Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
BV 2041				**Fortrolig**
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "552141002"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Oppfölging av eksisterende wolfram -anomalier i bekkesediment og fast fjell. Baldoaivve. Anomali

Forfatter	Dato	Bedrift
STIEN R.	1984	Sulitjelma Gruber A/S

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

Fagområde	Dokument type	Forekomster
Råstofftype	Emneord	

Sammendrag

Diplomarbeid med oppfölging av püviste wolfram -anomalier i Baldoaivve- omrüdet i Saltdal. Wolfram opptrer som scheelitt i to üregenerasjoner i dioritt og disseminert i kalk (silikat) glimmerskifer. Dioritt tolkes som kildebergart. Ved kombinasjon av radiometriske og magnetometriske mülinger over dioritt, kan trolig scheelitt-mineraliserte soner püvises, idet begge metodene gir lüg respons over disse. Anomali

HOVEDOPPGAVE I MALMGEOLOGI

Oppfølging av eksisterende W-anomalier i bekkesediment og fast fjell

Rune Stien

Trondheim, 1984

UNIVERSITETET I TRONDHEIM
NORGES TEKNISKE HØGSKOLE

GEOLOGISK INSTITUTT

ERKLÆRING

Eg erklærer at arbeidet med hovedoppgava er gjort sjølvstendig og i samsvar med høgskolens reglement.

Trondheim
6. november 1984

Rune Stien

Rune Stien

III

For Avdelingskontoret:

NORGES TEKNISKE HØGSKOLE
BERGAVDELINGEN

Dato: Institutt:

1x Skjema mottatt :
2x Hovedoppgaver mottatt :
2x Hovedoppgaver sendt til ansvarlig institutt :

Stud.techn.: Rune Stien .....:

HOVEDOPPGAVEN.

Du er tildelt følgende emne for hovedoppgaven:

Oppfølging av eksisterende W-anomalier i bekkesediment og fast fjell.

Arbeidet blir å utføre ved: Geologisk Institutt og Sulitjelma .....

i tiden: ...6.8. - 6.11.1984

under ledelse av : Dosent R.Sinding-Larsen og Perry Kaspersen .....

Kandidaten har krav på minst en ukentlig konferanse med faglærer eller dennes stedfortreder.

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 art, utførelse og resultater, skal 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 hovedoppgaven 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 av høgskolen benyttes til undervisnings- og forskningsformål. Besvarelsen kan ikke benyttes til andre formål , f.eks. økonomiske, uten etter avtale mellom de interesserte parter. Oppgaven kan heller ikke offentliggjøres uten Avdelingens samtykke.

Arbeidet oppbevares i de respektive institutters arkiv.

R. Sinding-Larsen
.....
faglærer

Kopi:

Bergavdelingen
innen 1. oktober.

NORGES TEKNISKE HØGSKOLE

BERGAVDELINGEN

TRONDHEIM – N.T.H.
TELEFON (075) 94800

HOVEDOPPGAVE for

Navn : Rune Stien

Studieretning : Malmgeologi

Tekst : Oppfølging av eksisterende W-anomalier i bekkesediment og fast fjell.

Utfyllende tekst :

Kandidaten skal ved hjelp av geologiske, geokjemiske og geofysiske metoder følge opp enkelte Wolfram-anomalier i bekkesediment og i fast fjell. Undersøkelsene skal spesielt legge vekt på å vurdere de geofysiske prospekteringsmetodenes effektivitet i forbindelse med oppfølging av W-anomalier.

De innsamlede data skal samtolkes og bunne ut i en konklusjon vedrørende anomali-områdenes mineraliseringspotensial.
Perry Kaspersen, Sulitjelma, vil angi hvilke anomali-områder som skal undersøkes.

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

Oppgaven utlevert : 6.8.1984.
Oppgaven innlevert : 06.01.1984

R. SINDING-LARSEN
faglærer

Kopi: Bergavd.

FORORD

Eg vil nytte høvet til å takka alle som meir eller mindre har vore "innblanda" i dette arbeidet. Det gjeld tilsette ved Sulitjelma Bergverk A/S, Norges geologiske undersøkelse og Geologisk Institutt ved NTH.

Ein særskilt takk går til Morten C. Andersen, Erik Holtar, Morten Kvæl, Anne Kari Olufsen og Åse Unander for ein triveleg sommar i Sulitjelma-fjella.

Richard Sinding - Larsen har vore fagleg rettleiar for oppgava. Hovedoppgava er skrive på maskin av Signe Johanne Mikkelsen.

INNHALD

	Side
Erklæring	II
Oppgåvetekst	III
Forord	V
Innhald	VI
Samandrag	VIII
Innleiing	X
1 GEOLOGI	1
1.1. Innleiing	1
1.2. Regional oversikt	1
1.2.1. Tidlagare arbeide	1
1.2.2. Tektonikk og stratigrafi	1
1.3. Lokal geologi	7
1.3.1. Feltskildring	7
1.3.2. Bergartane	8
1.3.3. Strukturgeologi	18
1.4. Scheelitt - mineraliseringer	21
1.4.1. Scheelitt i dioritt	22
1.4.2. Scheelitt i kalk (silikat) glimmerskifer	30
1.4.3. Samandrag om scheelitt-mineraliseringene	32
2 GEOFYSIKK	33
2.1. Innleiing	33
2.2. Magnetometri	33
2.2.1. Magnetometrisk teori	33
2.2.2. Metodeskildring	36
2.2.3. Tidligare geofysiske målinger	37
2.2.4. Petrofysikk	39
2.2.5. Resultata av målingene	40
2.3. Radiometri	44
2.3.1. Radiometrisk teori	44
2.3.2. Metodeskildring	45
2.3.3. Resultata av målingene	47
2.4. Korrelasjon av radiometri og magnetometri	50
2.5. Samandrag og vurdering av dei geofysiske metodanes effektivitet	52

3 GEOKJEMI 54

3.1. Innleiing 54
3.2. Tungmineral prøvetaking med vaskepanne 54
3.3. Petrokjemi 56

4 VURDERING AV MINERALISERINGSPOTENSIALET 59

4.1. Innleiing 59
4.2. Mineraliseringsmodell 59
4.3. Mineraliseringspotensiale 60

LITTERATUR 62

BILAG 64

SAMANDRAG

Under oppfølgjing av W - anomaliar i Storforsdalen er det påvist fleire mindre scheelitt-mineraliseringer. Desse opptrer i to distinkte åre-generasjonar i dioritt og disseminert i kalk (silikat) glimmerskifer i umiddelbar nærheit av dioritt. Tinn opptrer saman med wolfram i desse mineraliseringene. Dioritt tolkast som kjeldebergart til desse elementa.

Ved bruk av presisjonsmagnetometri kan ein skilje ut større kroppar av dioritt frå dei andre bergartane. Metoden aleine skil ikkje ut scheelitt-mineraliseringer i dioritt.

Ved kombinering av radiometri og presisjonsmagnetometri over dioritt kan ein truleg påvise scheelitt-mineraliserte soner, idet begge metodane har låg respons over desse.

INNLEIING

Dette diplomarbeidet er resultatet av meir enn fire vekers feltarbeid i Sulitjelmafeltet i Nordland, sommaren 1984.

Etter ei regional geokjemisk undersøking av Balddoaivi-området, utført av Eyolf Erichsen i 1983, vart det påvist fleire område som var anomale med omsyn på wolfram. Eit av desse var Storforsdalen, om lag midtvegs mellom Rognan og Jakobsbakken. Sulitjelma Bergverk A/S avgjorde at dette området skulle undersøkast nærare sommaren 1984. Etter ein periode med tungmineralprospektering ved hjelp av vaskepanne vart eit område øverst i Storforsdalen funnen særskilt interessant, sidan det der vart funnen scheelitt i fast fjell.

Denne mineraliseringa var gunstig med tanke på diplomarbeid og vart detaljundersøkt geologisk, geokjemisk og geofysisk.

Hey hey, my my
Rock and roll can never die
There's more to the picture
Than meets the eye

Neil Young, 1979

1. GEOLOGI

1.1. Innleiing

Balddoaivi-området ligger i Sulitjelmafeltet i Nordland. Det danner ein oval synform på om lag 100 km^2.

Eg skal først plassere området i ein større regional samanheng. Deretter kjem ei detaljert skildring av den lokale geologien i det undersøkte området.

1.2. Regional oversikt

Sulitjelmafeltet består av metamorfe bergarter i den kaledonske fjellkjeda og ligger i ein stor grunnfjellsdepresjon. Denne er avgrensa av Saltdals-synforma i vest, Virijaure-antiklinalen i nord, grensa mellom Køli- og Sevedekket mot aust og Nasafjellet i sør (T.S. Hansen, 1983), (fig. 1.1.).

1.2.1. Tidlegare arbeid

På grunn av dei tidleg kjente kisforekomstane var fleire geologar i Sulitjelmafeltet mot slutten av 1800-talet. Den første som gjorde ei systematisk undersøking var L.H.L.Vogt (1890), som studerte både bergartane og malmane. Ein annan som gjorde eit grundig basisarbeid i Sulitjelmafeltet var Hj.Sjøgren (1900), som presenterte den første stratigrafiske inndelinga av bergartane. I tillegg må nemnast Th.Vogt (1927), som har skildra stratigrafi, petrografi og tektonikk og dessutan fossilane i dei austlege delane av feltet. Etter 1922 er det publisert om lag 100 arbeider frå Sulitjelmafeltet.

Eit arbeide som har vore til stor hjelp i denne oppgåva er utført av S.Kollung (1981). Han har m.a. samanstilt eit berggrunnskart over heile Sulitjelmafeltet og kartlagt spesielt i Balddoaivi-området. Eyolf Erichsens diplomarbeide frå 1983 var òg svært nyttig, spesielt hans bergartsskildringer frå Balddoaivi-synforma.

1.2.2. Tektonikk og stratigrafi

Bergartane i Sulitjelmafeltet blei av Vogt (1927) tolka som ei samanhengande og maksimalt 4 km tjukk lagpakke. Frå 1953 og fram til i dag har det imidlertid blitt lansert ei rekkje teoriar for å dela opp bergartane

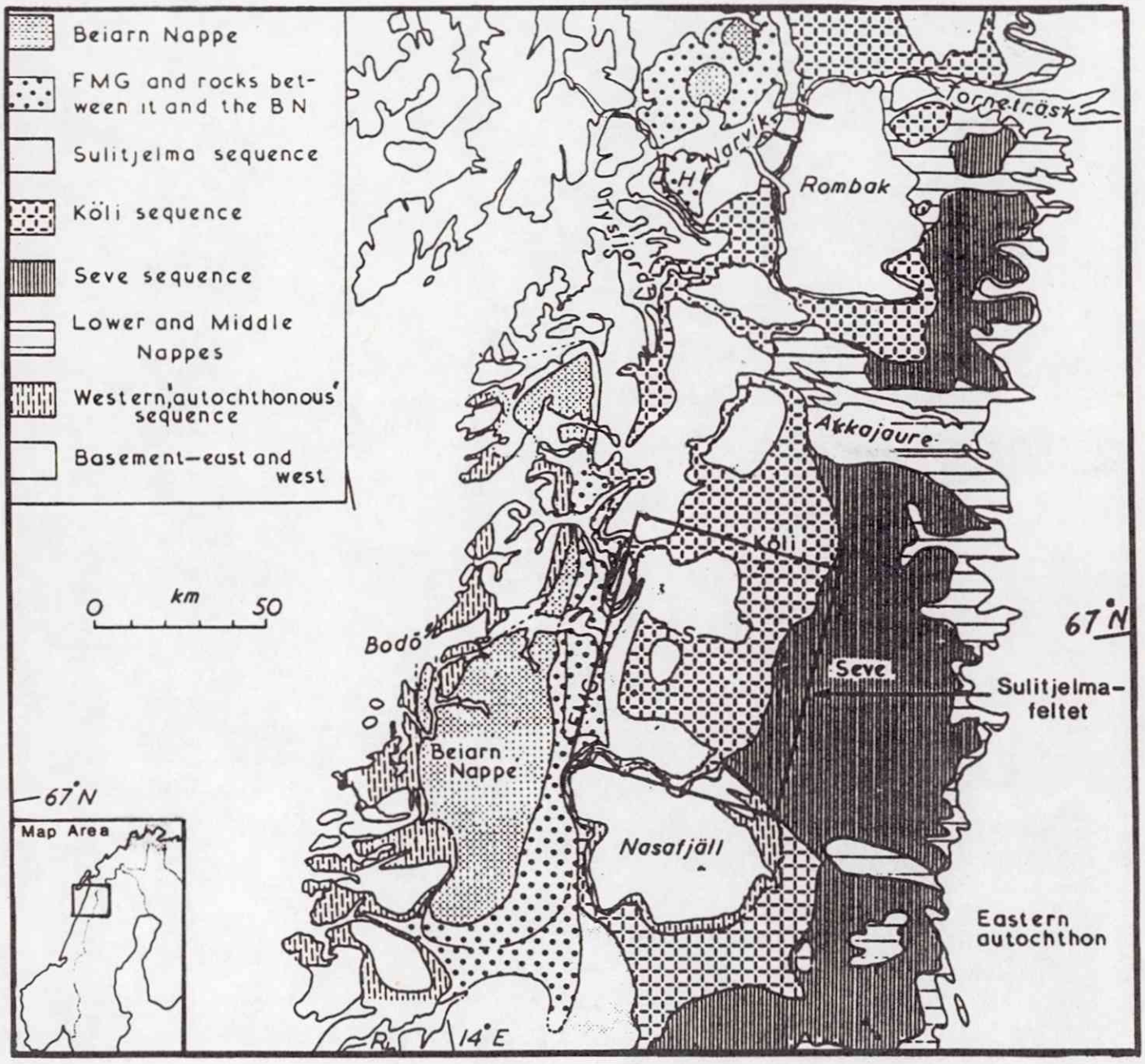


Fig. 1.1: Geologisk oversikt over dekker i nordre Nordland og svensk Lappland (T.S.Hansen, 1983).

i fleire skyvedekker. Tabell 1.1. gje ein oversikt over desse, og fig. 1.2. syner bergartsgruppene og hovedstrukturane innafor Sulitjelmafeltet.

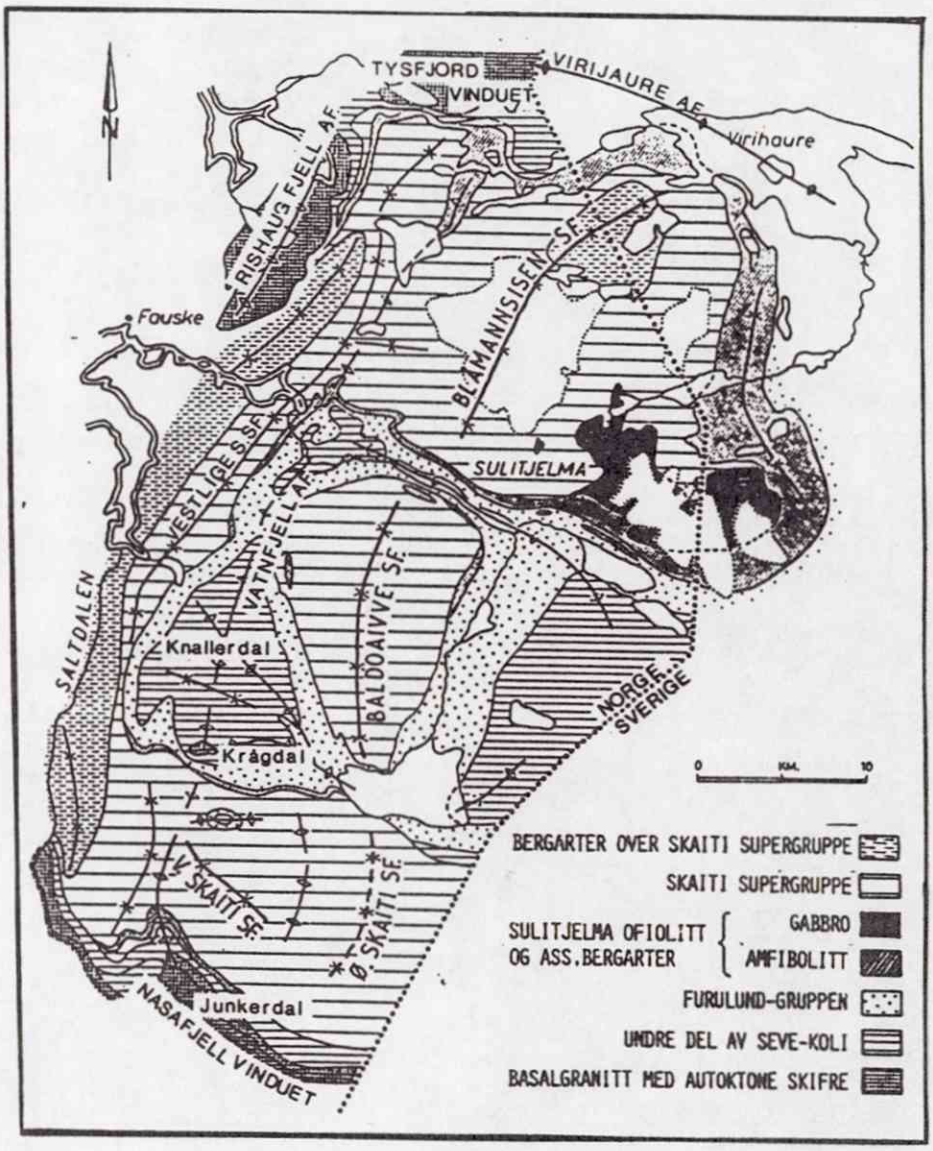


Fig. 1.2: Bergartsgrupper og hovedstrukturar i Sulitjelmafeltet. (T.S.Hansen, 1983).

Kautsky (1953)	Nicholson og Ruthland (1969)	Kollung 1981	Boyle, Hansen & Mason 1981	Petrografiske grupper
	Beiarn dekket			Valnesfjord marmor Venset gneis
	Gasak-dekket (Rødingsfjell)	Fauskedekket	Fauskedekket	Holstadgruppen Fauske marmorgruppe Joknacorrogruppen (nord) og Pålsfjellgruppen (vest)
Gasakdekket		Gasakdekket	Sulitjelma	Skaiti supergruppe
Salo-d. (nord) Vasten-d.		Vastendekket	foldedekke	Sulitjelma ofiolitt {s.gabbro, s.amfibolitt}
Pieske-dekket	Köli d.	Seve-Köli		Furulundgruppen Sjønstågruppen Pieskekalk
	Seve d.	dekket	Laveste dekke	Krågagruppen
Akkajaure komplex				Junkerdalsgruppen Prekambrisk grunnfjell

Tabell 1.1: Sulitjelmafeltets dekker og stratigrafi (T.S.Hansen, 1983)

Den første som la fram ein teori om skyvedekker var Kautsky (1953). Han delte bergartane i 3 dekker; nederst Pieskedekket, så Vastendekket og Gasakdekket. T.S.Hansen (1983) deler Sulitjelmafeltet opp i 4 bergartseininger, nederst Sjønstågruppen, så Furulundgruppen, Sulitjelma-amfibolittgruppe og Skati supergruppe. Sjønstågruppens gneissar og Furulundsgruppens kalkglimmerskifre utgjer Pieskedekket, Sulitjelma-amfibolitten danner Vastendekket og skifrane i Skati supergruppe og overliggande bergartar tilhøyrer Gasakdekket.

Nicholson og Ruthland (1969) påviste at Gasakdekket er ein ekvivalent til Rødingfjelldekket lenger sør. Resten av bergartane i Sulitjelmafeltet skulle då tilhøyre Seve - Køli - dekket.

I 1981 påviste Kollung ein tydeleg tektonisk grense mellom øverste formasjon i Skati supergruppe og glimmergneissen over denne. Han skilte dermed ut Skaiti supergruppe som eit eige dekke, Gasakdekket. Resten av bergartane i Kautskys Gasakdekke kalla han Fauskedekket. Skaiti supergruppe finnast i tre store depresjonar; lengst sør Skaiti synform, så Balddoaivi-synforma og i nord Blåmannsisens synform (fig. 1.2.).

Den siste teorien kom så Boyle et al. med i 1981. På grunnlag av regionalt inverterte metamorfe isogradar, inversjon av Sulitjelma ofiolittkompleks (Sulitjelma amfibolittgruppe) og den lithostratigrafiske plasseringa til dette, innfører dei Sulitjelma foldedekke, (fig. 1.3.).

Dette mektige dekket består då av Kølibergartane, Gasak- og Vastendekket, med Skaiti supergruppe som kjerne i den store folden.

Metamorfosen i dei einskilde bergartsgruppene er undersøkt av m.a. Henley (1970). Han påviste at det er ein gradvis overgang i metamorfosegrad mellom Køli- og Gasakdekkets bergartar. Ifølge Kollung (1981) er Seve - Køli dekkets bergartar mellom epidot-amfibolitt facies og grønnskifer facies. Bergartane i det overliggande Gasakdekket er i høgare amfibolitt facies. Ei forklaring på denne inverterte metamorfosegraden er at bergartane i Gasakdekket må vere skjøvet "på plass" (Nicholson og Ruthland, 1969). Boyle et al. (1981) meiner denne inverteringa skuldast metamorfose under deformasjonen av det store Sulitjelma foldedekke.

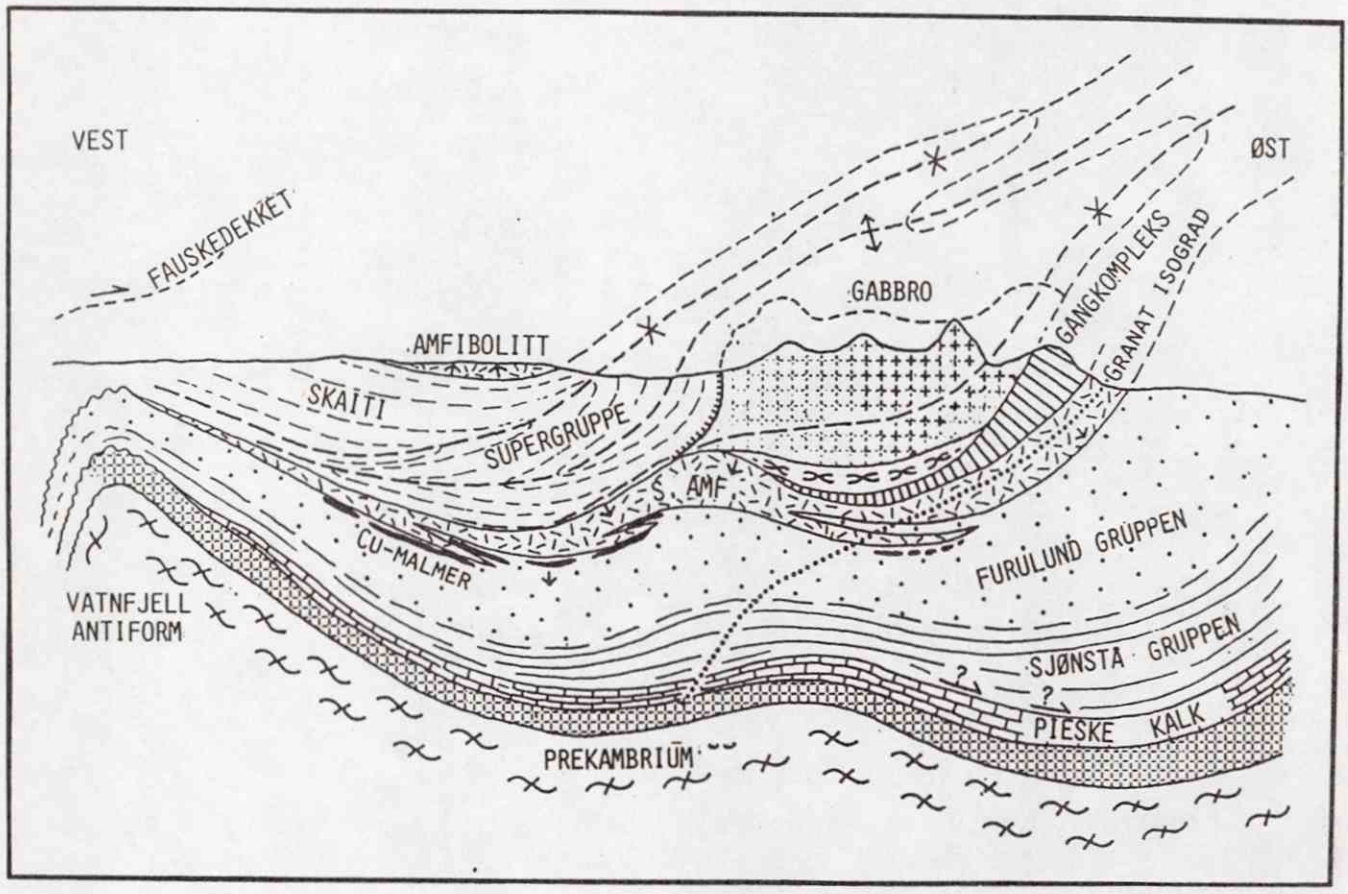


Fig. 1.3: Profil gjennom Nordgruvefeltet som illustrerer bergartsgrupper og Sulitjelma foldedekke (Frå T.S.Hansen, 1983).

Det er påvist fire foldefasar i Sulitjelmafeltet (T.S.Hansen, 1983). Dei eldste foldane F_1 , er spisse og isoklinale og med eit akseplan parallelt med skifriheitsflata. Desse er danna før eller samstundes med skifrigheita (syn-skifrig). Henley (1970) påviste ein seinare deformasjonsfase D_2 , som er opphav til "boudinage" - strukturar og ein aust - vestleg lineasjon.

F_2 - foldane er òg tette isoklinalfoldar og ofte svært lik F_1 - fasens syn-skifrigheitsfoldar. F_2 er imidlertid post-skifrige, då dei folder sjølve skifrigheita.

F_3 - foldane er meir åpne isoklinalfoldar med eit steilt akseplan. Bølgelengda er frå 10 - 1000 m., altså frå ein detaljert til meir regional skala (T.S.Hansen, 1983).

Den siste foldefasen F_4 , er store regionale foldar som har resultert i store syn- og antiformer (fig. 1.2.). Dette foldesystemet er truleg danna ved isostatisk oppløfting av grunnfjellet (Henley, 1970).

1.3. Lokal geologi

1.3.1. Feltskildring

Alt geologisk, gefysisk og delvis geokjemisk arbeid i samband med denne studien vart utført i eit felt øverst i Storforsdalen, (fig. 1.4.). Dette ligger om lag 800 m.o.h. og 2 km NV for Fiskelausvatnet. Blotningsgraden er svært høg, og varierer mellom 50 - 80 %. Sjølve feltet er om lag 700 x 300 m stort og vart kartlagt i målestokk 1 : 1000, (bilag 1.1.).

Fig. 1.4: Det undersøkte feltet innafor den stripla linja. Lengste sida ca. 700 m lang. Bildet er tatt mot S.

Geologisk tilhøyrer området Skaiti supergruppe i Gasakdekket og ligger i Balddoaivi-synforma (fig. 1.2.). Kollung (1981) har kalla desse bergartane for Sulitjelmaskifre og han vurderer den totale mektigheita til om lag 1500 m. Dei delast inn i 7 formasjonar:

1. Granittisk gneis
2. Lapphellerenskifer
3. Kalk (silikat) glimmerskifer
4. Staurolittglimmerskifer
5. Øvre rustskiferformasjon
6. Glimmergneis
7. Øvre kalksilikatglimmerskifre

I tillegg til desse skifrane finner vi store mengder basiske til sure intrusivar i Lapphellerenskiferen, Kalkglimmerskiferen og dei øvre rustskifrane.

Det kartlagte feltet ligg i formasjon 3, kalk (silikat) glimmerskifer. Desse skifrane er sterkt gjennomsatt av intrusivar med frå diorittisk, via granodiorittisk til granittisk samansetning (Erichsen, 1983).

1.3.2. Bergartane

A Kalk (silikat) glimmerskifer

Denne bergarten stryker stort sett i NØ - SV retning. Eit relativt sikkert feltkjenneteikn i Storforsdalen er at der det er mykje overdekke er det skifer i berggrunnen.

Skiferen er finkorna og ofte svært massiv, d.v.s. dårleg utvikla skifrigheit. Dette finn ein spesielt ved kontaktar mot dioritt, som skuldast høg grad av kontaktmetamorfose. Nokon hornfelstekstur er imidlertid ikkje observert.
Bergarten har varierande "feltopptreden" alt etter kva mineralinnhald han har. Eg har skilt mellom kalkrik, kalkfattig og granatrik glimmerskifer, (bilag 1.1.). Med mykje kalksilikatar som amfibol, (Kollung, 1981) og epidot (zoisitt), har bergarten ein grønnaktig farge og er sterkt bånda. Han har ofte ei sterkt knudrete overflate og er sterkt småfolda, med folder frå cm- til dm- skala, (fig. 1.5.).

Fig. 1.5: Til högre kalkrik skifer med skarp overgang til kalkfattig skifer mot venstre. Lok. 180V - 100S.

Det vekslar mellom lyse lag som fører kalkspat og mørke brungrønne biotittrike lag. Desse er frå nokre få mm til 2 - 5 cm breie. Erichsen (1983) tolkar dei biotittrike laga som restar av den opprinnelege kalkglimmerskiferen, altså før intrusivane endra bergarten. Dei kan også skuldast vekslinger i dei primære avsetningstilhøva.

Enkelte stadar kan ein finne "boudinage" - liknande inneslutninger av kalkspatrike bollar. Desse kan vere heilt fylt med lys, kalkrik bergart, eller som lyse band rundt mørkare bergart, (fig. 1.6.). Storleiken på desse varierer frå 2 - 3 cm til 20 cm.

Fig. 1.6: Lyst kalkspatrikt scheelittførande band/bolle i kalkrik glimmerskifer. Lengde på tusjhetta 3 cm. Lok. 270Ø - 50S
Scheelittkorn som svarte prikkar.

Det syner seg at kalkinnhaldet i Balddoaivi-feltet har visse faciesvariasjonar, og Vogt (1927) har teikna ei skisse som viser desse endringane, (fig. 1.7.). Vi ser at Storforsdal-området ligg i dei mest kalkrike glimmerskifrane.

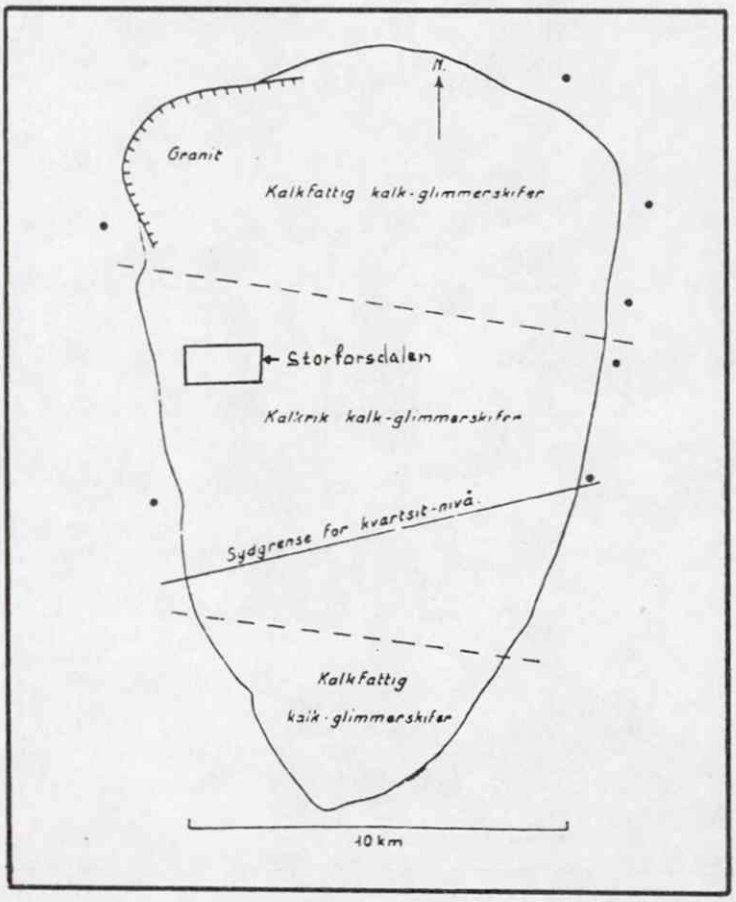


Fig. 1.7: Skisse av Balddoaivi-synformas facies - variasjon i kalk-innhald. (Vogt, 1927).

Den kalkfattige glimmerskiferen er kjenneteikna ved ei ganske slett overflate (fig. 1.5.), og meir brun-grå farge. Han er òg hardare pga. eit høgare kvartsinnhald enn den kalkrike skiferen. Denne bergarten har ei meir utprega skifrigheit og viser aldri dei tette småfoldane som den kalkrike skiferen ofte gjer. Dette skuldast nok ein viss skilnad i kompetanse mellom dei to bergartane. Den mørke farga skuldast det høge innhaldet av brun biotitt. Mellom dei 1 - 2 cm breie mørke laga finn ein tynne opp til 3 mm breie striper som er særskilt rike på finkorna kvarts. Enkelte drag har ein spesielt rust-brun farge, både i overflata og på brotflater. Dette skuldast eit aksessorisk innhald av svovelkis og andre sulfidmineral, (Erichsen, 1983). Enkelte stadar finnast ein spesiell granatrik glimmerskifer. Denne fører raud-brune granatar som er opp til 1 cm store. Bergarten er svært hard og massiv og det er ofte uråd å sjå noko skifrigheit.

Grensene mellom dei forskjellige skifervariantane er som regel difuse, men skarpe grenser finnast, som fig. 1.5. viser.

Tre prøvar vart undersøkt mikroskopisk:

4. Kalkfattig glimmerskifer, lok. 150V - ON
5. Kalkrik glimmerskifer, lok. 150V - 5S
24. Hard, massiv glimmerskifer, lok. 270Ø - 50S

Prøve 4 er rik på kvarts, biotitt, zoisitt og muskovitt. Zoisitt finnast jamt fordelt både i biotitt- og kvartsrike lag. Aksessoriske mineral er svært små opake korn og zirkon.

Prøve 5 har mindre mengder muskovitt og fører kalkspat i dei lyse banda. Elles finn vi i tillegg til kvarts, biotitt og zoisitt, små mengder plagioklas.

Prøve 24 er svært rik på kvarts og zoisitt, men har ikkje biotitt. Små mengder hornblende, scheelitt og plagioklas. (Ei nærare skildring av scheelittens "opptreden" finn ein i kap. 1.4.). Aksessorisk finn vi titanitt, kalkspat og opake mineral. (Utfyllande slipskildringer i bilag 1.2.).

B Intrusive bergartar

Desse bergartane utgjer om lag 40 % av arealet i det kartlagte området. Dei viser ei sterk differensiering, og ein kan skilje ut tre hovedtypar, (etter Kollung, 1981):

1. Mørke gråsvarte bergartar, frå dioritt til granodioritt
2. Grå, biotittrik granitt
3. Kvit, glimmerfattig granitt, (leuco-granitt).

Overgongstypar mellom desse bergartane finnast, og det kan ofte vere vanskeleg å gje ein sikker klassifikasjon i felt. Det viser seg at dioritten har intrudert først og den kvite granitten sist (Fig 1.8).

Dioritten opptrer stort sett som store kroppar der grensene mot skiferen som regel følger den dominerande strokretninga. Forvitringshuda er som oftast heilt svart og bergarten er nesten alltid heilt blotta.

Den mørke eigenfargen til bergarten skuldast dei mafiske minerala hornblende og biotitt. Kornstorleiken varierer hyppig, frå grov- til finkorna. Desse variasjonane kan skje brått, over nokre få cm.

Enkelte stadar finn ein uregelmessige band eller inneslutninger med ein lysare bergart som liknar grå granitt, men som til dels har granodiorittisk samansetnad (fig. 1.9.).

Fig. 1.8: Dioritt med seinare fase av grå granitt/granodioritt som skjærast av ei yngre åre av kvit granitt. Lok. 50 V - 110 S.

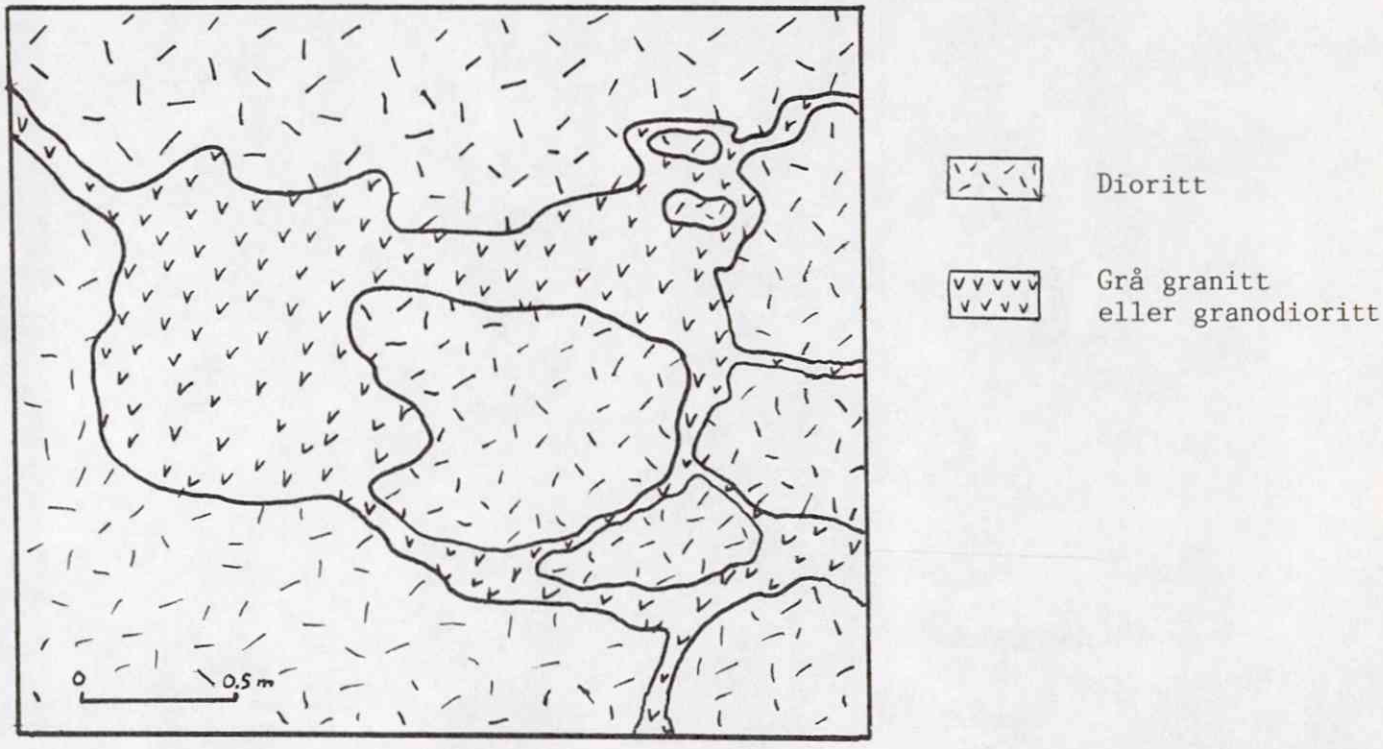


Fig. 1.9: Dioritt med uregelmessig inneslutning av grå granitt/granodioritt. Lok. 75 V - 150 V.

Langs kanten av desse banda, mot dioritten, finn ein ofte raud-brune granatar, opp til 1 cm store (fig. 1.10.). Ein kan og finna raude granatar elles i dioritten, men det er sjeldan. Enkelte lokalitetar kan bergarten vere meir eller mindre pressa, og han har då utvikla ein svak skifrigheit.

Nokre få stadar har dioritten ei rustfarga overflate og brottflater. Dette skuldast eit aksessorisk innhald av magnetkis som er inneslutta i titanitt, fig 1.11.

Fig. 1.10: Grå granitt/grandoritt i doritt. Lok. 50 V - 120 S.

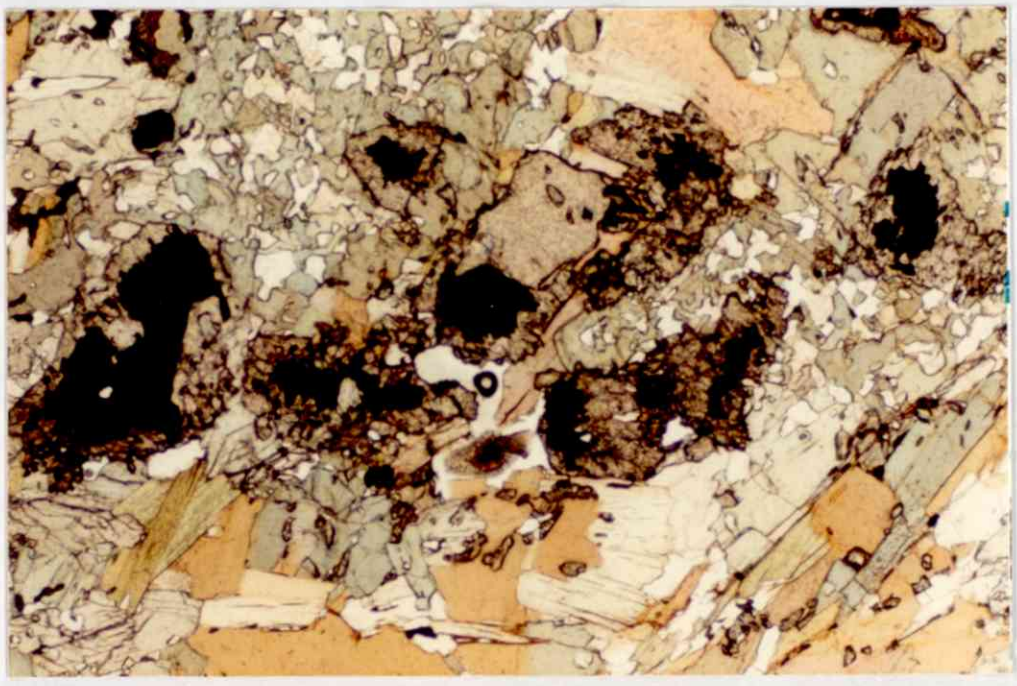


Fig. 1.11: Titanitt i dioritt med inneslutninger av magnetkis. 10 x forstørring. Frå lok. 135 Ø - 140 S.

Granitten finn ein både som større og uregelmessige kroppar og som tilnærma konkordante gangar i skiferen. Desse gangane er som regel kring 0,5 m mektige og kan ofte følgjast 50 - 100 m eller meir. På figur 1.12, a - c har eg skissert ganganes orientering i sprekkeroser. Totalt er om lag 55 gangar plotta i desse figurane, og det er ikkje skilt mellom kvit og grå granitt. Fig. 1.12.a viser gangane i det vestlege skiferområdet (bilag 1.1.). Vi ser at det er to strokretninger som dominerer, ca. 10^gØ og 50^gØ. Det ser ut som den siste strokretninga har eit noko mindre fall. På fig. 1.12b viser granittgangane som har intrudert dei store diorittmassiva. To strokretninger dominerer; ca. 10^gØ og 70^gØ. Fallet varierer omtrent like mykje for begge retningane. På fig. 1.12c ser vi strokretninga til granittgangane i det søraustlege skiferområdet. Det er tydeleg at det her er mykje meir spreiing i retningane, men ein kan kanskje skilje ut to dominerande retninger; ca. 30^gØ og 90^gØ. Fallet er om lag det same for begge retningane.

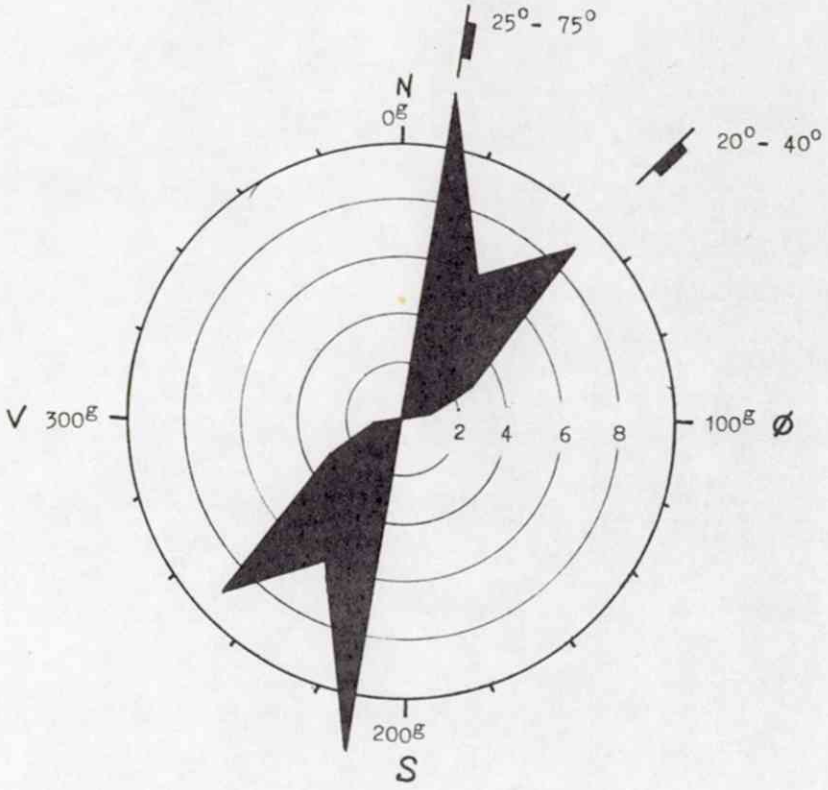


Fig. 1.12a: Granittgangane i det vestlege skiferområdet si orientering.

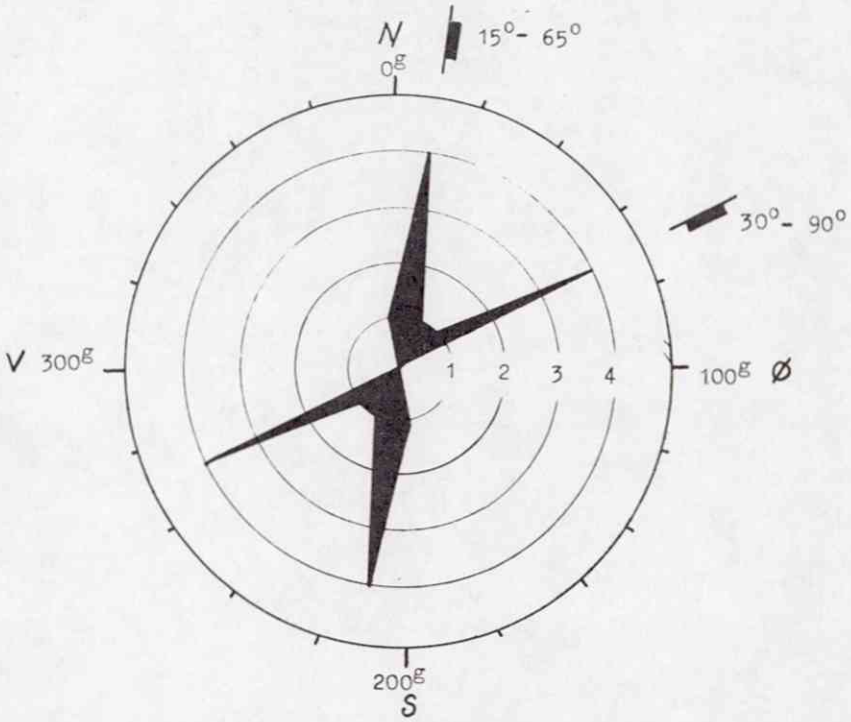


Fig. 1.12b: Orienteringa til granittgangane i dioritten.

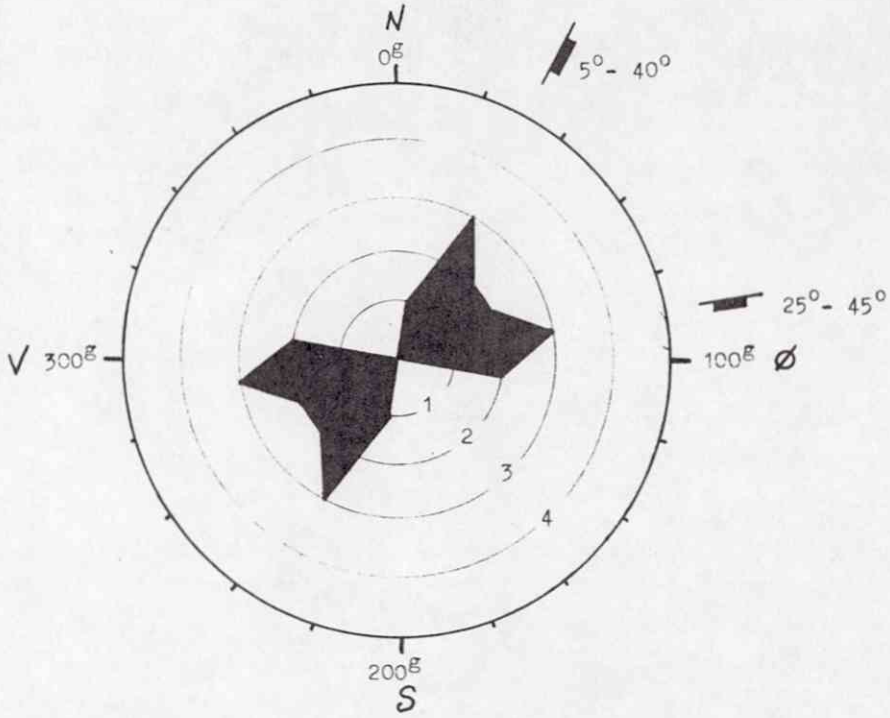


Fig. 1.12c: Granittgangane i det sør-austlege skiferområdet si orientering.

Kontakten granitt/sideberg er alltid brå, og det er ikkje funne teikn på noko "oppspising" av sideberget. Enkelte inneslutninger av skifer (xenolittar) finnast i granitten; desse er som regel mindre enn 0,5 m.

Vi finn alle overgongar mellom aplittisk, (fig. 1.13) og pegmatittisk (fig. 1.14) kvit granitt. På fig. 1.13. ser vi ein aplittisk granitt med ei inneslutning av middelskorna kvit granitt. Dette viser at det aplittiske fasen er yngst, noko også Kollung (1981) har funne prov på.

Fig. 1.13: Dioritt med aplittisk granitt som innesluttar middelskorna kvit granitt. Lok. 60 Ø - 50 S.

Fig. 1.14: Sonert pegmatittisk kvit granitt. Lok. 80 Ø - 50 S.

Ved ein lokalitet var ein om lag 2 m mektig lagergang av grå granitt gjennomsett av dm-tynne gangar av pegmatittisk kvit granitt, (fig. 1.15). Desse skar den grå granitten på tvers av strokretninga, men fortsatte ikkje ut i skiferen.

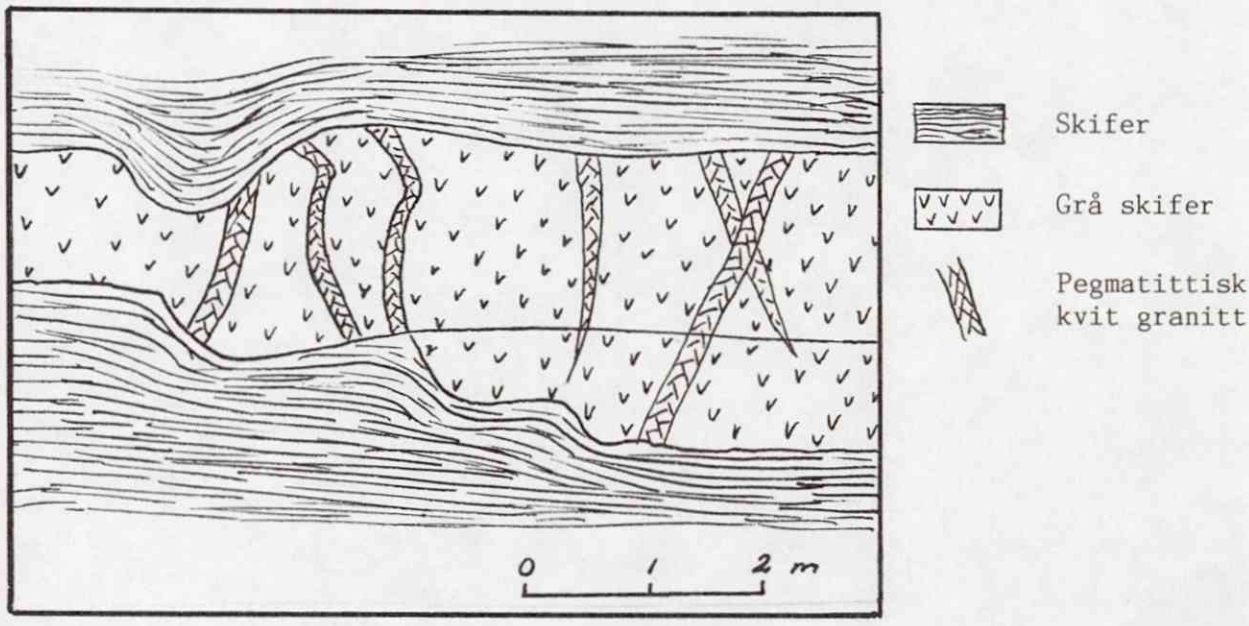


Fig. 1.15: Konkordant grå granitt-gang gjennomsett av pegmatittiske kvite granitt-gangar. Lok. 350 V - 100 S.

Det finnast òg meir mektige gangar av pegmatittisk granitt, som på fig. 1.14. Dei kan vere opp til 2 m breie, og fører raude granatar, grønn glimmer og cm-store svovelkiskrystallar.

Både den grå og kvite granitten fører spreidte raude granatar. Enkelte stadar har den grå granitten porfyrisk tekstur, med feltspatkrystallar opp til ca. 1 cm store.

Fire prøvar av intrusivane vart undersøkt mikroskopisk:

7.	Kvit granitt	lok. 350 V - 250 S
17.	Dioritt	" 65 V - 140 S
32.	Rustfarga dioritt	" 135 Ø - 140 S
33.	Grå granitt	" 70 V - 50 S

Den kvite granitten, prøve 7, er rik på kvarts og plagioklas. Han fører mindre mengder mikroklin, brun botitt og muskovitt. Aksessoriske mineral er apatitt, rutil og zirkon.

Prøve 33, som har feltnamnet grå granitt, har mykje mindre kvarts enn den

kvite granitten, men om lag same mengder plagioklas og mikroklin. Etter Streckeisens klassifikasjonsmetode vil bergarten plotte som ein granodioritt. Han er rik på brun biotitt, og aksessoriske mineral er hornblende, titanitt, apatitt, zirkon og opake.

Prøve 17 fører om lag like mengder plagioklas, biotitt, kvarts og hornblende. Mindre mengder apatitt og mikroklin. Aksessorisk finnast zirkon, titanitt og scheelitt. (Ei nærare skildring av scheelittens "opptreden" finnast i kapittel 1.4.)

Den rustfarga dioritten, prøve 32, inneheld store mengder hornblende og biotitt (tilsaman ca. 65 %). Dessutan kvarts, plagioklas, titanitt og magnetkis, (fig. 1.11.). Aksessoriske mineral er mikroklin, rutil og apatitt.

Ei grundigare mikroskopisk skildring av bergartane finnast i bilag 1.2.

1.3.3 Strukturgeologi

Det er påvist tre større forkastninger i det kartlagte området, sjå bilag 1.1. Den eldste strekkjer seg frå 370Ø/15OS til 22OØ/ON og fortset truleg frå 15OØ/11OS til 6OØ/5OS, altså i ei NV - SØ - retning. Denne forkastninga har ikkje noko forskyvnad i horisontalplanet; den vertikale sprangbøgda er ukjend. Ein seinare fase av kvit til grå granitt har intrudert langs forkastningsplanet og utgjer no ein opp til 20 m brei gang. Ei seinare sinistral forkastning frå 13OØ/15OS til 25OØ/3ON har kutta denne granittgangen og gjeve han ein horisontal forskyvnad på omlag 130 m. Den sørlegaste delen av denne forkastninga er intrudert av kvit granitt.
Den truleg yngste forkastninga strekkjer seg frå 38OØ/12OS og i rett linje til 23OØ/13ON. Det er ikkje råd å sjå kva type denne er, men den vertikale spranghøgda ser ut til å vere "betydeleg". Også denne forkastninga er intrudert av kvit granitt langs heile lengda.

Andre teikn på mindre forkastninger er også funnen. På fig. 1.16 ser vi kontakten mellom ein grå granitt og skifer. Skiferen er tydeleg bøygd langs kontakten og truleg er dette ei gammal slepeforkastning ("drag fault") som seinare er intrudert av granitten.

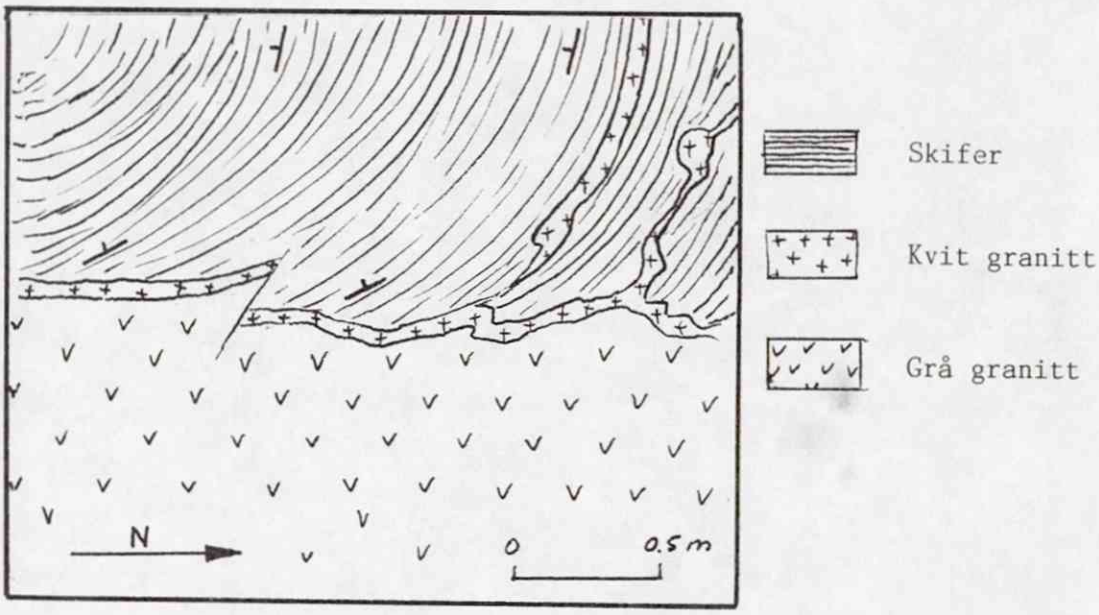


Fig. 1.16: Deformert skifer mot grense til granitt. Lok. 30 V - 10 N.

Av foldar er det særskilt dei tidlegaste foldefasane som er registrert i det undersøkte området. T.S.Hansens F_3 har eg ikkje sett og F_4 er sjølve Balddoaivi-synforma.

Den kalkrike skiferen har svært ofte tette småfoldar (fig. 1.5, side 8). Desse er neppe primære foldestrukturar p.g.a. den høge metamorfosegraden og skuldast ein av dei første foldefasane. Dei har stort sett ei aust-vestleg akseretning og ifølgje Henley (1970), som bruker ordet deformasjons-fasar, oppstod desse småfoldane under den første deformasjonen, D_1.

Ved ein lokalitet har ein gang av kvit granitt trengt inn i ein massiv, granatrik skifer. Denne gangen såg ut til å vere sterkt isoklinalt folda, medan skiferen ikkje var synleg deformert (fig. 1.17.).

"Boudinage" - strukturar finnast ved fleire lokalitetar. Det er den kvite, pegmatittiske granitten som viser desse strukturane. Ifølgje Henley (1970) er dei parallelle med akseplanskifrigheita til dei tette D_1 - foldane. Fig. 1.18 syner ein smal, "boudinert" pegmatittisk kvit granitt. Denne fører molybdenglans og ligg i intim kontakt med, og konkordant langs ligg-sida til ein rein hydrotermal kvartsgang.

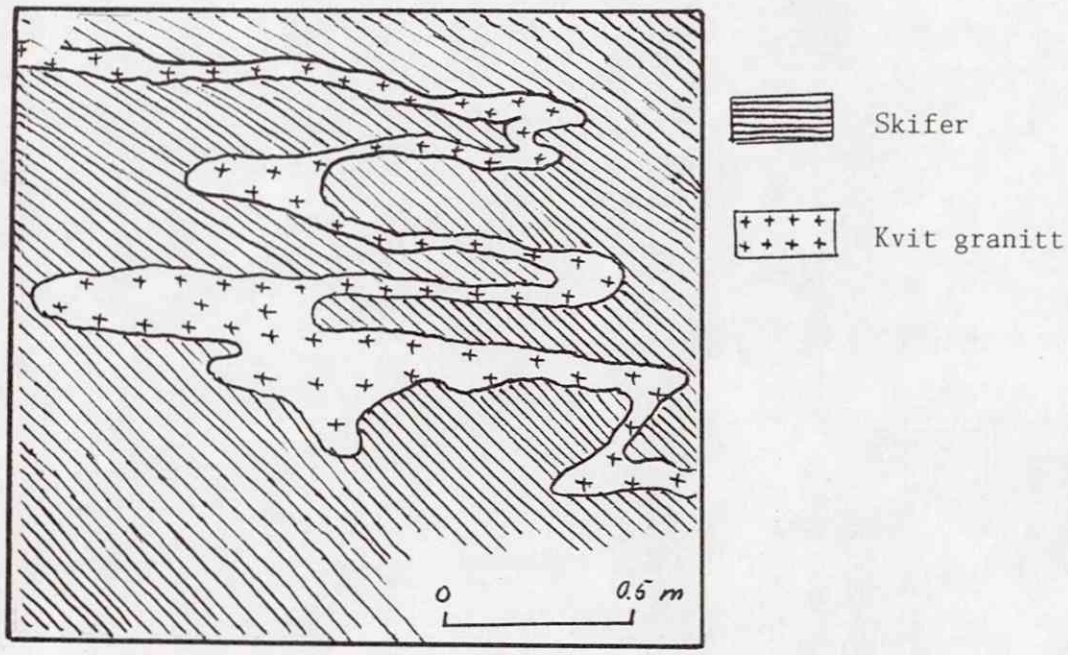


Fig. 1.17: Isoklinalt folda gang av kvit granitt i skifer.
Lok. 150 V - 150 S.

Fig. 1.18: Molybdenglansførande pegmatittisk kvit granitt med "boudinage" - struktur. Lok. 150 V - 50 S.

Ved ein annan lokalitet, (fig. 1.19) har ein gang av kvit granitt truleg blitt utsett for ein liknande deformasjon. Her har imidlertid gangen blitt slitt heilt av på tvers av lengderetninga.

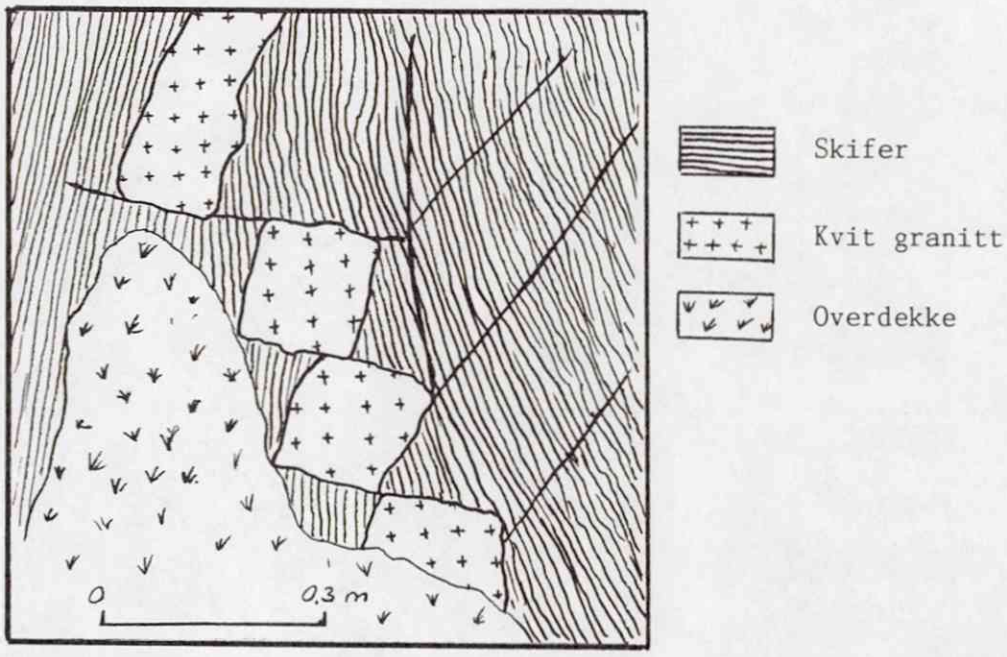


Fig. 1.19: "Boudinert" gang av kvit granitt. Lok. 280V - 10 S.

Ein del av dei kvite pegmatittiske granittane viser ein fin båndingen (fig. 1.14, side 16). Denne skuldast ei parallellorientering av soner rike på granatar, glimmer, feltspat og kvarts. Som regel er denne båndinga parallell med kontakten til sideberget.

Nokre stadar kan ein sjå ein svak lineasjon i intrusivane, spesielt i den grå granitten. Denne ser ut til å vere parallell med skiferigheita til dei næraste metasedimenta. Ifølgje Erichsen (1983), kan denne lineasjonen vere eit kontaktfenomen i intrusivane nært sideberget.

1.4 Scheelitt-mineraliseringer

Det er funne to hovedtypar av scheelitt-mineraliseringer i Øvre Storforsdalen:

1. På årer i dioritt
2. I kalk (silikat) glimmerskifer

I det følgjande kjem ei nærare skildring av mineraliseringene. Ein omtale av den praktiske bruken av UV-lampe ved scheelitt-leiting finnast i bilag 1.3.

1.4.1 Scheelitt i dioritt

Det er to forskjellige typar årer som fører scheelitt i dioritten:

i) Tynne, til dels sterkt deformerte "tørre" årer

ii) Cm-tjukke kvarts-plagioklas-årer

Dei tynne, tørre årene er ikkje meir enn 3 - 5 mm breie, (fig. 1.20) og kan sjeldan følgjast meir enn ein meter. Dei fører spreidte scheelitt-korn; som regel er dei mindre enn 1 mm.

Fig. 1.20: Tynn scheelittførande åre i dioritt. Blyanten peiker på eit scheelitt-korn. Lok. ca. 60 V - 120 S.

Sjølve kjerna i årene er fylt med ein blaut, svart mineralfase som scheelitt opptrer saman med. Det er òg ein viss grad av hydrotermal omvandling av sideberget 1 - 2 cm ut frå åra, med lyse mineral nærast kjerna. Det finnast ikkje synleg disseminert scheelitt i sideberget ved desse årene. Dei er ofte sterkt deformerte, (fig. 1.21) og einskilde årer har ein sterk rustfarge, (fig. 1.22).

Årene er som regel svært spreidte, med ein påvist frekvens på ei åre per 3 - 5 m, men fig. 1.22 syner heile seks stykkjer over ein avstand på 15 - 20 cm.

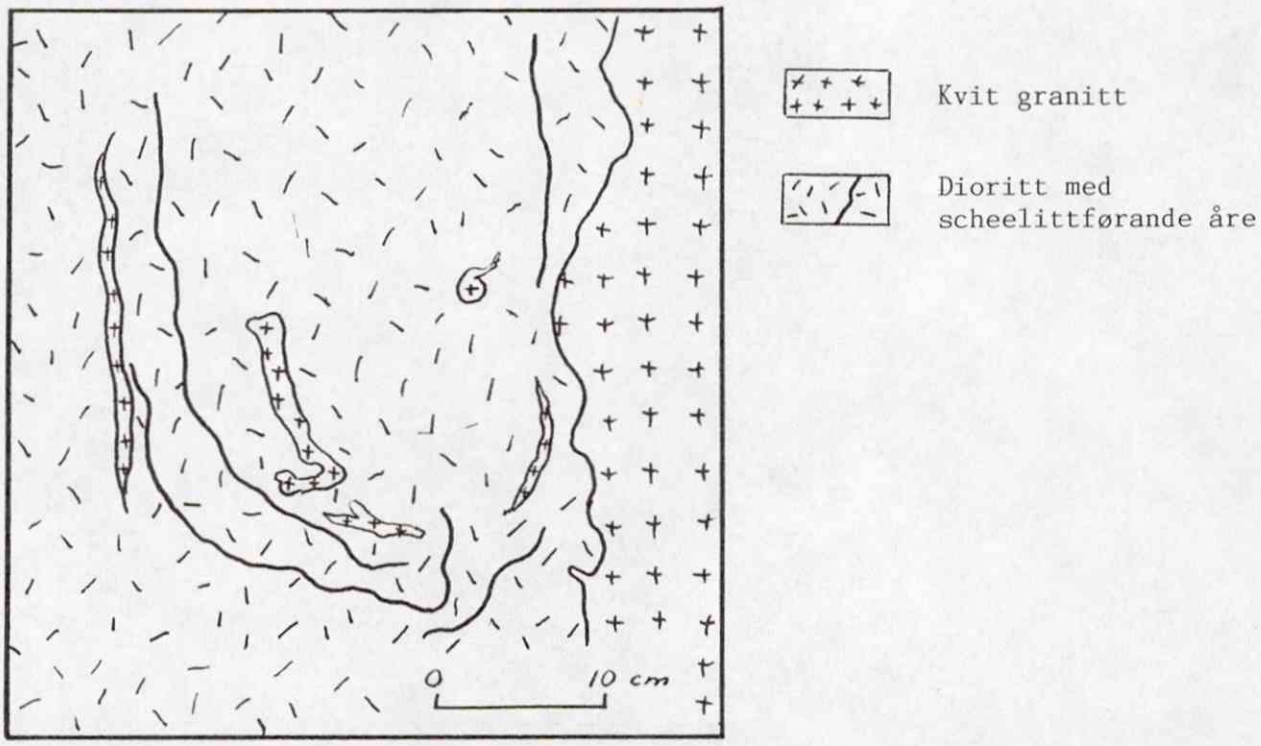


Fig. 1.21:Deformerte scheelitt-førande årer i dioritt.
Lok. 10 V - 140 S.

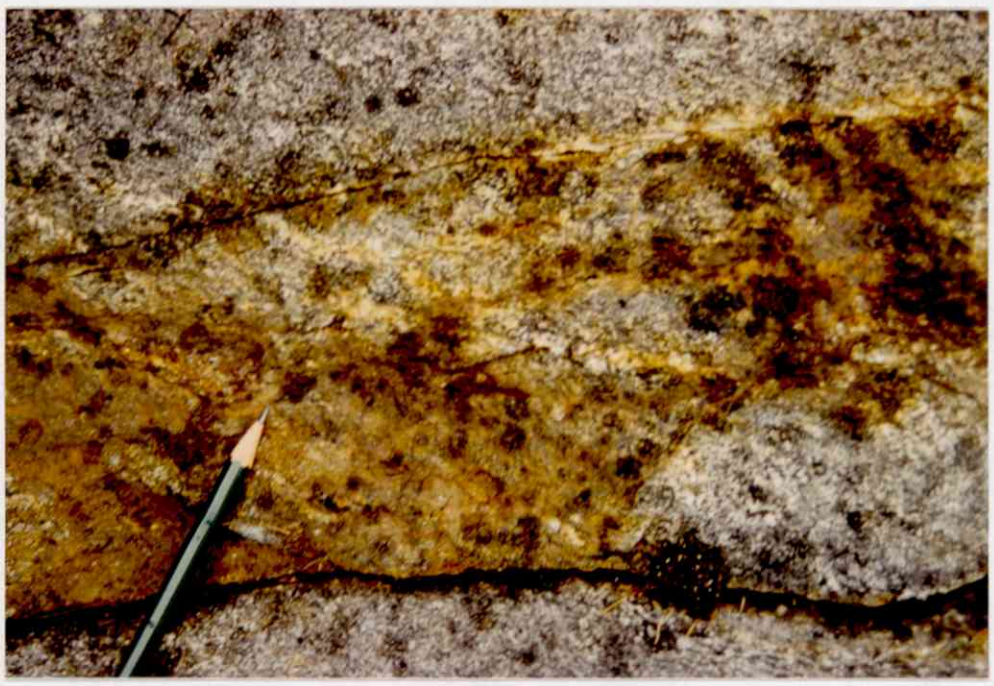


Fig. 1.22: Rustfarga scheelitt-førande årer i dioritt.
Lok. 60 V - 120 S.

Den andre scheelittførande åretypen i dioritten er opp til 6 - 7 cm mektig og er fylt med subhedrale kvarts- og plagioklaskorn. Anortittinnhaldet i plagioklasen er om lag 30 %; tilnærma det same som i dioritten i sideberget. Desse årene er berre svakt deformerte og mykje meir uthaldande enn den førstnemte typen; den lengste åra kunne følgjast over 8 m. Scheelitt finnast som spreidte korn, opp til 1 - 2 cm store, saman med årefyllet, fig. 1.23 - 1.26.

Fig. 1.23: Scheelittførande kvarts-plagioklas-åre og scheelittrik inneslutning i dioritt (innramma), lok. 65V - 150S.

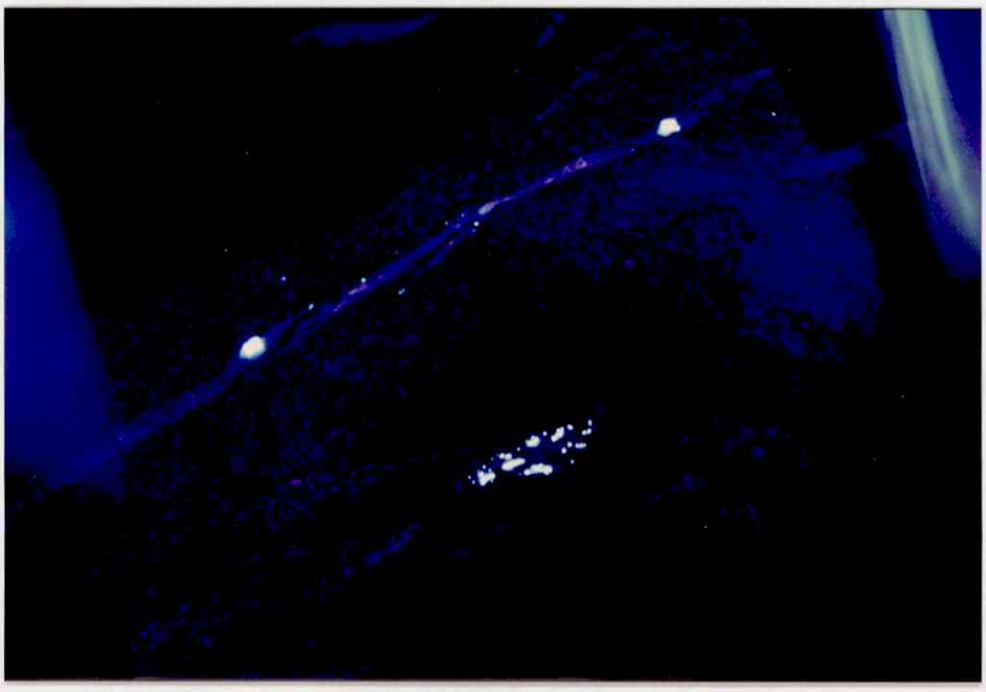


Fig. 1.24: Samme bilde som fig. 1.23, men med UV-lys.

Fig. 1.25: Scheelittrik sprekkeflate på laus dioritt-blokk.
Lok. 60 V - 140 S.

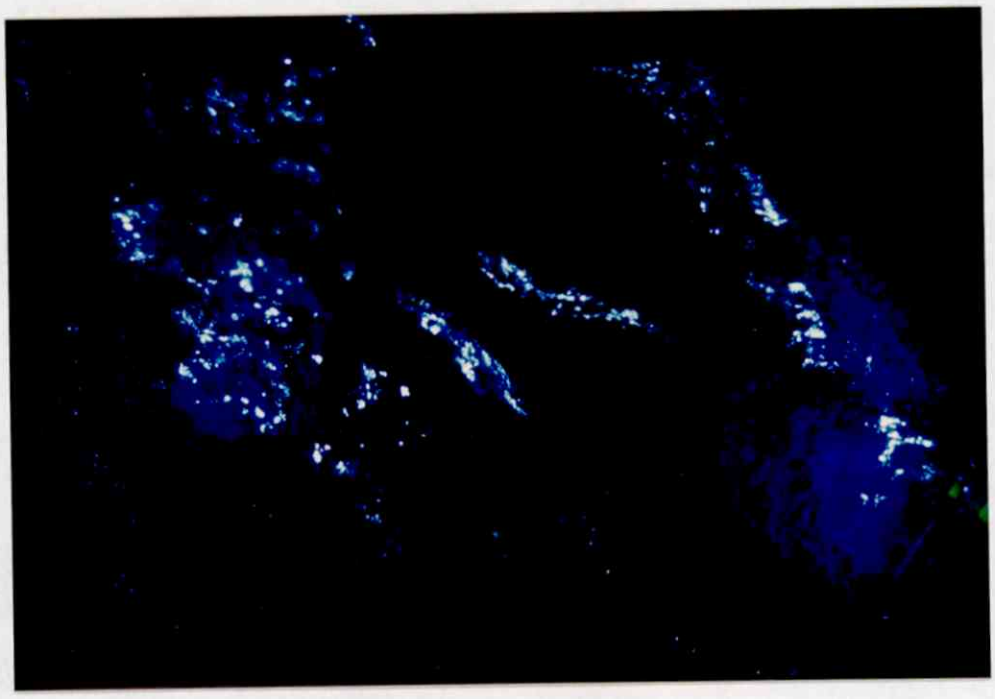


Fig. 1.26: Samme bilde som fig. 1.25, men med UV-lys.

I breie årer sit scheelittkorna helst på kontakten kvarts/plagioklas-årer og sidestein. Det er òg ofte ein fin disseminasjon av scheelitt i sideberget. Desse korna er som regel mykje mindre enn 0,5 mm, og kan opptre 5 - 10 cm frå sjølve åra. På fig. 1.27 ser vi eit mikroskopisk bilde av kontakten mellom kvarts/plagioklas-åra og dioritt. Pilene markerer scheelittkorn og vi legg særskilt merke til at det ikkje er teikn til hydrotermal omvandling av sideberget. Fig. 1.28 viser disseminerte scheelittkorn i dioritt, og korleis dei har fortrengt biotitt.

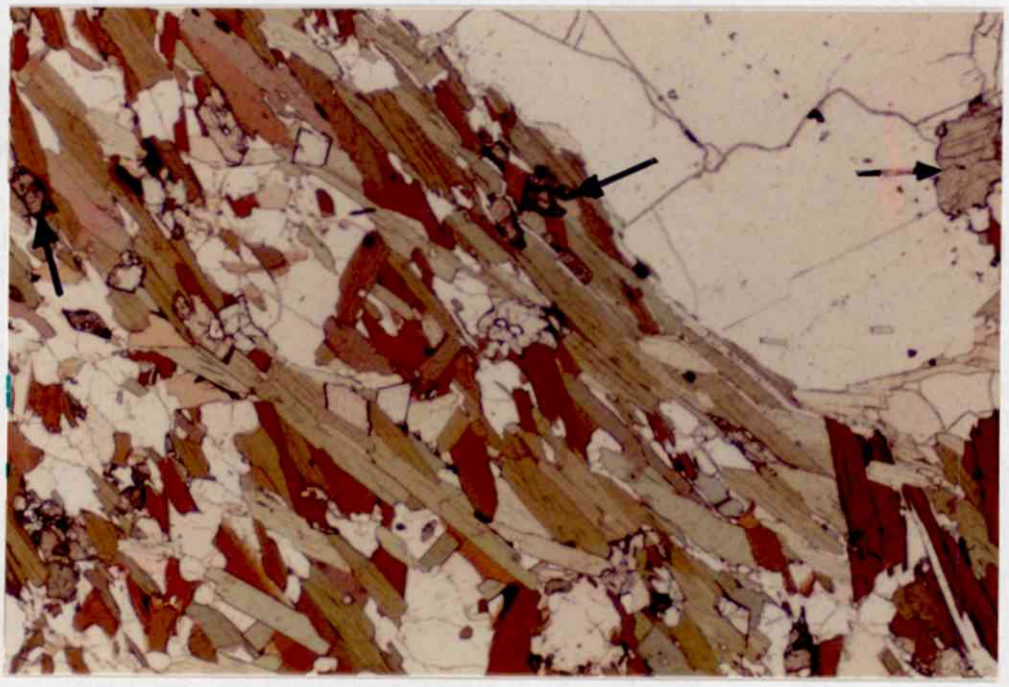


Fig. 1.27: Dioritt med scheelittførande kvarts/plagioklasåre og disseminert scheelitt (pilene). Frå lok. 65 V - 140 S. (10 x forstørring.)

Ein del av dei scheelittførande årene er sterkt rustfarga, men det ser ikkje ut til å vere nokon samanheng mellom rust og scheelitt. Ein finn rustne årer utan scheelitt, og scheelittførande årer utan rust.

Ved ein lokalitet vart det funnen ei tilsynelatande primær inneslutning i dioritt som var svært rik på scheelitt, (fig. 1.23 og 1.29) Denne hadde ikkje nokon samanheng med nokre av dei nemte åretypane, og kan tolkast som eit seint dioritt-differensiat, truleg med diorittisk samansetnad, (M.C.Andersen, pers.medd.).

Fig. 1.28: Dioritt med scheelitt (pila) som fortrenger biotitt.
Frå lok. 65 V - 140 S. (385 x forstørring)

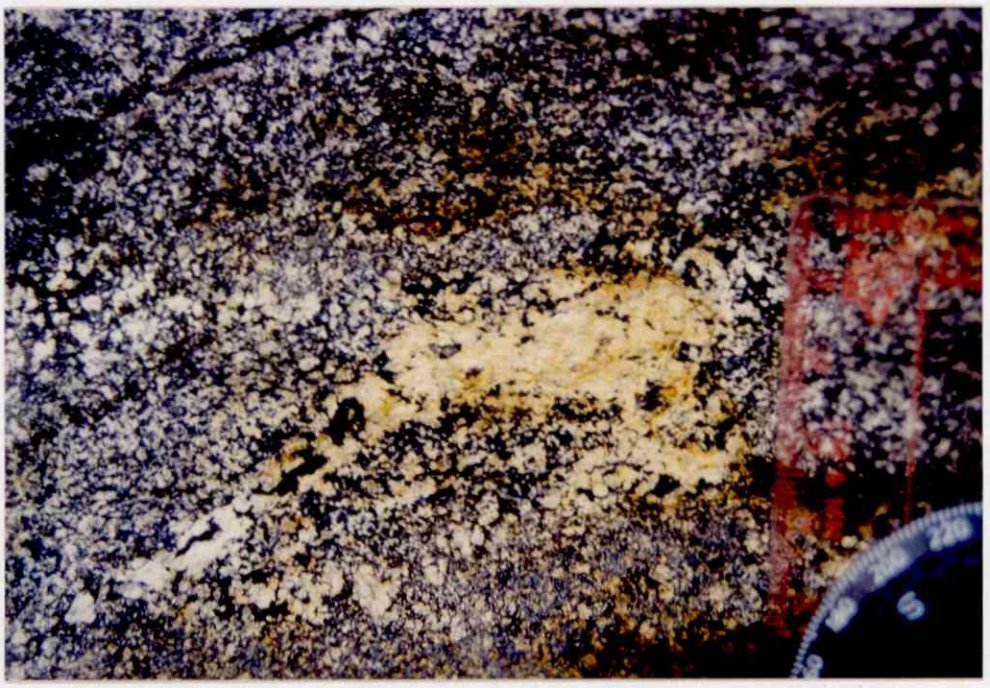


Fig. 1.29: Scheelitt-rik inneslutning i dioritt, (sjå fig. 1.23).
Lok. 65 V - 150 S.

Når det gjeld alderstilhøvet mellom dei to åretypane, så er det kvarts/ plagioklas-årene som er yngst. Deformasjonen av årene tyder på det, og ved ein lokalitet, fig. 1.30, skjærer ei scheelittførande kvarts/ plagioklas-åre ei eldre scheelittførande "tørr" åre. Det har vore ei viss skjær-røsle i den yngste åra på om lag 5 cm. Dette har eg ikkje observert på den eldste typen.

Ved ein lokalitet har ei scheelittførande kvarts/plagioklas-åre blitt kutta over av ein intrusiv fase, (fig. 1.31) Det syner seg at denne har granodiorittisk samansetnad, (prøve 33, bilag 1.2), og har altså intrudert etter at scheelitten vart danna.

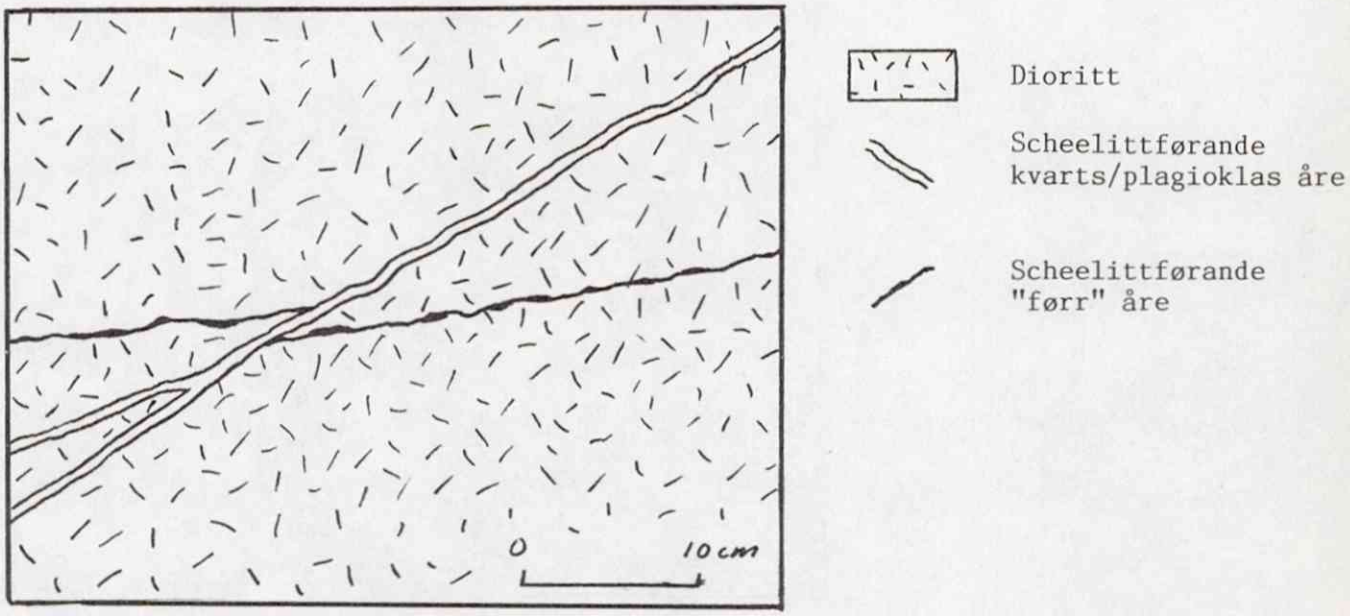


Fig. 1.30: To generasjonar scheelittførande årer i dioritt.
Lok. 50 V - 140 S, (laus blokk)

Eigenfarga til scheelittkorna varierer frå kvit via fargelaus til raudbrun. Dette utan omsyn til rustfarga, d.v.s. vi finn raudbrune korn der det ikkje er rust. Den vakre, blåkvite fluorescerande farga er imidlertid den same, uansett eigenfarge.

Det vart påvist totalt om lag 30 scheelittførande årer av begge typane. Dei fleste av desse vart funnen i ei aktiv ur i området mellom 120V/150S og er skissert inn på berggrunnskartet, bilag 1.1. Dette draget har altså ei stroklengd på om lag 120 m og ei mektigheit på 20 m. Avstanden mellom desse

mineraliserte årene varierer sterkt; dei tettaste er vist på fig. 1.22. Ei omtrentleg åretettleik er ei per to meter.

Fig. 1.31:Granodioritt som skjærer scheelittførande kvarts/plagioklas-åre i dioritt. Lok. 70 V - 50 S.

På fig. 1.32 har eg framstilt orienteringa til dei mineraliserte årene i ei sprekkrose. Sjøl om det statistiske grunnlaget er relativt spinkelt, så kjem det fram to system som er distinkte med omsyn på strokretning.

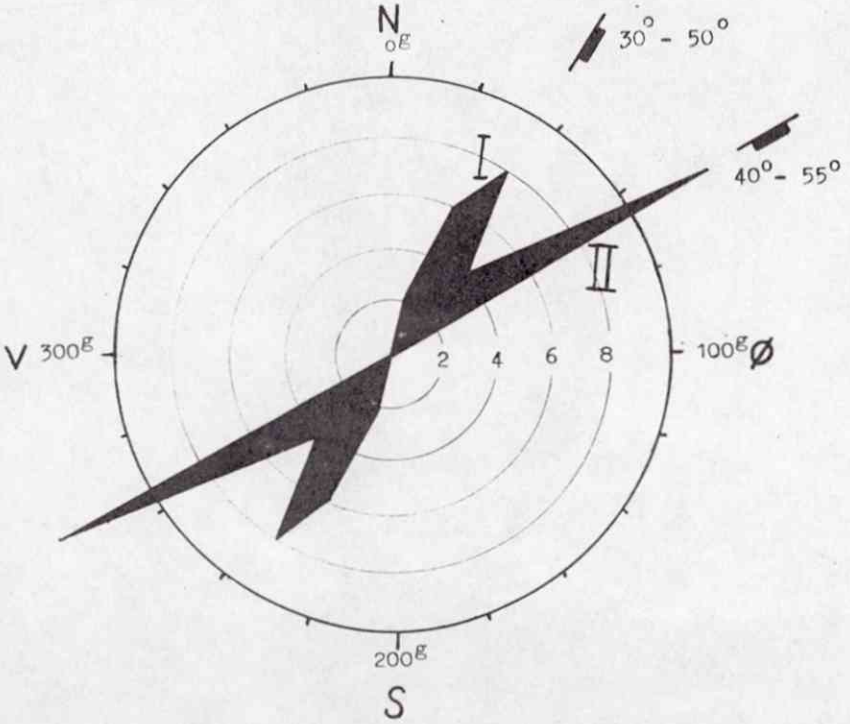


Fig. 1.32: Orienteringa til scheelitt-mineraliserte årer.

System I er kvarts/plagioklas-årene og system II er dei tynne og "tørre" årene. Dette stadfester at det er to generasjonar scheelittførande årer, då spenningstilstanden ved mineralisering truleg har endra seg frå eldste til yngste generasjon. Fallet er om lag den same for begge åretypane.

1.4.2. Scheelitt i kalk (silikat) glimmerskifer

Det er funne to forskjellig typar scheelittmineraliseringer i skifer:

i) Langs konkordante lag

ii) Disseminert i hard, massiv skifer

Den første typen finnast på 2 - 3 lokalitetar mellom ca. 140V/50S og 100V/30S. Skiferen i dette området er ikkje spesielt kalkrik eller kalkfattig. Fig. 1.33 viser den eine av lokalitetane. Her kan ein følgje det sterkt deformerte scheelittførande laget over om lag ein meters lengd. Breidda er ikkje meir enn 1 - 2 cm, og scheelitt-korna er opp til 1 - 2 mm store. Dei finnast spreidt saman med lyse mineral, truleg kvarts og feltspat.

Fig. 1.33: Scheelittførande lag i skifer
Lok. ca. 140V - 50S, (stripla.)

Den andre mineraliseringstypen vart funne ved 270V - 40S. Her er skiferen delvis svakt rustfarga, svært hard og massiv og sterkt deformert. Scheelitt finnast meir eller mindre disseminert i bergarten, men ser ut til å foretrekke dei lyse og kalkspatrike laga. På fig. 1.6, side 9, ser vi eit slikt kalkrikt lag eller "bolle" der scheelitt opptrer. Bergarten er sterkt oppsprukket i mikroskala, og desse tynne sprekkene eller rissa er fylt med eit mørkt, rustfarga materiale. På fig. 1.34 ser vi eit mikroskopisk bilde av denne scheelittførande bergarten. Vi ser at rissa som gjennomsetter berget er yngre enn scheelitten, idet desse korna også er oppsprukket.

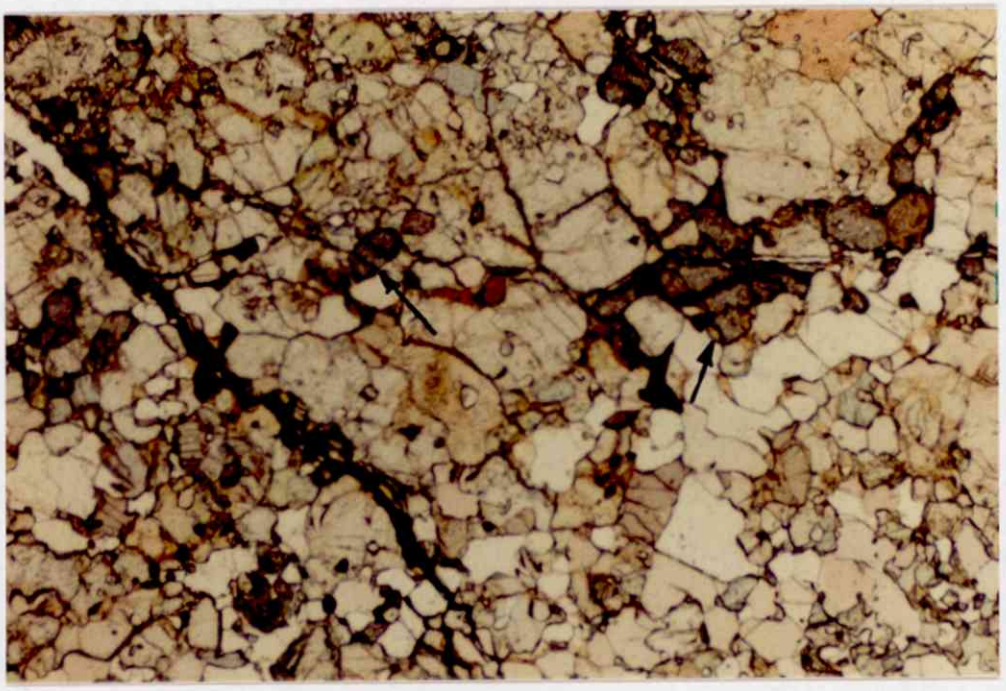


Fig. 1.34: Scheelittførande skifer. Pila viser scheelitt.
Lok. 270V - 40S. (10 x forstørring.)

I tynnslip ser ein at ofte finnast scheelitt langs overgongen mellom kvarts- og zoisittrike lag i bergarten, (fig. 1.35).

Ei tolking av scheelittmineraliseringene og samanlikning med kjent dannelsesteori finnast i kap. 4.

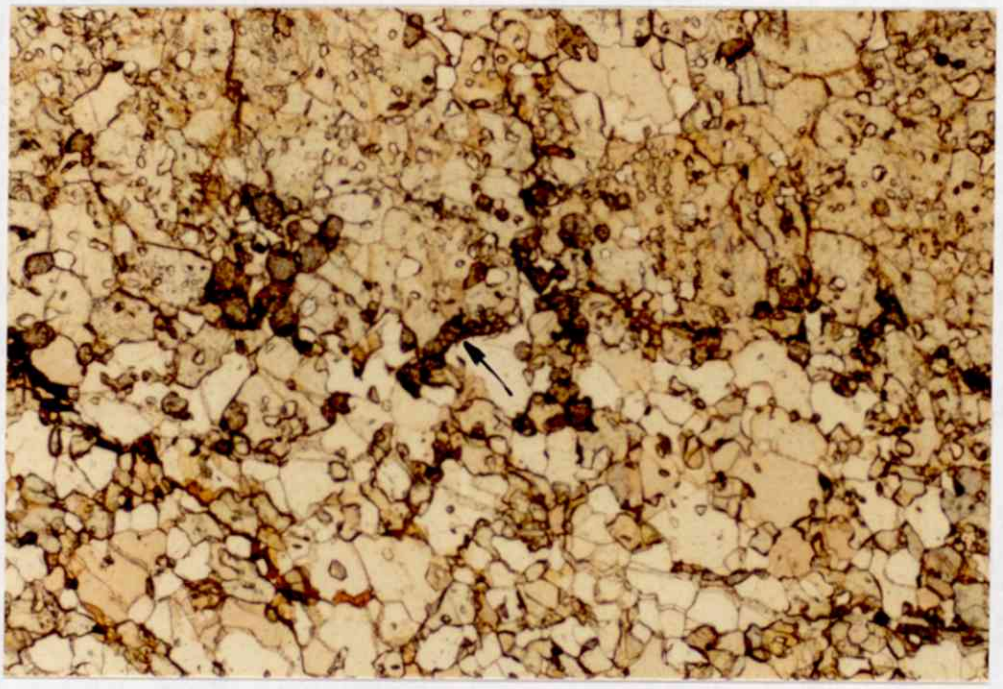


Fig. 1.35: Scheelitt (pila) mellom zoisittrikt lag (øverst) og kvartsrikt lag (nederst). Frå lok. 270V - 40S. (10 x forstørring.)

1.4.3 Samandrag om scheelitt-mineraliseringene

- Scheelitt finnast i Øvre Storforsdalen i to distinkte generasjonar årer i dioritt og i konkordante lag og disseminert i kalk (silikat)-glimmerskifer.

- Scheelitt har mineralisert i dioritten før dei granodiorittiske og granittiske bergartane intruderte.

- Truleg er dioritten kjeldebergart for wolfram, medan kalsium har kome frå kalk (silikat) glimmerskiferen.

- Påvist mineralisert drag i dioritt med omtrentleg tettleik av dei scheelittførande årene på ei per to meter, stroklengd 120 m og mektigheit ca. 20 m.

2 GEOFYSIKK

2.1. Innleiing

Formålet med bruk av geofysiske metodar i denne studien er å vurdere deira effektivitet i samband med oppfølging av W - anomaliar.

Det vart nytta presisjonsmagnetometri og radiometri i det detaljkartlagte området. I det følgjande kjem ei nærare skildring av teoretisk bakgrunn, metodestudium og diskusjon av resultata for kvar einskild metode.

2.2. Magnetometri

2.2.1. Teoretisk bakgrunn

Materialet til dette avsnittet er stort sett henta frå A.E.Bech (1981) og Aalstad og Åm (1972).

Jordas magnetiske eigenskapar har vore kjend i tusenvis av år og nytta til navigasjonsformål. Magnetometri er truleg den eldste geofysiske malmleitingsmetode.

Det syner seg at ein kan sjå på jorda som ein magnetisk dipol, med dei magnetiske polane i nærleiken av dei geografiske polane. Dette jordmagnetiske feltet er imidlertid ikkje homogent; det varierer med både stad og tid. Stadsvariasjonar som avviker frå det "normale" magnetiske feltet kallast anomaliar.

Både regionalt og lokalt finn ein store stadsvariasjonar i det magnetiske feltet. Årsaken til desse finn ein i dei magnetiske eigenskapane hos bergartar og mineral. Ein bruker nemninga susceptibilitet, k, om desse eigenskapane. Magnetisk susceptibilitet er definert som forholdet mellom magnetisk intensitet, I, og magnetisk feltstyrke, H, (begge kan sjåast på som vektorar):

$$k = \frac{I}{H}$$

Ein skiljer mellom diamagnetiske og paramagnetiske materiale. Diamagnetiske stoff har negativ susceptibilitet, dvs. I og H har kvar si retning, og k er så og seie uavhengig av feltstyrke og temperatur. Typiske diamagnetiske materiale i naturen er kvarts og feltspat.

Paramagnetiske stoff har positiv susceptibilitet. Denne er praktisk talt uavhengig av feltstyrken, medan temperaturen er viktig, idet susceptibiliteten minkar med aukande temperatur. Typiske paramagnetiske stoff er biotitt og ein del pyroksenar. Dei viktigaste paramagnetiske minerala i samband med magnetometri er magnetitt og magnetkis, (eigentleg ferrimagnetiske mineral). Desse har betydeleg større susceptibilitet enn alle andre mineral, spesielt magnetitt. Grovt kan ein seie at det er fordelinga av magnetitt som gje eit magnetometrisk "bilde" av jordoverflata.

Tabell 2.1 gje ei oversikt over ein del gjennomsnittlege susceptibilitetar til nokre mineral og bergartar.

Mineral/Bergart	$k \times 10^{-6}$ (emu/cc)
magnetitt	500 000
magnetkis	130 000
hematitt	500
basiske intrusivar	3 000
sure intrusivar	700
metamorfe bergartar	400
sedimentære bergartar	30

Tab. 2.1: Magnetiske susceptibilitetar. (Frå Beck, 1981, og Telford et al., 1976.)

Det er fleire typar av tidsvariasjonar i det magnetiske feltet ein må vere klar over. Fig. 2.1 skisserer dei viktigaste variasjonane. Varigheita over tid er på den horisontale aksen. Vi skiljer mellom eksterne og interne årsaker til forstyrringene. Frå venstre mot høgre har vi først kortvarige atmosfæriske forstyrringer pga. lynutladinger etc. Så har ein døgnlege variasjonar etter jordas dreiing relativt sola, månedlege variasjonar pga. månens stilling og årlege variasjonar etter jordas posisjon relativt sola. Solflekkaktiviteten gje 27 døgns variasjonar og magnetiske stormar har periodar på 11,5 år.

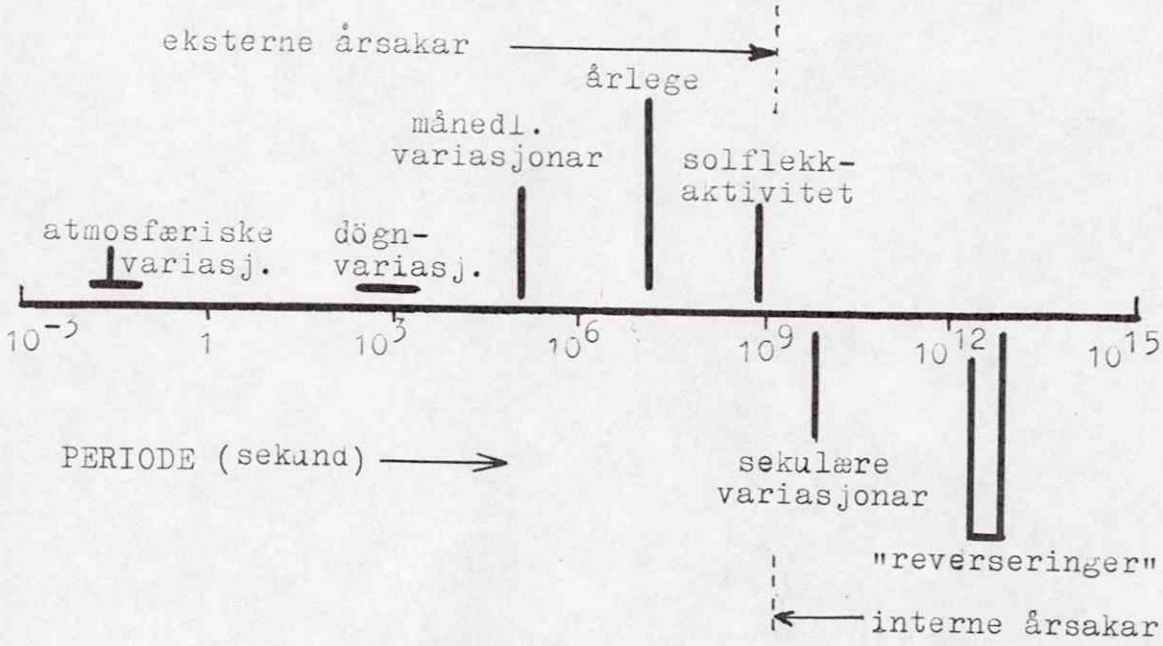


Fig. 2.1: Tidsvariasjonar i jordas magnetiske felt, (frå Beck, 1981).

Av intern opprinning har det jordmagnetiske feltet sekulære variasjonar med periodar på 1 000 - 2 000 år. Reverseringer av feltet, dvs. at dei magnetiske polane byt plass, finn stad med periodar på 10 000 år til fleire millionar år.

Av desse variasjonane er det i malmleiting viktig å vere klar over dei magnetiske stormane og døgnvariasjonane i den tida ein har utført målingene. Desse variasjonane er til dels uregelmessige og kan ha amplituder på opp til 1 000 nT.

På grunn av at jordas magnetiske felt endrar seg både i retning og styrke vil ein ha remanent magnetisme i bergartar, avhengig av forhistoria til materialet. Forholdet mellom remanent magnetisme I_i, kallast Kønigsbergers konstant Q.

$$Q = \frac{I_r}{I_i}$$

Sidan det berre er magnetitt som har høg magnetisk susceptibilitet og dette mineralet ikkje har særleg "evne" til å halde på remanent magnetisme,

vil Q - faktoren vere mindre enn 1 for dei fleste bergartane.

Ein har fleire typar remanent magnetisme. Isotermal remanent magnetisme er indusert magnetisme i ein bergart etter at han er blitt utsatt for eit magnetisk felt ved temperaturar under ca. 400 K. Denne remanente magnetisme er altså tidsavhengig. Termoremanent magnetisering oppstår når ein bergart i eit magnetisk felt avkjølast til temperaturar under det såkalla Curie-punktet. Dette er ein viktig remanent magnetisme sidan han er svært stabil. Krystalliserande remanent magnetisme oppstår ved krystallisasjon av ferrimagnetiske mineral i eit magnetisk felt.

2.2.2. Metodeskildring

Til dei magnetometriske målingene blei det nytta eit protonmagnetometer frå "GEM-systems", modell GSM-18. (Ei nærare teknisk skildring av dette utstyret i bilag 2.1.) Her skal kort nemnast dei viktigste prinsippa ved utstyret. På fig. 2.2. ser vi bruk av GSM-18 i felt.

Fig. 2.2: Bruk av presisjonsmagnetometer GSM-18. (Foto: M.Kvæl)

Apparaturen består av eit bærbart instrument i to delar. Sjølve målesensoren er ein rund boks som er plassert på toppen av ei 2 m høg

aluminiumstong. Den andre delen er eit instrument som inneheld batteri, kontrollpanel og lagerplass for målte data. Ein treng to identiske instrument for å gjere desse målingene. Det eine står på ein fast stad og måler dei tidsvariasjonane som er i magnetfeltet i løpet av dagen, ("base-station"), medan det andre instrumentet bærer ein med seg i felt, ("mobile").

Det som er spesielt med dette utstyret er at dei to instrumenta kan synkroniserast ved hjelp av eit kvarts-ur, slik at dei gjer målingene til nøyaktig same tidspunkt. Dermed får ein ein eksakt korreksjon av dei målte data mot tidsvariasjonane. Ein annan stor fordel er at ein er uavhengig av notisbok og blyant. Apparatet har eit konstant minne der dei målte data med koordinatar blir lagra. Ein kan deretter få skriven ut sine data på ein skrivar etter at målingene er gjort og etter at dei er korrigerte.

Før heile det kartlagte feltet vart målt, undersøkte eg litt om kor tett området burde måles. Det eksisterte eit stikningsnett med 50 m profilavstand og 50 m punktavstand. Mindre profilavstand enn 25 m ville då vere upraktisk ved målingene. På fig. 2.3a ser ein del av feltet, målt med 25 m profilavstand og 20 m punktavstand. På fig. 2.3b er det same området målt med same profilavstand, men 10 m punktavstand. (Rasteret og målestokken er den same som bilag 2.2.) Vi ser at dei større strukturane kjem tydeleg fram med 20 m punktavstand, men at ein med 10 m punktavstand i tillegg greier å avgrense anomaliane i mykje større grad. Ein får ein oppløyselegheit som samsvarar med målestokken til det geologiske kartet, bilag 1.1. Heile det kartlagte området blei så målt med 25 m profilavstand og 10 m punktavstand, bilag 2.2.
(Om definering av geofysiske anomaliar, sjå appendix 1.)

2.2.3. Tidlegare geofysiske målinger

Det er ikkje utført detaljerte geofysiske målinger i det undersøkte feltet tidlegare. I 1983 vart det imidlertid på oppdrag frå daværande Sulitjelma Gruber A/S utført flymålinger over området. Utsnitt av desse målingene finnast i bilag 2.3, og bilag 1.4 kan nyttast som geologisk kartsamanlikning.

Det er målt både magnetisk totalfelt, resistivitet og VLF - EM - felt. Vi ser at det magnetiske bildet er heilt "flatt", det er ingen anomaliar

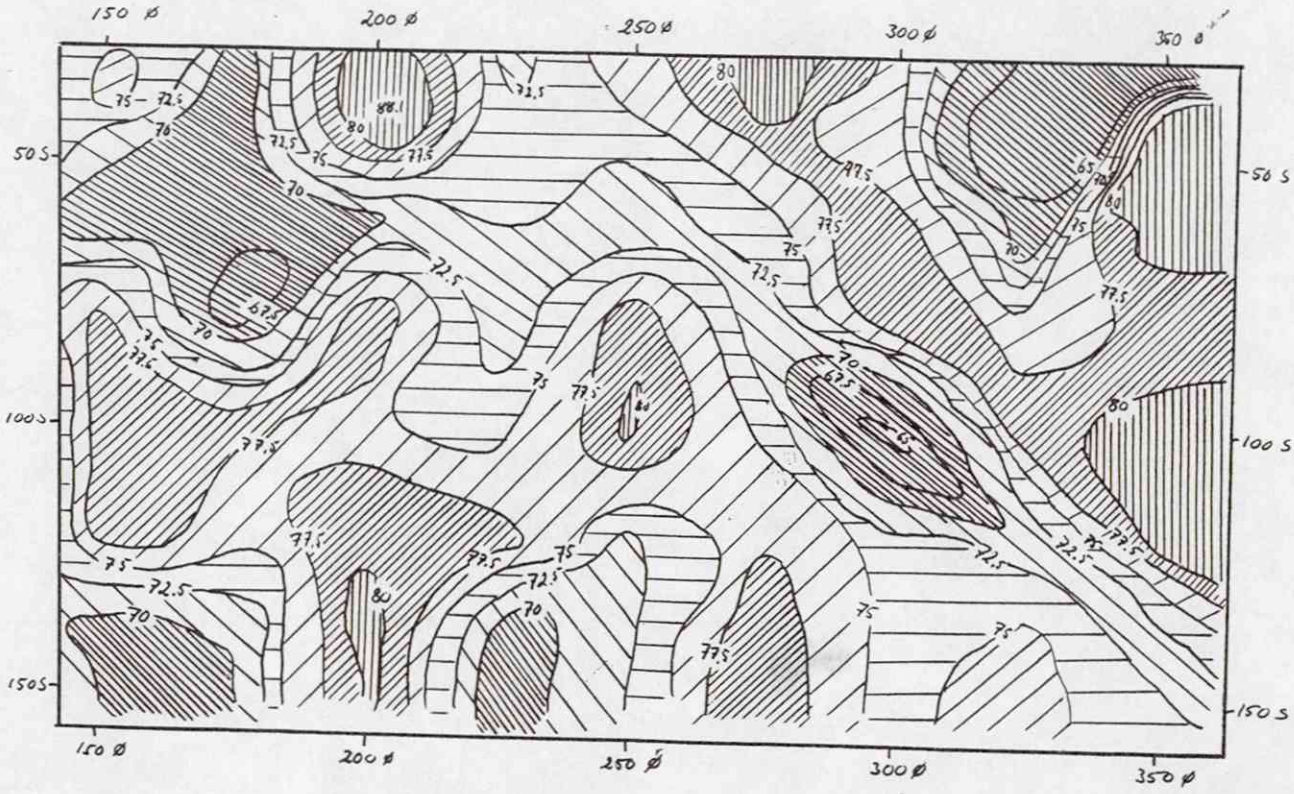


Fig. 2.3a: Magnetometri målt med 25 m profilavstand og 20 m punktavstand

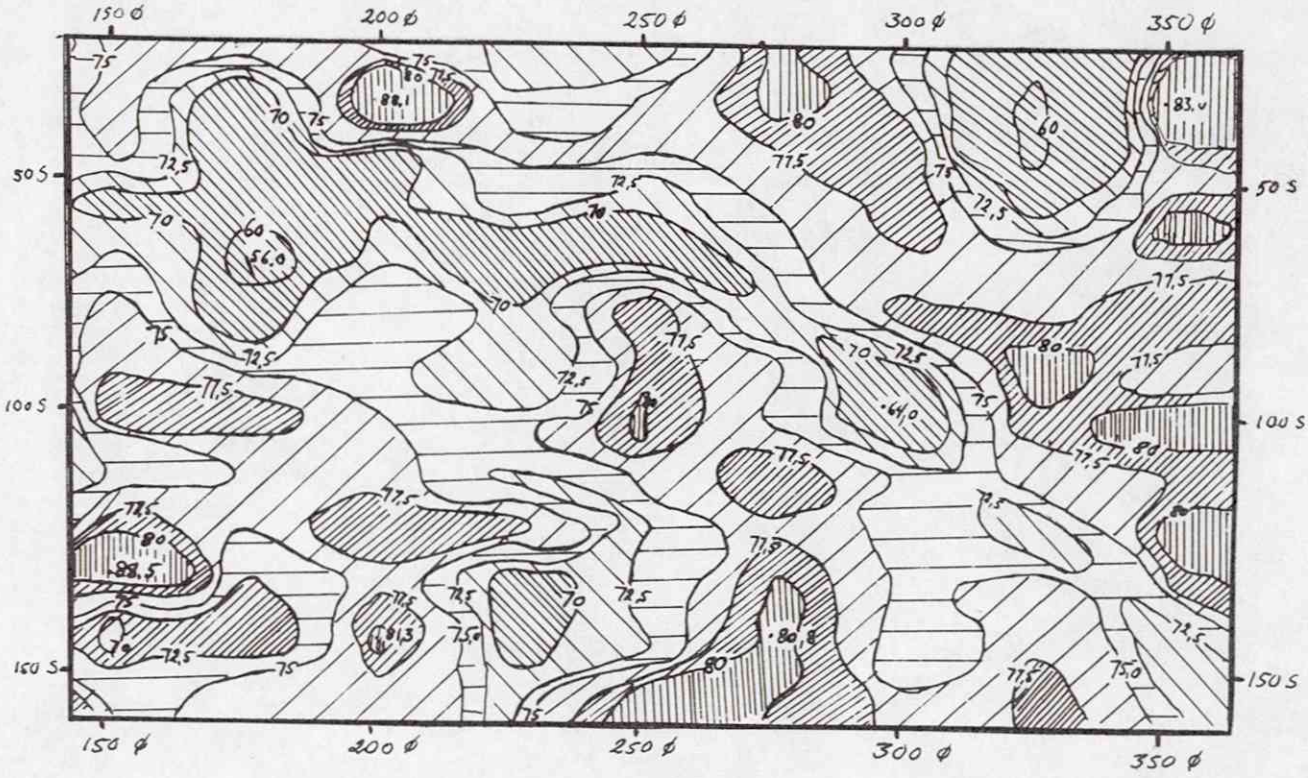


Fig. 2.3b: Magnetometri målt med 25 m profilavstand og 10 m punktavstand.

verken i det detaljkartlagte området eller i nærliggande område. Det same kan seiast om VLF-bildet; det er svært roleg.

Når det gjeld resistiviteten er det ingen anomali i det detaljundersøkte området, men om lag 350 m nord for dette er det ein anomali. Denne har ein konduktans på 5 - 9 mhos og ser ut til å ligge i mørk dioritt.

2.2.4. Petrofysikk

I tillegg til dei geofysiske målingene vart det samla inn ein god del fastfjellsprøvar, m.a. til petrofysiske undersøkinger. Til saman 16 stuffar vart undersøkt i laboratoriet ved Geofysisk Avdeling, NGU. I bilag 2.4 finnast den tekniske skildringa av apparaturen. I tillegg til magnetisk susceptibilitet finn ein med dette instrumentet remanent magnetisme uttrykt ved Kønigsbergers faktor. Resultatet av desse målingene og spesifikk vekt til bergartane finn ein i bilag 2.5.

Dei petrofysiske målingene ga desse gjennomsnittsverdiane:

Bergart	Prøvar	k (cgs-syst.)	Q	Densitet g/cm^3	densitet* g/cm^3
kvit granitt	2	$1.3 \cdot 10^{-5}$	1.50	2.63	2.64
grå granitt	3	$9.9 \cdot 10^{-6}$	1.03	2.62	2.64
dioritt	6	$4.5 \cdot 10^{-5}$	0.22	2.54	2.85
skifer	5	$2.9 \cdot 10^{-5}$	0.54	2.54	2.64

*Gjennomsnitt for gitt bergart, (Telford et.al, 1976.)

Vi ser at granittane har minst susceptibilitet, medan dioritten har størst. Ser ein imidlertid på spreiinga, (fig. 2.4), er det tydeleg at det er ein god del "overlapping", og at ingen av bergartane er distinkte med omsyn på susceptibilitet. Samanliknar ein med verdiane i tab. 2.1, ser ein at intrusivane i Storforsdalen har mindre susceptibilitet enn gjennomsnittet for slike bergartar.

Når det gjeld spesifikk tettleik til bergartane ser vi at det berre er små skilnadar. Granittane er noko tyngre enn dioritten og skiferen, men det er svært lite. Samanliknar ein med gjennomsnittet for bergartane generelt,

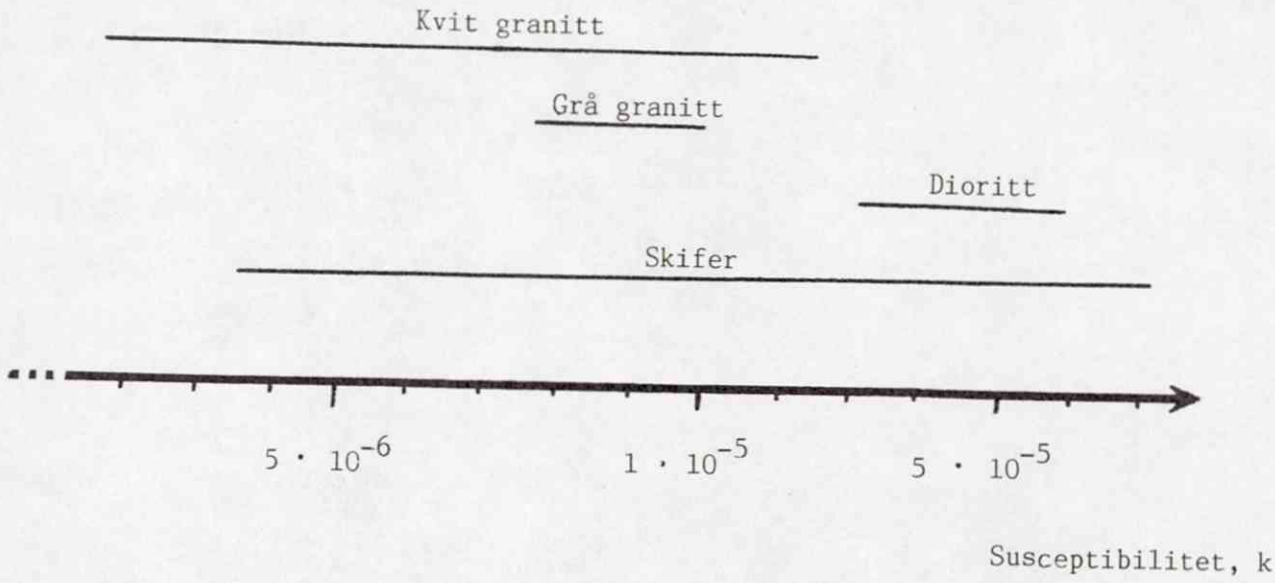


Fig. 2.4: Spreiinga i magnetisk susceptibilitet.

ser ein at dioritten i Storforsdalen er mykje lettare enn gjennomsnittet for dioritt.

Den remanente magnetismen ser ut til å vere markert forskjellig mellom dei intrusive bergartane. Kønigsberger-faktoren blir mindre med aukande alder på bergartane, idet dioritt har minst Q. Dette kan tyde på at den termoremanente magnetismen er dominerande i desse svært magnetitt-fattige bergartane, sidan denne remanensen er tidsavhengig: Jo lengre tid, jo større indusert magnetisme i bergarten og mindre Q - faktor.

2.2.5. Vurdering av måleresultata

A Målinger langs profil 150S

I tillegg til det magnetiske totalfeltet i det detaljkartlagte feltet blei det målt vertikal magnetisk gradient og magnetisk totalfelt med 5 m punktavstand langs profil 150S. Dette profilet går tvers over det scheelitt-mineraliserte draget i dioritten. Resultatet av målingene ser ein i bilag 2.6, der også den øverste meteren av berggrunnen er skissert.

Dersom ein ser på totalfeltkurva er det umiddelbare inntrykket at det ikkje er råd å skilje ut nokre av bergartseiningane. Dette samsvarer med fig. 2.4, der ein ser at ingen av bergartane har distinkt susceptibilitet.

Det er likevel visse karakteristiske drag ved totalfeltkurva som må diskuterast. For det første ser vi at grenser mellom bergartskroppar som er meir enn om lag 20 m mektige, gje seg utslag som toppar eller søkk i kurva. Først og framst gjeld dette grensa skifer/dioritt ved 80V og grensa grå granitt/dioritt ved 35Ø. Kanskje kan søkket i kurva ved 10Ø skuldast den vestlege grensa grå granitt/dioritt. Andre molege utslag pga. lithologiske diskontinuitetar er mellom 150V og 200V og ved 135Ø.

Årsaken til at bergartsgrenser kjem fram i ei slik kurve er usikker. Eigentleg skulle ein ikkje få slike anomaliar, idet det jordmagnetiske feltet si retning er 76 ^{o} ned mot jordoverflata i det aktuelle området, (Digham Survey, bilag 2.3.). Når ein har steiltståande grenser skulle då jordfeltet ikkje innverke på desse, (Aalstad og Åm, 1972).

Ein ser at ved 35 V, 10V og 80Ø er det påvist rustfarge på dioritten. Dette skuldast delvis magnetkis og delvis rustne sprekker i dioritten. Vi ser at for dei to vestlegste rustsonane er det ingen anomali i totalfeltet, det er berre "uroleg". Over den austlege rustsonen med magnetkis i dioritten ser det ut som om ein har ein svak anomali. Om denne anomalien skuldast magnetkis er imidlertid ikkje sikkert, idet petrofysiske målinger av ein stuff frå denne lokaliteten ikkje ga anomal susceptibilitet, (prøve 31, bilag 2.5).

Før eg kjem inn på tolkinga av gradientkurva skal metoden skildrast kort. Den praktiske framgongsmåten er at ein måler kvart punkt to gong, med målesensoren i forskjellig høgde. Dermed får ein to verdiar for totalfeltet, Z_2 og Z_1, med Z_2 i høgste posisjonen. Gradienten reknast då ut på følgande måte:

$$\frac{Z}{h} = (Z_2 - Z_1)/ h$$

Der h er høgdeskilnaden mellom målingene. Det ein får ut då er den førstederiverte av totalfeltkurva. Fordelen med gradientmålinger er at ein sikrare greier å ta ut bergartsgrenser, idet kurva skifter fortegn mellom to bergartar med forskjellig susceptibilitet, (Aalstad og Åm, 1972). Dessutan oppnår ein betre diskriminering mellom anomaliar som ligg nært kvarandre og sikrare djup-estimering, (Telford et al, 1976).

Gradientkurva er glatta ved å ta aritmetisk middel av tre målinger og plotte dette midt i, ("moving average"). Ein ser at bergartsgrensene kjem mykje

betre fram med gradientmålinger. I tillegg til dei nemte sikre grensene som totalfeltkurva viste ved 80V og 35Ø, ser vi at vekslinga mellom dioritt og skifer mellom 150V og 200V synast som fleire utslag på gradientkurva. Dessutan over granitt-gangane mellom 150V og 90V, men om desse utslaga verkeleg skuldast granitten er tvilsamt, då desse gangane ikkje er meir enn 0,5 - 2 m breie. Grensa skifer/granitt/dioritt ved 135Ø ser ut til å vere markert som ein topp på gradientkurva. Vi ser og at vi har ein negativ anomali over rustsonen ved 70Ø - 80Ø, men om denne skuldast magnetkisen er ikkje sikkert.

B Detaljmålinger i stikningsnett

I bilag 2.2 finn ein eit konturert kart over magnetisk totalfelt i det detaljkartlagte området. I bilag 2.7 er det eit forminska tolkningskart med berggrunnskart i same målestokk, som det anbefalast å bruke som grunnlag i den vidare diskusjonen.

Det generelle førsteinntrykket når ein samanliknar berggrunnskartet med det magnetiske kartet, er at ein ikkje eintydig kan skilje ut lithologiske eininger. Det er likevel visse område som skil seg ut med kvar sin karakteristikk, og desse kan delvis sporast tilbake til berggrunnen. Eg har forsøkt å skilje ut desse områda på bilag 2.8.

Område I er magnetisk "roleg" med nokre få negative anomaliar som ikkje er særleg spisse. Dette samsvarar med geologien, som er skifer med spreidte smale granittgangar. Område II er magnetisk høgt og her finn ein nokre av dei høgaste anomaliane i feltet. Det følgjer ikkje lithologiske grenser, men det store granittmassivet kan vere ein årsak til dei høge verdiane. Område III ser ut til å vere noko meir "uroleg" enn td. område I, med ein del meir spisse anomaliar. Dette skuldast truleg dei hyppige større intrusivane. Område IV ser i store trekk ut til å følgje det mektige dioritt-draget som stryk i NØ - SV - retninga. Det kjenneteiknast ved få, men arealmessig store negative anomaliar. Område V dominerast av ein vid positiv anomali og ein litt mindre negativ anomali. Vi finn her dei største og minste magnetometriske verdiane, hhv. 93,9 nT og 31,0 nT. Sør-kanten til den positive anomalien følgjer kontakten mot den mektige kvite granitt-gangen; elles er anomalimønsteret diskordant. Område VI er den mest "urolege" delen av det målte feltet. Det består av mange arealmessig små positive og negative anomaliar. Dette samsvarar med det geologiske bildet: Mange større og mindre intrusive gangar i skifer.

Av dette ser ein at dei magnetometriske målingene for ein stor del reflekterer det grove geologiske mønstret: Der geologien er "uroleg" vil også det magnetometriske bildet vere det, og vice versa.

Dersom ein går meir grundig til verks, ser ein at det kan plukkast ut mykje meir detaljar frå magnetometrien; sjå tolkningskartet, bilag 2.7. På dette har eg forsøkt skilt ut strukturar som både har usynlege og synlege årsakar, dvs. kan sporast tilbake til berggrunnen. Eg har nummerert kvar struktur, og har forsøkt å skilje mellom magnetiske tolkninger som skuldast band og bergartsgrenser. Ikkje alle banda på det magnetiske bildet har synlege årsakar, men kan skuldast facies-variasjonar i berggrunnen. For å følgje med i den komande tolkninga, anbefalast det å kombinere det "transparente" magnetometriske kartet og det fargelagte berggrunnskartet.

Strukturane 1 - 4 ser alle ut til å skuldast bergartsgrenser. Nr. 1 (200Ø/80S) består av fire anomaliar som ligg midt over grensa skifer/ dioritt. Dei er ikkje samanhengande, og følgjer ei gammal forkasting. Om det er forkastinga eller bergartsgrensa som er årsak til anomaliane er usikkert. Nr. 2 (350Ø/80N) skuldast truleg grensa skifer/dioritt. Her kjem grensa fram som innbuktinger i konturane. Det same gjeld for nr. 3, (350Ø/0S), der konturlinjene bøyer av ved skifer/dioritt-grensa. Nr. 4 (300Ø/100S) ser ut til å følgje grensa mellom kvit granitt og skifer, og opptrer på magnetometri-bildet som låge nivå. Imidlertid bøyer dette nivået av mot vest, utan at granittgangen gjer det.

Strukturane 5 - 17 ser alle ut til å skuldast synlege eller usynlege band i berggrunnen. Nr. 5 (350Ø/190S) kjem truleg av den vekslinga mellom skifer, dioritt og granitt som opptrer i berggrunnen. Nr. 6 (275Ø/60N) ser derimot ut til å skuldast den gamle forkastinga som er intrudert av kvit granitt. Denne strukturen på det magnetometriske kartet er imidlertid ikkje uthaldande langs heile forkastninga. Nr. 7 (300V/180S) er meget usikker, men kan skuldast den granitt-gangen som bøyer av ved vatnet. Han framtrer på det magnetiske kartet som ei svak innbukting av konturane. Nr. 8 (150V/50S) er også svært usikker, men kan kome av granittgangen i skiferen. Nr. 9 (25Ø/130S) ser ut til å skuldast ein brei gang av kvit granitt i dioritt. Han gje seg utslag som eit litt langstrakt lågt magnetisk område. Nr. 10 (50V/50S) er eit svakt "søkk" i det magnetiske bildet og skuldast ein mektig diorittgang i skiferen. Lenger mot sør blir

han meir usikker. Nr. 11 (100Ø/120S) er ein litt langstrakt negativ anomali og kan ha ein samanheng med intrusivane i berggrunnen. Nr. 12 (225V/100S) og nr. 13 (100Ø/130S) kan kanskje vere veike drag i det magnetiske bildet, men desse har ikkje synlege årsakar og må seiast å vere meget usikre. Nr. 14 (50Ø/100S) og 15 (75Ø/160S) er langstrakte negative anomaliar i dioritt utan synlege årsakar. Nr. 16 (325Ø/25S) er eit langstrakt magnetisk søkk som ikkje har synlege årsakar.
Nr. 17 (300Ø/75S) er imidlertid eit tydeleg band som skuldast den mektige gangen av kvit granitt.
Nr. 18 - 23 er særskilt høge eller låge magnetiske nivå som dekker eit litt større areal. Nr. 18 (90Ø/125S) er eit område med høgt magnetisk nivå. Det ligg akkurat over eit område med rustfarga dioritt.
Imidlertid ser vi at det er fleire rustfarga soner som ikkje har magnetiske anomaliar. Nr. 19 (323V/200S) og nr. 20 (300Ø/100N) er også høge magnetiske område, men er diskordante. Vi ser at vestgrensa til nr. 20 skjærer rett gjennom dioritten, medan sørgrensa følgjer kontakten skifer/ kvit granitt. Nr. 21 (275Ø/150S) er òg eit høgt magnetisk område.
Dette er diskordant og har ikkje synlege årsaker. Vestgrensa til anomalien følgjer delvis ein dioritt-gang i skiferen. Nr. 22 (340Ø/0S) er eit langstrakt lågt magnetisk område som er diskordant og ikkje har synlege årsaker i berggrunnen. Til slutt har vi nr. 23 (10Ø/120S) som er ein låg anomali over dioritt utan synlege årsaker.

Vi ser at det berre er større bergartsstrukturar som kjem klårt fram på det magnetiske bildet. Visse stadar kan ein sjå effektar frå bergarts-grenser, men det verkar tilfeldig kva typar grenser som synast. Ingen av forkastingene i området synast tydeleg på det magnetiske bildet, men "usynlege", faciesendringer i skiferen og endringer i samansetning til dei intrusive bergartane kan tolkast ut frå magnetometrien.

2.3. Radiometri

2.3.1. Radiometrisk teori

Mange isotopar som finnast i naturen sender ut forskjellige karakteristiske strålinger eller partiklar.

Grovt skiljer ein mellom tre typar stråling:

(i) Alfa-partiklar, som er positivt lada helium-kjerner med svært høg fart.

(ii) Beta-partiklar, som er elektron med fart opp imot lysfarta.

(iii) Gamma-stråler, som er røntgen-stråler med kort bølgelengd (mindre enn 10^{-9} cm) og relativt høg gjennomtrengingsevne.

Gamma-stråling oppstår ved kollisjon mellom alfa- eller beta-partiklar og eit nukleid. Dette nukleidet blir eksitert og sender ut eit røntgenkvant for å oppnå stabilt energinivå, (Beck, 1981).

Dei viktigaste isotopane som sender ut stråling er K^{40}, Th^{232} og U^{235}, og desse har størst praktisk betydning i prospektering. Dei andre radioaktive isotopane (om lag 20), har svært liten radioaktivitet.

Sjølv om gamma-strålene har større gjennomtregningsevne enn alfa- og betastråling, vil dei bli stoppa av om lag ein meter med fast fjell, (Beck, 1981). Dette gjer at radiometri sjeldan er brukbar som direkte malmleitingsmetode. Likevel kan metoden nyttast i kartlegging idet overdekke som ikkje er transportert i høg grad reflekterer berggrunnens samansetning.

2.3.2. Metodeskildring

Instrumentet som vart nytta i denne undersøkinga er eit scintillometer frå Geometrics, modell GR-101A. Dette måler total gammastråling og ei kort skildring av instrumentet finnast i bilag 2.9.

Måleeininga er "counts per second", c.p.s., og det måler altså talet på røntgen - kvant pr. sekund frå berggrunnen. Samstundes har ein ei viss kosmisk bakgrunnsstråling som kan verke inn på målingene. Dersom denne strålinga er svært høg eller varierer mykje, må ein ta omsyn til ho ved tolkinga. I Storforsdalen var bakgrunnsstrålinga konstant om lag 65 c.p.s. og dei målte data er ikkje korrigerte for dette.

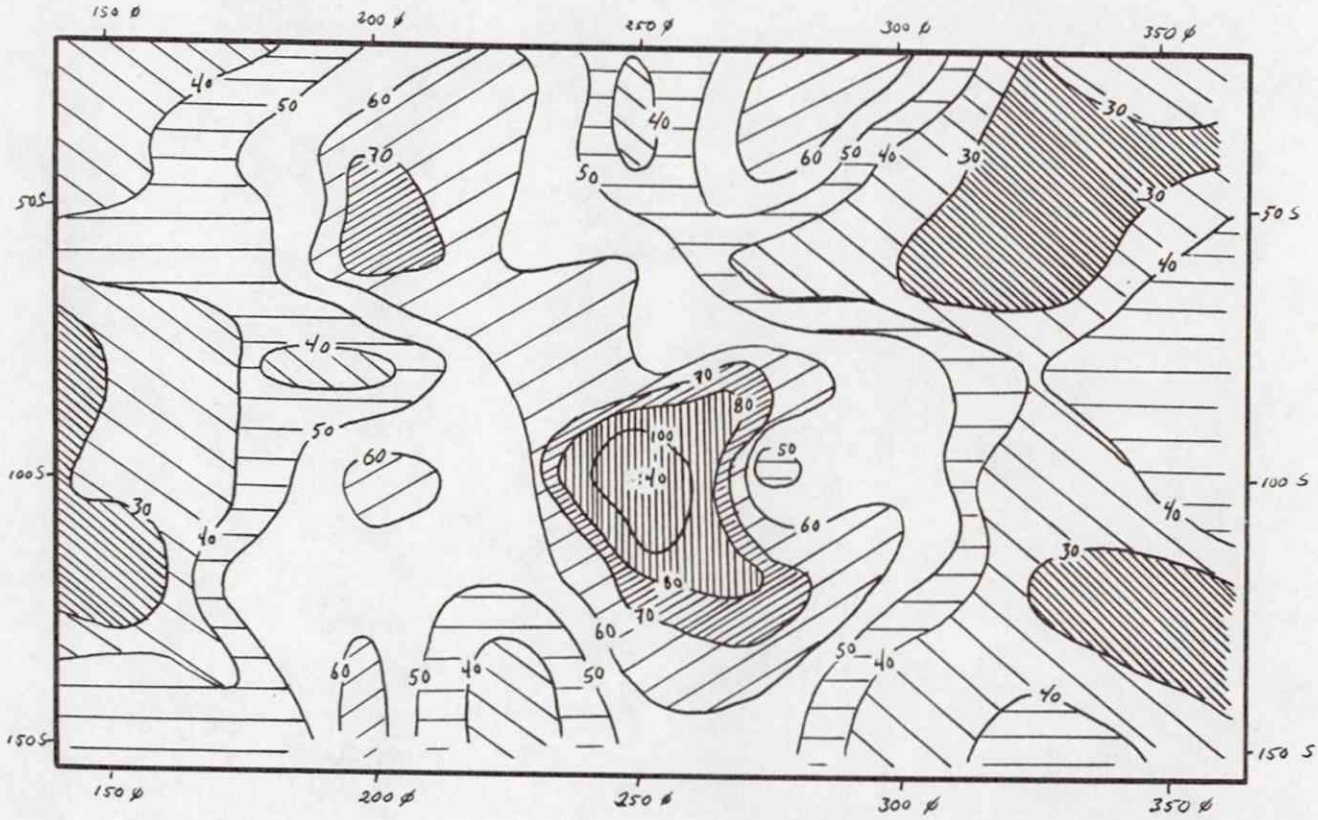


Fig. 2.5a: Radiometri målt med 25 m profilavstand og 20 m punktavstand.

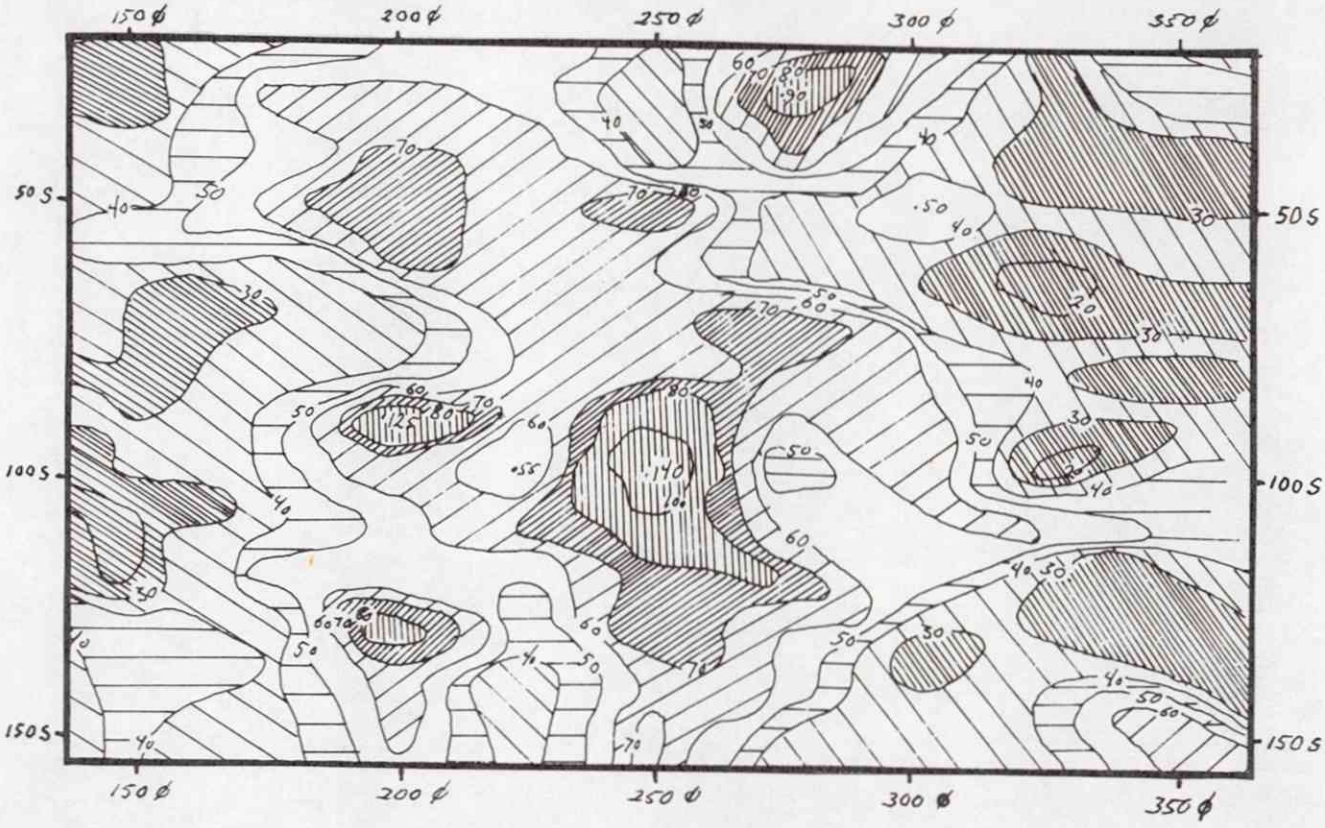


Fig. 2.5b: Radiometri målt med 25 m profilavstand og 10 m punktavstand.

Før målingene starta blei målepunkttettleiken vurdert på same måten som for magnetometrien. Resultatet ser ein på fig. 2.5a og b, som begge representerer same området. Det er tydeleg at med 20 m mellom målepunkta er det berre dei grovaste strukturane i berggrunnen som synast. Med 10 m mellom målepunkta kjem det fram mykje meir detaljar i det radiometriske bildet. Heile det detaljkartlagte området blei følgjeleg målt med 25 m profilavstand og 10 m punktavstand.

Når det gjeld gjennomsnittsinnhaldet av kalium i bergartane, så varierer dette ein del:

Bergart	K_2O %	Prøvar	Gjennomsnitt, andre*
kvit granitt	2.29	3	4.11
grå granitt	3.06	2	4.11
dioritt	1.72	5	2.12
skifer	1.92	4	-

(*frå Prestvik, 1981)

Vi ser at dioritten har lågest gjennomsnittsinnhald, noko som samsvarar med gjennomsnittet for andre magmatiske bergartar. Dersom ein imidlertid ser på spreiinga, bilag 3.3,er det tydeleg at både granittane og skiferen har eit K_2O - innhald som "overlappar" diorittens.

2.3.3. Resultata av målingene

A Målinger langs profil 250Ø

På bilag 2.10 er det teikna den radiometriske responsen langs profil 250Ø. Den øverste meteren av berggrunnen er også skissert.

Vi ser at det er to markerte toppar på kurva, ved 95S og ved 25S. Det er den grå granitten som gje desse høge utslaga, og ein stuff frå 98S inneheld heile 5.02 % K_2O. Vi ser òg at den kvite granitten ved 40S har låg radiometrisk respons, og ein stuff frå 38S inneheld berre 1.70 % K_2O. På fig. 2.6. har eg plotta desse K_2O verdiane og ein del andre mot radiometrisk respons. Det er tydeleg ein lineær samanheng mellom desse to parametrane.

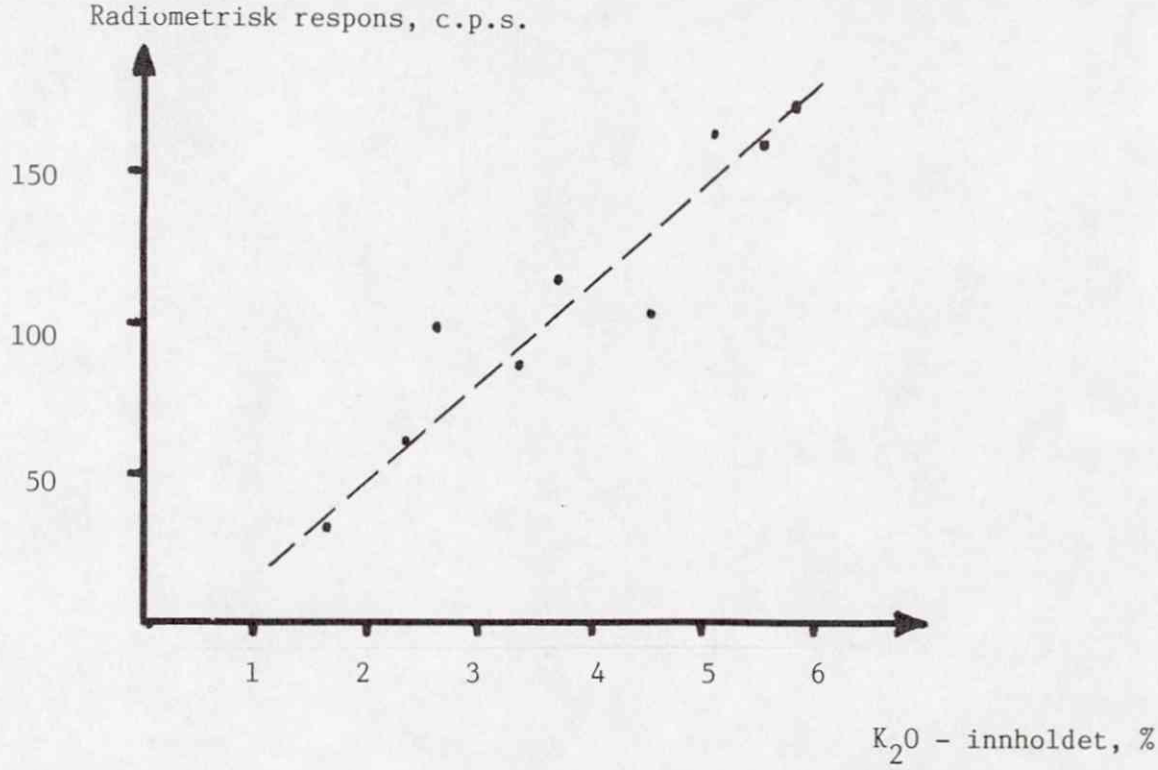


Fig. 2.6: Radiometrisk respons som funksjon av kaliuminnhaldet i bergartane.

På profil 250Ø ser vi at skiferen har ein noko høgre radiometrisk respons enn dioritten, men at den varierer meir i skiferen enn i dioritten. Dette ser ein og av spreiinga i bilag 3.3. Elles er det klart at mindre intrusive gangar ikkje kjem fram på eit slikt profil dersom ikkje målinga er gjort midt på gangen eller at intrusiven har endra K - innhaldet i sideberget.

B Detaljmålinger i stikningsnettet

Eit konturert kart av dei radiometriske målingene finn ein i bilag 2.11.

På same måten som for magnetometrien kan ein dele inn det radiometriske bildet i fleire område som kvar sine særdrag, sjå bilag 2.12.

Område I og IV ser ut til å vere radiometrisk nokså like. Dei har få anomaliar og er temmeleg "flate". Område I er nokså "roleg" geologisk, med mykje skifer som er gjennomsett av smale granittgangar. Område IV har imidlertid meir komplisert geologi, spesielt den nordlege delen med skifer som er sterkt intrudert av større intrusivar. Mot sør består det hovedsakleg av dioritt.

Område II er kjenneteikna med fleire arealmessig relativt små anomaliar, både positive og negative. Den sørlege delen består av ein kraftig positiv anomali som skuldast den mektige grå granitten. Område III er ganske "rolig" radiometrisk, men har eit par vide negative anomaliar som strekkjer seg i nord-sørleg retning. Berggrunnen er nokså komplisert med fleire mektige intrusive gangar med retning NØ - SV.

Område V har mange små anomaliar, både positive og negative. Den nordlege delen ser ut til å vere noko meir roleg og dette skuldast at det der er mykje dioritt med eit homogent K - innhald.

I bilag 2.13 finn ein eit meir detaljert tolkningskart av dei radiometriske målingene. Der er det og eit berggrunnskart og eit transparent radiometrisk kart som det anbefalast å kombinere i den vidare diskusjonen.

Eg har skilt mellom strukturar som skuldast bergartsstrukturar og større område med høgt eller lågt radiometrisk nivå.

Struktur nr. 1, (180V/80S) er eit band med svakt høge radiometriske verdiar som går på tvers av strokretninga og ikkje har synlege årsakar.
Nr. 2, (300V/150S) er ei rekkje med anomaliar som nok skuldast granittgangane i skiferen. Nr. 3 (325V/225S9 er eit område med høge verdiar som skuldast den store kroppen av grå granitt.

Struktur nr. 4, (200V/60S) er eit langstrakt og noko høgt radiometrisk nivå. Dette går nesten på tvers av strokretninga og har ikkje synleg årsak. Nr. 5, (100V/70S) er ein langstrakt svakt positiv anomali som går rett nord - sør. Dette er på skrå av strokretninga og blir noko "forstyrra" av ein gang av kvit granitt i den nordlege delen. Nr. 6, (90V/140S) er ein langstrakt negativ anomali som ikkje følgjer strokretninga og heller ikkje har synlege årsakar i berggrunnen.

Struktur nr. 7, (40V/100S) og 8, (0V/40S) er svake positive anomaliar i det radiometriske bildet i nord - sørleg retning. Dei følgjer ikkje stroket og har usynlege årsakar. Nr. 9, (120Ø/60S) er ein langstrakt negativ anomali og skuldast den mektige granittkroppen i berggrunnen. Anomalien bøyer imidlertid av mot N utan at granitten gjer det. Nr. 10, (225Ø/70N) er ein svak positiv anomali i NØ - SV - retning som ikkje har synlege årsaker, men som stort sett følgjer strokretninga.

Struktur nr. 11, (300Ø/100S) skuldast ein mektig gang av kvit granitt og gje seg utslag i langstrakte kotar i same retninga som granitten. Nr. 12, (300Ø/10S) er ein litt langstrakt anomali aust-vestleg retning som ikkje har tilsvarande struktur i berggrunnen. Nr. 13, (80V/70S) er eit større diskordant område med låg radiometrisk respons i nord - sørleg retning utan synlege årsakar. Struktur nr. 14, (300V/10S) er ein svakt positiv anomali som ikkje følger strokretninga og ikkje har synlege årsakar.

Struktur 15 derimot, (150/50S) følgjer ein nokså mektig gang av kvit granitt. Område 16, (225Ø/100N) har høg radiometrisk respons og ser ut til å samsvare med skiferen i berggrunnen. Nr. 17 (50Ø/80S) går i nord - sørleg retning og bøyer av mot vest i sør. Strukturen skjærer strokretninga og har ikkje synlege årsakar i berggrunnen. Struktur nr. 18, (300V/75S) er langstrakt i aust - vestleg retning og har heller ikkje synlege årsakar.

Av dette ser ein at det kun er større strukturar i berggrunnen som synast på det radiometriske bildet. I tillegg er det ein god del band som ikkje har synlege årsakar. Desse har ofte ein nord - sørleg retning og skuldast lokale endringer i K_2O - innhaldet i bergartane, truleg på grunn av den tidlegare intrusive aktiviteten.

2.4. Radiometrisk og magnetometrisk korrelasjon

I bilag 2.14 er dei radiometriske og magnetometriske karta forsøkt korrelert mot kvarandre. Det undersøkte området er delt inn i ruter på 50 x 50 m og kvar rute definert som høg og/eller låg radiometri og/eller magnetometri. "Høg" og "låg" er definert på følgjande måte for både radiometri og magnetometri: Samtlege målte verdiar langs profil 200Ø og profil ON vart talt opp og aritmetiske middeltalet er skiljet mellom høgt og lågt nivå. For dei radiometriske målingene er dette 57.6 c.p.s. og for dei magnetometriske målingene 52 076,0 nT.

For å følgje med i den vidare diskusjonen bør ein kombinera det transparente berggrunnskartet og korrelasjonskartet i bilag 2.14. Følgjande forkortinger er nytta:

LL = låg	radiometri	og låg	magnetometri
LH = låg	"	og høg	"
HL = høg	"	og låg	"
HH = høg	"	og høg	"

Vi ser at det store vestlege skiferområdet og delar av den sentrale dioritt-kroppen kjenneteiknast ved LL. Over den sørvestlege granitt-intrusjonen ser vi imidlertid at det er HH, med ein slags halo rundt med LH. Den radiometriske responsen minkar raskare enn den magnetometriske. Dette skuldast nok ei termal faciesendring i skiferen på grunn av granittintrusjonen.

Eit område er kjenneteikna ved HL midt inni eit LL-område, ved 25V/25S. Geologisk er denne ruta eit slags trippel grensepunkt, idet både dioritt, granitt og skifer møtast der. Det er imidlertid ikkje andre synlege teikn som skulle tilseie ein høgre radiometrisk respons der enn i andre tilsvarande lokalitetar, td. ved 175V/75S.

Dersom ein samanliknar skiferområda nordvest og søraust for den mektige diorittkroppen, ser ein at det er store skilnadar. Det nordvestlege skiferområdet er kjenneteikna ved LL, medan det søraustlege er meir inhomogent, med veksling mellom HH, LH og HL. På fig. 1.12a og c, (side 14) ser ein at dei intruderte gangane har forskjellige hovedretninger i dei to områda. Det er då rimeleg å tru at det er skilnaden i intrusivanes aktivitet og karakter som er årsaken til dei forskjellige facies-forholda.

Dersom ein følgjer dioritt-draget mot nordaust, ser ein at den magnetometriske responsen aukar, medan radiometrien er konstant "låg". Det ser ut som denne trenden følgjer hovedretninga til granittgangane i dioritten. Den blir meir utbreidd mot nord-aust, der granittgangane er litt tettare. Om det er sjølve gangane eller deira innverknad på dioritten under intrusjonsfasen som er årsaka til denne trenden, er uråd å seie.

Når det gjeld dei tre områda med høge radiometriske og magnetometriske verdiar, ser vi at alle har ein halo med anten LH eller HL. Berre tre sideflater av dei nemte områda har direkte overgong til LL - ruter. Det ser altså ut som om den "mekanismen" som har ført til både høg radiometrisk og magnetometrisk respons gje ein halo med gradvis overgong til låg radiometrisk og magnetometrisk respons.

2.5. Samandrag og vurdering av dei geofysiske metodanes effektivitet

A Samandrag

To geofysiske metodar er nytta i denne undersøkinga; radiometri og magnetometri. Radiometri gjev respons som avheng av K_2O - innhaldet i bergartane, medan magnetometrien gjev respons etter innhaldet av ferrimagnetiske mineral, først og framst magnetitt. Metodane er utprøvd kvar for seg og kombinert.

Ved konturering av magnetometriske målinger skil ein ut område i berggrunnen som stort sett er i samsvar med lithologiske einingar. Det syner seg at dioritt gjev eit relativt "roleg" magnetisk bilde. Dette skuldast at bergarten har større homogenitet i magnetisk susceptibilitet og pga. sin høge kompetanse er mindre intrudert av granitt enn skiferen.

Ein kan påvise magnetiske band som skuldast bergartsstrukturar, (gangar) som er mektigare enn om lag 5 m. I tillegg kjem det fram i det magnetiske bildet "usynlege tilhøve" i bergartane som til dels skuldast intrusiv aktivitet. Ein del bergartsgrenser framtrer på det konturerte bildet, men bruk av vertikal magnetisk gradient er den beste metoden for å påvise bergartsgrenser. Dioritt med mindre mengder magnetkis gjev positiv magnetisk anomali, medan rustfarga scheelittførande årer i dioritt ikkje gje anomaliar.

Dei radiometriske målingene skil på same måten som magnetometrien ut visse karakteristiske delar av det undersøkte feltet. Desse følger imidlertid ikkje lithologiske einingar, men ser ut til å vere resultat av intrusiv aktivitet. Når det gjeld å skilje ut strukturar i berggrunnen, må desse vere mektigare enn 20 m og ha ei lengd på minst 100 m for å kome klårt fram på det radiometriske bildet.

Ved kombinasjon av dei to metodane, dvs. plotte radiometrisk og magnetometrisk respons saman, får ein fram visse "ting" som metodane aleine ikkje viser så godt. Mellom anna kjem det fram ein halo med facies-endringer kring ein granittkropp som har intrudert i skifer. Det kjem òg fram endringer i dioritt pga. auka intrusiv aktivitet og forskjellige skifer-typar som truleg også skuldast skilnad i intrusiv aktivitet og karakter.

B Vurdering

Ved ei vurdering av dei nemte geofysiske metodanes effektivitet med tanke på scheelitt-mineraliseringene, går det fram av den tidlegare diskusjonen at dei ikkje kan brukast direkte til scheelitt-leiting.

Ved indirekte bruk må ein sjå på kva lithologi mineraliseringene opptrer i. Den interessante bergarten her er dioritt, idet scheelitt er påvist i dioritt og i kalk (silikat) glimmerskifer i umiddelbar nærheit av denne.

Den metoden som skil ut dioritt ved konturering av målinger er presisjons-magnetometri. Ved kombinasjon av magnetometri og radiometri kan ein skilje område i dioritt som er lite og mykje intrudert av granitt. Det scheelitt-mineraliserte draget i dioritt er kjenneteikna av låge radiometriske og magnetometriske verdiar og er samstundes lite intrudert av granitt.

Den beste metoden vil då vere å måle både radiometri og magnetometri over dioritt-kroppar og gå inn med detaljerte undersøkinger med UV-lampe der begge metodane gje låg respons.

3 GEOKJEMI

3.1. Innleiing

Det geokjemiske arbeidet i denne undersøkinga bestod av to delar:

i) Ei innleiande scheelittprospektering i Storforsdalen v.hj. av tungmineral prøvetaking med vaskepanne.

ii) Fastfjellsprøvetaking i det detaljundersøkte området.

Formålet med pannevaskinga var å forsøke å lokalisere scheelitt i fast fjell. Fastfjellsprøvetakinga skulle gje W - gehaltar i mineraliserte bergartar og påvise eventuelle element - soneringer kring desse.

3.2. Tungmineral prøvetaking med vaskepanne

Sidan Storforsdalen er eit anomalt område med omsyn på wolfram, (Erichsen, 1983), blei denne dalen grundig undersøkt ved hjelp av pannevasking. For fullstendigheitas skuld skal framgongsmåten kort skisserast.

Mineralet scheelitt, $CaWO_4$, er eit tungmineral med spesifikk vekt 5,9 - 6,1 $g \cdot cm^{-3}$. Dermed er bruk av vaskepanne ein godt eigna metode for oppkonsentrering av scheelitt frå bekkesediment. Samtidig er mineralet fluoriserende, og ved kombinasjon av vaskepanne og UV-lampe har ein ein enkel og effektiv prospekteringsmetode for scheelitt.

Alle bekkane i Storforsdalen blei undersøkt, og det blei tatt ein prøve per ca. 50 m i desse. På bilag 3.1 er prøvelokalitetane teikna inn med antall scheelittkorn i vaskepanna. Prøvelokalitetane blei valt ut med tanke på gunstigheita for oppkonsentrering av tungmineral, som i innersida i svingar i bekken, tett etter kraftige fossar og stryk, etc.

Ved prøvetakinga blei vaskepanna heilt fylt med bekkesediment, totalt om lag 5 l. Dette bestod av alt frå leir og fin silt til grove steinar. Ved nedvasking måtte ein då ofte plukke ut for hand dei reinvaske større steinane. Til slutt sat ein att med det tyngste konsentratet, som utgjorde kanskje 1 - 5 g fin sand. Dette vart undersøkt med UV-lampe og scheelittkorna talt opp. Fig. 3.1 viser dette, med bruk av vaskepanna til venste og belysing med UV-lampa under "hetta" til høgre. (Bilag 1.3 skildrer bruken av UV-lampa til dette formålet.) Ein forsøkte å skilje mellom "store" og "små" korn, idet jo mindre scheelittkorna er, jo lengre er dei

transportert i bekken. Dette gje då ein indikasjon på avstanden til eventuell mineralisering.

Fig. 3.1: Bruk av vaskepanne og UV-lampe ved scheelitt-leiting.

Resultatet av denne undersøkinga er illustrert ved stolpediagrammet på fig. 3.2 Det totale antallet prøvar i Storforsdalen er 449. Gjennomsnittleg var det 51 scheelittkorn i prøvane og standardavviket er 86, (M.C.Andersen, pers.medd.). Ein måte å definere anomale prøvar på er å ta gjennomsnittet pluss to gong standardavviket, (Rose et al., 1979). Ein får då 223 korn som terskelverdi. Vi ser på bilag 3.1 at området kring "Eyolfvatnet" øverst i Storforsdalen skil seg markert ut som anomalt.

På bilag 3.2 finn ein eit dreneringskart med vaskepannelokalitetane i det detaljkartlagte området. Vi ser at den vestlegste bekken får eit mykje høgre innhald av scheelitt så snart han renner over dioritt, medan den austlegste bekken ikkje har anomale scheelittkorn-verdiar, sjøl om han passerer ein mektig dioritt-kropp. Dette stadfester dei påviste scheelitt-mineraliseringene i sørlege og vestlege delar av dioritten, medan det ikkje er påvist scheelitt i fast fjell i det nordaustlege området av dioritten.

Bakgrunnsverdiane av scheelittkorn i Storforsdalen kan forklarast ved istransport, (glasial dispersjon). Under siste istida har isen bevega seg nedover dalen, om lag mot VNV, og med det scheelittførande dioritt-

komplekset øverst i dalen, (bilag 1.4) vil dette gje ei spreiing av scheelittfragment mot vest.

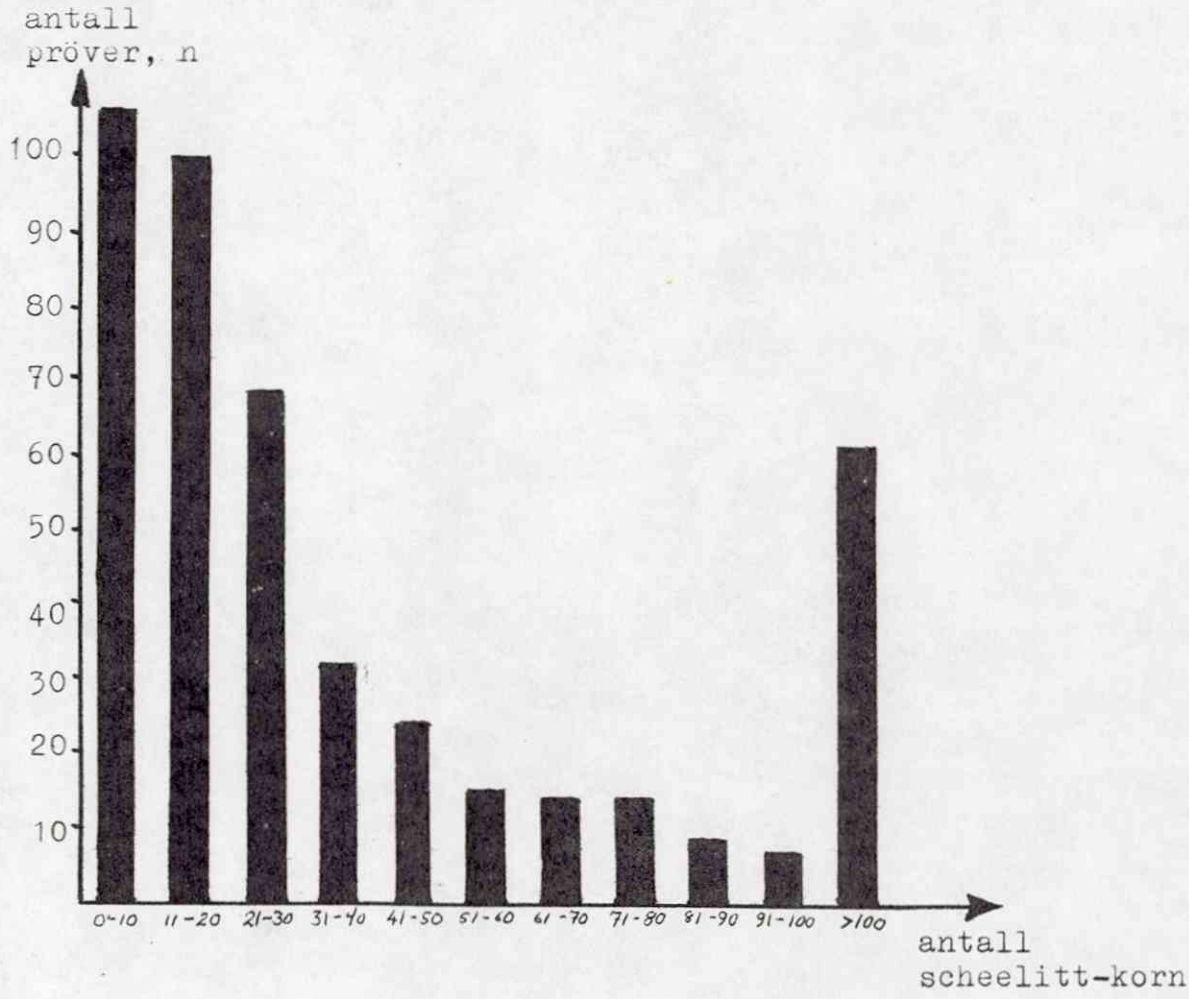


Fig. 3.2: Frekvensfordeling til antall scheelitt-korn i panneprøvar.

3.3. Petrokjemi

Det blei tatt ei rekkje fastfjellsprøvar i det detaljkartlagte området. I tillegg til stuffar av dei forskjellige bergartane og variasjonane til desse, blei det prøvetatt to profil over den scheelitt-mineraliserte sonen i dioritt: Profil 50V, med 14 stuffar mellom 105S og ca. 250S, og profil 150S, med 14 stuffar mellom 170Ø og 160V. Desse blir for tida analysert på sporelement, men pga. forseinkinger foreligg ikkje resultata enno, (1.11.), sjå Appendix 2.

Imidlertid er det utført analyser av 12 bergartsprøvar der alle bergartane er representert. Desse er utført ved Geologisk Institutt, NTH.

Bilag 3.3 er ein tabell over silikatinnhald.

På fig. 3.3 har eg plotta innhaldet av Fe_2O_3, $Na_2O + K_2O$ og MgO til ein del intrusive bergartar i eit AFM-diagram. Sjøl om det er få prøvar representert, ser ein at dei er differensiert som ein typisk granodioritt-serie, (Prestvik, 1981).

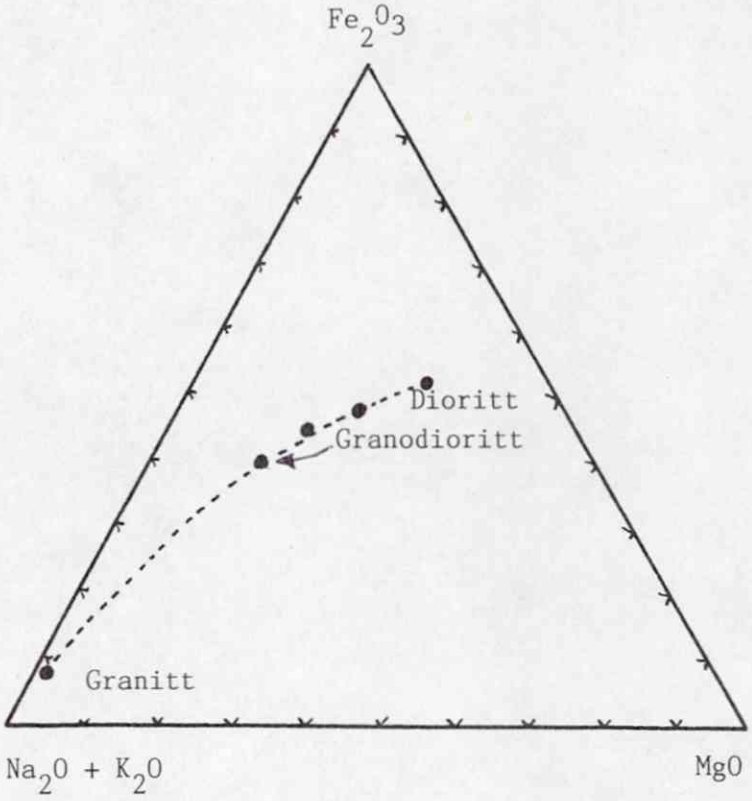


Fig. 3.3: Intrusivane i Storforsdalen i AFM-diagram.

Når det gjeld spor-elementa, så er desse analysert v.hj. av røntgen-fluorescens, (XRF). W er detektert med Mo-rør, medan dei andre elementa er påvist v.hj. av W-rør, (bilag 3.4).

Sporelementa si fordeling i det detaljundersøkte området er skissert på konturerte kart i bilag 3.5. Desse baserer seg på dei 12 nemte berg-artsprøvane som ikkje er systematisk fordelt i området.

Ein ser at det er kun fire stuffar som har påvisbart W-innhald. Alle fire stuffane hadde synlege disseminerte scheelitt-korn. Det er to område som skil seg ut; ved 270Ø/50S og ved 50V/150S. Ser ein på dei andre sporelementa er det bly, zirkonium og tinn som viser interessant opp-treden i samband med W - anomaliane.

Når det gjeld bly, oppgjev Rose et al. (1979), gjennomsnittsinnhaldet i mafiske bergartar til 4 ppm. Vi ser frå bilag 3.4 at dioritten har klart høgre verdiar, men at i stuffane med anomale W - innhald er det relativt lite bly. Elementet er eit viktig spormineral i kalifeltspat og i glimmer. For få tynnslip er undersøkt til å fastslå om det er mindre K-feltspat i den scheelitt-mineraliserte sonen. K_2O-innhaldet, bilag 3.3 tyder ikkje på det, men ser ein på den radiometriske responsen har den eit låg-område over sonen. Dette kan tyde på ei kalifeltspatvandling i samband med dei scheelitt-førande kvarts/plagioklas-årene.

Ein prøve som har ein særskilt anomal Pb-verdi er tatt frå ein hydrotermal kvartsgang ved 150V/50s. Denne ligg i intim kontakt med ein molybden-glansførande pegmatitt, fig. 1.18 s. 20, men om det er nokon samanheng mellom desse er ikkje klårlagt.

Elementet zirkonium i skifer har ei anriking i den scheelitt-mineraliserte sonen ved 270Ø/50S. Det viktigaste mineralet for zirkonium er zirkon. Dette er funnen aksessorisk både i scheelittførande skifer og elles i skifer. Det høge innhaldet av zirkonium saman med scheelitt tyder på eit auka innhald av zirkon.

Ihlen (1973) skildrer mineralassosiasjonen scheelitt - zirkon - plagioklas i mineraliseringer ved Laksforsen og Fallmoen i Vefsn. Mineralet zirkon finnast først og framst i eruptive bergartar. Transport av Na-rike løysinger frå slike kan føre zirkonium-haldige kompleksion, som vil mineralisere innafor same temperatur - trykk - forhold som scheelitt.

Når det gjeld tinn er det fire prøvar som innheld påvisbare mengder. Alle desse stuffane har synleg disseminert scheelitt, men vi ser at diorittprøven med mest W ikkje har detekterbart Sn-innhald. Iflg. Rose et.al. (1979) er gjennomsnittsinnhaldet av tinn i mafiske bergartar 1.5 ppm, og dei viktigaste tinnførande minerala er biotitt og tinnstein, SnO_2. Tinn er ofte assosiert med wolfram i intrusive bergartar og det er tydeleg her at elementa har ein positiv korrelasjon.

4 VURDERING AV MINERALISERINGSPOTENSIALET

4.1 Innleiing

To hovedtypar av scheelitt-mineralisering er påvist: I kvarts/plagioklas-årer i dioritt og disseminert i kalk (silikat) glimmerskifer. Dessutan langs konkordante lag i skifer; tilsynelatande stratabundet.

Ved ei vurdering av mineraliseringspotensialet er det to moment som ein må ta omsyn til:

- På kva måte har mineraliseringa skjedd
- Mengder av potensiell scheelittførande bergart

4.2. Mineraliseringsmodell

Det er funne sterke indikasjonar på at den intruderte dioritten er kjelde-bergart til wolfram og tinn. Tilsynelatande primære inneslutninger ekstremt rike på scheelitt, (fig. 1.29, s 27) og scheelittførande kvarts/ plagioklas-åre som skjærast av seinare intrusiv fase, (fig. 1.31, s 29) tyder på dette.

Det er tre hovedtypar av W - forekomstar som eg vil nemne her, (frå Plimer):

i) Skarn-mineraliseringer som dannast ved kontakten mellom kalkstein og ein intrusiv bergart. Mineralogisk er skarn-bergartar m.a. kjenneteikna ved innhaldet av jern-rik pyroksen og granat.

ii) W-Sn gangsverm-forekomstar relatert til anorogene eller sediment-deriverte granittoide intrusivar. Desse er assosiert med greisen - omvandling av sideberget til dei mineraliserte årene.

iii) Stratiforme og stratabunde W - forekomstar finnast helst i samband med remobilisering av aksessorisk scheelitt i kalk-silikat-bergartar under regional- eller kontakt-metamorfose, eller som exhalative sedimentære mineraliseringer i samband med mafisk vulkanisme.

Av mindre økonomisk betydning er kvarts- scheelitt-årer danna ved remobilisering under metamorfose frå djupt liggande kjeldebergartar.

Vi ser at skarn-type mineraliseringer må utelukkast, idet ingen av dei påviste scheelitt-mineraliseringer opptrer i skarn-bergart. Ein må anta at mineraliseringene i skifer og dioritt har samanheng med kvarandre.

Det scheelitt-førande konkordante laget i skifer, (fig. 1.33, s. 30) kan tolkast på to måtar: Anten er det ei exhalativ sedimentær årsak, eller så har wolfram-førande hydrotermale løysinger strøyma gjennom skiferen etter at han vart "danna".

Det er ikkje funne vulkanske bergartar i Gasakdekket som kan vere kjelde til exhalativt sedimentært danna scheelitt, og denne teorien utelukkast. Den mest sannsynlege tolkinga er at dette laget i skiferen var særskilt kalkrik og at W-førande løysinger derivert frå dioritt-massivet har "danna" scheelitt, (M.C.Andersen, pers. medd.). Dette vil òg forklare den disseminerte scheelittmineraliseringa ved 2700/50S, idet W-førande hydrotermale løysinger har blitt transportert gjennom mikrosprekker i kalk (silikat) glimmerskiferen og mineralisert scheelitt i Ca-rike delar og under gunstige P-T-forhold.

Eit anna moment som styrker teorien om at det er hydrotermale væsker frå ein intrusiv bergart som er årsak til mineraliseringa er det tidlegare diskuterte auka zirkonium-innhaldet i scheelitt-mineralisert skifer.

Typisk for mineraliseringene i skiferen i Storforsdalen er at det er relativt mykje zoisitt assosiert med scheelitt. Ihlen (1973) skildrer plagioklasomvandling ved Na-rike hydrotermale løysinger, ved at andesin er omvandla til klinozoisitt i "hans" påviste scheelitt-mineraliseringer. Eg har imidlertid ikkje sett teikn verken i zoisitt eller plagioklas til ei slik omvandling, og assosiasjonen scheelitt - zoisitt kan neppe forklarast ved dette.

Når det gjeld dioritten, så er det ikkje observert greisen-omvandling av sideberget ved kvarts-plagioklas-årene. Greisen-omvandling kjenneteiknas ved m.a. K - feltspat-, albitt - og biotitt-omvandling. Det er fleire måtar desse årene kan vere oppstått på. Dei kan t.d. vere størknings-sprekker danna under nedkjølinga av intrusivet eller oppstått pga. høge trykk til volatiler, (rest-magma) mot slutten av krystallisasjonsfasen.

Wolfram og til ein viss grad tinn er lithofile element, dvs. at dei har affinitet til silikatmineral eller andre oksygen-forbindinger, (Rose et al, 1979). Dei vil konsentrerast i dei siste fasane under krystallisering av eit magma. Den undersøkte dioritten er imidlertid den tidlegaste fasen av intrusjonane og det er då vanskeleg å forklare at W og Sn har blitt anrika i denne som seint differensiat. Ei mogleg årsak til mineraliseringa

kan vere remobilisering av elementa under metamorfosen, (Plimer.)

4.3 Mineraliseringspotensialet

Når det gjeld mengder av potensiell malmberande bergart har Kollung (1981) utført regional berggrunnskartlegging i Balddoaivvi-området. Han seier om intrusivane: "Det er store mengder intrusiver i Sulitjelmaskifrene. Aller mest er det av sure bergarter, men også basiske til intermediære intrusiver opptrer rikelig."

Av berggrunnskartet, bilag 1.4 ser ein at det detalj-kartlagte og UV-belyste området berre utgjer ein liten del av ein større dioritt-kropp. Likevel er det påvist til saman 10 små og større scheelittmineraliseringer. Det må difor antakast at ved ei systematisk undersøking av dei "rikelege" mengder dioritt og skifrane ikring, vil ein kunne påvise ytterlegare scheelitt-mineraliseringer. Om desse eventuelle mineraliseringene kan gje grunnlag for økonomisk drivbare forekomstar er det uråd å seie noko om. Eit viktig arbeide bil vere å undersøke om dei scheelitt-førande årene si mektigheit og disseminasjonen i sideberget minkar eller aukar mot djupet. Dei påviste anomale verdiane av W og Sn er såpass interessante at ytterlegare oppfølging anbefalast.

LITTERATUR

BECK, A.E.: Phsysical principles of exploration methods. The Macmillan Press LTD, 1981.

BOYLE, A., HANSEN; T.S., KOLLUNG, S. og MASON, R.,: In press: A new tectonic perspective of the Sulithjelma Region. In: Proc. Uppsala Caledonick Symposium, 1981.

ERICHSEN, E.: Malmgeologisk vurdering av Balddiaivvi-granittens mineraliseringspotensiale. Upubl. diplomarbeide, NTH 1983.

HANSEN, T.S.: En geologisk undersøkelse av nordgruvefeltet i Sulitjelma. Upubl. doktor ingeniør-arbeide, NTH 1983.

HENLEY, K.J: The structural and metamorphic history of the Sulitjelma Region, Norway. Nor. Geol. Tidsskrift, 50, 1970.

IHLEN, P.M.B.: En malmgeologisk undersøkelse av scheelittmineraliseringen i strøket Ravannene - Øvre Laksfors i Vefsn. Upubl. diplomarbeide, NTH, 1973.

KAUTSKY, G.: Der geologische Bau des Sulitjelma - Salojaure - gebietes in der nordskandinavischen Kaledonien. SGU, C528, 1953

KOLLUNG, S.: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet 1980. Rapport 1 Balddoaivvi - Øvrevann Blåmannisen. Intern rapport ved Sulitjelma Bergverk, 1981.

NICHOLSON, R. and RUTHLAND, R.W.R.: A section across the Norwegian Caledonides: Bodø to Sulitjelma. Nor. Geol. Undersøkelse, nr. 260, 1969.

PLIMER, I.R.: The geology of tin and tungsten doposits. Institut für Mineralogie and Petrologie, Montan Universität, Leoben, Austria.

PRESTVIK, T.: Petrografi. Trondheim - NTH, 1981.

ROSE, A.W., HAWKES, H.E. and WEBB, J.S.: Geochemistry in mineral exploration. Academic Press Inc., 1979.

SJØGREN, H.: Öfversigt af Sulitjelmaområdets geologi. Geol. För. Förh., B.22, Stockholm, 1900.

TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. and KEYS, D.A.: Applied Geophysics. Cambridge University Press, 1976.

VOGT, L.H.L.: Salten og Ranen. NGU nr. 3, Kristiania 1890.

VOGT, T: Sulitjelmafeltets Geologi og Petrografi. NGU nr. 121, 1927.

AALSTAD, I. og ÅM, K.: Magnetometri. Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim, 1972.

BILAG

	Side
1.1. Berggrunnskart, M = 1: 1000	-
1.2. Slipeskildringer	1.1
1.3. Praktisk bruk av UV-lampe ved scheelitt-leiting	1.6
1.4. Berggrunnskart, M = 1: 1000	-
2.1. Teknisk skildring av magnetometer GSM-18	2.1
2.2. Magnetisk totalfelt, konturert kart	-
2.3. Tidlegare flymålinger, Øvre Storforsdalen	-
2.4. Apparatur for susceptibilitetsmålinger	2.2
2.5. Tabell over petrofysiske målinger	2.4
2.6. Magnetiske målinger, profil 150S	2.5
2.7. Magnetometrisk tolkningskart	-
2.8. Magnetometriske del-område	2.6
2.9. Skildring av scintillometer	2.7
2.10. Radiometriske målinger, profil 250Ø	2.8
2.11. Radiometrisk konturkart	-
2.12. Radiometrisk del-område	2.9
2.13. Radiometrisk tolkingskart	-
2.14. Radiometrisk og magnetometrisk korrelasjon	-
3.1. Lokalitetskart, panneprøvar, Storforsdalen	-
3.2. Lokalitetskart, panneprøvar, detaljundersøk område	-
3.3. Tabell over silikatanalyser	3.1
3.4. Tabell over sporelement-analyser	3.2
3.5 Fordelinga av sporelement i fast fjell	3.3
Appendix 1: Anomali - begrepet i geofysikk	3.14
Appendix 2: Sporelementsoneringer	3.15

BILAG 1.2: SLIPSKILDRINGER

Stuff RS 4-84: Kalkfattig glimmerskifer. (Slip 17 915) Lok. 150V - ON.

Makro: Bergarten er finkorna og har markert lagning og skifrigheit. Veksling mellom grå og brungrå 0,2 - 1,5 cm breie lag. Synlege mineral er glimmer og kvarts; mindre enn 1 mm store korn.

Mikro: Jamt finkorna bergart, kornstorleik frå 0,05 - 0,5 mm. Utstrakt Parallellorientering av muskovitt og biotitt, (lepidoblastisk tekstur). Veksling mellom mørke, glimmerrike og lyse, kvartsrike lag, frå 0,5 - 2 - 3 mm breie.

Mineralinnhald: 35 % kvarts
30 % biotitt
20 % zoisitt
15 % muskovitt
Aksessorisk: zirkon og opake mineral

Kornstorleiken stort sett 0,1 - 0,5 mm, biotitt opp til 1 mm lange korn. Dei fleste korna er an- til subhedrale med jamne korngrenser. Biotitt og muskovitt viser sterk parallellorientering, men ikkje teikn til deformasjon. Kvarts opptrer delvis inneslutta i zoisitt- og muskovittkorn. I særskilt kvartsrike lag er det ofte små biotittkorn langs korngrensene. Zoisitt finnast jamt fordelt både i kvarts- og glimmer-rike lag; ofte som linseforma korn mellom glimmerkorna.
Dei opake korna er stort sett mindre enn 0,01 mm store, er dråpeforma og finnast i biotittrike delar. Zirkon-korna er mindre enn 0,01 mm og finnast inneslutta i biotitt.

Stuff RS 5-84: Kalkrik glimmerskifer (Slip 17 907) Lok. 150V - ON

Makro: Finkorna bergart som er svakt folda. Vekslar mellom 1 - 2 cm tjukke lyse, grønngrå og mørkegrå lag. Brusar i saltsyre. Synlege mineral er glimmer, mindre enn 1 mm store.

Mikro: Jamt finkorna bergart med kornstorleik om lag 0,1 - 0,3 mm. Vekslar mellom lyse, kalkspat- og kvartsrike lag og mørkere lag, rike på biotitt. Sterk tendens til parallellorientering av biotitt.

Mineralinnhald: 45 % kvarts
20 % biotitt
20 % zoisitt
10 % muskovitt
5 % kalkspat
Aksessorisk: Plagioklas, zirkon og opake mineral

Kornstorleiken er stort sett mindre enn 0,2 mm. Zoisitt- og kalkspat-korna er anhedrale, elles subhedrale korn med jamne grenser, unnateken er zoisitt som har nokså ujamne korngrenser. Zoisitt-korna er jamt fordelt i bergarten, og har hyppige inneslutninger av biotitt, kvarts muskovitt og kalkspat. Biotitt-korna er brune og som regel parallelle og har inneslutninger av kvarts og zoisitt. Kalkspat finnast mest i dei lyse banda i bergarten, men svært uregelmessig opptreden. Muskovitt er svakt grønnfarga og finnast i dei lyse banda.
Plagioklas, An 19, innesluttar til dels muskovitt.

Stuff RS 24 - 84: Massiv skifer (Slip 17 911) Lok. 270Ø - 40S.

Makro: Gråaktig, til dels sterkt rustfarga bergart. Svært finkorna og veksling mellom 0,5 - 2 cm breie mørke og lyse lag. Bergarten er sterkt deformert og har spreidte riss med rustfarge. Dei lyse laga fører finkorna scheelitt.

Mikro: Bergarten har ein kornstorleik mellom 0,1 - 0,5 mm, er rik på zoisitt og kvarts og gjennomsatt av riss mindre enn 0,05 mm breie som er fylt med jernoksyd. Mørke lag rike på zoisitt, lyse lag kvartsrike. Disseminerte scheelittkorn, spesielt i lyse delar og mot grensa mot mørke lag.

Mineralinnhald: 55 % kvarts
30 % zoisitt
10 % muskovitt
2 % scheelitt
2 % hornblende
1 % plagioklas
Aksessorisk: kalkspat, titanitt, zirkon og opake sulfid.

Alle korna i bergarten er an- til subhedrale. Dei største korna dannar zoisitt, opp til 1 mm store. Desse har jamne grenser, er svakt gulfarga og har hyppig inneslutningar av kvarts. Zoisitt, hornblende og muskovitt opptrer ofte saman i dei mørke laga i bergarten. Muskovittkorna har tilfeldig orientering og er delvis inneslutta i zoisitt. Dei er svakt grønnfarga, medan hornblende er sterkt grønn.
Scheelittkorna er grå, dråpeforma og mellom 0,05 - 0,5 mm store. Opptrer interstitielt andre korn og ofte ved overgongen mellom mørke og lyse lag. Kalkspat finn ein i hornblenderike lag, medan titanittkorna er spreidd i heile slipet.

Stuff RS 7 - 84: Kvit granitt (Slip 17 916) Lok. 350V - 250S.

Makro: Kvit, fin- til middelskorna bergart. Spreidte mørke biotittkorn med svak tendens til lineasjon. Nokre få raude granatar, mindre enn 5 mm. Synlege mineral er kvarts, feltspat, glimmer og granat.

Mikro: Fin- til middelskorna bergart med eugranittisk tekstur. Nokså ujamnkorna og rik på kvarts, feltspat og glimmer. Dei fleste korna er anhedrale, unnateke er kvarts med subhedrale korn.

Mineralinnhald: 65 % kvarts
22 % plagioklas
5 % biotitt
5 % mikroklin
3 % muskovitt
Aksessorisk: Apatitt, rutil og zirkon.

Kornstorleiken varierer frå 0,05 - 3 mm, størst for kvarts. Desse er subhedrale med ujamne grenser og opptrer litt som myrmekitt i plagioklas. Mikroklin har typiske diffuse gittertvillingar og litt inneslutninger av biotitt og kvarts. Plagioklas har An 8, er 0,05 - 0,3 mm store og hyppige gittertvillingar. Einskilde korn har svakt utvikla myrmekittstruktur. Biotitt er mørke brun og opptrer delvis inneslutta i kvarts og feltspat. Apatittkorna er til dels prismatiske og opptrer saman med biotitt og muskovitt. Rutil og zirkon kun nokre få spreidte korn saman med biotitt.

Stuff RS 33-84: Granodioritt (Feltnamn: grå granitt) (Slip 17 905)
Lok. 70V - 50S.

Makro: Grå middelskorna bergart, synlege mineral er kvarts, feltspat og biotitt. Større korn (2 - 3 mm) av kvarts og feltspat.

Mikro: Middels- til finkorna bergart med granulær tekstur. Stort sett sub- til anhedrale korn med ujamne grenser. Størst korn har mikroklin, opp til 4 mm, gjennomsnittleg kornstorleik elles, om lag 0,8 mm.

Mineralinnhald: 40 % kvarts
30 % biotitt
25 % plagioklas
5 % mikroklin
Aksessorisk: Hornblende, titanitt, apatitt, zirkon og opake mineral.

Kvarts har ofte ujamne grenser mot feltspat og biotitt. Ofte er grensene interstitielt kvartskorna brunfarga. Biotittkorna er opp til 2 mm store, delvis svakt bøyde, brun eigenfarge og til dels inneslutta i kvarts og feltspat. Plagioklas har An 10, er anhedrale og har ofte små biotitt-inneslutninger i den ytterste sonen. Tvillingane er delvis deformerte. Ein del nålforma kvartsinneslutninger parallelle med tvillingane. Titanitt opptrer saman med biotitt og opake mineral. Har ofte "envelope" form og innesluttar til dels kvarts. Apatitt opptrer som prismatiske korn mindre enn 0,1 mm store. Zirkon finnast i biotitt med svart halo.

Stuff RS 17-84: Dioritt (Slip 17 908) Lok. 65V - 140S.

Makro: Mørk grå massiv bergart. Inga lineasjonar, synlege mineral er glimmer og feltspat. Scheelitt-førande kvarts/plagioklas-åre skjærer gjennom stuffen. Ikkje teikn til hydrotermal omvandling ved denne åra.

Mikro: Fin- til middelskorna bergart med eugranittisk tekstur. Størst kornstorleik har kvarts; opp til 2 mm store. Sub- til anhedrale korn, gjennomsnitt 0,5 mm store. Svak disseminasjon av scheelitt

2 - 3 cm frå kvarts/plagioklas-åre.

Mineralinnhald: 27 % plagioklas
25 % biotitt
25 % hornblende
17 % kvarts
4 % apatitt
2 % mikroklin
Aksessorisk: Scheelitt, titanitt, zirkon og opake mineral.

Hornblende har sterk grønn eigenfarge og opptrer i svært vekslande mengder i prøven. Inneslutninger av biotitt og dråpeforma kvarts. Plagioklaskorna har nokså ujamne grenser og eit uregelmessig mønster av gulfarga sprekker, mindre enn 0,01 mm breie. An 28, det same både i kvarts/plagioklas-åra og dioritten.
Biotitt har brun til grønn eigenfarge, opp til 1,0 mm store. Hyppig inneslutta i kvarts og feltspat. Scheelitt finnast interstitielt kvarts og plagioklas i åra og disseminert i sideberget. Ofte dråpeforma korn, mindre enn 0,2 mm store.

Stuff RS 32-84: Rustfarga dioritt (Slip 17 909) Lok. 135Ø - 140S.

Makro: Grov- til middelskorna bergart med sterk rustfarge. Store, 2 - 3 mm, svarte hornblendekorn, elles biotitt, kvarts og feltspat.

Mikro: Middelskorna eugranittisk bergart som er svært ujamnkorna. Størst kornstorleik har hornblende og biotitt, minst har kvarts. Ein del rustfarga sprekker, mindre enn 0,01 mm breie. Ofte gulfarga korngrenser langs desse.

Mineralinnhald: 42 % hornblende
22 % biotitt
15 % kvarts
10 % plagioklas
8 % titanitt
3 % magnetkis
Aksessorisk: Mikroklin, rutil, apatitt og opake mineral.

Hornblende er sterkt grønnfarga, er an- til subhedrale og har mykje inneslutninger av titanitt, biotitt og dråpeforma kvartskorn. Ein del korn har mørke skyar inn mot sentrum i; liknar konsentrasjonar av opake korn, mykje mindre enn 0,01 mm store. Biotittkorna er brune og opp til 2 mm store. Litt inneslutninger av titanitt og opake mineral.
Kvarts opptrer som subhedrale korn mindre enn 0,7 mm store og har ofte undulerande utsslukning. Plagioklaskorna er frå 0,05 - 0,3 mm store og har litt listeforma inneslutninger av biotitt, hornblende og apatitt. Titanittkorna er opp til 0,4 mm store og ofte er fleire korn samla i "grupper". Dei fleste korna innesluttar magnetkis. Apatitt opptrer som subhedrale korn, mindre enn 0,2 mm store, ofte inneslutta i plagioklas.

(Det prosentvise mineralinnhaldet i slipa er funnen ved punkt-teljing (modal analyse). Den relative feilen er frå 5 - 8 %.)

BILAG 1.3: Bruk av UV-lampe ved scheelitt-leiting.
Scheelitt er eit fluorescerande mineral. Ved belysning med ultrafiolett lys, bølgelengder frå 250 - 360 mm, vil mineralet gløde med ein intens blåkvit farge.

Under dette arbeidet vart det nytta UV-lamper med bølgelengd 254 mm. Desse blei brukt både til den geokjemiske undersøkinga, (pannevasking) og belysning av fast fjellgrunn.

Ved pannevaskinga vart den tyngste fraksjonen undersøkt med UV-lampe. For å hindre dagslyset i å komme til, blei det brukt ei stor "hette", (fig. 3.1) som vi tredde over hovudet og heldt over vaskepanna med lampa inni. Det var ikkje vanskeleg å sjå korn som var mindre enn 0,05 - 0,1 mm store.

Når det gjeld bruk av UV-lampe til undersøking av fast fjell i dagslys, så er denne metoden med "hetta" nokså tungvint. På grunn av det veike lyset frå lampa måtte vi temmeleg nært berget for å sjå dei ofte svært små scheelittkorna. Dermed måtte ein ofte ned på knea eller gå svært krokut. Dette gjorde at sjølve belysinga av berget tok lang tid. I tillegg oppstod ofte farlege situasjonar, då ein eigentleg ikkje såg kor ein gjekk.

Einskilde lav- og moseartar gje også ein klår fluorescens, til dels med same farge som scheelitt. Med ei viss trening går det greit å skilje ut desse pga. distinkte mønstre denne vegetasjonen danner.

Ei viktig sak er at berget må vere 100 % fritt for overdekke for at scheelitt i fast fjell skal synast. Ofte kan bergartane sjå ut til å vere heit blotta, men 1 - 3 mm tjukke lag av lav gjer det uråd å sjå sjøl store scheelittkorn.

Bilag 2.1: Tekninsk skildring av magnetometer GSM-18

GSM-18 er eit presisjons protonmagnetometer, produsert av Gem Systems, Canada.

Prinsippet for eit protonmagnetometer skal først kort skildras. Målesensoren er fylt med ei protonrik væske, om lag 1 l. Ein likestraum går gjennom ein spole i målesensoren og set opp eit sterkt magnetisk felt som polariserer protona i væska. Straumen brytast og ein får då ei avtakande presesjonsrørsle i protonane. Denne minkande presesjonsfrekvensen målast over eit kort tidsrom og frekvensen er eit uttrykk for den magnetiske feltstyrken i målepunktet.

Dette instrumentet har ein praktisk målenøyaktigheit på 1 nT. Ein viktig årsak til denne nøyaktigheita er at ein får ein korreksjon mot tidsvariasjonar til eksakt same tid. Ein synkroniserer to identiske instrument og baseinstrumentet som står fast plassert under undersøkinga gjer ei måling kvart 2., 3. eller 5. sekund. Det instrumentet ein har med seg i felt vil då gjere målingene til tidspunkt som baseinstrumentet har målt. Ein er såleis sikra at korreksjonen mot tidsavhengige variasjonar blir eksakt.

Ein annan finesse med instrumentet gjer at sjølve målingene går svært raskt. Før ein går ut i felt, legg ein inn i instrumentet profil nr., avstand mellom målepunkta, og i kva retning ein skal gå. Når så målingene begynner, vil instrumentet automatisk skifte koordinatar til neste målepunkt. På denne måten treng ein å trykke på berre ein brytar for kvar måling, og ein bruker ikkje meir tid ved kvart målepunkt enn ca. 10 sekund.

Alle målte data blir lagra på eit konstant minne inni instrumentet; både sjølve målingene, tidspunkt, dato og koordinatar. Desse kan ein når som helst få fram på ein skjerm og undersøke, anten målinger ved eit gitt tidspunkt eller ein viss koordinat.

Sjølve kontrollpanelet på instrumentet består av 16 brytarar, der kvar har tre funksjonar; raud, blå og numerisk "mode". Eg skal ikkje kome inn på alle funksjonane og moglegheitane instrumentet gje, men det er mange fleire finessar enn dei eg her har nemt.

Til slutt nokre tekniske data:

Oppløysing:	0.1 gamma.
Nøyaktigheit:	0,5 gamma, (med særskilt ikkje-magnetiske batteri).
Måleområde:	20 000 - 10 000 gamma
Lagerkapasitet:	Base-instrument: 7 330 - 22 220 målinger
	Mobil-instrument: 2710 - 8060 målinger
Lagra informasjon:	Feltstyrke
	Tidspunkt for kvar måling
	Koordinatar
	Evnt. feil ved målingene, som lita feltstyrke, låg batterispenning, etc.
Dimensjonar:	8,4 x 14,4 x 16,8 cm
Total vekt:	3,8 kg

Bilag 2.4: Apparatur for susceptibilitetsmålinger

Fig. 2.4.1. viser eit instrument ved NGU for susceptibilitetsmålinger av fastfjellsprøvar. Bergartsprøven plasserast i boksen merka med X, som er kubisk med sidekantar 120 mm. Boksen er orientert slik at dei vertikale sideflatene er parallelle med det magnetiske feltets retning.

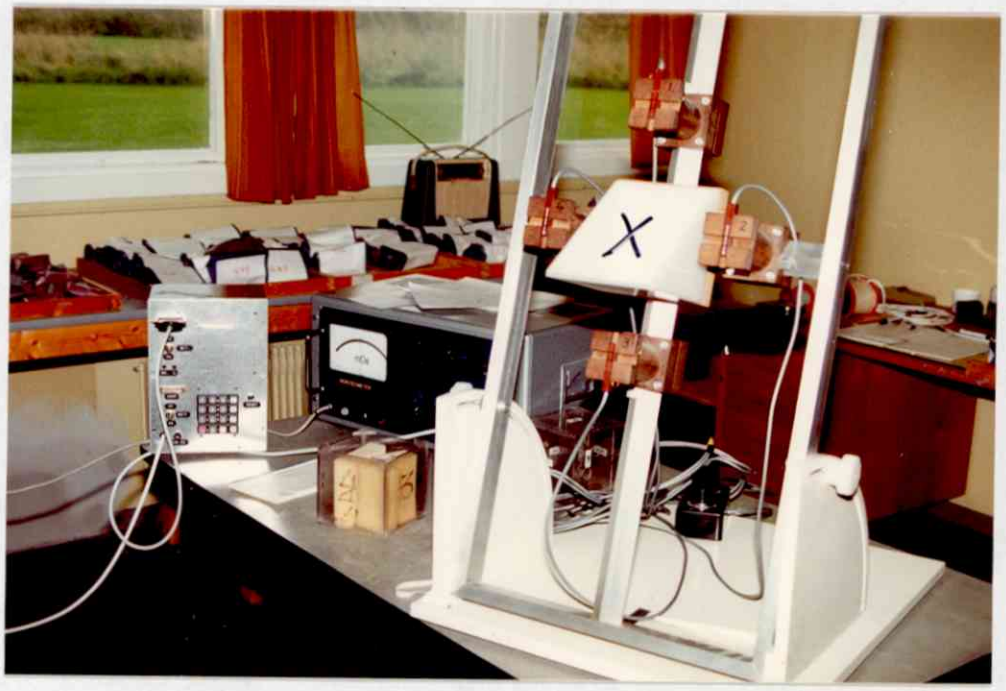


Fig. 2.4.1: Apparat for susceptibilitetsmålinger.

Ein måler prøven i 6 posisjonar. Målespolane er kopla til ein kontrolleining og datamaskin som automatisk reknar ut susceptibiliteten k og Kønigsbergers faktor Q etter følgjande formlar:

Tilsynelatande susceptibilitet: $K^1 = \frac{12^3}{558\ 000\ V} = \sum_{i=1}^{6} P_i$

der V = stuffens volum i cm^3

P_i = målt feltstyrke i posisjon i

Sann susceptibilitet: $K = \frac{k'}{1 - 3{,}7\ k'}$

Kønigbergers konstant: $Q = \frac{3\left[(P_5 - P_1)^2 + (P_4 - P_2)^2 + (P_3 - P_6)^2\right]^{1/2}}{\sum_{i=1}^{6} P_i}$

der P_i, i = 1 - 6 er målt feltstyrke i dei forskjellige posisjonane.

Målenøyaktigheita til instrumentet er 0,3 nT, (O.Olesen, pers.medd.).

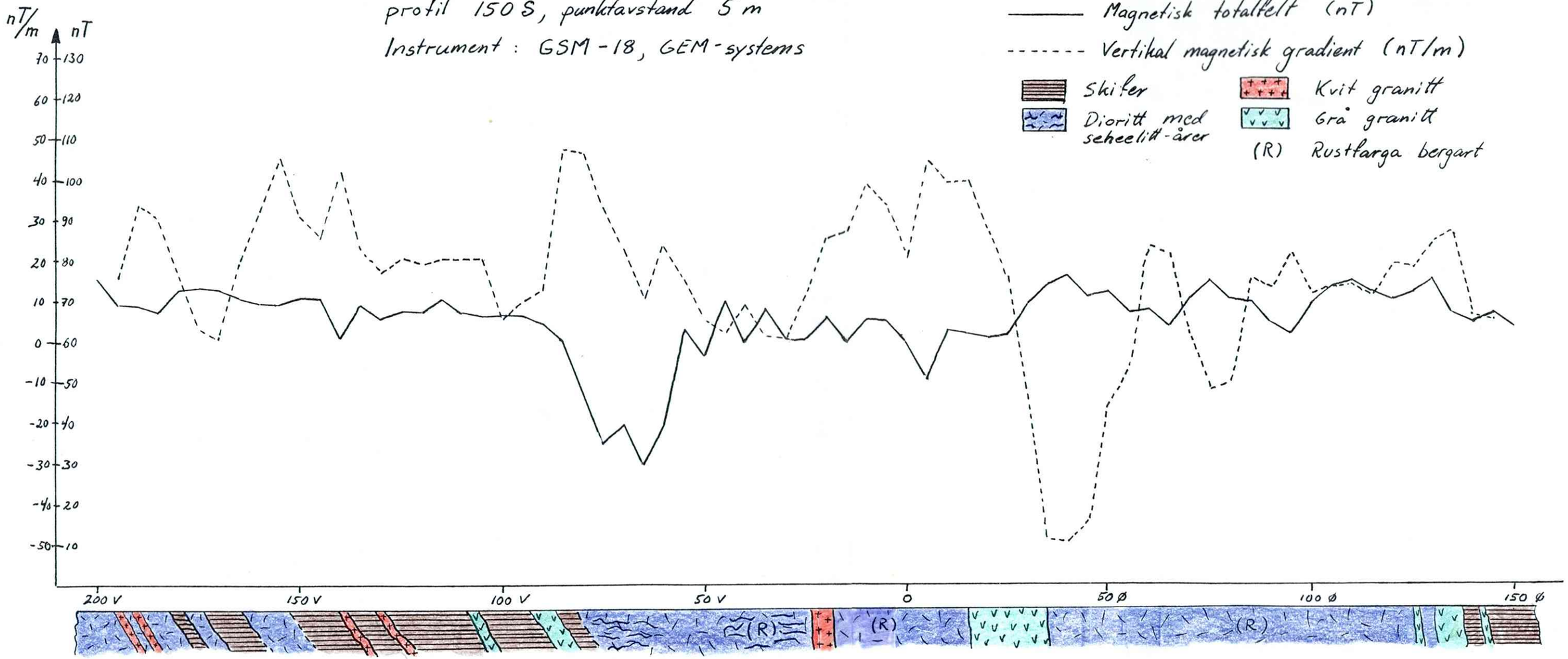
Bilag 2.5: Tabell over petrofysiske målinger

Lokalitet	Prøve nr.	Bergart	k (cgs-eininger)	Q	Densitet (g/cm^3)
350V/100S	3	kvit granitt	$1.50 \cdot 10^{-6}$	3.00	2.64
250Ø/38S	13	" "	$2.45 \cdot 10^{-5}$	0.00	2.61
250Ø/98S	11	grå granitt	$1.16 \cdot 10^{-5}$	0.83	2.62
40Ø/150S	63	" "	$7.54 \cdot 10^{-6}$	0.85	2.61
250Ø/26S	14	" "	$1.06 \cdot 10^{-5}$	1.40	2.62
250Ø/30N	16	dioritt	$5.65 \cdot 10^{-5}$	0.20	2.53
65V/140S	17	"	$3.16 \cdot 10^{-5}$	0.47	2.53
60V/140S	18	"	$4.80 \cdot 10^{-5}$	0.00	2.52
255Ø/145S	26	"	$4.71 \cdot 10^{-5}$	0.00	2.56
85Ø/150S	31	"	$5.72 \cdot 10^{-5}$	0.14	2.55
135Ø/140S	32	"	$2.94 \cdot 10^{-5}$	0.53	2.53
150V/ON	4	skifer	$1.43 \cdot 10^{-5}$	0.75	2.55
340V/170S	6	"	$7.12 \cdot 10^{-5}$	0.22	2.53
250Ø/56S	12	"	$3.54 \cdot 10^{-6}$	1.00	2.56
UTM 3504Ø	27	"	$2.06 \cdot 10^{-5}$	0.42	2.52
- 4133N	29	"	$3.57 \cdot 10^{-5}$	0.30	2.55

MAGNETISK TOTALFELT OG
VERTIKAL MAGNETISK GRADIENT

profil 150 S, punktavstand 5 m

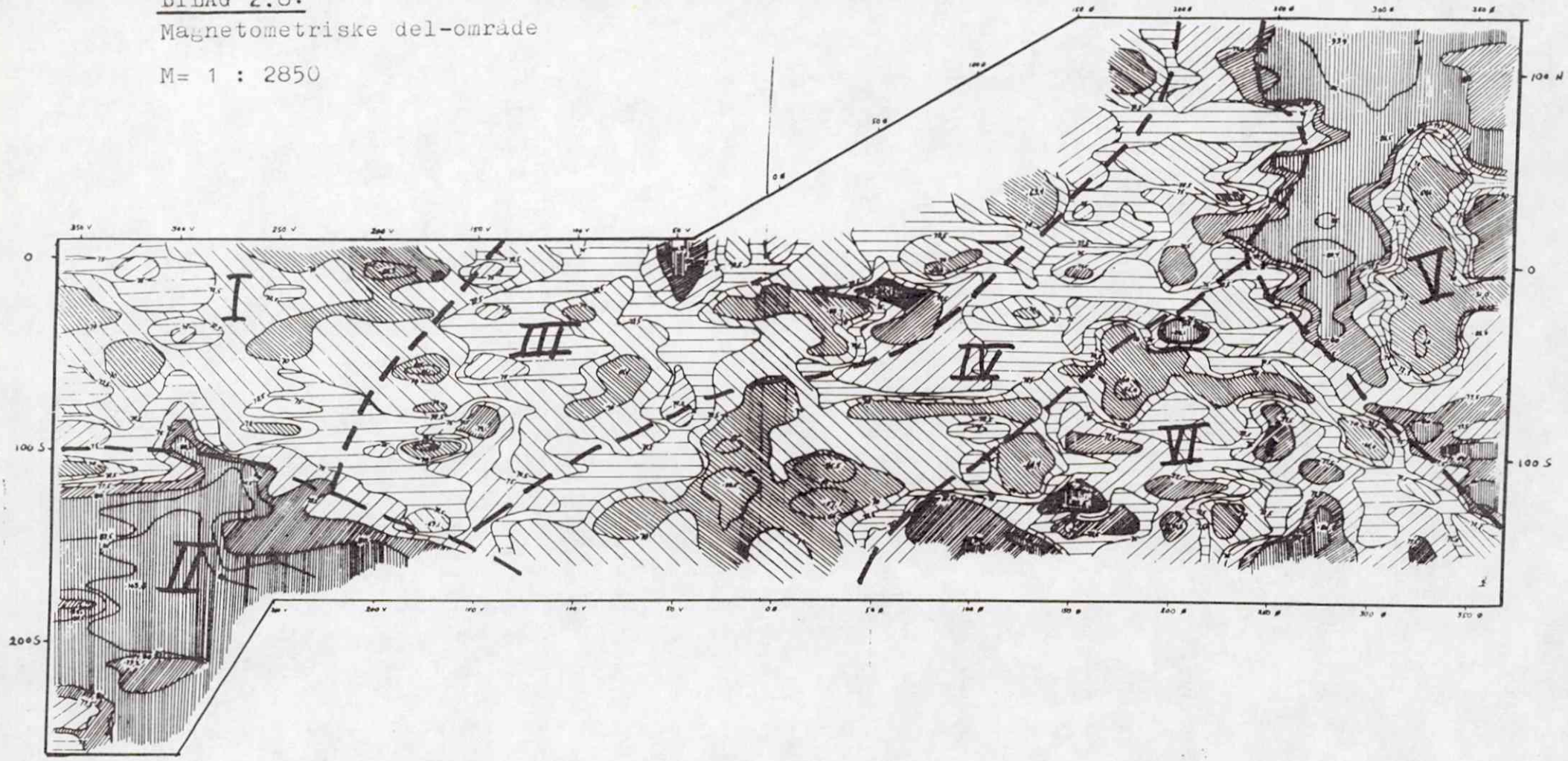
Instrument: GSM-18, GEM-systems



BILAG 2.8:

Magnetometriske del-område

M= 1 : 2850



Bilag 2.9: Skildring av scintillometer

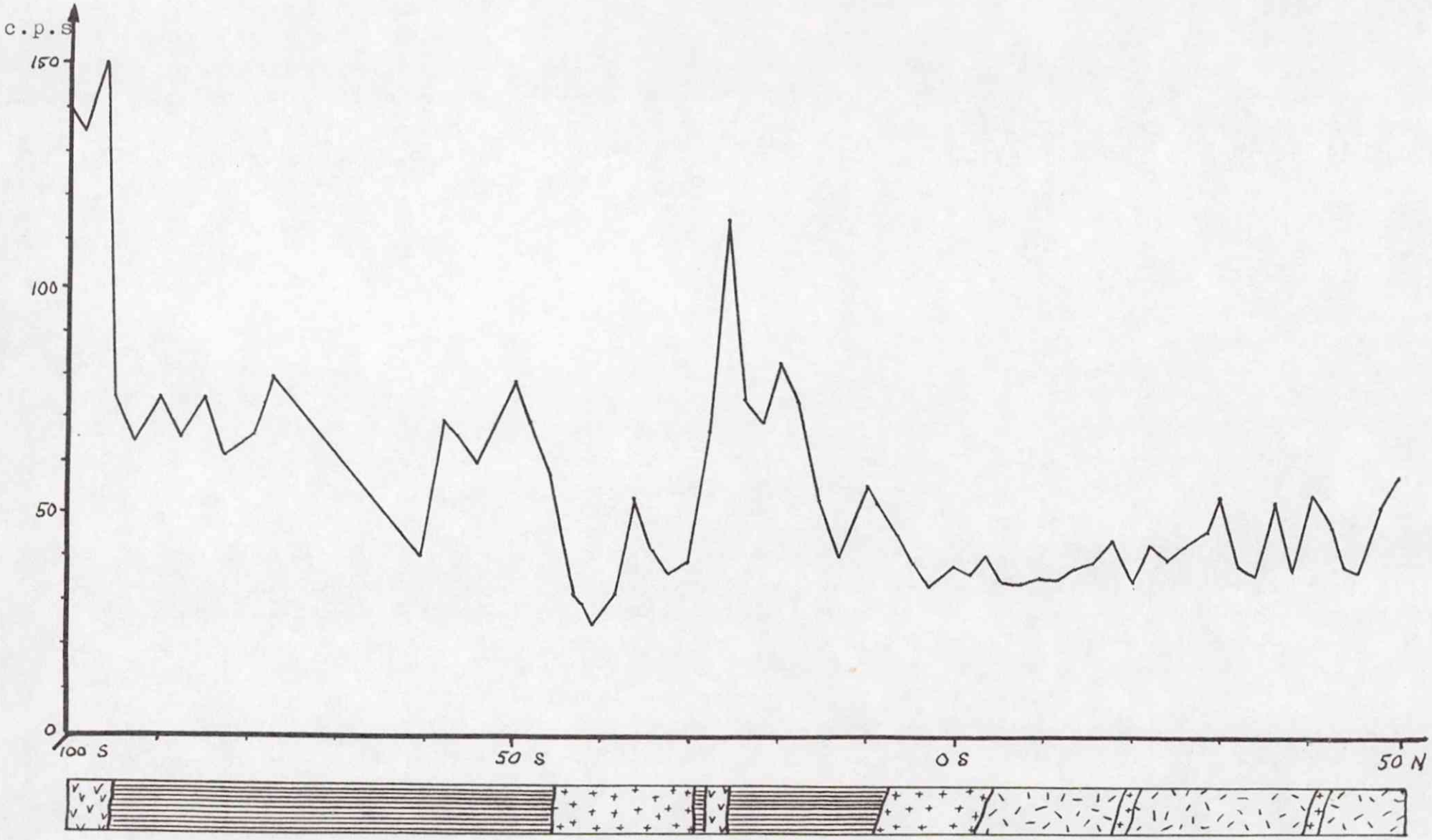
Dette er ei kort generell skildring av verkemåten til eit scintillometer, henta frå Telford et.al. (1976).

Instrumentet inneheld ein naturleg krystallbit av natriumiodid (NaI). Den eine sideflata på krystallet er dekka med eit lysreflekterande materiale, slik at berre stråler med bølgelengder 10^{-8} - 10^{-14}m (gammastråler) slepp inn. Idet gammastrålene kjem inn i NaI-krystallet, blir det danna lys-foton ved at gamma-strålene mister sin energi ved den fotoelektriske effekt. Dette lyset blir så omgjort til elektriske spenninger som er proporsjonale med gammastrålinga, og ein kan lese av denne som c.p.s. på eit visar-instrument eller digitalt.

Sjølve instrumenta er små og bærbare; ca 2 kg tunge. Dei må haldast heit inntil berget og sjølve avlesinga tar 10 - 20 sekund.

Tekniske spesifikasjonar: Geometrics model GR - 101A
(Frå brukstilvisinga til instrumentet)

Energirespons:	Total gammastråling, all energi over 50 KeV.
Krystalldetektor:	38.1 x 38.1 mm
Måleområde:	0.1 KF, 0.1K, 0.3K, 1K, 3K, 10K (1K = 1000 c.p.s.)
Lydalarm:	Valgbart lydsignal, ved 25 %, 50 % eller 75 % av fullt utslag.
Vekt:	1.1 kg
Instrumenthus:	Av aluminium



RADIOMETRISK RESPONS
PROFIL 250 Ö.

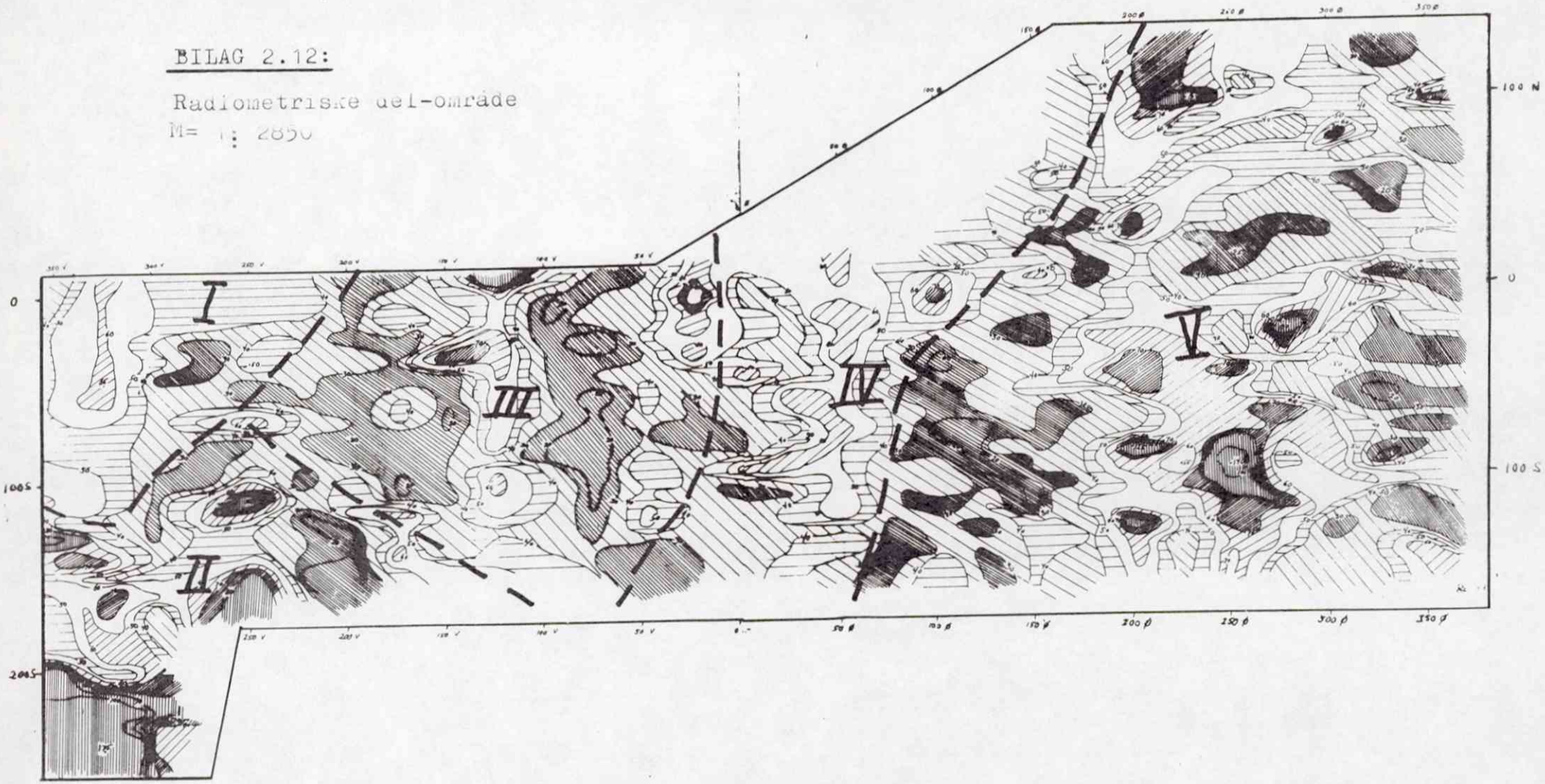
BAKGRUNNSSTRÅLING CA.65 c.p.s.

SKIFER
DIORITT
KVIT GRANITT
GRA GRANITT

BILAG 2.12:

Radiometriske del-område

M= 1: 2850



Silikatanalyser, fastfjellsprøvar (%)

Bergart	Stuff nr.	Prøve nr.	Lokalitet	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Sum
Kvartsgang	2	8701	150V - 50S	98,99	0.03	1.10	0.60	0.10	0.20	0.01	0.10	0.10	0.01	101.12
Skifer	4	8702	150V - 0N	59.35	0.85	17.01	7.54	4.62	3.03	0.05	1.09	3.73	0.19	97.46
"	5	8703	150V - 0N	58.43	0.83	13.88	6.01	10.66	4.68	0.08	1.69	1.72	0.32	98.30
" *	23	8708	270Ø - 50S	53.55	1.00	19.35	6.65	7.52	3.67	0.09	0.88	1.93	0.33	94.97
" *	24	8709	270Ø - 50S	55.84	0.73	16.35	6.03	11.48	3.31	0.09	2.21	0.30	0.38	96.72
Granitt	7	8704	350V - 250S	74.09	0.09	14.36	0.82	0.52	0.14	0.01	4.90	3.96	0.01	98.90
Grano-dioritt	33	8712	70V - 50S	63.58	1.03	16.49	5.00	4.17	1.81	0.05	4.72	1.10	0.23	98.18
Dioritt	17	8705	65V - 140S	52,29	1,80	16,65	9,44	7.38	4,68	0.14	3.41	2.00	0,33	98.12
" *	18	8706	60V - 140S	51.01	1.34	17.44	8.78	9.51	7.13	0.13	2.84	1.12	0.26	99.56
" *	19	8707	40V - 140S	48.17	2.73	16.79	9.23	8.99	6.97	0.16	2.77	1.82	0.27	97.90
" *	30	8710	85V - 170S	55,55	1.76	17.60	8.14	5.27	3.10	0.11	3.99	2.35	0.30	98.17
"	32	8711	135Ø - 140S	47,80	4,54	16.49	10.37	8,70	5.12	0.15	3.39	1.29	0.29	98.14
Granitt	11		250Ø - 98S	-	-	-	-	-	-	-	-	5.02	-	-
"	13	-	250Ø - 38S	-	-	-	-	-	-	-	-	1.70	-	-
"	63	-	40Ø - 150S	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	-	-

(* = prøvar med synlege scheelitt-korn.)

Sporelementinnhald, fastfjellsprøvar (ppm), XRF

Bergart	Stuff nr.	Lokalitet	W	Cr	Mn	Ni	Cn	Zn	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Sn
Kvartsgang	2	150V - 50S	-	-	-	10	25	-	1550	-	-	60	-	-
Skifer	4	150V - ON	-	25	355	30	22	75	250	220	320	5	190	-
"	5	150V - ON	-	25	520	40	19	63	325	155	643	40	20	-
" *	23	270Ø - 50S	350	25	640	20	17	81	25	140	645	30	300	40
" *	24	270V - 50S	2250	15	630	20	19	38	-	50	480	30	340	70
Granitt	7	350V - 250S	-	5	110	20	22	31	225	532	54	60	90	-
Grano-dioritt	33	70V - 50S	-	20	425	15	24	56	50	220	680	50	330	-
Dioritt	17	65V - 140S	-	10	985	15	17	63	225	125	500	30	40	-
" *	18	60V - 140S	-	20	875	25	19	63	75	125	570	15	140	40
" *	19	40V - 140S	25	15	1230	20	17	88	50	265	465	30	130	25
" *	30	85V - 170S	250	-	740	10	22	63	50	140	390	75	180	-
"	32	135Ø - 140S	-	10	860	10	15	50	75	125	480	25	140	-

- = ikkje detektert

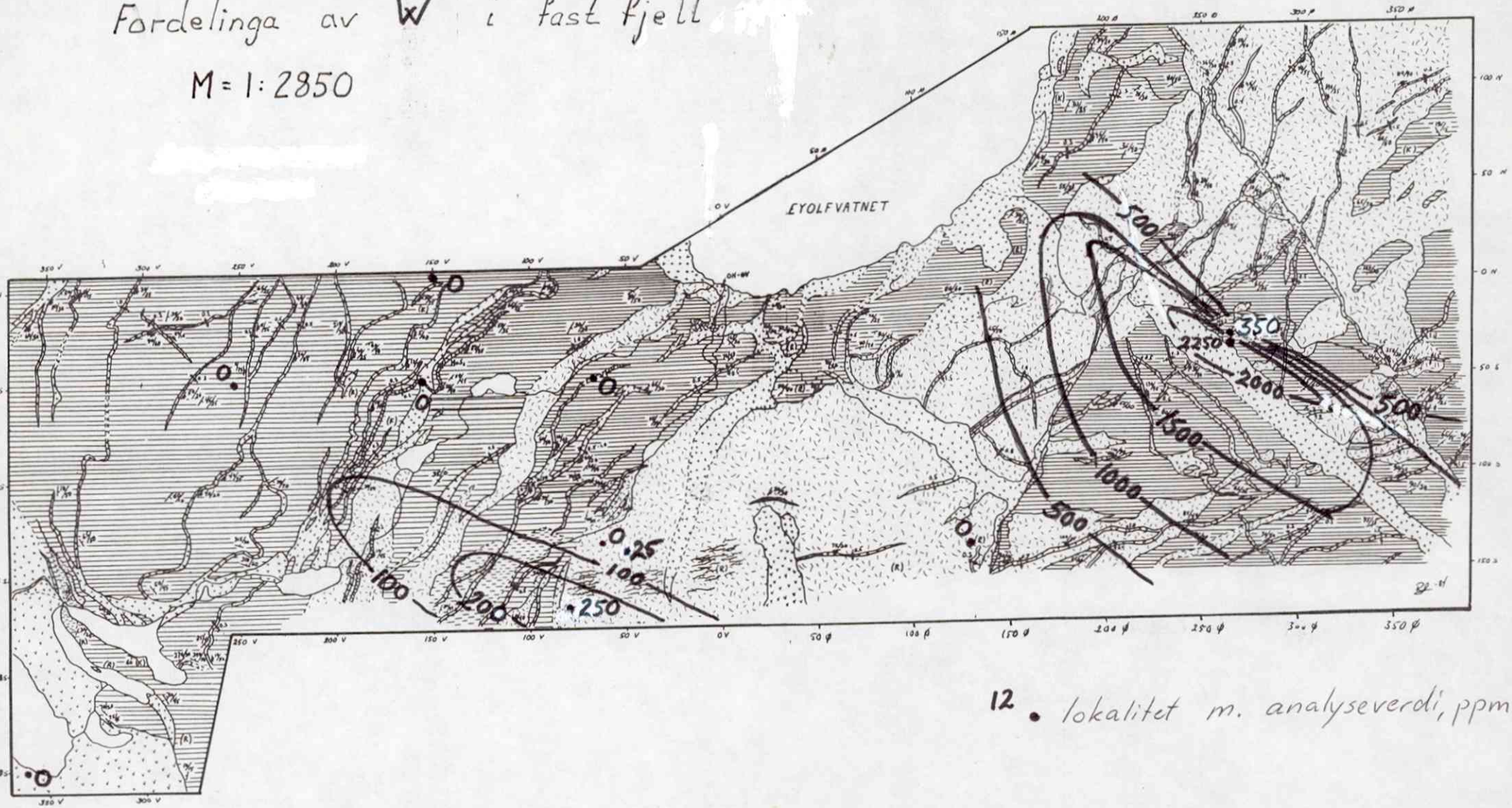
* = synlege disseminert scheelittkorn

Krystall: LiF (200), apparaturen (Philips) instilt på 40 kV/20mA

Counter: F + S, range 1 x 10^4, fine collimator.

Fordelinga av W i fast fjell

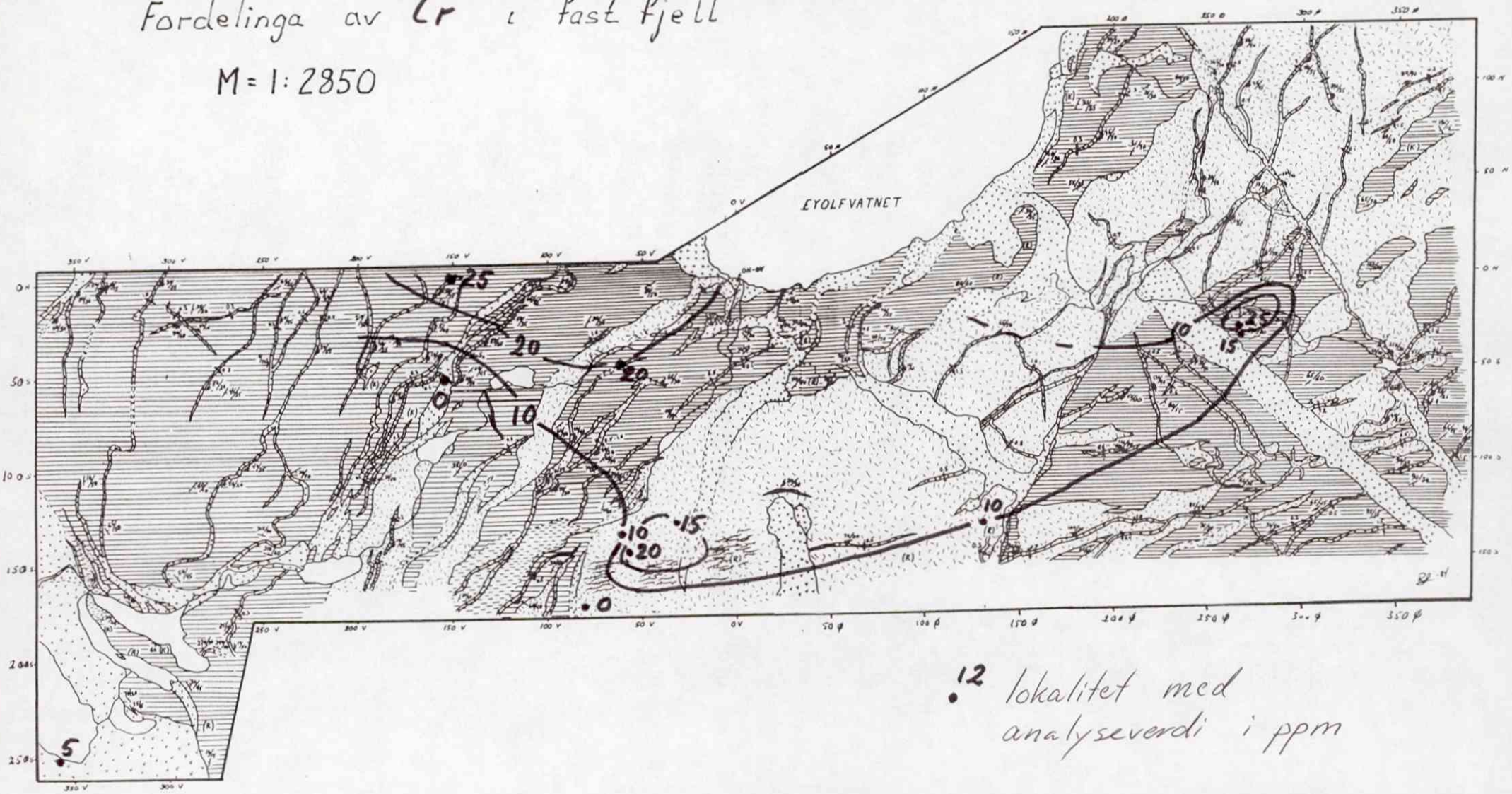
M = 1:2850



12 • lokalitet m. analyseverdi, ppm

Fordelinga av Cr i fast fjell

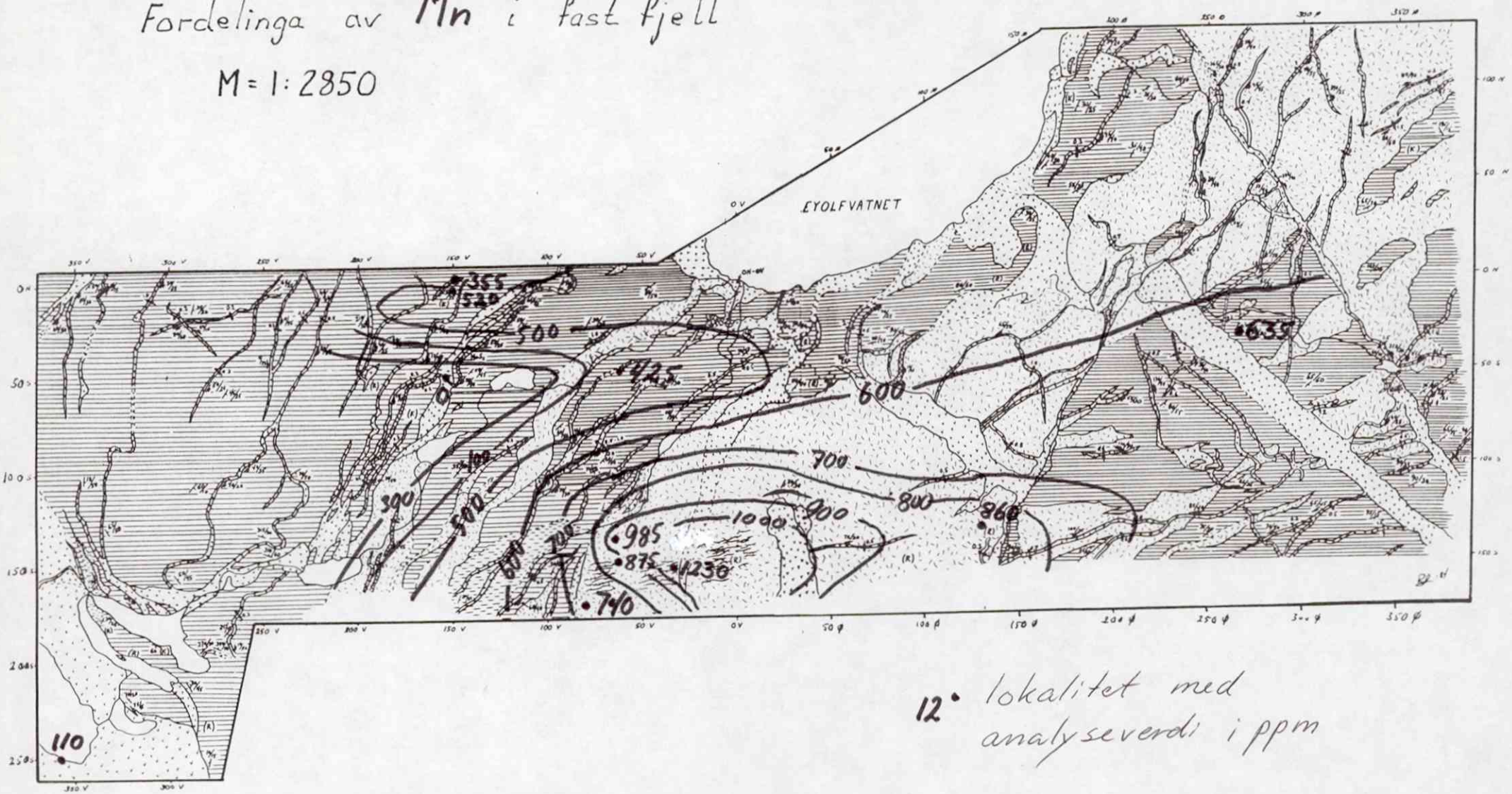
M = 1:2850



•12 lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Mn i fast fjell

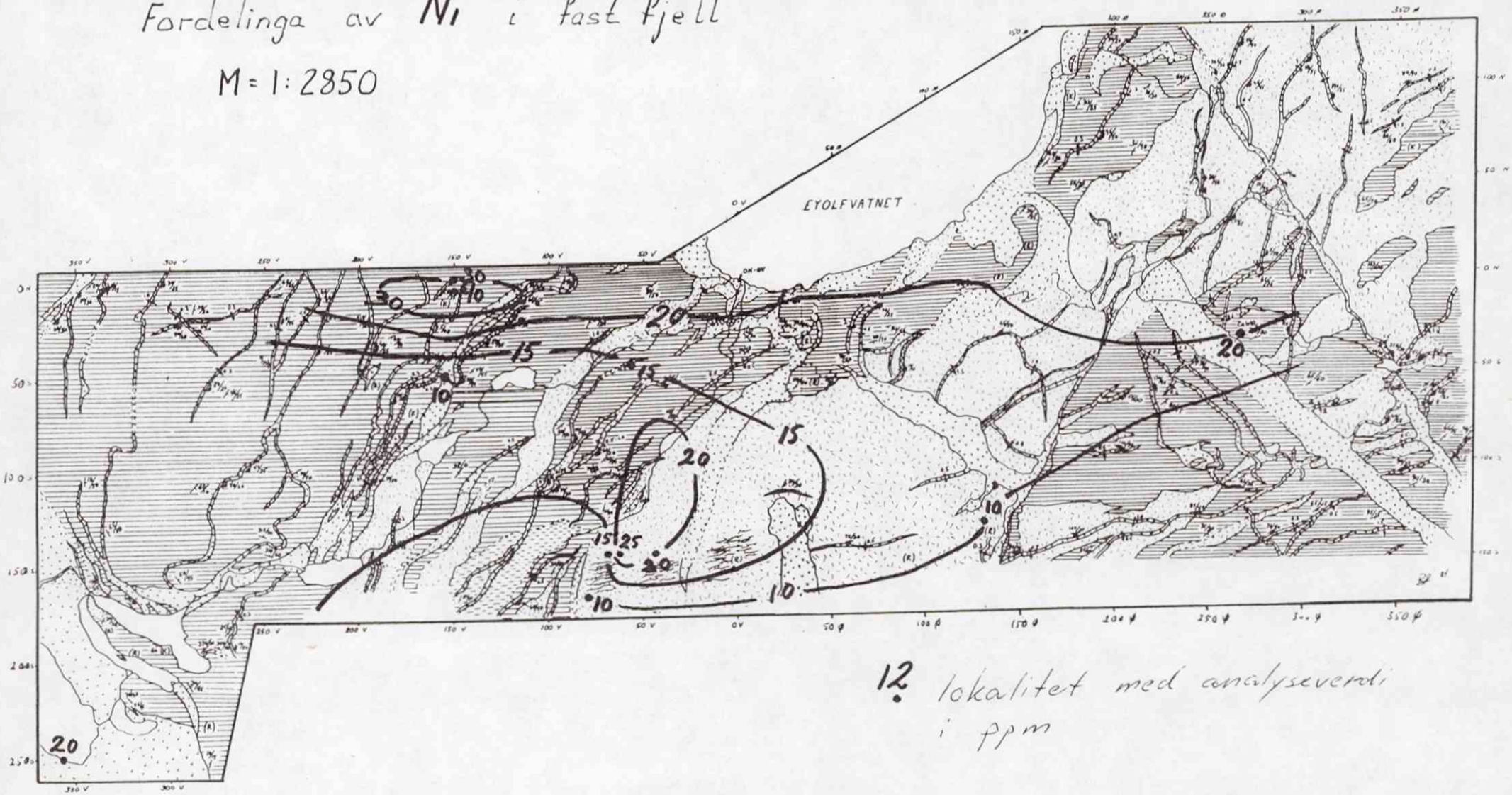
M = 1:2850



12 • lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Ni i fast fjell

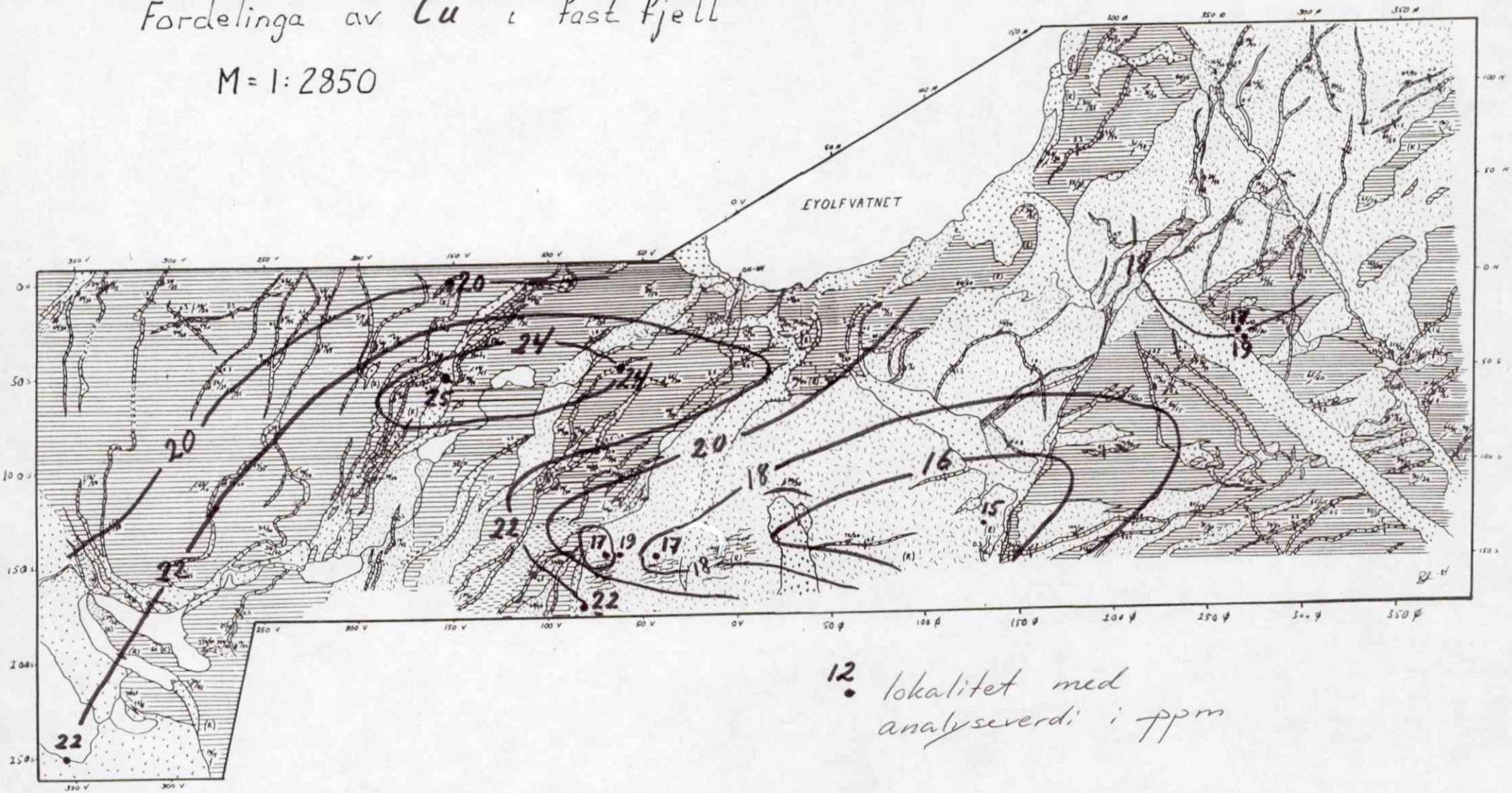
M = 1:2850



12 lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Cu i fast fjell

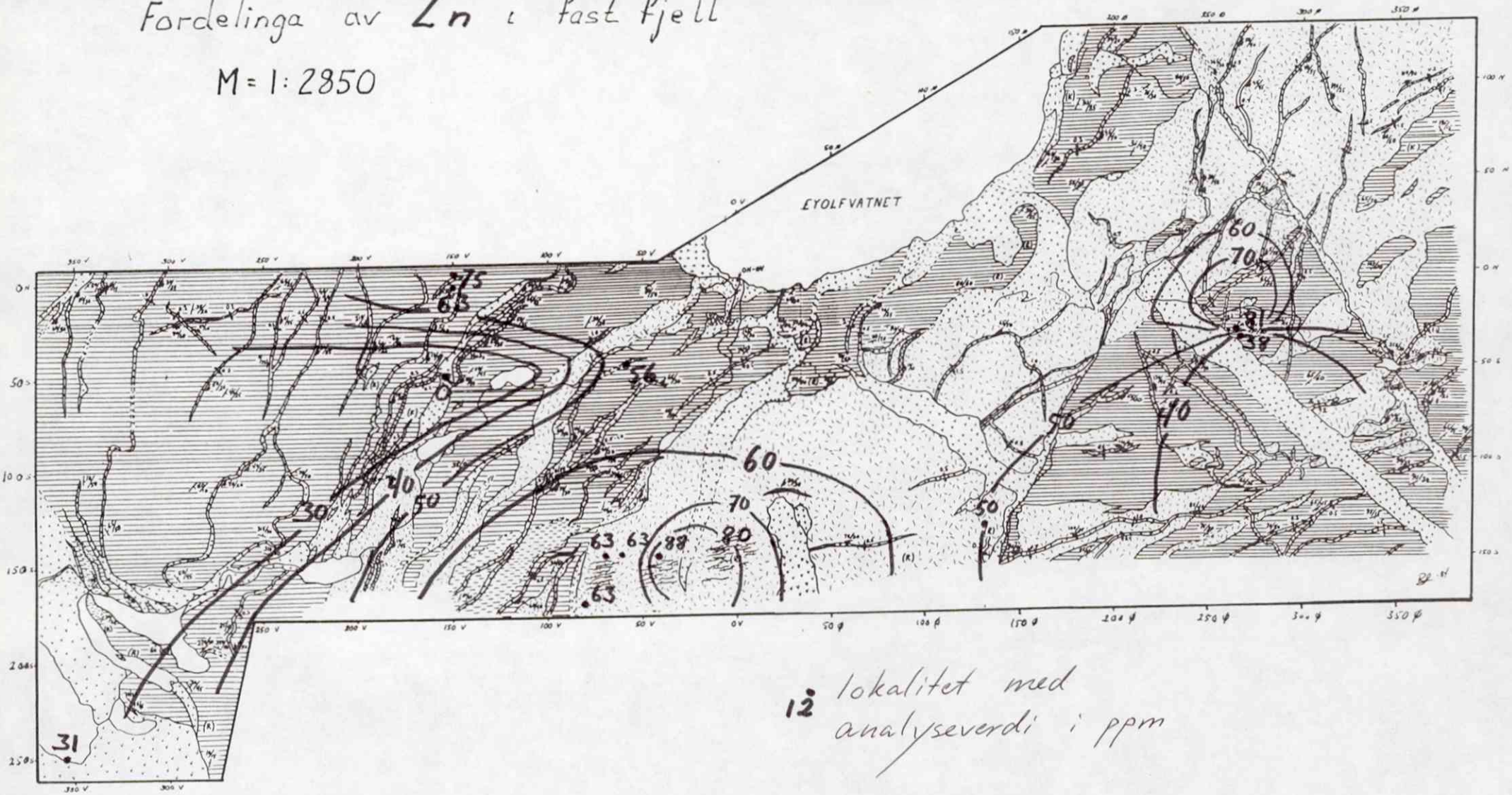
M = 1:2850



12 • lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Zn i fast fjell

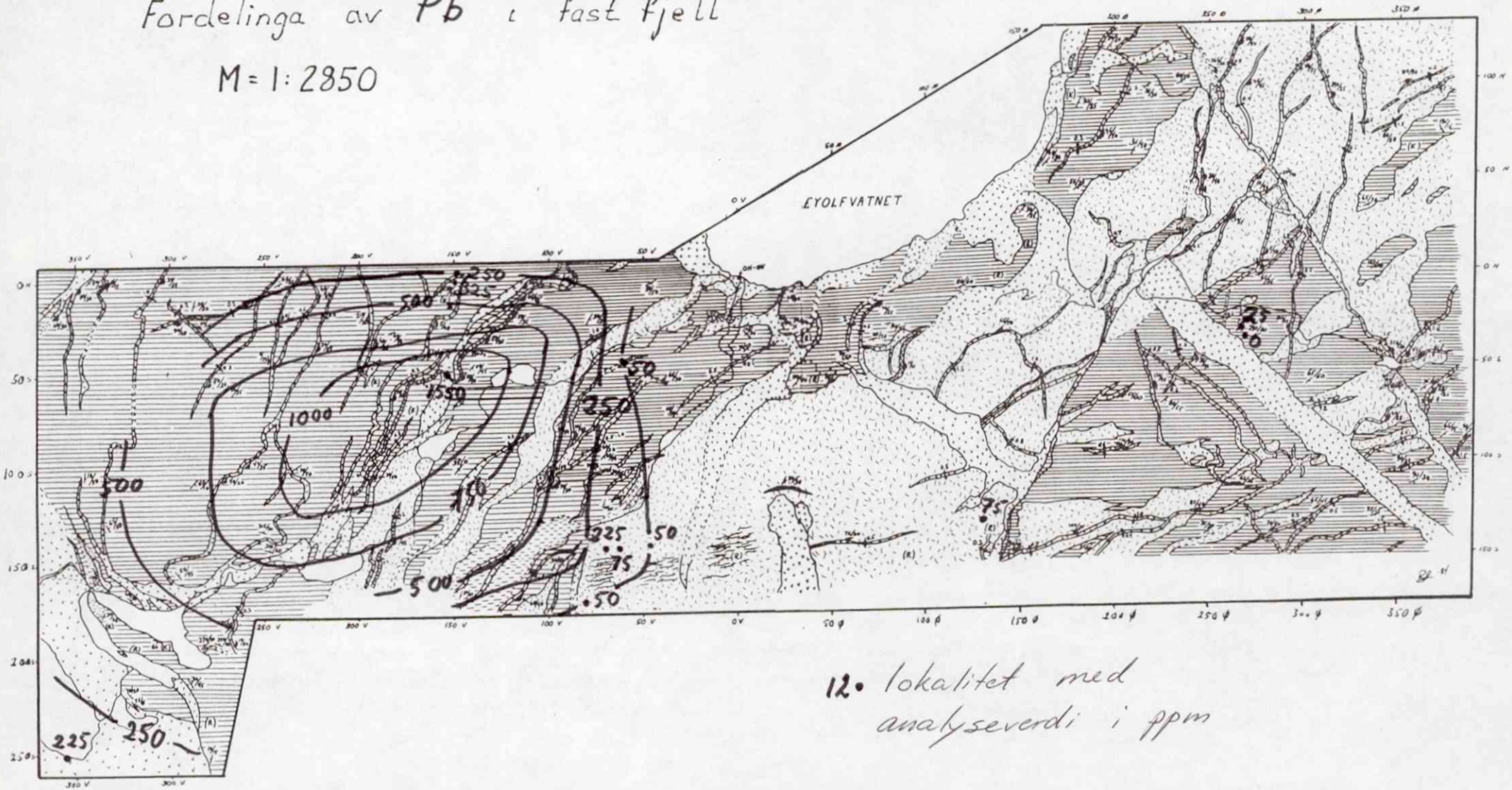
M = 1:2850



12 lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Pb i fast fjell

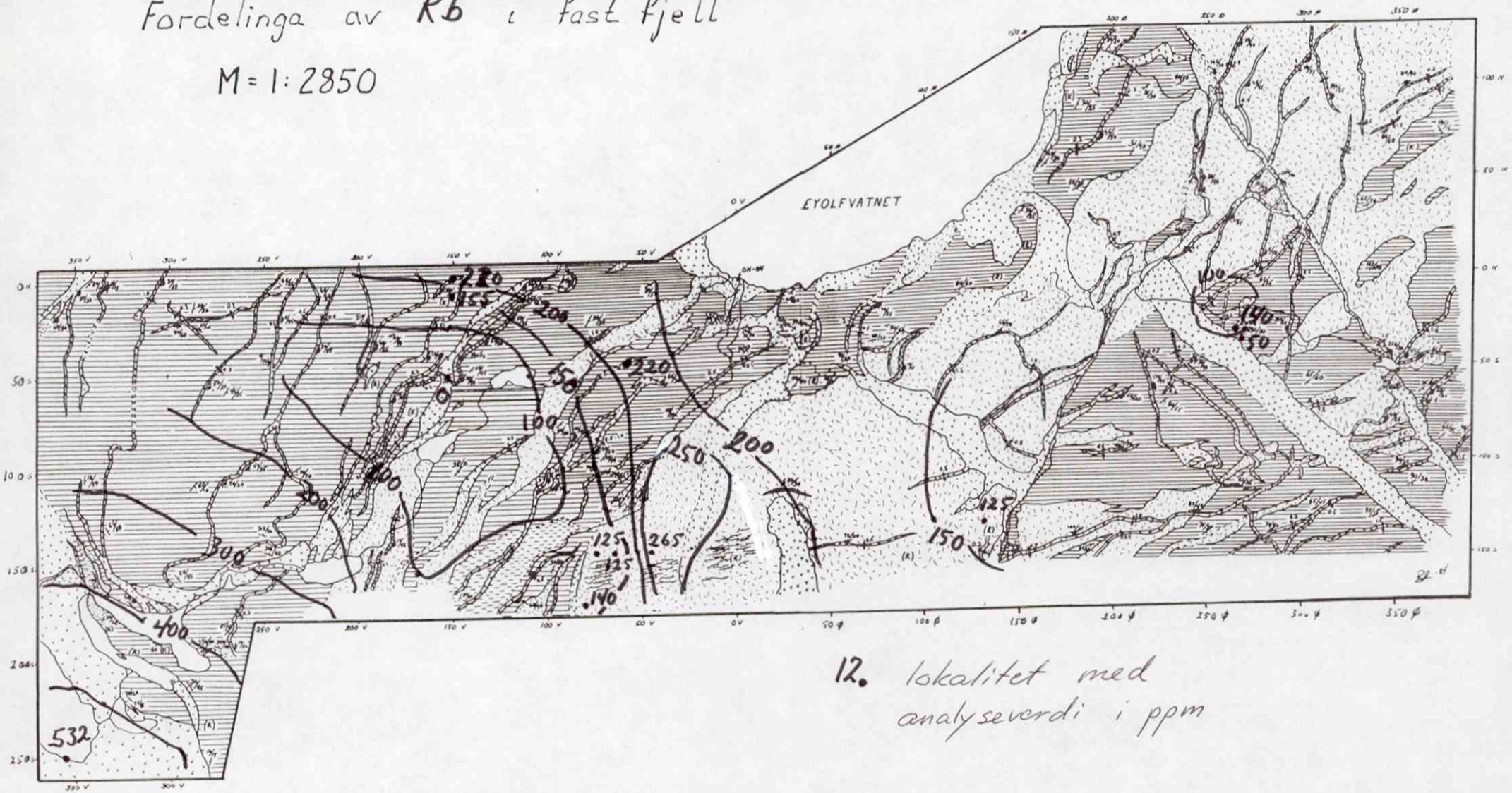
M = 1:2850



12. lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Rb i fast fjell

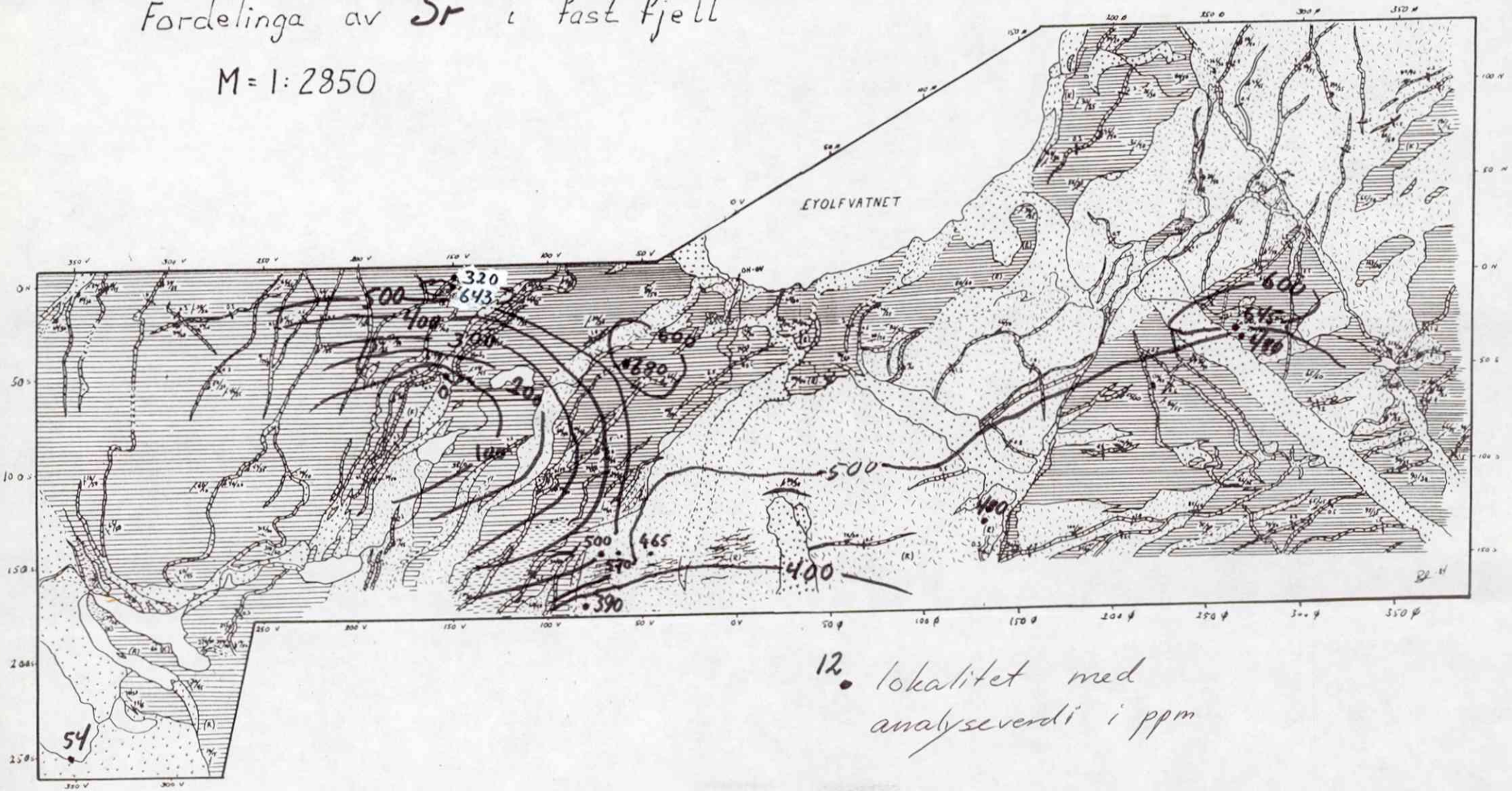
M = 1:2850



12. lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Sr i fast fjell

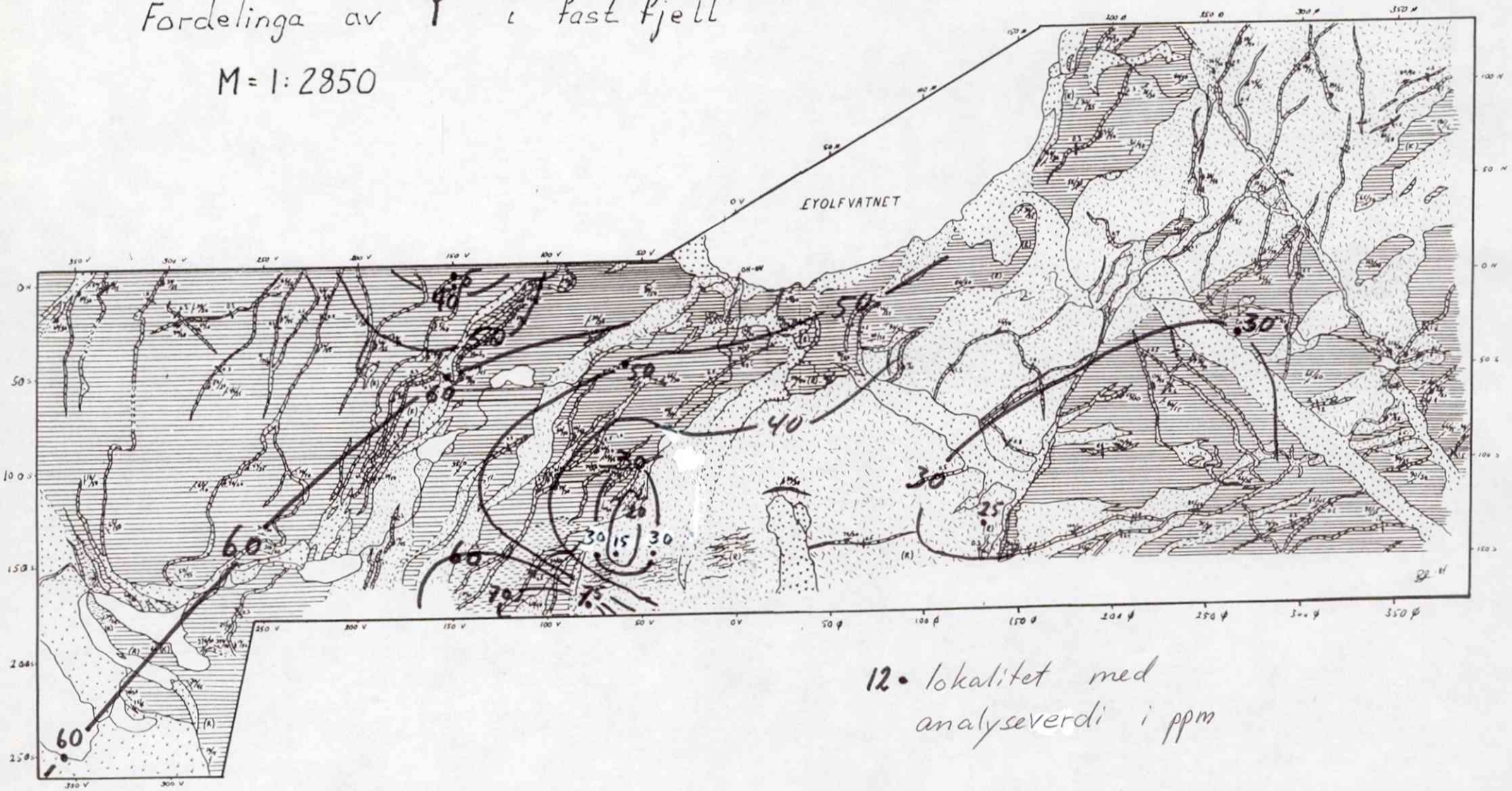
M = 1:2850



12. lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Y i fast fjell

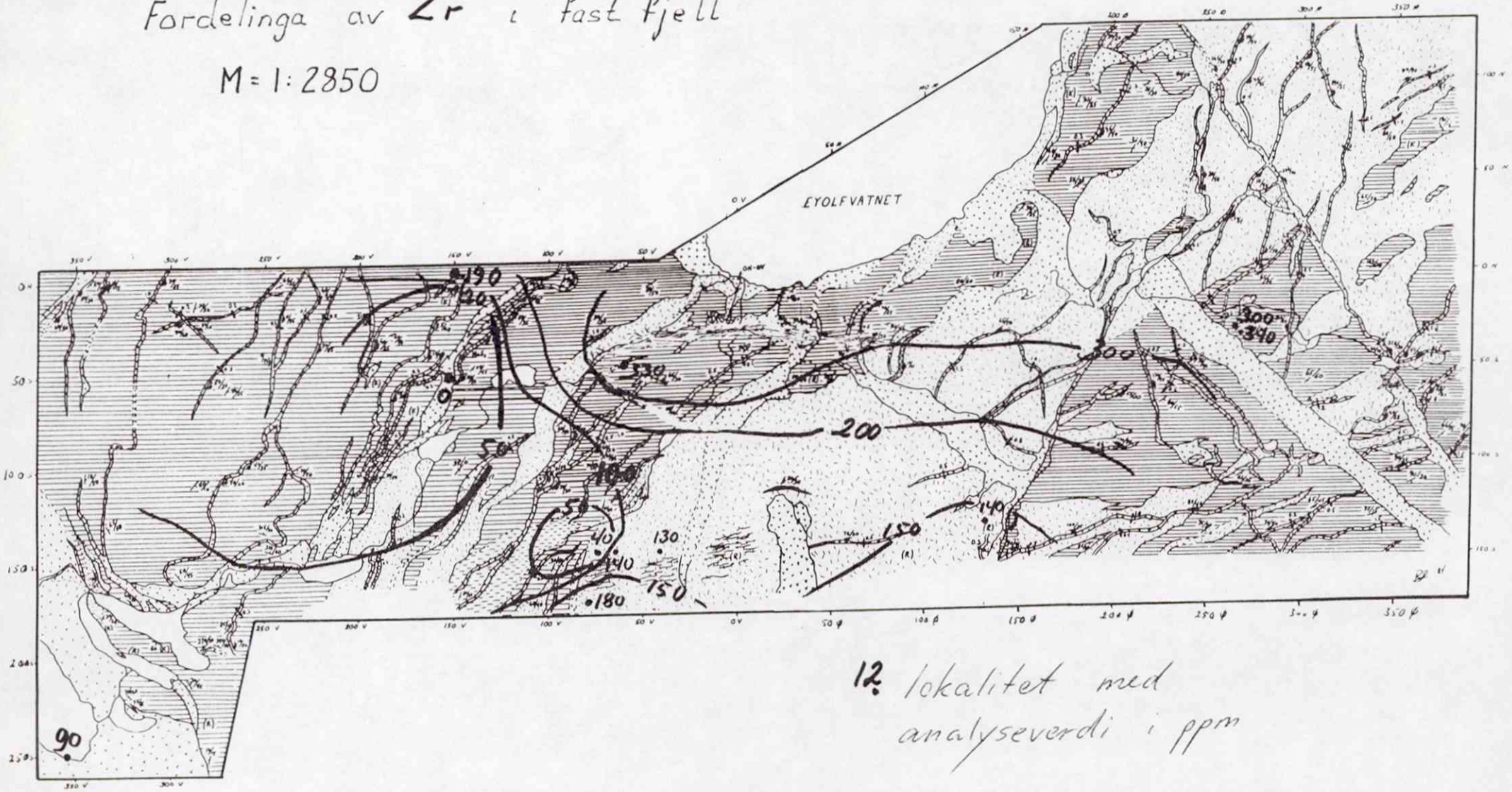
M = 1:2850



12 • lokalitet med analyseverdi i ppm

Fordelinga av Zr i fast fjell

M = 1:2850



12 lokalitet med analyseverdi i ppm

APPENDIX 1

Anomali - begrepet i geofysikk

Ordet anomali er vanleg brukt i geokjemi og geofysikk. Det ein set i samband med ein anomali er "eit avvik frå det normale." Men kva er normalt i naturen ??

I geokjemien har ein ei rekkje statistiske metodar for å definere ein anomali. Geofysikken er meir diffus når det gjeld anomali-begrepet, men også her finnast det metodar for meir eksakte definisjonar.

I Dictionary of Geological Terms, the American Geological Institute, (1976), står det om ein geofysisk anomali: " - an area or restricted portion of a gephysical survey such as magnetic or gravitational, which is different in appearance from the survey in general." Vi ser at om ein skal bruke denne"definisjonen", står ein nokså fritt i kva ein kan kalla anomalt.

I denne studien har eg gått nokså langt i bruken av anomali-begrepet. Dei fleste vil seie at der ein har ein anomali, må ein gå inn med grundigare undersøkinger. Så langt må ikkje mine anomaliar tolkast!

I den magnetometriske undersøkinga er gjennomsnittleg feltstyrke 76.0 nT og i radiometrien 57.6 c.p.s. Av reint praktiske årsakar har eg kalla magnetiske verdiar over 77,5 nT og under 70 nT, og radiometriske verdiar over 70 c.p.s. og under 30 c.p.s. for anomaliar, h.h.v. "positive" og "negative". Dette er gjort for å lette tolkingsarbeidet og dei nemte verdiane er nokså tilfeldig valt. Kanskje burde dei vore eksakt definert relativt den gjennomsnittlege responsen eller maksimum og minimum respons.

APPENDIX 2

Sporelementsoneringer

To profil vart prøvetatt over den scheelitt-mineraliserte sonen i dioritt med tanke på eventuelle sporelementsoneringer: Profil 50V og profil 150S. Profil 50V går nesten på tvers av strokretninga til dei scheelitt-mineraliserte årene, og gje ei skarpare avgrensing av eventuelle soneringer enn profil 150S.

Alle prøvane var dioritt-stuffar frå fast fjell og avstanden mellom prøvepunkta varierte frå 5 - 50 m. Stuffane var på storleik med ein "middels knyttneve".

Prøvane blei analysert med omsyn på flg. element: Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, W, Bi, Li, S, Rb, Sr, Zr og Sn. Når det gjeld elementa Bi, S og Sn så låg verdiane til desse under deteksjonsgrensa i samtlege prøver.

Resultata frå analysene er presentert i tabellform og plotta i kurver, s. 3.18 ff. der berggrunnen med scheelitt-mineraliseringa er skissert. Det er brukt same symbol på bergartane som på berggrunnskartet, bilag 1.

Wolfram

Rose et al. (1979) oppgje gjennomsnittleg innhald av W i mafiske bergartar til 1.0 ppm. Ein ser på dei plotta profilane at det er klart anomale W-verdiar over den påviste mineraliseringa; på profil 50 V ved 150S og på profil 150S mellom 100V og 200. Dei høgaste verdiane har stuffane med synleg disseminert scheelitt, nr. 44, 56, 57 og 58. I tillegg finn ein anomale W-verdiar i prøvar som ikkje er tatt ved synleg mineralisering, td. ved 250S, profil 50V.

Kopar

Gjennomsnittleg innhald i mafiske bergartar er 72 ppm. På profil 150S er det ikkje særskilt mykje eller lite kopar over scheelittmineraliseringa, men profil 50V viser eit noko auka innhald. I dioritt er det hovudsakleg dei mafiske minerala som inneheld Cu.

Bly

Gjennomsnittleg innhald i mafiske bergartar er 4 ppm. På same måten som kopar er det eit auka innhald av bly over den mineraliserte sonen. Det er imidlertid ikkje prøvane med mest wolfram som har mest bly, og desse to elementa kan ikkje eintydig korrelerast. Dei viktigaste minerala som fører bly er glimmer og kalifeltspat.

Sink

Gjennomsnittleg innhald av sink i mafiske bergartar er 94 ppm. Dei viktigaste sink-førande minerala er dei mafiske. Elementet har ikkje særskilt høge eller låge verdiar over scheelittmineraliseringa.

Nikkel

Det gjennomsnittlege innhaldet av nikkel i mafiske bergartar er 130 ppm, og vi ser at denne dioritten har eit lågre innhald. Det er først og framst dei mafiske minerala som inneheld Ni. Den scheelitt-mineraliserte sonen i dioritt har eit auka innhald av nikkel. Spesielt på profil 50V ser det ut som om sideberget har blitt utluta på nikkel i ein avstand av 30 - 50 m frå scheelitt-mineraliseringa.

Krom

Gjennomsnittleg Cr-verdi i mafiske bergartar er iflg. Rose et al. (1979) 170 ppm , og denne dioritten har eit noko lågre innhald. Krom er sterkt assosiert med nikkel, og på profil 50V ser ein at på same måten som nikkel er krom luta ut fra sideberget og anrika i den scheelitt-mineraliserte sonen.

Mangan

Gjennomsnittsinnhaldet av mangan i mafiske bergartar er 1500 ppm; verdiane her ligg stort sett mellom 800 og 1000 ppm. Elementet opptrer stort sett i dei mafiske minerala. På profil 150S kan det sjå ut som om det har vore ei svak utluting i den scheelitt-mineraliserte sonen, men profil 50V ser ikkje ut til å stadfeste dette.

Litium

Mafiske bergartar innheld i gjennomsnitt 17 ppm litium, og det opptrer i mafiske mineral. Ein har her eit tydeleg auka innhald av Li i den scheelitt-mineraliserte sonen. Litium er vanleg assosiert med tinn og wolfram.

Rubidium

Gjennomsnittleg innhald på 32 ppm i mafiske bergartar, og Rb opptrer først og framst i kalifeltspat. Det er ei tydeleg anriking av rubidium i den scheelitt-mineraliserte sonen på profil 50V.

Strontium

Mafiske bergartar inneheld gjennomsnittleg 465 ppm strontium, og elementet følgjer Ca i plagioklas. Strontium har ikkje særskilt høge eller låge verdiar over scheelitt-mineraliseringa.

Forholdet rubidium/strontium

På profil 50V ser ein at dette forholdet aukar over scheelitt-mineraliseringa, man dette kjem ikkje tydeleg fram på profil 150S.

Zirkonium

Gjennomsnittsinnhaldet i mafiske bergartar er 140 ppm og det viktigaste Zr-mineralet er zirkon. Elementet har relativt låg mobilitet, likevel har ein her ei markert utluting i scheelitt-mineraliseringa. Dette stadfester at zirkonium har blitt transportert saman med wolfram i hydrotermale løysinger. Zirkon har ikkje mineralisert saman med scheelitt i dioritt, men i kalk (silikat) glimmerskifer (sjå s. 58).

Konklusjon

Det viser seg at det er stort sett dioritt med synlege scheelittkorn som har eit anomalt innhald av wolfram. Elementa W, Cu, Pb, Ni, Cr, Li og Rb er anrika i den scheelitt-mineraliserte sonen, medan Zr er utluta. Zn, Mn (?), Sr, Bi, S og Sn viser ikkje særskilte høge eller låge verdiar over scheelittmineraliseringa.

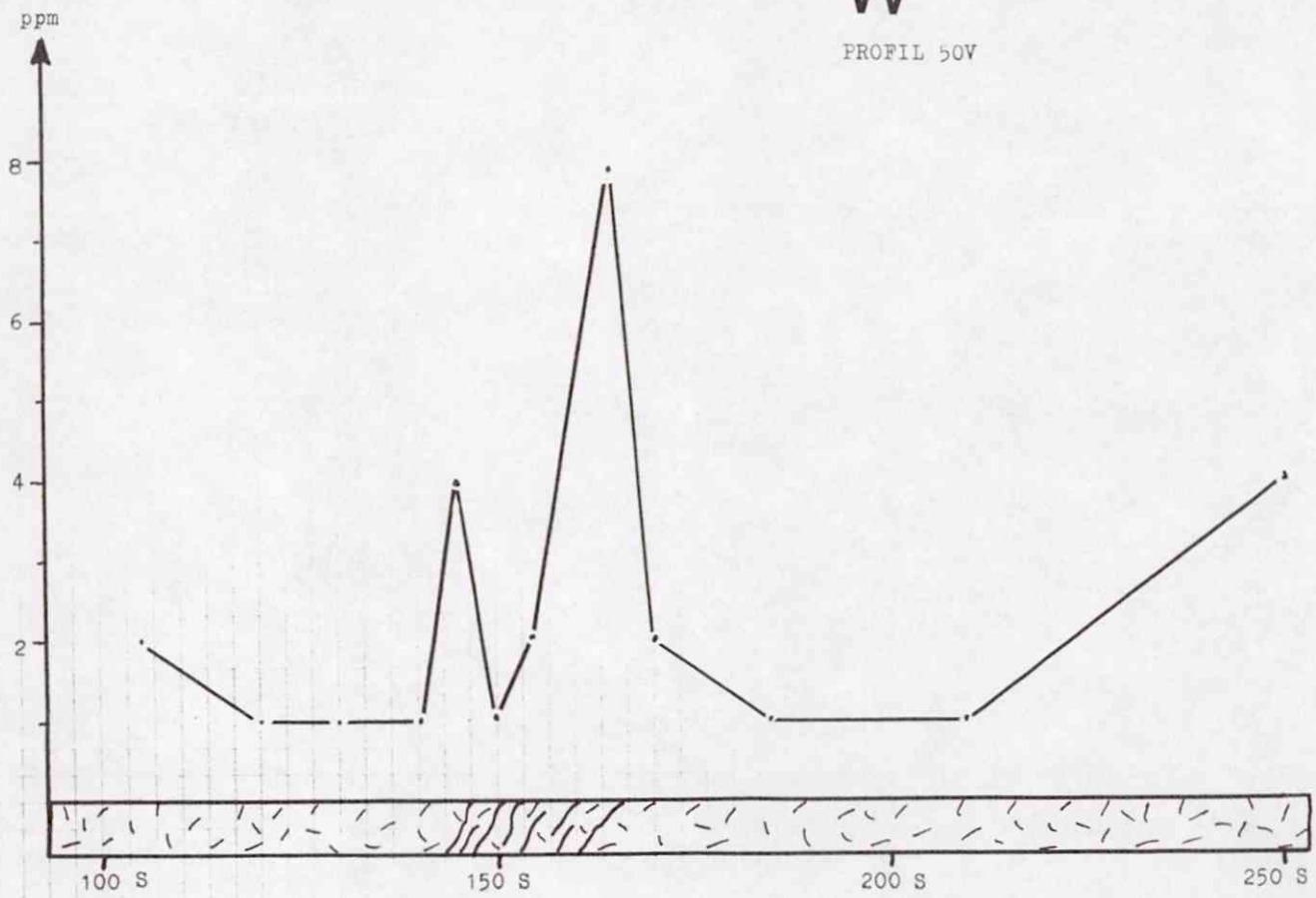
SAMPLE NO.	LOKALITET	CU	PB	ZN	NI	CR	MN	W	BI	LI	S	RB	SR	ZR	SN	Rb/Sr
RS: 15	2500 - 6N	11	11	61	28	93	764	-1.0	-1	40	-0.1A	67	342	128	-1	0.20
35	50V - 105S	60	3	75	36	144	1046	2	-1	34	"	43	267	223	"	0.16
36	" - 120S	16	3	103	11	104	617	-1	-1	41	"	130	202	249	"	0.64
37	" - 130S	20	7	72	12	83	714	-1	-1	26	"	72	303	209	"	0.24
38	" - 140S	15	2	68	15	54	796	-1	-1	31	"	52	327	151	"	0.16
39	" - 145S	29	1	70	25	130	1213	4	-1	42	"	64	271	161	"	0.24
40	" - 150S	24	7	58	19	87	965	1	-1	42	"	83	302	134	"	0.28
41	" - 155S	21	6	59	14	75	838	2	-1	41	"	90	341	130	"	0.26
42	" - 160S	20	4	85	19	62	782	2	-1	88	"	123	322	119	"	0.38
43	" - 165S	18	17	64	10	88	923	8	-1	65	"	142	310	116	"	0.46
44	" - 170S	18	14	74	7	51	892	2	-1	75	"	71	323	175	"	0.22
45	" - 185S	23	1	36	1	71	1014	-1	-1	42	"	37	320	202	"	0.21
46	" - 210S	16	1	75	10	89	773	-1	-1	34	"	65	294	222	"	0.22
47	" - 250S	18	1	55	16	65	735	4	-1	27	"	66	319	150	"	0.21
48	1700 - 150S	23	3	71	9	92	865	2	-1	50	"	99	304	172	"	0.33
49	1250 - 130S	19	1	62	2	63	1058	-1	-1	37	"	34	334	166	"	0.10
50	1000 - 150S	20	4	66	1	89	898	2	-1	44	"	87	310	169	"	0.28
51	800 - "	19	2	66	3	74	1017	2	-1	47	"	74	302	160	"	0.25
52	600 - "	14	1	70	1	86	1074	1	-1	4	"	60	305	151	"	0.20
53	400 - "	24	1	80	1	108	915	-1	-1	36	"	68	329	164	"	0.21
54	200 - "	20	4	53	5	84	889	1	-1	56	"	51	330	154	"	0.16
55	0 - "	13	1	60	14	77	886	1	-1	56	"	94	342	119	"	0.28
56	20V - "	23	1	78	18	117	763	1000	-1	45	"	114	323	147	"	0.35
57	40V - "	14	5	36	9	63	750	2	-1	19	"	33	332	117	"	0.10
58	65V - "	18	5	57	6	65	844	2	-1	22	"	50	336	155	"	0.15
59	80V - "	15	2	68	44	73	927	3	-1	23	"	64	332	172	"	0.19
60	90V - "	26	1	79	4	58	815	1	-1	41	"	145	308	198	"	0.47
61	160V - "	23	1	54	31	105	985	1	-1	22	"	57	282	222	"	0.20
62	55V - 40S	19	1	68	37	131	1100	1	-1	54	"	89	262	229	"	0.34

PLEASE NOTE: '-' IS EQUAL TO LESS THAN

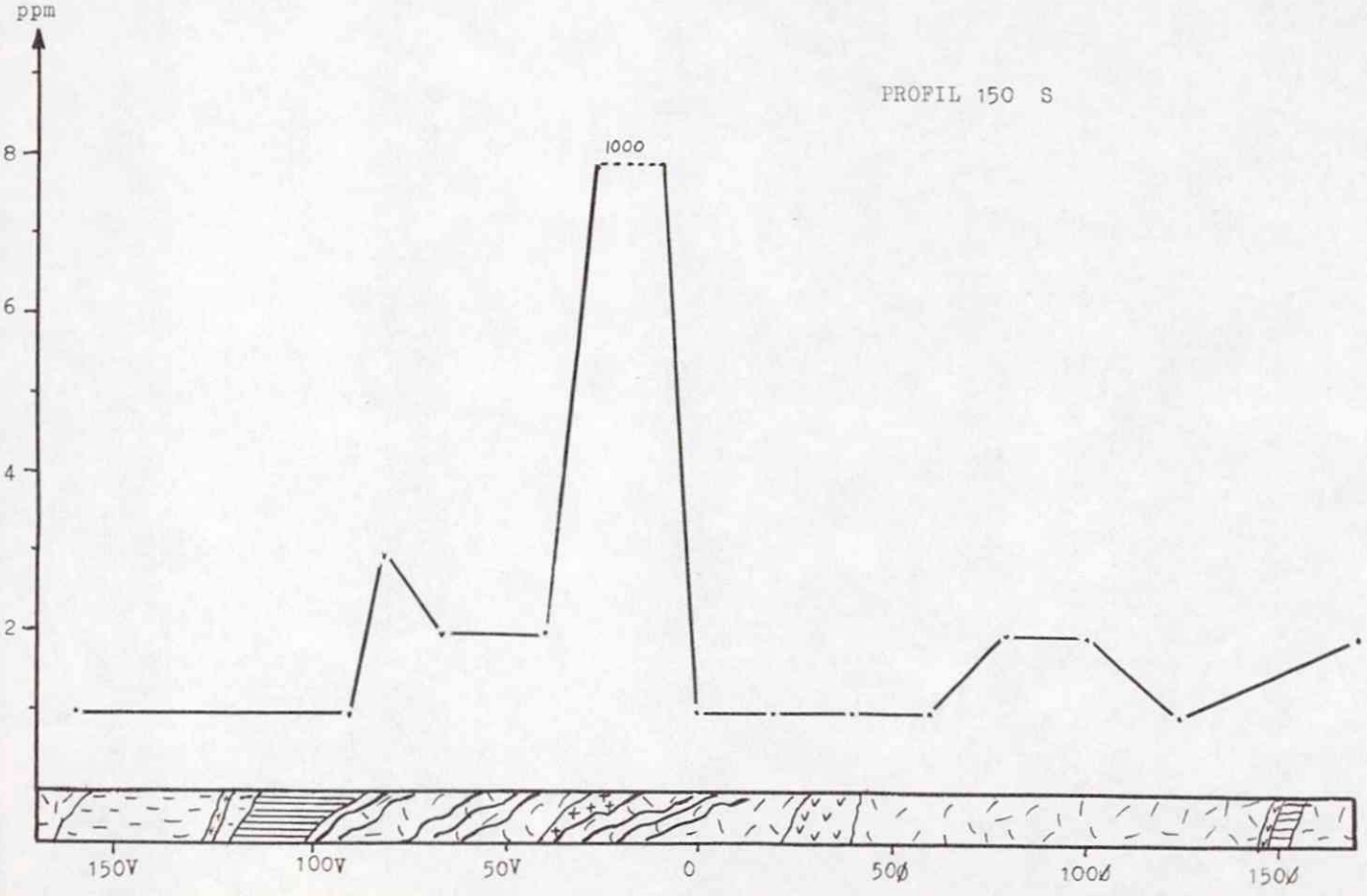
Analysene er utført av Mercury Analytical LTD - Limerick

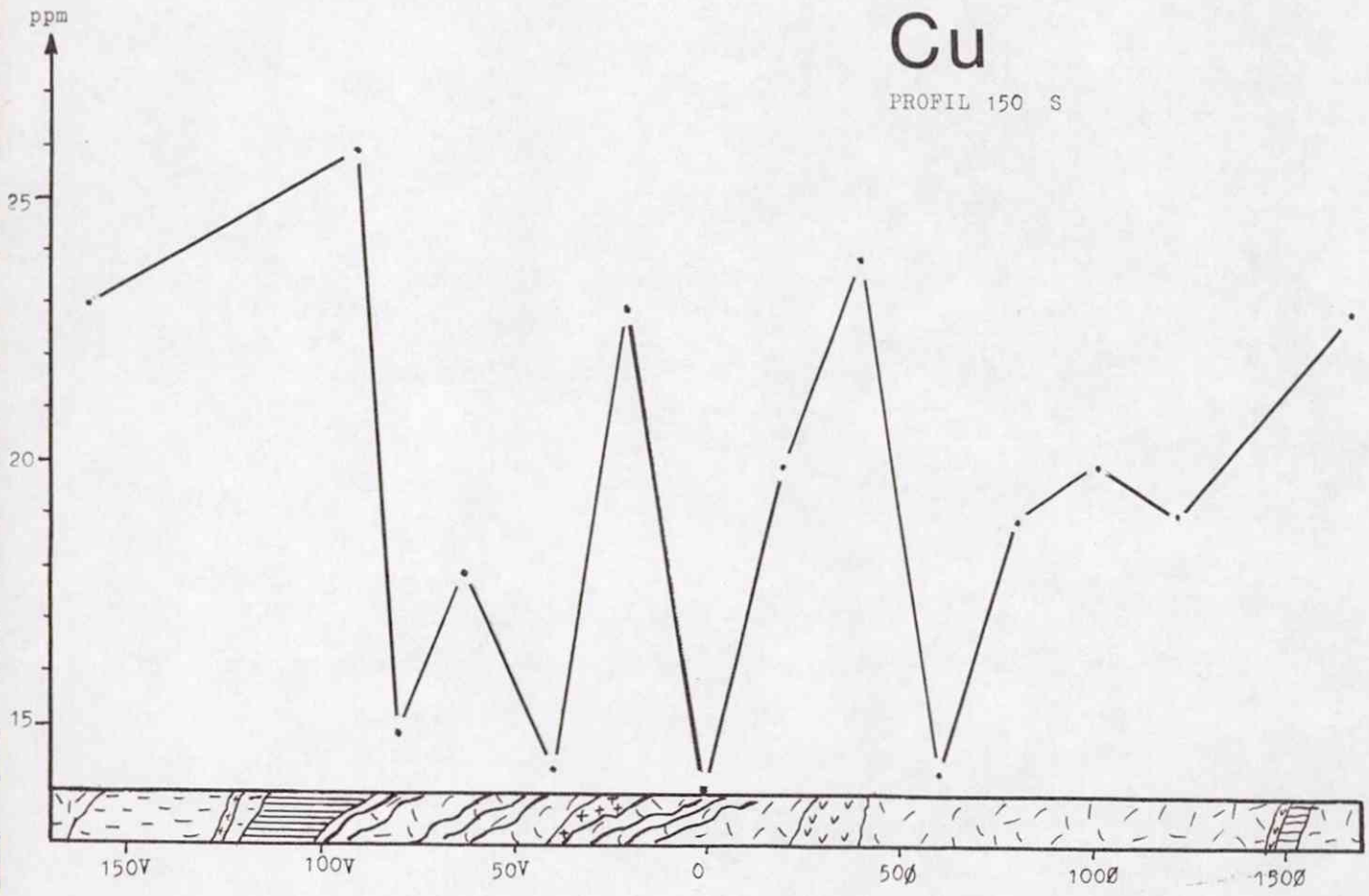
W

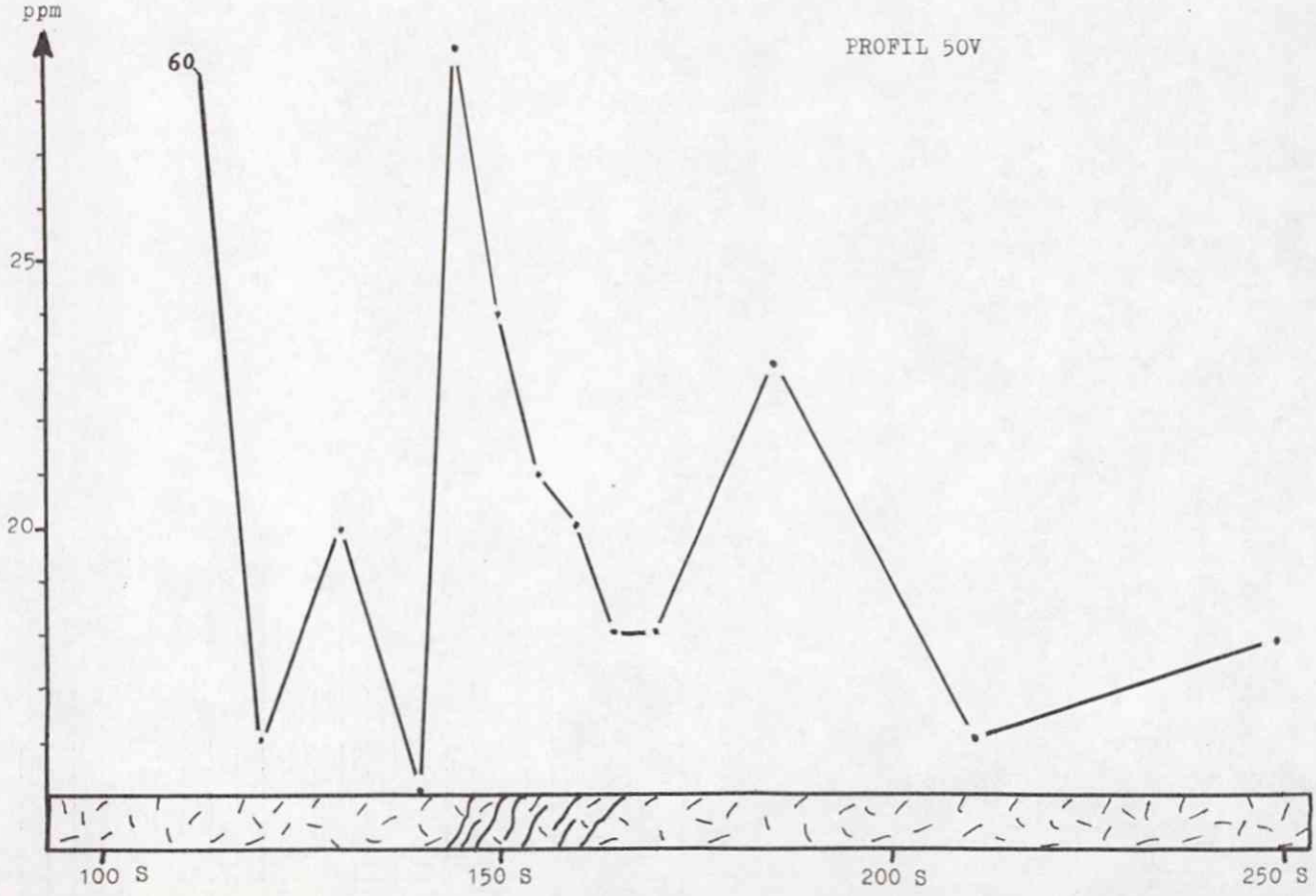
PROFIL 50V

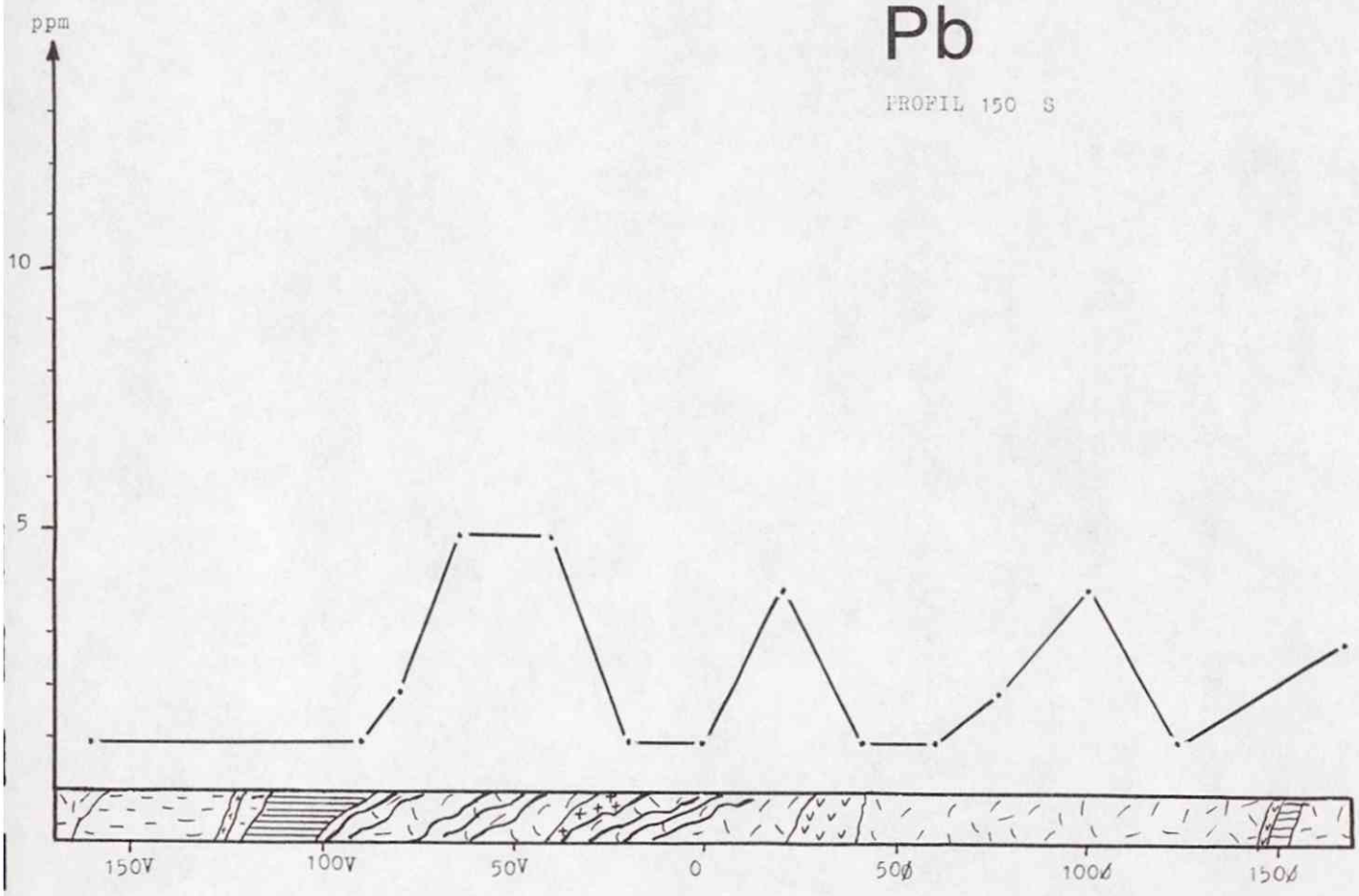


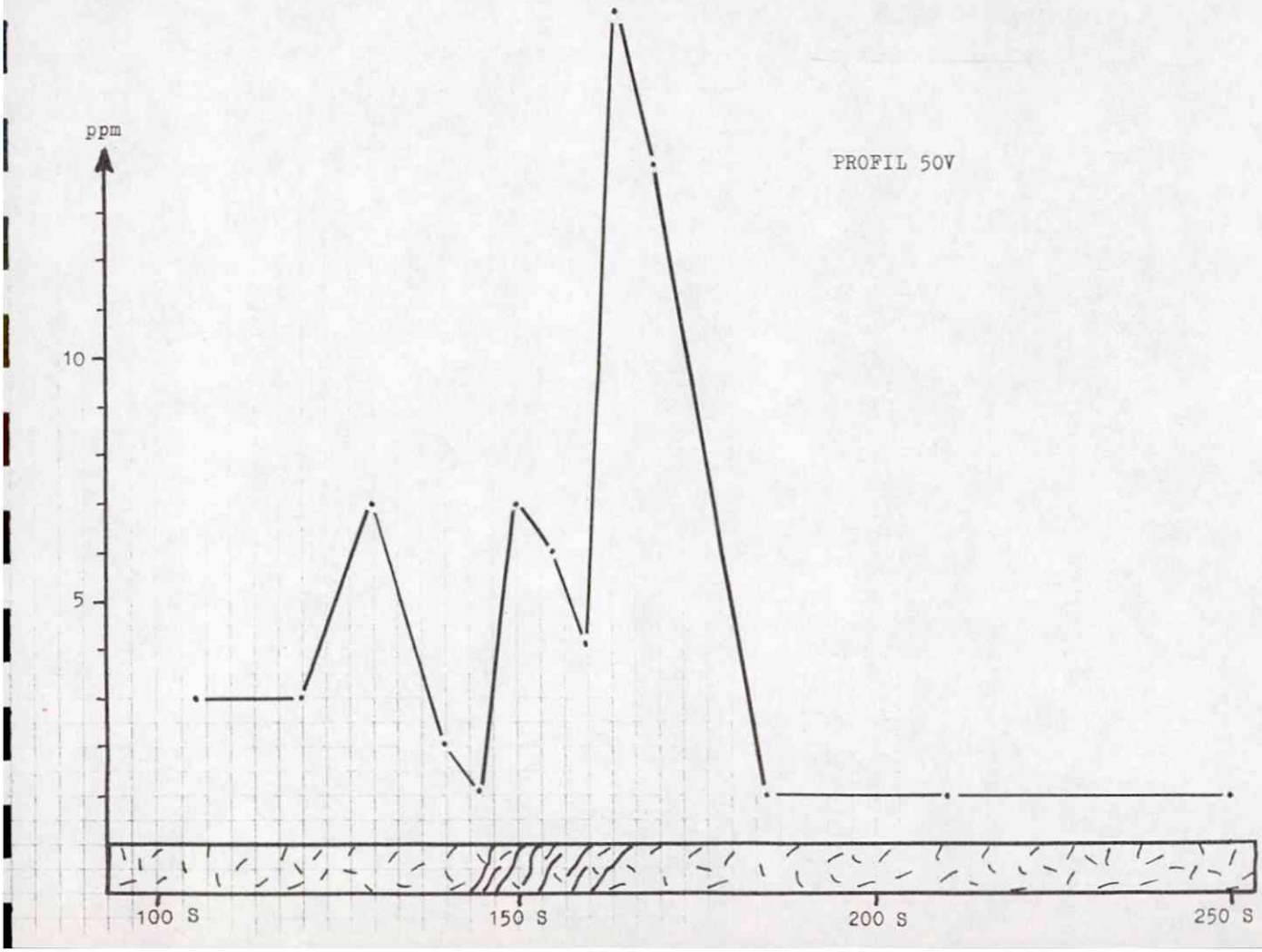
PROFIL 150 S




ppm
Cu
PROFIL 150 S
25
20
15
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

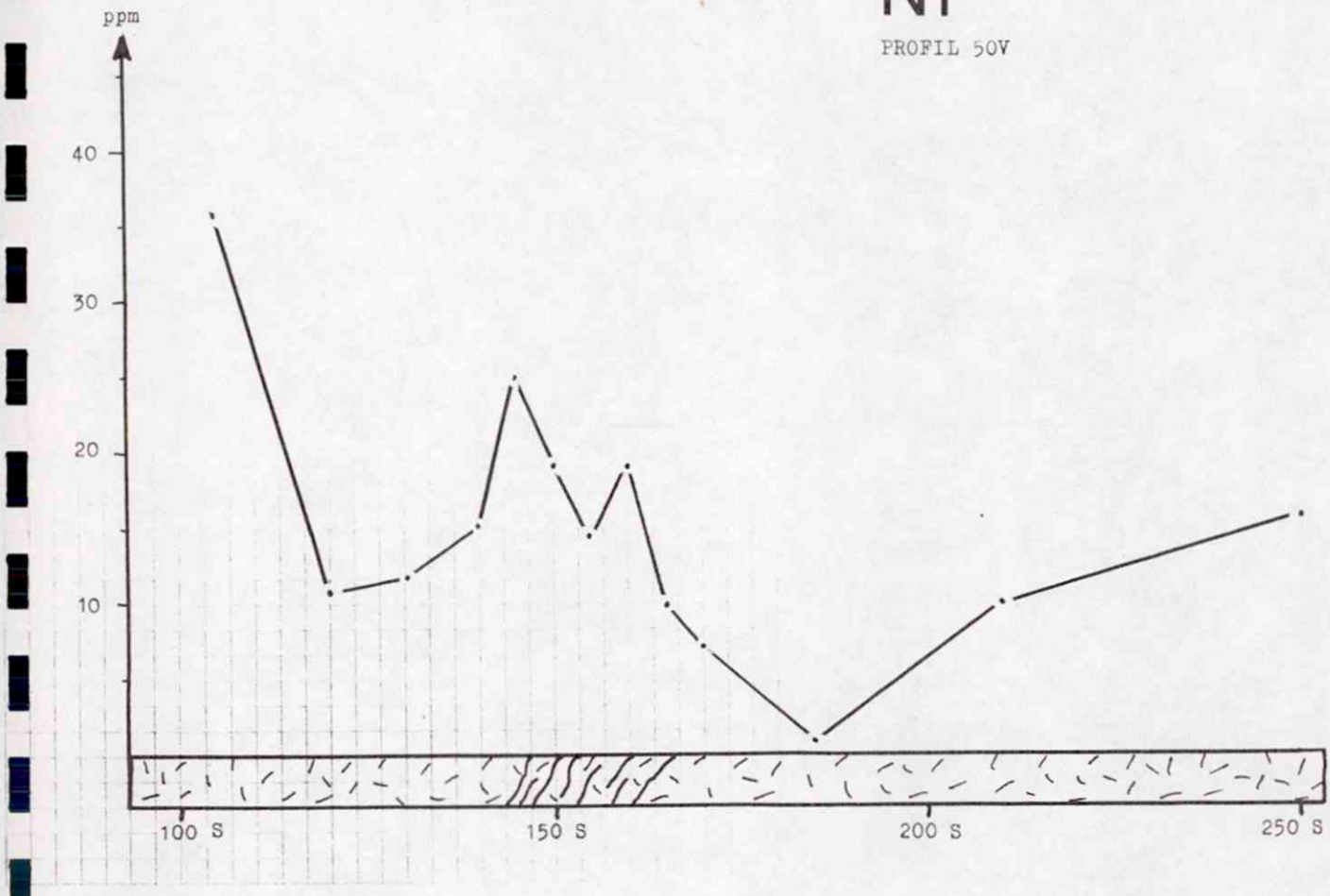

ppm
PROFIL 50V
60
25
20
100 S
150 S
200 S
250 S


Pb
PROFIL 150 S
ppm
10
5
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

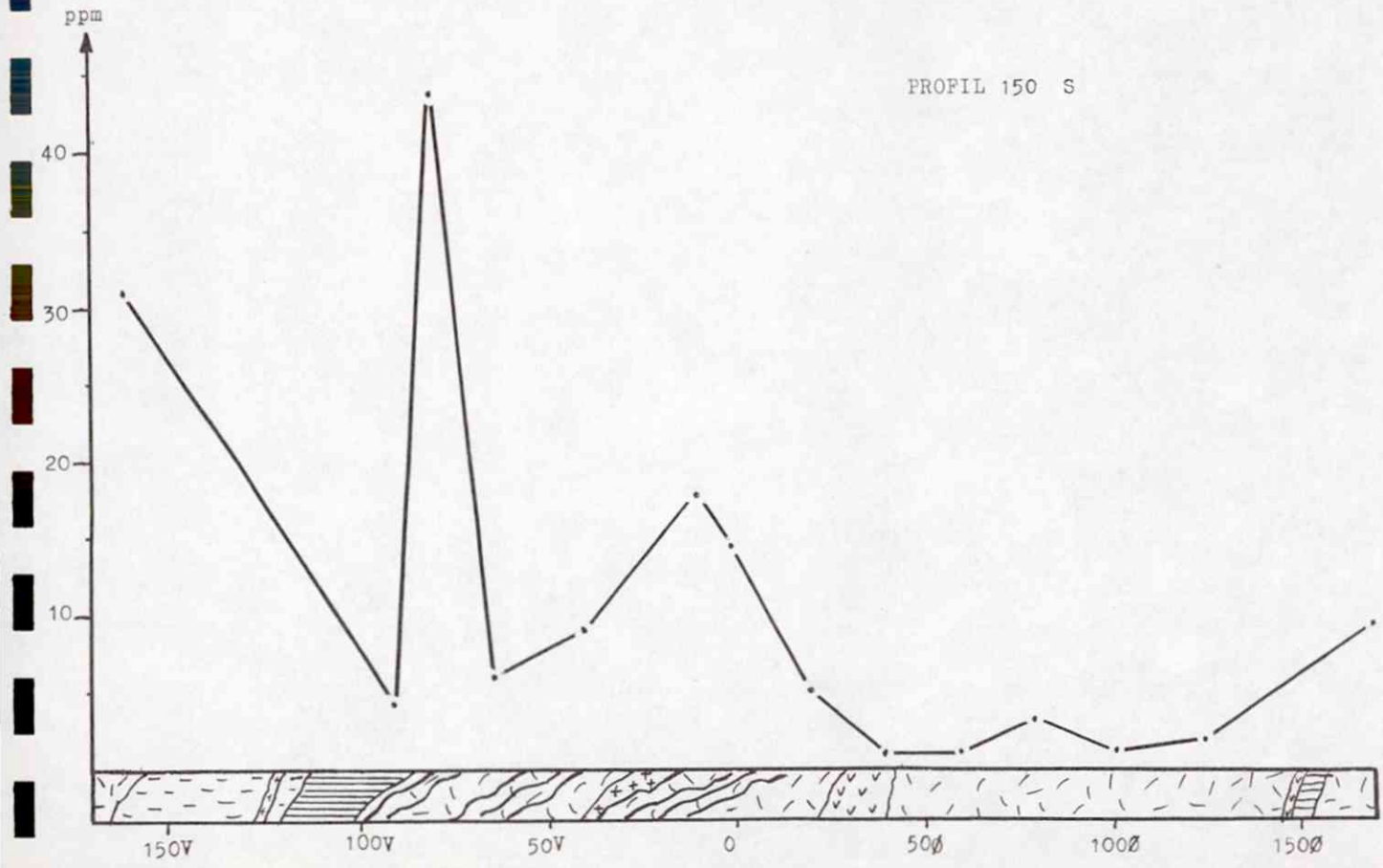

ppm
PROFIL 50V
10
5
100 S
150 S
200 S
250 S

Ni

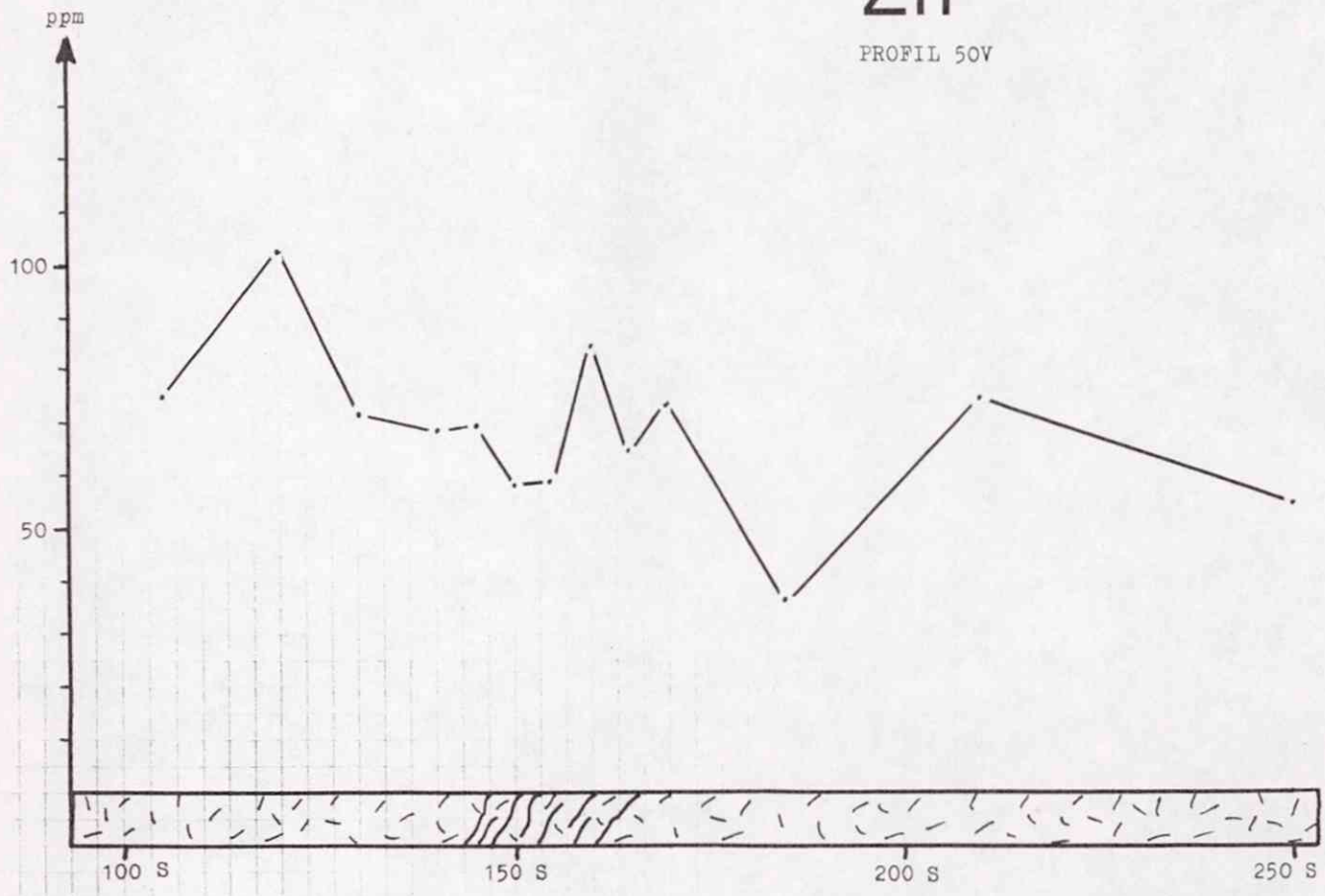
PROFIL 50V

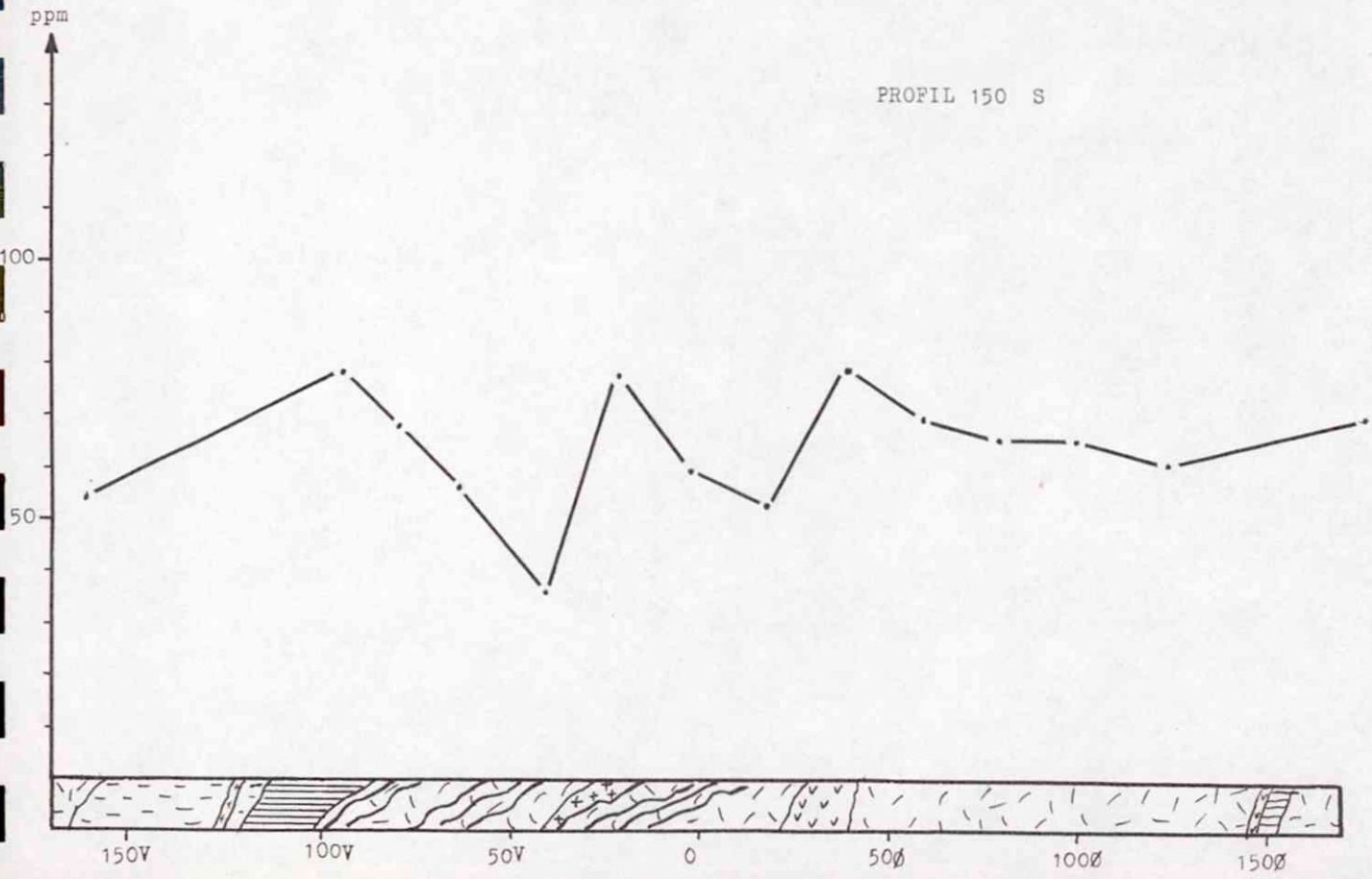


PROFIL 150 S



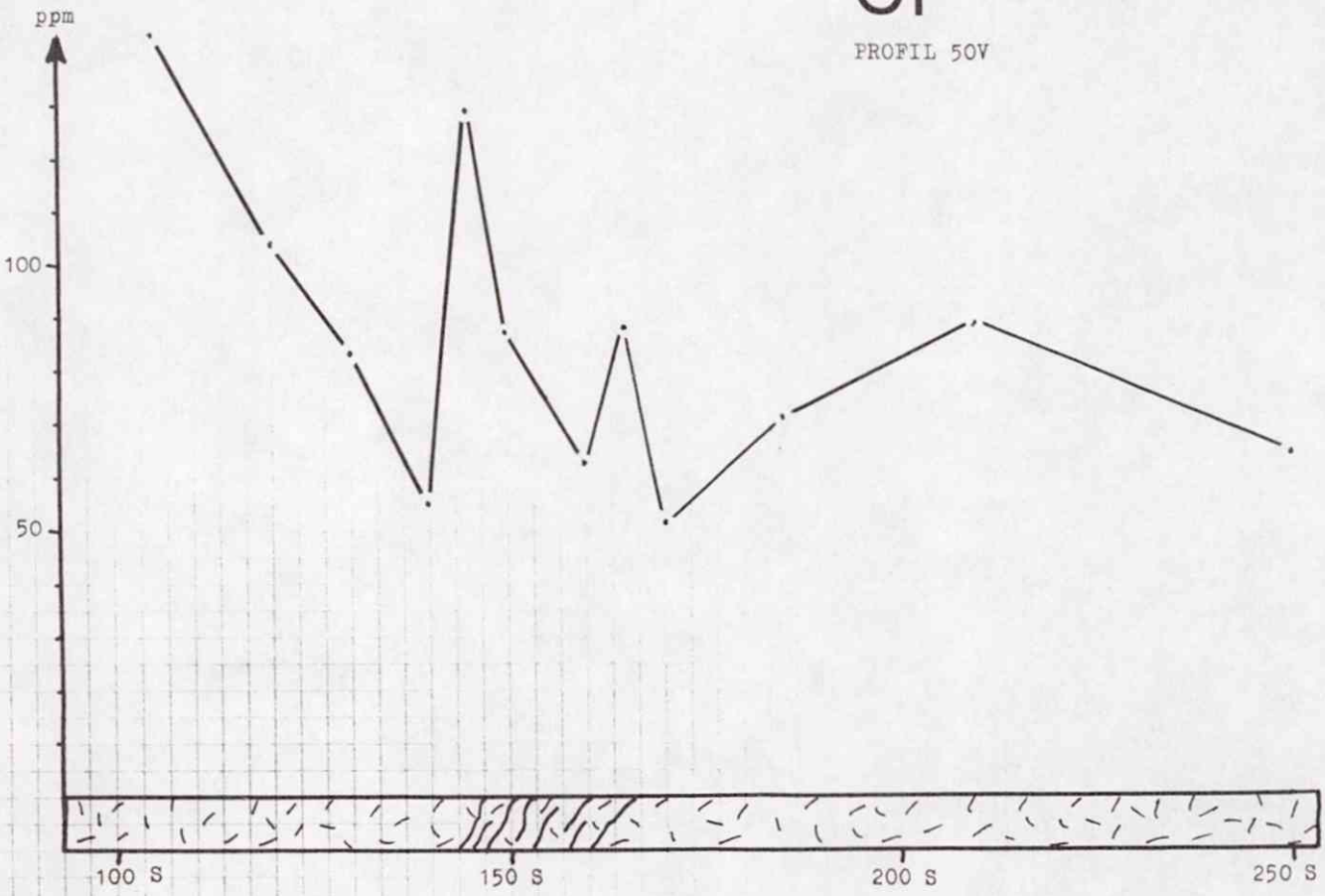
Zn


ppm
PROFIL 50V
100
50
100 S
150 S
200 S
250 S


ppm
PROFIL 150 S
100
50
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

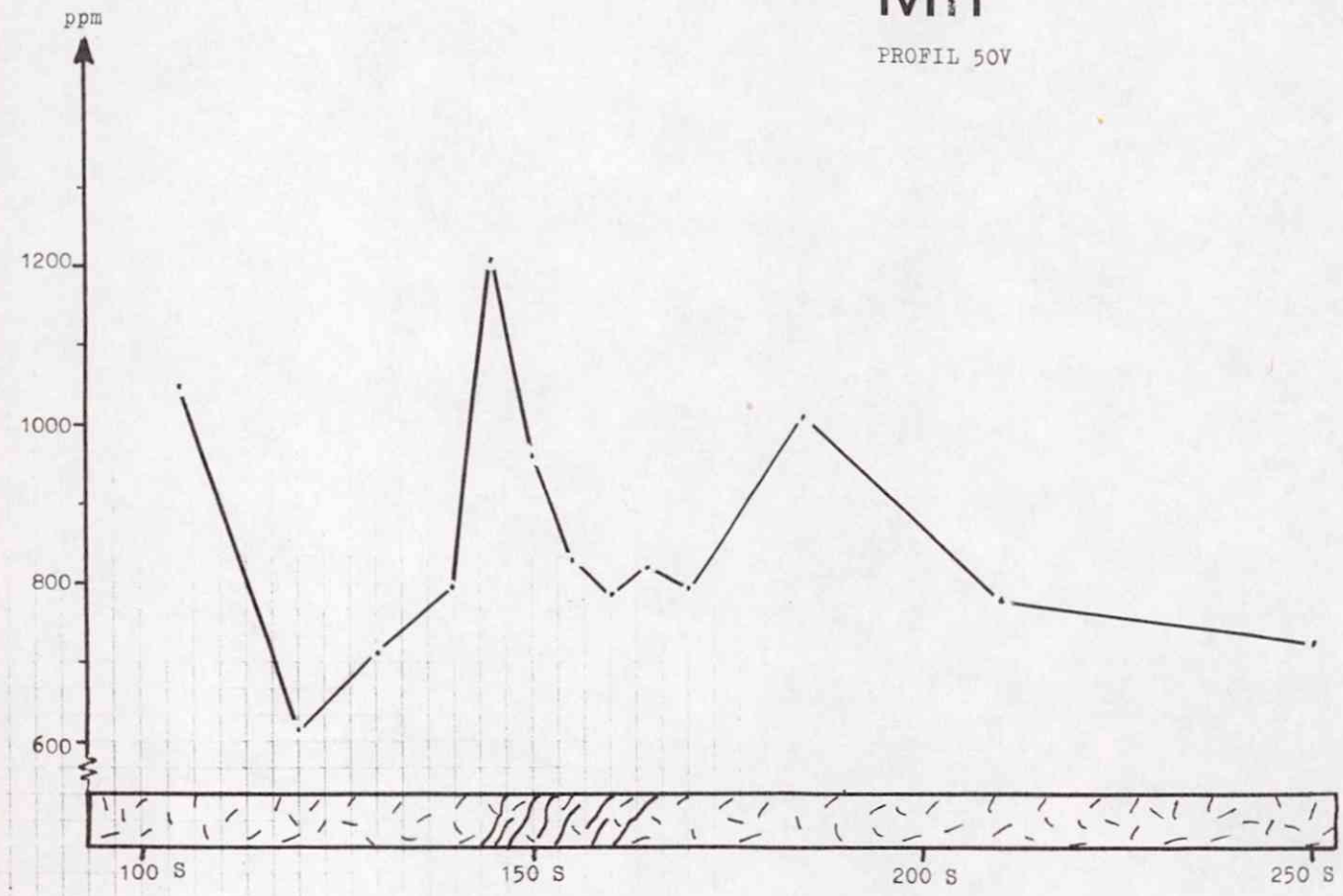
Cr

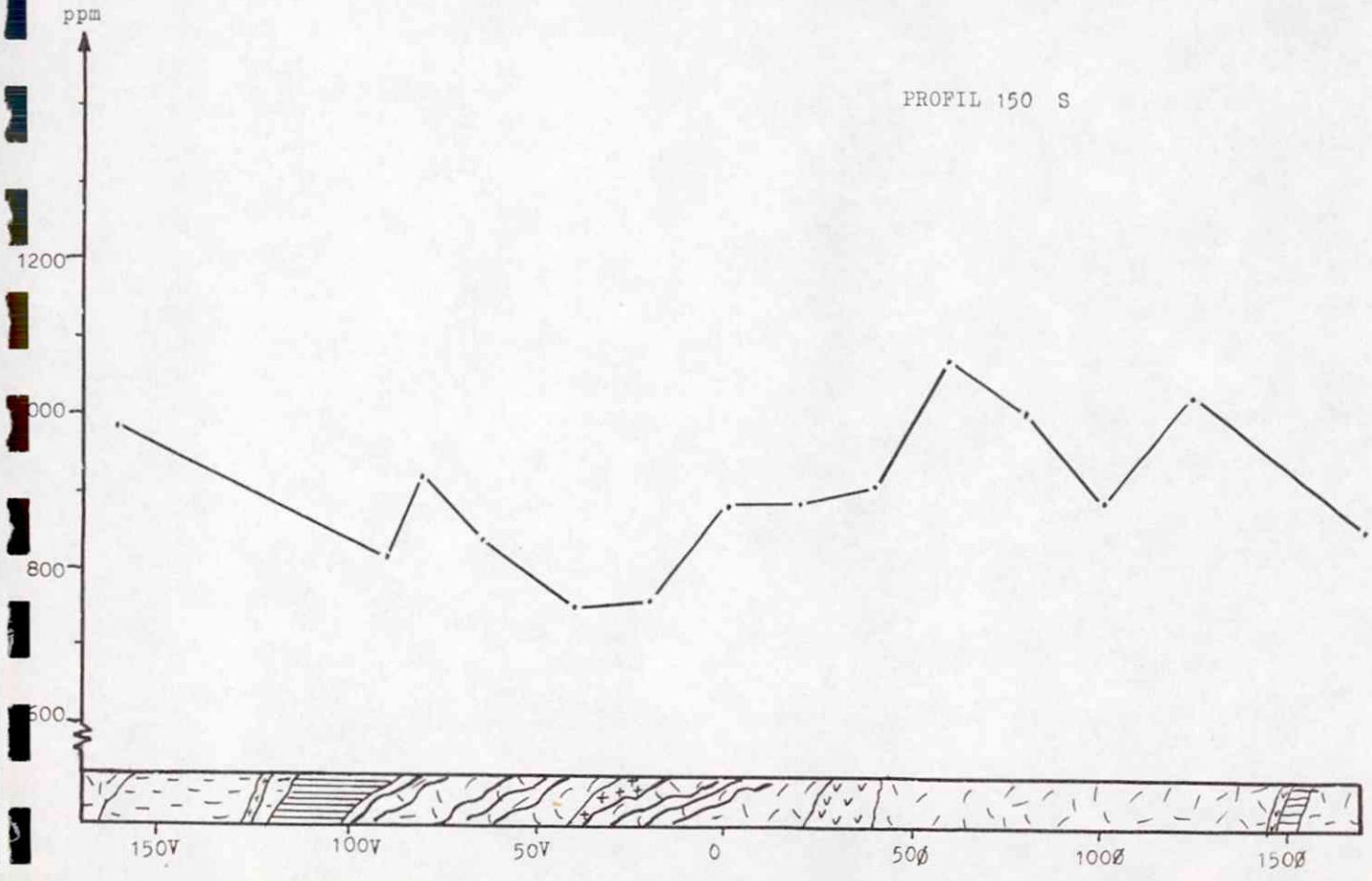
PROFIL 50V



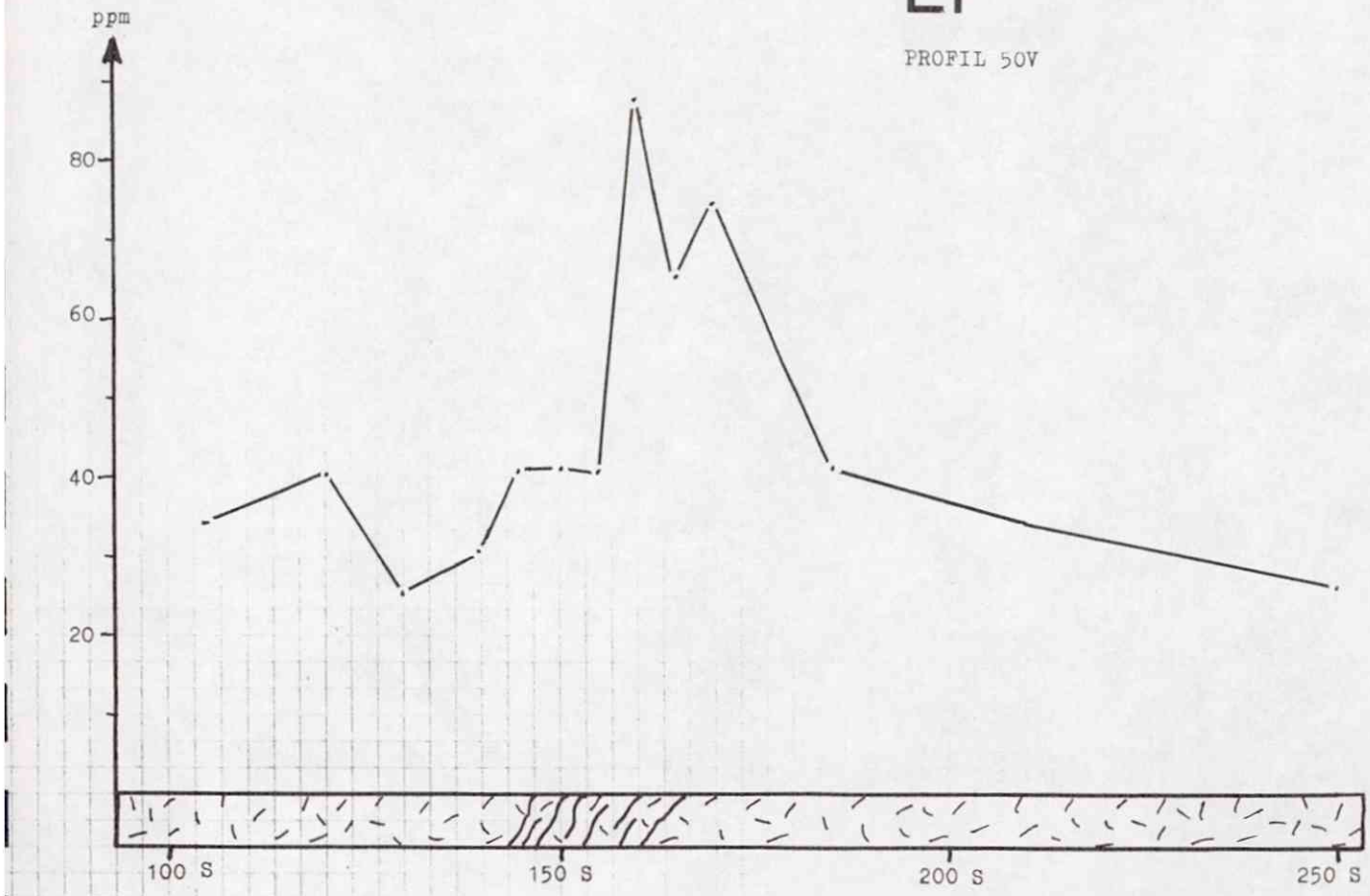
PROFIL 150 S

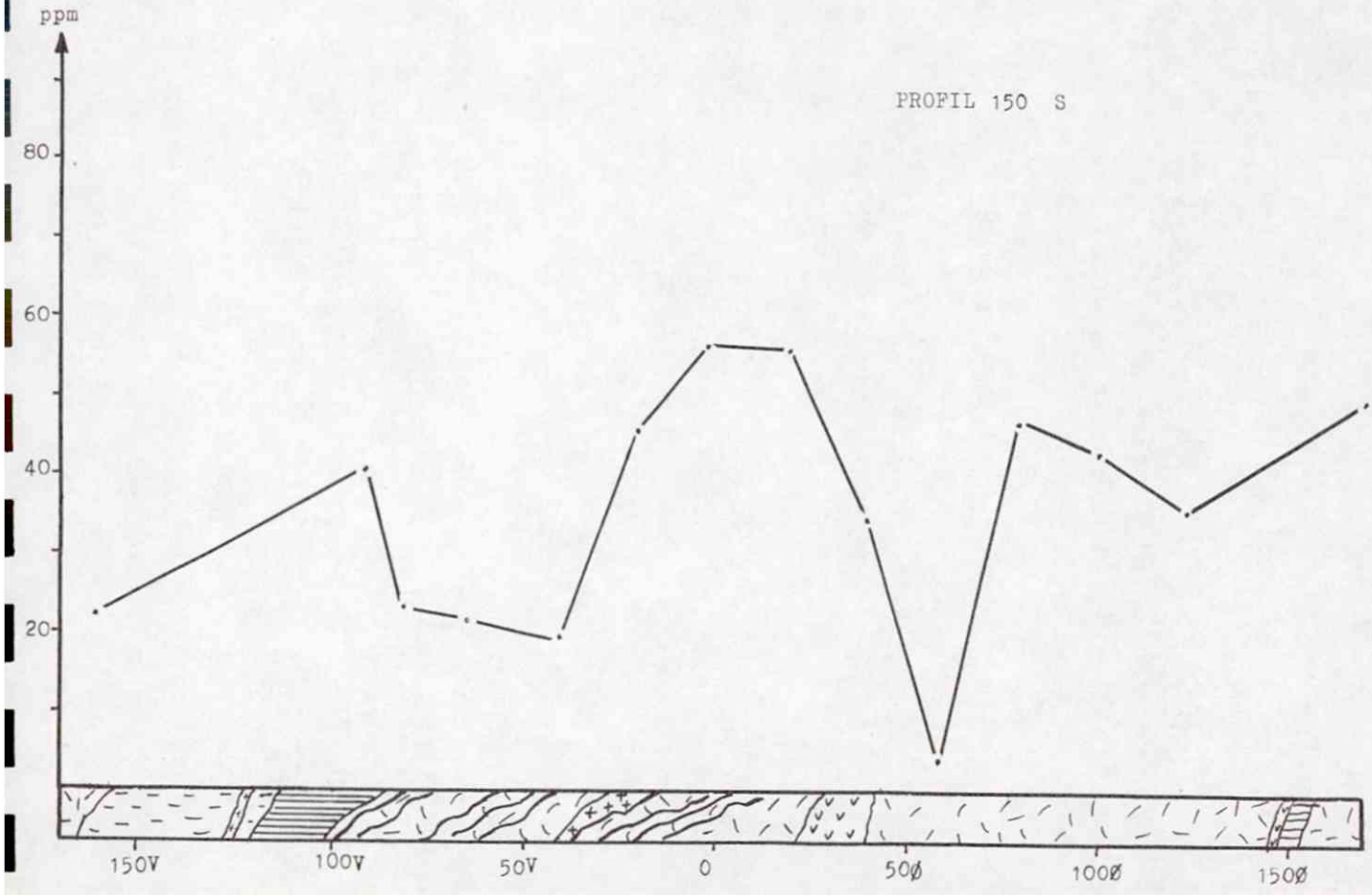
Mn


ppm
PROFIL 50V
1200
1000
800
600
100 S
150 S
200 S
250 S

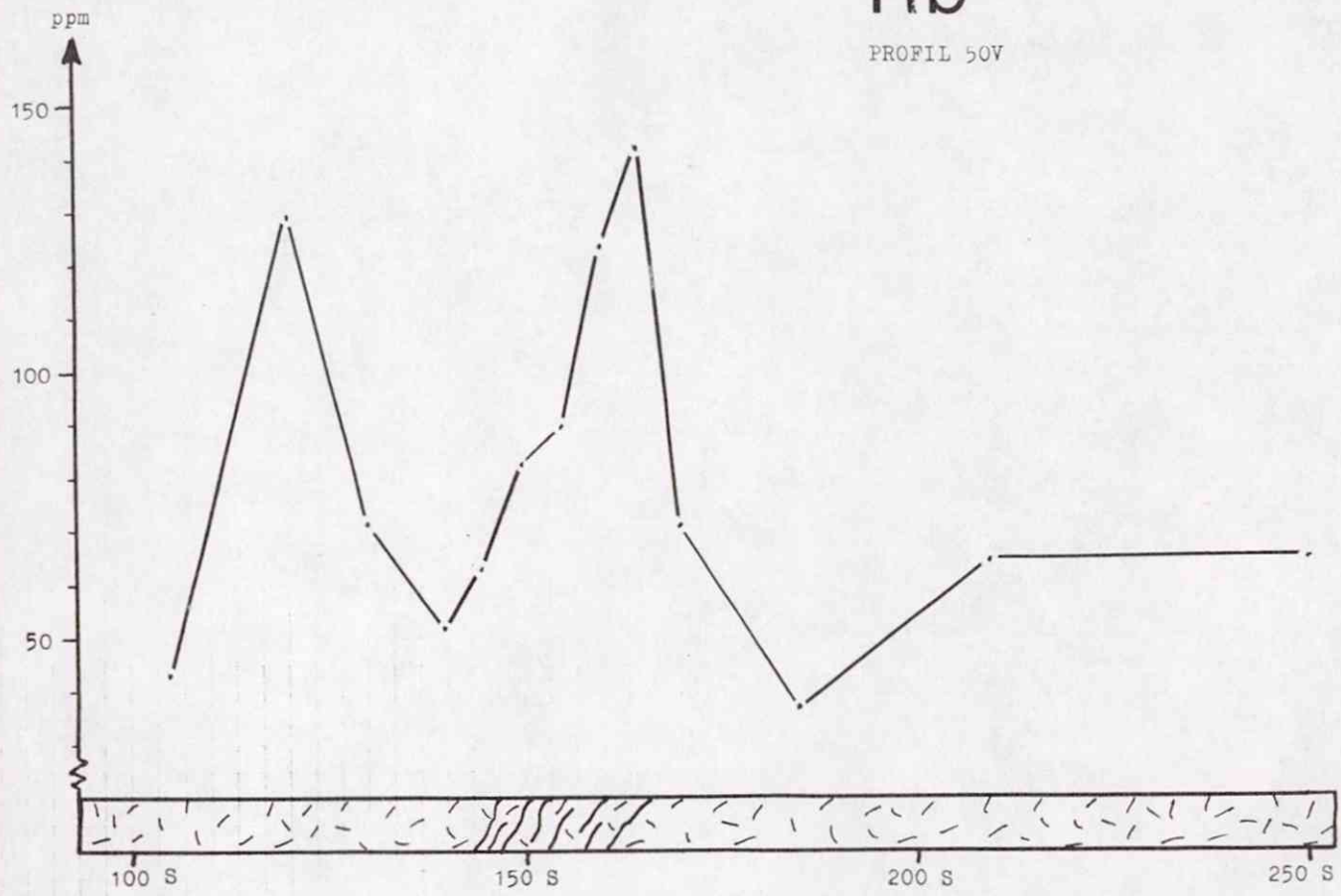

ppm
PROFIL 150 S
1200
800
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

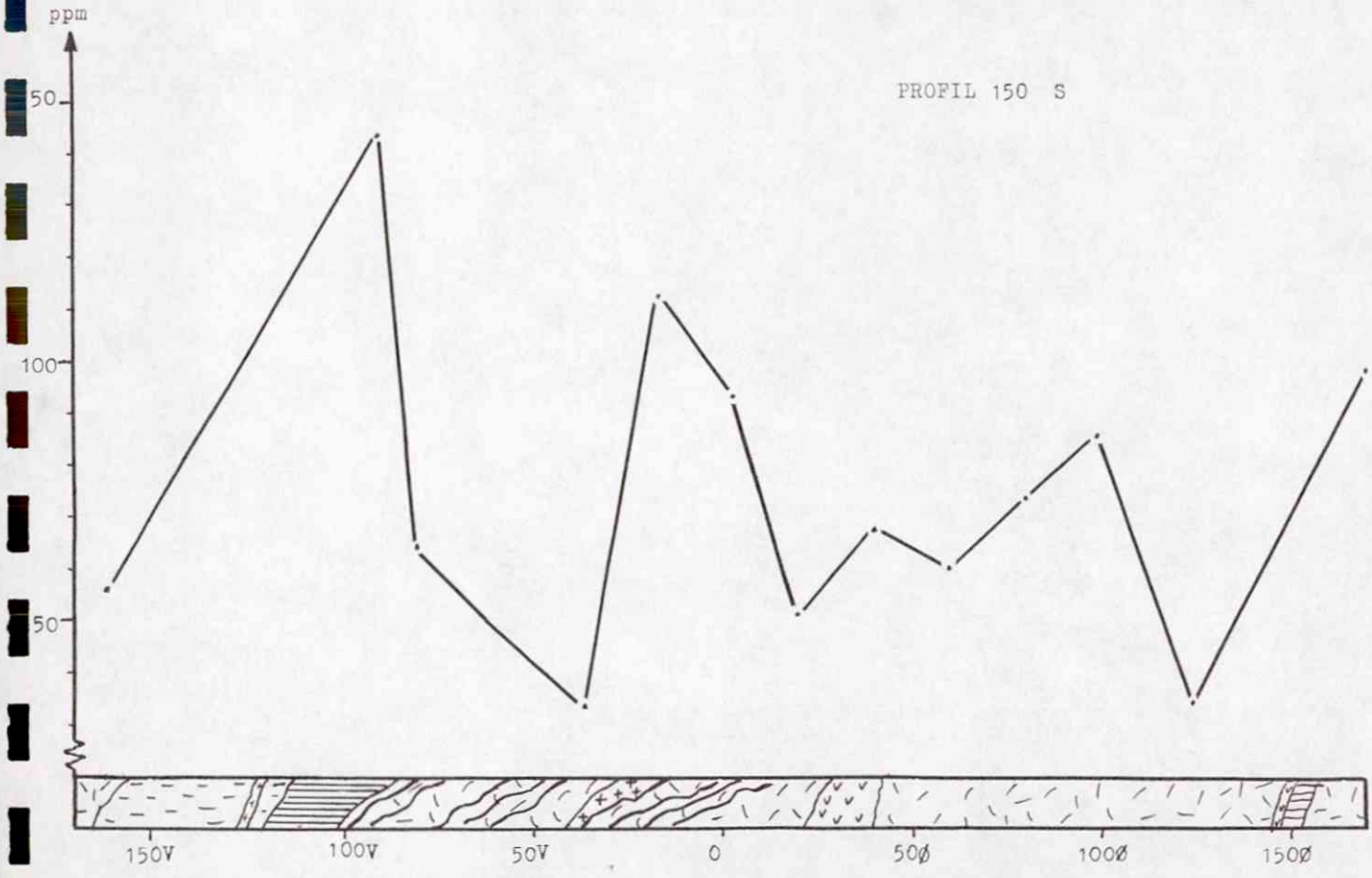
Li


ppm
PROFIL 50V
80
60
40
20
100 S
150 S
200 S
250 S


ppm
PROFIL 150 S
80
60
40
20
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

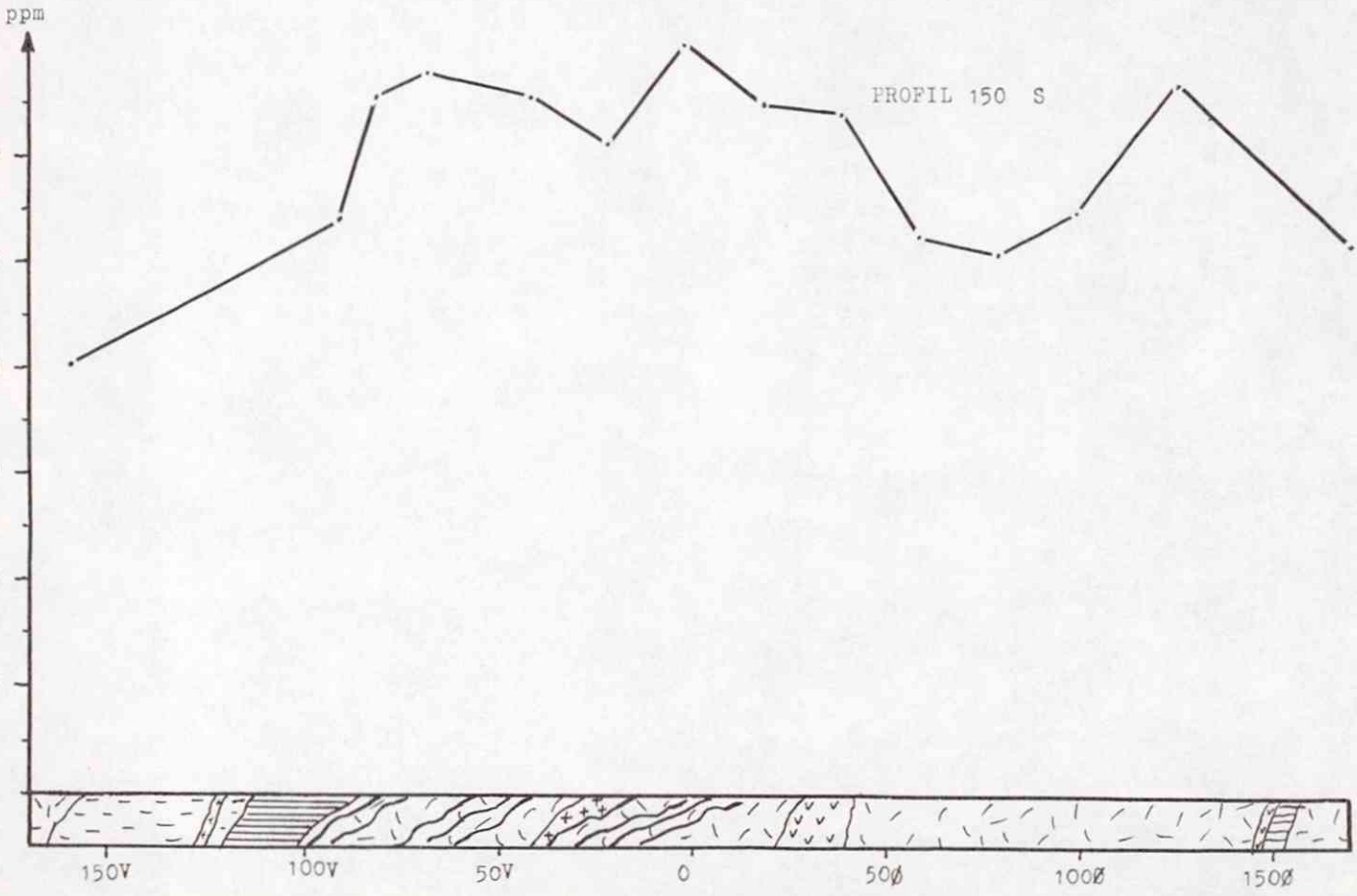
Rb


PROFIL 50V
ppm
150
100
50
100 S
150 S
200 S
250 S

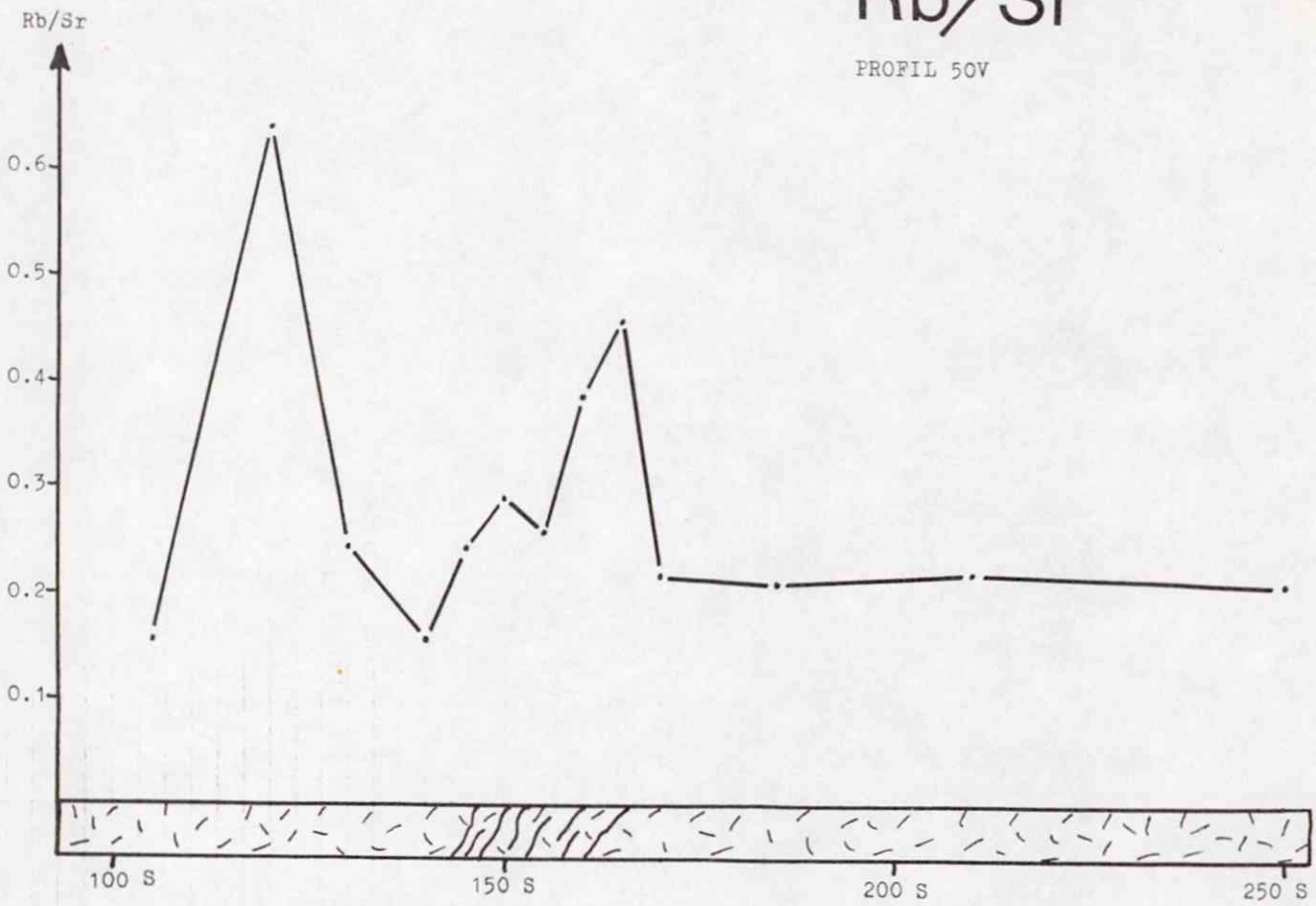

PROFIL 150 S
ppm
50
100
50
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

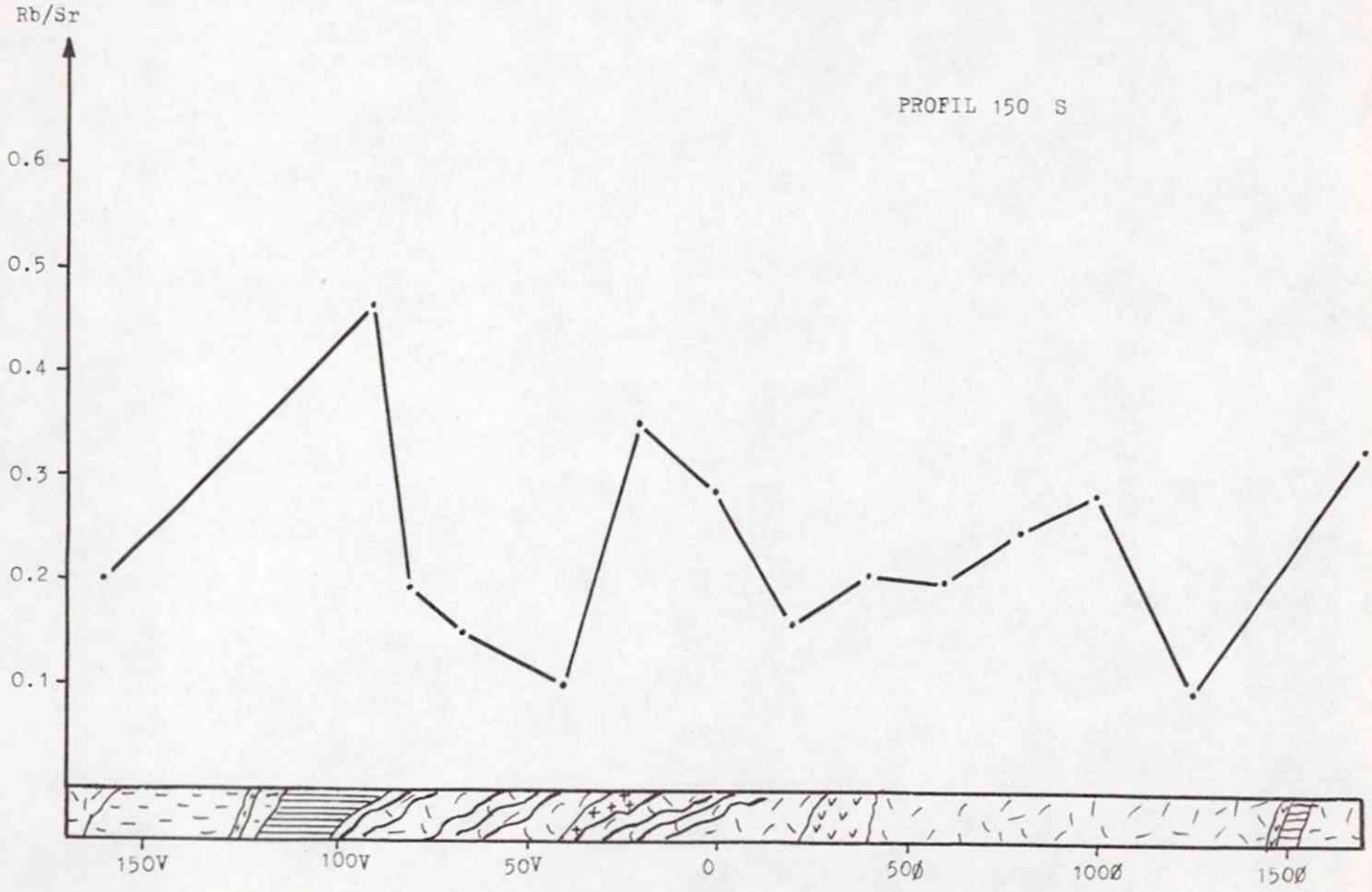
Sr

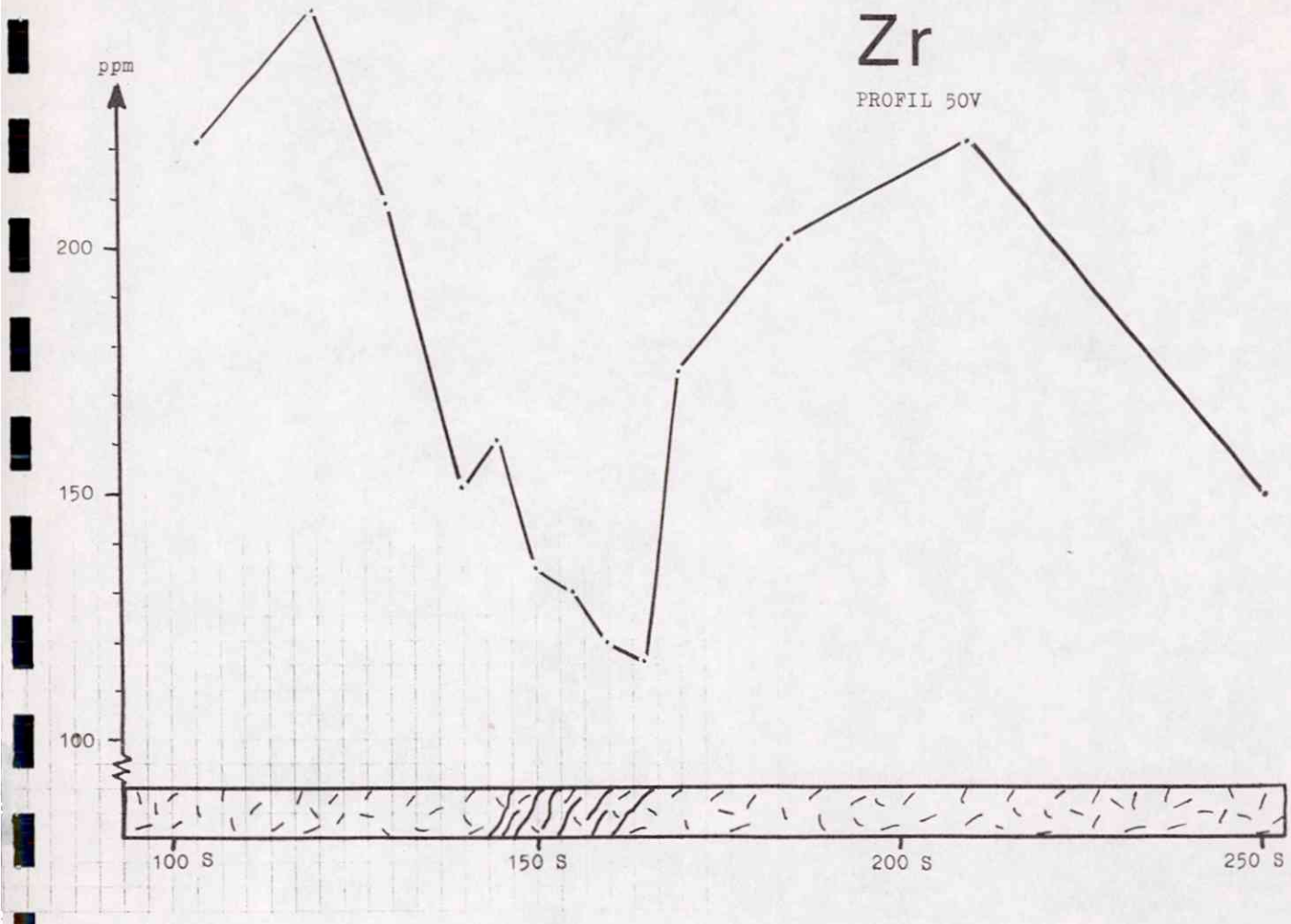
ppm
PROFIL 50V
320
300
280
260
240
220
100 S
150 S
200 S
250 S


ppm
PROFIL 150 S
320
300
280
260
240
220
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

Rb/Sr


Rb/Sr
PROFIL 50V
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
100 S
150 S
200 S
250 S


Rb/Sr
PROFIL 150 S
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø


Zr
PROFIL 50V
ppm
200
150
100
100 S
150 S
200 S
250 S

ppm
PROFIL 150 S
200
150
100
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

BILAG TIL HOVEDOPPGAVE I MALMGEOLOGI

"Oppfølging av eksisterande W - anomaliar i bekkesediment og fast fjell."

Rune Stien
Trondheim - NTH, 1984

1.1. Berggrunnskart, M = 1: 1 000
1.4. Berggrunnskart, M = 1: 10 000

2.2. Magnetisk totalfelt, konturert kart
2.3. TIdlegare flymålinger, Øvre Storforsdalen
2.7. Magnetometrisk tolkingskart
2.11. Radiometrisk konturkart
2.13. Radiometrisk tolkingskart
2.14. Radiometrisk og magnetometrisk korrelasjon

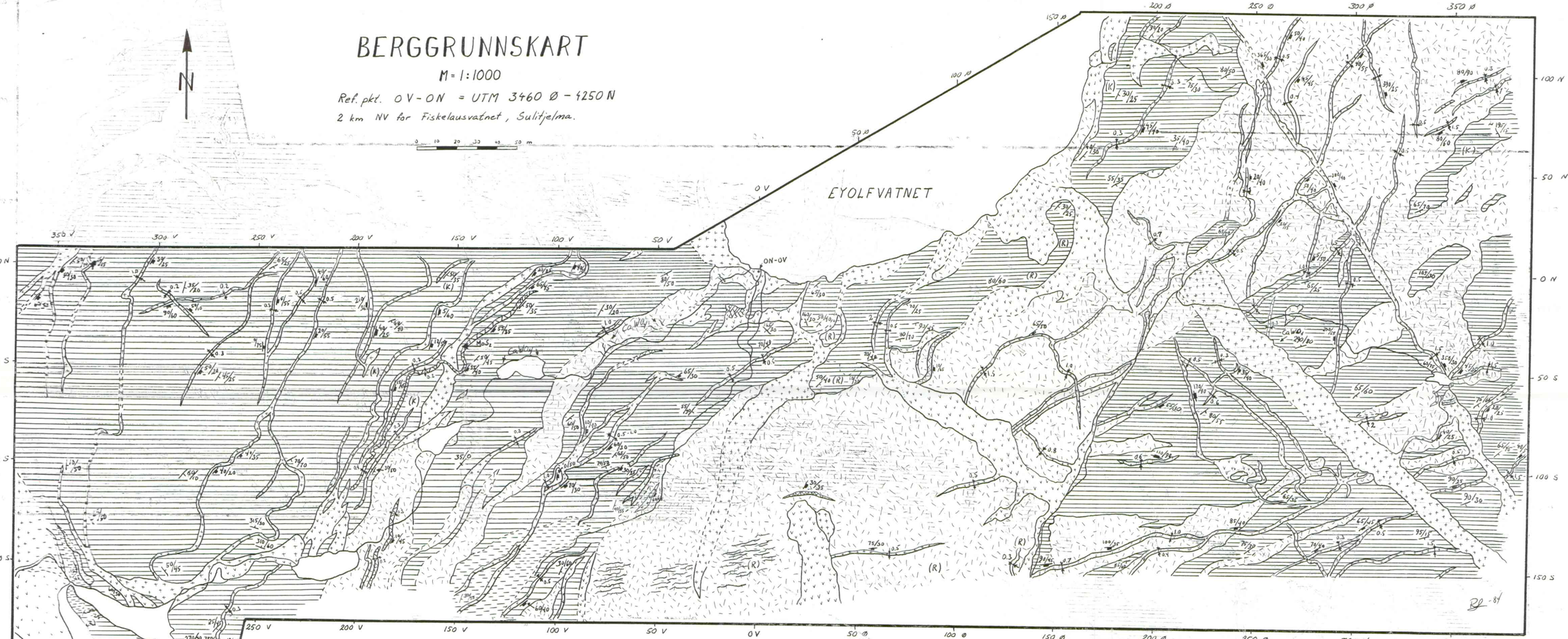
3.1. Lokalitetskart, panneprøvar, Storforsdalen
3.2. Lokalitetskart, panneprøvar, detaljundersøk område

BERGGRUNNSKART

M = 1:1000

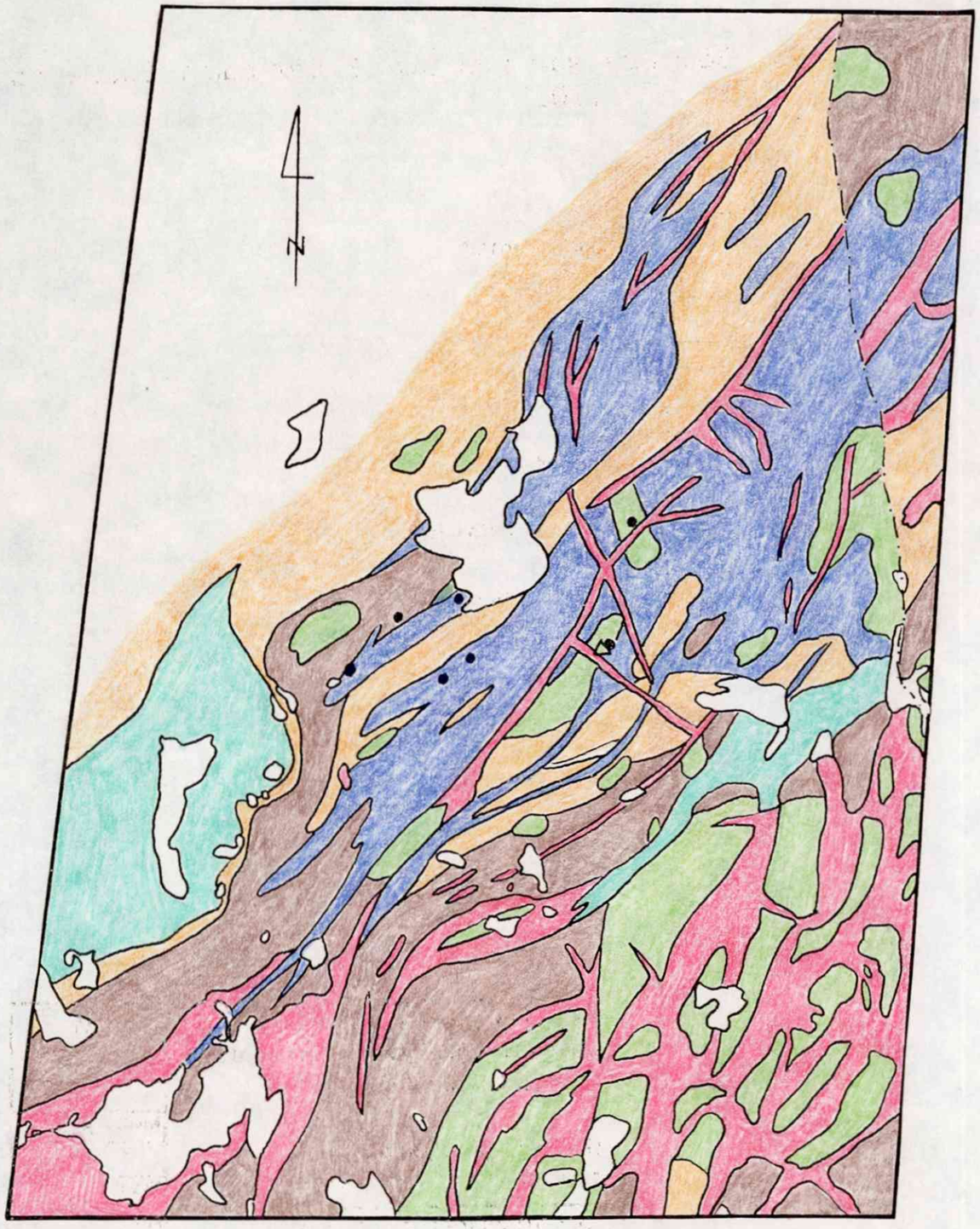
Ref. pkt. 0V-0N = UTM 3460 Ø - 4250 N

2 km NV for Fiskelausvatnet, Sulitjelma.



TEIKNFORKLARING

- Kvit granitt
- Grå granitt
- Dioritt
- Pegmatitt
- Glimmerskifer
- Granatglimmerskifer
- 30/60 Strok (i gon) og fall (gradar) på skifrigheita
- 65/50 Strok (gon) og fall (gradar) på gangar
- 0,5 Mektigheit på gang (m)
- Scheelittførande kvarts/plagioklassprekker
- (K) Særleg kalkrik skifer
- (R) Rusten/rustfarga bergart
- Sikker bergartsgrense eller bekk
- Usikker bergartsgrense



Geologisk kort over Övre Storforsdalen, Sulitjelma.
skala : 1:10 000

- Leuco - granit
- Grå granit
- Mörk diorit
- Rustskifer
- Kalk - silikatskifer
- Massiv glimmerskifer
- Forkastning
- ● $CaWO_4$, fastfjellsreg.
- △ $CaWO_4$, blokk

Geologisk kort over $CaWO_4$ - förende diorit - kompleks, Övre Storforsdalen, Sulitjelma - området.	**M 1:10 000**
(Karteret på flyfoto i skala 1:15000 og overfört til topogr. kort i 1:10000)	Mål: E.H -84 Tegn: MCA -84 Trace:
PROSPEKTERING A/S	Fig:

APPENDIX 2

Sporelementsoneringer

To profil vart prøvetatt over den scheelitt-mineraliserte sonen i dioritt med tanke på eventuelle sporelementsoneringer: Profil 50V og profil 150S. Profil 50V går nesten på tvers av strokretninga til dei scheelitt-mineraliserte årene, og gje ei skarpare avgrensing av eventuelle soneringer enn profil 150S.

Alle prøvane var dioritt-stuffar frå fast fjell og avstanden mellom prøvepunkta varierte frå 5 - 50 m. Stuffane var på storleik med ein "middels knyttneve".

Prøvane blei analysert med omsyn på flg. element: Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, W, Bi, Li, S, Rb, Sr, Zr og Sn. Når det gjeld elementa Bi, S og Sn så låg verdiane til desse under deteksjonsgrensa i samtlege prøver.

Resultata frå analysene er presentert i tabellform og plotta i kurver, der berggrunnen med scheelitt-mineraliseringa er skissert. Det er brukt same symbol på bergartane som på berggrunnskartet, bilag 1.

Wolfram

Rose et al. (1979) oppgje gjennomsnittleg innhald av W i mafiske bergartar til 1.0 ppm. Ein ser på dei plotta profilane at det er klart anomale W-verdiar over den påviste mineraliseringa; på profil 50 V ved 150S og på profil 150S mellom 100V og 200. Dei høgaste verdiane har stuffane med synleg disseminert scheelitt, nr. 44, 56, 57 og 58. I tillegg finn ein anomale W-verdiar i prøvar som ikkje er tatt ved synleg mineralisering, td. ved 250S, profil 50V.

Kopar

Gjennomsnittleg innhald i mafiske bergartar er 72 ppm. På profil 150S er det ikkje særskilt mykje eller lite kopar over scheelittmineraliseringa, men profil 50V viser eit noko auka innhald. I dioritt er det hovudsakleg dei mafiske minerala som inneheld Cu.

Bly

Gjennomsnittleg innhald i mafiske bergartar er 4 ppm. På same måten som kopar er det eit auka innhald av bly over den mineraliserte sonen. Det er imidlertid ikkje prøvane med mest wolfram som har mest bly, og desse to elementa kan ikkje eintydig korrelerast. Dei viktigaste minerala som fører bly er glimmer og kalifeltspat.

Sink

Gjennomsnittleg innhald av sink i mafiske bergartar er 94 ppm. Dei viktigaste sink-førande minerala er dei mafiske. Elementet har ikkje særskilt høge eller låge verdiar over scheelittmineraliseringa.

Nikkel

Det gjennomsnittlege innhaldet av nikkel i mafiske bergartar er 130 ppm, og vi ser at denne dioritten har eit lågre innhald. Det er først og framst dei mafiske minerala som inneheld Ni. Den scheelitt-mineraliserte sonen i dioritt har eit auka innhald av nikkel. Spesielt på profil 50V ser det ut som om sideberget har blitt utluta på nikkel i ein avstand av 30 - 50 m frå scheelitt-mineraliseringa.

Krom

Gjennomsnittleg Cr-verdi i mafiske bergartar er iflg. Rose et al. (1979) 170 ppm , og denne dioritten har eit noko lågre innhald. Krom er sterkt assosiert med nikkel, og på profil 50V ser ein at på same måten som nikkel er krom luta ut fra sideberget og anrika i den scheelitt-mineraliserte sonen.

Mangan

Gjennomsnittsinnhaldet av mangan i mafiske bergartar er 1500 ppm; verdiane her ligg stort sett mellom 800 og 1000 ppm. Elementet opptrer stort sett i dei mafiske minerala. På profil 150S kan det sjå ut som om det har vore ei svak utluting i den scheelitt-mineraliserte sonen, men profil 50V ser ikkje ut til å stadfeste dette.

Litium

Mafiske bergartar innheld i gjennomsnitt 17 ppm litium, og det opptrer i mafiske mineral. Ein har her eit tydeleg auka innhald av Li i den scheelitt-mineraliserte sonen. Litium er vanleg assosiert med tinn og wolfram.

Rubidium

Gjennomsnittleg innhald på 32 ppm i mafiske bergartar, og Rb opptrer først og framst i kalifeltspat. Det er ei tydeleg anriking av rubidium i den scheelitt-mineraliserte sonen på profil 50V.

Strontium

Mafiske bergartar inneheld gjennomsnittleg 465 ppm strontium, og elementet følgjer Ca i plagioklas. Strontium har ikkje særskilt høge eller låge verdiar over scheelitt-mineraliseringa.

Forholdet rubidium/strontium

På profil 50V ser ein at dette forholdet aukar over scheelitt-mineraliseringa, man dette kjem ikkje tydeleg fram på profil 150S.

Zirkonium

Gjennomsnittsinnhaldet i mafiske bergartar er 140 ppm og det viktigaste Zr-mineralet er zirkon. Elementet har relativt låg mobilitet, likevel har ein her ei markert utluting i scheelitt-mineraliseringa. Dette stadfester at zirkonium har blitt transportert saman med wolfram i hydrotermale løysinger. Zirkon har ikkje mineralisert saman med scheelitt i dioritt, men i kalk (silikat) glimmerskifer (sjå s. 58).

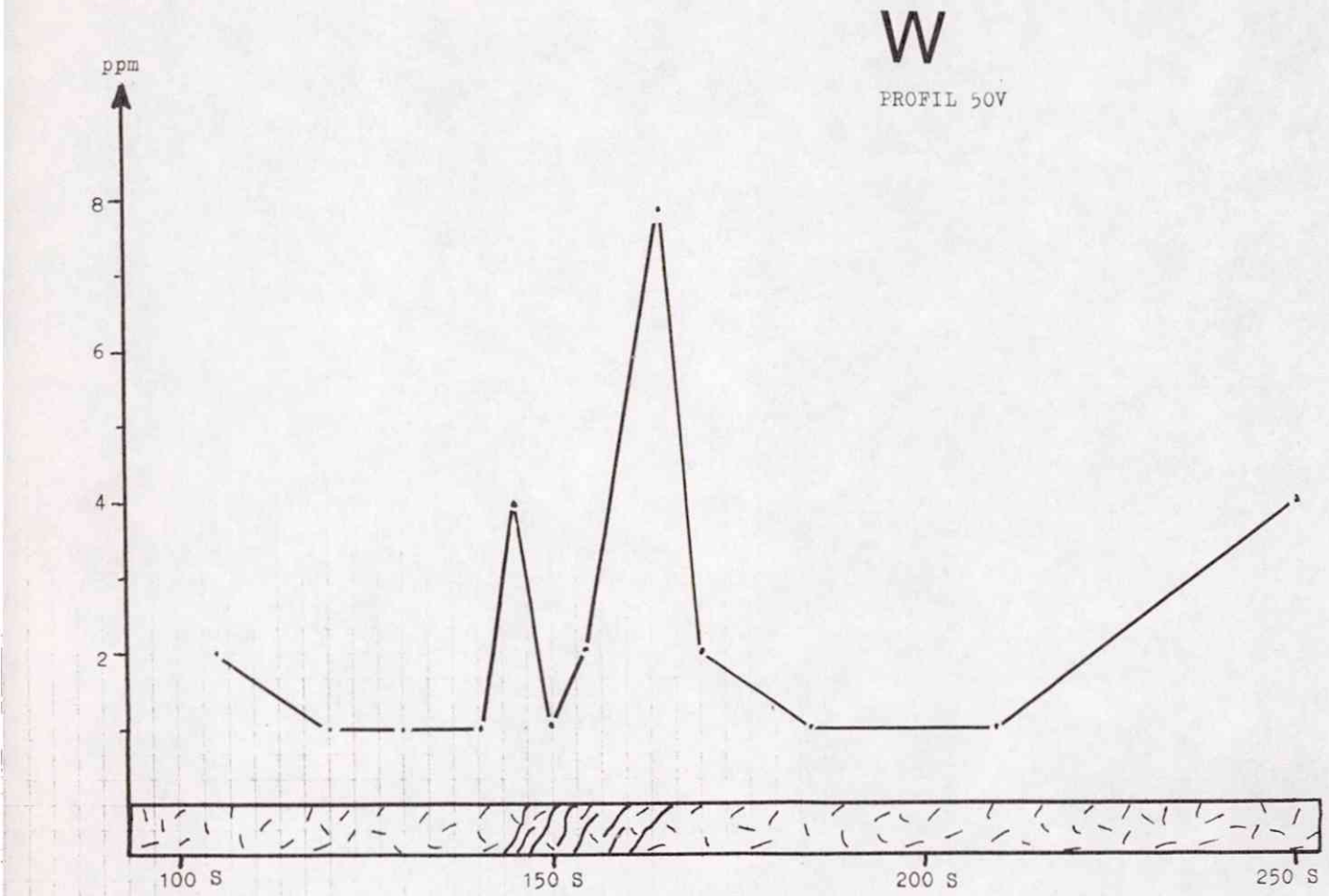
Konklusjon

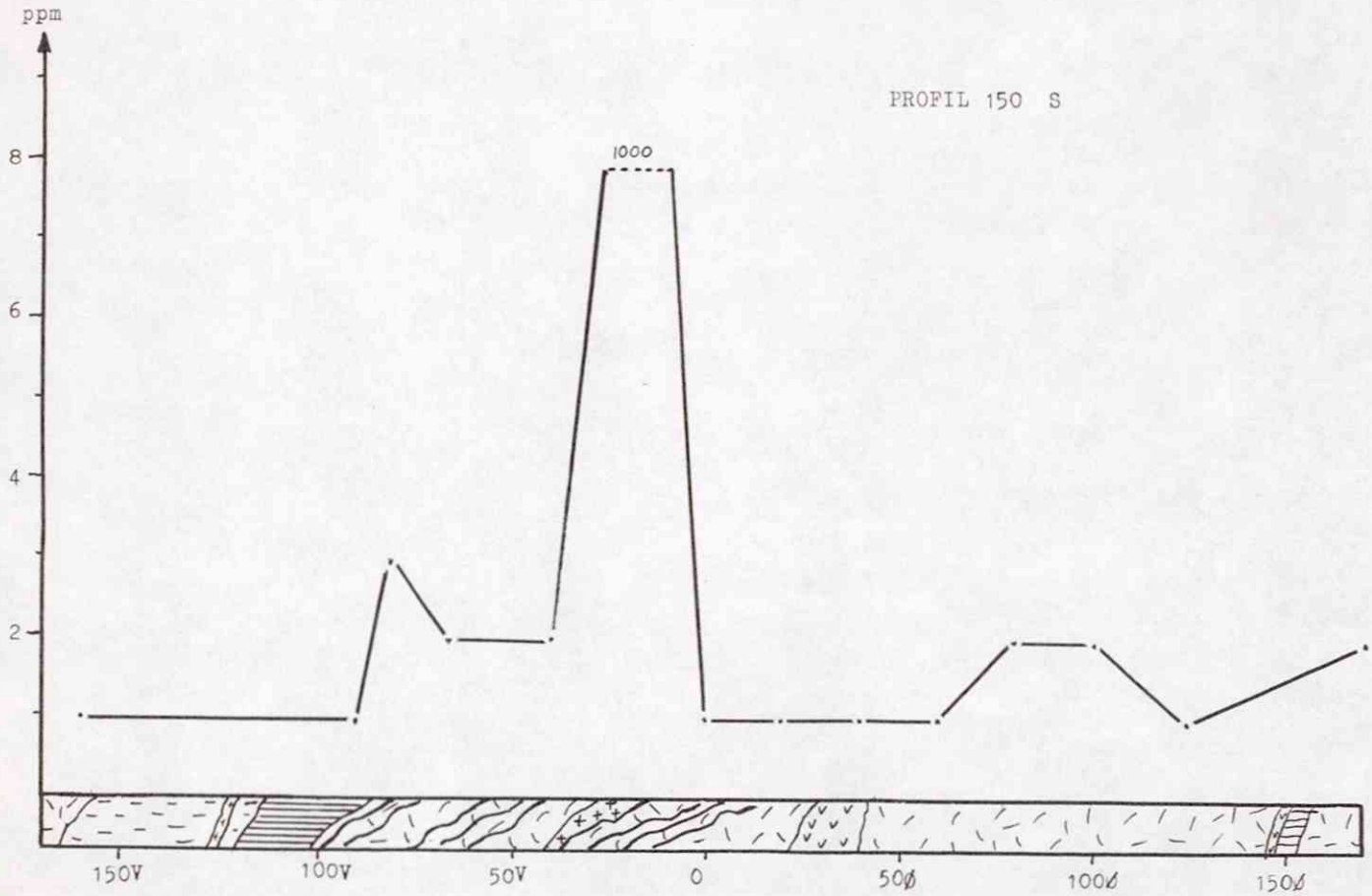
Det viser seg at det er stort sett dioritt med synlege scheelittkorn som har eit anomalt innhald av wolfram. Elementa W, Cu, Pb, Ni, Cr, Li og Rb er anrika i den scheelitt-mineraliserte sonen, medan Zr er utluta. Zn, Mn (?), Sr, Bi, S og Sn viser ikkje særskilte høge eller låge verdiar over scheelittmineraliseringa.

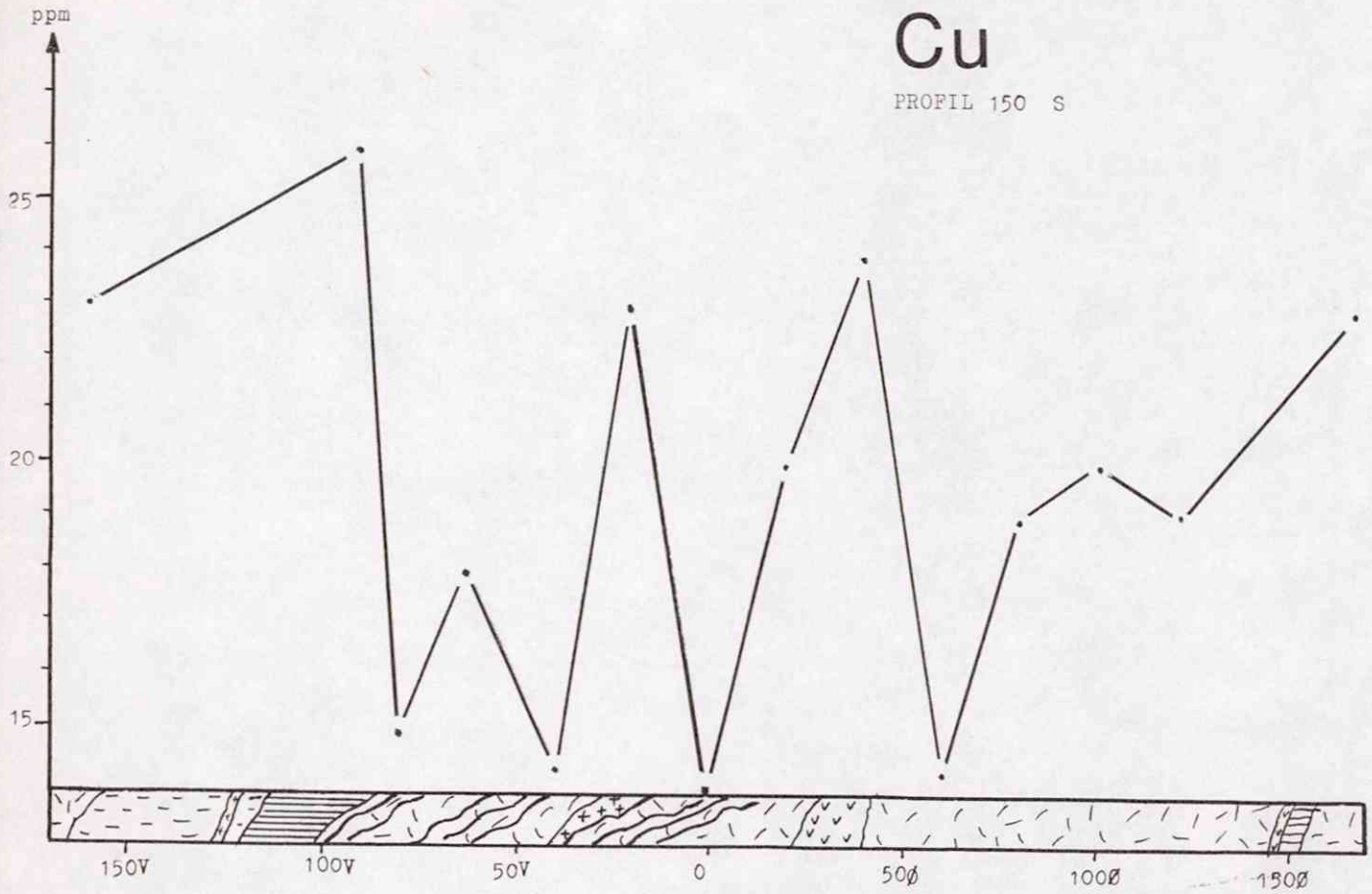
SAMPLE NO.	LOKALITET	CU	PB	ZN	NI	CR	MN	W	BI	LI	S	RB	SR	ZR	SN	Rb/Sr
RS: 15	2500 - 6N	11	11	61	28	93	764	-1.0	-1	40	-0.1A	67	342	128	-1	0.20
35	50V - 105S	60	3	75	36	144	1046	2	-1	34	"	43	267	223	"	0.16
36	" - 120S	16	3	103	11	104	617	-1	-1	41	"	130	202	249	"	0.64
37	" - 130S	20	7	72	12	83	714	-1	-1	26	"	72	303	209	"	0.24
38	" - 140S	15	2	68	15	54	796	-1	-1	31	"	52	327	151	"	0.16
39	" - 145S	29	1	70	25	130	1213	4	-1	42	"	64	271	161	"	0.24
40	" - 150S	24	7	58	19	87	965	1	-1	42	"	83	302	134	"	0.28
41	" - 155S	21	6	59	14	75	838	2	-1	41	"	90	341	130	"	0.26
42	" - 160S	20	4	85	19	62	782	2	-1	88	"	123	322	119	"	0.38
43	" - 165S	18	17	64	10	88	923	8	-1	65	"	142	310	116	"	0.46
44	" - 170S	18	14	74	7	51	692	2	-1	75	"	71	323	175	"	0.22
45	" - 185S	23	1	36	1	71	1014	-1	-1	42	"	37	320	202	"	0.21
46	" - 210S	16	1	75	10	89	773	-1	-1	34	"	65	294	222	"	0.22
47	" - 250S	18	1	55	16	65	735	4	-1	27	"	66	319	150	"	0.21
48	1700 - 150S	23	3	71	9	92	865	2	-1	50	"	99	304	172	"	0.33
49	1250 - 130S	19	1	62	2	63	1058	-1	-1	37	"	34	334	166	"	0.10
50	1000 - 150S	20	4	66	1	89	898	2	-1	44	"	87	310	169	"	0.28
51	800 - "	19	2	66	3	74	1017	2	-1	47	"	74	302	160	"	0.25
52	600 - "	14	1	70	1	86	1074	1	-1	4	"	60	305	151	"	0.20
53	400 - "	24	1	80	1	108	915	-1	-1	36	"	68	329	164	"	0.21
54	200 - "	20	4	53	5	84	889	1	-1	56	"	51	330	154	"	0.16
55	0 - "	13	1	60	14	77	886	1	-1	56	"	94	342	119	"	0.28
56	20V - "	23	1	78	18	117	763	1000	-1	45	"	114	323	147	"	0.35
57	40V - "	14	5	36	9	63	750	2	-1	19	"	33	332	117	"	0.10
58	65V - "	18	5	57	6	65	844	2	-1	22	"	50	336	155	"	0.15
59	80V - "	15	2	68	44	73	927	3	-1	23	"	64	332	172	"	0.19
60	90V - "	26	1	79	4	58	815	1	-1	41	"	145	308	198	"	0.47
61	160V - "	23	1	54	31	105	985	1	-1	22	"	57	282	222	"	0.20
62	55V - 40S	19	1	68	37	131	1100	1	-1	54	"	89	262	229	"	0.34

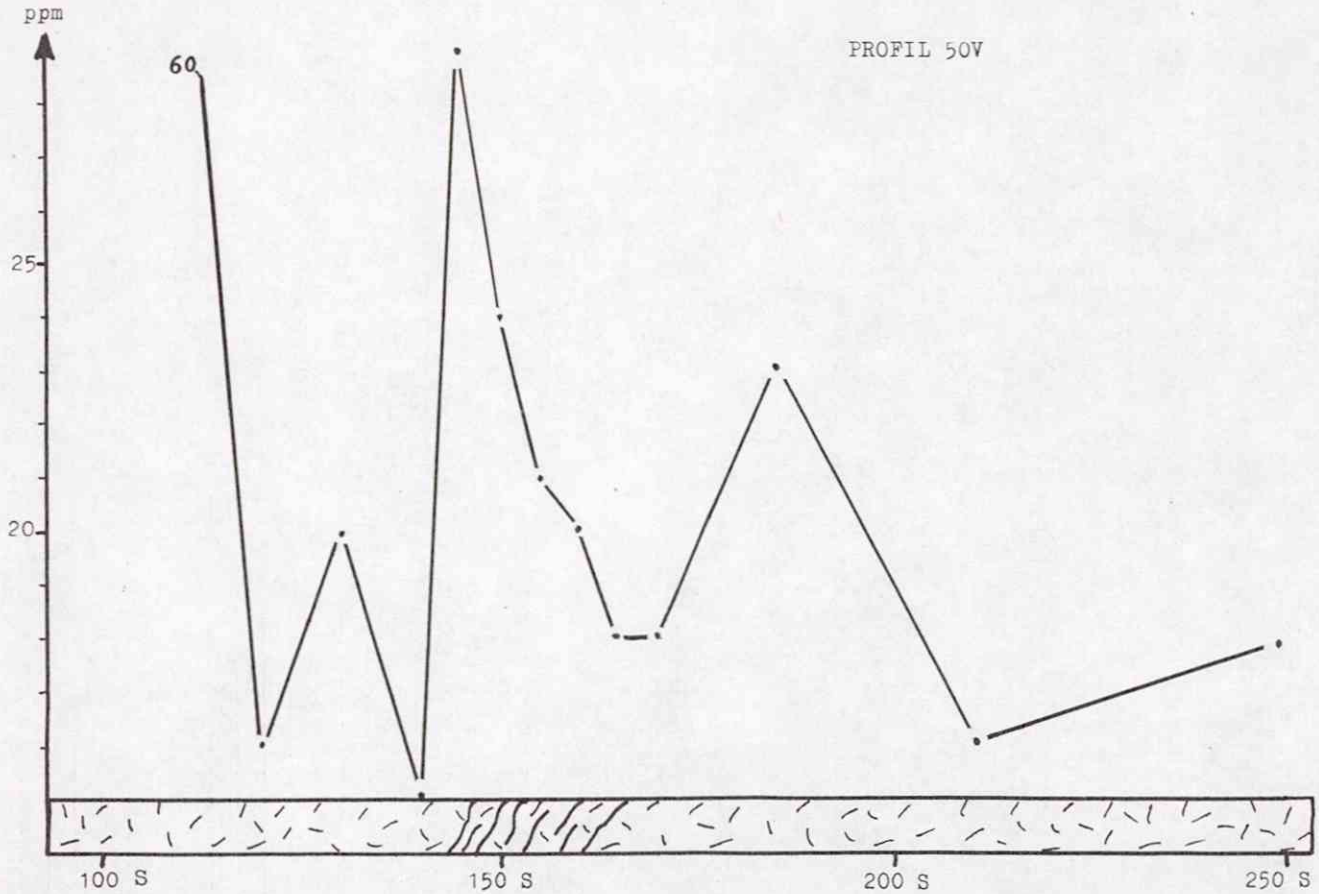
PLEASE NOTE: '-' IS EQUAL TO LESS THAN

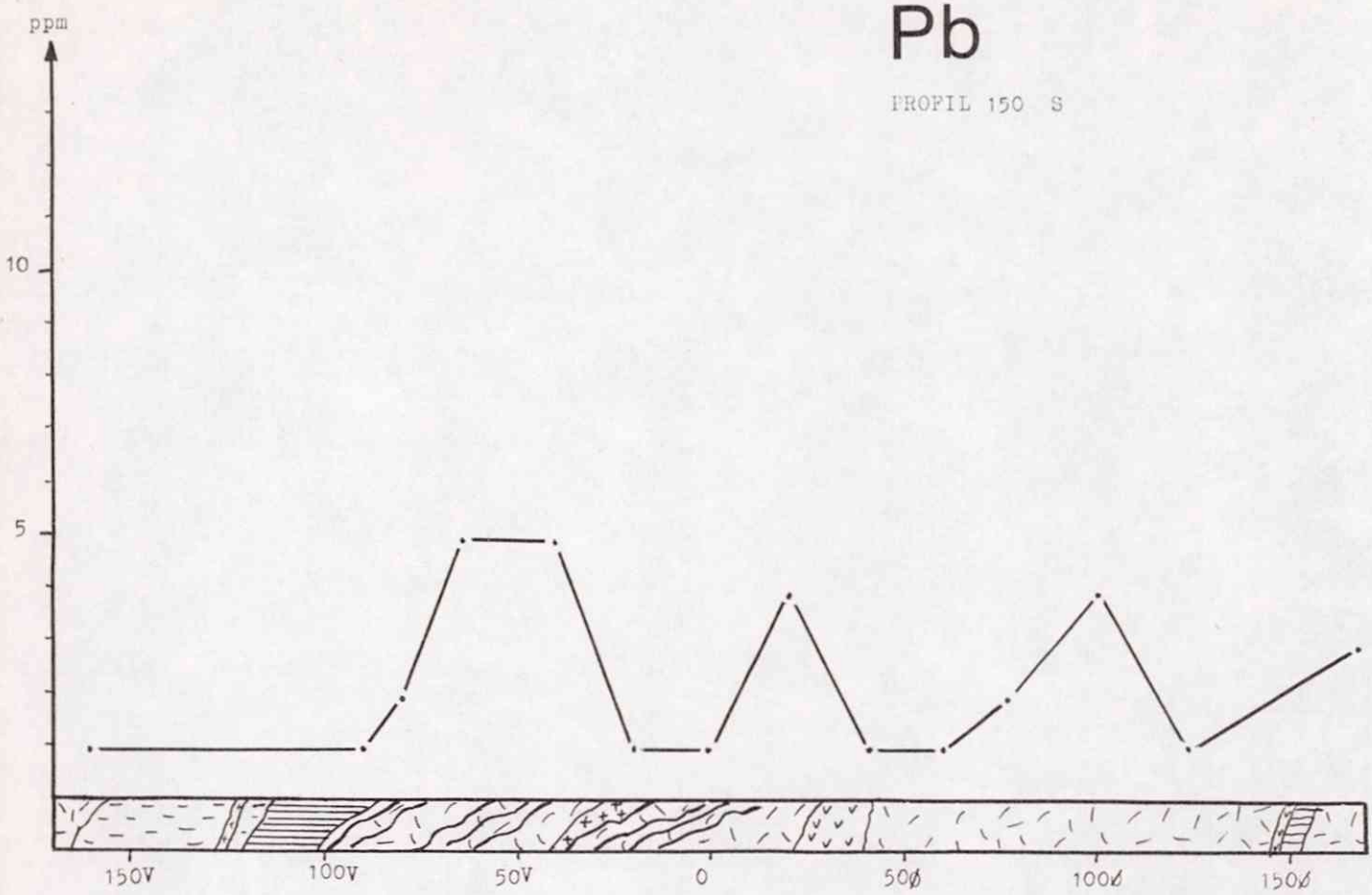
Analysene er utført av Mercury Analytical LTD - Limerick

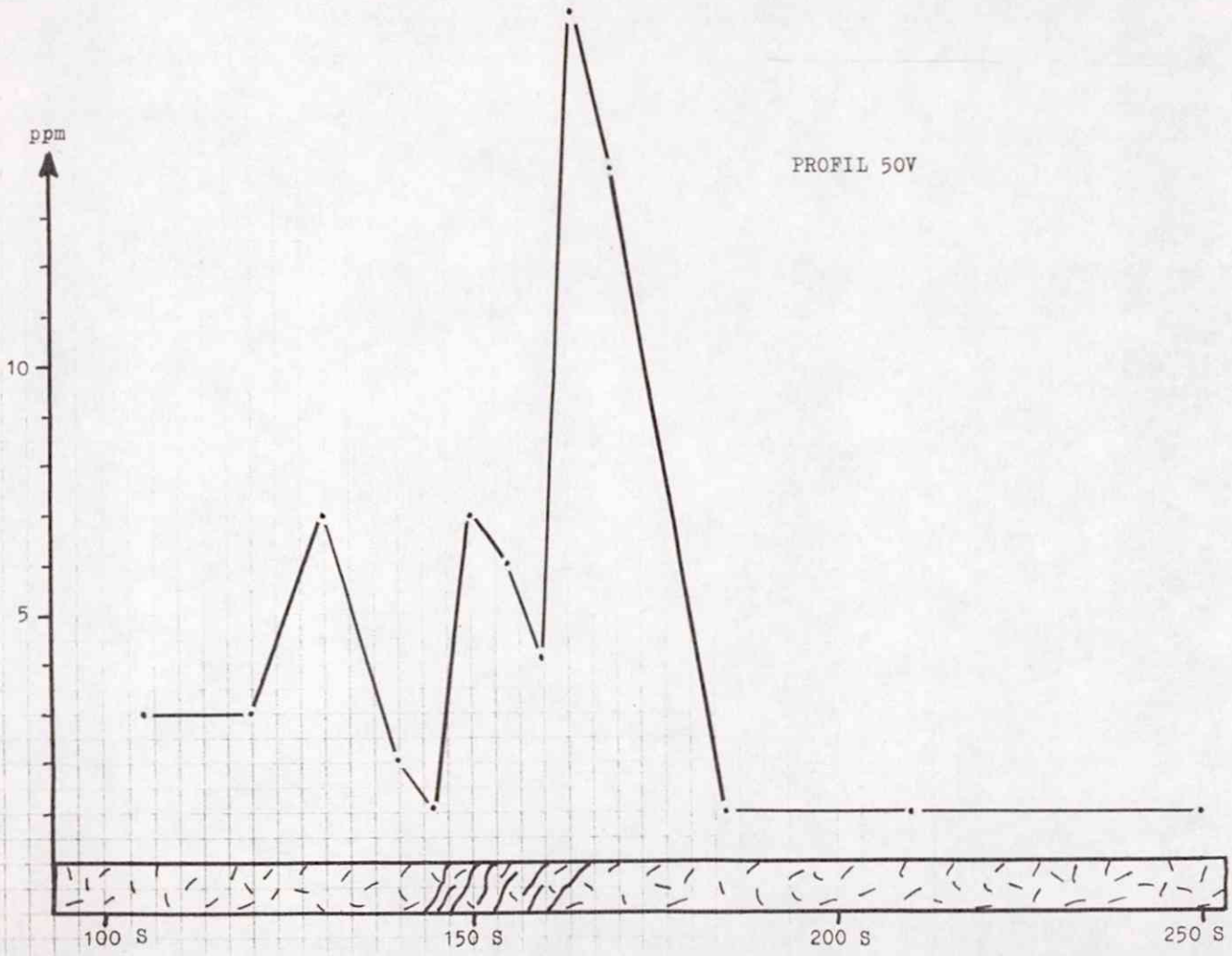

W
PROFIL 50V
ppm
8
6
4
2
100 S
150 S
200 S
250 S


ppm
PROFIL 150 S
1000
8
6
4
2
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø


ppm
Cu
PROFIL 150 S
25
20
15
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

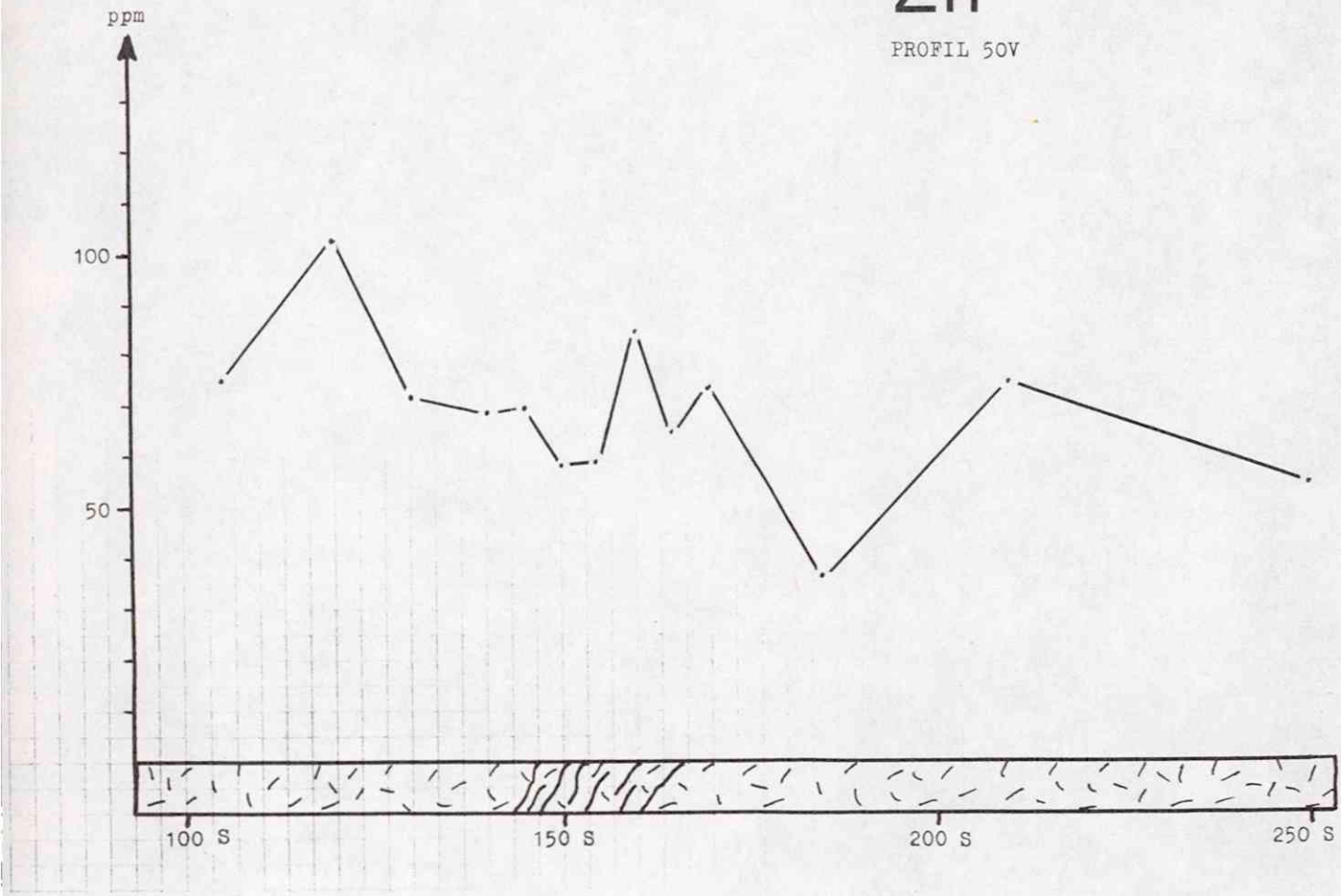

ppm
PROFIL 50V
60
25
20
100 S
150 S
200 S
250 S


Pb
PROFIL 150 S
ppm
10
5
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

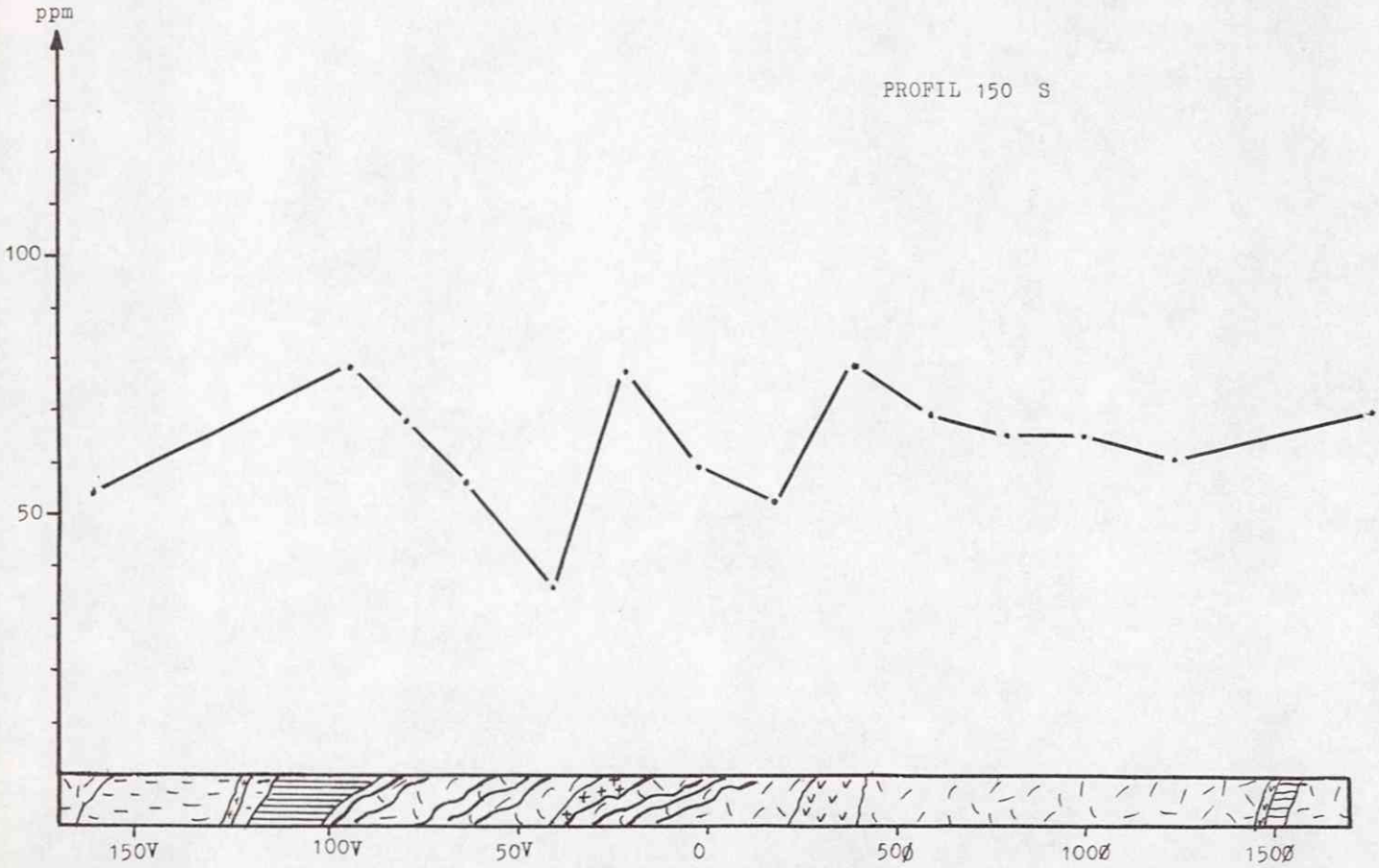

ppm
PROFIL 50V
10
5
100 S
150 S
200 S
250 S

Zn

PROFIL 50V

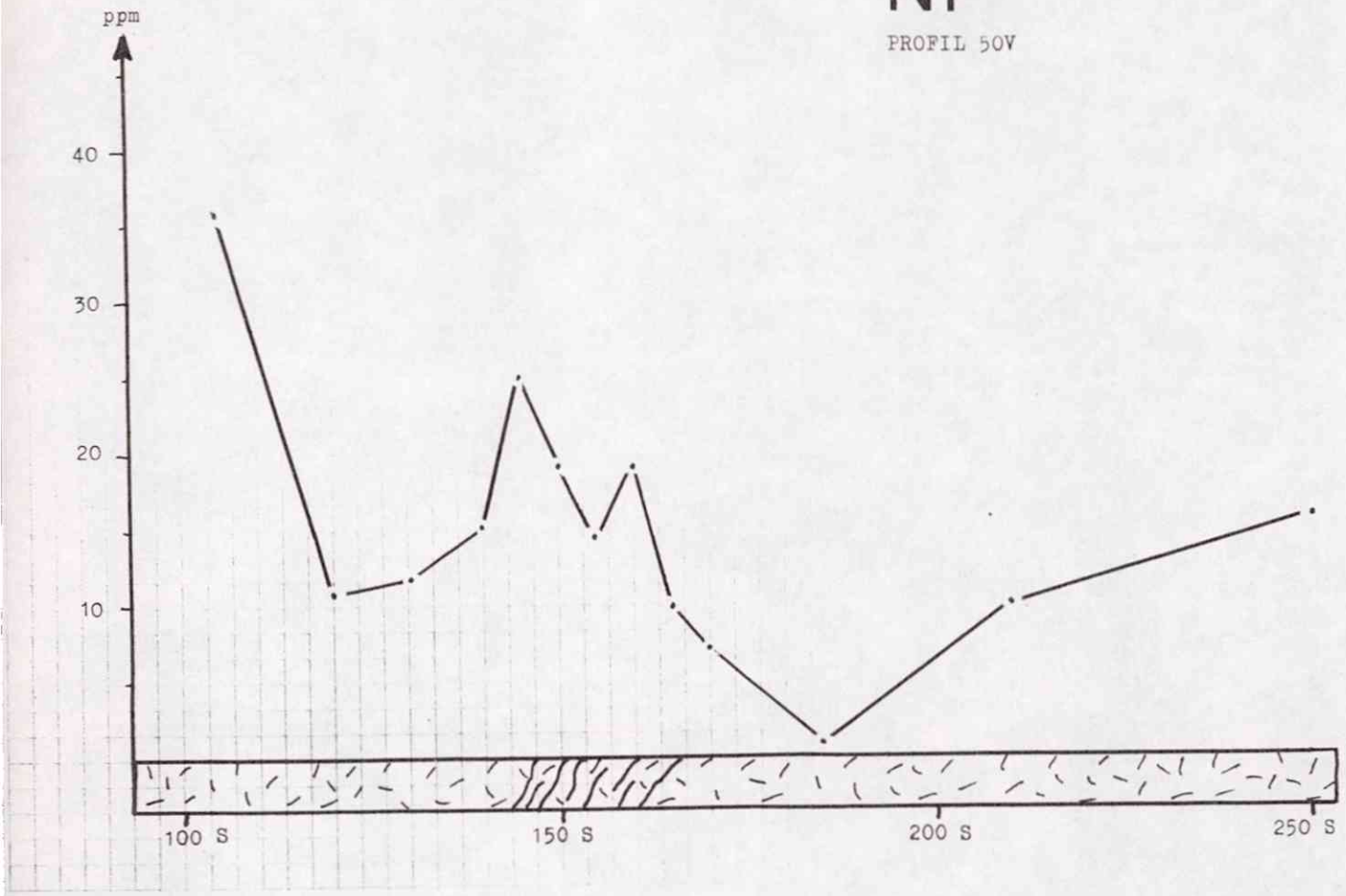


PROFIL 150 S

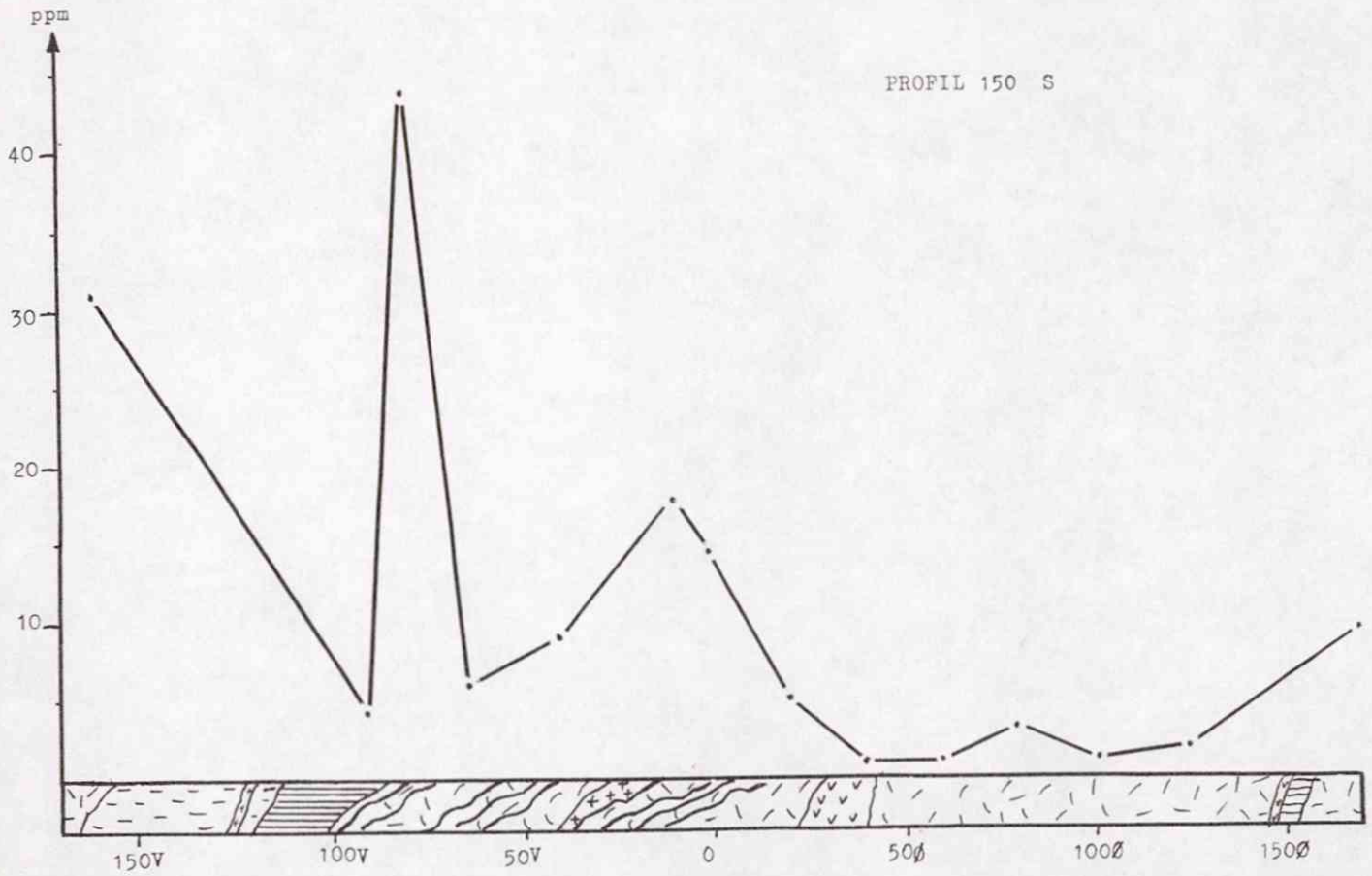


Ni

PROFIL 50V

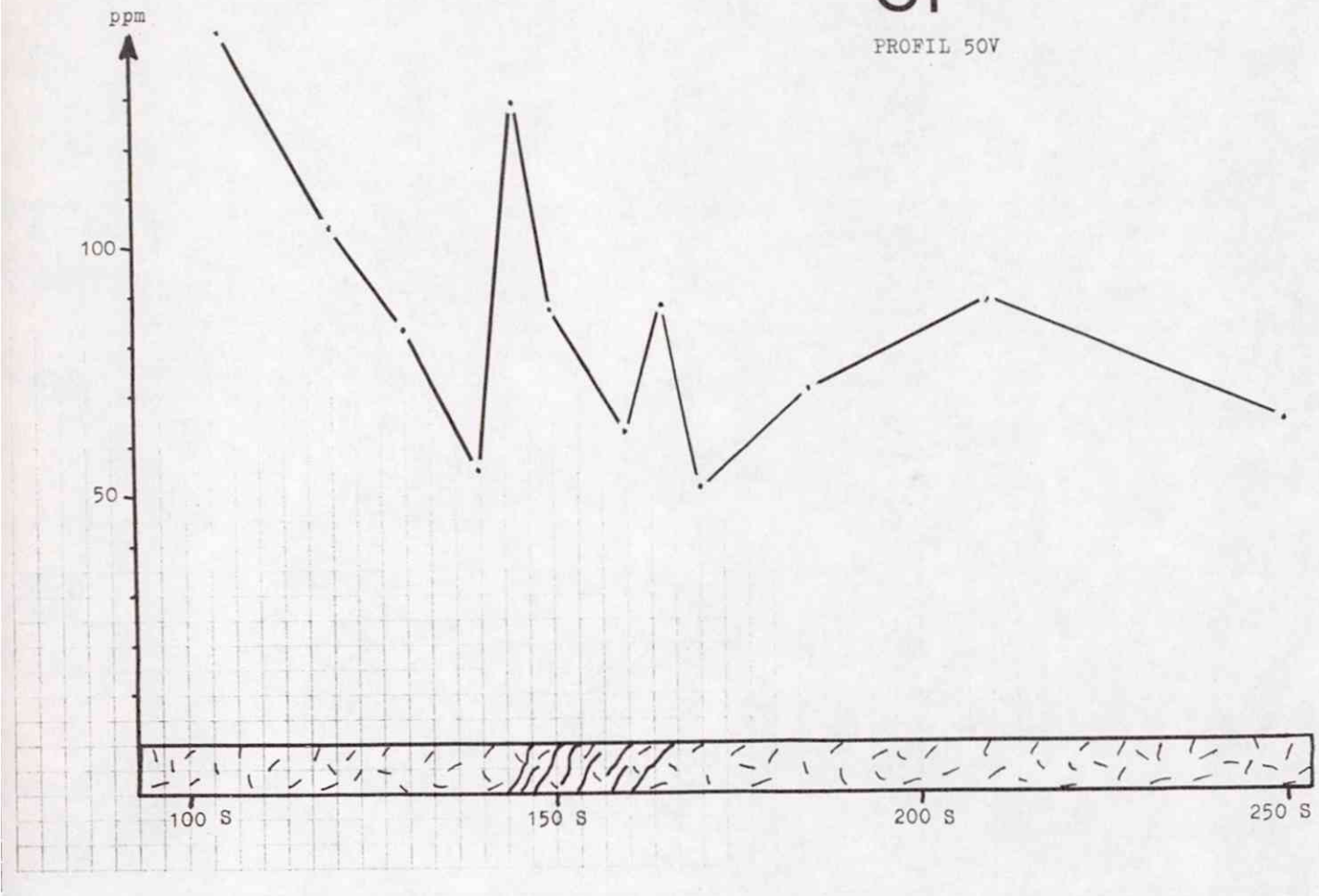


PROFIL 150 S

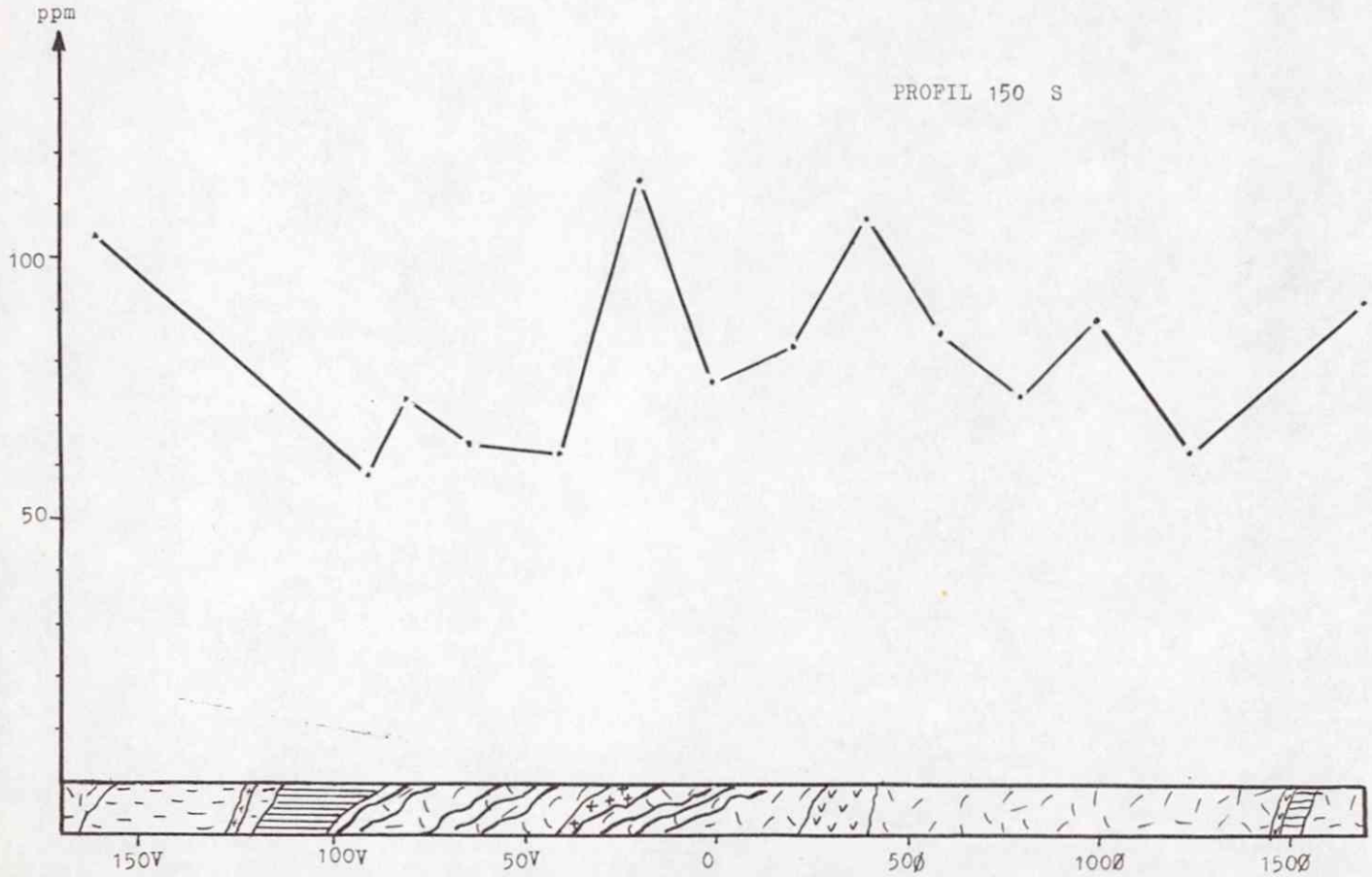


Cr

PROFIL 50V

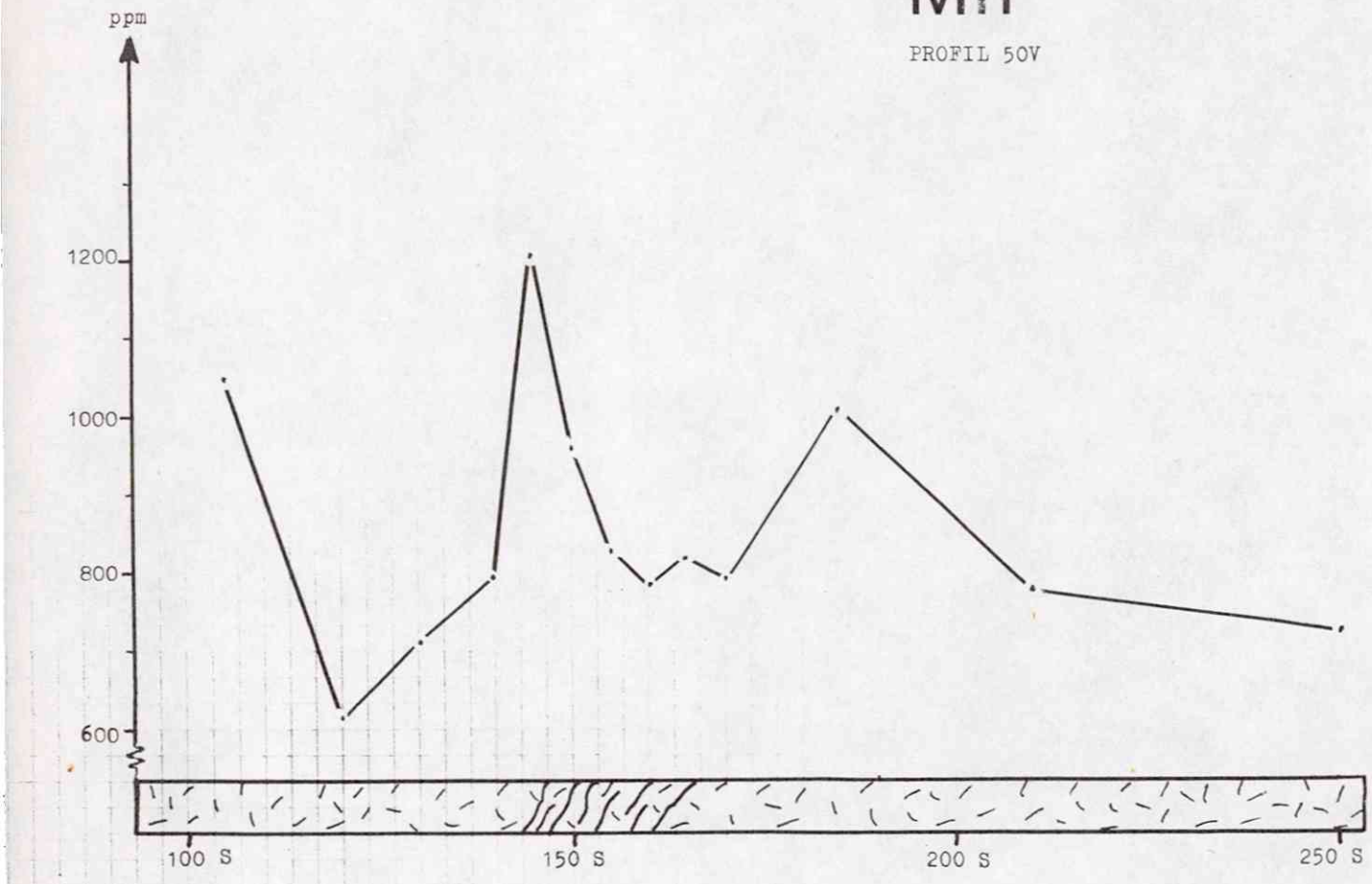


PROFIL 150 S

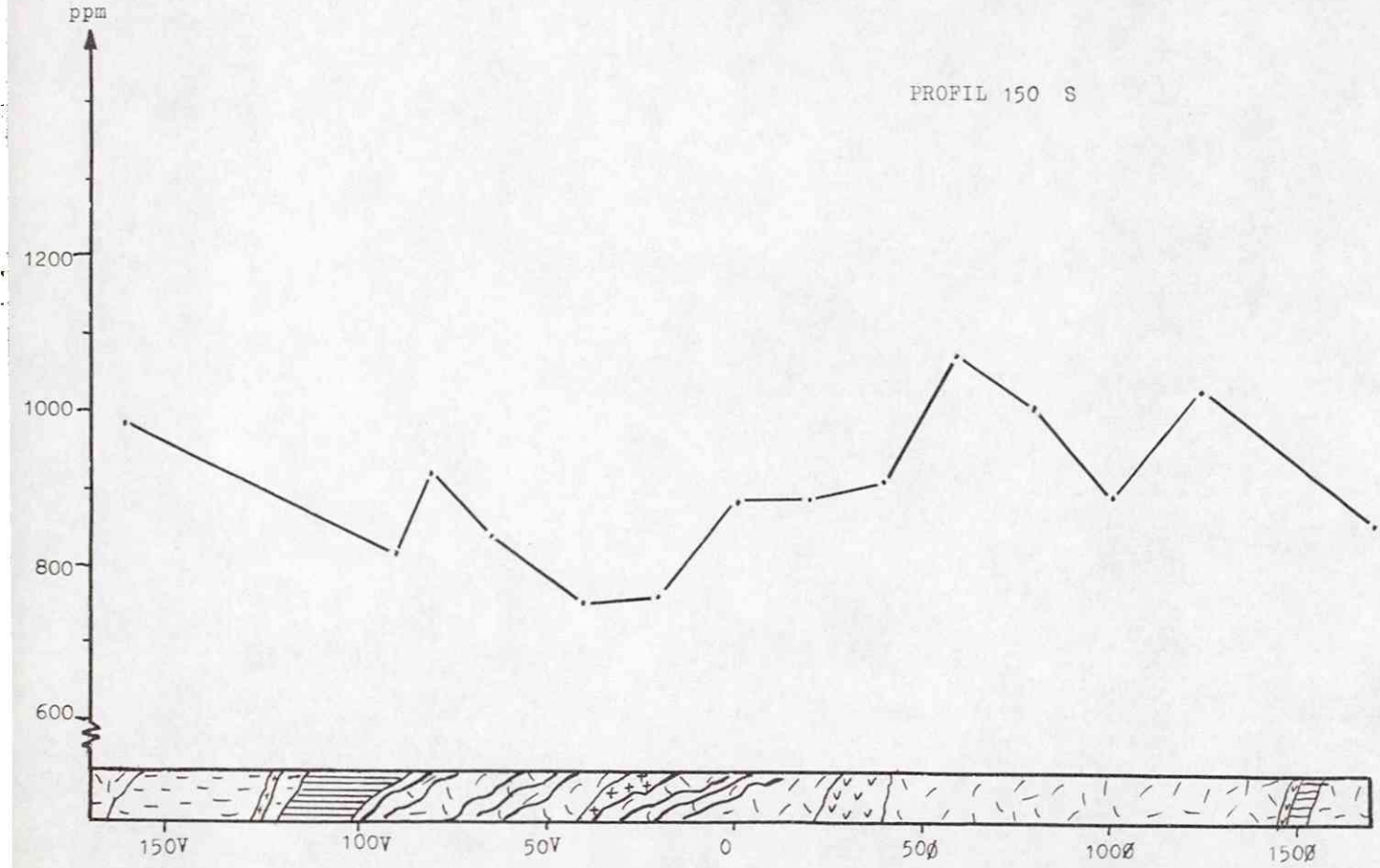


Mn

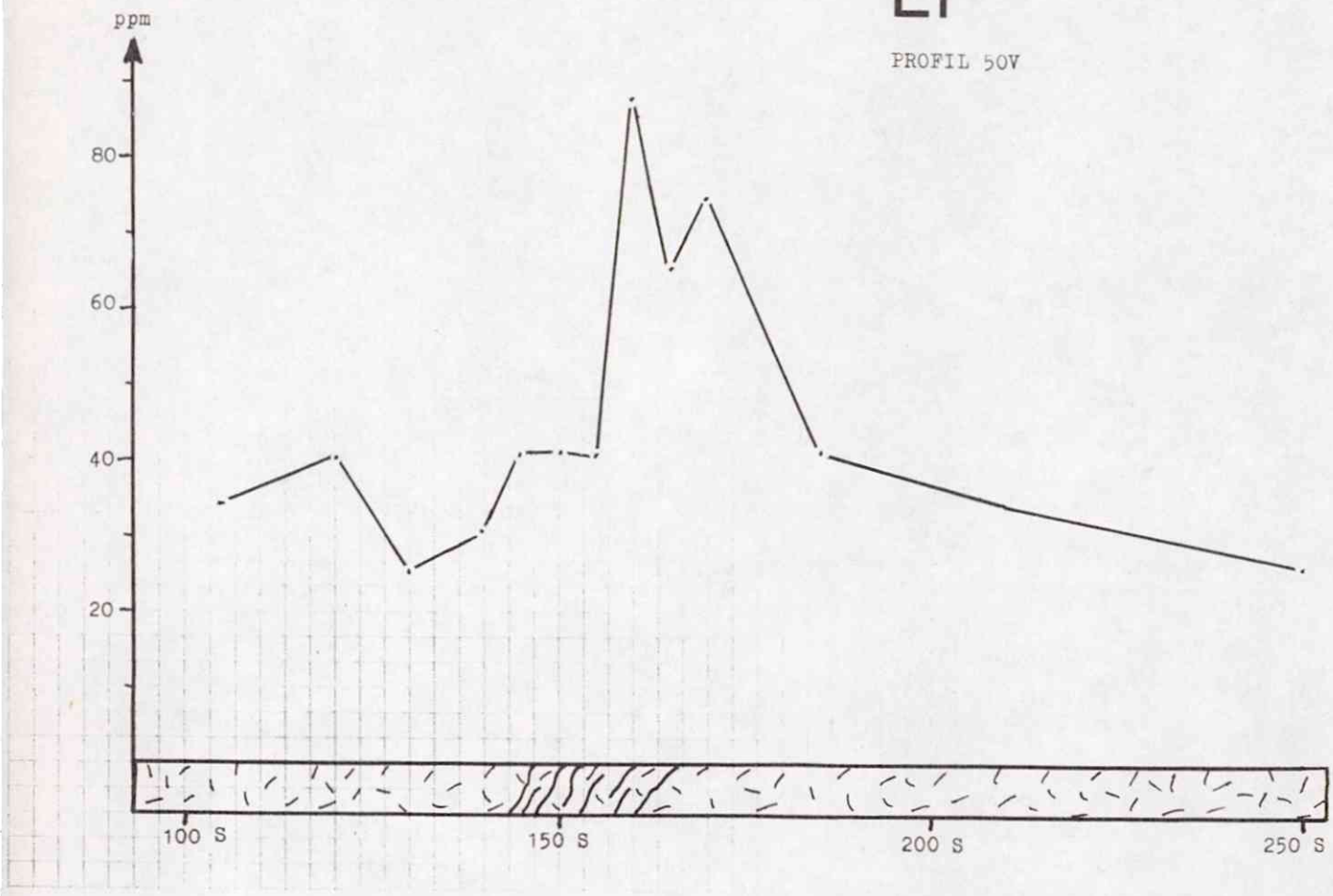
PROFIL 50V

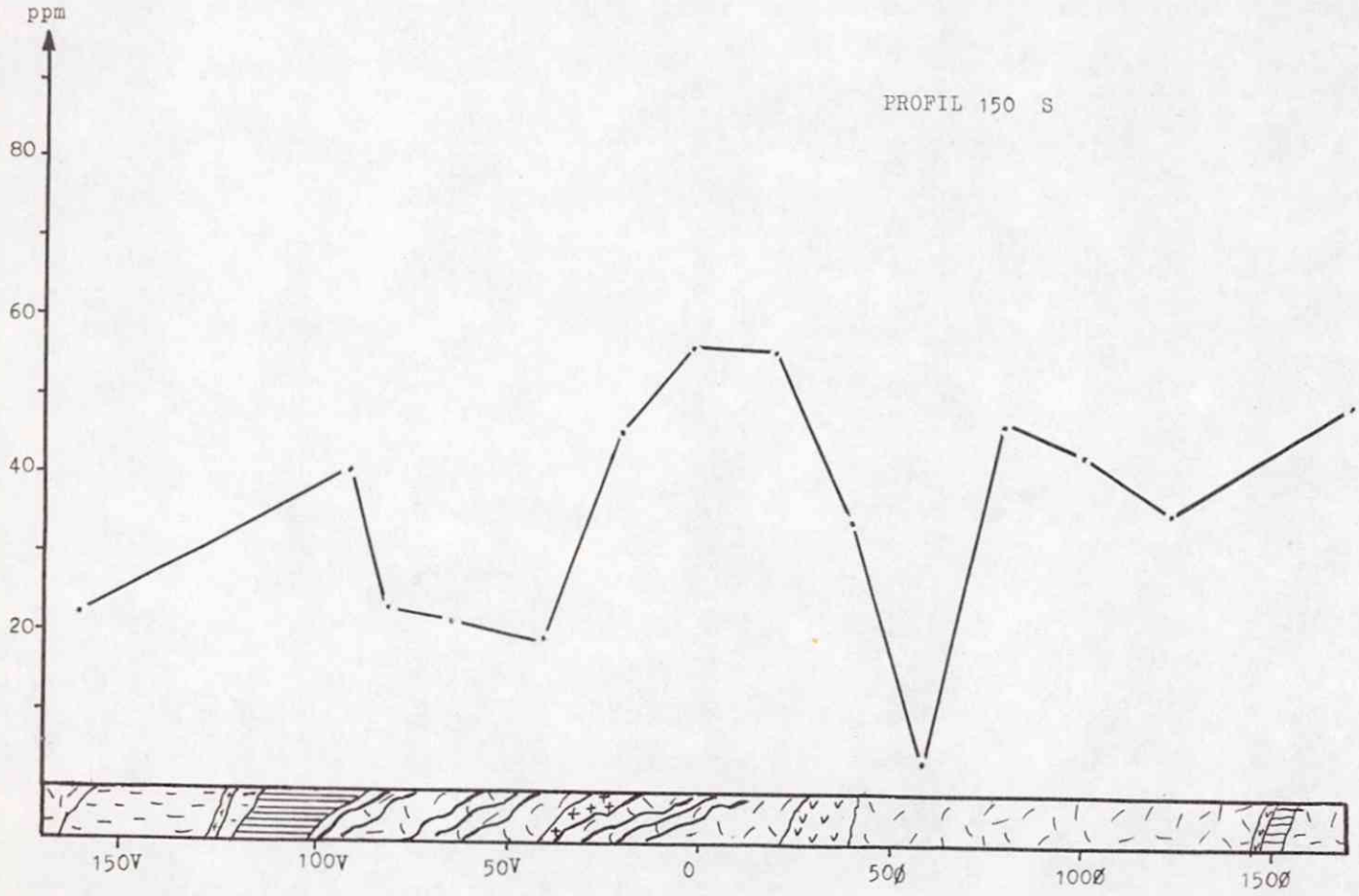


PROFIL 150 S



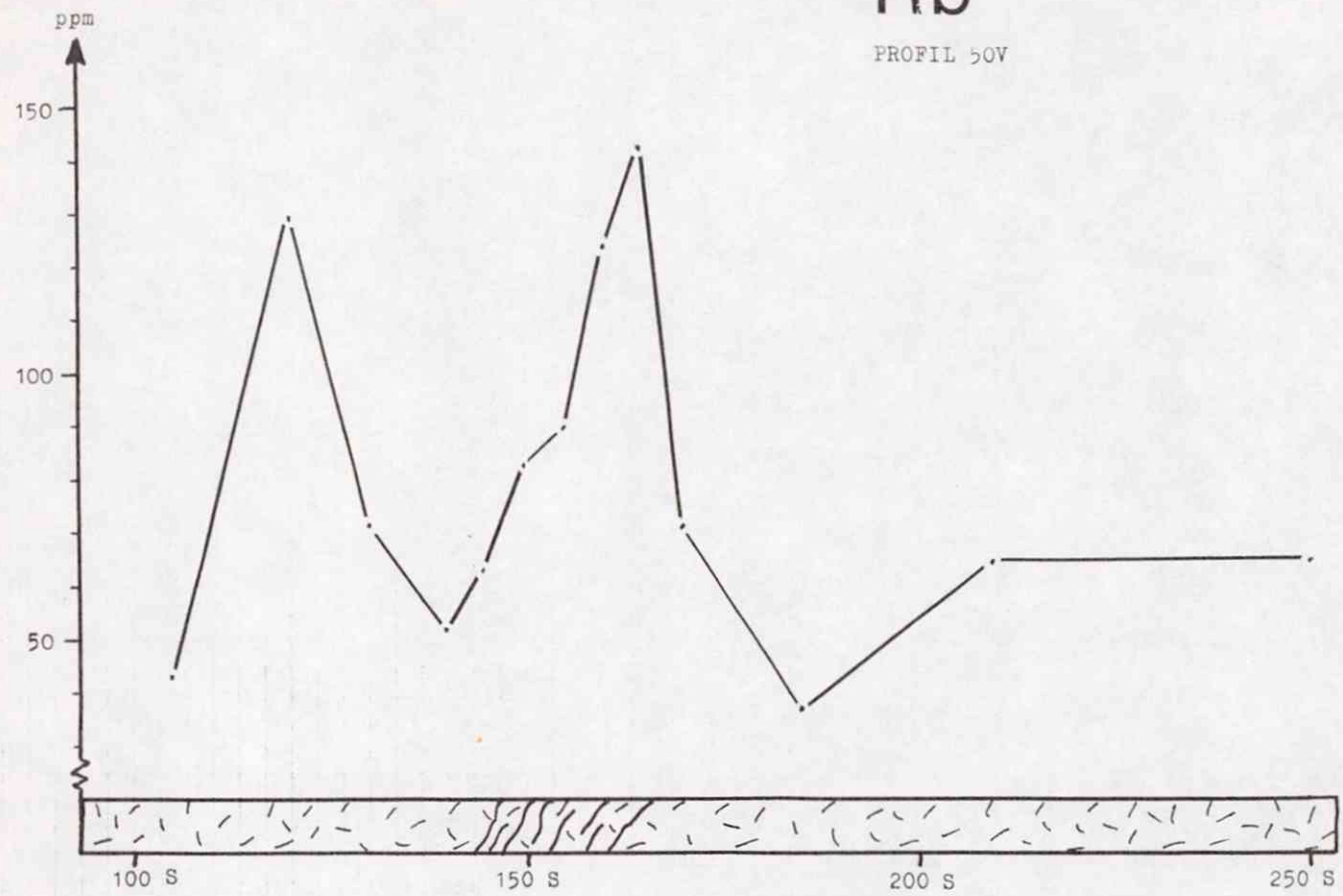
Li


ppm
PROFIL 50V
80
60
40
20
100 S
150 S
200 S
250 S

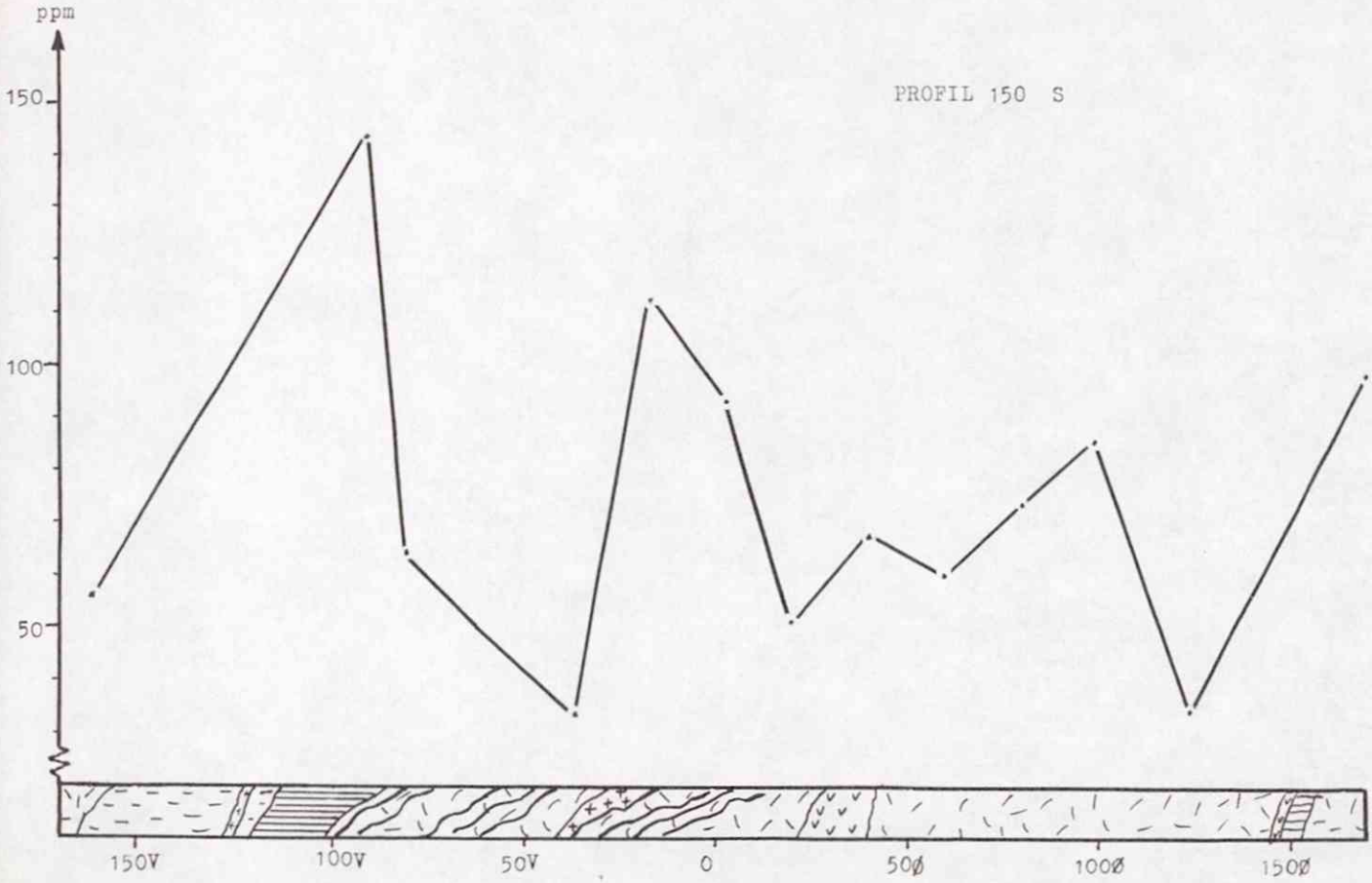

ppm
PROFIL 150 S
80
60
40
20
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

Rb

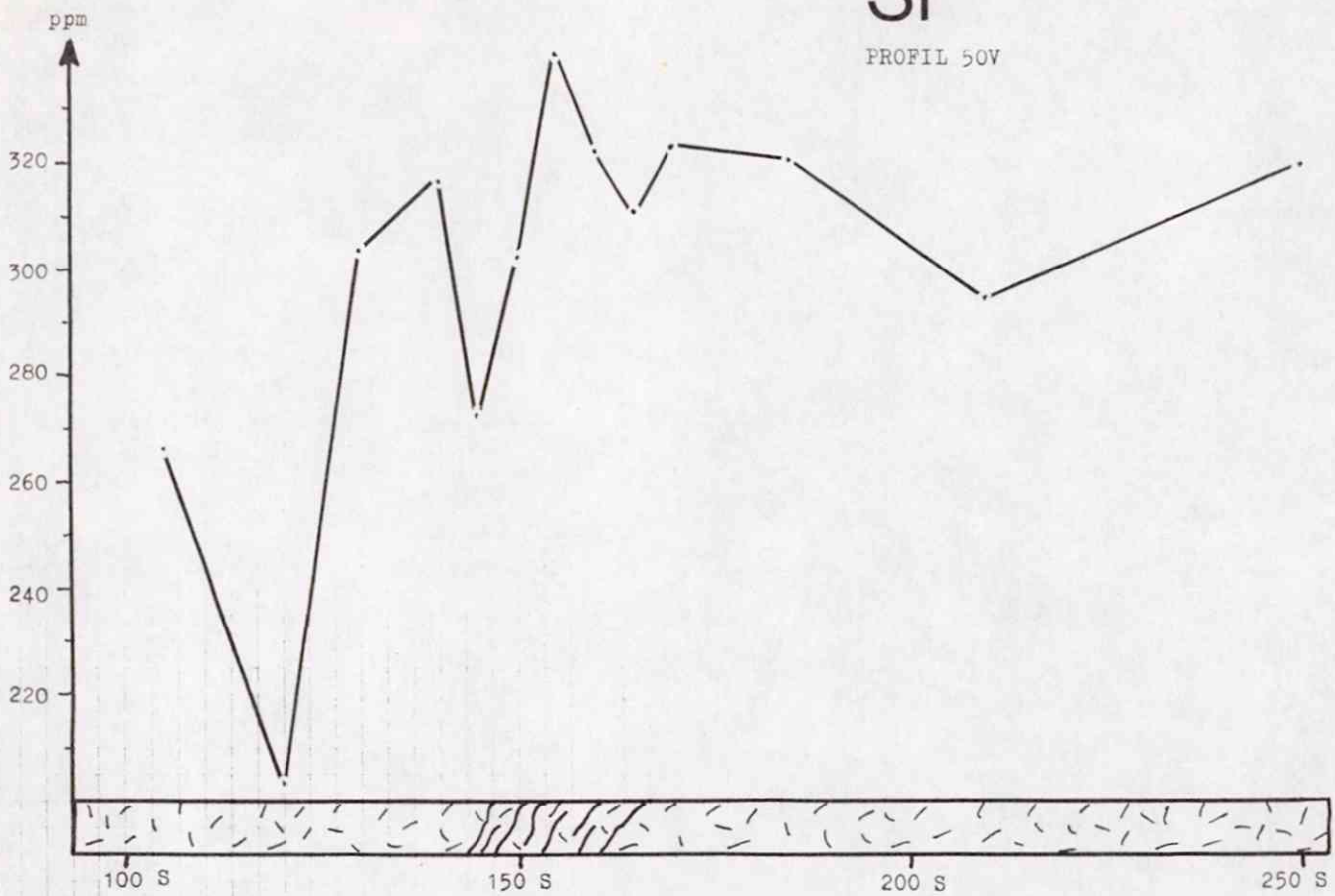
PROFIL 50V

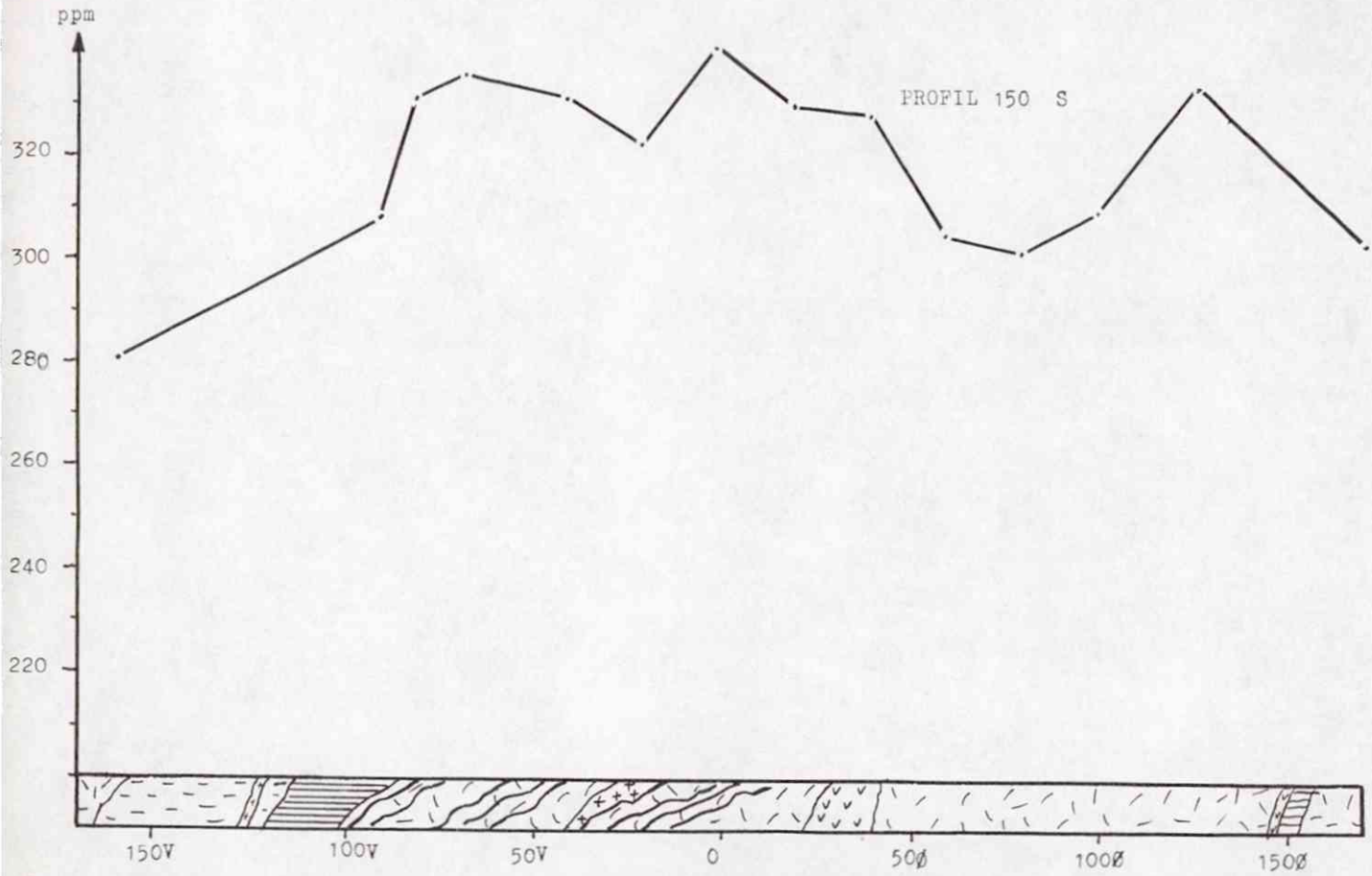


PROFIL 150 S

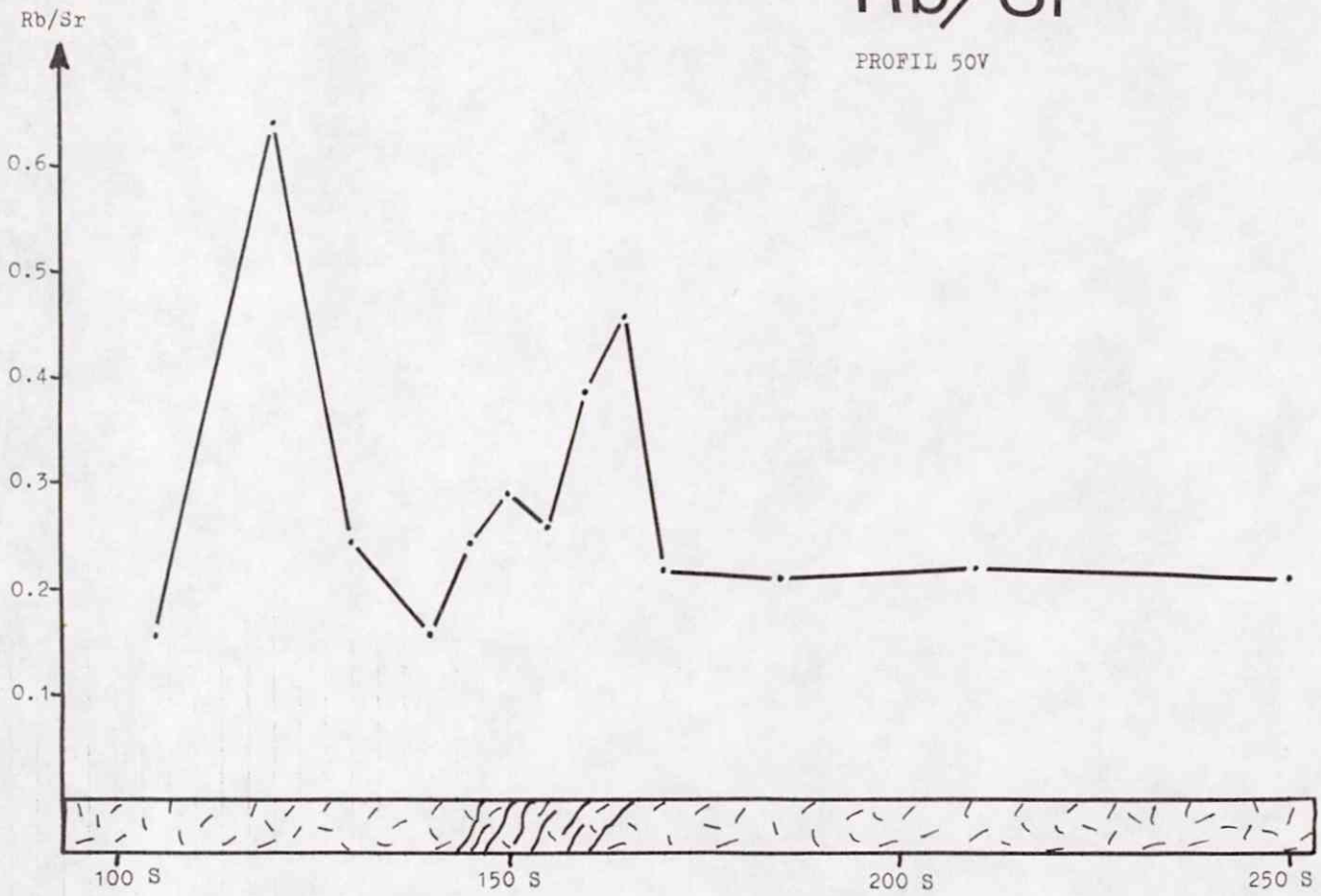


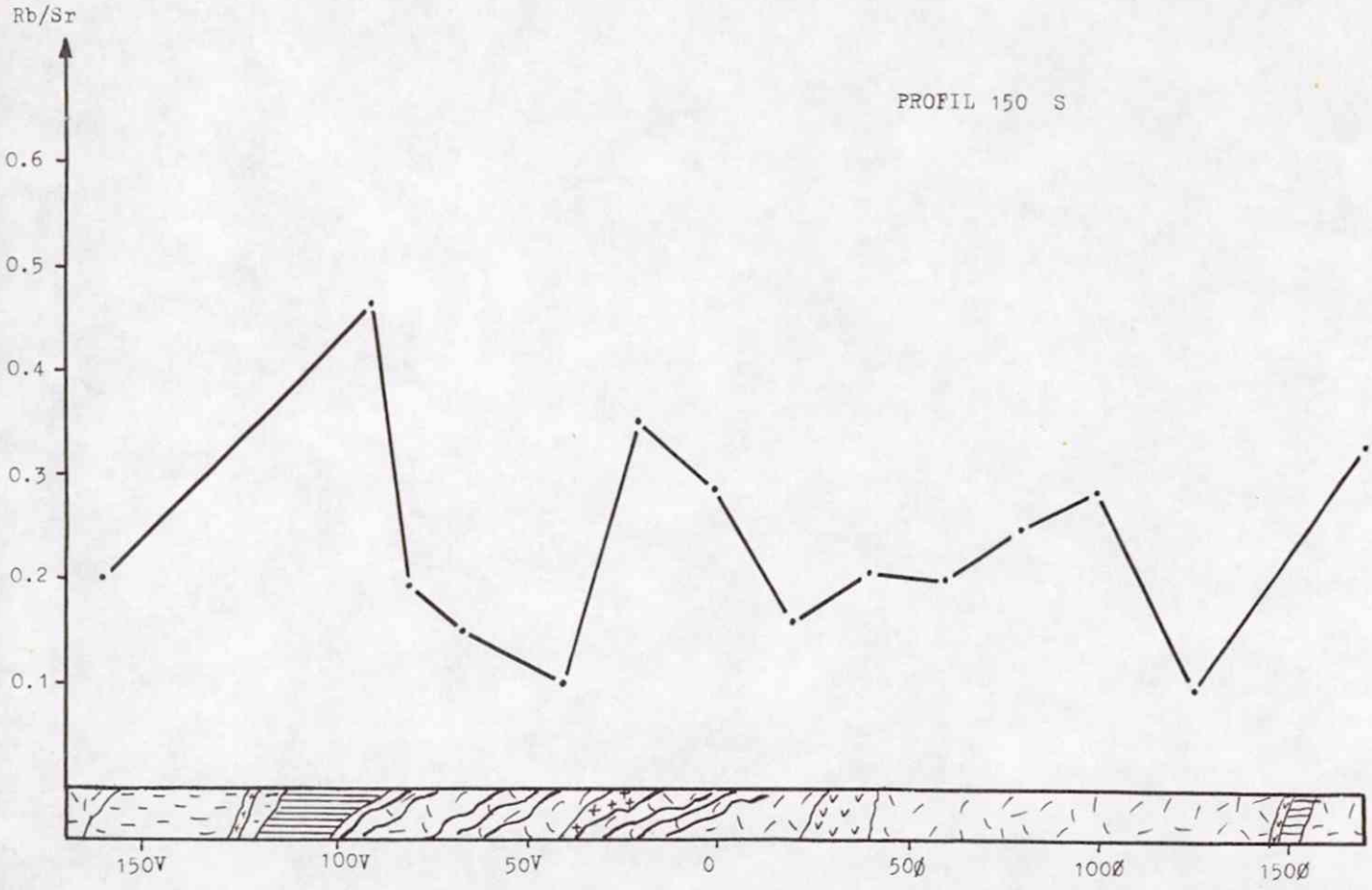
Sr

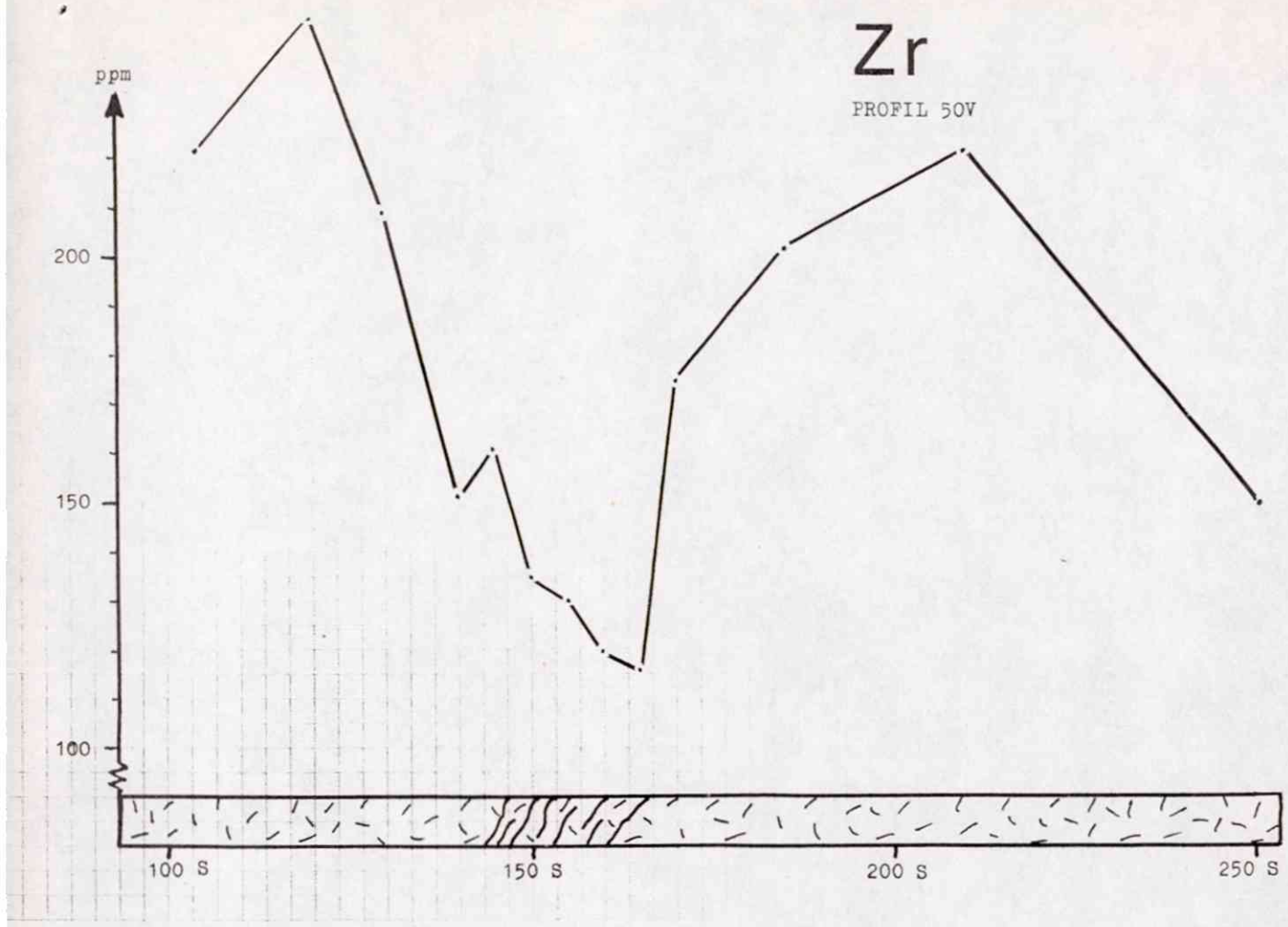

ppm
PROFIL 50V
320
300
280
260
240
220
100 S
150 S
200 S
250 S

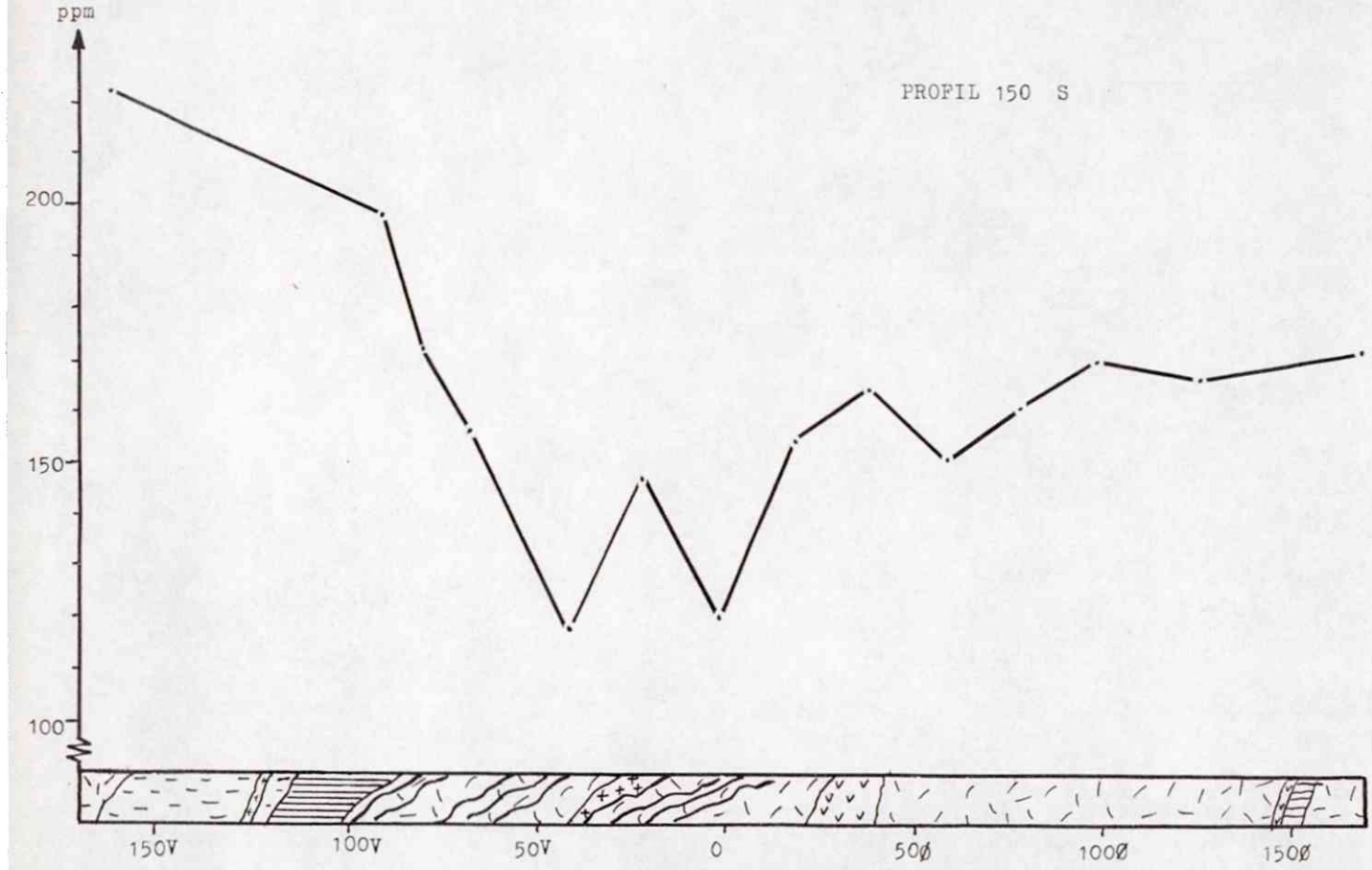

ppm
PROFIL 150 S
320
300
280
260
240
220
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

Rb/Sr


Rb/Sr
PROFIL 50V
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
100 S
150 S
200 S
250 S


Rb/Sr
PROFIL 150 S
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø


Zr
PROFIL 50V
ppm
200
150
100
100 S
150 S
200 S
250 S


ppm
PROFIL 150 S
200
150
100
150V
100V
50V
0
50Ø
100Ø
150Ø

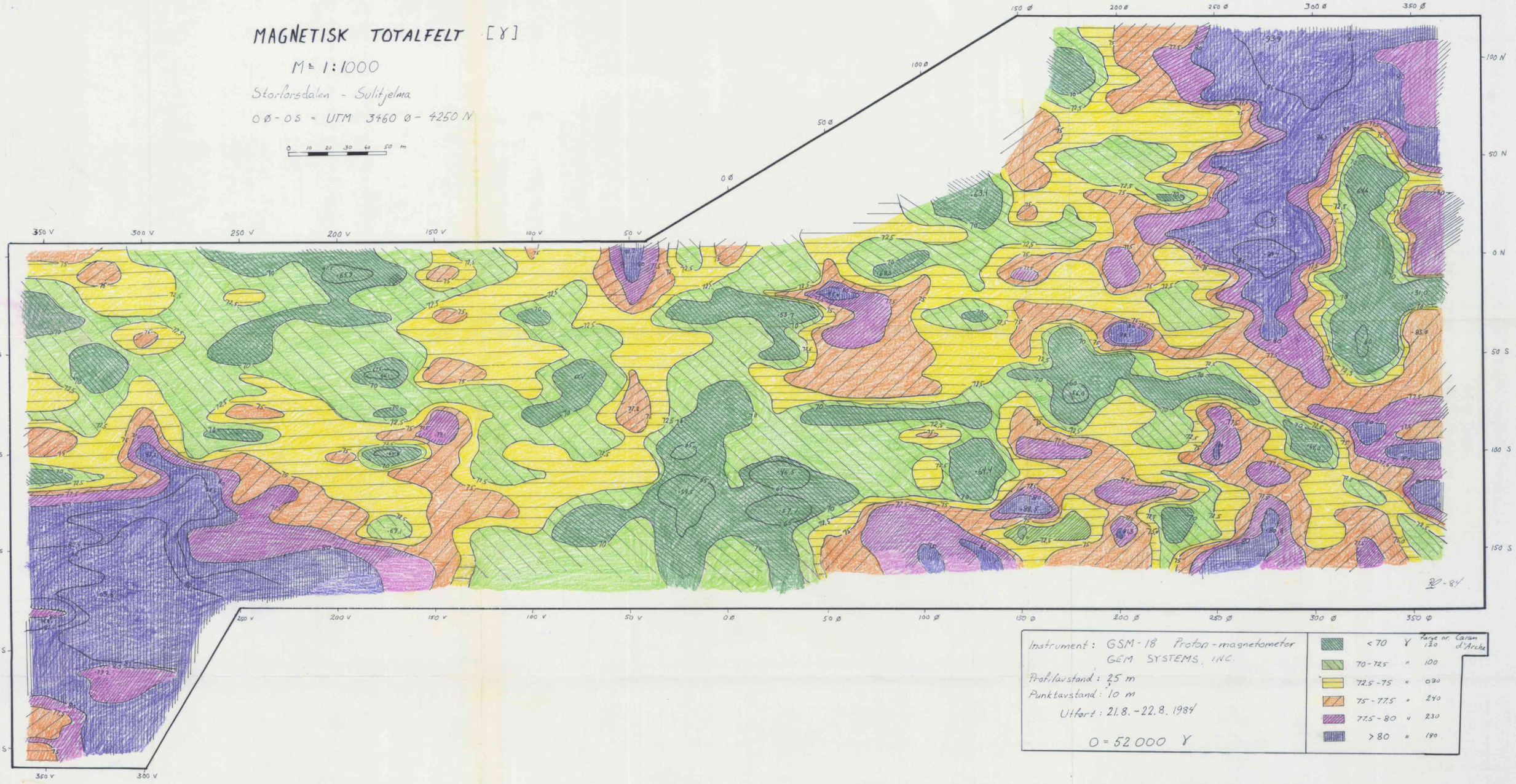
MAGNETISK TOTALFELT [γ]

M ≙ 1:1000

Storforsdalen - Sulitjelma

0 Ø - 0 S = UTM 3460 Ø - 4250 N

0 10 20 30 40 50 m



Instrument: GSM-18 Proton-magnetometer
GEM SYSTEMS, INC.

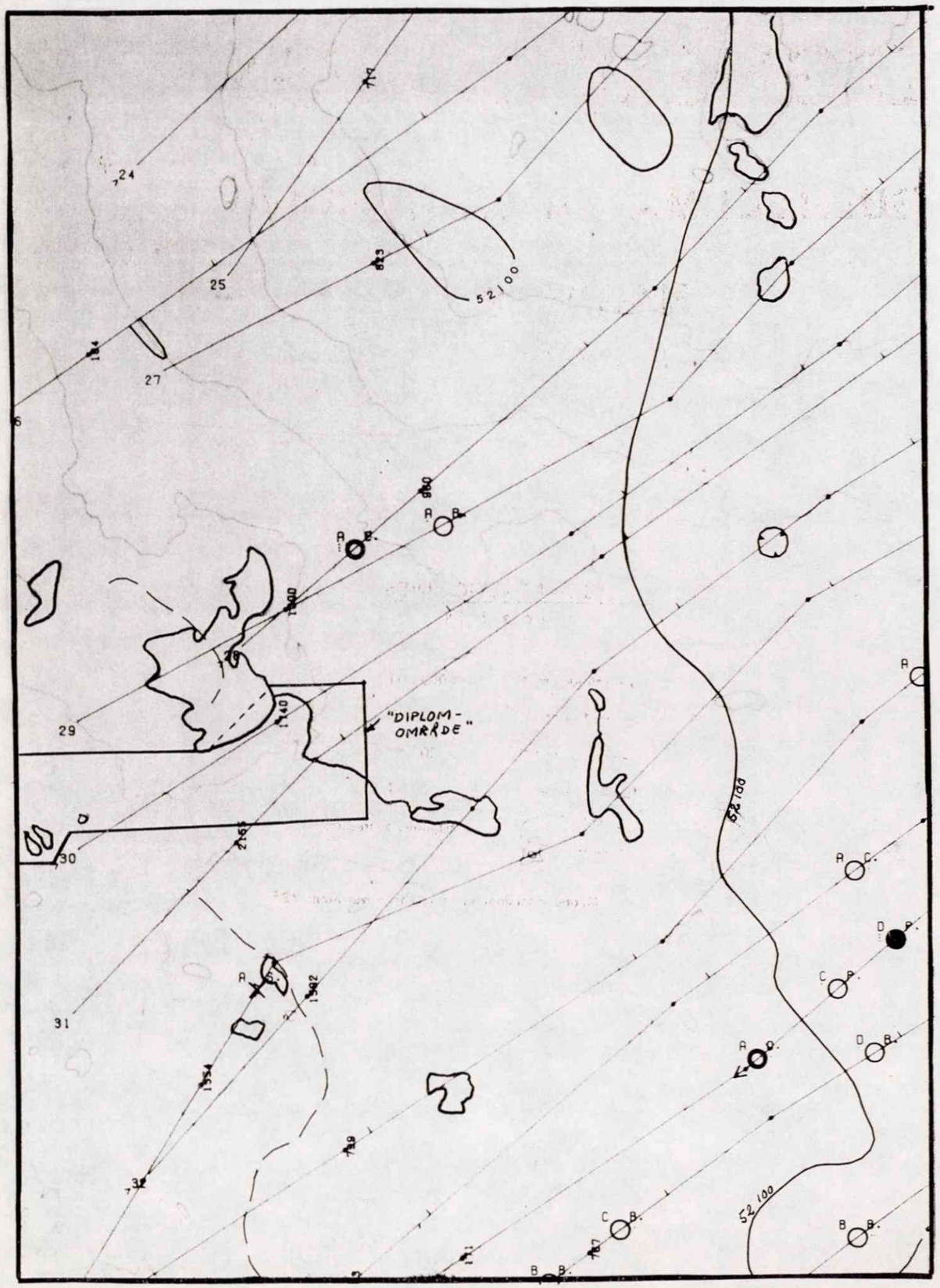
Profilavstand: 25 m

Punktavstand: 10 m

Utført: 21.8.-22.8.1984

0 = 52 000 γ

		Farge nr.	Carum d'Arche
	< 70 γ	120	
	70 - 72.5 "	100	
	72.5 - 75 "	030	
	75 - 77.5 "	240	
	77.5 - 80 "	230	
	> 80 "	180	



DIGHEM^{III} SURVEY

SULITJELMA AREA, NORWAY

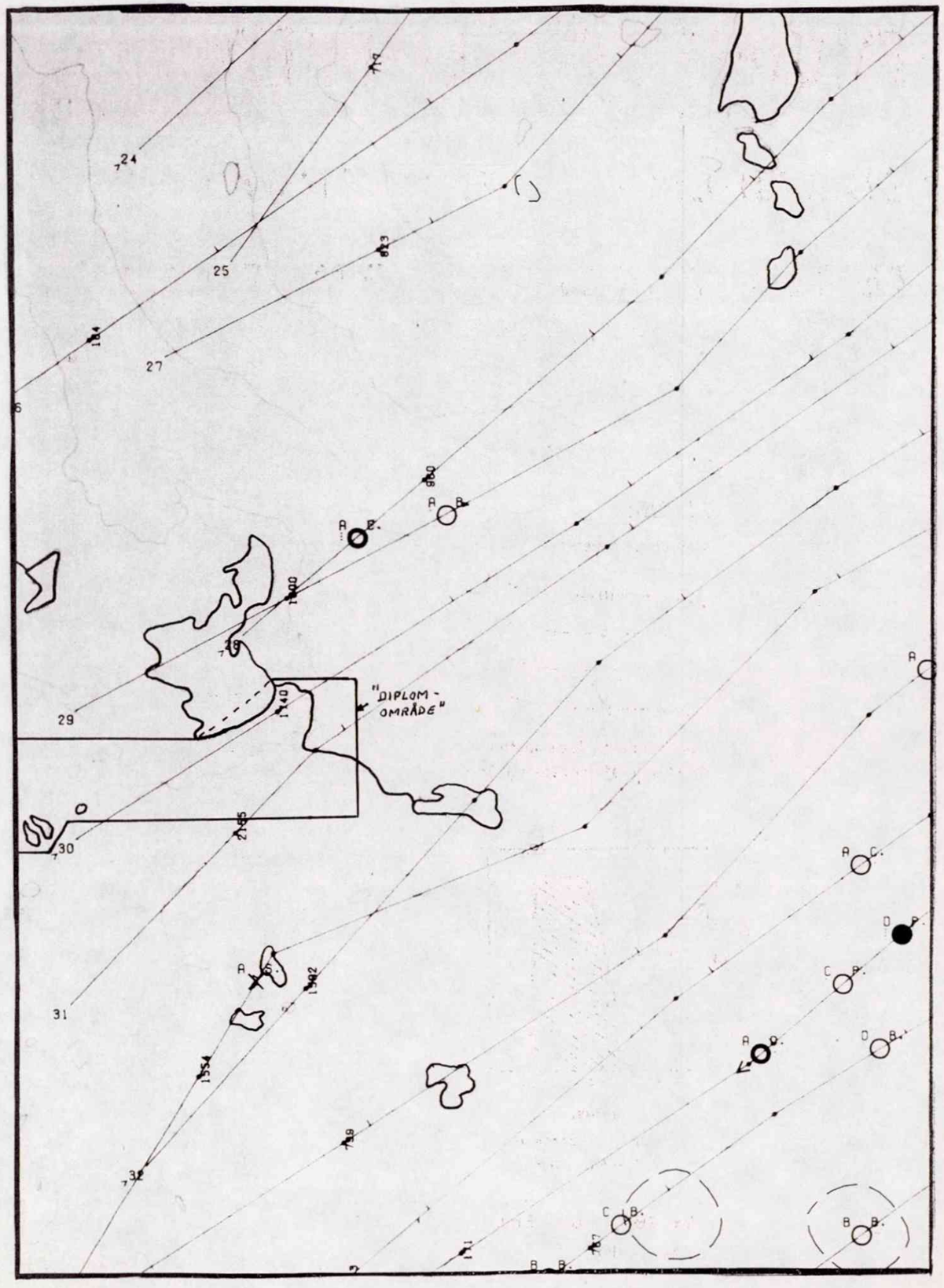
MAGNETICS

M = 1:10 000

ISOMAGNETIC LINES
(total field)

1000	1 000 nT
100	100 nT
20	20 nT
	10 nT
	magnetic depression

Magnetic Inclination within the survey area: 76°



DIGHEM^{III} SURVEY

SULITJELMA AREA, NORWAY

FILTERED TOTAL VLF EM FIELD

M = 1 : 10 000

LEGEND

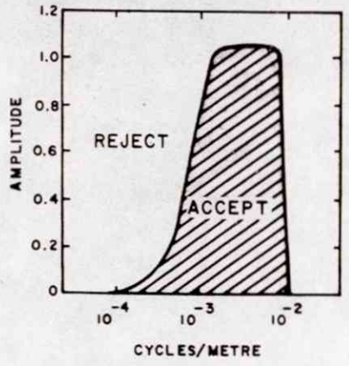
Contours in percent.

10

4

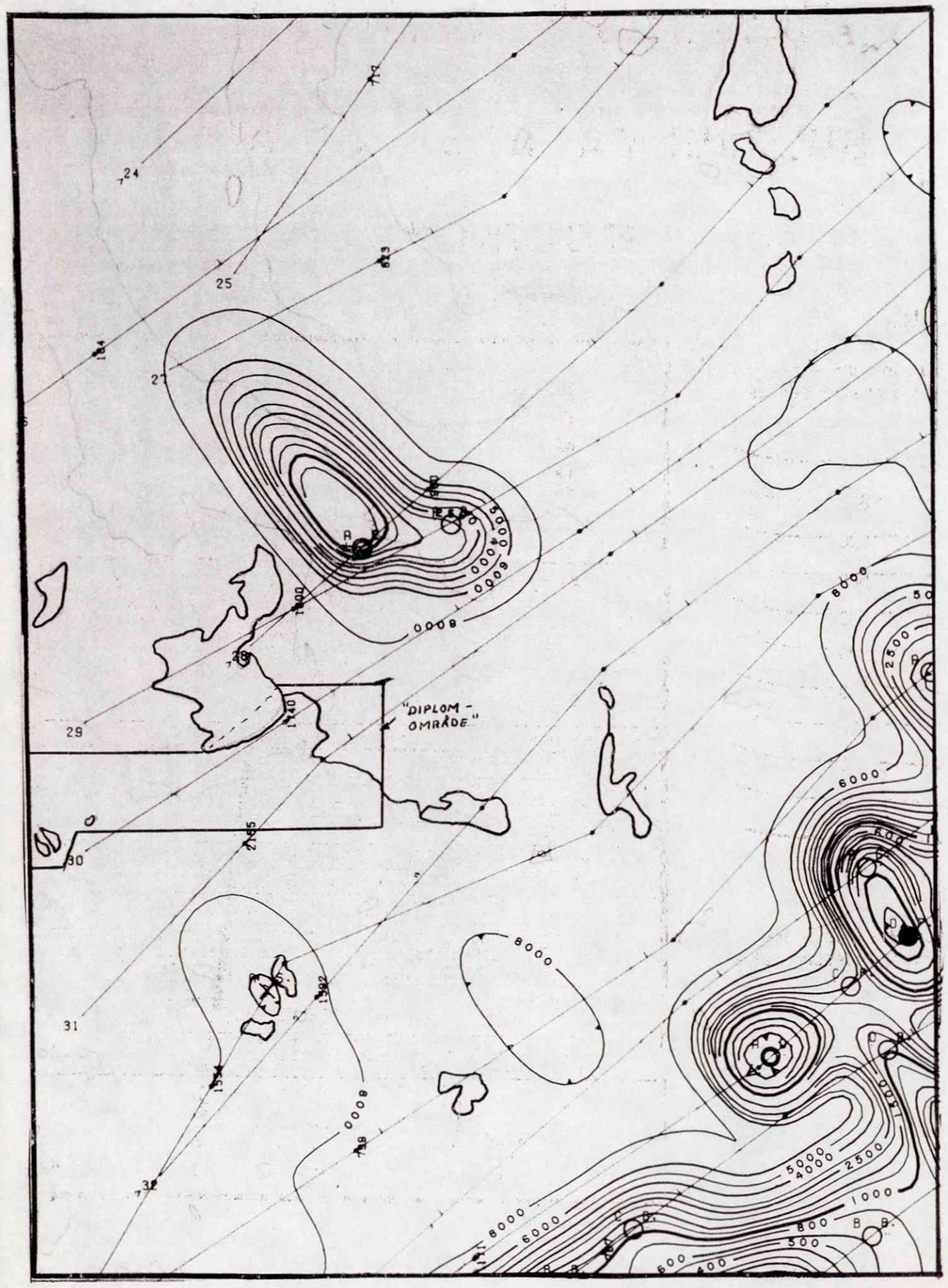
2

The numbers face in the direction of increasing value.



Frequency response of VLF – EM filter

Tx : GBR, RUGBY, Eng.
f = 16 kHz.



DIGHEM III SURVEY

SULITJELMA AREA, NORWAY

RESISTIVITY

M = 1 : 10 000

LEGEND

Contours in ohm — m
at ten intervals per decade

1000
800
600
500
400
300
250
200
150
125
100

Note

The numbers face in the direction of increasing value.

ANOMALY GRADE	EM GRADE SYMBOL	CONDUCTANCE RANGE (MHOS)
6	●	> 99
5	✸	50 – 99
4	●	20 – 49
3	◉	10 – 19
2	○	5 – 9
1	○	< 5
–	×	Indeterminate

DIGHEM anomalies are divided into six grades of conductivity — thickness product. This product in mhos is the reciprocal of resistance in ohms. The mho is a measure of conductance, and is a geologic parameter.

identifier name → ●

Depth is greater than:
15 m
30 m
45 m
60 m

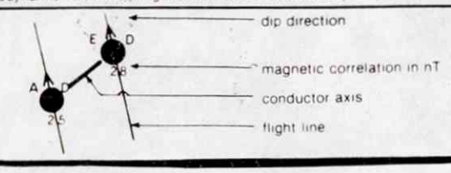
interpretive symbol

Inphase and Quadrature of Coaxial Coil is greater than:
5 ppm
10 ppm
15 ppm
20 ppm

Refer to list of anomalies in survey report for the actual ppm values for all coils, and for the conductance and depth of conductors.

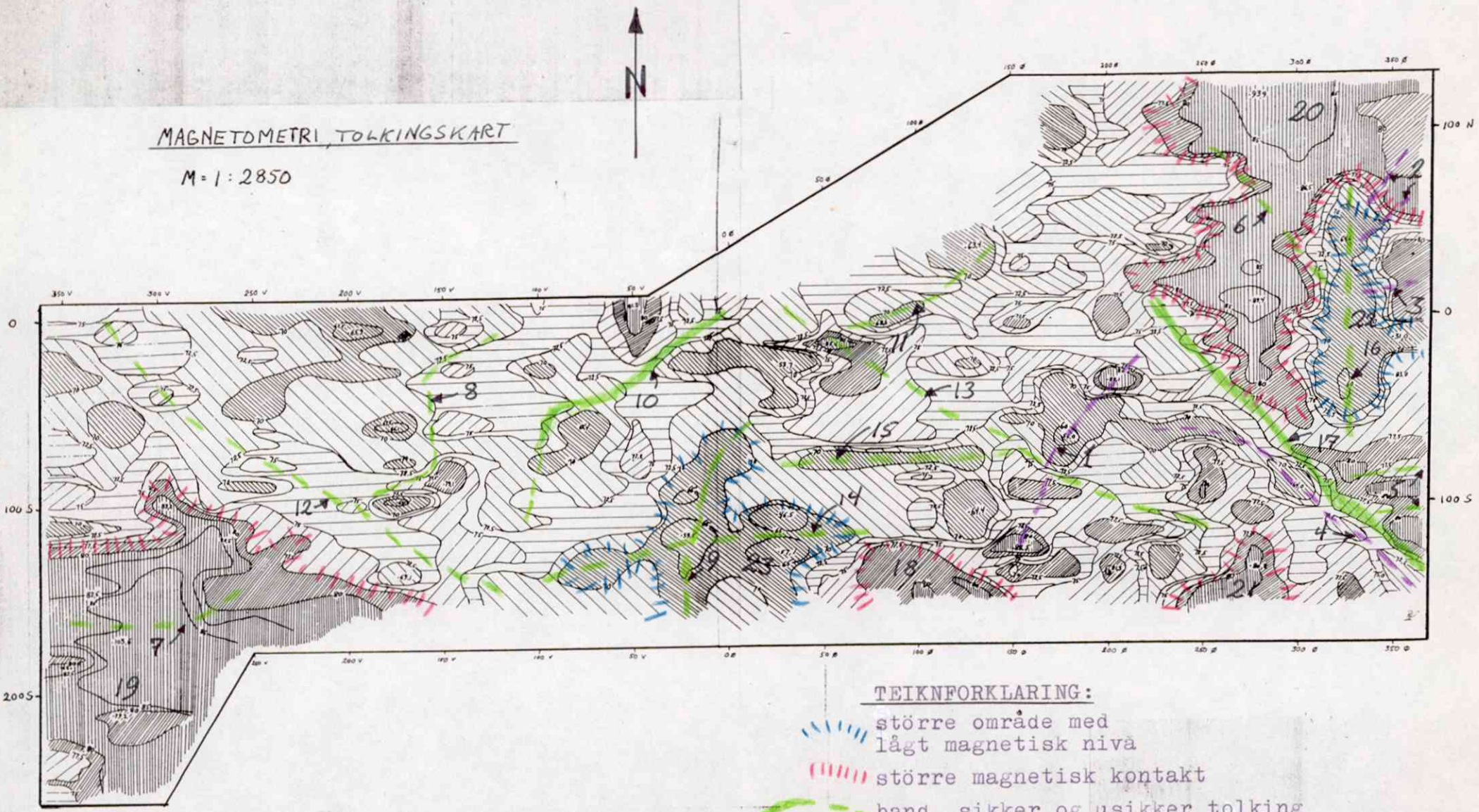
The interpretation is shown by the interpretive symbol (see legend below). The left letter is the anomaly **identifier**. The horizontal rows of **dots** indicate anomaly amplitude on the flight record, and the vertical column gives the estimated depth. This depth may be unreliable because the stronger part of the conductor may be deeper or to one side of the flight line, or because of a shallow dip or conductive overburden effects.

SYMBOL	GEOPHYSICAL MODEL	BEDROCK CONDUCTOR	or	NON BEDROCK CONDUCTOR	MOST LIKELY
D.	steeply-dipping thin dike	steeply-dipping planar conductor	or	metal culture which contacts conductive ground	discrete bedrock conductor
T.	thick dike	thick conductor, with thickness greater than 10 m	or		
B.	indeterminate	bedrock conductor	or		
P.	conductor to one side of flight line	flight line passed off the end or side of conductor	or	flight line passed off the end or side of culture	
E.	indeterminate	discrete conductor close to a much stronger conductor	or	edge of large conductive zone	
H.	half space (close to surface)	conductive rock unit	or	deep conductive weathering or thick conductive cover	conductive rock or cover
G.	buried half space	conductive rock unit, buried under non-conductive cover or under a dense forest canopy	or	deep conductive weathering or thick conductive cover, buried under a dense forest canopy	
S.	horizontal sheet	weak bedrock conductor masked by conductive cover	or	thin conductive cover or, occasionally, culture which contacts conductive cover	conductive cover
R.	horizontal ribbon	flatly-dipping narrow conductor (not computer picked)	or	narrow surface conductor, e.g. stream sediments, or large fenced area	culture
C.	sphere, horizontal disk	steeply-plunging compact conductor	or	metal roof or fenced yard	
L.	line	bedrock conductor masked by culture	or	fence, pipeline, power line	
a'	a is one of the above symbols. a' means that the correct identification of the geophysical model is only a reasonable possibility, rather than being a reasonable probability				
?	probable aerodynamic noise, meaning that conductive material may, in fact, not exist				



MAGNETOMETRI, TOLKINGSKART

M = 1 : 2850



TEIKNFORKLARING:

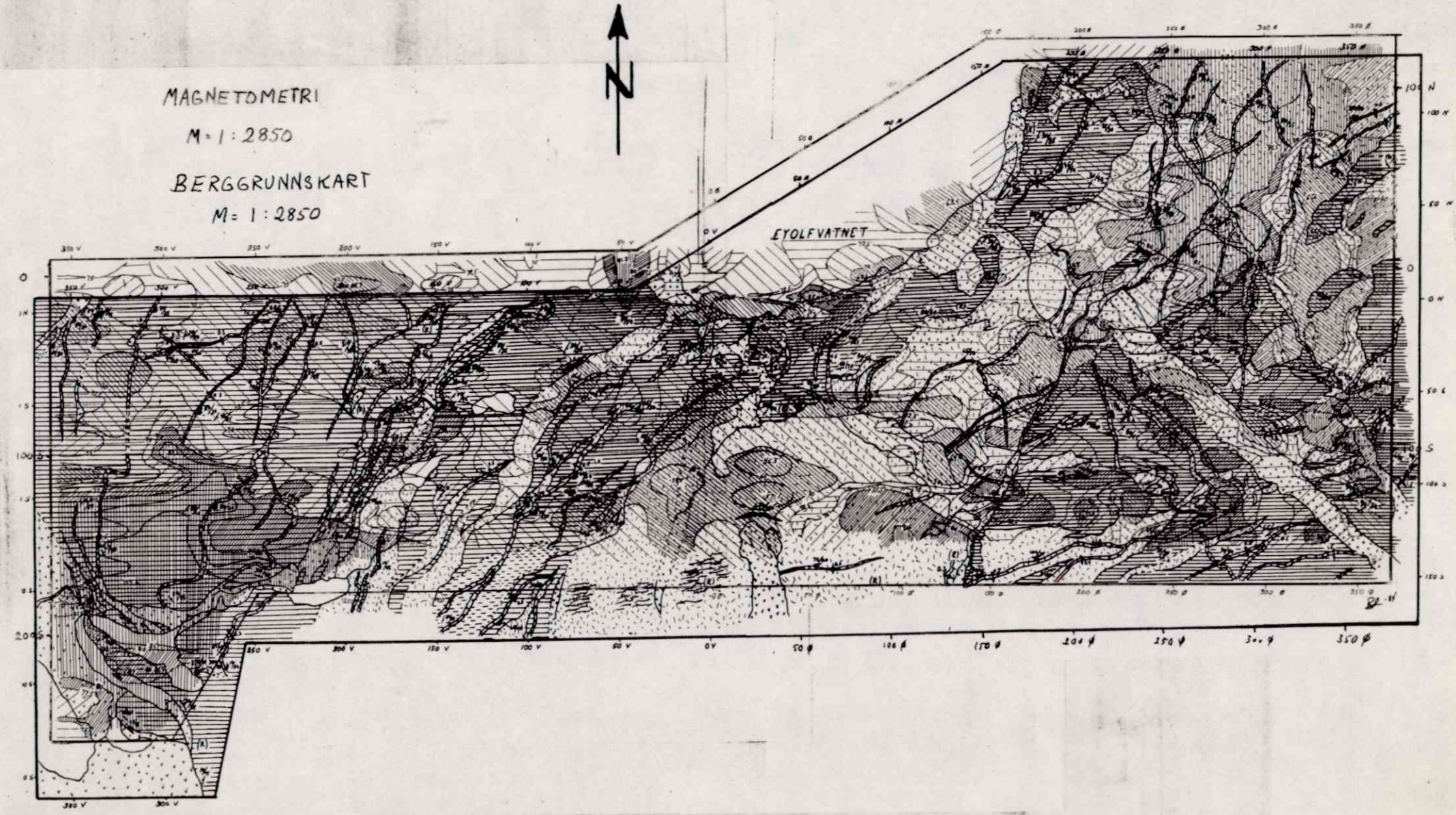
- større område med lågt magnetisk nivå
- større magnetisk kontakt
- band, sikker og usikker tolking
- bergartsgrense

MAGNETOMETRI

M = 1 : 2850

BERGGRUNNSKART

M = 1 : 2850



RADIOMETRI

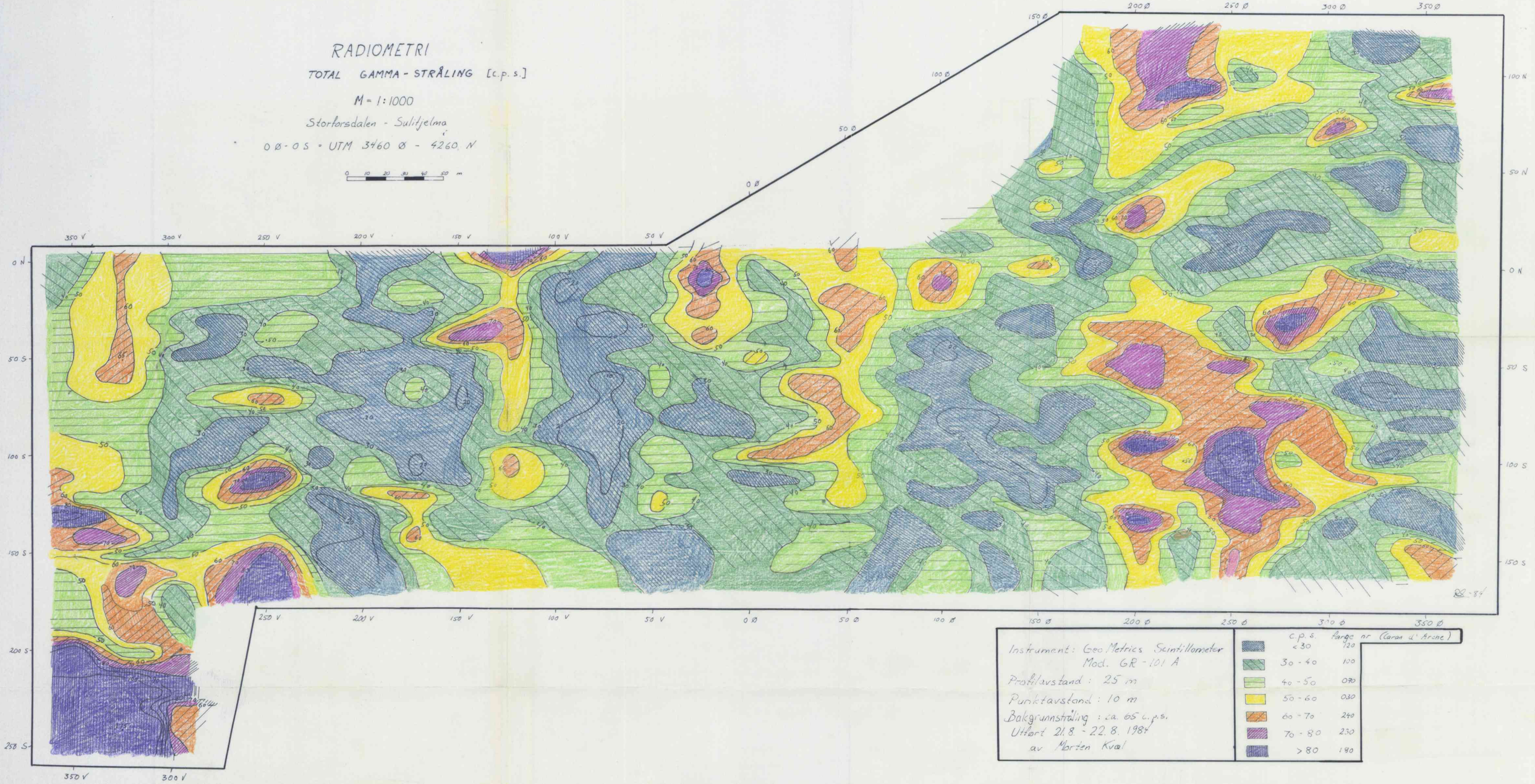
TOTAL GAMMA - STRÅLING [c.p.s.]

M = 1:1000

Storforsdalen - Sulitjelma

0 Ø - 0 S = UTM 3460 Ø - 4260 N

0 10 20 30 40 50 m



Instrument: Geo Metrics Scintillometer Mod. GR-101 A

Profilavstand: 25 m

Punktavstand: 10 m

Bakgrunnstråling: ca. 65 c.p.s.

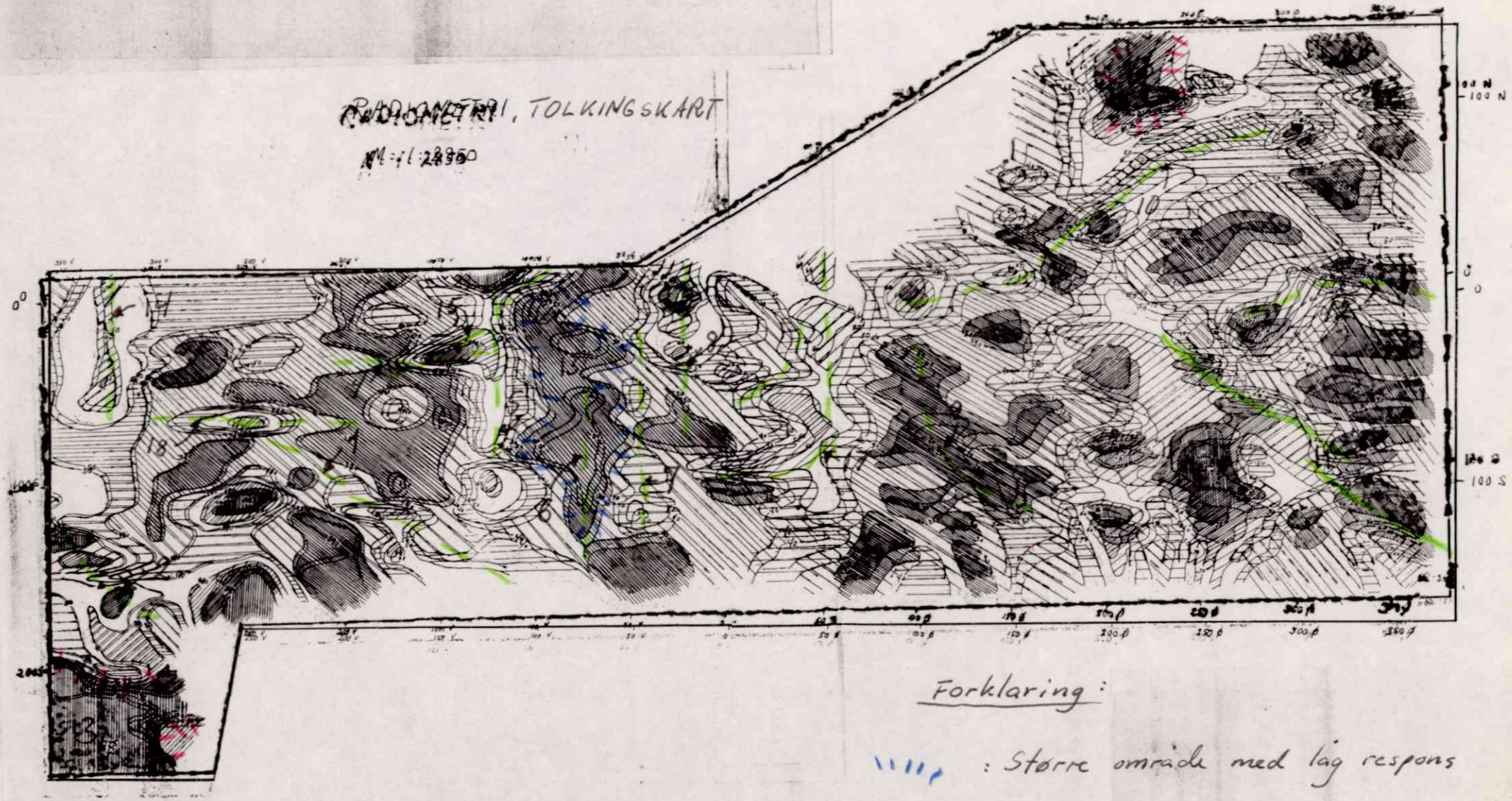
Utført 21.8. - 22.8. 1984

av Morten Kvæl

c.p.s.	Farge nr (Caran d'Arche)
< 30	120
30 - 40	100
40 - 50	070
50 - 60	030
60 - 70	240
70 - 80	230
> 80	180

RADIOMETRI, TOLKINGSKART

M: 1:2000



Forklaring:

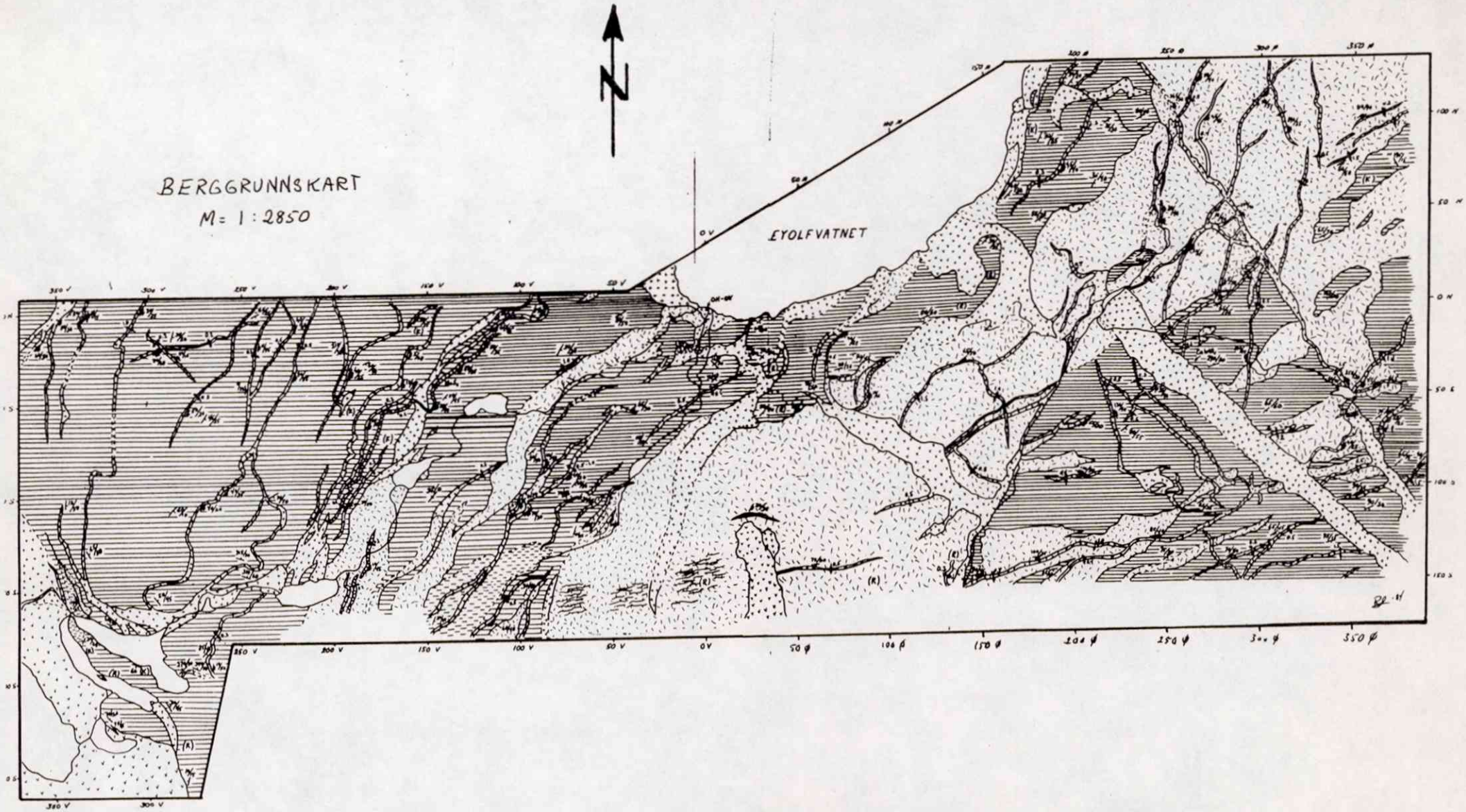
: Større område med lav respons

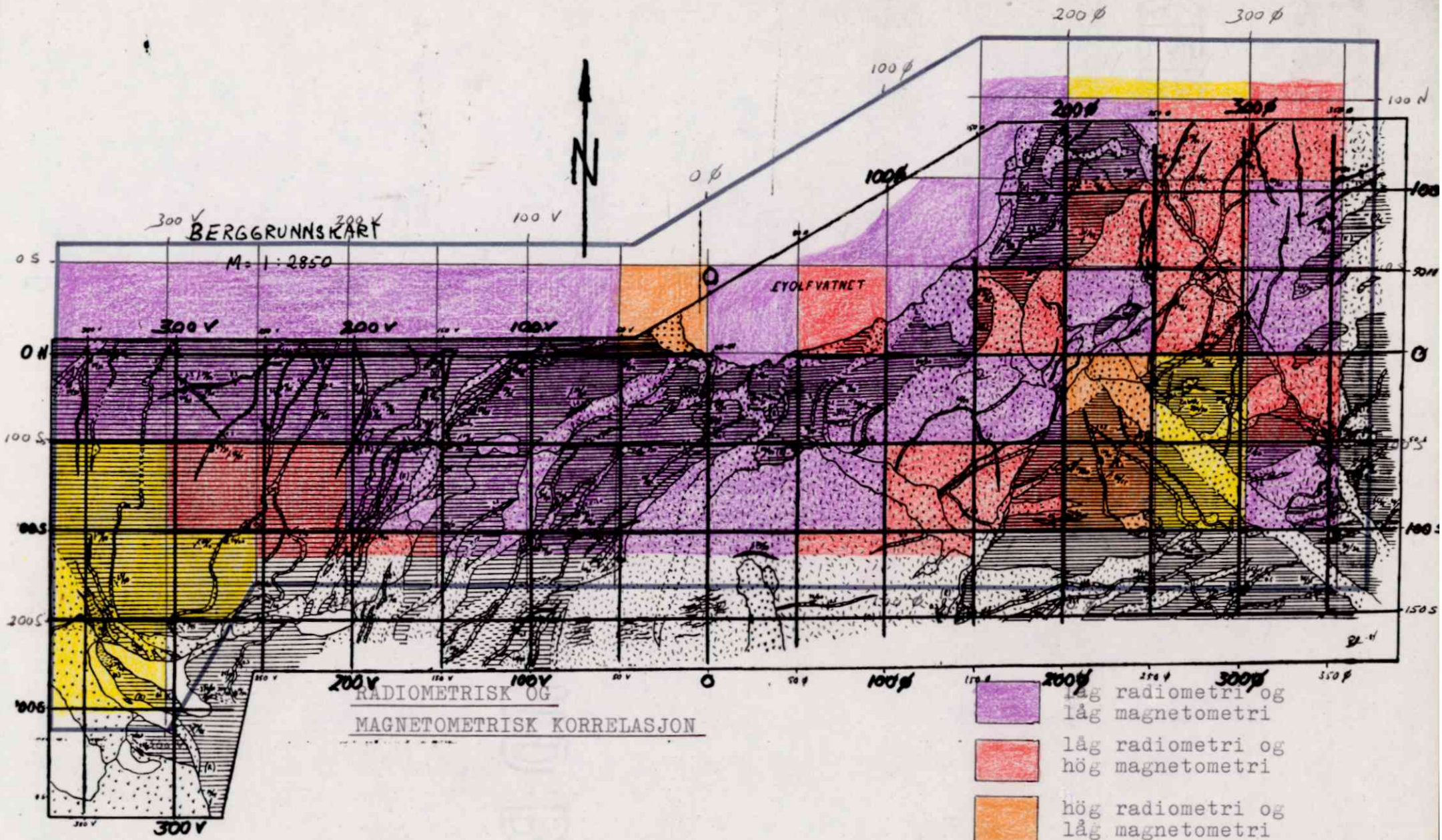
: — " — høy respons

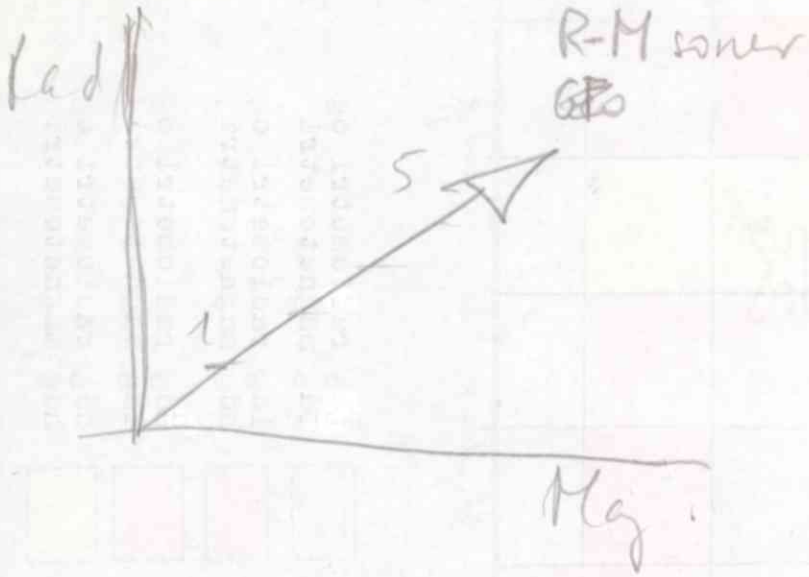
: bånd, sikker og usikker tolking

BERGGRUNNSKART

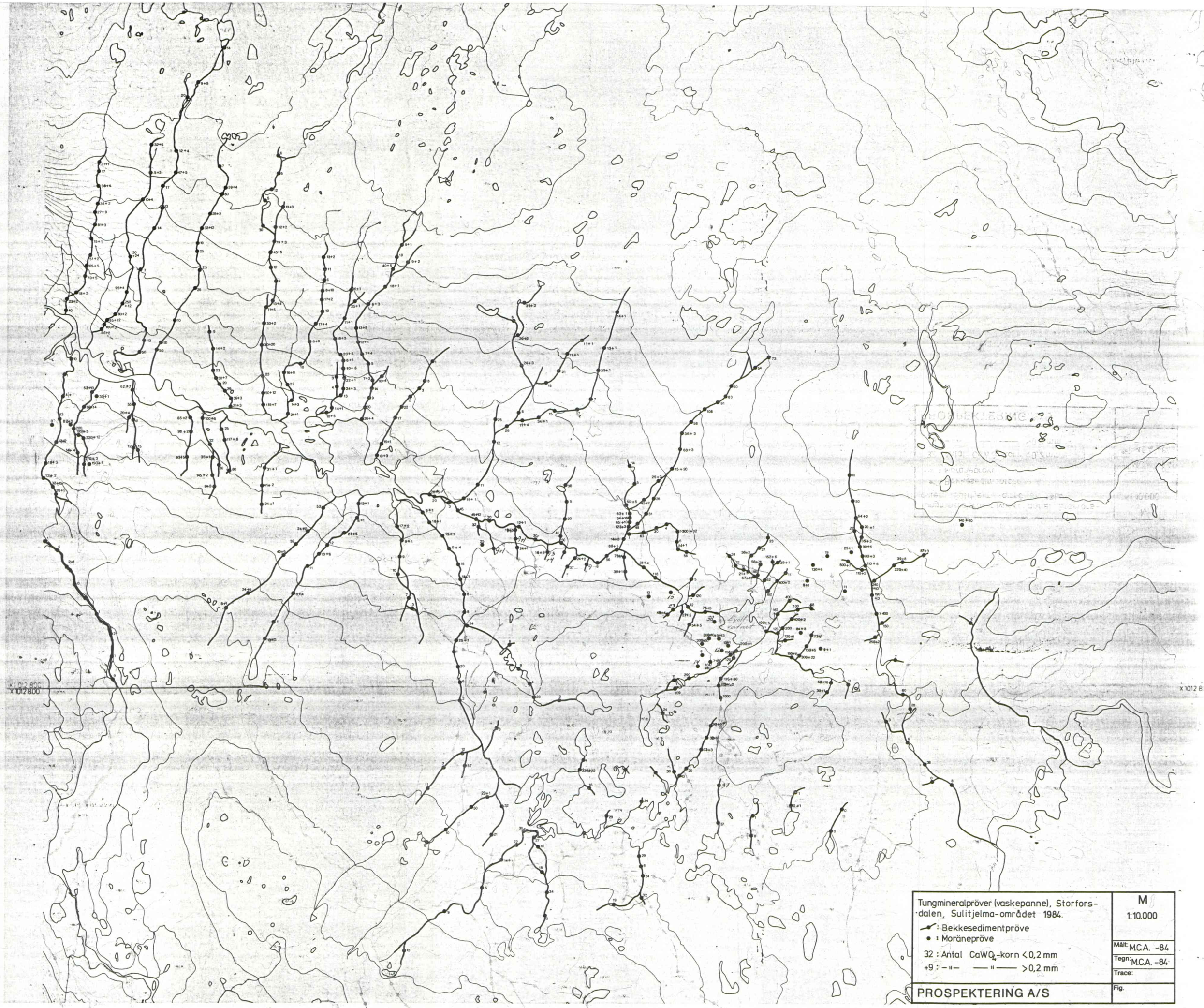
M= 1 : 2850

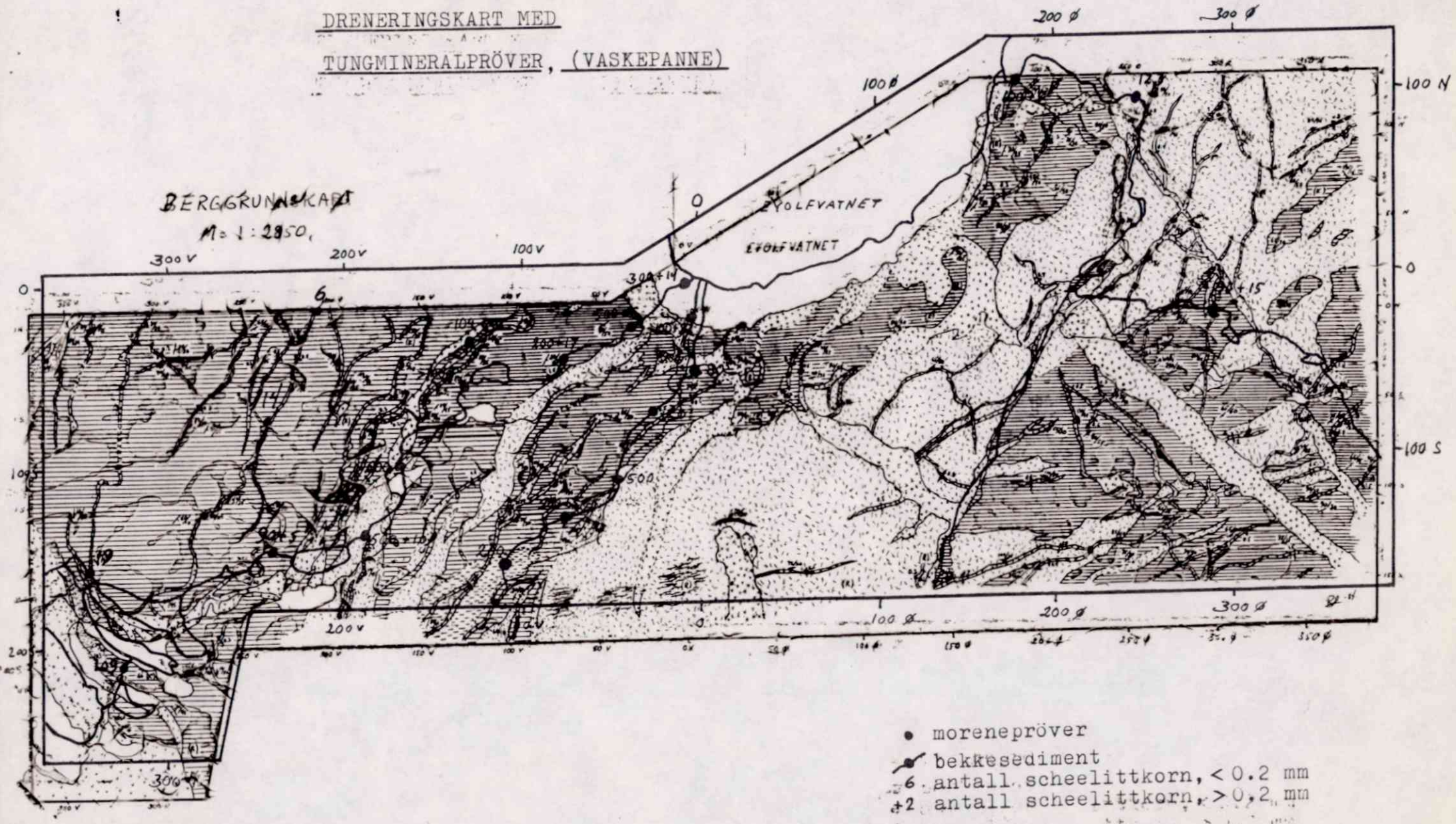



BERGGRUNNSKART
M: 1:2850
EYOLFVATNET
N
300 V
200 V
100 V
0
100 Ø
200 Ø
300 Ø
0 S
0 N
100 S
200 S
100 N
50 N
50 S
150 S
RADIOMETRISK OG
MAGNETOMETRISK KORRELASJON
låg radiometri og
låg magnetometri
låg radiometri og
hög magnetometri
hög radiometri og
låg magnetometri
hög radiometri og
hög magnetometri



LL LH HL HH


x 1012 800
x 1012 8
Tungmineralpröver (vaskepanne), Storforsdalen, Sulitjelma-området 1984.
: Bekkesedimentpröve
• : Moränepröve
32 : Antal CaWO4-korn < 0,2 mm
+9 : – " – —— " —— > 0,2 mm
M
1:10.000
Målt: M.C.A. -84
Tegn: M.C.A. -84
Trace:
Fig.
PROSPEKTERING A/S

DRENERINGSKART MED

TUNGMINERALPRÖVER, (VASKEPANNE)