



Brøstadbotn og Brøstadelvas dalføre, sett mot sørøst. Elva har skåret seg dypt ned i tykke løsmasser helt fra Evertmoen til fjorden og dannet høye skråninger i leire, sand eller grus, på bildet tydeligst mellom Gammelbrufossen (**G**) og Simafossen (**S**). Ved vegkrysset i forgrunnen (**Ø**) er det påvist kvikkleire i en tidligere grunnboring for Statens Vegvesen.

*Foto: Harald Svelan*

NGU Rapport 2004.015.

Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien ved  
Brøstadbotn og Espenes i Dyrøy kommune,  
– et grunnlag for videre skredfarekartlegging.

Rapport nr.: 2004.015.		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien ved Brøstadbotn og Espenes i Dyrøy kommune, - et grunnlag for videre skredfarekartlegging.			
Forfatter: Harald Sveian, Jan F. Tønnesen og Bjørn Bergstrøm		Oppdragsgiver: NGU/ Troms Fylkeskommune	
Fylke: Troms		Kommune: Dyrøy	
Kartblad (M=1:250.000) Tromsø		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1433 III Finnsnes	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 27 Kartbilag: 1	Pris: 145,- Vedlegg: 2
Feltarbeid utført: August 2001 og August 2002	Rapportdato: April 2005	Prosjektnr.: 300701	Ansvarlig:

#### SAMMENDRAG

Rapporten inneholder resultatene fra løsmassekartlegging, geofysiske målinger og maringeologiske undersøkelser utført av NGU i samarbeid med Troms fylkeskommune i 2001 og 2002. Den gir en oversikt over løsmassene omkring Brøstadbotn og Espenes, med et kvartærgeologisk kart i M 1:20.000 vedlagt. Noe informasjon om løsmassene på tilstøtende deler av fjordbunnen presenteres også.

Hovedformålet med kartleggingen var å fremskaffe best mulig geologisk informasjon, særlig å få oversikt over utbredelsen av marin leire og gamle skredspor, først og fremst som grunnlag for å kunne prioritere delområder for en fremtidig kvikkleirekartlegging med nærmere vurdering av eventuell leirskredfare. Rapporten har forslag til fem leirrområder som på sikt bør følges opp med hensyn til videre skredfarekartlegging. Høyest prioritet foreslås for områdene på begge sider av Brøstadelva mellom Simafossen og fjorden, men også områdene sør for (ovenfor) fossen og langs hele strandsonen er aktuelle. Høy prioritet er foreslått for strandsonen ved Bogen noen hundre meter nordvest for Brøstadbotn sentrum der det tidligere er påvist kvikkleire.

Høyeste havnivå ved slutten av istiden for 12-14.000 år siden (den marine grense) ligger i dag 65-70 moh. i dette området, og så høyt i landskapet kan marin leire og strandavsetninger forekomme. Kartleggingen har avdekt mye tykke marine leir- og siltsedimenter, både på land og i fjorden, og dessuten gitt en del ny kunnskap om isavsmeltningshistorien. Mye av leiravsetningene ble avsatt i tilknytning til de to markerte israndrinnene Skarpestrikket og Tromsø-Lyngentrikket. Selv om leire har stor tykkelse i deler av det kartlagte området vil den ikke alltid komme direkte fram med egen farge på det kvartærgeologiske kartet fordi den er ofte dekt av et relativt tynt overflatelag av strandgrus, elveavsetninger eller myr.

Leirskredaktiviteten gjennom etter-istida har vært liten, til tross for at det fins mange høye og bratte skråninger langs elver og bekker. Tre groper/brattkanter i landskapet tyder på at kvikkleireskred har funnet sted, men disse kan være flere tusen år gamle. Små, grunne utglidninger i enkelte bratte skråninger skjer imidlertid i dag, og bør holdes under oppsikt eller eventuelt undersøkes av geoteknikere, da de kan føre til større skred dersom det finnes kvikkleire i bakenforliggende masser. På fjordbunnen er det påvist et sannsynlig skredområde mellom Brøstadbotn og Finnlandsholmen.

Andre bruksområder for den foreliggende geologiske informasjonen kan være arealplanlegging og undervisning/forskning.

Emneord: Kvartærgeologi	Kartlegging	Løsmasser
Kvikkleire	Skred	Marin geologi
Geofysiske målinger		Fagrapport

## INNHold

<b>1. KONKLUSJONER</b> .....	<b>4</b>
<b>2. INNLEDNING</b> .....	<b>5</b>
2.1 Bakgrunn og formål .....	5
2.2 Feltarbeid.....	6
<b>3. RESULTATER</b> .....	<b>6</b>
3.1 Kwartærgeologisk kart –innhold og fremstillingsmåte.....	6
3.2 Beskrivelser av delområder – geologi og geofysikk .....	7
3.2.1 Sentrumsområdet ved Brøstadbotn .....	7
3.2.2 Høydedraget ved Brøstad kapell og nordover.....	8
3.2.3 Nedre del av Brøstadelvas dalgang .....	9
3.2.4 Strandsonen vest for sentrumsområdet ved Brøstadbotn .....	10
3.2.5 Strandsonen sør for sentrumsområdet ved Brøstadbotn.....	10
3.2.6 Espenesområdet.....	11
3.2.7 Strandsonen Mohamn – Lavik .....	12
3.2.8 Øvre Espenes.....	12
3.2.9 Evertmoen, N. Finnefjellet og LilleTrollvatnet.....	13
3.3 Marin geofysikk, skredspor og sedimenter i sjøen.....	14
3.3.1 Dyrøysundet .....	14
3.3.2 Solbergfjorden.....	15
<b>4. VIDERE SKREDFAREKARTLEGGING - PRIORITERING AV OMRÅDER</b> .....	<b>15</b>
<b>5. TILLEGG: GEOLOGISK UTVIKLING OG LØSMASSEDANNELSE</b> .....	<b>16</b>
5.1 Marin leire - kvikkleire .....	16
5.2 Israndtrinn; – randmorener, breelvavsetninger og leire dannes .....	16
5.3 Etter-istid; Landhevning, erosjon og yngre avsetninger .....	18
<b>6. REFERANSER</b> .....	<b>21</b>

## KARTBILAG

Kwartærgeologisk kart - M 1:20 000.

## VEDLEGG

Vedlegg 1: Georadar-profiler i Brøstodområdet

Vedlegg 2: Georadar-profiler ved Tømmermoen

## 1. KONKLUSJONER

Den marine grense på 65-70 m over dagens havnivå er det absolutt høyeste nivå hvor marin leire – og dermed eventuell kvikkleire - kan forekomme i dette området, men normalt fins ikke leira riktig så høyt i terrenget. Marin leire har stor tykkelse i deler av det kartlagte området.

Ved denne kartleggingen ble det ikke undersøkt spesielt om det finnes kvikkleiresoner i den marine leira. I en eldre boring for vegtrasè er det funnet kvikkleire i strandsonen noen hundre meter nordvest for Brøstadbotn sentrum (Kummeneje 1986).

Det er kun noen få gamle skredspor på land i området. Like utenfor Finnland har det sannsynligvis gått skred i leiravsetninger på sjøbunnen. Ingen skred er datert, men det største sporet ved Godmyra dateres indirekte til Tapes-perioden for 7000-8000 år siden ut fra geologiske forhold.

Det synes ikke å ha gått noen store leirskred eller utrasninger langs Brøstadelva nord for Gammelbrufossen, til tross for at mange av leirskråningene er opptil 30-35 m høye. Det har imidlertid skjedd, og skjer, en del små, grunne utglidninger i bratte skråninger, noe som normalt forekommer i leirområder. Det kan være viktig å holde slike små utglidninger under oppsikt i tilfelle det skulle finnes kvikkleire i nærheten.

Med tanke på at det har skjedd store ulykker med kvikkleireskred andre steder, bør det på sikt utføres en oppfølgende skredfarekartlegging med geotekniske undersøkelser også i deler av Dyrøy kommune (se kap.5).

Inntil en oppfølgende skredfarekartlegging kan bli foretatt anbefales nærmere undersøkelser av geoteknikere i hvert enkelt tilfelle dersom det skal gjøres inngrep i forbindelse med utbygging eller oppfylling i leirområdene, eller dersom elva fortsetter å grave og utløse mindre utglidninger i foten av bratte skråninger.

Kartleggingen har gitt ny kunnskap om isavsmeltningshistorien i området.

## 2. INNLEDNING

### 2.1 Bakgrunn og formål

I mange leirområder foreligger det i dag liten geologisk kunnskap, både om leirenes utbredelse og om eventuell skredfare. Av erfaring vet vi at leire kan være utsatt for skred og store utglidninger, både på land og i fjordene. Høyest risiko er knyttet til kvikkleireskredene som kan inntreffe momentant og uten forvarsel. De etterlater seg brattkanter eller store groper i terrenget. Skredene i Sokkelvika ved Reisafjorden i 1959 og i Finneidfjord, Balsfjord og Reinfjord i senere tid startet alle på sjøbunnen og forplantet seg inn på land. Dette understreker at forholdene i sjøen kan ha avgjørende betydning for stabiliteten i hele strandsonen, kanskje særlig når det foregår anleggsarbeid i nærheten.

I samarbeid med Troms Fylkeskommune har NGU tidligere gjennomført et "Samordnet geologisk undersøkelsesprogram for Troms" (1997-2002). Høsten 2000 startet dette programmet en detaljert løsmassekartlegging innen leirområder langs strandsonene og i de store dalførene hvor eventuelle leirskred kunne tenkes å true bebyggelse og annen infrastruktur. Samarbeidet om slik leirkartlegging er også videreført etter 2002. Valg av områder er basert mest på et nytt fylkeskart over løsmassene i M 1:250.000 (Sveian mfl. 2005). Prioritering av områdene er gjort i samråd med lokale instanser, NGI og NVE.

Formålet med kartleggingen er i denne omgang å få en god oversikt over ulike løsmassetyper, kartlegge spor etter gamle skred og registrere sedimentforholdene i sjøbunnen nær strandsonen, særlig utbredelsen av marin leire. I rapporten gis om mulig en beskrivelse av geologiske forhold som har betydning for leirenes stabilitet. Registrering av gamle skredgroper kan gi en pekepinn på hvor utsatt et område er eller har vært for skred.

Det er ikke avklart hvordan situasjonene er hmt. *kvikkleire* i området, da dette krever betydelige tilleggsundersøkelser. Fra Vegvesenets grunnundersøkelser er det kjent at kvikkleire ble påvist i en boring nær hovedvegkrysset ca. 500-600 m nordvest for Brøstadbotn sentrum (Kummeneje 1986, [www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)).

De undersøkelsene NGU her har utført representerer første steg på veien mot en skredfarevurdering, og er et nødvendig utgangspunkt for grundigere geotekniske undersøkelser. Formålet på lengre sikt er å påvise eventuelle kvikkleiresoner (faresonekart kvikkleire) slik det allerede er gjort i de fleste store leirområdene i landet ([www.skrednett.no](http://www.skrednett.no)). Det bør fokuseres mer på sammenhengen mellom geologi på land og i sjøen enn tilfellet har vært tidligere. Endelige skredfarevurderinger (faregrad og risiko-klassifisering) og avgrensning av eventuelle faresoner kan bare gjøres av geoteknisk fagpersonell. I rapporten gis det forslag til prioritering av områder for slik oppfølging.

Denne rapporten fokuserer på marin leire og eventuell skredfare, men kvartærgeologiske kart har også andre anvendelsesområder. De gir en god dokumentasjon av naturforholdene i mange sammenhenger, f.eks. på flere nivåer i arealforvaltning og planlegging, så som kommuneplanens arealdel, ulike natur- og ressurspørsmål og utbyggingssaker, og dessuten for undervisning og forskning. Derfor beskrives geologien i denne rapporten litt mer utførlig (kap.5) enn bare ut fra en vinkling mot skredfare.

## 2.2 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført i 2001 og 2002. Det er anvendt ulike geologiske og geofysiske metoder som til sammen kan belyse hva slags løsmasser som finnes, dels også hvilke tykkelser og egenskaper disse har og stedvis hvordan fjelloverflaten ligger under løsmassene. Ved skredproblematikk er det aktuelt å studere hvordan lagfølge, kornstørrelse, grunnvann etc. varierer i de tykke sedimentene, og hvordan leirområder på land fortsetter utover på sjøbunnen.

Tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging ble utført av Harald Sveian og Knut Riiber. Kartleggingen følger i hovedsak NGUs feltinstruks (Bergstrøm mfl. 2001) og den generelle kvartærgeologiske kartleggingsmetode, hvor det hovedsakelig benyttes lett håndredskap og flyfotografier som studeres i stereomodell. I leirområdene er det spesielt lagt vekt på kontroll av høye og bratte skråninger, særlig i områder hvor det foregår aktiv erosjon i dag, kartlegging av skredgroper eller andre spor etter tidligere skred, samt registrering av fjellblotninger i elve- og bekkeløp.

Refraksjonsseismikk og georadarmålinger er utført under ledelse av Jan Fredrik Tønnesen. Målingene gir tilleggsopplysninger om lagfølge, tykkelse og tredimensjonal oppbygging av løsmassene langs utvalgte profiler. Målingene omfatter 8 georadarprofiler (GR 1 - GR 8) med samlet lengde 1538 m, og 2 refraksjonsseismiske profiler (SE 1 og SE 2) på til sammen 430 m. Profilenes beliggenhet er inntegnet på det kvartærgeologiske kartet og på kartutsnitt i vedlegg 1 og vedlegg 2, hvor også utskriftene av georadaropptakene er vist. Geofysisk tolkning av refraksjonsseismikken er vist i figurene 6, 7 og 8, se bakerst i rapporten. Metodikken er beskrevet i tidligere geofysikkrapporter (Tønnesen 2001).

Innen tilstøtende sjøområder er refraksjonsseismikk foretatt fra NGUs båt F/F "Seisma" for å få en oversikt over sedimentforholdene i sjøen og for å registrere eventuelle spor etter gamle undersjøiske skred. Ansvarlig geolog var Bjørn Bergstrøm. Boomer og luftkanon som signalkilder ble brukt samtidig i profil L 0208008. De utfyller hverandre ved at de har ulik evne til å trenge ned i løsmassene på fjordbunnen (penetrasjonsevne) og ulik vertikal oppløsning. Boomer har høyere oppløsning og mindre penetrasjonsevne enn luftkanon. I tillegg ble Topas benyttet i profilene L 0106028 og L 0106029. Den har enda høyere oppløsning enn boomer, men også mindre penetrasjonsevne. Nærmere beskrivelse av metodene finnes i tidligere NGU-rapport (Ottesen & Lien 1995).

## 3. RESULTATER

### 3.1 Kvartærgeologisk kart –innhold og fremstillingsmåte

Kartetts farger viser de forskjellige løsmassetypene som finnes i området, inndelt etter dannelsesmåte og –miljø (se nærmere beskrivelse av dannelsesmåte i kap.5). Eksempelvis har leire som ble bunnfelt i saltvatn (hav- og fjordavsetninger) fått en blå farge, strandavsetninger som er mer grovkornige etter bølgevasking og fjerning av finstoff har en mørkere blå farge, mens sand og grus som ble avsatt av rennende vatn og derved naturlig sortert etter kornstørrelse har oransje og gule farger, morene avsatt direkte av isen i en usortert masse har grønne farger. Noen avsetningstyper har også en underinndeling med lys og mørk fargetone etter tykkelse, og da vil lyse toner angi grunnlendte områder med tallrike små fjellblotninger,

mens mørkere toner angir sammenhengende eller tykt løsmassedekke. Dermed forteller fargene også mye om massenes bruksegenskaper, fordi det er en nær sammenheng mellom dannelsesmåte/tykkelse og mange tekniske egenskaper som bæreevne, telefarlighet, dyrkbarhet, anvendbarhet som byggegrunn, råstoffuttak, deponi, infiltrasjonsmedium eller grunnvannsutttak.

Mange steder innen sammenhengende eller tykke avsetninger opptrer det flere avsetningstyper over hverandre. Da er det avsetningstypen i overflata som blir kartlagt med farge såfremt den er mer enn 0,5 m tykk. Ofte er tykkelsen mye større. Lagfølgen videre mot dypet kan komme fram på forskjellige måter: Hvis kartmålestokken tillater det vil en annen farge enn den som betegner overflatelaget være brukt der dypere liggende lag kommer ut i dagen, for eksempel nederst i bratte skråninger. Ellers kan lagfølge og tykkelser (i meter) være angitt som punkttopplysninger med bokstav- og tallkombinasjoner hvor dette er observert. Mange steder er lagfølgen mot dypet ikke angitt pga. manglende data.

På det kvartærgeologiske kartet kan mektige leiravsetninger i noen grad bli "kamouflert" på grunn av prinsippet om at fargene skal gjenspeile avsetningstyper i og nær overflaten. Hvis en ikke er vant med å lese denne type kart skal en i forbindelse med skredproblematikk og utbyggings- og arealplanarbeid være klar over at leire ofte kan opptre i dypet under strandavsetninger, elve- og bekkeavsetninger eller myr. Strandavsetninger kan for øvrig i noen tilfeller ligge direkte på moreneavsetninger eller fjell, og ikke på leire.

Kvartærgeologiske kart har i tillegg til fargene en rekke symboler som viser avsetningers kornstørrelser, isbevegelsesretninger, overflateformer som terrasser, elvededskjæringer, skredkanter, hauger og rygger og lignende. I noen punkter er angitt aktiv erosjon, liten utglidning, små fjellblotninger, grunnvannsutslag (kilder) etc. Steder hvor det er utført tilleggsundersøkelser med geofysiske målinger og dateringer av sedimenter er angitt, og i noen tilfeller også borpunkter.

## **3.2 Beskrivelser av delområder – geologi og geofysikk**

*Nærmere omtale av geologisk utvikling og løsmassedannelse finnes i kap.5, TILLEGG.*

### 3.2.1 Sentrumsområdet ved Brøstadbotn

#### Sedimenttyper og lagfølge

Selve Brøstadbotn sentrum ligger på store sandsletter nord for munningen av Brøstadelva. Slettenes høyeste nivå inn mot Finnlandsmyra er mellom 20 og 25 m o.h. og svarer til Tapes-tidens strandnivå for 7 – 8000 år siden. Sanden er mange meter tykk, mellom 3 og 7 m er observert i skråningene langs elva, men enda dypere er det nok tykk leire og silt i hele området. All sanden er transportert ut med Brøstadelva og avsatt på nytt ved munningen under og etter Tapes-perioden. Når kartet likevel ikke gjengir dette som elveavsetninger med gul farge, er det fordi sjøen har vasket kraftig i sanden og resedimentert den som strandavsetninger med bl.a. flere tydelige strandvoller. Havet har stått hardt på fra sørvest. Tilsvarende dagens brattkant langs fjæra, som dannes ved bølgevasking (abrasjon), har vi Tapes-tidens abrasjonskant nær kote 25 ved østsiden av Finnlandsmyra.

Omlag 6-700 m nordvest for elvemunningen, der sandsletten tar slutt og terrenget begynner å stige svakt inn mot åssiden, kommer silt og leire i dagen. Like vest for hovedvegkrysset

mellom Rv. 211 og Rv.212 ble det funnet nokså bløt leire i en gårdsveg. Tykkelsen er ukjent, men kan være mange meter. I strandkanten like nedenfor dette krysset har Vegvesenet fått utført boringer (Kummeneje 1986, www.skrednett.no). I en av boringene ble det funnet et 1 m tykt *kvikkleirelag* på 2-3 m dyp.

I kontrast til sandslettene nord for elvemunningen ligger det leire i dagen i skråningene på sørsida av Brøstadelva innen de nærmeste hundremeterne fra munningen. Tykkelsen er ukjent, men kan være mange meter.

### 3.2.2 Høydedraget ved Brøstad kapell og nordover

#### Sedimenttyper og lagfølge

Sentralt på høydedraget som går i nord-sør retning ved kirkegården og kapellet er det kartlagt grovkornige masser, tolket til å være en breelvavsetning. Skråningen mot øst er meget slak, mot nord går terrenget over i ei stor myr, og mot vest er grusskråningen bratt og ca. 20 m høy. På sidene av ryggen finner vi strandavsetninger som er avsatt oppå leire. Mot nord er strandsanden relativt tynn, også under myra. Det er observert bare 1m fin sand over silt og leire ved et nytt boligområde i vestkanten av myra. Litt vest for myra, i skråningen mot fjorden, kommer det til syne grovkornig morenemateriale (grønt på kartet). Dette kan også ha litt større utbredelse under de marine sedimentene, og i så fall kan det ha stor betydning for stabiliteten av det innenforliggende plataet ved Stormyra. Det er nesten ikke tilgjengelige snitt i området.

#### Geofysiske målinger

To kryssende georadarprofiler, GR 6 og GR 7, er lokalisert vel hundre meter nord for kapellet. Utskriften av georadaropptakene (Vedlegg 1) indikerer antatt grove avsetninger (sand- og grusdominert) ned til penetrasjonsdypet som varierer fra 10 til 20 m. Forholdsvist kaotisk refleksjonsmønster tyder på vekslende avsetningsforhold. I de øvre 10 m er det en del skrålag med forholdsvis slakt fall mot vest langs GR 6 og mot nord langs nordlige del av GR7.

Georadarprofil GR 8 er målt langs grusveg ved nytt boligfelt ved vestkanten av Stormyra. Ned til ca. 3 m dyp er det registrert flattliggende reflektorer som regnes å representere forholdsvis finstoffrike avsetninger (finsand og silt). Disse er ganske tette og har medført forsumpning og myrdannelse. Reflektiviteten i materialet under kan tyde på grovere avsetninger ned til penetrasjonsdypet som øker fra ca. 7 m ved sørvest-enden til 10 m i nordøstre del av profilet.

#### Grunnvannsutslag

Grunnvannsnivået er usikkert, men kan i følge georadarmålingene ligge rundt 45 moh. på selve høydedraget, eller ca. 10 m under overflaten. Ved foten av skråningen nordvest for kapellet er det små kilder i litt lavere nivå, som antyder et litt dypere grunnvannsnivå ut mot skråningen. Utslag av grunnvann tyder på at vi kan ha en overgang mot tettere masser inn under breelvavsetningen på dette nivået.

#### Gamle skredspor

En liten forsenkning (100x100 m areal) ligger 30-35 moh. ved Brøstad like utenfor foten av breelvavsetningens vestskråning. Den er tolket som skredgrop, med en tydelig skålforn dannet i marine avsetninger. Trolig er et lite skred utløst i finkornige hav- og fjordavsetninger



som ligger under strandgrus umiddelbart utenfor breelvavsetningen. Saltutvasking kan ha skjedd ved grunnvannsstrøm fra breelvavsetningen.

### 3.2.3 Nedre del av Brøstadelvas dalgang

#### Sedimenttyper og lagfølge

Helt fra Evertmoen og ned til sjøen er det tykke løsmasser langs Brøstadelva. Dette er overveiende hav- og fjordavsetninger (marin silt og leire) med til dels synlig horisontal lagdeling. I kartbildet kommer denne avsetningstypen fram bare i brattskråningene. Overflatelag av strandavsetninger, elveavsetninger eller breelvavsetninger dekker mye av leirene. Kun få steder ser vi fast fjell i fosser som Simafossen og Gammelbrufossen (se foto på tittelsida) og dessuten noen hundre meter lenger sør i østre breidd der hovedvegen krysser elva. Skrentene langs elva, (markert som elvenedskjæringer på kartet) er opptil 35 m høye, og består for det meste av silt og leire. Noen få steder er det mindre soner med sand og grus i nedre deler av skjæringene, angitt som breelvavsetninger i kartet. Disse kan ha en fortsatt utbredelse inn under leira, og dermed en viss innvirkning på stabiliteten, men dette er ikke nærmere undersøkt. En spesiell landform på sørsiden av elva, kalt Brøstadpynten i denne rapporten, står fram som en høy formasjon like vest for Simafossen. Nordskråningen mot elva er nesten 40 m høy og betydelig brattere enn skråninger i leirterrenget lenger vest. Materialet i hele brattskråningen ser for det meste ut til å være grovkornig. Fjell er ikke påvist i elveløpet her. På grunn av mye nedrasing er det vanskelig å stadfeste hva slags materiale som ligger i nedre deler av skråningen. Geofysikk ga heller ingen nærmere avklaring. Tolkningen er breelvavsetning i hele skråningens høyde, men det kan være en del morenemateriale i veksling med sand og grus (og evt. silt/leire mot dypet?). Nesten på toppen av pynten er det muligens er tynt siltlag under strandgrus.

I dalbunnen har elva avsatt unge elvesletter av sand og grus (gul farge i kartet). At mange av disse har bare noen få meters tykkelse og ligger oppå leire, ser vi tydelig i unge skjæringer nedenfor Simafossen. Nederst mot utløpet er som sagt deltasedimentene så omvasket av bølger og strøm at de er kartlagt som strandavsetninger (mørk blå) i sentrumsområdet.

#### Geofysiske målinger

Ved Brøstadpynten er det målt to georadarprofiler (GR 4 og GR 5) og et refraksjonsseismisk profil (SE 2). Georadarprofilene (Vedlegg 1) viser at avsetningen er dominert av nær horisontale overflatelag med total tykkelse 4-6 m langs søndre del av GR 4 som ligger på et øvre terrengnivå, og 2-5 m tykkelse på et litt lavere nivå som ligger nordafor og langs GR5. Materialet regnes å være forholdsvis finkornig (sand, finsand og silt) og muligens vannmettet i nedre del.

Georadarmålingene indikerer at det kan være underliggende grovere avsetninger (sand og grus) ned til penetrasjonsdypet, dvs. ned til minimum 10 - 15 m dyp (25-30 moh). Refleksjonsmønsteret er preget av støy og diffraksjoner, men langs GR 5 kan det antydes noe skrålagning med fall mot vest. En mulig tolkning er at dette kan være israndavsetning.

Tolkningen av seismikken (SE 2) er svært usikker, da seismisk hastighetsfordeling nede i løsmassene ikke kan anses å være kjent. Det er utført to alternative beregninger for å belyse usikkerheten: For tolkningen i figur 6 er det antatt at vannmettet materiale fra 1-3 m dyp fortsetter kontinuerlig til fjell, men dette stemmer dårlig med relativt lite grunnvannsutslag i skråningen. Det gir imidlertid et dyp til fjell i området 67-80 m og kan regnes som et teoretisk *maksimum* dyp til fjell. For tolkningen i figur 7 er det lagt inn et 11-12 m tykt lag med lav

seismisk hastighet som skal illustrere mulig opptrøden av tørr sand/grus fra 4 - 5 til 15 - 17 m dyp. Dette ansees mer realistisk og vil omtrent halvere dypet til fjell, noe som tilsier at fjelloverflaten ligger nær elvenivået nedenfor skråningen.

#### Elveerosjon og unge utglidninger

Ovenfor Gammelbrufossen er elveløpet stabilt. Nedover til Simafossen er det mest partier med lite erosjon, men elva graver noe i østre breidd ved foten av en 35 m høy brattskråning i en yttersving omtrent midtveis på dette strekket. Aktiv erosjon og liten utglidning er markert på kartet. Nedenfor Simafossen går elva i mange svinger og her arbeider den mer aktivt i sedimentene. Det er ikke påvist fjell i elveløpet mellom Simafossen og fjorden. En liten sidedal er gravd ut av bekken som kommer ned ved Fossmo.

I Brøstadelvas nordligste sving hadde det oppstått erosjon i nordre breidd som følge av avløp fra en drensledning som går ut i fri luft høyt oppe i den 15-20 m høye skråningen. På dette punkt skal det allerede i 2001 ha foreligget en konsulentrapport (opplysninger fra kommunen). Et par hundre meter videre nedover langs elva ligger yttersvingen i retning inn mot bebyggelsen, men erosjonen ser i dag ut til å utvikle seg meget sakte nærmest husene. Enda noen hundre meter lenger nedstrøms er det flere unge utglidninger i kanten av noen lavere, yngre elveterrasser. Her er det ca. 2 m sand over leire.

#### Gamle skredspor

Ca. 300 m sør for Gammelbrufossen, akkurat på nordsiden av riksvegen, er det en skålformet grop i vestre elvebreidd, omtrent 100x150 m i areal. Den er tolket som skredgrop da helningen og sedimenttype i bunnen ikke tyder på at elva har svingt inn her. Skredmassene antas å ha gått rett ut i elveløpet som ligger 25-30 m o.h. Skredets maksimumsalder er dermed ca. 8000 år, men det kan godt være yngre.

### 3.2.4 Strandsonen vest for sentrumsområdet ved Brøstadbotn

#### Sedimenttyper og lagfølge

I dette området er det relativt lite løsmasser. De grovkornige strandavsetningene som finnes i terrengforsøkninger og i en brem langs stranda ved Finnland er for det aller meste oppdyrket, og geologiske grenser blir dermed nesten sammenfallende med grensene mellom utmark og innmark. I et punkt ved hovedvegen er det påvist finkornige hav- og fjordavsetninger under 1,5 m med strandgrus. De finkornige massene fortsetter etter all sannsynlighet utover på sjøbunnen mot et skredområde som er påvist ca. 300 m fra land (Figur 3).

### 3.2.5 Strandsonen sør for sentrumsområdet ved Brøstadbotn

#### Sedimenttyper og lagfølge

Fra Brøstadelvas utløp og sørover skifter forholdene mellom leire i dagen og leire overdekt av strandavsetninger. Tykkelsene er ukjent, men leira kan være opptil 10 – 20 m flere steder. Andre steder kan det være nokså grunt. Ved Sæter ligger det leire i dagen. Elva som kommer ut her har ikke skåret seg spesielt dypt ned, og det kan tyde på at leirtykkelsen her er forholdsvis begrenset, i alle fall i en sone nærmest fjorden. Lenger øst ligger det strandavsetninger over leire og silt, før en kommer innpå breelvdeltaet. Ved Hundstrand er det leire i dagen i et felt sør for utløpet av Hundstrandelva, helt i kartkanten. Leirtykkelsen er ukjent, men ravineringen her går ned til noen meters dyp. Tatt i betraktning nærheten til et relativt stort breelvdelta skulle er forvente en viss tykkelse på finsedimentene ned mot

strandkanten og videre ut i sjøen. Like nord for elva ligger det en liten fjellblotning ved hovedvegen, og det kan borge for at tykkelsen på denne sida ikke er spesielt stor. Mangel på åpne skjæringer gjør det umulig å beskrive sedimentene noe nærmere.

#### Gamle skredspor

Et par brattskrenter i leire er angitt som skredkanter nær Brøstad. De er 5-8 m høye og 150-200 m lange, men landskapet har ikke den typiske skredgropkarakter, og tolkningen er derfor usikker.

#### Aktiv erosjon / små utglidninger

Aktiv erosjon er kun observert i et lite snitt i elvemelen på søndre bredd av Hundstrandelva like ved hovedvegen, hvor en liten utglidning viser 3 m sand og grus over silt og leire.

### 3.2.6 Espenesområdet

#### Geofysiske målinger

Det er målt et refraksjonsseismisk profil (SE 1, vedlegg 1) i nivå vel 5 moh. nær strandkanten ved Espenes. Geofysisk tolkning av profilet er vist i figur 8. Total løsmassetykkelse er beregnet til 45-49 m, men avtagende til 35 m mot sørøstenden. Det er et tynt overflatelag (0,5-2 m) av strandvasket materiale. I avsetningene under er det registrert seismisk hastighet i området 1740-1800 m/s. Dette er trolig leire, men den høye hastigheten indikerer at det kan være overkonsolidert leire, dvs. leire som er blitt trykkbelastet under isframrykk. Det er mulig at leiravsetningene når helt til fjell, men det er sannsynlig at det også kan ligge morenemateriale mellom leire og fjell. Et slikt lag (med antatt seismisk hastighet 2000-2500 m/s) vil kunne opptre med betydelig tykkelse uten å kunne registreres i seismikkmålingene (blindsoner), og i så fall vil dyp til fjell være litt større enn antydning ovenfor.

#### Sedimenttyper og lagfølge

Det foreligger lite tilleggsinformasjon om tykkelser og materialtype utenom det seismiske profilet. Ved Geitneset -Tenneset omkring Espeneselvas utløp går israndsonen for Skarpnestrinnet ut i Solbergfjorden (se kap. 5), og det er sannsynligvis en god del mer moreneavsetninger i dypet i hele denne sonen. I figur 2 er det skjematisk markert fire morenener, men av disse er det bare de to tydeligste som har morenemateriale i overflaten (se det kvartærgeologiske kartet). Ellers er det betydelig overdekning av både finkornige hav- og fjordavsetninger og stedvis et lag av strandavsetninger, samt en del myr. Rundt Espenesbøgen dominerer finkornig materiale. På østsida stikker det opp tre små fjellknauser som antyder at mektigheten ned mot stranda ikke er spesielt stor, men den kan fort være 10 m eller mer. Ved bygging av ny kai skal man ha støtt på "meget hard leire" i fundamentene (muntlig opplysning fra folk i området). Dette kan være morene, eventuelt dannet av eldre marine sedimenter som har blitt konsolidert av trykkbelastning under isframrykk. Rundt Espenes er det trolig avsatt lite leire etter at isen trakk seg tilbake fra området.

#### Aktiv erosjon / små utglidninger

Espeneselva har skåret seg ned drøyt 10 m langs de nederste 500 m av sitt løp, og her er det en gradvis overgang fra 2 m tykk sand i overflata mot leire dypere enn 4 m. Det er observert noe sig i en skråning, men ingen nevneverdig erosjon pågår i dag. Lenger inne har Espeneselva et meget slakt profil og går dels i meandere. Her graver den svært lite i løsmassene.

### 3.2.7 Strandsonen Mohamn – Lavik

#### Sedimenttyper og lagfølge

Ved Mohamn ligger det silt og leire i dagen i en sone nærmest stranda. Videre mot sør er det dominerende strandavsetninger ved hovedvegen og videre sørover mot Lamoen, og det er ikke avklart om det ligger leire under strandmaterialet her. Den store randmoreneryggen som ligger østenfor og ender opp nesten ved Lamoen har trolig en fortsettelse på dypet noe lenger mot vest enn grønnfargen viser på kartet, og her er det konstatert breelvgrus under strandavsetning i et massetak (Ottesen 1989, Furuhaug 2000). Nærmere inn mot fjellsida kommer leire i dagen igjen ca. 40-50 moh., og den er blottet i ravinene under strandsand.

Nevnte randmorene innenfor Mohamn er usedvanlig stor for å være en sidemorene. Et snitt i grustak nær toppen viser mye grovt grusig materiale i kaotiske strukturer og med godt rundete stein- og gruspartikler. Trolig har isen skjøvet sammen breelvmateriale eller strandgrus ved framrykket hit under Skarpnestrinnet. Ryggen skrår slakt oppover i terrenget mot øst, og den avtar etter hvert i høyde og bredde før den dør ut i 150 m høyde. Ved dens midtparti ligger det en sone av "morenemateriale, sammenhengende dekke" mellom ryggen og Kvittuvmyra. Flere små massetak i dette morenematerialet langs myrkanten viser at det er 2-3 m morene over grus som er mer enn 3-4 m tykk. Her har tydeligvis breen rykket fram over strandgrus eller breelvgrus og avsatt morenemateriale i form av retransportert grusig materiale på toppen.

Strandmateriale og strandvasking langs nordsiden av den store moreneryggen når opp mot et tydelig strandlinje-"hakk" som har lang utstrekning på 58 m o.h. i vestlig retning. Strandlinjen er angitt som abrasjonskant på kartet (abrasjon = erosjon ved bølgevasking). Mot øst er det utviklet to strandlinjer i 58 og 64 m høyde. Trolig ligger det strandsand under Kvittuvmyra også. Strandvaskingen preger overflatesedimentene i hele sonen mellom Mohamn og Lavik, og det er nesten ikke påvist underliggende leire. Det er heller ikke noen nevneverdige nedskjæringer langs bekker eller raviner som skulle tyder på mye leire. Derimot er det flere felter hvor morenemateriale er kartlagt i overflaten, og trolig er det atskillig mer morenemateriale under strandgrusen. Dette er den antatte randsonen hvor Tromsø-Lyngen israndlinjen går ut i Solbergfjorden (Fig.2). Fire små randmorener som tidligere ikke var kjent ligger i nivået 65-70 moh. ved østenden av Kvittuvmyra. De stopper ned mot Hovedstrandlinjen (se kap. 5) på ca. 63 moh., hvor de kan ha blitt noe erodert. Det kan ha vært flere mindre bevegelser i isfrontens posisjon her, og dermed muligheter for en kompleks lagfølge av morene og leirsedimenter i hele randsonen ved Furstrand.

Mellom Furstrand og Lavik er det to bekkedaler hvor 10-15 m høye nedskjæringer viser moreneleire under strandgrus. Moreneleira er meget hard og trolig dannet ved at breen har sklidd fram over opprinnelig marine finkornige sedimenter som ble sammenpresset og overkonsolidert.

### 3.2.8 Øvre Espenes

#### Sedimenttyper og lagfølge

Tømmermoen er en breelvvavsetning som består mest av grusig sand så langt vi kan se ned til noen meters dyp i et lite nedlagt massetak. Beliggenheten tilsier at den sannsynligvis ble avsatt under Skarpnestrinnet, men den ble ikke bygd helt opp til datidens havnivå. Det mangler noen få meter lengst øst der avsetningen når opp til 65 moh. Ellers i området ligger gårdene og mye av dyrkamarka på Øvre Espenes på forvittringsjord ned mot kote 40. Videre vestover mot Espenesmyran, og også noe sørover fra gårdene, ligger et slakt hellende

skogsterreng med marine sedimenter, mest strandsand i overflata og leire mot dypet. I deler av området ligger leira helt i dagen.

#### Geofysiske målinger

Tre georadarprofiler (GR 1, GR 2 og GR 3, se vedlegg 2) på Tømmermoen viser en lagpakke på 10-15 m tykkelse som har skrålag med fall i nordnordvestlig retning. Lagpakken regnes å bestå av sand/grus- dominerte breelvavsetninger. Under skrålagningen er det et noe kaotisk refleksjonsmønster og materialtypen er usikker. Det kan være dårligere sorterte breelvavsetninger eller mer morenedominert materiale. Det er også mulig at endring i refleksjonsmønsteret representerer overgang mot fjell. Det regnes at fjell kommer nær opp til overflaten mot sørøstenden av profil GR2.

#### Gamle skredspor

Ved Godmyra i vestkanten av de store myrområdene er det en 8-10 m høy brattkant i leire som er nesten 500 m lang. Her ser det ut til å ha gått et skred med utløp mot øst. Etter som det ikke finnes skredmasser på flatene utenfor har dette trolig skjedd mens havet sto og vasket inn mot leirskråningen, dvs. omkring tidlig Tapes-tid, og skredmassene ble utjevnet og dekt av strandsand. I tilsvarende horisont/høydenivå umiddelbart over Tapes-strandlinjen er det for øvrig påvist at det har gått leirskred også i andre kommuner, for eksempel i Nordreisa (Bergstrøm mfl. 2002) og i Ibestad (Sveian mfl. 2005). Kan hende har vi med et regionalt fenomen å gjøre, at nokså mange leirskred ble utløst for ca. 8000 år siden.

### 3.2.9 Evertmoen, N. Finnefjellet og LilleTrollvatnet

*Disse lokalitetene ligger utenfor leirområdene, men er viktige brikker i den geologiske historien.*

Evertmoen, en stor breelvavsetning av sand og grus som hovedsakelig ble avsatt under Tromsø-Lyngentrinnet (kap. 5), henger geologisk sett sammen med Støytfossmoen på nordsida av Brøstadelva. De ble i sin tid avsatt som en sammenhengende stor slette ved datidens havnivå, før elva begynte å grave seg ned i et dypt løp. Midt over Evertmoen ligger det en stor morenerygg. Mye av sanden nord for moreneryggen er tatt ut, og det er etablert motorcrossbane i sandtaket. Det vises for øvrig til Grus- og pukregisteret ved NGU ([www.ngu.no/grusogpukk](http://www.ngu.no/grusogpukk)) og til egen kommunerapport (Furuhaug 2000).

Like vest for Lille Trollvatnet ble det funnet en tydelig og ryggformet randmorene, delvis dobbel rygg, som går inn mot en fjellvegg i ca. 250 m høyde. Den skiller seg klart ut fra omgivelsene og er til dels full av blokk og stein på toppen. Randmorenen snor seg ned lia til Hundstrandelvas dal og opp igjen på Storaksla før den bøyer ned mot breelvdeltaet like øst for Sæter. Prosjektrammene tillot ikke videre leting etter en evt. fortsettelse sørover fra Trollvatnet, og det er ukjent om den lar seg påvise der. Dette er høyst sannsynlig en sidemorene dannet ved Skarpnestrinnets isframstøt langs Brøstadelvas dalgang, og korrelerer med en dobbel sidemorene i 200-215 m høyde på motsatt side ved Nordre Finnefjellet. På dette stadiet fortsatte iskanten antagelig mot Tømmermoen, som rekonstruert i figur 2.

### 3.3 Marin geofysikk, skredspor og sedimenter i sjøen

#### 3.3.1 Dyrøysundet

Utseilte profillinjer er tegnet sammen med tolkning av resultatene (Figur 3). Utenfor Brøstadbotn ble det kjørt en linje (L 0208008) med boomer og luftkanon, og med Topas ble det kjørt to linjer (L 0106028 og 0106029) som delvis overlapper med L 0208008. Innerst i området danner linjene et rutenett mellom Brøstadelvas delta og Finnlandsholmen. Noen steder er profilene vanskelige å tolke, mens andre steder gir de et godt bilde av sedimenttyper og dyp til fjell. Tolkningen er i utgangspunktet utført langs profillinjene, men i det området hvor linjene danner et rutenett er det foretatt interpoleringer for å gi en flatedekkende framstilling av sedimentforholdene innerst i bukta.

#### *Bøstadelva-deltaet*

Deltasedimenter utenfor Brøstadelva (gul farge) består trolig mest av fin sand innerst mot tørrfallinja og øverst i sjøbunnen. På slike delta vil en alltid forvente en gradvis overgang til finere masser (silt og leire), både horisontalt i avsetningsretningen, så vel som vertikalt. Derfor er det i realiteten mest sannsynlig en overgangssone og ingen klar grense der hvor det er trukket en strek på kartet mellom gul og blå farger. I marbakken er det en erosjonskanal som skyldes at elvestrømmen her fortsetter utover sjøbunnen og graver i sedimentene. Like nordvest for kanalen viser kotebildet en rygg i SV-NØ retning, parallelt med hovedretningen i berggrunnen på land. Denne ryggen er klart betinget av strukturene i berggrunnen, og profilene viser relativt lite overdekning av sedimenter.

#### *Hav- og fjordavsetninger*

Tolkningen er at nesten alle registrerte løsmasser i de blå områdene på figur 3 er silt og leire. Nærmest Finnlandsholmen var tolkningen vanskelig, og i den delen kan det hende at noe av sjøbunnen har moreneavsetninger, uten at dette er antydning på figuren. Størst er leirtykkelsen i sør, i det området hvor vanddypet er mer enn 100 m. Her sees opptil 30-40 m tykke sedimenter med horisontal lagdeling som fyller en langstrakt forsenkning (basseng) i berggrunnen slik at fjordbunnen blir nesten flat. Berggrunnsbassenget ligger orientert NØ-SV, parallelt med hovedretningen i berggrunnen og parallelt med østre fjordside.

#### *Skred*

Profilene viser både skredkanter og ujevn overflate av skredmasser i et område på sjøbunnen utenfor Finnland (Figur 4). Det er ikke nevneverdig med sedimenter oppå skredmassene, og skredet kan derfor være relativt ungt. Det er ikke datert. Skredpåvirket område er skissert på figur 3, og avspeiler skredkanter og utglidde masser med relativt kort utløpsdistanse. Det kan imidlertid hende at et jevnt tynt lag med omrørte skredmasser ligger noe lenger utover sjøbunnen enn skissert, uten at det har latt seg registrere i denne omgang.

#### *Morene*

I et parti av L 0208008, nærmere bestemt ved startpunktet for den parallelle linjen L 0106029 og på ca. 130 m vanddyp, har vi tolket en 10-30 m tykk øvre enhet som morene. Den ligger oppå ca. 10-30 m tykke hav- og fjordavsetninger med tydelig horisontal lagdeling. Den antatte morenen har kaotiske reflektorer og er ikke akustisk transparent i boomeropptak eller Topas. Med luftkanon penetrerte signalene enheten og avslørte det underliggende leirbassenget. Tykkelsen av antatt morene synes for stor til at det alternativt kunne være en pakke av skredmateriale, noe som ville være den eneste alternative forklaringen. Lagfølgen er i et punkt angitt som 30M/30H (Figur 3 og 5). Moreneavsetningen, som er tolket til å representere Skarpnestrinnets isframstøt, kiler ut og har en klar avgrensning mot sørvest. Der finner vi

ingen ryggform på morenen, trolig fordi isbevegelsen gikk omtrent på tvers av profilretningen og fordi breen kunne begynne å flyte opp fra bunnen her. Ved denne grensen har vi tegnet israndlinjen for Skarpnestrinnet i figur 2, en linje som videre mot øst følger en smal morenerygg som ligger omtrent øst-vest i den østre fjordsida. Den kan være en randmorene tilsvarende de som er funnet på land opp mot Lille Trollvatnet. For øvrig er den bratte østlige fjordsiden mest preget av at fjelloverflaten ligger i eller meget nær sjøbunnen, helt til en kommer inn mot deltaskråningen.

### 3.3.2 Solbergfjorden

Det ble kjørt en linje med Topas (L 0106033) relativt nær land, og en linje med boomer og luftkanon (L 0106034) noe lenger ute i Solbergfjorden. Sistnevnte opptak bekreftet i store trekk det som var kjent fra før at morene og submorene sedimenter dominerer dette partiet av Solbergfjorden (Lyså og Vorren 1997). Topasprofilen er vanskelig å tolke, men synes å vise samme tendens med mye moreneavsetninger, og nesten ikke områder med tydelige lagdelte og akustisk transparente sedimenter på fjordbunnen. Det er ikke registrert noen tydelige skredformer. Det skal imidlertid sies at profilen stort sett ligger 200-400 m fra land, og at vi ikke har noen opplysninger om forholdene i "blindsonen" inn mot fjæra. Samme avsetningstype som er registrert i det seismiske profilen på land ved Espenes fortsetter sannsynligvis et stykke utover i sjøbunnen.

## **4. VIDERE SKREDFAREKARTLEGGING - PRIORITERING AV OMRÅDER**

Så langt vi kan bedømme fra den foretatte kartleggingen vil det ved fremtidige leirskredundersøkelser være aktuelt å se nærmere på de områdene som er listet nedenfor. De to første punktene peker seg ut som høyest prioritet.

- Områdene på begge sider av Brøstadelva fra Simafossen og ned til fjorden. Prioritet pga. høye skråninger langs elva, stor sedimenttykkelse i tilliggende områder, nærhet til tettbebyggelse og hovedveg.
- Område omkring hovedvegkrysset i strandsonen ved Bogen noen hundre meter nordvest for Brøstadbotn sentrum. Prioritet pga. påvist kvikkleire (Kummeneje 1986), nærhet til hovedveger og noe bebyggelse.
- Områdene langs Brøstadelva sør for Simafossen. Høye skråninger langs elva og store tilliggende sedimentflater på begge sider. Lavere prioritet pga. lite bebyggelse.
- Flere områder med marine avsetninger (hav- og fjordavsetninger eller strandavsetninger på kartet) spredt langs strandsonen, både sørover fra Brøstadbotn til Hundstrand og ved Finnland vest for Brøstadbotn sentrum. Hovedveger og noe spredt bebyggelse i områdene.
- Espenes-området, både strandsonen rundt Espenesbogen og Mohamn, og dessuten nedre del av Espeneselva. Hovedveg og noe spredt bebyggelse.

## 5. TILLEGG: GEOLOGISK UTVIKLING OG LØSMASSEDANNELSE

Løsmassene som ligger over berggrunnen ble for det meste avsatt i løpet av en "kortvarig" slutfase av siste istid for 12.000 - 14.000 år siden (Andersen 1968, Møller mfl. 1986, Vorren og Plassen 2002, Sveian og Bergstrøm 2004). Innlandsisen trakk seg tilbake fra kysten og innover i fjordstrøkene, men av og til stanset den opp eller rykket litt fram (Figur 1). Is og smelte vann etterlot seg morener, grus, sand, silt og leire. Tyngden av den store skandinaviske innlandsisen hadde presset jordskorpa kraftig ned. Etter som isen smeltet begynte jordskorpa å gjenvinne sin likevekt, -landet steg igjen, men slik landhevning går sakte, og havet kunne derfor oversvømme lavlandet når iskanten trakk seg tilbake. Vi finner merkene etter istidens høyeste havnivå (den marine grense) ved Dyrøy 65 - 70 moh. i dagens landskap.

Gradvis ble store arealer med gammel fjordbunn til tørt land gjennom etter-istida. Dette er mest tykke leiravsetninger, men den tidligere fjordbunnen består stedvis også av bart fjell, morenemateriale som var blitt avsatt under breen, randmorener dannet ved brekanten, eller israndavsetninger av sand og grus (breelavsetninger) og strandavsetninger.

### 5.1 Marin leire - kvikkleire

Fordi mesteparten av det kartlagte området har vært fjordbunn etter siste istid (Figur 2) består løsmassene mest av marine sedimenter. Hav- og fjordavsetninger er fellesbetegnelse for finkornige masser (marin leire og silt), og regnet i volum er det denne avsetningstypen som dominerer. Mange steder ligger leiravsetningene helt opp i dagen, men like vanlig er det at de er dekket av et yngre overflatelag med inntil noen meters tykkelse, så som strandavsetninger (sand og grus), torv (myr), eller elveterrasser (sand og grus).

#### Kvikkleire

MG er det absolutt høyeste nivået vi har fått avsatt marin leire (saltvannsleire), og dermed også *kvikkleire*. Kvikkleire er vanlig marin leire som over lang tid utvikler seg til å bli ustabil (sensitiv) fordi det opprinnelige salte porevannet blir vasket ut og erstattet av ferskvann. Den ionebyttingen som da foregår i porevannet vil svekke de ørsmå elektrokjemiske bindingskreftene mellom leirkornene og gjøre kornstrukturen (en slags korthusstruktur av plateformete ørsmå korn) i leira stadig svakere. Når saltinnholdet kommer under en kritisk grense blir leira så sensitiv at den defineres som kvikkleire. Da kan den plutselig rase ut og oppføre seg som en tyntflytende velling fordi korthusstrukturen kollapser, og kornene orienterer seg tettere slik at det oppstår et overskudd av porevann. Det er ikke all marin leire som omdannes til kvikkleire, men snarere enkelte lagpakker eller lommer i leirområdene. Kvikkleire kan ligge på mange meters dyp og derfor umulig å påvise ved vanlig overflatekartlegging. For å kartlegge og avgrense eventuell kvikkleire trengs det som regel spesielle undersøkelser med boring, prøvetaking etc. Visuelt er det umulig å se forskjell på en kvikkleire og en stabil marin leire før en begynner å belaste eller røre (grave) i massene.

### 5.2 Israndtrinn; – randmorener, breelavsetninger og leire dannes

To markerte israndtrinn fra avsmeltingen av innlandsisen (Figur 2) gjenspeiler posisjoner hvor brekanten midlertidig stanset opp eller rykket litt fram: *Skarpnestrinnet* for ca. 14.000 år siden (ca. 12.000 <sup>14</sup>C-alder) og *Tromsø-Lyngentrinnet* for ca. 12.500 år siden (ca. 10.500 <sup>14</sup>C-alder). I forbindelse med at iskanten lå rolig en tid ved hvert av israndtrinnene fikk vi dannet



spesielt mye løsmasser ved og omkring dem: Litt vekk fra brekanten ble silt og leire (hav- og fjordavsetninger) avsatt i tykke lag på sjøbunnen fra alt breslammet som "svevde" i suspensjon i fjorden. Selve israndavsetningene, de som ofte danner rygger eller terrasser i landskapet, består av grovt materiale. Morenerygger (randmorener), både på land og på sjøbunnen, ble dannet av usortert materiale som dumpet ned ved iskanten eller ble skjøvet sammen og avsatt direkte av breen. Sand- og grusavsetninger (breelavsetninger) ble avsatt tett inntil iskanten der hvor smeltevannselvene munnet ut og avlastet det løsmaterialet som de hadde gravd ut og fraktet med seg. Breelavsetningene, og dels også randmorenene, utgjør i dag de viktigste ressursene av sand og grus til uttak av byggeråstoff (Furuhaug 2000). Slike avsetninger kan også i noen tilfeller inneholde store grunnvannsressurser.

#### Skarpnestrinnet ved Dyrøy

Skarpnestrinnet har ikke tidligere vært kartlagt i denne delen av Troms. Det ble oppdaget tydelige randmorener ved Lille Trollvatnet og N. Finnefjellet (se kvartærgeologisk kart). De ble dannet ved en brearm fra innlandsisen (stiplet brekant i figur 2) som trolig nådde fram til breelavsetningen på Tømmermoen i nord og et stykke ut i Dyrøysundet i vest. Marin seismikk har påvist moreneavsetninger over tykke leirsedimenter i en sone på fjordbunnen her. På sørsida av brearmen rant da smeltevann noen km langs Hundstrandelva og bygde opp et breelvdelta til 68 m høyde like innenfor Hundstrand. Et annet breelvdelta ligger i 66 m høyde like innenfor Sæter der brekanten kom i kontakt med datidens havnivå. Flatene på disse deltaene viser at de er flere meter høyere enn Hovedstrandlinjen (se nedenfor) og dermed dannet tidligere enn Tromsø – Lyngen trinnet. Også den etterfølgende oppkalvingen innover forbi Brøstadbotn skjedde før Tromsø – Lyngen trinnets tid, noe som fremgår av marin grense ca. 70 moh. (5 – 7 m over Hovedstrandlinjen) mellom Brøstadelva og Øvre Espenes. Disse nye MG-registreringene, og en datering like nord for Evertmoen (Fig.2), knytter da naturlig de nevnte randmorenene til Skarpnestrinnet.

Til Skarpnestrinnet knytter vi nå også den meget store og velkjente ryggformete randmorenen (sidemorene) ved Ramfløyelva lengst nord i det kartlagte området. Morenen strekker seg langs fjellsida ved Ramfløyelva i 3 km lengde litt sør for hovedveien mellom Mohamn og Furstrand. Den faller svakt fra 150 moh. i øst til 70 moh. i vestenden ved gravplassen ovenfor Mohamn. Denne ryggen har jevnt over en 20-30 m høy skråning på nordsiden, og en noe mindre markert skråning på innsiden mot Ramfløyelva. Nær vestenden er det bygd ut et lite breelvdelta av smeltevann som rant mellom brekanten og fjellsida fram til det møtte fjorden på dette stedet. Toppflaten på deltaet er 70- 72 moh. og samsvarer godt med Skarpnestrinnets havnivå, som er 7 - 10 m over Hovedstrandlinjen (Andersen 1968). Tidligere ble ryggen antatt å tilhøre Tromsø – Lyngen trinnet. Det virker nå mer sannsynlig at den tilhører Skarpnestrinnet, og at isen i Solbergfjorden da nådde fram til Tenneset og Geitneset ved Espenes. Herfra er det kjent at det ligger en stor, kompleks sone med israndavsetninger på fjordbunnen tvers over Solbergfjorden som en klar terskel helt nordover til Senja (Lyså og Vorren 1997).

#### Mellomfase /mindre stopp

Etter Skarpnestrinnet har iskanten antagelig også stanset og gjort kortere opphold ved Brøstad kapell og ved Evertmoen (Figur 2), men dette er mindre markerte stopp. Kapellet og gravplassen ligger på et høydedrag omtrent i nord-sør retning hvor en brei ryggformet avsetning av grusig materiale er tolket som en israndavsetning. Fortsettelsen av denne antatte israndsonen kan gå nordover ca. 1 km og deretter bøye østover ved en 30-40 m høy brink av grovkornige løsmasser (her kalt Brøstadpynten), som stikker ut mot Brøstadelva vest for Simafossen (se foto foran). Videre mot østre dalside nær Fossmo ligger det breelavsetninger

under marine sedimenter. Med en slik isfront kunne det avsettes mye leire rundt Brøstadbotn. Det samme var også tilfelle etterpå mens breen trakk seg enda lenger tilbake mot sør.

Inne på den store breelavsetningen Evertmoen hever det seg en 5 - 10 m høy morenerygg opp over sandsletten, tilsynelatende en endemorene orientert tvers over dalen, men uten noen fortsettelse i dalsidene. Denne ryggen kan alternativt representere en tidlig fremskutt posisjon av Tromsø – Lyngen trinnet, som hovedsakelig har sine tydelige randmorener ca. to km lenger inn i dalen. Nå fikk vi avsatt leire og silt som i dag utgjør bunnlag under breelvmaterialet i ytre deler av Evertmoen og en del av de tykke leirene videre nordover. Disse lagene ble datert ved hjelp av en skjellprøve funnet i en ca. 20 m høy rasskråning i det trangeste partiet av elvedalen mellom Evertmoen og Gammelbrufossen. Skjellene (*Mya truncata* og *Macoma calcarea*) lå 8 - 9 m nede i en lagpakke av leire som lå under 4 - 5 m grus- og sandmateriale, og ble datert til 11125 år ( $^{14}\text{C}$ ), dvs. ca. 13.000 kalender-år.

#### Tromsø-Lyngentrinnet

I dette området er Tromsø – Lyngen trinnet hovedsakelig kjent fra eldre arbeider (Andersen 1968, Lyså og Vorren 1997), men vi foreslår en justering i Solbergfjorden etter å ha korrelert den største randmorenen øst for Espenes til Skarpnestrinnet. Generelt var isen i Troms langt tilbaketrukket før den vokste fram igjen til Tromsø – Lyngen morenene tidlig i den kalde Yngre Dryas-perioden (Vorren & Plassen 2002, Bergstrøm mfl. 2005). Da kan den ha rykket fram oppå og bevart noen av de litt eldre sedimentene som ligger bevart under morene i deler av Solbergfjorden (Lyså og Vorren 1997), samtidig som ny leire ble avsatt utenfor brekanten i Espenesområdet. Vi mener nå at trinnet på land i første rekke kan knyttes til en sone med fire små randmorener i 65-70 m høyde på sørsida av Kvittuvmyra ved Furstrand, og til morenemateriale av generelt stor tykkelse i 2-3 km lengde av strandsonen her.

I sør hadde isen en tilbaketrukket posisjon med to bretunger som lå over marin grense, en i dalen sør for Blindfinnmoen og en i sidedalen ved Underberg (Figur 2). Smeltevannet bygget opp breelavsetningen som danner en stor terrasseflate i marin grense ved Evertmoen-Støytfossmoen (64-65 moh.) nordover mot Gammelbrufossen, og dessuten breelavsetningen Blindfinnmoen som ligger over marin grense litt sør for det kartlagte området. Tilhørende finkornige leiravsetninger ble spylt lenger ut og avsatt nærmere Brøstodområdet. Også i den etterfølgende avsmeltningsfasen ble det avsatt mye leire i Brøstadbotnområdet mens det kom smeltevann ned langs Brøstadelva.

### **5.3 Etter-istid; Landhevning, erosjon og yngre avsetninger**

I løpet av hele etter-istida har landet hevet seg, mest i begynnelsen og så saktere fram mot vår tid. Hevningen har vært størst i indre strøk der isen hadde vært tjukkest og nedpressingen av jordskorpa størst, og mindre ute ved kysten.

#### Strandlinjer

Hevningsmønsteret gjør at istidens strandlinjer har fått en svak helning ut mot kysten på ca. 1 m pr. km i dagens landskap. Stadig yngre strandlinjer ble dannet i suksessivt lavere nivåer, og jo yngre de er jo mindre helning har de i dag. Regionalt er det to strandlinjenivåer som markerer seg tydelig i Troms: *Hovedstrandlinjen* og *Tapes-strandlinjen*. Begge ble utviklet i perioder med tilnærmet stillstand i den relative landhevningen, eller sågar svak relativ havstigning og oversvømmelse av strandområder (transgresjon).

Hovedstrandlinjen er fra den kalde Yngre Dryas-perioden da Tromsø–Lyngenmorenene ble avsatt. På figur 1 og 2 er høyden for datidens havnivå framstilt med isobaselinjer og viser en svak stigning fra vest mot øst. Isobasene er trukket gjennom steder som har hatt lik landhevning etter Yngre Dryas, og kan dermed leses som høydekurver for datidens havflate. Ved Brøstadelva er Hovedstrandlinjen representert ved terrasseflatene på 63-65 moh. fra Evertmoen til Gammelbrufossen. På breelvdeltaet ved Sæter ligger det små strandvoller i forkant 60-62 moh. I nord er nivået tydelig markert som abrasjonskant utgravd i tykke løsmasser i et par km lengde ved sørsida av Kvittuvmyra og vestover ved foten av den store randmoreneryggen (abrasjon = erosjon ved bølgevasking og dannelse av brattkant ved strandlinje). Ved østenden av Kvittuvmyra er nivået for øvrig tydelig to-delt med velutviklede strandlinjehakk i terrenget på 58 moh. og 63-64 moh. Med tilsvarende todeling, og i samme høyder som ved Kvittuvmyra, er det også funnet strandlinjer på Tromsø – Lyngentrinnets avsetninger ved Spåkenes (Djupvik) på østsida av Lyngenfjorden (Olsen m fl. 2005). Dette tyder på at det ble dannet strandlinjer gjennom en større del av Yngre Dryas-perioden, og ikke bare ved tidspunktet for Tromsø-Lyngen morenenes dannelse.

Etter Yngre Dryas gikk landhevningen raskest de første par tusen årene (40 – 50 mm pr. år). For 8000-7000 år siden var havnivået kommet "ned" til 20 - 25 m over dagens nivå. Da var det igjen omtrent stillstand i strandforskyvningen eller litt relativ havstigning (transgresjon). Det ble derfor på nytt utviklet tydelige strandlinjer og strandflater i løsmassene (*Tapes*-nivået). En slik utvikling er tidligere påvist og datert vest for Tromsø (Hald og Vorren 1983). Nivået er meget tydelig som en terrasse i ca. 1 km lengde sørover fra Brøstadbotn langs hovedvegen mot Brøstad. Også ved Hundstrand og Furstrand kan strandlinjen sees 23-24 moh. i et ellers jevnt skrånende terreng. Hele det flate området mellom Brøstadbotn og Espenes har marine sedimenter opp til 23-24 moh. Her har det vært meget store tidevannssletter i *Tapes*-perioden. Senere gikk landhevningen noe raskere igjen, for så å vise en avtakende (noe variabel) hastighet de siste 4-5000 år. Fortsatt foregår det litt heving (1-2 mm pr. år).

#### Erosjon og nydannelse av løsmasser

Mens den gamle fjordbunnen ble hevet til tørt land har alle områder lavere enn den marine grense på et eller annet tidspunkt vært utsatt for bølgevasking. I åpne posisjoner mot havet har det foregått en sterk omvasking, sortering og transport av løsmasser langs stranda. Moreneavsetninger under MG kan derfor ha en utvasket overflate, eller noen steder ha blitt helt fjernet. Nye strandavsetninger som oppsto består av sand, grus og stein i variabel tykkelse og ligger ofte over leire, men kan også ligge direkte på fjell eller på morenemateriale.

I *Tapes*-perioden sto havet 20-25 m over dagens nivå og det var omtrent stillstand i landhevningen. Dette medførte en vasking og konsentrert erosjon med utflating av landskapet i dette strandnivået (*Tapes*-strandlinjen) og følgelig en brattere leirskråning innenfor. Det førte til en øket ustabilitet i leirmassene. Det er etter hvert oppdaget skredgroper i dette nivået i flere kommuner i Troms (Bergstrøm mfl. 2002, Sveian mfl. 2005).

På grunn av landhevningen har elver og bekker gravd ut daler og senket sine løp. Slik har tykke fjordbunnsavsetninger mange steder blitt oppskåret etter at de kom over havnivå. Særlig ser vi dette tydelig langs Brøstadelva hvor skråningene er opptil 35 m høye. Samtidig har elva hele tiden avsatt ny sand og grus der den har svingt seg fram og tilbake over dalbunnen og dannet sletter. Ved elveosen har det kontinuerlig blitt avsatt deltasedimenter av silt, sand og grus over leire, og denne prosessen har siden istida forflyttet seg sammen med elveosens posisjon fra Evertmoen ned til dagens strand. Elvesletter og -terrasser langs vassdragene (elveterrasser og bekkeavsetninger på det kvartærgeologiske kartet) kan ha fra en til flere meters

tykkelse av sand og grus, som ofte ligger oppå leire. Noen steder har elva gravd seg ned på fast fjell og danner fosser på fjellterskler som bidrar til å stabilisere elveløpet oppstrøms. Elvedeltaene er geologisk sett noe av de mest aktive sedimentasjonsmiljøer vi har, og det er ikke helt uvanlig at det forekommer små utglidninger på marbakkeskråningene som en naturlig del av deltautbyggingen. Samtidig blir det på fjordbunnen noe lenger unna elvemunningene avsatt yngre leirer over istidsavsetningene. På kartene er det ikke skilt mellom leirer av ulik alder da dette i praktisk kartlegging er meget vanskelig.

Med vegetasjonens innvandring kom etter hvert også torv- og myrdannelse som resultat av dårlig avrenning og opphopning av planterester i sumpige områder. De eldste myrene ligger over den marine grense, for hit kom vegetasjonen ganske straks etter at isen forsvant. De store Finnlandsmyran og Espenesmyran derimot, ligger på Tapes-tidens strandnivå og har dannet seg i løpet av de siste 7-8000 år.

Der hvor vi har fjell i dagen er overflaten av bergartene mange steder smuldret opp pga. kjemiske reaksjoner i kontakt med luft og vann, og det har dannet seg et overflatelag av næringsrikt forvittringsmateriale som kan være fra noen dm til flere meter tykt. Dyrka mark ved øvre Espenes ligger for en stor del på forvittringsjord.

Skred er en prosess som bare i liten grad har bidratt med nydannelse av løsmasser. Steinsprang og snøskred har gitt noe ur og skredjord ved bratte fjellsider. Det har gått enkelte leirskred på land, trolig i førhistorisk tid, men skredmassene er stort sett vasket bort senere av bølge- eller elveerosjon. Det er funnet et skredområde på sjøbunnen.



Espenesområdet sett mot øst.

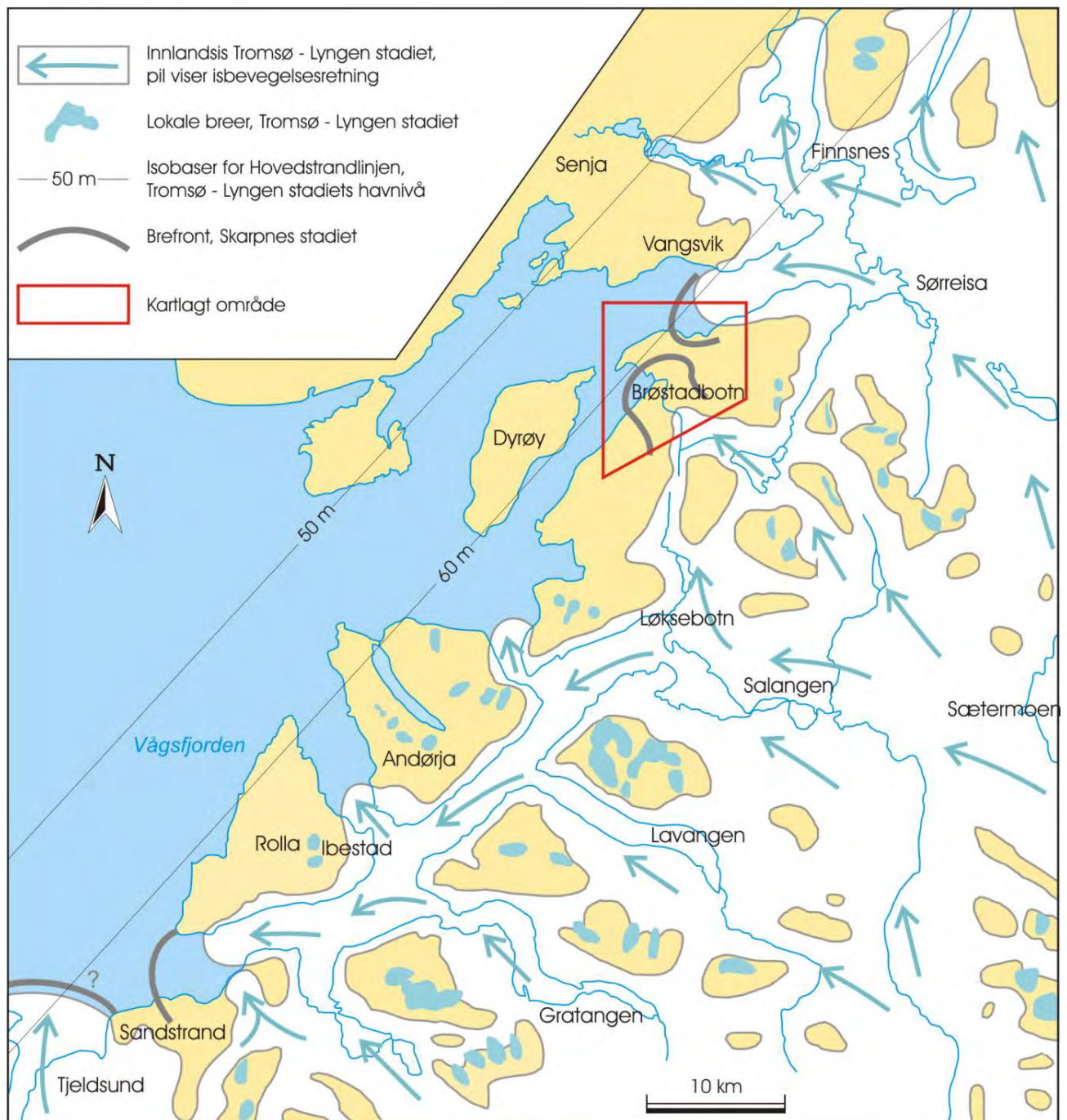
*Foto: Harald Sveian*

## 6. REFERANSER

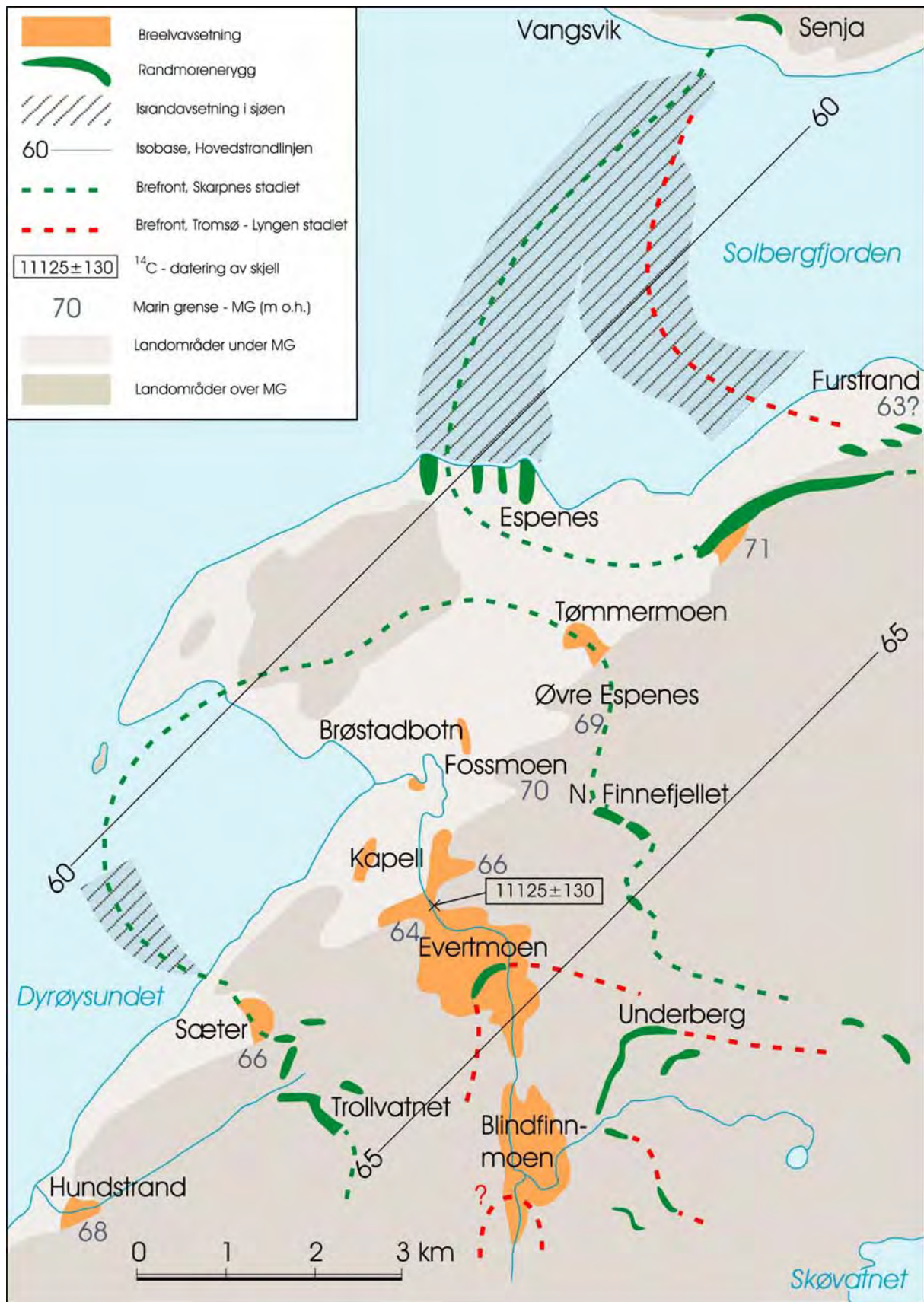
- Andersen, B.G. 1968: Glacial geology of western Troms, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse* 256. 160 s.
- Bergstrøm, B., Reite, A., Sveian, H. og Olsen, L. 2001: Feltrutiner, kartleggingsprinsipper og standarder for kvartærgeologisk kartlegging/løsmassekartlegging ved NGU. *Norges geologiske undersøkelse. Intern rapport 2001.018*.
- Bergstrøm, B., Olsen, L. og Sveian, H. 2002: Leirkartlegging i strandsonen i Troms. Kvartærgeologisk kart over Oksfjordhamn, Storvika og Leirbukt, Nordreisa kommune. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2001.120*.
- Bergstrøm, B., Olsen, L. og Tønnesen, J.F. 2005: Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien i Vangsvik, Sørreisa, Løksebotn og Lavangen - et grunnlag for fremtidige skredfarevurderinger. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2004.057*.
- Blikra, L.H. 1994: Tromsø 1534 III, kvartærgeologisk kart M 1:50.000 med beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Brænd, T. 1961: Skredkatastrofen i Sokkelvik i Nord-Reisa 7. mai 1959. *Norges Geotekniske Institutt. Publikasjon nr. 40*, s. 11-13.
- Dahl, R. og Sveian, H. (red.) 2004: Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms. *Norges geologiske undersøkelse*. 154 s.
- Furuhaug, O. 2000: Grunnlag for forvaltningsplan for sand, grus og pukk i kommunene Lenvik, Dyrøy og Sørreisa i Troms fylke. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2000.047*.
- Hald, M. og Vorren, T.O. 1983: A shore displacement curve from the Tromsø district, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 63, s. 103-110.
- Kummeneje (nå Scandiaconsult) 1986: Dyrøyforbindelsen. Bru og tilførselsveger. Geoteknisk og ingeniørgeologisk undersøkelse og vurdering, o.5938, Rapport nr.1. *Statens Vegvesen, Troms Vegkontor*.
- Lyså, A. og Vorren, T.O. 1997: Seismic facies and architecture of ice-contact submarine fans in high-relief fjords, Troms, Northern Norway. *Boreas* 26, s. 309-328.
- Møller, J.J., Fjalstad, A., Haugane, E., Bugge Johansen, K. og Larsen, V. 1986: Kvartærgeologisk verneverdige områder i Troms. *Tromsura. Naturvitenskap nr. 49*.
- Olsen, L., Sveian, H., Riiber, K. og Bergstrøm, B. 2005: Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien ved Spåkenes, Olderdalen, Trollvik og Lyngseidet sør - et grunnlag for videre skredfarekartlegging. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2005.015*.
- Ottesen, D. 1989: Oppfølgende grusundersøkelser i Dyrøy kommune, Troms. *Norges geologiske undersøkelse, Rapport 89.054*.
- Ottesen, D. og Lien, R. 1995: Regional seismikk i Norskerenna/Nordsjøen vest for Stavanger-Egersund. Lettseismisk tokt 9503 i 1995, toktrapport. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 95.099*.
- Sveian, H., Riiber, K., Bergstrøm, B. og Reite, A.J. 2005: Troms fylke, løsmassekart M 1:310.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Sveian, H. og Bergstrøm, B. 2004: Storbrens holdeplasser i Sør-Troms, i: Dahl, R. og Sveian, H. (red.); Ka dokker mein førr stein! Geologi, landskap og ressurser i Troms. *Norges geologiske undersøkelse*. 154 s.
- Sveian, H., Bergstrøm, B. Olsen, L. og Tønnesen, J.F. 2005: Leirkartlegging i Troms: Kvartærgeologien ved Sandstrand, Ånstad og Ibestad i kommunene Skånland og Ibestad, - et grunnlag for videre skredfarekartlegging. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2005.018*.
- Tønnesen, J.F. 2001: Geofysiske grunnundersøkelser ved Storvik, Oksfjord og Leirbukt i Nordreisa kommune. *Norges geologiske undersøkelse. Rapport 2001.007*.
- Vorren, T. og Plassen, L. 2002: Deglaciation and Palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas* 31, s. 97-125.

[www/ngu.no](http://www.ngu.no)

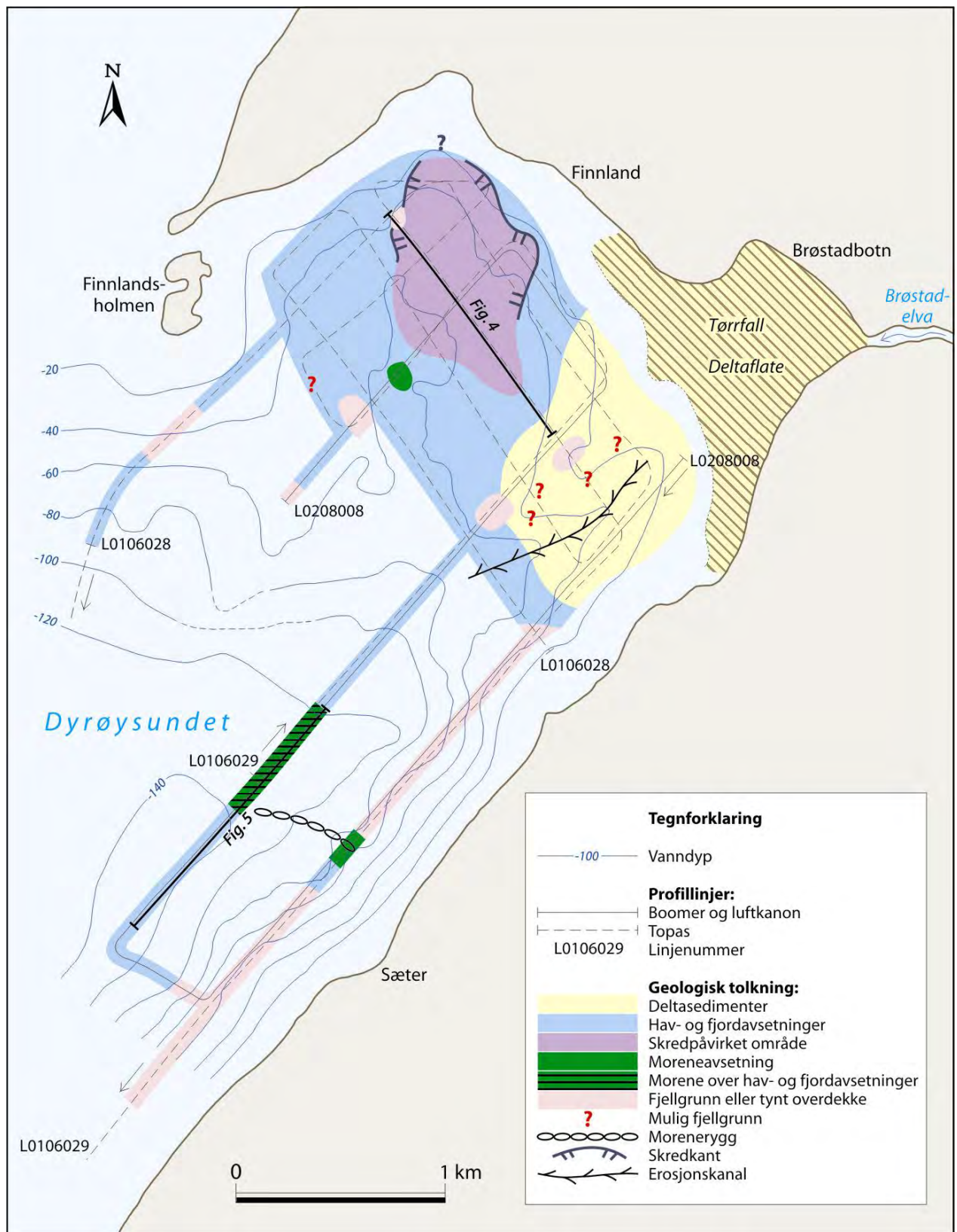
[www/skrednett.no](http://www/skrednett.no)



Figur 1. Oversiktskart med rekonstruksjon av isutbredelsen i Yngre Dryas da Tromsø-Lyngen morenene ble avsatt, noen morener fra Skarpnestrinnet, samt isobaser for Hovedstrandlinjen med høyde angitt i moh. (Etter Andersen 1968, Sveian og Bergstrøm 2004). Kartlagt område er vist med rød ramme.

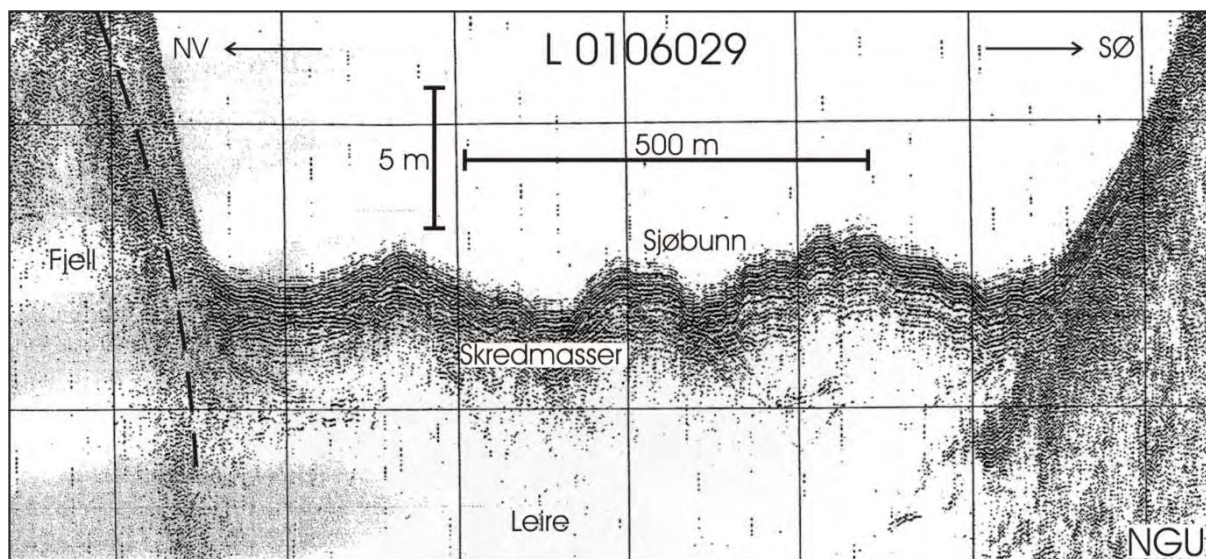


Figur 2. Randmorener og breelavsetninger, med rekonstruksjon av de to viktigste trinnene (stadiene) under isavsmeltingen. Marin grense er vist med tall for høyde (moh.) og som skillete mellom lyse og mørke landområder. Isobaser for Hovedstrandlinjen er vist (moh.).

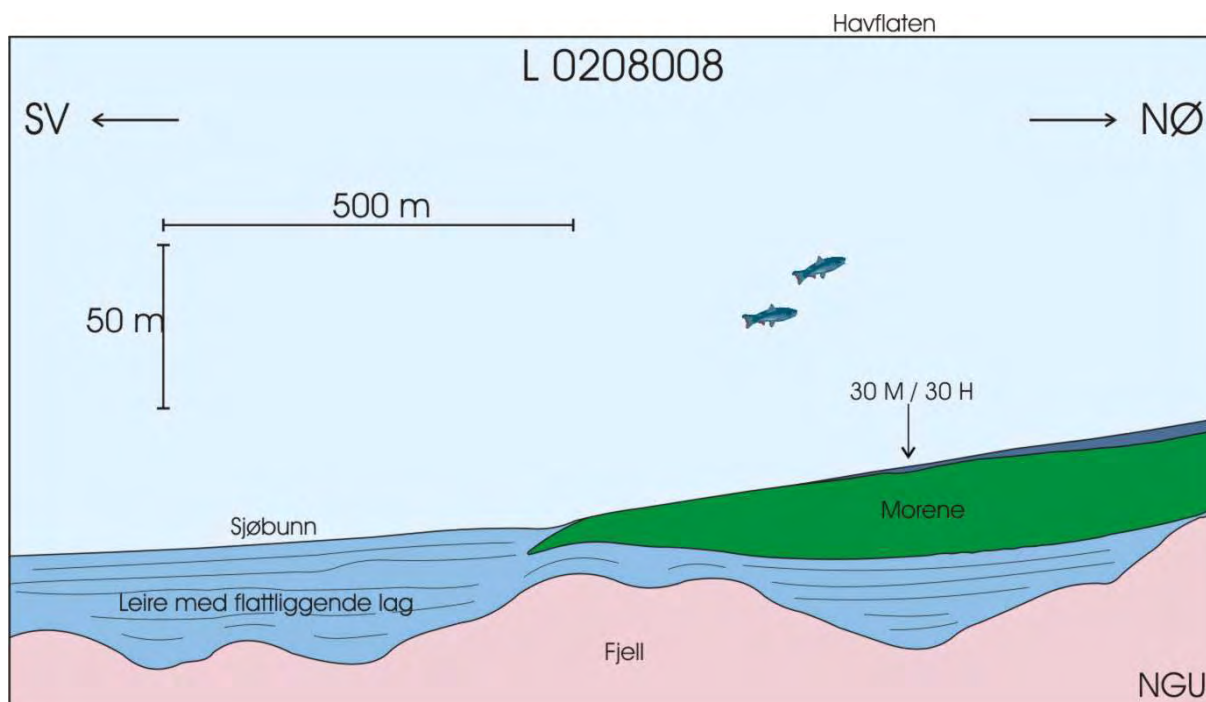


Figur 3. Seismiske profillinjer og tolkning av sedimenter og erosjonsspor i sjøen utenfor Brøstadbotn.



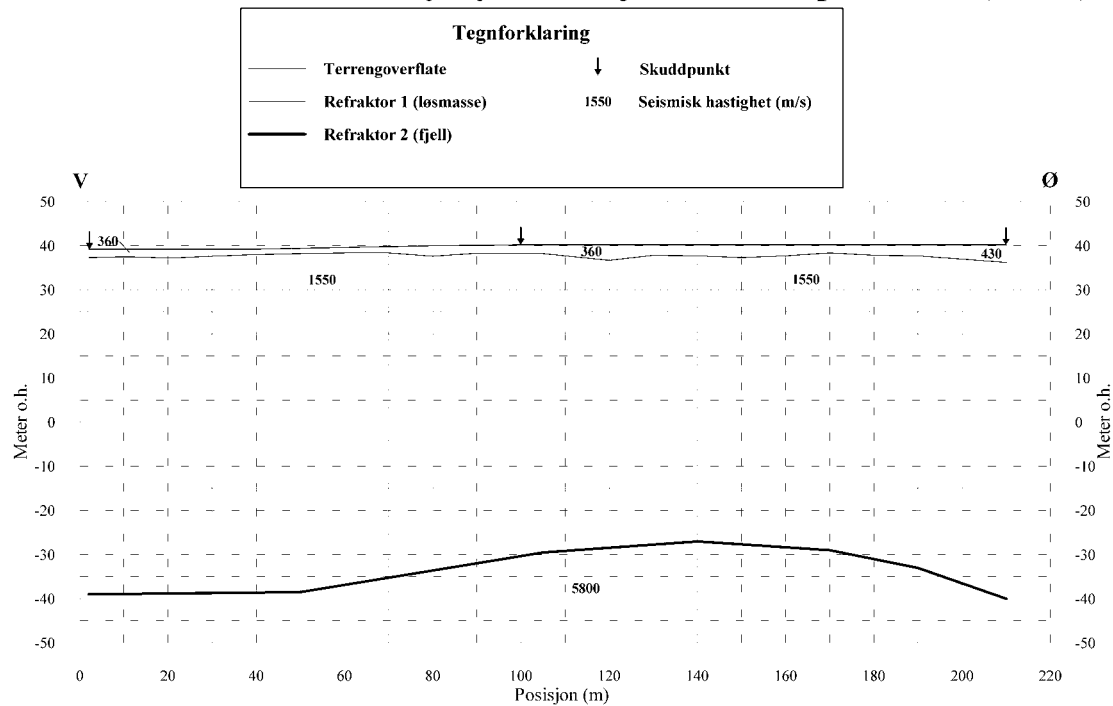


Figur 4. Topas-linje som viser ujevn overflate av sjøbunnen over skredområdet i figur 3.



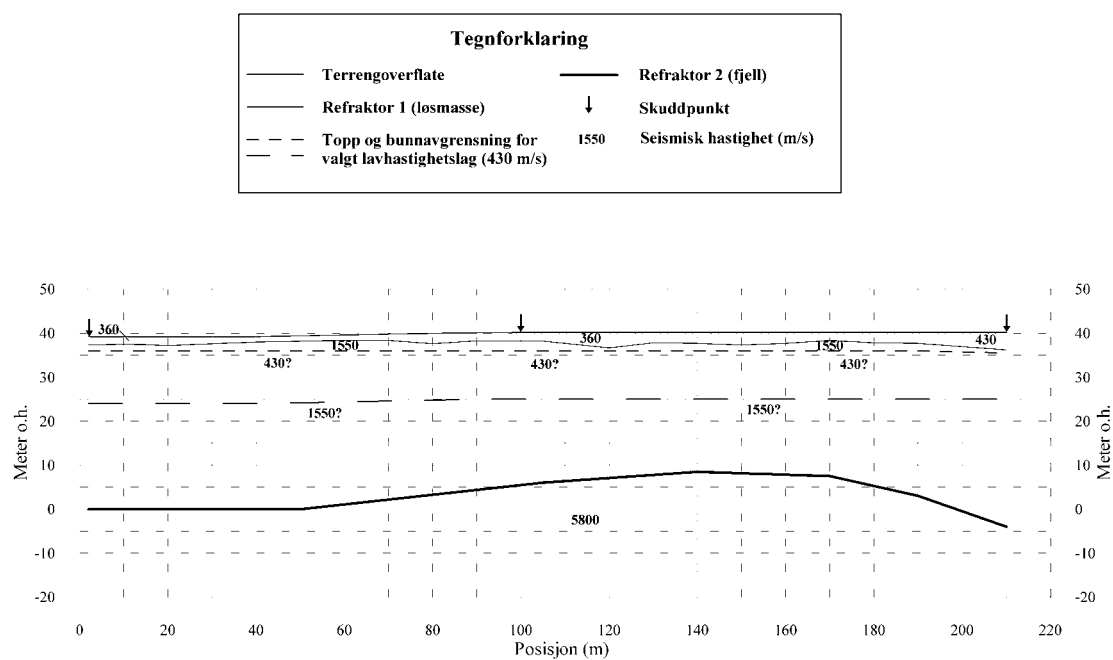
Figur 5. Tegning etter luftkanon-profil av tolket moreneavsetning over akustisk transparente sedimenter med horisontale lag i et basseng utenfor Sæter.

## BRØSTADPYNTEN, Dyrøy, refraksjonsseismisk profil SE2 (Alt. A)



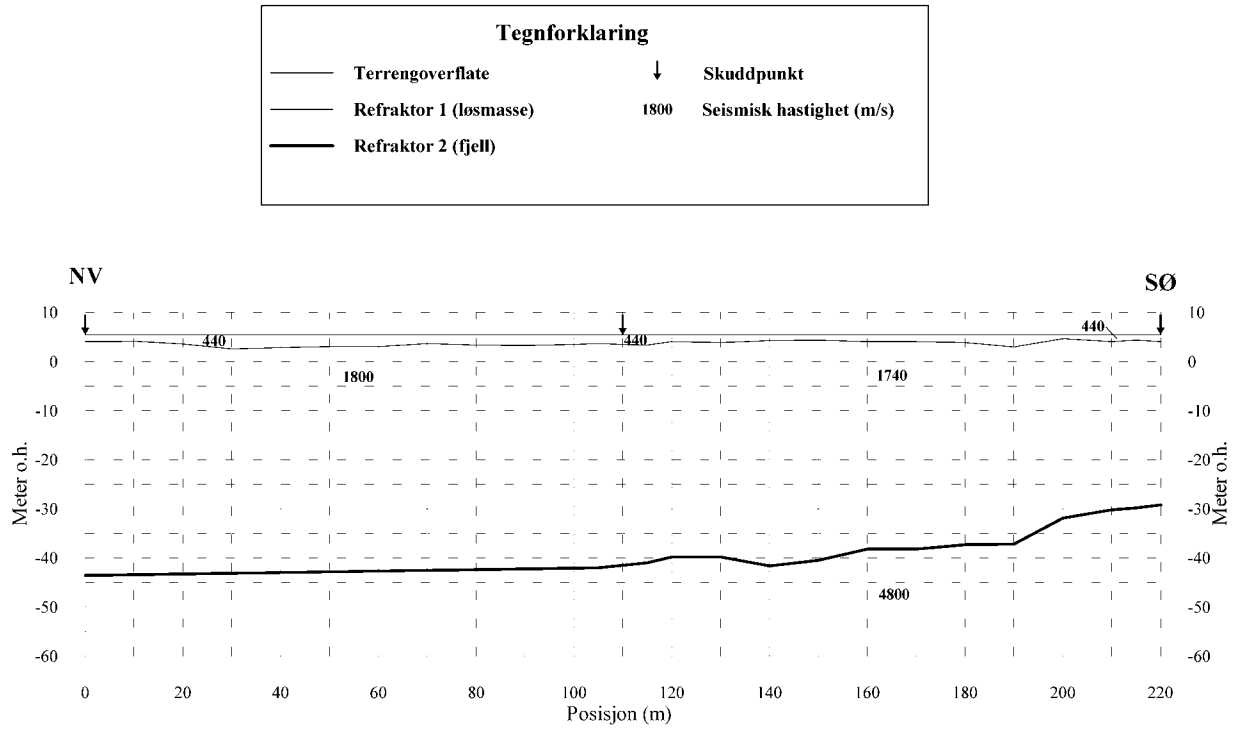
Figur 6.

## BRØSTADPYNTEN, Dyrøy, refraksjonsseismisk profil SE2 (Alt. B)

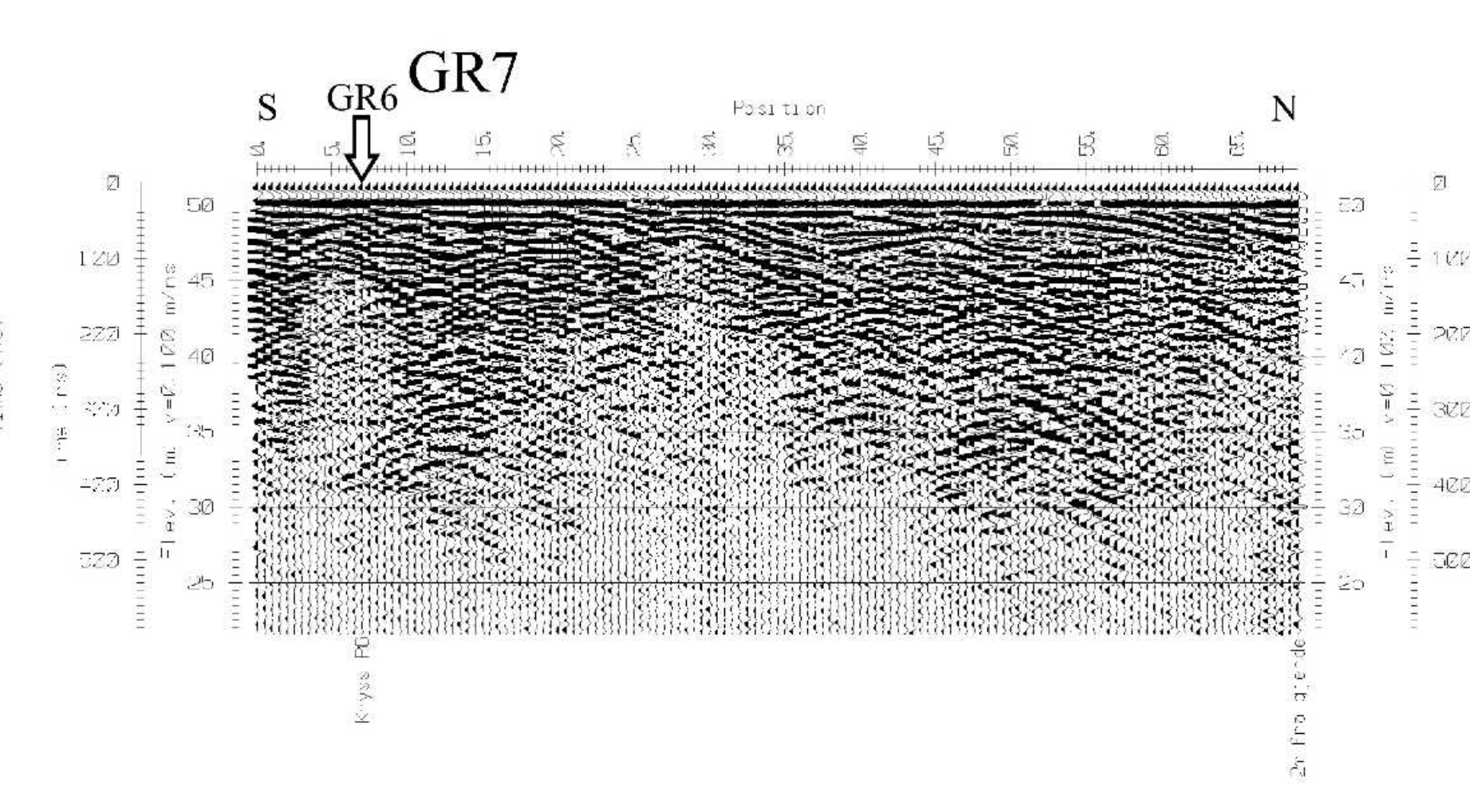
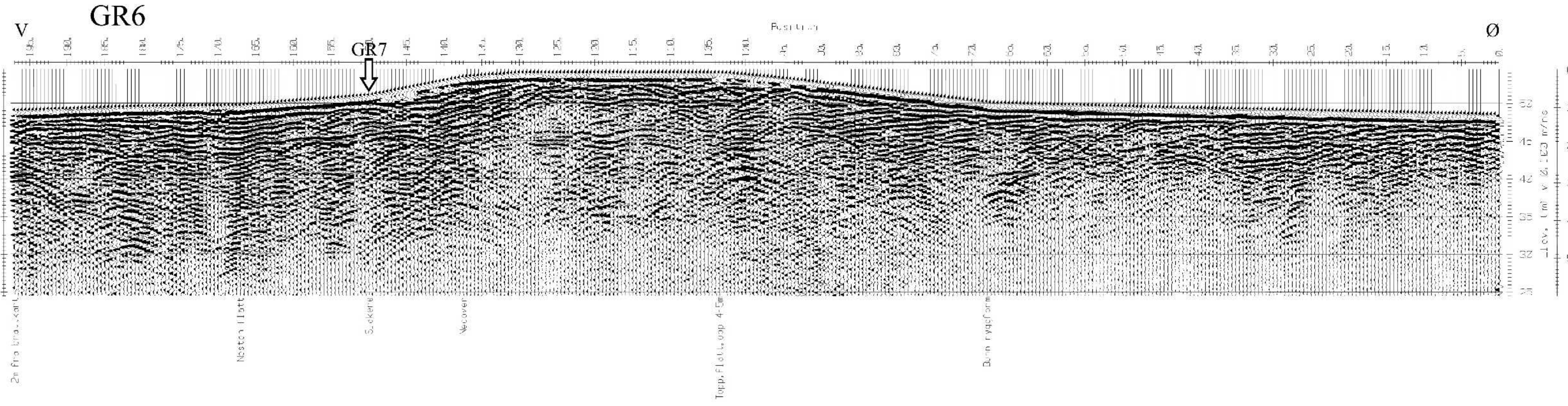
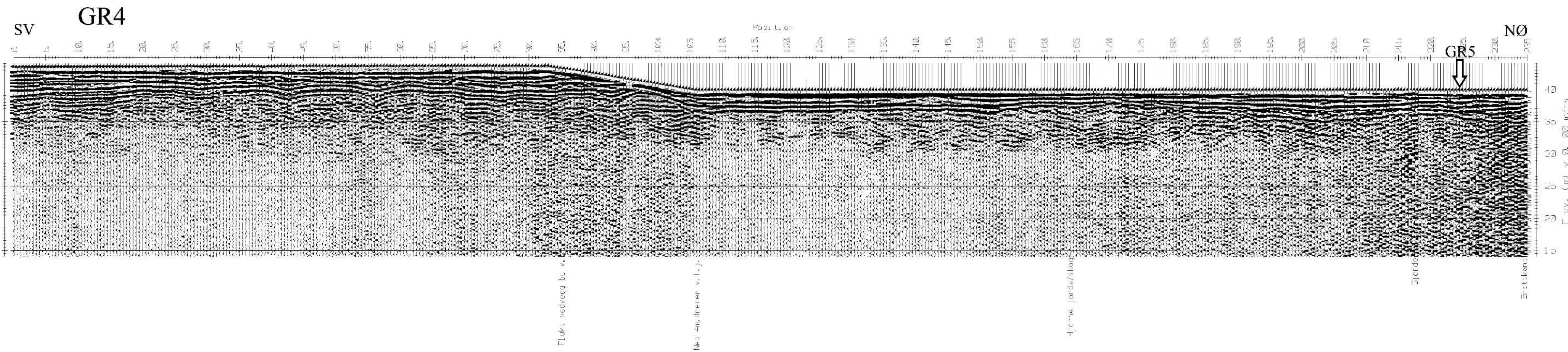
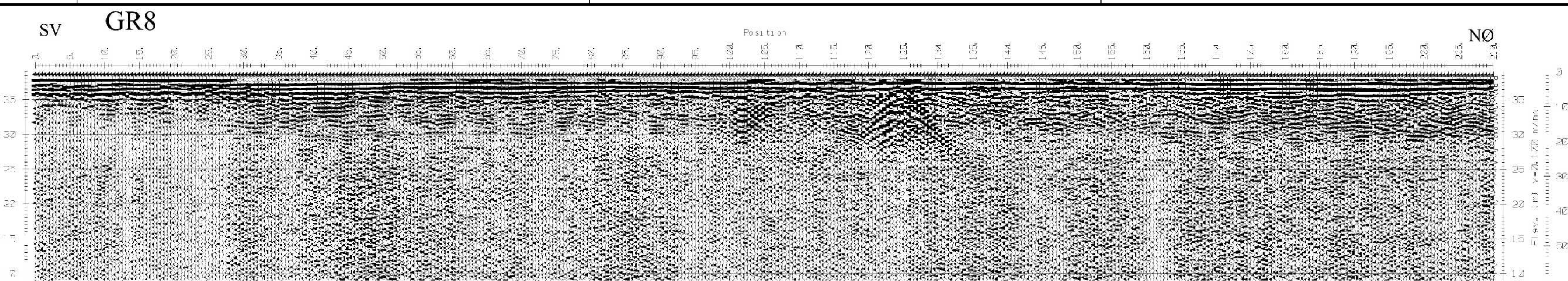
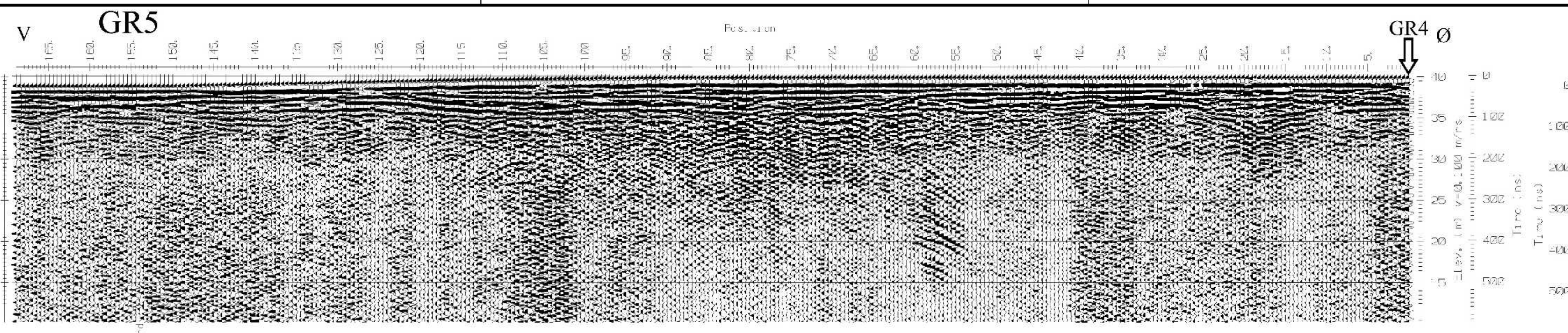


Figur 7.

# ESPENES, Dyrøy, refraksjonseismisk profil SE1



Figur 8.



**Kartkoordinater for geofysiske profiler Brøstad.**  
 UTM-koordinater (WGS84, sone 33) er bestemt med GPS-instrument, disse er omregnet til NGO-koordinater (NGO1948, Akse-5)

**Refraksjonssismisk profil (SE2)**

Profilposisjon	UTM-N (m)	UTM-E (m)	NGO1948-N (m)	NGO1948-O (m)
SE2x2	7666291	607769	1235776	32815
SE2x100	7666284	607863	1235767	32909
SE2x210	7666284	607970	1235763	33016

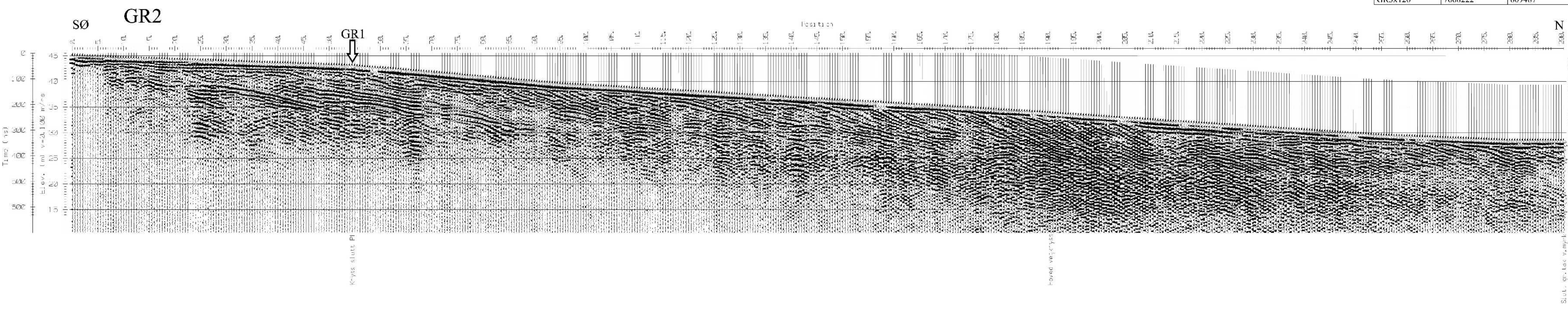
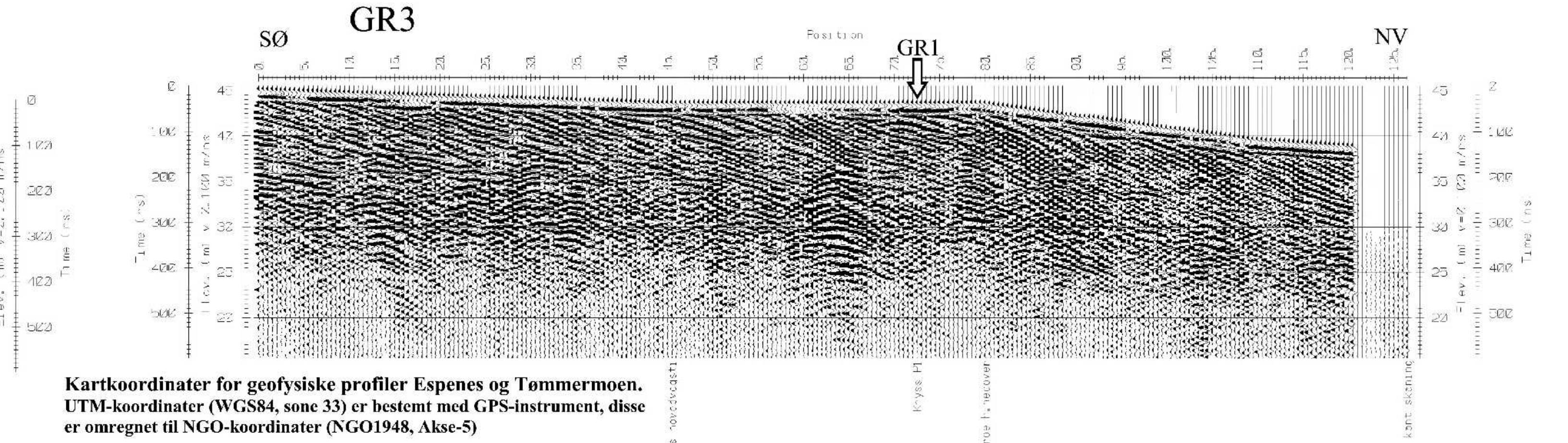
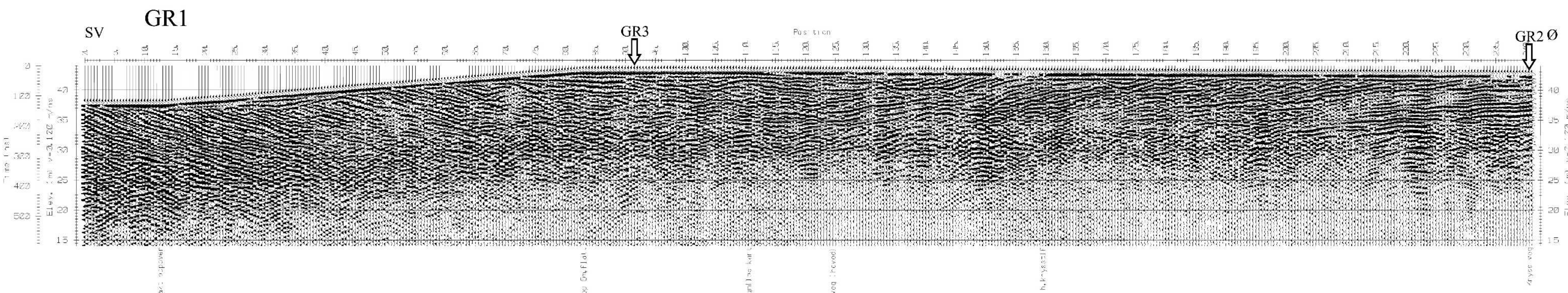
**Georadar-profiler (GR4, GR5, GR6, GR7 og GR8)**

Profilposisjon	UTM-N (m)	UTM-E (m)	NGO1948-N (m)	NGO1948-O (m)
GR4x0	7666139	607796	1235624	32837
GR4x235	7666287	607957	1235767	33003
GR5x0	7666277	607953	1235757	32999
GR5x169	7666279	607789	1235764	32835
GR6x0	7665552	607430	1235048	32453
GR6x197	7665569	607235	1235071	32259
GR7x0	7665557	607282	1235058	32306
GR7x69	7665627	607293	1235127	32319
GR8x0	7666000	607574	1235492	32611
GR8x210	7666183	607689	1235671	32732

- TEGNFORKLARING PROFIL**
- GR6 ↓ Kryssende profil
- TEGNFORKLARING KART**
- GR5 ↔ Georadarprofil (0 angir startpunkt)
  - SE2 ↔ Refraksjonssismisk profil (0 angir startpunkt)



NGU / TROMS FYLKESKOMMUNE GEORADAROPPTAK GR4, GR5, GR6, GR7 OG GR8 <b>BRØSTAD</b> DYRØY KOMMUNE, TROMS	MÅLESTOKK 1:10 000 (KART)	MÅLT JFT TEGN JFT TRAC KFR	SEP. 2001 APR. 2002
	VEDLEGG NR 2004.015-01	KARTBLAD NR 1433 III	
	NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM		



**Kartkoordinater for geofysiske profiler Espenes og Tømmermoen.**  
 UTM-koordinater (WGS84, sone 33) er bestemt med GPS-instrument, disse er omregnet til NGO-koordinater (NGO1948, Akse-5)

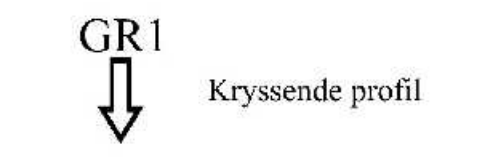
**Refraksjonsseismisk profil (SE1)**

Profilposisjon	UTM-N (m)	UTM-E (m)	NGO1948-N (m)	NGO1948-O (m)
SE1x0	7669629	609239	1239068	34388
SE1x110	7669569	609333	1239006	34480
SE1x220	7669524	609431	1238958	34576

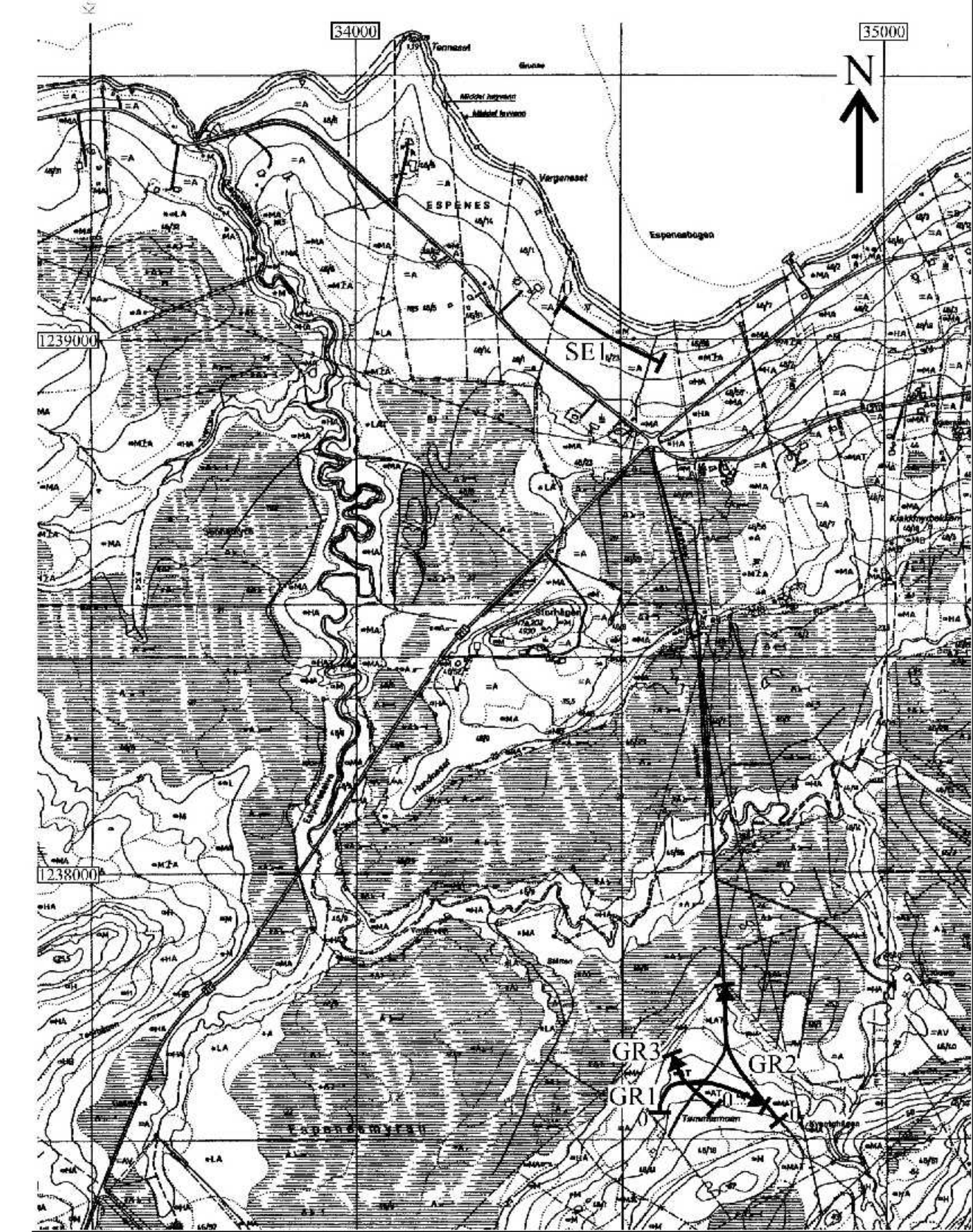
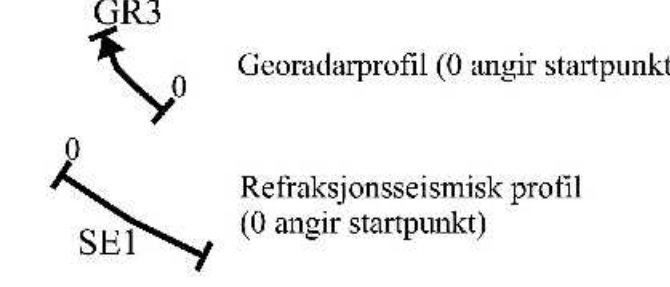
**Georadar-profiler (GR1, GR2 og GR3)**

Profilposisjon	UTM-N (m)	UTM-E (m)	NGO1948-N (m)	NGO1948-O (m)
GR1x0	7668117	609471	1237550	34573
GR1x111	7668172	609540	1237603	34644
GR1x241	7668144	609662	1237571	34765
GR2x0	7668109	609697	1237535	34799
GR2x191	7668256	609588	1237685	34694
GR2x290	7668361	609580	1237790	34689
GR3x0	7668129	609574	1237558	34676
GR3xGR1	7668173	609516	1237604	34620
GR3x126	7668222	609487	1237654	34592

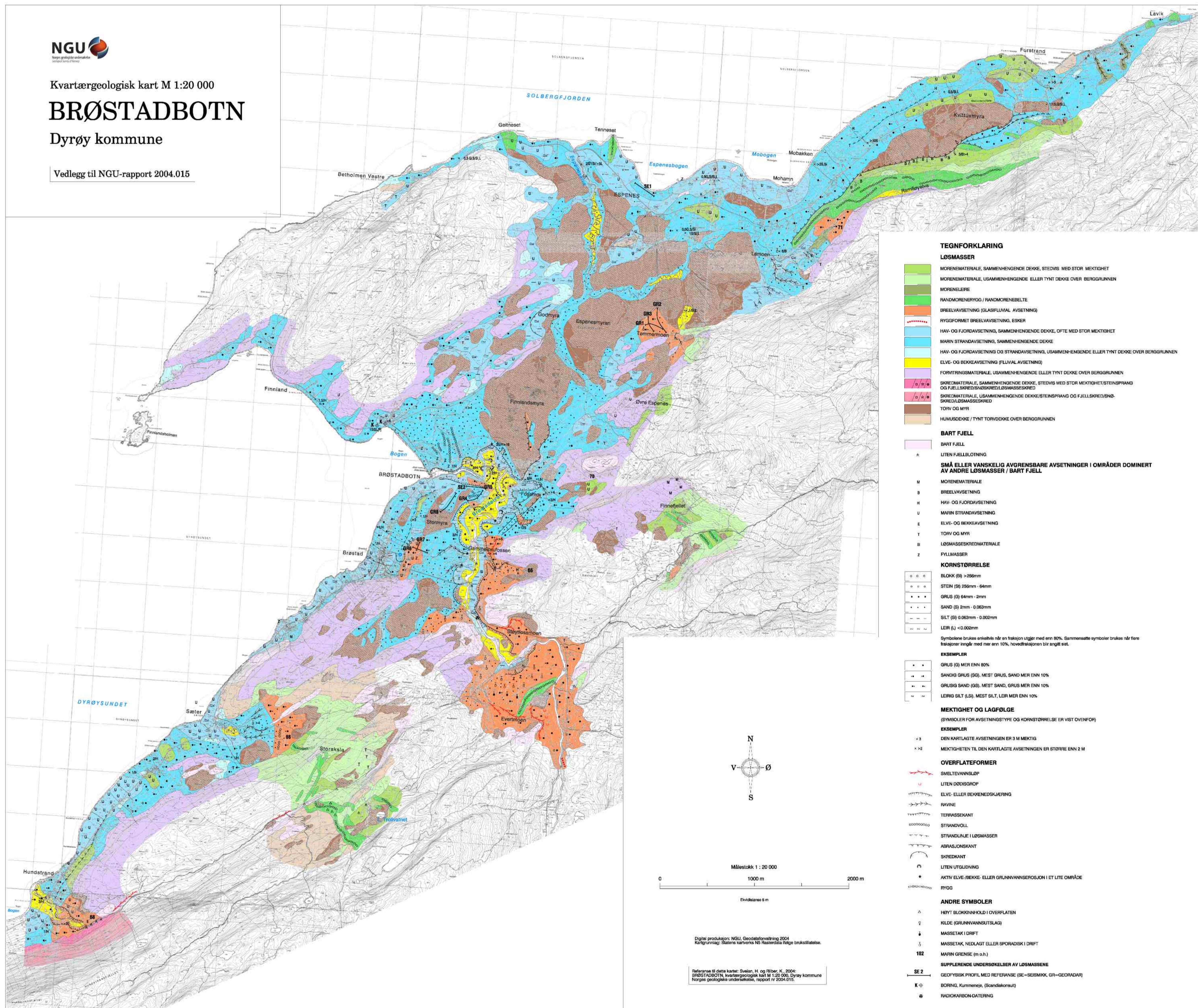
**TEGNFORKLARING PROFIL**



**TEGNFORKLARING KART**



NGU / TROMS FYLKESKOMMUNE GEORADAROPPTAK GR1, GR2 OG GR3 <b>TØMMERMOEN</b> DYRØY KOMMUNE, TROMS	MÅLESTOKK	MÅLT JFT	SEP. 2001
	1:10 000 (KART)	TEGN JFT	APR. 2002
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	VEDLEGG NR	KARTBLAD NR	
	2004.015-02	1433 III	



**TEGNFORKLARING**

**LØSMASSER**

- MORENEMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET
- MORENEMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
- MORENELEIRE
- RANDMORENERVGG / RANDMORENEBELTE
- BREELAVSETNING (GLASFLUVIAL AVSETNING)
- RYGGFORMET BREELAVSETNING, ESKER
- HAV- OG FJORDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE, OFTE MED STOR MEKTIGHET
- MARIN STRANDAVSETNING, SAMMENHENGENDE DEKKE
- HAV- OG FJORDAVSETNING OG STRANDAVSETNING, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
- ELVE- OG BEKKEAVSETNING (FLUVIAL AVSETNING)
- FORVITRINGSMATERIALE, USAMMENHENGENDE ELLER TYNT DEKKE OVER BERGRUNNEN
- SKREDMATERIALE, SAMMENHENGENDE DEKKE, STEDVIS MED STOR MEKTIGHET/STENSPRANG OG FJELLSKRED/ENSKREDD/LØSMASSESKRED
- SKREDMATERIALE, USAMMENHENGENDE DEKKE/STENSPRANG OG FJELLSKRED/ENSKREDD/LØSMASSESKRED
- TORV OG MYR
- HUMUSDEKKE / TYNT TORVDEKKE OVER BERGRUNNEN

**BART FJELL**

- BART FJELL
- LITEN FJELLBLØTNING

**SMÅ ELLER VANSKELIG AVGRENSBARE AVSETNINGER I OMRÅDER DOMINERT AV ANDRE LØSMASSER / BART FJELL**

- M MORENEMATERIALE
- B BREELAVSETNING
- H HAV- OG FJORDAVSETNING
- U MARIN STRANDAVSETNING
- E ELVE- OG BEKKEAVSETNING
- T TORV OG MYR
- Ø LØSMASSESKREDMATERIALE
- Z FYLLMASSER

**KORNSTØRRELSE**

- BLOKK (B) >256mm
- STEN (St) 256mm - 64mm
- GRUS (G) 64mm - 2mm
- SAND (S) 2mm - 0.063mm
- SILT (Si) 0.063mm - 0.002mm
- LEIR (L) <0.002mm

Symbolene brukes enkeltevis når en fraksjon utgjør mer enn 80%. Sammensatte symboler brukes når flere fraksjoner inngår med mer enn 10%, hovedfraksjonen blir angitt sist.

**EKSEMPLER**

- GRUS (G) MER ENN 80%
- SANDIG GRUS (SG), MEST GRUS, SAND MER ENN 10%
- GRUSIG SAND (GS), MEST SAND, GRUS MER ENN 10%
- LEIRIG SILT (LS), MEST SILT, LEIR MER ENN 10%

**MEKTIGHET OG LAGFØLGE**

(SYMBOLENE FOR AVSETNINGSTYPE OG KORNSTØRRELSE ER VIST OVENFOR)

**EKSEMPLER**

- DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER 3 M MEKTIG
- MEKTIGHETEN TIL DEN KARTLAGTE AVSETNINGEN ER STØRRE ENN 2 M

**OVERFLATEFORMER**

- SMELTEVANSLOPP
- LITEN DØDSSROP
- ELVE- ELLER BEKKEKRENSKJÆRING
- RAVNE
- TERRASSEKANT
- STRANDVOLL
- STRANDLINJE I LØSMASSER
- ABRASJONSKANT
- SKREDKANT
- LITEN UTGLIÐNING
- AKTIV ELVE-/BEKKE- ELLER GRUNNVANNSSEROSJON I ET LITE OMRÅDE
- RYGG

**ANDRE SYMBOLER**

- HØYT BLOKKHOLD I OVERFLATEN
- KILDE (GRUNNVANNsutslag)
- MASSETAK I DRIFT
- MASSETAK, NEDLAGT ELLER SPORADISK I DRIFT
- MARIN GRENSE (m.o.h.)
- 102**
- SUPPLERENDE UNDERSØKELSER AV LØSMASSENE**
- SE 2**
- GEOFYSISK PROFIL MED REFERANSE (SE=SEISMISK, GR=GEORADAR)
- BORING, Kummeneje, (Scandekonsurt)
- RADIOKARBON-DATERING

Digital produksjon: NGU, Geostatforvaltning 2004  
Kartgrunnlag: Statens kartverk NS Rasterdata følge brukslitteratur.

Referanse til data kart: Svein, H. og Riber, K. 2004.  
BRØSTADBOTN, kvartærgeologisk kart M 1:20 000, Dyrøy kommune  
Norges geologiske undersøkelse, rapport nr 2004.015.