

NGU Rapport 90.013

Geofysiske målinger ved
grunnvannsundersøkelser i fjell
på Høvringen, SEL, OPPLAND.

Rapport nr. 90.013	ISSN 0800-3416	Åpen/Fortryk	
Tittel: Geofysiske målinger ved grunnvannsundersøkelser i fjell på Høvringen, Sel, Oppland.			
Forfatter: Torleif Lauritsen Eirik Mauring Jan Steinar Rønning		Oppdragsgiver: NGU	
Fylke: OPPLAND		Kommune: SEL	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) LILLEHAMMER		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1718 IV OTTA	
Forekomstens navn og koordinater: HØVRINGEN 32V 5263 68604		Sidetall: 19	Pris: kr. 100,-
Feltarbeid utført: 07.88 - 10.88 06.89		Rapportdato: 13.03.1990	Prosjektnr.: 32.2462.00
Sammendrag:		Seksjonssjef: <i>Jan Steinar Rønning</i>	
<p>I forbindelse med grunnvannsundersøkelser på Høvringen er det utført en rekke geofysiske målinger på bakken og i brønner. Målingene var et ledd i NGU's kompetanseoppbygging på grunnvann i fjell.</p> <p>VLF- og refraksjonsseismisk profilering ga ikke anomalier som kunne tilskrives noen oppsprekking. Elektriske målinger (profilering og sondering) viste imidlertid anomalier som kunne tilskrives en generell oppsprekking av berggrunnen. Bakkemålingene ble bekreftet av elektriske målinger i brønner. Undersøkelsene viser at indikert oppsprekking fra geofysiske målinger ikke er noen garanti for vellykket boreresultat.</p>			
Emneord	Elektromagnetisk måling	Grunnvann	
Geofysikk	Elektriske målinger	Berggrunn	
Refraksjonsseismikk	Borhullsmåling	Fagrapport	

INNHOOLD

	Side
1. INNLEDNING	4
2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	4
3. RESULTATER OG KOMMENTARER	5
4. KONKLUSJON	8
5. REFERANSER	9

FIGURER

Fig.1: Tolkning VES

Fig.2: Borhullslogg BH1

Fig.3: Borhullslogg BH2

Fig.4: Borhullslogg BH3

TEKSTBILAG

Bilag 1: SAS LOG 200, Kort metodebeskrivelse

Bilag 2: Vertikal elektrisk sondering, beskrivelse av metode og usikkerhet

Bilag 3: Refraksjonsseismikk, beskrivelse av metode og usikkerheter

KARTBILAG

90.013-01	Oversiktskart	M 1:50 000
-02	Oversikts-/tolkningskart	M 1:10 000
-03	VLF + Elektriske profilkurver	M 1: 1 250
-04	Seismisk profil	M 1: 1 000

1. INNLEDNING

Som et ledd i NGU's kompetanseoppbygging på grunnvann i fjell, er det utført geofysiske målinger i forbindelse med grunnvannsundersøkelsene på Høvringen i Sel kommune, Oppland.

Utgangspunktet for målingene var påvisning av en sprekkesone i fjellssidene sør for bebyggelsen på Høvringen. I dalområdet mellom disse var det av interesse å lokalisere sonen under løsmassene. Berggrunnen i området består av kvartsitt med sjikt av glimmer som gir hellekløv. Det er ikke observert grafitt eller sulfider i området som kan forårsake ledningsevneanomalier (E.Tveten, personlig meddelelse).

De teknikkene en vanligvis benytter ved slike problemstillinger (VLF og elektriske motstandsmålinger) ga ikke de forventede svar, og undersøkelsene ble derfor komplettert med refraksjonsseismikk, vertikale elektriske sonderinger (VES) og borhullslogging.

Resultater av prøveboring og prøvepumping foreligger i to rapporter (Nielsen 1988 og 1989).

2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

I første omgang ble det utført profilering med VLF-EM (Very Low Frequency Electro Magnetic) og elektriske motstandsmålinger langs profilene 1 og 2 (se kartbilag 90.013-02). Disse teknikkene gir anomalier på øket elektrisk ledningsevne som skyldes større vanninnhold i oppsprukket fjell.

VLF (Very Low Frequency) er en elektromagnetisk metode som benytter feltet fra fjerntliggende radiostasjoner hvor frekvensen ligger i intervallet 15 til 30 kHz. Uten ledende soner i bakken er magnetfeltet horisontalt. I ledende soner induseres sekundære strømmer, og det totale elektromagnetiske feltet blir ikke lenger horisontalt. Ved å måle feltets retning (dipvinkel, reellkomponent Re), og en størrelse som er avhengig av faseforskyvningen mellom det primære og sekundære feltet (imaginærkomponenten Im) kan ledende soner påvises ved målinger på bakken.

Elektriske motstandsmålinger kartlegger den tilsynelatende elektriske motstand/ledningsevne i bakken. Øket oppsprekking gir øket porevolum, og når dette fylles med vann vil den elektriske motstanden reduseres. Ved kartlegging av slike vannførende sprekkesoner plasseres en strømelektrode fast på hver side av sonen, mens potensialet måles mellom to bevegelige elektroder (gradientkonfigurasjon). Ut fra målt strømstyrke og potensialforskjell samt en geometrisk faktor bestemt av elektrodoplasseringene, kan tilsynelatende motstand/ledningsevne beregnes. Motstandsmålinger kan i tillegg til å lokalisere sprekkesoner også gi informasjon om sonenes bredde.

Motstandsmålingene ble foretatt med ABEM Terrameter SAS 300 og kabelsystem for gradient elektrodekonfigurasjon. Avstanden mellom potensialelektrodene var 5 meter. VLF ble målt som dipvinkelmålinger med NGU's egenproduserte mottaker. Senderstasjonen var den franske FOU (15,1 kHz) og målepunktavstanden var enten 12,5 eller 25 meter.

Lydhastigheten i bakken ble studert ved å skyte et refraksjonsseismisk profil langs første del av profil 1, fra koordinat -30 til +190 (Tegn. nr.90.013-02). Det ble brukt en 12-kanals seismograf av typen ABEM TRIO. Avstanden mellom geofonene var 10m. Metode og tolkningsusikkerhet er beskrevet i bilag 3.

For å studere motstandsvariasjonene mot dypet, ble det foretatt en vertikal elektrisk sondering sentralt ved profil 1 (Tegn. nr.90.013-02). En benyttet Schlumberger elektrodekonfigurasjon og Terrameter SAS 300. Metode og tolkningsusikkerheter er beskrevet i bilag 2.

På grunnlag av de første geofysiske målingene ble det boret en brønn, BH2 (se kartbilag 90.013-02). De to andre brønnene, BH1 og BH3, ble satt ned på grunnlag av geologiske vurderinger. Disse brønnene ble logget ved bruk av Terrameter SAS 300 og SAS LOG 200 fra ABEM. Målepunkttettheten var konsekvent 2 meter. En kort metodebeskrivelse er gitt i bilag 1.

3. RESULTATER OG KOMMENTARER.

VLF-målinger.

Tegning nr.90.013-03 viser reell- og imaginærkurvene fra VLF-målingene. Disse viser ingen anomalier som skulle tilsi at det her er sprekkesoner. Dette utelukker imidlertid ikke oppsprekking, da VLF forutsetter en ledningsevnekontrast for å kunne gi anomali. En generelt oppsprukket (porøs) bergart vil derfor ikke kunne avdekkes ved VLF-målinger.

Elektrisk profilering.

Resultatene fra de elektriske målingene er presentert som profilkurver i tegning 90.013-03. Profil 1 viser en markert anomali ned mot 1000 ohmm ved koordinat 350. Denne er sammenfallende med en tilsvarende anomali på profil 2. Anomaliens form og størrelse indikerer at disse kan være forårsaket av en ca. 5 meter bred sprekkesone. Det ble derfor anbefalt boring mot denne. Boringen BH2 gav en viss vannmengde (ca 2500 l/t), uten at det ble registrert noen markert sprekkesone. Det ble imidlertid rapportert om mørkere borkaks ved ca. 55 meters dyp (J.T.Nielsen, personlig meddelelse). Langs store deler av profil 1 (koordinat 15-70 og 200-375) er det påvist spesielt lave

motstander (mindre enn 4000 ohmm). Dette lave nivået kan være forårsaket av et noe bedre ledende overdekke, men kan også være et utslag av relativt godt ledende (oppsprukket) fjell. For å studere dette nærmere ble det skutt et refraksjonsseismisk profil og målt en vertikal elektrisk sondering.

Refraksjonsseismikk.

De refraksjonsseismiske målingene er vist som terrengprofil i tegning nr.90.013-04. Terrenghøyden er hentet fra økonomisk kartverk M 1:5000, og kan derfor være noe feil. Tolkingsresultatene gav for det meste 2 lag i løsmassene. Det øverste laget har hastigheter som varierer fra 440 m/s til 590 m/s. Dette tolkes som tørr sand og grus. Tykkelsen varierer fra 2 til 7 m. I lag nr.2 er hastigheten bestemt til 1500 m/s. En antar at dette representerer vannmettet sand og grus. I første del av profilet er dette laget tydelig, og tykkelsen varierer mellom 4 og 9 m. Laget kiler ut ved koordinat 50. Herfra kan laget være så tynt at det opptrer som såkalt "blindsonelag".

Av spesiell interesse for grunnvannsundersøkelsene er lyd-hastigheten i fjell. Denne varierer i området 4700 til 4900 m/s, noe som tilsvarer massivt fjell. I likhet med VLF-målingene kan heller ikke seismikken påvise noen sprekkesone i området.

Vertikal elektrisk sondering.

Et lavområde i resistiviteten langs profil 1 mellom koordinatene 15 og 70 faller delvis sammen med området med størst løsmassemektighet ifølge seismikken. Dette kan indikere at lav resistivitet langs profil 1 er forårsaket av bedre ledende løsmasseoverdekke. Tolkning av den vertikale elektriske sonderingen (figur 1) viser imidlertid at resistiviteten er størst i løsmassene, og en generelt lav resistivitet i fjell, som i det aktuelle området ligger på ca. 5 meters dyp (se tegning 90.013-04). Sonderingen indikerer noe høyere motstand på ca. 23 meters dyp, men jevnt over kan en si at resistiviteten er anomalt lav. Denne lave resistiviteten tolkes å være forårsaket av en generelt oppsprukket (porøs) bergart, noe som er i samsvar med relativt god vanngiverevne i brønn nr.1 (ca. 6000 l/t, J.T.Nielsen 1989)

Borhullslogging.

Brønn nr.1 (BH1) er målt med tre forskjellige motstandslogger (RP-log) og motstand i væske (Fluid-res-log), se fig.2. Av de tre RP-loggene gir LL (long lateral) mest informasjon om fjellets resistivitet, mens SN (short normal) gir flest detaljer om oppsprekking. Uregelmessigheter i starten på RP-loggen skyldes forstyrrelser fra metall-"casing".

LL viser en gradvis økning av resistiviteten fra ca. 2000 ohmm

og indikerer en generelt oppsprukket bergart. Mindre uregelmessigheter viser at oppsprekningen kan variere noe fra meter til meter. Resistiviteten i væska viser her jevnt over 200 ohmm (ledningsevne 5 mS/m), noe som må karakteriseres som relativt høyt. Dette avspeiler lavt ioneinnhold i vannet. Ved ca. 116 meters dyp øker resistiviteten i fjell, mens resistiviteten i vannet avtar. Dette tolkes til å representere overgangen til en mer resistiv bergart, men som samtidig gir større ionekonsentrasjon i vannet. Dette indikerer at kvartsitten har begrenset mektighet i området.

I brønn nr.2 (BH2) er det i tillegg til RP-log og Fluid-res-log foretatt temperaturlogging (figur 3). RP-loggen (SN) viser at ledende sone påvist ved profilering på bakken skjæres av borhullet ved ca. 56 meters dyp. På de to andre loggene (LN og LL) har anomalien en annen form og posisjon, noe som kan skyldes at den "ledende sonen" skjæres i en spiss vinkel. Observasjoner under boring viste her et noe mørkere borkaks, og som tidligere nevnt kunne det ikke påvises noen spesiell oppsprekking. Det er derfor nærliggende å tro at anomalien skyldes en noe bedre ledende bergart (grafittførende ?), men en kan heller ikke utelukke oppsprekking med sekundære mørke mineraler.

På grunn av forstyrrelser fra denne sonen er det vanskelig å vurdere den generelle resistiviteten i fjell. Det synes imidlertid klart at denne er generelt lav, noe som er i samsvar med bakkemålingene. Også i BH2 indikeres en noe varierende oppsprekkingsgrad fra meter til meter. Fra ca. 112 meters dyp blir resistiviteten (LL) spesielt lav (ca. 3000 ohmm) samtidig med at væsker resistiviteten øker. Dette representerer trolig et bedre oppsprukket parti, noe som er sammenfallende med øket vanninnslag (J.T.Nielsen, registrering under boring). Ved prøvepumping gav brønnen ca. 2500 l/t.

Motstanden i væsken viser her spesielt høye verdier over ca. 54 meter og et nivå noe lavere enn i BH1 under dette dyp. Den store forskjellen skyldes at brønnen er logget etter prøvepumping, hvor pumpen var plassert ved ca. 55 meters dyp. Ledningsevne målinger på vannprøver viste en resistivitet på ca. 500 ohmm i utpumpet vann fra BH2 og ca. 680 ohmm på prøver av overflatevann (Nielsen 1989). Målinger i brønnens grunneste del er i rimelig bra samsvar med dette. På dyp større enn 55m (under pumpens plassering) er imidlertid resistiviteten i væska betydelig lavere, noe som viser at uforstyrret grunnvann er noe bedre ledende. Denne observasjonen er en klar indikasjon på at utpumpet vann fra brønn 2 er iblandet en stor andel overflatevann. Dette bekreftes av observerte vannlekasjer i brønnen ved overgangen mellom "casing" og fjell. En unormal høy temperatur på vannet fra brønn 2 (Nielsen 1989) er også i samsvar med dette.

Temperaturloggen i BH2 viser ingen anomalier, men en jevnt økende gradient på $1,2^{\circ}/100\text{m}$

RP-log i borhull 3 viser store variasjoner i tilsynelatende

motstand, noe som trolig avspeiler høy grad av oppsprekking. Dette er i samsvar med observasjoner på blotninger i dagen. Brønnen ga imidlertid ikke noe vann, og dette kan skyldes at sprekkeene er tette på grunn av sekundære mineraler (leir-mineraler).

Fluid-res-log i borhull 3 har et tilsvarende forløp som i borhull 1 med et fall i motstand fra 116m og ned. Dette indikerer som nevnt overgang til en annen bergart.

Heller ikke i BH3 viser temperaturmålingene noen anomalier. Temperaturen her øker med 2°C/100m. Det er uklart om forskjellen i temperaturgradient har noe med graden av oppsprekking å gjøre.

4. KONKLUSJON

VLF- og refraksjonsseismisk profilering har ikke vist anomalier som kan tilskrives noen sprekkesone. Dersom en hadde arbeidet kun med disse teknikkene, ville en derfor ha frarådet boring. Ved den elektriske profileringen ble det målt relativt lav tilsynelatende resistivitet, og vertikal elektrisk sondering viste at denne skyldes lav resistivitet (høy ledningsevne) i berggrunnen. Dette ble tolket til å være forårsaket av en generell oppsprekking (høy porøsitet) i fjell. Resultatene fra målingene på bakken bekreftes av målinger i borhullene.

En generell høy porøsitet er i samsvar med god vanngiversevne (6000 l/t) i brønn nr.1. Ved brønn nr.2 indikeres store innslag av overflatevann ved prøvepumpingen. Ved brønn nr.3 er det ikke foretatt bakkemålinger, men målinger i brønnen indikerer høy grad av oppsprekking. Denne gav imidlertid lite vann, noe som viser at indikert oppsprekking fra geofysiske målinger ikke er noen garanti for vellykket boreresultat.

Trondheim 22.02.90

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
Geofysisk avdeling

Torleif Lauritsen
Torleif Lauritsen
avd.ing.

Eirik Mauring
Eirik Mauring
forsker

Jan S. Rønning
Jan S. Rønning
forsker

5. REFERANSER

- Nielsen J.T. 1988: Grunnvannsforsyning fra fjell ved Høvringen, Sel kommune, Oppland. - Resultater av prøveboring, anbefaling og videreføring. NGU Rapport 88.180.
- Nielsen J.T. 1989: Grunnvannsforsyning fra fjellbrønner ved Høvringen, Sel kommune, Oppland. Resultater fra prøvepumping. NGU Rapport 89.117.

TERRAMETER SAS LOG 200

SAS LOG 200 er et tilleggsutstyr til ABEM TERRAMETER SAS 300 for logging av vannbrønner i fjell. Systemet måler den tilsynelatende motstanden i berggrunn med tre forskjellige elektrodekonfigurasjoner, og disse betegnes som Short Normal 16" (SN 16"), Long Normal 64" (LN 64') og Long Lateral 18' (LL 18'). I tillegg kan utrustningen måle selvpotensial (SP), temperatur (TEMP) og den elektriske motstanden i væsken (FLUID RES).

En prinsippsskisse av loggeutstyret er vist i figur B1. SN 16" er en pol/pol konfigurasjon hvor D og E benyttes som henholdsvis strøm- og potensialelektroder i borhullet. Som fjern strøm- og potensialelektroder benyttes C1 og P1. Avstanden mellom D og E er 16" (ca. 40 cm) noe som gir liten penetrasjon, men mye detaljer. I brønner med stor diameter blir målt tilsynelatende motstand sterkt påvirket av vannet i borhullet.

LN 64" er også en pol/pol-konfigurasjon, men her benyttes C og E som henholdsvis strøm- og potensialelektrode i borhullet. Avstanden mellom disse to er 64" (ca. 1,6 m), og dette gir en noe større inntregning, men noe mindre detaljer.

LL 18' er en pol/dipol-konfigurasjon der strømmen sendes mellom A og C1 på bakken mens potensialet måles mellom B og E i borhullet. Avstanden mellom A og E er 18' (ca. 5,8 m) og dette gir en noe større inntregning enn de øvrige metodene (ca. 5-10 m).

SP er en passiv metode som bare måler potensialforskjellen mellom elektrode D i borhullet og P1 på bakken. I hydrogeologisk sammenheng gir SP informasjon om mulige porøse partier.

Temperaturen kan bestemmes med nøyaktighet 1°C. Det kan imidlertid måles forskjeller ned mot 0,01°C, og dette gjør det mulig å studere lokale temperaturgradienter.

Motstanden i væsken måles ved å sende strøm mellom C1 på bakken og E som er en ringelektrode i borhullet. Potensialet måles mellom elektrode D og en elektrode F i sentrum av E. Dersom diameteren på borhullet er liten (≤ 10 cm) må målingene korrigeres.

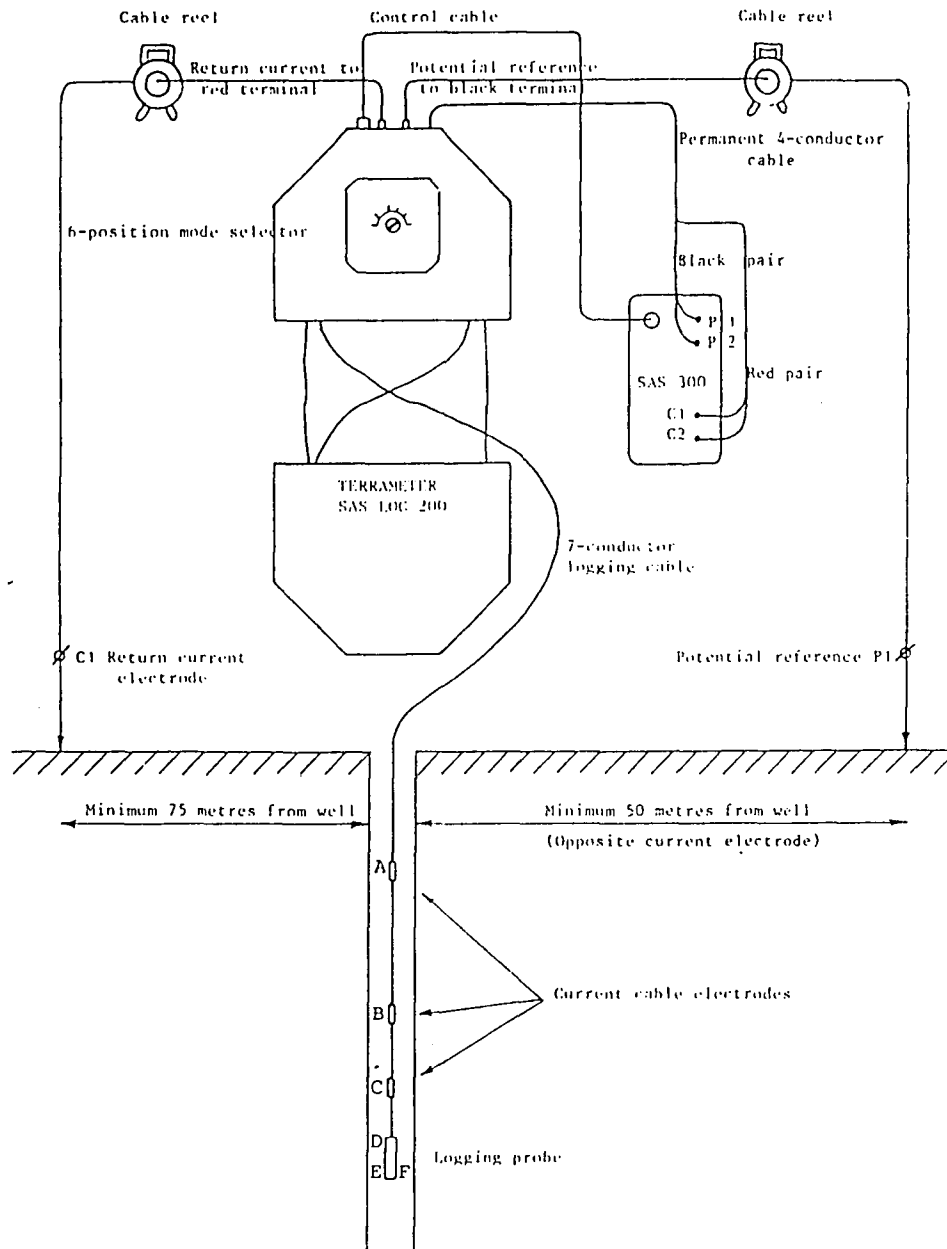


Fig. B1 Terrameter SAS LOG 200 well logging setup

VERTIKALE ELEKTRISKE SONDERINGER (VES) -
METODEBESKRIVELSE

Elektriske dybdesonderinger (VES) benyttes for å kartlegge undergrunnens elektriske motstandsforhold. Målingene foretas med Schlumberger elektrodekonfigurasjon (se fig.). Strøm sendes i bakken ved hjelp av to strømelektroder A og B, og elektrisk potensialforskjell måles mellom to potensialelektroder M og N. Ut fra målt potensialdifferens, målt strømstyrke og en geometrisk faktor bestemt av elektrodeplasse-ringene kan elektrisk motstand i undergrunnen beregnes. Ved homogene og isotrope forhold er denne størrelsen lik materialets resistivitet eller spesifikke motstand (ρ) med enhet ohm m. I de aller fleste tilfeller har ikke undergrunnen homogene motstandsforhold og verdien som beregnes fra målingene vil være en tilsynelatende resistivitet (ρ_a , a=apparent).

Ved å flytte strømelektrodene A og B stegvis utover oppnås stadig dypere strøminntrengning og den beregnede tilsynelatende resistivitet vil i økende grad være påvirket av resistiviteten i dypere liggende lag. Etter hvert som avstanden AB øker, reduseres potensialdifferansen mellom M og N, og signal/støy-forholdet avtar. Dette problemet løses ved også å øke avstanden mellom potensialelektrodene (MN) noen få ganger i løpet av en sondering. Når MN-avstanden økes blir det målt om igjen på minst de to siste (største) AB-avstandene fra forrige MN-verdi.

Måleresultatene plottes i et dobbellogaritmisk diagram med tilsynelatende resistivitet langs vertikal akse og AB/2-avstand langs horisontal akse. Kurvesegmenter kan nå trekkes opp for hver MN-avstand som er benyttet. Kurvesegmentene vil som regel ikke være helt sammenfallende for overlappende AB/2-avstander. Dette har to årsaker. Ved endring av MN-avstanden innføres en liten feil kalt "Wenner-effekten" som er avhengig av elektrodegeometri og geologiske forhold. Effekten kan relativt lett korrigeres. Spesielt for steile sonderingskurver vil korrek-sjonen være nødvendig, mens feilen ofte vil være neglisjerbar for mindre motstandskontraster. Dårlig samsvar mellom kurvesegmentene skyldes som regel hovedsakelig laterale inhomogeniteter mellom potensialelek-trodene. Dette korrigeres for ved å forskyve hvert kurvesegment langs vertikalaksen til det gir god overlapp med foregående segment. På

denne måten kan det oppnås en sammenhengende sonderingskurve. De korrigerte sonderingsdata er lagt inn på NGUs dataanlegg og er "tolket" ved bruk av kurvetilpasningsprogrammet VESABS. I programmet legges inn en geologisk modell, bestående av planparallelle lag og med angivelse av resistivitet (ρ) og tykkelse (h) for hvert lag. Programmet beregner den teoretiske sonderingskurven som modellen gir. Modellen justeres slik at det oppnås best mulig tilpasning mellom den teoretiske modellkurven (heltrukket) og den målte sonderingskurven (plottet).

En slik tolkning er ikke entydig og det er vesentlig to forhold som kan gjøre tolkningene usikre. Det ene som kalles likeverdighet eller ekvivalens skyldes at et lags tykkelse og resistivitet kan variere innenfor visse grenser, men ha tilnærmet samme innvirkning på sonderingskurven. For et høymotstandslag som ligger mellom to lag med lavere motstand er det produktet av lagets resistivitet og tykkelse ($\rho \cdot h$) som bestemmer kurveformen og ikke de to størrelser hver for seg. For et lavmotstandslag som ligger mellom to lag med høyere motstand vil kurveformen være bestemt av forholdet mellom lagets tykkelse og resistivitet (h/ρ). Ekvivalensproblemet er spesielt stort ved store resistivitetskontraster og/eller dersom laget er tynt i forhold til overliggende materiale.

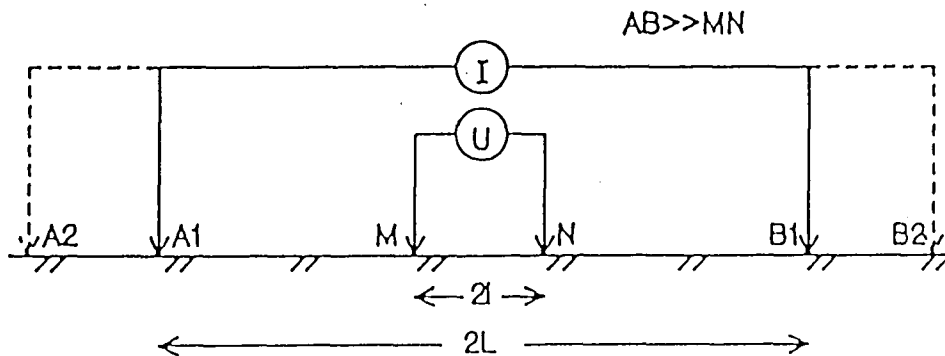
Det andre forhold som skaper tolkningsproblemer skyldes undertrykking (suppresjon) av et lag. Når lagets resistivitet har en verdi som ligger imellom de to omgivende lag, vil laget ikke kunne erkjennes av sonderingskurven hvis det ikke er tykt nok. Suppresjonsproblemet er størst ved store resistivitetskontraster. Den kritisk minste lagtykkelse som kan erkjennes vil også være avhengig av overliggende mektighet og vil være størst når resistiviteten i laget ligger nærmest resistivitetsverdien for underliggende materiale.

Anisotropi i det geologiske materiale kan også føre til feiltolkninger. Inhomogene forhold i grunnen kan dessuten medføre at sonderingskurvene ikke kan tolkes med de modelltyper som benyttes.

For å redusere flertydigheten er det viktig å benytte den geologiske informasjon som forøvrig finnes når tolkningsmodellene bygges opp.

På neste side er vist resistivitetssområdene for de mest vanlige materialtyper.

Schlumberger elektrodekonfigurasjon:



$$\rho_a = \pi \frac{l^2 - l'^2}{2l} \cdot \frac{U}{I}$$

Tegnforklaring:

A OG B : STRØMELEKTRODER
 M OG N : POTENSIALELEKTRODER

(I) : AMPEREMETER

(U) : VOLTMETER

Spesifikk motstand (resistivitet) i noen geologiske materialer:

Materiale	Spesifikk motstand (ohm m)					
	1	10	100	1000	10000	100000
Leire, salt	-----					
Leire, utvasket		-----				
Silt, våt			-----			
Sand, vannm.				-----		
Grus, vannm.				-----		
Grus, tørr					-----	
Morene			-----			
Fjell				-----		

REFRAKSJONSSEISMIKK - METODEBESKRIVELSE

Metoden grunner seg på at lydets forplantningshastighet forandrer seg med mediets elastiske egenskaper. Det aktuelle hastighetsområde i den såkalte ingeniørseismikk er fra ca. 200 m/s (meter pr. sekund) i visse typer porøst overdekke til godt over 5000 m/s i enkelte bergarter.

En "lydstråle" fra en sprengning i overflaten treffer en grense mellom 2 sjikt hvor lydhastigheten er henholdsvis V_1 og V_2 , og vinkelen mellom lydstråle og innfallslodd kalles i . Etter at strålen har passert sjiktgrensen vil den danne en vinkel R med innfallslodden, slik at

$$\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{V_1}{V_2} . \text{ Når } R \text{ blir } = 90^\circ, \text{ vil den refrakterte stråle følge sjiktgrensen og vi har } \sin i = \frac{V_1}{V_2}$$

Den bestemte innfallsvinkel som tilfredsstiller denne betingelse kalles kritisk vinkel eller i_c .

Lydforplantningen langs sjiktgrensen vil gi årsak til sekundærbølger som returnerer til terrengoverflaten under vinkelen i_c . I en viss kritisk avstand fra skuddpunktet vil disse refrakterte bølger nå frem før de direkte bølger som har fulgt terrengoverflaten. Den kritiske avstand er proporsjonal med dypet til sjiktgrensen og forøvrig bare avhengig av forholdet mellom de to hastigheter. Denne sammenheng utnytter en ved å plassere seismometre langs en rett linje i terrenget og registrere de først ankomne bølger fra skudd i hensiktsmessig valgte posisjoner i samme linje. En får da bestemt de nødvendige data for å fastlegge dypene til sjiktgrensen. Dersom overdekket er homogent med hensyn på lydhastigheten langs profilet, kan en oppnå en god dybdebestemmelse for hver seismometerposisjon. Imidlertid vil det ofte være betydelige laterale variasjoner til stede, og overdekkehastighetene blir ved små dyp bare bestemt i nærheten av skuddpunktene. Ofte vil det derfor være naturlig å legge størst vekt på dybdebestemmelsen under skuddpunktene.

Disse betraktninger kan utvides til å gjelde flere sjiktgrenser. En får refrakterte bølger fra alle grenser når hastigheten i det underliggende medium er større enn i det overliggende. Kontrasten må være av en viss størrelse, og vinkelen mellom sjiktgrense og terrengover-

flate må ikke være for stor. I praksis vil en gjerne få vanskeligheter når denne vinkel overstiger 25° .

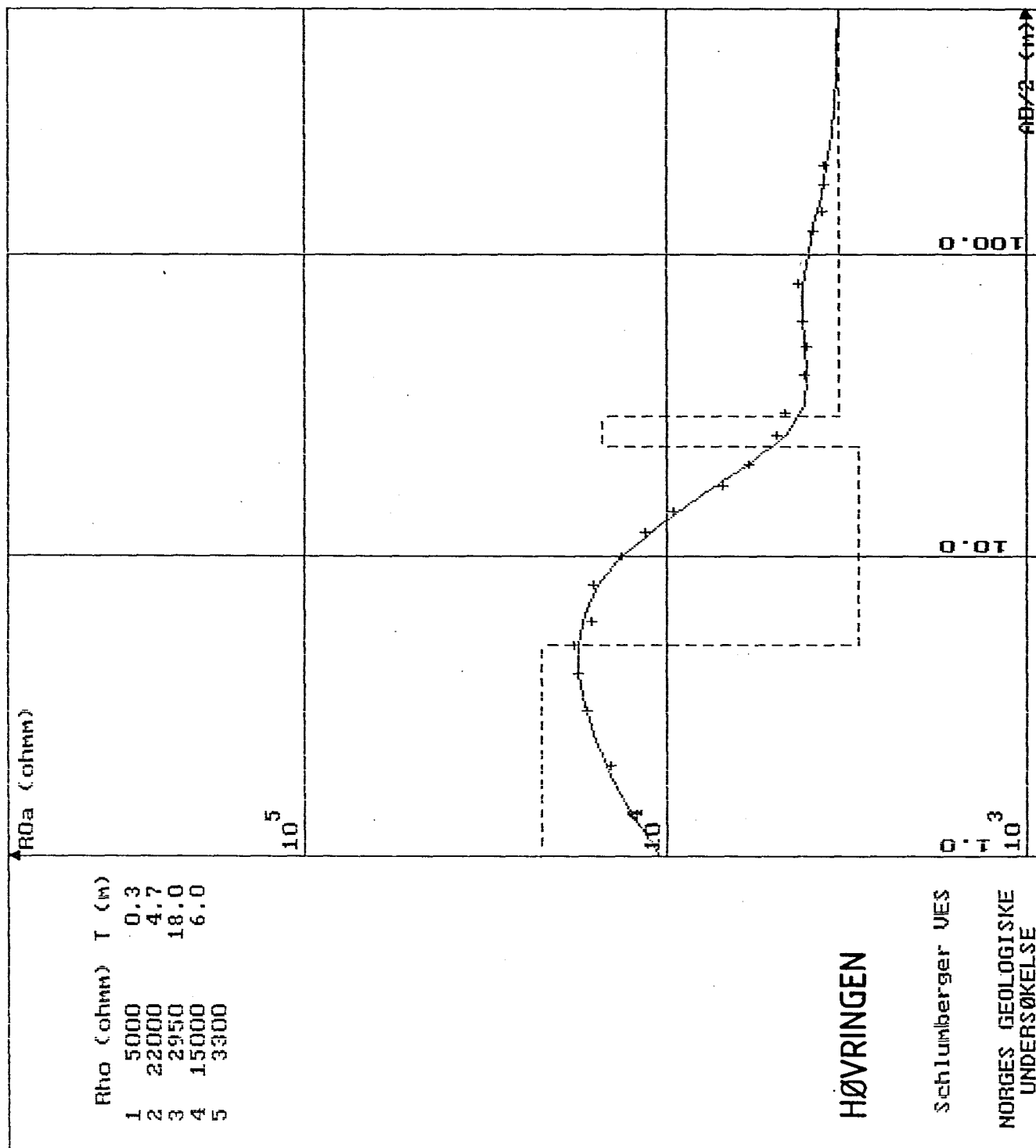
Det forekommer at en sjiktgrense ikke avspeiler seg i de opptegnede diagrammer, fordi de refrakterte bølger fra denne grense når overflaten senere enn fra en dypere grense. Det foreligger da en såkalt "blind sone", og de virkelige dybder kan være vesentlig større enn de beregnede. En annen feilkilde er til stede hvis lyden på sin vei nedover i jordskorpen treffer et sjikt med lavere hastighet enn det overliggende. Fra denne sjiktgrense vil det aldri komme refrakterte bølger opp igjen til overflaten, og lavhastighetsjiktet vil derfor ikke kunne erkjennes av måledataene. De virkelige dyp vil være mindre enn de beregnede. Generelt må en si at usikkerheten i de beregnede dyp øker med antall sjikt.

Dersom det ikke opptrer systematiske feil som beskrevet ovenfor, er erfaringsmessig usikkerheten i dydeberegningene under 10% for dyp større enn 10 m og 1 m for mindre dyp. De største hastighetsendringer opptrer ved overgangen "tørre"/vannmettede løsmasser og overgangen løsmasser/fjell. Nedenfor er angitt seismisk hastighetsområde for de mest vanlige løsmassetyper. Spesielt under grunnvannsnivå er det betydelig hastighetsoverlapp mellom løsmassetypene.

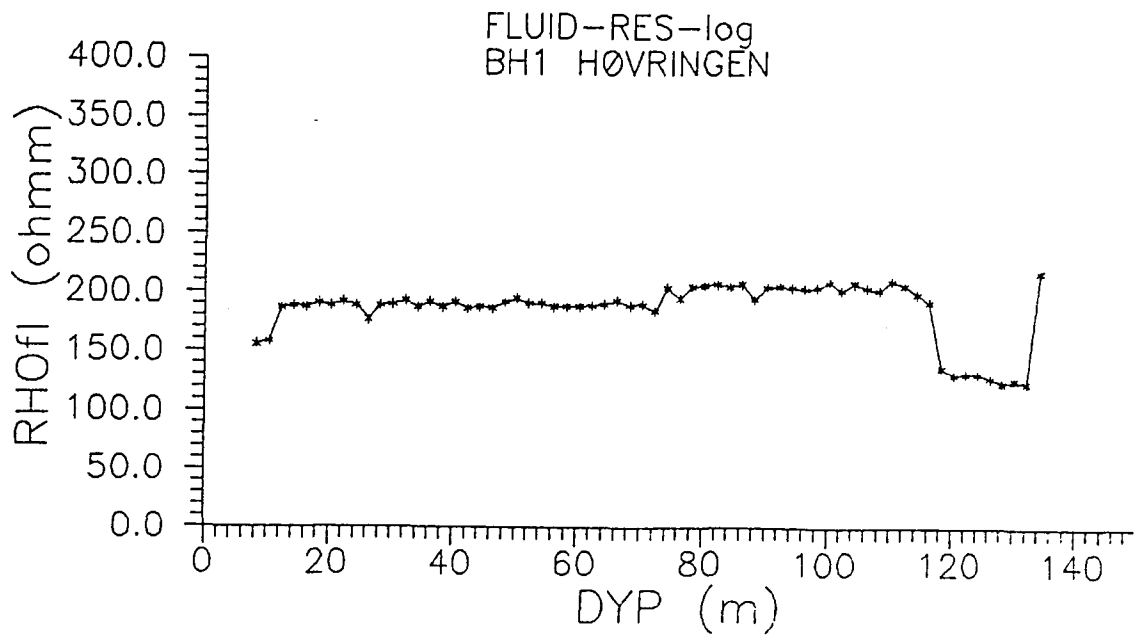
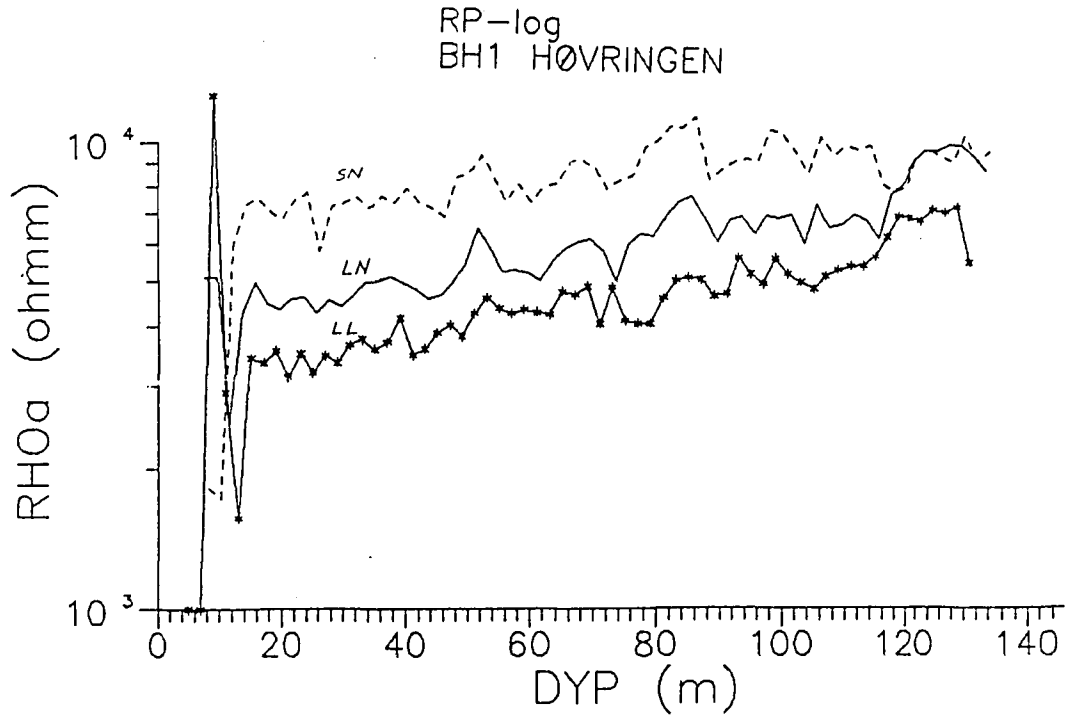
Soner med lave hastigheter i fjell skyldes som regel oppsprukket (dårlig) fjell. Normalt er hastigheten i fast fjell i området fra 4000 til godt over 5000 m/s.

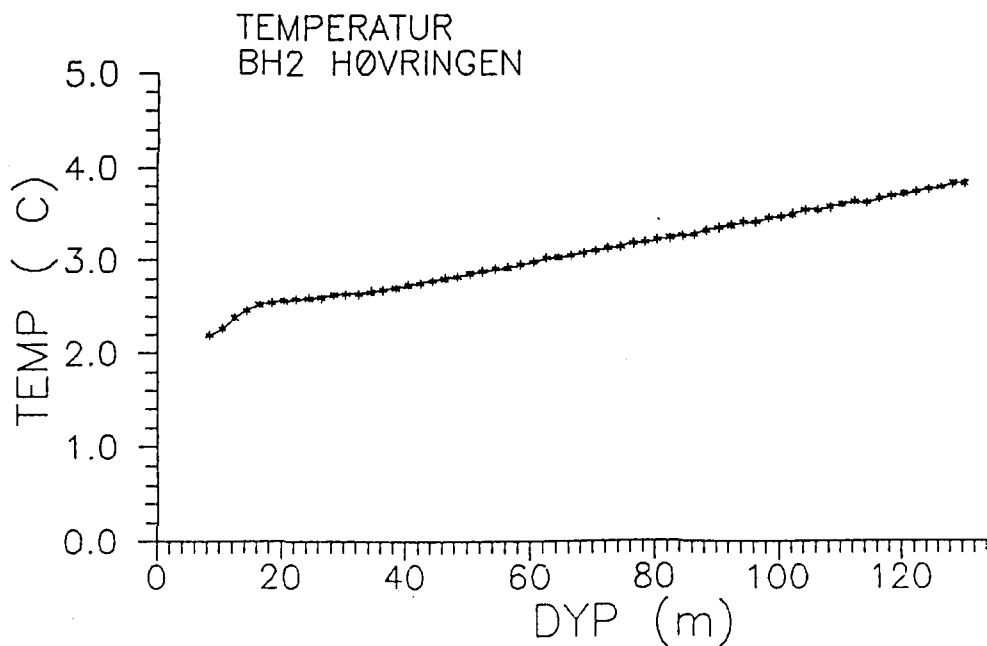
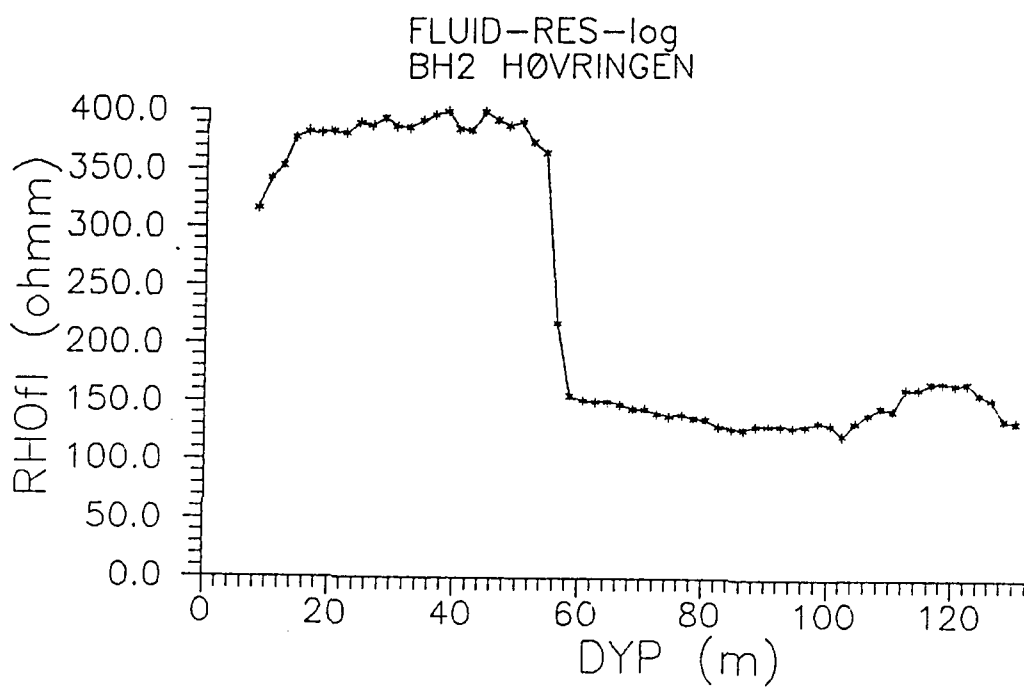
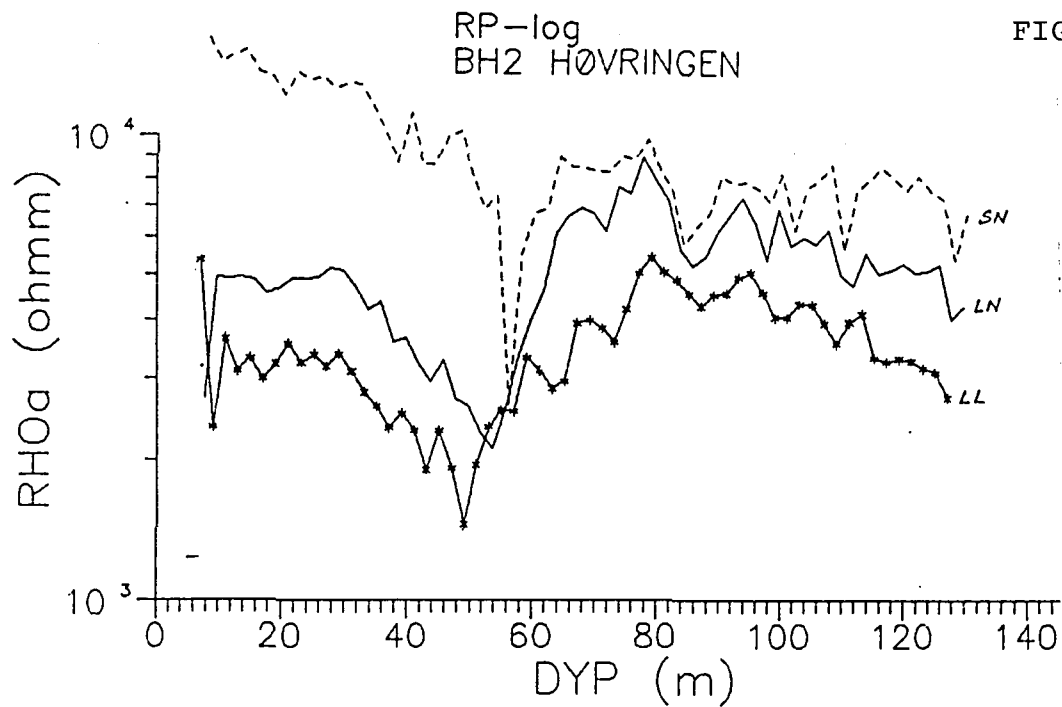
LYDHASTIGHETER I DE MEST VANLIGE LØSMASSETYPER

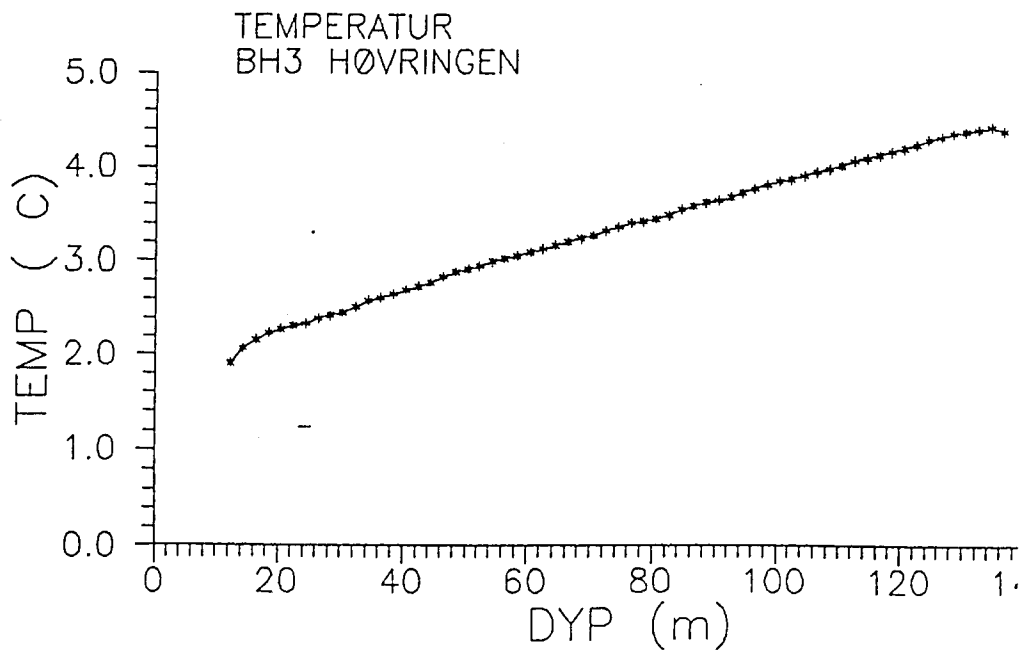
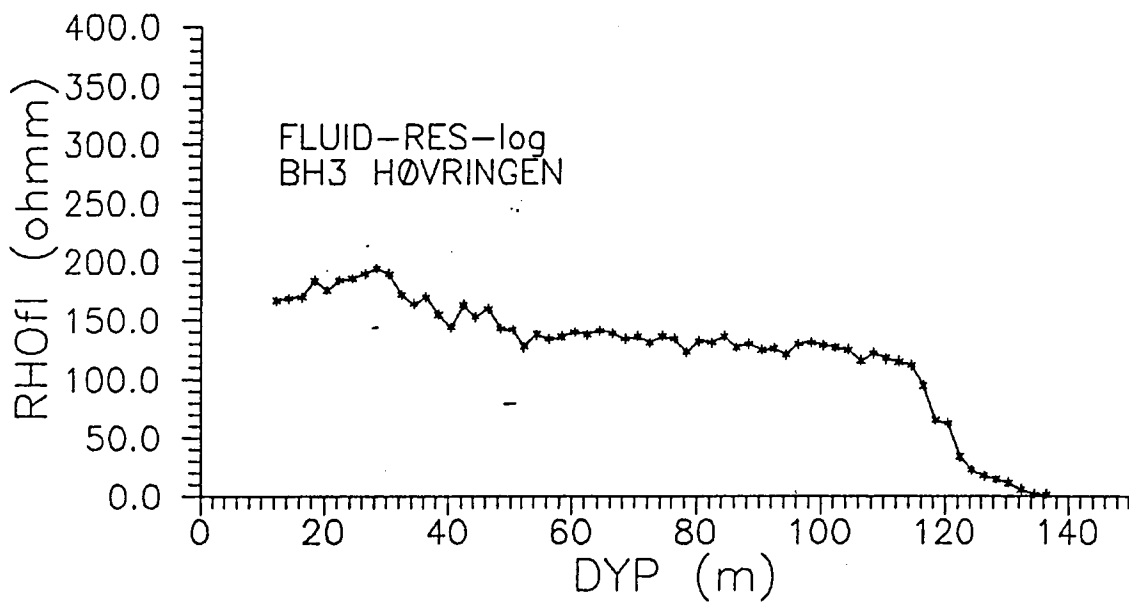
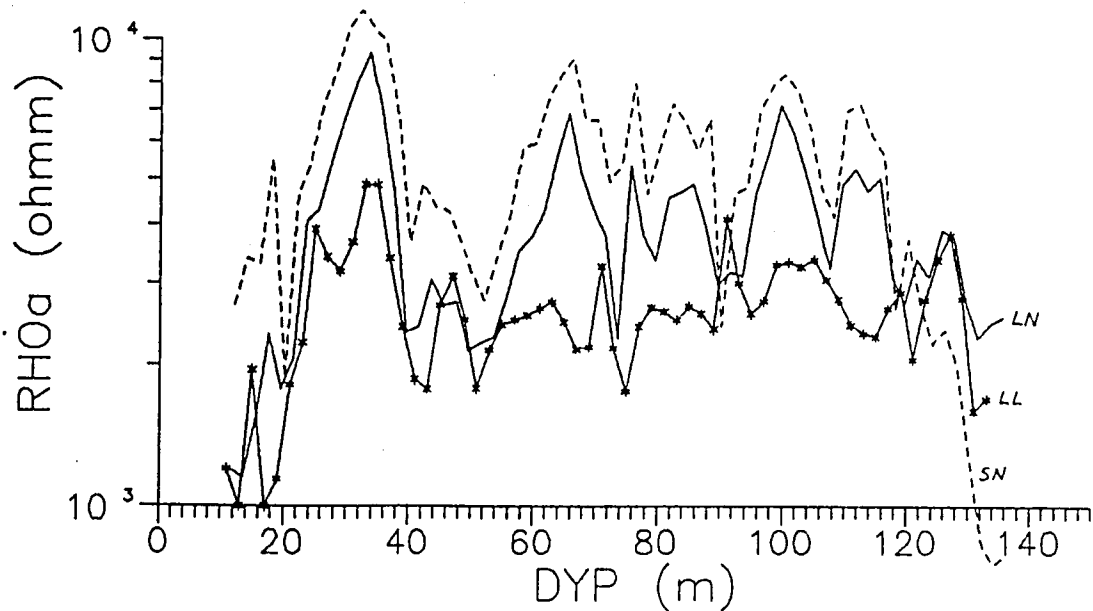
Organisk materiale		150 - 500 m/s
Sand og grus	- over grunnvann	200 - 800 "
Sand og grus	- under "	1400 - 1600 "
Morene	- over "	700 - 1500 "
Morene	- under "	1500 - 1900 "
Hardpakket bunnmorene		1900 - 2800 "
Leire		1100 - 1800 "

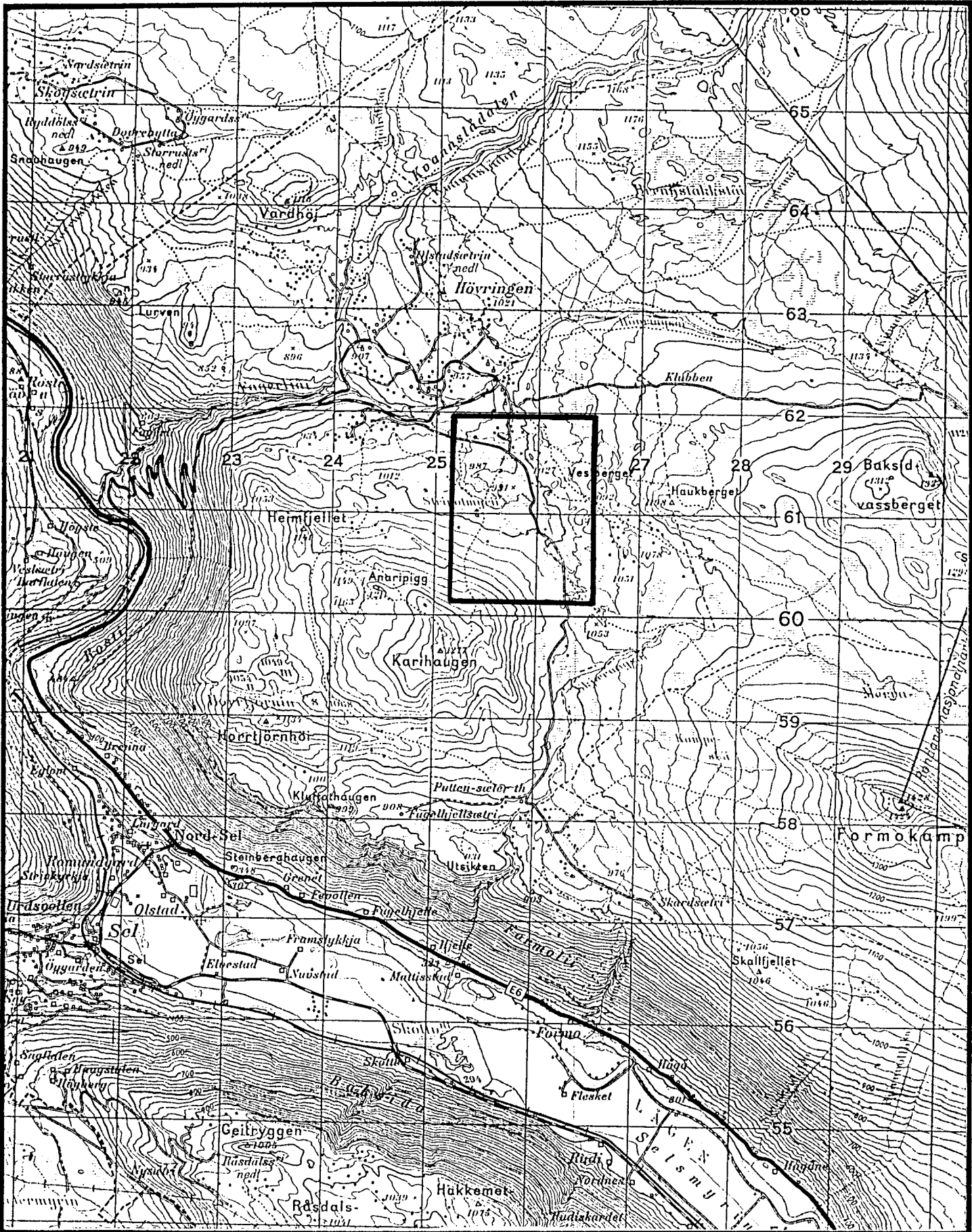


FIGUR 2









NGU
 OVERSIKTSKART
HØVRINGEN
 SEL, OPPLAND

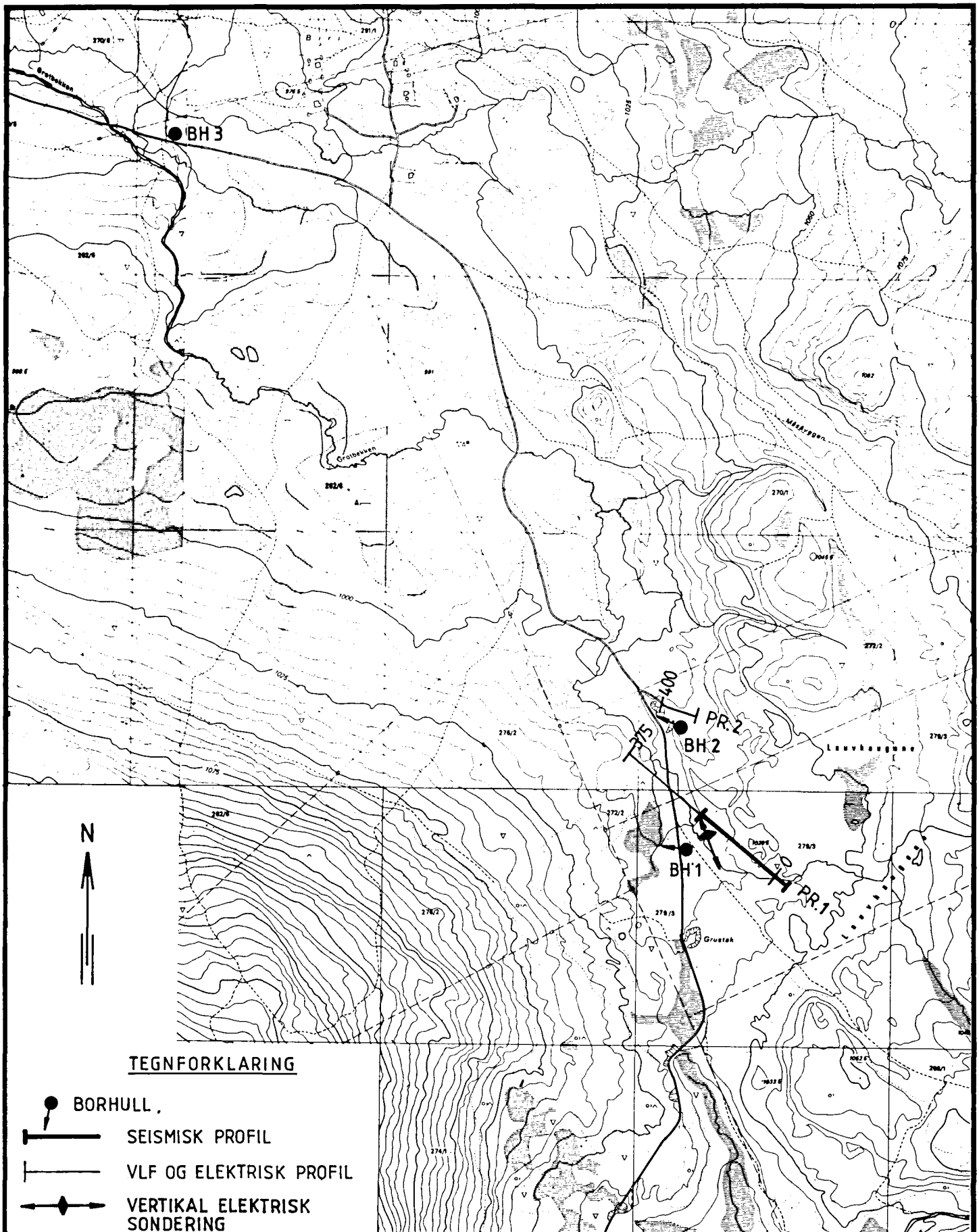
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

MÅLESTOKK
 1:50000





MÅLT
 TEGN
 TRAC
 KFR.

TEGNING NR.
 90.013-01

KARTBLAD NR.
 1718 IV



TEGNFORKLARING

-  BORHULL
-  SEISMISK PROFIL
-  VLF OG ELEKTRISK PROFIL
-  VERTIKAL ELEKTRISK SONDERING

NGU
 OVERSIKTS-/TOLKNINGSKART
 HØVRINGEN
 SEL, OPPLAND

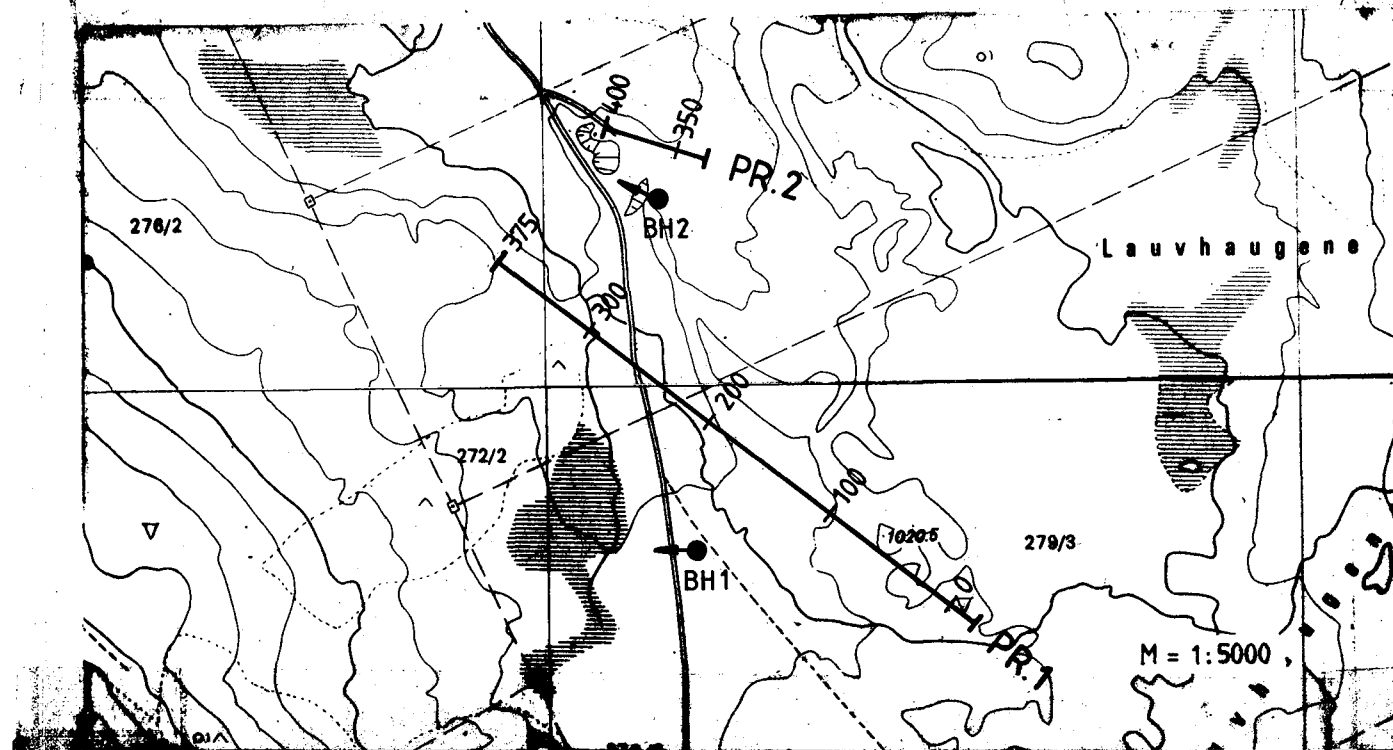
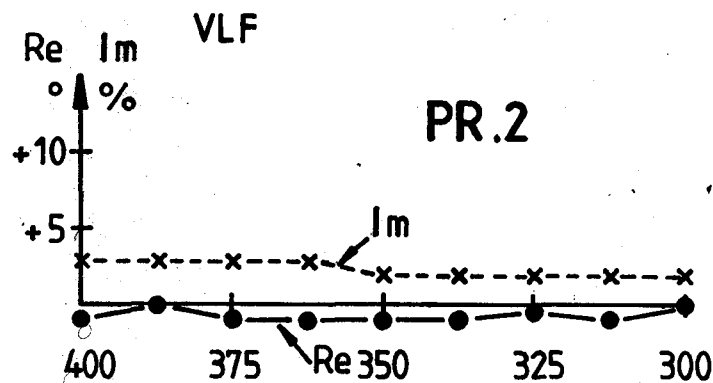
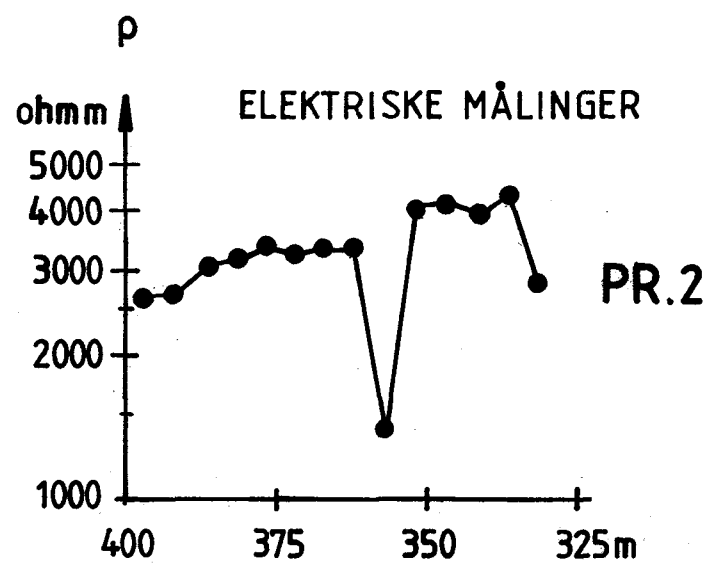
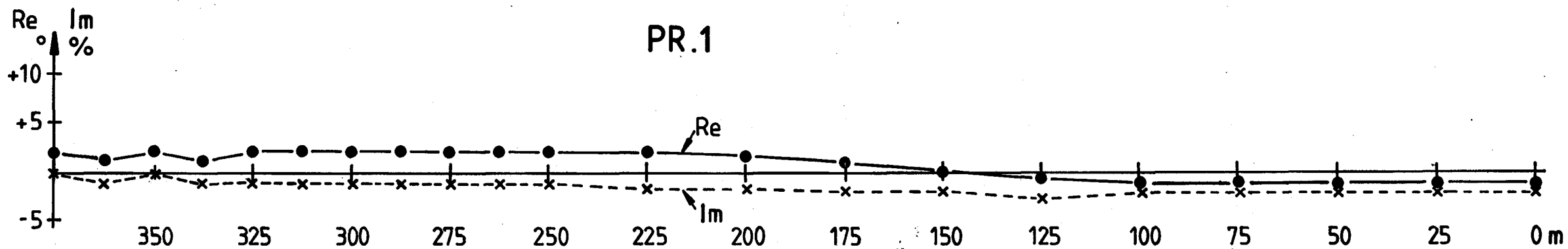
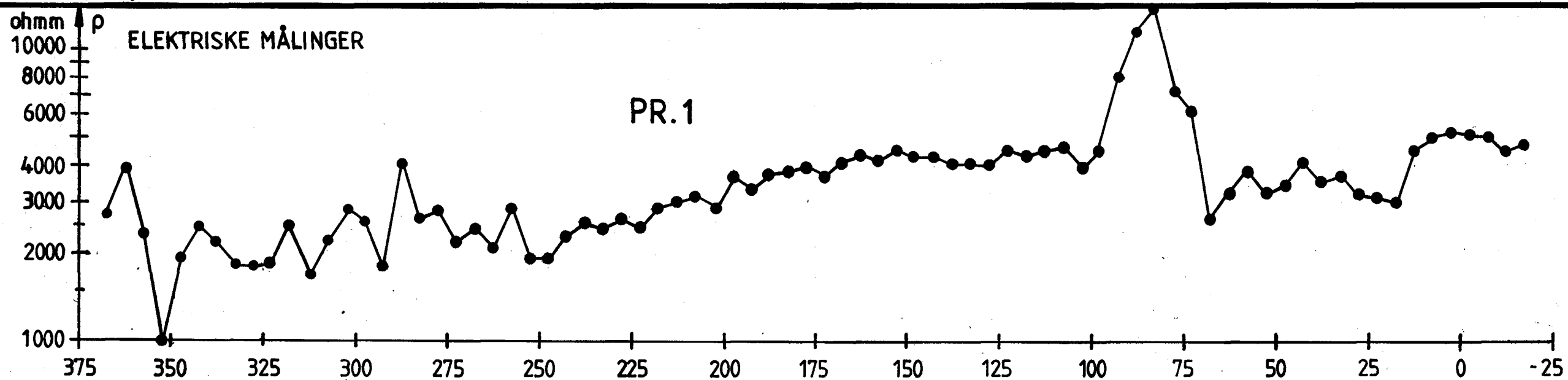
MÅLESTOKK
 1:10 000

MÅLT
TEGN
TRAC
KFR.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

TEGNING NR.
 90.013 - 02

KARTBLAD NR.
 1718 IV



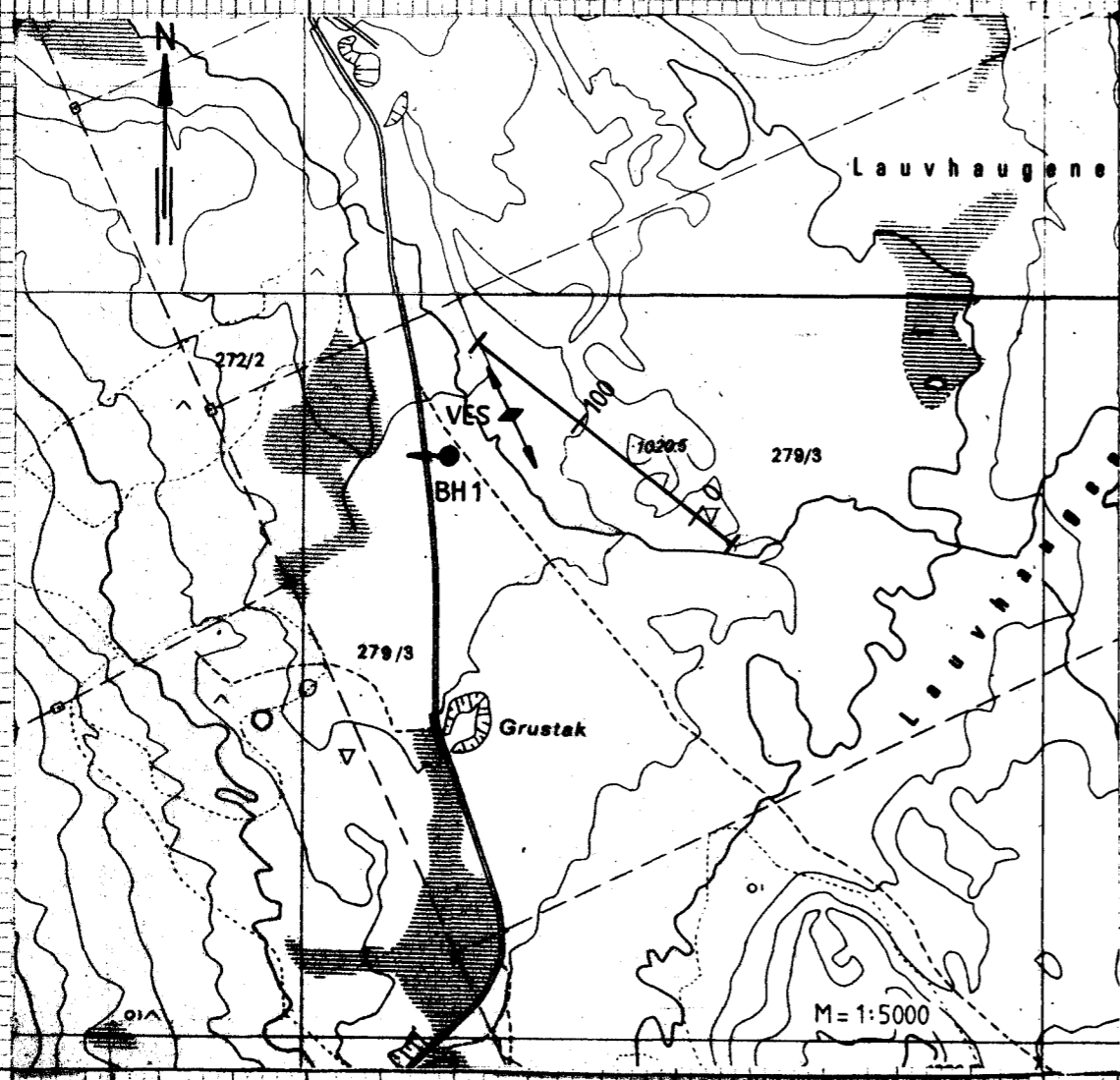
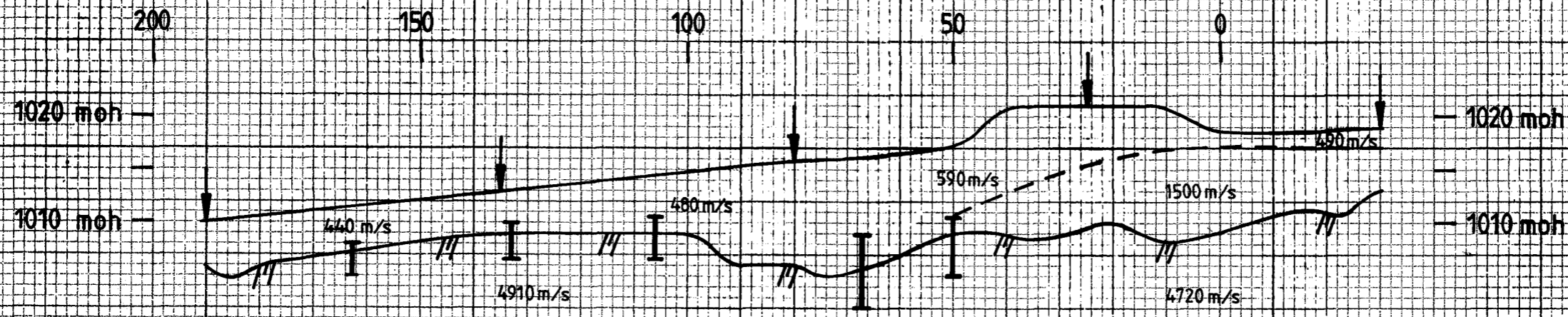
NGU
ELEKTRISKE OG VLF-MÅLINGER
HØVRINGEN
SEL, ØPPLAND

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

MÅLESTOKK 1:1250	MÅLT T.L.	JULI 1988
	TEGN	
	TRAC	
	KFR	

TEGNING NR.
90.013 - 03

KARTBLAD NR.
1718 IV



TEGNEFORKLARING

- Terrengoverflate m/skuddpunkt
- Sjøktgrense
- Indikert fjelloverflate
- Øvre og nedre grense for blindsonelag

NGU SEISMISK TERRENGPROFIL HØVRINGEN SEL, OPPLAND	MÅLESTOKK	MÅLT EM/JSR JUNI 1989	
	1: 1000	TEGN.	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TRAC.		
	KFR.		
	TEGNING NR. 90.013 - 04	KARTBLAD NR. 1718 IV	