

NGU-rapport 89.130
Geofysiske undersøkelser
ved
Halsanaustan, Halså, Møre og Romsdal

Rapport nr. 89.130		ISSN 0800-3416		Åpen/ Forsknings rapport	
Tittel: Geofysiske undersøkelser ved Halsanaustan, Halså, Møre og Romsdal					
Forfatter: Eirik Mauring			Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Møre og Romsdal			Kommune: Halså		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Kristiansund			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1421 III Halså		
Forekomstens navn og koordinater: Halsanaustan 32V 4613 69933			Sidetall: 14		Pris: kr. 75,-
Feltarbeid utført: 12.-15.06.1989		Rapportdato: 30.10.1989		Prosjektnr.: 32.2533.00	
Seksjonssjef: <i>Jan S. Mauring</i>					
Sammendrag: <p>Etter forespørsel fra avd.dir. B.A. Follestad, NGU, er det utført geofysiske målinger ved Halsanaustan, Halså, Møre og Romsdal. Undersøkelsene er et ledd i den kvartærgeologiske kartleggingen i området (kartblad 1421 III Halså), og omfattet to refraksjonsseismiske profiler og én vertikal elektrisk sondering (VES). Beregnet dyp til fjell ligger i området 11-23 m (basert på tolkning av refraksjonsseismikk). Det er påvist leire under et ca. 1 m mektig lag med strandvasket materiale. Mot sør indikeres tettpakket morene dagnært. En samtolkning av VES og refraksjonsseismikk antyder at morenen kan gå under leira mot nord. I leira er det indikert et tynt lag med grovere materiale (sand/silt). Dette laget kan eventuelt representere et skille mellom to avsetningsperioder.</p>					
Emneord		Vertikal elektrisk sondering			
Geofysikk		Refraksjonsseismikk			
		Løsmasse		Fagrapport	

INNHOOLD

	Side
1. INNLEDNING	4
2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE	4
2.1 Refraksjonsseismikk	4
2.2 Vertikal elektrisk sondering	5
3. RESULTATER	5
3.1 Refraksjonsseismikk	5
3.2 Vertikal elektrisk sondering	6
4. KONKLUSJON	7
REFERANSER	8

Vedlegg

1. Refraksjonsseismikk - beskrivelse av metode og usikkerheter
2. Vertikal elektrisk sondering - beskrivelse av metode og usikkerheter
3. Tolkning av vertikal elektrisk sondering

Kartbilag

- | | |
|-----------|---|
| 89.130-01 | Oversiktskart |
| 89.130-02 | Tolkning av refraksjonsseismikk, profil 1 |
| 89.130-03 | Tolkning av refraksjonsseismikk, profil 2 |

1. INNLEDNING

Måleområdet ligger ved Halsanaustan, Halså kommune, Møre og Romsdal (se kartbilag 1). Undersøkelsene, som ble initiert av avd. dir. B.A. Follestad, NGU, er et ledd i den kvartærgeologiske kartleggingen i området (kartblad 1421 III Halså, målestokk 1:50000).

Hensikten var å studere løsmassestratigrafi og underliggende fjelltopografi.

Undersøkelsene omfattet to refraksjonsseismiske profiler (med samlet lengde på ca. 700 m) og én vertikal elektrisk sondering (VES). Målingene ble utført av J.S. Rønning, J.F. Tønnesen og E. Mauring i perioden 12/6-15/6-1989.

2. MÅLEMETODER OG UTFØRELSE

Refraksjonsseismisk profilering og vertikal elektrisk sondering ble benyttet som målemetoder ved undersøkelsen. Refleksjonsseismikk ble på forhånd vurdert som en mulig målemetode. Innledende undersøkelser viste imidlertid at dyp til reflekterende sjikt var for lite til at metoden kunne anvendes.

2.1 Refraksjonsseismikk

En generell beskrivelse av refraksjonsseismikk, samt de usikkerheter metoden er beheftet med, er vedlagt (vedlegg 1). Profilenes plassering er vist i kartbilag 1. For det lengste profilet (langs stranda) ble Scintrex S2 Echo digital seismograf benyttet som registreringsinstrument. Energiseringskilden var haglskudd avfyrt fra en spesiellagd borse som stikkes ned i jorda. Instrumentelle problemer gjorde at en måtte ta i bruk ABEM TRIO som registreringsinstrument (analog seismograf) for profil 2. Energiseringskilden var her dynamitt. For begge instrumenter ble det registrert på 12 kanaler. Det ble brukt 50 m lange kabelutlegg. Geofonavstanden var 5 m, men ble kortet inn 2.5 m i endene på hvert utlegg for å få bedre oppløsning nær overflaten. Skuddpunktene ble plassert 2.5 m fra hver endegeofon og i midten av geofonrekka. Fjernskudd ble avfyrt i midten og ved enden av tilstøtende utlegg for å få kartlagt fjellrefraktoren.

Terrenghøyden langs profilene er tegnet på grunnlag av topografisk kart i målestokk 1:5000. Kvaliteten på opptakene var gjennomgående meget god, både ved digital og analog registrering.

2.2 Vertikal elektrisk sondering

En vertikal elektrisk sondering ble målt. Midtpunkt og retning for utlegget er vist i kartbilag 1. En beskrivelse av målemetode (for Schlumberger elektrodekonfigurasjon), tolkning og usikkerheter er vedlagt (vedlegg 2). Ved utførelsen ble det benyttet et kabelsystem for Schlumberger elektrodekonfigurasjon. Som måleinstrument ble benyttet ABEM Terrameter SAS300 m/strømførsterker. Måleverdiene er først korrigert for Wenner-effekt (Mundry, 1980) og deretter for laterale variasjoner i spesifikk motstand ved potensialelektrodene. $AB/2_{\max}$ var 100 m for sonderingen. Datakvaliteten var generelt god.

3. RESULTATER

3.1 Refraksjonsseismikk

Tolkning av de refraksjonsseismiske data er vist som profiler i kartbilag 2 og 3.

Hastigheten av overflatelaget (delvis tørt, strandvasket materiale) ligger i området 350-500 m/s. Mektigheten er noe varierende, men er i gjennomsnitt ca. 1 m. Under dette laget følger i N (profil 1a) et lag med hastighet som ligger i området 1600-1700 m/s. Ut fra observasjoner i området, representerer dette hastighetssjiktet en leire. S for brua, som ligger på koordinat 335 langs profil 1, har vi sannsynligvis hardpakket morene med en hastighet som ligger i området 2000-2100 m/s. På grunn av diskontinuitet i målingene ved brua, er laggrenseforholdet mellom leire og morene usikkert her. Vi kan ha ett av tre forhold;

- 1) leire og morene ligger kant i kant.
- 2) leira går under morenelaget i S.
- 3) morenelaget stikker under leira i N.

De to sistnevnte tilfeller vil være umulig å avdekke i de refraksjonsseismiske data. I sistnevnte tilfelle vil morenen utgjøre et blindsonelag (se vedlegg 1). Maksimal mektighet av dette mulige blindsonelaget (med en antatt hastighet på 2100 m/s) er angitt på profilene i kartbilag 2 og 3, og ligger i området 7-14 m.

Beregnet dyp til fjell ligger i området 11-23 m. Lydhastigheten i fjell viser store variasjoner (3700-5500 m/s). Dette kan bl.a. skyldes at man har bergarter som gir forskjellig lydhastighet, eller oppsprekning i fjellet.

3.2 Vertikal elektrisk sondering

Data fra den vertikale elektriske sonderingen er modelltilpasset ved hjelp av programmet VESABS (Kihle, 1978). Dypet til fjell ble her "låst" til beregnet dyp fra refraksjonsseismikk. Kurvetilpasning og tolket geologisk modell er vist i vedlegg 3.

Øverst indikeres et 2 m mektig lag, trolig vesentlig tørrskorpemateriale. Under dette følger et 11-12 m mektig lag, som i følge geologiske observasjoner er leire. For å få best mulig kurvetilpasning, er det i leirpakken lagt inn et tynt lag med relativt høy spesifikk motstand. Dette laget kan indikere en sone med grovere materiale (sand/silt) og kan markere et skille mellom to leiravsetninger.

Den spesifikke motstanden i leira er høy til leire å være (ca. 40 ohmm), og ligger på et nivå som er typisk for utvasket leire (Mørk, 1983). En kan imidlertid ikke ut fra dette konkludere med at leira er kvikk, da også innblanding av grovere materiale kan gi samme spesifikke motstand. Ved en eventuell vurdering av leiras stabilitet må andre metoder benyttes.

Like under leira går verdiene for tilsynelatende spesifikk motstand opp mot et nivå som kan indikere morene eller fjell (vil gi samme kurvetilpasning). Dersom morenen ikke tas med i beregningen, vil dypet til fjell bli for lite, i flg. resultat fra tolkning av refraksjonsseismikk. Det er derfor mulig at en har et morenelag mellom fjellet og leira. Med fastlåst dyp til fjell under sonderingspunktet (ca. 19 m) kan man anta et mektigheten av morenelaget er ca. 6 m.

4. KONKLUSJON

To refraksjonsseismiske profiler og en vertikal elektrisk sondering er målt og tolket.

Beregnet dyp til fjell ligger i området 11-23 m. Øverst i lagpakken har vi et ca. 1 m mektig lag av strandvasket materiale. N for brua på koordinat 335 langs profil 1 gir data fra refraksjonsseismikk et lag med hastighet i området 1600-1700 m/s. Geologiske observasjoner tilsier at dette laget trolig er leire. I leira er det indikert et tynt lag med noe grovere materiale (sand/silt). Dette laget kan eventuelt representere et skille mellom to leiravsetninger. S for brua indikeres tettpakket morene (2000-2100 m/s). En samtolking av vertikal elektrisk sondering og refraksjonsseismikk antyder at morenen kan gå under leira i N. Morenens mektighet og hastighetskontrast til leire er i tilfelle for liten til at morenen kan detekteres i de refraksjonsseismiske data.

Trondheim, 30. oktober 1989

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

Geofysisk avdeling



Eirik Mauring

forsker

Referanser

- Kihle, O. 1978: VESABS - et program for interaktiv tolkning av vertikale elektriske sonderinger. NGU. EDB-dokumentasjon 78-02, 8 s.
- Mundry, E. 1980: The effects of a finite distance between potential electrodes on Schlumberger resistivity measurements - A simple correcting graph. Geophysics Vol 45 No. 12, s. 1872-1875.
- Mørk, G. 1983: Sammenlikning og kombinasjon av geoelektriske og geotekniske data fra kvikkleireområder. Hovedoppgave ved Institutt for geologi, UiO, høsten 1983, 121 s.

SEISMISK REFRAKSJONSMETODE.

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/sek i visse typer porøst overdekke til godt over 5000 m/sek 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 $\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{V_1}{V_2}$. Når R blir $= 90^\circ$, 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 hastig-

heten i det underliggende medium er større enn i det overliggende. Kontrasten må være av en viss størrelse, og vinkelen mellom sjiktgrense og terrengoverflate 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 oppregnede 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 lavhastighetssjiktet 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.

Med den anvendte apparatur vil en kunne bestemme bølgenes "løpetid" med en usikkerhet av 1 millisekund når seismogrammene har gjennomsnittlig kvalitet. Hvis overdekkehastigheten er 1600 m/sek, svarer dette til en usikkerhet på ca. 0.8 m i dybdebestemmelsen på grunn av avlesningsfeil. I tillegg kommer eventuelle feil på grunn av at forutsetningene om isotropi og homogenitet ikke gjelder fullt ut.

Når en oppnår førsteklases seismogrammer, kan tiden avleses med 0.5 millisekund nøyaktighet, men selv da mener vi det er urealistisk å regne med mindre enn 0.5 m usikkerhet i dybdeangivelsene. Ved meget små dyp til fjell - størrelsesorden 1 m - blir overdekkehastigheten dårlig bestemt, og en må regne med prosentvis store feil i dypene.

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 korreksjonen være nødvendig, mens feilen ofte vil være neglisjerbar for mindre motstandskontraster. Dårlig samsvar mellom kurvesegmentene skyldes som regel hovedsakelig laterale inhomogeniteter mellom potensialelektrodene. 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.

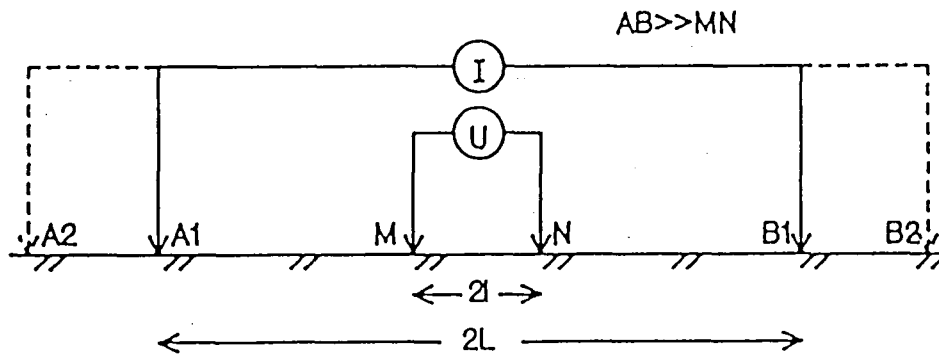
Det andre forhold som skaper tolkningsproblemer skyldes undertrykking (suppresjon) av et lag. Når lagets resistivitet har en verdi som ligger imellom de to omgivende lag, vil laget ikke kunne erkjennes av sonderingskurven hvis det ikke er tykt nok. Suppresjonsproblemet er størst ved store resistivitetskontraster. 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 resistivitetsområdene 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

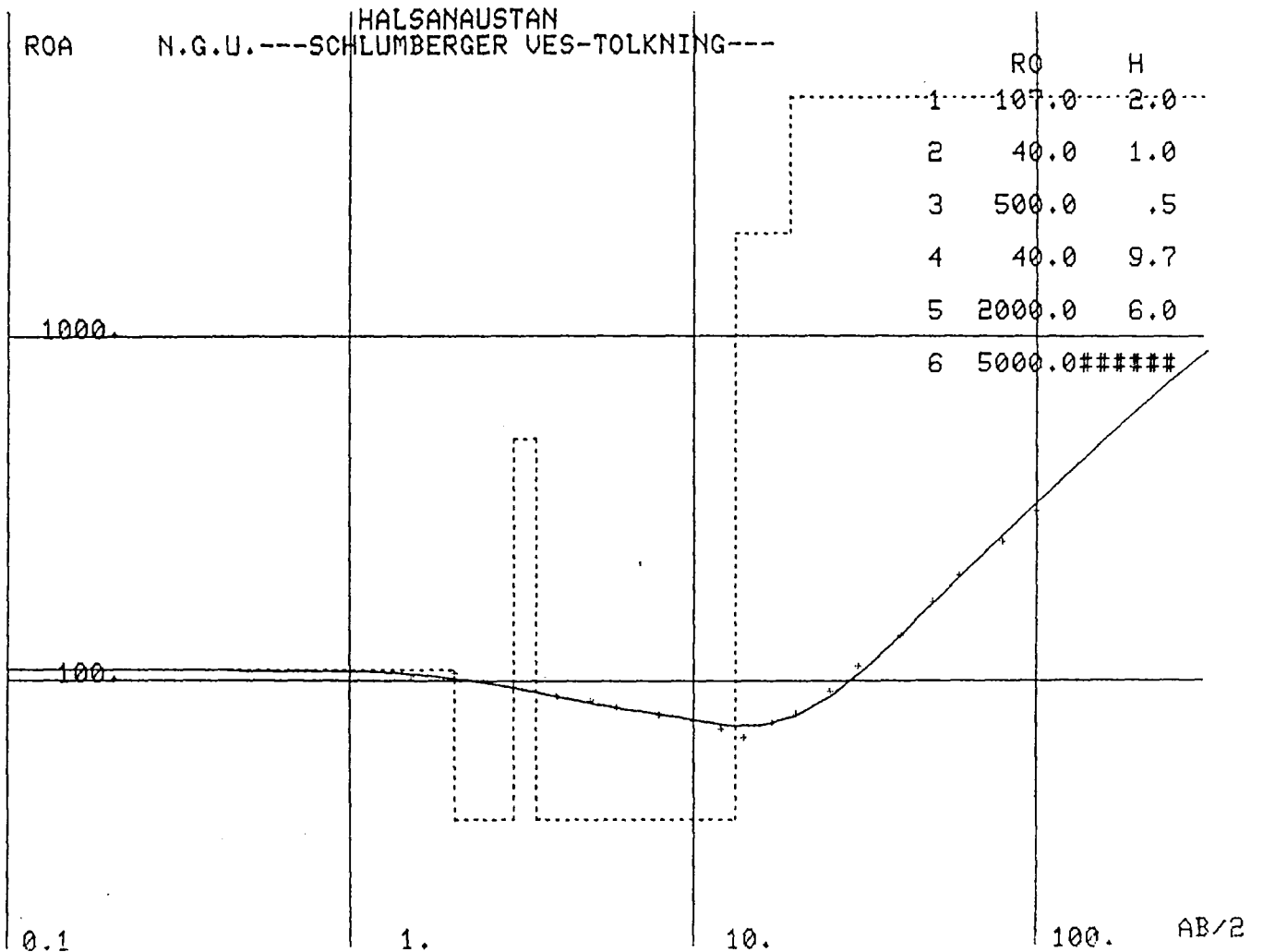
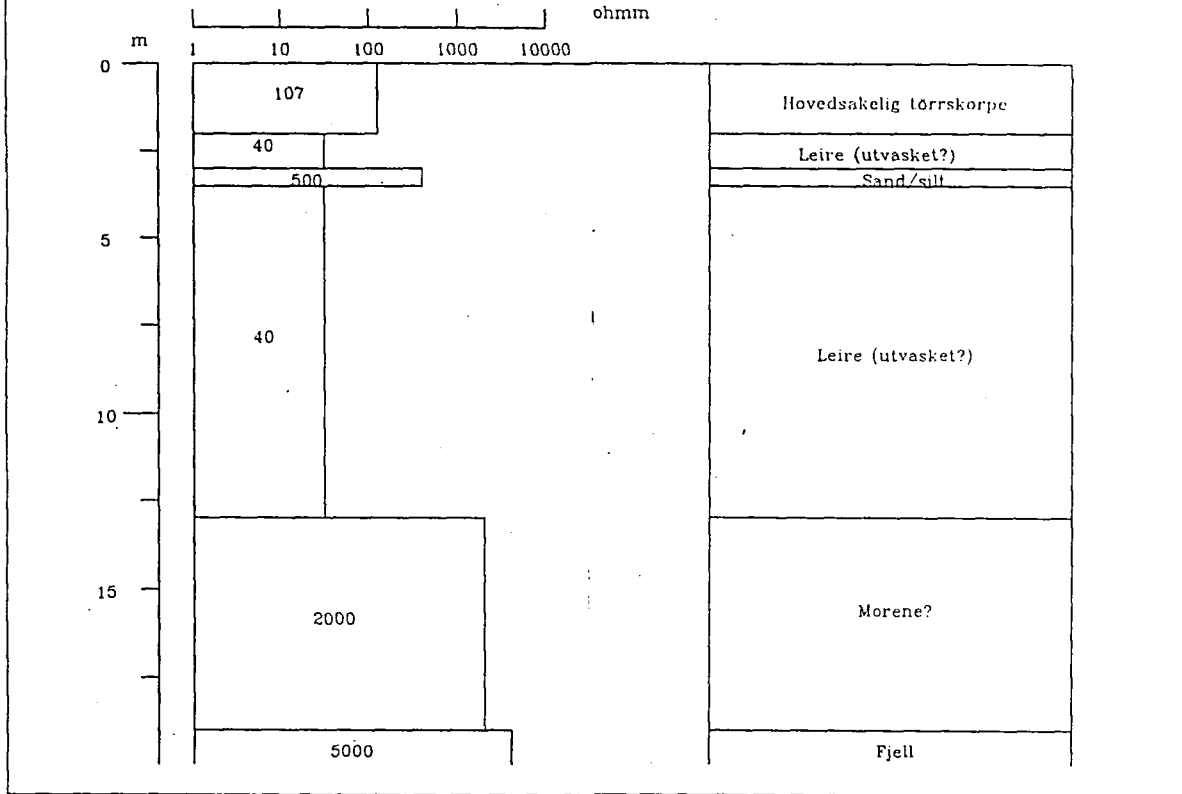
Spesifikk motstand (resistivitet) i noen geologiske materialer:

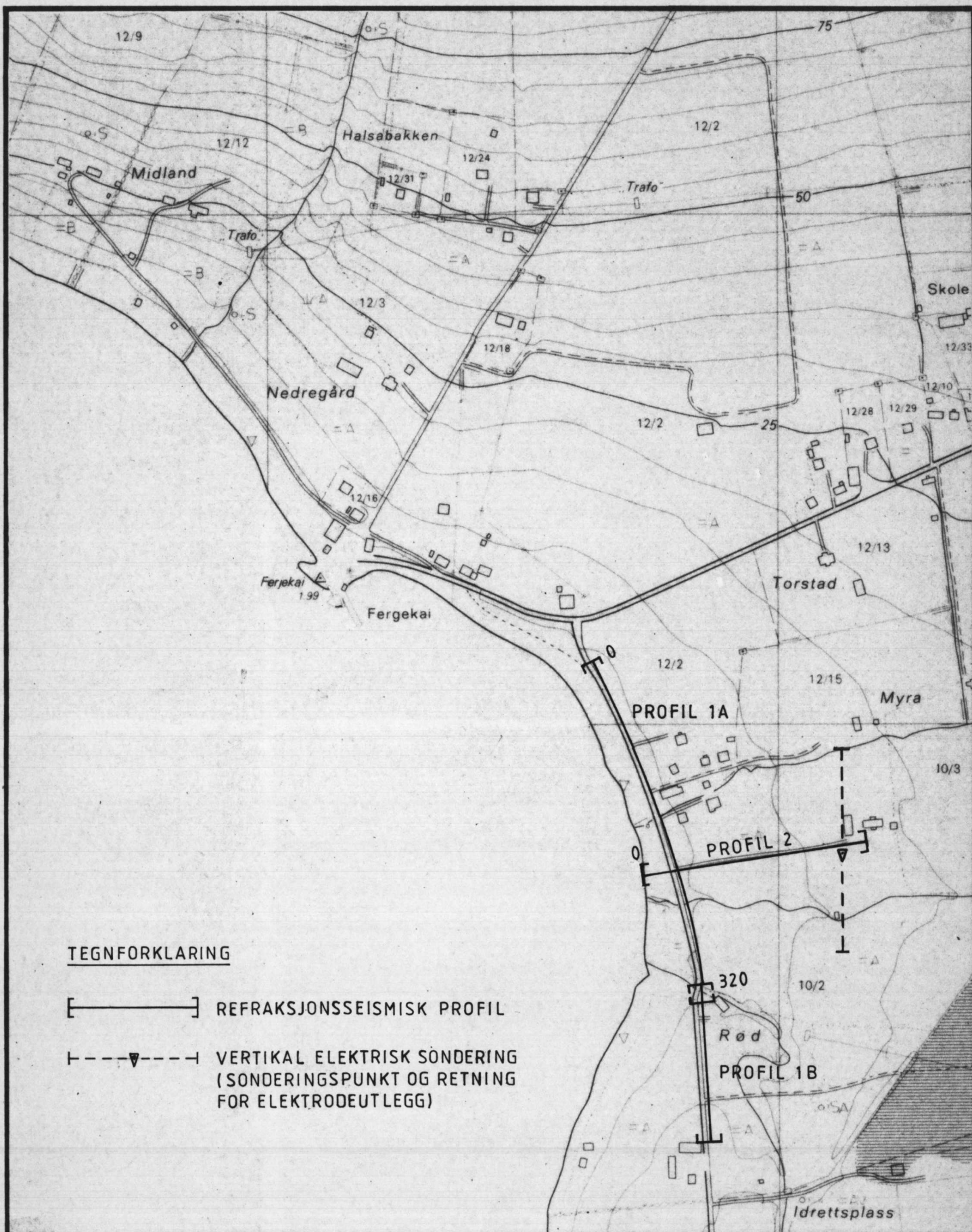
Materiale	Spesifikk motstand (ohm m)					
	1	10	100	1000	10000	100000
Leire, salt	[Horizontal line from 1 to 10]					
Leire, utvasket	[Horizontal line from 10 to 100]					
Silt, våt	[Horizontal line from 100 to 1000]					
Sand, vannm.	[Horizontal line from 1000 to 10000]					
Grus, vannm.	[Horizontal line from 1000 to 10000]					
Grus, tørr	[Horizontal line from 10000 to 100000]					
Morene	[Horizontal line from 100 to 10000]					
Fjell	[Horizontal line from 1000 to 10000]					

Vertikal elektrisk sondering

Fysisk modell

Geologisk modell





TEGNFORKLARING

- [———] REFRAKSJONSSEISMISK PROFIL
- | - - - ▽ - - - VERTIKAL ELEKTRISK SØNDERING
(SØNDERINGSPUNKT OG RETNING
FOR ELEKTRODEUTLEGG)

NGU
 OVERSIKTSKART OVER REFRAKSJONSSEISMISKE PROFIL
 OG VERTIKAL ELEKTRISK SØNDERING

HALSANAUSTAN
 HALSA, MØRE OG ROMSDAL

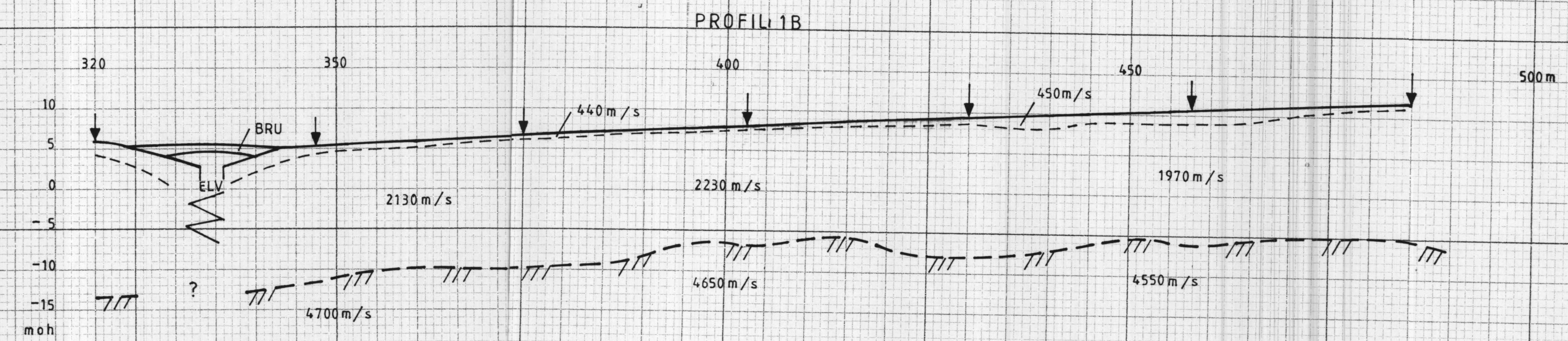
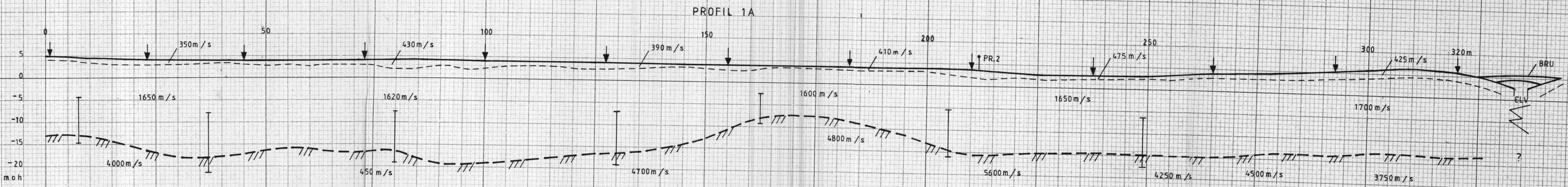
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
 TRONDHEIM

MÅLESTOKK
1:5000

MÅLT E.M.	JUNI 1989
TEGN E.M.	SEPT. 1989
TRAC T.H.	OKT. 1989
KFR.	— II —

TEGNING NR.
 '89.130-01

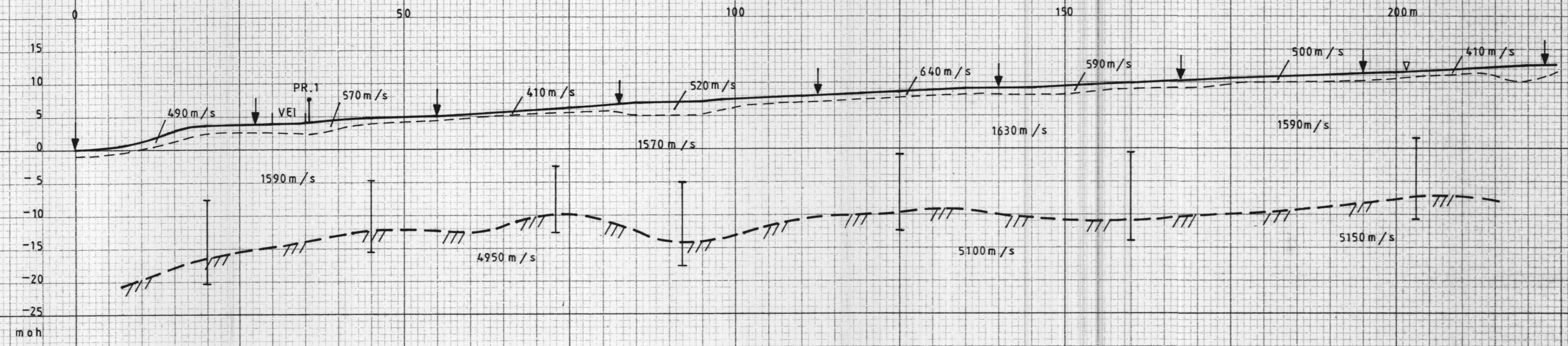
KARTBLAD NR.
 1421 III



- TEGNFORKLARING**
- TERRENGOVERFLATE MED SKUDDPUNKT
 - SJIKTGRENSE
 - FJELLOVERFLATE
 - MAKSIMAL HASTIGHET AV EN EVENTUELL BLINDSONE MED LYDHASTIGHET 2100 m/s

NGU REFRAKSJONSSEISMISK PROFIL 1A OG 1B HALSANAUSTAN HALSA, MØRE OG ROMSDAL	MÅLESTOKK 1:500	MÅLT E.M. JUNI 1989 TEGN. E.M. SEPT 1989 TRAC. T.H. OKT. 1989 KFR.
	NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 89.130-02

PROFIL 2



TEGNFORKLARING

- TERRENGOVERFLATE MED SKUDDPUNKT
- SJIKTGRENSE
- FJELLOVERFLATE
- MAKSIMAL HASTIGHET AV EN EVENTUELL BLINDSONE MED LYDHASTIGHET 2100m/s
- VES (VERTIKAL ELEKTRISK SONDERING)

NGU REFRAKSJONSSEISMISK PROFIL 2 HALSANAUSTAN HALSA, MØRE OG ROMSDAL	MÅLESTOKK	MÅLT E.M.	JUNI 1989
	1:500	TEGN. E.M.	SEPT. 1989
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TRAC. T.H.	OKT. 1989	
	TEGNING NR. 89.130-03	KFR.	KARTBLAD NR. 1421 III