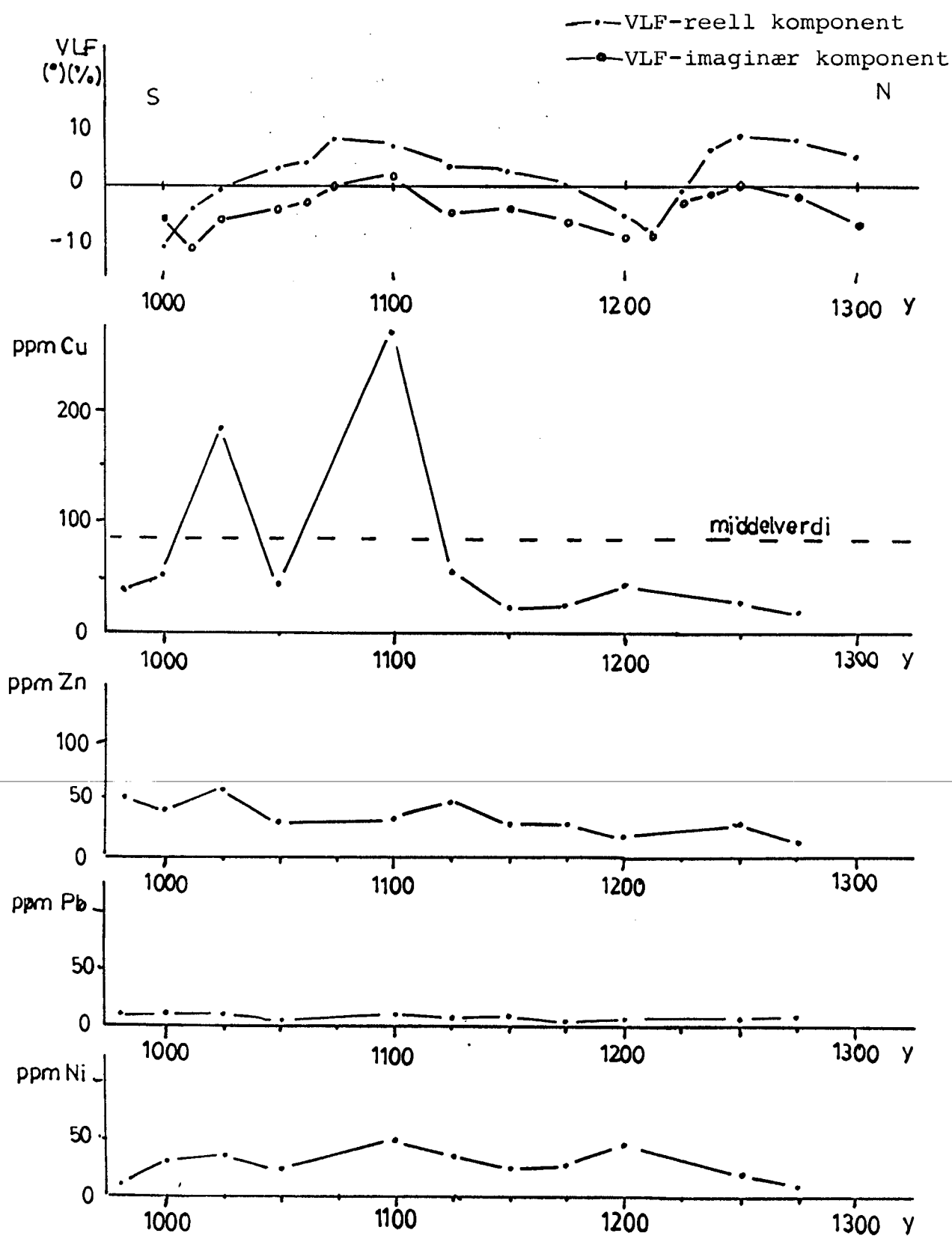


Fig. 4.3. VLF- og jordprøveprofil langs 1500x fra 980y til 1300y. VLF-anomalier ved ca. 1030y og 1225y tilhører henholdsvis Angeltjønnin sør og Angeltjønnin øst.

4.4.5. Angeltjønnin øst.

Denne sonen markeres bare på profilene 1500 og 1600x, henholdsvis ved 1225 og 1200y. Ledningsevnen er lav. Anomalien faller sammen med en delvis blottet hornblende-porfyroblastskifer som øst for 1550x, 1210y går over i en kvartskeratofyr. Lokalt kan mm-tykke magnetittbånd og svovelkisimpregnasjon sees i kvartskeratofyren. 200 m øst for det østligste oppmålte profilet (1600x) er en svovelkisimpregnert, 0,5 m tykk chesterhorisont blottet. Denne ligger i fortsettelsen av kvartskeratofyren.

Det er ikke røsket på VLF-anomalien, men et jordprøveprofil er prøvetatt langs profil 1500x (fig. 4.3.). Dette viser imidlertid ingen anrikning av basemetaller over sonen. Et jordprøvetakingsprofil ca. 400 m lenger øst (Logn 1971) viser heller ingen anomalier på fortsettelsen av sonen.

150-200 m sør for Angeltjønnin øst-sonen finnes anomale jordprøveanomalier på begge de nevnte profilene. Disse faller imidlertid sammen med Angeltjønning sør og stammer derfor mest trolig fra denne mineraliseringen.

4.5. VLF-anomali nord for Fiskløysa.

Ved 800x, 945y og 900x, 945y finnes to tydelige VLF-anomalier (bilag 4). I fortsettelsen på denne sonen på profil 1000x og 1100x er det mindre markerte VLF-utslag. Kurvene viser positiv imaginær-respons. En elektrisk leder vil derfor ha dårlig ledningsevne. Nullgjennomgangen på dippvinkelkurven til de to største anomaliene ligger i den nordlige skråningen på en markert ØV-gående rygg. Den er ca. 25m høy og 60-70m bred (bilag 31). Østover er ryggen mindre markert. Anomaliene ligger her bare noen meter nord for toppen av ryggen.

Høye jordprøveanomalier (Logn 1971) ved foten av skråningen, 850x, 1000y (se forøvrig bilag 25-27), og dessuten en

tydelig anomal bekkesedimentprøve på sørsiden av ryggen (bilag 25-27) førte til at sonen ble vurdert som meget interessant. Grundige Apex-målinger i området kunne imidlertid ikke påvise noen utgående. Sp-isoanomalikart (Logn 1971) viste heller ingen anomali i dette området (bilag 29).

VLF-anomalien kunne ha følgende årsaker:

- a. en dyptliggende mineralisering
- b. en mineralisering med meget lav ledningsevne (bestående av f.eks. sinkblende)
- c. en topografisk effekt.

Jord- og bekkesedimentanomaliene talte for at VLF-indikasjonen skyldes en mineralisering. Bekkesedimentanomaliene kan imidlertid skyldes anrikning som følge av høy pH (Hawkes og Webb 1962 s. 234). Den lyse grønnsteinen i dette området er kalkspathholdig (bilag 1) og kan ved utluting gi høy pH. Men det faktum at VLF-anomaliene lå midt nede i skråningen på ryggen, talte også imot at anomalien skyldes en terreng-effekt. Siden H-feltet følger jordoverflaten (Baker og Myers 1980), burde man vente at feltet var horisontalt på toppen av ryggen.

Med formål å avgrense en lekkasje fra en mineralisert sone (se avsnitt 3.3.2.) ble det derfor tatt jordprøver i to profiler ved foten av skråningen (bilag 25-28). Langs profil 1000x ble det dessuten tatt fem prøver. Tabell 4.3. viser beregnet middelerverdi, maksimal- og minimalverdi. Noen tydelig anomale områder ble ikke funnet. To prøver ved 900x, 950y og 950x, 950y viser henholdsvis 97 og 110 ppm Cu. Maksimal Zn-gehalt (135 ppm) ligger oppe på ryggen ved 1000x, 900y. Zn-innholdet viser samvariasjon med Ni (se bilag 26 og 28). Prøven er tatt i intenst utfellingslag (mørk rød farge) like over fast fjell. Muligheten for at dette er en falsk anomali er derfor stor.

Etter dette resultatet ble mistanken om en terreng-effekt ytterligere forsterket. Det bør også bemerkes at anomaliene

	ppm Cu	ppm Zn	ppm Pb	ppm Ni
Middelverdi	35	47	12	31
Maksimumsverdi	110	135	26	100
Minimumsverdi	4	14	4	11

Tabell 4.3. Analyseresultat fra 16 jordprøver i Fisk-løysa nord-området.

er størst på profilene som krysser det mest markerte partiet på ryggen. I resten av Angeltjønnin-området finnes det dessuten ikke lignende rygger.

Med disse observasjonene som grunnlag ble topografiske korreksjoner (se avsnitt 3.1.4.) utført på dippvinkel-målinger i dette området (1. korreksjon i bilag 32). Ved den benyttede fortegns-konvensjon får man negativ korreksjon på nordsiden av ryggen og positiv på sørsiden.

Bortsett fra profil 1000x og 1100x ble ikke anomaliene filtrert bort. Dette skyldes at anomaliene på 800x og 900x ligger nede i skråningen på ryggen.

Ved korreksjonsmetoden er det imidlertid ikke tatt hensyn til at ryggens form forandres i retning mot senderen. Den sørligste delen av ryggen har en tverr avslutning øst for 700x. I denne delen av ryggen vil det elektriske feltet være lite, og det vil følgelig bare gå en liten strøm. Den lavereliggende og nordlige delen av ryggen er mer utholdende. Den fortsetter videre østover (se bilag 31). I denne delen vil det elektriske feltet være større. Strømkonsentrasjonen blir derfor forskjøvet mot nord.

Dersom man for enkelthets skyld antar at det ikke går strøm i den sørligste og øverste del av ryggen, kan man benytte korreksjonsmetoden på omhylningsflaten (bilag 31)

til den strømførende delen (korreksjon 2 i bilag 32).

Som det framgår av bilag 32 er anomaliene nå blitt kraftig redusert. De resterende er for små til at de kan tilskrives en mineralisering. Dette området må derfor betraktes som lite interessant.

Av bilag 32 ser man at VLF-anomaliene tilhørende Angeltjønnin sør-mineraliseringen er blitt forskjøvet ca. 15 m sørover etter korreksjonen. Dette gjelder for de anomaliene som ligger i en sørvendt skråning. Mineraliseringen på profil 1100x er funnet å ligge 20 m sør for nullgjennomgangen i VLF-anomalien. Denne iakttakelsen bekrefter at den første korreksjonen sannsynligvis er riktig.

4.6. Malmdannelse.

Mineraliseringene i Angeltjønnin området er stratiforme, tildels massive og ligger i hovedsaklig vulkanske bergarter. De tolkes derfor som eksalativ-sedimentære forekomster. Flere blåkvartsbenker i området viser også at det har foregått en kjemisk utfelling fra hydrotermale løsninger på havbunnen.

Kismineraliseringene er meget utholdende, og ut fra VLF-målingene (bilag 4) har de forholdsvis jevn tykkelse. I tillegg er kvartsinnholdet høyt. Disse faktorene tyder på at forekomstene er såkalt distale. Med unntak av en mineralisering er innholdet av basemetaller dessuten svært lavt.

Det høye kopperinnholdet i Angeltjønnin sør-mineraliseringen antyder en dannelselse nær et vulkansk senter. Den kan imidlertid ikke sies å være en proksimal forekomst. Den er f.eks. tynn og meget utholdende og er dessuten meget kvartsrik. Mineraliseringen kan derfor klassifiseres som en overgangstype. Muligheten for en nærliggende proksimal forekomst er med andre ord tilstede.

Det kan gjøres spekulasjoner om hvorvidt Skiftesmyr representerer denne forekomsten og at mineraliseringene i Finnbuformasjonen er distale mineraliseringer til denne. Bergartene i Skiftesmyrformasjonen og Finnbuformasjonen kan være avsatt på samme nivå i et basseng. En skyvesone finnes mellom Angeltjønnin og Skiftesmyr (Reinsbakken mtl. meddelelse 1980). Det er derfor mulig at bergartene representerer to eller flere lokale skyvedekker. Men teorien er høyst spekulativ, og den forutsetter en viss faciesforandring med økende innhold av fyllitter fra Skiftesmyr til Angeltjønnin.

4.7. Malmpotensial.

En horisont med 10 - 25 mm tykke bånd av kopperførende kismineralisering benevnt Angeltjønnin sør er påvist under feltarbeidet. VLF-anomaliene antyder en ensartet mineralisering langs sonen og gir altså ikke forhåpninger om at den kan ha mektigere partier andre steder i det undersøkte området.

De andre mineraliseringene i Angeltjønnin-området har verken gehalter eller mektigheter som kan forsvare en videre undersøkelse av disse.

Helikopter -EM målinger (bilag 12) viser imidlertid en elektrisk ledende sone som fortsetter ut av det undersøkte området. Den strekker seg 1 km østover og har stedvis høy ledningsevne. Dette må være en fortsettelse av Angeltjønnin sør eller Angeltjønnin øst.

Jordprøvetaking i dette området (Logn 1971) viser noen spredte anomalier for Zn og Cu. Prøvetaking utført under mitt feltarbeid viser anomalt innhold av Cu i jordsmonnet over østlige del av Angeltjønnin sør (fig. 4.3.). Dette indikerer at denne sonen inneholder Cu i fortsettelsen østover.

Lokaliseringen av en kvartskeratofyr i fortsettelsen av Angeltjønnin øst medfører også at området må vurderes som interessant. Deler av feltet dreneres til Broka, hvor anomale bekkesedimenter er lokalisert i utløpet av tjernet (bilag 26 og 27).

Vest for Angeltjønnin-området ligger også en helikopter-EM anomali. Men denne faller sammen med en tidligere påvist jernmalm i Angeltjønn høgda (Oftedahl 1958a) (bilag 12) og er derfor uinteressant.

Konklusjonen blir at malmpotensialet innenfor det avgrensede Angeltjønnin området er lite. Men dersom man inkluderer tilgrensende områder, synes mulighetene å være større.

Videre oppfølging anbefales derfor i området nordøst for Broka. Geologisk detaljkartlegging, VLF-målinger og røsking på de mest lovende anomaliene synes å være en hensiktsmessig metode. Etter at dette arbeidet er avsluttet, kan man lettere vurdere malmpotensialet i hele området.

5. ANNLIKFJELLET.

5.1. Feltbeskrivelse.

Området strekker seg fra like under skoggrensen i Gammelannlia (ca. 570 m.o.h.) og nordøstover forbi Annlifjellet (677 m.o.h.). Blotningsgraden er god, særlig i området rundt Annlifjellet (fig. 5.1.). Tynn moreneoverdekning finnes i de lavereliggende deler av området.



Fig. 5.1. Foto tatt fra Gammelannlia (750x, 750y) mot NØ. 4 m bred metaryhodacittbenk i forgrunnen. Annlifjellet i bakgrunnen.

Bekker og vann dreneres hovedsaklig mot sørvest til Bjørkvatnet og mot sørøst til Gjersvika. Nord for Annlifjellet er dreneringen nordøstlig mot Tjiermejaevrieh. Bekkene er små med for det meste moderat fall. Små tjern er spredt utover i området og flere mindre myrdrag finnes.

Helt i vest ligger dessuten en litt større myr. Stiknings-nettet strekker seg fra 500 m nordøst for Bjørkvatnet og 1300 m nordøstover. Det er 600 m bredt.

5.2. Tidligere utført arbeid.

Annlifjellet er senest karlagt av Kollung (1979) og Lutro (1979) i forbindelse med Grongprosjektet. Bilag 39 viser Lutros kart over Gjersvikområdet. Skjerp på massiv og svovelkisførende jernmalm i Gammelannlia er tidligere lokalisert (Ofstedahl 1958a). Disse ligger i en markert rustsone fra Tjiermejaevrieh til Bjørkvatnet. Området er dekket med helikoptergeofysikk og bekkesediment-prøvetaking (bilag 10, 13, 16, 18-20) som er utført av Norges geologiske undersøkelse.

5.3. Geologi.

5.3.1. Regional geologi.

Annlifjellområdet ligger i enhet 5 (midtre grønnstein) i Gjersvikgruppen (Kollung 1979). Enheten består hovedsaklig av metamorfe basaltiske og andesittiske lavaer i lavere grønnskiferfacies. Lutro (1979) har plassert området i den såkalte Bjørkvatnet-formasjonen i Gjersvikgruppen (bilag 39). Området består av mørk grønnstein og metaryhodacitt. Den mørke grønnsteinen er eneste enhet med putelava i området (Lutro 1979). Lutro (1979) antyder dessuten at bergartene i Annlifjellet og ved Gjersvikområdet kan tilhøre samme stratigrafiske nivå.

5.3.2. Stratigrafi.

Under detaljkartleggingen har jeg funnet følgende stratifrafi:

- | | | |
|------------------------------|---|--------------------------|
| - mørk klorittrik grønnstein | } | mineraliseringer |
| - massiv svovelkis | | |
| - chert | | |
| - blåkvarts | | |
| - klorittrikt agglomerat | } | felsisk bergartskompleks |
| - felsisk agglomerat | | |
| - metaryhodacitt | | |
| - lys, epidotrik grønnstein | | |

Grønnsteinene er mest utholdende og strekker seg gjennom hele området. De felsiske enhetene og mineraliseringene er mindre utholdende. Hele stratigrafien er bare utviklet i de østlige delene av feltet. Basiske og felsiske ganger opptrer også i området. (bilag 2).

5.3.3. Bergartene.

a. Lys, epidotrik grønnstein.

Denne bergarten dekker den nordligste delen av feltet. Rekognosering utenfor feltet viser at den dekker området helt inntil den store tonalitt-intrusjonen i nordvest (se bilag 39).

Grønnsteinen er oftest finkornet, men opptrer noen steder mer grovkornet, tildels med porfyrittisk tekstur. Dette skyldes større albittkorn. Den er dessuten epidotrik. Epidotsegregasjoner i form av knoller, klyser eller uregelmessige årer er vanlig. Knollene er sterkt oppsprukket og ofte utgnidd. De er derfor sannsynligvis dannet før hovedmetamorfosen. Innholdet av pyritt og magnetitt er lavt. Magnetometrimålingene (se bilag 7) antyder også en meget lav magnetisk susceptibilitet. Innholdet av kalkspat varierer meget. Noen steder kan den ikke påvises, mens det lokalt kan være opptil 20 %, ofte i form av runde aggregater. Dette antas å være fylte blærerom, amygdaler, i den opprinnelige lavaen (Lutro 1979). Titanitt opptrer aksessorisk.

Putestruktur er ofte meget godt utviklet, og da gjerne med tett pakning. Putene viser at bergartene er invertert (se fig. 5.2.). Putene er oftest små, dvs. mindre enn 40cm.

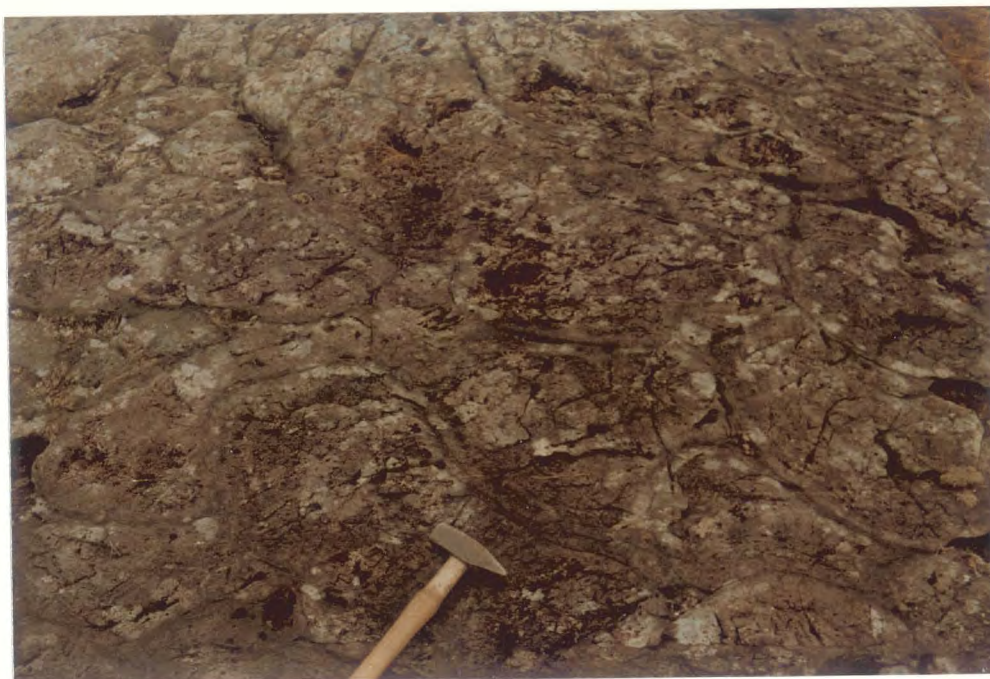


Fig. 5.2. Invertert lys, epidotrik grønnstein med putestruktur på Annliffjellet (1575x, 1225y).

b. Metaryhodacitt.

Denne enheten er en kvartsfeltspatporfyr som av sammensetning er funnet å være en metaryhodacitt (Lutro 1979). Bergarten består av en afanittisk grunnmasse av kvarts og albitt og dessuten fenokrystaller av de samme mineraler. Et lite innhold av kloritt gir den noen steder en grønn farge. Epidot og serisitt opptrer stedvis.

Enheten utgjør bl.a. en del av det felsiske bergartskomplekset som strekker seg gjennom området. Bergarten er i dette området funnet å være en ekstrusiv. Det samme gjelder den ca. 25 m brede benken som strekker seg vestover og ut av området ved 400x, 1000y. De andre langt mindre metaryhodacitt-legemene kan være lagerganger. Nordøst for Annliffjellet er dessuten noen av de felsiske bergartene funnet å gjennomsette putelavaene.

I deler av den stratigrafisk underste enheten i det felsiske bergartskomplekset består fenokrystallene og grunnmassen av avrundete korn. Bergarten har derfor opprinnelig vært en krystallaske (Macdonald 1972). Deler av bergarten må

imidlertid også har vært en lava. Ved 920x, 894y er f.eks. en autobreksje synlig (fig. 5.3.). Slike strukturer dannes idet en stiv felsisk lava strømmer ut fra en vulkan (Macdonald 1972).

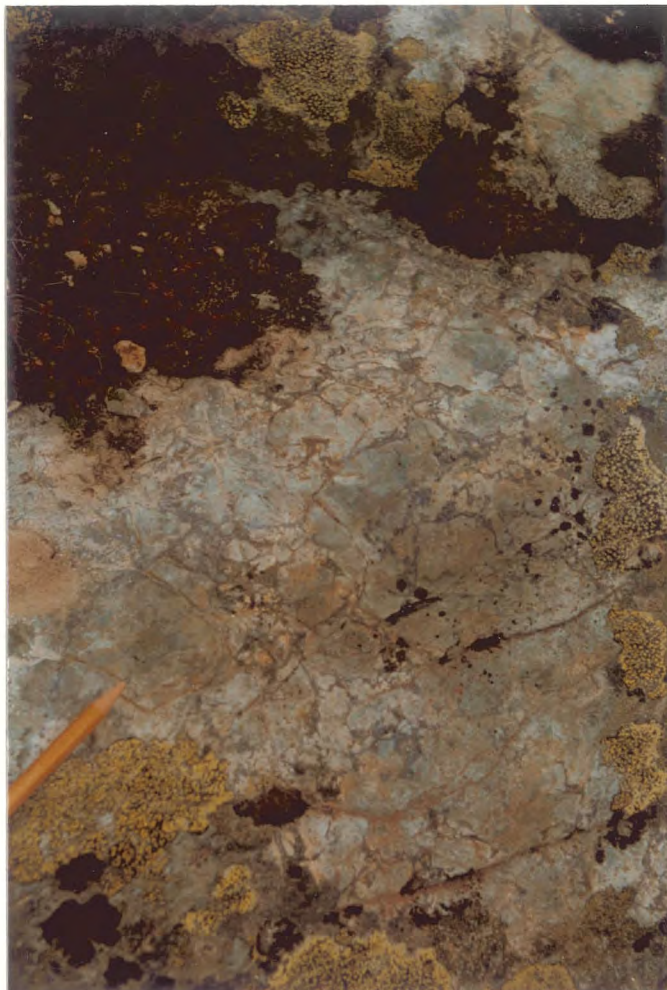


Fig. 5.3. Autobreksje i metaryhodacitt ved 920x, 894y.

c. Felsisk agglomerat.

Tydelig agglomeratstruktur er funnet i de felsiske bergartene i de østlige deler av feltet. 1 - 4 cm store avrundete fragmenter kan sees på forvitringsoverflate (se fig. 5.4.). Agglomeratet består hovedsaklig av albitt og kvarts. 5 - 10 % kloritt gir den en lys grønn farge. Fragmentene er noe mer klorittholdige enn grunnmassen. Enheten er 50 - 90 m mektig og har en domeform, (bilag 2 og 39).

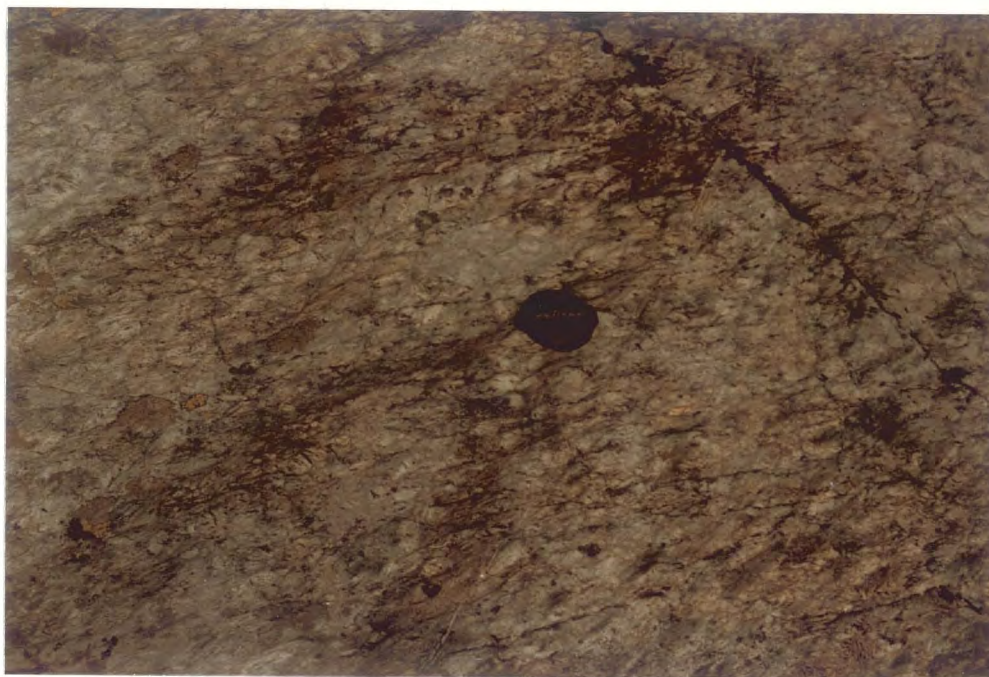


Fig. 5.4. Agglomeratstruktur ved 1470x, 1040y.

d. Klorittrikt agglomerat.

Strukturelt underst i det felsiske bergartskomplekset ligger en 3-6 m bred skifrig grønn bergart. Sterk tektonisering av enheten gjør det vanskelig å bestemme opprinnelsen. Noen steder kan imidlertid 5-15 cm store deformerte felsiske fragmenter sees. Grunnmassen i agglomeratet består av ca. 50 % albitt og dessuten kloritt, kalkspat og noe kvarts. Epidot finnes som aksessorisk mineral. Forskifring av bergarten har resultert i bånding av mafiske og sure mineraler i meget liten skala. Båndene er oftest mindre enn 0,5 mm tykke.

e. Mørk, klorittrik grønnstein.

Bergarten er finkornet, mørk grønn og massiv til moderat skifrig. Den har et høyt klorittinnhold. I forhold til den lyse grønnsteinen har den mer albitt, men mye mindre epidot. Kalkspatinnholdet varierer mye. Innholdet av opake mineraler er høyt. Noen steder er opptil 1 mm store magnetittkrystaller synlige i håndstykke.

Amygdaler finnes stedvis. De er opptil 1 cm store og er fylt med kvarts. Epidotsegregasjoner finnes i form av oppsprukket avrundete knoller som ofte er opptil 10 cm store. Putestrukturer opptrer også stedvis, men er ikke så godt utviklet som i den lyse grønnsteinen. Putene er opptil 1 m store. Tydelige opp/ned-kriterier finnes ikke, men et par steder synes bergarten å være invertert. 12

f. Grønnsteinsganger.

Mafiske ganger opptrer hovedsaklig i det felsiske bergartskomplekset og den lyse epidotrike grønnsteinen. Et sted (1200x, 900y) kan en gang følges inn i den mørke grønnsteinen. Gangene varierer i tykkelse fra ca. 1m til 20m og er massive til meget skifrige.

Bergarten er klorittrik, og i tillegg til saussurittisert plagioklas fører den varierende mengder kalkspat. Spredt i bergarten opptrer noe epidot. Muskovitt er et akcesso-risk mineral. Innholdet av opake mineraler er lavt. Bergarten har oftest en porfyrittisk tekstur som skyldes middels-kornete plagioklaskorn og kalkspataggregater. Fig. 5.5. viser en svakt skifrig grønnsteinsgang som gjennomsetter en mineralisert sone ved Annliffjellet.



Fig. 5.5. 5-7 m bred grønnsteinsgang i mineralisert sone nordøst for Annliffjellet. Fotoet er tatt mot nordvest ved 1640x, 1010y.

A. Rinskalen 200 com 16.04.82.

To typer feldite ganger ~~hver~~

1. " / feldspatporfyrer og ligner den mørke grø. - jern.
2. " / kvartsporfyr i lysgrø og mulig i vulkanokompl.
eldre type

g. Felsiske ganger.

Nordøst for Annlifjellet opptrer felsiske ganger som gjennomsetter putelavaene. Bergarten er massiv og har ofte en lys blålig farge. Den består av tildels rundete fenokrystaller i en afaittisk og kantet grunnmasse. Hovedmineralene er plagioklas og kvarts. Plagioklas-fenokrystallene er oftest serisittisert, og de er stedvis samlet i radiære aggregater. Små mengder kloritt og epidot opptrer i tillegg til aksessorisk serisitt og opake mineraler.

5.3.4. Strukturgeologi.

Fire foldefaser er tidligere observert i Grongfeltet (Lutro 1979). Disse tilhører fire forskjellige deformasjoner. Min detaljkartlegging i Annlifjellområdet har vist at det er dominert av en tildels gjennomsettende skiffrighet. Denne tilsvares S_1 i Lutros strukturgeologiske tolkning og er knyttet til isoklinal folding i området. Strøkretningen for denne akseplanskiffrighet varierer fra 50° til 75° N og fallet fra 55° til 85° mot NV. To tette isoklinale folder i 10 cm-skala er observert. Aksene til foldene stuper ca. 30° mot NNV og akseplanene er tilnærmet parallelle skiffrigheten. Foldene må derfor tilhøre samme tidlige deformasjonsfase som akseplanskiffrigheten.

Under den tektoniske bevegelsen vil metaryhodacitten være stivere enn grønnsteinen. Den vil oppføre seg mer plastisk. Dette bekreftes av at grønnsteinen i området vanligvis er sterkt tektonisert inn mot grensen til den massive metaryhodacitten (fig. 5.6.). Dersom bevegelsesretningen danner en liten vinkel med lagdelingen, vil den mest kompetente bergarten bli knekt. Prosessen fører til deformasjon av et opprinnelig sammenhengende felsisk nivå. I enkelte tilfelle blir en en-échelon-struktur resultatet, som f.eks. beskrevet i Skorovatn (Halls o.a. 1977). Denne prosessen forklarer det tektoniske bruddet ved 800x, 950y. De mineraliserte sonene i Gammelannlia kan derfor ha tilhørt



Fig. 5.6. Forskifring av grønnstein mot kontakt til metaryhodacitt (750x, 775y).

samme stratigrafiske nivå. Kompetanseforskjellen mellom de to bergartene forklarer også at metaryhodacitt stedvis er presset inn langs skiffrighetsretningen i grønnsteinen. Grønnsteinsgangene er dessuten forskifret der disse gjennomsetter det felsiske bergartskomplekset. Dette er særlig framtrædende der de er tilnærmet parallelle skiffrigheten.

Andre strukturer enn de tilhørende den første deformasjonsfasen i Gjersvikgruppen er ikke observert. En mulig grunn til dette er at grønnsteinene i området ikke har noen tydelig lineasjon eller lagdeling. Strukturelle trekk lar seg derfor ikke lett observere. De to foldene i området er observert i et magnetittbånd og på kontakten mellom metaryhodacitt og grønnstein.

5.4. Mineraliseringer.

5.4.1. Innledning.

Tre mineraliserte områder er funnet. Disse er :

- Gammelannlia øst
- Gammelannlia vest
- Annlifjellet.

5.4.2. Gammelannlia øst.

Denne mineraliserte sonen utgjør en del av en tidligere beskrevet rustsone i området (Ofstedahl 1958a). Skjerp på svovelkis er kjent, og et skjerp i form av en 6 m lang utsprengt grøft ble lokalisert under feltarbeidet (1365x, 900y, bilag 2). Denne ligger i kanten av et lite myrdrag og er delvis fylt med løsmasser (fig. 5. 8).

Hele sonen er ca. 300 m lang. VLF-målinger (bilag 5) indikerer sterkest mineralisering ved 1300x, 895y og rask avtaking i intensitet mot 1400x. Dette bekreftes av at kun svovelkis-impregnasjon er synlig i en blotning ved 1425x, 900y.

I sørvestlig retning synes sonen å være noe mer utholdende. VLF-anomaliene på profilene 1200x og 1100x er tydelige selv om de er små. Formen på kurvene antyder svak lednings-
evne. Under detaljkartlegging ble en kisbenk mellom profil 1100 og 1200x funnet. Mektigheten var varierende, 40 cm ved 1200x og avtakende til 10 cm mot 1100x hvor sonen også ble mindre sammenhengende. Svovelkisen er massiv og fin til middelskornet. Svovelkisimpregnasjon kan følges et lite stykke SØ for 1100x, 875y. Kisbenken ligger parallelt skiffrigheten i sidebergarten og strukturelt under det felsiske bergartskomplekset. Under mineraliseringen ligger mørk, Fe-rik grønnstein. Et typisk trekk ved sidebergartene er at kalkspatinnholdet øker inn mot mineraliseringen.

Unntatt i skjerpet er ikke den mineraliserte sonen blottet mellom profil 1200x og profil 1400x. To røskegrøfter ble derfor gravd, én ved profil 1300x og én ved 1245x. På grunn av meget dyp forvitring i den mineraliserte sonen ved 1300x fikk man ikke frisk prøve av mineraliseringen her.

Fig. 5.7. på neste side viser geologisk profil langs 1245x.

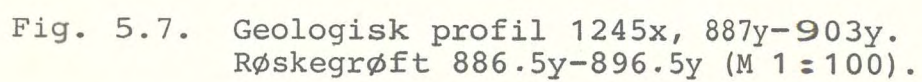
Prøver for analyse ble tatt.

Prøve nr.	% Cu	% Zn	Pb
A2	0,01	0,06	0,00
A3	0,04	0,05	0,00
A4	0,03	0,03	0,00
A5	0,01	0,00	0,00

Tabell 5.1. Innhold av Cu, Zn og Pb i røsk (1245x, 989y-892y)

Strukturelt underst i profilet ligger en mørk grønnstein med svak svovelkisimpregnasjon. Den massive svovelkisen (A2) er ca. 0,7 m mektig og er hovedsaklig meget finkornet (10-20µm), men noen steder har rekrySTALLisasjon resultert i en noe grovere tekstur. Dette er mest tydelig langs sprekker og i noen kvartsførende partier. Dråpeformete inneslutninger av magnetkis og sinkblende er observert i svovelkiskorn. Kisen har ingen tydelig bånding.

Rik kisimpregnasjon (ca. 25 %) opptrer i en ca. 1 m mektig sone (A3) strukturelt over den massive kisen. Sonen er tildels sterkt forvitret, men noen friske prøver viser at mineraliseringen består av hovedsaklig fin-middelskornet svovelkis og et meget finkornet aggregat av svovelkis og sannsynligvis markasitt som tilsammen utgjør et omvandlingsprodukt fra magnetkis (Ramdohr 1969). Små mengder kopperkis, sinkblende og magnetkis opptrer som inneslutninger i og



langs korngrensene av svovelkis. Mineraliseringen ligger i en serisitt-klorittskiifer. Denne skiferen har stedvis et høyt kvartsinnhold, i enkelte bånd opptil 50 %.

Impregnasjonen avtar oppover i en hvit, nærmest sukkerkornet kvartsrik bergart som er bestemt å være chert. Strukturelt over denne ligger blåkvarts. Fallvinkelen for mineraliseringene er 65°_{NV} .

Skjerpet ved 1365x, 900y er 6 m langt, 1,5 m bredt og er 1,5 m dypt i den innerste og nordligste enden (se fig. 5.8.). Den utsprengte grøfta ligger på tvers av strøkretningen. Den ytterste enden ligger i kanten av en myr slik at grøfta er fylt med vann.



Fig. 5.8. Skjerp i Gammelannlia (1365x, 900y). Massiv svovelkis er synlig på oversiden av hammer-skaftet. Bak skjerpet sees klorittrikt agglomerat, og helt i bakgrunnen det felsiske agglomeratet. Fotoet er tatt mot nord.

En 25 cm tykk svovlkisbenk er blottet i den ene siden. Den består av massiv, middels til finkornet svovelkis. Fallvinkelen er 60^g. Strukturelt over kisen ligger en ca. 15 cm tykk svovelkisimpregnert hvit chert. Denne går over i en 1,5 m tykk blåkvarts som utgjør den innerste del av skjerpet. På oversiden av blåkvartsen ligger det klorittrike, tektoniserte agglomeratet. Strukturelt under kisen ligger en svovelkisimpregnert kloritt-serisittskiifer. Ca. 70 cm av denne er blottet.

Under befaring i feltet sammen med Arne Reinsbakken og Richard Sinding-Larsen ble flere utsprengte blokker av magnetkis funnet ved skjerpet. Spor av koppekis ble funnet i en av disse.

Undersøkelse i mikroskop viser at 10 - 20 mm lange og opptil 5 mm tykke årer av koppekis opptrer i en finkornet matriks av magnetkis (se fig. 5.9.). Ca. 0,5 mm store korn av koppekis og magnetitt finnes også i denne matriksen. Svovelkis opptrer i litt større korn. Meget finkornet ilmenitt opptrer aksessorisk. Langs sprekker viser magnetkisen omvandling til finkornete aggregater av markasitt og svovelkis, ofte i form av "birds eyes"-tekstur (Ramdohr 1969).

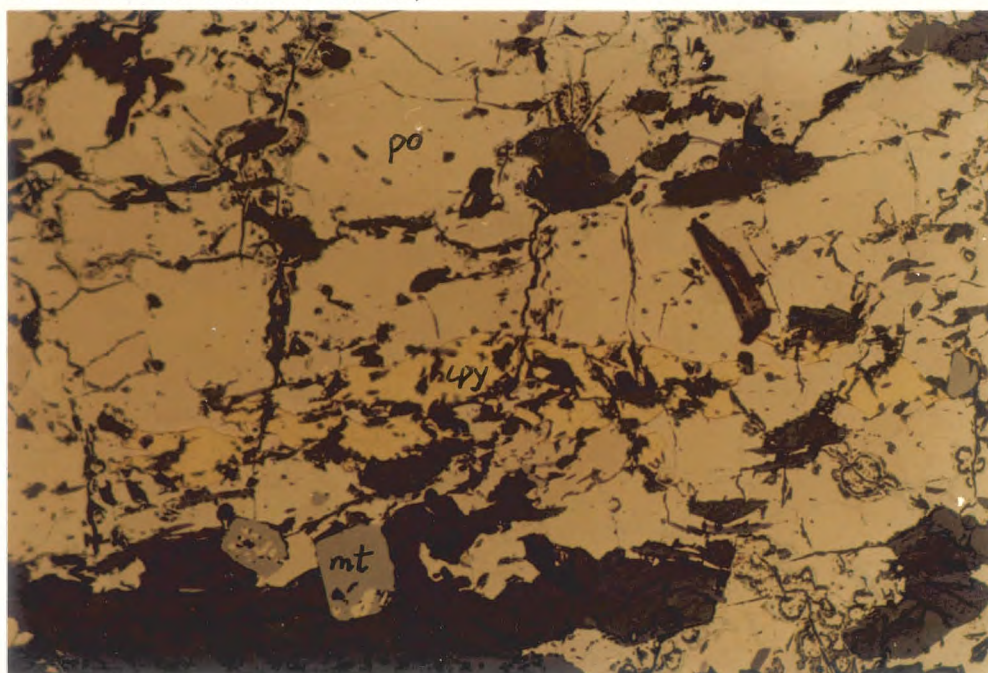


Fig. 5.9. Linse av koppekis (cpy) i finkornet grunnmasse av magnetkis (po). Noen spredte korn av magnetitt (mt) og koppekis opptrer også. "Birds eyes" tekstur kan sees langs sprekker i magnetkis. Polerslip fra løsblokk ved skjerp (1365x, 900y) 77x forstørrelse.

5.4.3. Gammelannlia vest.

Skjerp på svovelkisførende jernmalm er beskrevet tidligere (Ofstedahl 1958a).

Et lite skjerp på massiv finkornet svovelkis ble under rekognosering funnet i en liten bekk (645x, 895y). Liggen av kisbenken var ikke synlig, men ca. 0,5 m mektig kis var blottet. Skjerpet ligger på en delvis overdekt rustsone som strekker seg ca. 100 m til begge sider av skjerpet (bilag 2). Sonen er parallell skifriheten i bergarten.

Tydelige indikasjoner på tre VLF-profiler (bilag 5) antyder en utstrekning på minst 200 m. Apex-målinger viste imidlertid bare utgående fra 625x, 897y til 770x, 930y. VLF-anomalien på profil 1500x og 1600x må derfor komme fra en dypere liggende mineralisering. En naturlig forklaring er at malmaksen har en dragning i felt mot sørvest. VLF-kurvene antyder sterk ledningsevne.

Sonen har tynn overdekning, og noen blotninger mellom 720x og 770x viser en overgang til en massiv magnetittbenk som består av nærmest ren magnetitt i tillegg til litt svovelkis. Benken er vestligst ca. 0,5 m tykk og tynner raskt ut østover mot 770x hvor et ca. 10 cm tykt magnetittbånd viser isoklinal folding (se avsnitt 5.3.4.). Denne benken kommer tydelig fram på kartet over det magnetiske totalfeltet (bilag 7).

Mellom 670x og 700x er en tynn sone av hvit chert med tildels utlutete svovelkiskorn blottet.

En 1 m bred grøft på tvers av strøkretningen ble blottlagt langs profil 700x. Friske prøver ble sprengt ut i ca. 10 m langde (903y - 913y).

Fig. 5.10. viser geologisk profil langs 700x.

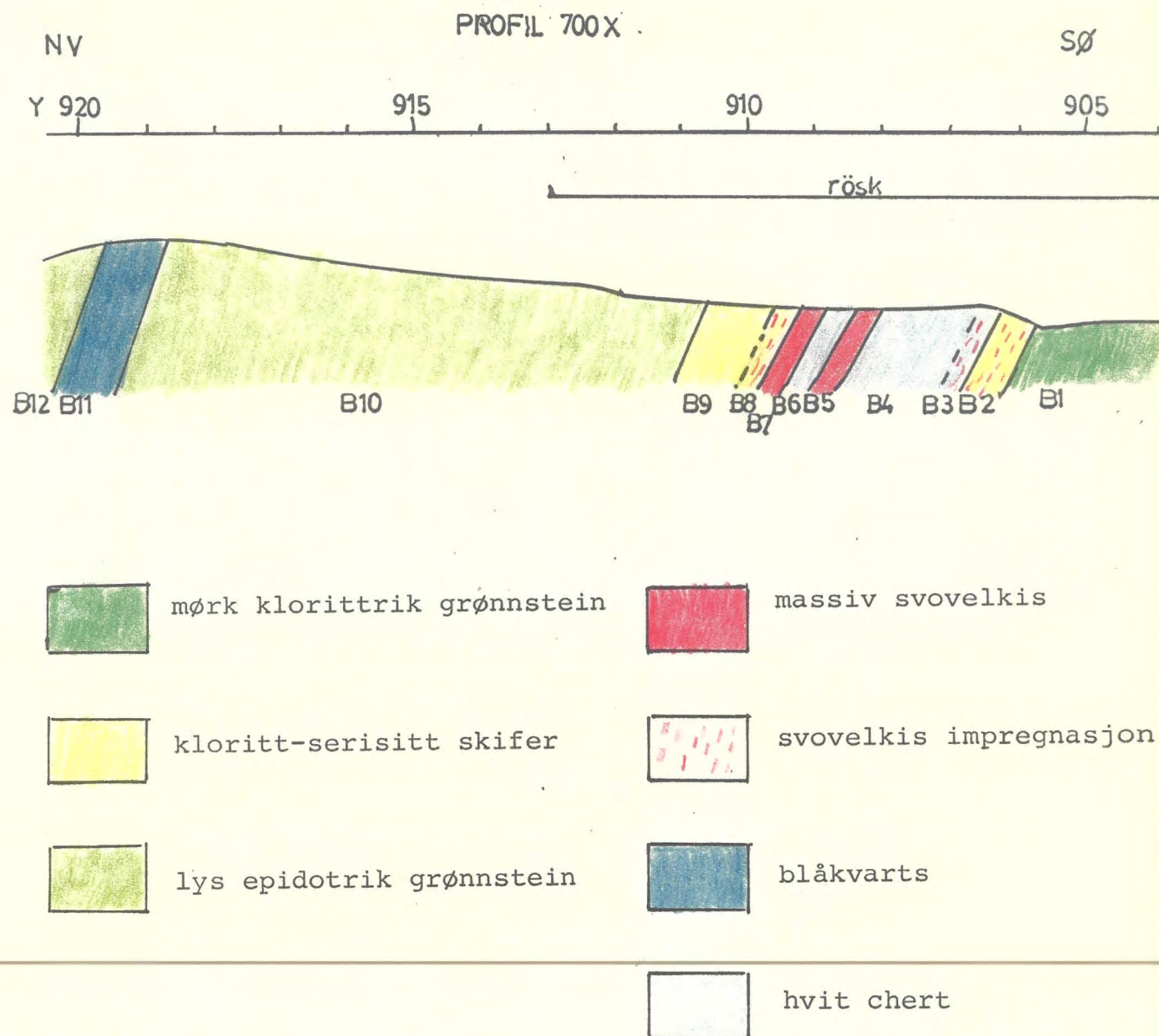


Fig. 5.10. Geologisk profil 700x, 904y-920y.
Røskegrøft: 903y-913y (M 1:100).

En blottlagt blåkvarts ca. 10 m nord for den mineraliserte sonen er også inntegnet. Profilet viser to adskilte svovelkissoner som begge er 40-50 cm mektige. Strøkretningen er 60°N og fallvinkelen 60° mot NV. Svovelkisen i den nordligste sonen (B7) er massiv og meget finkornet. Den sørligste sonen har et høyere kvartsinnhold og har en grovere tekstur (opptil 2 mm store svovelkiskorn). De to svovelkissonene opptrer sammen med hvit chert og kloritt-serisittskifre. Disse er tildels svovelkisimpregnert.

De kisførende nivåene er prøvetatt for analyse på Cu, Zn og Pb.

Nivå	% Cu	% Zn	% Pb
B2	0,01	0,00	0,00
B3	0,02	0,00	0,00
B5	0,04	0,04	0,00
B7	0,03	0,02	0,00
B8	0,01	0,03	0,00

Tabell 5.2. Innhold av Cu, Zn og Pb i prøvetatt røsk (700x, 905y - 910y).

Skjerpet ved 645x, 895y er også prøvetatt for analyse (se fig. 5.11. på neste side). Det inneholder 0,03 % Cu og 0,05 % Zn.

5.4.4. Annliffjellet.

En intens rustsone er synlig i dette området (se fig. 5.12 og 5.5.). Den er hovedsaklig knyttet til de strukturelt øvre deler av det felsiske bergartskomplekset. Sonen utgjøres bl.a. av et sentralt område som strekker seg fra 1450x, 1075y til ca. 200 m nordøst for 1700x, 1100y, hvor den avtar i intensitet og gradvis tynner ut.

2. 1450x



Fig. 5.11. Prøvetatt skjerp ved 645x, 895y. 0,6 m tykk benk med massiv svovelkis er blottet. Bildet er tatt mot nordvest.



Fig. 5.12. Rustsone ved Annliffjellet 1510x, 1090y. Fotoet er tatt mot nordøst.

I tillegg kan en fortsettelse følges mot sørvest som en 5-10 m bred svovelkisimpregnert sone. Den ligger innenfor metaryhodacitten, men krysser gjennom denne fra strukturelt øvre til undre del (bilag 2). Mineraliseringen avtar her i bredde og intensitet, men den kan likevel følges til den faller sammen med Gammelannlia øst-sonen ved 1200x, 900y.

Det sentrale området er 25-75 m bredt. Stedvis er det på grunn av forvitringen utviklet en jernhatt. Bergartsfragmenter ligger i en porøs, men fast masse av jernhydroksyder (fig. 5.13.).



Fig. 5.13. Jernhatt ved Annliffjellet (535x, 1090y). De lyse fragmentene består av hydrotermalt omvandlede bergarter.

Mineraliseringene er ikke sammenhengende langs sonen. Flere brudd finnes. De fleste av disse skyldes gjennomsettende grønnsteinsganger (fig. 5.5.). Ved 1270x, 1100y finnes dessuten et 50 m langt umineralisert område i form av grønnstein med putestrukturer. Sonen gir meget svake anomalier på VLF målingene (bilag 5). Ledningsevnen er som ventet lav.

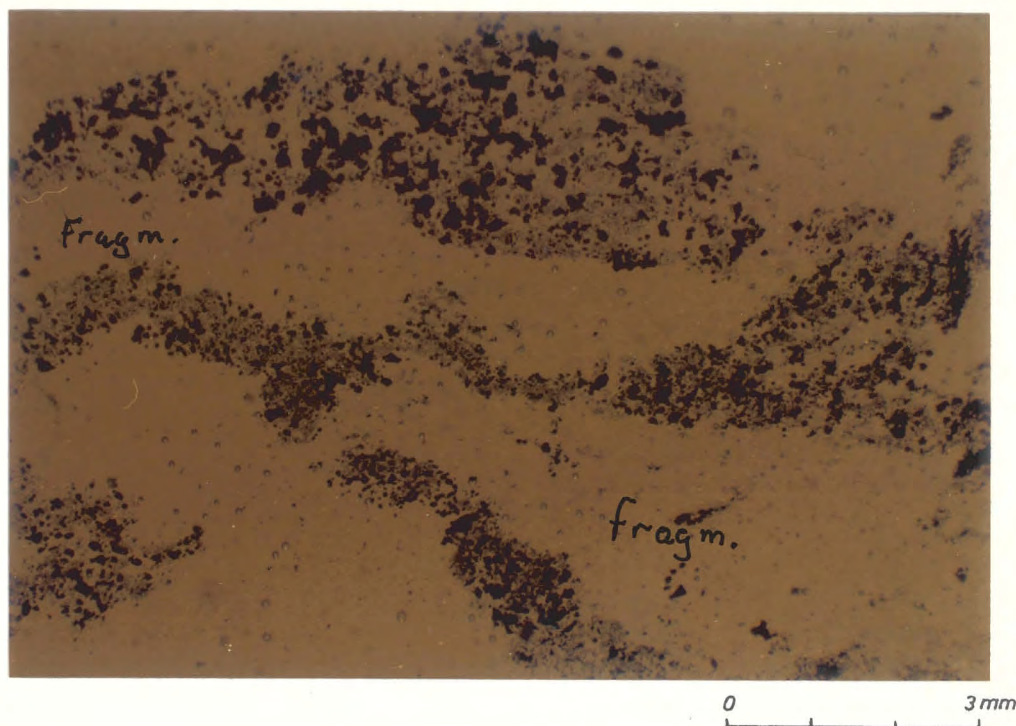
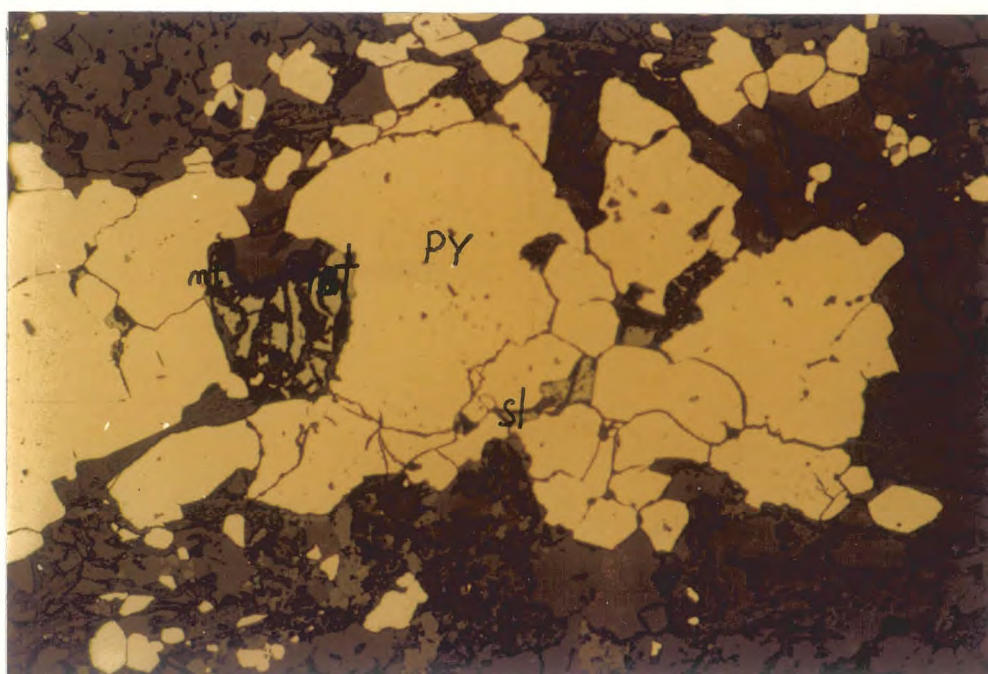


Fig. 5.14. Årer av finkornet svovelkis, kvarts og spessartin mellom fragmenter (fragm.) av serisitt, kvarts og albitt. (1620x, 1100y)
Tynnslip 11x forstørrelse

På grunn av den sterke forvitringen var det nødvendig å sprengre løs friske prøver. Dette ble gjort ved 1620x, 1100y. Mineraliseringen består her av et tett årenett av hovedsaklig finkornet kvarts, svovelkis og varierende mengder spessartin ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}$). Det sistnevnte mineralet er bestemt ved hjelp av røntgendiffraksjon. Det mineraliserte stokkverket består av 1-20 mm tykke årer som utgjør en sprekkefylling mellom fragmenter (se fig. 5.14.). Fragmentene består av hovedsaklig serisitt og noe kvarts og albitt. I tillegg opptrer små mengder spessartin, svovelkis og lithium-glimmer sammen med aksessorisk epidot. (Mineralene er bestemt ved hjelp av røntgendiffraksjon og mikroskopering av tynnslip). Fragmentene er vanligvis 10-50 mm store, kantete til svakt avrundete og har lys grå til nærmest hvit farge.

I en prøve er årene funnet å bestå av ca. 20 % spessartin, mens det i en annen er funnet bare små mengder. Sinkblende opptrer sammen med svovelkis, både som inneslutninger og mellom svovelkiskorn (se fig. 5.15.)-



0 300 μm

Fig. 5.15. Sinkblende (sl) opptrer hovedsaklig mellom svovelkiskorn (py), men også som meget små inneslutninger. Et magnetittkorn (mt) er synlig mellom to svovelkiskorn. (1620x, 1100y). 77x forstørrelse.

Noen ca. 0,3 mm store magnetittkorn opptrer også i årene. Dessuten er meget små mengder kopperkis observert som dråpeformete inneslutninger i svovelkis.

En analyse på utskutte prøver fra mineraliseringen ved 1620x, 1100y viser en Zn-gehalt på 0,18 %. Cu og Pb er ikke funnet i påviselige mengder (dvs. mindre enn 0,01 %).

Stedvis har årene en parallellorientering. De er steiltstående med retning ca. 190° N. To grønnsteinsganger i det samme området har en retning som er nærmest parallell til disse årene. De faller ca. 70° mot NØ. En av disse gangene (1650x, 1050y) sees på fig. 5.5. Tettheten og bredden av årene avtar ut mot ytterkanten av den mineraliserte sonen. Omvandlingsgraden synes å bli svakere. Serisittinnholdet avtar sterkt, og ut mot ytterkanten består bergarten av kvarts og albitt med litt serisitt. Den har dessuten spredt finkornet svovelkisimpregnasjon. Røntgendiffraksjon viser at en prøve inneholder like store deler kvarts og albitt. Middelskornete fenokrystaller av kvarts og albitt opptrer i den omvandlete bergarten. Epidot opptrer aksessorisk. Svovelkisårene er 1-2 mm tykke og avstanden er i dm-skala. Annliffjell-sonen viser gradvise overganger til både lys grønnstein, metaryhodacitter og felsisk agglomerat.

I den intense rustsonen mot nordøst er det ikke mulig å se stokkverkmineraliseringen. Ut mot yttergrensen ved (1740x, 1120y) er en foliert lys grå bergart synlig. Den har opptil 3 mm store, runde aggregater av finkornet spessartin i en meget serisittrik, finkornet grunnmasse. Grunnmassen inneholder også noe albitt, kvarts, titanitt og spessartin. 10-20 mm lange og 1-3 mm tykke linser av finkornet kvarts, spessartin og tildels forvitret svovelkis kan også sees i grunnmassen. Inne i spessartinaggregatene opptrer grunnmassefragmenter. Bergarten har dessuten en tydelig bølget foliasjon parallelt den dominerende skiffrigheten i området. Strukturene skyldes

derfor sannsynligvis tektoniske bevegelser. Spessartin-aggregatene er altså begynnende porfyroblastdannelse, og kvarts-serisitt-svovelkis-linsene er et deformert årenett. Den tektoniserte sonen fortsetter sørover til ca. 1475x, 975y. Sørligst følger den en grønnsteinsgang.

I den tynne rustsonen i sørvest (1425x, 1075y - 1210x, 910y) blir mineraliseringen og omvandlingen gradvis svakere. Bergarten er imidlertid helt hvit, uten innhold av mafiske mineraler. Den er impregnert med finkornet svovelkis. Ved 1290x, 1000y er hovedmineralene albitt og kvarts som opptrer som aphanittisk grunnmasse for avrundete fenokrystaller av de samme mineraler. Albittfenokrystallene er svakt serisittisert, noe som kan skyldes regional metamorfose. 1-3 mm tykke kvartsårer er vanlig. Svovelkis i årene finnes stedvis.

5.5. Magnetometri.

5.5.1. Formål.

a) Strukturgeologi og stratigrafi.

For å forstå sammenhengen mellom den disseminerte mineraliseringen i Annliffjellet og de stratiforme forekomstene i Gammelannlia, er det nødvendig å fastlegge både strukturgeologien og stratigrafien i området. Noe tydelig foldemønster i stor skala kunne ikke kartlegges ut. Bortsett fra noen putelavaer og sure bergartsenheter finnes ingen strukturer til bestemmelse av opprinnelig lagdeling. Metaryhodacitten antyder en omfolding i områdene ved 800x, 1100y og 1450x, 950y. Problemet er imidlertid å skille foldestrukturer fra primære strukturer dannet under avsetningen av vulkanittene. Muligheten for at noen av de sure bergartene er opprinnelige ganger, er også tilstede. Lagerganger kan f.eks. lett forveksles med ekstrusiver

Eventuelle folder og forkastninger kan fastlegges ved hjelp av magnetometri. Dersom det finnes en grønnsteinsstratigrafi, kan det også være mulig å kartlegge denne.

b) Sonering i omvandlingssone.

Ved hydrotermale omvandlinger av bergarter forandres mineralogien. Magnetitt kan bl.a. omvandles til sulfider (Constantinou 1976). På et magnetometrikart vil i slike tilfelle omvandlingssoner framtre som negative anomali-områder. Dersom det har vært hydrotermal aktivitet i Annliffjell-området, vil det ifølge denne teorien være mulig å finne en sonering omkring den disseminerte mineraliseringen i Annliffjellet. Undersøkelse av grenseforholdene til en omvandlingssone vil være til stor hjelp i fastlegging av malmdannelsen. Særlig er det viktig å finne hvilke bergarter som er dannet før mineraliseringen og hvilke som er dannet etter.

5.5.2. Resultat.

Fra bilag 7 kan man slutte:

a)

Området kan deles i to klart adskilte deler. Grovt sett går grensen diagonalt i området fra 400x, 850y i sør til 1700x, 1200y i nord. Det vestligste området har i store trekk lav magnetisk feltstyrke. Det østlige har svært vekslende, men hovedsaklig høyere feltstyrke. Magnetittinnholdet varierer derfor meget i dette området.

b)

En stor anomali (ca. 10.000 γ) ligger mellom punktene 700x, 900y og 800x, 900y. Den skyldes en massiv magnetittbenk som tilhører Gammelannlia vest-sonen (se avsnitt 5.4.2.). Anomalien ligger på den diagonale linjen som deler området i to. En negativ flåte med anomalien skyldes at magnetittbenken faller på nordvest (Aalstad og Åm 1972).

c)

En 25-50 m bred og ca. 600 m lang anomal sone (500-1500 γ) ligger vestligst i området med lav magnetisk feltstyrke. Blåkvarts med svovelkisimpregnasjon (825x, 1230y) er funnet et sted på denne sonen (se bilag 2).

d)

I det østlige området dekker flere av de langstrakte anomaliene kartlagte blåkvartsbenker. På noen soner kan magnetitt sees i grønnsteinen.

e)

Anomali (3000 γ) ved skjerp 1365x, 900y skyldes trolig en blåkvartsbenk. En eventuell magnetkismineralisering i denne sonen vil bli overskygget av blåkvartsen.

Magnetitt har ca. 10 ganger høyere susceptibilitet enn magnetkis (Aalstad og Åm 1972).

f)

De anomale sonene tilsvarende stratigrafiske horisonter i bergartene og er parallelle skifriheten. De er tynne, lite utholdende og fingerer ofte inn i de omkringliggende grønnsteiner.

g)

En svakhetssone og en skyvesone henholdsvis gjennom punktene 650x, 1025y og 800x, 1050y er synlige.

h)

Innholdet av magnetitt i de sure bergartene varierer meget og er ikke vesentlig forskjellig fra innholdet i grønnsteinen. Feltstyrken i de sure bergartene varierer fra ca. 51.300 til 52.300 γ .

5.5.3. Konklusjon.

a)

Ingen tydelige foldestrukturer kan festlegges. I sør-vest viser imidlertid bergartene en svak dreining mot vest.

b)

De to områdene med forskjellig magnetisk feltstyrke tilsvarende de to kartlagte grønnsteinsenheter. Utenom disse enhetene er det ikke gjort noen videre inndeling av grønnsteinen. Med unntak av magnetittinnholdet synes grønnsteinene å være homogene. De magnetittholdige sonene er dessuten lite utholdende.

c)

Mineraliseringen i Annliffjellet og bergartene omkring har ikke anomalt magnetittinnhold.

5.6. Prøvetaking av bekkesediment.

5.6.1. Formål.

Nede i Gammelannlia opptrer anomale Cu-, Zn- og Pb-gehalter i bekkesedimenter. Prøve nr. 5162 i tabell 5.4. er særlig anomal. Bilag 8 viser prøvetakingspunktene. Elementene kan stamme fra to mineraliseringer, Gammelannlia øst og Annlifjellet. Det er av interesse å finne i hvilken grad disse har virket som kilde for metallene. 8 bekkesedimenter er derfor tatt fra mindre bekker rundt Annlifjellet. 3 av prøvene er tatt i området mellom de to mineraliseringene.

Prøve nr.	Cu ppm	Zn ppm	Pb ppm	Ni ppm	Ag ppm
1	53	135	61	24	
2	30	55	20	16	
3	13	98	25	23	
4	53	130	40	42	
5	16	69	43	21	
6	57	350	98	22	
7	23	68	34	16	
8	19	68	23	16	
5161	33	62	20	21	0,7
5162	113	315	140	23	1,1
5163	23	80	48	17	0,8
5164	52	191	88	27	0,8
5165	30	103	30	54	0,7
5166	18	73	10	34	0,4
5167	30	80	13	21	0,2
5176	54	110	14	99	0,9
5183	62	150	46	15	0,5
Middelverdi	40	126	44	29	
Maks.verdi	113	350	140	99	
Min. verdi	13	55	10	15	

Tabell 5.4. Bekkesedimentanalyser i Annlifjellområdet. 1-8 er prøvetatt under feltarbeidet i sommer. De øvrige er fra tidligere prøvetaking og inngår som rådata for den geomatematiske behandlingen.

5.6.2. Resultat.

De prøvetatte bekkene er små og tildels uttørket. De inneholder noe humus. Prøvene 3, 4 og 6 i tabell 5.4. er tatt i en bekk som drenerer den mest intense mineraliseringen i Annlifjellsonen. Analysene er anriket på Zn i forhold til Cu. Prøve 1 er fra en bekk som drenerer den nordlige delen av sonen. Denne er også noe anriket på Zn.

5.6.3. Konklusjon

Zn-anomaliene i bekkesedimenter nederst i Gammelannlia stammer hovedsaklig fra Annlifjellsonen. Kilden for Cu synes derimot å være Gammelannlia øst.

5.7. Hovedelementanalyse av bergarter.

7 prøver er analysert på hovedelementer av laboratoriet ved Geologisk institutt, NTH. Formålet er å klassifisere bergartene og den antatte hydrotermale omvandlingen i Annlifjellet.

For å lage representative prøver er det samlet flere småprøver innenfor et begrenset område (noen m²). For grønnsteinene er det lagt vekt på å ta prøver av bergarter som er lite påvirket av havbunnsmetamorfose. Prøvetakingen er utført sammen med stipendiat Arne Reinsbakken. Plasingen av prøvetakingspunktene sees av bilag 8.

Av tabell 5.5. er det tydelig at de to grønnsteinsenheterne (prøve nr. 38 og 54) har forskjellig kjemisk sammensetning. Den mørke klorittrike grønnsteinen har høyt innhold av Fe₂O₃ mens den lyse epidotrike er forholdsvis rik på CaO og MgO. Grønnsteinsenheterne må derfor representere to stadier i jernanrikningstrenden som er påvist i Bjørkvatnformasjonen av Lutro (1979). Den mørke grønnsteinen tilhører det seneste stadiet i den magmatiske differensiasjonen.

På grunnlag av SiO_2 -innholdet er denne bergarten funnet å representere en basaltisk andesitt (Cox o.a. 1978, s. 14) mens den lyse grønnsteinen er en opprinnelig basalt.

Den lyse grønnsteinen har samme lave Fe_2O_3 -innhold som den lyse grønnsteinen nordøst for Annliffjellet (Lutro 1979). (Se forøvrig bilag 39). Analysene viser også forholdsvis høyt CaO- og MgO-innhold i denne grønnsteinen (Lutro 1979).

Prøve nr.:	38	50A	50B	51	52	53	54
Bergart	mørk gr.st.	omv. agglm.	felsisk agglm	gr.st. gang	omv.	meta-rh.dac.	lys gr.st.
SiO_2	52,73	77,59	79,10	49,22	75,39	77,05	50,39
TiO_2	1,33	0,23	0,21	0,72	0,21	0,24	0,62
Al_2O_3	15,49	12,44	10,62	14,38	12,54	12,34	15,96
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$	13,97	2,09	3,80	8,69	2,94	2,84	7,14
MnO	0,17	IM	0,02	0,15	IM	0,09	0,13
MgO	5,78	IM	IM	6,85	IM	IM	7,96
CaO	5,26	0,29	1,60	8,45	0,35	0,90	8,26
Na_2O	1,93	6,54	4,59	2,53	5,89	4,83	3,29
K_2O	IM	IM	IM	0,26	IM	0,07	0,91
P_2O_5	0,32	0,02	0,04	0,15	0,04	0,07	0,17
Glødetap	2,88	1,16	0,80	10,12	1,55	1,06	5,67
Sum	99,86	100,36	100,78	101,52	98,91	99,49	100,50

Tabell 5.5. Hovedelement - kjemi til de vulkanske bergartene i Annliffjell-området. IM - ikke mølt

En av grønnsteinsgangene som gjennomsetter det felsiske bergartskomplekset i Annliffjellet, har en kjemisk sammen-
setning som har flest likhetstrekk med den lyse grønn-
steinen. Dette er uventet fordi de felsiske bergartene
synes å ligge stratigrafisk høyere enn den lyse grønn-
steinen. Det er vanskelig å finne noen forklaring på
forholdet. Den sannsynlige årsaken er at Ca-Mg-rike
basalter også er dannet etter at den sure eksplosive
vulkanismen er avsluttet.

omvendt
?

Prøvene 50A og 52 var tydelig bleket og ompregnet av finkornet svovelkis. De antas å være påvirket av hydrotermale omvandlinger. Prøve 50A er sannsynligvis et omvandlet felsisk agglomerat. En gradvis overgang til denne bergarten kan sees. Opprinnelsen til prøve 52 er usikker. Mikroskopiske undersøkelser viser at den består av en svovelkisimpregnet finkornet grunnmasse av kvarts og albitt, med kvarts- og albitt-fenokrystaller. Epidot opptrer aksessorisk. De to kjemiske analysene viser en anrikning av Na_2O og en reduksjon av CaO -innholdet i forhold til de andre bergartene i området. Dette antyder en albittisering av bergartene, dvs. en økning av albittinnholdet (Barnes 1967, s.176). Denne prosessen er bl.a. påvist i tilførselsonen til Skorovatnforekomsten (Reinsbakken 1980). I Kurokoforekomstene blir derimot både Na og Ca utlutet i tilførselsonen og de omkringliggende bergarter (Sato og Lambert 1974).

Den serisittrike delen av omvandlingen i Annliffjellet er ikke analysert kjemisk.

5.8. Malmdannelse.

Følgende geologiske utviklingsmodell kan lages for Annliffjellområdet:

a)

Avsetning av Ca-Mg-rike basalter. Putelavaer er stedvis utviklet. Lavaene er spilittisert som følge av havbunnsmetamorfose (Lutro 1979). De pretektoniske epidotsegregasjonene er dannet under denne prosessen.

b)

Eksplisiv sur vulkanisme med dannelse av auto-breksjer, agglomerater og tuffer. Området rett øst for Annliffjellet ligger meget nær senteret i vulkanismen. Agglomeratet er her mektig, og stratigrafisk under dette ligger tilførselkanaler for pyroklastene.

c)

Hydrotermale løsninger knyttet til dette vulkanske senteret har trengt gjennom lavaene og de pyroklastiske bergartene.

Denne hydrotermale aktiviteten har resultert i sterk omvandling av sidebergartene. Sulfider er felt ut fra løsningene, noe nede i tilførselsonen, men sannsynligvis størst mengder ute på havbunnen. Ekshalitter i form av blåkvarts og hvit chert er også dannet fra disse løsningene.

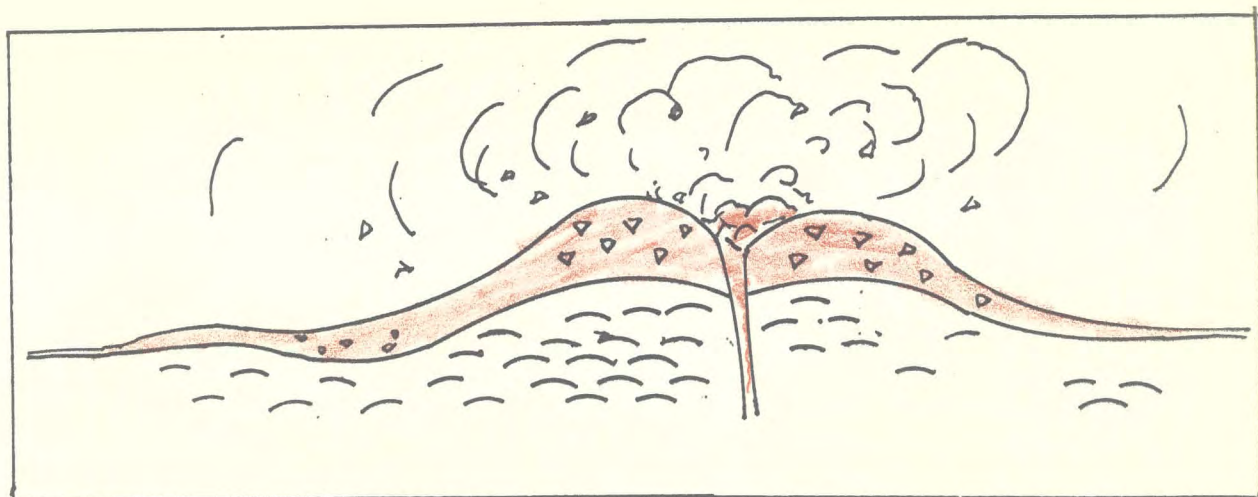
d)

Mafisk-intermediær vulkanisme har fortsatt i form av basalter og Fe-rike basaltiske andesitter. Tilførsel av lava fra magmakammeret må ha foregått langs de samme svakhetssonene som ble benyttet til transport av de hydrotermale løsningene (grønnsteinsganger og kvarts-svovelkisspessartin-årene har tilnærmet samme retning).

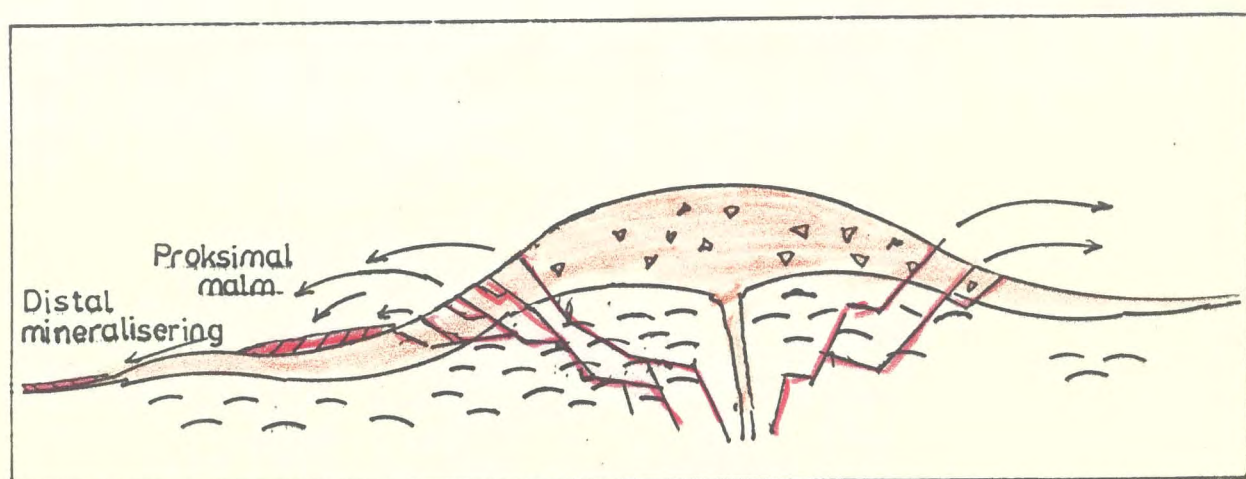
e)

Mineraliseringene og bergartene som utgjør en del av en tidlig-ordovisisk øybue (Gale og Roberts 1974) ble under den kaledonske orogenesen i mellom-silur skjøvet i østlig-sørøstlig retning). Gjersvikgruppen utgjør en invertert flanke i en stor isoklinal fold (Kollung 1979). Pute-lavaene i Annliffjellet viser også en invertering av bergartene. Metamorfosegraden er i lavere grønnskifer-facies (Lutro 1979). De vulkanske bergartene og mineraliseringene er tildels blitt omkrystallisert. Den primære mineralogien er erstattet eller pseudomorfosert av kloritt, albitt, epidot, kalkspat og titanitt. Stilpnomelan er ikke påvist i noen av grønnsteinene.

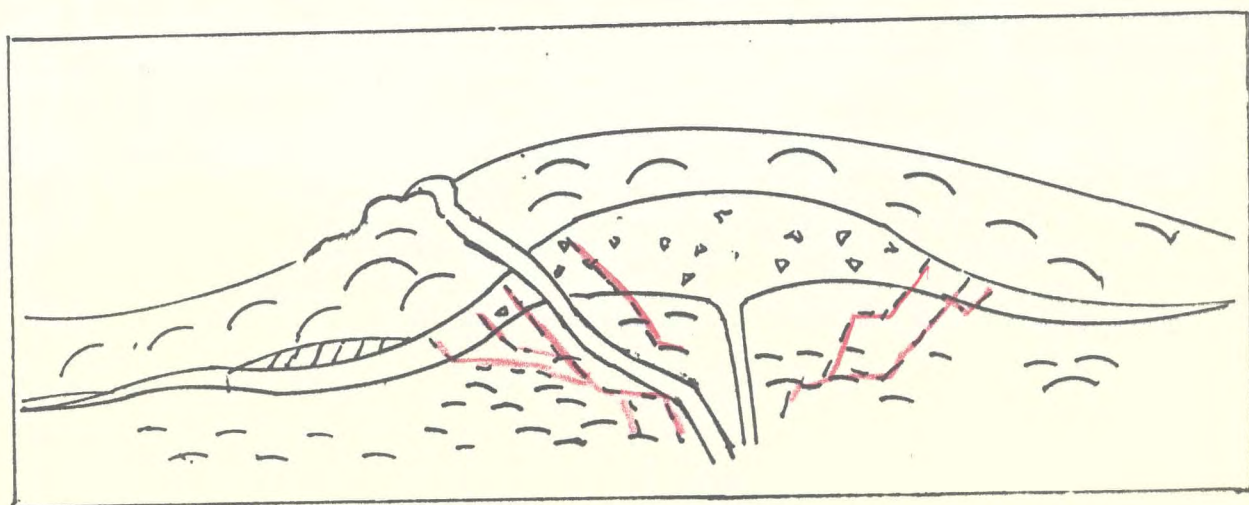
Utviklingstrinnene b, c og d er illustrert i fig. 5.16.



Eksplisiv sur vulkanisme.



Utstrømning av hydrotermale løsninger og utfelling av sulfider på havbunnen.



Fortsatt vulkanisme i form av basaltiske og andesittiske lavaer

Fig. 5.16. Illustrasjon av hvordan bergarter og mineraliseringer kan være dannet i Annliffjellområdet. Fritt etter Hals o.a. (1977), Sato og Lambert (1974).

Gammelannlia-sonene er stratiforme sulfid-mineraliseringer dannet på havbunnen mens den disseminerte mineraliseringen i Annliffjellet sannsynligvis representerer tilførselsonen for de malmdannende løsningsene.

Av fig. 5.5. ser man at mineraliseringen i Annliffjellsonen er dannet før den gjennomsettende grønnsteinsgangen. Stokkverket kan derfor ikke skyldes remobilisering av sulfider på grunn av tektoniske bevegelser i den kaledonske orogenesen. Mineraliseringen kan dessuten ikke være dannet sedimentært. De mineraliserte årene er tildels orientert vinkelrett på den primære lagdeling. Mineraliseringen har derfor skjedd etter avsetningen av pyroklastene, men sannsynligvis før stratigrafisk overliggende grønnsteiner. Siden bergartene omkring mineraliseringen synes å være omvandlet, blir konklusjonen at stokkverket skyldes gjennomstrømmende hydrotermale løsninger.

Den kjemiske sammensetningen av mineraliseringen synes å være spesiell, idet den har et høyt Mn-innhold. Spessartin er ikke beskrevet i tilførselsonene i f.eks. Kuroko-forekomstene (Sato 1977), arkeiske kisforekomster av antatt Kurokotype (Sangster 1972) eller Kyprostype-forekomster (Govett og Pantazis 1971, Hutchison og Searle 1971) eller Skorovas-forekomsten (Reinsbakken 1980). Derimot er det kjent at bl.a. MnO er sterkt anrikt i tilførselsonen til den appalachiske forekomsten Buchans (Thurlow o.a. 1975). I den prekambriske Mattali i Canada opptrer dessuten almandin i omvandlingssonen (Franklin o.a. 1975). Denne forekomsten er antatt å være av Kurokotype og opptrer i bergarter av middels metamorfosegrad.

I Skorovatn-området er Mn-oksyder og granater påvist i ekshalitter (Ferriday og Halls 1978). Man kan altså slutte at Mn er knyttet til hydrotermal aktivitet i Grongfeltet. Årsaken til at Mn er utfelt nede i tilførselsonen i Annliffjellet er uviss, men det skyldes sannsynligvis spesielle fysio-kjemiske forhold under dannelsen.

Røntgendiffraktometri-undersøkelser av blåkvarts fra røsk på Gammelannlia øst-sonen viser at den bare inneholder kvarts og magnetitt og ingen Mn-mineraler.

Annlifjell-mineraliseringen er sinkblendeførende, noe som er forholdsvis uvanlig for tilførselsoner. Det er imidlertid observert i Kyprostype-forekomster (Govett og Pantazis 1971) og finnes dessuten i tilsvarende forekomster i Løkkenfeltet (Grenne muntl. meddelelse 1980). Disse malmene er imidlertid dannet i et annet geologisk miljø, og direkte sammenligning er ikke riktig. I Litjffjellet, ca. 4 km øst for Annlifjellet, er en kopperkisførende disseminert svovelkismineralisering undersøkt av Mellin (1979). Den blir antatt å representere et forholdsvis dypt snitt i en tilførselsone.

Tilførselsonen i Gjersvikforekomsten har visse likhetstrekk med Annlifjellsonen. I Gjersvik ligger stokkverk-mineraliseringen i silifiserte ryhodacittiske pyroklaste, og den går gradvis over i den stratigrafisk overliggende kismalm (Mellin 1979). Mineralogisk er imidlertid tilførselsonen lite undersøkt. Tektonisk mobilisering av kvarts har her virket i tillegg til silifiseringen, men den har sammenlignet med de hydrotermale prosessene liten betydning.

Det geologiske miljøet i Annlifjell-området har dessuten mange likheter med Skorovatn- og Skiftesmyr-områdene, der stratigrafien også består av lyse epidotrike grønnsteiner, mørke klorittrike grønnsteiner og felsiske pyroklaste (Halls o.a. 1977), Reinsbakken mntl. meddelelse 1980). En tilførselsone er også observert i Skiftesmyr-området. I Gjersvik finnes bare mørk grønnstein i tillegg til de felsiske pyroklastene (Mellin 1979), noe som kan skyldes at den stratigrafisk underste grønnsteinen er erodert bort.

5.9. Malmpotensial.

Den østlige sonen i Gammelannlia ligger stratigrafisk over

det mektigste partiet i de pyroklastiske bergartene. Denne mineraliseringen kan derfor tilhøre en proksimal forekomst. Analysene fra røsk ved 1245x, 900y viser imidlertid et meget lavt innhold av basemetaller. En magnetkisblokk ved skjerp på 1365x, 900y har derimot tydelig kopperkismineralisering (fig. 5.9.). Det er også kjent at proksimale forekomster kan ha enkelte basemetallfattige soner som f.eks. beskrevet i Skorovass-forekomsten (Halls o.a. 1977). Skjerpet ligger ca. 300 m sør for den mest intense mineraliseringen i Annliffjellet og 100 m nordøst for røskegrøfta. (1245x, 890y).

Proksimale forekomster kan dannes rett over en tilførselsone. En stokkverkmineralisering i omvandlete pyroklastiser vil da gå gradvis over i en massiv malm som f.eks. beskrevet i Gjersvik-forekomsten (Mellin 1979) og Kuroko-forekomster (Lambert og Sato 1974). Slike forekomster har ofte en utstrekning i en retning. Dette skyldes at strømmen og topografiske forhold på havbunnen innvirker på utfellingen av sulfidene. Dersom en proksimal forekomst er dannet i Annliffjellet, kan man vente at denne er mektigst og rikest mineralisert i nærheten av og strukturelt under den mest intense delen av Annliffjellsonen.

En utløper fra dette omvandlingsområdet faller sammen med den massive svovelkisbenken ved 1200x, 900y. Det viser at utfelling av sulfider har foregått i utkanten av tilførselsonen.

Gammelannlia vest-sonen ligger utenfor det felsiske bergartskomplekset. Den kan derfor være dannet distalt. Overgang fra svovelkis til magnetitt antyder også en slik dannelselse (Ofstedahl 1958a).

En avgjørende faktor for lokaliseringen av en eventuell proksimal malm i Annliffjellområdet er utstrekningen av stokkverkmineraliseringen mot dypet. Man vet at tektoniske bevegelser fører til at en tilførselsone roteres eller

forskyvves slik at den kan bli nærmest parallell til både skifriheten og den massive malmen (Sangster 1972). Tilførselsonen kan i enkelte tilfeller få en en-échelon-struktur. Skyvningen av Limingendekket har resultert i isoklinal folding (Kollung 1979). Skifriheten i Bjørkvatnet-formasjonen er utviklet under denne deformasjonsfasen (Lutro 1979). Det er noe usikkert hvordan tilførselsonen i Annliffjellet er påvirket av disse bevegelsene.

På grunn av den store kompetanseforskjellen mellom bergartsenhetene vet man at det meste av forskyvningen har foregått langs grensene mellom bergartene (fig. 5.6.). Fig. 5.2. viser dessuten at putene i grønnsteinen er lite forskifret eller elongert. Man kan derfor anta at det innenfor bergartsenhetene har vært liten bevegelse.

F_1 -folder med tydelige S- eller Z-strukturer er ikke observert i området. Det er derfor umulig å fastslå med sikkerhet retningen til de tektoniske bevegelsene. To observerte F_1 -foldeakser faller 30° mot NNV (se avsnitt 5.3.4.). Ifølge Pumpellys lov (Berthelsen 1975, s. 70) vil aksene i små folder være parallelle aksene i store folder. Vi kan dessuten anta at de tektoniske bevegelsene i bergartene har vært normalt aksene i de isoklinale foldene. På grunnlag av dette kan vi slutte at største delen av forskyvningen har foregått normalt på strøkretningen av skifriheten. En mindre komponent har vært parallell denne retningen.

Som det framgår av fig. 5.17. er det to muligheter for tektoniske bevegelser normalt på strøkretningen av skifriheten.

I tilfelle a) kan man vente å finne en proksimal malm bevart under Annliffjellet. I tilfelle b) vil toppen av tilførselsonen være erodert bort. Dette vil redusere mulighetene for å finne en massiv malm.

Siden den inverterte putelavaen nord for Annliffjellet synes

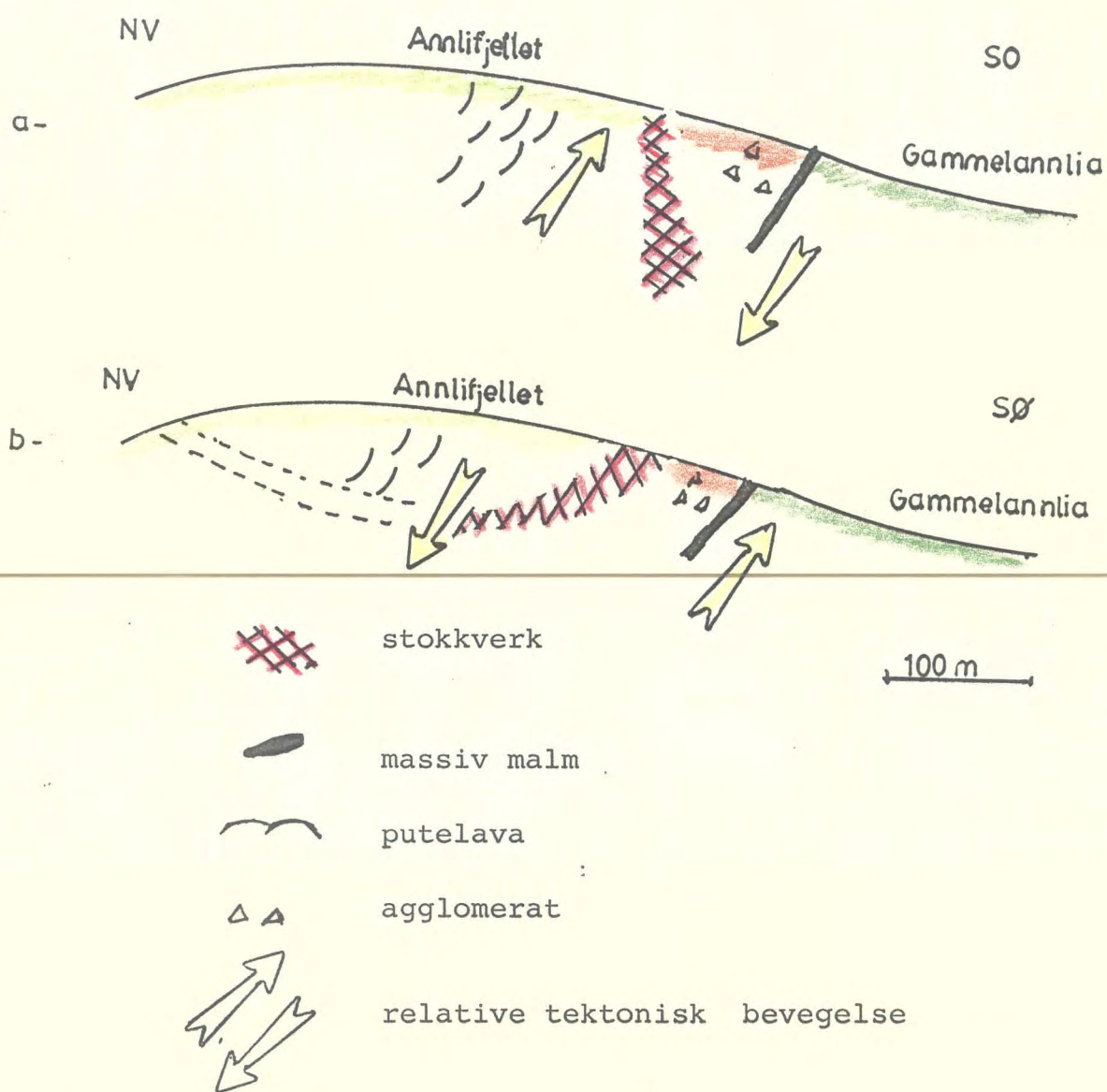


Fig. 5.17. Skisse av mulige orienteringer av de tektoniske bevegelsene i Annliffjellområdet.

å være lite påvirket av tektoniske bevegelser, vil en tilførselsone sannsynligvis stå normalt lagdelingen i dette området. Dersom b) er den rette teorien, burde man vente at stokkverkmineraliseringen dukket opp igjen i den lyse epidotrike grønnsteinen slik som antydnet på fig. 5.17b. Dette er ikke observert. Konklusjonen blir derfor at a) er den mest sannsynlige hypotesen.

En annen viktig faktor er hvilket nivå i den opprinnelige tilførselsonen Annlifjell-mineraliseringen representerer. Dette er vesentlig for å kunne beregne dypet til en eventuell proksimal forekomst. Annlifjell-sonen ligger i de stratigrafisk undre deler av de sure vulkanittene. Mektigheten på disse bergartene er 100-120 m ved det sentrale området i mineraliseringen. Dette vil være et anslag for dypet under havbunnen hvor mineraliseringen har foregått.

Muligheten for at mineralogien i tilførselsonen forandres i retning av en massiv malm, er tilstede. Tilførselsonen til den prekambirske forekomsten Mattali i Canada inneholder f.eks. kopperkis og sinkblende ned til 20-30 m under den massive malmen (Franklin o.a. 1975). Selv om stokkverkmineraliseringen i Annlifjellet bare inneholder små mengder sinkblende og kopperkis, kan den derfor likevel ha vært tilførselsone for Cu- og Zn-holdige løsninger.

Konklusjonen blir at mulighetene for å finne en proksimal malm under Annlifjellet synes å være gode. Det lokaliserte skjerpet med mineraliserte løsblokker styrker denne hypotesen.

På grunnlag av denne vurderingen og geologisk kart (bilag 2) har jeg laget sannsynlige geologiske profil langs 1300x og 1500x. (fig. 5.18 og 5.19). Fig. 5.19 viser to muligheter for utstrekning av de felsiske bergartene mot dypet.

Det er naturlig å tro at malmaksen har nordøstlig draging i felt. Sammenlignet med VLF-målingene (bilag 5) viser

NB
Se side
70

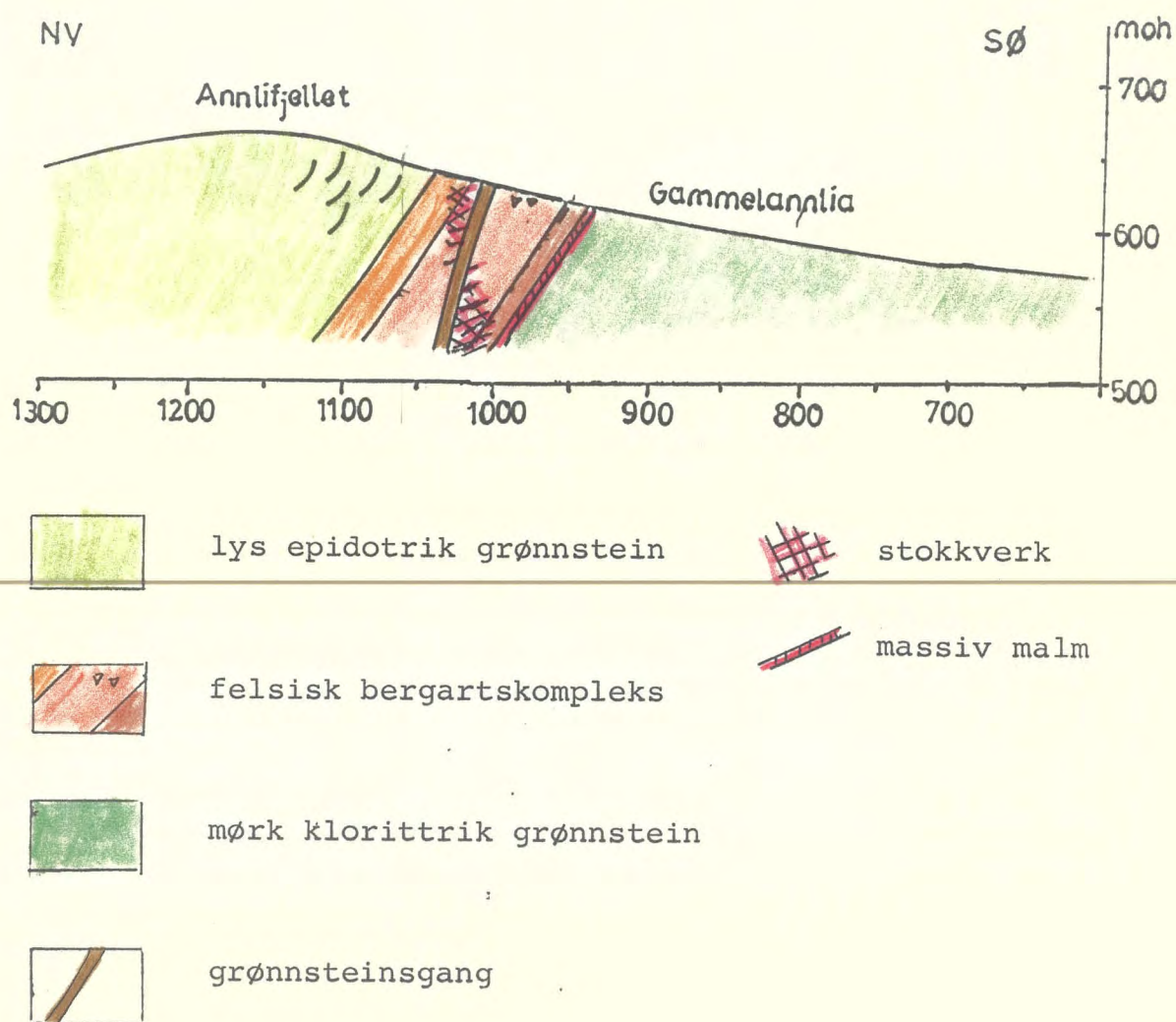


Fig. 5.18. Sannsynlig geologisk profil langs 1300x. Antatt fortsettelse av Annlfjellsonen og Gammelannlia øst-sonen er skissert (M 1:1000).
5000

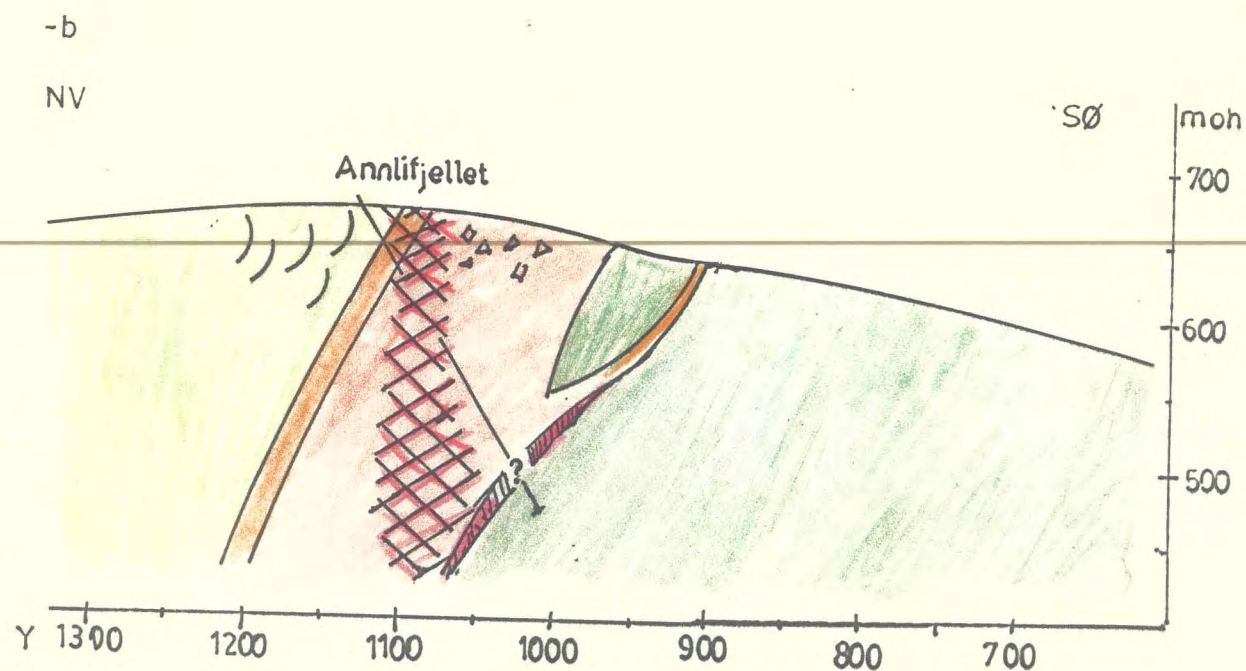
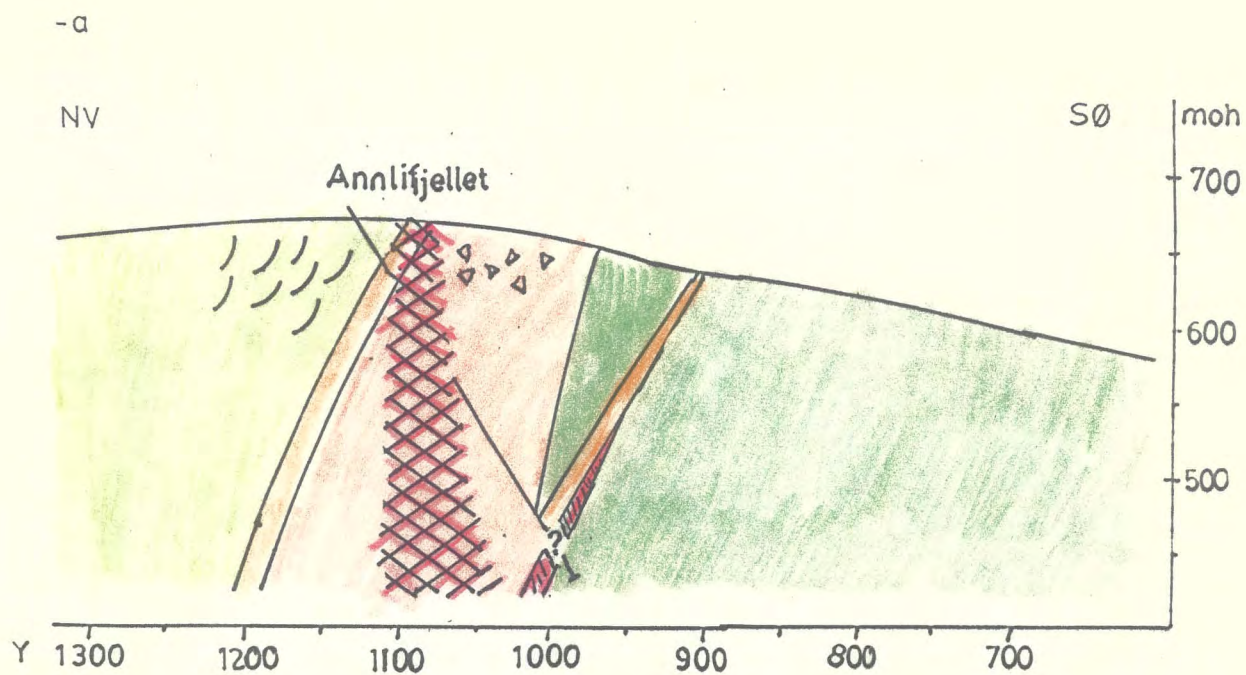


Fig. 5.19. Sannsynlige geologiske profil langs 1500x. To muligheter for fortsettelse av det felsiske bergartskomplekset er skissert. Førslag til påsetting av ca. 250 m langt borhull er gjort. Tegnforklaring: se fig. 5.18. (M 1:1000).

helikopter-EM målingene (bilag 13) større utstrekning av mineraliseringen mot nordøst. Vi vet dessuten at dybde- rekkevidden for helikopter-EM er større enn for VLF, henholdsvis ca. 75 m (Håbrekke muntl. meddelelse 1980) og ca. 50 m (Lile 1978).

5.10. Forslag til videre arbeid i området.

Videre undersøkelser kan gi svar på om en økonomisk drivbar forekomst finnes. Det vil da være naturlig å konsentrere aktiviteten om Annliffjellet og de østlige deler av Gammelannlia.

1)

For å få en bedre kjennskap til utgående av Gammelannlia øst bør det røskes på punktene 1300x, 895y og 1365x, 900y (gammelt skjerp). Disse punktene ligger i en fordypning i tildels fuktig terreng, men røsking synes likevel å være mulig.

2)

Geofysiske metoder vil være en naturlig del av videre undersøkelser. En kompliserende faktor er stokkverk-mineraliseringen ved Annliffjellet. Den vil ligge strukturelt over en massiv kismalm og medfører forstyrrelser og dermed tolkningsproblemer. Egnete metoder vil være måling av oppladet potensial (CP) og magnetotelluriske målinger (MT). Den sistnevnte metoden er beregnet for dypmalm-leting. Det er mulig at en eventuell malm i området ikke vil ligge dypt nok til at metoden kan gi tilfredsstillende resultat. Rekkevidden for denne metoden bør derfor undersøkes nærmere.

3)

Ut fra beregninger om utstrekningen av mineraliseringen bør eventuelle borhull plasseres mellom Annliffjell-mineraliseringen og skjerpel ved 1365x, 900y. For å få minst mulig avvik i borhullsbanen bør hullet stå vinkelrett på lagdelingen og skifriheten. Forslag til et ca. 250 m langt borhull er tegnet inn på profil langs 1500x (fig. 5.19). Mer nøyaktig plassering av borhullet kan bestemmes etter at punkt 1) og 2) er gjennomført.

4)

Dersom det ikke er funnet malm idet man har boret igjennom de felsiske bergartene, bør det utføres geofysiske målinger i hullet. Retningen til en eventuell malm i nærheten kan da bestemmes. CP og Turam vil være de mest aktuelle

metodene (Ryssdal o.a. 1973, Lile muntl. meddelelse 1980). For at måleresultatene skal kunne tolkes, er det nødvendig å kjenne plasseringen av storkverkmineraliseringen.

5)

Disseminerte mineraliseringer i borkhullet bør undersøkes med hensyn på innhold av Cu, Zn, Pb og Ag. Tilsynelatende friske bergarter vil også ha små anrikninger på metall som f.eks. Cu, Zn, Pb, Ag, Hg og Mn. Slike haloer er påvist rundt massive kismalmer av bl.a. Franklin o.a. (1975), Thurlow o.a. (1975) og Lambert og Sato (1974). Haloene opptrer hovedsaklig i liggbergartene, men er også påvist i hengbergarter. De varierer fra noen få til ca. 200 m i tykkelse. Ved gjennomføring av et boreprogram i Annliffjellet kan geokjemiske analyser av borkjernene være et egnet redskap til å finne plasseringen av en proksimal malm. Den forutsetter imidlertid stratigrafisk og strukturell kontroll av bergartene i området (Thurlow o.a. 1975).

6)

Videre geologisk kartlegging i det omkringliggende området er viktig. Fastlegging av grønnstein-stratigrafien er særlig interessant. Eventuell sammenheng med forekomstene ved Tjermijavrieh (Kirma) og Halvvegesberget (Ofstedahl 1958a) bør undersøkes. Det er en mulighet for at den lyse grønnsteinen som er kartlagt av Lutro (1979) har sammenheng med den lyse, epidotrike grønnsteinen i Annliffjellet (se bilag 39). Et stort område bestående av agglomerater og metaryhodacitt (Lutro 1979) sør for Bjørkvatnet bør også undersøkes. En rustsone i denne bergarten ved utløpet av Bjørkvasselve kan vise seg å være en tilførselsone (Vokes muntl. meddelelse 1980).

6. STEINFJELLET.

6.1. Feltbeskrivelse.

Feltet ligger oppe på Steinfjellet, 2-3 km sør for veitunnelen på fylkesveien mellom Brekkvasselv og Gjersvik. Høyeste punktet i området er ca. 800 m.o.h. Hele området ligger over tregrensen, og blotingsgraden er god. Tynn moreneoverdekning forekommer i fordypninger i terrenget. Bekker og vann dreneres nordover til Kleivbekken og Bjørkvatet og sørvestover til Tromsdalen. Bekkene er små med moderat fall. I sør finnes to tjern. Området omkring disse er overdekket.



Fig. 6.1. Sørlig del av Steinfjellområdet.
Fotoet er tatt mot sør fra (1400x,
400y).

I nord finnes en mengde små vann. En bratt nordvendt fjellskrent går øst-vest gjennom området. Denne er minst markert i vest. Basislinjen er derfor lagt på denne siden. Stikningsnettets er 1300 m langt og 800-1000 m bredt.

6.2. Tidligere utført arbeid.

Området er i senere tid kartlagt regionalt av Kollung (1979) og Lutro (1979). Geologisk kart i målestokk 1:50.000 (Kollung 1977) viser to rustsoner bestående av svovelkis og magnetitt. Feltet er dekket med helikoptergeofysikk og bekkesedimentprøvetaking (bilag 11, 14, 17-20).

6.3. Geologi.

6.3.1. Regional geologi.

Kollung (1979) har delt bergartene i tre enheter, alle tilhørende Gjersvikgruppen. Disse er enhet 2 båndet amfibolitt, enhet 3 homogen amfibolittisk grønnstein og enhet 4 eldre grønnstein. Han foreslår en mulig rekrystallisasjon for dannelsen av gabbroene i området.

Lutro har inndelt bergartene i to formasjoner: Kleiva (eldst) og Bjørkvassklumpen (yngst). I tillegg er en gabbrointrusjon kartlagt. Denne inndelingen synes å passe godt i mitt felt og er derfor valgt som grunnlag for detaljkartleggingen (bilag 3). Bilag 39 viser Lutro's kart over Gjersvikområdet.

6.3.2. Bergartene.

a. Kleiva-formasjonen.

Bergartene tilhørende denne formasjonen er i området en båndet amfibolitt med et intrusivt kompleks. Amfibolitten er meget skifrig og har lyse plagioklasrike bånd i mm-skala. Gjennomsettende årer i mm-skala av epidot og kvarts er vanlig. Bergarten viser gradvis overgang til den stratigrafisk overliggende aktinolittskiferen i Bjørkvassklumpen-formasjonen.

Det intrusive komplekset består av en båndet og heterogen metagabbro. Innenfor denne gabbroen finnes områder med serpentinitt, metagranodioritt og grovkornet metadioritt. Bånd i dm-m skala av pegmatittisk hornblenditt og anortositt finnes stedvis. Disse to bergartene er ikke skilt ut under kartleggingen.

Metagabbroen er middels- til grov-kornet og massiv til svakt foliert. Den varierer fra nærmest anortositt til hornblenditt i sammensetning. Den viser meget ofte en tydelig bånding. Noe av denne kan være primære strukturer. Gabbroene i de sørlige deler av Grongfeltet har en primær bånding (Reinsbakken mtl. meddelelse 1980). Tektonisk påvirkning antas også å ha vært en viktig årsak til båndingen. Boudinage-strukturer er f.eks. meget vanlig i gabbroen (fig. 6.2.). De hornblenderike båndene er oftest boudinert.



Fig. 6.2. Boudinagestruktur i båndet gabbro. (1600x, 850y).

I nordvest finnes en opptil 50 m bred sterkt forskifret serpentinit. Øst for denne ligger et 25 m bredt belte av grovkornet metadioritt. Metagranodioritten opptrer som en 50 m bred sone sørvest i feltet. Bergarten består av sukkerkornete, langstrakte aggregater av finkornet kvarts, sterkt serisittisert plagioklas og epidot/kloritt. Aggregater må opprinnelig ha vært middels- til grovkornete mineralkorn. Bergarten er sterkt tektonisert og omvandlet.

En grovkornet metadiorittkropp gjennomsetter delvis metagranodioritten ved 1600x,950y. En langstrakt, 25-50 m bred kropp av samme bergart strekker seg sørover fra dette området.

b. Bjørkvassklumpen-formasjonen.

Øst for og strukturelt under Kleivaformasjonen ligger en formasjon som består hovedsaklig av finkornet aktinolittskifer, Bjørkvassklumpen-formasjonen (Lutro 1979). Aktinolittskiferen er vestligst båndet på samme måte som amfibolitten i Kleivaformasjonen, men den er lysere på grunn av et høyere aktinolittinnhold (Lutro 1979). Innholdet av plagioklasrike bånd avtar østover. Kvarts-keratofyr forekommer som 1-2 m brede og opptil 100 m lange benker parallelt skifriheten.

Middelskornete metagabbroer forekommer i aktinolittskiferen. De er mer homogene og ikke så grovkornet som gabbroen i Kleivaformasjonen, men ellers er de meget lik hverandre. De er massive til svakt folierte, opptil 200 m brede og strekker seg gjennom hele feltet. Xenolitter av aktinolittskifer finnes stedvis. De danner langstrakte kropper parallelt skifriheten. Gabbroen er dessuten gjennomgått av en mengde kvartskeratofyr-ganger. De går ofte på tvers av skifriheten, er 0,25 - 2 m tykke og 20 - 150 m lange. Kontakten mellom baggro og aktinolittskifer er skarp, men overgangen fra aktinolittskifer til amfi-

bolitten i Kleivaformasjonen er gradvis.

6.3.3. Strukturgeologi.

Skiffrigheten i området er meget ensartet. Strøkretningen er $25-40^{\circ}\text{N}$, og fallvinkelen er $65-90^{\circ}\text{NV}$. Dette er en akseplanskiffrighet og benevnes S_1 (Lutro 1979). Boudinage-strukturen er utviklet samtidig med denne skiffrigheten.

Isoklinale F_1 -folder opptrer også i området. Disse er i cm-dm-skala. Aksene faller $60-70^{\circ}$ mot SV og akseplanet er parallelt med fall og strøk på skiffrigheten.

Åpne F_2 -folder opptrer mer sjeldent. To steder viser imidlertid foldeaksene ca. 40° fall mot V og SV. Akseplanene har S-SV-strøkretning og faller ca. 50° mot V. Foldene er i dm-skala.

Såkalte S_3 -krenulasjonsfolder (Lutro 1979) finnes noen få steder i området. Disse opptrer også i cm-dm-skala.

En Ø-V-gående skyvesone deler området i to. Skyvesonen faller ca. 45° mot sør. Bergartene på over- og undersiden er sterkt forskifret og er klorittisert. De samme bergartsenhetene finnes på begge sider av sonen, men de er forskyvd sinistralt ca. 500 m.

6.4. Mineraliseringer.

To utholdende og flere mindre mineraliserte soner er funnet i området. Disse ligger i aktinolittskiferen tilhørende Bjørkvassklumpen-formasjonen, (bilag 3).

VLF-målingene (bilag 6) viser en ca. 700 m lang sone sentralt i den sørlige del av feltet. Den kan følges som en markert rustsone (6.3.). Mineraliseringen har samme retning og fall som skiffrigheten i bergarten og utgjøres hovedsaklig av flere 0,3 - 1 m brede svovelkisimpregnerte

bånd innenfor et ca- 7-8 m bredt område. Opptil 25 % svovelkis forekommer som 1-2 mm store subhedrale korn i en finkornet kvartsrik grunnmasse. Denne inneholder også noe kloritt og serisitt. Omkring 50 % av disse mineral-kornene er retningsorientert. Aksessorisk opptrer amfibol, epidot og meget finkornet magnetitt (ca. 10 μ). Små dråpeformete inneslutninger av magnetkis opptrer i svovelkisen. Magnetitten er stedvis anrikt i 10-20 mm tykke massive finkornete bånd parallelt skiffrigheten. Disse inneholder litt finkornet svovelkis og mm-tykke kvartsbånd. Svovelkis finnes dessuten som 1-5 mm tykke, middelskornete aggregater på sprekker og inne i isoklinale folder som opptrer i cm- til dm-skala. Sprekkene er oftest parallelle skiffrigheten, og foldene må være F_1 -folder og tilhøre samme deformasjonsfase som skiffrigheten. Disse anrikningene skyldes sannsynligvis mobilisering av svovelkis fra den disseminerte mineraliseringen.

VLF-målingene (bilag 6) viser lav ledningsevne (merk at ombytting av VLF-stasjon mellom 1600x og 1700x fører til fortegnsskifte for måleverdiene. (Se forøvrig avsnitt 3.1.3.)).

En forholdsvis markert VLF-anomali ved 1200x, 720y ble fulgt opp ved å fjerne tynn overdekking og sprengte ut friske prøver. Mineraliseringen var av samme type som i resten av sonen, men litt mer intens.

En 400 m lang rustsone i NV består av samme type mineralisering som beskrevet ovenfor. VLF- målingene for denne sonen viser også dårlig ledningsevne. Analyser fra laboratoriet ved Grong Gruber bekrefter meget lavt innhold av Cu og Zn i begge mineraliseringene, se tabell 6.1.



Fig. 6.3. Rustsone ved 1300x, 665y.
Bildet er tatt mot nord.

Prøve nr.	Lokalitet	% Cu	% Zn	% Pb
E1	1940x, 1045y	0,01	0,02	0,00
F1	350x, 640y	0,01	0,00	0,00
F2	1200x, 718,5y-719y	0,01	0,00	0,00
F3	1200x, 719y- 720y	0,01	0,03	0,00
F4	1200x, 720y-720,5y	0,02	0,01	0,00

Tabell 6.1. Analyseresultat fra Steinfjellet. Pb er ikke funnet i påviselige mengder.

I tillegg til disse to sonene finnes flere svakere og mindre utholdende mineraliseringer. De ligger alle parallelt skifriheten i aktinolittskiferen. To av sonene gir små VLF-anomalier. Den ene ligger i NØ og den andre i SV. Begge forekommer 0,5 - 1 m strukturelt under ca. 1 m brede kvartskeratofyrbenker og er 1-3 m brede. Mineraliseringstypen avviker litt fra den som er beskrevet tidligere. Teksturelt er de meget lite, men mineralogien synes å være forskjellig. Magnetkis forekommer som disseminasjon sammen med svovelkis. Magnetitt er ikke observert. Den ene sonen er blottet på profilen 1200x og 1300x henholdsvis ved 440y og 380y, og den andre på profilene 2100x og 2200x henholdsvis ved 580y og 530y. Analyse av prøve fra 2100x, 580y viser innhold av 0,01 % Cu og 0,03 % Zn.

Finkornet disseminasjon av magnetkis og/eller svovelkis kan stedvis sees i metagabbroen. Denne mineraliseringen er meget svak og gir dessuten ingen VLF-anomalier.

6.5. Malmdannelse og malmpotensial.

Bergartene i området representerer lavaer og tuffer av hovedsaklig mafisk sammensetning og var opprinnelig meget lik bergartene i den stratigrafisk overliggende Bjørkvatnformasjonen (Lutro 1979). Eruptiver har senere intrudert denne lava-sekvensen.

Mulige dannelser for mineraliseringen i de to hovedsonene på Steinfjellet er:

- a. Syngenetisk, dvs. utfelling som kjemisk eller organisk sediment på havbunnen,
- b. epigenetisk, dvs. mineralisering i de vulkanske bergartene fra gjennomstrømmende hydrotermale løsninger.

Sterk deformasjon av bergartene og høy metamorfosegrad har ført til at primær tekstur, struktur og mineralogi er forandret. Følgende faktorer antyder imidlertid en syngenetisk dannelselse:

- a. Svovelkisårer finnes bare på sprekker og i folder som skyldes tektoniske bevegelser,
- b. massive, finkornete magnetittbånd parallelt skifrigheten og lagdelingen tyder på en sedimentær horisont.

Høyt innhold av sulfider og kvarts i de mineraliserte sonene antyder en eksalativ-sedimentær dannelselse. Grafitt er ikke funnet i området. Hydrotermale løsninger forbundet med vulkansk aktivitet er dessuten rike på Si, Fe og S (Ofte Dahl 1958b).

Mineraliseringene er utholdende og homogene og inneholder meget små mengder basemetaller. De tolkes derfor som ~~distale forekomster. Avstanden til en proksimal minerali-~~sering kan være stor.

Opprinnelsen til den disseminerte sulfidmineraliseringen i tilknytning til kvartskeratofyrbenkene er mer usikker. I Litlfjellområdet i Bjørkvatnet-formasjonen er tilsvarende mineraliseringer tolket å være tilførseloner for hydrotermale løsninger (Mellin 1979). På Steinfjellet finnes imidlertid ikke noe årenett slik som på Litlfjellet. Dette kan skyldes sterkere deformasjon og høyere metamorfosegrad i Kleiva-formasjonen.

Sur vulkansk aktivitet i form av mektige kvartskeratofyrer eller felsiske pyroklaste kan ikke påvises i området.

Siden mineraliseringen dessuten er meget svak, må den dersom den er en tilførselsone, representere et dypt nivå. Bergarten omkring mineraliseringen synes dessuten å være lite påvirket av hydrotermal aktivitet.

Konklusjonen av denne vurderingen blir at malmpotensialet i området er minimalt.

7. VURDERING AV RESULTATENE I FORHOLD TIL DEN GEO-MATEMATISKE PRIORITERING.

7.1. Variablenes beskrivelse av de geologiske forhold.

Før variablene kan vurderes er det nødvendig å ha kjennskap til hvilke geologiske trekk de beskriver. Som et resultat av oppfølgingsarbeidet har jeg funnet sannsynlige geologiske forklaringer på flere av variablene. Disse er listet opp i bilag 41. Bare et avgrenset antall av de 27 variablene opptrer i alle tre modeller (se tabell 2.1.). I de tre utvalgte prøveområdene har jeg begrenset meg til å undersøke variablene som har ført til prioritering av disse cellene. Dette har resultert i at variablene i lito-geokjemisk modell 3 er undersøkt i alle tre områdene. Denne modellen gir høy celleverdi for både Angeltjønnin, Annliffjellet og Steinfjellet.

For nøyaktig definisjon av variablene henvises til bilag 40.

7.2. Vurdering av variablene.

7.2.1. Magnetiske variabler (MA1, MA2, MA3, MA4, MA5).

Variablene er funnet å korrelere med geologiske grenser og magnetittholdige mineraliseringer. Ingen av disse variablene viser direkte til økonomiske kiskeforekomster. De kan imidlertid gi opplysninger om det geologiske miljø slikke forekomster opptrer i: på grenser mellom ulike bergartsenheter og i tilknytning til distale, magnetittholdige mineraliseringer. MA1 og MA4 angir et enten/eller for disse to forholdene, mens MA5 angir et både/og. MA5 er derfor en viktig variabel.

Grønnsteinsenheter stratigrafisk over og under de større kiskeforekomster i Gjersvikdekket har forskjellig sammen-

setning. Mellom grønnsteinsenhetene opptrer kvarts-keratofyr og felsiske agglomerater. I dette geologiske miljøet opptrer bl.a. Skorovatn (Halls o.a. 1977), Skiftesmyr (Reinsbakken mtl. meddelelse 1980) og Visletten (Lutro mtl. meddelelse 1980). MA5 beskriver denne geologien meget godt.

7.2.2. Elektromagnetiske variabler (IM6, IM7, LE8, RE9, RE10, RE11).

Variablene IM6 korrelerer med tilstedeværelse av elektrisk ledende soner. Alle elektriske ledere i de tre prøveområdene presenterer kis- og magnetittmineraliseringer.

IM7 favoriserer mineraliseringer med kort utstrekning eller lokale anrikninger på homogene soner. LE8 angir kismineraliseringer med lavt magnetittinnhold. (Høy magnetisk susceptibilitet i undergrunnen gir positiv reell komponent, og i slike tilfeller kan ikke ledningsevnen beregnes). IM7 og LE8 kan m.a.o. ekskludere mineraliseringer som er utholdende, homogene og magnetittholdige. Dette er som kjent karakteristiske trekk ved distale mineraliseringer. IM7 og LE8 beskriver egenskapene til de elektrisk ledende sonene. Variablene kan altså skille ut de mest interessante mineraliseringene fra et område med distale forekomster. I Annliffjellet synes dette å ha fungert bra.

RE9, RE10 og RE11 virker sammen og favoriserer grenseområdene mellom større felt med positive og negative reellkomponent-anomalier. Variablene kan beskrive det geologiske miljø de elektrisk ledende sonene opptrer i. Reellkomponenten er positiv over bergarter og mineraliseringer med høyt magnetittinnhold, mens den er negativ over elektrisk ledende soner.

Hvilken geologisk sammenheng magnetittinnholdet har med malmpotensialet er usikkert. Men siden størst konsentrasjon av Fe i havvann opptrer nær tilførselssonen, er det naturlig å tro at magnetittinnholdet øker inn mot en slik sone (nærmest inntil sonen dominerer imidlertid sulfider). Denne teorien styrkes av at de største positive anomaliene opptrer i Annliffjellområdet (bilag 16) hvor et vulkansk senter med en tilførselsone er lokalisert.

7.2.3. Geologiske variabler (KER, GRO, FIN).

Bare en av de geologiske variablene er representert i hver modell. Forholdsvis lite geologisk informasjon er derfor kodet gjennom disse variablene.

Årsaken til det meget lave antall variabler er sannsynligvis at forekomstene i Gjersvikgruppen ikke er funnet å tilhøre noe bestemt stratigrafisk nivå i grønnsteinene. Noen sammenheng med de intrusive bergartene er også vanskelig å påvise. Et viktig trekk er imidlertid at alle kjente forekomster av betydning i Gjersvikgruppen finnes i tilknytning til felsiske vulkanske bergarter. Variablene KER beskriver dette forholdet.

~~Variabelen KER finnes ikke i LG3. Denne litogeokjemiske modellen er konstruert med Gjersvikforekomsten som mineraliseringsmodell. Malmkroppen i Gjersvik ligger stratigrafisk over et felsisk agglomerat av dacittisk eller ryhodacittisk sammensetning (Mellin 1979). I modell LG3 finnes altså bare variabelen GRO til tross for at mineraliseringsmodellen har kvartskeratofyr. Årsaken til dette paradokset er at modellcellene for Gjersvikmodellen ligger nord for forekomsten og derfor utenfor den kartlagte kvartskeratofyren. Disse cellene er valgt fordi bekkene i dette området i motsetning til området over Gjersvikforekomsten er dekket med geokjemisk prøvetaking.~~

7.2.4. Geokjemiske variabler (CU,PB,ZN,NI,CD,AG).

Disse variablene skal karakterisere mineraliseringer med anomale metallgehalter eller eventuelt et geologisk miljø hvor slike mineraliseringer opptrer. Andre anomalier enn de som forårsakes av disse faktorene skal registreres som falske.

Som resultat av oppfølgingen i de tre prøveområdene er det funnet mineraliseringer med anomale gehalter i to områder, (Angeltjønnin sør og Gammelannlia øst). I disse områdene har altså variablene fungert tilfredsstillende.

I Steinfjellområdet er det derimot ikke påvist noen slik mineralisering. Årsaken er at det enten ikke eksisterer noen, eller at den ikke er blitt funnet. Området er imidlertid godt blottet slik at det første er mest sannsynlig. To av mineraliseringene i Steinfjellet er funnet å inneholde i størrelsesorden 0,01 % Cu og 0,02 % Zn. Bekkene med anomaliene drenerer disse sonene (se bilag 18 og 19).

En sannsynlig årsak til oppkonsentrasjonen av Cu og Zn fra disse fattige mineraliseringene er sterk frostforvitring over skoggrensen. Smith (1976) hevder at denne prosessen i Grongfeltet fører til sterk utluting av Pb fra svak blyglansdisseminasjon eller fra feltspat. Pb absorberes av et humuslag som er lite utviklet over tregrensen. Konsentrasjonen i dette tynne humuslaget kan derfor bli høy. Ved erosjon av jorda føres metallet ut i bekker hvor ytterligere oppkonsentrasjon kan skje.

Det må antas at denne prosessen også vil virke på en disseminert Zn- og Cu-mineralisering. I Nord-Norge har Bølviken (1967) funnet at Cu-innholdet i bekkesedimenter er høyest over tregrensen.

Steinfjellet ligger ca. 200 m over tregrensen. Humuslaget er tynt (se fig. 6.1. og 6.3.). Bekkesedimentanomaliene er dessuten forholdsvis små. Maksimalverdiene er 94 ppm Cu og 165 ppm Zn. Til sammenligning er de henholdsvis 400 og

315 ppm i Annliffjellet og 176 og 346 ppm i Angeltjønnin-området. Bakgrunnsverdiene synes å være omtrent de samme: 20 - 30 ppm Cu og 40 - 50 ppm Zn. I Angeltjønnin-området er de noe lavere for Cu og høyere for Zn. Se forøvrig bilag 18 og 19.

For variablene er analyseverdier over kumulativ prosent 92,5 % definert som klart anomale. Med den benyttede kodingen har dette ført til at 22 % av cellene har fått tilordnet anomale Cu-verdier og 23 % har fått anomale Zn-verdier (Strand og Sinding-Larsen 1979). Disse andelene synes å være høye, og de kan forklare hvorfor Steinfjellet er prioritert. En økning av de anomale grensene vil imidlertid føre til at en interessant mineralisering som Visletten blir nedprioritert på grunn av lave bekkesediment-anomalier i dette området (Strand mtl. meddelelse 1980). Denne forekomsten ligger også over skoggrensen, men er for det meste dekket av meterhøye grushauger (Ofstedahl 1958a). Muligheten for at eventuelle økonomiske forekomster ville bli oversett er derfor tilstede. Ut fra prinsippet om at det er bedre å undersøke for mange enn for få områder, er det ikke tilrådelig å øke de kumulative grensene.

En løsning på problemet vil være å kode løsmasseoverdekningen i hver enkel celle og på den måten dele Grongfeltet i to provinser, én med tynn overdekning, og én med tykk. Samme anomale grense kan benyttes for de geokjemiske variablene i begge områder, men bestemmelsen av anomale celler må gjøres adskilt. På den måten tar man hensyn til at store anomalier lettes blir dannet i områder med tynt jordsmonn. For å lage denne inndelingen kreves et kvartær-geologisk kartverk, noe som i dag bare finnes i enkelte områder av Grongfeltet.

Variabelen PB har fått tildelt verdien 1 for cellene både i Annliffjellet og ved Angeltjønnin. Pb-anomalier opptrer altså i begge områder (bilag 20 og 23) til tross for det ikke kan påvises noen Pb-holdig mineralisering. I Annli-

fjellet kan Pb stamme fra forvitring av feltspat i de felsiske bergartene eller fra meget svak blyglansdisseminasjon i kismineraliseringene (Smith 1976).

Ved Angeltjønnin er bare meget små kvartskeratofyrbenker lokalisert. Tuffer og hornblendeporfyroblast-skifre har derimot et forholdsvis høyt innhold av feltspat. Ifølge Rindstad (1977) er kvarts-feltspatinnholdet 30-75 %. Disse bergartene er imidlertid fordelt langs hele Finnbuformasjonen. De største Pb-anomaliene opptrer sammen med Cu- og Zn-anomalier (se bilag 21-23). Mineraliseringer er påvist i området. Derfor må kilden for de tre elementene enten være mineraliseringer eller at oppløsning av noen sulfider gir surt miljø som igjen fører til sterk utluting av Pb fra feltspat. (Pb er mest mobilt ved lav pH (Wedepohl 1970)). I begge tilfelle kan det hevdes at Pb korrelerer med kismineraliseringer, men man vet ikke om de også korrelerer med Pb-innholdet i mineraliseringene.

Variabelen NI finnes i LG1 og er altså karakteristisk for Godejord-mineraliseringsmodell. Denne mineraliseringen er ikke funnet å inneholde Ni (Bergstøl og Vokes 1974, Bergstøl 1977). Ni må derfor stamme fra de omkringliggende bergartene. Disse er basiske tuffer med enkelte horisonter av tuffitt og kvartskeratofyr (Rindstad 1977). ~~NI korre-~~lerer altså med et bestemt geologisk miljø hvor mineraliseringer i Finnbuformasjonen kan opptre, og viser ikke direkte til mineraliseringer.

Variabelen AG er bare generert i modell LG2. Ag inngår som element i sulfosalter og sulfidmineraler som blyglans og til en viss grad sinkblende og kopperkis (Wedepohl 1970). Variablen korrelerer altså med Ag-innholdet i eventuelle mineraliseringer. Ag-anomaliene i Annliffjellet er meget ensartet i størrelse: 0,7 - 1,1 ppm (tabell 5.4.). Bakgrunnsverdiene i området er 0,1 - 0,4 ppm. De tilsvarende Cu-, Zn- og Pb-anomaliene varierer mer i størrelse (tabell 5.4.). Fra dette kan vi slutte at innholdet av

Ag i bekkesedimenter er lite avhengig av Ah-pH-forhold, noe som også antydes av Hawkes og Webb (1962 s. 372). Variabelen er derfor godt egnet til å lokalisere mineraliseringer som inneholder kopperkis, sinkblende og blyglans. I kanadiske forekomster i Appalachene er det dessuten kjent at Ag anrikes i og i nærheten av tilførselsonene (Thurlow o.a. 1975). Dersom dette også gjelder for forekomstene i Grongfeltet, er variabelen særlig interessant.

7.2.5. Komplekse geokjemiske variabler (CUNI*CU, CUZN*CU, PBNI*PB, PBZN*PB, ZNMN*ZN, ZNV*ZN).

Disse variablene er laget for å beskrive størrelsesforholdene mellom anomale metallgehalter i bekkesedimenter. Slike forhold kan gi opplysninger om hvordan anomaliene er dannet. Dersom elementer som Ni, Mn eller V viser samvariasjon med Cu, Zn og Pb, er det overveiende sannsynlig at oppkonsentrasjonen skyldes endringer i Eh-pH-forhold og altså ikke en nærliggende mineralisering. Den første, tredje og de tre siste av de komplekse variablene fungerer slik at falske anomalier som er dannet på denne måten. blir nedprioritert.

I de tre undersøkte områdene er Steinfjellet det eneste hvor det ikke er funnet anomalt innhold av Cu eller Zn i mineraliseringer (Det er da forutsatt at de løse magnetkisklokkene ved Gammalannlia øst-sonen stammer fra det lokaliserte skjerpet). Som tidligere nevnt skyldes anrikningen i bekkesedimenter i Steinfjellområdet andre forhold enn Eh-pH-endringer. Konklusjonen blir derfor at anomaliene i de tre områdene har andre årsaker enn en utfelling fra vann med normalt metallinnhold. På grunnlag av dette resultatet må variablene sies å ha fungert tilfredsstillende.

Variablene vil også nedprioritere anomalier som skyldes svartskifer. Disse inneholder forholdsvis mye Ni (Wedepohl 1970). Svartskifer opptrer bare unntaksvis i Gjersvikgruppen (Kollung 1979) og utgjør derfor ikke noe stort problem.

Zn er et forholdsvis mobilt metall, mens Cu har en mobilitet som er sterkt avhengig av pH-verdien i det aktuelle transportmediet (Hawkes og Webb 1962, s. 364). Pb har en ytterligere begrenset mobilitet. Zn kan derfor transporteres over større avstander enn Cu og Pb og kan anrikes ved såkalte Eh-barrierer (Hawkes og Webb 1962). Zn-anomalier er derfor mest interessante dersom de opptrer sammen med forholdsvis høye Cu- eller Pb-anomalier. Dette må være årsaken til at variablene CUZN*CU og PBZN*PB er blitt representert i modellene.

I Angeltjønnin-området er det ikke funnet noen kilde for Zn-anomaliene. Dreneringsområdet for bekken er imidlertid lite, slik at Zn ikke kan være transportert langt. Siden kilden for Zn-anomaliene i de andre områdene er lokalisert, synes de to variablene å ha fungert tilfredsstillende.

7.2.6. Intensive og ekstensive variabler.

Variablene kan i store trekk inndeles i to grupper. Disse kan benevnes a- intensive, og b- ekstensive variabler.

a- De intensive variablene beskriver tilstedeværelse av elektrisk ledende soner som kan representere kismineraliseringer og dessuten egenskapene til disse sonene. Gruppen utgjøres av de elektromagnetiske og de geokjemiske variablene med unntak av NI.

b- De ekstensive er rettet mot det geologiske miljø hvor kjente forekomster opptrer og hvor man også kan tenke seg at nye forekomster finnes. Denne gruppen omfatter hovedsaklig de magnetiske og geologiske variablene. NI kan også sies å tilhøre denne. Det samme gjelder i en viss grad PB, RE9, RE10 og RE11, men det er likevel mest naturlig å plassere disse i den andre gruppen.

7.2.7. Konklusjon.

De intensive variablene kan sies å være tilstrekkelige for å påvise en interessant mineralisering. Denne gruppen er derfor den viktigste. De ekstensive vil imidlertid gi en ytterligere prioritering av interessante områder. Dersom det rette geologiske miljøet er tilstede, øker sjansene for at forekomsten er av økonomisk interesse.

Blant de ekstensive variablene er som før nevnt, de geologiske lite representert. Det bør derfor vurderes om det ikke er mulig å foreta en ytterligere stratigrafisk inndeling av grønnsteinene i hele Gjersvikgruppen. Det synes nemlig å være visse likhetstrekk i vulkanittstratigrafien i de mest mineraliserte områdene. Dersom denne stratigrafien kan kartlegges gjennom store deler av feltet, kan noen av de magnetiske variablene byttes ut med geologiske. På den måten ville de ekstensive variablene bli mer presise.

Av særlig interesse ville det dessuten være å finne variabler som kan kontrollere tilstedeværelse av vulkanske sentra og hydrotermale omvandlinger. Til dette formålet peker KER og AG seg særlig ut. De er karakteristiske for områder som Skiftesmyr (Strand og Sinding-Larsen 1980) og Annliffjellet, hvor de nevnte forhold er påvist. For en ytterligere prioritering av eksplosiv vulkansk aktivitet kan det i tillegg lages en variabel som beskriver agglomeratstruktur i de felsiske vulkanittene.

Som før nevnt bør de geokjemiske variablene lages slik at de tar hensyn til visse variasjoner i løsmasseoverdekning og høyde over havet. Disse forholdene virker meget sterkt på den sekundære dispersjon av basemetaller.

For å lage bedre geokjemiske variabler er det en fordel om bekkersedimenter i nærheten av de kjente malmene Skorvatn og Gjersvik kan prøvetas. Man bør da unngå bekker

som er forurensset av gruvevann.

Bortsett fra disse innvendingene beskriver variablene godt de malmgeologiske forholdene i Grongfeltet, og de burde derfor også egne seg til å lokalisere nye forekomster.

7.3. Vurdering av litogeokjemiske modeller.

LG1 er laget spesielt med tanke på den karakteristiske Funnbuformasjonen. Godejord-forekomsten er benyttet som mineraliseringsmodell. Den østlige delen av denne forekomsten har sammenlignet med andre mineraliseringer i Grongfeltet en unik mineralogi. Den er undersøkt av Vokes og Bergstøl (1974) som konkluderer med at den sannsynligvis er dannet ved supergen anrikning. Det er ikke funnet noen tilsvarende forekomst ved Angeltjønnin, men derimot en Cu-holdig kismineralisering. Denne har visse likhetstrekk ved de vestlige deler av Godejords-sonen. Modellen har m.a.o. gitt positive resultater. Den lokaliserte mineraliseringen har imidlertid samme beskjedne mektighet som Godejords-sonen.

Det har altså vist seg mulig å påvise en ny forekomst ved hjelp av denne modellen. Bare videre undersøkelse nordøst for det lokaliserte området vil gi svar på om den er av økonomisk interesse. Grunnen til at dette området ikke er prioritert, kan være mangel på geokjemisk prøvetaking. (se bilag 21-24).

LG3 er laget med utgangspunkt i Gjersvik mineraliseringsmodell. Modellcellene ligger som tidligere nevnt, utenfor forekomsten. De er karakterisert av Zn-anomalier i bekke-sedimenter (Strand og Sinding-Larsen 1980). Siden dette elementet er mer mobilt enn f-eks- Cu og Pb (Hawkes og Webb 1962), bekrefter det at mineraliseringsmodellen beskriver en perifer del av forekomsten. Det er derfor naturlig at den tilsvarende litogeokjemiske modell reagerer på svake mineraliseringer eller utkanten av områder med interessante forekomster. Det faktum at LG3 prioriterer

den fattige mineraliseringen i Steinfjellet og dessuten den sørligste cellen i Annliffjellet, indikerer at denne teorien er riktig. (To av cellene i Annliffjellet er prioritert av LG2, og den sørligste av disse har størst avstand fra Gammelannlia øst).

Tabell 7.1. viser at LG3 inneholder færre intensive variabler enn LG2. Egenskapene til de elektrisk ledende sonene blir derfor tilsvarende dårligere karakterisert, og et mineralisert område får lettere tildelt høye celleverdier av LG3 enn av LG2. Dette har resultert i at flest celler er prioritert av LG3.

	Antall intensive variabler	Antall ekstensive variabler
LG1	7	9
LG2	11	7
LG3	8	8

Tabell 7.1. Fordeling av variabeltyper i de tre lito-geokjemiske modellene.

I tabell 7.2. (Strand og Sinding-Larsen 1980) kommer dette tydelig fram.

Det kan altså hevdes at LG3 er en generell modell. Dette bekreftes av Strand og Sinding-Larsen (1980). De konkluderer med at LG3 beskriver best den tradisjonelle kis-mineraliseringstypen i Grongfeltet.

Oppfølgingsarbeidet har imidlertid vist at LG2 er sammensatt av variabler som best karakteriserer viktige trekk ved kisforekomster. Disse variablene er MA5, KER, AG og kanskje PB. Spesielle forhold ved noen av forekomstene fører imidlertid til at disse variablene ikke fungerer. Det nærmeste området omkring Skorovatn og Gjersvik er f.eks. ikke prøvetatt geokjemisk. I Gjersvik er dessuten den

Celleverdier	LITO-GEOKJEMISKE MODELLER		
	LG1	LG2	LG3
9	6	7	12
8	0	2	3
7	5	0	15
6	10	3	12
5	9	9	30
4	17	21	31
3	21	15	41
2	35	38	63

Tabell 7.2, (Strand og Sinding-Larsen 1980). Antall prioriterte celler for de tre litogeokjemiske modellene.

stratigrafisk underste grønnsteinen erodert bort. Muligheten til å få en magnetittmineralisering mellom to grønnsteinsenheter vil ikke være tilstede.

LG3 kan altså sies å virke som en forsikring. Indikasjoner på mineraliseringer som er for svake til at de kan oppfanges av LG2, blir registrert av LG3. Dette fører også til at denne modellen påvirkes sterkest av forstyrrelser.

Vektene for variablene har meget ensartet størrelse. Det er imidlertid lite sannsynlig at alle variablene er like viktige. Variabelen KER synes f.eks. å karakterisere interessante områder bedre enn MA2. Ved å benytte et større antall modellceller omkring en enkelt forekomst, ville det være mulig å differensiere variablene bedre. Eventuelle trekk som kan skyldes tilfeldigheter, vil også bli nedprioritert. Slike trekk kan f.eks. være spesielle EH-PH-forhold i en enkelt bekk.

7.4. Konklusjon.

Vurderingen av modellene bygger på undersøkelser av tre utvalgte områder. Dette er et meget begrenset antall, og konklusjonen blir derfor tilsvarende usikker. Det vil også være umulig å vurdere om modellene er laget slik at de nedprioriterer områder med høyt mineraliseringspotensial. Slike områder vil selvfølgelig ikke bli undersøkt.

Av de nye interesseområdene som er lokalisert, kan ett sies å være meget interessant, mens et annet er av interesse for videre oppfølging. Med dette som grunnlag kan man konkludere med at geomatematisk behandling av geologiske, geokjemiske og geofysiske data er et hensiktsmessig redskap i malmleting.

8. PROSEDYRE FOR OPPFØLGING AV GEOMATEMATISK PRIORITERTE OMRÅDER.

Ved videre oppfølging i Grongfeltet er det nødvendig å ta hensyn til at de to litogeokjemiske modellene LG2 og LG3 virker forskjellig. LG2 setter strengere krav til mineraliseringsområdene enn LG3. Ut fra mine erfaringer er det dessuten klart at interessante områder blir prioritert av to modeller: LG2 og LG3 eller LG1 og LG3. Som før nevnt er LG3 en generell modell som synes å overlappe LG1 og LG2.

En annen viktig konklusjon er at interessante mineraliseringer ikke nødvendigvis ligger innenfor de prioriterte cellene. I Annliffjellet ligger f.eks. det mest interessante området i naboceller som er gitt meget lave celleverdier. (Se bilag 32 og 38). Dette viser at man ved oppfølging av interesseområder må undersøke datagrunnlaget. Plasseringen av bekkessedimentanomalier må det tas særlig hensyn til. Årsaken er at dreneringsområdene er for kompliserte til at de kan kodes nøyaktig på en datamaskin. I tillegg må man være oppmerksom på forstyrrende faktorer som f.eks. frostforvitring i fattige mineraliseringer over tregrensen.

Det synes dessuten å være en fordel om områdene kan følges opp med detaljert geologisk kartlegging samtidig med at geofysiske målinger, røskearbeider og eventuelt jordprøvetaking utføres. Kartleggingen er viktig for å lokalisere hydrotermale omvandlinger. Dette gjelder særlig i Gjersvikgruppen. Store deler av disse bergartene er invertert (Kollung 1979). Eventuelle forekomster vil da ligge strukturelt under de omvandlete bergartene. Det er m.a.o. ikke tilstrekkelig å følge opp helikopter -EM anomalier på bakken og røske på de største anomaliene. Dersom denne prosedyren var blitt gjennomført i Annliffjellområdet, ville konklusjonen blitt negativ.

REFERANSER

- | | |
|--|--|
| Aalstad, I. og Åm, K.
1972 | Magnetometri, kompendium,
NGU, Trondheim. |
| Apex Parametrics
Limited 1976 | Apex double-dipole Em survey unit,
Operating instruction manual. Apex
Parametrics Ltd, Toronto. |
| Baker, H.A. og
Myers, J.O. 1980 | A topographic correction for VLF-EM
profiles based on model studies.
Geoexploration 18, 135-144. |
| Barnes, H.L.
1967 | Geochemistry of hydrothermal Ore
Deposits. Holt, Rinehart and Winston,
Inc., London. |
| Bergstøl, S.
1977 | En usedvanlig mineralrik kaledonsk
kisforekomst ved Godejord i Grong.
Foredrag ved malmgeologisk
symposium. BVLI, Trondheim. |
| Bergstøl, S. og
Vokes, F.M. 1974 | Stromeyerite and mckinstryite from the
Godejord polymetallic sulphide deposit,
central Norwegian Caledonides.
Mineral.Deposita 9, 325-337. |
| Berthelsen, A.
1975 | Lærebog for den lille tektoniker.
Varv, København. |
| Bølviken, B.
1967 | Recent geochemical prospecting in
Norway. I "Geochemical Prospecting in
Fennoscandia". Interscience, London
225-253. |
| Constantinou, G. og
Govett, G.J.S. 1973 | Geology, geochemistry and genesis of
Cyprus Sulphide deposits. Econ.Geol.
68, 843-858. |
| Cox, K.G., Bell, J.D.
og Pankhurst, R.J.
1978
Crown Geophysics
Limited, 1973 | The interpretation of igneous rocks.
George Allen & Unwin Ltd., London.

Brosjyremateriell for "Crone Radem",
VLF-mottaker. |
| Ferriday, I.L. og
Halls, C. 1978 | The stratigraphic and mineralogical
identity of exhalative sediments with
relationship to the stratiform
volcanogenic orebody at Skorovas.
I "Tectonic evolution of the Scandi-
navian Caledonides.". City of London
Polytechnique, London, 45-51. |
| Franklin, J.M.,
Kasadra, J. og
Poulsen, K.H. 1975 | Petrology and chemistry of the
alteration zone of the Mattabi massive
sulfide deposit. Econ.Geol. 70, 63-79. |

- Gale, G.H. og
Roberts, D. 1974
Trace element geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications. Earth Planet.Sci.Litt. 22, 380-390.
- GeoMetrics
1977
Uni-May proton magnetometer, Operating manual. GeoMetrics, California.
- Geonics Limited
1970
EM 16 VLF Electromagnetic Unit, Operating instructions. Geonics Ltd., Toronto.
- Geonics Limited
1973
EM 16 VLF, Operating instrucion manual Geonics Ltd., Toronto.
- Govett, G.J.S. og
Pantazis, Th.M.
1971
Distribution of Cu, Zn, Ni and Co in the Troodos Pillow Lava Series, Cyprus Transactions/Section B of the Inst.of Min. and Metall. 80, B27-B46.
- Halls, C., Reinsbakken, A., Ferriday, I.L., Haugen, A og Rankin, A. 1977
Geological setting of the Skorovas orebody within the allochthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik Nappe, central Norway. I "Volcanic processes in ore genesis". Inst.Min. Metall. og Geol.Soc., London 128-151.
- Hawkes, H.E. og
Webb, J.S. 1962
Geochemistry in mineral exploration. Harber and Row, Inc., New York.
- Hutchinson, R.W.
1973
Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ.Geol. 68, 1223-1246.
- Hutchinson, R.W. og
Searle, D.L.
1971
~~Stratabound pyrite deposits in Cuprus and relations to other sulphide ores. I "Procs. IMA-IAGOD meetings '70". Soc. of Mining Geol. of Japan, Tokyo, 198-205.~~
- Kollung, S.
1979
Stratigraphy and major strucures, Grong, NGU 354, 1-51.
- Lambert, P.B. og
Sato, T. 1974
The Kuroko type and associated ore deposits of Japan. A review of their origin and metallogenesis. Econ.Geol 69, 1215-1236.
- Lile, O.B.
1978
Kompendium i faget Anvendt geofysikk I, NTH, Trondheim.
- Lile, O.B.
1979
Kompendium i faget Anvendt geofysikk 5, NTH, Trondheim.

- Lile, O.B. og
Singsaas, P. 1978
- Logn, Ø.
1971
- Logn, Ø., Bølviken, B.
Holander, N.B. og
Band, R. 1977
- Lutro, O.
1979
- Låg, J.
1965
- Macdonald, G.A.
1972
- Masuda, Y., Nishimuna,
S., Ikeda, T. og
Katsur, Y. 1975
- Mellin, A.C.
1979
- Oftedahl, Chr.
1958a
- Oftedahl, Chr.
1958b
- Paterson, N.R. og
Ronka, V. 1971
- Paulsen, S.
1975
- Ramdohr, P.
1969
- Reinsbakken, A.
1980
- Teori om årsaken til VLF anomalier
og sammenligning av VLF og Turam
anomalier. Foredrag på Nordisk
Geofysikermøte i Oulu, Finland.
- NGU Rapport nr. 1065, Georekognosering
i sydvestre Sanddølafelt. Grong
Gruber A/S. Upubl.
- Geokjemi i malmleting, Teknisk
rapport nr. 41. BVLI Bergforskningen,
Trondheim.
- The geology of the Gjersvik Area,
Nord-Trøndelag, central Norway.
NGU 354, 53-100.
- Jordsmonnet som vi lever av.
Aschehoug, Oslo.
- Volcanoes. Prentice Hall, New
Jersey.
- Rare earth and trace elements in the
Quaternary volcanic rocks of Hokkaido,
Japan. Chem.Geol. 15, 251-272.
- The geology of the Gjersvik Area,
central Norway and a study of the
chemistry and occurrence of stilpno-
melane and biotite in the eruptive
rocks in this region. B.Sc. thesis,
Imperial College of Sci. and Techn.,
London.
- Oversikt over Grongfeltets skjerp og
malmforekomster. NGU 202.
- A theory of exhalative-sedimentary ores
Geol.För.Stockholm Förh. 80.
- Five years of surveying with the Very
Low Frequency-electro magnetics
method. Geoexploration 9, 7-26.
- Bruksanvisning for VLF-apparat.
Grong Gruber A/S. Upubl.
- The ore minerals and their inter-
growths. Pergamon Press, Braunschweig.
- The geology of the Skorovas mine.
NGU 360 (under trykking).

- | | |
|--|--|
| Rindstad, B.I.
1977 | Geologisk kartlegging i Sanddøla.
Grong Gruber A/S. Upubl. |
| Ryssdal, K., Aalstad,
I. og Lile, O.B. 1973 | Geofysiske metoder for detaljkart-
legging av malmforekomster. Teknisk
rapport nr. 19. BVLI Bergforskningen,
Trondheim. |
| Sangster, D.F.
1972 | Precambrian volcanogenic massive
sulphide deposits in Canada: A
review: Canada Geol. Survey Paper
72-22. |
| Sato. T.
1977 | Kuroko deposits: their geology,
geochemistry and origin. I "Volcanic
processes in ore genesis". Inst.
Min.Metall. og Geol.Soc., London,
153-161. |
| Smith, D.C.
1976 | Grong: the correlation of altitude
and the tree line with lead in stream
sediments. Journ. of Geochem. Expl.
5, 227-231. |
| Strand. G. og
Sinding-Larsen, R.
1980 | Kartlegning av Grongfeltets malm-
potensial, NGU Rapport nr. 1804. |
| Telford, W.M., Geldart,
L.P., Sheriff, R.E. og
Keys, D.A. 1976 | Applied geophysics. Cambridge
University Press, London. |
| Thurlow, J.G.,
Swanson, E.A. og
Strong, D.F. 1975 | Geology and lithogeochemistry of the
Buchans polymetallic sulfide deposits,
Newfoundland. Econ.Geol. 70, 130-144. |
| Wedepohl, K.H.
1970 | Handbook of geochemistry.
Springer-Verlag, Berlin. |
| Åm, K. og
Vokes, F.M. 1972 | Prospektering (malmleting).
Kompendium, NTH, Trondheim. |

BILAGSLISTE

1.	Geologisk kart	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
2.	Geologisk kart	Annlifjellet	(M 1:2.500)
3.	Geologisk kart	Steinfjellet	(M 1:2.500)
4.	VLF-EM,	Angeltjønnin	(M 1:2.500)
5.	VLF-EM	Annlifjellet	(M 1:2.500)
6.	VLF-EM	Steinfjellet	(M 1:2.500)
7.	Magnetisk kotekart	Annlifjellet	(M 1:2.500)
8.	Prøvetakingskart	Annlifjellet	(M 1:2.500)
9.	Helikoptermagnetometrikart	Angeltjønnin	(M ca.1:20.000)
10.	Helikoptermagnetometrikart	Annlifjellet	(M ca.1:20.000)
11.	Helikoptermagnetometrikart	Steinfjellet	(M ca.1:20.000)
12.	EM-Imaginærkomponent	Angeltjønnin	(M ca.1:20.000)
13.	EM-Imaginærkomponent	Annlifjellet	(M ca.1:20.000)
14.	EM-Imaginærkomponent	Steinfjellet	(M ca.1:20.000)
15.	EM-reell komponent	Angeltjønnin	(M ca.1:20.000)
16.	EM-reell komponent	Annlifjellet	(M ca.1:20.000)
17.	EM-reell komponent	Steinfjellet	(M ca.1:20.000)
18.	Bekkesedimenter Cu	Annlifjellet og Steinfjellet	(M 1:50.000)
19.	Bekkesedimenter Zn	Annlifjellet og Steinfjellet	(M 1:50.000)
20.	Bekkesedimenter Pb	Annlifjellet og Steinfjellet	(M 1:50.000)
21.	Bekkesedimenter Cu	Angeltjønnin	(M 1:50.000)
22.	Bekkesedimenter Zn	Angeltjønnin	(M 1:50.000)
23.	Bekkesedimenter Pb	Angeltjønnin	(M 1:50.000)
24.	Bekkesedimenter Ni	Angeltjønnin	(M 1:50.000)
25.	Jordprøver og bekkesedimenter Cu	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
26.	Jordprøver og bekkesedimenter Zn	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
27.	Jordprøver og bekkesedimenter Pb, Zn	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
28.	Jordprøver Ni	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
29.	SP-isoanomalikart	Angeltjønnin	(M 1:5.000)
30.	Magnetometrikart	Angeltjønnin	(M 1:5.000)

- | | | | |
|------------|---|-------------------|------------------|
| 31. | Topografiske porfil | Fiskløysa nord | (M 1: 1.250) |
| 32. | VLF-EM m/korreksjoner | Fiskløysa nord | (M 1: 1.250) |
| 33. | Cellekart for LG 1 | i Sanddølaområdet | (M ca.1:120.000) |
| 34. | Cellekart for LG 2 | i Sanddølaområdet | (M ca.1:120.000) |
| 35. | Cellekart for LG 3 | i Sanddølaområdet | (M ca.1:120.000) |
| 36. | Cellekart for LG 1 | i Gjersvikområdet | (M ca.1:120.000) |
| 37. | Cellekart for LG 2 | i Gjersvikområdet | (M ca.1:120.000) |
| 38. | Cellekart for LG 3 | i Gjersvikområdet | (M ca.1:120.000) |
| 39. | Geologisk kart | Gjersvikområdet | (M ca.1:58.000) |
| 40.
a-l | Definisjon på geomatematiske variabler | | |
| 41.
a-c | Sannsynlig geologisk forklaring på variablene i de undersøkte områdene. | | |

- o -

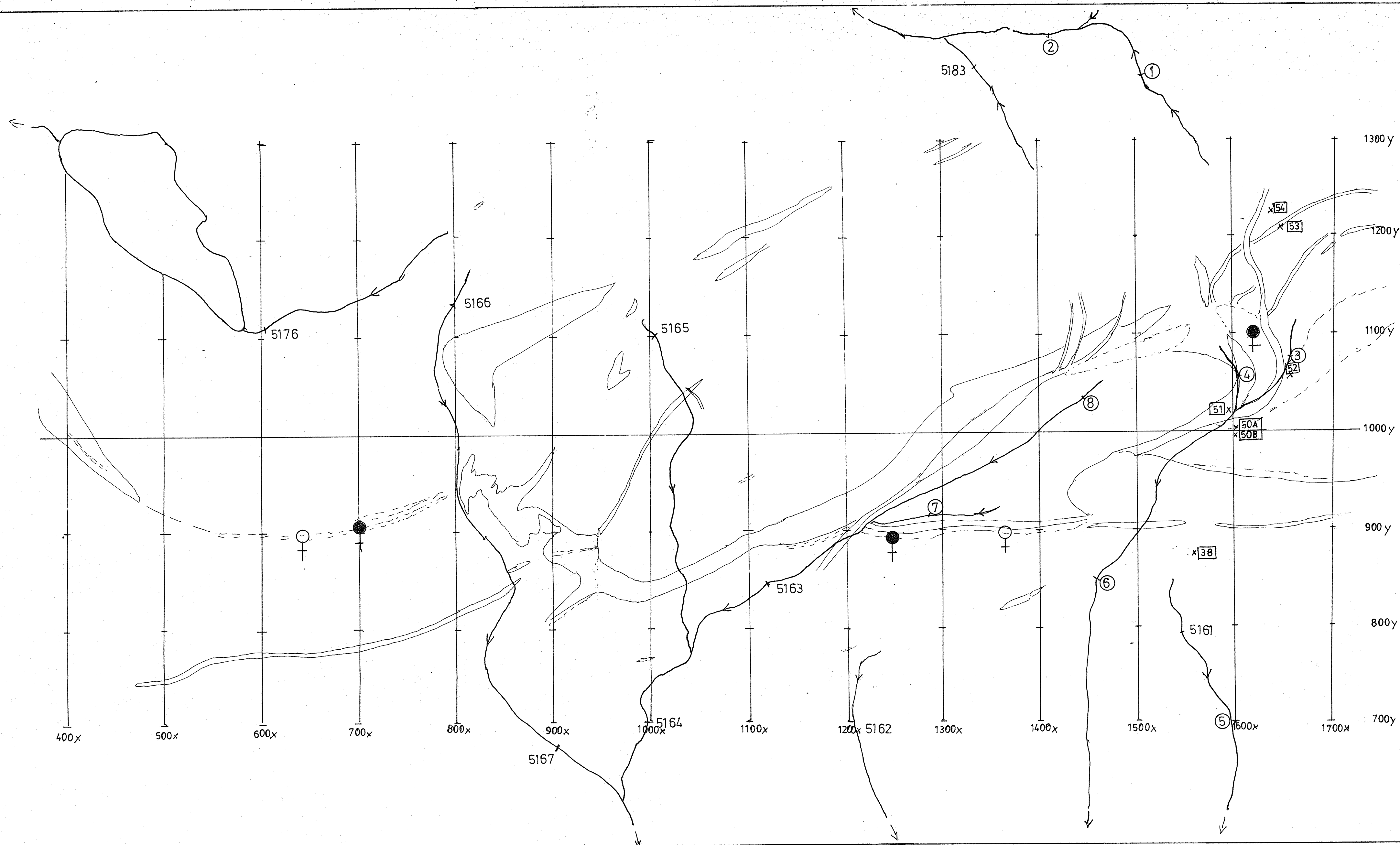
Bilag 8
Plassering av bekkesediment-
prøver og bergartsprøver

Annlifjellet

Tegnforklaring

- 5161 bekkesedimenter NGU,
prøvetakingsnummer
- ① bekkesedimenter prøvetatt
under mitt feltarbeid
- [51] bergartsprøver for hovedelement-
analyse, prøvetatt i samarbeid med
Arne Reinsbakken
- / bergartsgrense
- - - grense for mineraliseringer
- ↗ bekk med strømretning
- ♀ skjerp
- røsk

0 100 m





Tegnforklaring

Finnbuformasjonen

- Lyse grønnskifre
- Undre, mørke grønnskifre
- Øvre, mørke grønnskifre
- Hornblendeporfyroblastskifre
- Fyllittiske skifre
- Kvartskeratofyr

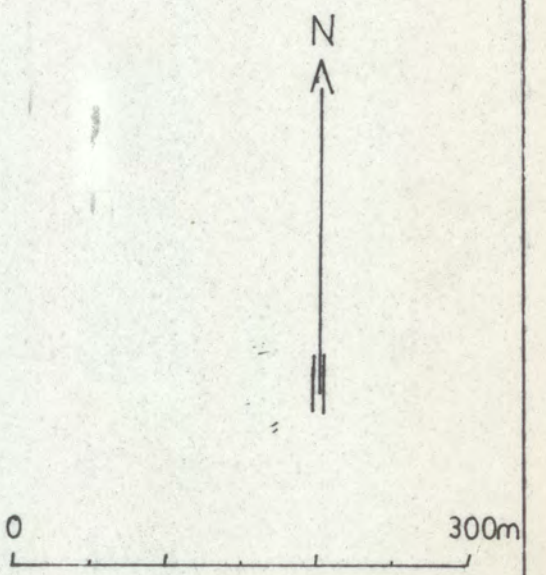
Lavaformasjonen

- Grønnstein
- Hornblendeporfyroblastskifre
- Kvartskeratofyr

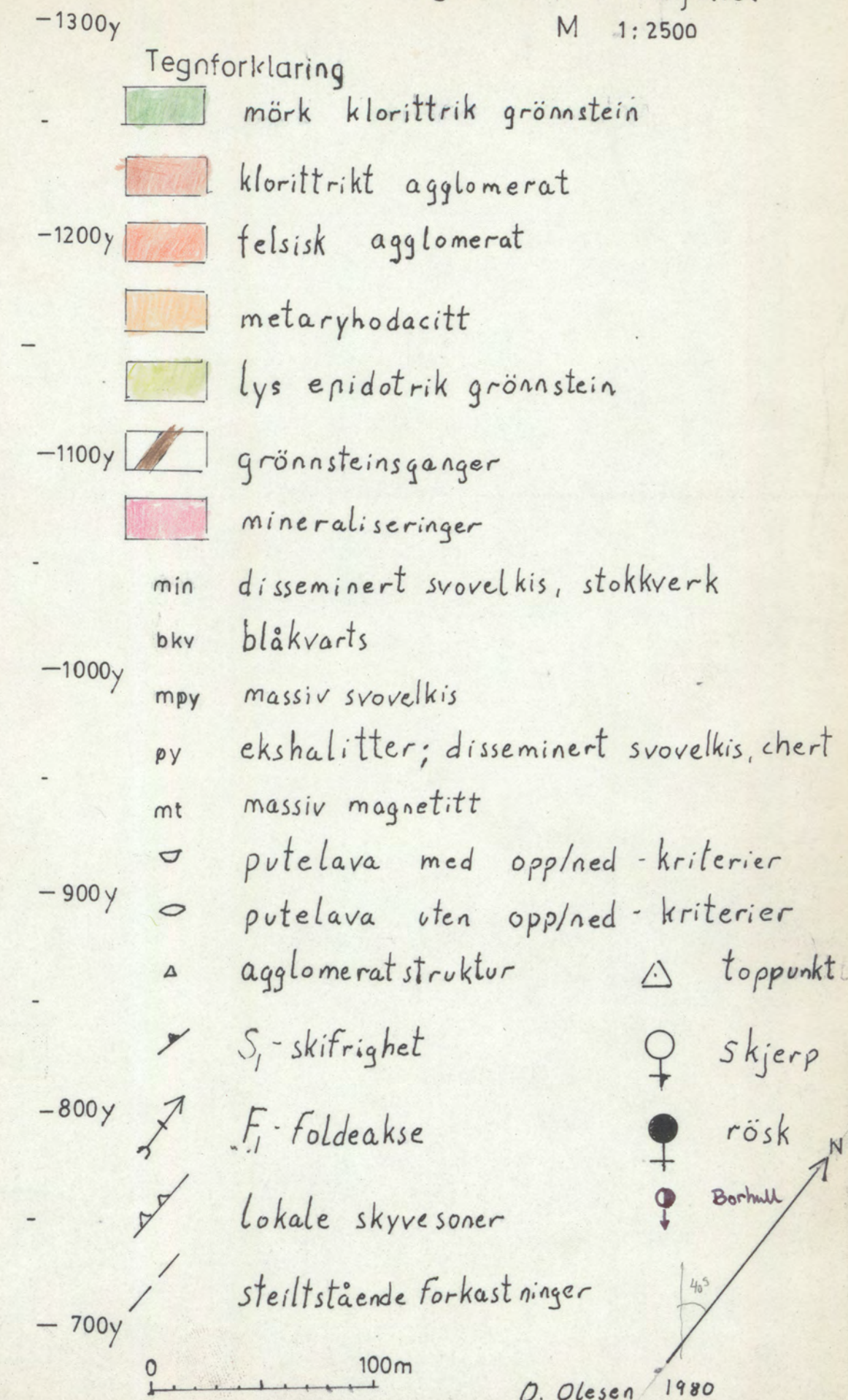
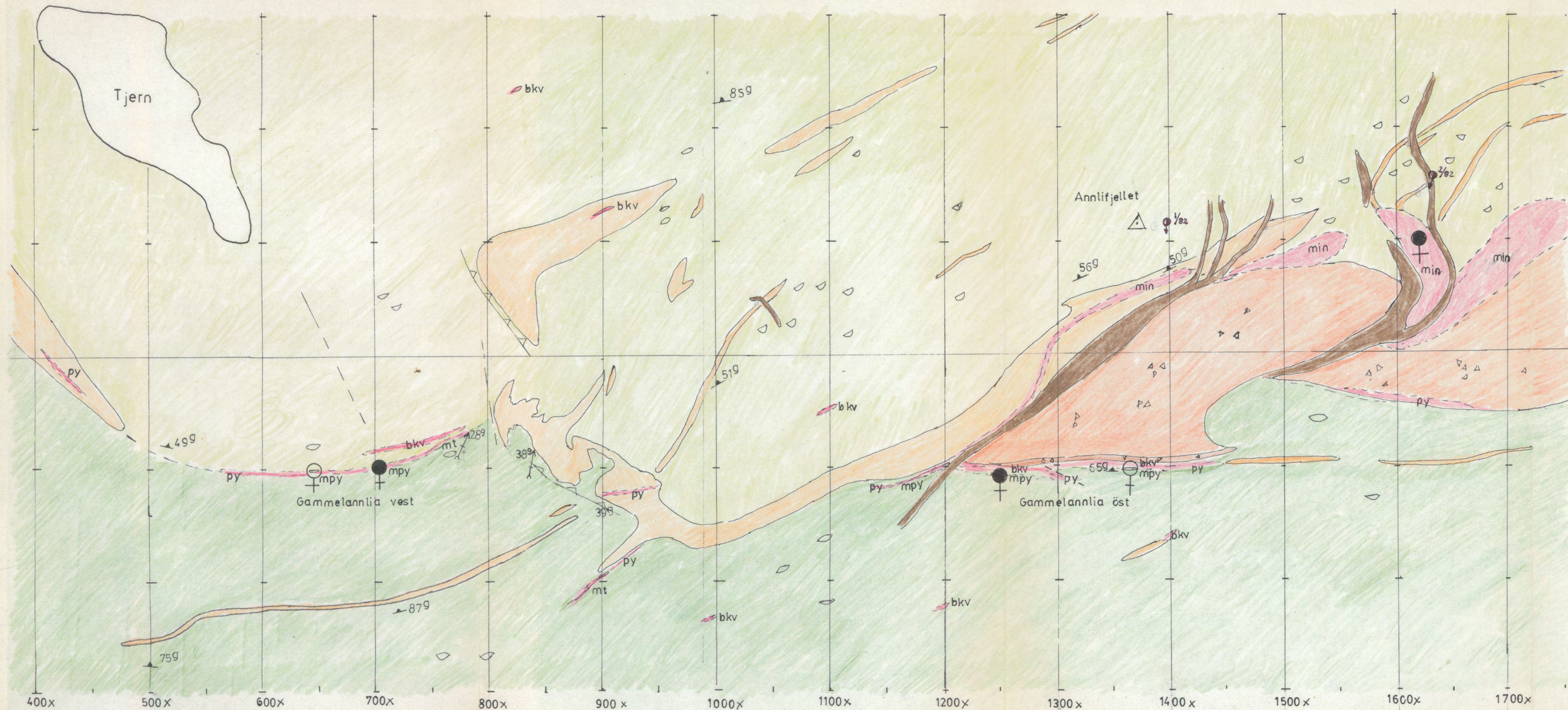
Intrusiver

- Metagabbro
- Trondhjemitt

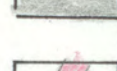
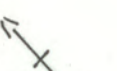
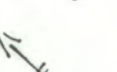
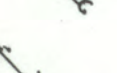
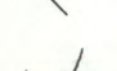
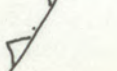
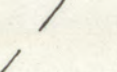
- Kalkspat fenokrystaller
- Biotitt fenokrystaller



- strøk og fall på skifrihet
- py svovelkisimpregnert chert (hvit)
- bkv blåkvarts
- mpy massiv svovelkis
- mt massiv magnetitt
- skiero

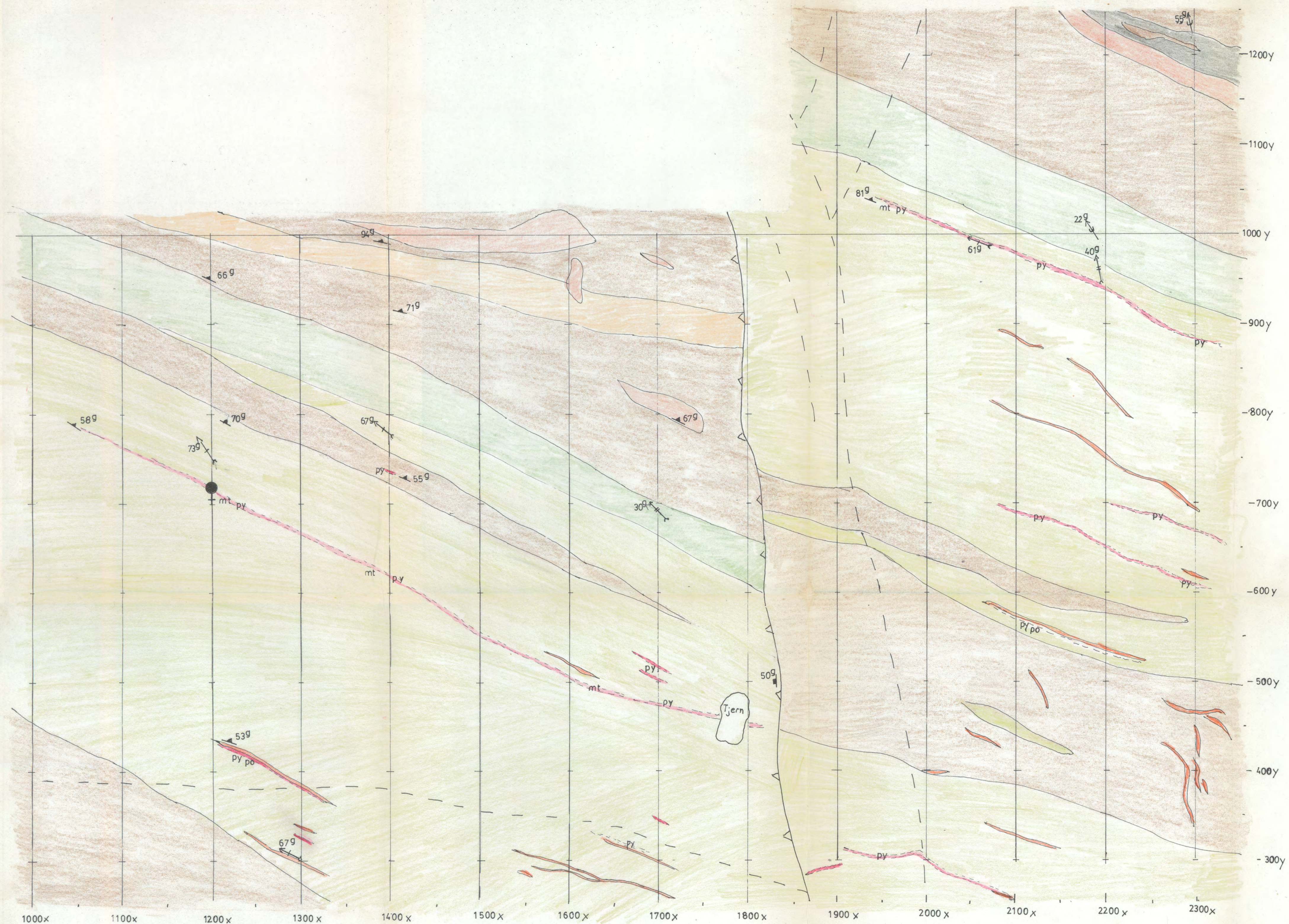


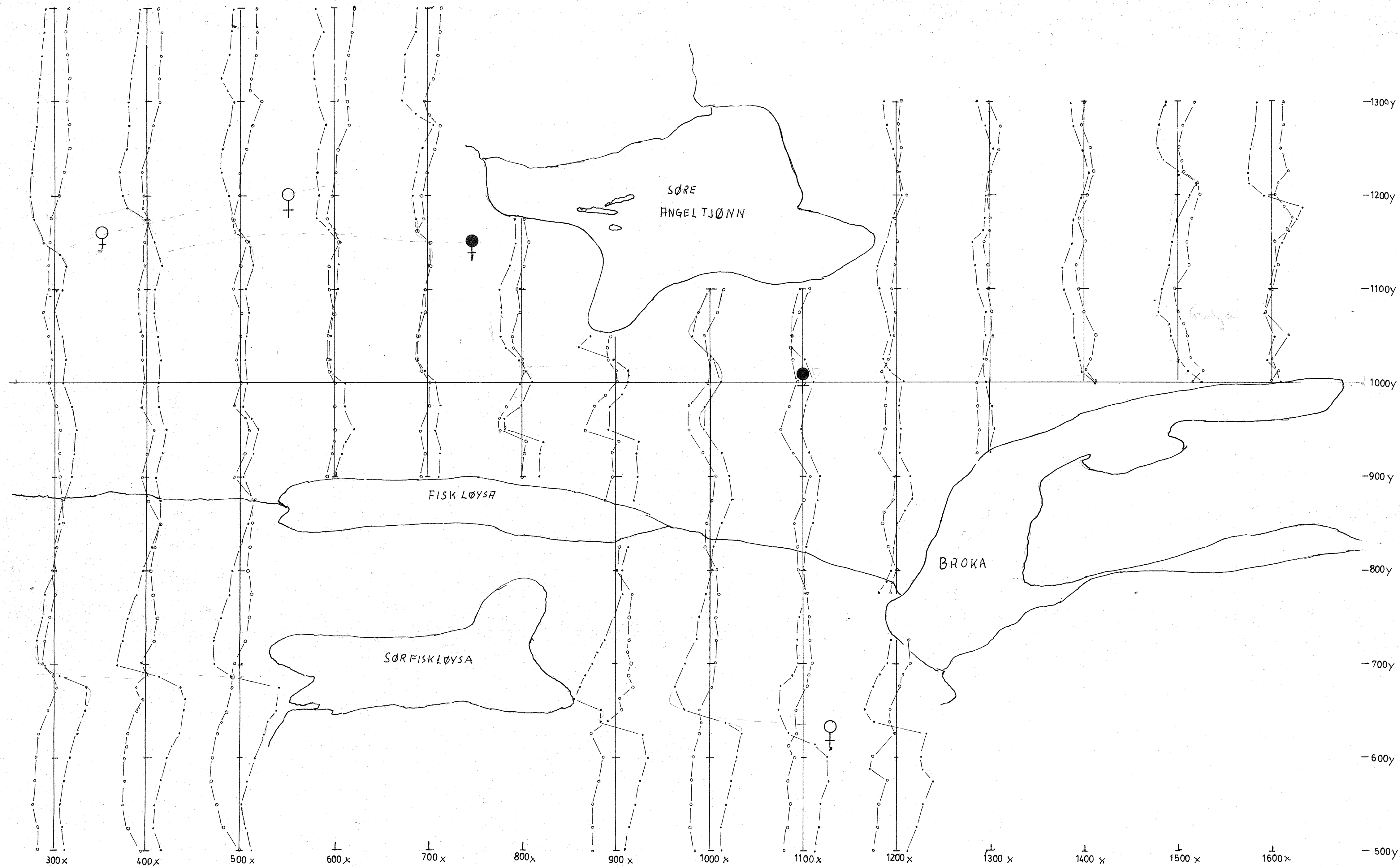
Tegnforklaring

-  aktinolittskifer
-  amfibolitt
-  kvartskaratofyr
-  metagranodioritt
-  metadioritt
-  metagabbro
-  serpentinit
-  mineraliseringer
- py disseminert svovelkis, kvartsk grunnmasse
- mt massiv magnetitt
- po disseminert magnetkis
-  S₁-skiffrighet
-  F₁-foldeakse
-  F₂-foldeakse
-  F₃-krenulasjonsfoldeakse
-  skyvesone
-  steiltstående forkastning
-  røsk

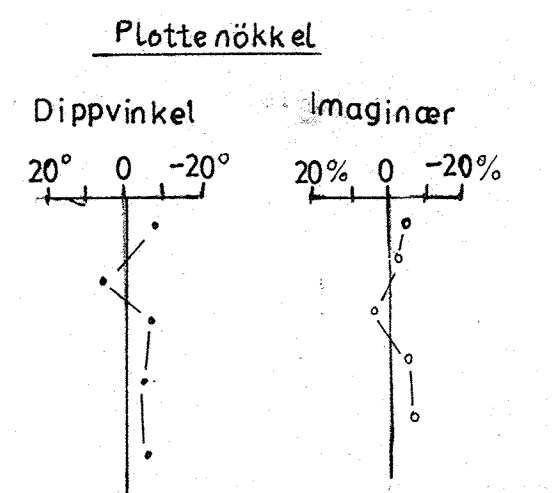
→ N

0 100 m





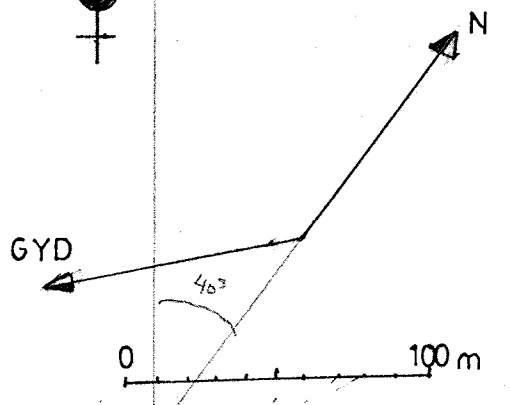
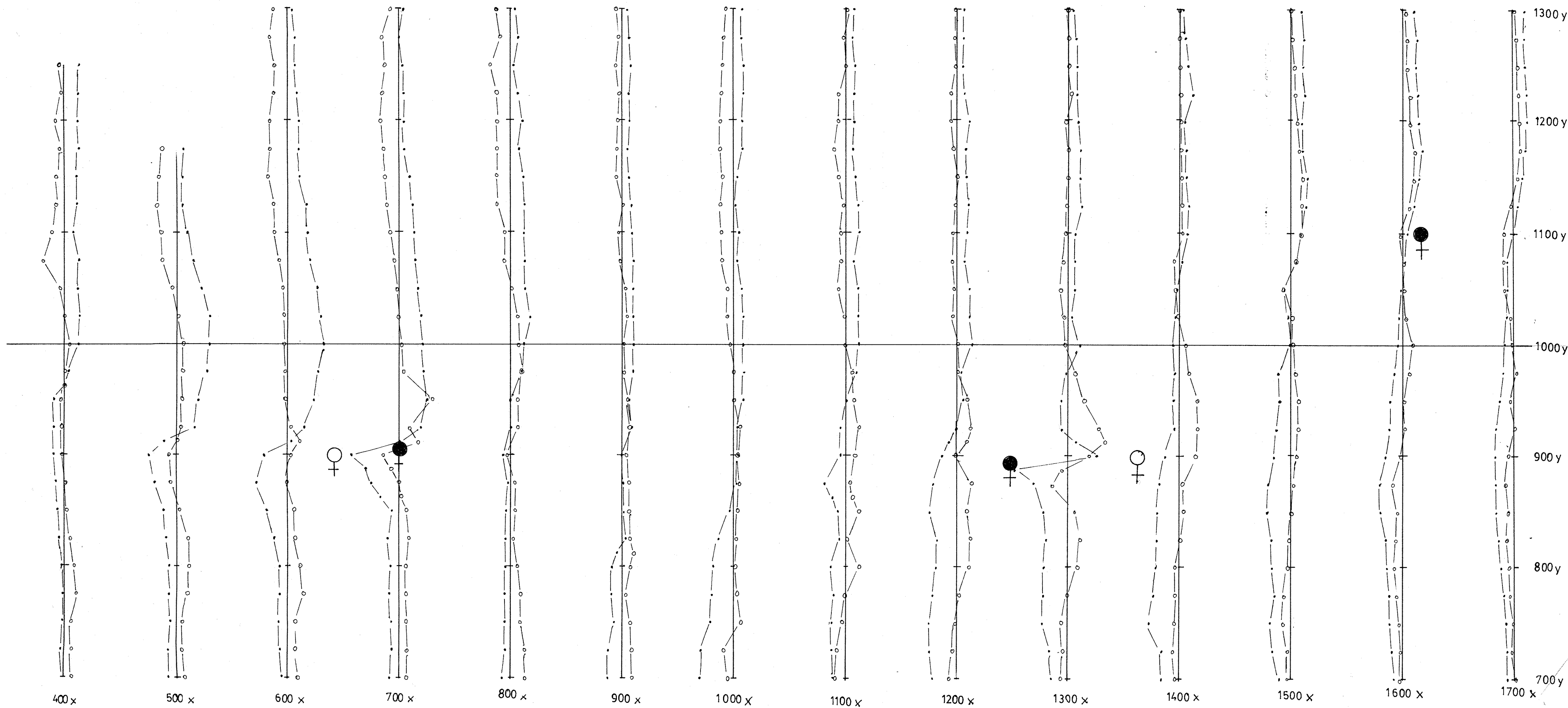
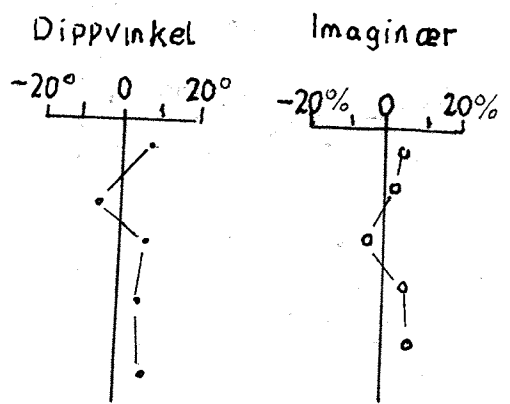
Bilag 4
 VLF-EM ANGELTJØNNIN
 Stasjon GYD, Skottland
 Frekvens 19,0 kHz
 M 1:2500



VLF-EM ANNLFJELLET
Stasjon GYD, Skottland
Frekvens 19,0 kHz

M 1: 2500

Plottenøkkel



BILAG 6

VLF-EM STEINFJELLET

Profil 1000x-1600x:

Stasjon GYD, Skottland

Profil 1700x-2300x:

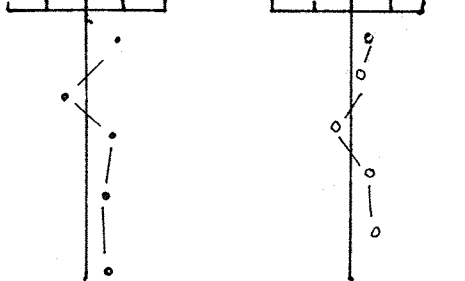
Stasjon JXZ, Bodø

M 1:2500

Plottenøkkel

Dipprinkel
-20° 0 20°

Imaginær
-20% 0 20%

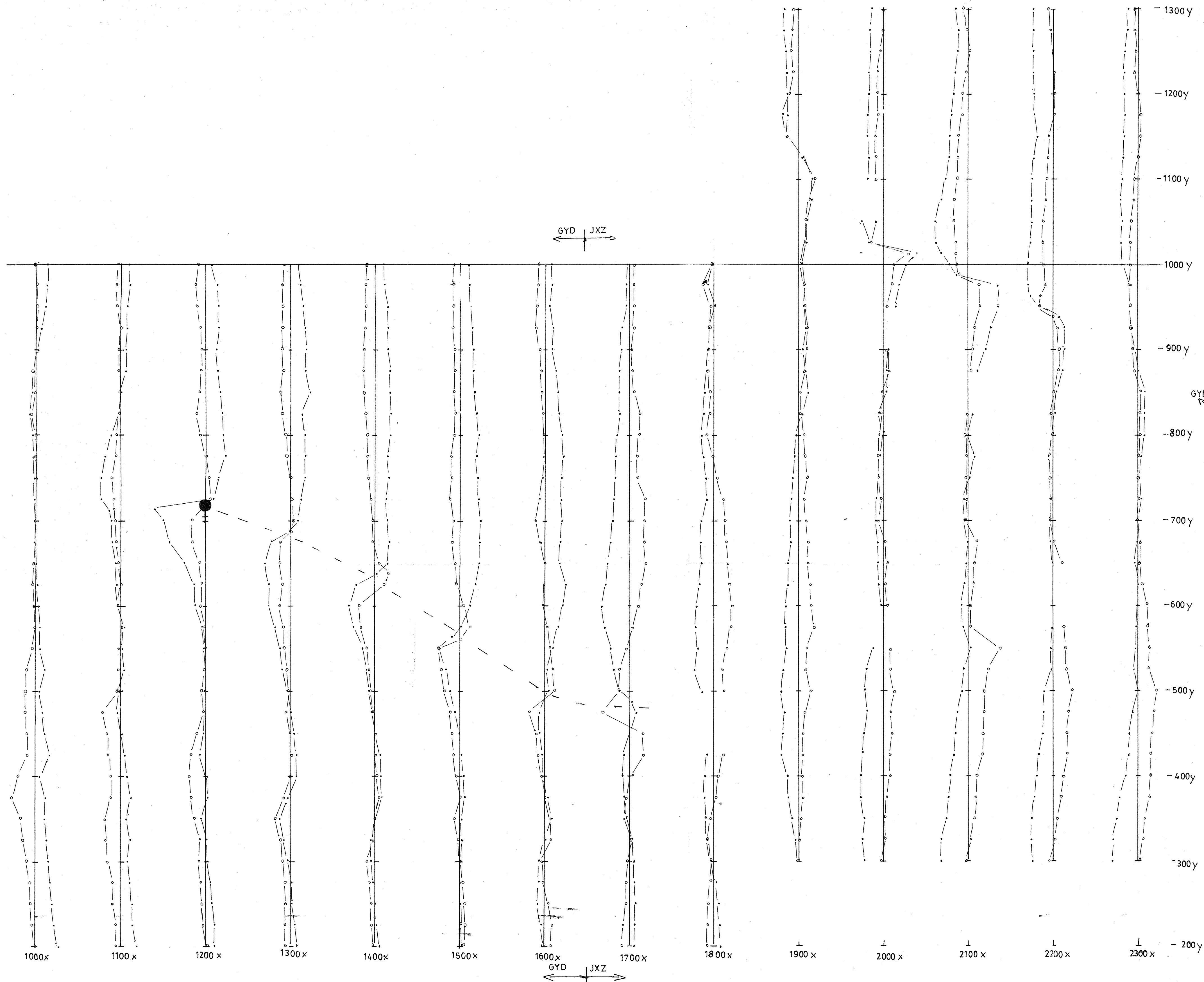


♀ røsk

GYD JXZ
N

0 100m

O. Olesen 1980



BILAG 7

Magnetisk kotekart

Annlifjellområdet

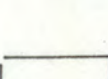
Profilavstand: 50m

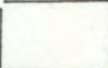
Måle punktavstand: 10/5m

Instrument: Unimag proton-
magnetometer

Målenøyaktighet: 10 γ

Tegnforklaring:

	58000 - 63000 γ
	53000 - 58000 γ
	52500 - 53000 γ
	52000 - 52500 γ
	51500 - 52000 γ
	51250 - 51500 γ
	51000 - 51250 γ
	50500 - 51000 γ
	50000 - 50500 γ

 49500 - 50000 γ

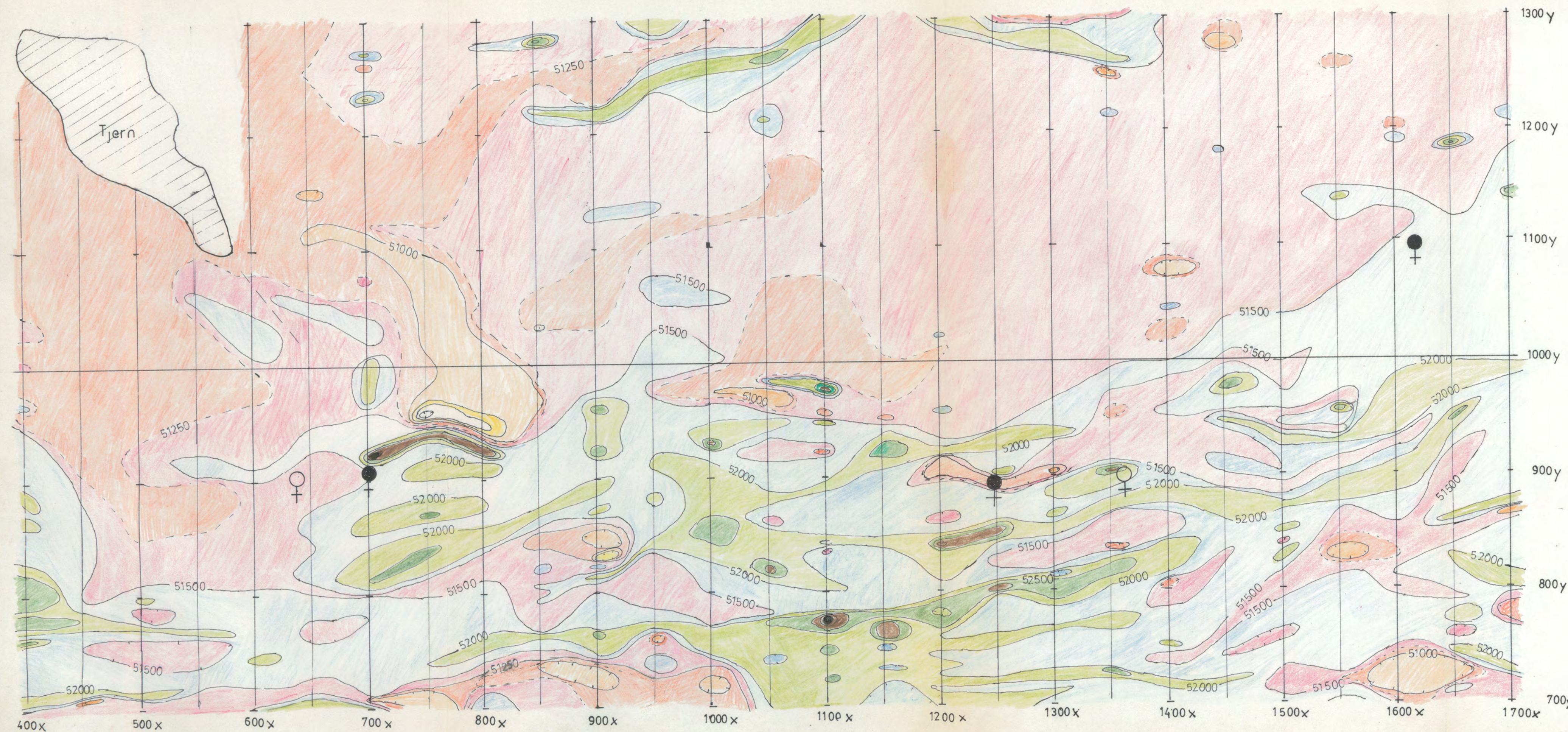
 skjerp

 røsk

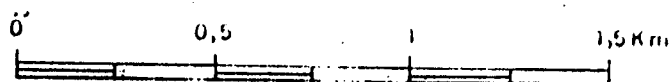
M 1 : 2500

0 100m

O. Olesen 1980



Helikopter-magnetometrikar
(magnetisk totalfelt)
Angeltjønninområdet
M ca.1:20.000
Utført av NGU



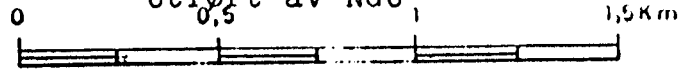
Helikopter-magnetometrikart

(magnetisk totalfelt)

Annlifjellområdet

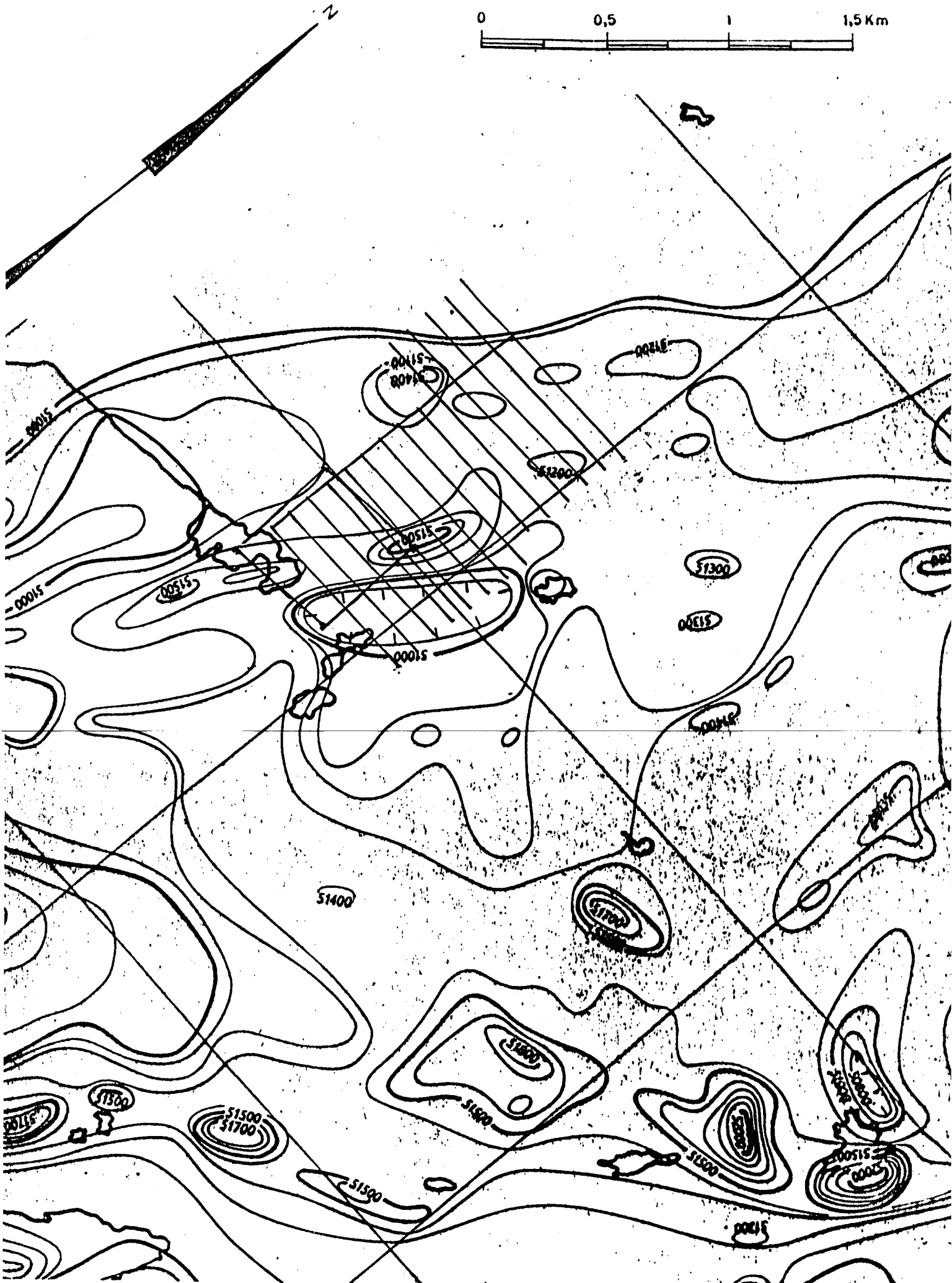
M ca.1:20.000

Utført av NGU



Helikopter-magnetometrika
Steinfjellområdet

0 0,5 1 1,5 Km



TEGNFORKLARING

1. 2. 3. Nummererte anomalier, soner.

1.2.3. (Ledningsevne · tykkelse) produkt, ($\sigma \cdot t$)

DL Dårlig ledningsevne ($\sigma \cdot t$) < 2

SL Svak ———— " ———— $2 < (\sigma \cdot t) < 10$

GL God ———— " ———— $10 < (\sigma \cdot t) < 50$

ML Meget god ———— " ———— $(\sigma \cdot t) > 50$

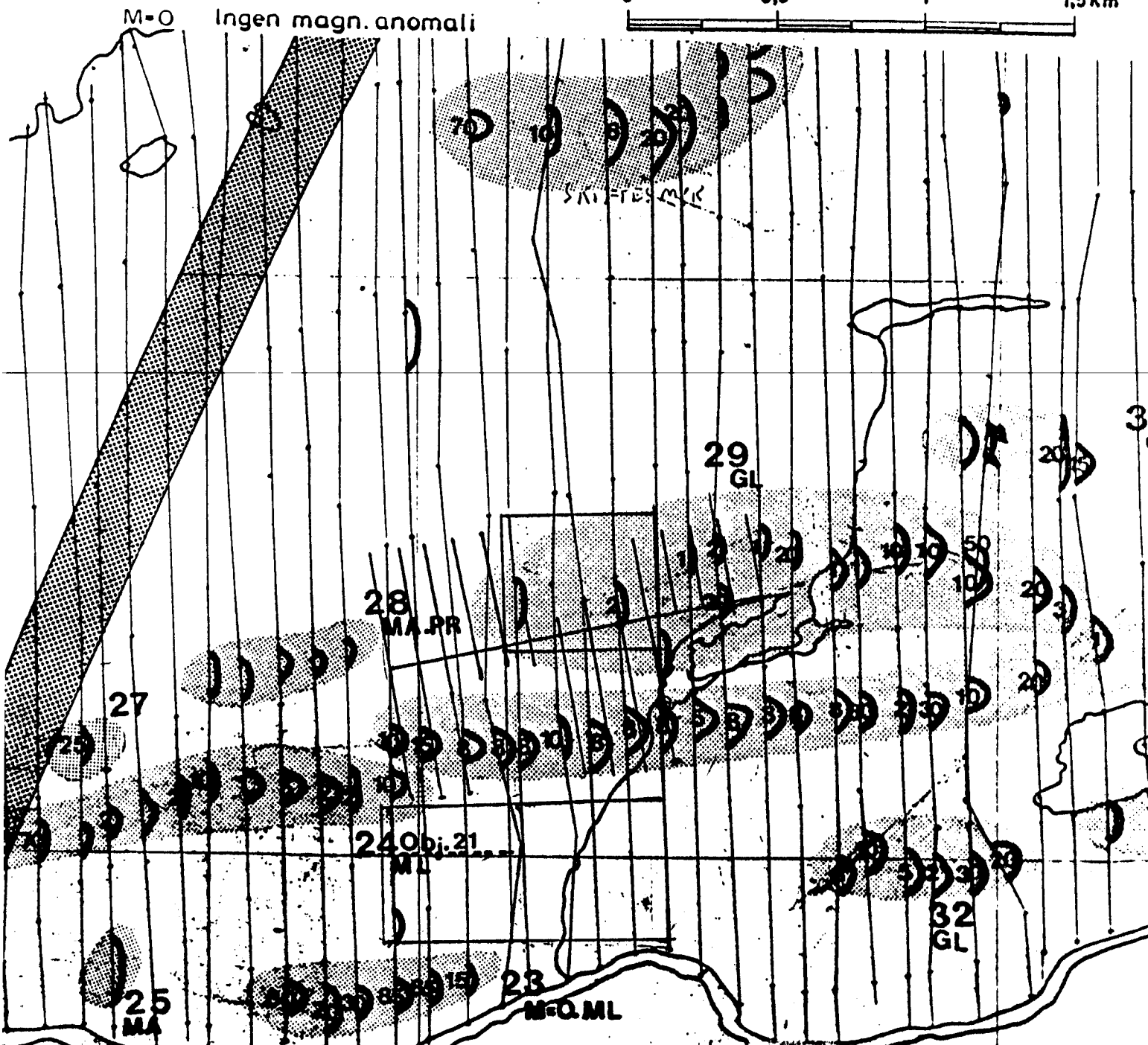
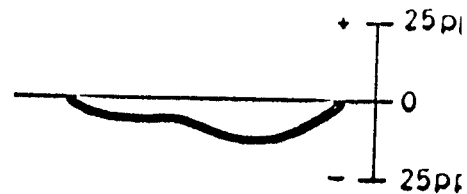
R=O Ingen reellkomponent

PR Positiv ———— " ————

MA Magnetisk anomali

M=O Ingen magn. anomali

N



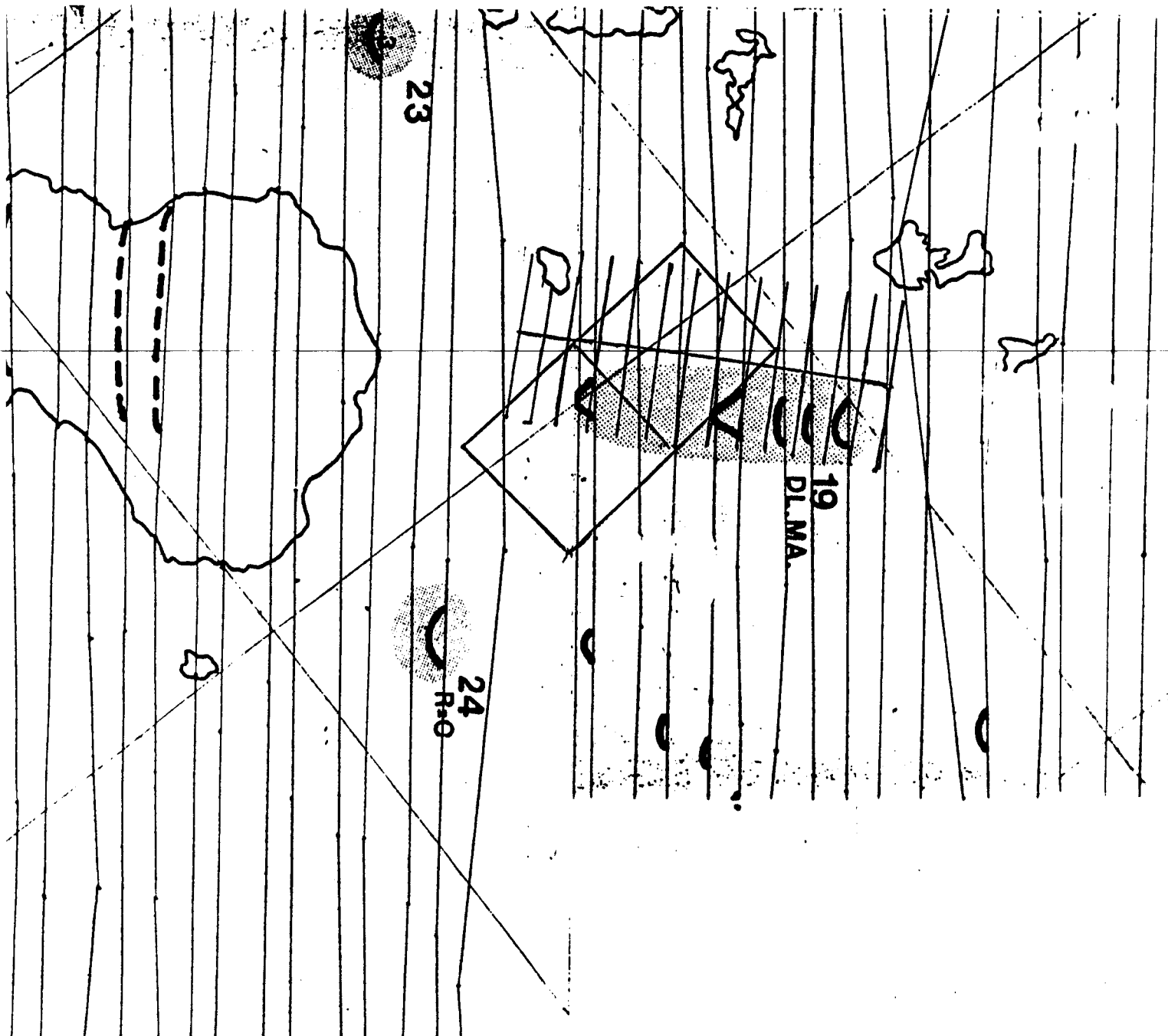
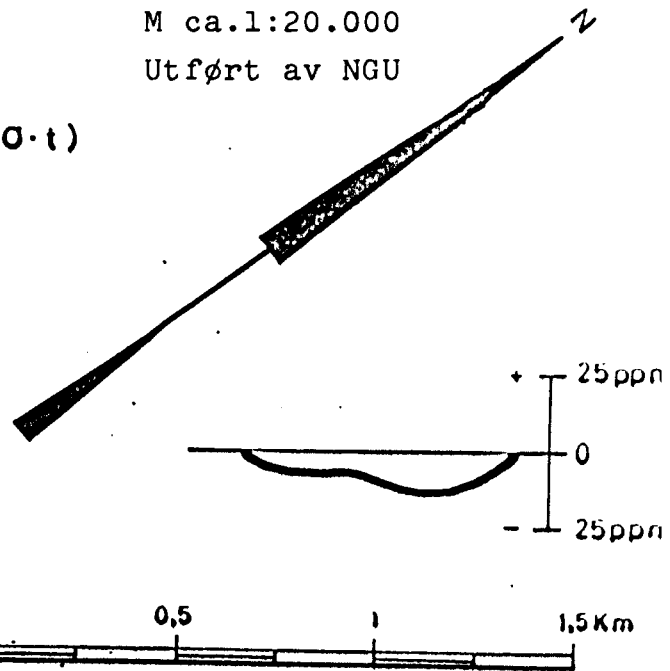
Bilag 13
 EM-Imaginær komponent
 Annliffjellområdet
 M ca.1:20.000
 Utført av NGU

TEGNFORKLARING

1. 2. 3. Nummererte anomalier, soner.

1.2.3. (Ledningsevne · tykkelse) produkt, ($\sigma \cdot t$)

- DL Dårlig ledningsevne ($\sigma \cdot t$) < 2
 SL Svak ——— " ——— $2 < (\sigma \cdot t) < 10$
 GL God ——— " ——— $10 < (\sigma \cdot t) < 50$
 ML Meget god ——— " ——— $(\sigma \cdot t) > 50$
 R=O Ingen reellkomponent
 PR Positiv ——— " ———
 MA Magnetisk anomali
 M=O Ingen magn. anomali



TEGNFORKLARING

1. 2. 3. Nummererte anomalier, soner.

1.2.3. (Ledningsevne · tykkelse) produkt, ($\sigma \cdot t$)

DL Dårlig ledningsevne ($\sigma \cdot t$) < 2

SL Svak ——— " ——— $2 < (\sigma \cdot t) < 10$

GL God ——— " ——— $10 < (\sigma \cdot t) < 50$

ML Meget god ——— " ——— $(\sigma \cdot t) > 50$

R=O Ingen reellkomponent

PR Positiv ——— " ———

MA Magnetisk anomali

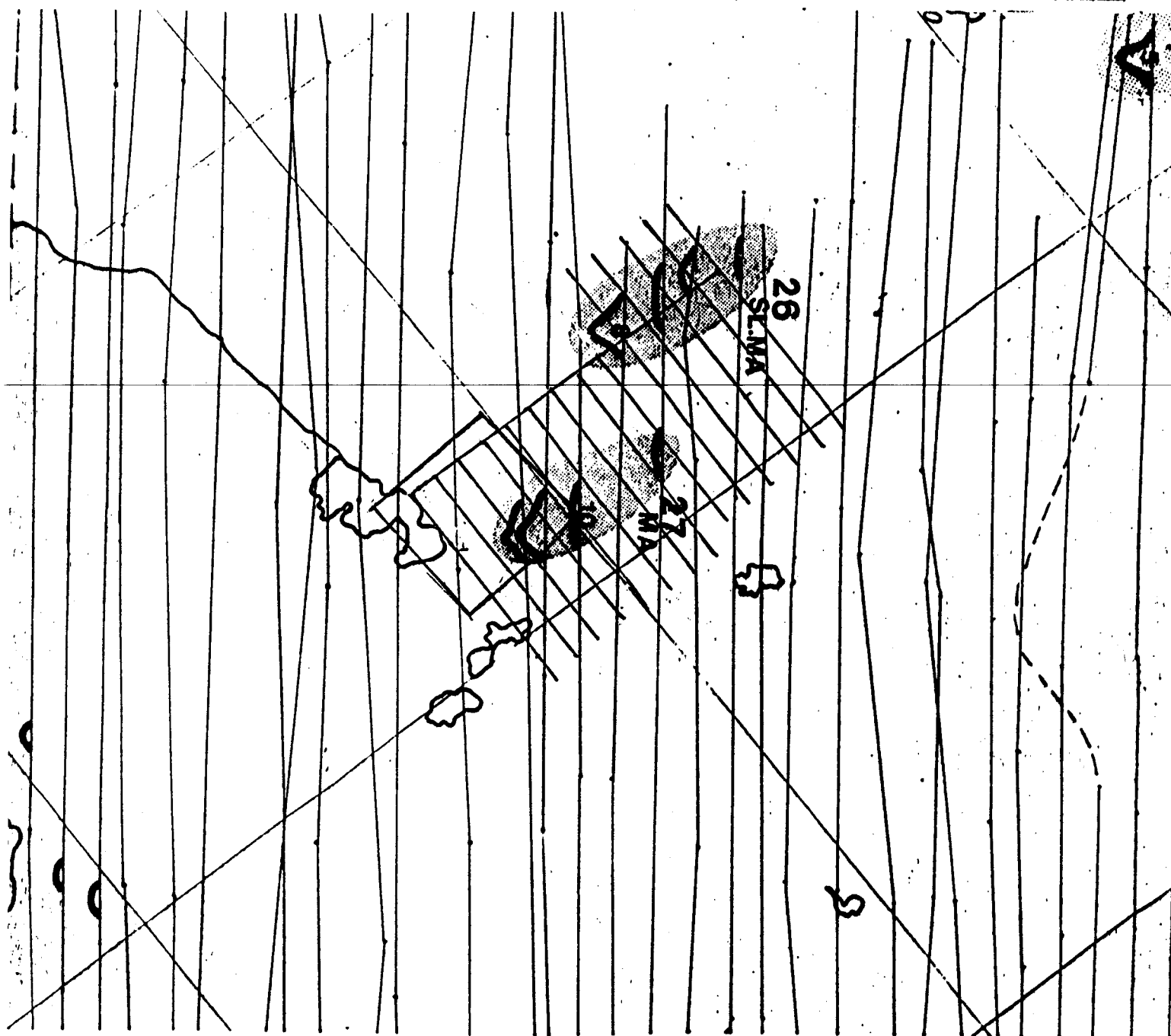
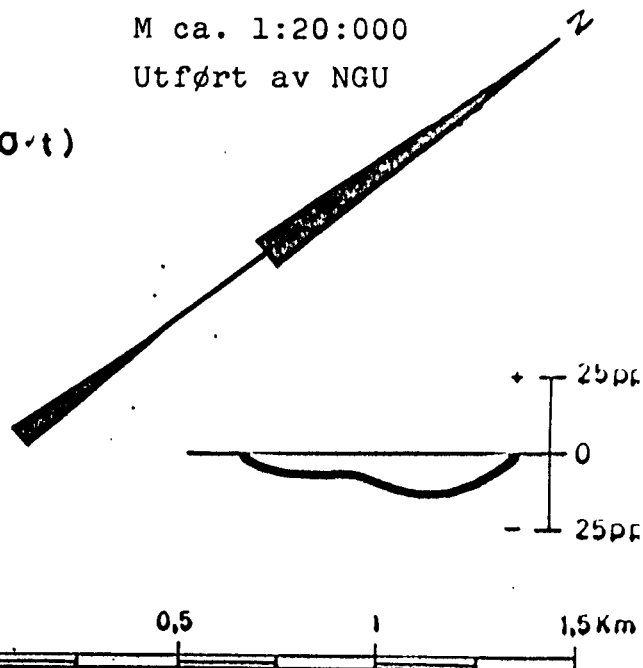
M=O Ingen magn. anomali

EM-Imaginær komponent

Steinfjellområdet

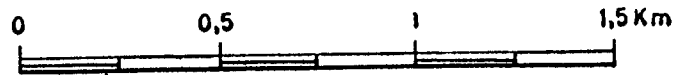
M ca. 1:20:000

Utført av NGU

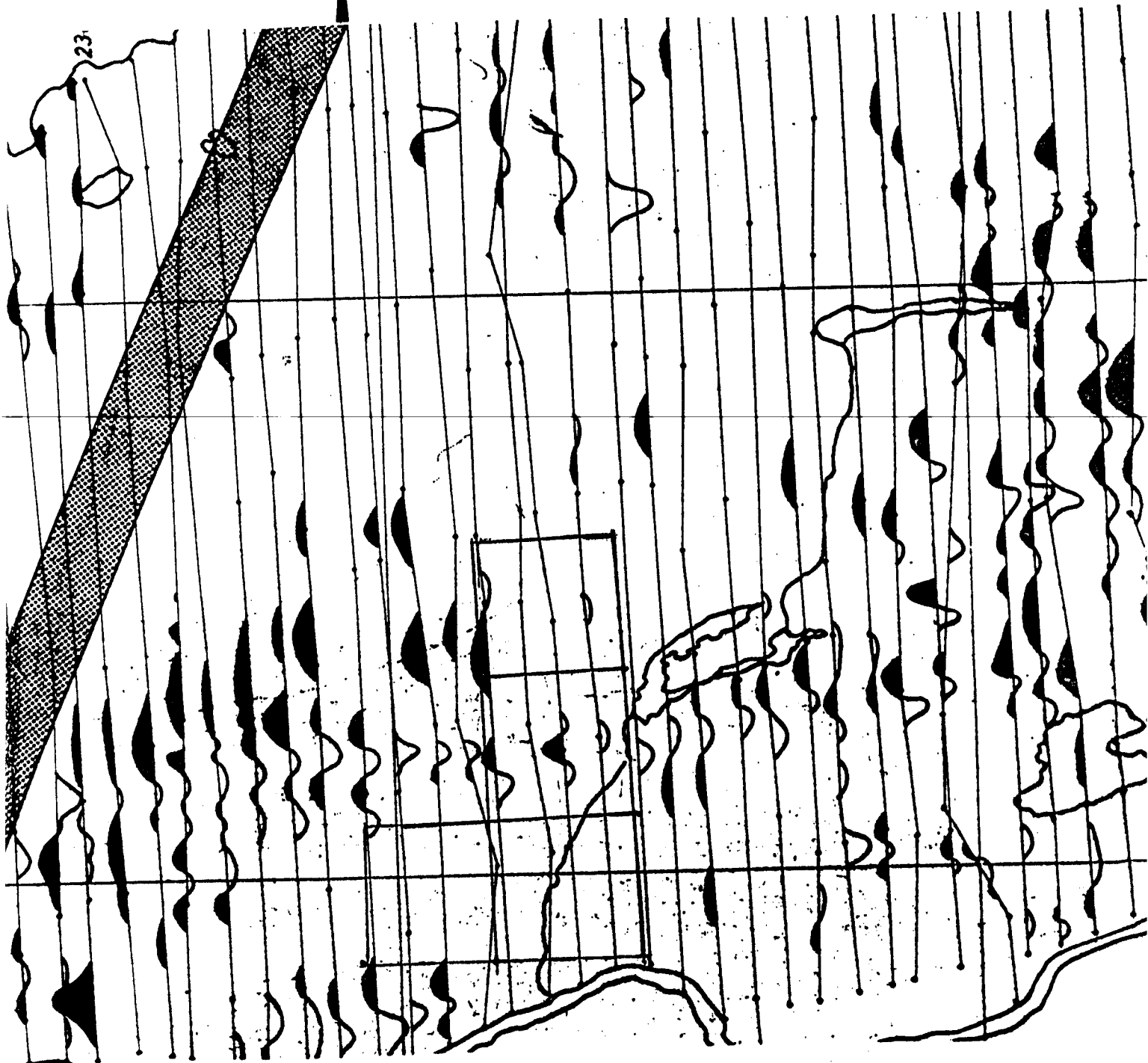


Bilag 13
EM-reell komponent
Angeltjønninområdet
M ca. 1:20.000
Utført av NGU

Tegnforklaring



N



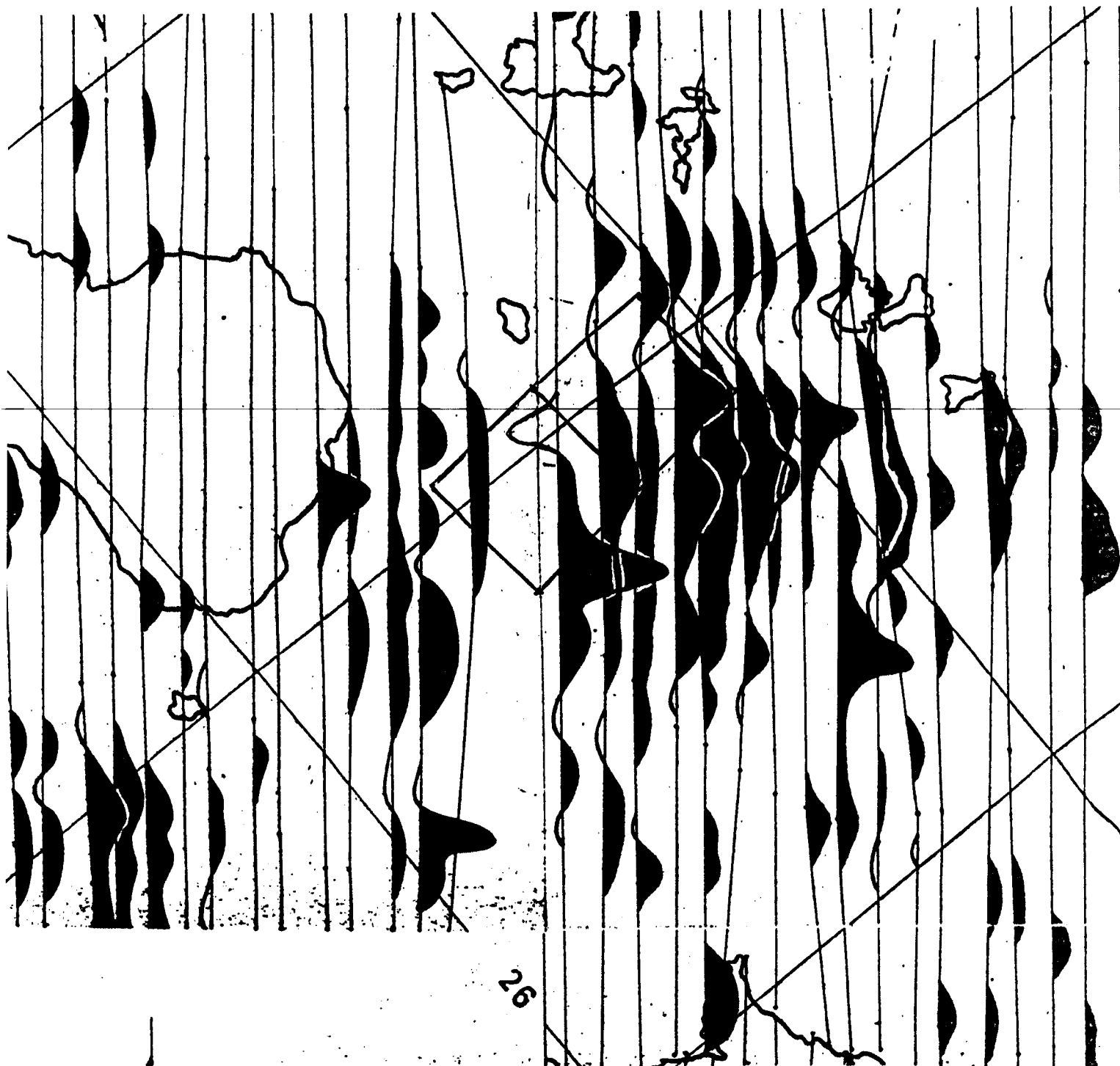
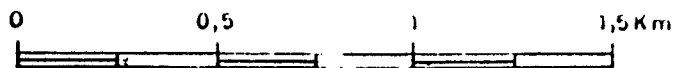
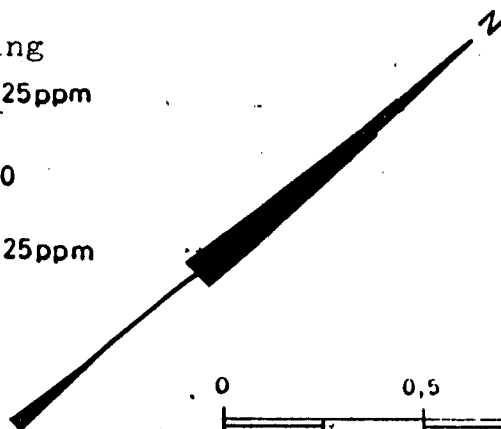
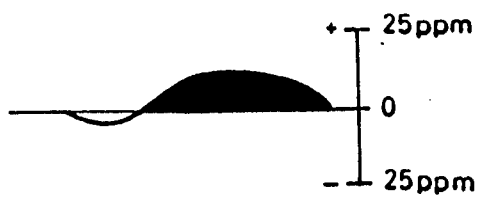
EM-reell komponent

Annlifjellområdet

M ca.1:20.000

Utført av NGU

Tegnforklaring



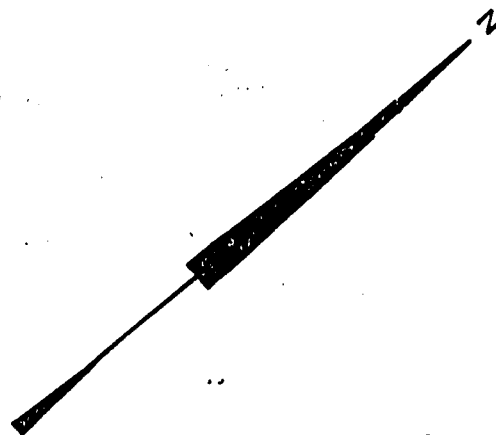
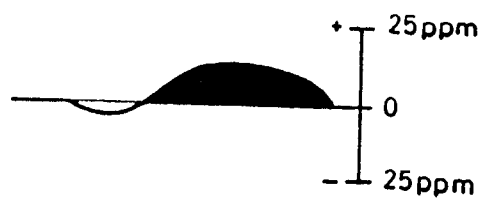
EM-reell komponent

Steinfjellområdet

M ca.1:20.000

Utført av NGU

Tegnforklaring



BEKKESEDIMENTENTER KOBBER, SYRELØSELIG

Stikningsnett og prioriterte celler
i Annliffjellet og Steinfjellet er
avmerket

Bilag 18

CU

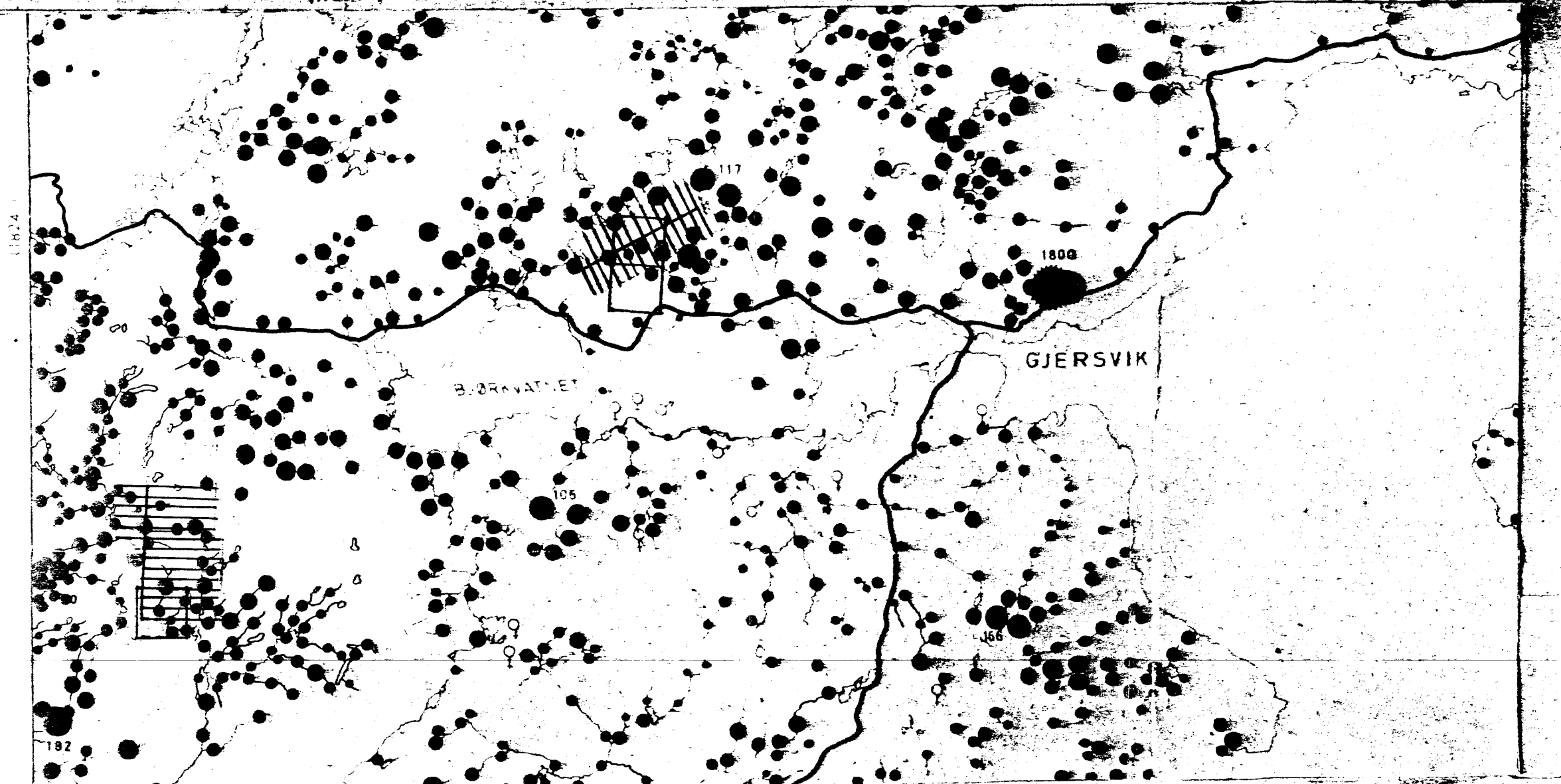
Utsnitt av

kartblad

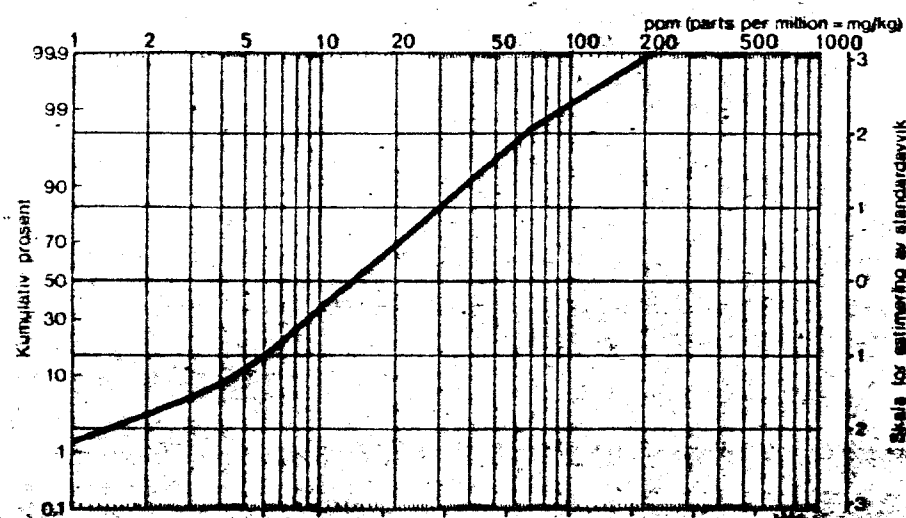
ROTVIK 1924 N

44-93-19

(1924-1974)

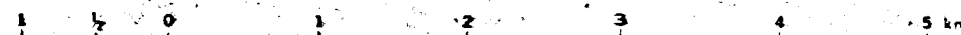


FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM



Konsentrasjonsintervaller med tilsvarende karttegn

Målestokk 1:50 000



Bekkesedimenter, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetakssteder er 250 m langs bekken. Under prøvetakingen er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med maskevidde 0,18 mm. Finfraksjonens Cu-innhold er bestemt ved atomabsorpsjons-spektrometri i syreuttrekk (varm HNO_3 1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Cu-innhold etter en skala som fremgår av abscissen på diagrammet for frekvensfordeling.

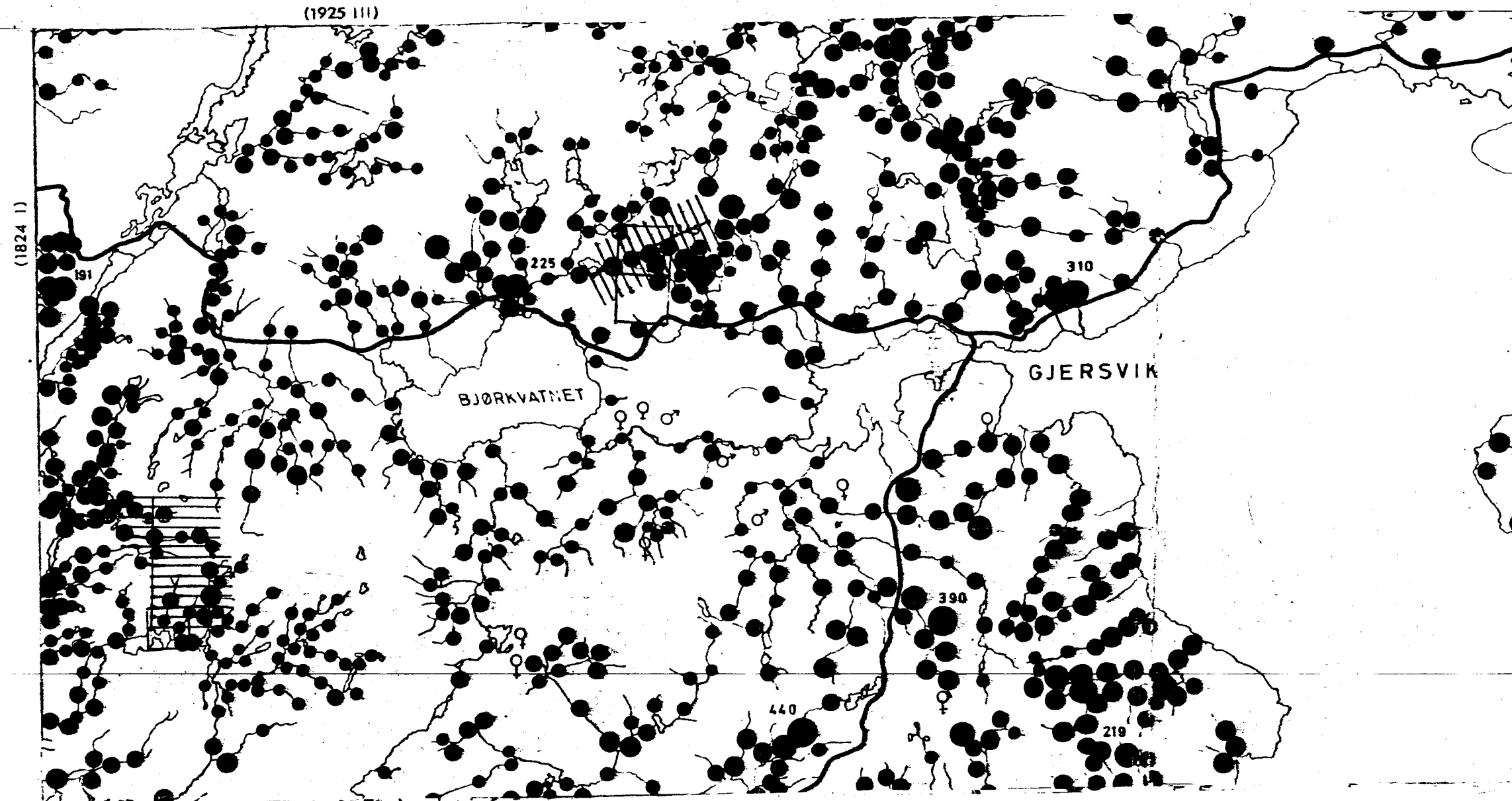
Feltarbeidet er utført i 1964-73, analyseringen i 1969-74
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i apr. 1974

BEKKESEDIMENTENTER SINK, SYRELØSELIG

Stikningsnett og prioriterte celler i
Annlifjellet og Steinfjellet er avmerket

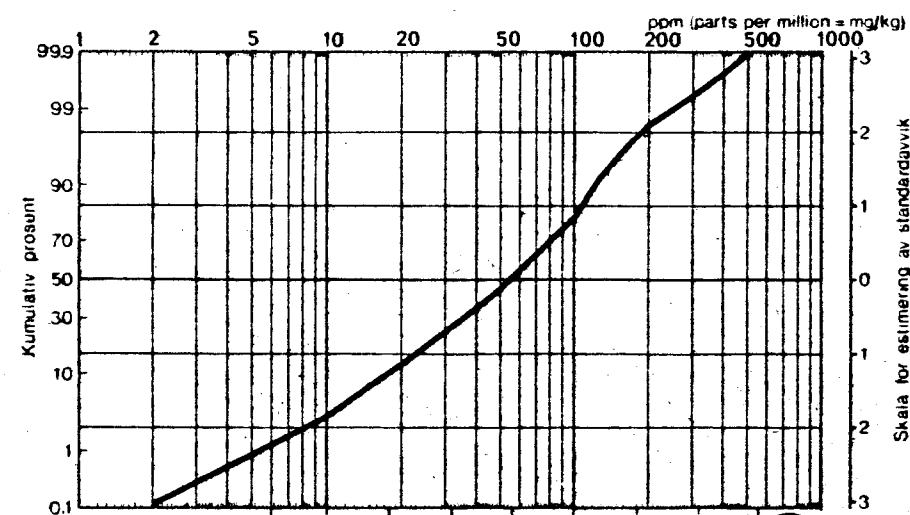
Blad 19
ZN
Utsnitt av
kartblad
RØYRVIK 1924 IV

44-03-11



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM

Målestokk. 1:50 000



Konsentrasjonsintervaller med tilsvarende karttegn

1 2 0 1 2 3 4 5 km

Bekkesedimenter, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetakingsstedene er 250m langs bekken. Under prøvetakingen er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med maskevidde 0.18 mm. Finfraksjonens Zn-innhold er bestemt ved atomabsorpsjons-spektrometri i syreuttrekk (varm HNO_3 1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Zn-innhold etter en skala som fremgår av abscissen på diagrammet for frekvensfordeling.

Feltarbeidet er utført i 1964-73, analyseringen i 1969-74.
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i apr. 1974-74.

BEKKESEDIMENTENTER

KOBBER, SYRELØSELIG

Bilag 21

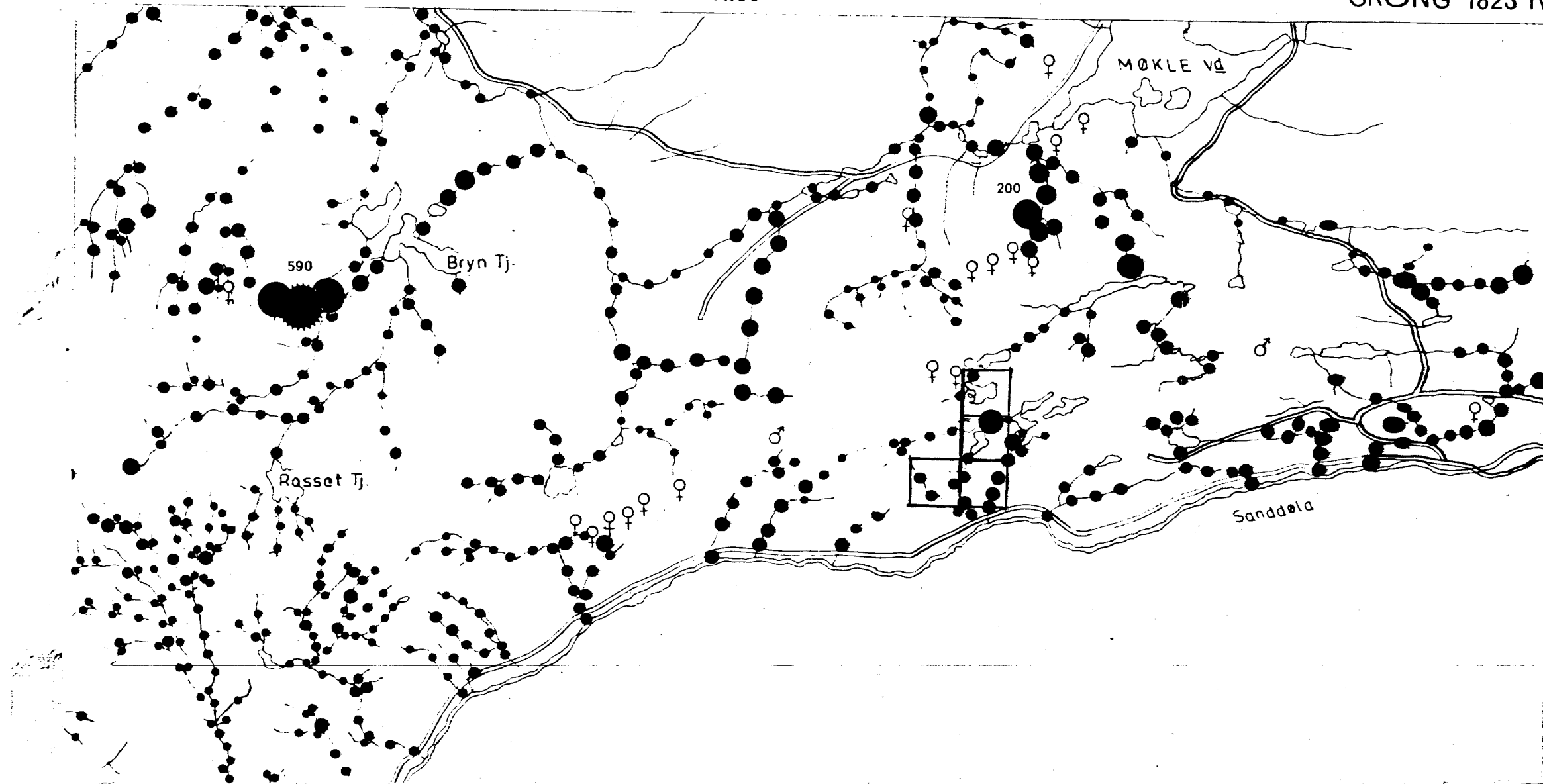
CU

Utsnitt av
kartblad

GRONG 1823 IV

Prioriterte celler i Angeltjønninområdet
er avmerket

(1824 III)



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM

Målestokk 1:50 000



BEKKESEDIMENTENTER SINK, SYRELØSELIG

Prioriterte celler i Angeltjønninområdet
er avmerket

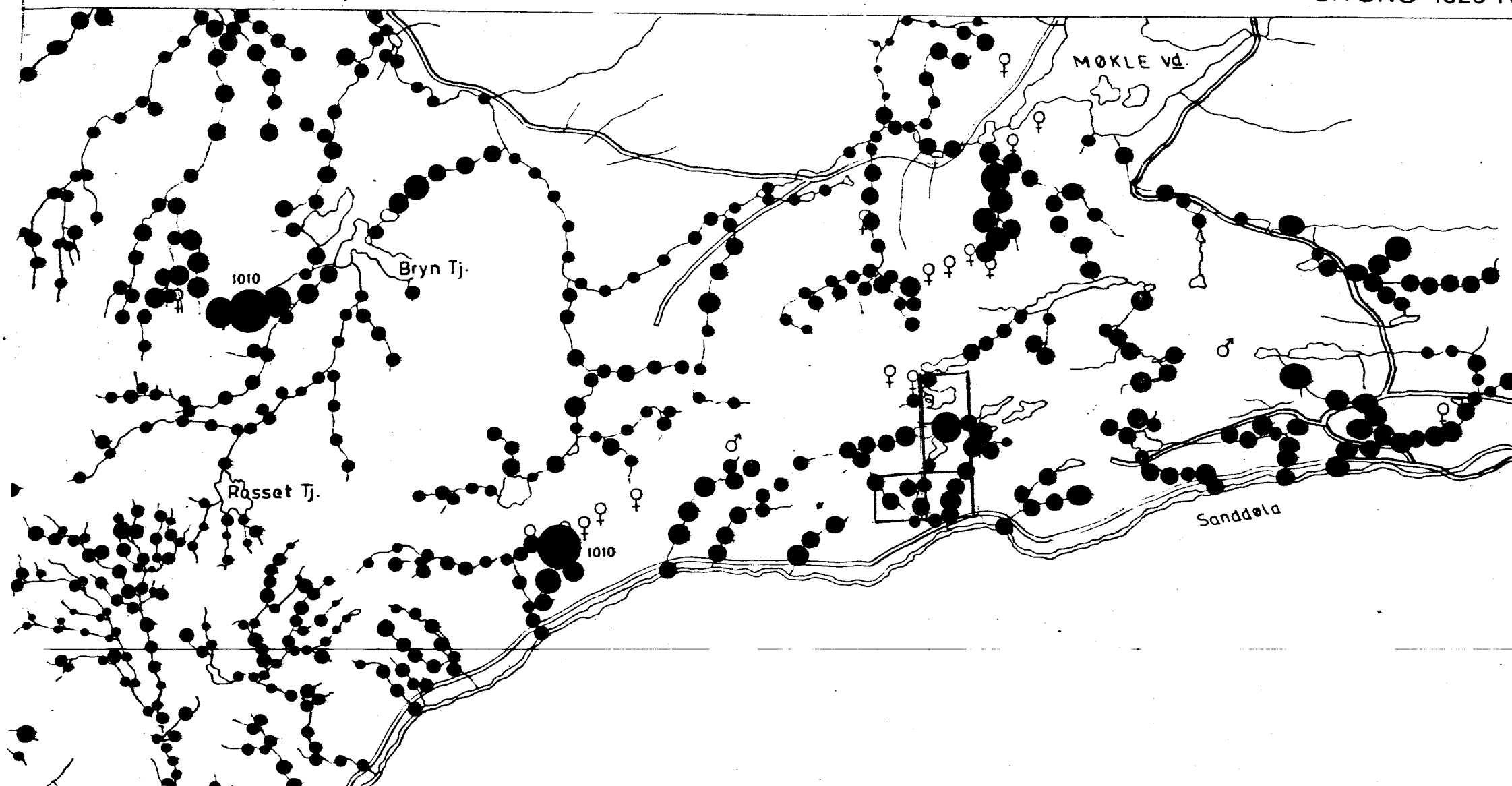
Bilag 22

ZN

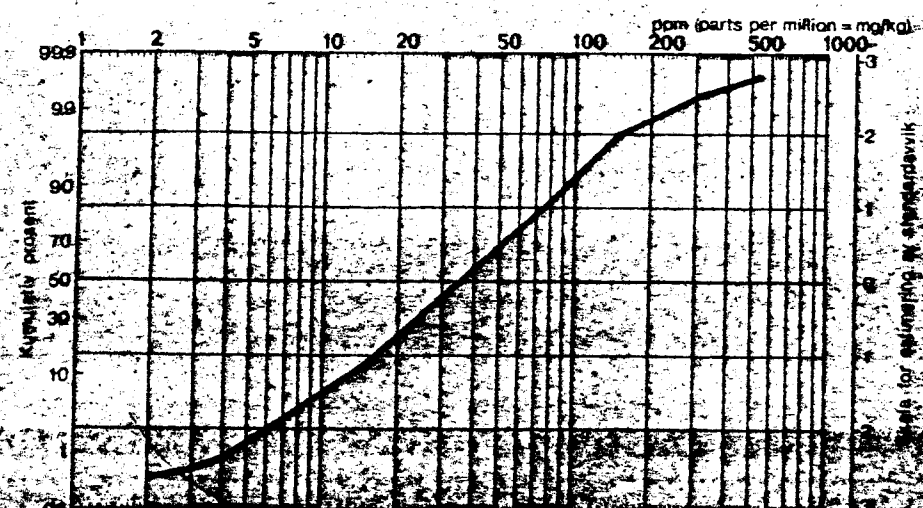
Utsnitt av
kartblad

GRONG 1823 IV

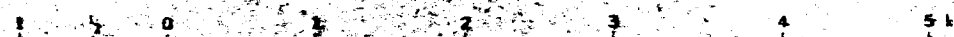
(1824 III)



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM



Målestokk 1:50 000



Bekkesedimenter, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetakingsstedene er 250 m langs bekken. Under prøvetakingen er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med meshvidde 0,12 mm. Fintaksjonens Zn-innhold er bestemt ved atomabsorpsjonsanalyse etter syreuttrekk med HNO₃ (1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Zn-innhold etter en skala som finnes på slutten av diagrammet for frekvensfordeling.

Feltarbeidet er utført i 1970-71 og analysene i 1971-72.
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i 1974.
All topografi er lånt fra Norges geografiske oppmålings kart, Serie N. 711.

BEKKESEDIMENTENTER BLY, SYRELØSELIG

Stikningsnett og prioriterte celler 1
Annulfjellet og Steinfjellet er avmerket

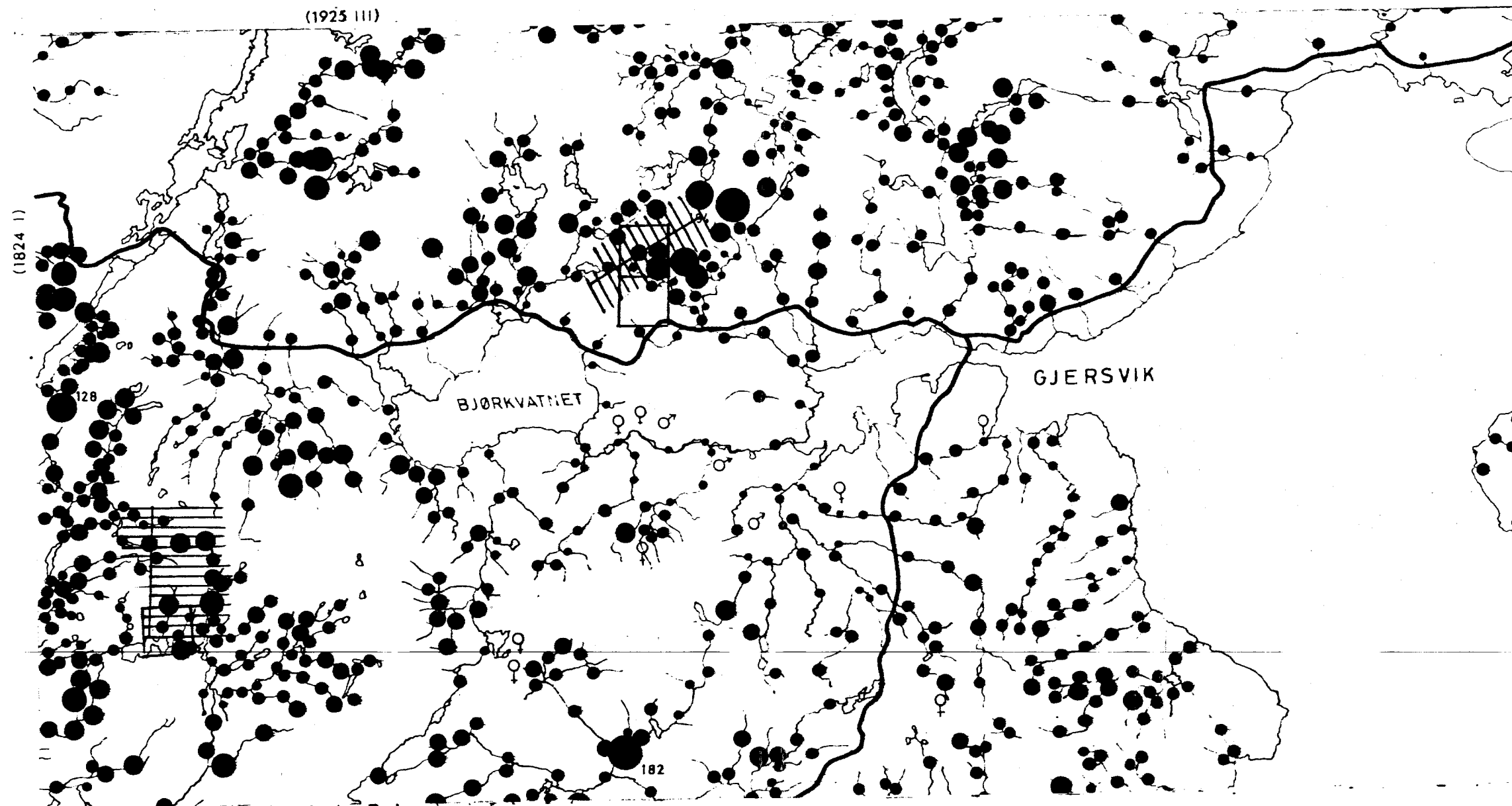
Bilag 20

PB

Utsnitt av
kartblad

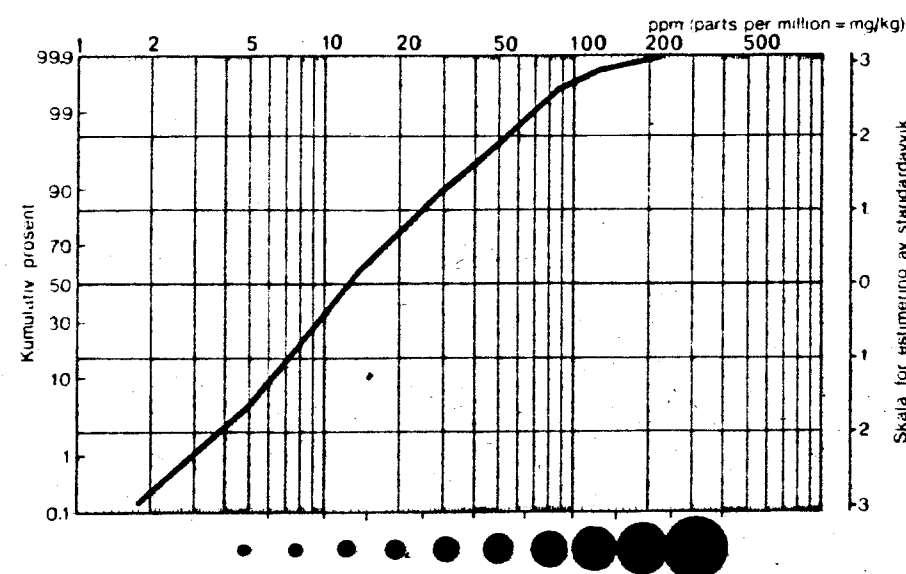
RØYRVIK 1924 IV

411-03-122



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM

Målestokk. 1:50 000



1 2 3 4 5 km

Bekkesedimentar, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetakingsstedene er 250 m langs bekken. Under prøvetakingen, er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med maskevilde 0,18 mm. Finfraksjonens Pb-innhold er bestemt ved atomabsorpsjons-spektrometri i syreuttrekk (varm HNO_3 1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Pb-innhold etter en skala som fremgår av abscissen på diagrammet for frekvensfordeling.

Feltarbeidet er utført i 1964-73 analyseringen i 1969-74
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i apr. 1974

BEKKESEDIMENTENTER

BLY, SYRELØSELIG

Prioriterte celler i Angeltjønninområdet er
avmerket

Bilag 23

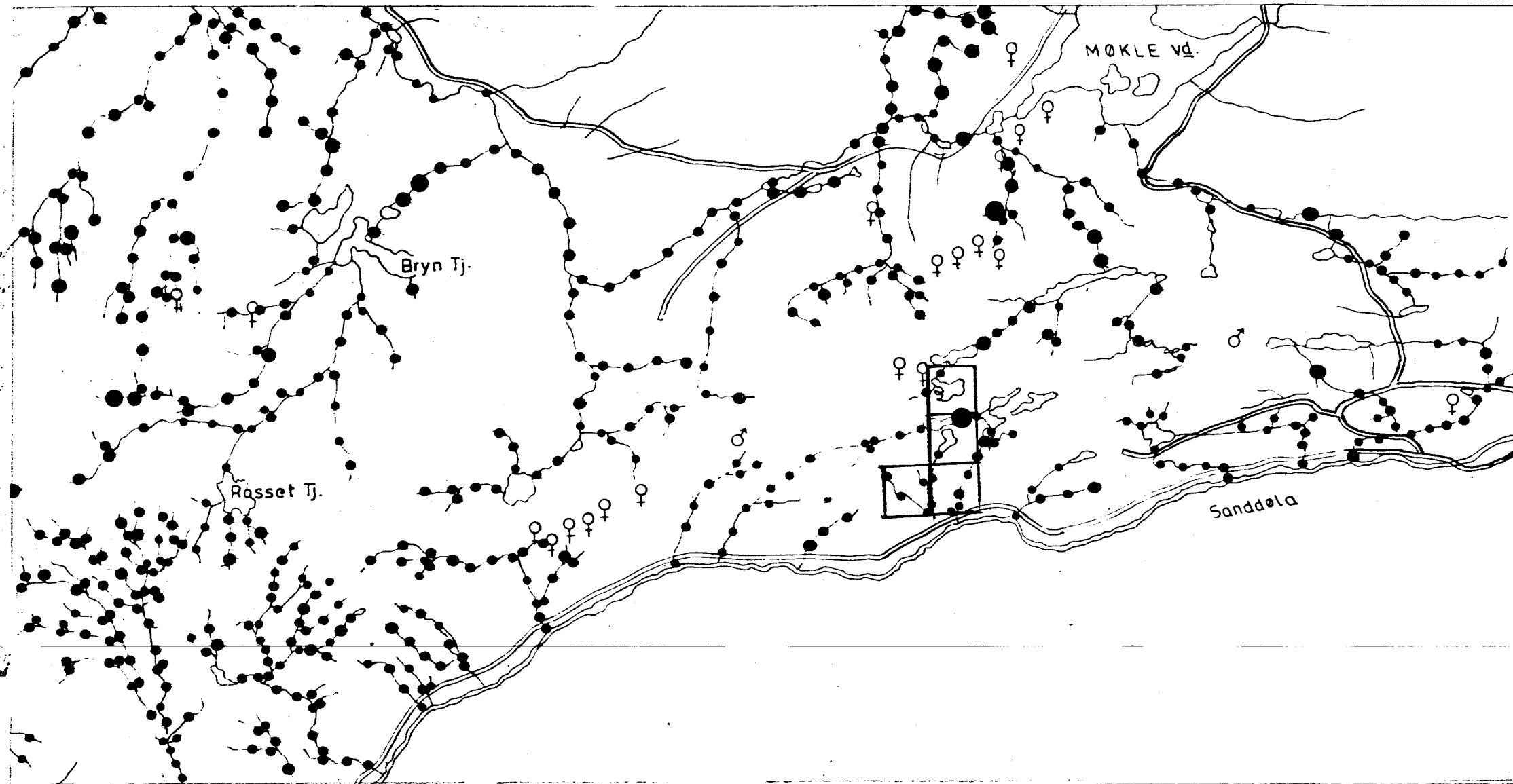
PB

Utsnitt av

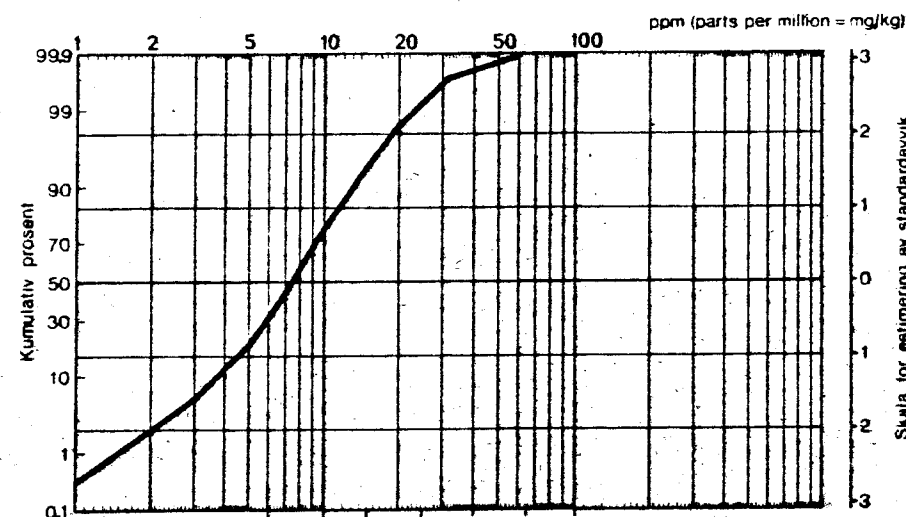
kartblad

GRONG 1823 IV

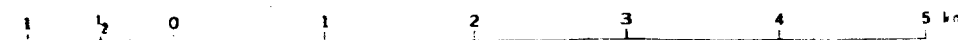
(1824 III)



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM



Målestokk. 1:50 000



Bekkesedimenter, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetaksstedene er 250 m langs bekken. Under prøvetakingen er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med maskevidde 0,18 mm. Finfraksjonens Pb-innhold er bestemt ved atomabsorpsjons-spektrometri i syreuttrekk (varm HNO_3 1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Pb-innhold etter en skala som fremgår av abscissen på diagrammet for frekvensfordeling.

Feltarbeidet er utført i 1970-71, analyseringen i 1970-72
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i 1974
All topografi er basert på Norges geografiske oppmålings kart, serie M. 711.

BEKKESEDIMENTENTER

NIKKEL, SYRELØSELIG

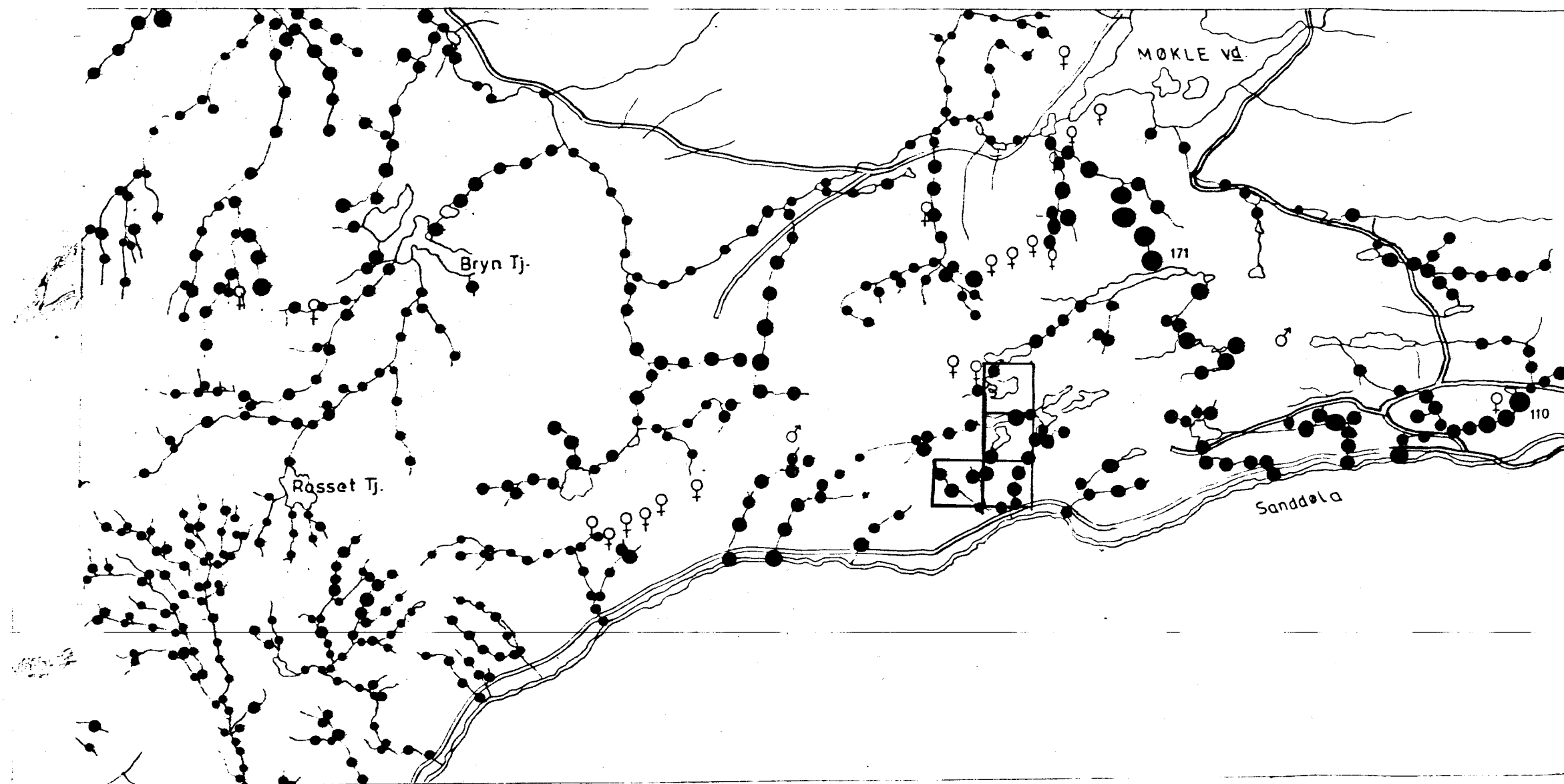
Bilag 24

NI

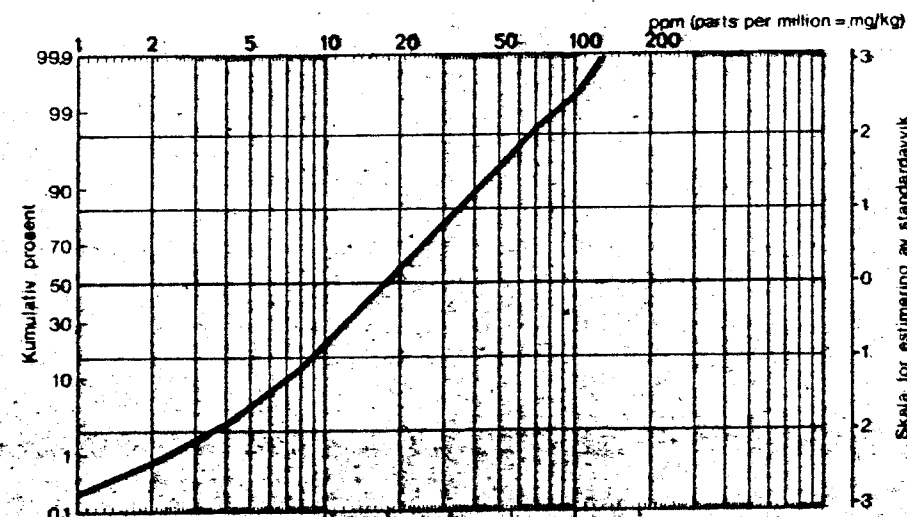
Utsnitt av
kartblad
GRONG 1823 IV

Prioriterte celler i Angeltjønninområdet er
avmerket

(1824 III)



FREKVENSFORDELINGS-DIAGRAM



Målestokk 1:50 000



Bekkesedimenter, fortrinnsvis aktive og av uorganisk sammensetning, er samlet inn fra alle påviste bekker innenfor det prøvetatte område. Avstand mellom prøvetakingsstedene er 250m langs bekken. Under prøvetakingen er prøvene våtsiktet gjennom nylonduk med maskevidde 0,18 mm. Finfraksjonens Ni-innhold er bestemt ved atomabsorpsjons-spektrometri i syreuttrekk (varm HNO_3 1:1). Punktene på kartet viser prøvestedene. Størrelsen av punktene symboliserer prøvenes Ni-innhold etter en skala som fremgår av abscissen på diagrammet for frekvensfordeling.

Feltarbeidet er utført i 1970-71, analyseringen i 1970-72
Kartet er utgitt av Norges geologiske undersøkelse i 1974
All topografi er basert på Norges geografiske oppmålings kart, serie M. 711.

N

9234

ANGELTJ.

BASISLINJE

BROKA

FISKLOYSA

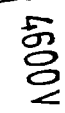
OBJ. 77

A horizontal line representing a road of total length 600 m. The line is divided into five equal segments by four vertical tick marks. The segments are numbered 1 to 5 from left to right. The nodes are numbered 0 to 5 from left to right. The distance between nodes 0 and 300 is marked as 300 m.

270
270 Anomale gehälter i ppm

163 Provenummer bekkesedimenter

N



- • < 50 ppm
- ○ 50-100 ppm
- ○ 100-200 ppm
- ○ 200-400 ppm
- 400-800 ppm
- 800-1600 ppm

252 Anomale gehalter i ppm

M 1:5000

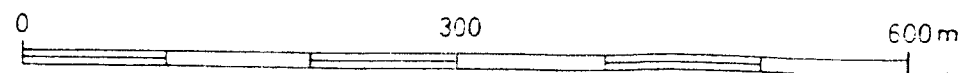
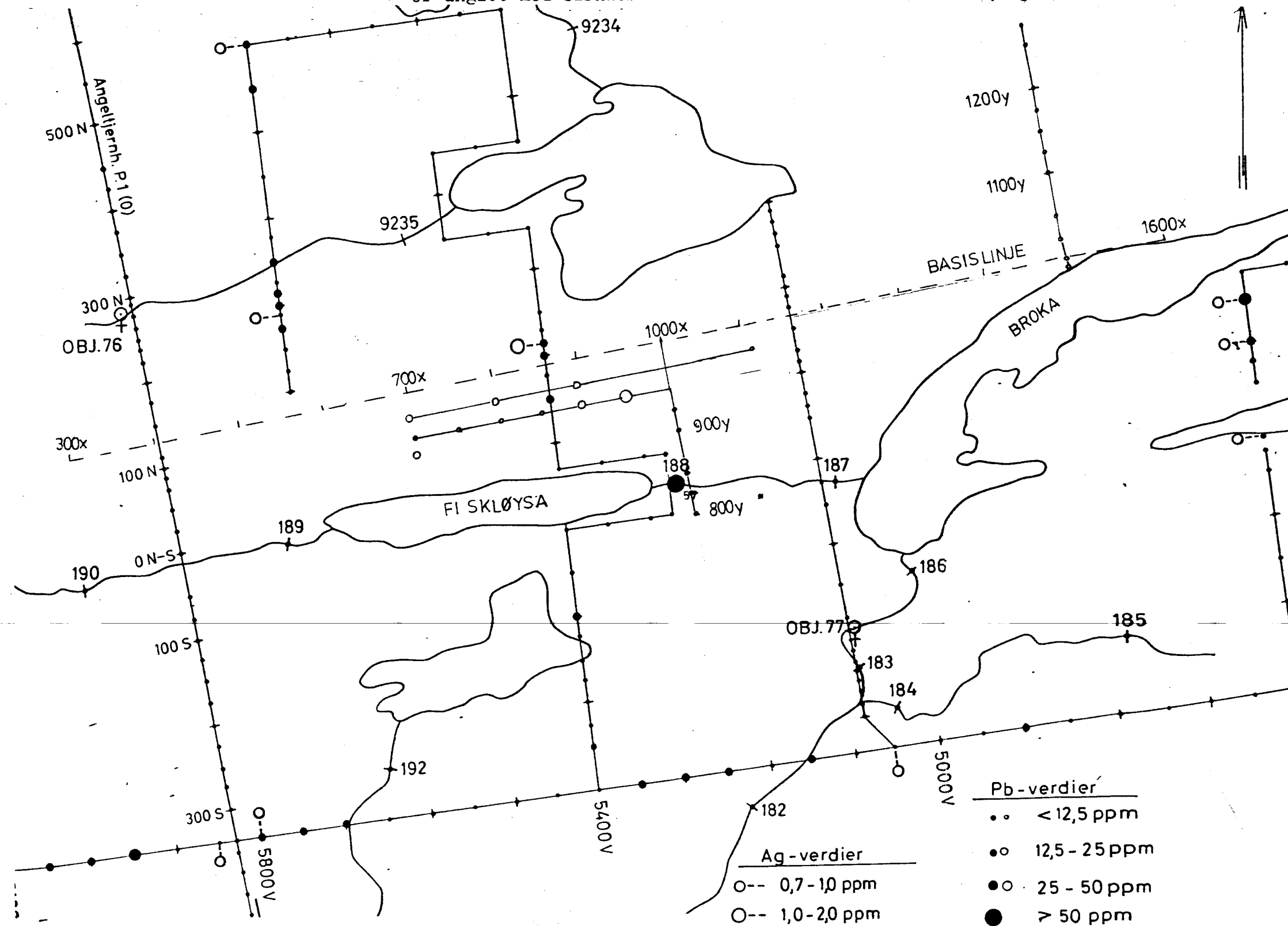


Diagram
 Pb/Ag i jord
 Angeltjønninområdet
 M 1:5000
 (Logn 1971)

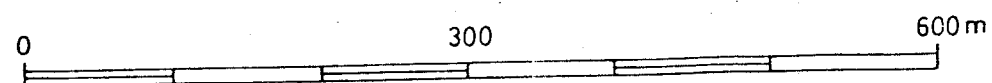
N

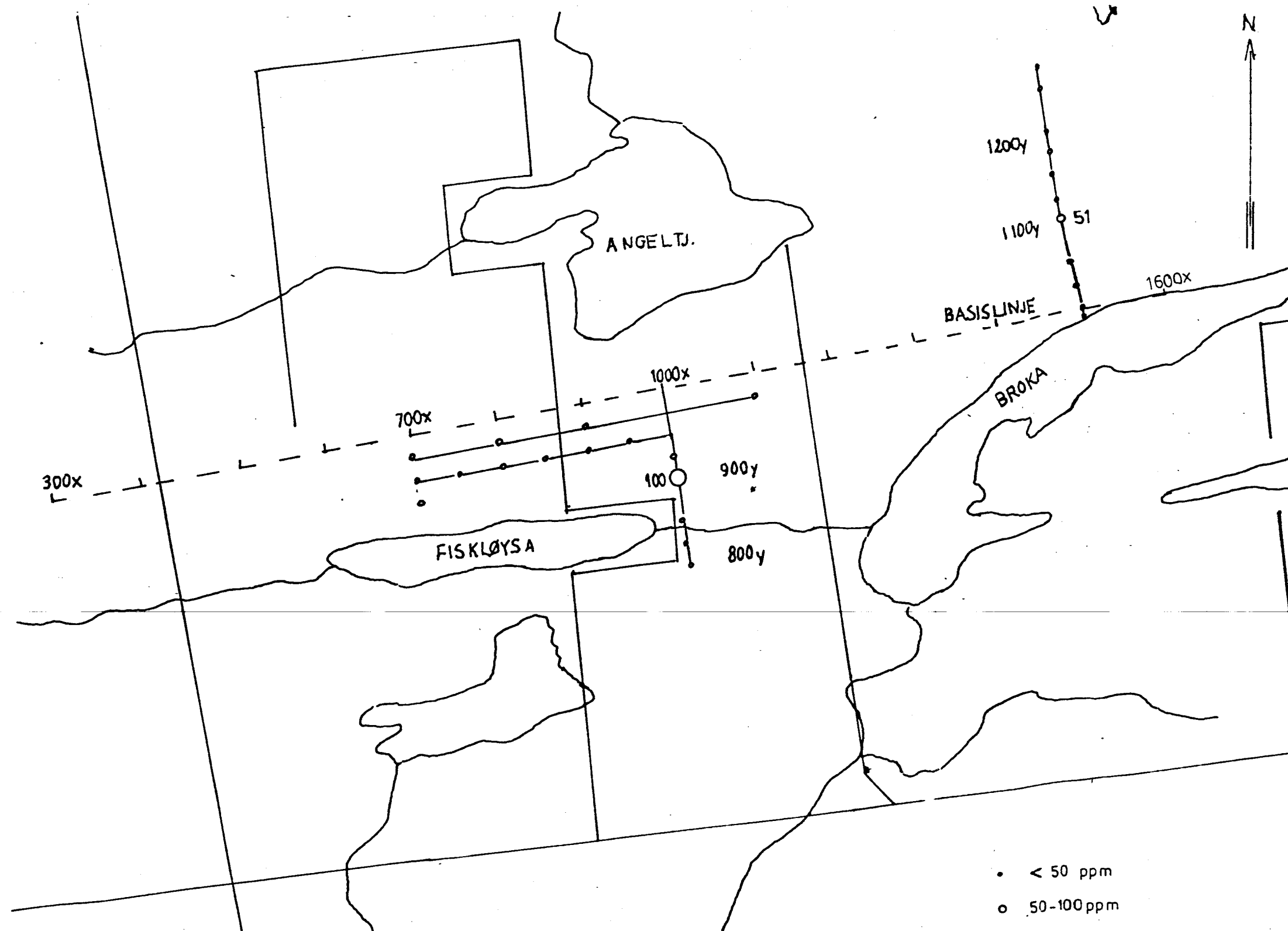
Jordprøver prøvetatt under mitt feltarbeid
 er angitt med sirkler



79 Anomale verdier i ppm
 173 Provenummer bekkesedimente

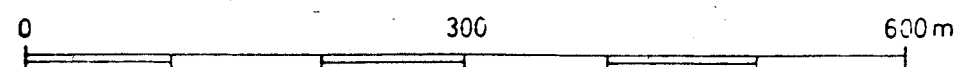
M 1: 5000





- < 50 ppm
- 50-100 ppm
- 100-200 ppm
- 200-400 ppm

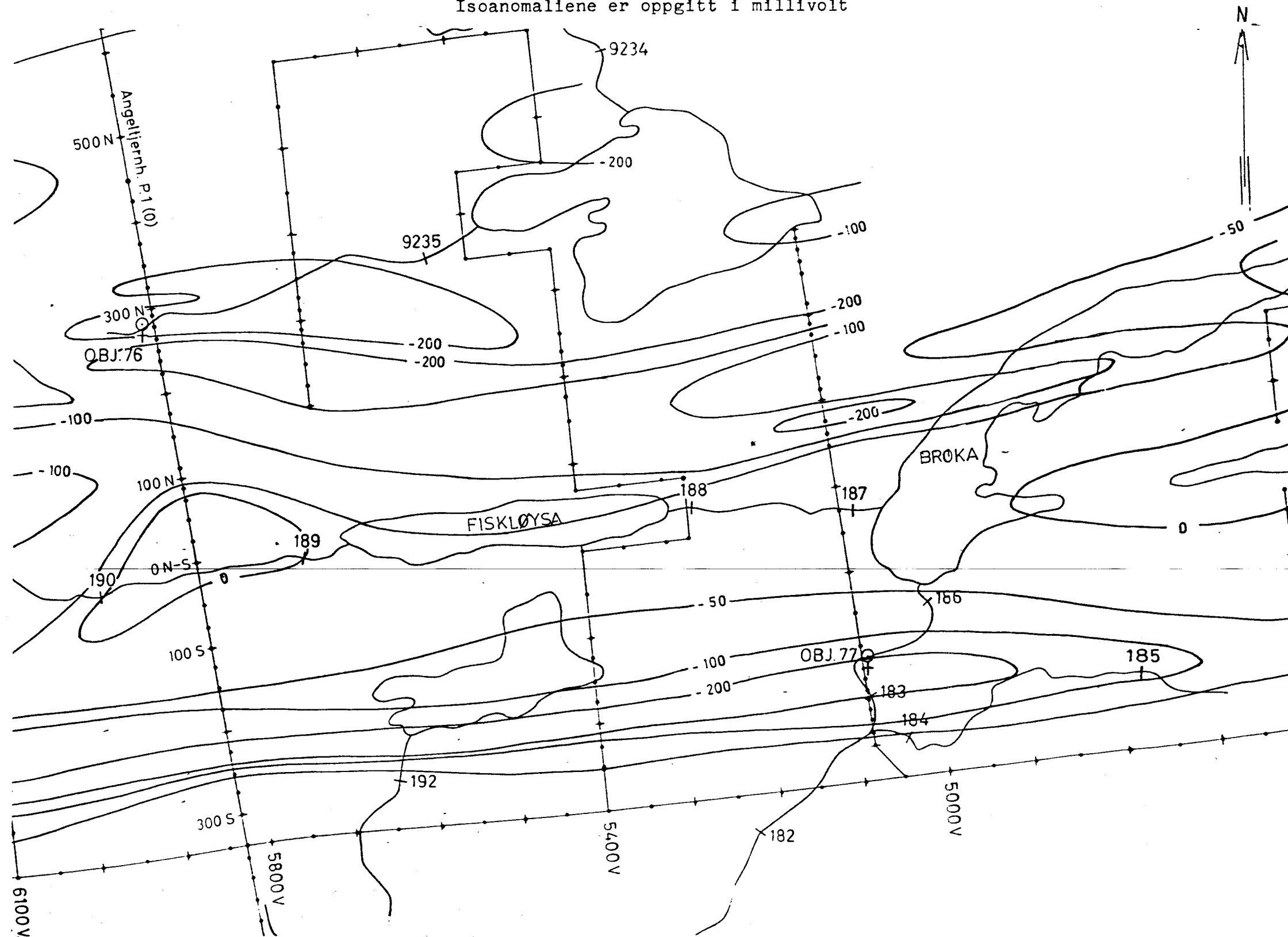
M 1: 5000



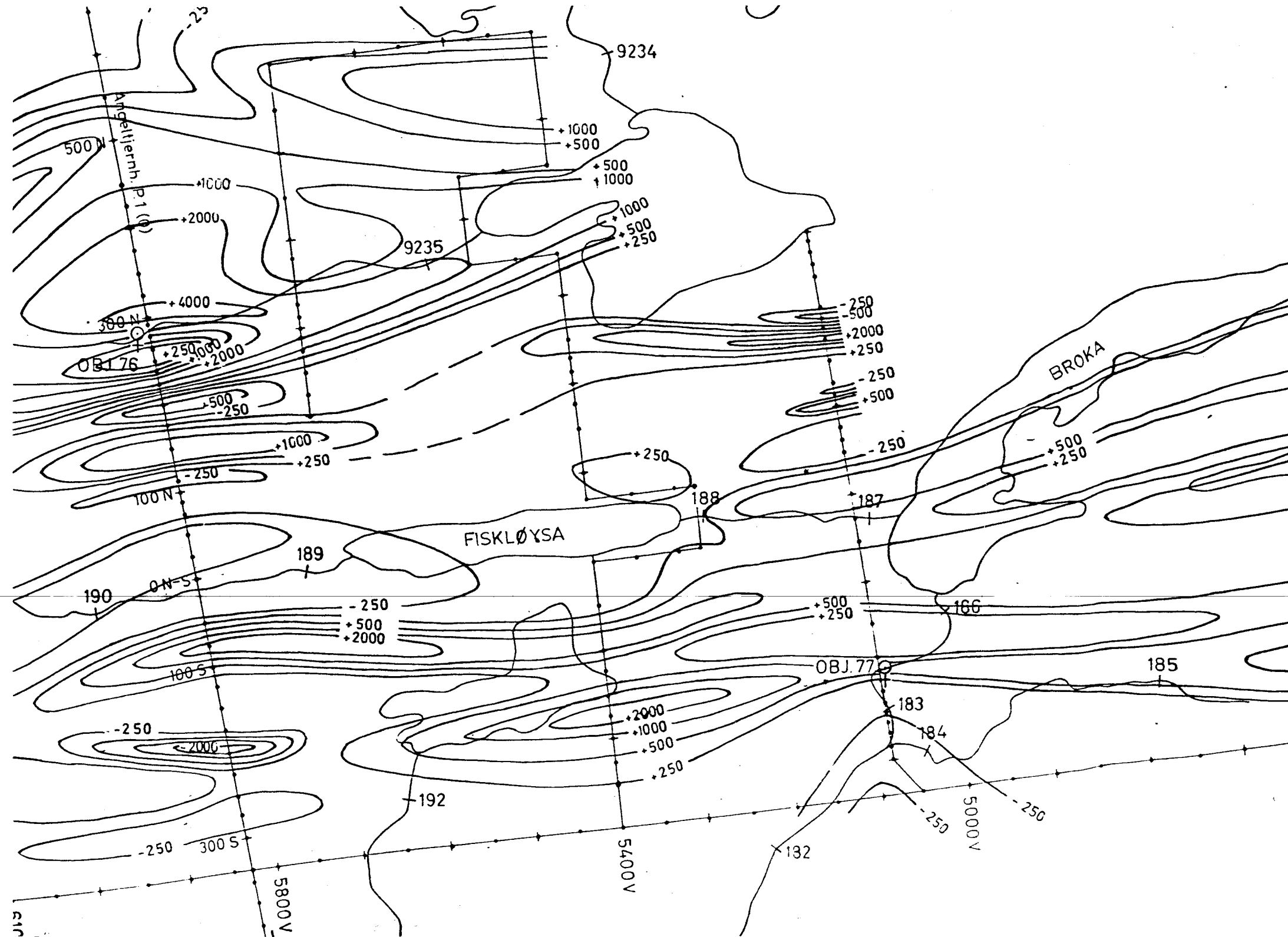
51 Anomale gehalter i ppm

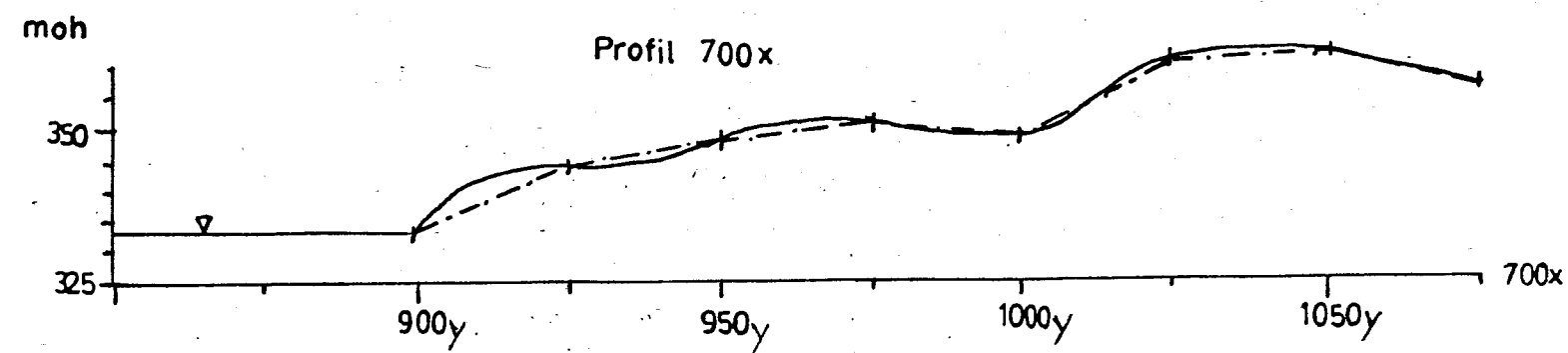
Bilag 29
Sjølpotensialmålinger
i Angeltjønninområdet
M 1:5000 (Logn 1971)

Isoanomaliene er oppgitt i millivolt



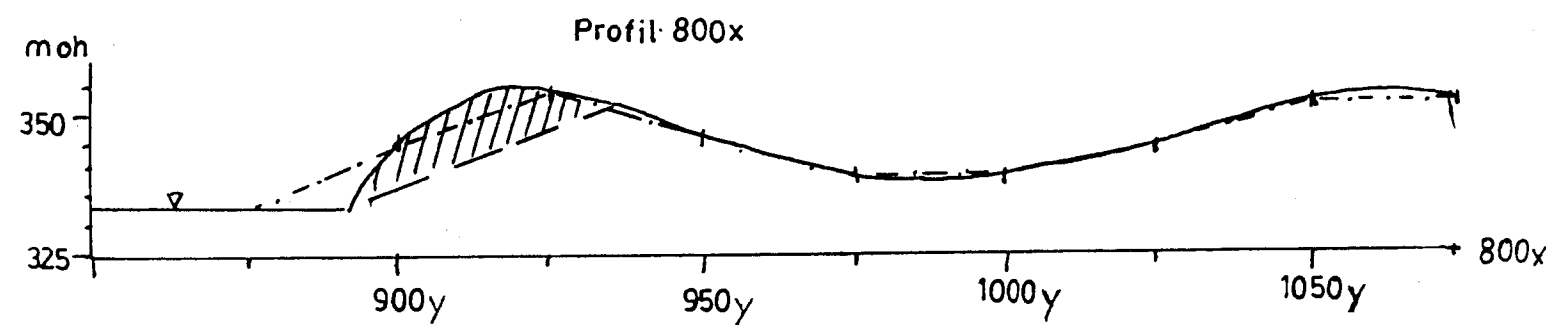
Magnetisk feltstyrke er oppgitt i γ





Topografisk profil i området nord for Fiskløysa.

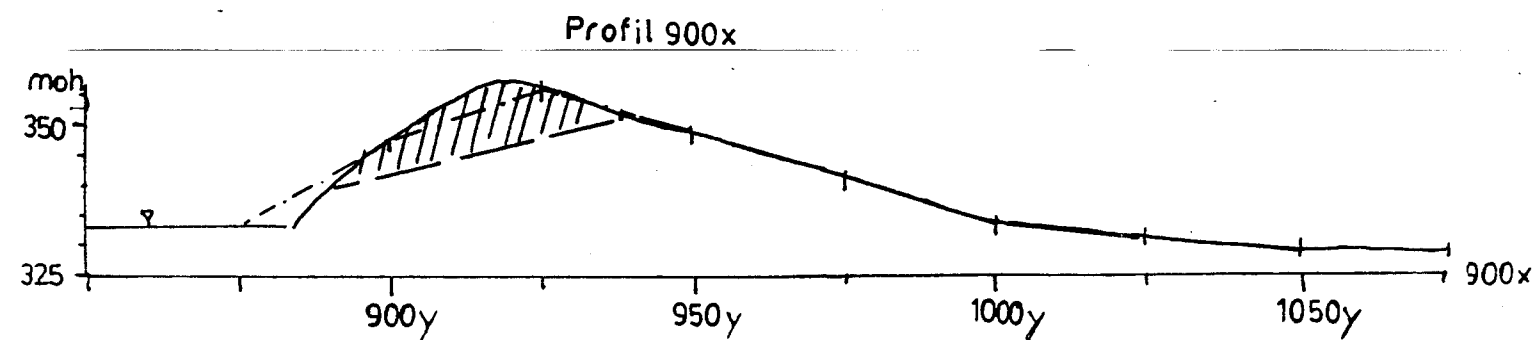
Tegnforklaring:



terrengoverflate.

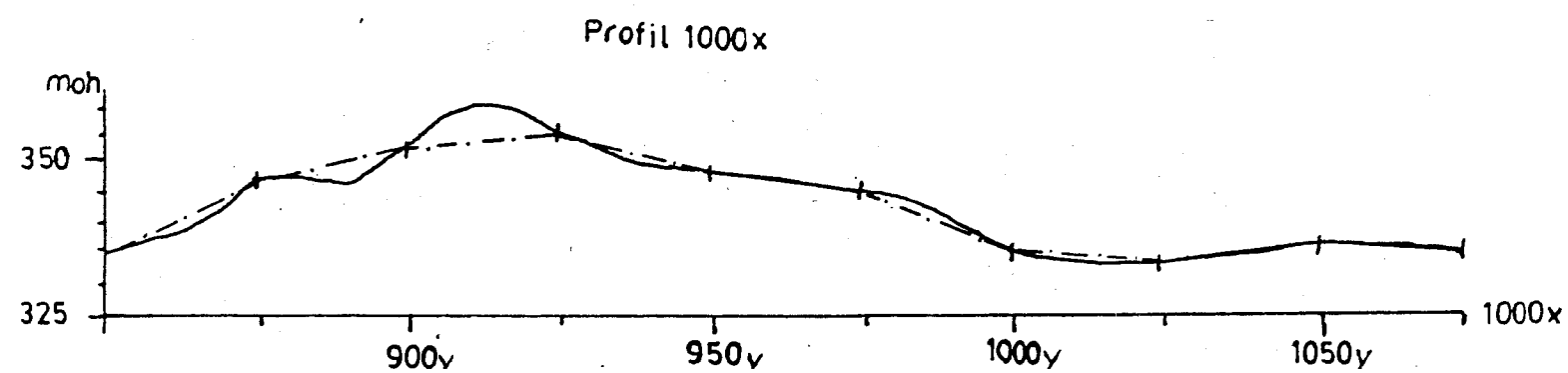
hjelpelinje for beregning av hellingsvinkel ved 1. korreksjon.

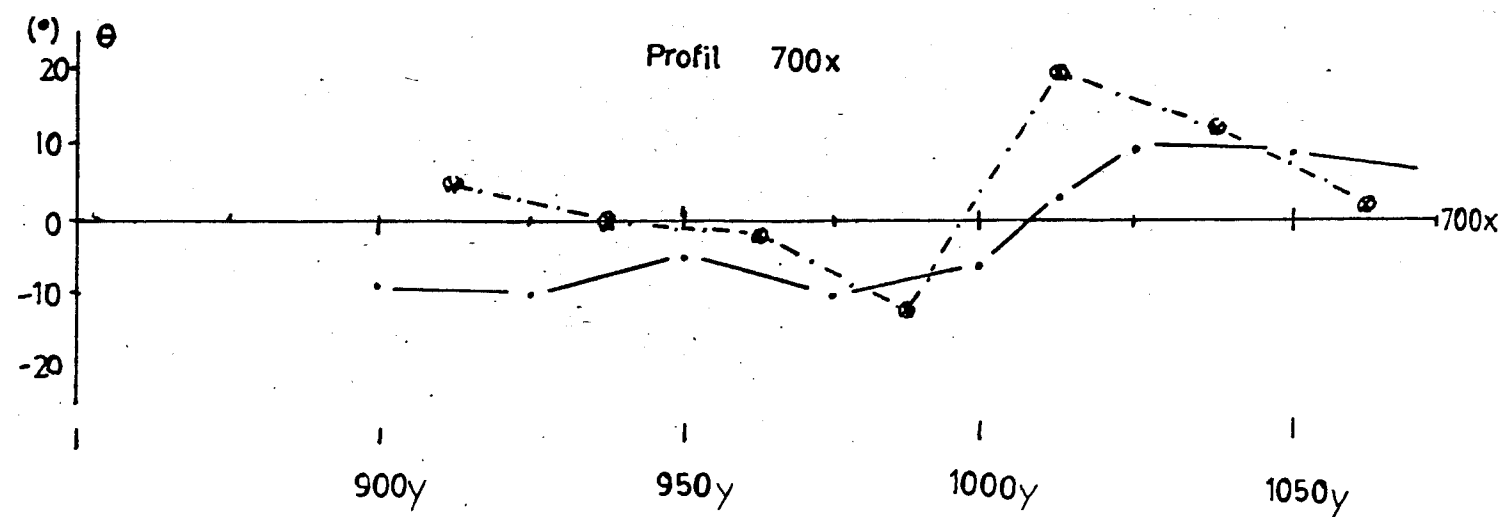
antatt ikke-strømførende område ved 2. korreksjon.



hjelpelinje for beregning av hellingsvinkel ved 2. korreksjon.

Målestokk 1: 1250.

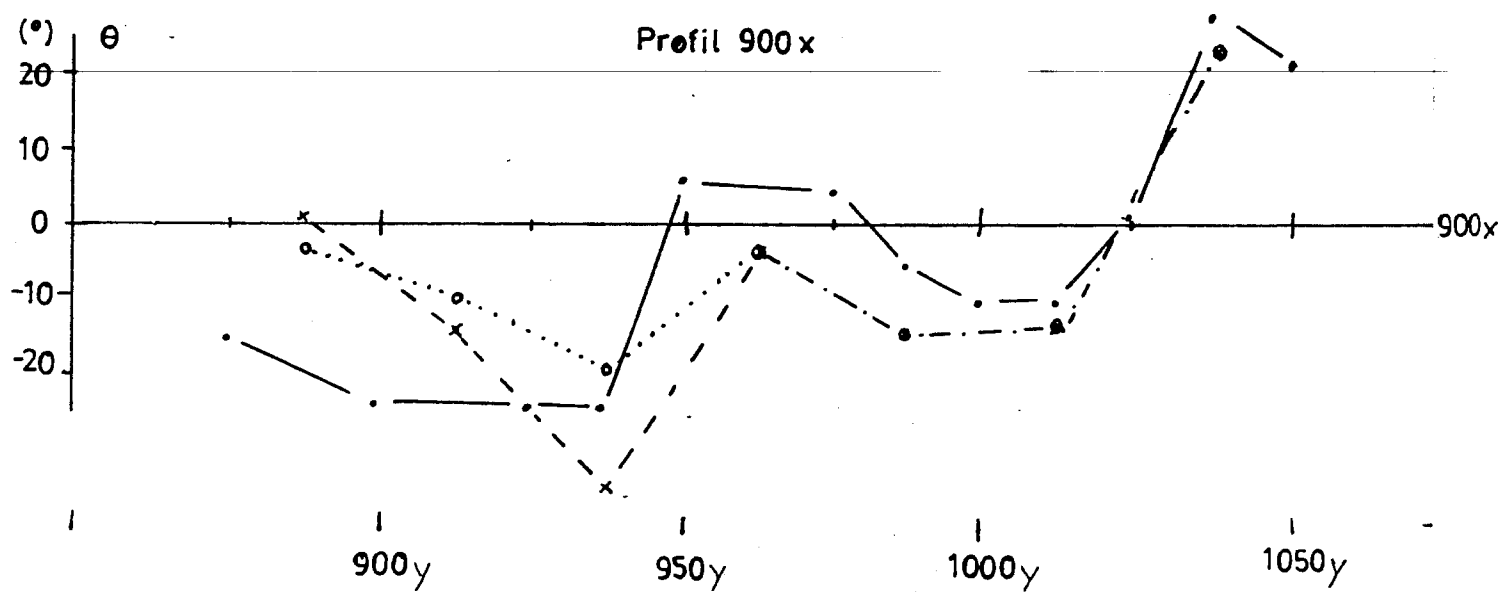
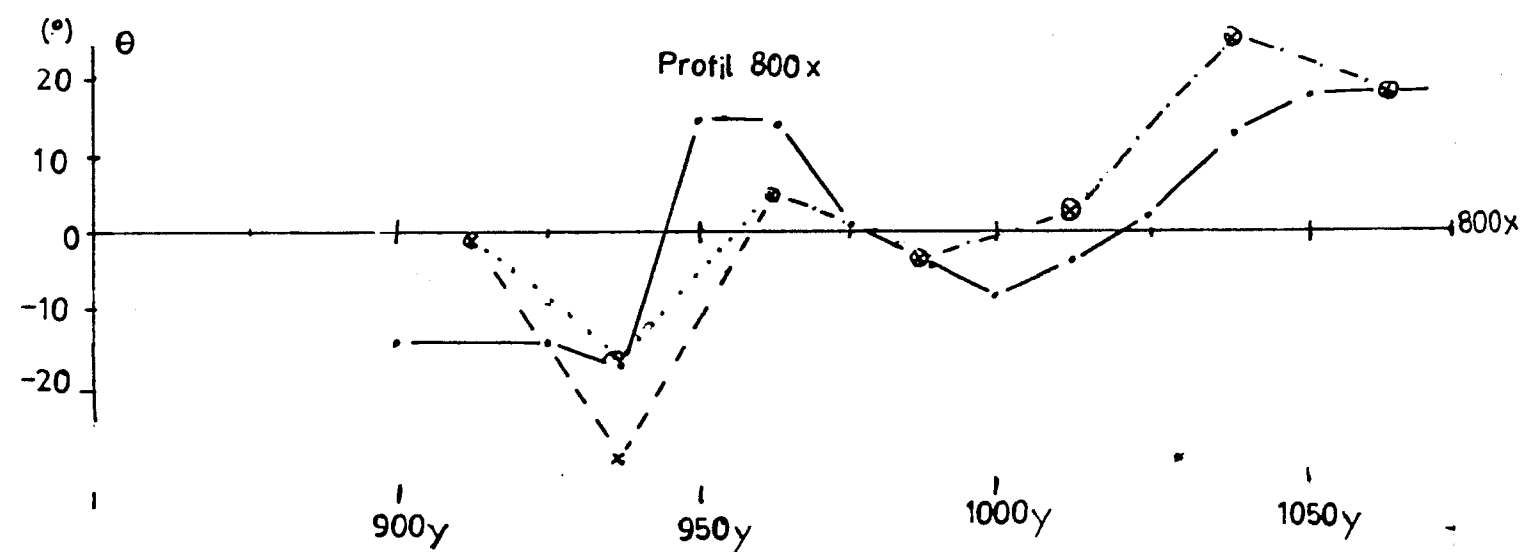




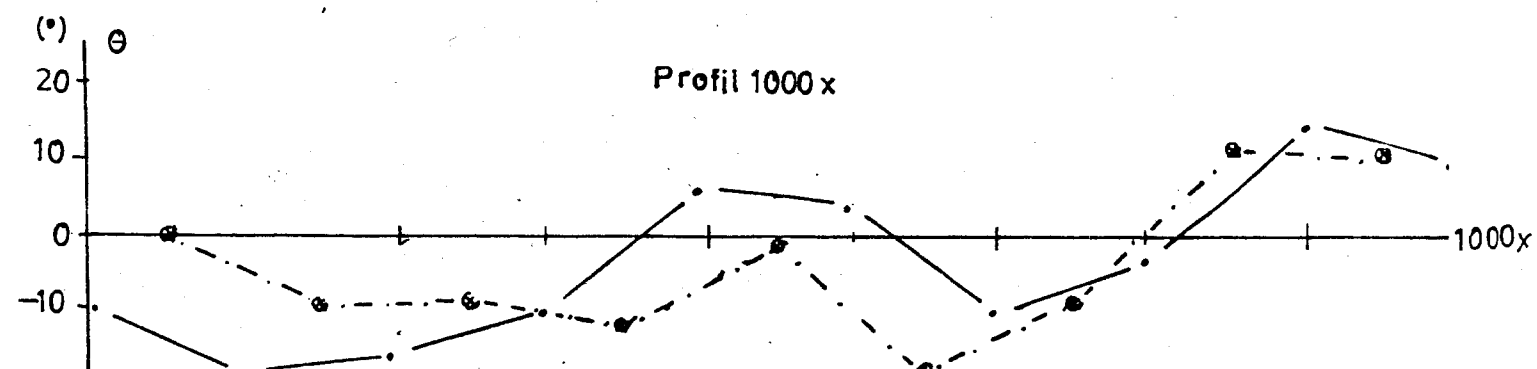
Målte og korrigerte VLF-dippvinkel-
profil i området nord for Fiskløysa.

Tegnforklaring:

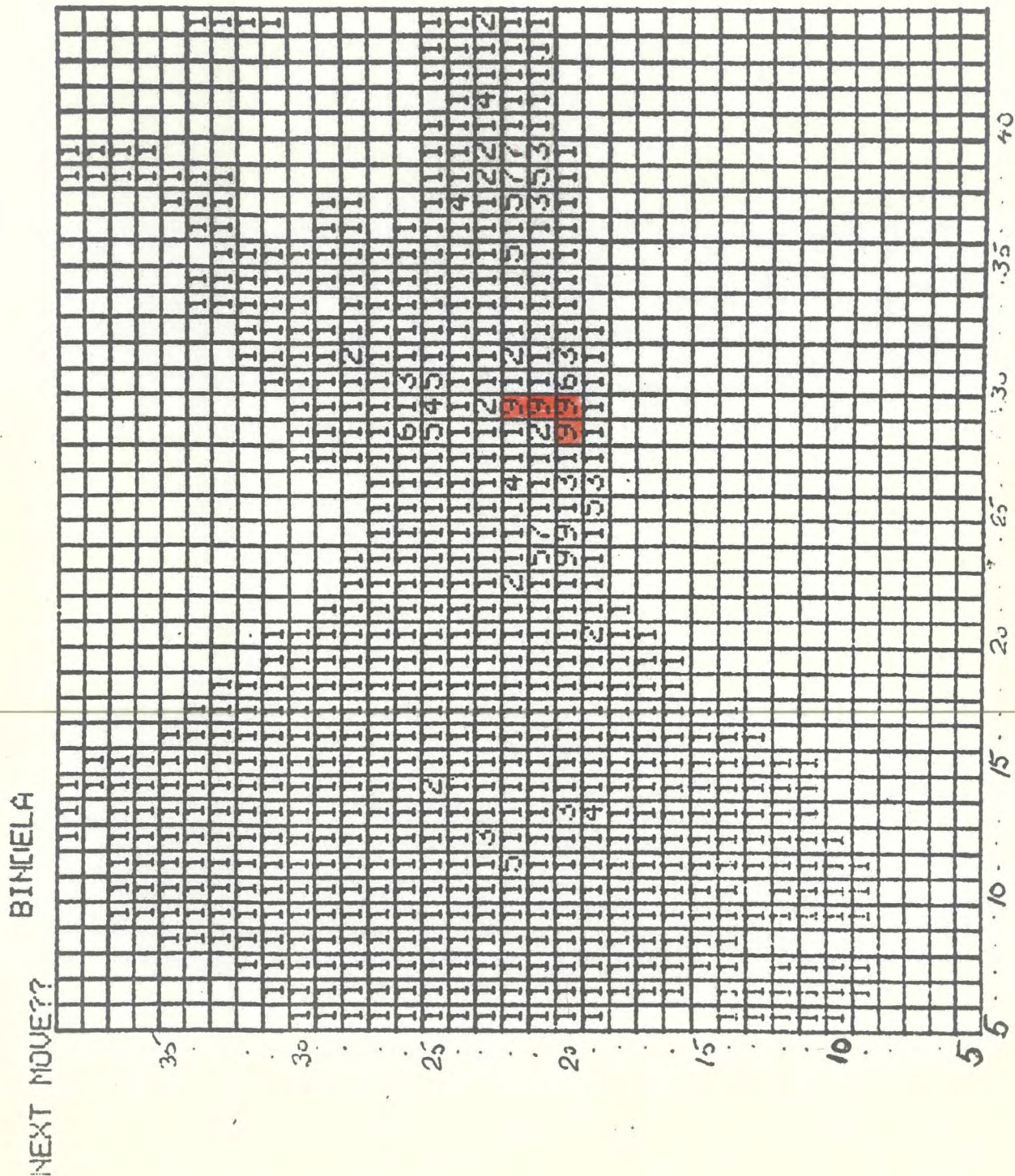
- målt dippvinkel.
- x- dippvinkel etter 1. korreksjon.
- ...o... dippvinkel etter 2. korreksjon.



Målestokk 1:1250



Cellekart for LGL i Sanddølaområdet M ca.1:120.000
(Strand og Sinding-Larsen 1980). Prioriterte
celler i Angeltjønninområdet er merket med rødt.

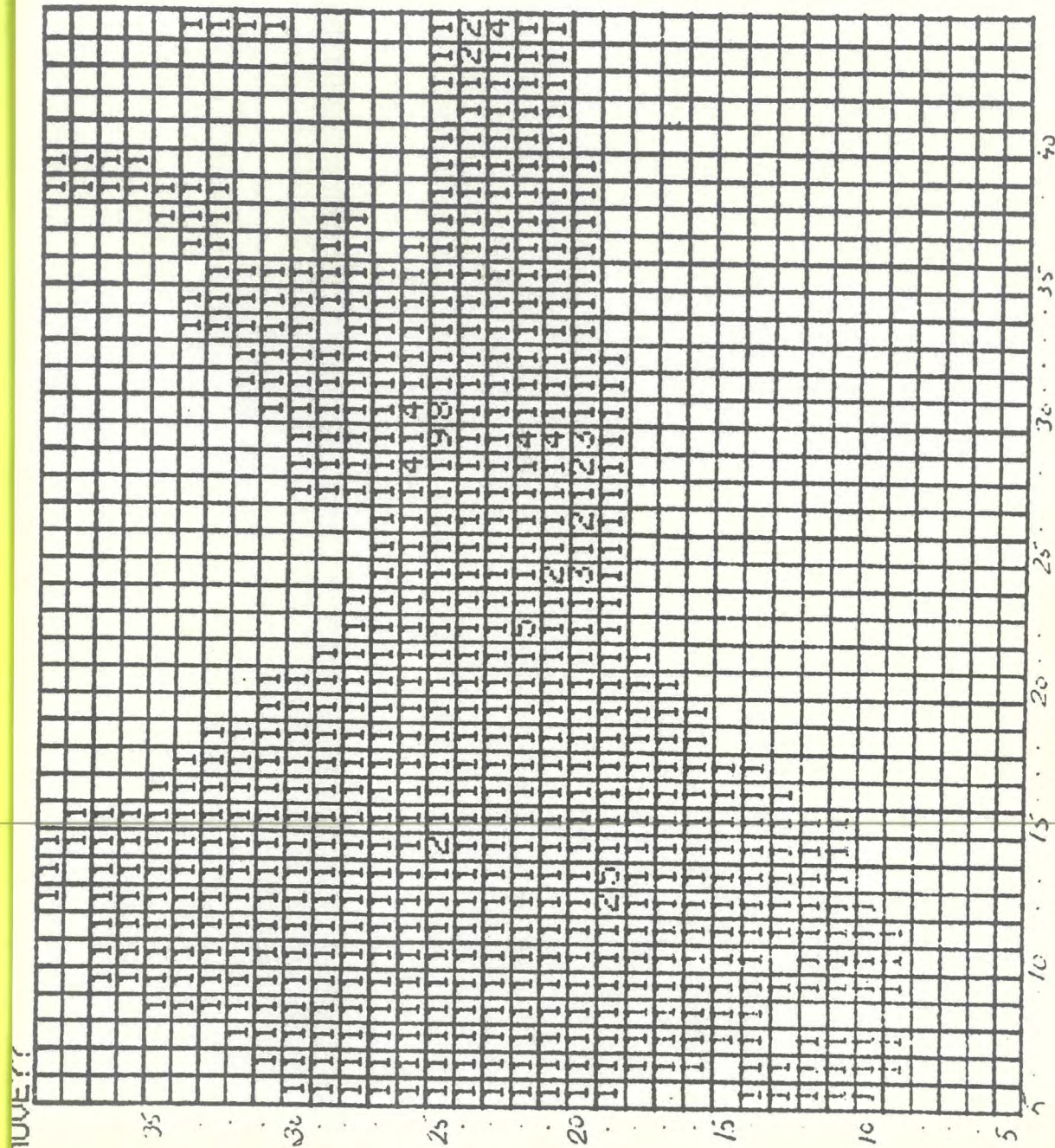


Lito-geokjemisk modell LGL for Pb-Ni anorelier i Finbuformasjonen

Cellekart for LG2 i Sanddølaområdet

M ca.1:120.000

(Strand og Sinding-Larsen 1980)

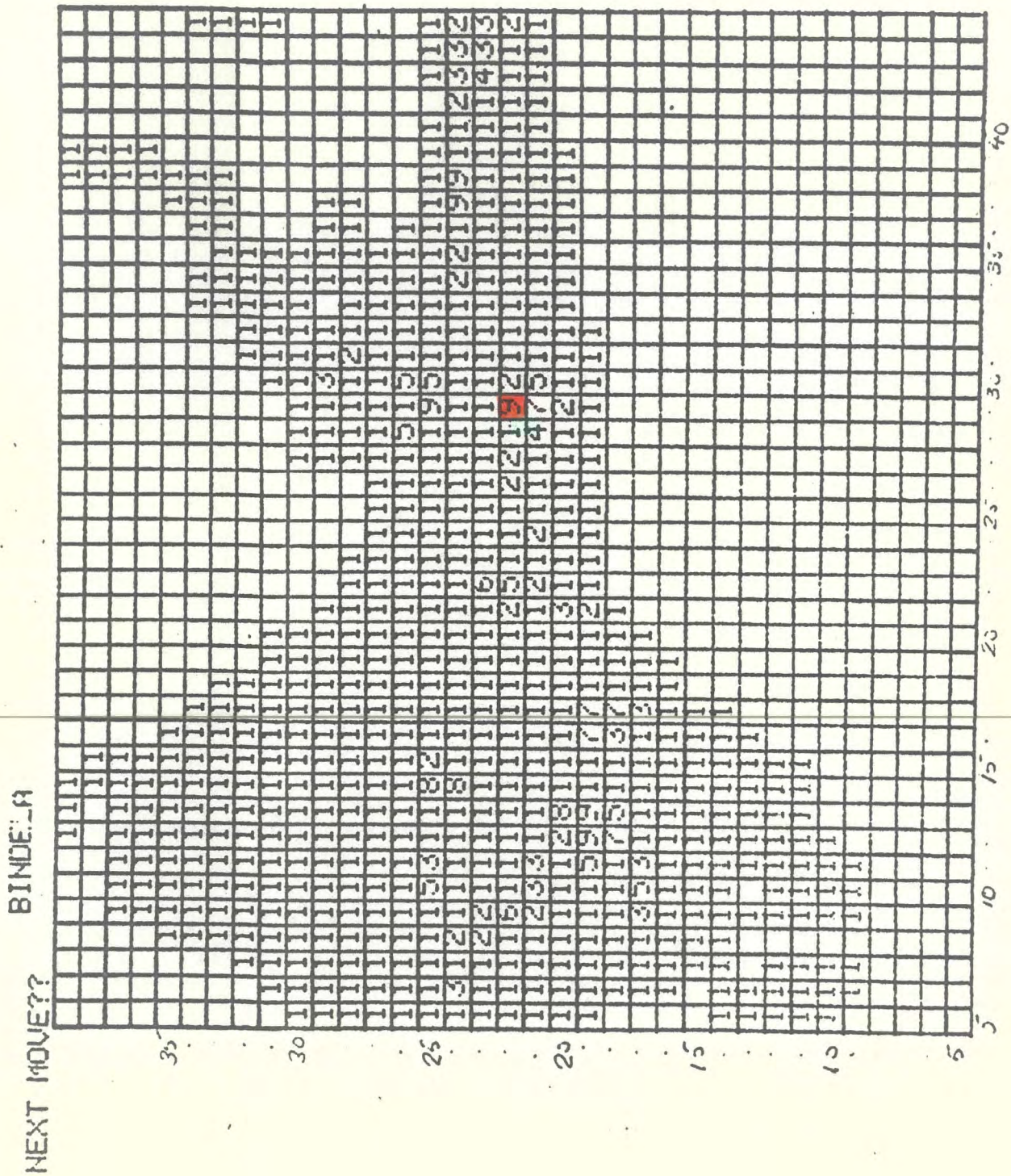


Fito-geokjemisk modell LG2 for Cu-Pb-Ag-anomalier knyttet til keratofyr i grønnstein

Cellekart for LG3 i Sanddølaområdet
M ca.1:120.000)

(Strand og Sinding-Larsen 1980)

Prioritert celle i Angeltjønnområdet
er merket med rødt

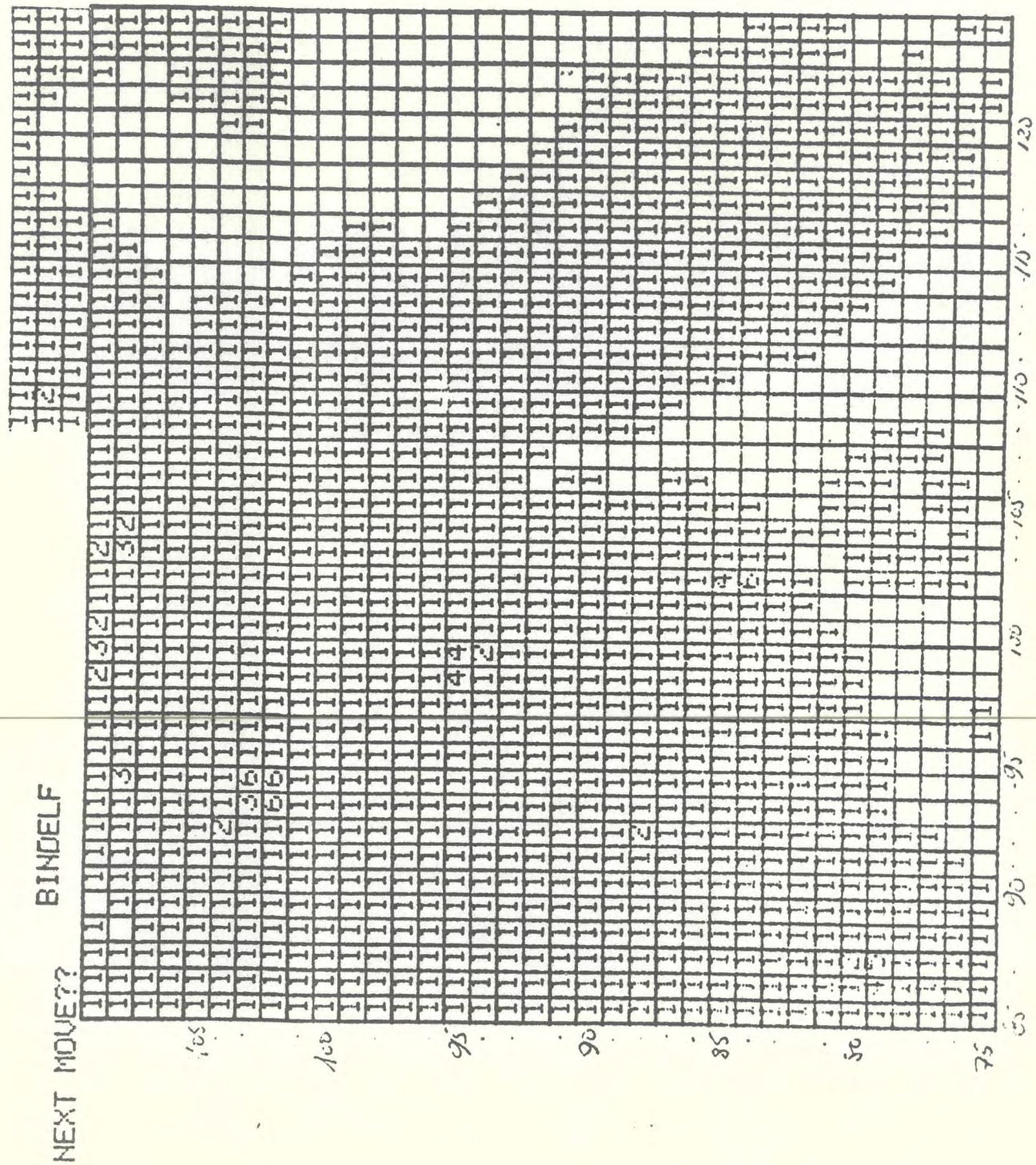


Lito-geokjemisk modell LG3 for Cu-Zn-anomalier i grønnstein

Cellekart for LG1 i Gjersvikområdet

M ca. 1:120.000

(Strand og Sinding-Larsen 1980)



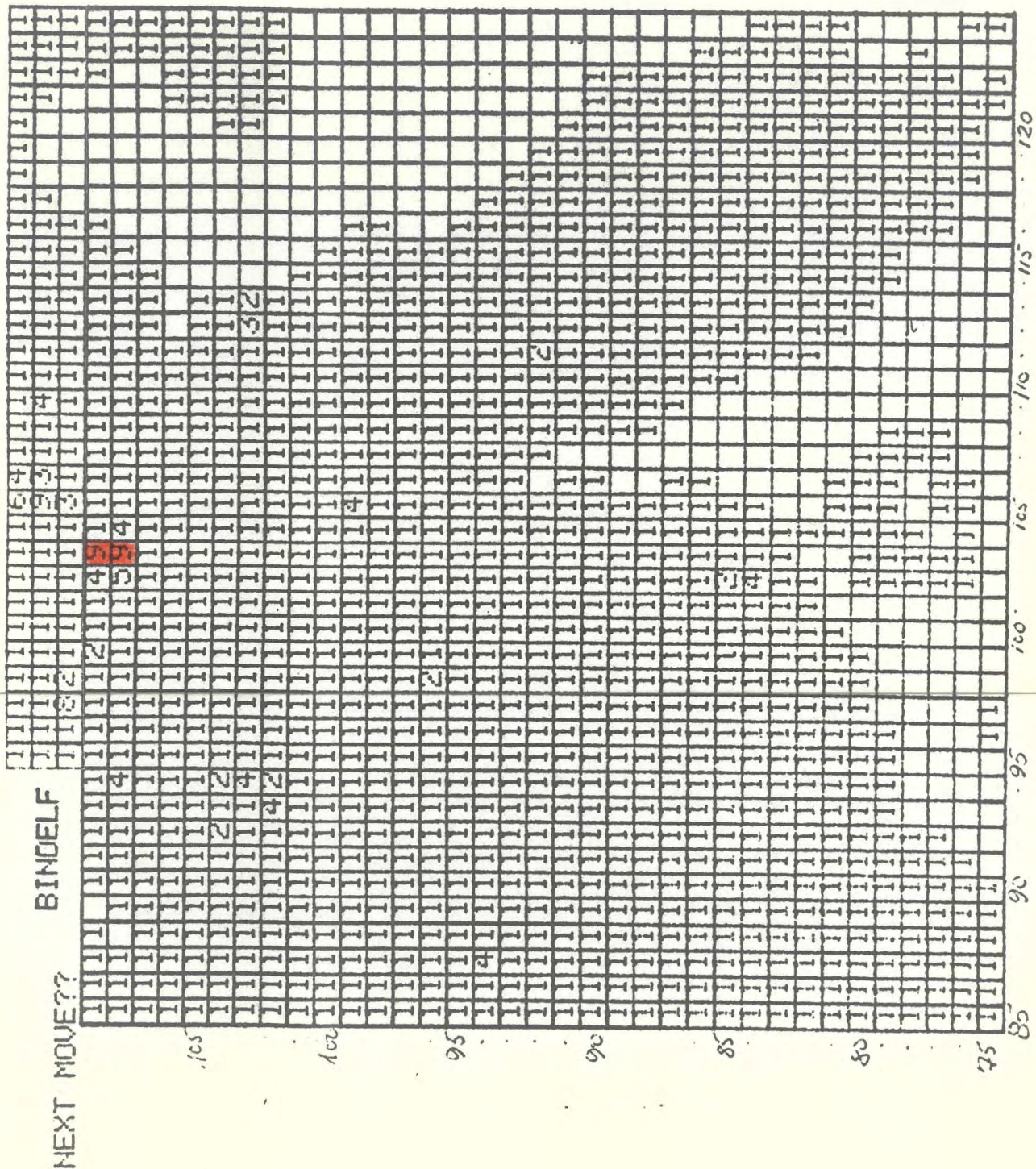
Lito-geokjemisk modell LG1 for Pb-Ni-anomalier i Finbuformasjonen

Cellekart for LG2 i Gjersvikområdet

M ca.1:120.000

(Strand og Sinding-Larsen 1980)

Prioriterte celler i Annlifjellområdet
er merket med rødt.



Lito-geokjemisk modell LG2 for Cu-Pb-Ag-anomalier knyttet til keratofyr i grønnstein

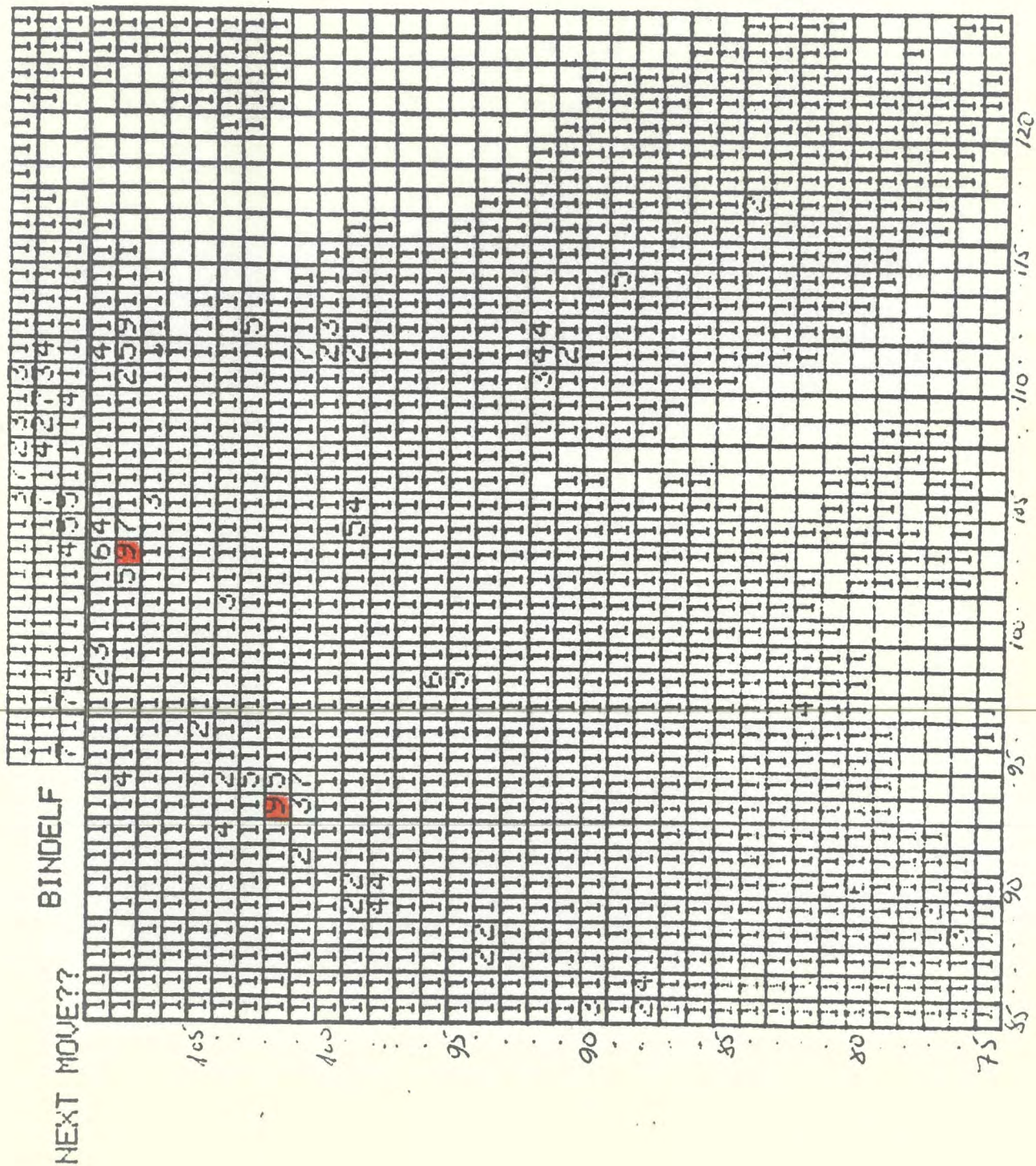
Cellekart for LG3 i Gjersvikområdet

M ca. 1:120.000

(Strand og Sinding-Larsen 1980)

Prioriterte celler i Steinfjell- og

Annlifjellområdet er merket med rødt



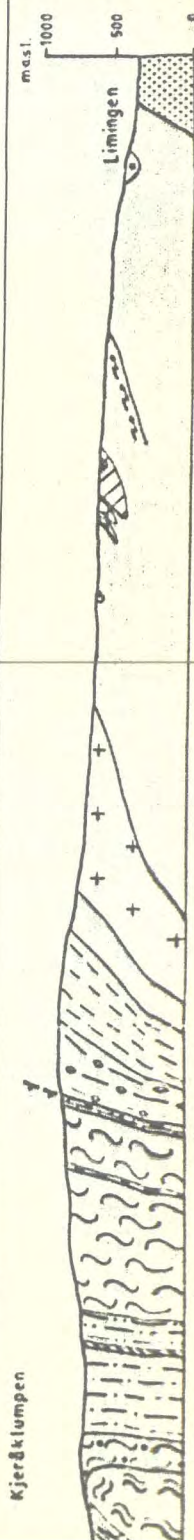
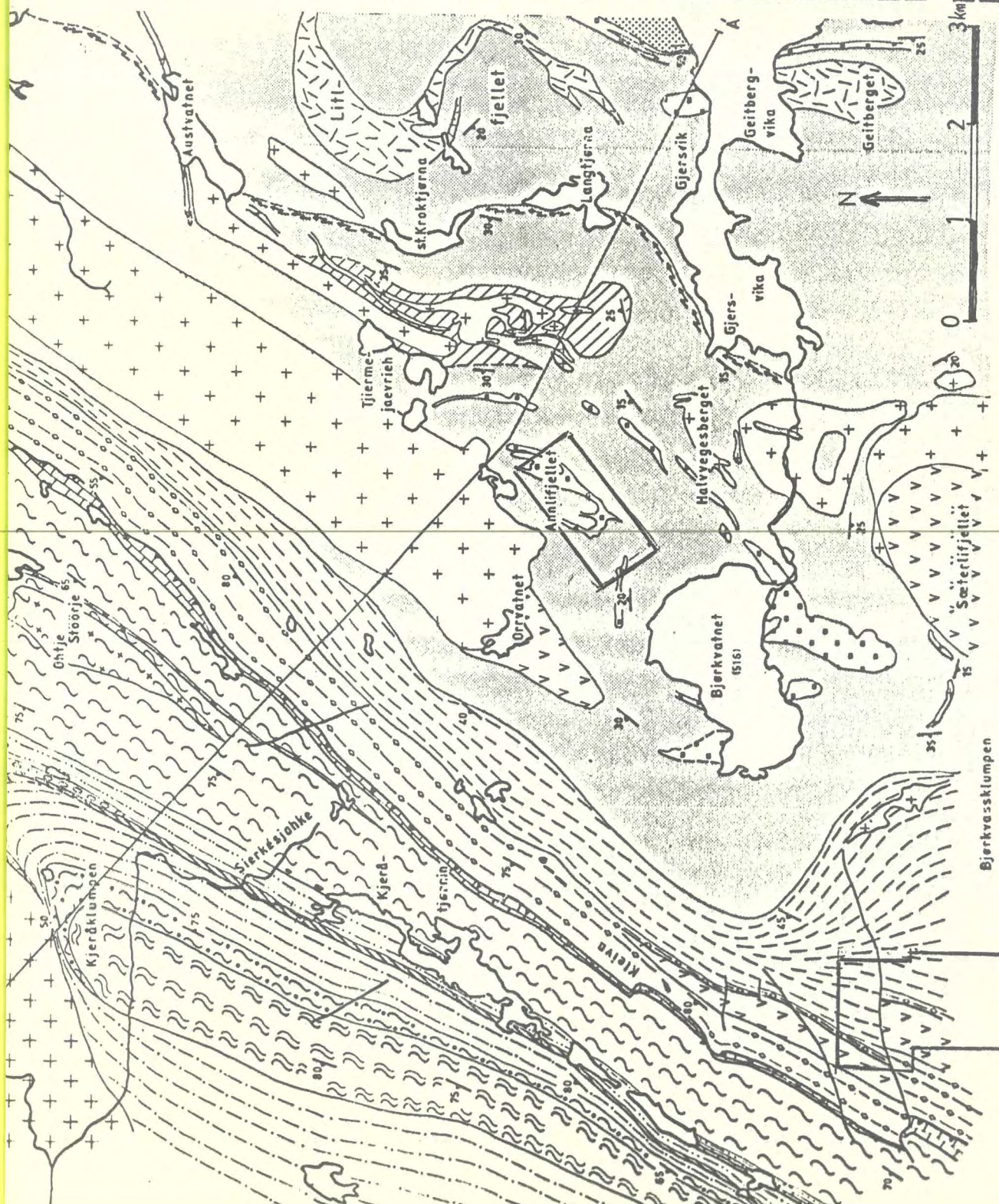
Lito-geokjemisk modell LG3 for Cu-Zn-anomalier i grønnstein

Steinfjellets og Annliffjellets beliggenhet på geologisk kart av Lutro (1979)

LEGEND

- Reyrvik Group
 - Quartz schist
 - Phyllite, greenschist
- Limingen Group
 - Vektaren Formation
 - Psammite, phyllitic psammite
 - Littjelltang Formation
 - Conglomeratic calcareous psammite, psammite
 - Finnbursvika Formation
 - Greenstone
 - Metagreywacke/schist, calcareous psammite, metasiltstone
 - Dolomite-limestone conglomerate
 - Conglomerate, calcareous schist
- Gjersvik Group
 - Bjerkvatnet Formation
 - Stilpnomelane greenstone
 - Light greenstone
 - Dark greenstone
 - Metarhyodacite, agglomerate
 - Bjerkvassklumpen Formation
 - Actinolite schist, metagranodiorite
 - Kleiva Formation
 - Banded amphibolite, metadiorite, metagranodiorite
- Helgeland Nappe Complex
 - Limestone
 - Mica schist
 - Quartzite
 - Granodioritic veins dominating in mica schist
 - Banded quartzofeldspathic gneiss
 - Augen-gneiss
 - Amphibolite
 - Quartzofeldspathic gneiss
 - Garnet-mica schist
 - Micaceous gneiss
- Intrusive rocks
 - Tonalite
 - Serpentinite
 - Metagabbro
 - Metagranodiorite

- 45- Strike and dip layering
- 45- Strike and dip schistosity
- Thrust
- Shear zone



Definisjon på geomatematiske
variabler

(Strand og Sinding-Larsen 1980)

1 Innledning

EDB-systemet CHARAN kan maximum behandle 35 variable inkludert eventuelt nye logiske kombinasjoner av flere variable, og en måtte derfor begrense antall variable til dette. Etter endel testing og visuelle betraktninger av de kodete dataene innen de aktuelle mineraliserte modellområdene, valgte en ut 11 geofysiske, 3 geologiske og 13 geokjemiske variable, tilsammen 27 variable. De resterende 8 variabelplassene i CHARAN ble avsatt til konstruksjon av nye logiske kombinasjoner av de 27 valgte variablene.

De fire tillatte variabelverdiene i CHARAN er 1, 0, -1 og 2 og de har følgende betydning:

- 1: tilstedeværelse av anomali
- 0: vet ikke
- 1: ikke-tilstedeværelse av anomali
- 2: ingen data

2 Generering av geofysiske variable

De geofysiske dataene ble som tidligere nevnt kodet i et rutenett på 250m x 250m der fire ruter tilsvarer en celle på 500m x 500m. Følgende variabler er blitt generert og tilordnet verdi innen hver rute:

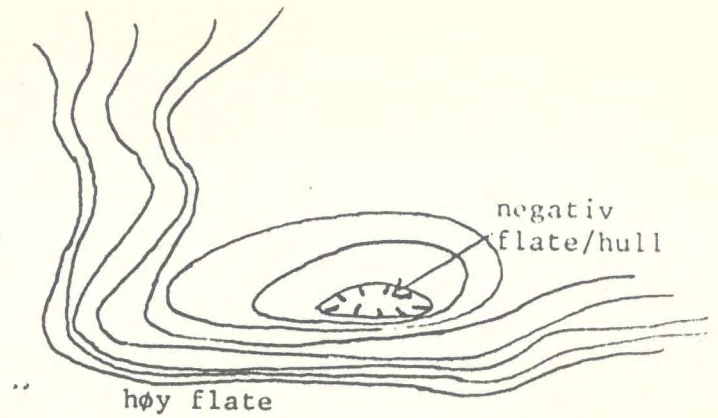
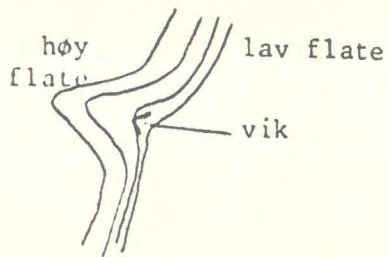
MAGNETISME

MA1: Flanke (regional struktur)

Denne variabelen er tilordnet verdien 1 for alle de rutene som inneholder magnetiske flanker av mere regional karakter.

MA2: Vik og hull (anomali i regional struktur)

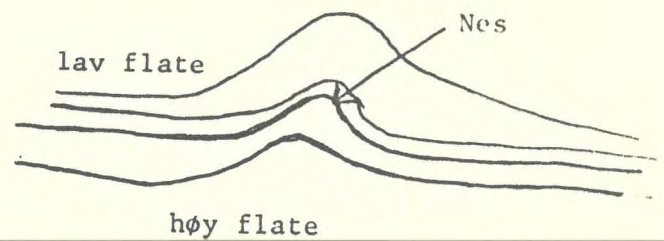
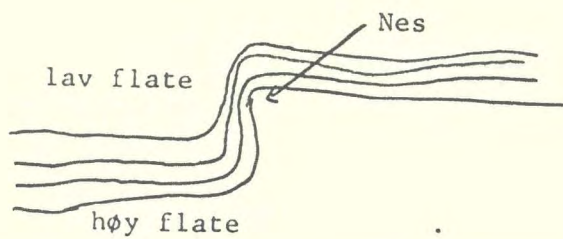
MA2 er ment å skulle uttrykke lokalt svakere magnetiserte områder. Alle de rutene som inneholder negativt hull/flate eller vik i en regional flanke har fått tilordnet verdien 1 for tilstedeværelse av MA2. Etterfølgende figurer viser noen eksempler.



MA3: Nes (anomali i regional struktur)

MA3 er kodet 1 alle de stedene hvor en har et lokalt nes i en regional flanke.

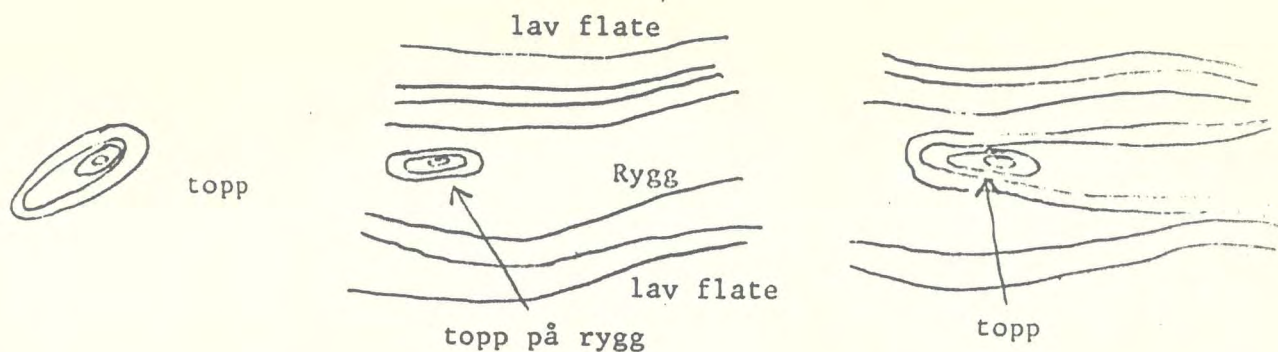
Eksempler:



MA4: Topper (lokal anomali)

MA4 gir uttrykk for lokale maximumsverdier.

Eksempler:

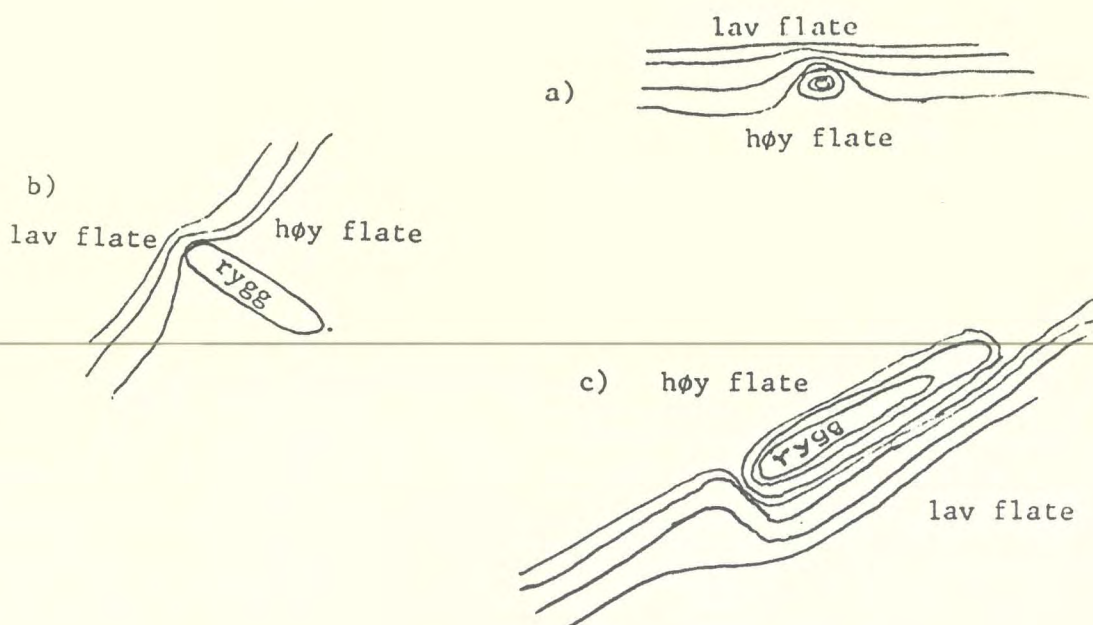


MA5: Dobbel kontrast (lokal anomali samtidig med anomali i den regionale strukturen)

MA5 er kodet 1 for følgende tilfeller:

- Topp i flanke eller i overgangen høyere flate-flanke
- Lokal rygg som ender i flanke og der vinkelen mellom strøkretningene til flanken og ryggen er stor.
- Lokal rygg, parallelt regional flanke, men med lokalt nes der ryggen ender.

Eksempler:



En rute som inneholder MA5 vil alltid være kodet 1 for MA1 og som oftest også kodet 1 for MA3 og MA4.

EM-IMAGINÆR KOMPONENT

IM6: Denne variabelen er kodet 1 for alle rutene inneholdende imaginær komponent.

IM7: Denne variabelen er kodet 1 for de av rutene som inneholder enten:

- a) topper i en imaginær anomalisone
- b) imaginære anomalier registrert i bare en eller to måleprofiler (dvs. meget kort anomalisone)

IM7 forutsetter IM6.

LEDNINGSEVNE

LE8: Denne variabelen er kodet 1 for alle de rutene hvor ledningsevnen er angitt.

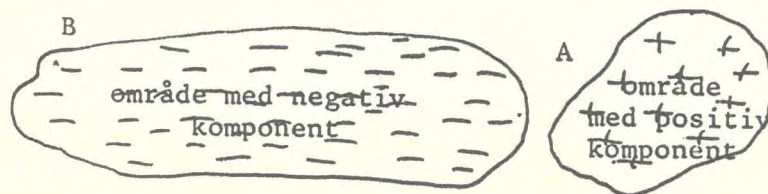
REELL KOMPONENT

RE9: Denne variabelen er kodet 1 for alle de rutene som ikke inneholder positiv eller negativ komponent og hvor minst to av naborutene heller ikke inneholder negativ eller positiv komponent.

RE10: RE10 er kodet 1 for alle de rutene som inneholder negativ komponent og hvor samtidig minst to av naborutene også inneholder negativ komponent.

RE11: RE11 er kodet 1 for alle de rutene som inneholder positiv komponent og hvor minst to av naborutene også inneholder positiv komponent.

Disse tre reelle komponentvariablene er konstruert med henblikk på å favorisere grenseområdene mellom større områder med henholdsvis positive og negative anomalier. I det etterfølgende eksemplet vil område A bli opp-prioritert i forhold til f.eks. område B.



Under pkt. III.3 er det begrunnet hvorfor en under kodingen av geofysikk valgte å inndelegere en celle i 4 ruter. For å kunne generere geofysiske variable for cellen var det derfor nødvendig å slå sammen igjen de 4 rutene til en cellen. Dette ble gjort på følgende måte:

For hver variabel fikk cellen verdien 1 når minst en av rutene i cellen hadde verdien 1 for vedkommende variabel.

De tre nabocellene til hver rute i en celle ble tilordnet verdien 1 for de av variablene med unntak av MA1, som i vedkommende rute hadde verdien 1.

Dette kan best illustreres av etterfølgende figur der variabel $x=1$ for en rute i en celle.

-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1
-1	-1	-1	-1	-1	-1

Variabel i rutenett

-1	-1	-1	
1	1	-1	
1	1	-1	

Variabel i cellenett

At MA1 ikke kodes for nabocellene skyldes at MA1 uttrykker en regional kontrast som også vil være tilstede i en eller flere av nabocellene.

De øvrige geofysiske variablene gir uttrykk for mere lokale forandringer og det vil derfor være større muligheter for at disse forandringene er plassert i feil rute.

Disse variablene som her er valgt ut, er alle godt representert i de cellene som inneholder de mest kjente mineraliseringene i Grongfeltet.

3 Generering av geologiske variable

Kun tre bergartstyper er valgt, og disse er karakteristiske for mineraliseringene i Grongfeltet.

FIN: Denne variabelen er kodet 1 for alle cellene inneholdende Finbuformasjonene.

Finbuformasjonen er bare definert i Sandøla, og inneholder bl.a.: tuff, fyllitt og kalkrike skifre.

KER: Kvartskeratorfyr.

Denne variabelen er kodet 1 for alle de bergartene som på de geologiske kartene er angitt med følgende forkortelser:

GFE, FE, KE, GKE

GRO: Grønnstein.

Denne variabelen er kodet 1 for alle de bergartene som på de geologiske kartene er angitt med følgende forkortelser:

AA, A, NA, GA, G1, G2, G3, G4, G5, G6, GØ, RGO

For alle celler inneholdende overdekning er disse tre variablene kodet 0 (vet ikke) så fremt cellen ikke er kodet å inneholde en av bergartene.

4 Generering av geokjemiske variable

De geokjemiske analyseverdiene av bekkesedimenter viser tilførselen av sporelementer i nedslagsfeltet som dreneres av de enkelte bekkene. Denne sporelementkonsentrasjonen vil variere fra område til område, blant annet på grunn av geologien. Høyere verdier innen et område behøver derfor nødvendigvis ikke å bety tilstedeværelse av anomale konsentrasjoner som skyldes mineralisering.

Før man definerte grensene for anomale konsentrasjoner som kan skyldes mineralisering, ønsket man å fjerne mest mulig av bakgrunnskonsentrasjonene. Etter endt testing kom man fram til følgende prosedyre:

For hver celle ble den laveste analyseverdien i cellen for hvert element funnet. (En celle vil vanligvis minst inneholde 2-3 prøvepunkter).

Deretter ble gjennomsnittet for hver celle og dens 8 naboceller beregnet og denne gjennomsnittsverdien for hvert enkelt element ble definert som cellens bakgrunnsverdi.

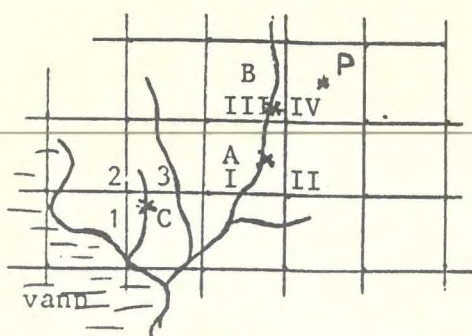
For hvert element ble deretter analyseverdiene standardisert ved hjelp av elementenes bakgrunnsverdier i cellene. Følgende formel ble benyttet:

$$MN_{xc} = \frac{MA_{xc} - MB_{xc}}{MB_{xc}} + 10$$

der MN= standardisert analyseverdi
 MA= analyseverdi
 MB= bakgrunnsverdi
 XC= element X i cellen C

Konstanten 10.0 er benyttet for å unngå negative standardiserte analyseverdier.

Etter endel testing kom man fram til følgende prosedyre for tilordning av standardiserte analyseverdier til cellene. Denne prosedyren kan best forklares ved hjelp av etterfølgende figur der A er et prøvetakingspunkt i en bekk, der B er et prøvetakingspunkt oppstrøms for A og der P er sentrum i en vilkårlig valgt celle.



Måleenhet = 1 cellelengde

Alle cellene som oppfyller følgende betingelser vil få tilordnet de standardiserte analyseverdiene til punkt A.

Betingelse I: Avstanden PB ≤ avstanden (AB+0.5)

Betingelse II: , Avstanden PA ≤ avstanden (AB+0.7)

Betingelse III: Normalen fra P til linjen eller forlengelsen av linjen AB skal være mindre eller lik 1.25 cellelengder.

På figuren vil cellene merket I til IV få tilordnet analyseverdiene til punkt A.

Oppstrøms punkt B er det ingen prøvepunkter, og for slike såkalte "kildepunkter" er det satt opp følgende betingelser:

Betingelse I: Avstanden $PB \leq 1.25$

Betingelse II: Normalen fra P til forlengelsen av linjen AB skal være mindre eller lik 0.9

Betingelse III: Avstanden $PB \leq (PA+0.1)$ for de cellene som ikke inneholder punkt B.

Alle cellene som oppfyller disse tre betingelsene vil få tilordnet analyseverdiene til punkt B. På figuren vil dette gjelde cellene merket III og IV.

For bekker som inneholder kun et punkt, som f.eks. punkt C på figuren, har man satt følgende betingelse:

Betingelse: Avstanden $PC \leq 1.0$ cellelengder.

På figuren vil cellene merket 1, 2 og 3 få tilordnet analyseverdiene til punkt C i tillegg til cellen inneholdende punkt C.

Etter endel testing og vurdering valgte man følgende 13 geokjemiske variable.

VAR.NR.	ELEMENT	VAR.NAVN	
15	Cu	CU	
16	Pb	PB	
17	Zn	ZN	
18	Ni	NI	
19	Cd	CD	
20	Ag	AG	
21	Cu/Ni	CUNI	
22	Pb/Ni	PBNI	
23	Zn/Ni	ZNNI	
24	Cu/Zn	CUZN	
25	Pb/Zn	PBZN	
26	Zn/Mn	ZNMN	
27	Zn/V	ZNV	

alle divisjonene er mellom standardiserte verdier innen samme prøvepunkt.

Under tilordningen av analyseverdier til cellene, vil en celle som oftest få tilordnet flere analyseverdier for hvert element. Som endelige analyseverdier for hver celle valgte man de høyeste tilordnede analyseverdier. Høy Cu- og Zn-verdi i en celle vil f.eks. av denne grunn kunne skyldes høy Cu- og Zn-verdi i to forskjellige prøvepunkter, begge tilordnet samme celle.

Figur I viser skisse av de kumulative frekvensfordelingene for Cu for henholdsvis standardiserte prøvepunktsverdier (A) og tilordnede standardiserte celleverdier (B) plottet langs to lineære akser.

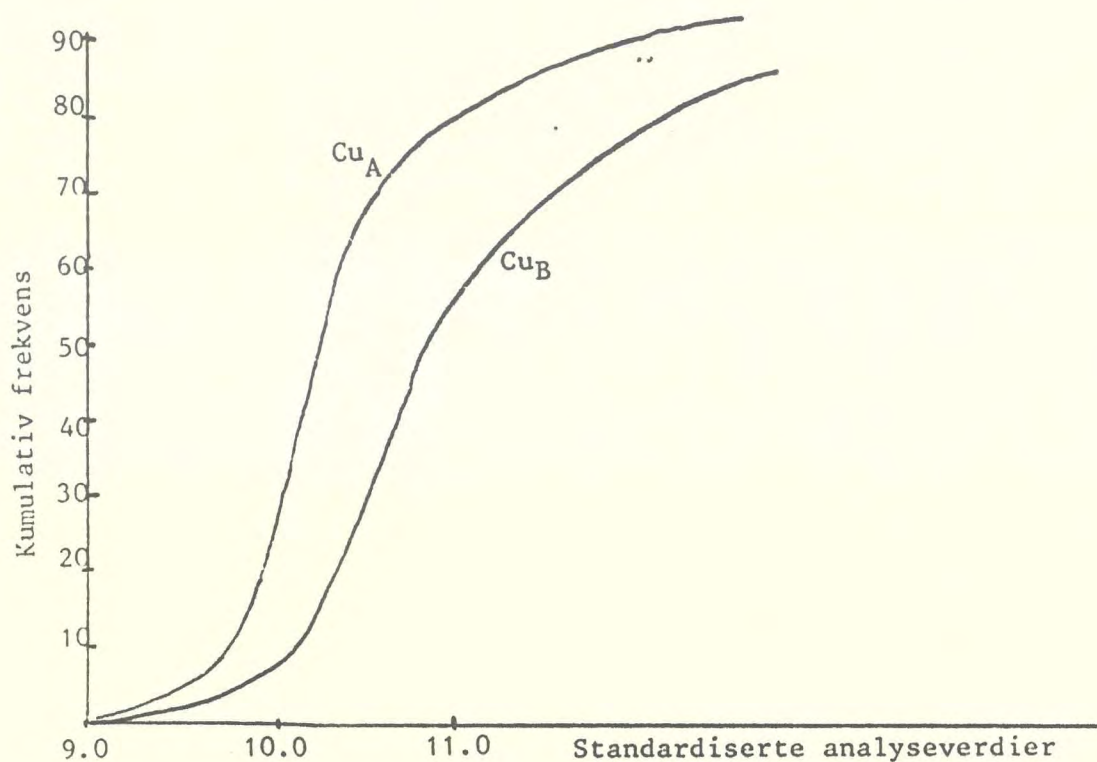


Fig. I

Det eksisterer ingen objektiv grense for definisjon av anomali/ikke anomali. Prosjektet valgte derfor å ta utgangspunkt i de kumulative frekvensfordelingene for Cu.

Analyseverdiene mellom kumulativ prosent 80% og 92.5% valgte man å definere hverken som anomal eller ikke anomal, dvs. man kodet 0 som betyr "Vet ikke". Analyseverdier over 92.5% ble definert som klart anomale. Da alle celler oppstrøms for det anomale analysepunktet også blir anomale, betyr 7.5% anomale punkter et større antall anomale celler.

For Cu medfører dette at ca. 24% av cellene har fått tilordnet en eller flere verdier som mulignes skulle vært betegnet anomal og ca. 22% har fått tilordnet en eller flere klart anomale Cu-verdier.

Den etterfølgende tabell gir en oversikt over inndelingen av antall celler i gruppene "ikke anomale", "vet ikke" og "anomali".

Variable navn	Totalt antall celler	Antall celler som er klassifisert		
		ikke anomal	vet ikke	anomal
		Kum.% < 80.0%	80.0% < Kum.% < 92.5%	Kum% > 92.5%
Cu	7352	3976	1761	1615
Pb	7348	3977	1697	1674
Zn	7352	3918	1745	1689
Ni	7351	4034	1756	1561
Cd	3752	2125	1561	820
Ag	4653	2866	978	809
Cu/Ni	7351	3750	1868	1733
Pb/Ni	7347	3650	1962	1735
Zn/Ni	7351	3631	1927	1793
Cu/Ni	7352	3721	1933	1698
Pb/Zn	7348	3661	1922	1765
Zn/Mn	4658	2299	1247	1112
Zn/V	6199	3182	1626	1391

I gjennomsnitt vil ca. 50-54% av cellene kunne betraktes som "ikke anomal", ca. 22-26% vil være kodet "vet ikke" og ca. 21-24% vil være kodet "anomal".

I EDB-systemet CHARAN ble følgende logiske kombinasjoner av de geokjemiske variablene konstruert:

$$V28 = (Cu/Ni) * Cu = V21 * V15$$

$$V29 = (Cu/Zn) * Cu = V24 * V15$$

$$V30 = (Pb/Ni) * Pb = V22 * V16$$

$$V31 = (Pb/Zn) * Pb = V25 * V16$$

$$V32 = (Zn/Ni) * Zn = V23 * V17$$

$$V33 = (Zn/Mn) * Zn = V26 * V17$$

$$V34 = (Zn/V) * Zn = V27 * V17$$

Symbolet (*) står for den logiske betegnelsen (og).

Variablene 28 til 34 vil bli kodet:

- "anomal" når begge variablene på høyre side er kodet "anomal".
- "vet ikke" når enten begge variablene på høyre side er kodet "vet ikke" eller når en av dem er kodet "vet ikke" og en er kodet "anomal".
- "ikke anomal" når minst en av variablene på høyre side er kodet "ikke anomal".

Fig. IV viser hvordan disse logiske variablene virker.

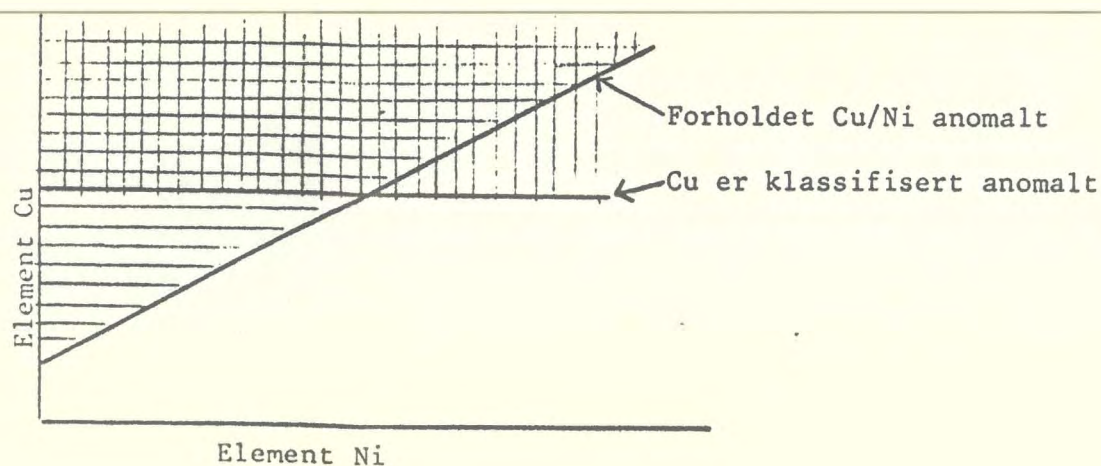


Fig. IV

De vannrette linjene viser det området hvor forholdet Cu/Ni er anomalt, og de loddrette linjene viser området hvor bare Cu er anomal. Det rutete området viser hvor begge betingelsene, anomalt Cu/Ni-forhold og anomal Cu-verdi er oppfylt.

Ved hjelp av disse logiske variablene unngår man de tilfellene hvor forholdet Cu/Ni er anomalt, men hvor Cu- og Ni-verdiene begge er "ikke anomale" og hvor Ni-verdien er meget liten.

I EDB-systemet vil variablene 28 til 34 erstatte variablene 21 til 27.

Bilag 71 a

Sannsynlig geologisk forklaring på de geo-
matematiske variablene i de undersøkte områdene

Variabel Prøveområde Bilag Sannsynlig geologisk forklaring

MA1	Angeltjønnin	9	Grense mellom to grønnskifer- enheter. Grense grønnstein/trondhemitt. Langstrakt magnetittmineralisering (Angeltjønnhøgda + Angeltjønnin vest).
	Annlifjellet	10	Grense mellom to grønnsteins- enheter.
	Steinfjellet	11	Ukjent.
MA2	Angeltjønnin	9	Uregelmessig grense mellom trond- hemitt og grønnstein.
	Annlifjellet	10	Magnetittbenk på grense mellom to grønnsteinsenheter (resulterer i vik på regionalflanke).
	Steinfjellet	11	Ukjent (mulig dyptliggende bergart med lavt magnetittinnhold eller lokalt lite magnetitt i aktino- littskiferen).
MA3	Angeltjønnin	9	Uregelmessig grense trondhemitt/ grønnstein. Utkiling av magne- tittholdig mineralisering.
	Annlifjellet	10	Magnetittbenk (Gammelannlia vest).
	Steinfjellet	11	Ukjent.
MA4	Angeltjønnin	9	Magnetittmineraliseringer.
	Annlifjellet	10	Magnetittbenk.
	Steinfjellet	11	Magnetittbånd i kis-mineralisering
MA5	Annlifjellet	11	Magnetittbenk på grense mellom to grønnsteinsenheter.
IM6	Angeltjønnin	12	Kis og magnetitt-mineraliseringer
	Annlifjellet	13	-"- -"- -"-
	Steinfjellet	13	-"- -"- -"-

Variabel	Prøveområde	Bilag	Sannsynlig geologisk forklaring
IM7	Angeltjønnin	12	Svake, men utholdende mineraliseringer, har bare gitt utslag på noen enkelte måleprofiler.
	Annlifjellet	13	Mineralisering med liten utstrekning (Gammelannlia vest) Lokalt mektigere mineralisering (Gammelannlia øst).
LE8	Angeltjønnin	12	Kismineralisering (ledningsevne, bare beregnet for kismineraliseringene).
RE 9 RE10 RE11	Angeltjønnin	15	Kismineraliseringer er magnetittholdige (Angeltjønnin vest) eller de opptrer i nærheten av magnetittmineraliseringer (Broka/Angeltjønnin vest).
	Annlifjellet	16	Kismineraliseringer opptrer i bergarter med høyt magnetittinnhold og i nærheten av blåkvartsbenker og en magnetittbenk.
	Steinfjellet	17	Magnetittformede kismineraliseringer.
KER	Annlifjellet		Sur vulkansk aktivitet.
GRO	Angeltjønnin		Basaltisk og/eller andesittisk vulkanisme.
	Steinfjellet		Basaltisk og/eller andesittisk vulkanisme.
FIN	Angeltjønnin		Vulkanisme og sedimentær avsetning.
CU	Angeltjønnin		Kopperkis-mineralisering i Angeltjønnin sør-sonen
	Annlifjellet	18	Kopperkis-mineralisering i Gammelannlia øst-sonen
	Steinfjellet	18	Sterk utlutning av Cu på grunn av frostforvitring.
PB	Angeltjønnin		Ukjent
	Angeltjønnin	20	Utlutning av Pb fra feltspat i kvartskeratofyren eller fra meget svak blyglansmineralisering.

Variabel Prøveområde Bilag Sannsynlig geologisk forklaring.

ZN	Angeltjønnin		Ukjent.
	Annlifjellet	19	Sinkblende i Annlifjell-sonen.
	Steinfjellet	19	Sterk utluting av Zn på grunn av frostforvitring.
NI	Angeltjønnin	"	Utlutet fra Ni-førende bergarter.
CD			
AG	Annlifjellet		Kismineralisering i Gammelannlia og Annlifjellet.
CUNI*CU/			
CUZN*CU/			
PBNI*PB/			
PBZN*PB/			
ZNNI*ZN/			
ZNMI*ZN/			
ZNV *ZN			
	Angeltjønnin		Kopperkismineralisering.
	Annlifjellet		Kopperkis- og sinkblende-mineralisering.
	Steinfjellet		Frostforvitring av kismineralisering.