

Rapport nr. 94.024		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen	
Tittel: Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempler på opptak				
Forfatter: Eirik Mauring, Janusz Koziel, Torleif Lauritsen, Jan S. Rønning & Jan F. Tønnesen		Oppdragsgiver: NGU		
Fylke:		Kommune:		
Kartbladnavn (M=1:250.000)		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 78	Pris: 130,-	
		Kartbilag:		
Feltarbeid utført:	Rapportdato: 14/2-1995	Prosjektnr.: 63.2586.00	Ansvarlig:	
<p>Sammendrag:</p> <p>Rapporten er ment å være en oversikt over anvendelsen av georadar, delvis basert på de erfaringer en til nå har gjort med metoden. Rapporten beskriver bl.a. følgende;</p> <ul style="list-style-type: none"> - Historisk bakgrunn for utvikling av metoden - Anvendelsesområder og betingelser for anvendelse - Kort teoretisk bakgrunn for metoden - Utstyr - Feltprosedyrer - Måleteknikker - Prosessering og framstilling av data - Eksempler på opptak utført av NGU <p>Rapporten er også ment å være en veiledning for andre som vil arbeide med georadar, og for fagfolk innen geologi som vil vite om metodens anvendelsesområder, fordeler og svakheter.</p>				
Emneord:		Geofysikk		
Georadar				
		Fagrapport		

INNHold

	FORORD	5
1	INNLEDNING.....	5
2	HISTORIKK	5
3	ANVENDELSESOMRÅDER.....	7
4	BETINGELSER FOR ANVENDELSE.....	9
5	TEORI.....	10
	5.1 EM-bølgers forplantning.....	10
	5.2 EM-bølgers geometri	14
	5.3 Georadarens dybderekkevidde.....	16
	5.4 Vertikal oppløsning.....	17
	5.5 Horisontal oppløsning.....	18
6	UTSTYR	18
	6.1 GSSI - SIR-systemet	19
	6.2 Sensors & Software - pulseEKKO-systemet	21
	6.3 Step-frekvens radarsystemer	24
7	PLANLEGGING OG FELTPROSEDYRER	24
	7.1 Undersøkelsesbetingelser.....	24
	7.2 Valg av opptaksparametre	26
8	MÅLETEKNIKKER	31
	8.1 Profilerings	31
	8.2 CMP-målinger for hastighetsanalyse.....	32
	8.3 Gjennomlysning (tomografi)	34
	8.4 Kombinert, CMP og profilerings	34
9	PROSESSERING OG FRAMSTILLING AV DATA.....	36
	9.1 Editering av rådata	36
	9.2 Enkel prosessering ved utskrift av data	37
	9.3 Grunnleggende prosessering.....	38
	9.4 Avansert prosessering	41
	9.5 Kombinert tolkning/prosessering	42
10	TOLKNING	44
	10.1 Tolking av vanlige hendelser i opptak.....	44
	10.2 Tolking av spesielle hendelser i opptak.....	46

11	EKSEMPLER PÅ OPPTAK.....	47
	11.1 Kvartærgeologiske undersøkelser.....	47
	11.2 Grunnvannsundersøkelser.....	48
	11.3 Miljøtekniske undersøkelser.....	49
	11.4 Ressursundersøkelser.....	50
	11.5 Andre undersøkelser.....	51
12	REFERANSER.....	52

Bilag

1	Oversiktskart
2	Georadaropptak, kvartærgeologi og fjelltopografi, Haslemoen
3	Georadaropptak, strukturer og grunnvannsspeil i breelvavsetning, Gardermoen
4	Georadaropptak, strukturer i deltaavsetning, Tana
5	Georadaropptak, strukturer i breelvavsetning, Esebotn
6	Georadaropptak, strukturer i eolisk avsetning, Neringa, Litauen
7	Georadaropptak, grunnvannsspeil og avsetningstype, Dirdal
8	Georadaropptak, strukturer i løsmasser og dyp til fjell, Bjørkmo, Røyrvik
9	Georadaropptak+penetrasjonskart, salt grunnvann, Sunndalsøra
10	Georadaropptak, vannførende sprekker i fjell, Kjerkøy, Hvaler
11	Georadaropptak, kartlegging av forurenset grunn, Haslemoen
12	Georadaropptak, kartlegging av deponi, Trandum
13	Georadaropptak, rensing av drikkevann, Geiteryggen
14	Georadaropptak, infiltrasjon av avløpsvann, Inderøya
15	Georadaropptak+tolkning, påvisning av nedgravde objekter, Gardermoen
16	Georadaropptak, kartlegging av myr, Kvesetenga, Flisa
17	Georadaropptak, kartlegging av sand/grus, Durmålsskardalen
18	Georadaropptak+tolkning, kartlegging av sprekker i naturstein, Høgåsen, Røyken
19	Georadaropptak, arkeologiske undersøkelser, Karnilshaugen ved Hauge i Sandane
20	Georadaropptak, arkeologiske undersøkelser, Erkebispegården, Trondheim
21	Georadaropptak, lokalisering av bussvrak, Gaustadvatnet

FORORD

Den foreliggende rapporten er skrevet i forbindelse med NGU-prosjektet 'FoU miljøgeofysikk'. En takk rettes til følgende personer/institusjoner for kommentarer/bidrag til denne rapporten: Ole B. Lile (NTH, institutt for petroleumsteknologi og anvendt geofysikk), Ole Chr. Pedersen (Geomap), Thrainn Sigurdsson (Sensors & Software Inc.) og Harald Westerdahl (Norsk Geoteknisk Institutt).

1 INNLEDNING

Dette dokumentet er ment å være en oversikt over anvendelsen av georadar, delvis basert på de erfaringer en til nå har gjort med metoden. Rapporten beskriver bl.a. følgende;

- Historisk bakgrunn for utvikling av metoden
- Anvendelsesområder og betingelser for anvendelse
- Kort teoretisk bakgrunn for metoden
- Utstyr
- Feltprosedyrer
- Måleteknikker
- Prosessering og framstilling av data
- Tolkning
- Eksempler på opptak utført av NGU

Rapporten er også ment å være en veiledning for andre som vil arbeide med georadar, og for fagfolk innen geologi som vil vite om metodens anvendelsesområder, fordeler og svakheter.

Navnet på metoden, georadar, henspiller på at geologiske forhold kartlegges ved hjelp av radar ('Radio Detection And Ranging'). Internasjonalt brukes navnet 'ground-penetrating radar' (GPR) eller 'ground-probing radar' på metoden.

Georadar er en rask metode som dekker store flater på kort tid. De vanligste anvendelsesområder er innen kvartærgeologi, hydrogeologi, arkeologi, geoteknikk og miljøtekniske undersøkelser. Metoden gir i mange tilfeller en detaljert avtegnning av strukturer og laggrenser i undergrunnen ned til max 20-40 m dyp, som i flere tilfeller gjør en i stand til å si noe om f.eks. avsetningstype og løsmassenes egnethet ved uttak av grunnvann. Georadar gir ikke entydig informasjon om materialtyper, vanngiverkapasitet, vannkvalitet osv. Metoden gir derimot grunnlagsdata slik at omfanget av borer og kan reduseres for dermed å redusere totale kostnader ved en undersøkelse.

2 HISTORIKK

Den første anvendelse av EM-signaler for å bestemme tilstedeværelsen av fjerne metallobjekter ble foretatt av Hülsmeier i 1904, men den første beskrivelse av anvendelsen ble presentert 6 år seinere i en tysk patent av Leimbach & Löwy (Daniels et al. 1988). Deres teknikk gikk ut på å grave ned dipolantennene i en rekke av vertikale borhull og sammenligne signalstyrken som ble mottatt når suksessive par ble brukt som sender og mottaker. På denne måten kunne områder

med høyere ledningsevne kartlegges som områder med absorpsjon av energi. De samme forfattere beskrev også en alternativ teknikk som benyttet antenner på overflaten for å registrere refleksjoner fra grenseflater som grunnvann eller malmforekomster. Arbeidet til Hülsenbeck i 1926 synes å være den første bruken av pulsteknikk for å bestemme strukturen til nedgravde objekter. Han la vekt på at variasjon i dielektrisitet, uten å involvere ledningsevne, også ville produsere refleksjoner, og at teknikken i visse tilfeller hadde fordeler framfor seismiske metoder. Pulsteknikken utviklet seg gjennom de neste 50 år som et verktøy for å se gjennom is, ferskvann, saltforekomster, ørkensand og bergartsformasjoner. Kartlegging av grunne kullforekomster ble også foretatt ved hjelp av radar. Metoden ble viet større oppmerksomhet tidlig på 1970-tallet da en drev med månelandinger og undersøkelser av månen. I slike tilfeller ble radar benyttet framfor seismikk, fordi sender og mottaker ikke behøvde å være i kontakt med bakken. Dessuten er kontrasten i dielektrisitet mellom fritt rom og jord (se seinere) i størrelsesorden 2-4, mens kontrasten i akustisk impedans mellom de samme medier er i størrelsesorden 100 (Daniels et al. 1988).

De mest suksessrike arbeider ble opprinnelig utført ved kartlegging av istykkelser. I 1946 ble det av amerikanske piloter rapportert om feil ved radarhøydemålinger i Antarktis som kunne tyde på at radarrefleksjoner kom fra fjelloverflaten under isen og ikke fra selve isoverflaten. I 1948 eksperimenterte Steenson ved California Institute of Technology med modifiserte flyradarer og konkluderte med at en videre utvikling kunne føre til et instrument som kunne måle istykkelse (Evans 1963). J.C. Cook (i 1956) var den første som foreslo at flyradar også kunne brukes til å måle istykkelse på vann. Cook antok at grenseflatene luft/is og is/vann begge ville gi radarrefleksjoner (Cook 1975). Arbeidene nevnt over ble fulgt opp av A.H. Waite i 1957 (U.S. Army Signal Laboratory at Fort Monmouth). Waite fløy lavt over isen ved Wilkes stasjon, Antarktis, og fikk et reflektert signal som indikerte en flyhøyde på ca. 300 m. Waite konverterte denne til en istykkelse på 160 m, der det ble brukt en faktor på 1.8 for forholdet mellom EM-bølgehastighet i luft og is. En seismisk undersøkelse utført et halvt år seinere bekreftet dette dypet (Evans 1963). Uavhengig av dette arbeidet oppdaget W.R. Piggot et fenomen ved analyse av IGY ionosfæriske opptak ved Royal Society-stasjonen ved Halley Bay (IGY = det internasjonale geofysiske år). En ionosonde-sender sveipet gjennom radiofrekvenser i området 1-20 MHz, og det ble observert at for enkelte frekvenser ble ingen refleksjoner fra ionosfæren registrert. Dette ble antatt å skyldes interferens mellom bølge sendt opp gjennom lufta og bølge reflektert fra bunnen av isen (Evans 1963). På bakgrunn av disse resultatene ble det konstruert en radar spesielt beregnet på kartlegging av istykkelser, og som kunne monteres på et terrenggående kjøretøy. I dag er radar brukt rutinemessig innen glasiologi for kartlegging av istykkelse (Hammond & Sprenke 1991).

Stewart & Unterberger (1976) har benyttet VHF radar ved kartlegging av diskontinuiteter i steinsalt-forekomster. Dolphin et al. (1978) kartla stoller i en dolomittgruve fra overflaten.

Systematiske radarsonderinger med kommersielt tilgjengelige systemer har kun vært utført siden midten av 1970-årene (Berg et al. 1983). Siden den tid har radar (heretter kalt georadar) vært anvendt til å løse mange praktiske problemer der det har vært nødvendig med høy oppløsning ned til 10-20 m dyp. Dette omfatter bl.a.; mineral- og grunnvannsundersøkelser, geotekniske og arkeologiske undersøkelser, kvartærgeologisk kartlegging, ingeniørgeologiske undersøkelser, bl.a. kartlegging av fjelltopografi og sprekker i fjell (Davis & Annan 1989). I det siste har georadar vært anvendt på ikke-destruktiv testing av ikke-metalliske strukturer, der det benyttes frekvenser i området 500-1000 MHz (Annan & Cosway 1992).

Tidligere ble georadardata innsamlet i analog form på magnetbånd for seinere digitalisering, fordi det var vanskelig å digitalisere i sann tid ved de små tidsintervaller (nanosekunder) som er nødvendig for å representere de høye frekvenser som benyttes (10-1000 MHz). Utvikling av nytt radarutstyr basert på digital innsamling av data i sann tid har gjort det mulig å øke signal/støyforholdet gjennom 'stacking' (summering av flere målinger) ved hver målestasjon, mer avanserte måleteknikker og digital prosessering. Mye av tradisjonell seismisk prosessering kan anvendes på georadardata (Fisher et al. 1992). Mesteparten av dagens utvikling innen georadar skjer på den tekniske siden, med bedre utstyr, teknikker og dataprosessering (Jol & Smith 1991).

I Norge var selskapet Geomap (i Oslo) tidlig ute med anvendelse av georadar. Deres georadar er av typen GSSI SIR-3 og ble innkjøpt i 1986. Den har bl.a. vært anvendt ved arkeologiske undersøkelser, kartlegging av vanddyp under is, kartlegging av myr og undersøkelse av ledningstraséer. I 1985 startet Norges Forskningsråd ved 'Program for miljøteknologi' (PFM) utviklingen av en step-frekvensradar (se kap. 6.3) som benyttet en HP-8753 nettverksanalysator som grunnhet (Kong & By in press). En videreutvikling av dette systemet ble startet i 1989 ved Norsk Geoteknisk Institutt (NGI). Systemet har siden gjennomgått grundig testing, og har blitt anvendt på over 60 prosjekter med tilfredsstillende resultat. NGU startet i 1988 prosjektet 'Forsøksmålinger med georadar' for å få belyst nytteverdien av georadar for NGUs virksomhet. Forsøksmålingene ble lagt til løsmasseavsetninger i Ullensaker kommune, og ble utført med innleid analogt georadarinstrument (Sigurdsson 1988, Tønnesen 1990). I januar 1991 ble det utført målinger med digitalt utstyr langs enkelte deler av de tidligere målte profilene (Sigurdsson 1991). NGU gikk til innkjøp av egen georadar våren 1991. Georadaren er av typen pulseEKKO IV, produsert av Sensors & Software Inc., Canada. Georadarsystemet kan benytte to sendere på 400 V og 1000 V. NGUs georadarsystem inkluderer pr. dato 50 MHz og 200 MHz antenner. NGU har hittil benyttet georadar ved ca. 40 prosjekter.

3 ANVENDELSESOMRÅDER

Under følger en oversikt over anvendelsesområder for georadar. Siden metoden er forholdsvis ung, er det forventet at den med tiden vil få et enda bredere anvendelsesområde.

- *Generell kvartærgeologisk kartlegging.* Georadar har vist seg å gi en meget detaljert avtegning av strukturer i løsmasseavsetninger. Dette gir informasjon om avsetningsforhold, jordartstyper og stratigrafi. Referanser: Ulriksen 1982, Davis & Annan 1989, Jol & Smith 1991, Rønning & Muring 1991, Smith & Jol 1992, Triumph 1992, Muring & Rønning 1993, Collins et al. 1994, Overmeeren 1994.

- *Kartlegging av fjelltopografi under løsmasser.* Metoden gir vanligvis en meget detaljert avtegning av fjelltopografi under løsmasser dersom disse er vannmettede (det er vanligvis for liten kontrast i dielektrisitet mellom tørre løsmasser og fjell til at refleksjoner fra fjell kan detekteres). Referanser: Collins et al. 1989, Davis & Annan 1989, Muring et al. 1991, Triumph 1992, Wikstrøm 1993.

- *Grunnvannsundersøkelser.* Georadar kan benyttes ved kartlegging av sprekker i fjell som kan være vannførende. Metoden kan kartlegge grunnvannsspeil og strukturer i løsmasser, noe som er nødvendig ved evaluering av en løsmasseforekomsts egnethet ved uttak av grunnvann. Videre

kan metoden benyttes ved kartlegging av vanddyp i ferskvann og indirekte ved modellering av grunnvannsstrømning. Salt grunnvann kan også kartlegges ved georadar. Uttak av salt grunnvann kan være aktuelt ved f.eks. fiskeoppdrett i bassenger på land. Referanser: Ulriksen 1982, Stenberg 1984, Davis & Annan 1989, Vellidis et al. 1990, Beres & Haeni 1991, Truman et al. 1991, Lauritsen & Rønning 1992, Triumph 1992, Soldal et al. 1993, Soldal et al. in press, Wikstrøm 1993, Overmeeren 1994.

- *Miljøtekniske undersøkelser.* Georadar kan kartlegge forurensningsplumer i bakken ved at penetrasjonen er redusert over slike plumer pga. økt elektrisk ledningsevne. Georadar har også vist seg egnet ved kartlegging av gamle avfallsdeponier. Referanser: Foster et al. 1987, Davis & Annan 1989, Rønning & Kitterød 1992, Muring et al. 1992a, Muring et al. 1993.

- *Kartlegging av mineral- og malmforekomster.* Metoden kan benyttes ved kartlegging av stratigrafi i forbindelse med leting etter placer-forekomster og overdekke over mineral-/malmforekomster (Davis & Annan 1989). Georadar kan også benyttes ved kartlegging av sprekker i bygningsstein (Heldal & Lauritsen 1994). Høyfrekvente EM-bølger forplantes gjennom tørr salt med lite dempning. Denne egenskapen kan utnyttes ved bruk av georadar for å kartlegge saltformasjoner/-forekomster (Stewart & Unterberger 1976, Annan et al. 1988). Georadar er benyttet ved påvisning av sulfidforekomster under is (Hammond & Sprengle 1991).

- *Kartlegging av sand/grus-ressurser.* Georadar kan benyttes ved lokalisering og bestemmelse av utbredelse og mektighet av sand/grus-forekomster. Referanser: Ulriksen 1982, Berg et al. 1983, Stenberg 1984, Davis & Annan 1989, Muring et al. 1991.

- *Kartlegging av kull-, myr- og torvforekomster.* Metoden kan benyttes ved bestemmelse av torvdyp, bunnbeskaffenhet og torvtyper. Referanser: Ulriksen 1982, Stenberg 1984, Davis & Annan 1989, Warner et al. 1990, Rønning 1991, Doolittle et al. 1992.

- *Geotekniske undersøkelser.* Eksempler på anvendelse: kartlegging av sprekker og hulrom rundt tunneler og gruveganger, kartlegging av nedgravde objekter, kabler, rør og tunneler. Kartlegging av asfalttykkelse og setning i veier samt lagforhold under veier. Kartlegging av saltskader i betong og lokalisering av lekkasjer i dammer. Ikke-destruktiv testing av ikke-metalliske konstruksjoner. Referanser: Rubin & Fowler 1978, Ulriksen 1982, Stenberg 1984, Daniels 1988, Chow & Rees 1989, Davis & Annan 1989, Kovas 1991, Black & Kopac 1992, Heald & Smith 1992, Triumph 1992.

- *Arkeologiske undersøkelser.* Metoden har vært benyttet ved kartlegging av gamle, nedgravde boplasser/gravplasser (Vaughan 1986, Imai et al. 1987, Bevan 1991, Triumph 1992, Wikstrøm 1993). Den har også vært benyttet ved lokalisering av en nediset flyskvadron som havarerte under 2de verdenskrig (Annan & Thuma 1992). Metoden var ellers tenkt benyttet til lokalisering av Roald Amundsens telt på Sydpolen.

- *Undersøkelser i snø/is/permafrost.* Den klassiske anvendelsen av georadar er bestemmelse av istykkelse (se kap. 2). Metoden kan også benyttes ved bestemmelse av snødybder til videre å forutsi ekvivalent vannmengde ved avsmelting. Dette er aktuelt ved reservoarregulering i kraftverkssammenheng. Det er også utført undersøkelser av det aktive laget over permafrost ved hjelp av georadar. Referanser: Evans 1963, Harrison 1970, Campbell & Orange 1974, Goodman 1975, Annan & Davis 1976, Daniels et al. 1988, Fisher et al. 1989, Doolittle et al. 1990, Judge et al. 1991, Triumph 1992, Wikstrøm 1993, Ødegård 1993.

- *Andre anvendelser.* Georadar er blant annet benyttet i kriminaletterforskning ved lokalisering av nedgravde lik (!) (Davenport et al. 1990, Mellet 1990). Metoden er også anvendt ved leting etter landminer (Doolittle 1987).

4 BETINGELSER FOR ANVENDELSE

Georadar er i prinsippet lik refleksjonsseismikk og sonar, med unntak av at elektromagnetiske (EM) bølger benyttes i stedet for lydbølger. Den fysisk-matematiske sammenhengen er vist av Ursin (1983). Georadaren sender korte, høyfrekvente (10 MHz - 1000 MHz) EM-pulser i bakken. Utbredelsen av EM-bølgene avhenger av bakkens høyfrekvente elektriske egenskaper, som i geologiske materialer i hovedsak er bestemt av dielektrisitetskonstanten (øker med vanninnhold) og elektrisk ledningsevne (øker med ioneinnhold). De elektriske egenskapene kontrollerer EM-bølgens utbredeshastighet, dempning og refleksjon. Høyere antennefrekvenser gir bedre vertikal oppløsning, men dårligere penetrasjon. Valg av antennefrekvens er en avgjørelse som må tas på grunnlag av om man er interessert i stor dybderekkevidde eller god oppløsning eller en mellomting (Davis & Annan 1989).

Dybderekkevidden (penetrasjonsdypet) for EM-bølger avtar med økende elektrisk ledningsevne i bakken. Signalene dempes kraftig i godt ledende materiale som f.eks. leire og saltvann. Det er derfor ikke mulig å 'se' gjennom godt ledende materiale. Dempningen øker også med økende frekvens på utsendt signal. Ved målinger over løsavsetninger egner metoden seg best ved tørre, grovkornede avsetninger. Metoden egner seg vanligvis også ved målinger over grove, vannmettede avsetninger, til tross for økende ledningsevne. Dette skyldes at en i vannmettede avsetninger har større dielektrisitet, et forhold som gir bedre forplantning av EM-bølger (se kap. 5.1, figur 5.1). Et grovt estimat (tommelfingerregel) for penetrasjonsdyp dersom en ser bort fra antennefrekvens er gitt ved (Annan & Cosway 1992);

$$d_{\max} < \frac{35}{\sigma}, \text{ der } \sigma = \text{elektrisk ledningsevne i mS / m} \quad (4.1)$$

Tabell 1. Max penetrasjonsdyp (basert på erfaringstall og uten å ta hensyn til antennefrekvens) for vanlige materialtyper (Sigurdsson & Wikstrøm 1986, Mellett 1990).

Materiale	Max penetrasjonsdyp (m)
Sand/grus	60
Morene	15
Silt	5-10
Ferskvann	15-25
Torv	15-20
Leire	2-4
Polaris	>4000
Tørr steinsalt	>2000
Fjell	75-300

Tabell 1 viser en oversikt over max penetrasjonsdyp i vanlige materialer, basert på erfaringstall og uten å ta hensyn til antennefrekvens (Sigurdsson & Wikstrøm 1986, Mellett 1990).

En tommelfingerregel for å finne ut om et objekt gir identifiserbare refleksjoner er gitt ved modulen til refleksivitetskoeffisienten (Annan & Cosway 1992);

$$P_r = \left| \frac{\sqrt{\epsilon_{rv}} - \sqrt{\epsilon_{ro}}}{\sqrt{\epsilon_{rv}} + \sqrt{\epsilon_{ro}}} \right|^2 > 0.01 \quad (4.2)$$

ϵ_{rv} er dielektrisitetskonstanten i vertsmaterialet og ϵ_{ro} er dielektrisitetskonstanten for objektet. Objektet bør også ha en minste lateral utbredelse som er større enn en tiendedel av dypet ned til det (se kap. 5.5).

Georadar ansees som en uegnet metode å benytte dersom resistiviteten er mindre enn 100 Ωm ($\sigma > 10$ mS/m) (Overmeeren 1994). Dette er som regel tilfellet for leirige og siltige avsetninger og i brakk- og saltvannsmiljø.

Terrengoverflatens fuktighet har betydning for penetrasjonsdypet. Undersøkelser utført over sandig jord har vist at georadardata innsamlet i de kaldeste perioder over delvis frossen mark ga data med best penetrasjon og tydelige reflektorer. Fuktig mark etter regn medfører høyere ledningsevne, som igjen kan gi noe dårligere penetrasjon (Roberts & Daniels 19??).

Fordeler ved georadar som metode er at store områder kan undersøkes på kort tid (1-3 km/t ved SIR-systemet (SIR = 'Subsurface Interface Radar') og 2-5 km pr. dag ved pulseEKKO, avhengig av måleområdets framkommelighet). Metoden gir høy vertikal oppløsning, og lite personell er nødvendig ved utførelsen av målingene (2 personer). Resultater presenteres direkte på enten skjerm eller skriver, slik at en rask vurdering av måleresultatene kan foretas uten på forhånd å utføre prosessering. Dersom værforholdene ikke er ekstreme, kan metoden anvendes til alle årstider (Stenberg 1984).

5 TEORI

Pulsradaren sender korte pulser av høyfrekvent EM-energi (10-1000 MHz) ned i bakken. Utbredelsen av EM-pulsene avhenger av de elektriske egenskaper i undergrunnen, nemlig dielektrisitet, elektrisk ledningsevne og magnetisk permeabilitet. De dielektriske egenskapene til geologiske materialer avhenger først og fremst av vanninnhold, og det er vesentlig variasjoner i dielektrisitet som gir opphav til refleksjoner (Davis & Annan 1989).

5.1 EM-bølgers forplantning

Utsendelse, forplantning, refleksjon, refraksjon og diffraksjon av EM-bølger er basert på Maxwells likninger. Disse likningene beskriver sammenhengen mellom det elektriske og magnetiske feltet til en EM-bølge uttrykt ved de elektriske og magnetiske egenskapene til mediet som EM-bølgene forplantes gjennom (Daniels 1989). Maxwells likninger kan kombineres til en enkel differensiallikning som kalles bølgelikningen, som for det elektriske feltet kan uttrykkes ved (Daniels 1989);

$$\nabla^2 E = \gamma^2 E \quad (5.1)$$

og som for det magnetiske feltet kan uttrykkes ved;

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \gamma^2 \mathbf{H} \quad (5.2)$$

Hastighet og dempning av EM-bølger kan utledes fra γ^2 (forplantningskonstanten) (Ulriksen 1982);

$$\gamma^2 = j\omega\mu (\sigma + j\omega\varepsilon) \quad (5.3)$$

γ kalles ofte bølgetallet og kan skrives som;

$$\gamma = \alpha + j\beta \quad (5.4)$$

$$\omega = 2\pi f \text{ (rad/s)}$$

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r \text{ (F/m)}$$

$$\mu = \mu_r \mu_0 \text{ (H/m)}$$

$$\sigma = \text{elektrisk ledningsevne (S/m)}$$

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ (H/m), magnetisk}$$

permeabilitet i vakuum

$$f = \text{antenne senterfrekvens (Hz)}$$

$$j = \sqrt{-1}$$

μ_r = relativ magnetisk permeabilitet (ubenevnt størrelse, = 1 for de vanligste materialtyper)

$\varepsilon_0 = 10^{-9}/36\pi \text{ (F/m), dielektrisitet i vakuum}$

ε_r = dielektrisitetskonstant*, ubenevnt størrelse, 1-80 for geologiske materialer

$\mu_r = 1 + \kappa$, der κ er magnetisk susceptibilitet

($\approx 10^{-5}$ for løsmasser og ≈ 10 for magnetitt)

*Uttrykket dielektrisitetskonstant er egentlig misvisende, fordi denne varierer med frekvens for et gitt materiale. ε_r er allikevel konstant innen gitte frekvensområder (Daniels 1989). Uttrykket dielektrisitetskonstant er det som vanligvis benyttes for ε_r .

Likning 5.3 og 5.4 gir (Ulriksen 1982);

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} + 1 \right)} \quad (5.5)$$

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^2} - 1 \right)} \quad (5.6)$$

β er forplantningsfaktoren og α er dempningsfaktoren. Ut fra forplantningsfaktoren kan hastigheten EM-bølger forplanter seg med i ulike geologiske materialer (fasehastigheten) bestemmes ved (Rønning 1992);

$$V = \frac{\omega}{\beta} \quad (5.7)$$

Dempningen kan angis ved (Rønning 1992);

$$\delta = \frac{1}{\alpha} \quad (5.8)$$

δ angir skinndypet, som er det dyp der EM-bølgenes amplitude er redusert til $1/e$, og kan benyttes til å angi hvor stor penetrasjonsevne georadaren har. EM-bølgenes utbredeshastighet i vakuum er gitt ved;

$$V = \frac{\omega}{\beta} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} = c \quad (5.9), \quad c = 2.988 \cdot 10^8 \text{ m/s}, \quad \sigma = 0, \quad \epsilon = \epsilon_0, \quad \mu = \mu_0$$

Ved georadarmålinger benyttes frekvenser i området 10 MHz - 1000 MHz. I de aller fleste media er $\mu_r \approx 1$ og σ ligger i området 0.2 mS/m - 10 mS/m ($\rho = 100 - 5000 \Omega\text{m}$). Under disse betingelser kan utbredeshastigheten i et medium settes lik (med utgangspunkt i likning 5.5 og 5.7);

$$V = \frac{\omega}{\beta} \approx \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\mu_r \mu_0 \epsilon_r \epsilon_0}} = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}}$$

$$\mu_r \approx 1 \Rightarrow V \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (5.10), \quad \text{gjelder når } \frac{\sigma}{\omega\epsilon} \ll 1$$

I de aller fleste media er det altså dielektrisitetskonstanten som har størst betydning for EM-bølgenes utbredeshastighet. Det er innholdet av vann som kontrollerer dielektrisitetskonstanten i et materiale.

Tabell 2. Typiske verdier for dielektrisitetskonstant, elektrisk ledningsevne, hastighet og dempning i vanlige geologiske materialer ved 100 MHz (Davis & Annan 1989, Rønning 1992).

Materiale	ϵ_r	σ (mS/m)	v (m/ns)	α (dB/m)
Luft	1	0	0,30	0
Destillert vann	80	0,01	0,033	$2 \cdot 10^{-3}$
Ferskvann	80	0,5	0,033	0,1
Saltvann	80	30000	0,01	1000
Tørr sand	3-10	0,01-0,5	0,15	0,01
Vannmettet sand	20-30	0,1-1,0	0,06	0,03-0,3
Kalkstein	4-8	0,5-2	0,12	0,4-1
Silt	5-30	1-100	0,07	1-100
Leire	5-40	1-1000	0,06	1-300
Granitt	4-6	0,01-1	0,13	0,01-1
Tørr salt	5-6	0,01-1	0,13	0,01-1
Is	3-8	0,01	0,16	0,01

Av tabellen over (Davis & Annan 1989, Rønning 1992) sees at dielektrisitetskonstanten for vann er 80 (i en del publisert materiale er denne dog oppgitt å være 81), og at de fleste tørre

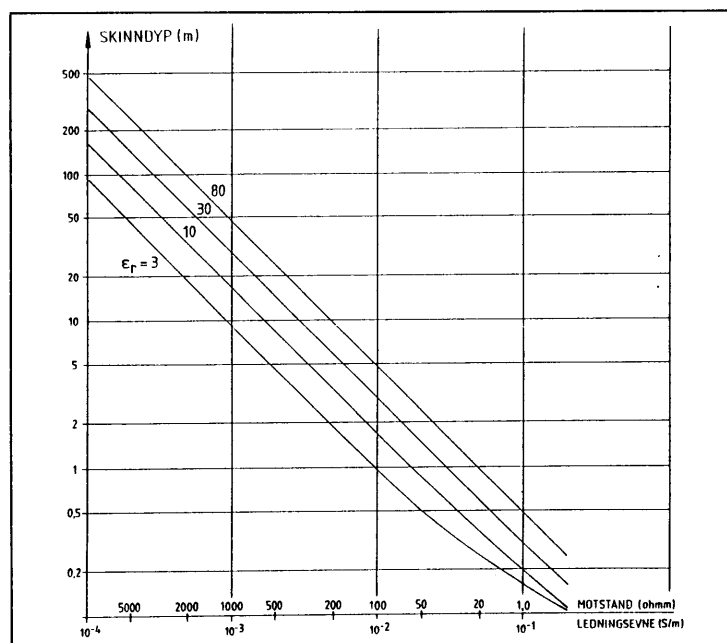
geologiske materialer har dielektrisitetskonstant i området 4-8. Den store forskjellen forklarer hvorfor EM-bølgehastigheten er sterkt avhengig av vanninnholdet i jorda.

Dempningen i dB/m forårsakes av absorpsjon av energien i materialet og kan uttrykkes ved (Skov- og Naturstyrelsen 1987);

$$A = 2.05 \cdot 10^{-8} \omega \sqrt{\epsilon_r} \sqrt{\sqrt{\tan^2 \delta + 1} - 1} \quad (5.11), \quad \mu_r = 1, \quad \tan \delta = \frac{\sigma}{\omega \epsilon}$$

$\tan \delta$ kalles tapstangenten. Uttrykket er en modifikasjon av likning 5.6, med $\mu_r=1$.

Av det ovenstående uttrykket kan det sees at dempningen (A) er avhengig av antennefrekvens, elektrisk ledningsevne og dielektrisitetskonstanten. Det er antennefrekvens og ledningsevne som har størst betydning for dempningen (under forutsetning av at bakken er tilnærmet umagnetisk; $\mu_r \approx 1$). Et annet uttrykk for dempning er skindypet (se likning 5.6 og 5.8). Figur 5.1 viser skindypet som funksjon av elektrisk ledningsevne og dielektrisitetskonstant (Rønning 1992). Med dagens utstyr (høy ytelse) er det teoretiske skindypet tilnærmet lik et forventet penetrasjonsdyp.



Figur 5.1. Skindyp som funksjon av elektrisk ledningsevne for ulike verdier av dielektrisitetskonstanter (Rønning 1992).

Signalstyrken kan også svekkes ved refleksjon og spredning.

- Refleksjon: refleksjonskoeffisienten uttrykker andelen av reflektert energi fra laggrensen mellom to medier (1 og 2) (Davis & Annan 1989);

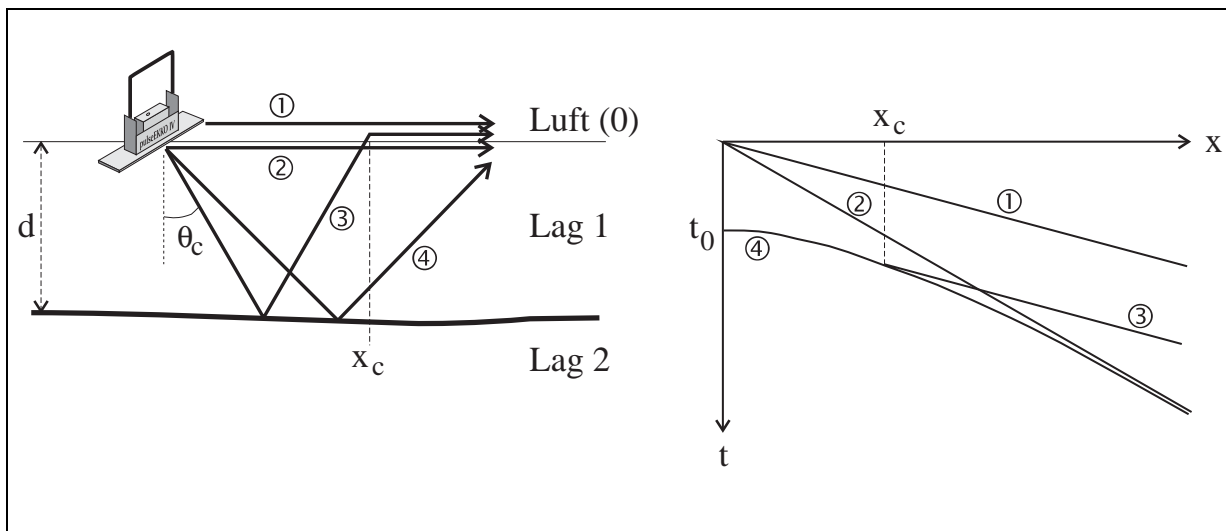
$$R_{12} \approx \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (5.12)$$

Likningen over gjelder vertikal strålegang, noe som tilnærmet gjelder for georadar, pga. at en oftest har kort avstand mellom sender- og mottakerantenne. Likningen gjelder ikke dersom

laget er tynt i forhold til bølgelengden (se likning 5.20 under kap. 5.4). Av likning 5.12 ser vi at andel reflektert energi øker med forskjellen i dielektrisitetskonstant mellom to medier. Stor forskjell i dielektrisitetskonstant medfører at mindre energi forplantes videre gjennom grenseflaten, slik at dypere grenseflater kan være vanskelig å detektere. En stor del av energien reflekteres ved overgangen tørr avsetning/vannmettet avsetning.

- Spredning: spredning av EM-bølger oppstår ved at bølgene reflekteres og refrakteres uordnet mellom forskjellige løsmassepartikler. Mye av energien vil da spres i ulike retninger slik at den ikke fanges opp av mottakerantennen. Spredningen øker med økende frekvens, og dette er en medvirkende årsak til lavere penetrasjon ved høyere frekvenser (Rønning 1992).

5.2 EM-bølgers geometri



Figur 5.2. Figuren viser de vanligste bølgebaner (venstre) og hvordan disse er representert i et opptak (Annan & Cosway 1992).

Figur 5.2 viser de vanligste hendelser i et georadaropptak.

Direkte bølger

Hendelse 1 angir EM-bølge direkte gjennom luft. Denne hendelsen er lineær, og hastigheten er gitt ved;

$$V_0 \approx c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ m/s}$$

Hendelse 2 er direkte EM-bølge gjennom bakken. Denne hendelsen er også lineær og har hastigheten;

$$V_1 \approx \frac{c}{\sqrt{\epsilon_{r1}}} \quad (5.13)$$

Refrakterte bølger

Hendelse 3 angir reflektert EM-bølge som deretter er kritisk refraktert langs grenseflaten terrengoverflate/luft. Denne hendelsen er også lineær og har samme hastighet som hendelse 1. Den kritiske vinkelen θ_c er gitt ved;

$$\theta_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_1}{c}\right) \approx \sin^{-1}\left(\frac{1}{\sqrt{\epsilon_{r1}}}\right) \quad (5.14)$$

Den kritiske avstanden x_c er gitt ved;

$$x_c = \frac{2dV_1}{\sqrt{c^2 - V_1^2}} \approx \frac{2d}{\sqrt{\epsilon_{r1} - 1}} \quad (5.15)$$

Refleksjoner

Hendelse 4 er reflektert EM-bølge. Toveis gangtid for reflektert bølge er gitt ved;

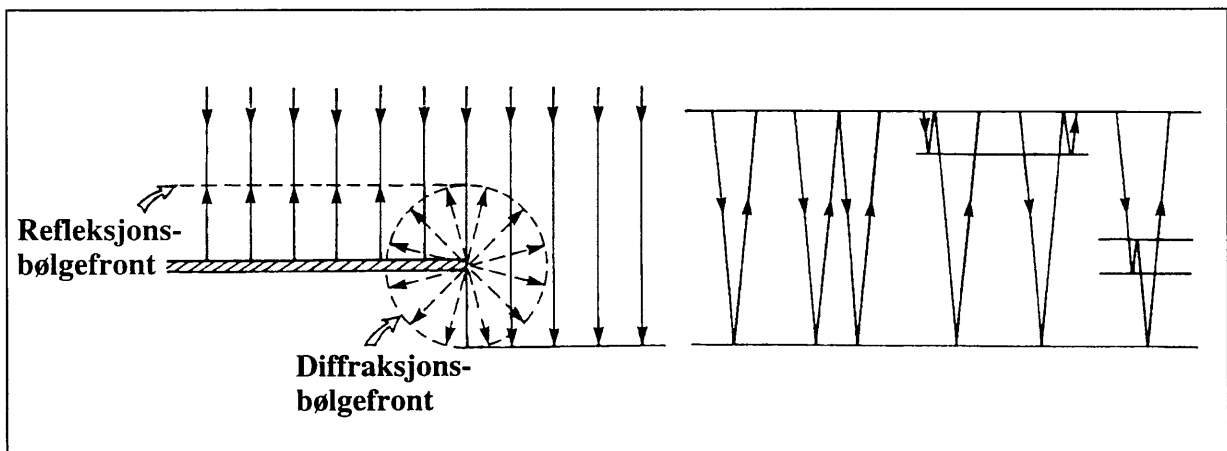
$$t = \frac{\sqrt{x^2 + 4d^2}}{V_1} \quad (5.16)$$

Likningen over kan omskrives til;

$$\frac{V_1^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1 \quad (5.17)$$

Dette er en hyperbel, og refleksjoner opptrer derfor som hyperbler i tidsseksjonen.

I tillegg til de hendelser som er vist i fig. 5.2, kan en ha diffraksjoner og multipler i et opptak. Eksempler på diffraksjon og multipler er vist i fig. 5.3.



Figur 5.3. Eksempel på diffraksjon (venstre) og multipler (etter Kearey & Brooks 1991).

Diffraksjoner

Fra 'punkt'-reflektorer (kabler, rør o.l.), reflektorbrudd og diskontinuiteter i bakken blir energien diffraktert istedenfor reflektert eller refraktert. Diffraksjoner gir seg til kjenne som buer

(‘paraplyer’) i tidsseksjonen, der toppunktet på buen lokaliserer toppen på kilden til diffraksjonen.

Multipler

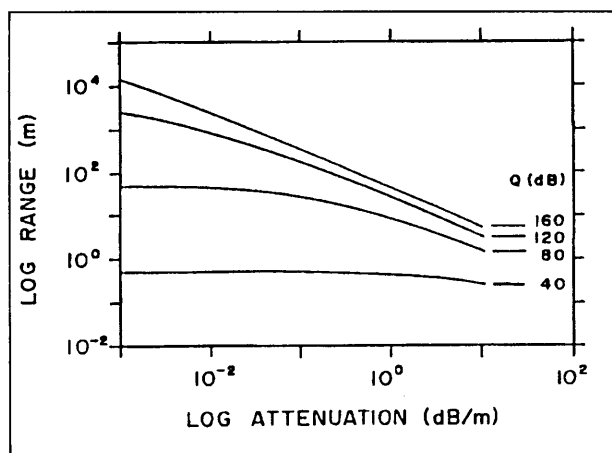
Multipler er hendelser som har gjennomgått mer enn én refleksjon. Kraftige reflektorer (grunnvannsspeil, myrbunn o.l.) kan gi multipler. En enkel multippel av en reflektor gir seg til kjenne ved at den opptrer ved dobbel gangtid og med dobbel helning i forhold til primære refleksjoner.

5.3 Georadarens dybderekkevidde

Det er mange faktorer som har betydning for georadarens dybderekkevidde. De viktigste faktorene er radarsystemets ytelse, dempning og spredning av EM-bølgene i bakken og refleksjonsegenskaper ved sjiktgrenser der de elektriske egenskaper varierer. Ved å angi ønsket dybderekkevidde kan nødvendig ytelse beregnes (Davis og Annan 1989);

$$Q = \frac{\xi_T \xi_R G_T G_R P a e^{-4\alpha L}}{64\pi^3 f^2 L^4} \quad (5.18)$$

Q er systemets ytelse i dB og angir forholdet mellom utsendt signalamplitude og maksimum mottakerfølsomhet. ξ_T og ξ_R er effektiviteten til henholdsvis sender- og mottakerantenne. G_T og G_R er forsterkning for henholdsvis sender- og mottakerantenne. L er ønsket dybderekkevidde i meter, α er dempning i mediet i dB/m, f er antennesens senterfrekvens, P er modulen til refleksjonskoeffisienten (jfr. likning 4.2) og a er arealet av objektet (på dyp L) som reflekterer energien. Systemets ytelse Q kan lett måles og bør være så stor som mulig. Ellers er det som regel vanskelig å bestemme flere av parametrene i likningen, og det er som regel best å teste anvendbarheten av systemet i felt eller benytte tommelfingerregler (se kap. 7). Fig. 5.4 (Davis & Annan 1989) viser sammenhengen mellom dybderekkevidde og dempning for georadarsystemer med forskjellige ytelser.



Figur 5.4. Sammenhengen mellom dybderekkevidde ('range') og dempning ('attenuation') for georadarsystemer med forskjellige ytelser (Q) (Davis & Annan 1989).

5.4 Vertikal oppløsning

Vertikal oppløsning refererer seg til minimum avstand mellom to reflektorer slik at vi kan si at to reflektorer opptrer og ikke én. Vertikal oppløsning blir vanligvis relatert til bølgelengde λ , og er ideelt sett $\lambda/4$ (Sheriff 1984), men usikkerhet ved hastighetsbestemmelse og variasjoner i bølgeform begrenser virkelig oppløsning til $\lambda/3 - \lambda/2$ (Trabant 1984). Bølgelengden λ kan angis ved;

$$\lambda = \frac{V}{f}, \quad \lambda \approx \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}} \quad (5.19)$$

Ovenstående uttrykk gjelder for $\sigma < 10$ mS/m ($\rho > 100$ Ω m). Denne betingelsen er oppfylt for de fleste geologiske materialer. Av likning 5.19 ser vi at vertikal oppløsning øker (bølgelengden avtar) med økende antenne senterfrekvens (f) og dielektrisitetskonstant (ϵ_r). Valg av antennesystemer avhenger om en ønsker høy oppløsning eller stort penetrasjonsdyp. Demping og spredning øker med økende antenne senterfrekvens. Erfaringer fra flere typer undersøkelser har vist at et radarsystem med senterfrekvens på 100 MHz gir det beste kompromiss mellom oppløsning og penetrasjon ved geologiske undersøkelser. Tabell 3 viser vertikal oppløsning (antar at denne er $\lambda/2$) for noen verdier av ϵ_r ved 50 MHz og 200 MHz antenner (se også kap. 7.2).

Tabell 3. Vertikal oppløsning for noen verdier av ϵ_r ved 50 MHz og 200 MHz antenner.

f (MHz)	ϵ_r	Vert. oppl. (m)
50	4	1.5
50	25	0.6
50	81	0.3
200	4	0.4
200	25	0.15
200	81	0.08

Selv om et objekt som skal kartlegges (f.eks. sprekk i fjell) er for tynt til at en kan skille topp og bunn av det, kan det fortsatt gi kraftige refleksjoner. For objekter som er tynne i forhold til EM-bølgelengden, er amplituden på det reflekterte signal proporsjonal med tykkelsen på objektet. Refleksjonskoeffisienten er da gitt ved (Annan et al 1988);

$$R = \frac{R_{ov}(1 - e^{i\phi})}{1 - R_{ov}^2 e^{i\phi}} \quad (5.20)$$

$$R_{ov} \approx \frac{\sqrt{\epsilon_{ro}} - \sqrt{\epsilon_{rv}}}{\sqrt{\epsilon_{ro}} + \sqrt{\epsilon_{rv}}} \quad (\text{se likning 5.12})$$

$$\phi = \frac{4\pi T}{\lambda_o} \quad (5.21), \quad \text{der} \quad \lambda_o = \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_{ro}}}$$

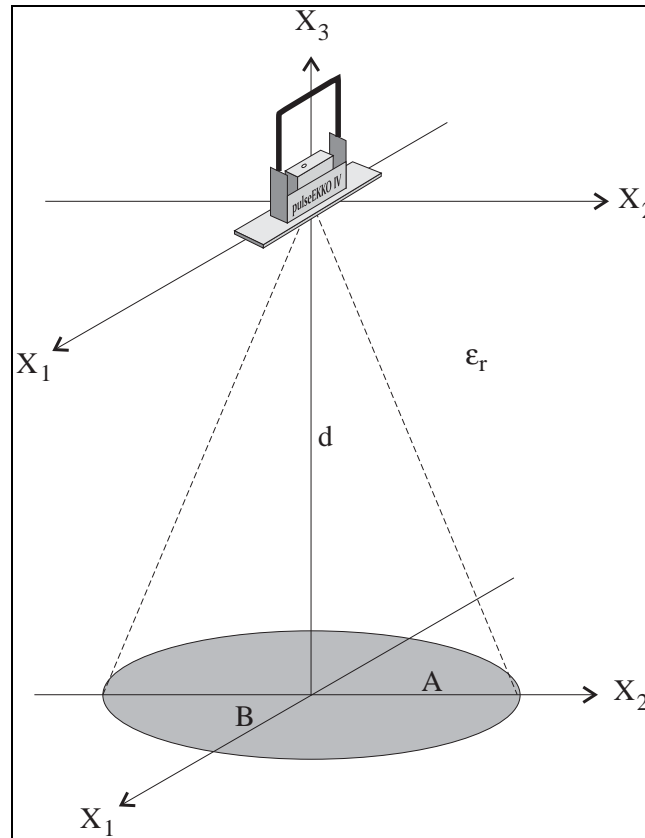
T = tykkelse av objekt

ϵ_{ro} = dielektrisitetskonstanten til objektet

ϵ_{rv} = dielektrisitetskonstanten til vertsmaterialet

ϕ = faseforskyvningen EM-bølgen får ved toveis gangtid gjennom objektet

5.5 Horizontal oppløsning



Figur 5.5. Horizontal oppløsning av en reflektor (Annan & Cosway 1992).

Refleksjonen fra en plan grenseflate kommer fra et minsteareal som angir den horisontale oppløsningen. I fig. 5.5 er dette minstearealet en skravert ellipse med halvakse lik A og B. En reflektor kan detekteres dersom $B > d/10$ (Annan & Cosway 1992). A og B i figuren kan finnes fra følgende likninger;

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_r - 1}} \approx \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon_r}} + \frac{d}{\sqrt{\epsilon_r - 1}} \quad (5.22)$$

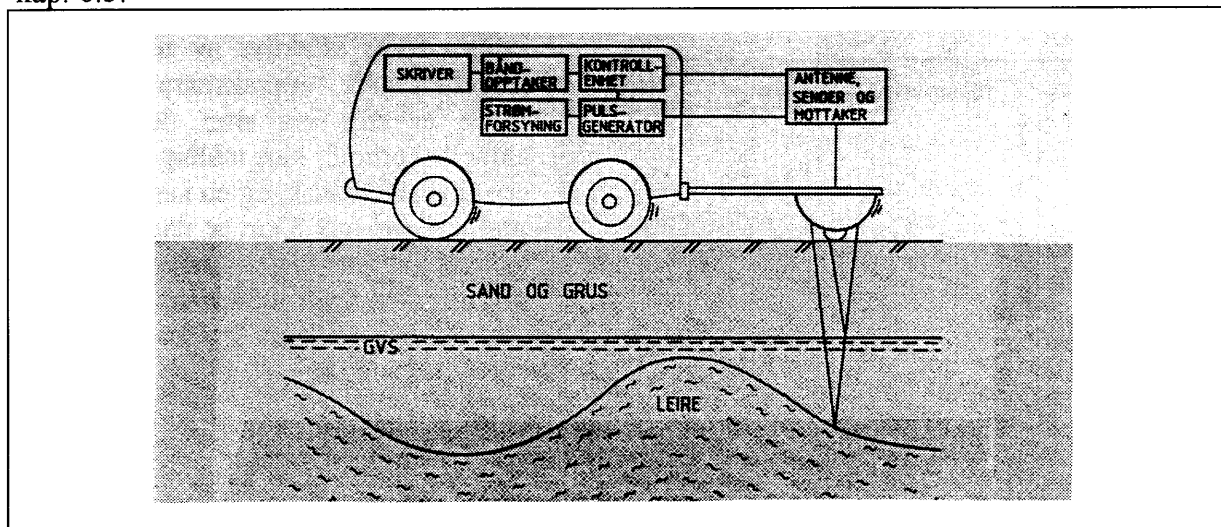
$$B = \frac{A}{2} \quad (5.23)$$

Det skraverte området angir arealet på en reflektor der det meste av energien blir reflektert fra (Fresnel-sonen).

6 UTSTYR

Det har skjedd flere kommersielle utviklinger innen puls georadarsystemer i løpet av de siste 20 år, men to av disse er i dag dominerende på markedet. SIR-systemet ble utviklet av Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI) på midten av 1970-tallet og var det første kommersielt tilgjengelige georadarsystem. Dette systemet var opprinnelig analogt, men er nå digitalisert. I løpet av de siste 10 år har Sensors & Software Inc. (tidligere A-cubed Inc.) i samarbeid med Canadas

geologiske undersøkelser utviklet et digitalt georadarsystem kalt pulseEKKO. Dette systemet er bærbart og enkelt å operere, og benyttes av NGU. Systemet foretar digitalisering av mottatt signal ved antennen. Prosessering som vanligvis benyttes ved refleksjonsseismikk kan anvendes på de digitale data. Bruk av fiberoptikk reduserer instrumentgenerert støy (Davis & Annan 1989). GSSI (nå kjøpt opp av det japanske OYO-selskapet) har ca. 80 % av markedsandelen for puls georadarsystemer, Sensors & Software har ca. 10 % og andre produsenter har ca. 10 %. Det er en tendens til at de to dominerende systemene møter hverandre. Det nye pulseEKKO 100 georadarsystemet er raskere enn pulseEKKO IV og kan måle kontinuerlig. SIR-systemet har nå muligheter til 'stacking' (summering av flere registreringer per målestasjon). Antenne-systemer til bruk i borhull er også kommersielt tilgjengelige. I tillegg til puls georadarsystemer eksisterer step-frekvens radarsystemer. Disse systemene er lite brukt og omtales bare kort i kap. 6.3.



Figur 6.1. Oversikt over SIR-systemets viktigste komponenter (Skov- og Naturstyrelsen 1987).

6.1 GSSI - SIR-systemet

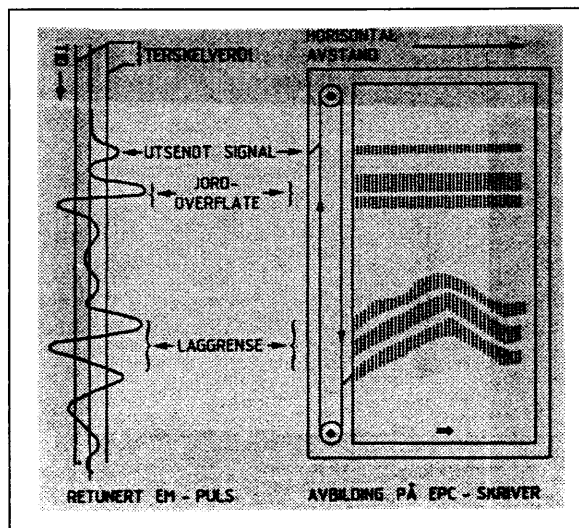
Eksempel på analogt georadarsystem er GSSI SIR-3. Fig. 6.1 viser skjematisk en oversikt over SIR-systemets viktigste komponenter (Skov- og Naturstyrelsen 1987). SIR-systemet omfatter flere forskjellige antenner, en kontrollenhet, en skriver og en båndopptaker. De valgte antenner trekkes etter et terrenggående kjøretøy, eller de kan være montert på en bom foran kjøretøyet. Enkelte antenner kan også dras med håndkraft.

Antennene i SIR-systemet anvender som standard følgende senterfrekvenser; 80, 120, 300, 400, 500, 900 og 1000 MHz. Det finnes firma som produserer flere typer antenner for SIR-systemet (Radarteam Sweden, som bl.a. produserer 35, 70 og 250 MHz antenner i tillegg til antenner for anvendelse i borhull (Wikstrøm 1993)).

Kontrollenheten utgjør sammen med antennesystemet de mest vitale deler, som sammen ofte kalles pulsradarsystemet. Systemets pulsrepetisjonsfrekvens (PRF) er 50 kHz.

På kontrollenhetens oscilloskop kan både utsendt og reflektert signal studeres, slik at måletid og forsterkning/filtrering på henholdsvis utsendt og reflektert signal kan justeres. For å oppnå optimal innstilling av systemet under aktuelle forhold, kjøres i praksis noen prøveprofiler.

På skriveren beveger en elektrode seg hurtig vinkelrett på det elektrosensitive papirs framdriftsretning. Videopulsene føres til elektroden, og når spenningen overstiger en på forhånd valgt grenseverdi (terskel) på skriveren, brennes/svertes dette på det aktuelle sted (se fig. 6.2). Svertingen blir kraftigere jo høyere signalamplituden i videopulsen er. Skriverens funksjon er altså å avbilde refleksjoner i tidsdomenet på en vertikalskala etter som profileringen skrider fram i horisontalskala. Utskriften kalles radargram.



Figur 6.2. Prinsipp for utskrift av SIR-georadardata (Skov- og Naturstyrelsen 1987).

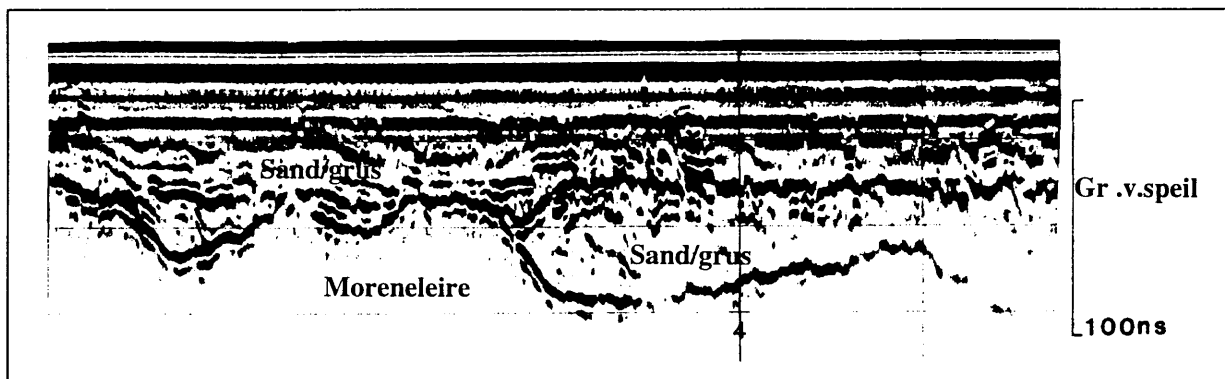
Den analoge båndopptakeren anvendes dels til lagring av registrerte signaler og dels til nedveksling av videopulshastigheten. Lagret informasjon kan bearbeides i kontrollenheten til en optimal utskrift oppnås, slik at de mest interessante områder framheves. Avspilling av signaler fra båndopptakeren er imidlertid tidkrevende. Det bør derfor alltid tilstrebes at den direkte utskrift på skriveren under målingene blir så lesbar som mulig.

Hele systemet (uten antenner) veier ca. 80 kg. Den største antennen som er standard i SIR-systemet (80 MHz) veier ca. 40 kg, den minste (1000 MHz) ca. 4 kg. Effektforbruket er ca. 450 W. Et 12 V bilbatteri, eventuelt med støtte av en generator gir tilstrekkelig forsyning. Systemets driftssikkerhet er vanligvis meget god. Systemet har funksjonert feilfritt under ekstreme klimaforhold innenfor et temperaturintervall på -37°C til $+40^{\circ}\text{C}$ (Berg et al. 1983).

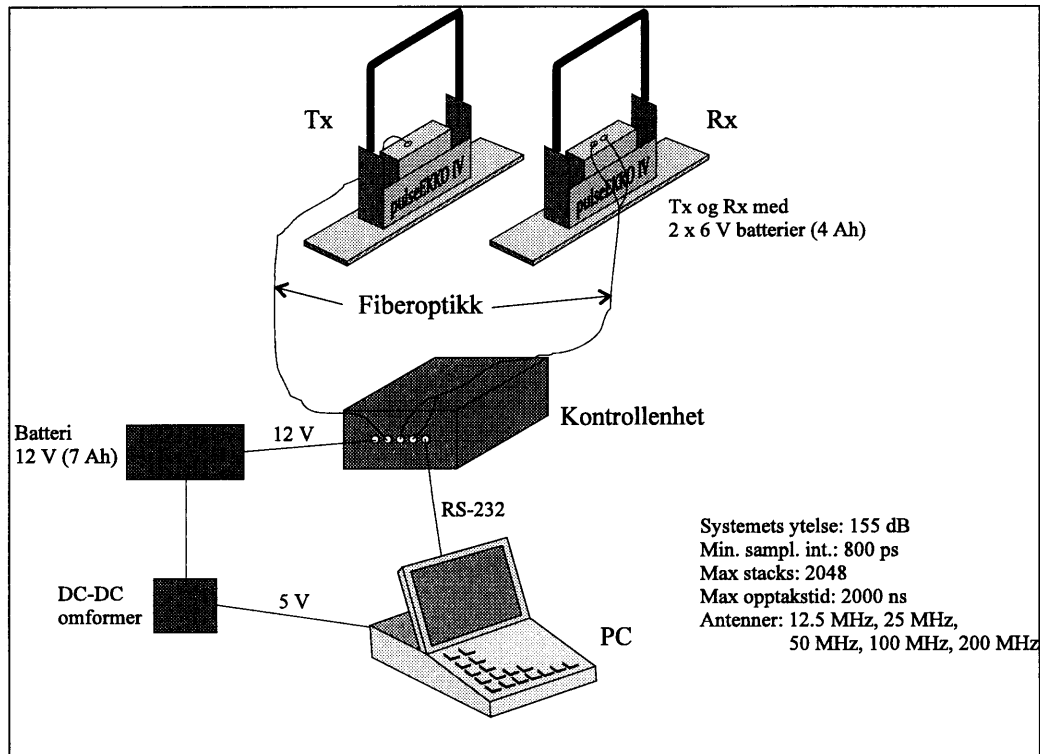
Fordelen med SIR-systemet er at registreringen foretas hele tiden og gir et kontinuerlig og direkte bilde av undergrunnen. Når terrengbilen kjøres med 5 km/t, tilsvarer dette en registrering for hver 4 cm (Stenberg 1984).

Målinger med tilsvarende utstyr er også utført fra helikopter (Ulriksen 1982).

Fig. 6.3 viser eksempel på opptak med SIR-systemet.



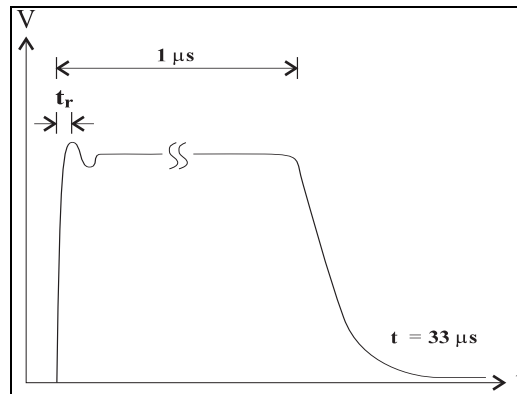
Figur 6.3. Eksempel på opptak med SIR-systemet (Berg et al. 1983)



Figur 6.4. Hovedkomponentene i georadarsystemet pulseEKKO IV.

6.2 Sensors & Software - pulseEKKO-systemet

Eksempel på digitalt georadarsystem er pulseEKKO IV. Fig. 6.4 viser komponentene i georadarsystemet pulseEKKO IV. Systemet består av en kontrollenhet, en senderenhet (Tx), en mottakerenhet (Rx) og en bærbar PC. Fiberoptiske kabler (polymer) brukes til å knytte komponentene sammen. Sender- og mottakerenhetene består av en elektronikkmodul koblet direkte til antennene (åpne dipolantenner). Antenner med senterfrekvenser 12.5 MHz, 25 MHz, 50 MHz, 100 MHz og 200 MHz er tilgjengelige. Til sender- og mottakerenhetene er det tilkoblet 2 stk. 6 V batterier (4 Ah). Til kontrollenheten er det koblet et 12 V (7 Ah) batteri med en DC/DC-omformer ned til 5 V for strømforsyning til PC.



Figur 6.5. Forløpet av utsendt puls for pulseEKKO IV.

Systemet fungerer på følgende (skjematiske) måte;

På PC innleses samplingsintervall, opptakstid og antall registreringer per målestasjon ('stacks'). Målingene startes ved å trykke en tast på PC, og suksessive målinger kan foretas automatisk ved bestemte tidsintervaller eller manuelt. Ved hver målestasjon sendes startsignal til kontrollenhet sammen med samplingsintervall, opptakstid og antall 'stacks'. Dette starter målingene som foregår ved at kontrollenheten sender lyspulser til sender- og mottakerenhet med en frekvens på 30 kHz. Utsending av en lyspuls til sender trigger utsending av en EM-puls fra senderantennen. En skisse som viser forløpet av utsendt puls er vist i fig. 6.5 (basert på oscilloskop-bilde). Pulsformen bestemmer frekvensinnholdet i signalet. Med utgangspunkt i figuren har vi;

$$f_s \approx \frac{1}{4t_r} \quad (6.1)$$

f_s er senterfrekvens og t_r er tiden det tar for spenningen å nå maksimum. For $t_r = 5$ ns har vi at $f_s = 50$ MHz. PulseEKKO IV kan benytte 400 V eller 1000 V sender. Mottakeren registrerer og forsterker (10 x) mottatt signal, foretar A/D-konvertering (omforming av analogt signal til digitalt signal) og sender lyspulser som representerer amplituden på signalet tilbake til kontrollenheten. Oppløsningen på signalet er 12-bits (signalamplituden kan inndeles i $2^{12} = 4096$ nivåer). Ved utsending av neste lyspuls, er denne til mottakeren forsinket med en tid som tilsvarende samplingsintervallet. Ved suksessive utsendinger av pulser forskyves tiden mellom utsending og registrering helt til denne tiden tilsvarende total opptakstid. Antall pulser for registrering av en trase blir da; opptakstid (T)/samplingsintervall (Δt). Ved flere registreringer ('stacks' (S)) for hvert målepunkt blir antall pulser (P);

$$P = \frac{TS}{\Delta t} \quad (6.2)$$

Data for hver trase blir lagret i minnet på kontrollenheten og sendt via RS-232-kabel (seriell kommunikasjon) til PC etter P utsendte pulser. På PC'en kan trasene for hver målestasjon forsterkes og vises på en skjerm. Ubehandlete data lagres på harddisk sammen med kommentarer om hele profilet og valgte kommentarer for enkelte traser. Lagrete data kan seinere prosesseres og kjøres ut på en skriver.

Hovedfordeler med digitale georadarsystem;

- enkelt å betjene utstyr
- digitale opptak muliggjør seinere prosessering
- data lagres ubehandlet med direkte monitorering på PC-skjerm

En ulempe med digitale georadarsystem er at prosessering av data kan være tid- og ressurskrevende.

Tilleggsfordeler med pulseEKKO IV;

- lett utstyr (vekt antennesystem: 8-10 kg, vekt kontrollenhet + PC: ca. 10 kg)
- muligheter for flere målinger ved hvert målepunkt ('stacking')
- kan opereres i stort sett all slags terreng uten bruk av kjøretøy
- lett å foreta hastighetsanalyse (se kap. 8.2)

Ulemper med pulseEKKO IV;

- det er ikke praktisk/økonomisk å måle like tett som med SIR-systemet
- mindre antall profilkm per dag i forhold til SIR-systemet

PulseEKKO IV georadarsystem opereres av to personer, der den ene flytter antennen mellom målestasjonene. Operatør går ca. 5 m bak og betjener PC og kontrollkonsoll. Ved NGU er kontrollenhet m/batteri plassert i en ryggsekk på operatør, som bærer PC'en i en ramme på magen. Rammen monteres til ryggsekken (se figur 6.6)



Figur 6.6. Bilde av pulseEKKO IV georadarsystem slik det opereres i felt.

6.3 Step-frekvens radarsystemer

Mens en pulsradar sender ut en kort puls med stor båndbredde, er et step-frekvenssignal definert som et kontinuerlig sinus-signal som stegvis endrer frekvens over et tidsintervall (Kong & By in press). En nettverksanalysator som benyttes som sender og mottaker opererer i et frekvensområde på 0.3-3000 MHz (gjelder HP-8753 som anvendes ved NGI). Dette brede frekvensbåndet medfører at en step-frekvensradar kan ha et stort anvendelsesområde. Det frekvensområde som benyttes må tilpasses båndbredden til de anvendte antenner, og antennene må igjen tilpasses grunnforhold og ønsket oppløsning eller dybderekkevidde. Mottatte rådata er i frekvensdoménet. Fordeler med dette systemet er; 1) stort dynamikkområde i prosesserte data; 2) man kan velge antenntype og båndbredde ut fra grunnforholdene på målestedet ved å utføre testmålinger; 3) noe prosessering kan utføres direkte på data i frekvensdoménet (f.eks. båndpassfiltrering). Ulemper med step-frekvensradar; 1) et slikt radarsystem kan per i dag kun realiseres ved bruk av nettverksanalysator, som er et tungt og kraftkrevende instrument; 2) nettverksanalysatoren kan ikke kobles direkte til senderantenne gjennom en digital, optisk link. Disse komponentene er derfor koblet sammen via en kabel som man i enkelte tilfeller skjærmer, spesielt for å beholde et lavt støynivå; 3) innsamlete data må overføres til tidsdoménet ved invers fourier-transformasjon (Kong & By in press). Et step-frekvens radarsystem er dyrere enn et pulsradarsystem.

7 PLANLEGGING OG FELTPROSEDYRER

(Dette kapitlet er vesentlig basert på Annan & Cosway 1992)

I det følgende gis en oversikt over tommelfingerregler til hjelp ved planlegging og utførelse av georadarmålinger. Reglene er forenklinger av mer kompliserte forhold.

7.1 Undersøkellesbetingelser

Det første som må gjøres er å definere problemet som skal løses. I denne forbindelse er det tre grunnleggende spørsmål som en må forsøke å finne svar på før en avgjør om georadar er en egnet målemetode for problemet som skal løses.

1) *Hva er dypet til objekt(ene) som skal kartlegges?*

Dette er vanligvis det viktigste spørsmålet. Dersom det dypeste objektet som skal kartlegges ligger dypere enn georadarens dybderekkevidde, kan georadar utelukkes som egnet metode. Et svar på dette spørsmålet kan fås ved å beregne eller måle dempningsfaktoren. Ved å bruke likningen for bestemmelse av georadarens rekkevidde og systemets ytelse i dB (likning 5.18), kan man beregne max dyp til reflektor som kan kartlegges. En tommelfingerregel her er at georadar er ineffektiv ved dyp større enn 50% av beregnet rekkevidde. Et meget grovt estimat av max penetrasjonsdyp kan fås ved;

$$d_{\max} < \frac{35}{\sigma} \quad (7.1)$$

σ er elektrisk ledningsevne i mS/m. Dette uttrykket er det samme som likning 4.1 og kan benyttes når dempningen er moderat til høy (<0.1 dB/m, gjelder for de fleste geologiske materialer).

2) Vil det reflekterte signal fra et objekt være kraftig nok til å kunne skilles fra bakgrunnsstøy?

Dette vil i praksis si; er kontrasten i dielektriske egenskaper mellom objekt og omgivelser stor nok, og er objektet fysisk stort nok til å reflektere en detektérbar mengde energi? En bør derfor på forhånd ha en formening om objektets geometri og elektriske egenskaper, og om omgivelsenes elektriske egenskaper. Modulen til refleksivitetskoeffisienten er gitt ved;

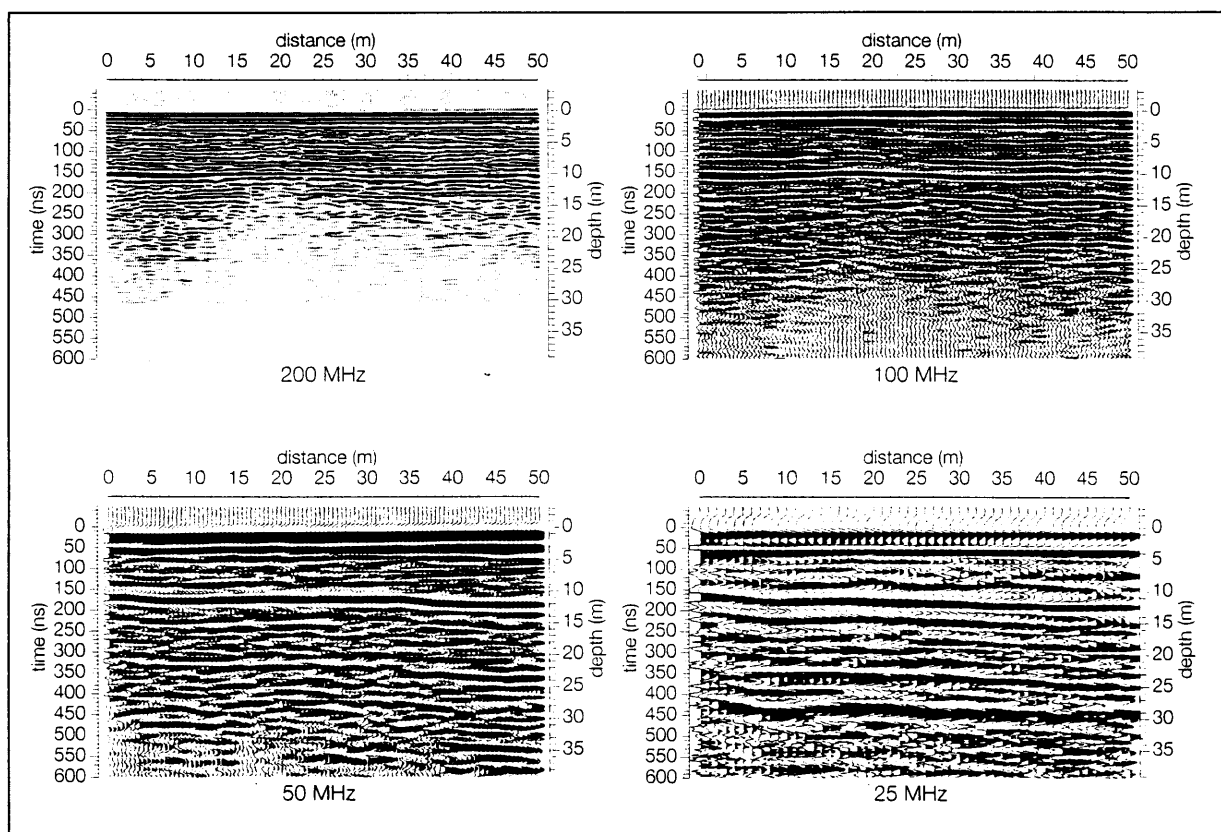
$$P_r = \left| \frac{\sqrt{\epsilon_{rv}} - \sqrt{\epsilon_{ro}}}{\sqrt{\epsilon_{rv}} + \sqrt{\epsilon_{ro}}} \right|^2 \quad (7.2)$$

Denne likningen er den samme som likning 4.2. Symbolene i likningen er forklart tidligere. P_r bør være større enn 0.01. Forholdet mellom dyp til objekt og objektets minste laterale dimensjon bør ikke være større enn 10:1 (se kap. 5.5).

3) Hvordan er måleområdets lokalisering og omgivelser?

Nærhet til metall og EM-bølgekilder (radiofrekvensområdet) kan medføre at georadar ikke kan benyttes. Måleområdets tilgjengelighet og farbarhet vil være en produktivitetsfaktor. Det er raskere å foreta målinger i flate, åpne områder (f.eks. langs veg) enn i områder med kupert terreng og tett vegetasjon. En bør også ta i betraktning rent værmessige forhold ved utførelsen av målingene (bør ikke utføre målinger i streng kulde eller ved nedbør).

Anvendbarheten av georadar er generelt sett vanskelig å forutsi, fordi metoden er meget følsom for variasjoner i elektrisk ledningsevne. En må derfor ofte prøve om georadar som metode fungerer i det området som skal undersøkes, og ha andre geofysiske metoder som alternativ.



Figur 7.1. Opptak målt med 200 MHz (øverst til venstre), 100 MHz (øverst til høyre), 50 MHz (nederst til venstre) og 25 MHz (nederst til høyre) antenner (etter Overmeeren 1994).

7.2 Valg av opptaksparametre

Antenne senterfrekvens

Valg av antenne senterfrekvens er avhengig av om en ønsker høy oppløsning eller stort penetrasjonsdyb. Anta at en ønsker å kunne identifisere lag som ligger i en vertikal avstand x fra hverandre. Minimum antenne senterfrekvens (i MHz) kan da beregnes ut fra;

$$f = \frac{150}{x\sqrt{\epsilon_r}} \quad (7.3)$$

Dette tilsvarer en oppløsning på $\lambda/2$ (se ellers kap. 5.4 om vertikal oppløsning). Figur 7.1 viser et eksempel på opptak målt langs samme profil med 200 MHz, 100 MHz, 50 MHz og 25 MHz antenner (etter Overmeeren 1994).

Opptakstid

Nødvendig opptakstid kan bestemmes ved uttrykket;

$$T_w = 1.3 \frac{2D\sqrt{\epsilon_r}}{c} \quad (7.4)$$

$$c = 2.998 \cdot 10^8 \text{ m/s}$$

D = dyp til dypeste reflektor som skal kartlegges

$\sqrt{\epsilon_r}$ = antatt maksimum dielektrisitetskonstant

I likning 7.4 er det lagt til 30% i opptakstiden for å ta hensyn til usikkerheter i hastighet og dyp. Typiske verdier for ϵ_r i forskjellige medier er vist i tabell 2.

Samplingsintervall

I følge samplingsteoremet (Telford et al. 1976) må samplingsfrekvensen være minst dobbelt så høy som den høyeste frekvensen i signalet for å kunne reprodusere dette korrekt. Halve samplingsfrekvensen kalles Nyquist-frekvensen (f_N). Dersom en frekvens (f) i signalet er Δf høyere enn Nyquist-frekvensen, vil frekvensen bli reprodusert som $f_N - \Delta f$. Dette vil si at frekvenser høyere enn Nyquist-frekvensen blir gjengitt som lavere frekvenser. Dette fenomenet kalles aliasing. For å unngå aliasing må samplingsintervallet ΔT være;

$$\Delta T \leq \frac{1}{2f} \quad (7.5)$$

For de fleste georadarsystemer er båndbredden omtrent lik senterfrekvensen til systemet. Dette betyr at frekvensinnholdet i den utsendte pulsen ligger i området 0.5-1.5 ganger senterfrekvensen. Likning 7.5 modifiseres da til;

$$\Delta T \leq \frac{1}{3f_s} \quad (7.6), \quad f_s \text{ er systemets senterfrekvens}$$

Dette er et akseptabelt samplingsintervall. Det er imidlertid vanlig å benytte en sikkerhetsfaktor på 2 i forhold til dette;

$$\Delta T \leq \frac{1}{6f_s} \quad (7.7)$$

Tabell 4 viser samplingsintervall for de vanligste antennesystemer i henhold til likning 7.7.

Tabell 4. Sammenhengen mellom vanlige antenne senterfrekvenser og nødvendig samplingsintervall (Annan & Cosway 1992).

Antenne senterfrekvens (MHz)	Max samplingsintervall (ns)
10	16,7
20	8,3
50	3,3
100	1,67
200	0,83
500	0,33
1000	0,17

Flyttavstand

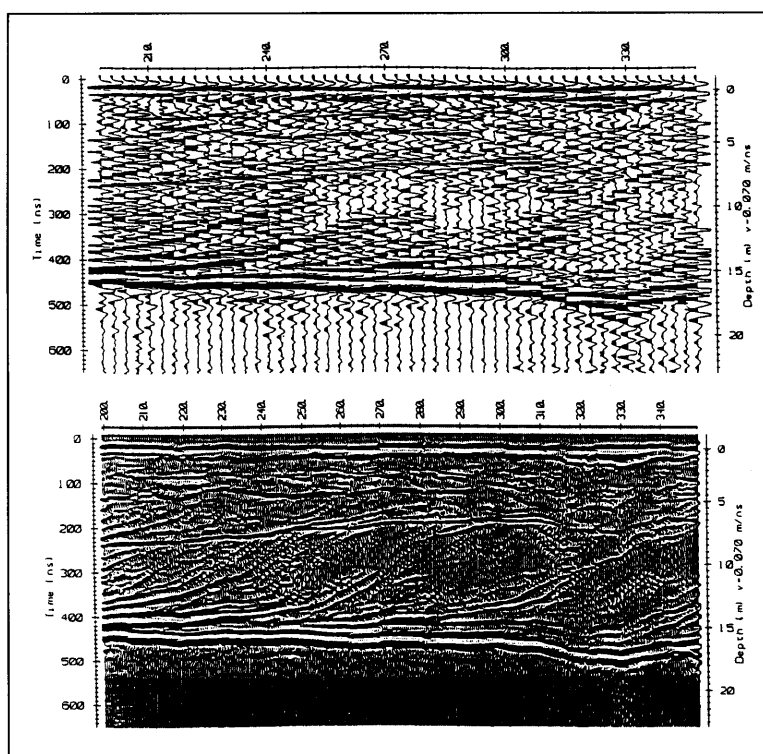
Denne er knyttet til antennenes senterfrekvens og hastighet i mediet. For å unngå romlig aliasing, bør ikke Nyquist-intervallet overskrides. Dette er $\lambda/4$ i det aktuelle medium og uttrykkes som;

$$a \approx \frac{c}{4f\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{7.5 \cdot 10^7}{f\sqrt{\epsilon_r}} \quad (7.8), \quad a \text{ er Nyquist - intervallet i meter}$$

Dersom flyttavstanden er større enn a , vil ikke skrå reflektorer bli tilstrekkelig godt definert. I områder med horisontal stratifrafi, kan regelen unnvikes. Tabell 5 viser eksempler på flyttavstand ved forskjellige frekvenser og dielektrisitetskonstanter. Figur 7.2 viser eksempel på opptak med 3 m (øverst) og 0.5 m flyttavstand (Annan & Cosway 1992). Det øverste opptaket viser dårlig oppløsning av skrå reflektorer. Det er imidlertid lite praktisk/økonomisk å benytte så små flyttavstander som vist i tabell 5 (gjelder pulseEKKO IV).

Tabell 5. Oversikt over sammenhengen mellom antenne senterfrekvens, dielektrisitetskonstant og flyttavstand (Annan & Cosway 1992).

f (MHz)	ϵ_r	a (m)
50	4	0,75
50	25	0,3
50	81	0,17
200	4	0,19
200	25	0,08
200	81	0,04



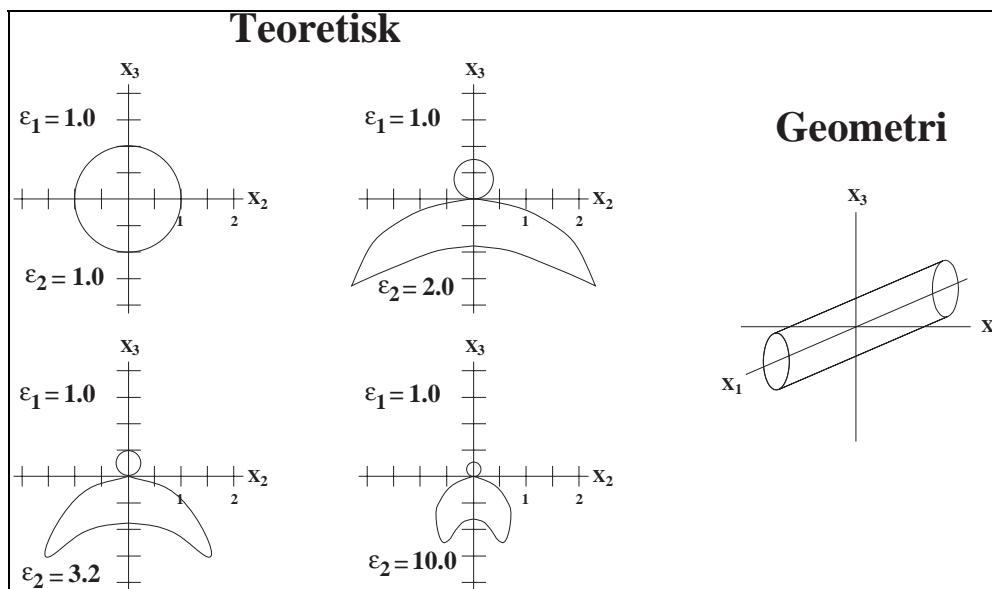
Figur 7.2. Opptak med 3 m (øverst) og 0.5 m flyttavstand. Det øverste opptaket viser dårlig oppløsning av skrå reflektorer (Annan & Cosway 1992).

Avstand mellom sender- og mottakerantenne

For enkelte georadarsystemer (f.eks. pulseEKKO) er det mulig å adskille sender- og mottakerantennene. Avstanden kan varieres for å få best mulig kobling til reflektorer i forhold til retningen for høyest andel utsendt energi, som er avhengig av dielektrisitetetskonstanten i bakken. Et estimat for optimal antenneseparasjon s er gitt ved;

$$s = \frac{2D}{\sqrt{\epsilon_r - 1}} \quad (7.9)$$

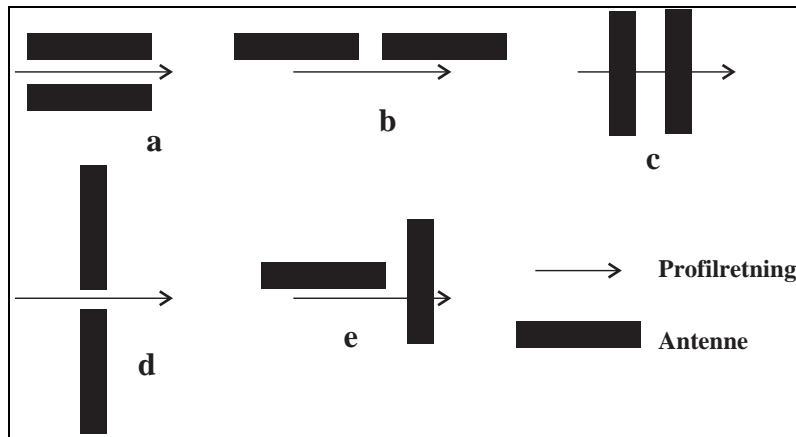
D er dyp til reflektor. Denne likningen er den samme som 5.15 (kritisk avstand). Retningen for høyest andel utsendt energi er altså lik kritisk vinkel. Eksempel: en reflektor i vannmettet sand/grus på 30 m dyp og med $\epsilon_r=26$, gir optimal kobling med antenneavstand 12 m. Det er oftest svært lite praktisk å benytte så stor antenneavstand. I praksis anvendes derfor en fast, liten avstand (ca. 1 m for pulseEKKO IV) mellom antennene for ikke å komplisere måleforholdene for mye. Figur 7.3 viser retningen for høyest andel utsendt energi for flere verdier for ϵ_r (Annan & Cosway 1992).



Figur 7.3. Retning for høyest andel utsendt energi for flere verdier for ϵ_r (Annan & Cosway 1992).

Antenneorientering

Dersom et objekt som skal kartlegges har en bestemt strøkretning, bør objektet traverseres med antennene orientert slik at det elektriske feltet er polarisert parallelt med strøkretningen (mulig å gjøre med bl.a. pulseEKKO-systemet). I enkelte tilfeller kan det være av interesse å måle to ganger langs samme profil med antenneorienteringer vinkelrett på hverandre. Optimal koblingsvinkel kan da finnes, og man kan påvise anisotropier. Aktuelle antenneorienteringer er vist i figur 7.4 (Annan & Cosway 1992). Vanligvis benyttes orientering a eller c.



Figur 7.4. Aktuelle antenneorienteringer (Annan & Cosway 1992).

Valg av senderspenning

PulseEKKO IV georadarsystem kan benytte enten 400 V sender (for 12.5 MHz, 25 MHz, 50 MHz, 100 MHz og 200 MHz antenner) eller 1000 V sender (for 12.5 MHz, 25 MHz, 50 MHz og 100 MHz antenner). Valg av 1000 V sender gir vanligvis større penetrasjon og kraftigere reflekterte signaler enn 400 V sender i materiale med liten elektrisk ledningsevne. I materialer med høy elektrisk ledningsevne (silt/leire/saltvann) er det lite eller ingenting å tjene på å benytte 1000 V sender. Økning av senderspenning øker systemets ytelse. Sammenhengen er som følger;

$$Q = \log_{10}\left(\frac{A_1}{A_2}\right)^2 = 20 \log_{10}\left(\frac{A_1}{A_2}\right) \quad (7.10)$$

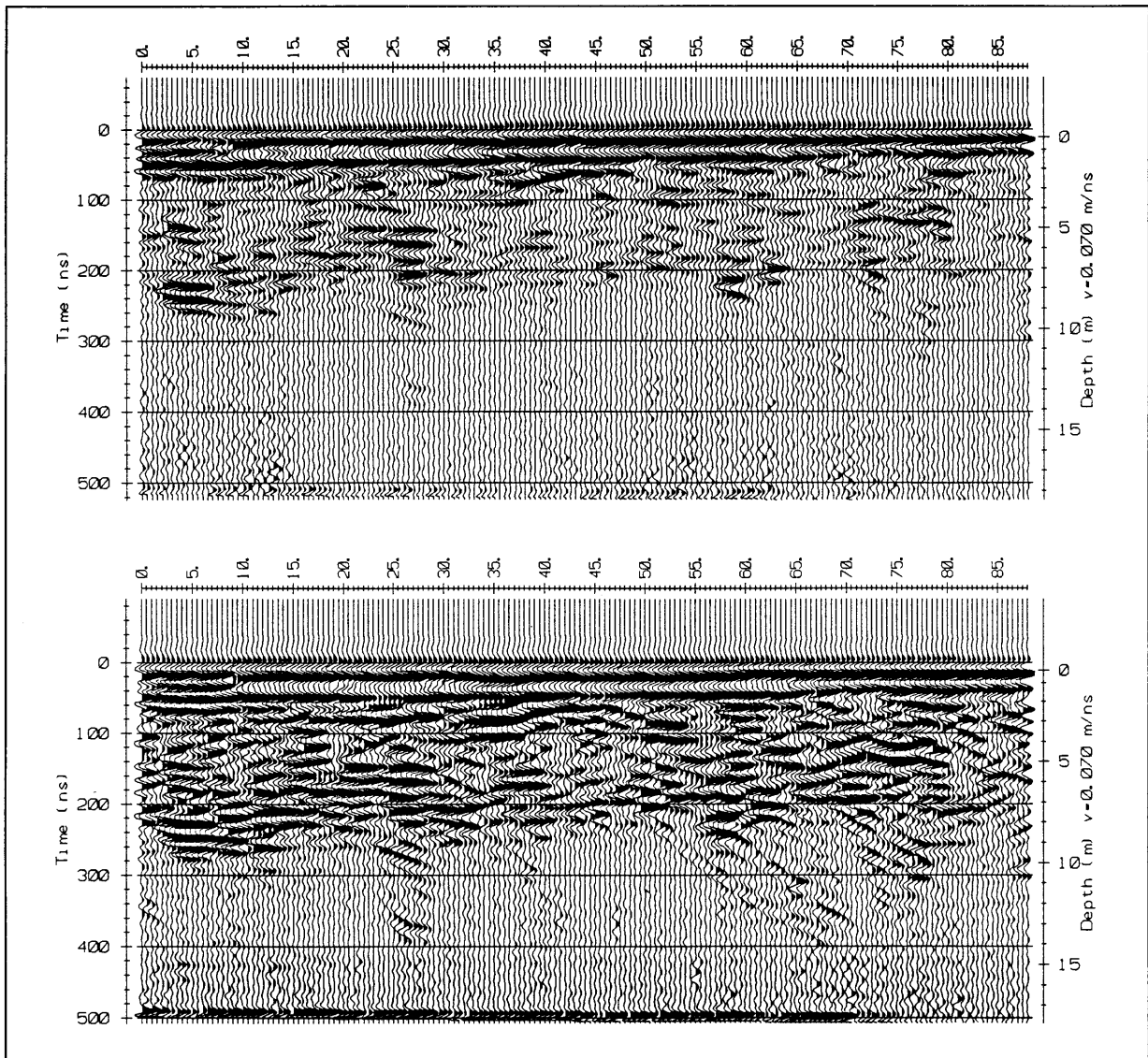
Q = systemets ytelse (dB)

A₁ = senderspenning (V)

A₂ = mottakerfølsomhet (V)

Anta at senderspenningen er 400 V og mottakerfølsomhet er 200 μV. Da blir systemets ytelse 126 dB. Med senderspenning 1000 V blir ytelsen 134 dB. En dobling av senderspenningen øker ytelsen med 20log2 dB (≈ 6 dB). Systemets ytelse kan igjen benyttes til å finne teoretisk dybderekkevidde etter likning 5.18.

Økning av senderspenning medfører en forskyvning mot høyere andel lavfrekvente komponenter i det utsendte signal, noe som i sin tur kan redusere vertikal oppløsning noe. Dette kan skyldes både at det tar noe lenger tid å nå maksspenning ved utsendelse av EM-puls med økende senderspenning (se likning 6.1 og figur 6.5) og forskjeller i de respektive elektroniske komponenter i senderne. Figur 7.5 viser 400 V-opptak (øverst) og 1000 V-opptak fra samme profil, og viser større penetrasjon og kraftigere reflekterte signaler for 1000 V sender.

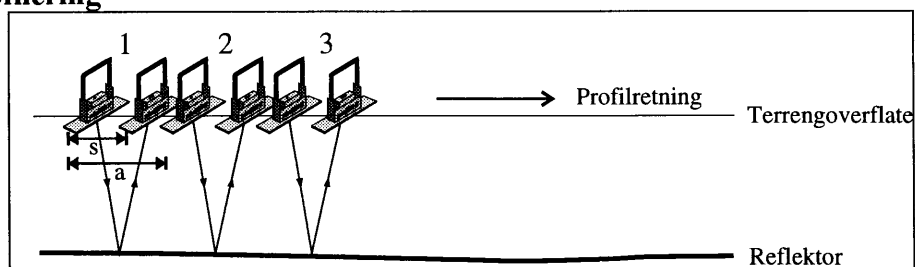


Figur 7.5. 400 V-opptak (øverst) og 1000 V-opptak fra samme profil.

8 MÅLETEKNIKKER

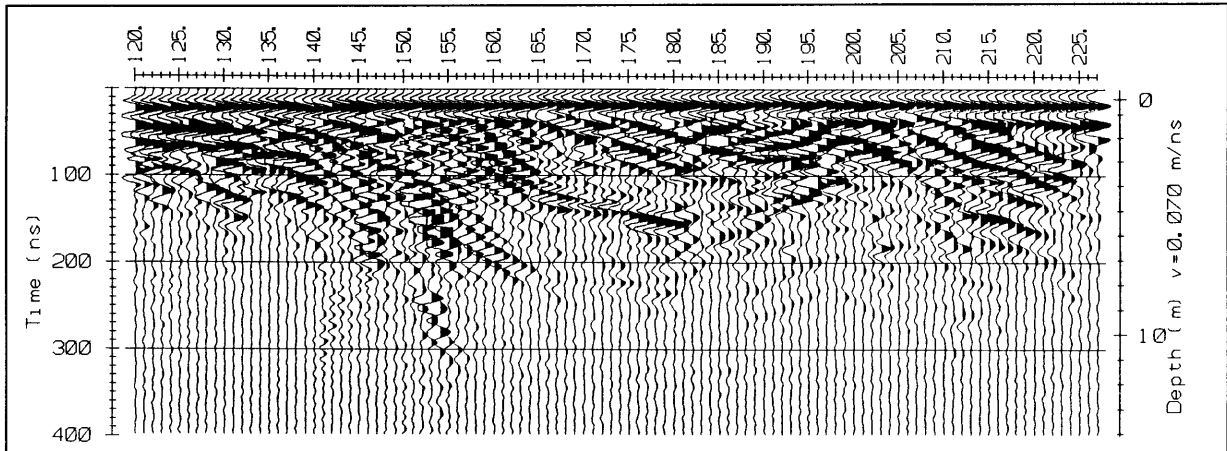
Ved beskrivelse av måleteknikker er det først og fremst tatt utgangspunkt i de som er aktuelle med pulseEKKO IV georadarsystem, selv om de også kan være aktuelle for andre georadar-systemer. Det er vanlig å utføre georadarmålinger etter tre forskjellige teknikker; 'common offset' profilering, 'common mid-point' (CMP) målinger (ved hastighetsanalyse) og gjennomlysning (tomografi). I tillegg kan målinger utføres med en kombinasjon av profilering og CMP.

8.1 Profilering



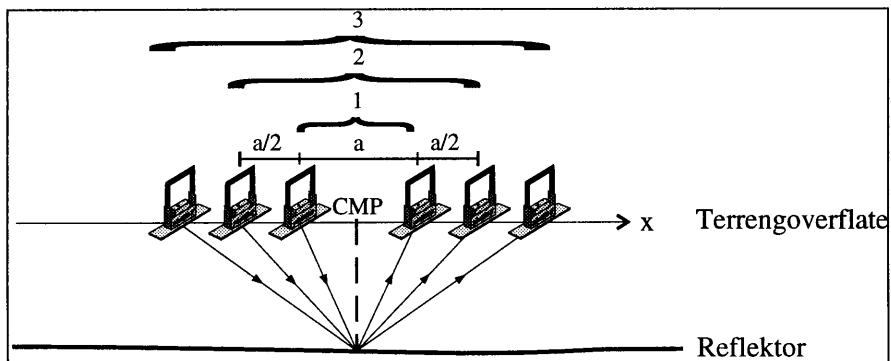
Figur 8.1. Vanlig profilering med georadar.

Målingene foregår som vist på figur 8.1. Antennene kan orienteres i andre retninger enn det som er vist på figuren. På forhånd er opptaksparametrene (deriblant antenneavstand s og flyttavstand a) bestemt i henhold til retningslinjer gitt under kap. 7.2. Ved hvert målepunkt har en ofte mulighet til å foreta flere registreringer, og dette kalles 'stacking'. På denne måten øker signal/støy-forholdet og dermed datakvaliteten. Etter å ha målt i posisjon 1, flyttes begge antenner fram med avstanden a i profilretningen til posisjon 2. Deretter flyttes til posisjon 3, og videre helt til enden av profilet nås. For GSSI/SIR-georadarsystem er det vanlig å ha sender og mottaker i samme enhet og dra denne etter en terrenggående bil. Målinger registreres meget tett, og avstanden mellom målinger blir svært liten (1-10 cm). Eksempler på georadaropptak med pulseEKKO IV er vist i figur 8.2.



Figur 8.2. Eksempel på pulseEKKO IV georadaropptak ved vanlig profilering.

8.2 CMP-målinger for hastighetsanalyse



Figur 8.3. Illustrasjon av CMP-målinger for hastighetsanalyse.

Målingene benyttes til hastighetsanalyse for dybdekonvertering av opptak. Målingene foregår som vist i fig. 8.3. Det måles i posisjon 1 med antenneavstand a . Deretter flyttes hver antenne bort fra et felles midtpunkt (CMP) med avstanden $a/2$ til posisjon 2, slik at total flyttavstand blir a . Målinger foretas, og antennene flyttes til posisjon 3 osv. Refleksjoner vil da ideelt sett komme fra samme punkt på en reflektor som er planparallel med overflaten. CMP-målinger bør derfor utføres der en har horisontal stratigrafi. En utskrift av ferdig opptak vil vise reflektorer som hyperbler i tidsseksjonen (se kap. 5.2). Tidskorleksjonen som er nødvendig for å gjøre hyperbelen til en rett linje er avhengig av hastigheten (V) i mediet ned til en reflektor, samt

avstand (x) mellom antenner og dyp til reflektor. Korreksjonen kalles 'normal move-out' (NMO), og størrelsen på korreksjonen er gitt ved;

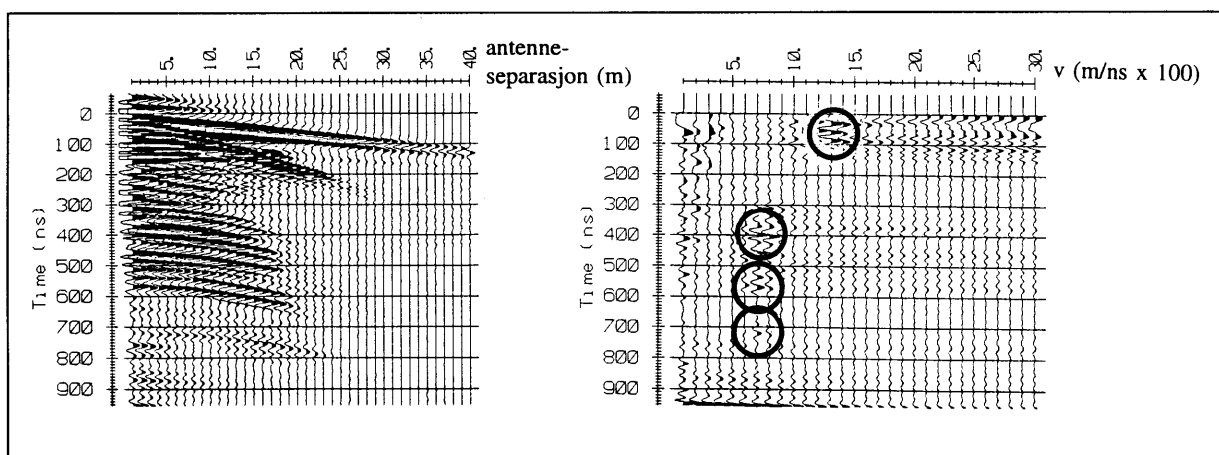
$$\Delta T_n = t_x - t_0 \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \quad (8.1)$$

x = avstand mellom antenner

t_0 = toveis gangtid til en reflektor ved $x=0$

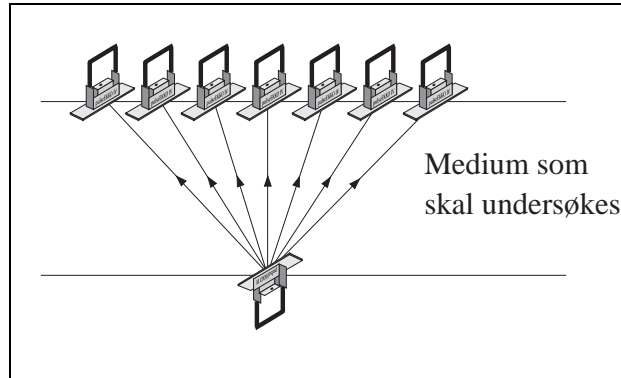
t_x = toveis gangtid for avstand x mellom antennene

NMO-korreksjon beregnes for flere hastigheter, og den hastighet V som gir størst amplitude ved summering av alle trasene etter NMO-korreksjon, angir gjennomsnittlig EM-bølgehastighet (V_{rms} , 'root-mean-square'-hastighet) ned til den aktuelle reflektoren. Fig. 8.4 viser eksempel på et CMP-opptak (venstre) med tilhørende hastighetsanalyse (høyre). I følge figuren vil riktige hastigheter være; 0.13 m/ns (50 ns), 0.07 m/ns (400 ns), 0.07 m/ns (570 ns), 0.07 m/ns (720 ns). Angitte hastigheter kan benyttes til å vurdere vanninnholdet i en avsetning (jfr. likning 5.13 og tabell 2). Dersom en har et antennesystem der sender og mottaker ikke kan flyttes fra hverandre, kan CMP-målinger ikke utføres. Dybdeskala kan da bestemmes ved å anslå verdier for ϵ_r (se tabell 2, kap. 5.1). Dybdeskala kan også bestemmes dersom en på forhånd kjenner dypet ned til en reflektor i måleområdet, eller dersom sonderboring er utført og der dyp til grenser mellom materialtyper kan korreleres med reflektorer i opptak.



Figur 8.4. Eksempel på CMP-opptak (venstre) med tilhørende hastighetsanalyse.

8.3 Gjennomlysning (tomografi)

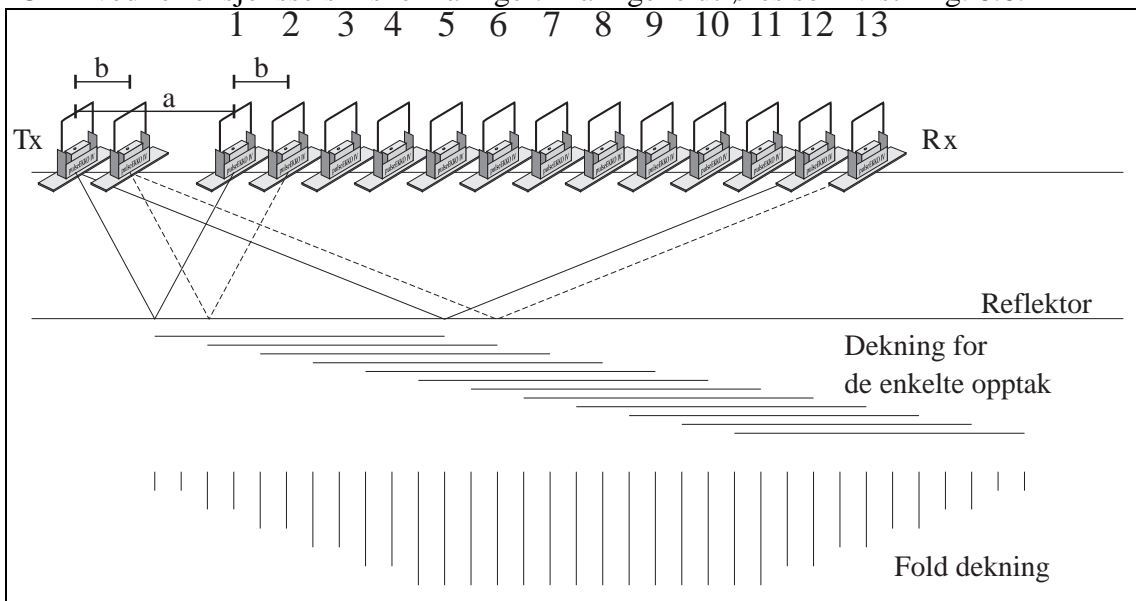


Figur 8.5. Illustrasjon av gjennomlysning (tomografi).

Sender- og mottakerantenne blir plassert på hver side av mediet som skal undersøkes. Dette er ofte aktuelt ved undersøkelser i tunneler, gruver og mellom borhull. Én antenne er fast plassert på den ene siden av mediet som skal undersøkes, mens den andre beveger seg som vist på fig. 8.5. Målingene kan også utføres ved at begge antenner flyttes. Variasjoner i hastighet i mediet mellom antennene kan bestemmes, og dersom signalamplituden kan måles, kan dempingen i mediet bestemmes. Teknikken er analogt med seismisk tomografi, og er i prinsippet den samme som CT ('computer tomography' med røntgenstråler) i medisin. Ved prosessering av data er det vanlig å dele opp området som skal undersøkes i celler av en gitt størrelse. Stråleganger gjennom cellene tegnes opp, og på bakgrunn av et likningssett basert på gangtid gjennom cellene, kan en finne gjennomsnittlig hastighet innen hver celle. På denne måten fås et todimensjonalt bilde av EM-bølgehastigheter i mediet som undersøkes. Dette vil vanligvis gi et kvalitativt bilde av variasjoner i vanninnhold. Sprekker i fjell vil som regel framtre tydelig på tomografiske bilder. Tilsvarende bilder kan oppnås ved undersøkelse av demping.

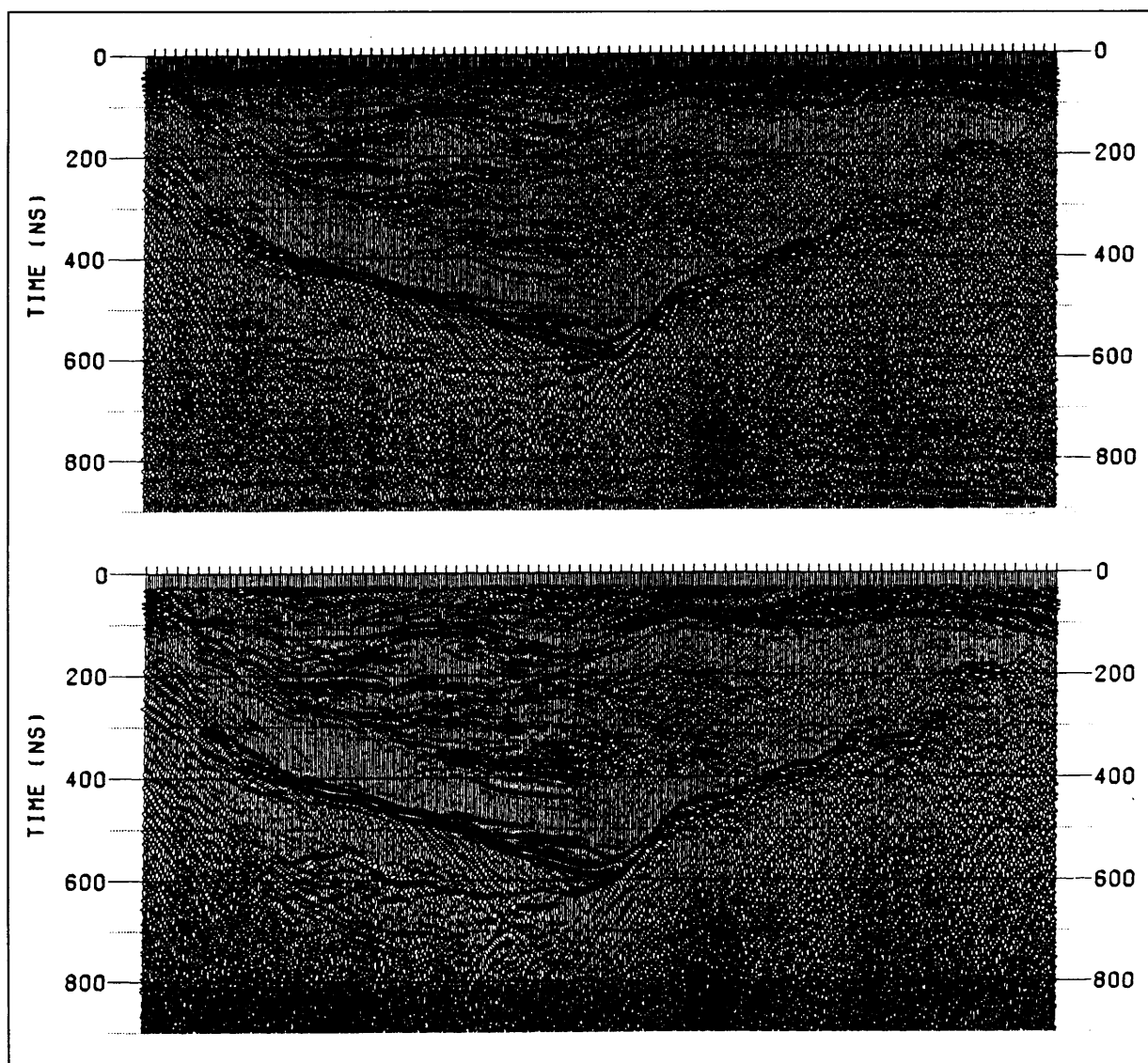
8.4 Kombinasjon, CMP og profilering

En kombinasjon av de to teknikkene profilering og CMP som er beskrevet over, kan utføres ved undersøkelser der en ønsker høyt signal/støy-forhold (Fisher et al. 1992). Denne teknikken kalles kun CMP ved refleksjonsseismiske målinger. Målingene utføres som vist i fig. 8.6.



Figur 8.6. Illustrasjon av målinger med en kombinasjon av CMP og profilering.

Sender- (Tx) og mottakerantenne (Rx) plasseres en avstand a fra hverandre. Etter en måling flyttes mottaker fra sender med en bestemt avstand b , og en ny måling foretas. Anta at et opptak er ferdig når det er målt med mottaker i posisjon 12. Deretter flyttes mottaker tilbake til posisjon 2, og sender flyttes fram en avstand b . Deretter registreres et opptak med mottaker i posisjon 2-13. På denne måten (for dette eksempelet) oppnås max 6-fold (600 %) dekning av hvert reflektor-'punkt' (se fig. 8.6). Ved å måle i n posisjoner for mottaker oppnås $n/2$ -fold dekning. På denne måten oppnås et høyere signal/støy-forhold enn ved vanlig (single-fold) profilering. Måleteknikken er derimot meget tid- og prosesseringskrevende. Prosesseringen er veldig lik den som benyttes ved CMP refleksjonsseismikk, og et standard seismikk prosesseringssystem kan benyttes. Prosesseringen omfatter statisk korreksjon, CMP-sortering, hastighetsanalyse (se CMP-målinger), båndpassfiltrering, CMP stacking og migrering. Fig. 8.7 viser fordelene ved denne teknikken i forhold til single-fold profilering når det gjelder signal/støy-forhold.

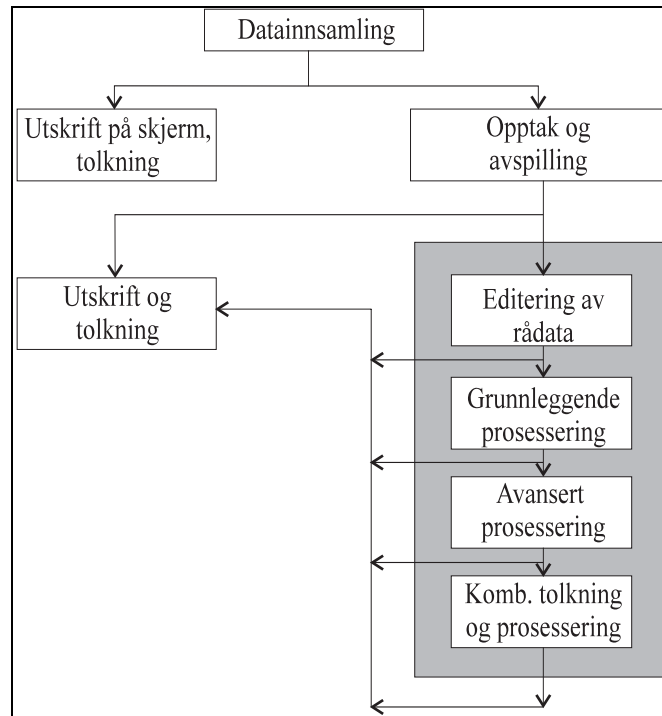


Figur 8.7. *Eksempel på målinger utført med en kombinasjon av CMP og profilering. Single-fold data øverst og multifold data nederst (Fisher et al. 1992).*

9 PROSESSERING OG FRAMSTILLING AV DATA

(Kapittelet er vesentlig basert på Annan 1993).

Beskrivelsen som følger gjelder prosessering av single-fold georadardata innsamlet med pulseEKKO IV georadarsystem (systemet som NGU benytter), men gjelder også i store trekk andre digitale georadarsystemer. Prosesseringen har en del til felles med prosessering av refleksjonsseismiske data.



Figur 9.1. Flytskjema for prosessering av single-fold georadardata (Annan 1993).

I mange tilfeller er behovet for prosessering av georadardata lite ved innsamling av single-fold data, mens prosessering er nødvendig ved multifold data. Her nevnes kort den prosessering som kan være aktuell ved innsamling av single-fold data. I grove trekk kan prosesseringen skisseres som vist i fig. 9.1. Første steg etter innsamling av data er utskrift av rådata. Dette kan i mange tilfeller være sluttproduktet før tolkning. I de fleste tilfeller utføres allikevel prosessering, og de forskjellige prosesseringstrinn skisseres under.

9.1 Editering av rådata

Dette innbefatter reposisjonering av traser, fjerning eller blanking av dårlige traser, sammenslåing av datafiler, endring av informasjon i 'header'-fil (fil som inneholder generell informasjon om profilet; beskrivelse av profil, klokkeslett, antenne senterfrekvens, opptakstid, samplingsintervall, start- og sluttposisjon m.m.) (se fig. 9.2).

```

3
TANA10B, STARTER SOM TANA10 PÅ SANDBANKE
14/09/93
NUMBER OF TRACES      = 635
NUMBER OF PTS/TRC    = 625
TIMEZERO AT POINT    = 50
TOTAL TIME WINDOW    = 1000
STARTING POSITION      = 0.000000
FINAL POSITION         = 634.000000
STEP SIZE USED       = 1.000000
POSITION UNITS       = metres
NOMINAL FREQUENCY    = 50.000000
ANTENNA SEPARATION  = 1.000000
PULSER VOLTAGE (V)  = 400
NUMBER OF STACKS    = 64
SURVEY MODE         = Reflection
SOURCE DATA FILE   = C:\PEIV\tana\tana10b
ELEVATION DATA ENTERED : MAX = 22.000000   MIN = 0.100000

```

Figur 9.2. Eksempel på innhold i 'header'-fil.

Man kan også lese inn terrenghøyde-verdier for profilet, slik at dette kan skrives ut med topografisk korreksjon. Editering av rådata er en tilsynelatende enkel prosess, men den er tidkrevende.

9.2 Enkel prosessering ved utskrift av data

I enkelte tilfeller kan det være aktuelt å utføre enkel prosessering ved utskrift av data til skjerm eller papir uten å endre på data som ligger på fil.

Gjennomsnitt av suksessive traser ('trace stacking')

Ved denne prosesseringen erstattes en trase med gjennomsnittet av to eller flere nabotraser. Hovedhensikten med dette er å framheve flattliggende reflektorer og undertrykke skrå reflektorer, diffraksjoner og tilfeldig støy.

Subtraksjon av nabotraser ('trace differencing')

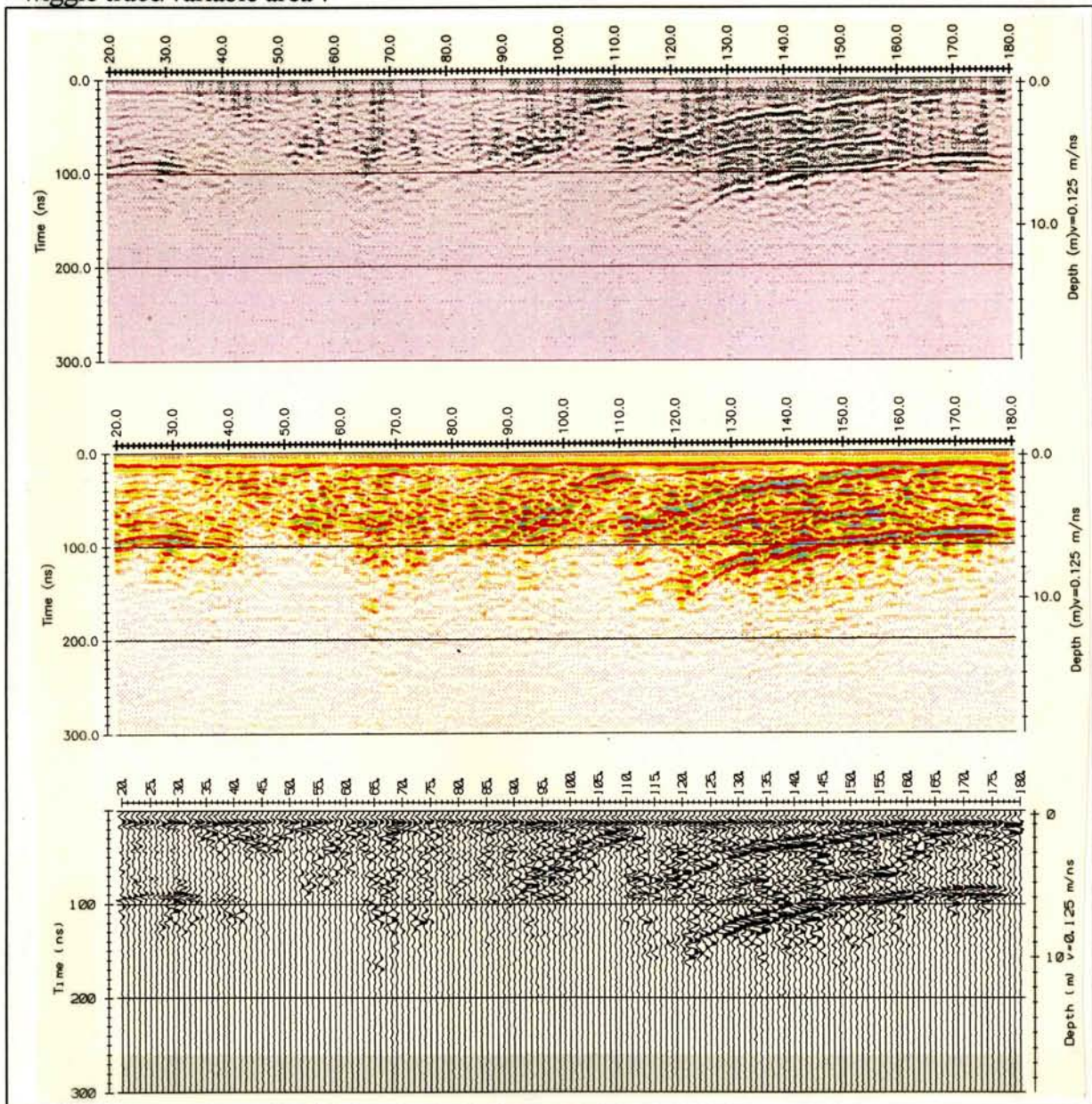
Hver trase erstattes med differansen mellom den aktuelle trase og trasen foran i opptaket. Denne prosesseringen fjerner systematisk støy (opptrer vanligvis som horisontale hendelser) og framhever skrå reflektorer (se bilag 10).

Gjennomsnitt av verdier langs traser ('points stacking')

Denne prosesseringen erstatter verdien i et gitt datapunkt med gjennomsnittet av n verdier som ligger sentrert rundt punktet. Denne prosesseringen reduserer høylfrekvent, tilfeldig støy.

Farge- og gråtonepresentasjon av georadaropptak

Det kan av og til være lettere å tolke et georadaropptak dersom amplitudeutslagene presenteres som gråtoner eller farger, i motsetning til en kombinasjon av 'wiggly trace' og 'variable area', som jo er det vanlige. Figur 9.3 viser samme opptak presentert med gråtoner, farger og 'wiggly trace/variable area'.



Figur 9.3. Opptak presentert i gråtoner, farger og 'wiggly trace/variable area'.

9.3 Grunnleggende prosessering

'De-wow'

Det utsendte signal kan indusere langsomt avtakende lavfrekvent støy ('wow') som legger seg oppå de høyfrekvente signalene i en trase. Slik støy opptrer spesielt dersom sender og mottaker er nær hverandre. Denne støyen er også avhengig av undergrunnens elektriske egenskaper. Støyen fjernes automatisk før utskrift av data, men kan også fjernes permanent fra opptaket.

Forsterkning

Det neste steget er vanligvis å velge en tidsavhengig forsterkning for opptaket. Denne forsterkningen kan utføres permanent og legges på fil eller anvendes først ved utskrift på skjerm eller papir. I et råopptak avtar amplituden på signalene med tiden på en som regel systematisk måte. Det er flere teknikker for anvendelse av forsterkning.

- AGC ('automatic gain control'). For å kunne følge reflektorer kontinuerlig, kan det være viktig å vise all informasjon uavhengig av amplitude i råopptaket. I slike tilfeller anvendes AGC. Med AGC prosesseres hver trase slik at gjennomsnittsamplituden beregnes over et tidsvindu, og datapunktet i midten av vinduet forsterkes (eller svekkes) med forholdet mellom en ønsket amplitude og gjennomsnittsamplituden. Ulemper med denne metoden er at en ikke kan se på reelle variasjoner i amplitudeverdier i opptaket, og at den er lite egnet i områder med lavt signal/støy-forhold.

- SEC ('spreading and exponential compensation'). Denne forsterkningen kompenserer for sfærisk spredning og eksponentiell demping av EM-bølgene i bakken. Signalenes amplitude varierer med tiden etter;

$$\frac{1}{t} e^{-\alpha t} \quad (9.1)$$

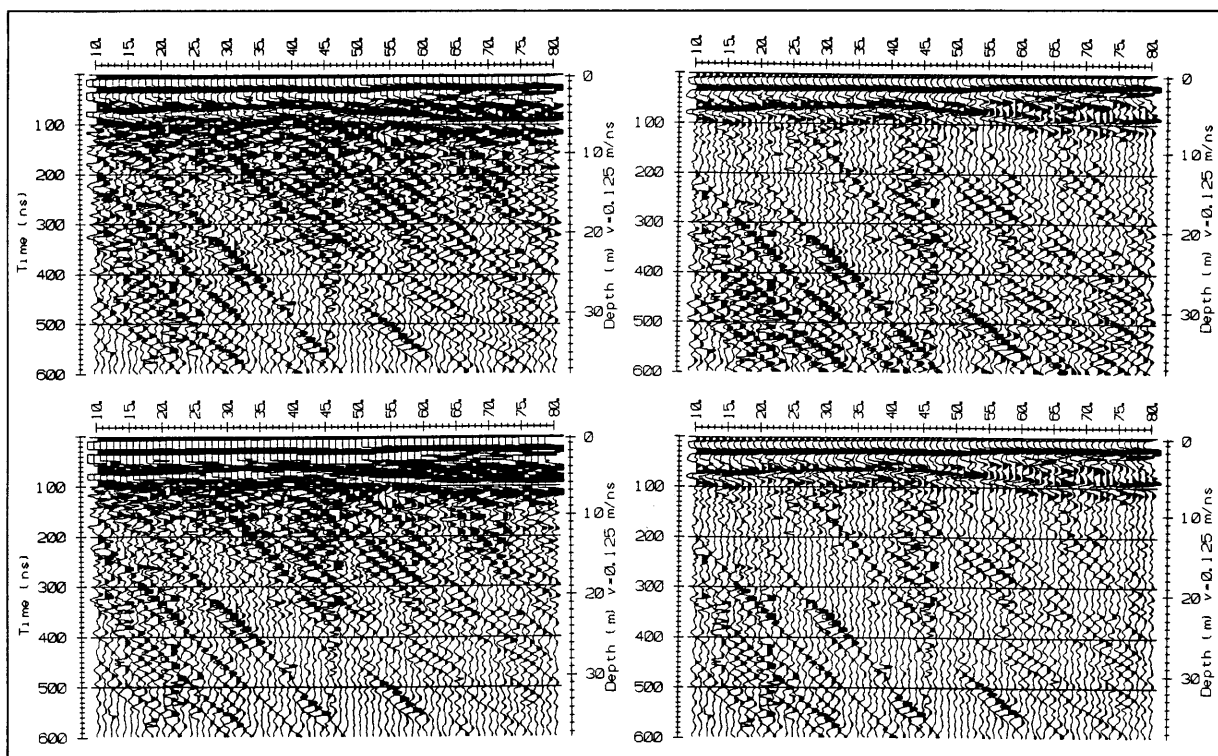
α angir dempningsfaktoren. SEC-forsterkningen velges slik at den blir tilnærmet;

$$t e^{\alpha t} \quad (9.2)$$

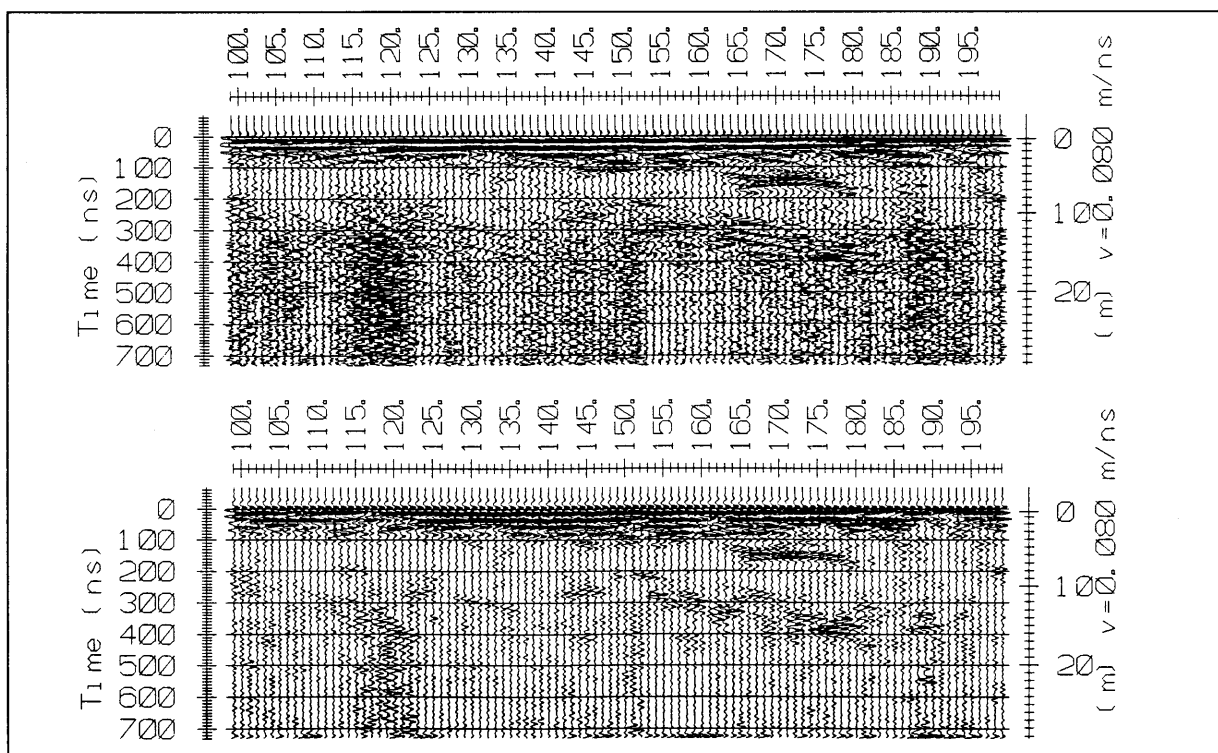
Dette er den mest anvendbare type forsterkning.

- Andre. Dersom en ønsker å bibeholde relative amplitudeforhold i opptaket, kan en konstant forsterkning velges. Forsterkningen blir da kun en skalering av amplitudeverdier. Brukerdefinert forsterkning kan velges for å framheve/undertrykke deler av opptaket. Ved denne forsterkningen velges forsterkningsverdier ved valgte tidspunkter. Forsterkningen interpoleres lineært mellom disse punktene.

Figur 9.4 viser forskjellige typer forsterkning for samme opptak.



Figur 9.4. *Forskjellige typer forsterkning. Øverst til venstre; AGC, øverst til høyre; SEC, nederst til venstre; konstant, nederst til høyre; brukerdefinert.*



Figur 9.5. *Eksempel på reduksjon av støy ved båndpassfiltrering (råopptak øverst).*

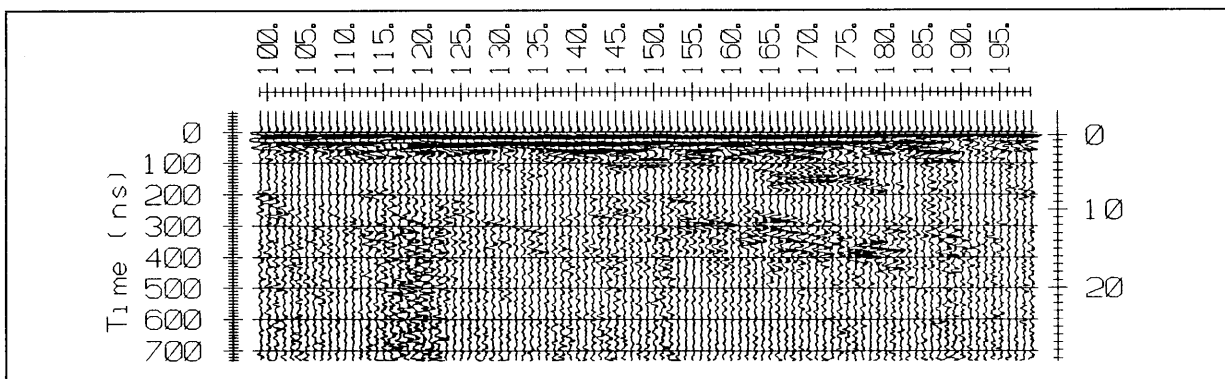
Båndpassfiltrering

Båndpassfiltrering kan utføres på råopptaksfiler eller på filer der det er anvendt forsterkning på data. Det utføres fourier-transformasjon på data, og man kan få fram et fourier amplitudespektrum. De frekvenser som i størst grad er representert i et opptak opptrer som topper i amplitu-

despekteret. I enkelte tilfeller kan støy og signaler være representert med forskjellig frekvensinnhold. Ved å legge et båndpassfilter rundt frekvensområdet for signalene, vil frekvenser utenfor dette båndet svekkes kraftig. På denne måten kan signal/støy-forholdet økes. I mange tilfeller viser det seg at støyen opptrer i samme frekvensområde som signalene, og båndpassfiltrering er da uaktuelt. Figur 9.5 viser eksempel på reduksjon av støy ved båndpassfiltrering (40-60 MHz, råopptak øverst).

Medianfiltrering

Et medianfilter benyttes for å fjerne 'spikes' (høyfrekvent støy) i opptaket. Et n-punkts medianfilter (n = oddetall, som regel 3, 5 eller 7) virker ved at n suksessive datapunkter i en trase sorteres i stigende rekkefølge etter amplitude. Medianverdien velges ut og erstatter verdien i det midterste av de n datapunktene. På denne måten fjernes ekstremt lave og høye verdier. En bieffekt av denne prosesseringen er at filteret virker som et lavpassfilter, noe som blir mer tydelig med økende filterlengde. Figur 9.6 viser eksempel på reduksjon av støy ved medianfiltrering (filterlengde=5). Råopptak er det samme som i figur 9.5.



Figur 9.6. Eksempel på reduksjon av støy ved medianfiltrering. Råopptak er det samme som i figur 9.5.

Flere typer grunnleggende prosesseringstrinn kan utføres på single-fold georadardata, men de ovenfornevnte er de viktigste. Grunnleggende prosessering skal ikke forandre rådata nevneverdig, men først og fremst øke signal/støy-forholdet.

9.4 Avansert prosessering

Denne type prosessering resulterer i data som er signifikant forskjellig fra rådata. De fleste prosesseringsrutiner er velkjent fra refleksjonsseismikk og omfatter; F-K-filtrering, 'muting' og dekonvolvering. I tillegg kommer georadarspesifikk prosessering som subtraksjon av gjennomsnittstrase og interpolering av traser.

Dekonvolvering

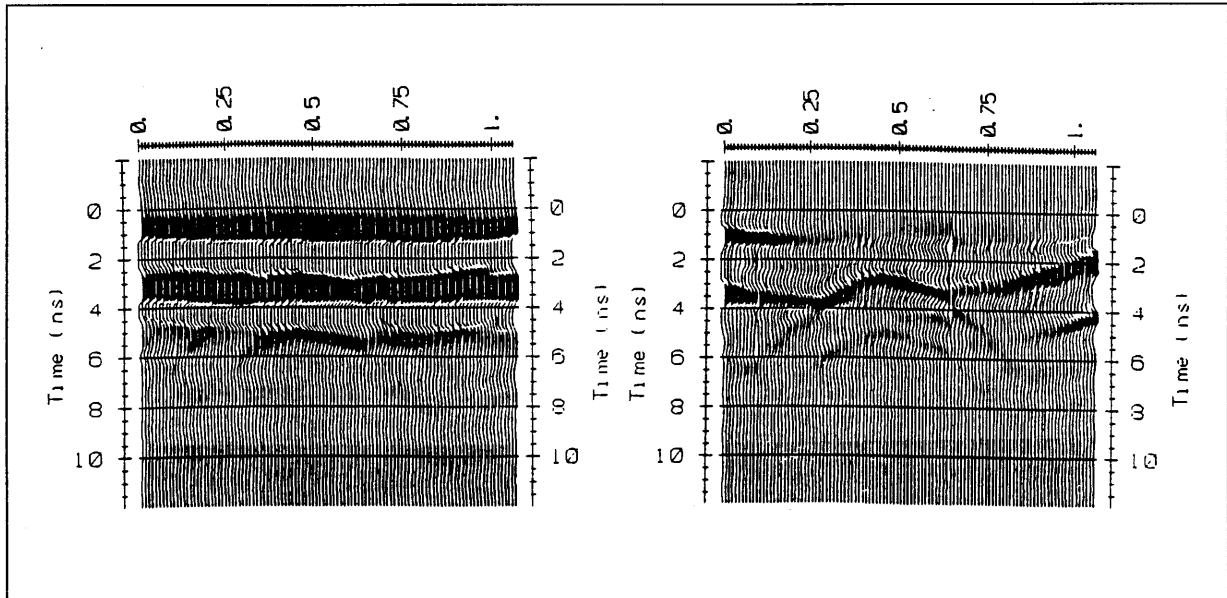
Denne type prosessering utføres for å komprimere reflektert EM-bølge, og dermed øke oppløsningen av reflektorer. Dekonvolvering kan også utføres for å fjerne multipler. Korte pulser og få problemer med multipler fører til at dekonvolvering sjelden benyttes. Se ellers Rees & Glover (1992) og Turner (1994) for en detaljert beskrivelse av dekonvolvering.

F-K-filtrering og 'muting'

F-K-filtrering benyttes for å dempe lineære hendelser som direktebølger gjennom luft og bakke, samt refraksjoner. Slike hendelser kan også fjernes ved 'muting' (blanking av deler av opptaket som inneholder støy). Disse to prosesseringstrinn er aktuelle ved CMP-profilering (se kap. 8).

Subtraksjon av gjennomsnittstrase

Denne prosesseringen utføres ved først å beregne et gjennomsnitt av alle traser i et opptak og subtrahere gjennomsnittstrasen fra alle traser. Dette er effektivt ved fjerning av systematisk støy og for å framheve grunne reflektorer som skjermes av direktebølgene (se fig. 9.7). Prosesseringen fjerner/svekker horisontale, gjennomgående reflektorer.



Figur 9.7. Eksempel på prosessering ved subtraksjon av gjennomsnittstrase. Uprosessert seksjon til venstre (Annan 1993).

Interpolering av traser

Denne prosesseringen går ut på å sette inn ekstra traser i opptaket, der disse er beregnet ut fra et gjennomsnitt av nabo-traser i råopptaket. Dette gir et inntrykk av bedre horisontal oppløsning, og opptaket får ofte et 'jevnere', glattet utseende. Metoden bør brukes med forsiktighet ved skrå reflektorer.

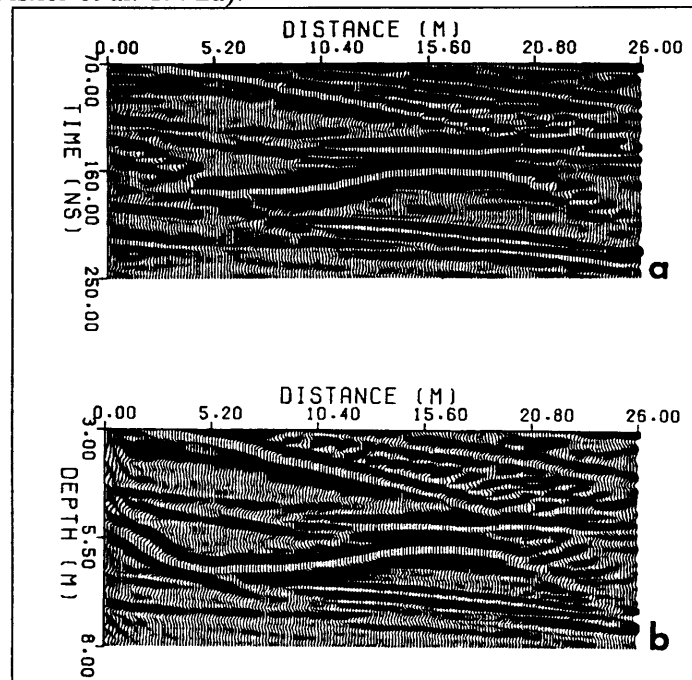
9.5 Kombinasjon tolkning/prosessering

Denne type prosessering kan utføres dersom en har mye tilleggsinformasjon om et område, og dersom bestemte objekter skal framheves. Denne type prosessering fører til en total forandring av råopptaket eller en framstilling av et redusert datasett fra råopptaket. Prosesseringen er ofte subjektiv. Prosesseringen kan omfatte migrering og plukking av bestemte hendelser for grafisk framstilling.

Migrering

Migrering utføres for å fjerne diffraksjoner og flytte skrå reflektorer til riktig posisjon (Fisher et al. 1992a). Dette krever god kjennskap til hvordan hastigheten endrer seg mot dypet og langs

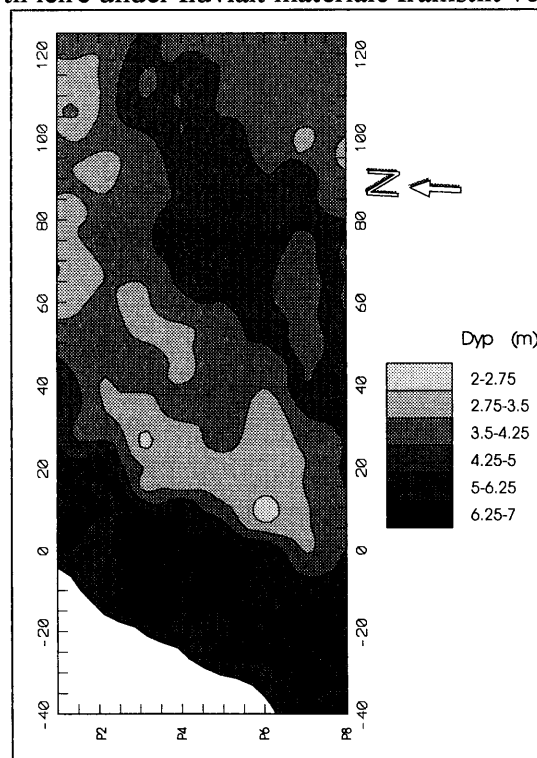
profilen. Ofte introduseres kunstige hendelser i opptaket ved denne prosesseringen. Det er ikke uvanlig å prøve seg fram med flere hastigheter til det oppnås et resultat som er best mulig, basert på rent subjektive kriterier. Figur 9.8 viser eksempel på råopptak (øverst) og migrert tidsseksjon (nederst) (Fisher et al. 1992a).



Figur 9.8. Eksempel på råopptak (øverst) og migrert tidsseksjon (nederst) (Fisher et al. 1992a).

Utplukk av hendelser

Det kan ofte være aktuelt å plukke ut bestemte hendelser i et opptak for separat grafisk framstilling. Fig. 9.9 viser dyp til leire under fluvialt materiale framstilt ved gråtoner og konturer.



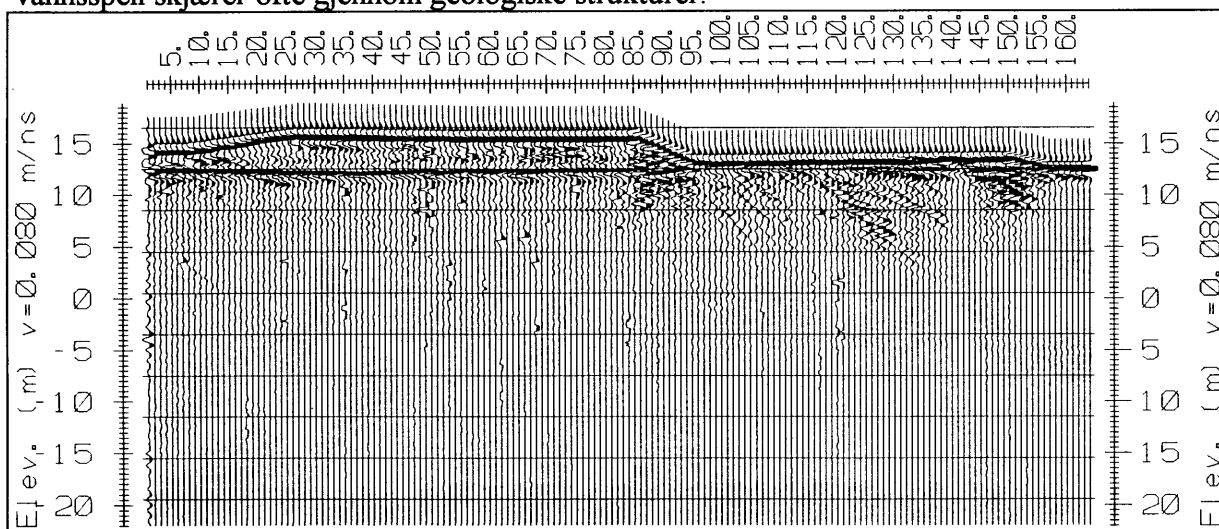
Figur 9.9. Dyp til leire basert på plukking av hendelser i georadaropptak (Mauring 1992).

Tolkning av ferdig prosessert tidsseksjon baserer seg på gjenkjenning og sammenknytning av refleksjoner og refleksjonsmønster. På bakgrunn av dette avledes en geologisk modell der man kan trekke inn resultater fra eventuelle andre undersøkelser. Nedenfor beskrives kort hvordan f.eks. grunnvannsspeil, forskjellige avsetningstyper og forskjellige objekter vanligvis gir seg til kjenne i georadaropptak.

10.1 Tolkning av vanlige hendelser i opptak

Grunnvannsspeil

Det er stor kontrast i dielektrisitet mellom tørre og vannmettede avsetninger (se tabell 2). Grunnvannsspeil sees ofte som en kraftig reflektor i et georadaropptak. I grove avsetninger vil grunnvannsspeilet være flatt, selv om overflatetopografien varierer (se figur 10.1). Grunnvannsspeil skjærer ofte gjennom geologiske strukturer.

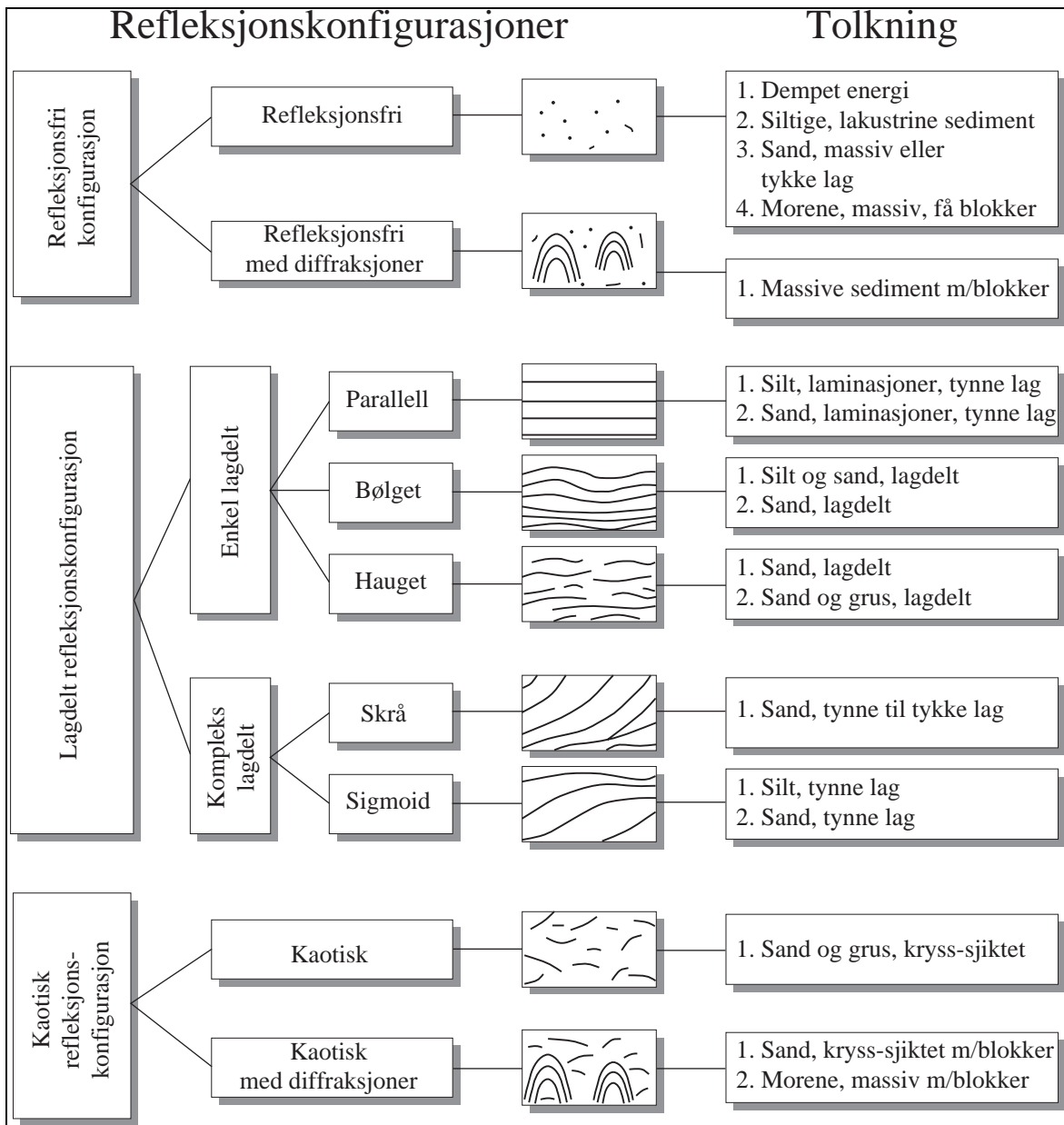


Figur 10.1. Opptak som tydelig viser grunnvannsspeil som en horisontal reflektor etter topografisk korreksjon av opptaket.

I finere masser øker den kapillære stigeevnen, og grunnvannsspeil vil ikke sees som en distinkt reflektor. Et godt definert grunnvannsspeil i et opptak kan derfor være en indikasjon på at en har egnede masser for uttak av grunnvann. Dersom skrålagning i en løsmasseavsetning krysser grunnvannsspeil, vil skrålagningen få økende helning under grunnvannsspeil pga. lavere EM-bølgéhastighet i vannmettet sone (jfr. åre i vann).

Strukturer i løsmasseavsetninger

Det kan ofte være vanskelig å gjenkjenne avsetningstyper på bakgrunn av georadaropptak. Noen svært generelle retningslinjer er foreslått av Beres & Haeni (1991) som definerer forskjellige refleksjonskonfigurasjoner som ofte er typiske for forskjellige avsetningstyper og som kan bidra til en skjematisk tolkning. Forskjellige refleksjonskonfigurasjoner med tolkning er vist i figur 10.2. Det må presiseres at tolkning på basis av refleksjonskonfigurasjoner kun er ment som et hjelpemiddel ved tolkning dersom lite annen informasjon om avsetningstype er tilgjengelig. Ofte kan flere refleksjonskonfigurasjoner opptre i et opptak, slik at dette danner grunnlag for inndeling i flere avsetningstyper lateralt og/eller vertikalt.



Figur 10.2. *Forskjellige refleksjonskonfigurasjoner med mulig tolkning (Beres & Haeni 1991).*

Fjell

Fjelloverflaten under løsmasser vil være vanskelig å se dersom løsmassene er tørre. Det framgår av tabell 2 at det er liten eller ingen kontrast i dielektrisitet mellom tørre avsetninger og fjell. Dersom fjell opptrer under vannmettede avsetninger, vil en derimot kunne få kraftige refleksjoner fra fjelloverflaten. I tillegg er fjellreflektoren ofte karakterisert ved at den er uregelmessig (se bilag 8).

10.2 Tolkning av spesielle hendelser i opptak

Diffraksjoner

Energi fra 'punkt', hulrom eller andre diskontinuiteter blir ofte diffraktert i stedet for reflektert (se kap. 5.2). Ofte får en diffraksjoner fra blokker i løsmasser. Ved geotekniske, arkeologiske eller miljøtekniske undersøkelser kan det være aktuelt å 'se etter' diffraksjoner, som kan indikere nedgravde kabler/rør/tønner eller tunneler/hulrom. Bilag 15 viser diffraksjonsmønster over nedgravd tank. Figur 5.3 viser diffraksjoner over et brudd på en reflektor.

Multipler

Dersom en reflektor er meget kraftig vil den kunne gi multipler (se kap. 5.2). Det er viktig å gjenkjenne disse, slik at de ikke feiltolkes som primære refleksjoner. En enkel multiplertippel gir seg til kjenne ved dobbel helning og gangtid i forhold til den primære reflektoren. Bilag 16 viser multiplertippel fra myrbunn. Multipler utgjør vanligvis ikke noe stort problem ved georadarmålinger.

Amplitudeanomalier

Amplitudeanomalier skyldes lokale variasjoner i dielektrisitet eller elektrisk ledningsevne (også magnetisk permeabilitet over magnetitt/jern). En sulfidforekomst (vanligvis god elektrisk leder) vil f.eks. kunne gi kraftige refleksjoner (ofte kalt 'bright spots' i forbindelse med refleksjonsseismiske undersøkelser over hydrokarbonforekomster). Hammond & Sprenke (1991) har kartlagt sulfidforekomster under is på bakgrunn av amplitudeanomalier. Det er svært viktig at AGC ikke benyttes som forsterkning ved presentasjon av data, da denne forsterkningen ikke gir muligheter til å se på reelle variasjoner i amplitudeverdier (se kap. 9.3).

Kraftig redusert penetrasjon

Kraftig redusert penetrasjon skyldes økt elektrisk ledningsevne i bakken. Ved kartlegging av løsmasseavsetninger indikerer dette vanligvis tilstedeværelse av finstofflag (silt/leir), men kan også skyldes økt elektrisk ledningsevne i overflaten (f.eks. saltet vei, gjødslet jorde osv.). Redusert penetrasjon får en også ved målinger nær fjord/hav pga. saltvannsinntrængning (se bilag 9). Redusert penetrasjon har også blitt brukt som en indikator på forurenset jordsmonn i de tilfeller der det forurensete materialet gir økt elektrisk ledningsevne (se bilag 11). En må være oppmerksom på at materialer med økt elektrisk ledningsevne ikke nødvendigvis gir seg til kjenne som reflektorer i opptaket.

Skrå, lineære hendelser

Skrå, lineære hendelser som opptrer på tvers av geologiske strukturer kan representere siderefleksjoner fra bygninger og andre objekter på overflaten. Hendelsene har ofte en helning som tilsvarer toveis gangtid av EM-bølger gjennom luft. Eksempel på en slik hendelse er vist i bilag 11 mellom posisjon 130 og 145 mellom 300 og 550 ns. Det er viktig å utelukke hendelsene som geologisk relevante, da disse egentlig må betraktes som støy (se under). En må være spesielt oppmerksom ved kartlegging av sprekker i fjell, som også kan opptre som skrå, lineære hendelser (se bilag 10). Skrå reflektorer bør migreres for å finne korrekt helning. Helning etter migrering kan finnes ved likningen (Ulriksen 1982);

$$\phi = \sin^{-1}(\tan \phi_u) \quad , \phi_u \leq 45^\circ \quad (10.1)$$

ϕ er migrert helning

ϕ_u er umigrert helning

Støy

Støy i et opptak kan være relatert til utstyr og elektronikk eller skyldes eksterne støykilder. Utstøysrelatert (instrumentgenerert) støy kan være systematisk eller tilfeldig. Systematisk støy gjenkjennes ved at den opptrer ved samme tidspunkt fra trase til trase, og ved at den har lik signatur. Støyen opptrer som horisontale bånd gjennom opptaket. Slik støy kan reduseres ved subtraksjon av gjennomsnittstrase (se kap. 9.4). Bilag 10 (opptak til venstre) viser systematisk støy (200-300 ns og 390-460 ns). Tilfeldig støy opptrer ofte som høyfrekvent energi eller 'spikes' og kan reduseres ved båndpassfiltrering eller medianfiltrering (se kap. 9.3). Figur 9.5 (øverst) viser denne type støy. Antenne-ringning oppstår dersom elektrisk impedans for antennene er forskjellig fra elektrisk impedans i overflaten. EM-bølgen reflekteres da internt i antennen og mellom overflaten og antennen (resonans) (Daniels 1989).

Ekstern støy kan skyldes objekter på overflaten (se 'skrå, lineære hendelser'). Dette kan være kraftlinjer, trær, bygninger osv. Støy kan også skyldes nedgravde objekter i de tilfeller en ikke er interessert i å kartlegge/påvise disse. Endelig kan støy skyldes EM-bølger fra eksterne sendere (f.eks. mobiltelefoner) (Daniels 1989). Det er viktig å gjøre notater om mulige støykilder under utførelsen av målingene, slik at disse kan gjenkjennes/forklares på georadaropptakene ved seinere tolkning.

11 EKSEMPLER PÅ OPPTAK

I det følgende presenteres resultater fra ulike undersøkelser med georadar utført av NGU i perioden 1991-1994. En grov lokalisering av de områder som er undersøkt (med unntak av ett) er vist i bilag 1, der lokalitetsnummer tilsvarer bilagsnummer.

11.1 Kwartærgeologiske undersøkelser

Kwartærgeologi og fjelltopografi, Haslemoen

Formålet med undersøkelsen var å få en detaljert kartlegging av løsmasseavsetningen i området. Et utsnitt av et profil sentralt i måleområdet er vist i bilag 2. Refleksjonskonfigurasjoner i georadaropptaket kan korreleres med sedimentologiske enheter A-E (Riis 1992). Disse enhetene er definert på basis av sonderboringer og kornfordelingsdata. Antatt grunnvannsspeil ligger på 80-100 ns (ca. 2 m dyp). Reflektorer ned til 260-280 ns (ca. 9 m dyp) er vesentlig horisontale/subhorisontale og kan korreleres med enhet D (mellomsand m/grov sand eller fin sand). Under denne enheten sees skrålagning flere steder. Her opptrer samme type avsetninger som i enhet D, men skrålagningen har gitt grunnlag for en underinndeling D', som er antatt å representere en tidlig hendelse under avsetningen av enhet D (Riis 1992). Fjellreflektoren vises meget tydelig ved 550 ns (posisjon 490) til 500 ns (posisjon 610). En reflektor som ligger like over fjelloverflaten, og går parallelt med denne, kan representere overflaten av et bunnmorenelag (enhet A).

Strukturer og grunnvannsspeil i breelvavsetning, Gardermoen

Formålet med denne undersøkelsen var å finne egnede områder for studie av forurensningstransport i umettet sone. Bilag 3 viser et profil innenfor en del av området som er kalt 'Forsøksfeltet'. Grunnvannsspeil opptrer som en markant reflektor på ca. 4-5 m dyp. En reflektor på 1-3 m dyp representerer bunn av topplaget i en breelvavsetning. Fra topplaget mot dypet sees

skrålagning. Denne får økende helning der den krysser grunnvannsspeilet. Dette skyldes at EM-bølgene har lavere hastighet i vannmettet sone (Mauring & Lauritsen 1992).

Strukturer i deltaavsetning, Tana

Georadarmålinger er utført ved utløpet av Tanaelva i Finnmark. Hensikten med målingene var å få en oversikt over elvedeltaets geometri (mektighet og form) og en innsikt i deltaets indre strukturer. Opptakene i bilag 4 er målt i to parallelle profiler 40 m fra hverandre. Begge opptakene viser kanalstrukturer ('chutes') i foreset-lagning. Kanalen i venstre del av opptakene vider seg tydelig ut både lateralt og vertikalt fra opptaket som er vist øverst til opptaket som er vist nederst (Mauring & Rønning 1993).

Strukturer i breelvavsetning, Esebotn

I dette området var hensikten med georadarmålingene å få et generelt bilde av løsmassestrukturene, samt å kartlegge områder med redusert penetrasjonsdyp pga. saltvannsinntrengning. Opptaket i bilag 5 er et utsnitt av et profil langs dalbunnen i området. Penetrasjonsdyper er her stedvis over 45 m. Utsnittet viser et 3-4 m tykt topplag med underliggende skrålag. Disse flater ut mot et bunnlag. Ved posisjon 115 ser det ut som om bunnlaget ligger diskordant på en markant skrå reflektor (ved ca. 900 ns). Denne skrå reflektoren ser ut til å fortsette videre under bunnlaget og flater ut på ca. 40 m dyp. Reflektoren representerer trolig grensen mellom to avsetningstrinn (Lauritsen & Mauring 1993).

Strukturer i eolisk avsetning, Neringa, Litauen

Bilag 6 viser skrå lagdeling i en vindavsetning. En reflektor i nivå 2-9 moh. representerer muligens terrengoverflaten slik den så ut før avsetning av det eoliske materialet (angitt med piler i bilaget). Reflektoren kan ellers representere grunnvannsspeil. Dette er allikevel mindre sannsynlig, fordi grunnvannsspeil vanligvis opptrer som en horisontal reflektor i slike avsetninger.

11.2 Grunnvannsundersøkelser

Grunnvannsspeil og avsetningstype, Dirdal

Formålet med undersøkelsen var å finne egnede områder for uttak av ferskt grunnvann til et fiskeoppdrettsanlegg. I nærheten av måleområdet renner en elv som mater løsmassene med vann. Bilag 7 viser et utsnitt av et georadarprofil i området. Grunnvannsspeil sees på 2-4 m dyp. Utsnittet viser bratt skrålagning (20-35⁰), stedvis til et dyp på over 35 m. Bratt skrålagning og stor penetrasjon gjenspeiler grovkornede avsetninger og gunstige forhold for uttak av grunnvann (Mauring & Tønnesen 1991). Dette er seinere bekreftet ved boringer, som i hovedtrekk viser et topplag med steinet materiale til 3-4 m dyp. Under topplaget opptrer sand/grus-materiale med noe vekslende lagringstetthet til ca. 20-23 m dyp. Under sand/grus-materialet opptrer tettpakket finsand (Klemetsrud 1991 og 1992).

Strukturer i løsmasser og dyp til fjell, Bjørkmo, Røyrvik

Opptaket som er vist i bilag 8, viser flere steder skrå reflektorer som vanligvis indikerer relativt grove avsetninger. Dette stemmer bra med at en i området har et grustak. Grunnvannsspeil ligger for høyt til å kunne sees direkte i opptaket. Fjell sees som en uregelmessig og ujevn reflektor på 5-13 m dyp. Georadar påviste her området med størst mektighet av vannmettet materiale, men boring og testpumping kunne ikke påvise grunnvannsressurser som med sikkerhet kunne benyttes som vannkilde for Røyrvik sentrum (Bredesen & Mauring 1994).

Salt grunnvann, Sunndalsøra

Området mellom Litledalselva og Driva ble undersøkt med georadar. Formålet med undersøkelsene var å kartlegge georadarpenetrasjonen i området. Dette ble gjort for å kartlegge områder med saltvannsinntrengning med hensyn på uttak av salt grunnvann fra løsmasser til oppdrett av fisk ved Akvaforsk forskningsstasjon. Penetrasjonen er et uttrykk for saltvannsinntrengning, der lavt penetrasjonsdyp opptrer i områder med stor saltvannsinntrengning. Bilag 9 viser utsnitt av et georadaropptak som viser avtakende penetrasjon pga. saltvannsinntrengning. Stiplet linje angir grense for max penetrasjonsdyp. Hendelser under denne representerer støy. Bilaget viser også et kotekart over penetrasjonsdyp. Kartet viser tydelig at saltvannsinntrengningen er størst mellom elvene. Grunnvannsstrømningens retning er også indikert på figuren, og denne er antatt vinkelrett på penetrasjonskotene (Soldal et al. 1993, Soldal et al. in press).

Vannførende sprekker i fjell, Kjerkøy, Hvaler

Eksempelet i bilag 10 er fra Kjerkøy i Hvaler. Formålet med undersøkelsen var å kartlegge sprekker i fjell i forbindelse med en grunnvannsundersøkelse. Det venstre opptaket viser råopptak, mens det høyre er vist med subtraksjon av nabotraser (se kap. 9.2) som framhever skrå reflektorer. Flere skrå reflektorer kan tydelig sees i opptakene. Disse representerer sprekker i fjell, noe som er verifisert ved boringer (Banks et al. 1993, Rønning & Lauritsen 1993).

11.3 Miljøtekniske undersøkelser

Kartlegging av forurenset grunn, Haslemoen

Formålet med undersøkelsen var å forsøke å kartlegge områder med forhøyet nitratinnhold i grunnvannet som følge av overgjødning. Dette vil gi seg utslag i økt ledningsevne og redusert penetrasjonsdyp. Utsnittet som er vist i bilag 11, viser en kraftig reduksjon i penetrasjonsdyp fra posisjon 190 hvor en forlater et skogsområde. Jordstykket som har vært utsatt for overdreven gjødning starter ved posisjon 210. Georadaren har her trolig påvist og kartlagt forurenset område (Rønning & Kitterød 1992).

Kartlegging av deponi, Trandum

Hovedformålet med undersøkelsen var å avgrense et område som tidligere er benyttet som avfallsdeponi (gjenfylt dødisgrop). Profilet som er vist i bilag 12 antas å gå over deponiet. I områdene 0 til 40 og 120 til 220 sees en markert reflektor på 5-10 m dyp. Denne forsvinner tilsynelatende mellom posisjon 40 og 120. I dette området sees trauforment, reflektert energi ned til et maksimumsdyp på ca. 7.5 m ved posisjon 75. Det antas at den trauformede reflektoren (stiplet i bilaget) utgjør nedre grense for gjenfylt dødisgrop (gammelt avfallsdeponi). Svak signalstyrke mellom posisjon 180 og 205 skyldes passering av armert betongveg (Mauring et al. 1992a).

Rensing av drikkevann, Geiteryggen

Formålet med georadarmålingene var, i kombinasjon med andre geofysiske målemetoder å klarlegge løsmasseforholdene i området med tanke på infiltrasjonsegenskaper. Bilag 13 viser et utsnitt av et profil som er målt i området. En kraftig reflektor som kiler ut ved posisjon 135, representerer muligens nedre grense av strandavsetninger. Under denne har en distalsedimenter med horisontal lagdeling og overgang til randavsetninger med skrålagning (Mauring et al. 1992b).

Infiltrasjon av avløpsvann, Inderøya

Området ble undersøkt for å kartlegge løsmasser egnet for infiltrasjon av avløpsvann. Et georadaropptak er vist i bilag 14. Penetrasjonsdypet er ubetydelig. Størst penetrasjon opptrer i området mellom posisjon 40 og 80 hvor det kan være opptil 4 m med strandavsetninger ned til antatt finstoffrikt materiale eller fjell. Maksimal mektighet av løsmasser egnet for infiltrasjon av avløpsvann er altså 4 m (Koziel et al. 1993). Hilmo (1994) inndeler infiltrasjonsmuligheter i klasser fra 1 (infiltrasjon etter gjeldende retningslinjer) til 4 (små/ingen muligheter for infiltrasjon). Området mellom posisjon 40 og 80 er plassert i klasse 3; tilstrekkelig tykkelse, men noe lav kapasitet.

Påvisning av nedgravde objekter, Gardermoen

Hensikten med målingene var å påvise nedgravde tankanlegg. Opptaket i bilag 15 viser en klar diffraksjon med toppunkt ved posisjon 19. En slik hendelse er svært typisk for punktreflekterer som tanker, oljefat o.l. Naboprofiler viser ingen tilsvarende hendelser (Mauring et al. 1993).

11.4 Ressursundersøkelser

Kartlegging av myr, Kvesetenga, Flisa

Eksempelet (bilag 16) viser et profil som går over et myrområde ved Kvesetenga, Flisa. EM-bølgehastigheten ble bestemt til 0.07 m/ns. Her framtrer en meget kraftig reflektor på et dyp som varierer fra 0 (posisjon 615) og opptil 5.5 meter (posisjon 324). Denne representerer etter all sannsynlighet bunn av myra. Reflektor nr. 2 i dette området er åpenbart en multippel av den første. På grunn av nær totalrefleksjon av energien ved bunn av myra, er det ikke mulig å få informasjon om dypereliggende lag (Rønning 1991).

Kartlegging av sand/grus, Durmålsskarddalen

Utsnitt av et opptak er vist i bilag 17. Profilet er målt på tvers av avsetningsretningen for en elveavsetning. Skrålagning kan sees å helle nedover mot profilretningen mellom posisjon 0 og 45 og heller oppover mot profilretningen mellom posisjon 110 og 150. Disse strukturene skyldes trolig at massene er avsatt i vifteform fra en sidedal. Nedre grense for penetrasjonen utgjøres trolig av finkornede morenemasser som kan observeres i vannkanal ved enden av profilet. På grunnlag av hastighetsanalyser og resultater fra andre profiler antas maksimal mektighet av utnyttbare ressurser å være ca. 18 m.

Kartlegging av sprekker i naturstein, Høgåsen, Røyken

Georadarmålinger ble foretatt på toppen av en gjenstående pall i et granittbrudd. To opptak er vist i bilag 18. Opptaket øverst til venstre viser råopptak, mens opptak nederst til venstre er presentert med subtraksjon av nabotraser (se kap. 9.2), en prosessering som framhever skrå reflektorer. Opptakene viser flere skrå og horisontale reflektorer som trolig representerer sprekker i fjell. Tolkning av opptakene er vist øverst til høyre i bilaget. Skrå reflektorer er manuelt migrert. Nederst til høyre er en geologisk tolkning basert på feltobservasjoner og kompassmålinger av sprekker. Stiplede streker i den geologiske tolkningen angir antatt sprekkeforløp. Sprekker som gjenkjennes i georadarprofilene er merket B, C, D, E og F (Heldal og Lauritsen 1994).

11.5 Andre undersøkelser

Arkeologiske undersøkelser, Karnilshaugen ved Hauge i Sandane

En haug i terrenget er undersøkt for å forsøke å finne ut hvorvidt haugen er en menneskebygd gravhaug eventuelt kultsted, eller om dens oppbygning er naturbetinget. Profilet som er vist i bilag 19, er målt sentralt over haugen. Reflektor ved ca. 270 ns i venstre del av opptaket kan representere fortsettelsen av den utenforliggende markoverflata. Det kan derfor ikke utelukkes at haugen er bygd av mennesker. Bjørgo ved Universitet i Bergen (pers.med.) refererer til Nesjø og Soldal (også ved UiB) som mener å kunne se refleksjonsmønster som indikerer menneskelagde strukturer, og at haugen derfor må sees på som et fornminne. En annen teori er at haugen er dannet ved naturlige prosesser; rest av en randmorene eller en kame (Lauritsen 1992).

Arkeologiske undersøkelser, Erkebispegården, Trondheim

Formålet med undersøkelsen var å forsøke å kartlegge middelalder-murer. En av disse er synlig i en del av det undersøkte området. Bilag 20 viser et opptak som er målt langs et profil som antas å gå på tvers av murenes lengderetning. Bilaget viser to hyperbler, en ved posisjon 4,6 med toppunkt på 40 ns og en ved posisjon 19,4 med toppunkt på 30 ns. Disse er angitt med piler i bilaget. Disse hendelsene antas å indikere plasseringen av toppen av murene langs dette profilet (Tønnesen 1994).

Lokalisering av bussvrak, Gaustadvatnet

Ved bredden av dette vannet ble det på 50-tallet dumpet en buss som det i dag er aktuelt å heve, pga. status som veterankjøretøy. Georadarmålinger ble utført for å forsøke å lokalisere bussen. Målingene ble utført i en periode da vannet var islagt. De to øverste opptakene som er målt i kryssende profiler (bilag 21) viser tydelig diffraksjonsmønster/amplitudeanomalier i et område der en på forhånd antok at bussen kunne befinne seg. Den nederste kraftige reflektoren representerer bunn av vannet. Det nederste opptaket er målt i et 'uforstyrret' område.

12 REFERANSER

- Annan, A.P. 1993: Practical processing of GPR data. *Proceedings of the second government workshop on ground penetrating radar.*
- Annan, A.P. & Cosway, S.W. 1992: Ground penetrating radar survey design. *Paper prepared for the annual meeting of SAGEEP, Chicago, April 26-29-1992.*
- Annan, A.P. & Davis, J.L. 1976: Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Science, Vol. 11, No. 4, 383-394.*
- Annan, A.P. & Thuma, W.R. 1992: Lost and found: Canadian know-how finds lost squadron. *Engineering dimensions, september/october 1992.*
- Annan, A.P., Davis, J.L. & Gendzwill, D. 1988: Radar sounding in potash mines, Saskatchewan, Canada. *Geophysics 53, No. 12, 1556-1564.*
- Banks, D., Lauritsen, T., Rohr-Torp, E., Rønning, J.S. & Skarphagen, H. 1993: Groundwater in bedrock - Hvaler Project. Investigations at testsite Utengen. *NGU Rapport 93.117.*
- Beres, M. Jr. & Haeni, F.P. 1991: Application of ground-penetrating-radar methods in hydrogeologic studies. *Ground water 29, No. 3, 375-386.*
- Berg, F., Andreasen, F. & Ahrentzen, P. 1983: Georadar til sand- og gruskortlægning. *Statens Vejlaboratorium Danmark, Interne notater 147.*
- Bevan, B.W. 1991: The search for graves. *Geophysics, Vol. 56, No. 9, 1310-1319.*
- Black, K. & Kopac, P. 1992: The application of ground-penetrating radar in highway engineering. *Public roads, Vol. 56, No. 3, 96-103.*
- Bredesen, O. & Muring, E. 1994: Grunnvannsundersøkelser i Røyrvik kommune. Oppfølging av GiN-prosjekter i Nord-Trøndelag fylke. *NGU Rapport 94.057.*
- Campbell, K.J. & Orange, A.S. 1974: A continuous profile of sea ice and freshwater ice thickness by impulse radar. *Polar Record, Vol. 17, No. 106, 31-41.*
- Chow, T.L. & Rees, H.W. 1989: Identification of subsurface drain locations with ground-penetrating radar. *Can. J. Soil. Sci. 69: 223-234.*
- Collins, M.E., Cum, M. & Hanninen, P. 1994: Using ground-penetrating radar to investigate a subsurface karst landscape in north-central Florida. *Geoderma 61, 1-15.*
- Collins, M.E., Doolittle, J.A. & Rourke, R.V. 1989: Mapping depth to bedrock on a glaciated landscape with ground-penetrating radar. *Soil sc. am. j., Vol. 53, 1806-1812.*
- Cook, J.C. 1975: Radar transparencies of mine and tunnel rocks. *Geophysics, Vol. 40, No. 5, 865-885.*

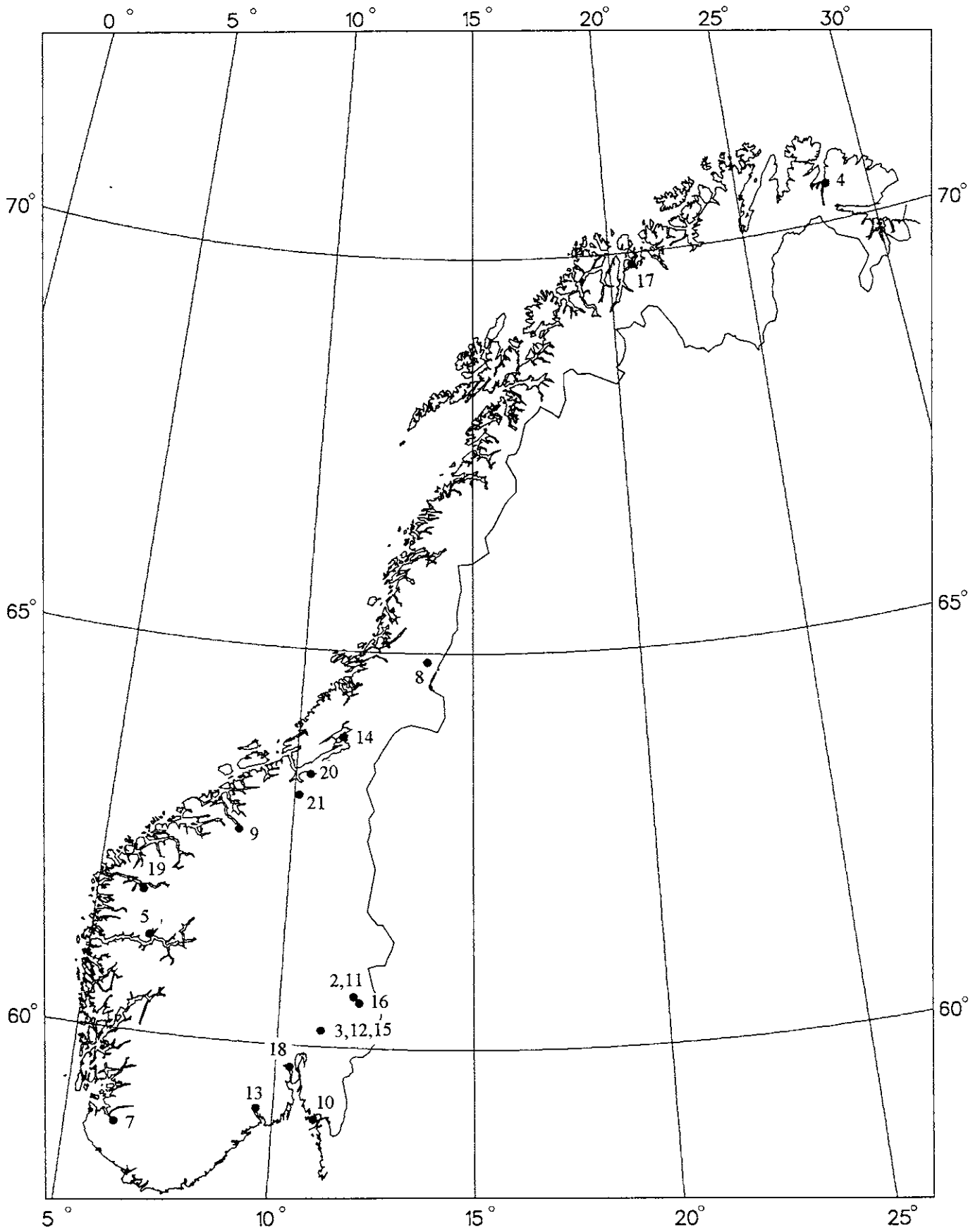
- Daniels, J. 1988: Locating caves, tunnels and mines: *The Leading Edge*, 7, No. 3, 32-37.
- Daniels, J.J. 1989: Fundamentals of ground penetrating radar. *In: proceedings of the symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems. SAGEEP '89, march 13-16, 1989, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.*
- Daniels, D.J., Gunton, D.J. & Scott, H.F. 1988: Introduction to subsurface radar. *IEE Proceedings, Vol. 135, Pt.F, No. 4, August 1988.*
- Davenport, G.C., Griffin, T.J., Lindemann, J.W. & Heimner, D. 1990: Geoscientists and law enforcement professionals work together in Colorado. *Geotimes, july 1990.*
- Davis, J.L. & Annan, A.P. 1989: Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. prosp. Vol. 37, No. 5, 531-551.*
- Dolphin, L.T., Beatty, W.B. & Tanzi, J.D. 1978: Radar probing of Victorio Peak, New Mexico. *Geophysics 43, No. 7, 1441-1448.*
- Doolittle, J.A. 1987: Using ground-penetrating radar to increase the quality and efficiency of soil surveys. *Soil Survey Techniques, SSSA Special Publication No. 20.*
- Doolittle, J.A., Hardisky, M.A. & Black, S. 1992: A ground-penetrating radar study of Goodream palsas, Newfoundland, Canada. *Arctic and Alpine Research, Vol. 24, No. 2, 1992, 173-178.*
- Doolittle, J.A., Hardisky, M.A. & Gross, M.F. 1990: A ground-penetrating radar study of active layer thicknesses in areas of moist sedge and wet sedge tundra near Bethel, Alaska, USA. *Arctic and Alpine Research, Vol. 22, No. 2, 1990, 175-182.*
- Evans, S. 1963: Radio techniques for the measurement of ice thickness. *Polar Record, 11, 406-410.*
- Fisher, E., McMechan, G.A., Gorman, M.R., Cooper, A.P.R., Aiken, C.L.V., Ander, M.E. & Zumberge, M.A. 1989: Determination of bedrock topography beneath the Greenland ice sheet by three-dimensional imaging of radar sounding data. *Journal of geophysical research, Vol. 94, No. 3, 2874-2882.*
- Fisher, E., McMechan, G.A. & Annan, A.P. 1992: Acquisition and processing of wide-aperture ground-penetrating radar data. *Geophysics 57, No. 3, 495-504.*
- Fisher, E., McMechan, G.A., Annan, A.P. & Cosway, S.W. 1992a: Examples of reverse-time migration of single-channel, ground-penetrating radar profiles. *Geophysics 57, No. 4, 577-586.*
- Foster, A.R., Veatch, M.D. & Baird, S.L. 1987: Hazardous waste geophysics: *The Leading Edge*, 6, No. 8, 8-13.
- Goodman, R.H. 1975: Radio echo sounding on temperate glaciers. *Journal of glaciology, Vol. 14, No. 70, 57-69.*

- Hammond, W.R. & Sprenke, K.F. 1991: Radar detection of subglacial sulphides. *Geophysics* 56, No. 6, 870-873.
- Harrison, C.H. 1970: Reconstruction of subglacial relief from radio echo sounding records. *Geophysics*, Vol. 35, No. 6, 1099-1115.
- Heald, S.R. & Smith, S.S. 1992: Subsurface interface radar: a nondestructive testing alternative. *Public works*, august 1992.
- Heldal, T. & Lauritsen, T. 1994: Georadarundersøkelser i natursteinsforekomster. Eksempel fra Røyken. *NGU Rapport* 94.037.
- Hilmo, B.O. 1994: Løsmassekartlegging for infiltrasjon av avløpsvann fra spredt bebyggelse i områdene Bergselva, Åsabekken, Loråsbekken og Salbergelva, Inderøy kommune, Nord-Trøndelag. *NGU Rapport* 94.019.
- Imai, T., Sakayama, T. & Kanemori, T. 1987: Use of ground-probing radar and resistivity surveys for archaeological investigations. *Geophysics* 52, No. 2, 137-150.
- Jol, H.M. & Smith, D.G. 1991: Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Can. J. Earth Sci.* 28, 1939-1947.
- Judge, A.S., Tucker, C.M., Pilon, J.A. & Moorman, B.J. 1991: Remote sensing of permafrost by ground-penetrating radar at two airports in Arctic Canada. *Arctic*, Vol. 44, Supp. 1, 40-48.
- Kearey, P. & Brooks, M. 1991: An introduction to geophysical exploration. *Blackwell scientific publications*. ISBN 0-632-02923-4.
- Klemetsrud, T. 1991: Grunnvannsundersøkelser i Dirdal, Gjesdal kommune. *NGU Rapport* 91.237.
- Klemetsrud, T. 1992: Grunnvannsundersøkelser i Dirdal, Gjesdal kommune. *NGU Rapport* 92.179.
- Kong, F.-N. & By, T.L. in press: Performance of a GPR system which uses step frequency signals. Accepted for publication in *Journal of Applied Geophysics*.
- Kovas, J.E. 1991: Survey applications of ground-penetrating radar. *Surveying and land information systems*, Vol. 51, No. 3, 144-148.
- Koziel, J., Tønnesen, J.F. & Hilmo, B.O. 1993: Geofysiske målinger i forbindelse med infiltrasjon av avløpsvann i Inderøy kommune. *NGU Rapport* 92.296.
- Lauritsen, T. 1992: Georadarmålinger over Karnilshaugen ved Hauge i Sandane, Gloppen kommune. *NGU Rapport* 92.323.
- Lauritsen, T. & Muring, E. 1993: Georadarmålinger og vertikale elektriske sonderinger i Esebotn ved Balestrand, Sogn og Fjordane. *NGU Rapport* 93.004.

- Lauritsen, T. & Rønning, J.S. 1992: Geofysiske målinger over mulige vannførende sprekkesoner på Kjerkøy, Hvaler. *NGU Rapport 92.173*.
- Mauring, E. 1992: Georadarmålinger ved By, Orkdal kommune. *NGU Rapport 92.154*.
- Mauring, E. & Lauritsen, T. 1992: Georadarmålinger ved Gardermoen, Ullensaker og Nannestad kommuner. *NGU Rapport 92.276*.
- Mauring, E. & Lauritsen, T. 1993: Georadarmålinger i området rundt Nordmokorset, Nannestad kommune. *NGU Rapport 93.030*.
- Mauring, E. & Tønnesen, J.F. 1991: Geofysiske grunnvannsundersøkelser i Dirdal, Gjesdal kommune, Rogaland. *NGU Rapport 91.198*.
- Mauring, E. & Rønning, J.S. 1993: Geofysiske undersøkelser i Tanadalen, Tana kommune. *NGU Rapport 93.122*.
- Mauring, E., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 1991: Geofysiske undersøkelser av sand/grusforekomstene Lie og Granlia, Gausdal, Oppland. *NGU Rapport 91.254*.
- Mauring, E., Rønning, J.S. & Tønnesen, J.F. 1992a: Geofysiske målinger over deponi på Trandum, Ullensaker kommune. *NGU Rapport 92.268*.
- Mauring, E., Storrø, G. & Tønnesen, J.F. 1992b: Geofysiske undersøkelser på Geiteryggen, Skien kommune. *NGU Rapport 92.300*.
- Mauring, E., Lauritsen, T. & Tønnesen, J.F. 1993: Geofysiske målinger over deponier ved Gardermoen flystasjon, Ullensaker kommune. *NGU Rapport 93.048*.
- Mellett, J.S. 1990: Ground-penetrating radar enhances knowledge of Earth's surface layer. *Geotimes, september 1990*.
- Overmeeren, R.A. van 1994: Georadar for hydrogeology. *First Break, Vol. 12, No. 8, 401-408*.
- Pittman, W.E., Church, R.H., Webb, W.E. & McLendon, J.T. 1984: Ground Penetrating Radar. A review of its application in the mining industry. *United States Department of the interior, Bureau of Mines. Information Circular 8964*.
- Rees, H.V. & Glover, J.H. 1992: Digital enhancement of ground probing radar data; *in Ground penetrating radar, ed. J. Pilon; Geological Survey of Canada, Paper 90-4, 187-192*.
- Riis, V. 1992: Avsetningsmodell og hydrogeologi av Haslemoen. *Cand. Scient.-oppgave i geologi. Institutt for geologi, Universitetet i Oslo, desember 1992*.
- Roberts, R. & Daniels, J.J. 19??: Seasonal variations and ground-penetrating radar data repeatability.

- Rubin, L.A. & Fowler, J.C. 1978: Ground-probing radar for delineation of rock features. *In: W.R. Judd (Ed.), Near Surface Underground Opening Design. Eng. Geol., 12, 163-170.*
- Rønning, J.S. 1991: Georadarmålinger på Kvesetenga, Flisa, Åsnes kommune, Hedmark. *NGU Rapport 91.255.*
- Rønning, J.S. 1992: Geofysiske metoder. I: *Byggeråstoffer; kartlegging undersøkelse og bruk. Red. Peer-R. Neeb. Tapir forlag 1992. ISBN 82-519-1122-2.*
- Rønning, J.S. & Lauritsen, T. 1993: Mapping of fracture zones in bedrock using geophysical methods: A case study from Hvaler Region. *XXIVth IAH Congres Norway. Field Excursion Guide 2. The Oslofjord Area.*
- Rønning, J.S. & Kitterød, N.O. 1992: Ground penetrating radar at Haslemoen, SE-Norway. *Poster presentation at 54th EAEG-meeting in Paris, June 1st-5th, 1992.*
- Rønning, J.S. & Muring, E. 1991: Georadar og refleksjonsseismiske målinger på Haslemoen, Våler kommune, Hedmark. *NGU Rapport 91.270.*
- Sheriff, R.E. 1984: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, 2nd ed. *Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK. 323 pp.*
- Sigurdsson, T. & Wikstrøm, P. 1986: Grundundersökningar med georadar - allmän information. *SGAB.*
- Sigurdsson, T. 1988: Georadarmätning vid Gardermoen, Ullensaker kommune, Akershus (Testmätning i olika geologiska miljöer). *Sveriges Geologiska AB. ID-nr.: IRAP: 88424.*
- Sigurdsson, T. 1991: Georadarmätning inom Gardermoavsättningen, Ullensaker kommune, Akershus. *T.S. Geokonsult. ID-nr.: Rap. 91301.*
- Skov- og Naturstyrelsen 1987: Geofysik og råstofkortlægning. *Udgivet av Skov- og Naturstyrelsen, Miljøministeriet. Danmark. ISBN 87 503 6531 2.*
- Smith, D.G. & Jol, H.M. 1992: Ground-penetrating radar investigation of a Lake Bonneville delta, Proto level, Brigham City, Utah. *Geology, v. 20, p. 1083-1086.*
- Soldal, O., Rye, N., Muring, E. & Halvorsen, E. 1993: Salt industrigrunnvann. Delprosjekt: Oppfølgende geologiske og geofysiske undersøkelser av fjorddeltaet på Sunndalsøra. *NGU Rapport 93.035.*
- Soldal, O., Muring, E., Halvorsen, E. & Rye, N. in press: Seawater intrusion and fresh groundwater hydraulics in fjord delta aquifers inferred from ground-penetrating radar and resistivity profiles - Sunndalsøra and Esebotnen, Western Norway. Accepted for publication in *Journal of Applied Geophysics.*
- Stenberg, L. 1984: Geofysisk borhullslogging. Presentasjon av georadar. *Scandinavian Geological Systems A/S.*

- Stewart, R.D. & Unterberger, R.R. 1976: Seeing through rock-salt with radar. *Geophysics* 41, No. 1, 123-132.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. 1976: Applied geophysics. Cambridge University Press. ISBN 0-521-29146-1.
- Trabant, P.K. 1984: Applied High-Resolution Geophysical Methods. *International Human Resources Development Corp., Boston*. 265 pp.
- Triumf, C.-A. 1992: Geofysik för geotekniker. Metoder och tillämpningar. *Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm*. ISBN 91-540-5493-1.
- Truman, C.C., Asmussen, L.E. & Allison, H.D. 1991: Ground-penetrating radar: a tool for mapping reservoirs and lakes. *Journal of soil and water conservation, september- october 1991*, 370-373.
- Turner, G. 1994: Subsurface radar propagation deconvolution. *Geophysics* 59, No.2, 215-223.
- Tønnesen, J.F. 1990: Forsøksmålinger med georadar, Ullensaker kommune, Akershus. *NGU Rapport 90.104*.
- Tønnesen, J.F. 1994: Georadarmålinger øst for Erkebispegården i Trondheim. *NGU Rapport 94.097*.
- Ulriksen, C.P.F. 1982: Application of impulse radar to civil engineering. *Unpublished doctoral thesis, Lund University of Technology, Sweden*.
- Ursin, B. 1983: Review of elastic and electromagnetic wave propagation in horizontally layered media. *Geophysics* 48, No. 8, 1063-1081.
- Vaughan, C.J. 1986: Ground-penetrating radar surveys used in archaeological investigations. *Geophysics* 51, No. 3, 595-604.
- Vellidis, G., Smith, M.C., Thomas, D.L. & Asmussen, L.E. 1990: Detecting wetting front movement in sandy soil with ground-penetrating radar. *American Society of Agricultural Engineers, Vol. 33, No. 6*.
- Warner, B.G., Nobes, D.C. & Theimer, B.D. 1990: An application of ground penetrating radar to peat stratigraphy of Ellice Swamp, southwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 27, 932-938.
- Wikstrøm, P. 1993: Radarsystems designed to meet the future. *Reklamebrosjyre fra Radarteam Sweden AB*.
- Ødegård, R.S. 1993: Ground and glacier thermal regimes related to periglacial and glacial processes: Case studies from Svalbard and southern Norway. *Dr. Scient. thesis. Department of Geography. University of Oslo, Norway, 1993*. ISBN 0803-8848.



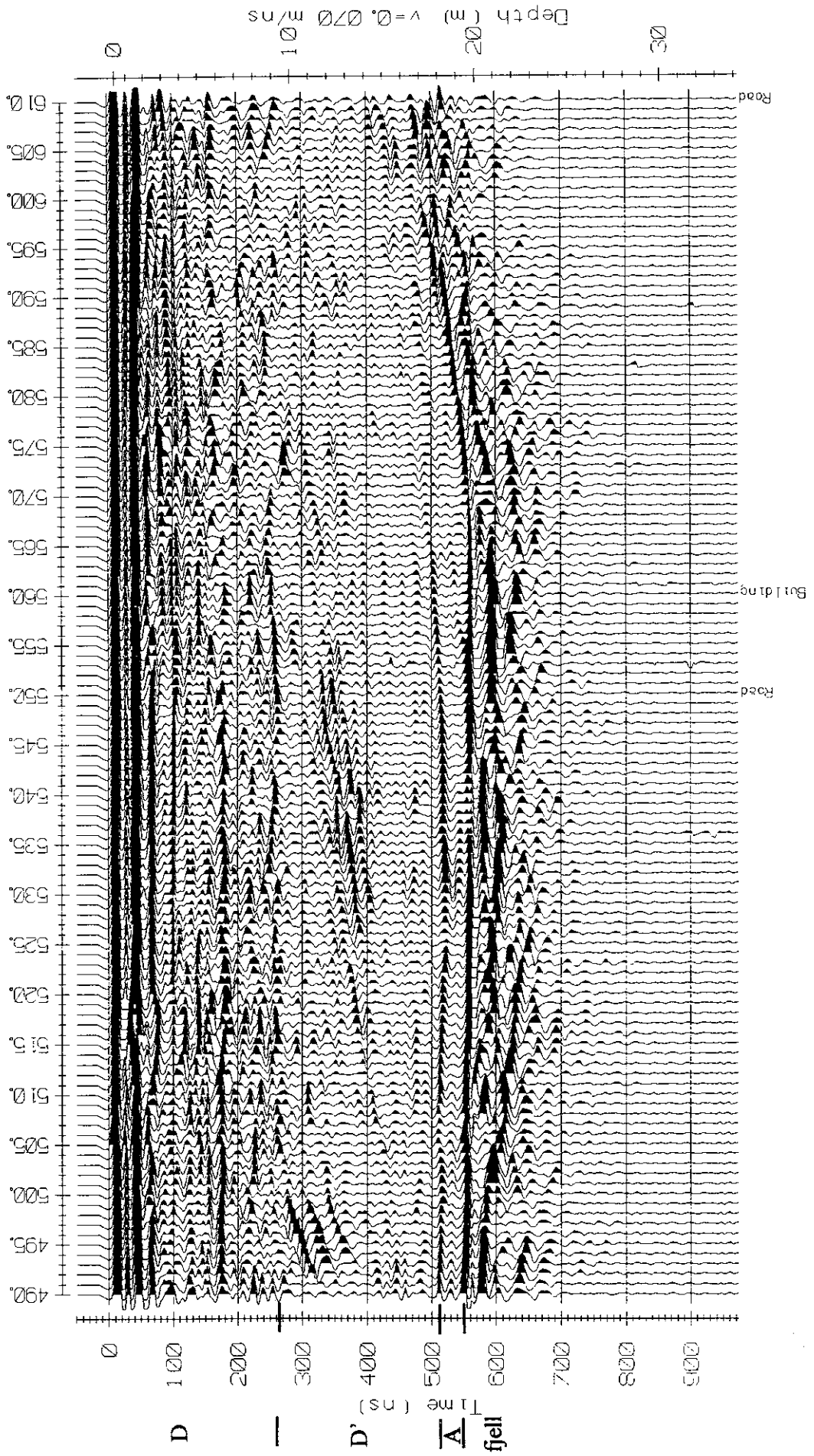
Oversiktskart, eksempler på opptak

Opptaksparametre

Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 32
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Kvartærgeologi og fjelltopografi, Haslemoen

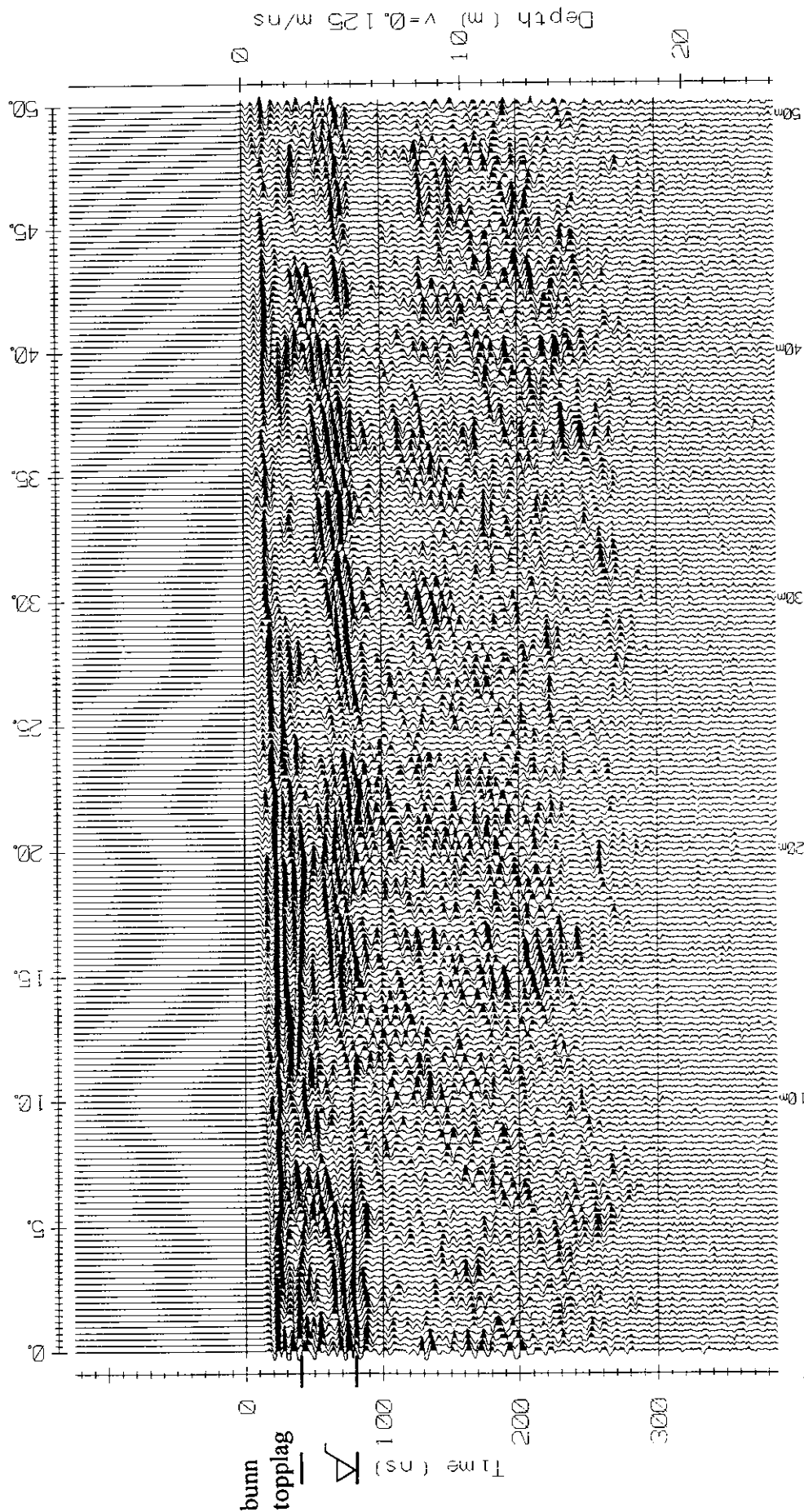
Prosessering
'Points stacking': 5
Forsterkning: Brukerdefinert



Strukturer og grunnvannsspeil i brelvavsetning, Gardermoen

Prosessering
'Points stacking': 2
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.125
Dempning (dB/m): 1
Max forsterkning: 500
Traseinterpolasjon

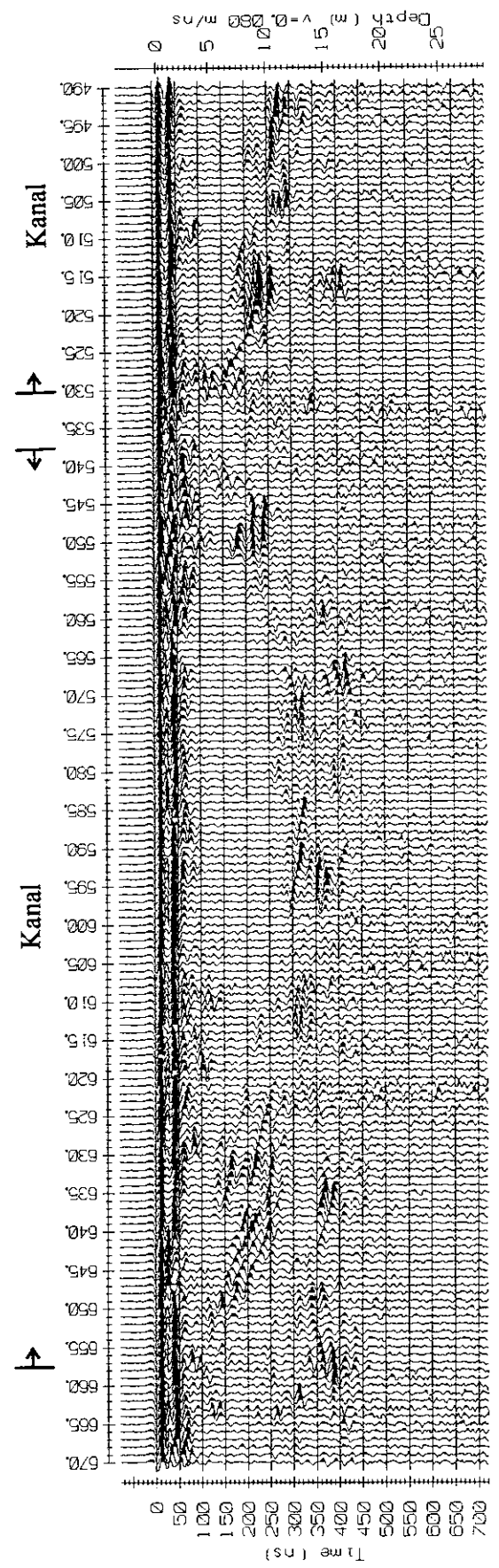
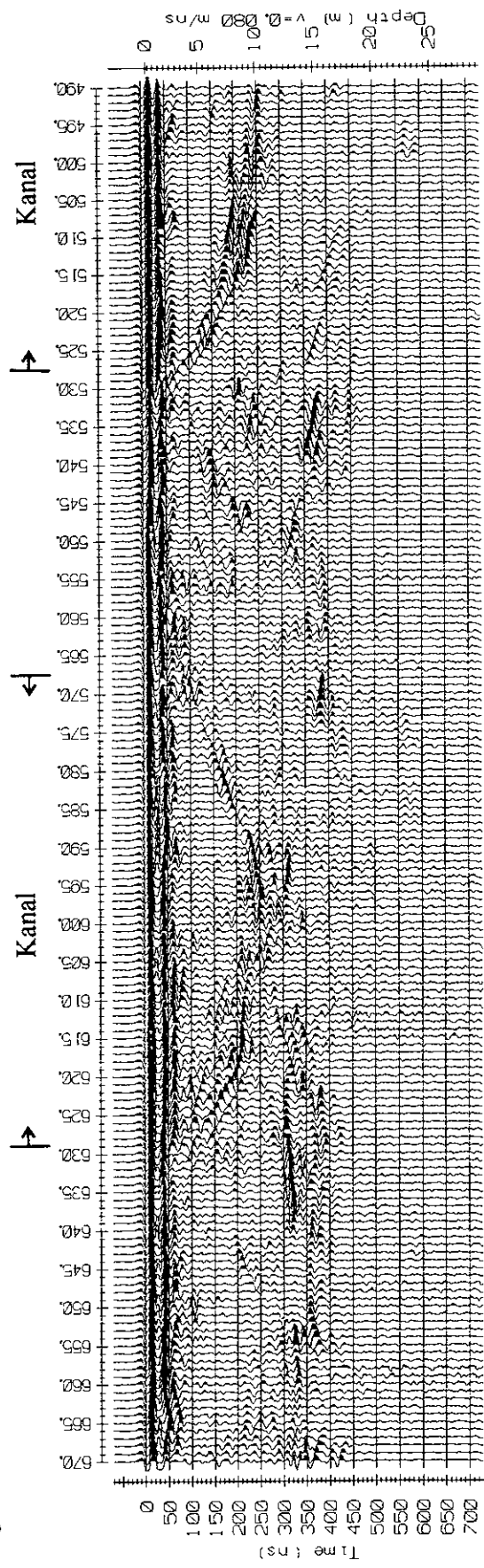
Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 0.25
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 64
Antenne senterfrekvens (MHz): 200
Senderspenning (V): 400



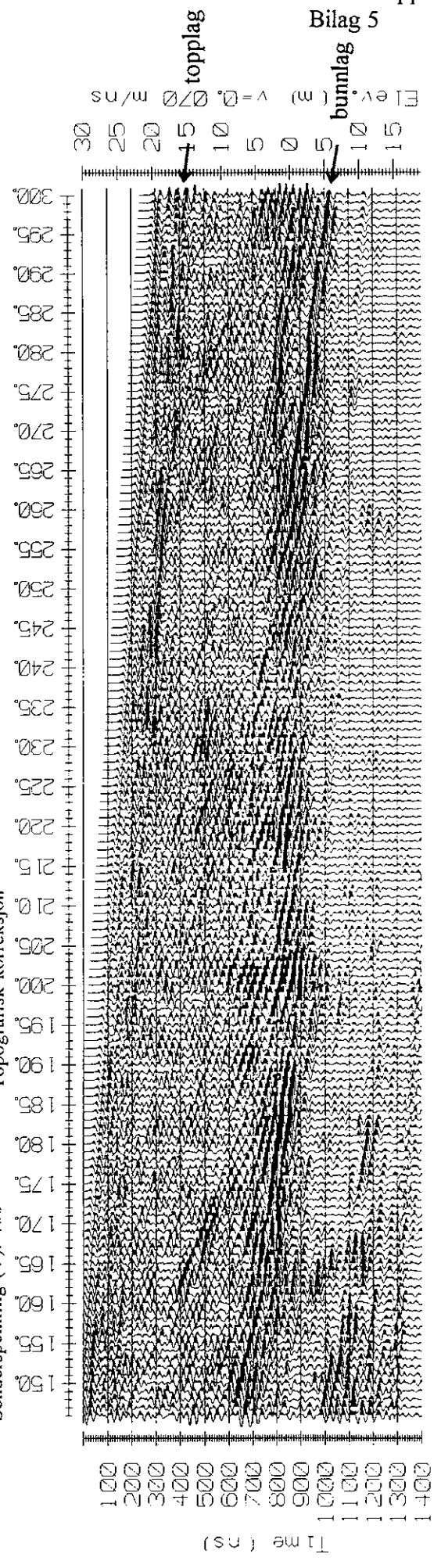
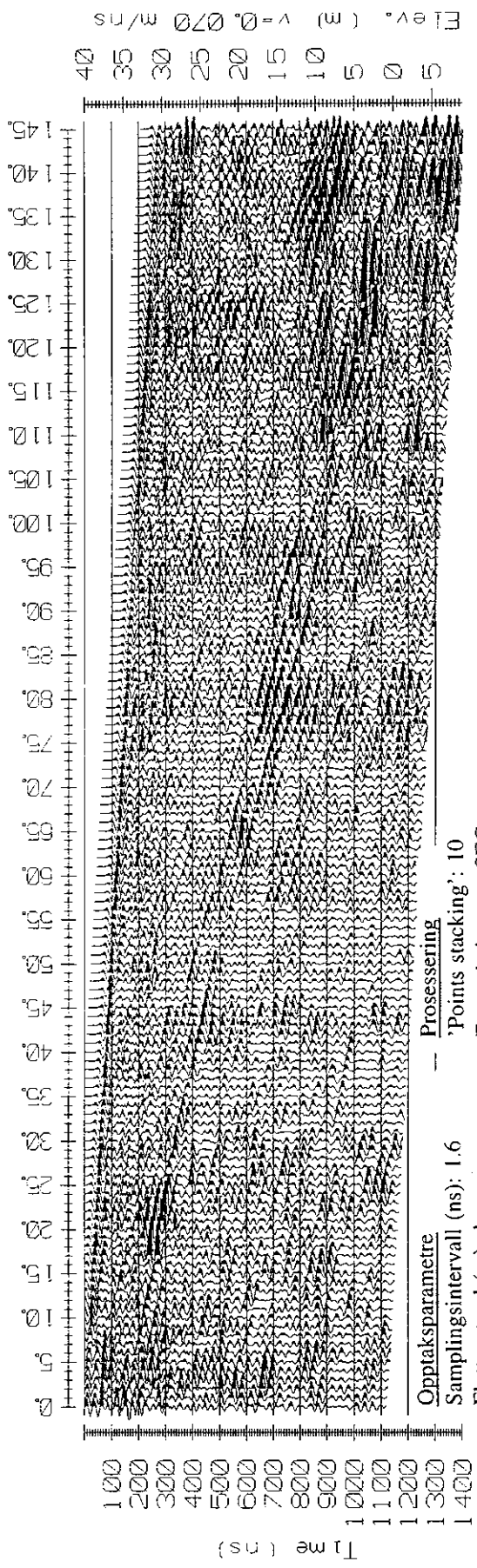
Opplysningsparametre
'Points stacking': 5
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.08
Demping (dB/m): 0.5
Max forsterkning: 30

Strukturer i deltaavsetning, Tana

Opplysningsparametre
Samplingsintervall (ns): 1.6
Flyttavstand (m): 1
Antall 'stacks': 128
Antenne senterfrekvens (Mhz): 50
Senderspenning (V): 400



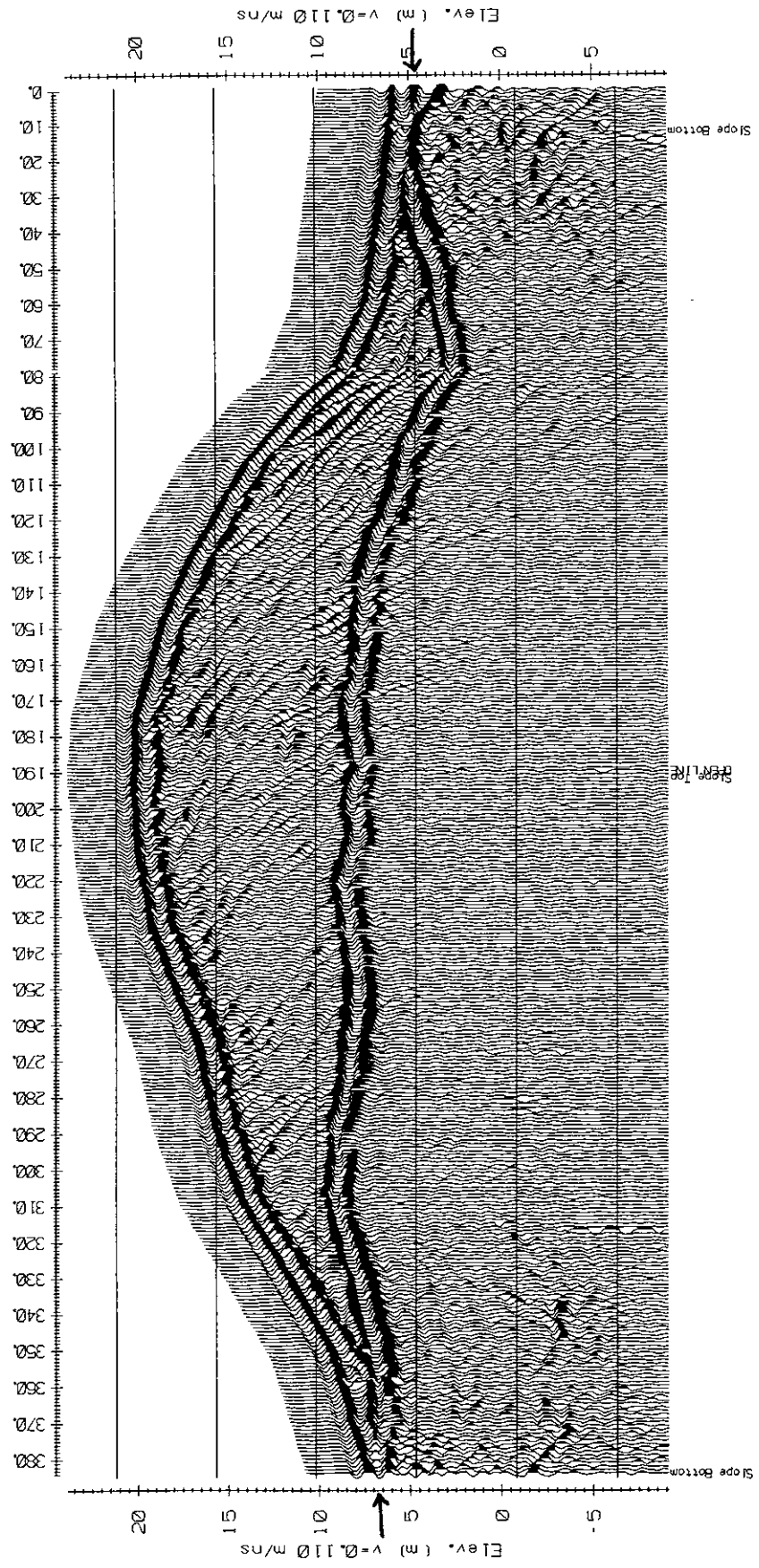
Strukturer i brelvavsetning, Esebotn



Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 1.6
Flyttavstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 32
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Prosessering
'Points stacking': 5
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.11
Dempning (dB/m): 0.7
Max forsterkning: 40
Topografisk korreksjon

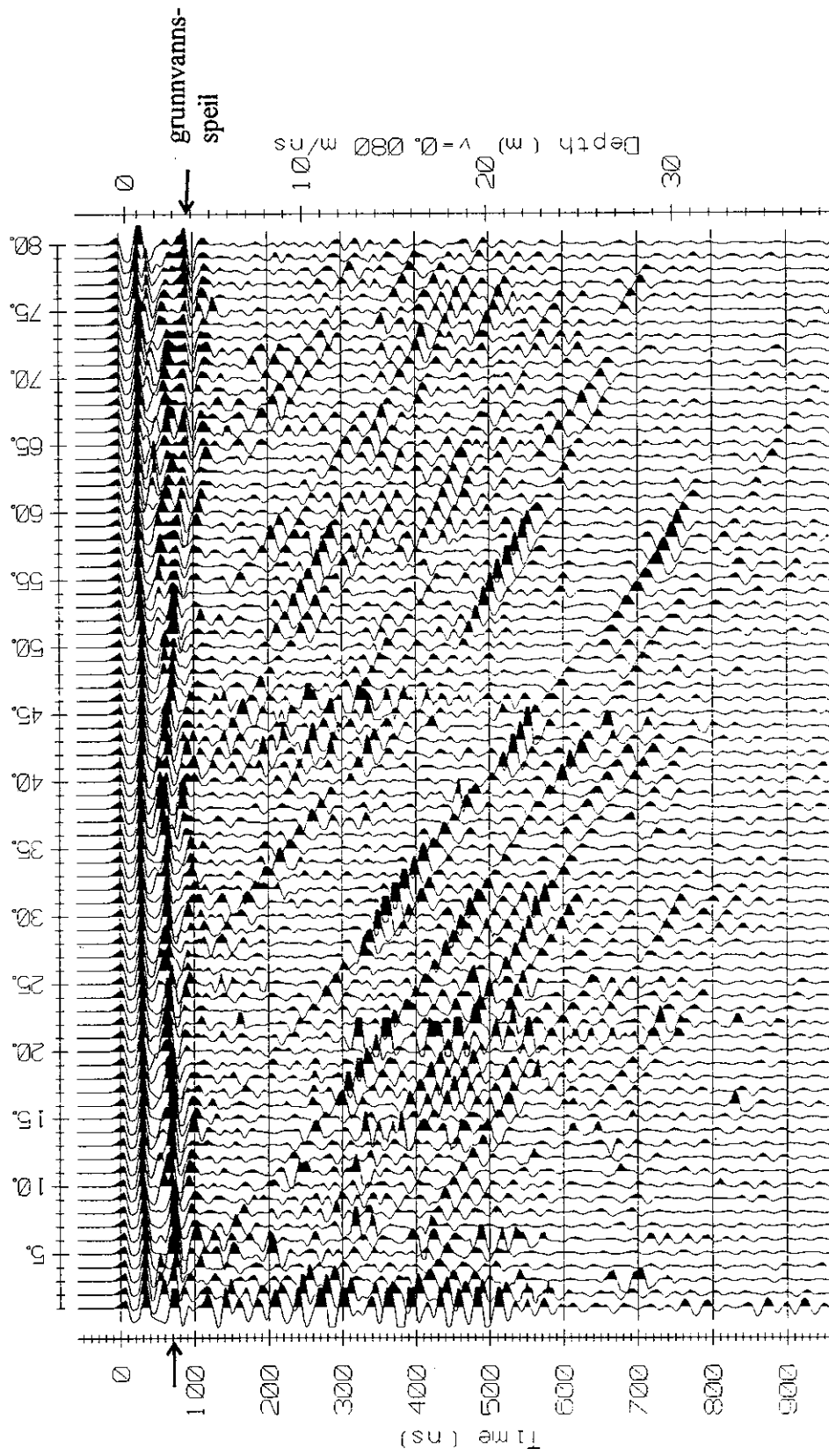
Strukturer i eolisk avsetning, Neringa, Litauen



Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttravstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 128
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Grunnvannsspeil og avsetningstype, Dirdal

Prosessering
'Points stacking': 10
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.08
Dempning (dB/m): 0.1
Max forsterkning: 20

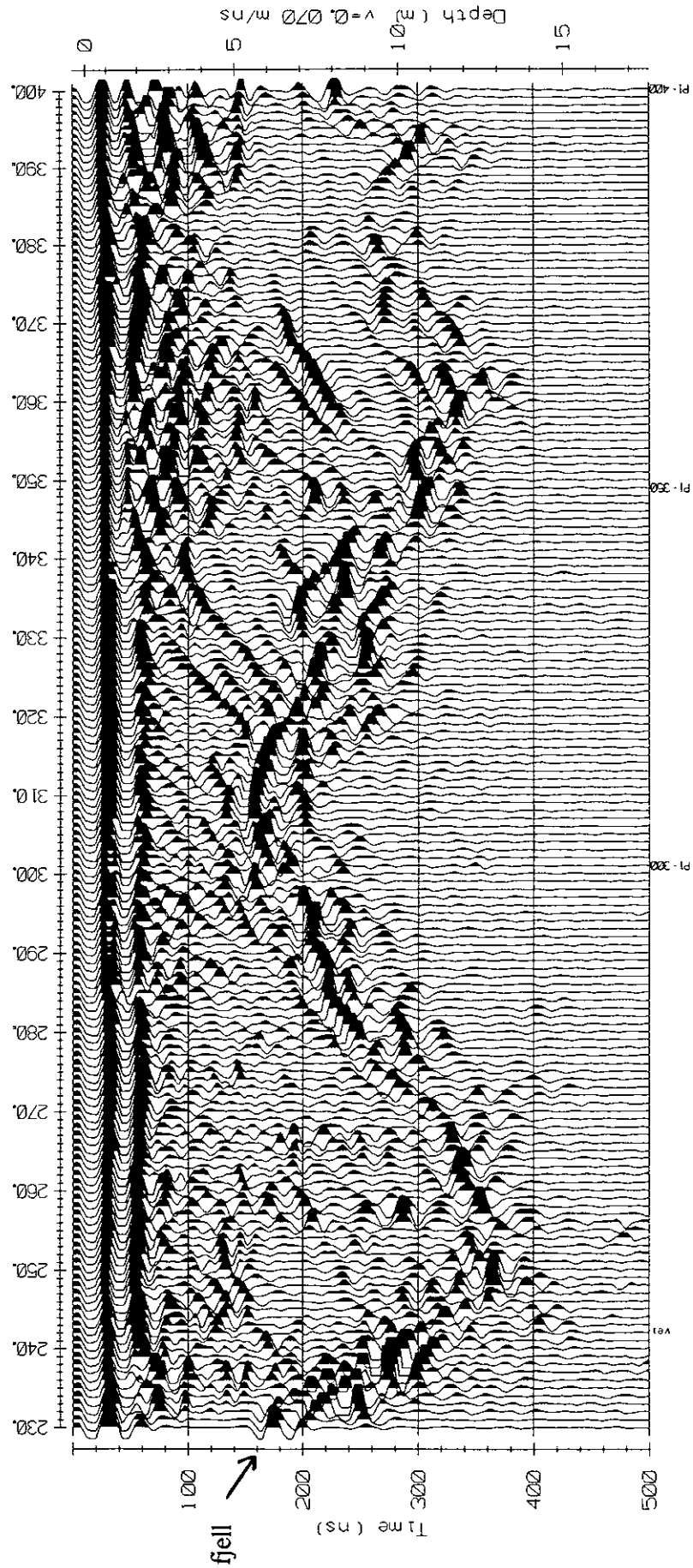


Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 1.6
Flyttavstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 32
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Prosessering
'Points stacking': 5
Forsterkning: SEC

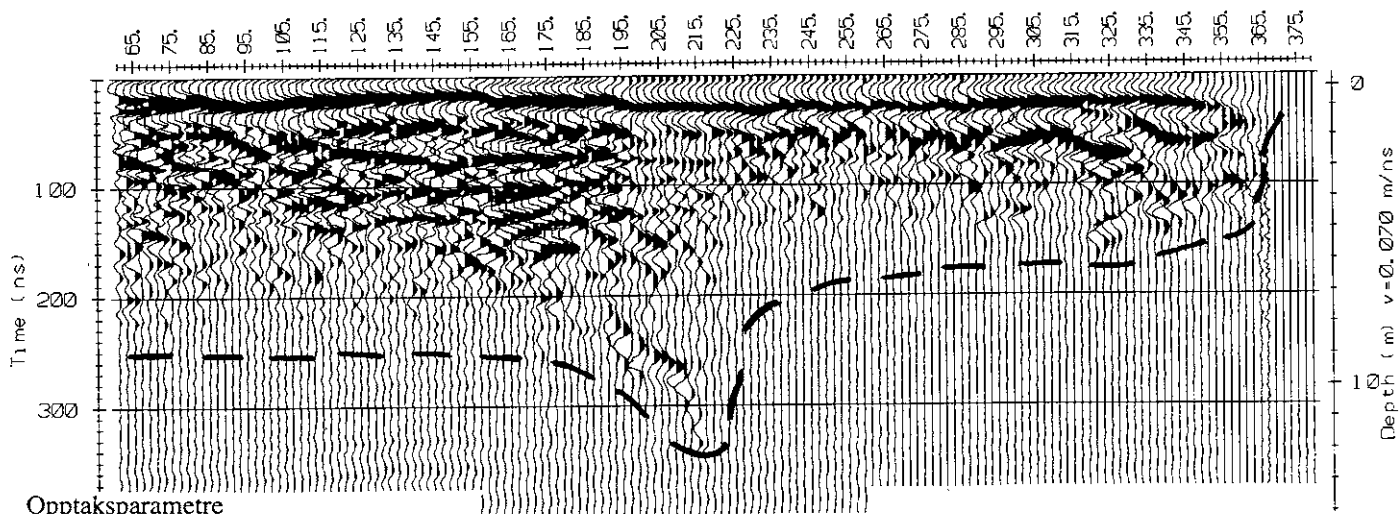
Hastighet (m/ns): 0.07
Dempning (dB/m): 0.5
Max forsterkning: 100

Strukturer i løsmasser og dyp til fjell, Bjørkmo, Røyrvik



Salt grunnvann, Sunndalsøra

Georadaropptak



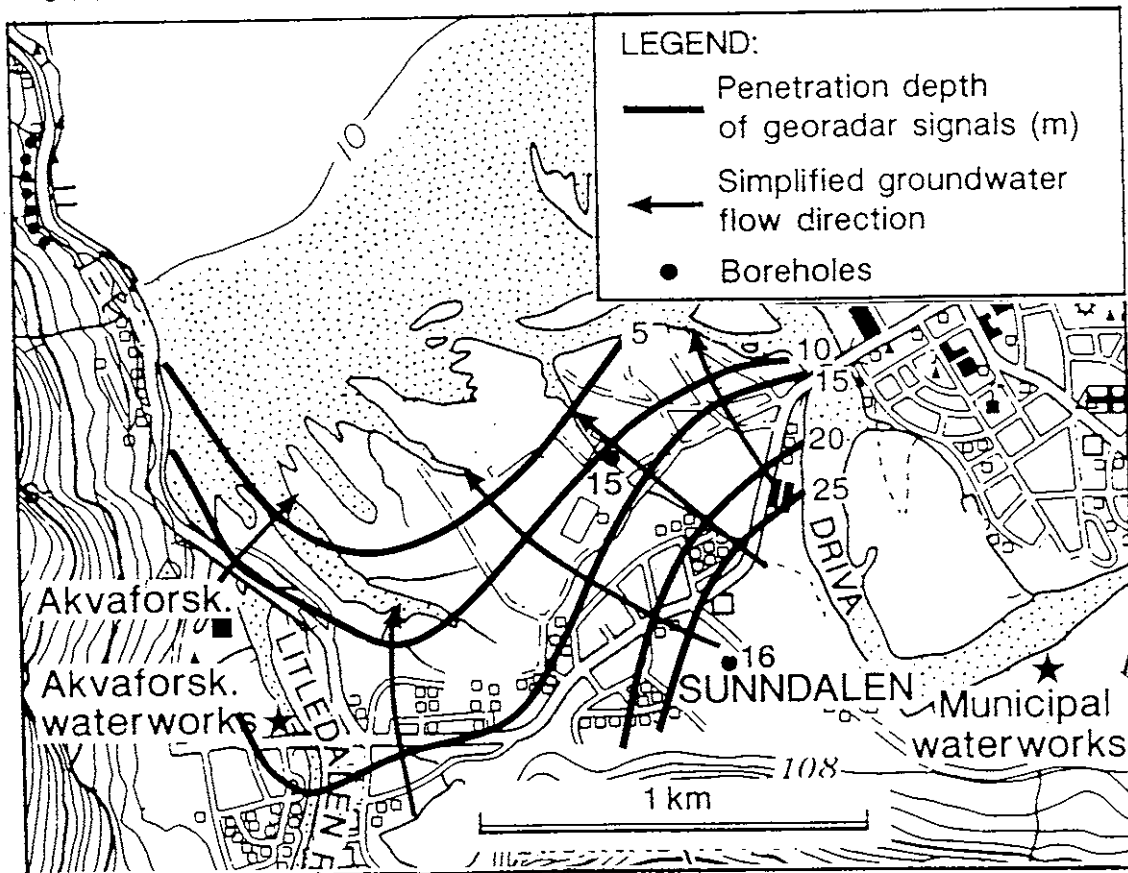
Opptaksparametre

Samplingsintervall (ns): 0.8
 Flyttavstand (m): 2
 Antenneavstand (m): 1
 Antall 'stacks': 64
 Antenne senterfrekvens (MHz): 50
 Senderspenning (V): 400

Prosessering

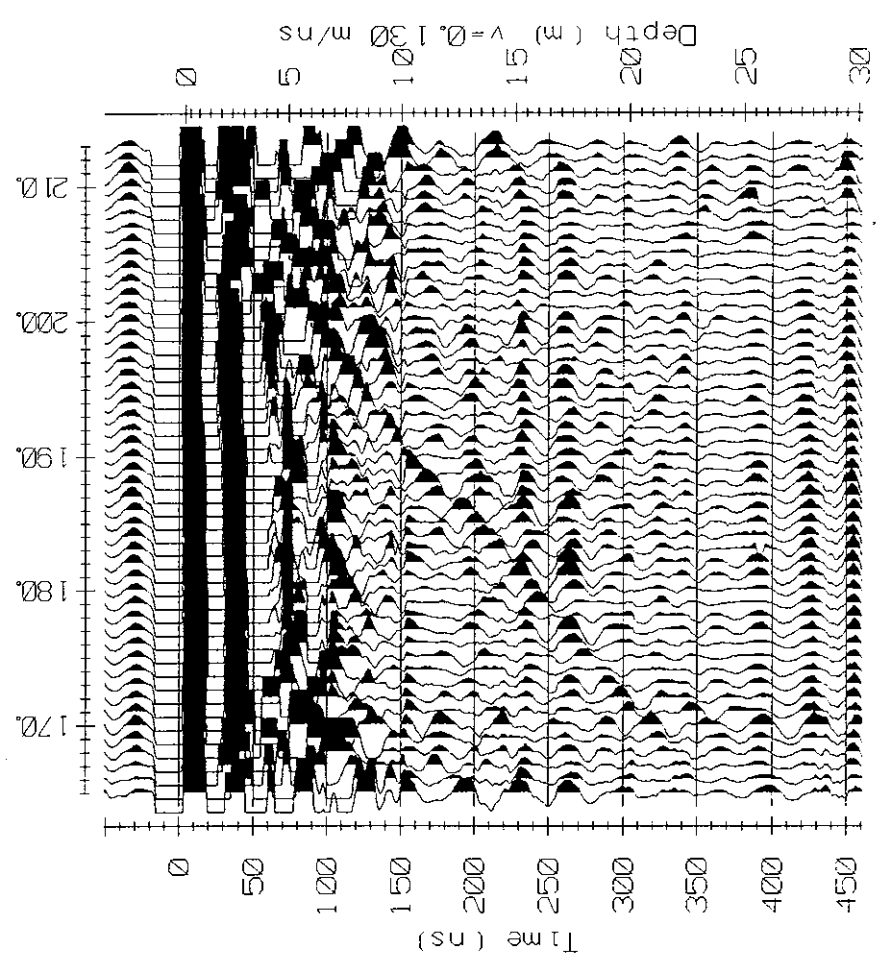
'Points stacking': 5
 Forsterkning: SEC
 Hastighet (m/ns): 0.07
 Dempning (dB/m): 0.2
 Max forsterkning: 50

Penetrasjonskart

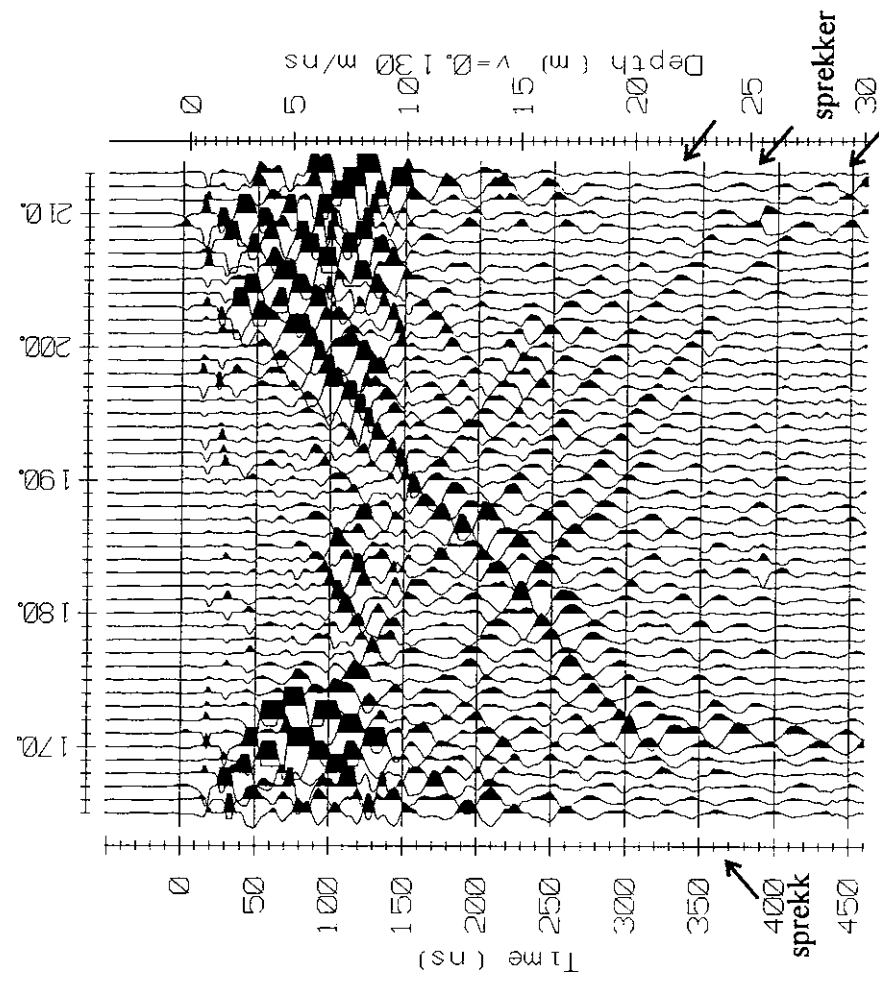


Vannførende sprekker i fjell, Kjerkøy, Hvaler

Opptaksparametre
 Samplingsintervall (ns): 0.8
 Flyttavstand (m): 1
 Antenneavstand (m): 1
 Antall 'stacks': 128
 Antenne senterfrekvens (Mhz): 50
 Senderspenning (V): 400



Prosessering
 'Points stacking': 2
 Forsterkning: Konstant
 Forsterkning: 50

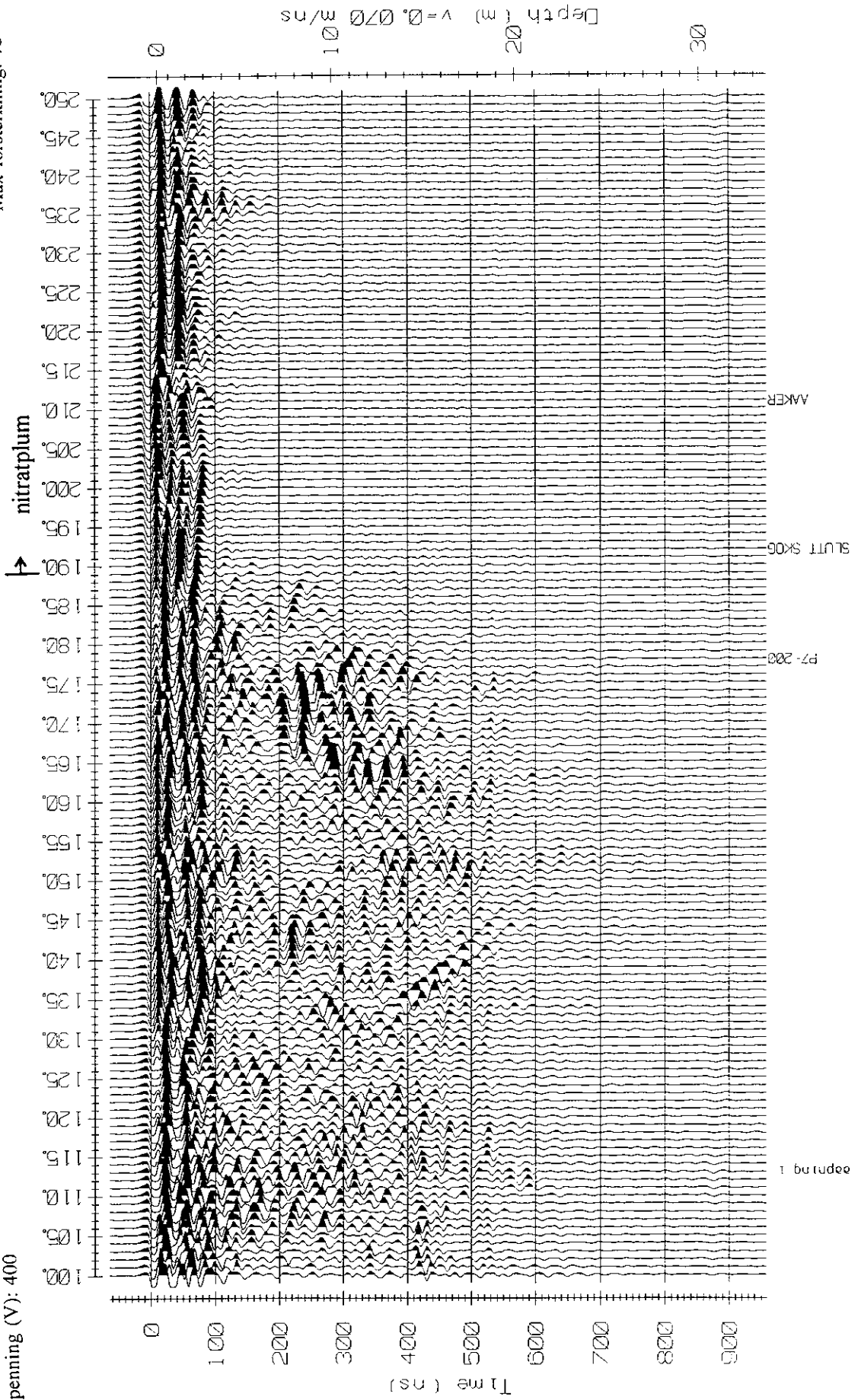


Prosessering
 'Points stacking': 5
 Forsterkning: SEC
 Hastighet (m/ns): 0.13
 Dempning (dB/m): 2
 Max forsterkning: 50
 'Trace differencing'

Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 1.6
Flyttavstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 64
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Kartlegging av forurenset grunn, Haslemoen

Prosessering
'Points stacking': 5
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.07
Dempning (dB/m): 0.2
Max forsterkning: 75



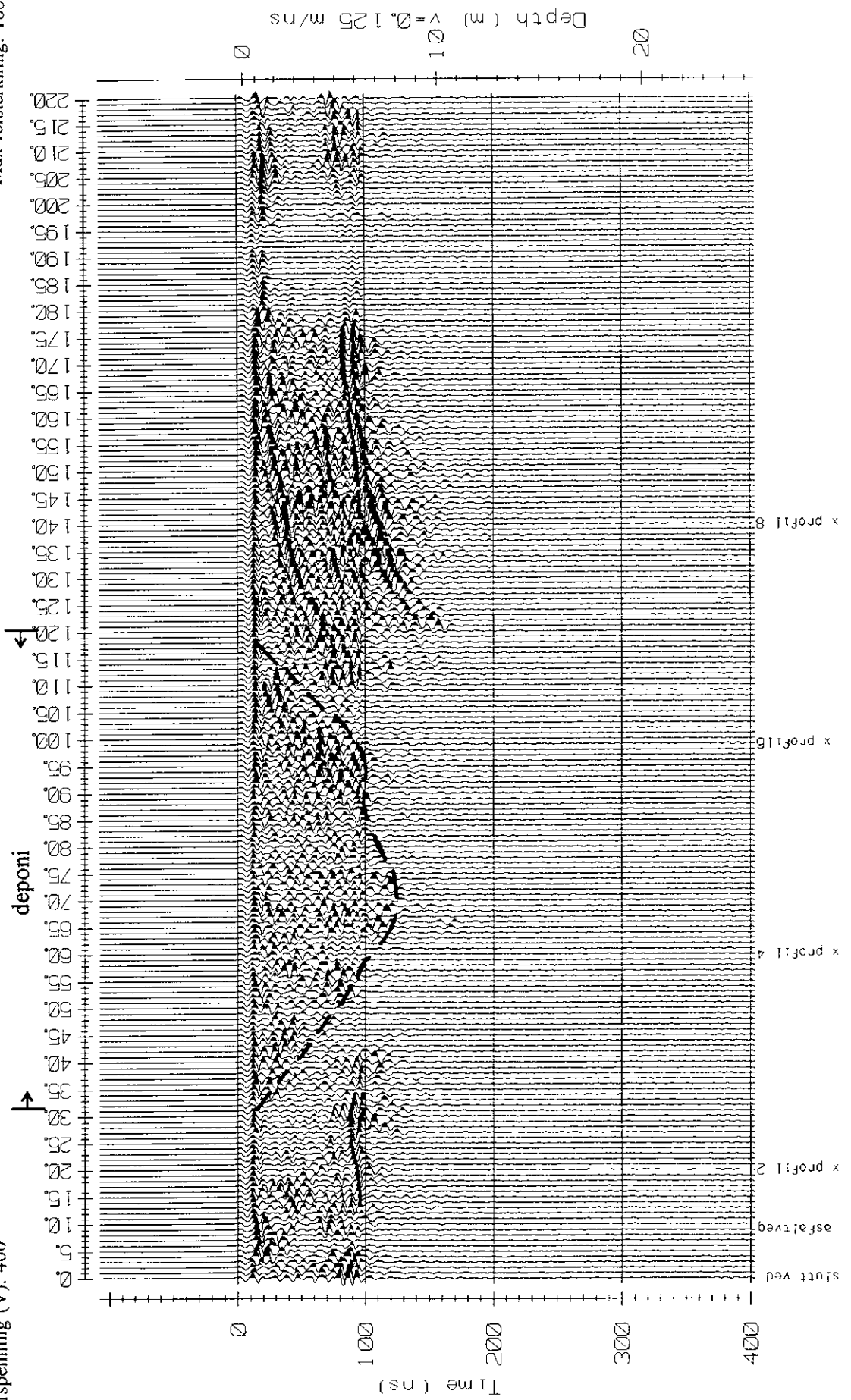
Opptaksparametre

Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 1
Antennestandsavstand (m): 1
Antall 'stacks': 64
Antenne senterfrekvens (MHz): 200
Senderspenning (V): 400

Kartlegging av deponi, Trandum

Prosessering
'Points stacking': 2
Forsterkning: SEC

Hastighet (m/ns): 0.125
Dempning (dB/m): 1.5
Max forsterkning: 100

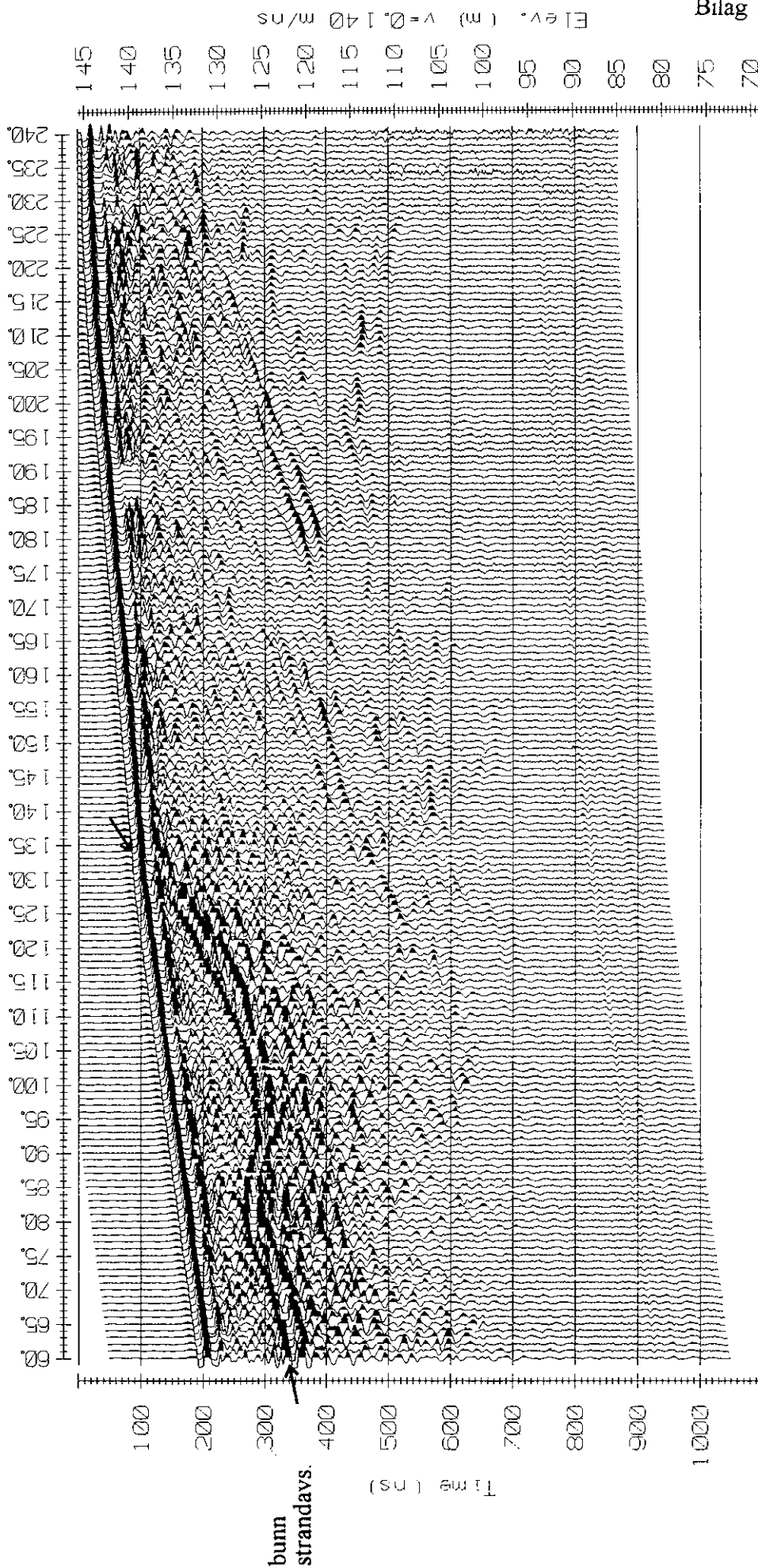


Rensing av drikkevann, Geiteryggen

Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 1
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 32
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Prosessering
'Points stacking': 5
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.140
Dempning (dB/m): 0.1
Max forsterkning: 30

Topografisk korreksjon



Opptaksparametre

Samplingsintervall (ns): 0.8

Flyttavstand (m): 1

Antenneavstand (m): 1

Antall 'stacks': 32

Antenne senterfrekvens (Mhz): 200

Senderspenning (V): 400

Infiltrasjon av avløpsvann, Inderøya

Prosessering

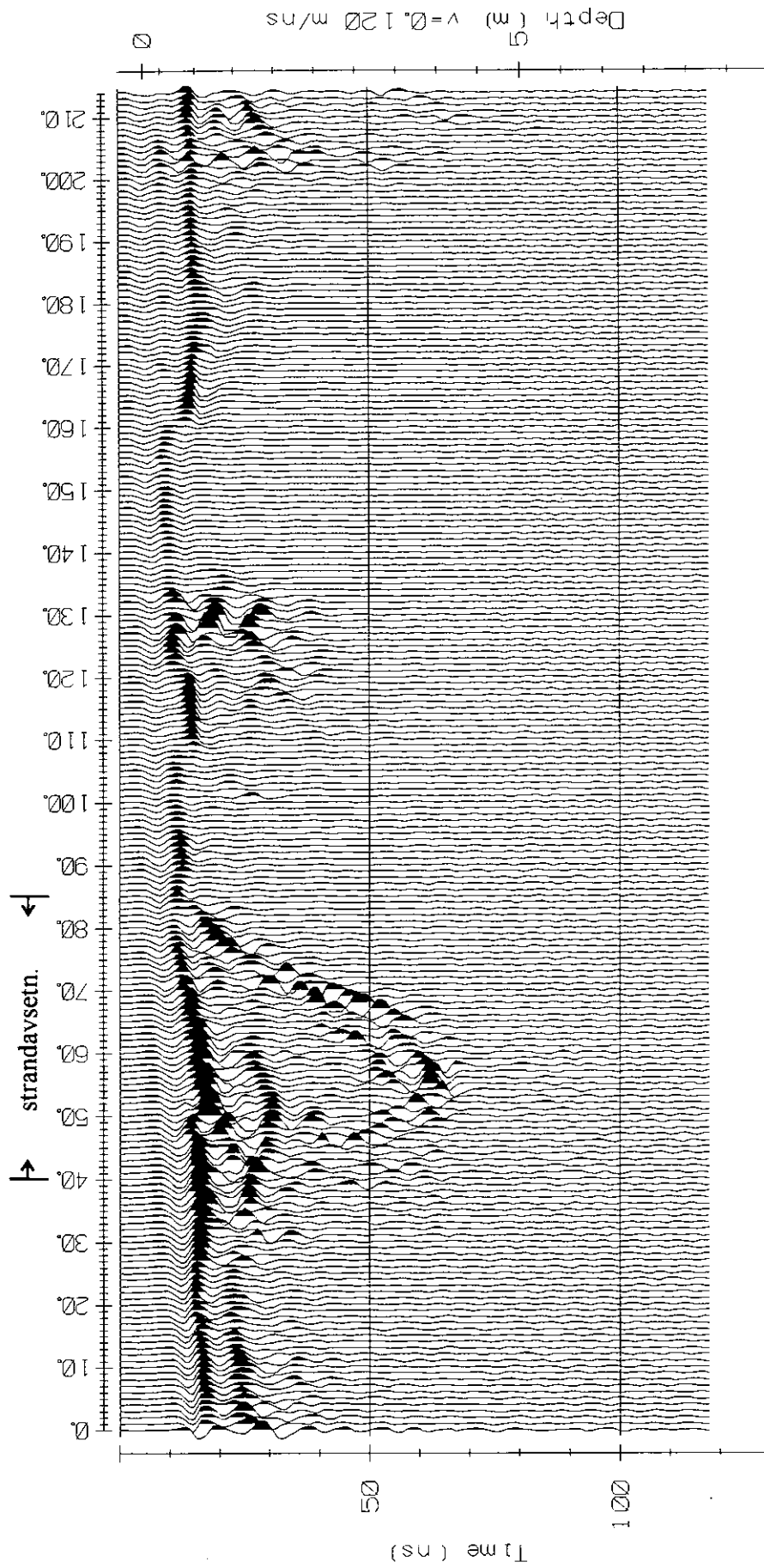
'Points stacking': 2

Forsterkning: SEC

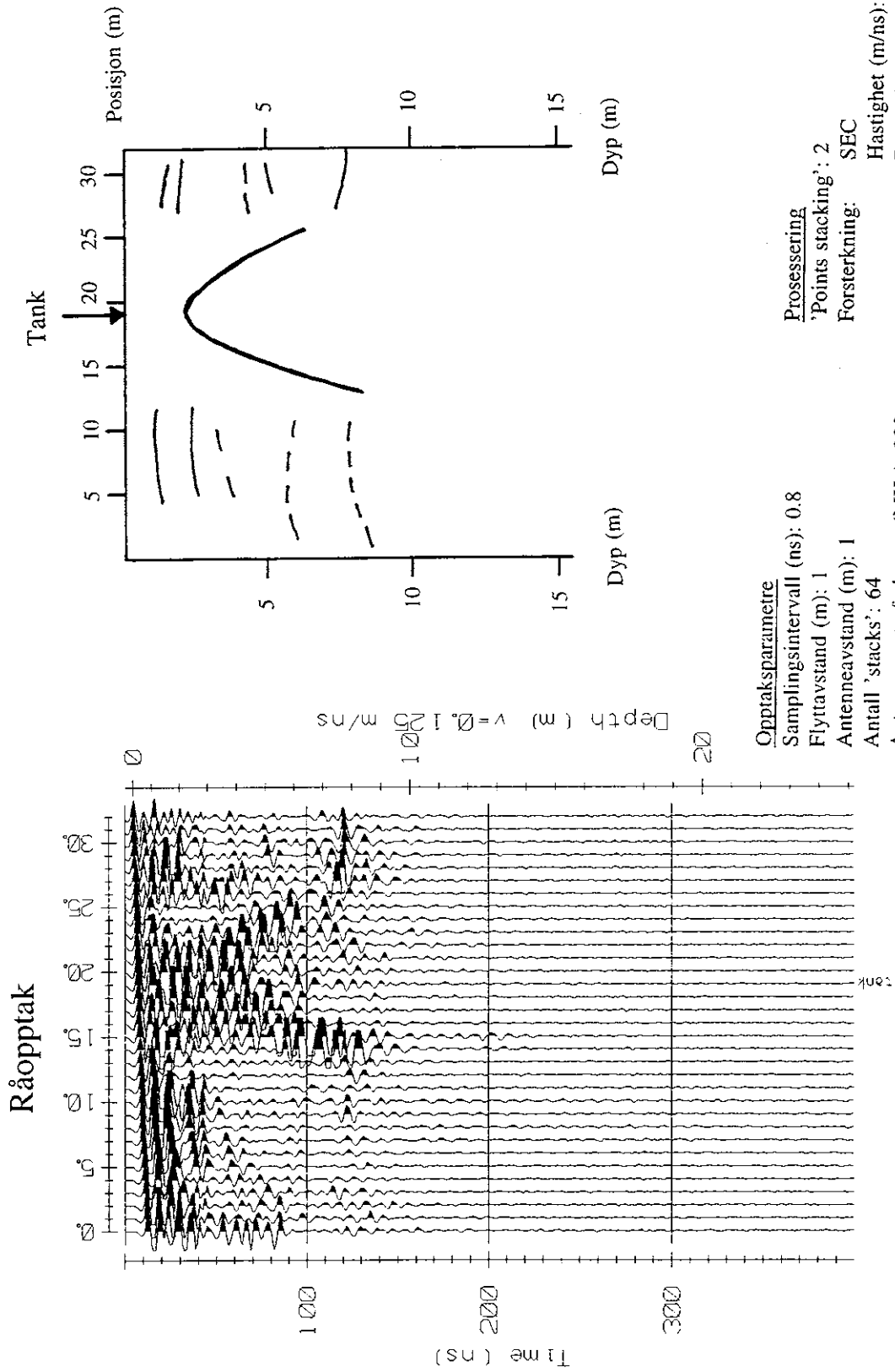
Hastighet (m/ns): 0.12

Dempning (dB/m): 2

Max forsterkning: 100



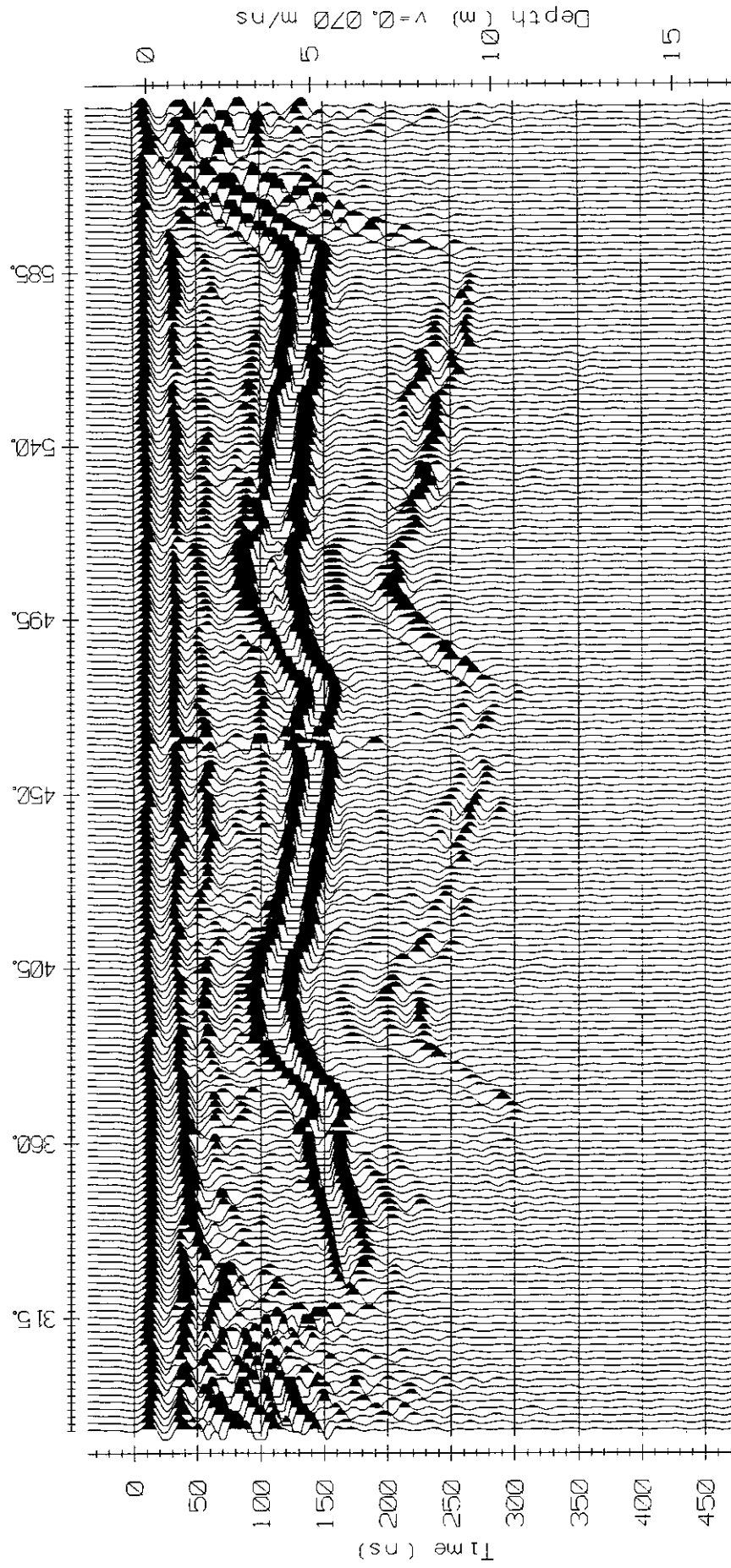
Påvisning av nedgravde objekter, Gardermoen



Opptaksparametre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 1.8
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 128
Antenne senterfrekvens (Mhz): 50
Senderspenning (V): 400

Kartlegging av myr, Kvesetenga, Flisa

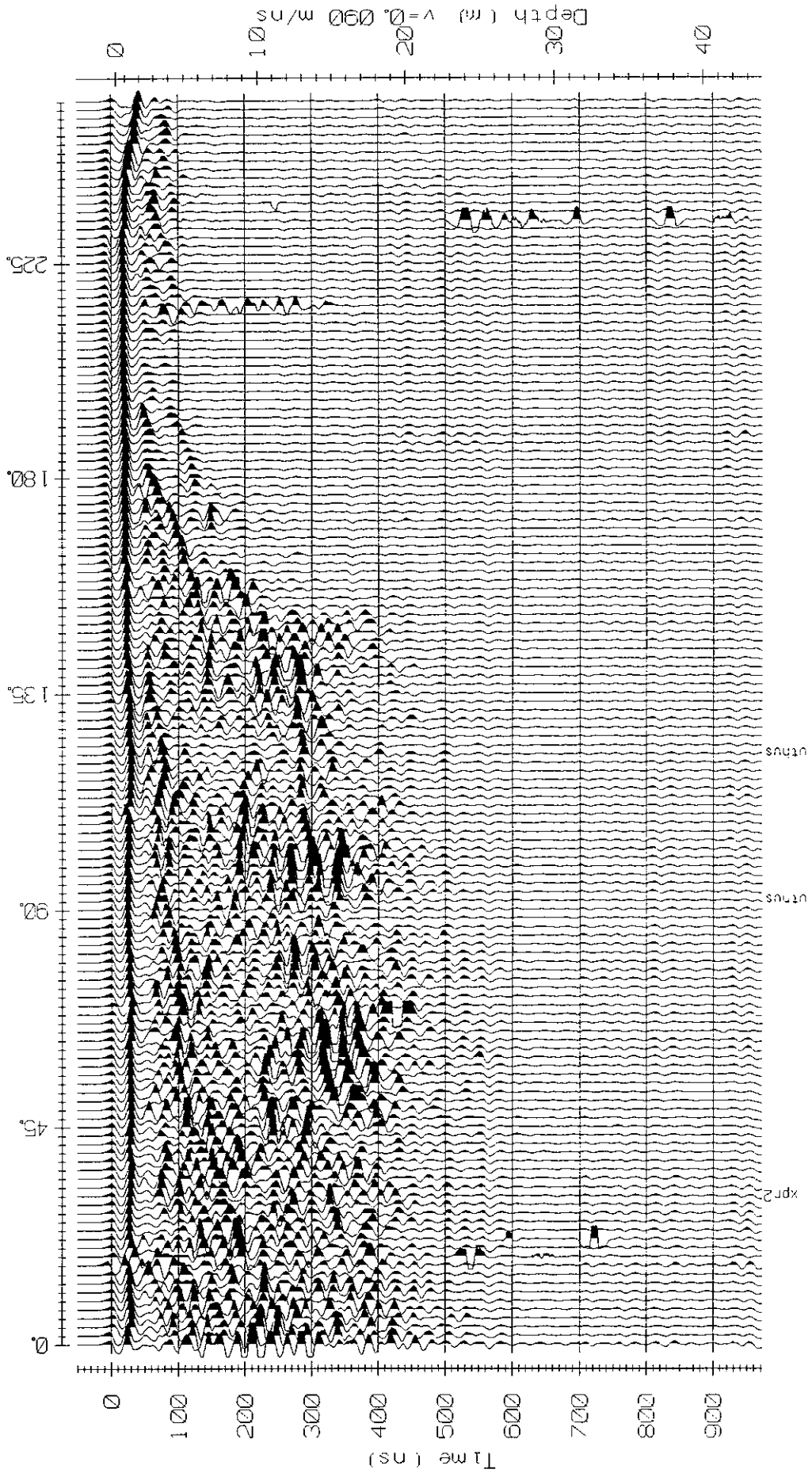
Prosessering
'Points stacking': 10
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.07
Dempning (dB/m): 0.1
Max forsterkning: 50



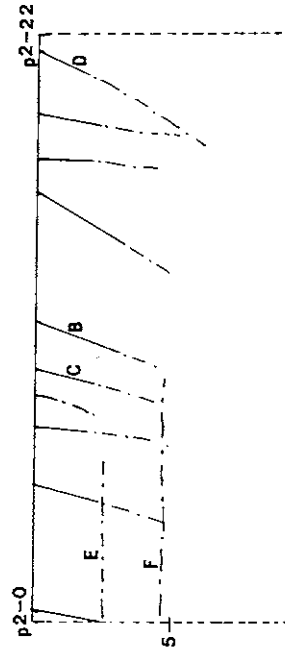
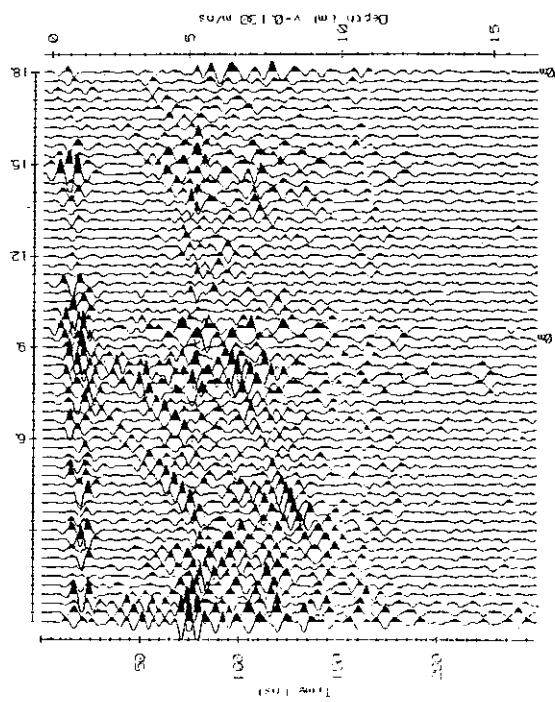
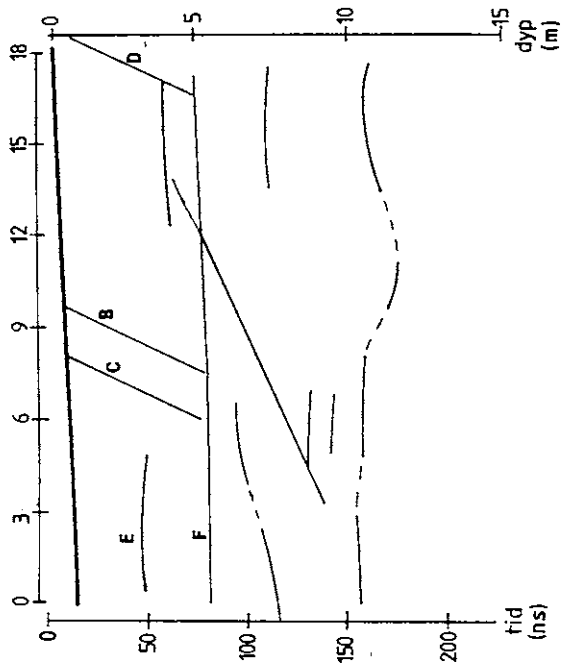
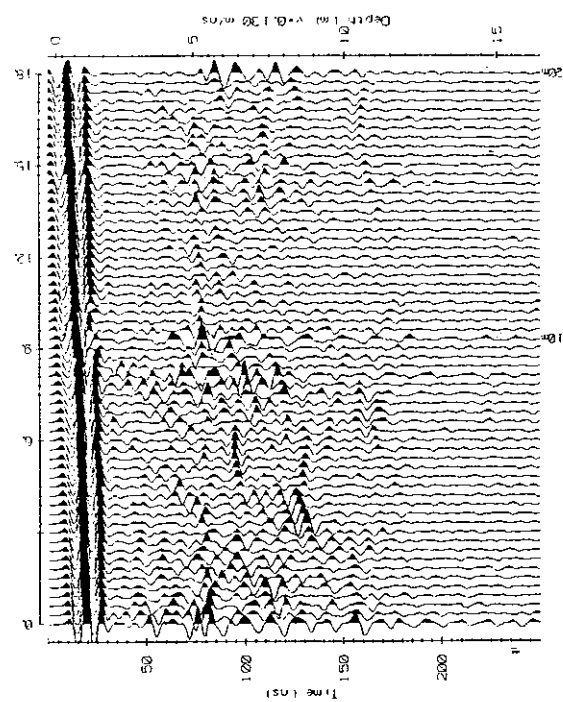
Kartlegging av sand/grus, Durmålskarddalen

Opptaksparometre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 1.8
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 128
Antenne senterfrekvens (MHz): 50
Senderspenning (V): 400

Prosessering
'Points stacking': 10
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.09
Dempning (dB/m): 0.5
Max forsterkning: 100



Kartlegging av sprekker i naturstein, Høgåsen, Røyken



Opptaksparametre

- Samplingsintervall (ns): 0.8
- Flyttavstand (m): 0.3
- Antenneavstand (m): 1
- Antall 'stacks': 32
- Antenne senterfrekvens (MHz): 200
- Senderspenning (V): 400

Prosessering

- 'Points stacking': 5
- Forsterkning: SEC
- Hastighet (m/ns): 0.13
- Dempning (dB/m): 2
- Max forsterkning: 100
- 'Trace differencing'

Opptaksparametre

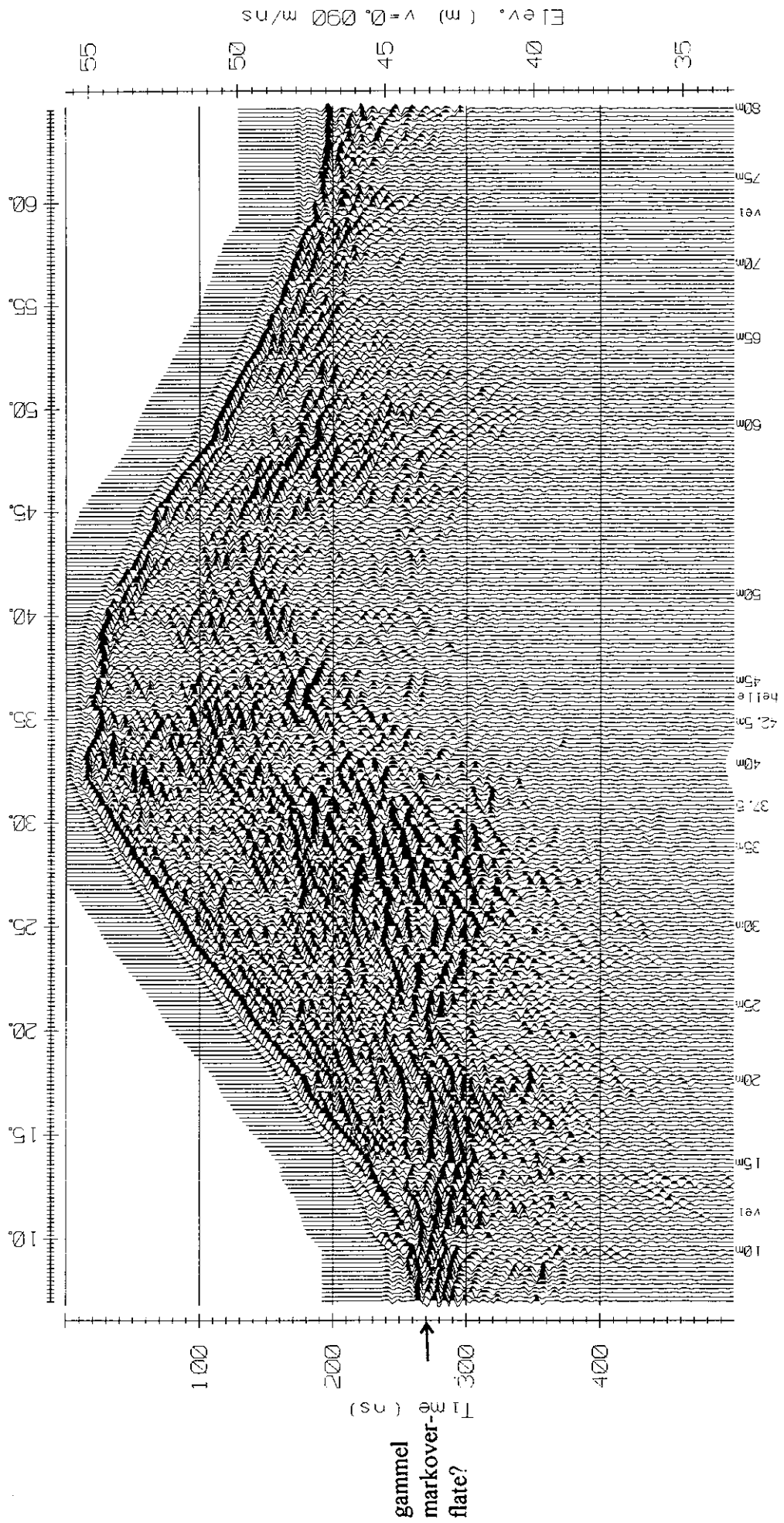
Samplingsintervall (ns): 1.6
Flyttavstand (m): 0.2
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 64
Antenne senterfrekvens (MHz): 200
Senderspenning (V): 400

Prosessering

'Points stacking': 3
Forsterkning: SEC
Hastighet (m/ns): 0.09
Dempning (dB/m): 1
Max forsterkning: 100

Arkeologiske undersøkelser, Karnilshaugen ved Hauge i Sandane

Topografisk korreksjon

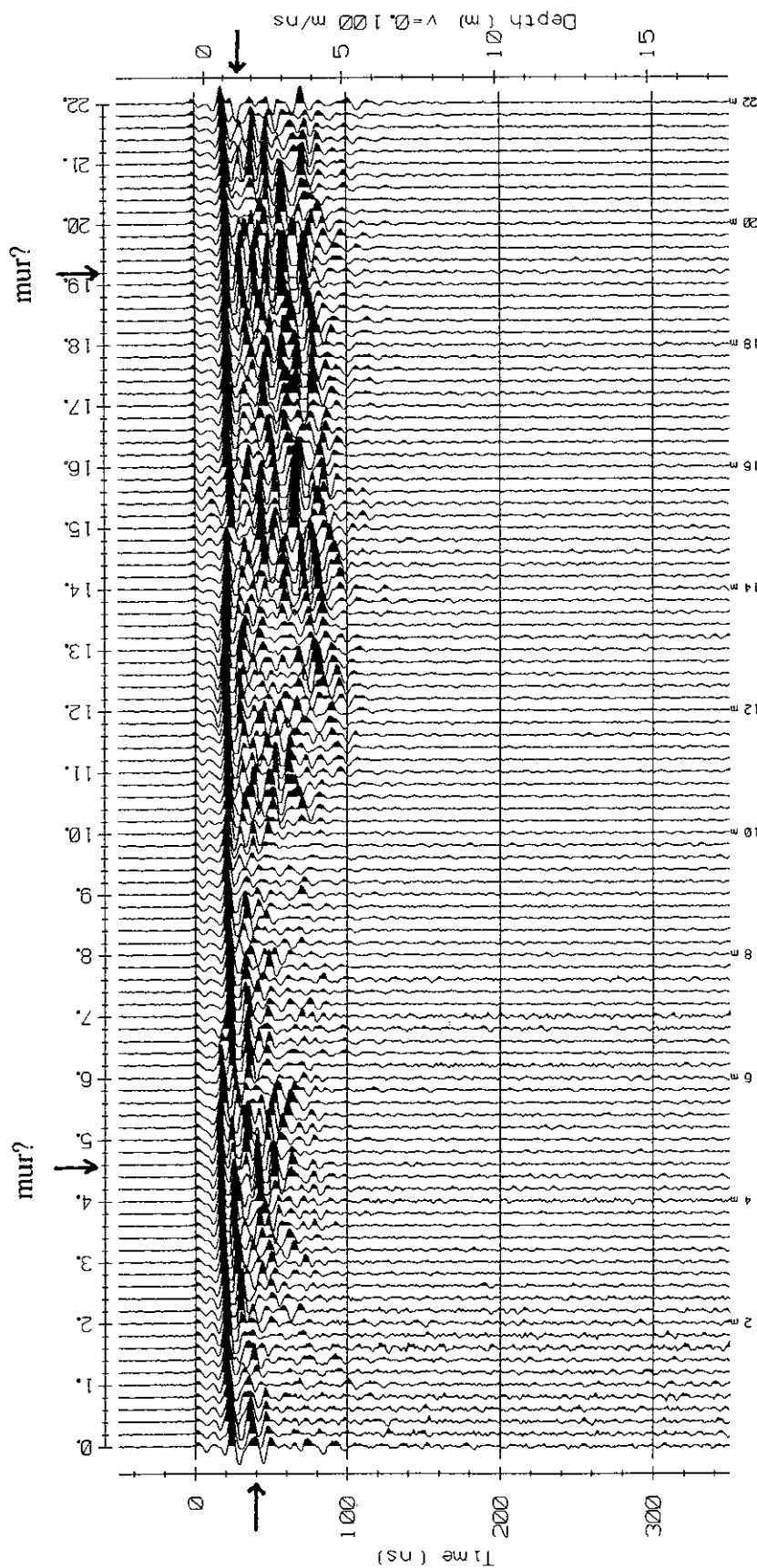


Opplyksparemetre
Samplingsintervall (ns): 0.8
Flyttavstand (m): 0.2
Antenneavstand (m): 1
Antall 'stacks': 32
Antenne senterfrekvens (MHz): 200
Senderspenning (V): 400

Prosessering
'Points stacking': 6
Forsterkning: SEC

Hastighet (m/ns): 0.1
Demping (dB/m): 3
Max forsterkning: 100

Arkeologiske undersøkelser, Erkebispegården, Trondheim



Opptaksparametre

Samplingsintervall (ns): 1.6
 Flyttavstand (m): 0.5
 Antenneavstand (m): 1
 Antall 'stacks': 32
 Antenne senterfrekvens (MHz): 50
 Senderspenning (V): 400

Prosessering

'Points stacking': 2
 Forsterkning: SEC
 Hastighet (m/ns): 0.033
 Dempning (dB/m): 1.5
 Max forsterkning: 200
 Subtraksjon av gjennomsnittstrase
 Medianfiltrering, operatorlengde=3

