

NGU Rapport 94.071

Guide til Midtnordenekursjonen 1994  
Kvartærgeologi og miljøgeologi i Midt Norge

Rapport nr. 94.071		ISSN 0800-3416		Gradering: Åpen	
Tittel: Guide til Midtnordenekskursjonen 1994 Kvartærgeologi og miljøgeologi i Midt Norge					
Forfatter: Terje H. Bargel, Bjørn Bergstrøm, Bernt Olav Hilmo, Lars Olsen, Gaute Storrø, Harald Sveian			Oppdragsgiver: NGU		
Fylke: Sør-Trøndelag, Nord-Trøndelag, Nordland			Kommune:		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Trondheim, Grong, Namsos, Vega, Mosjøen			Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall: 60		Pris: NOK 230.-
			Kartbilag: -		
Feltarbeid utført:		Rapportdato: 26.08.1994	Prosjektnr.: 62.2495.04	Ansvarlig: <i>Horten Kloster</i>	
Sammendrag:					
<p>Midt-Nordenekskursjonen 1994 er, i likhet med i 1993 i Finland, en kombinert kvartærgeologisk/miljøgeologisk ekskursjon, med deltakere fra de geologiske undersøkelsene i Finland, Sverige og Norge.</p> <p>I Trondheim får vi en orientering om kommunalt miljøvern og forurenset grunn i byområder. Videre besøkes tre lokaliteter i Inderøy kommune, Nord-Trøndelag der løsmasser benyttes til rensing av avløpsvann. I Brønnøysund skal vi se på overvåking av avrenning fra en søppelfylling, og i Velfjord håper vi på å bli orientert om miljøaspekter knyttet til åpning av et kalksteinbrudd.</p> <p>Ekskursjonens kvartærgeologiske del vil legge hovedvekten på isavsmelting med randtrinn, kronologi og morfologi, samt strandflaten og brenningshuler. Andre tema som berøres er landheving, marin erosjon, genese av sandstrukturer, tolking av diamikton fra deglasiasjonen, morenestratigrafi, løsmassefordeling generelt samt leirskred og postglasial erosjon.</p> <p>Det vil bli diskutert både publiserte og upubliserte data, og rapporten tar for seg hovedtrekkene av dette.</p>					
Emneord: Kvartærgeologi		Geokronologi		Geomorfologi	
Miljøgeologi		Ekskursjonsguide			

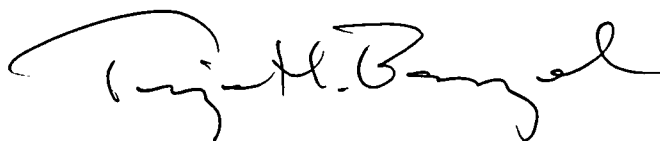
# VELKOMMEN TIL MIDT NORGE!

Midt-Nordenekskursjonen 1994 er, i likhet med i 1993 i Finland, en kombinert kvartærgeologisk/miljøgeologisk ekskursjon, med deltakere fra de geologiske undersøkelsene i Finland, Sverige og Norge.

I Trondheim får vi en orientering om kommunalt miljøvern og forurenset grunn i byområder. Videre besøkes tre lokaliteter i Inderøy kommune, Nord-Trøndelag der løsmasser benyttes til rensing av avløpsvann. I Brønnøysund skal vi se på overvåkning av avrenning fra en søppelfylling, og i Velfjord håper vi på å bli orientert om miljøaspekter knyttet til åpning av et kalksteinbrudd.

Ekskursjonens kvartærgeologiske del vil legge hovedvekten på isavsmelting med randtrinn, kronologi og morfologi, samt strandflaten og brenningshuler. Andre tema som berøres er landheving, marin erosjon, genese av sandstrukturer, tolking av diamikton fra deglasiasjonen, morenestratigrafi, løsmassefordeling generelt samt leirskred og postglasial erosjon.

Trondheim, 26.08.1994

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Terje H. Bargel'. The signature is fluid and cursive, with a large initial 'T' and 'B'.

Terje H. Bargel

## **MANDAG 29. AUGUST 1994**

### **TRONDHEIM-INDERØY-STEINKJER-SJØÅSEN**

#### **KOMMUNALT MILJØVERN OG FORURENSET GRUNN I BYOMRÅDER. EKSEMPLER FRA TRONDHEIM.**

*Terje H. Bargel*

Trondheim er Midt-Norges hovedstad og Norges tredje største by med 142.000 innbyggere. Norge har lenge tatt miljøarbeidet alvorlig, og oppnevnte bl.a. verdens første miljøvernminister (Olav Gjærevoll). Trondheim kom tidlig på banen da rikspolitikkerne bevilget penger til kommunalt miljøvern. "**Miljøpakke Trondheim**" ble opprettet i 1989. Bakgrunnen for at Trondheim fikk status som "**Miljøpakkekommune**" var følgende forhold:

- \* Miljøbelastningene er store, særlig i det sentrale byområdet.
- \* Sentrum svekkes, biltrafikken øker og kollektivtrafikken taper andel.
- \* Trondheims behov for å klarlegge byutviklingen.
- \* Tilgjengelighet til strender og turområder ikke tilfredsstillende.
- \* Mange nasjonale kulturminner er lite tilgjengelige og i forfall.

Det ble i 1990 valgt følgende **innsatsområder**:

1. Forurensning, Trondheimsfjorden, vassdragene.
2. Naturvern, friluftsliv, kulturminner, kulturlandskap.
3. Nærmiljø, helse, trivsel.
4. Luftforurensning, støy, energiøkonomisering (ENØK).
5. Avfall, gjenvinning.
6. Byutvikling, bymiljø-Midtbyen.

I "pakkeperioden" 1989-1992 ble det gjennomført over 200 prosjekter. Det ble satset totalt NOK 400 mill. på miljøarbeidet i kommunen. Herav er NOK 300 mill. investert i avløpsanlegg. 75 % av totalkostnadene ble dekket av kommunen selv, resten ved statlige tilskudd.

*(Kilde: Miljøpakke Trondheim 1989-1992. Sluttrapport. Trondheim kommune, Fylkesmannen i Sør-Trøndelag, Miljøverndepartementet 1993).*

*Et av resultatene av Miljøpakken var at det ble opprettet en Miljøavdeling i Trondheim fra 1. januar 1992. Avdelingen ledes av en miljødirektør - Rolf Tore Ottesen - og han vil orientere oss om Trondheims miljøsatsing i dag og årene framover. Ottesen er ansatt ved NGU og har permisjon mens han er miljødirektør.*

Programmet første del av dagen blir omtrent som følger:

Start kl 1000 i Trondheim rådhus.

Hva er kommunalt miljøvern? Kan de geologiske undersøkelser bidra?  
*Miljødirektør Rolf Tore Ottesen, Trondheim kommune*

Forurenset grunn. Situasjonen i Trondheim. Problemstillinger.  
*Miljødirektør Rolf Tore Ottesen*

Øvre Bakklandet, arealbruksendring og grunnundersøkelser (tungmetaller og PAH)  
*v/forsker Ola M. Sæter, NGU eller R.T. Ottesen*

Lunsj (Miljøavdelingens laboratorium)

Norges Statsbaners anlegg på Marienborg (Dieselforurensing)  
*v/overingeniør Olav H. Årbogen, NOTEBY*

Killingdal gruves utskipningsanlegg. Forurensete fjordsedimenter (tungmetaller),  
rensing av forurenset grunn.  
*Professor Knut Sandvik, NTH*

Kl 1500 Avreise til Inderøy



**Figur 1.**  
 Reiserute 29.08.-03.09.1994.  
 Overnattingsstedene er spesielt  
 markert.

Utsnitt fra kvartærgeologisk  
 Norgeskart i M 1:1 mill.

# INFILTRASJON AV AVLØPSVANN I INDERØY KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG

*Bernt Olav Hilmo*

## Bakgrunn

Inderøy kommune er en typisk jordbrukskommune beliggende ca. 10 mil NØ for Trondheim. Størsteparten av kommunen ligger på ei halvøy i Trondheimsfjorden.

På grunn av sterk økning av forurensingen i vassdragene har Inderøy kommune, som den første i Norge fattet politisk vedtak om avløpssanering fra all bebyggelse innen år 2000. I den forbindelse har NGU i samarbeid med Jordforsk A/S utredet mulighetene for bruk av jordreanseanlegg som et alternativ til konvensjonelle renseløsninger (minirensanlegg og tilknytning til kommunalt avløpsnett).

I følge de kvartærgeologiske kartene (Sveian 1985 og Reite 1994) består løsmassene i undersøkelsesområdene av finkornige marine avsetninger, tynne grovkornige strandavsetninger, morene og forvittringsjord. Dette antyder begrensede muligheter for jordreanseanlegg etter de gjeldende retningslinjer gitt av Miljøverndepartementet 1992, hvor det kreves minimum 1,2 m med egnede masser over grunnvannsspeilet. Det var derfor nødvendig å utrede mulighetene for infiltrasjon i mer marginale løsmasser, og det har vært av stor interesse å vurdere ukonvensjonelle infiltrasjonsløsninger som infiltrasjon i forvitret fjell, grunn infiltrasjon og infiltrasjon i jordhaug.

## Resultater av kartleggingen

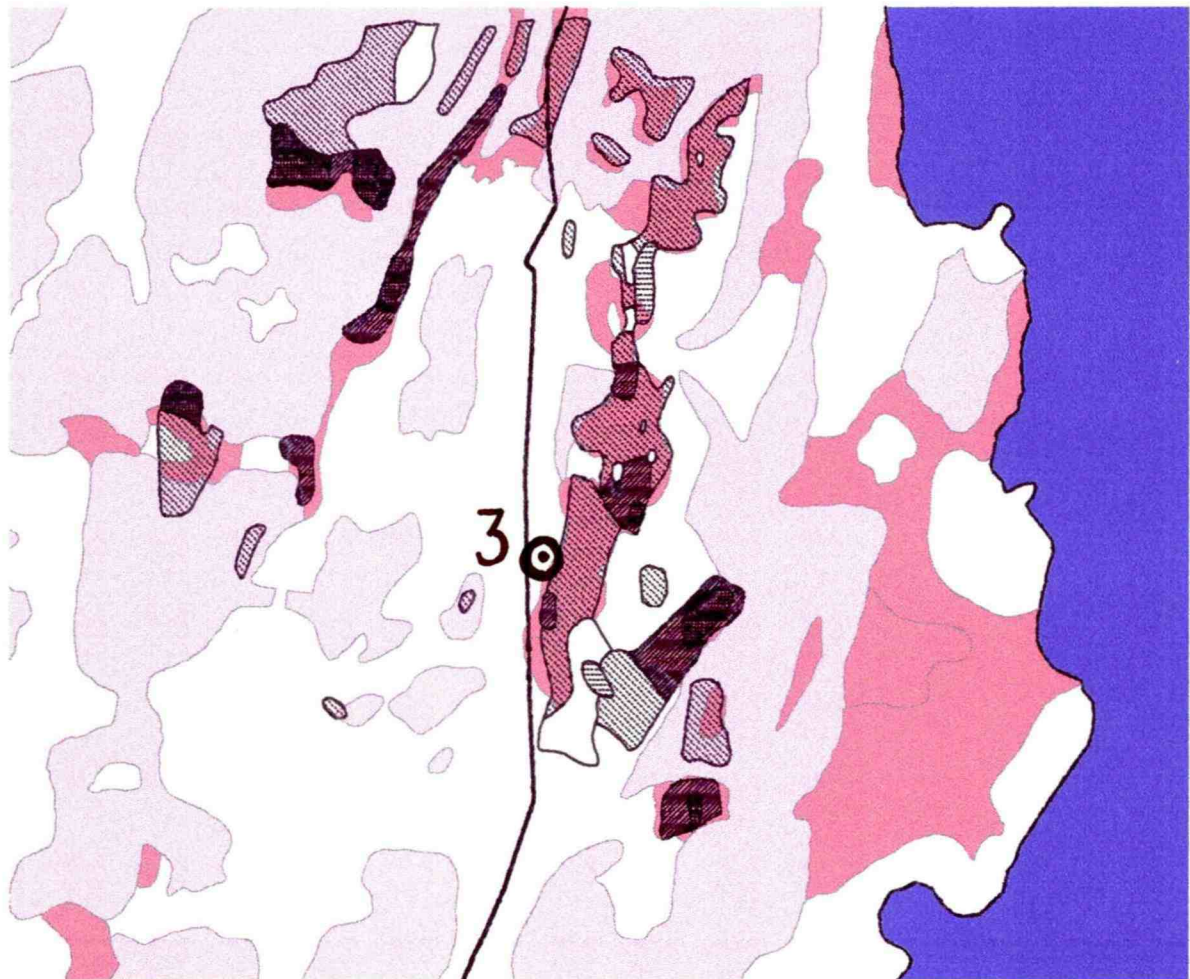
Kartleggingen er basert på feltbefaring med bruk av lett borutstyr, georadar, maskingraving, måling av grunnvannsstand, kornfordelingsanalyser og infiltrasjonstester. Som grunnlagskart er det benyttet økonomisk kartverk M 1:5000. I områdene med spredt bebyggelse er det bare kartlagt rundt bosteder med påbud om kloakksanering, og etter egnethet er infiltrasjonsmulighetene inndelt i 4 forskjellige klasser. Vurderingen av egnethet er basert på tykkelse av det aktuelle mediet for infiltrasjon, avstand til grunnvannsnivå, resultater fra kornfordelingsanalyser og infiltrasjonstester. I tillegg ble terrengformasjonene og avstanden til åpent vassdrag, brønn, vei og eiendomsgrenser vurdert.

Av ca. 110 bosteder med pålegg om avløpssanering i de vurderte områdene er det kartlagt muligheter for infiltrasjon etter gjeldende retningslinjer ved 25 % av bostedene. I nærheten av 55 % av bostedene er det muligheter for infiltrasjon ved å gå utover gjeldende retningslinjer (jordhaug, overflateinfiltrasjon eller grunn infiltrasjon), mens ved resten av bostedene (20 %) vil infiltrasjon trolig være en lite egnet eller uegnet løsning for avløpssanering (Hilmo og Sveian 1993, Hilmo 1994). Resultatene er framstilt i resipientkart som viser egnetheten for infiltrasjon i områdene rundt husstander med pålegg om kloakksanering, Figur 2 og 3.

Ut fra denne kartleggingen blir det anbefalt lokalitet og type jordreanseanlegg, men en nøyaktig plassering og dimensjonering krever i de fleste tilfeller flere detaljundersøkelser i form av gravinger og infiltrasjonstester.

# Lokalitet 3 - Verdal nordre, Inderøy

Sammenligning mellom infiltrasjonskart avledet fra kvartærgeologiske kartserier og detaljert infiltrasjonskartlegging (M 1:5000)



Utvalg veier (N50)



Strandlinje

Strandlinje

Fjordområdene

Fjord

Detaljkartl.-1, infiltrasjon

Infiltrasjon etter gjeldende retningslinjer

Egnede masser, men for liten mektighet

Forvitret fjell med god kapasitet

Tilstrekkelig mektighet, men for lav kapasitet

Forvitret fjell med usikker eller for liten kapasitet

Uegnet (bart fjell eller for tette masser)

Infiltrasjon

Godt egnet

Middels egnet

Mindre egnet

500 m

Figur 2.

Utsnitt av resipientkart i M 1:5000 på bakgrunn av detaljkartlegging



I forbindelse med et pågående prosjekt ved NGU som går ut på å fremskaffe digital geologisk informasjon blant annet til bruk i kommunal planlegging, er det utarbeidet et avledet temakart som viser jordartenes infiltrasjonsegenskaper. Kartet er basert på kvartærgeologiske kart i M 1:50.000 og 1:20.000.

*Slike kart kan bli et nyttig hjelpemiddel i en første fase i en kartlegging av resipientforhold, i og med at man ut fra kartene lett kan utelukke områder på grunn av arealkonflikter, terrengformasjonen og avstand til åpent vann, brønn, vei, eiendomsgrænse etc. En demonstrasjon av kartene m.v. vil bli gitt av Per Ryghaug etter middag 29.08.*

### **Utprøving av infiltrasjonsanlegg i marginale jordarter**

Det ble høsten 1993 bygd 4 forsøksanlegg som er fulgt opp med detaljert prøvetaking for å finne ut hvordan anleggene fungerer. Kartet i Figur 3 viser beliggenheten til forsøksanleggene. Under ekskursjonen blir tre av anleggene befart: B) Heggåsen, C) Nyborg og D) Verdal nordre.

Jordforsk A/S har ansvaret for dette arbeidet. I tillegg har en student fra Norges landbrukshøgskole på Ås tatt sin hovedoppgave på oppfølging av disse anleggene (Holien 1994).

Følgende anlegg ble bygd:

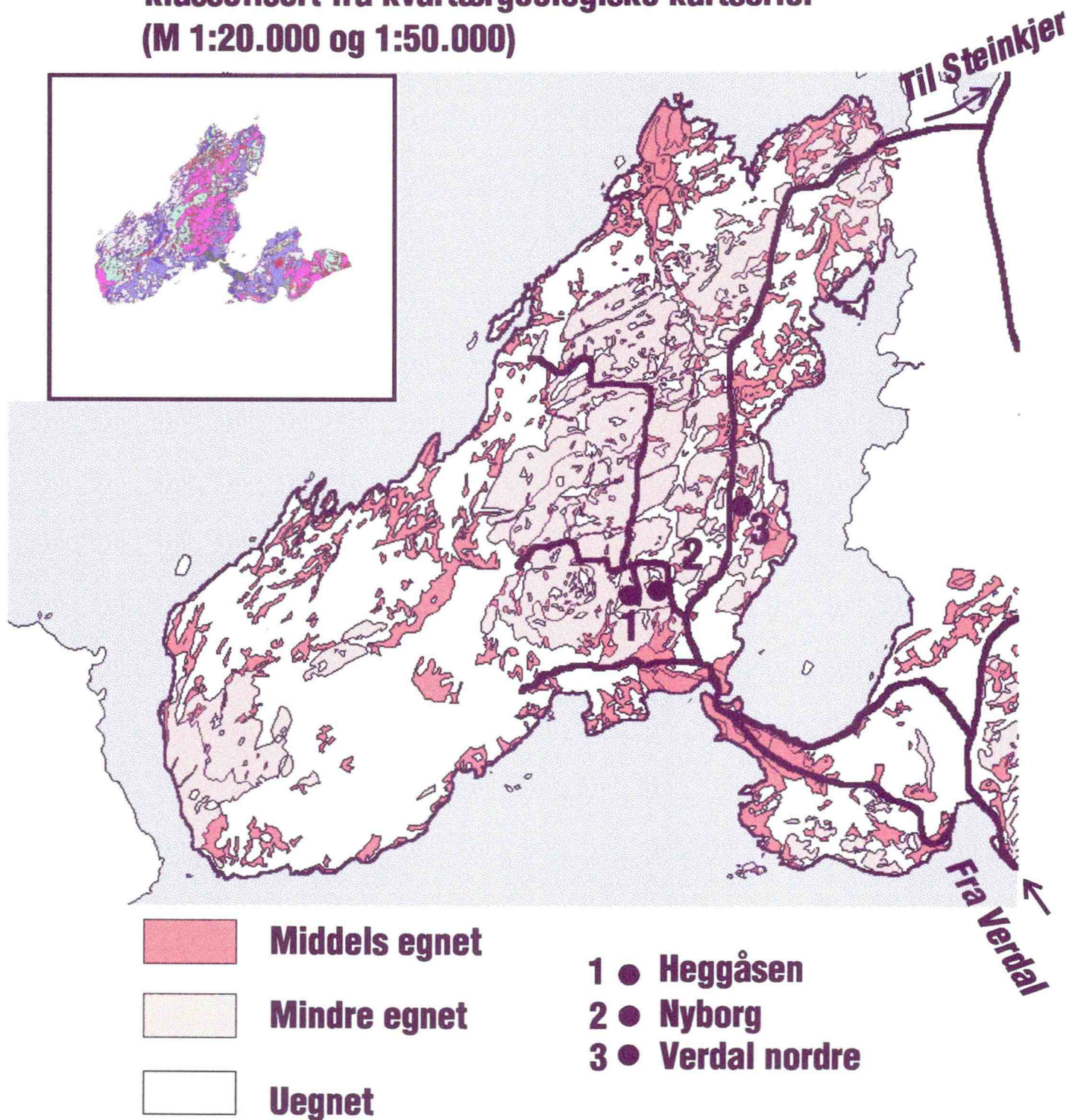
- A) Grunn infiltrasjon i en liten strandavsetning av sand og grus.
- B) Grunn infiltrasjon i forvitret fjell.
- C) Infiltrasjon i jordhaug med tynt morenedekke over delvis forvitret fjell.
- D) Grunn infiltrasjon/overflateinfiltrasjon i en strandavsetning/morene.

For å få en mest mulig nøyaktig oversikt over hvordan anleggene fungerer med hensyn på renseevne og kapasitet ble anleggene instrumentert. I alle anleggene ble det satt ned peilerør for registrering av vannivået i hver enkelt filterdel, jordvæskesonder for prøvetaking av vann i den umettede sonen og termofølere for måling av jordtemperaturen. Belastingen eller vanntilførselen til anleggene registres med vannmålere eller vippekar med telleverk.

For å kunne teste anleggenes kapasitet og renseevne innen et relativt kort tidsrom (2-3 år) kjøres anleggene med mye større belastning enn i forhold til forskriftene. Dette gjøres ved at bare en del av filterarealet er tatt i bruk.

# Jordrenseanlegg, Inderøy kommune

Jordartenes infiltrasjonsegenskaper,  
klassefisert fra kvartærgeologiske kartserier  
(M 1:20.000 og 1:50.000)



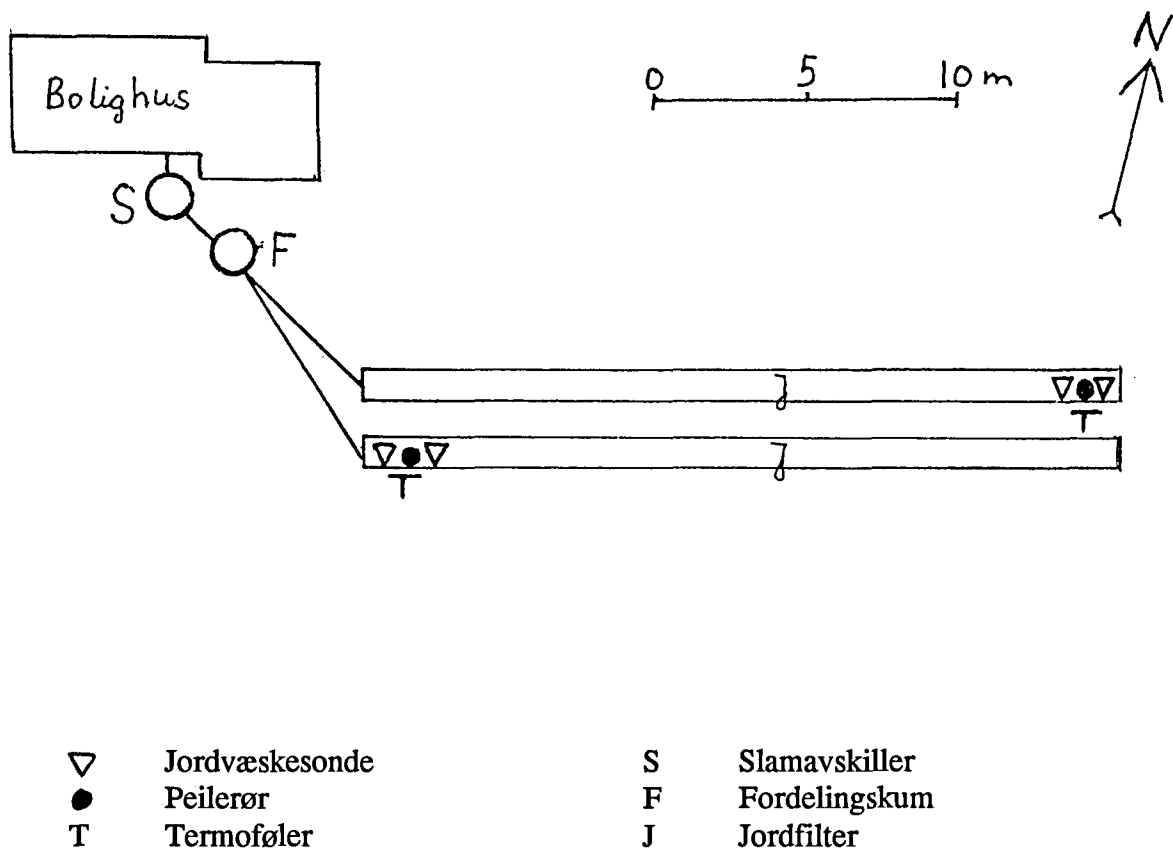
*Figur 3.*  
Kart som viser beliggenheten av forsøksanleggene på Inderøy.

## Beskrivelse av anleggene

### Anlegg A) Høyem

Anlegget er dimensjonert til å rense avløpsvann fra en boligenhet. Jordmassene består av matjord og strandsedimenter av sand og grus over morene/marin leire. Anlegget består av slamavskiller, fordelingskum og jordfilter med en samlet filterflate på 50 m<sup>2</sup>. Filteret er bygd som to grøfter med 25 m lengde, 1 m bredde og 0,9 m dybde. Fordelingslaget i bunnen av grøfta er mellom 25 og 38 cm tykt, og består av vasket pukk med kornstørrelse 12-22 mm. Det er lagt inn skillevegg for å kunne belaste bare halvparten av den ene grøfta.

Figur 4 viser anleggskomponenter og instrumentering for overvåkning og prøvetaking.

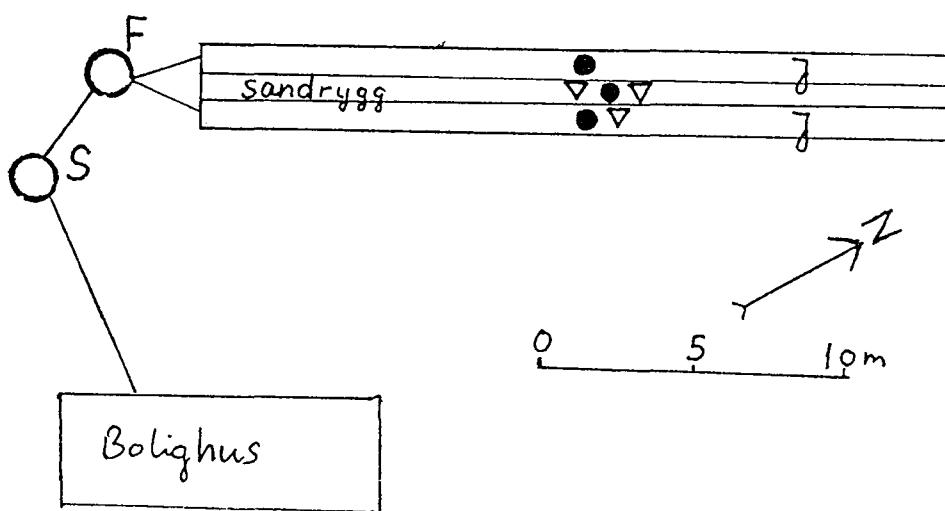


**Figur 4**

*Jordreosanlegg (grunn infiltrasjon) med anleggskomponenter og instrumentering for overvåkning og prøvetaking ved Høyem.*

## STOPP 1. Anlegg B) Heggåsen

Berggrunnen i store deler av Inderøya består av skiferbergarter som stedvis er så sterkt forvitret at det er muligheter for infiltrasjon. I det aktuelle området består massene av et ca. 0,5 m tykt matjordlag over tildels sterkt forvitret fjell. Anlegget består av slamavskiller, fordelingskum og jordfilter. På grunn av variasjoner i hydraulisk kapasitet er det lagt et sandlag i bunnen av infiltrasjonsgrøfta for god fordeling av avløpsvannet. Jordfilteret har en samlet filterflate på 50 m<sup>2</sup>, fordelt på to seksjoner. Filteret er bygd opp som et basseng med en sandrygg i mellom. Bassengets lengde er 21 m, bredde 3,2 m og dybden er 1,2 m. For prøvetaking og registrering av grunnvannsnivå er det satt ned en brønn like nedenfor anlegget. Figur 5 viser anleggskomponenter og instrumentering for overvåkning og prøvetaking.

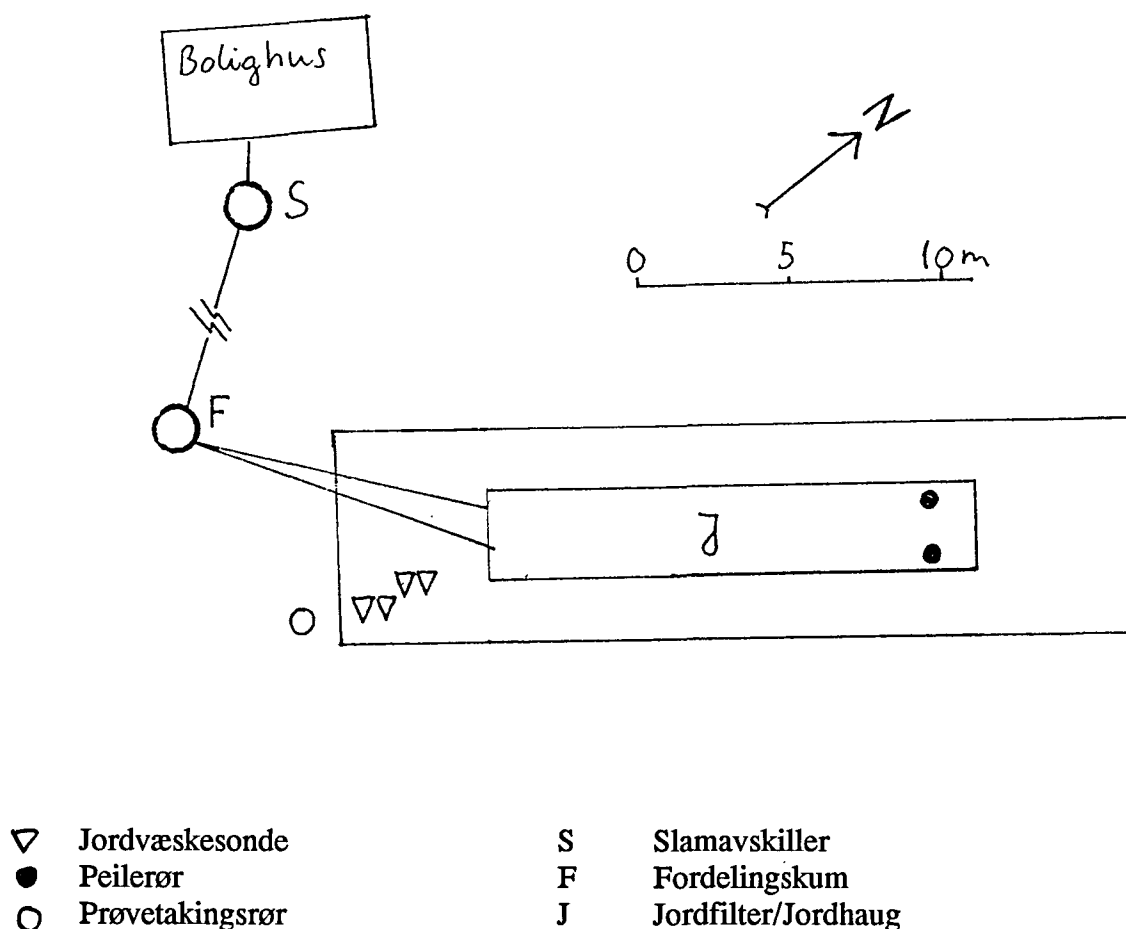


▽	Jordvæskesonde	S	Slamavskiller
●	Peilerør	F	Fordelingskum
○	Undersøkesbrønn	J	Jordfilter

**Figur 5.**  
*Jordrenseanlegg (grunn infiltrasjon i forvitret fjell) med anleggskomponenter og instrumentering for overvåkning og prøvetaking ved Heggåsen.*

## STOPP 2: Anlegg C) Nyborg

Løsmassene i dette området består av et tynt lag av matjord over delvis forvitret fjell. På grunn av for lav hydraulisk kapasitet og for lite løsmasser, ble anlegget bygd med et jordfilter i form av en oppbygd jordhaug med 50 m<sup>2</sup> filterflate. Ellers består anlegget av slamavskiller og fordelingskum. For å bedre vanngjennomgangen fra jordhaugen og til eksisterende grunn ble overflaten opprullet etter at stein og vegetasjon var fjernet. Jordhaugen dekker et område på 26 x 7 m. Oppå der ble det lagt filtersand som også avrettet terrenget og oppå der igjen et fordelingslag av vasket pukke som infiltrasjonsrørene ble lagt på. Til overdekning ble det brukt eksisterende løsmasser. Figur 6 viser anleggskomponenter og instrumentering for overvåking og prøvetaking.

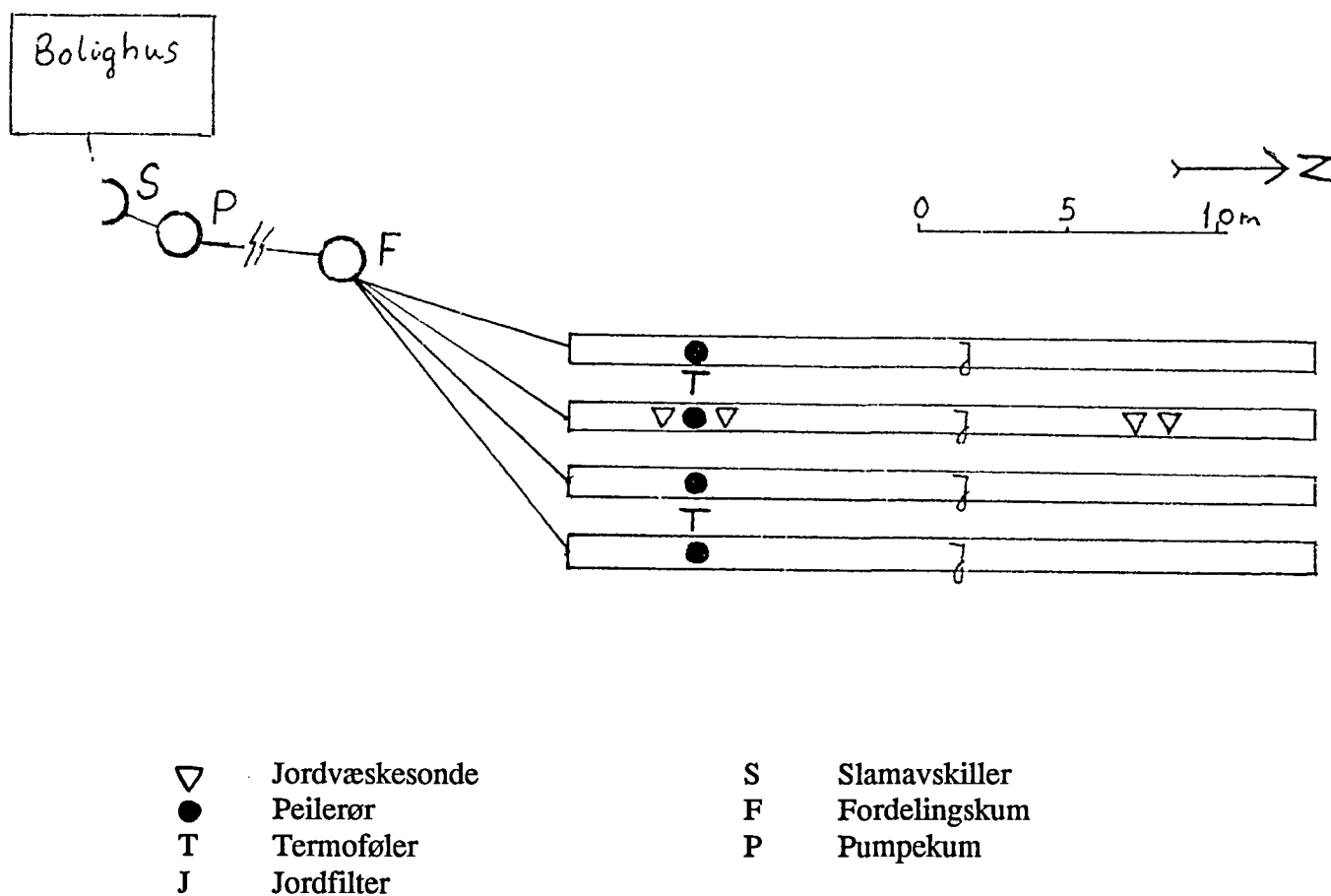


**Figur 6.**

*Jordrenseanlegg (jordhaug) med anleggskomponenter og instrumentering for overvåking og prøvetaking ved Nyborg.*

### STOPP 3: Anlegg D) Verdal nordre

Løsmassene her består av matjord og tynne lag av strandsand over morene, marin silt og/eller delvis forvitret fjell. På dette anlegget som er planlagt for to husstander er det brukt pumpe for å få en god fordeling av avløpsvannet på filterflaten. Partier med tette masser i grøftebunnen ble skiftet ut med filtersand. Jordfilteret har ei filterflate på 100 m<sup>2</sup>, fordelt på 4 grøfter. Filterflata ligger 0,5 m under terrengoverflata. Ellers er anlegget bygd på samme måte som anlegg A), Figur 7.



Figur 7.

Jordreanseanlegg (grunn infiltrasjon/overflateinfiltrasjon) med anleggskomponenter og instrumentering for overvåking og prøvetaking ved Verdal nordre.

#### Foreløpige driftserfaringer

I løpet av det første halve året i drift har anleggene blitt undersøkt med hensyn til belastning/vanntilførsel, kapasitet, renseeffekt og vannnivå. Vannforbruket ligger under dimensjonerende vannmengde for infiltrasjonsanlegg. Kapasiteten er det for tidlig å si noe

om. Renseeffekten er som ventet for slike anleggstyper, god for fosfor og organisk stoff og ikke fullt så god for nitrogen. Tabell 1 viser beregnet renseeffekt (differansen mellom konsentrasjonen inn og ut av anleggene omregnet til % av konsentrasjonen inn) for de fire anleggene. På grunn av få analyser og usikkerheter knyttet til prøvetakingen er resultatene usikre, men de gir en pekepinn på renseeffekter i løpet av et halvt års drift.

**Tabell 1. Beregnede renseeffekter ved de fire forsøksanleggene (Holien 1994).**

Lokalitet	Parameter			
	tot-P	tot-N	KOF <sub>Cr</sub>	PO <sub>4</sub>
Høyem	97 %	40 %	81 %	
Heggåsen	98 %	99 %	94 %	98 %
Nyborg	99 %	84 %	97 %	99 %
Verdal nordre	98 %		74 %	

KOF<sub>Cr</sub>: Kjemisk oksygenforbruk angir konsentrasjonen av organisk stoff.

Det har ikke vært noen tegn til oppstuvning i anleggene, så den hydrauliske kapasiteten har så langt vært tilfredsstillende.

## Konklusjon

Selv om det er for tidlig å trekke konklusjoner på hvordan forsøksanleggene vil fungere, virker det som slike typer anlegg kan være et viktig bidrag i avløpsbehandlingen i spredt bebyggelse. Hvis det oppnås positive erfaringer med infiltrasjon i slike marginale grunnforhold, kan trolig 70-80 % av husstandene som har fått påbud om kloakksanering ut fra de geologiske og hydrogeologiske forholdene benytte jordfilter i avløpsrensingen. Valg av anleggstype og plassering av anleggene krever detaljert geologisk kartlegging, mens i en tidlig fase av vurderingen av infiltrasjonsmuligheter i en kommune kan digitale avledede temakart være et viktig hjelpemiddel.

## Referanser

- Hilmo, B.O. 1994: Løsmassekartlegging for infiltrasjon av avløpsvann fra spredt bebyggelse i områdene Bergselva, Åsabekken, Loråsbekken og Salbergelva, Inderøy kommune, Nord-Trøndelag. *Rapport nr. 94.019. Norges geologiske undersøkelse.*
- Hilmo, B.O. og Sveian, H. 1993: Løsmassekartlegging for infiltrasjon av avløpsvann fra spredt bebyggelse, Granaelvområdet, Inderøy kommune. *Rapport nr. 93.031. Norges geologiske undersøkelse.*
- Holien, R. 1994: Avløpssanering i spredt bebyggelse. Uprøving av naturbaserte rensemetoder i marginale områder, fire forsøksanlegg i Inderøy kommune, Nord-Trøndelag. *Hovedoppgave ved Institutt for jord- og vannfag, Norges Landbrukshøgskole.*
- Køhler, J.Chr. 1993a: Forsøksopplegg og forsøksinstallasjoner i prøveanleggene i Inderøy kommune. Kort beskrivelse av omfang. *Upublisert.*
- Køhler, J.Chr. 1993b: Grunnundersøkelser og anleggsbeskrivelse for de fire forsøksanleggene. *Upublisert.*
- Køhler, J.Chr. og Jenssen, P.D. 1993: Inderøy- modellkommune for avløpsløsninger/ avløpssanering i spredt bebyggelse. *Prosjektbeskrivelse. Upublisert.*
- Miljøverndepartementet 1992: Forskrifter om utslipp fra separate avløpsanlegg. *Forskrift T-616.*
- Reite, A.J. 1994: VERRAN, 1622-1, kvartærgeologisk kart M 1:50 000, NGU.
- Rydland, K. 1993: Avløpssanering i spredt bebyggelse. Kartlegging av infiltrasjonsmuligheter i Granaelvområdet. *Hovedoppgave ved Institutt for jord- og vannfag, Norges Landbrukshøgskole.*
- Sveian, H. 1985: BØRGIN, kvartærgeologisk kart M 1:20 000, NGU.

## KVARTÆRGEOLOGI I MIDT-NORGE - INTRODUKSJON

*Harald Sveian*

Ekskursjonens kvartærgeologiske del legger hovedvekten på isavsmelting med randtrinn, kronologi og morfologi, samt strandflaten og brenningshuler. Andre tema som berøres er landheving, marin erosjon, genese av sandstrukturer, tolking av diamikton fra deglasiasjonen, morenestratigrafi, løsmassefordeling generelt samt leirskred og postglasial erosjon.

Det er relativt få kjente lokaliteter med avsetninger eldre enn siste deglasiasjonsfase i Midt-Norge. De eldste avsetningene (Eem-Saale) i Skarsvågen på Frøya ble besøkt under Midt-Nordenekskursjonen i 1991 (NGU Rapport 91.219). Tidlig- og midt-Weichsel er lite kjent.

De siste årene er det kommet noen <sup>14</sup>C-dateringer av morener eller submorene sedimenter med aldre mellom 30.000 og 40.000 år. Noen av disse kan være uendelige aldre, men de antyder i alle fall interstadialer, både på kysten og i innlandet. Ekskursjonsruten er ikke lagt innom noen av disse daterte lokalitetene, men siste dag vil vi besøke Domåsen, en tilsvarende lokalitet med mektig blågrå laminert morene, men som ennå ikke er datert.

Deglasiasjonen av Midt-Norge foregikk mellom 13.000 og 9500-9000 BP. Landsdelen er rik på israndavsetninger, spesielt i Trøndelagsfylkene. På grunn av en høy marin grense (opp mot 200 m øst for Trondheim) og stor smeltevanntilførsel under isavsmeltingen, er marin leire den dominerende jordarten i lavlandet i midtre og indre strøk av Trøndelag. På kysten domineres løsmassene av *strandavsetninger* og *morenemateriale*. Glasifluviale avsetninger finnes ved MG-deltaene innerst i fjorddalene og ved flere av randmorenene (spesielt de yngste). Tykke bunnmorener, ofte drumliniserte, forekommer stedvis i fjelltraktene og i dalsidene. Det mest karakteristiske er imidlertid store områder med *bart fjell*.

## INDRE TRONDHEIMSFJORDOMRÅDET

*Harald Sveian*

### Isbevegelser og israndavsetninger

De eldste isbevegelsene gikk i NV-lig retning ut mot kysten. Under oppkalvingen i fjordstrøkene fant det sted en omlegging av isbevegelsene. Ved Steinkjer resulterte oppkalvingen i Trondheimsfjorden i en gradvis dreining fra NV-lig til SV-lig brestrøm (Figur 8). Det samme gjelder områdene langs østsida av fjorden helt sør til Stjørdalen. Lokale avvik forekom helt i sluttfasen pga. markert topografi.

Isbevegelsene er vesentlig rekonstruert på basis av skuringsstriper, men det fins også drumlinformer i området. Ekskursjonen passerer drumlinformer med SØ-NV-lig utstrekning på slutten av første dag ved Namdalseid. I disse traktene har isbevegelsene hele tiden



vært nordvestlige fordi kalvingen i Trondheimsfjorden ikke fikk innflytelse så langt mot nord. Alderen på drumlinene er derfor uviss. Derimot fins det drumliner med NØ-SV-lig retning ca. 10 km SØ for Steinkjer (Figur 8) og i Beitstadjordbassenget V for Steinkjer. Disse må være dannet i en sen fase av isavsmeltingen.

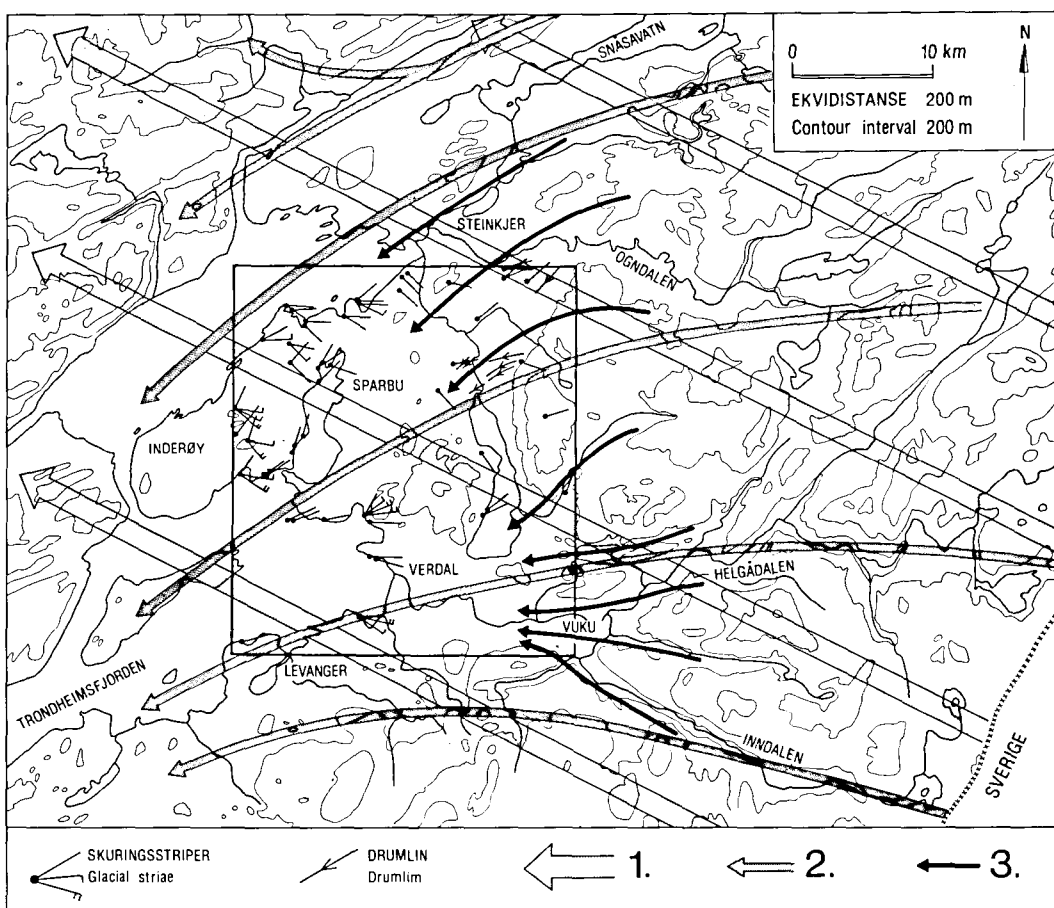


Fig. 8. Isbevegelser. Skuringsobservasjoner og drumliner innen kartblad Stiklestad. Rekonstruksjon (store piler) av eldste observerte isbevegelse (1), yngste regionale retning (2) og siste, lokale isbevegelse (3).

Ice movements. Glacial striae and drumlins within the map-sheet Stiklestad. Reconstruction (large arrows) of the oldest observed ice movement (1), the youngest regional movement (2) and the last local ice movement (3).

**Figur 8.**  
Isbevegelser ved indre Trondheimsfjord (Sveian 1989).

Regionen har mange og til dels store israndavsetninger som er brukt ved rekonstruksjon av israndlinjene. De fleste avsetningene er topografisk betinget, og ble dannet under kortvarige stans i isens tilbaketrekning. Disse fins kun i lavereliggende områder, gjerne i dalbunnene. Noen randtrinn er imidlertid dannet ved klare framrykk der breen har avsatt randmorener etc. også i høyområdene. Figur 9 viser de typiske framstøtsmorenene, mens Figur 10 viser alle typer randavsetninger mer i detalj. I samsvar med den unge SV-lige isbevegelsen ser man at israndlinjene lokalt omkring Steinkjer har et NNØ-SSØ-lig forløp, mens de ellers går mer N-S eller NNØ-SSV.

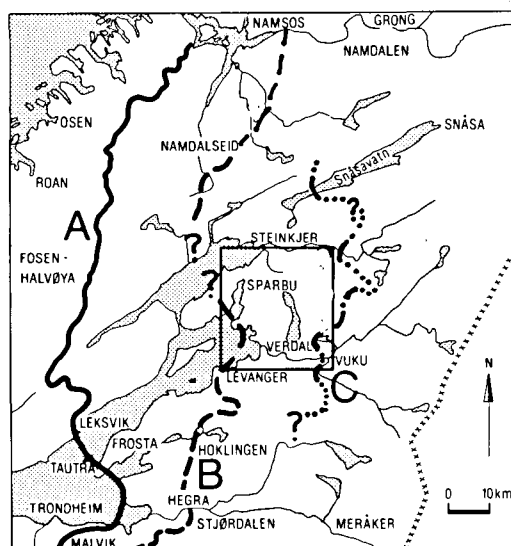


Fig. 9. Rekonstruksjon av brekanten i tidlig (A) og sen (B) Yngre Dryas, og (C) ved overgangen til Preboreal. Store arealer ble isfrie i løpet av den relativt kjølige Yngre Dryas-perioden.

*Reconstruction of the ice margin in early (A) and late (B) Younger Dryas and (C) at the transition to the Preboreal. Large areas were deglaciated during the Younger Dryas Chronozone.*

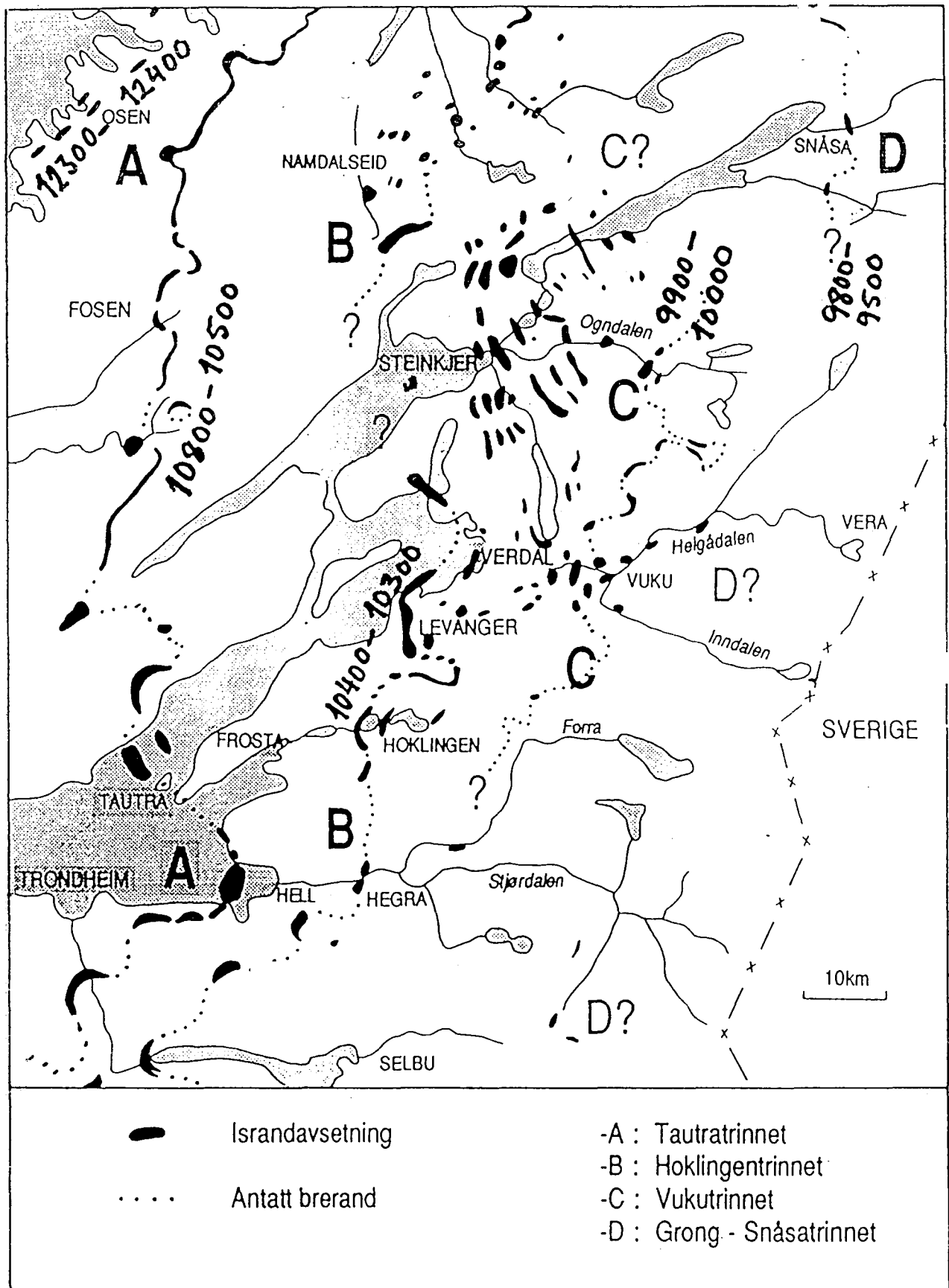
### Figur 9.

Israndtrinn dannet ved tydelige brefremstøt. Andre israndavsetninger er vist i Figur 10. Modifisert etter Sveian (1989).

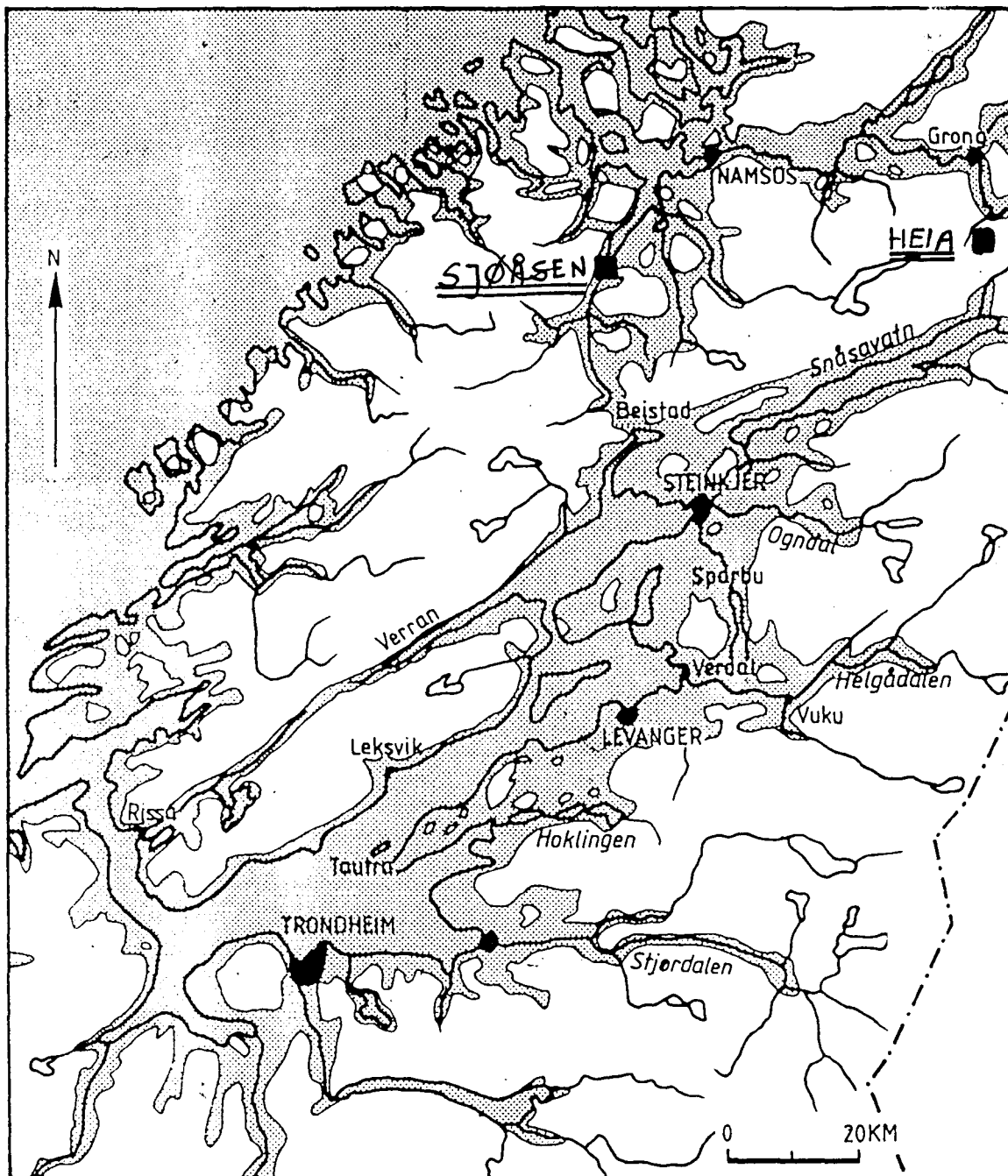
### Alder

I de senere år er det utført mange <sup>14</sup>C-dateringer i Nord-Trøndelag. I følge dette har randtrinnet ytterst på kysten gjennom Osen (Figur 9) og Lauvsnes (Figur 13) en alder på ca. 12.400 B.P. Noen kilometer utenfor dette ble det i 1990 gravd fram et skelett av grønlandshval ved Utvorda (Olsen og Sveian 1990) der både hvalbein og skjell i jordlagene ble datert (Figur 13).

Litt lenger inn i landet er flere skjellførende morener datert til mellom 11.000 og 12.400 B.P. på vestsiden av yngre dryas-trinnet. Tautratrinnet (Figur 9) som er hovedframstøtet i yngre dryas, ble av Reite mfl. (1982) i Trondheimsfjorden datert til 10.800-10.500 B.P. Nyere dateringer ved Namsosfjorden bekrefter nå dette (Figur 13). Dateringene sør for Steinkjer (Figur 10) viser at fjorden var åpen ved Sparbu mellom 10.400 og 10.500 B.P. Dette plasserer Hoklingentrinnet (istrinn B i Figur 10) til 10.300-10.400 B.P. Den endelige isavsmeltingen ved Sparbu-Steinkjer skjedde deretter ved 10.200-10.300 B.P., og brekanten lå øst for Steinkjer ved vestenden av Snåsavatnet for ca. 10.000 år siden. De mange randavsetningene i en 15-20 km bred sone omkring Steinkjer by er altså dannet i løpet av bare 3-400 år, vesentlig betinget av topografien der stopp eller små oscillasjoner skjedde i tilknytning til fjellterskler. I Trondheimsfjordområdet er isfrontens tilbaketrekning i Yngre Dryas Chronozone trolig større enn noe annet sted i Norden pga. kalvingen i den dype og brede fjorden.

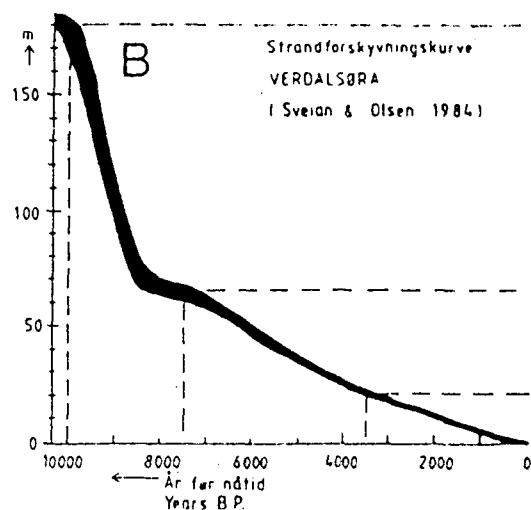


**Figur 10.**  
 Israndavsetninger i indre Trondheimsfjordområdet. Fra Sveian (in prep.)



**Figur 11. (over)**  
 Havets største utbredelse i Trøndelag (grå) for ca. 10.000 år siden. Den marine grense (MG) går opp til 180-185 m o.h. i dalene øst for Trondheimsfjorden. Strandforskyningen er undersøkt for Frosta og Verdalsøra. Dagens strandlinje og vassdrag er vist med svart strek (Sveian 1985).

**Figur 12. (til høyre)**  
 Strandforskyvningsskurve fra Verdalsøra Sveian og Olsen 1984).



## TIRSDAG 30. AUGUST 1994

### SJØÅSEN-FOLDEREID-NAMSOS-KOLVEREID

#### NAMSFJORDEN - SALSNES

*Lars Olsen og Harald Sveian*

#### Hovedtrekk av kvartærgeologien

Ved munningen av Namsfjorden startet deglasiasjonen 12.500 B.P. Et randtrinn datert til 12.400-12.300 krysser de ytre deler av fjordene herfra og sørover (Figur 13). Det er ukjent hvor langt innover i Namsfjorden og Salsvatnet isen trakk seg før hovedframstøtet i tidlig Yngre Dryas, som er datert til mellom 11.000 og 10.500 B.P. ved Tøttedal og på Otterøya, og 11.000-10.800 på Salsnes. Men det finnes noen interessante og litt yngre dateringer langt distalt for trinnet. Disse diskuteres under de enkelte stopp.

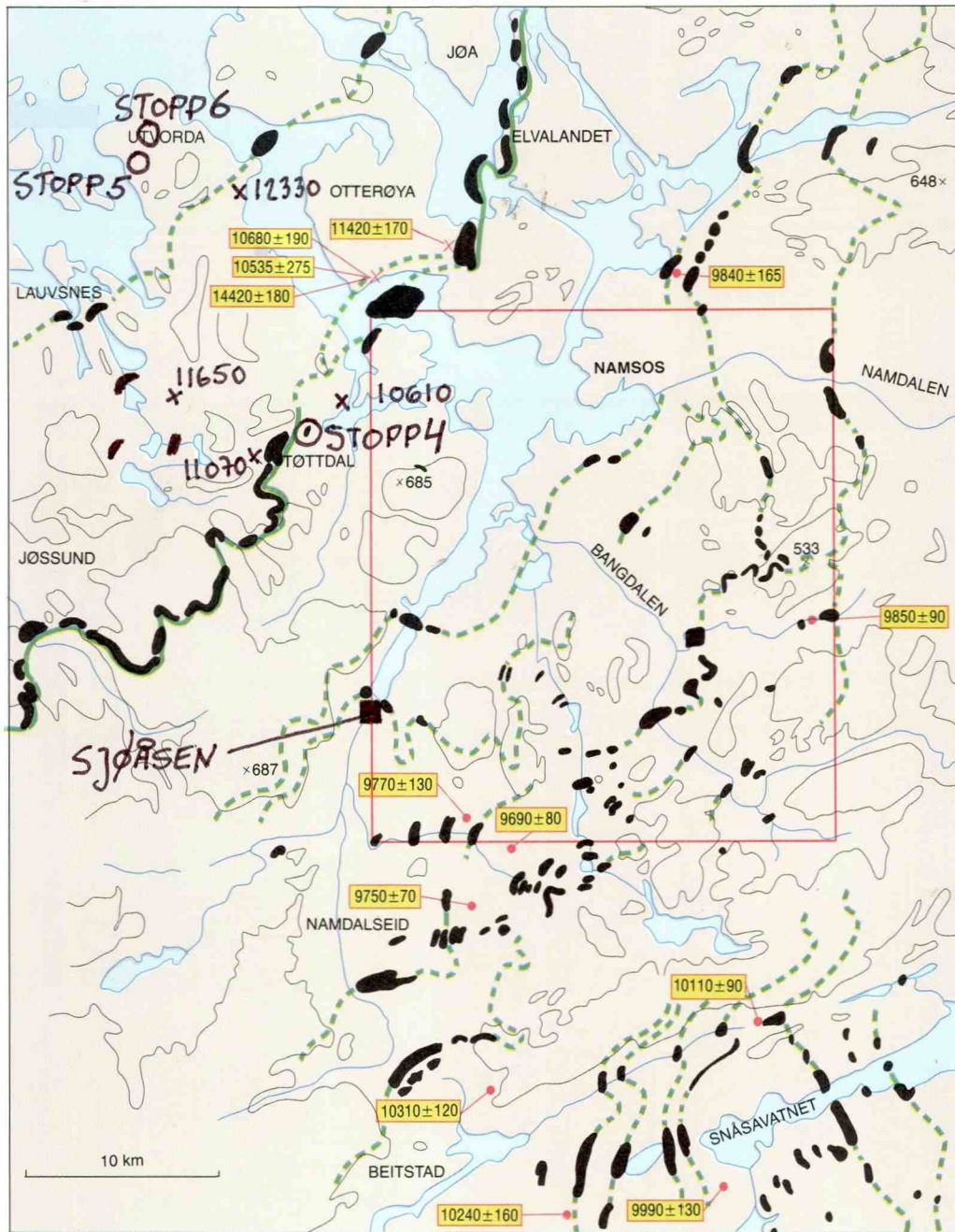
Til siste del av Yngre Dryas hører randavsetninger korrelert med Hoklingentrinnet (10.400-10.300) ved Namdalseid i sør og nord for Namsos ved Vemundvik-Salsvatn. Ved overgangen til Preboreal (10.000 B.P.) lå brekanten øst for Steinkjer i sør, mens posisjonen nordover i Namdalen er mere usikker fordi det mangler dateringer her. Den må imidlertid ha ligget et sted mellom Namsos og Grong på dette tidspunktet.

#### STOPP 4: Tøttedal

Ekskursjonsruta tangerer og krysser hovedtrinnet fra Yngre Dryas ved Tøttedal etter 21 km kjøring. Se oversiktskart (Figur 14). Breelvavsetninger som tilhører denne randsonen kan sees både 3 km vest for veikrysset i Tøttedal og i skråningen (med grustak) ovenfor veien kort etter at veien har tatt av til Utvorda.

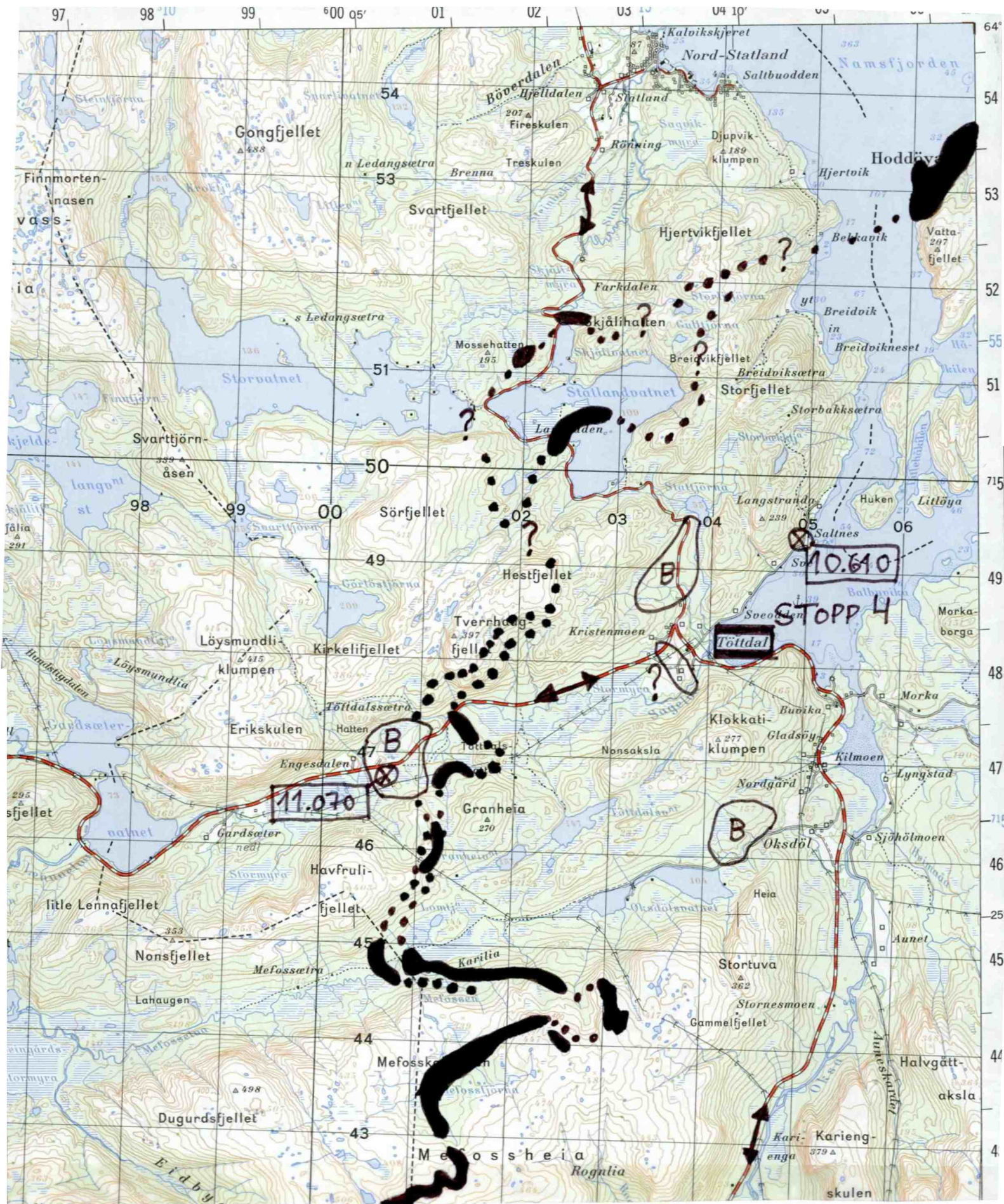
*Senere i dag vil reiseruta, etter retur til Sjøåsen, igjen dels tangere, dels krysse flere randavsetninger fra Yngre Dryas i området nord for Namsos. I formiddag går reisen til Nord-Flatanger, til et område med to lokalitetsstopp ca. 13 km i luftlinje distalt for hovedtrinnet under Yngre Dryas.*

Temaene som taes opp er 1) mulig neotektonikk med spesielle strukturer i sand, og 2) diamikton som er tolket som morene, over sedimenter med skjell av Yngre Dryas alder. Sistnevnte tolkning har som konsekvens, hvis morenehypotesen og dateringen er riktig, at det har skjedd et omfattende Yngre Dryas isframstøt langt forbi randavsetninger fra hovedtrinnet under Yngre Dryas og også flere km forbi et randtrinn som er 12.000-12.400 år. Det er snakk om et isframstøt på mere enn 10 km ut Namsfjorden, og dette uten at det er påvist noen tilhørende randmorene. Bare en flatedekkende mulig morene kan knyttes til dette isframstøtet. Alternativt må diamiktonen tolkes som et resultat av isfjellaktivitet i glasimarine sedimenter.



- Iskanten under hovedframstøtet tidlig i Yngre Dryas, kfr. Fig. 1
- Israndavsetning
- - - Mulig forbindelseslinje
- Kote 300
- 9840 ± 165 Radiokarbondatering – Alder i <sup>14</sup>C-år for nåtid
- Minimum alder for isavsmelting
- x Breframstøt over datert materiale

**Figur 13.**  
Israndavsetninger og <sup>14</sup>C-dateringer i området Namsos-Steinkjer (Sveian 1991).



**Figur 14.**  
 Tøttedal. Randmorener, brelvavsetninger (B), antatt brefront (prikket) og  $^{14}\text{C}$ -dateringer for hovedframstøtet tidlig i Yngre Dryas. Pilene viser ekskursjonsruta.

## **STOPP 5: Klubbsteinen**

Ved foten av fjellet Klubbsteinen (52 km fra Sjøåsen) er det et massetak i sand med svært spesielle strukturer preget av et mosaikk- og bolleaktig utseende (Figur 15). Strukturene er antatt å være et resultat av rystelser i jordskorpa, dvs. jordskjelv som antas å ha vært særlig sterke langs gamle sprekker og mulige forkastninger i området. Sanden ligger helt inntil en slik tektonisk struktur som følger langs fjellveggen like ved veien. Se oversiktskart (Figur 16). En del rasblokker fra fjellskrenten ligger på overflaten inntil fjellfoten. Lokaliteten ligger nær krysningspunktet mellom nevnte tektoniske struktur og en annen kryssende tektonisk linje, noe som kan ha gitt rystelsene her særlig stor effekt. En skisse av antatt utvikling av strukturene i sanden er vist i Figur 17. Det hele antas å ha skjedd mens sanden fremdeles var fullstendig vannmettet, og tidspunktet må ha vært før strandvaskingen i toppmaterialet skjedde fordi dette kutter sanda øverst og er ikke påvirket av de prosesser som har laget mosaikk- og bollestrukturene. Strandmaterialet ligger 38-40 m o.h., og dette tilsvarer antatt havnivå under den eustatiske Tapes-transgresjonen for 7000-8000 år siden. Rystelsene som har laget de spesielle strukturene i sanda er derfor eldre enn dette, og deglasiasjonen på stedet gir en maksimumsalder.

På en annen lokalitet drøye 3 km herfra (6 km langs veien) er det observert tilsvarende mosaikksand i øvre del av en 5-7 m høy sandvegg under noen få meter tykk antatt upåvirket strand- og sublittoralt materiale. Strukturene er mere diffuse der enn ved Klubbsteinen. Strandmaterialet når opp mot 50-55 m o.h., og det betyr at mosaikksanda der har fått sitt særpreg mens havnivået vurdert ut fra antatt strandforskyvning i området trolig var minst 60-70 m o.h., dvs. midt i eller i tidlig del av Preboreal tid. De spesielle strukturene taler for at sanda der og sanda ved Klubbsteinen har samme genese, men de kan være dannet til forskjellig tid.

Jordskjelvaktiviteten, som antas å ha laget mosaikksanda, kan ha blitt utløst av den kraftige landhevingen under og kort etter den regionale deglasiasjonen i kystområdet.





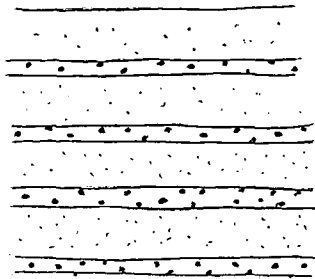
**Figur 15.**  
*Foto av mosaikk- og bollesand ved Klubbsteinen.*



Figur 16.  
Oversiktskart med kjørerute, lokaliteter og tektoniske linjer, Nord-Flatanger.

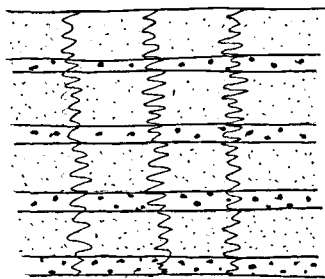
Strukturer skapt av jordskjelv (?): ↘

Før



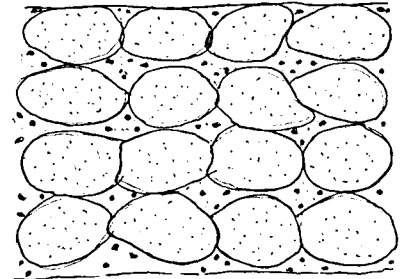
Lagdelt sand,  
vekslende mørke  
og lyse sandlag.

Under



Oppstykkning/oppdeling  
under jordskjelv.  
Vannmettet sand.

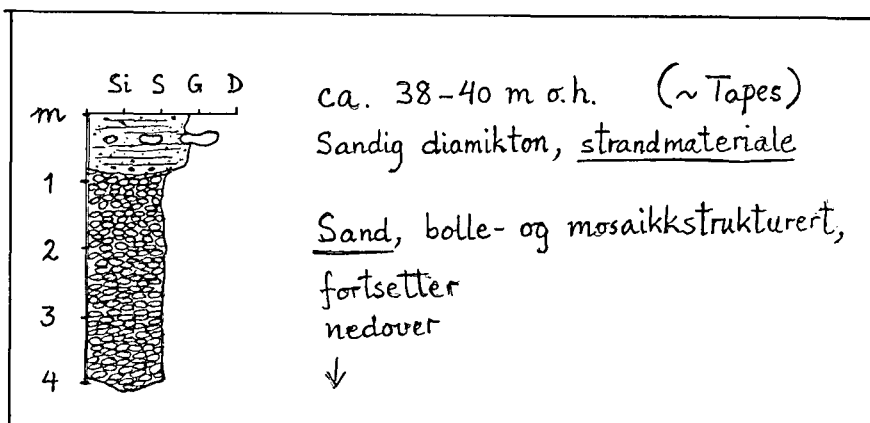
Etter



Mosaikk- og bolle-  
strukturert sand slik  
den kan sees i dag.

**Figur 17.**

Skisse av tenkt genese for mosaikk- og bollestrukturer i sanda ved Klubbsteinen  
Strukturene er antatt å være dannet ved rystelser i vannmettet lagdelt sand under  
jordskjelv

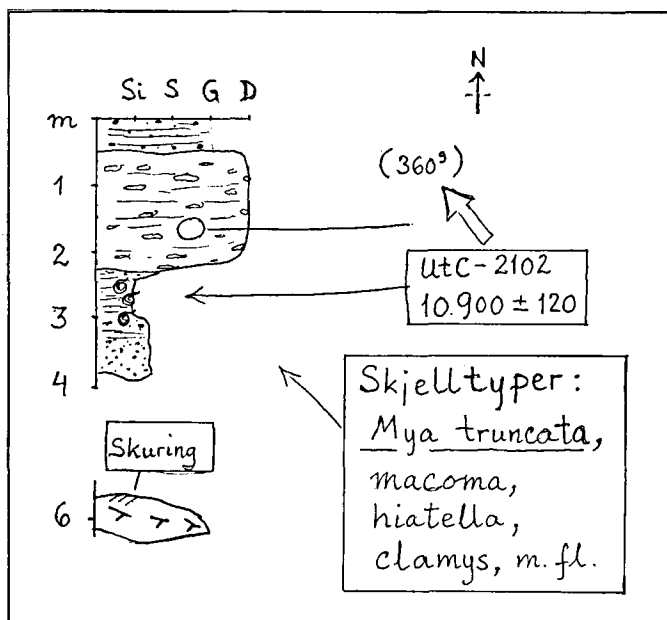


**Figur 18.**

Logg av mosaikk-sanda ved Klubbsteinen

## STOPP 6: Futdalen

Vest for Renndalsvatnet i Futdalen (omlag 50 km fra Sjøåsen) er det gjort isskuringsobservasjoner på fjellblotninger i veikanten. Retningene er mot henholdsvis: 290-310g, grove striper, i le-posisjon; 255g, grove striper i støt, lavt nede på blotningene; og 345g, noen middels grove striper på toppen av flatene, yngste isbevegelse (?). I skråningen over fjellblotningene ligger skjellførende blågrå glasimarint dels diamikt materiale som overlages av en hardt pakket diamikton med grønnbrun til brungrå farge, siltig/sandig preg, og med en del grus og stein (Figur 19). Den øvre enheten er tolket som en vanlig bunnmorene. En fabricanalyse i morenen viser et klart maksimum SØ-NV, med antatt isbevegelse mot NV (Figur 19).



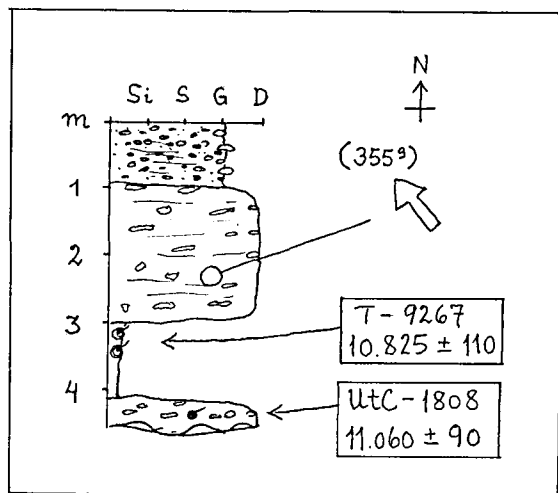
**Figur 19.**

Logg fra skjæring i antatt morene fra tidligere ukjent eventuelt midt- eller sen Yngre Dryas isframstøt til ytre deler av Namsfjorden, Futdalen, Nord-Flatanger

Alternativ genese for øvre diamikton er isfjellsavsetning, såkalt "ice turbate", men slike avsetninger viser normalt mere deformasjonsmorenepreg og ikke et slikt lineært, utdradd og til dels stratifisert preg som en finner her og som ofte preger bunnmorener. Det klare klastefabricmønsteret som samsvarer med yngste isbevegelsesretning over området taler også for bunnmorene. Det hele virker helt greitt inntil man ser på dateringen på skjell fra underliggende materiale. Dateringen viser tidlig Yngre Dryas alder, noe som igjen tilsier at morenen over er av Yngre Dryas alder eller yngre. De kjente israndlinjene fra Yngre Dryas og yngre tider ligger imidlertid minst 10 km innenfor og østenfor Futdalen. Hvis dateringen er riktig og øvre diamikton er morene, så skjedde etter alt å dømme et omfattende surgelignende isframstøt i Namsfjorden i Yngre Dryas. Dette eventuelle isframstøtet etterlot seg bunnmorener, men ingen markert israndmorene verken på land

eller på sjøbunnen så langt vi vet. Hvis et slikt isframstøt har funnet sted, så må det ha krysset over randmorenene fra 12.000-12.400 BP. og eventuelt også hovedtrinnets randmorener.

På Teigmoen, bare vel 1 km (omlag 3 km langs veien) fra Fuldalen er det registrert en tilsvarende lagfølge med omlag samme alder på skjell i underliggende materiale (Figur 20). En tredje lokalitet med tilsvarende lagfølge ligger også i Fuldalen bare 350-400 m fra ekskursjonslokaliteten, men der er ikke skjellene datert ennå. Fabric i morenen viser isbevegelse mot VNV-NV, som også er den dominerende regionale isbevegelsesretningen.



**Figur 20.**  
*Logg fra Teigmoen, Nord-Flatanger, viser omfattende antatt midt- eller sen Yngre Dryas isframstøt i Namsfjorden.*

## SALSNES ISRANDSONE

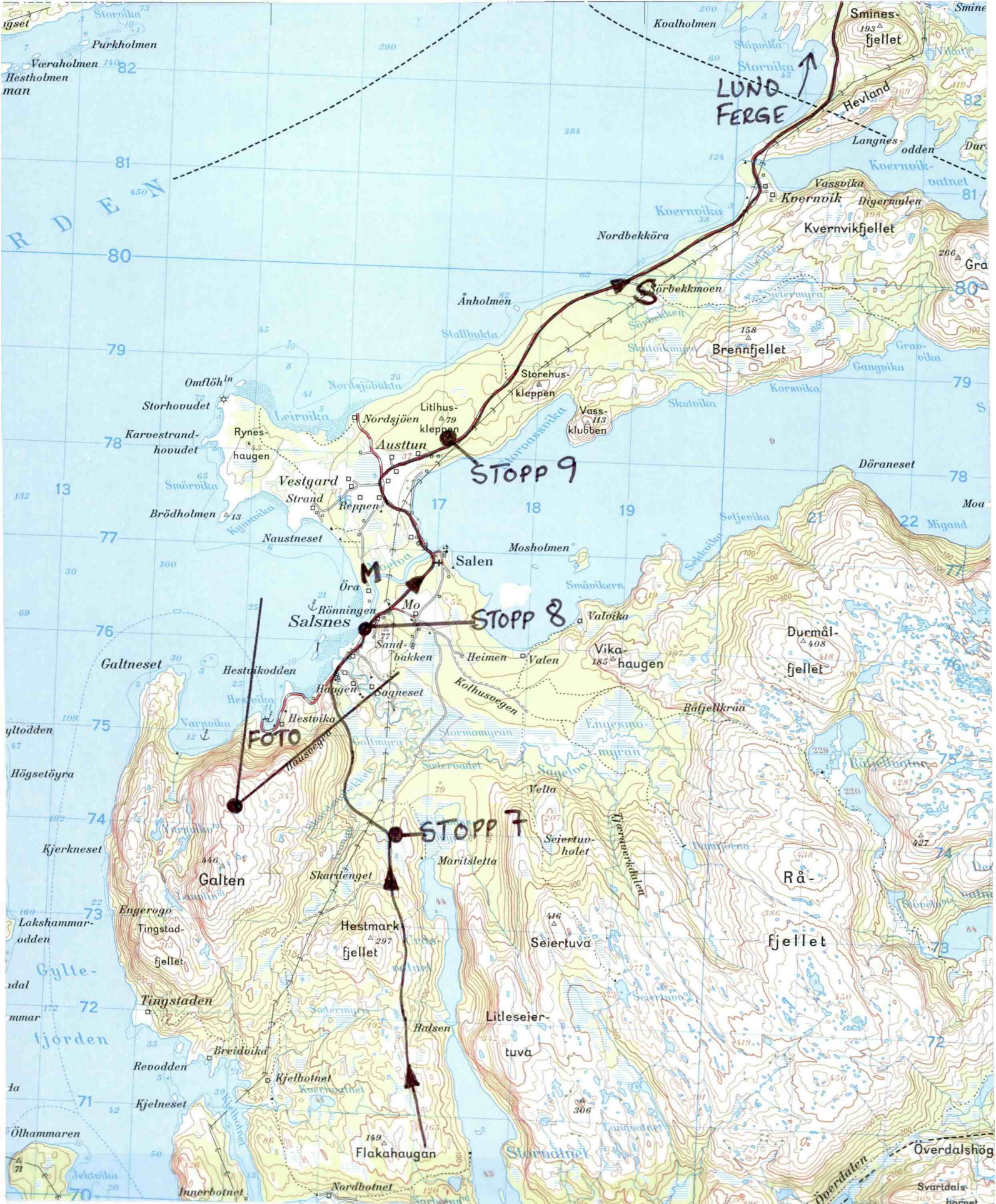
Løsmassene som demmer det lange og dype Salsvatnet, Figur 21 og 22, består av omlag 200 m tykke avsetninger. Det er gjort refleksjonsseismiske målinger som tyder på dette. Kun de øvre deler av massene er kjent fra ODEX-boringer, gravinger og elveskjæringer. Lagfølgen og glacialhistorien ved Moelva, som er utløpselva fra Salsvatnet, består av flere enheter og begivenheter. I undre deler av snittet ved elveskjæringen ligger en sen Allerød eller tidlig Yngre Dryas blågrå finstoffrik morene. I sin bunndel ned mot elvenivå har morenen tatt opp eller deformert glasimarine og glasifluviale sedimenter av Allerød alder. Det er uklart hvor iskanten på denne tida har krysset Follafjorden. Det er mulig at iskanten har hatt en konkav form over den dype Follafjorden, slik at isbevegelsen over Salsnes var rettet mot NV mens den samtidig var rettet mot VSV og V nord for Salsvatnet. Det sistnevnte er indikert av retningen på den antatte tilhørende drumlinen som gården Sørbekkmoen ligger på. Morenen i drumlinen er av samme type som den i Moelvaskjæringen. Datering fra moreniserte glasimarine sedimenter under drumlinen viser Allerød alder, og dette støtter nevnte korrelasjon mellom isframstøt og drumlin.

Etter dette har iskanten trukket seg tilbake forbi Salsnes, og glasimarine sedimenter av Yngre Dryas alder er avsatt ved Moelva. Disse sedimentene er senere deformert og omlagret. Det sistnevnte skjedde etter 10.100-10.800 år BP og førte til at et lag av antatt bunnmorene av 1-2 m tykkelse ble avsatt over Salsnes i Moelva-Reppen området. Dette kan sammenlignes med tidligere omtalte morene og isframstøt under Yngre Dryas etter 10.800 BP i Nord-Flatanger.

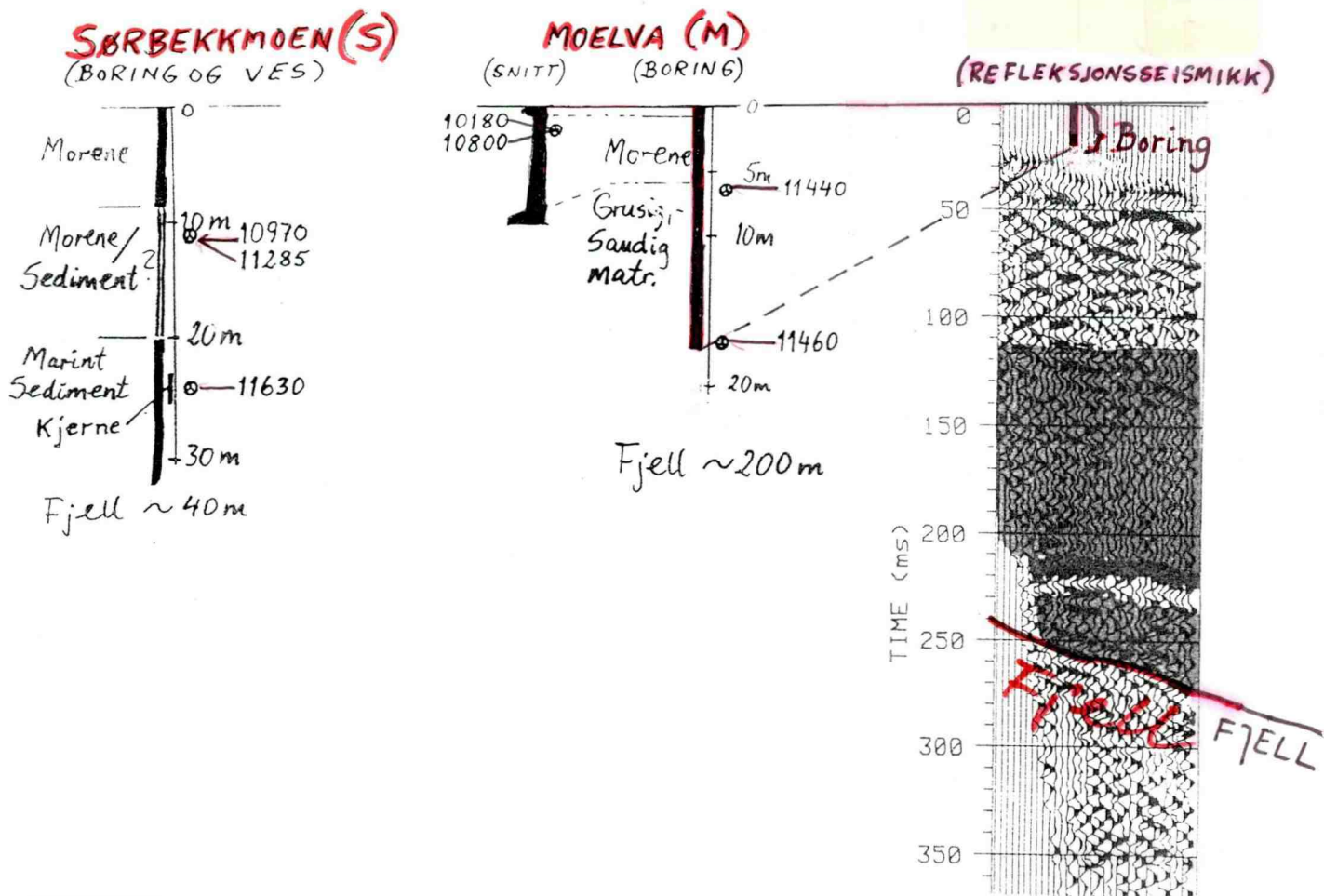


*Figur 21.*

*Salsnes sett mot NØ fra fjellet Galten. Foto: H. Sveian 1988.*



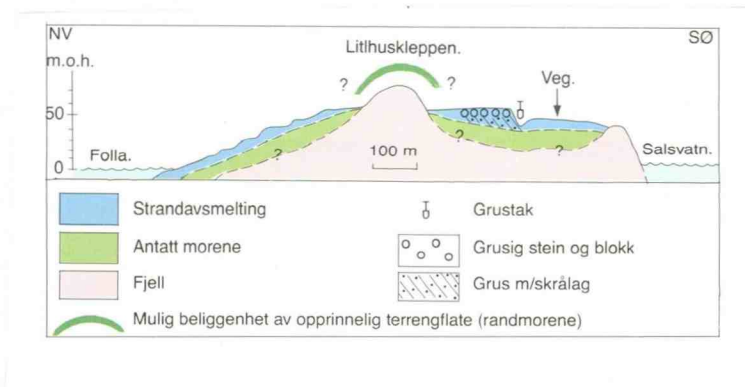
**Figur 22.**  
 Salsnes lokalitetskart. M=Moelva (snitt). S=Sørbeekmoen.



**Figur 23.**

Materialtype, dateringer, lagfølge og fjelldyp for de to lokalitetene Sørbeekmoen og Moelva på Salsnes. Sørbeekmoen er basert på vertikale elektriske sonderinger og boring med kjerneprøvetaking. De to AMS-dateringene fra 11 m dyp fra Sørbeekmoen er utført på ett og samme skall ved to torskjellige laboratorier (Uppsala og Utrecht). Moelva er basert på snitt i de øvre 6 m, boring med oppspylt materiale til 17 m dyp, samt refleksjonsseismikk som viser flere interessante reflektorer på stort dyp. Fjell er tolket ved 250 ms (ca. 200 m dyp). De to dateringene fra snittet er utført ved de samme to laboratorier og på skjell fra samme stratigrafiske enhet, men prøvetatt med ett års mellomrom.





**Figur 24.**

*Profil mellom Folla og Salsvatnet ved Litlhuskleppen (171 785). Prinsippskisse av løsmassenes lagfølge og antatt stranderosjon. I grustaket ligger det øverst 5-6 m godt rundet stein og blokk uten lagning. Under dette sees mer enn 7-8 m grov grus med tydelige lag som faller ca. 20° mot ØSØ. Toppflaten på strandavsetningene utgjør det høyest beliggende løsmassenivået i området i dag. Kildematerialet for de tykke strandavsetningene antas å ha vært en større moreneavsetning i tilknytning til fjellknausen. Trolig har det foregått tilsvarende omvasking av morene i mesteparten av Salsnesområdet. Etter Sveian (1992).*



**Figur 25.**

*Foto fra grustaket ved Litlhuskleppen på Salsnes sett mot NNØ. Foto: H. Sveian (1989).*

### **STOPP 7: Utkjørsel ca. 2 km sør for Salsnes**

Utsikt mot randmorene nord for Urdsvatnet. Randmorenen er fra Yngre Dryas. Dette framgår av datering fra korrelert randmorene beliggende sørvest for veien.

### **STOPP 8: Parkering ved nytt posthus og kro.**

Utsikt mot munningen av Moelva i nord, havet i vest og fjellet Galten i sørvest. Store steinblokker ligger på overflaten flere steder på Salsnes, som f.eks. ved munningen av Moelva. Disse blokkene antas å være tilført under det aller yngste isframstøtet og noen kan være droppet fra isfjell som har grunnstøtt på vei mot havet. På Galten er det målt isskuring som viser samme regionale utvikling som er påvist ved isskuring på Salsnes og ved morenefabric i skjæringen ved Moelva. Dette kan kanskje tyde på at istykkelsen under det maksimale isframstøtet i Yngre Dryas var betydelig, og at isfronten dermed kan ha nådd flere km vest for Salsnes på den tiden?

### **STOPP 9: Grustak sørøst for fjellknausen Litlhuskleppen**

Lokaliteten er en mer enn 10 m mektig sublittoral avsetning som er kraftig abradert og når opp til et toppnivå vel 60 m o.h. Det betyr at alderen på avsetningen er omlag 9000 år. Yngre strandlinjer/standvoller/abrasjonshakk fins i ulike nivåer. Materialet er dominert av grus og stein, og det er god runding på steinene. I undre deler faller lagene fra havet og inn mot Salsvatnet, mens lagene i øvre deler synes hovedsakelig horisontale. Avsetningen antas å være vasket ut fra tykke glasigene avsetninger. En betydelig andel av steinene er av en rød sandstein og beslektede bergarter. Disse antas å stå i fjellgrunnen på svensk side av kjølen og finnes ikke i Norge. Grus, stein og blokker av slik rød sandstein er påvist i løsmassene på kysten av Trøndelag fra Osen og nordover, samt i flere deler av indre og sentrale deler av Nordland fylke opp til Midt-Nordenfeltets nordgrense. Flyttblokker av denne typen er også påvist flere steder på fjelltoppene i Grong og Lierne, men foreløpig ikke i hoveddalførene i området Formofoss-Grong. Dette forteller at transporten av disse steinblokkene kan ha skjedd høyt oppe i ismassene, men trolig ikke i særlig grad i undre deler av isstrømmene i hoveddalene.

Fra grustaket er det bare et par hundre meter langs veien til et par arkeologiske lokaliteter. Først en dyregrav som veien såvidt tangerer og gjennomskjærer, dernest ca. 10 m fra dyregrava ligger restene av en bål plass som er overlagret av 25-30 cm vindblåst sand. Kullbitene fra bål plassen er datert til  $2330 \pm 60$  år B.P.

Et par hundre meter videre nordover langs vegen har NGU gjort detaljundersøkelser med geofysikk og boringer for å fastslå løsmasstype, stratigrafi, mektighet, grunnvannsnivå og grunnvannets strømrøtning. Dette med tanke på at området eventuelt kan benyttes til deponering av død oppdrettslaks i store mengder som følge av algekatastrofer. (NGU-rapport 92.273).

## VIKNA-KOLVEREID

*Bjørn Bergstrøm*

### Hovedtrekk av isavsmeltingen

Under siste deglasiasjonen trakk isen seg tilbake fra sokkelen og nådde de ytterste kystområdene i Nord-Trøndelag for ca. 13.000 år siden. Den videre tilbaketrekkingen var i stor grad styrt av kalvingsmulighetene langs brefronten. Spesielt markert har effekten av kalvingen vært i området omkring Viknaøygruppen hvor det i de dype hav- og fjordområdene på nord- og sørsiden var store kalvingsbukter, mens fronten ble "hengende" igjen på land og i de grunne partiene.

Det er få spor etter klare israndavsetninger fra den første avsmeltningsperioden, noe som tyder på at det ikke har vært noen markerte opphold eller stopp i brefronten under tilbaketrekkingen. På utsatte steder langs kysten har kraftig bølgeerosjon senere fjernet eventuelle rester av slike avsetninger.

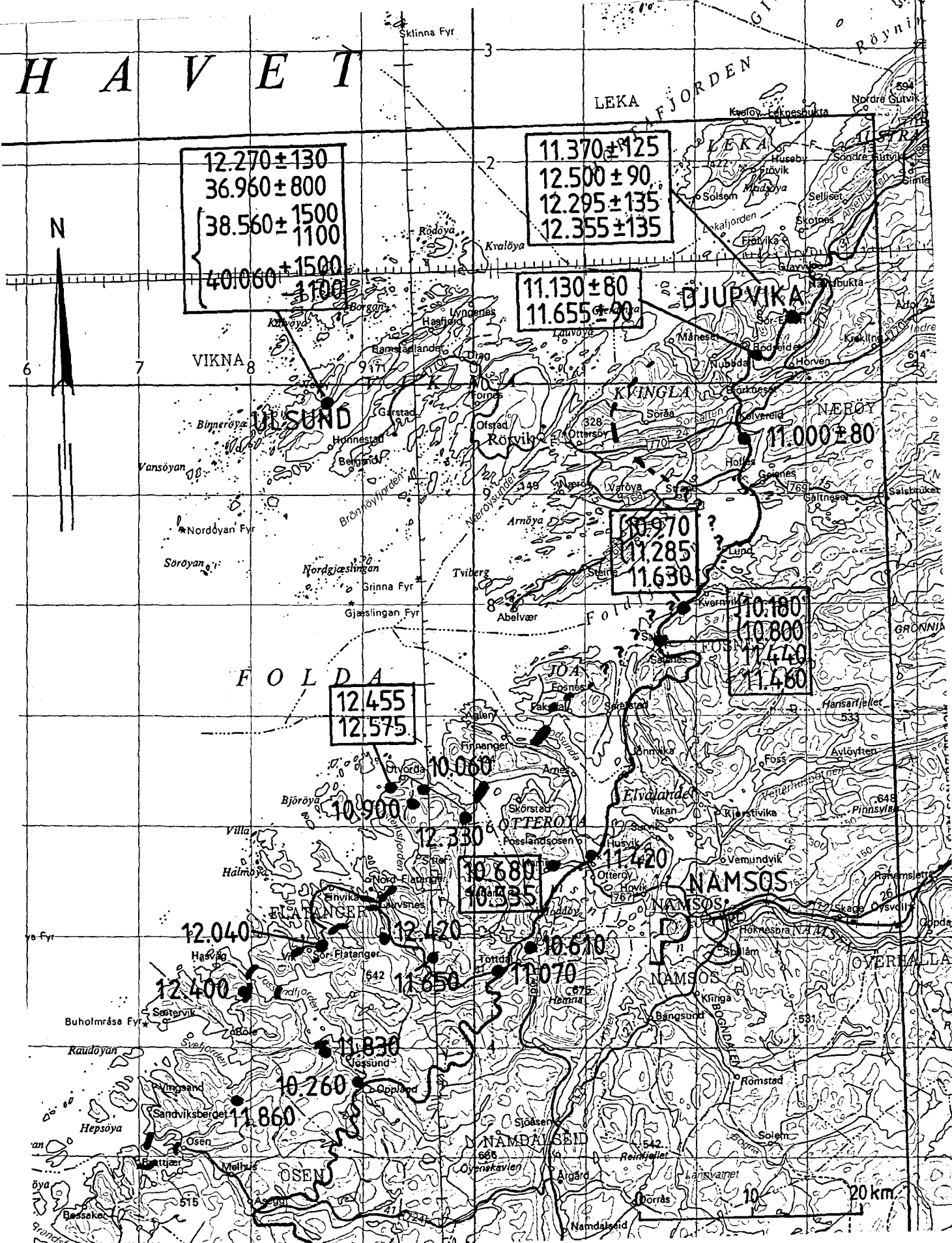
De eldste sikre spor etter breranden i Vikna-Kolvereidområdet er i de ytre deler av Sørsalten ved Sandhalsen hvor det ligger en del rester av morenerygger og ansamlinger av morenemateriale. Dette antyder at en brerandlinje krysser over fjorden her. Den fortsetter videre nordøstover og bøyer av i østlig retning mot de indre deler av Eiterfjorden (Figur 26) hvor kalvingen har gått raskt. Skjelldateringer fra Djupvika viser at Eiterfjorden var isfri for 12.300-12.500 år siden. Senere har breen i Eiterfjorden rykket noe fram igjen (12.000-12.300 år siden). Randmorenene ved Sandhalsen ble trolig dannet i denne perioden. Fra Sørsalten og sørover er randlinjens forløp mer usikker, men er forsøkt rekonstruert til Follafjorden der den krysser over til Jøa og trolig kan korreleres med randmorenene der (Sveian 1991).

I allerød trakk breen seg tilbake, og inn forbi hovedframstøtets randlinje. I yngre dryas intraff hovedframstøtet for 10.800-10.500 år siden. Dette markerte randtrinn kan følges ganske sammenhengende over lange avstander. Randavsetninger opptrer både på land og i fjordene. I sør lå breen og kalvet i den dype Follafjorden og randlinjen krysset over fra Lund (nær fergestedet) til Haverøy-Buøy (som vi passerer på ferjeturen). Herfra krysser den over fjorden til fergeleiet på Hofles og fortsetter videre til Kolvereid sentrum. Herfra går randsonen videre nordover og krysser Sørsalten ved Bjørknes. Sporadiske morenerygger, som f.eks. ved Rød, antyder brefrontens beliggenhet nordøstover mot Djupvika. Videre kan randlinjen følges over fjellryggen til Naustbukta, innerst i Eiterfjorden, hvor vi passerer en stor randmorenerygg som demmer opp et vann (Lonet) innenfor. I Gravvika, 1 km lenger mot nordøst, ligger det en lignende markert rygg som demmer opp et vatn. Radiocarbondatering av skjell i morene herfra ga  $10.685 \pm 85$  år.

*Figur 26. (neste side)*

*Brerandlinjer og  $^{14}\text{C}$ -dateringer langs kysten av Nord-Trøndelag.*

# H A V E T

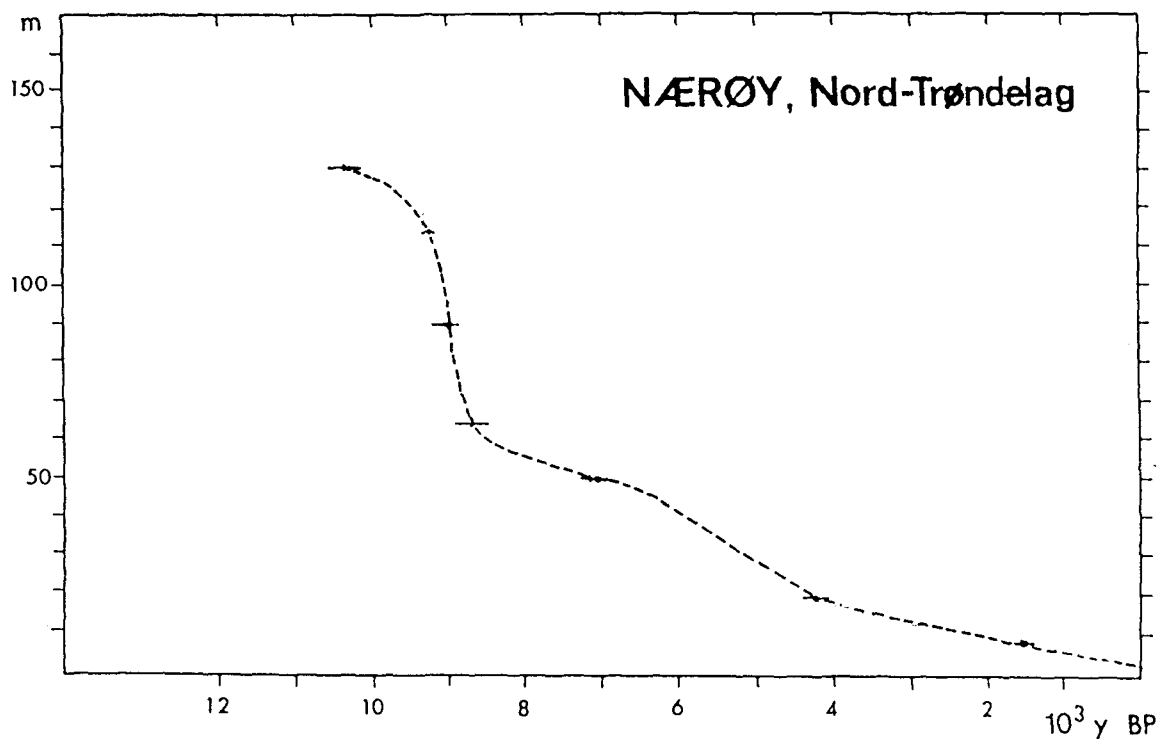


## Landhevning

Da Kolvereidområdet ble isfritt sto havet 120-125 m høyere enn i dag.

Strandforskyvningskurven (Ramfjord 1982) viser hvordan havnivået har sunket etter at isen smeltet vekk (Figur 27). Den hurtigste landhevningen skjedde i perioden fra 10.000 til 8500 år siden, da havnivået gjennomsnittlig sank 4,5 m pr. 100 år. For 8500 år siden flater kurven ut før den så synker ganske jevnt nedover mot dagens havnivå. Ennå i dag er det ikke opprettet likevekt i jordskorpa etter nedpressingen av isen, og landhevningen eller senkningen av havnivået foregår fremdeles. Den er i dag 0,2-0,3 m pr. 100 år.

På fergeturen fra Lund til Hofles krysser vi Follafjorden noenlunde parallellt med isfrontlinjen under hovedframstøtet i yngre dryas (Figur 26). På to små øyer utenfor Geisnes, Haverøy og Buøy, kan vi fra ferga se markerte morenerygger med blokker og store steiner anriket i overflaten av strandprosessene. Ryggene skiller seg ut i landskapet med klar kontrast til de nakne knausene og holmene forøvrig. Randlinjen fortsetter videre over fjorden til Hofles som en mektig undersjøisk rygg.



**Figur 27.**  
*Strandforskyvningskurve for Kolvereidområdet.*

### STOPP 10. Rød. Randmorenerygg.

Like sør for Rød (Figur 28) krysser bilveien en bred, markert morenerygg med snitt som viser en kompleks oppbygging av flere morenelag av forskjellig utseende og sammensetning. Morenen inneholder skjellbiter og er hovedsakelig sandig-grusig. En kjerne av

blågrå morenemateriale inneholder mye silt og leirig silt. I bunnen av snittet er det et deformert sedimentlag med skjell datert til 11.655 år  $\pm$  90 år. Skjell fra det øverste morenelaget er datert til 11.130  $\pm$  80 år. Brefronten må i allerød tid ha trukket seg lengre øst før den rykket fram igjen. Hvor langt den har vært tilbake er ikke kjent. De mange morenelagene og de forstyrrede sedimentene tyder på at det har vært en rekke mindre oscillasjoner i brefronten under dannelsen av randmorenen.

#### **STOPP 10. Djupvika. Kompleks randavsetning.**

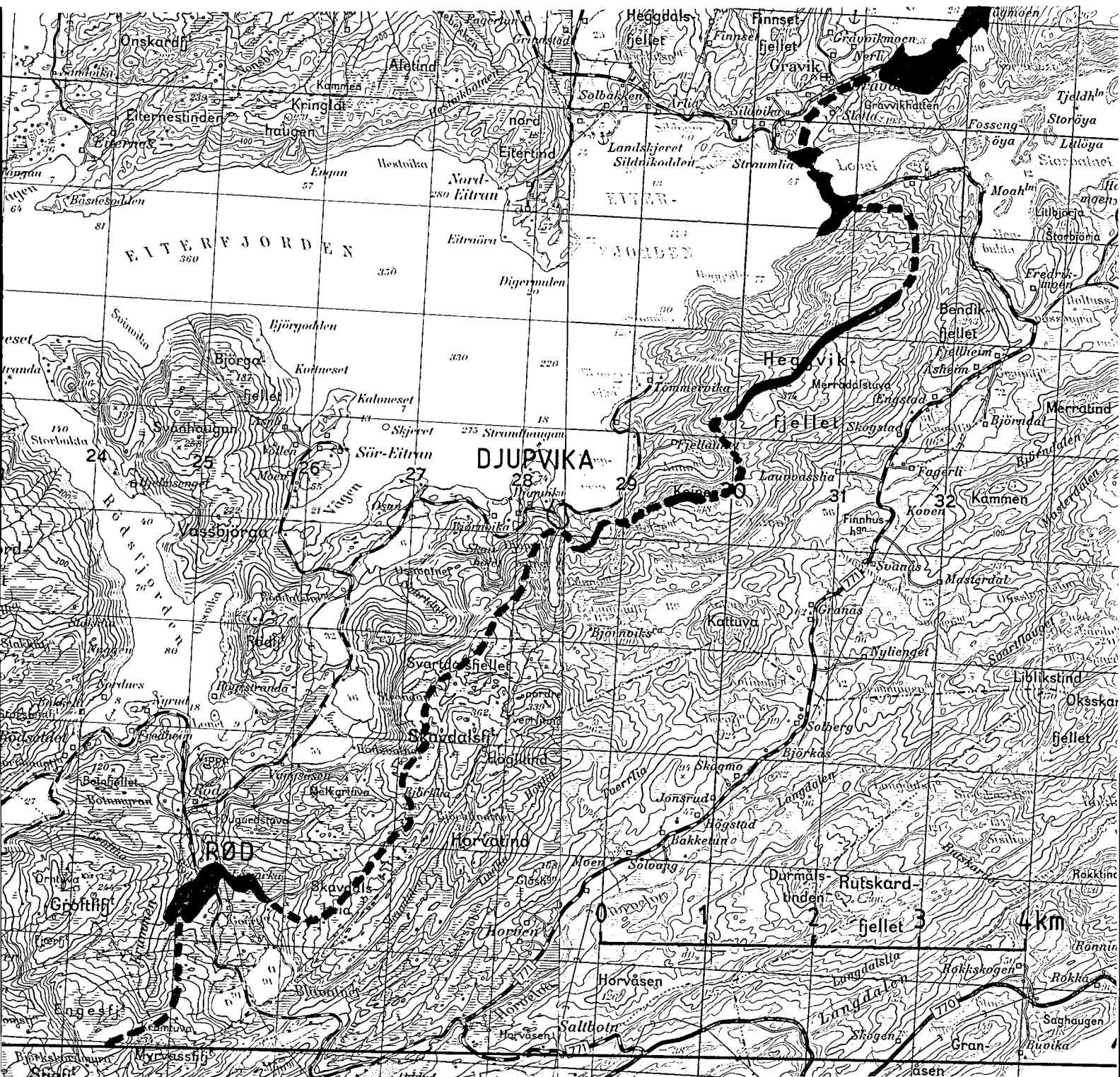
På nordsiden av Vikna (Figur 27 og 28), nesten helt inne i fjordbunnen, ligger **Djupvika** hvor det er en kompleks avsetning med et randdelta på toppen. Hele avsetningen er tidligere korrelert til hovedframstøtet i tidlig yngre dryas. I bunnen av skjæringen er det glasimarine leir-siltsedimenter med enkelte droppstein og innhold av skjell (Figur 29).  $^{14}\text{C}$ -datering av skjell (*Mya truncata*) ga 12.355  $\pm$  135 år. Over de glasimarine sedimentene ligger lagdelt sand og grusig sand med innslag av stor stein og blokk. Lagene heller ut mot sjøen i nord til nordnordvestlig retning og inneholder mye skjell. En  $^{14}\text{C}$ -datering ga 12.295  $\pm$  135 år. Videre oppover i skjæringen ligger det nærmere 10 m med et komplekst diamikt materiale med sorterte, breelvpregete lag avsatt på skrått inn fra fjorden mot sidedalen (sørsørvestlig retning). Overskyvnings- og foldestrukturer tyder også på at materialet er avsatt fra nordnordvest, trolig en istunge i fjorden. En  $^{14}\text{C}$  AMS-datering fra et av de sorterte lagene i den nedre del av sekvensen ga 12.500  $\pm$  90 år. Over denne komplekse pakken ligger det 3 m lagdelt skjellførende finsand og 2 m silt. *Chlamys islandica*, er datert til 11.370  $\pm$  125 år. Øverst i skjæringen ligger det 10 m sand og grus med skrålag som faller ut mot fjorden fra dalen i sør. Ingen skjell er observert.

#### **Tolkning - Djupvika**

Stratigrafien og dateringene viser at Djupvika var meget tidligere isfri enn det vi skulle vente ut fra den beliggenhet avsetningen har på yngre dryas randlinjen. Følgende tolkning av avsmeltningen området ved Djupvika er gjort:

- Rask tilbaketrekking av breen i tidlig bølling (13.000-12.500 år siden). I fjordbassenget kalvet fronten så langt inn at den for 12.500 år siden lå innenfor hovedframstøtets israndlinje. Betydelige ismasser lå fremdeles over Kolvereidhalvøya i sør.
- Mindre framstøt av breen for 12.300-12.000 år siden, mest markert i fjordbassenget.
- Tilbaketrekking i allerød for 12.000-11.000 år siden, og brefronten flyttet seg igjen inn forbi hovedframstøtets israndlinje.
- Klimaforverring i tidlig yngre dryas (11.000-10.500 år siden) med markert framrykking av brefronten (hovedframstøtet). Fronten nådde fram til Djupvika fra landsiden og isranddeltaet på toppen av avsetningen her ble dannet.

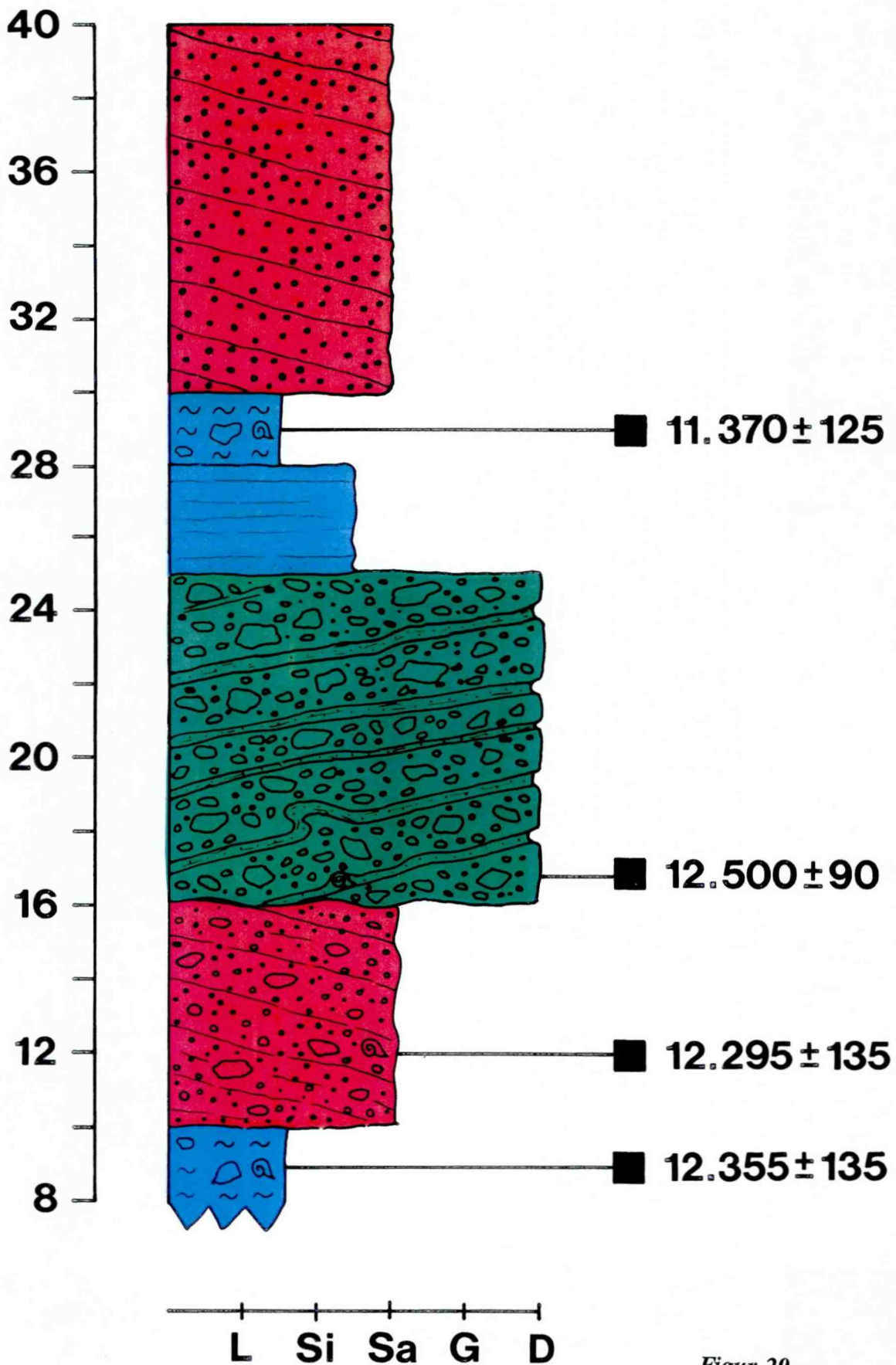
Djupvika er den første kjente lokalitet i Norge hvor det er påvist randavsetninger fra to senglasiale framstøt (yngre dryas og perioden for 12.000-12.300 år siden) i en og samme avsetning.



**Figur 28.**  
 Israndavsetninger og forløp av israndsonen i området Rød-Djupvika-Lonet-Gravvika.

# DJUPVIKA

m.o.h.



Figur 29.



## ONSDAG 31. AUGUST 1994

### KOLVEREID-BINDAL-TORGHATTEN-BRØNNØYSUND-TOSBOTN

#### STOPP 1. KOLVEREIDÅSEN.

Den største randavsetningen i forbindelse med hovedframstøtet ble dannet ved Kolvereid sentrum (Figur 26) som en bred rygg av brelvmateriale. Den er ikke bygget opp til datidens havnivå som var ca. 125 m o.h. På det høyeste når den opp til ca. 80 m o.h. i de sentrale deler, men stiger innover mot fjellsiden i sør til ca. 115 m o.h. Kolvereidåsen har en ujevn overflate med hauger og lavere partier. Mot øst er det en markert iskontaktskråning.

Et massetak (Storbjørkåsen) viser skrålag av godt sortert sand og grusig sand som faller mot vest (Raness 1987, Stokke 1979). Elektriske motstandsmålinger viser at det i grustaket er ca. 10 m til grunnvannspeilet og 27 m til fjell (Raness 1987). Refraksjonsseismiske profiler indikerer tykkelser på 20-40 m i de sentrale deler av åsen. Skjellrester i et sandig skrålag er radiokarbondatert til  $11.000 \pm 80$  år. I et 2 m tykt silt- og leirlag 4 m under overflaten ligger det skjell som er radiokarbondatert til  $9650 \pm 110$  år. Det tyder på at de øverste lagene er avsatt senere enn selve åsen i en relativt rolig periode før landhevningen var kommet så langt at toppen av åsen kom opp i bølgesonen.

#### BINDAL

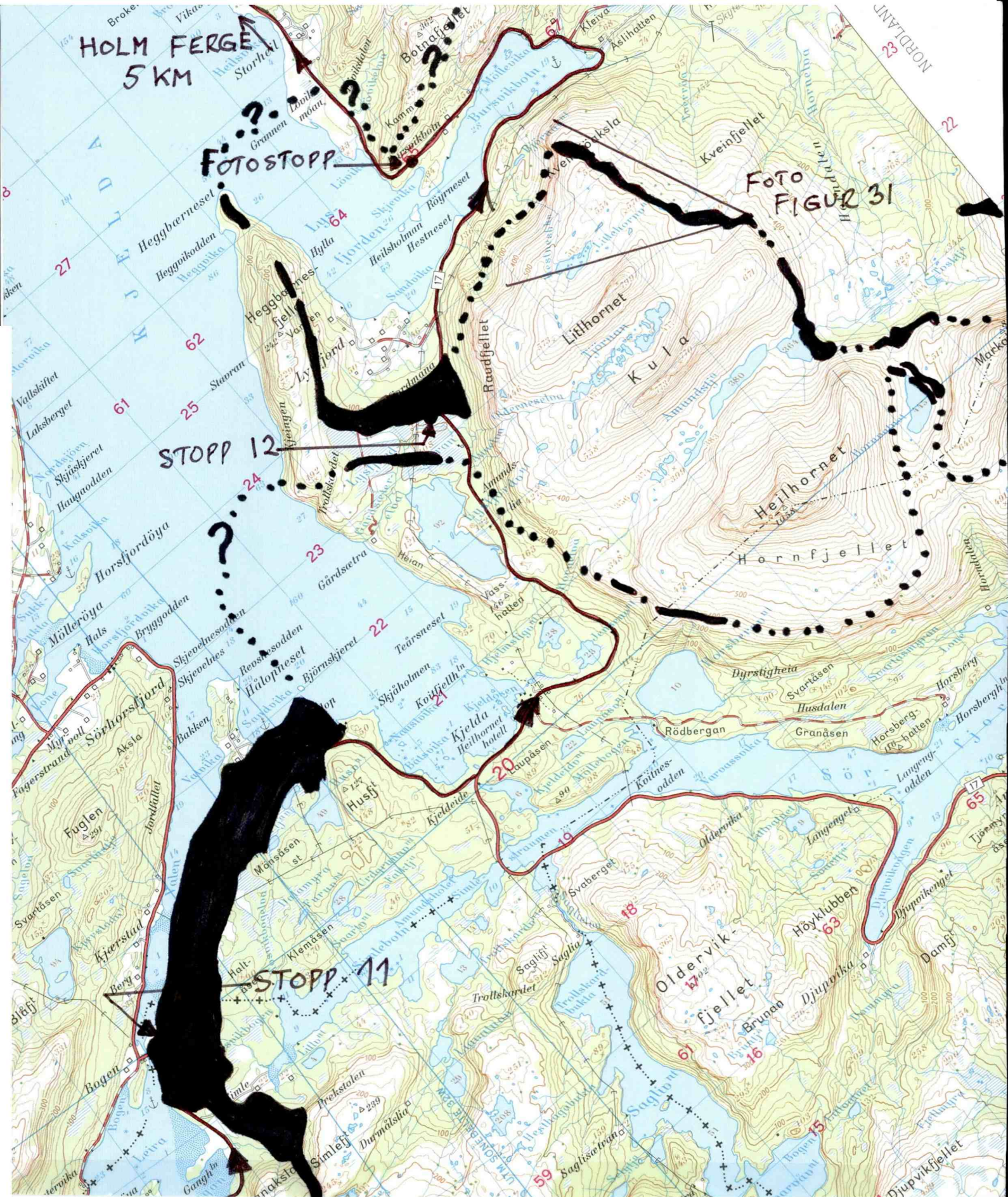
Når vi nærmer oss fylkesgrensa mellom Nord-Trøndelag og Nordland, passerer vi ekskursjonens største og mest sammensatte randmorener fra Yngre Dryas. Lite detaljarbeide er utført her, men randavsetningenes forløp er kartlagt, Figur 30. Randmorener eldre enn Yngre Dryas finner vi først på Leka, nord for Brønnøysund.

#### STOPP 11. Bogen - lite massetak ved fylkesgrensa

Massetaket ligger i randavsetningen fra hovedframstøtet. Randavsetningen er avsatt fra øst, og den kan følges sammenhengende over mer enn 7 km (Figur 30). Hele avsetningen er kraftig bølgevasket og framstår dels som en markert, bred rygg, dels som hauger og dels som en planert fjordfylling. Overflaten på randavsetningen består av strandvasket sand og grus. I et massetak ved Bogen finner vi følgende stratigrafi:

Strandgrus  
Siltrikt skjellførende glasimarint sediment  
Morene

Datering av *Portlandia arctica* fra den glasimarine sekvensen ga som resultat  $10.330 \pm 250$  år.



**Figur 30.**  
 Yngre Dryas randavsetninger med antatt forløp av brerenden på kysten av nordlige Nord-Trøndelag-sørlige Nordland (Helgeland).

## STOPP 12. Lysfjordmyran-Lysfjorden

Ved Lysfjorden, 8-10 km nord for Bogen, skjærer veien gjennom en stor morenerygg (Lysfjordmana), også dannet under hovedframstøtet, Figur 30. Ryggen er sterkt buet med åpning mot Lysfjorden, noe som klart indikerer isbevegelse fra nord. 500 m sør for denne store ryggen ligger en mindre morenerygg midt i Lysfjordmyran. Etter formen å dømme er denne ryggen avsatt fra sør. I dalsidene på 3-500 m høyde ligger lateralmorener som også ble avsatt under hovedframstøtet, Figur 31.

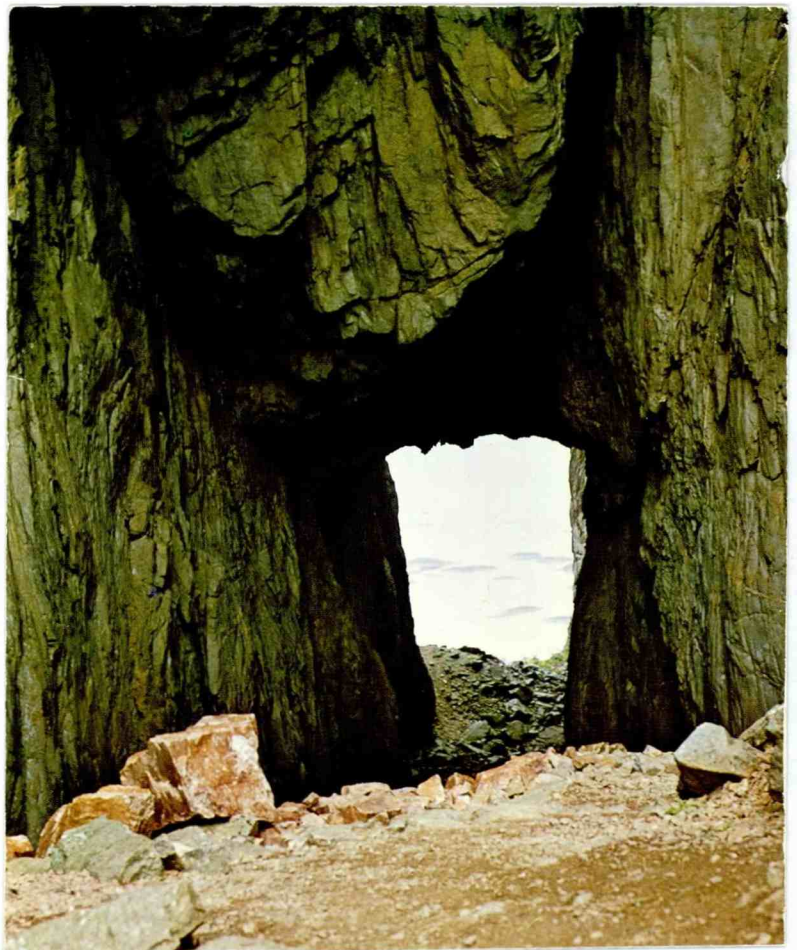
## STRANDFLATEN

Etter fergeturen går vegen på strandflaten. Strandflaten danner en usammenhengende brem langs norskekysten fra Vestlandet til Troms. I 1894 beskriver Reusch denne flaten som en ujevn og delvis oversvømt flate mellom kystlinjen og kystfjellene. Senere forskere antar at strandflaten er yngre enn selve kontinentalsokkelen, ettersom den er utformet i selve "fjellblokken". Sannsynligvis er "flaten" utviklet gjennom flere perioder med kaldt (subarktisk) klima i løpet av de siste 2-3 mill. årene. Intens frostforvitring i tidevannssonen sammen med bølgeerosjon ansees å være viktig for flatens utforming. Oppdelingen av landskapet ved breerosjon har også spilt en viktig rolle. De bredeste partiene er trolig også betinget av forutgående forkastninger i landblokken. Strandflaten kan være mer enn 40 km bred og består av et mylder av undervannsskjær og lave øyer innenfor intervallet  $\pm 60$  m o.h. Flere steder opptrer markerte restfjell med et "hatt"-liknende utseende. Typiske hatter er for eks. Torghatten. Andre steder er det stort sett bare "hattene" som stikker opp, mens de øvrige deler av strandflaten ligger under dagens havnivå.

Markerte brattkanter avgrensar ofte strandflaten mot "hattene" og innenforliggende fjell og høyder. I brattkanten har marin erosjon i tilknytning til høyere havnivå dannet huler i fjellveggen flere steder. I de senere år har det vært gjennomført flere studier av kysthuler langs norskekysten (bl.a. R. Sjøberg 1988, E. Larsen 1987). Alle disse hulene ligger eksponert mot havet, og har derfor vært beskyttet mot breerosjon. Hulene ligger høyt over den høyeste postglasiale lokale strandlinjen (den lokale marine grense). I flere av hulene finnes løsavsetninger og daterbart materiale som viser at isen har dekket hulene flere ganger (se f.eks. Larsen og Mangerud 1989). Hulene er vanligvis store; ofte mer enn 100 m lange og 40 m høye. Den lengste kjente norske kysthulen er Lisingdalskyrkja i Nordgutvik på 325 m. Denne ligger 15 km fra vegkrysset i Bogen, men vi har dessverre ikke tid til å besøke denne hulen. Vi skal i stedet besøke Helgelands kanskje mest kjente turistattraksjon, Torghatthullet.



*Figur 31. (over)*  
*Yngre Dryas randavsetning (lateralmorene)*  
*øst for Litlhornet i Bindal.*  
*Foto: Terje H. Bargel 1993.*



*Figur 32. (til høyre)*  
*Hullet i Torghatten er 30 m høyt, 15 m bredt og 160 m langt.*

### **STOPP 13. Torghatthullet**

Denne berømte hulen går tvers gjennom Torghattfjellet ved Brønnøysund, Figur 32. I litteraturen finner vi de første beskrivelser av Mohn (1870), Reusch (1881) og Vogt (1900). Torghatthullet er 160 m langt og går i sørvest-nordøstlig retning. Tverrprofilet er hele veien rektangulært, noe som viser at hullet er vasket ut ved marin abrasjon mellom parallelle, vertikale sprekker i berggrunnen. Takhøyden er opptil 35 m. Nedrast blokk og stein ligger foran åpningene slik at en må klatre ned for å komme til bunnen. Inngangspartiet i sørvest ligger 120 m o.h., i nordøst 138 m o.h., mens bunnen ligger 109 m o.h. Ingen sedimenter finnes her. Den postglasiale marine grense (MG) ved Torghatten er 120 m. Vogt mente at hulen var postglasial. Volumet av hulen sammen med nyere kunnskap om bevaring av formelementer under isdekke er argumenter for at hulen kan være eldre.

### **MILJØDATASTASJON VED HOVØYA FYLLPLOSS, BRØNNØY KOMMUNE.**

*Gaute Storrø*

### **STOPP 14. Miljødatastasjon.**

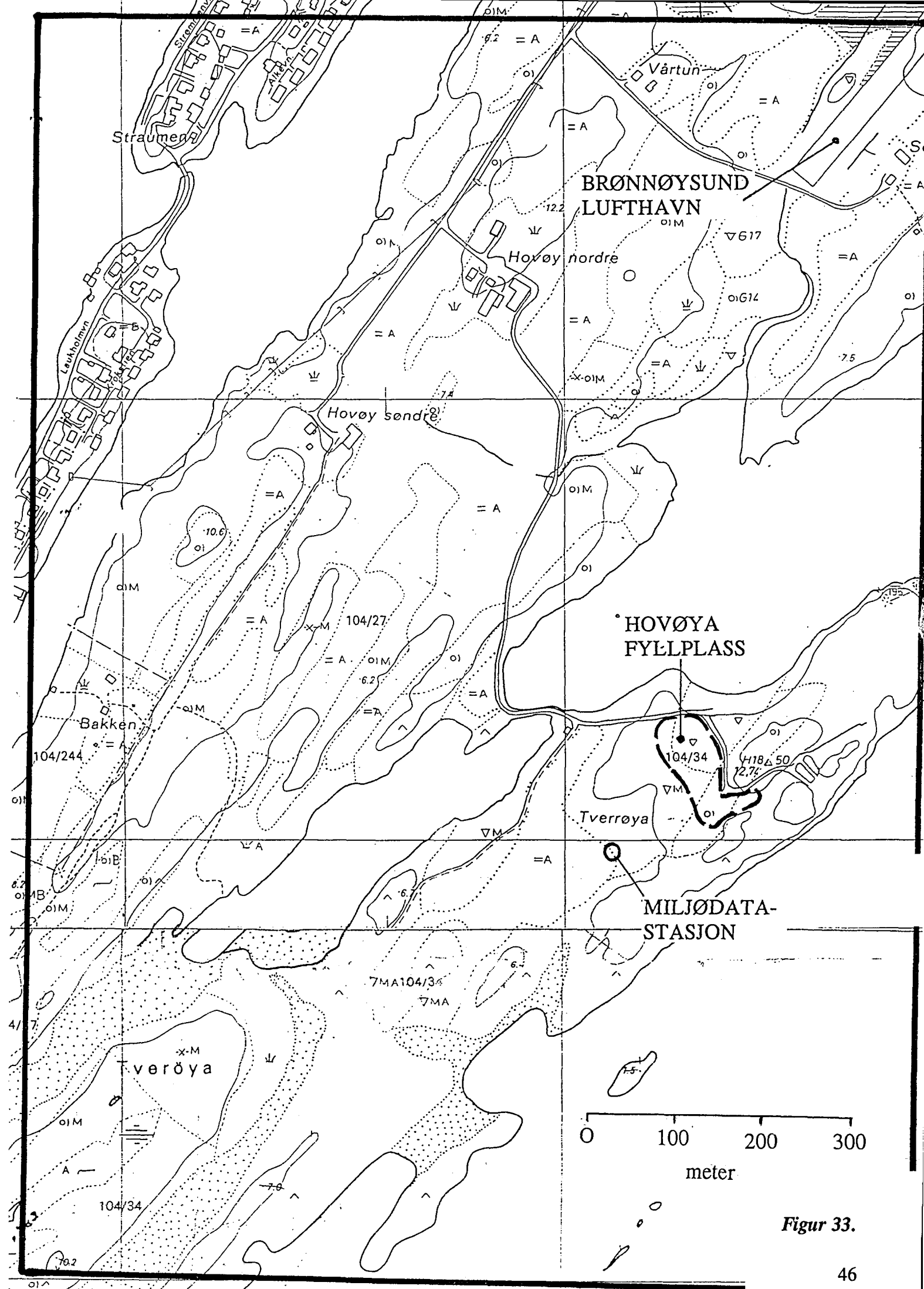
Miljødatastasjonen er etablert ved Hovøya fyllplass som pr. i dag er hovedmottak for husholdningsavfall for Brønnøy kommune. Fyllplassen ligger ca. 1 km sør for Brønnøysund lufthavn, Figur 33.

Bergarten i området er en kalkspatmarmor/dolomittmarmor med strøkretning NNØ-SSV. Kalksteinen har en meget steiltstående (tilnærmet 90°) benkning/lagdeling. Store deler av området er bart fjell og bergarten fremstår som svært lite oppsprukket. Dette ble også dokumentert ved boring av en 30 m dyp fjellbrønn i forbindelse med etablering av miljødatastasjonen. Større sprekkesoner ble ikke påvist og brønnen må betegnes som helt tørr m.h.t. vanntilsig gjennom fjellsprekker.

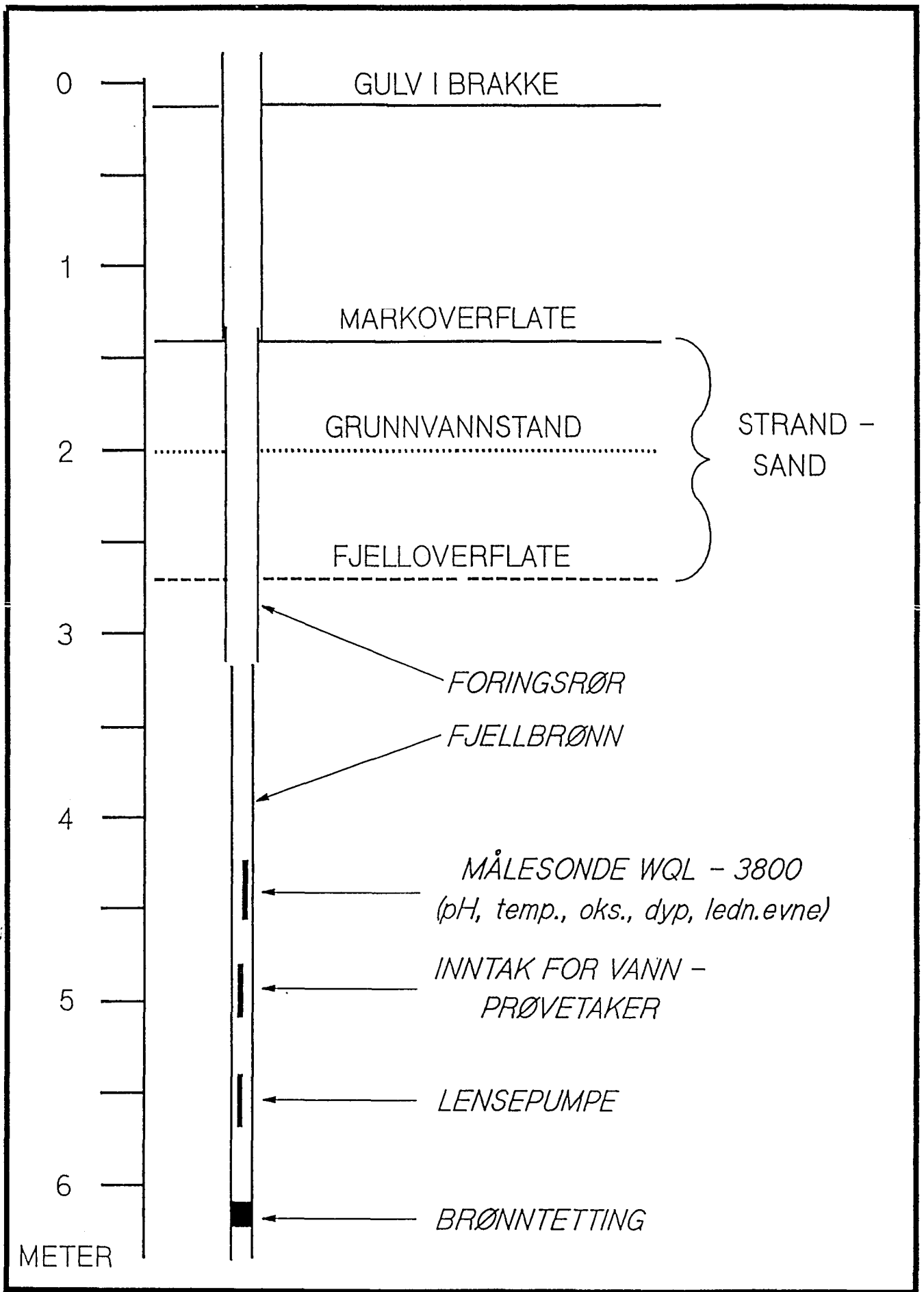
Ved miljødatastasjonen er berggrunnen dekt av et tynt lag (1-1,5 m) med strandsand. Den tette berggrunnen bevirker at hoveddelen av sigevannstransport fra fyllplassen skjer i dette tynne sandlaget. Tilførselen av vann til overvåkingsbrønnen skjer ved at grunnvann fra sandlaget trenger ned i brønnhullet i overgangen mellom foringsrør og berggrunn.

### **Brønninstallasjoner**

En skisse over de installasjoner som er gjort i overvåkingsbrønnen er vist i Figur 34. Brønnen er tettet med en gummimansjett på nivå 4.7 m under markoverflaten. Brønndiameteren er 150 mm (6") slik at vannmengden i brønnen ved høyeste grunnvannstand er 72 liter. En lenspumpe (Grundfos MP1) sørger for å tømme brønnen for "gammelt" vann før vannprøver tas ut. Målesonden Grant/YSI WQL-3800 er plassert i brønnen og besørger kontinuerlige målinger av pH, grunnvannstemperatur, oksygeninnhold, grunnvannstand og elektrisk ledningsevne. Brønninstallasjonene styres av enheter som er plassert i målebrakken Figur 35.



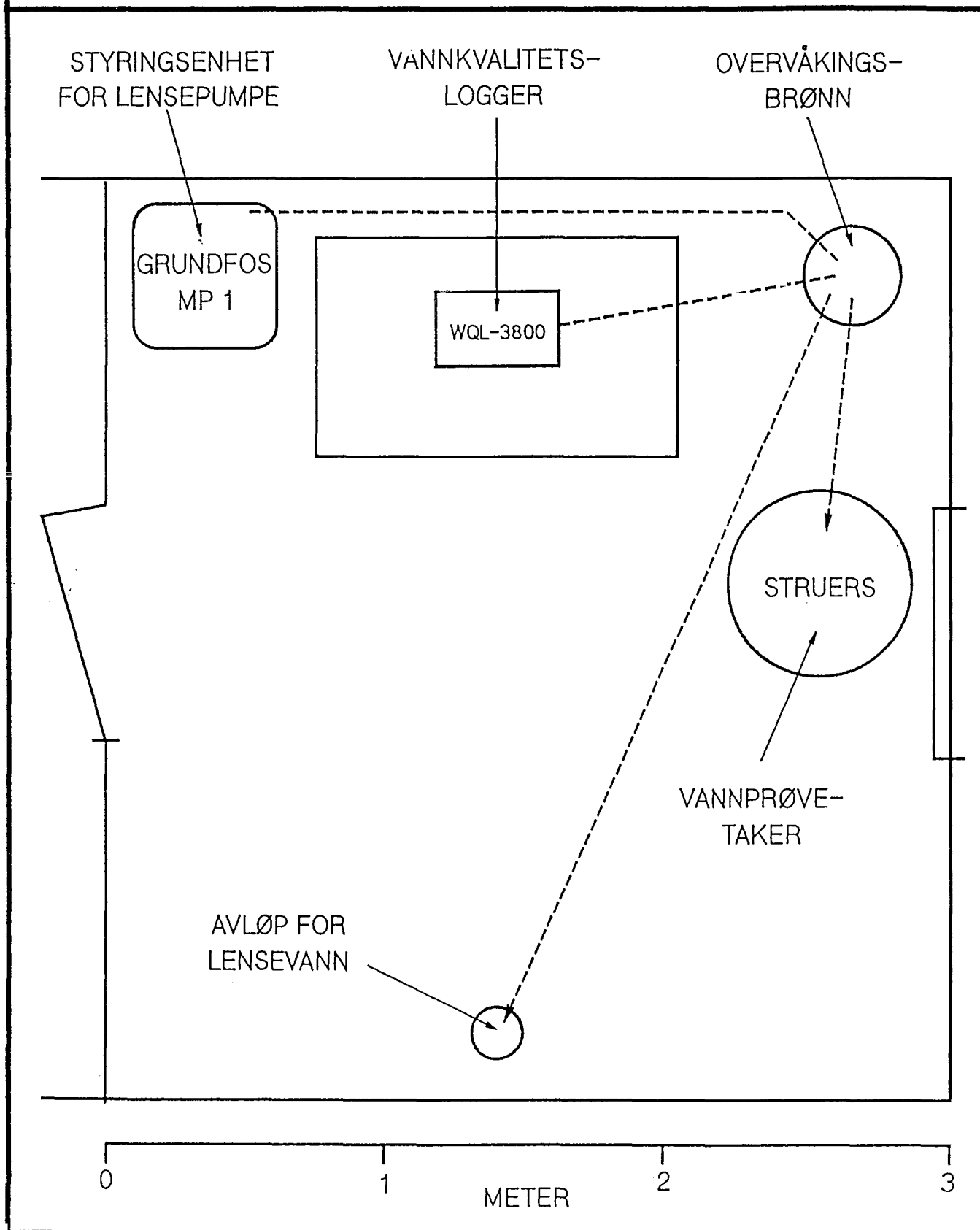
Figur 33.



BRØNNINSTALLASJONER

Figur 34.

# INSTRUMENTERING I BRAKKE



Figur 35.



## Måleprogram

Lensepumpen startes to timer før vannprøvetakingen starter. Pumpen er innstilt til en vannmengde lik 0,8 l/min slik at det totalt pumpes ut 96 liter vann, dvs. drøyt ett brønnvolum, før prøver tas. Tilsiget til brønnen er målt ved ulike grunnvannstander og ligger i området 1,5-2,5 l/min. Vannprøver tas ut som fem delprøver à 200 ml, som alle fylles til samme flaske. De fem delprøvene tas ut i løpet av en periode på 80 minutter. Data fra målesonden WQL-3800 lagres én gang pr time.

## Kort omtale av måleparametre

### pH

Vannets pH-verdi beskriver surhetsgrad. Vann med pH=7,0 betegnes som nøytralt, vann med pH < 7,0 betegnes som surt og vann med pH > 7,0 betegnes som basisk. Overvåkingsområdet domineres av en meget kalkrik berggrunn som er dekket av strandsand med betydelig innhold av skjellfragmenter. En naturlig pH for grunnvann under slike forhold forventes å ligge i området 7,5-8,0. Ved etablering av målestasjonen ble pH målt til 6,0-7,0 hvilket kan indikere tilførsel av surt sigevann.

### Temperatur

Grunnvann kjennetegnes ved en stabil temperatur som viser små og langsomme årstids-svingninger. Middeltemperatur for grunnvann i et område samsvarer ofte godt med årsmiddeltemperaturen for luft. For Brønnøysund er årsmiddeltemp. luft 5,0-5,5 °C. Ved naturlig nedbryting av organisk materiale frigis energi (varme). Energien overføres til omgivelsene og kan føre til en grunnvannsoppvarming.

### Oksygeninnhold

Den eneste kilden for nydannelse av ferskt grunnvann i observasjonsfeltet er nedbør. Nedbøren vil pga. lang kontakttid med atmosfæren være tilnærmet mettet med oksygen (100 % metning = 13 mgO<sub>2</sub>/l ved 5°C, 1 atm). Nedbøren infiltreres på jordoverflaten og oksygen vil forbrukes ved nedbryting av organisk materiale som finnes i jordsmonnet. I områder med store ansamlinger av organisk materiale (eks. fyllplasser) kan oksygenet forbrukes fullstendig og videre nedbryting skje anaerobt med dannelse av biprodukter som metan og hydrogensulfid. Lavt oksygeninnhold i grunnvannet kan derfor være en indikasjon på forurensing.

### Grunnvannstand

Grunnvannstanden vil i hovedsak variere i takt med nedbørmengden. Målestasjonen ligger på et nivå 3-5 meter over sjønivå og grunnvannstanden kan derfor også til en viss grad være påvirket av flo/fjære-forhold.

### Elektrisk ledningsevne (conductivity)

Naturlig vann vil alltid inneholde en viss mengde løste ioner som gir vannet evne til å transportere elektrisk strøm. Ledningsevnen gir derfor et indirekte mål for det totale innhold av løste ioner i vannet. Den mest brukte måleenhet for elektrisk ledningsevne i vann er "mikrosiemens pr centimeter" (μS/cm). Veiledende verdier for ledningsevne i noen naturlige vanntyper er:

-Nedbør:	5 - 50
-Overflatevann (elv/innsjø):	10 - 100
-Grunnvann (granitt/gneis-områder):	10 - 100
-Grunnvann (kalk-områder):	100 - 500
-Sjøvann (35 o/oo):	50.000

Målestasjonen ligger i et utpreget kalkområde og grunnvannets ledningsevne må utfra dette forventes å ligge i øvre del av intervallet 100-500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Lokalt ligger i tillegg meget sjønært slik at nedbør og sjøsprut medfører tilførsel av sjøsalter. Dette gir en ytterligere økning i ledningsevnen, anslagsvis opp mot 600-700  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Ved etablering av målestasjonen ble ledningsevne i grunnvannet målt til 1200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Dette gir en kraftig indikasjon på at grunnvannet inneholder løste ioner utover det som kommer fra naturlige kilder. Måling av ledningsevne i sigevannsdam rett nedenfor fyllinga viste 7800  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

### Vannprøvetaking

Vannprøvetakeren besørger døgnlige uttak av en 1 liters vannprøve. Prøvene sendes til NGUs kjemiske laboratorier i Trondheim. Følgende analyser gjennomføres:

-Hovedkationer:	Ca, Mg, Na, K
-Tungmetaller:	Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Cd, Cr
-Anioner:	HCO <sub>3</sub> , Cl, SO <sub>4</sub> , NO <sub>3</sub> , NO <sub>2</sub> , PO <sub>4</sub> , Br, F

I tillegg måles pH og ledningsevne i laboratoriet, som en kontroll av tilsvarende målinger i felt.

### Kort omtale av innsamlede data

På målestasjonene er det hengt opp en plansje som viser de data som er samlet inn "on-site" for første halvdel av 1994. To hovedepisoder som fremgår av dataene blir omtalt nærmere.

#### Episode 1:

En meget markert økning i grunnvannstanden inntreffer den 21. januar. Økningen er forårsaket av kraftig nedbør trolig kombinert med noe snøsmelting. I utgangspunktet skulle det forventes at en slik episode ville forårsake utvasking av sigevann fra fyllinga og spredning av ionerikt, forurenset grunnvann. Ved overvåkingsstasjonen registreres imidlertid en markert reduksjon i grunnvannets elektriske ledningsevne, dvs. reduksjon i det totale ioneinnholdet. Episoden ledsages også av en reduksjon i grunnvannstemperaturen samt en økning i pH og oksygen. Utfra dette synes det som om nedbørepisoden kun medfører at en front av friskt, kaldt og uforurenset grunnvann strømmer gjennom feltet. Forklaringen kan være at søppelfyllinga på dette tidspunkt er såvidt gjennomfrosset at sigevann ikke blir vasket ut i særlig grad.

#### Episode 2:

Februar måned preges av stabilt og meget kaldt vær med gradvis avtakende grunnvannstand og grunnvannstemperatur. Som følge av nedbør og kraftig snøsmelting oppstår en markert økning i grunnvannstanden den 05. mars. Episoden ledsages av en svært markert økning i grunnvannets ioneinnhold (ledningsevne) og temperatur, dvs. den motsatte effekten av hva som ble registrert i episode 1. I dette tilfellet synes det derfor klart at nedbør-/smelte-vannet forårsaker spredning av ionerikt, "varmt" sigevann fra søppelfyllinga. Forurensingsfronten etterfølges av kaldt, oksygenrikt smeltevann.

## Foreløpig konklusjon

De data som så langt er samlet inn ved miljøovervåkingsstasjonen gir en klar dokumentasjon av hvordan forurensningstilstanden for grunnvann, i dette tilfellet i tilknytning til sigevann fra søppelfylling, kan vise dramatiske endringer over korte tidsrom. Ved tradisjonelle forurensningsundersøkelser neglisjeres oftest denne tidsvariabelen idet konklusjoner m.h.t. forurensningstilstanden trekkes utfra analyse av vannprøver som samles inn på ett tilfeldig tidspunkt. Slike konklusjoner vil i beste fall være høyst usikre, i verste fall meningsløse.

*Fra Brønnøysund følger vi Riksvei 76 - Tosenveien - til Hommelstø der et nyåpnet kalksteinsbrudd drives av Hustad kalk. Her håper vi på å få en orientering om bl.a. miljøtiltak knyttet til et slikt bergverk.*

*Deretter kjører vi langs den maleriske Tosenfjord til Tosbotn hvor vi overnatter.*

## TORS DAG 1. SEPTEMBER 1994 TOSBOTN-NAMDALLEN-GRONG

*Fra Tosbotn kjører vi den nye Tosenveien mot E6. Etter 1-2 km passerer vi mektige breelvterrasser - MG-terrasser - med toppflate på ca. 105 m o.h. Så klatrer bussen opp på fjellet gjennom Tosentunellen, Norges for tiden 8. lengste riksveitunell på 5850 m. På Tosenfjellet finnes flere lett tilgjengelige kalksteinsgrotter som vi kanskje lykkes i å skaffe guidet adgang til. I skrivende stund er dette noe usikkert om vi får til, så kanskje må vi improvisere første del av denne dagen.*

### GROTTER

*Terje H. Bargel*

I store deler av Nordland fylke finnes kalkstein (marmor) i fjellgrunnen. Kalkstein er oppløselig i vann, og dette gir opphav til spesielle og vakre landformer, slik som parallelle furer i steinen (karren), sammensynkninger i terrenget (doliner), bekkenedløp, kraftige kilder og dype grotter. Det er kjent omkring 1000 grotter i Norge, men bare få av dem er særlig lange. Den lengste grotta i Norge ca. 11 km lang, og den dypeste er nær 580 m dyp. Forskning gjennom de siste 15 år har vist at mange grotter er mer enn 500.000 år gamle, enkelte kan være millioner år. Grotter, i likhet med brenningshuler, kan inneholde meget verdifull informasjon om tidligere tiders fauna, flora, isutbredelse og temperatur. Som eksempel kan nevnes at den eldste skogen i Rana, 150 km nord for ekskursjonsruta, som bestod av furu og bjørk, er påvist i ½ million år gammel dryppstein. Det er også spor etter flere skogbranner på denne tiden. Så detaljert informasjon om tidligere mellomistider har er ikke funnet andre steder.

*(Kilde: Stein-Erik Lauritzen, "Til fjells i Nordland", Nordland fylkeskommune og DNT, Bodø 1993.)*

*Når vi kjører sørover E6 fra Svenningdal, passerer vi snart fylkesgrensa mellom Nordland og Nord-Trøndelag. Denne ligger omtrent på vannskillet mellom Vefsnas nedslagsfelt (i nord) og Namsens nedslagsfelt med Namdalen (i sør).*

## **INDRE NAMDALEN**

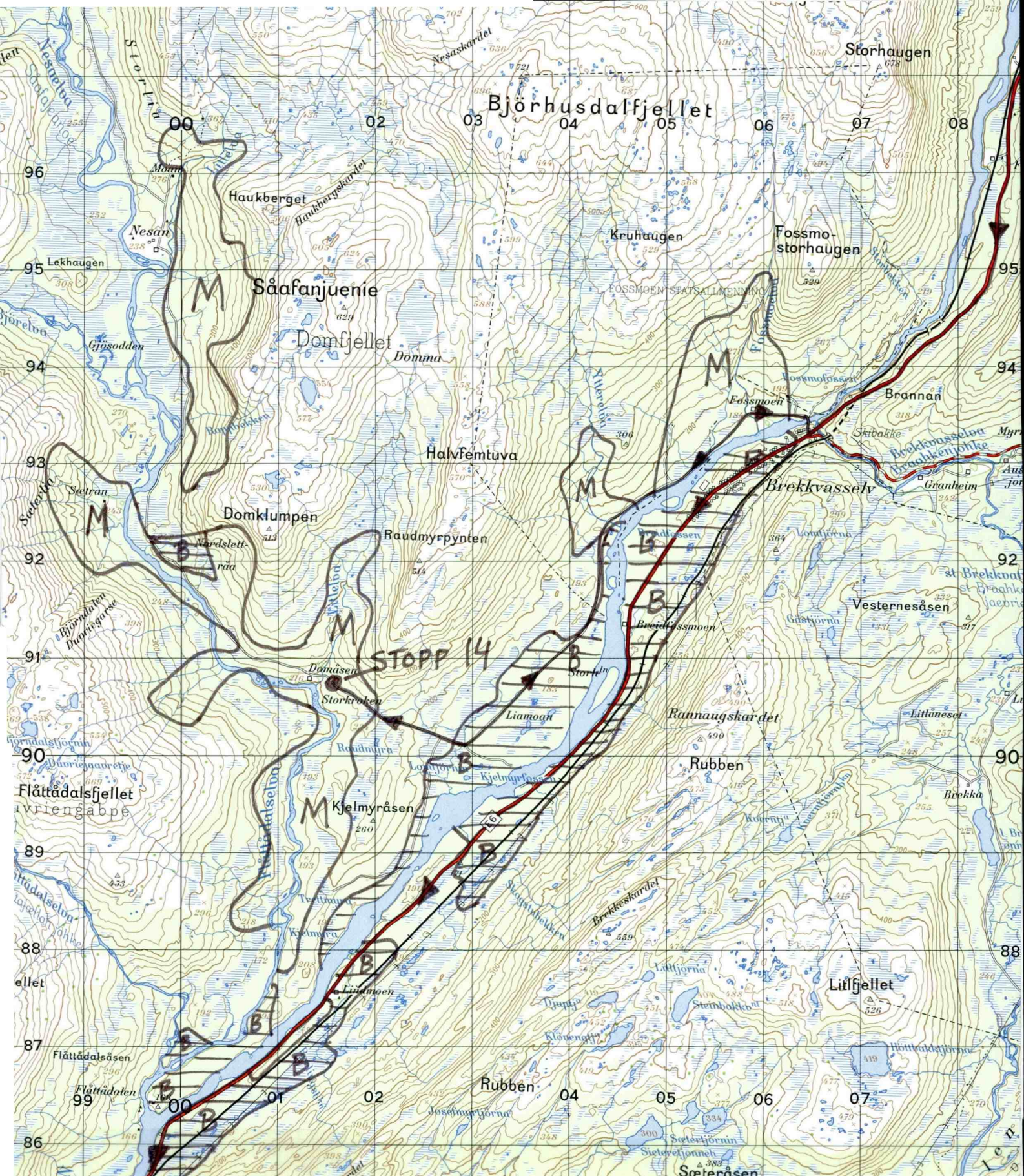
*Harald Sveian og Lars Olsen*

Namdalen strekker seg omlag 150 km fra vannskillet på fylkesgrensa Nordland/Nord-Trøndelag til den møter Namsfjorden ved Namsos by. De øvre 2/3 av dalføret ned til Grong går parallelt med fjellkjeden og kystlinjen. Fra Grong bøyer dalen rett mot vest.

Nord for Grong skjedde isavsmeltingen omkring midten og i slutten av Preboreal. Innerst er dalbunnen preget av store glasifluviale terrasser som vitner om en kolossal smeltevannsdrenering, Figur 36 og 38. De høyeste marine grusterrassene, ca. 140 m o.h., ligger ved Trones og noen km videre sørover. De første marine leir- og siltavsetningene som kan påvises i overflaten ligger ca. 10 km sør for Trones. Herfra skifter landskapet karakter. Terrassene forsvinner mer og mer og leirlandskapet med ujevn overflate, raviner og bekkedaler overtar ned mot Grong.

Morenemateriale finnes for det meste i sidedalene til Namdalen, og avsetningene er lite synlige fra E6. Et eksempel er området rundt Domåsen, der vi skal ha en stopp. Isbevegelsen har i store deler av Weichsel krysset Namdalen, og sidedalene i vest har i noen grad fungert som "morenefeller" pga. 8-900 m høye fjell lenger vest. Moreneavsetningene i disse traktene er ofte drumliniserte på overflaten. Nærmere stratigrafiske undersøkelser er foreløpig ikke foretatt.

*I Brekkvasselv tar ekskursjonsruta en avstikker til vestsida av Namsen-elva og videre 7-8 km langs grusvei til Domåsen.*

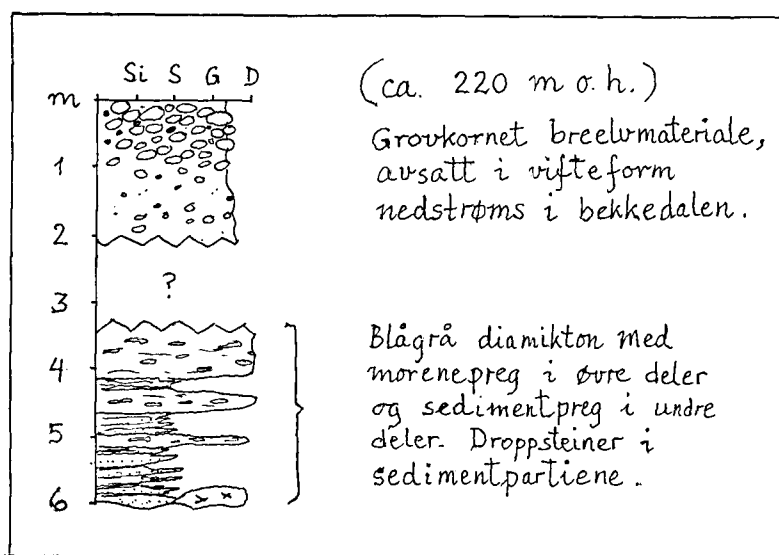


**Figur. 36.**

Domåsen ved Brekkvasselv i øvre Namdalen. Utbredelsen av tykt morenedekke i sidedalene og breelvterrasser i hoveddalene er vist. Terrassene her ligger noe høyere enn MG, og nivået er styrt av fjell i elveløpet lengre sør. M = morenemateriale. B = glasifluvialt materiale.

## STOPP 14. Domåsen

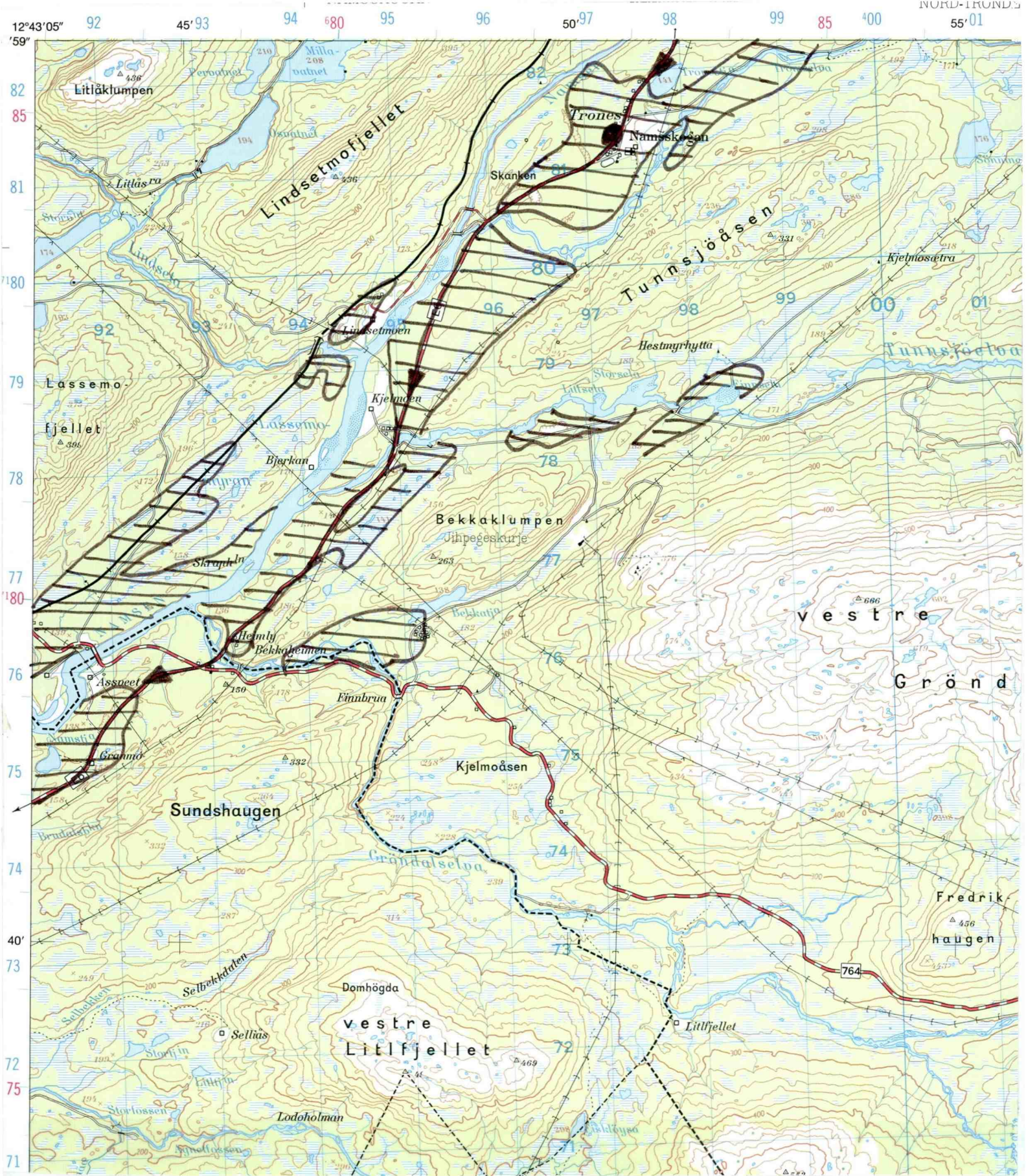
Her fins en veiskjæring i tykke løsavsetninger i en bekkedal. En forenklet logg herfra viser en spesiell diamikt avsetning (Figur 37). Det blågrå, dels diamikte, dels silt- og sand-laminerte materialet antas å være en kompleks avsetning av typen "undermelt" morene. En slik avsetning består dels av subglasialt glasilakustrint materiale og dels av basal utsmeltingsmorene. Droppstein forekommer hyppig i de vannsorterte partiene, og stedvis kan de diamikte partiene ha vært utsatt for debris flow aktivitet (subglasial flow till). Deformasjonsstrukturene i sedimentene antas derfor å være syngenetiske og ikke glasitektonisk betinget ved isframrykk over et eldre sediment. I en deformasjonsmorene eller i et glasitektonisk deformert sediment vil vannsorterte partier og diamikte partier vanligvis ikke være så tett integrert som her. Litologisk likhet i de sorterte sedimentpartiene og matriks i de diamikte partiene er meget klar her, noe som er typisk for "undermelt" morener, men mindre vanlig i de tilfeller der en overliggende morene har deformert et eldre sediment.



**Figur 37.**

*Logg av veiskjæring i løsmateriale ved Domåsen, Brekkvasselv*

Det antas at diamiktonen er avsatt under framveksten av siste nedisning i området for mindre enn 30-40 tusen år siden. Isbevegelser mot vest og nordvest, motstrøms gjennom smådalene vest for Namsenelva, gav gode muligheter for bredemte vannansamlinger både foran og under den framvoksende innlandsisen. Det er derfor trolig at flere lignende lagfølger, også med mere klare submorene sedimenter avsatt i proglasiale bredemte sjøer, fins i dette området. Stratigrafisk kartlegging vil kunne avdekke slike forekomster. Potensialet (også for funn av eldre avsetninger?) må anslås til å være relativt stort i dette området hvor det ligger store moreneavsetninger i flere av sidedalene til Namdalen.



**Figur 38.**

Ved Trones i Namdalen kommer vi ned på de store breelvterrassene som er bygd opp til MG. Toppnivået er 140-142 m o.h. Det er tydelige løp og dødisgroper i flere av avsetningene. Kartet viser MG-terrassene i hoveddalen og ved munningen av sidedalene fra øst. Trones har en stor dyrepark (Zoo) med nordiske dyr.

## GRONGOMRÅDET

Oversikt over kvartærgeologien (se vedlagt kvartærgeologisk kart Grong 1823 IV).

*Bjørn Bergstrøm*

### Isbevegelser

Den eldste isbevegelsesretningen i området har vært mot vest (se figur 2 på kartblad Grong). Denne bevegelsen stammer trolig fra hovednedisningen under siste istid. Etter hvert som isdekket minket i tykkelse under isavsmeltingen ble bevegelsene mer og mer betinget av topografien. De to store dalførene, Namdalen og Snåsavatnforsenkningen, fungerte som hoveddreneringsveier for isstrømmene ut mot kysten. En gradvis avbøyning av isbevegelsene fant sted mot disse dalførene. Ved Formofoss samlet isstrømmene fra Sandøla-, Medalåa- og Luruvasstrømmene seg i en dalbre som fulgte forsenkningen nordover mot Grong hvor den fløt sammen med brestrømmen ut Namdalen.

### Isavsmelting

Under isavsmeltingen av Grongområdet stoppet brefronten opp og stedvis rykket den noe fram igjen. Brerandlinjen er rekonstruert (Grongtrinnet) og kan følges ganske sammenhengende fra Grong sørover til Snåsa (se figur 3 på kartblad Grong). Nøyaktig datering er ikke foretatt, men antatt alder er 9500-9800 år. Noen kilometer innenfor Grongtrinnet er det spor etter en yngre brerandlinje, men denne er ikke så markert og kan bare følges sporadisk i selve Namdalen. Den er imidlertid representert ved markerte randavsetninger ved Høylandet.

### Strandforskyvning

Høyden av MG varierer i Grongområdet mellom 162 og 170 m over dagens havnivå. Strandforskyvningskurven (se figur 4 på kartblad Grong) er konstruert vesentlig på grunnlag av data fra andre undersøkte områder i Nord-Trøndelag (Kjemperud 1981, Ramfjord 1982 og Sveian og Olsen 1984). I de første 1500 år sank havnivået ganske jevnt med en gjennomsnittlig hastighet på 6-7 m pr. 100 år. For ca. 8000 år siden flater kurven noe ut før den så synker noenlunde jevnt nedover mot dagens havnivå. I dag er landhevningen 0,4-0,5 m pr. 100 år.

Landhevningen har hatt stor betydning for bosetningen i Namdalen. I bronsealderen for 3000 år siden nådde fjorden helt inn til Grong sentrum. Etter hvert som landet steg ble fjorden grunnere og Namsens utløp flyttet seg gradvis utover. De gamle befolkningssentrene var ofte knyttet til elveosen og flyttet dermed med utover i dalen. Nye maktsentra avløste de gamle. Regionen er rik på fornminner.

### STOPP 15. Medjå (Grong sentrum)

Ved Grong sentrum ligger det en brefrontavsetning på tvers over Namdalen. I dalsiden mot øst er den bygget opp mot nordvest inn til fjellsiden, men den når ikke opp til MG-nivå. Seismiske profil viser at tykkelsen av Leksåsryggen er størst i sørenden hvor den er målt til over 80 m. Ryggen er nærmest Namsen overlappet av yngre sedimenter og delvis avskåret av elva. Den har en kompleks kjerne av vekslende sandige, grusige lag som i hovedsak har en helning mot sørvest. Distalt for Leksåsryggen har det gått leirskred og forstyrrede lag av leirsedimenter ligger over breelvmaterialet.



Den nye E6 traseen skjærer ryggen på tvers og har gitt store snitt. Mange av snittene er planert og strukturene forsvunnet. Forhåpentligvis er noen snitt fremdeles åpne når ekskursjonen finner sted.

### **STOPP 16. Homo - Hauget skredlandskap**

Raviner og skredgroper er et vanlig markert trekk i leirlandskapet. Ved Homo (710 492) er det imidlertid et gammelt utrast område hvor det er blitt dannet et meget særegent "restlandskap". En rekke markerte hauger og korte rygger av sand og grus ligger over silt og leir. Dette er rester etter en eldre høyereliggende dalbunn (110-120 m o.h.) som besto av noen meter med elvesand og -grus over leire. Bevarte deler etter denne tidligere dalbunnen fins som terrasselister inne ved dalsidene, spesielt i vest. Under landhevingen grov elvene seg dypere og dypere ned i dalbunnen og forårsaket at leirene innenfor erosjonsskrenten ble ustabile og etter hvert raste ut. En rekke store og små skred har "spist" seg innover i den gamle dalbunnen og etterlatt det småkuperte landskapet vi har i dag.

### **STOPP 17. Farstua - Grunnvannsbrønn**

På en elveslette ved Farstua, 5 km sør for Grong sentrum, er det ved elva Sandøla anlagt en produksjonsbrønn i sandige/grusige masser. Uttak av vann skjer på 15-18 m dyp i et grovt, relativt godt sortert gruslag og kapasiteten er ca. 40 m<sup>3</sup> i timen, men kan trolig økes. Brønnen har direkte infiltrasjon fra Sandøla og oppholdstiden er målt til ca. 50 dg.

Grunnboringene er utført av NT CONSULT (Figur 39) og viser vekslende lag av sand og grus ned til minst 18 m dyp. Tolkningen av stratigrafien er at de øverste 3-4,5 m er fluviale sedimenter med glasifluvialt materiale under.

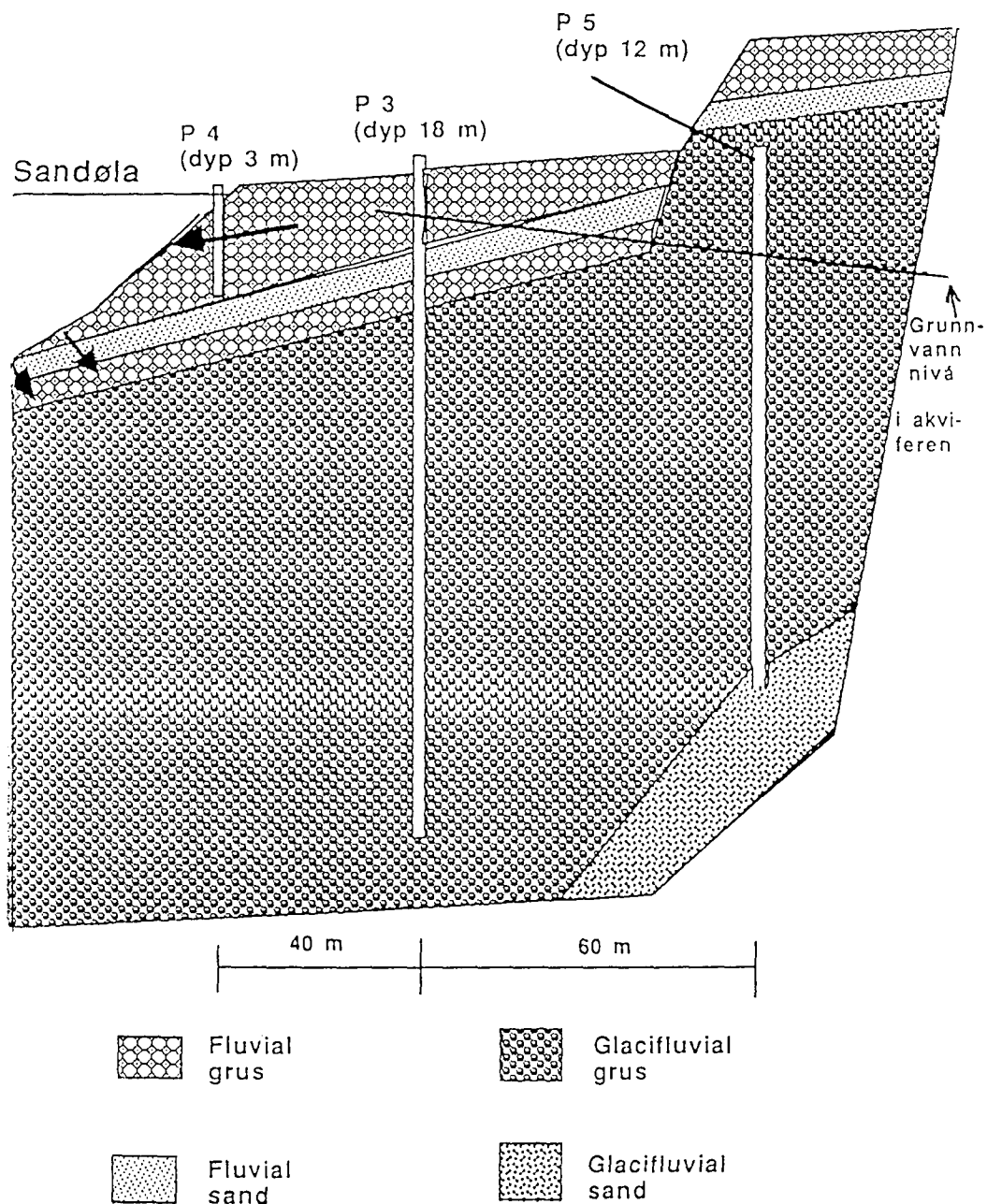
Slike gunstige forhold for grunnvannsuttak på lave elvesletter er ganske uvanlig i våre daler under marin grense. Vanligvis ligger det bare noen få meter med fluvial sand/grus over tette, finkornige havavsetninger som er ubrukelig i grunnvannssammenheng. Vi vil på ekskursjonslokaliteten diskutere mulige dannelsesmåter av avsetningen og hvorfor det akkurat her er så gunstige uttaksforhold for vann.

### **STOPP 18. Bjørgan - Isranddelta**

Ved Formofoss ligger et stort breranddelta som i de indre deler er bygget opp over MG på 162-165 m o.h. Sandøla har skåret deltaet opp i to terrasser. Rognsmoen, på østsiden av elva, består i de øvre lag av grov sand og grus med vindblåst sand på overflaten. Materialet er mer sandig dypere ned i avsetningene. Tykkelsen over fjell er over 100 m. Bjørganavsetningen på andre siden av Sandøla er bygget opp av vekslende sand- og gruslag avsatt mot vest og nordvest. Tykkelsen i de sentrale deler er målt til 40-50 m (se figur 6 på Grongkartet). Silt er observert under sand og grus i de distale (nordlige) deler. I sør er deltaet dekket av et tynt lag av morenisert materiale, avsatt da breen rykket over de indre deler av deltaet. På toppflaten er det dannet en rekke randmorenerygger som vesentlig består av glasifluvialt materiale skjøvet og

blandet sammen av isen. Den nye E6 traseen krysser over Bjørganterrassen og skjærer gjennom en del av ryggene og de øvre lag av deltaet.

*Etter Grong kjører vi direkte til Heia Gjestegård for overnatting.*



**Figur 39.**  
Grunnboring ved Homo, Grong.

## FREDAG 2. SEPTEMBER 1994 HEIA-SNÅSA-STEINKJER-STIKLESTAD-VÆRNES-TRONDHEIM

*Denne siste ekskursjonsdagen må vi avslutte i Stjørdal kl 1200 dersom alle ekskursjonsdeltakere skal komme seg hjem til helgen. Det blir derfor mest kjøring med bare en planlagt stopp.*

### **STOPP 19. Stiklestad nasjonale kulturhus**

#### **Minneutstillingen "Verdalsraset 100 år".**

Verdal kommune arrangerte i 1993 en omfattende markering av 100-års minnet for Verdalsraset, Norges største kjente kvikkleireskred, der 116 mennesker omkom i 1893. Minnemarkeringene var i første rekke fokusert på den ufattelige tragedien, redningsarbeidet, ødeleggelsene og de menneskelige lidelsene. Likevel var geologi, geoteknikk og årsaksforhold relativt sentrale tema, både i TV, radio, aviser, bygdebok, minneutstilling og foredrag.

Verdalsraset i 1893 er høyst sannsynlig Norges (og dermed Europas) største kjente kvikkleireskred. Rasgropa var ca. 3 km<sup>2</sup>, mens 8-9 km<sup>2</sup> av dalbunnen ble dekket av rasleire, og i tillegg ble elva demmet opp slik at en sjø, "Vukusjøen", dekte nesten 3 km<sup>2</sup>. Vi kjenner bare ett skred i Gauldalen i 1345 som skal ha krevd flere menneskeliv, men da i forbindelse med skadefloppen som kom i kjølvannet av raset. Selve raset i Gauldalen var trolig mye mindre enn Verdalsraset.

Etter henvendelse fra Verdal kommune har NGU, i regi av det samordnete geologiske undersøkelsesprogrammet for Nord-Trøndelag og Fosen, lagt ned en betydelig innsats i forbindelse med 100-års markeringen av Verdalsraset i 1893. Et omfattende geologisk materiale, som spenner helt fra grunnboringer i 1894/95 til moderne kvartærgeologiske kart i M 1:20.000 og 1:50.000 i "kvikkleireprosjektet" på 1980-tallet, var bakgrunnen for engasjementet.

Prosjektet tok sikte på å formidle fakta om Verdalsraset samt generell kunnskap om geologi, leirras og årsaksforhold til et bredt publikum. Målgrupper var særlig skoleverket, lokalbefolkningen og ikke minst turistnæringen der informasjon om Verdalsraset inngår som en del av reiselivstilbudet på Stiklestad. Geologien ble på denne måten en del av opplevelsesturismen ("geoturisme"), og det kreves spesiell tilrettelegging av fagstoffet for dette formålet. Et eksempel på illustrasjon fra minneutstillingen er vist i Figur 40.

#### **Figur 40. (neste side)**

*A. Rasområdet med tykke avsetninger av saltvannsleire lå ved strandkanten for ca. 7500 år siden.*

*B. Elva skifter løp og planerer dalbunnen. Den graver og former terasser på stadig lavere nivå etter hvert som landet hever seg i forhold til havnivået.*

*C. Dagens landskap. Leirras har fjernet mye av terrassene. Rasleire legger seg på slettene i dalbunnen og føres delvis med elva ut i havet. I framtida vil elva grave seg dypere så lenge vi har landheving.*

