

Rapport nr.: 2000.045		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Sedimenter og sedimentasjonsmiljø i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden – oppsummering av undersøkelser (fase 2) i forbindelse med gassrørledningstrase Tjeldbergodden – Skogn			
Forfatter: Reidulv Bøe, Leif Rise, Eirik Mauring, Terje Thorsnes		Oppdragsgiver: Statoil, NGU	
Fylke: Møre og Romsdal, Sør-Trøndelag og Nord-Trøndelag		Kommune:	
Kartblad (M=1:250.000) Kristiansund, Trondheim		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 43	Pris: kr. 340,-
		Kartbilag: 8	
Feltarbeid utført: Juni-desember 1999	Rapportdato: 1. juni 2000	Prosjektnr.: 2854.05	Ansvarlig: <i>Arvid Sævi</i>
<p>Sammendrag: Det er utført maringeologiske undersøkelser i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden ved hjelp av multistråleekkolodd, grunnseismikk og prøvetaking. Hovedresultatet av undersøkelsen, som har vært kartlegging av skredfare mellom Tjeldbergodden i Møre og Romsdal og Skogn i Nord-Trøndelag, er rapportert tidligere (NGI 2000). I denne rapporten gir vi en sammenstilling og tolkning av bunnsedimentene og avsetningsmiljøet på denne strekningen. De 4 vedlagte bunntypekartene i målestokk 1:50 000 er basert på all tilgjengelig informasjon. Rapporten gir også generelle beskrivelser av stratigrafien i avsetningsbassengene, og i enkelte områder diskuteres utviklingen av sedimentasjonsforholdene grundigere. Dette er i første rekke utført der sedimentkjerner er tatt med M/S Bucentaur i 1999. Disse har gitt et viktig bidrag til tolkningen av de akustiske dataene, og har gjort det mulig å ekstrapolere informasjon til steder uten prøver.</p> <p>Bortsett fra mindre områder med morene og fjell, er det hovedsaklig leire på bunnen i Trondheimsleia. Tolkningen av bunnsedimentene er noe usikker da det er tatt få prøver, og det kan muligens være mer sand i overflaten av dypålen enn antatt. I et ca. 10 km langt område mellom Garten og Agdenes er det avsatt et 2-4 m tykt sandlag på bunnen. I store deler av Trondheimsleia er det avsatt tykke lag med glasimarine leirer, og prøver viser at den holocene sedimentasjonen er svært liten.</p> <p>Over terskelen ved Agdenes er morene den dominerende bunntypen. Bortsett fra mindre områder med sand, eventuelt områder med en veksling av sand/silt/leire, er det videre innover mot Tautra hovedsaklig holocen leire på bunnen. Fra Rødberg og innover Korsfjorden/Ytre Orkdalsfjorden ser en sedimentbølger som migrerer mot sørøst. Parallell-lagdelte glasimarine leirer utgjør det meste av den opptil 750 m tykke sedimentpakken. I den dypeste delen av fjordbassenget er det avsatt opptil 30-40 m med holocen leire.</p> <p>Morene og glasifluviale avsetninger opptrer i en sone over ryggen ved Tautra. I de dypere deler av fjordbassenget videre innover fjorden opptrer hovedsaklig leire på bunnen. Mer enn 30 m med holocen leire er avsatt i bassenget sørvest for Ytterøya. I nedre del av sørøstskråningen av fjorden finnes en sammenhengende sone med fjell. Videre østover mot Fiborgtangen er det avsatt tykke lag med glasimarin leire.</p>			
Emneord: Maringeologi	Refleksjonsseismikk	Boring	
Rasfare	Overflatesediment	Rørledning	
Geoteknikk	Stratigrafi	Fagrapport	

INNHold

1. INNLEDNING	5
2. Tidligere undersøkelser	5
3. METODER OG DATAGRUNNLAG	6
3.1 Batymetri	6
3.2 Seismikk	7
3.3 Boring og prøvetaking	7
4. Bunntypekart	9
5. Stratigrafi, bunntyper og sedimentasjonsmiljø	10
5.1 Trondheimsleia mellom Tjeldbergodden og Agdenes	12
5.2 Trondheimsfjorden mellom Agdenes og Rødberg	22
5.3 Orkdalsfjorden og Gaulosen	28
5.4 Ytre Orkdalsfjorden, Korsfjorden og Flakkfjorden	31
5.5 Midtfjordsgrunnen – Tautra, og området nord for Trondheim	32
5.6 Trondheimsfjorden mellom Tautra og Skogn	37
5.6.1 Dyp til fjell ved Skogn	38
6. REFERANSER	42

FIGURER

Figur 3.1. Oversiktskart med boringer og gravitasjonskjerner prøvetatt med Bucentaur i 1999 inntegnet, samt stedsnavn benyttet i teksten.

Figur 5.1. Oversiktskart som viser omtrentlig beliggenhet av lengre seismiske utsnitt som er vist i rapporten.

Figur 5.1.1. Del av seismisk linje NGU9907044 (geopulse) ved G11.

Figur 5.1.2. Seismisk linje NGU9907039 (luftkanon) i Trondheimsleia fra utløpet av Trondheimsfjorden til foten av skråningen ved Garten (se Fig. 5.1). Reflektor A i toppen av de tydelig parallell-lagdelte sedimentene representerer en endring i avsetningsmiljø (se tekst).

Figur 5.1.3. Seismisk linje NGU9907039 (geopulse) kjørt like ved boring S1 (16 m lang), og over den bratte skråningen ved Garten (se Fig. 5.1). Alderen i øvre del av de parallell-lagdelte sedimentene sørvest for skråningen er ekstrapolert fra datering i boring G11. Legg merke til at enheter med varierende mektighet og akustisk karakter opptrer over reflektor A.

Figur 5.1.4. Stratigrafi i boring S1 i Trondheimsleia sørøst for Garten.

Figur 5.1.5. Del av seismisk linje 9910086 (topas) ved boring S1 i Trondheimsleia sørøst for Garten.

Figur 5.2.1. Stratigrafi i boring S2 i Trondheimsfjorden ved Rissa.

Figur 5.2.2. Del av seismisk linje 9907053 (geopulse) ved Rissa, og tolkning av avsetningsenheter basert på korrelasjon med prøver i boring S2 (se tekst).

Figur 5.2.3. NGU luftkanonlinje innsamlet i 1986 fra Agdenes til øst for Rødberg (se Fig. 5.1). De parallell-lagdelte sedimentene under enhet E viser at det før enhetene E-A ble avsatt, var langt mer stabile avsetningsforhold på denne strekningen.

Figur 5.3.1. Del av seismisk linje 9907048 (luftkanon) fra ytre del av Gaulosen til foten av vestskråningen i Ytre Orkdalsfjorden (se Fig. 5.1). Lagdelte sedimenter som ”gror” ut fra morene i Ytre Orkdalsfjorden, indikerer at det var en aktiv bre i Orkdalsfjorden i en periode med åpne glasimarine forhold i Gaulosen. Glasiale kontaktflater er markert med oransje farge.

Figur 5.5.1. Stratigrafi i boring S5 i Trondheimsfjorden nordvest for Midtfjordsgrunnen.

Figur 5.5.2. Del av seismisk linje 9910170 (topas) ved boring S5 i Trondheimsfjorden nordvest for Midtfjordsgrunnen.

Figur 5.6.1. Del av seismisk linje 9907028 (luftkanon) like ved boring S4 (30.8 m dyp) i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya (se Fig. 5.1). Det strukturløse laget (YD), kan muligens korreleres til en framrykking av brefronten til Tautra tidlig i yngre dryas.

Figur 5.6.2. Stratigrafi i boring S4 i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya.

Figur 5.6.3. Del av seismisk linje 9910082 (topas) ved boring S4 i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya.

VEDLEGG

Kartbilag (1:50 000)

Kartbilag 2000.045-01: Batymetri og seismiske profiler i Trondheimsleia sør for Hitra.

Kartbilag 2000.045-02: Batymetri, seismiske profiler og prøvepunkt i Trondheimsleia mellom Hitra og Agdenes, og i Trondheimsfjorden mellom Agdenes og Rødberg.

Kartbilag 2000.045-03: Batymetri, seismiske profiler og prøvepunkt i Trondheimsfjorden (Rødberg-Tautra, Korsfjorden, Flakkfjorden, Orkdalsfjorden, Gaulosen, Trolla-Trondheim-Ranheimsbukta).

Kartbilag 2000.045-04: Batymetri, seismiske profiler og prøvepunkt i Trondheimsfjorden mellom Tautra og Skogn.

Kartbilag 2000.045-05: Bunntypekart, Trondheimsleia sør for Hitra.

Kartbilag 2000.045-06: Bunntypekart, Trondheimsleia mellom Hitra og Agdenes, og i Trondheimsfjorden mellom Agdenes og Rødberg.

Kartbilag 2000.045-07: Bunntypekart, Trondheimsfjorden (Rødberg-Tautra, Korsfjorden, Flakkfjorden, Orkdalsfjorden, Gaulosen, Trolla-Trondheim-Ranheimsbukta).

Kartbilag 2000.045-08: Bunntypekart, Trondheimsfjorden mellom Tautra og Skogn.

1. INNLEDNING

Vi gir her en sammenstilling og tolkning bunn sedimentene og avsetningsmiljøet i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden, mellom Tjeldbergodden i Møre og Romsdal og Skogn i Nord-Trøndelag. Resultatene er hovedsaklig basert på multistrålebatymetriske data, seismiske data, og data fra sedimentprøver innsamlet i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden i 1999 (fase 1 og 2 i prosjektet). Mange av de geologiske forholdene som omtales, er tidligere oppsummert i forbindelse med skredfarevurdering langs en mulig framtidig gassrørledningstrase mellom Tjeldbergodden og Skogn (Bøe et al. 1999; Del A.1 i NGI 2000). Vi har imidlertid unnlatt å gi detaljerte beskrivelser av observasjoner som er dekket av tidligere rapporter, og diskuterer i liten grad forhold som er knyttet til skred, turbiditter, o.l. Som ny informasjon i denne rapporten presenterer vi 4 bunntypekart (M: 1:50 000) som er basert på tolkning av all tilgjengelig informasjon. I rapporten har vi også lagt ved posisjonskart som viser alle seismiske linjer som er samlet inn i fase 1 og 2 av prosjektet, i tillegg til beliggenheten av alle prøver og borer som er benyttet.

Prosjektet har ikke hatt som målsetning å kartlegge den dypere delen av stratigrafien, og vi gir derfor stort sett forenklete beskrivelser. I enkelte områder viser vi utsnitt av seismiske linjer, og diskuterer utviklingen av sedimentasjonsforholdene grundigere. Dette er i første rekke utført der sedimentkjerner tatt med M/S Bucentaur i 1999, har gitt et viktig bidrag til tolkningen av de akustiske dataene, og gjort det mulig å ekstrapolere informasjon til steder uten prøver. Litologi og dateringer i disse kjernene har gitt en forbedret forståelse av isavsmeltingen i Trondheimsfjordområdet, og postglasiale prosesser på havbunnen. I likhet med den geologiske beskrivelsen i Del A.1 (NGI 2000), vil vi ved behandlingen av dateringer benytte år før nåtid (BP = before present) utregnet fra kalenderår. For lettere å sammenligne eldre til kjent kronostratigrafi har vi delvis også referert korrigert ¹⁴C-alder.

2. TIDLIGERE UNDERSØKELSER

Statens kartverk Sjøkartverket har utgitt sjøkart i målestokk 1:50 000 basert på enkeltstråleekkolodd innsamlet i perioden 1975-1979. Kartene inneholder lite dybdeinformasjon i de dypere delene av fjorden, men har vært et nyttig underlag ved planlegging av seismiske datainnsamling.

Oljedirektoratet kjørte multistråleekkolodd i deler av Orkdalsfjorden, Gaulosen og Korsfjorden i 1997. NGU har hatt tilgang på disse data, og skyggerelieffkartene viser flere interessante bunnformer, bl.a. en kanal som starter utenfor Gaula-deltaet og fortsetter langs Gaulosen og på vestsiden av Ytre Orkdalsfjorden (Bugge et al. 1999, Bøe et al. 1999).

Bortsett fra i deler av Trondheimsleia og Trondheimsfjorden, hvor NGU tidligere har samlet inn et relativt tett nett med grunnseismiske profiler (Bjerkli & Olsen 1990, Follestad & Ottesen 1996, Reite & Olsen i trykk), har det før datainnsamlingen knyttet til dette prosjektet kun vært samlet inn noen få linjer i det aktuelle undersøkelsesområdet. Navigasjonen på mange av disse linjene er unøyaktig, og lite av tidligere innsamlet informasjon er derfor benyttet. Tidligere har det vært innsamlet noen få korte kjerner, og sedimenttyper, stratigrafi og alder har vært dårlig kjent.

NTNFs kontinentalsokkelkontor (senere Institutt for kontinentalsokkelundersøkelser, IKU) samlet i 1971-1972 inn sparkerseismikk i nordlige del av Trondheimsleia og Trondheimsfjorden (NTNFK 1973). Hovedformålet med undersøkelsen var å lete etter nedforkastede, mesozoiske sedimentasjonsbasseng, av samme type som bassenget i Beitstadfjorden. Det ble ikke funnet nye sedimentære bassenger, men Oftedahl (1978) beskriver tre dype, is-eroderte basseng i den metamorfe undergrunnen; Agdenes-bassenget utenfor terskelen ved munningen av fjorden; det sentrale Trondheimsfjords-bassenget og Verdal-bassenget nordøst for Tautra. I bassengene er det avsatt store mektigheter av sedimenter, og Oftedahl (1978) antar at de hovedsaklig består av leire, og at turbiditetsstrømmer spiller en betydelig rolle ved avsetning. Det sentrale Trondheimsfjordsbassenget er det dypeste, og seismikken indikerer en maksimumstykkelse på over 700 m med leire.

I 1981 kjørte IKU enkelte profiler med en nyutviklet Huntex dyptauet boomer (meget høy oppløsning) i Orkdalsfjorden, Gaulosen, Korsfjorden og i området Flakk–Stadsbygda. I tillegg ble det tatt enkelte opp til 3 m lange prøver. Undersøkelsen ble utført i samarbeid med Norges geotekniske institutt (NGI), med målsetning å finne skred, skredmasser eller områder med aktive sedimentasjonsprosesser. Spesielt ble det lett etter spor av det store submarine raset i Orkdal i 1930. Selv om undersøkelsen var av begrenset omfang kom det fram mye ny informasjon om avsetningsmiljøet i de forskjellige deler av fjorden, med stedvise aktive bunnprosesser (Gunleiksrud 1982).

3. METODER OG DATAGRUNNLAG

Beliggenheten av seismiske linjer, prøver og boringer som er benyttet i denne rapporten framgår av de vedlagte kartbilagene 2000.045-01 til 04 (M: 1:50 000). Lokalteter for gravitasjonsprøvetaking og kjerneboring med M/S Bucentaur er også vist i Fig. 3.1. Skyggerelieffkart (M: 1:50 000) viser deknningen av multistrålebatymetri (Mauring et al. 2000).

3.1 Batymetri

I juni 1999 gjennomførte Statens kartverk Sjøkartverket i samarbeid med NGU et tokt med multistråleekkolodd i Trondheimsfjorden (Bøe et al. 1999). I løpet av toktet ble det samlet inn flatedekkende batymetriske data i et område fra Rødberg i vest til Tautra i øst. Vest for Flakk dekker dataene hele fjordbredden. Østover fra Flakk går sørgrensen av det kartlagte området til Midtfjordsgrunnen og derifra til Tautra. I september-oktober 1999 gjennomførte Sjøkartverket en oppfølgende kartlegging, der hele det gjenstående området mellom Tjeldbergodden og Skogn ble dekket med multistrålebatymetriske data til ca. 20 m vanddyb. Enkelte gjenstående områder langs sørkysten av Trondheimsfjorden mellom Byneset og Trondheim ble også kartlagt. Sjøkartverket har prosessert datasettet og framstilt en digital terrengmodell.

Vi har også hatt tilgang til multistrålebatymetriske data innsamlet av Oljedirektoratet i 1997. Disse data dekker Orkdalsfjorden, Gaulosen og Korsfjorden så langt mot nord at det er overlapp med data innsamlet i juni 1999, samt et område nord og øst for Trondheim.

De detaljerte batymetriske kartene (M: 1:10 000, konturavstand 2 m) og skyggerelieffkartene er benyttet som grunnlag for tolkning i denne rapporten, men på grunn av konfidensialitet er ikke dette datasettet vist. For innsyn i datasettet henvises det derfor til NGU Rapport 2000.046 (Mauring et al. 2000).

3.2 Seismikk

Under første fase av dette prosjektet ble refleksjonsseismiske data samlet inn med F/F Seisma. NGU utførte jobben i juni-juli 1999 (NGU tokt 9907). Det ble kjørt 58 seismiske linjer (tilsammen 868 km) i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden, i området mellom Tjeldbergodden og Skogn (Bøe et al. 1999). Geopulse og sleevegun ble benyttet som seismiske signalkilder.

Oppfølgende seismisk profilering med geopulse og topas ble utført i perioden september-desember 1999 (NGU tokt 9910). Det ble kjørt 194 seismiske linjer (tilsammen 1259 km) i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden, i området mellom Leksa og Skogn. Formålet med denne kartleggingen var å skaffe seg et mer komplett bilde over sedimentene og sedimentasjonsforholdene på havbunnen, samt å finne egnete lokaliteter for boring og prøvetaking med M/S Bucentaur.

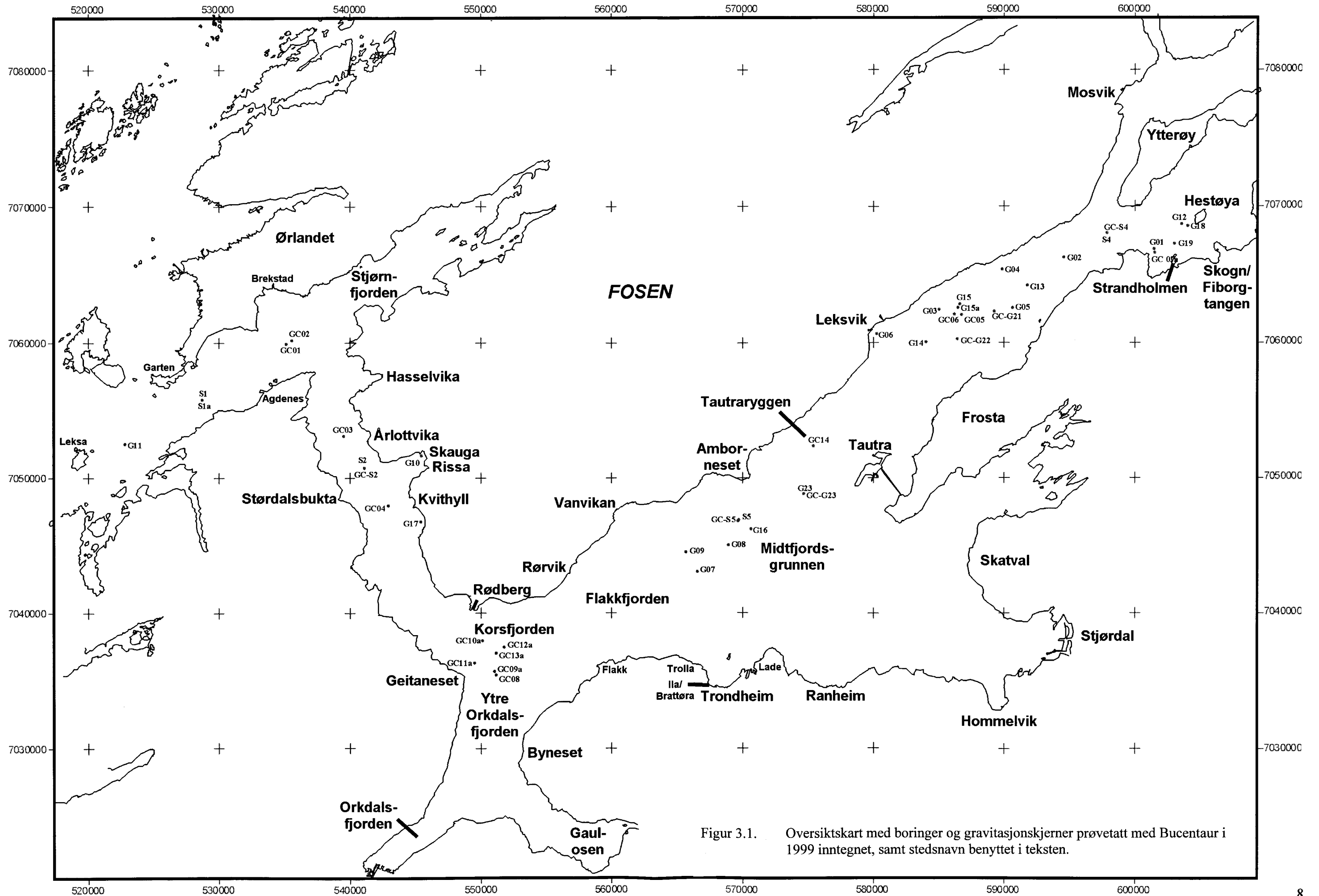
3.3 Boring og prøvetaking

I månedskiftet juni-juli 1999 ble det tatt 41 korte kjerner med Niemistöprøvetaker fra F/F Seisma. Kjernene ble tatt langs seismiske linjer kjørt under tokt 9907. Formålet med prøvetakingen var å få opp materiale til sedimentologiske og geotekniske analyser, for dermed å kunne foreta en mer sikker tolkning av seismiske data, både med hensyn på sedimenttyper, sedimentære prosesser, og alder på avsetningene (Bøe et al. 1999).

I tillegg har vi også benyttet beskrivelser av sedimentprøvene tatt av IKU (Gunleiksrud 1982), og hatt tilgang på upubliserte kjernebeskrivelser i Gaulosen, Orkdalsfjorden og Ytre Orkdalsfjorden (Næss, pers. med. 2000) (kartbilag 2000.045-03).

Under toktet med M/S Bucentaur ble det tatt fire stratigrafiske kjerner (S-kjerner) på utvalgte nøkkellokaliteter for å kartlegge sedimenttyper, sedimentasjonsforhold og skredfrekvens (Fig. 3.1). Kjernene ble tatt i områder der vi på forhånd var usikre på hvor skredutsatte områdene var. Borpunktene ble samtidig plassert der vi ved å kombinere seismikk og kjerneinformasjon ville få maksimalt med informasjon om de sedimentære lagpakken. I tillegg til S-kjernene ble det tatt kjerner med gravitasjonsprøvetaker (GC-kjerner) og kjerner til geotekniske studier (G-kjerner). Den nøyaktige plasseringen av prøvetakingspunkter i forhold til batymetri og seismiske linjer er vist på kart i målestokk 1:10 000 i NGU Rapport 2000.046 (Mauring et al. 2000).

I tillegg til boringene og prøvetakingen nevnt over, har vi hatt tilgang til beskrivelser av kjerne MD99-2292, som ble tatt av det franske forskningsfartøyet "Marion Dufresne" under tokt MD 114/INTERPOLE/IMAGES V, som gikk i juli-august 1999 (Images 2000). Av de tilsendte sedimentprøvene har fire stykker latt seg datere (Del A.1 i NGI 2000).



Figur 3.1. Oversiktskart med borer og gravitasjonskjerner prøvetatt med Bucentaur i 1999 inntegnet, samt stedsnavn benyttet i teksten.

4. BUNNTYPEKART

Bunntypekartene skal ideelt beskrive bunn sedimentene i det øverste laget på bunnen. Vi har hatt relativt få bunnprøver å støtte oss til, og har derfor prøvd å gjøre en kombinert tolkning ut fra de eksisterende seismiske linjene, skyggerelieffkartene og detaljbatymetriske kart med 2 m koteavstand (Mauring et al. 2000). Først ble alle de seismiske linjene tolket og kontrollert mot eksisterende prøveinformasjon. Ved opptegning av kartene benyttet vi skyggerelieffkartene som underlag. I spesielt vanskelige områder ble også de detaljbatymetriske kartene benyttet, særlig ved opptegning av grensene til fjell.

Det er flere feilkilder, og hvis en ikke ser sandbølger kan det være vanskelig å avgjøre om det er sand eller leire på bunnen (disse sedimentene kan ha relativ lik seismisk karakter). Særlig i dypålen i Trondheimsleia hvor det er kjørt få linjer med geopulse (dårlig oppløsning), er vi usikre på tolkningen. Bratte skråninger representerer også et problem, da liten energiretur og mye sidereflekser gjør tolkningen usikker. Et tynt lag med sedimenter vil derfor kunne eksistere lokalt hvor det er kartlagt fjell.

Nedenfor har vi gitt noe informasjon om de forskjellige bunntypene og andre observasjoner som er inntegnet på kartene, og om usikkerheter i tolkningen:

Fjell er kartlagt i områder hvor det fra seismikken ikke er mulig å se sedimenter. Vanligvis kommer fjellet ut på bunnen i bratte skrenter, og der det er markerte toppe. På grunn av at den seismiske oppløsningen blir dårlig i bratte skrenter (særlig der topas er brukt som lydkilde), kan en ikke utelukke at det stedvis finnes noen meter sedimenter over fjellet. Særlig kan det være vanskelig å kartlegge et tynt lag med morene over fjell. Tolkningen vil også ofte være vanskelig i områder med uregelmessig topografi p.g.a. sidereflekser.

Morene er kartlagt først og fremst ut fra seismisk karakter og topografi. Morene fremtrer gjerne på seismikken som strukturløs, med høy energiretur og kaotiske refleksjoner. Topografien i moreneområder er ofte noe ujevn. Områder kartlagt som morene kan lokalt være dekket med et tynt lag av glasimarine eller strømuvaskete sedimenter. Morene kan være vanskelig å skille fra glasimarin leire som er avsatt nær en ismargin, som også ofte får en akustisk strukturløs karakter.

Glasimarin leire er vanligvis kartlagt i områder som viser en parallell og høyfrekvent akustisk lagdeling/laminering. I mange områder har boring/prøvetaking bekreftet tolkningen, da en har funnet gruskorn og et noe høyere sandinnhold. Også dateringer bekrefter tolkningen. Den glasimarine leiren er normalkonsolidert (på noen få prøvelokaliteter svakt overkonsolidert), og i geoteknisk sammenheng skiller den seg ikke vesentlig fra holocen leire. I enkelte områder er den glasimarine leiren strukturløs, og vi har i noen tilfeller vært usikre på klassifikasjonen (morene eller glasimarin leire). Glasimarin leire kan i enkelte områder være dekket av et tynt lag med holocen leire, evt. sand/silt i bratte skråninger.

Holocen leire viser også vanligvis en parallell akustisk lagdeling, men den seismiske karakteren varierer i de forskjellige områdene av fjorden. Foreløpig har en ikke identifisert en enkelt reflektor som representerer bunn holocen, og som entydig kan følges i de dypere delene av fjorden. De fleste stedene tror vi at holocene sedimenter er noe mer transparente (lysere) enn de glasimarine, og dette er lagt til grunn ved tolkningen. I områder med prøvekontroll/dateringer synes tolkningen å ha vært riktig. I de dypeste delene av fjorden vil

kartlegging av de holocene sedimentene være relativt riktig, men usikkerheten er større i grunnere områder, særlig der det ikke finnes prøver.

Holocen sand er kartlagt ut fra prøver, og i områder hvor det er indikasjoner på sandbølger og aktiv bunntransport av sedimenter. I områder hvor det er indikasjoner på sterkere bunnstrømmer har vi også tolket sand. Bortsett fra der hvor vi har verifisert sand ut fra prøver, er det relativt stor usikkerhet i tolkningen. I de delene av fjorden hvor det er kartlagt små områder med sand, må en sannsynligvis forvente hyppige vekslinger mellom sand/silt/leire både vertikalt og lateralt.

Korallrev er kartlagt fra seismikken der fjelltopper stikker opp med svakere refleksjoner like over. Tolkningen er noe usikker, da de "ulne" refleksjonene kan være sideekko. De detaljerte dybdekartene har imidlertid vært til hjelp, da korallene fremtrer som markerte kjegletopper i områder hvor det er mye strøm. Koraller vokser vanligvis i områder hvor bunnstrømmer gir god tilgang på næring, og hvor de har forankring i en solid bunn (fjell eller fast morene).

Submarine kanaler kommer tydelig fram på skyggerelieffkartene, og er kartlagt i Gaulosen, Orkdalsfjorden og Ytre Orkdalsfjorden. Beliggenheten av kanalene framgår av bunntypekartene, da det hovedsaklig er avsatt sand i bunnen av kanalene, evt. at det er en veksling mellom sand, silt og leire.

Sigdformede groper opptrer langssetter kanalene, eller i nærheten av kanalene. De største av disse er merket av på kartet.

Unge skredavsetninger og turbiditter er kartlagt fra skyggerelieffkart og seismikk. Disse er diskutert i detalj i Del A.1 (NGI 2000).

Gamle skredavsetninger

Skredvifter samt et eldre, stort skred er tegnet på kartbilagene 2000.045-06 og -07. Der en har informasjon om alder på skredhendelser, er dette anført på kartene.

Sedimentbølger

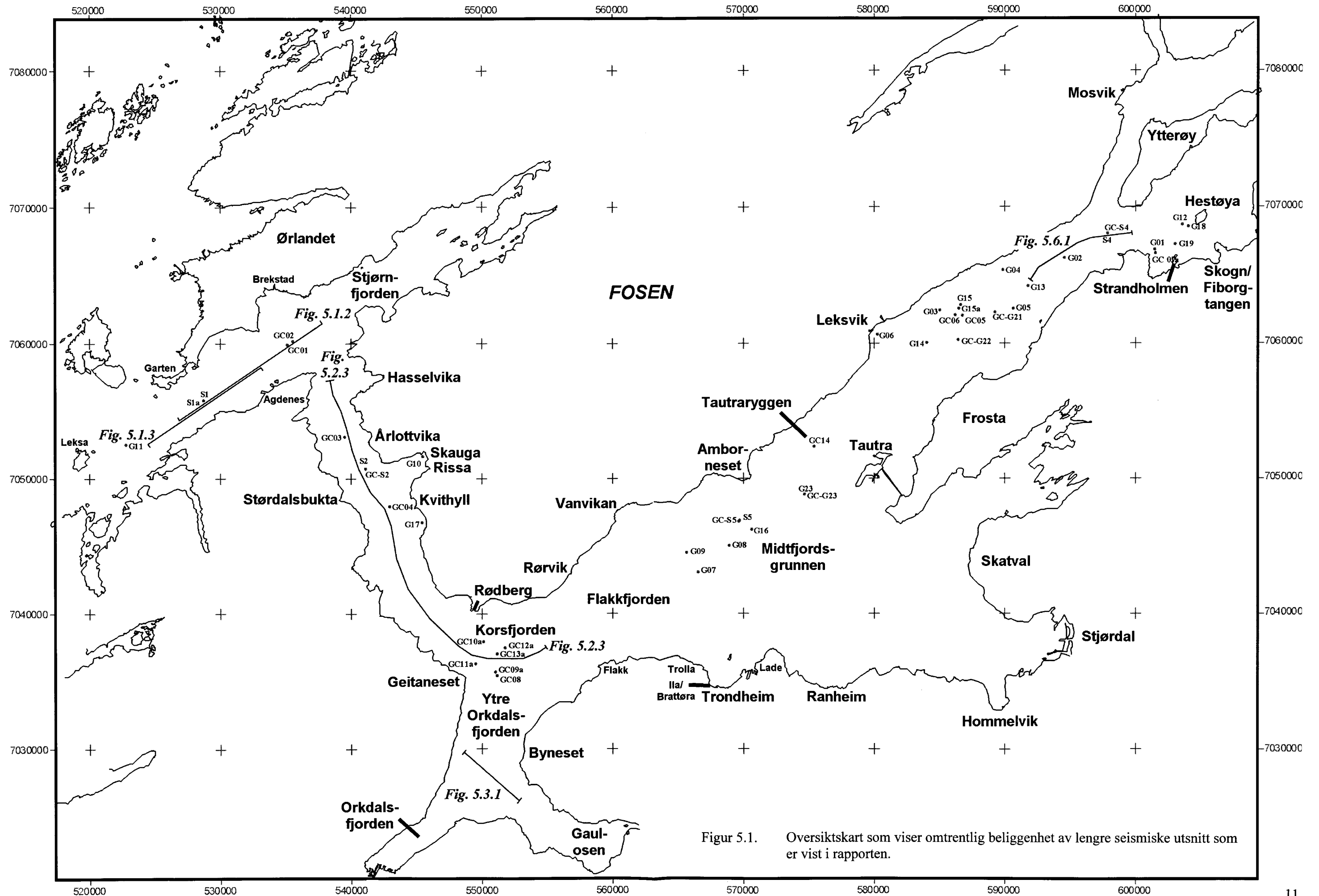
Sedimentbølger er kartlagt i Korsfjorden, Ytre Orkdalsfjorden og den nordlige delen av Gaulosen.

Sandbølger

I to områder mellom Rissa og Rødberg ser en sandbølger på bunnen. Områdene er ikke prøvetatt.

5. STRATIGRAFI, BUNNTYPER OG SEDIMENTASJONSMILJØ

Omtrentlig beliggenhet av seismiske utsnitt som er presentert i dette kapitlet, er vist på kartet i Fig. 5.1.



Figur 5.1. Oversiktskart som viser omtrentlig beliggenhet av lengre seismiske utsnitt som er vist i rapporten.

5.1 Trondheimsleia mellom Tjeldbergodden og Agdenes

I den sørvestligste delen av det undersøkte området, mellom Tjeldbergodden og omtrent midt på Hitra, er havbunnen relativt jevn. Det største vanddypet er i sørøst, hvor det er en dypere renne i foten av fjellskråningen mot land. Videre nordøstover blir Trondheimsleia smalere, og det er utviklet en smal og svingete dypål. Topografien er ganske ujevn, med flere skift i hvor dypålen er plassert. Nordøst for Hitra blir dypålen bredere, og trinnvis dypere. Nordover fra det dypeste området ved Garten (vanddyp 420 m), avtar vanddypet gradvis inntil en når den brattere skråningen opp mot terskelen ved Agdenes. Et område med småkupert topografi er kartlagt sørøst for Brekstad.

I hele dette området er sedimentasjonshastighetene lave. Det aller meste av sedimenttilførselen fra land blir fanget opp av fjordene sørøst for Trondheimsleia.

Stratigrafi og geologisk utvikling

Tjeldbergodden – Hemnskjel

Løsmassestratigrafi og sedimentmektighet varierer, og er påvirket av flere faktorer, bl.a. bunntopografien og den underliggende fjelltopografien. I området fra Tjeldbergodden til midt på Hitra, hvor Trondheimsleia er bred og havbunnen relativt jevn, er det opp til 100 m med kvartære sedimenter. Morene er ikke avsatt som et sammenhengende lag over fjell, og har størst mektighet der det er forsenkninger i fjellgrunnen (se seismisk snitt, Follestad & Ottesen 1996). Glasimarine leirer med parallell akustisk lagdeling synes å være det dominerende sedimentet i området.

Videre nordøstover, hvor Trondheimsleia blir smalere, med en smal og svingete dypål, avtar sedimentmektighetene. I dette området er det lokale variasjoner både i mektighet og stratigrafi, noe som også indikeres av bunntypekartet. Tykke morenelag er avsatt i leia utenfor Røstøya og utenfor Hemnefjorden (jfr. Follestad & Ottesen 1996).

Hemnskjel - Garten

Fra Hemnskjel (en øy ved utløpet av Hemnefjorden) til nordøst for Hitra blir dypålen bredere, og sedimentmektighetene øker til mer enn 75 m. Mellom Hemnskjel og sørenden av Leksa er det enkelte steder observert to glasiiale erosjonsflater, og stratigrafien er kompleks med rester av flere eldre glasimarine enheter. Sannsynligvis er dette spor etter forskjellige framrykkingsfaser av en bre i Hemnefjorden, som har dreid nordøstover i Trondheimsleia, og kalvet på dypere vann nord for Hitra og nordøst for Leksa. Hovedsaklig strukturløst/kaotisk refleksjonsmønster på seismikken indikerer at sedimentene avsatt over den øverste erosjonsflata er morene, eller delvis glasimarine sedimenter avsatt meget nær iskanten. Ved sørenden av Leksa danner morenen en rygg på tvers av Trondheimsleia, der det med unntak av i dypålen, ikke er avsatt yngre sedimenter. Andre steder ble det avsatt distale glasimarine sedimenter av varierende mektighet over morenen.

Fra ryggen ved sørenden av Leksa til sør for Garten er det en tykk sekvens av akustisk lagdelte sedimenter (100-200 m mektig). Glasimarin leire ble prøvetatt og trykksondert ned til 28 m i boring G11 (Fig. 5.1.1). I den øverste meteren har en et høyt innhold av grus, noe som

kan indikere at sedimentet ble tilført mye dropstein fra isfjell i yngre dryas, for ca. 13 000-11 500 år siden. Resten av kjernen er tydelig lagdelt/laminert, med lommer og tynne lamina av sand, spesielt i den underste delen. En datering av foraminiferer ved 4.55 m dyp ga en alder på 15 470 BP (^{14}C 12 780 BP) (Del A.1 i NGI 2000). De forskjellige lagene er konforme og meget jevntykke, noe som tyder på en periode med svært stabilt avsetningsmiljø i dette området. Det er ikke erosjonsspor eller forstyrrelser som tyder på at breer eller et isdekke har nådd bunnen (dagens vanndyp er 300-400 m).

En tydelig forkastning i nedre del av den glasimarine lagpakken er observert like sør for Garten. Det er ingen indikasjoner på at forkastningen er aktiv (Bøe et al. 1999). Det øverste laget, som er akustisk transparent og uten synlig lagdeling på geopulse-registreringer, viser imidlertid stor variasjon i mektighet (1-12 m, sannsynligvis størst ved foten av bratte skråninger ned mot dypålen). På bunntypekartet har vi tolket dette laget som distale glasimarine avsetninger, men i dypålen har vi ingen prøver som verifiserer dette. Mektighetsvariasjonene kan muligens indikere varierende avsetning på grunn av strømf forholdene under avsetning, evt. at det har vært varierende grad av nedvasking/nedrasing av materiale fra de tilstøtende bratte skråningene. Enkelte reflektorer i den underliggende, lagdelte enheten er tilsynelatende kuttet i bratte skråninger, og skyggerelieffkart indikerer at mektighetsvariasjonene delvis skyldes akkumulasjon av eldre skredmasser (Bøe et al. 1999).

Garten – Agdenes

Nord for en markert nordøstlig skråning i dypålen ved Garten stikker den uregelmessige fjellflata dypere, og det er avsatt opp til 400 m med hovedsaklig flattliggende, akustisk lagdelte glasimarine sedimenter i bassenget som følger Trondheimsleia (Figs. 5.1.2, 5.1.3). Den stratigrafiske kjernen S1 (Fig 5.1.4) dokumenterer avsetningsmiljø og sedimentenes alder i de øvre 16 m i dypålen. Fjellet kan være dekket av morene, men sidereflekser i det smale bassenget gjør det umulig å identifisere entydige morenelag. Den antatte fjellryggen som stikker opp under sedimentene i den trange dypålen sør for Garten, gjør direkte korrelasjon av seismiske reflektorer NØ og SV for ryggen umulig. Ryggen er tidligere tolket som en randmorene, avsatt av en sørvestlig forgrening av en brearm ut fra Trondheimsfjorden (Ottesen et al. 1995). Disse forfatterne tolker den glasimarine sedimentpakken avsatt sør for ryggen som eldre enn den tykke sedimentpakken som er avsatt i Garten–Agdenes bassenget. De nye data som er samlet inn gir ingen støtte til denne tolkningen.

Linje NGU9907039 (både geopulse og luftkanon), som er kjørt langs Trondheimsleia, viser at minst 50 m med parallelt lagdelte sedimenter draperer over toppen av ryggen og sørvestskråningen av den (Fig. 5.1.3). Manglende seismisk oppløsning i den brattere nordøstskråningen av ryggen gjør direkte seismisk korrelasjon til ”Agdenes-bassenget” umulig. Bedømt fra seismisk karakter ligner de lagdelte sedimentene (parallele og tydelig definerte reflektorer) under reflektor A nord for ryggen på den glasimarine sedimentpakken sør for ryggen (Fig. 5.1.3). Det er interessant å legge merke til at de parallelt lagdelte sedimentene gradvis går over til å bli mer bølget og kaotisk når en nærmer seg munningen av Trondheimsfjorden (Fig. 5.1.2). Dette kan tyde på at breen i Trondheimsfjorden var kilde til mye av disse sedimentene i perioden mens brefronten sto ved Agdenesterskelen. De dypereliggende sedimentene i bassenget ser imidlertid uforstyrret ut også i den nordligste delen av bassenget.

Den seismiske karakteren endrer seg over reflektor A, og indikerer at det i perioden disse sedimentene ble avsatt, har vært variasjoner i avsetningsmiljøet både vertikalt og langs

bassenget. Avhengig av seismisk oppløsning kan det tolkes flere avsetningssekvenser, som viser variasjoner i mektighet og seismisk karakter. Sedimentene viser i varierende grad lagdeling, men har ikke så godt definerte og entydig parallelle lag som sedimentene under reflektor A. Lagene tynner eller kiler ut opp skråningen mot Stjørnfjorden, og noen lag kiler ut eller tynner mot ryggen ved Garten (Figs. 5.1.2 og 5.1.3). Datering av glasimarine leirer på henholdsvis 3.1 m og 15.8 m dyp i kjerne S1 ga aldre på 13 030 BP (^{14}C 10 940 BP) og 14 200 BP (^{14}C 12 230 BP). Over den glasimarine leira i kjerne S1 ligger det et 3 m tykt lag av sand/skjellsand avsatt for ca. 9100-13 000 år siden (Fig. 5.1.4). Sandlaget er tydelig definert på høyoppløselig seismikk (Fig. 5.1.5), og beliggenheten er vist på bunntypekartet.

Ved boring S1 ligger reflektor A ca. 35 m under sjøbunnen, og vi tror at alderen på flaten representerer det omtrentlige tidspunkt for da isfronten trakk seg innover fjorden fra Agdenesterskelen. Etablering av et åpent, glasimarin fjordbasseng i Trondheimsfjorden har sannsynligvis forårsaket et skifte i strømregime, og en overgang til langt mer variable avsetningsforhold. Hvis denne antakelsen er riktig, kan isens tilbaketrekking ha startet ved ca. ^{14}C 13000 BP, eller muligens enda tidligere. En slik alder rimer dårlig med dateringer på den ytre delen av kontinentalsokkelen utenfor Midt-Norge, som indikerer at isen sto nær eggakanten for 13 000-13 500 ^{14}C -år siden (Rokoengen & Frengstad 1999). En datering av glasimarin leire i Skaudalen, Rissa, viser at det var isfrie forhold ved ca. ^{14}C 12000 BP (Reite 1994; 1995).

Datering ved 4.55 m dyp i kjerne G11, i øvre del av den parallelt lagdelte, glasimarine leirpakken sør for Garten, ga en alder på 15470 BP (^{14}C 12780 BP). Denne alderen støtter den foreslåtte seismiske korrelasjonen over Gartenryggen, og viser at det i Trondheimsleia like sør for Garten har blitt avsatt lite sedimenter etter at isen trakk seg innover i Trondheimsfjorden. Også denne dateringen tyder på at isen nådde kysten på et tidligere tidspunkt enn hva som er omtalt i litteraturen. Det ligger en tykk lagpakke med glasimarine sedimenter under det stratigrafiske nivået hvor dateringen er foretatt, og selv med høye sedimentasjonsrater, må en anta at isen allerede for 13 500-14 000 ^{14}C -år siden ble så tynn at den mistet bunnkontakt i de dype sedimentbassengene. Det er ingen spor etter glasial erosjon eller is som har forstyrret sedimentene, som kunne ha tydet på at isen har rykket fram over eldre marine/glasimarine avsetninger.

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilagene 2000.045-05 og 2000.045-06.

Tjeldbergodden – Hemnskjel

I tillegg til de data som er samlet inn i dette prosjektet, har en under tolkning av bunntyper også benyttet det kvartærgeologiske kystsonkartet Hemne (M:1:50 000, Follestad & Ottesen 1996).

I området fra Tjeldbergodden til omtrent midt på Hitra opptrer tykke lag med glasimarin leire, men bunnsedimentene består trolig av et tynt lag med holocen leire. Det er ikke kjørt høyoppløselig seismikk, og da området ikke er prøvetatt, må tolkningen betegnes som litt usikker. Avhengig av strømforholdene, opptrer det stedvis et tynt lag med sand over leiren, særlig i foten av skråninger.

Fra omtrent midt på Hitra til Hemnskjel (ved nordenden av utløpet av Hemnefjorden), hvor Trondheimsleia blir smalere og det er en smal og svingete dypål med mindre sedimentmektigheter, er det fra seismikken tolket svært varierende bunnforhold. Heller ikke på denne strekningen har vi prøver for kontroll av tolkningen. I de noe grunnere partiene nord for Røstøya og nord for utløpet av Hemnefjorden opptrer morene. Morenen kan være dekket med et sand-/gruslag av varierende mektighet. Leire opptrer først og fremst i dypålen, og i områder med noe større vanddyp. Nordvest for Hemnskjel er det tolket sand i den trange dypålen, da seismikken indikerer at det eksisterer små sandbølger på bunnen.

Hemnskjel - Garten

Mellom Hemnskjel og Garten er det stort sett kartlagt glasimarin leire, som stedvis kan være overdekket av holocen leire/sand. Ved nordenden av Hitra er det tolket en 2 km sone med morene på tvers av Trondheimsleia. Også ved sørenden av Leksa og på den nordlige og grunnere del av ryggen sør for Garten er det tolket morene, men her er det avsatt glasimarin leire i den dypeste delen av Trondheimsleia. Detaljbatymetrien indikerer at det kan være et lite område med koraller sør for Garten. På kartet er det tegnet et lite område med sand utenfor nordenden av Leksa. Bakgrunnen for dette er at det i fase 1 av prosjektet ble tatt en 0.7 m lang prøve med siltig sand rik på små skjellfragmenter i foten av en relativt bratt skråning (Bøe et al. 1999). Dette kan indikere at det særlig i dypålen er langt mer sand enn hva som fremgår av kartet. Som nevnt under avsnittet om stratigrafi, finnes et øvre lag uten synlig lagdeling med variasjon i mektighet, og som skiller seg fra de akustisk lagdelte leirene under. Det antas at dette laget er avsatt etter at isen hadde trukket seg inn på land, og at mange prosesser har hatt betydning under avsetning (prosesser knyttet til drivende isfjell, sterk bunnstrøm med varierende erosjon/avsetning, eldre ras i bratte skråninger, landhevning med bølgevasking, og omplassering av sedimenter).

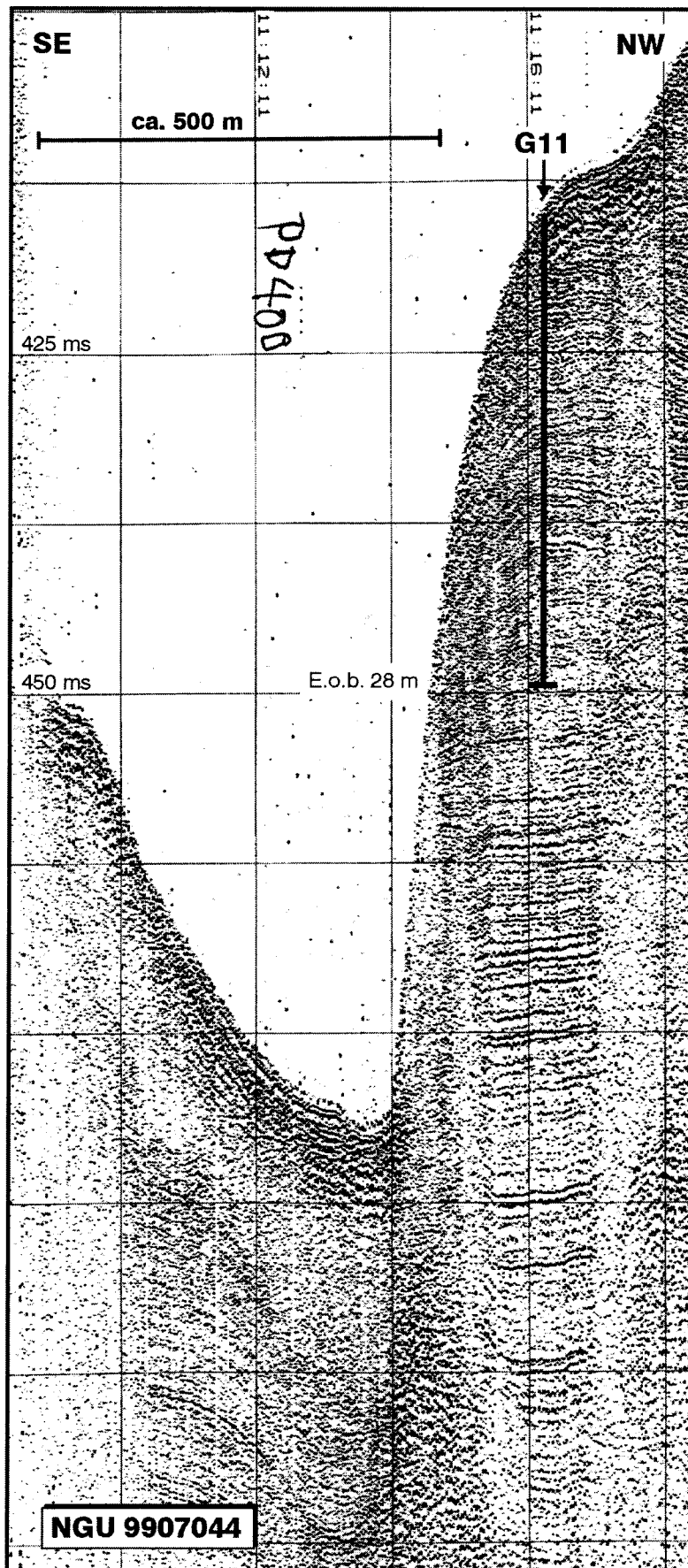
Garten - Agdenes

Her er det over et stort område i den dypeste delen av bassenget kartlagt et 2-4 m tykt sandlag. Laget kiler ut mot sørvest, 1.5 km fra foten av den omtalte ryggen ved Garten. På topasseismikk har laget en karakteristisk strukturløs signatur. Boring S1 viser at de øverste 2.5–3 m består av sand/skjellsand, og en datering ved 0.67 m dybde gir en alder på 9600 BP (Figs. 5.1.4, 5.1.5). Andre dateringer indikerer at sandlaget hovedsaklig ble avsatt i perioden ca. 13 000–9100 BP (Del A.1 i NGI 2000). Lokalt kan sandlaget være mektigere. Ved foten av fjordskråningen nord for Agdenes når det en tykkelse på ca. 10 m, og ligger som en vifte med en markert bul et stykke nord for fjordskråningen.

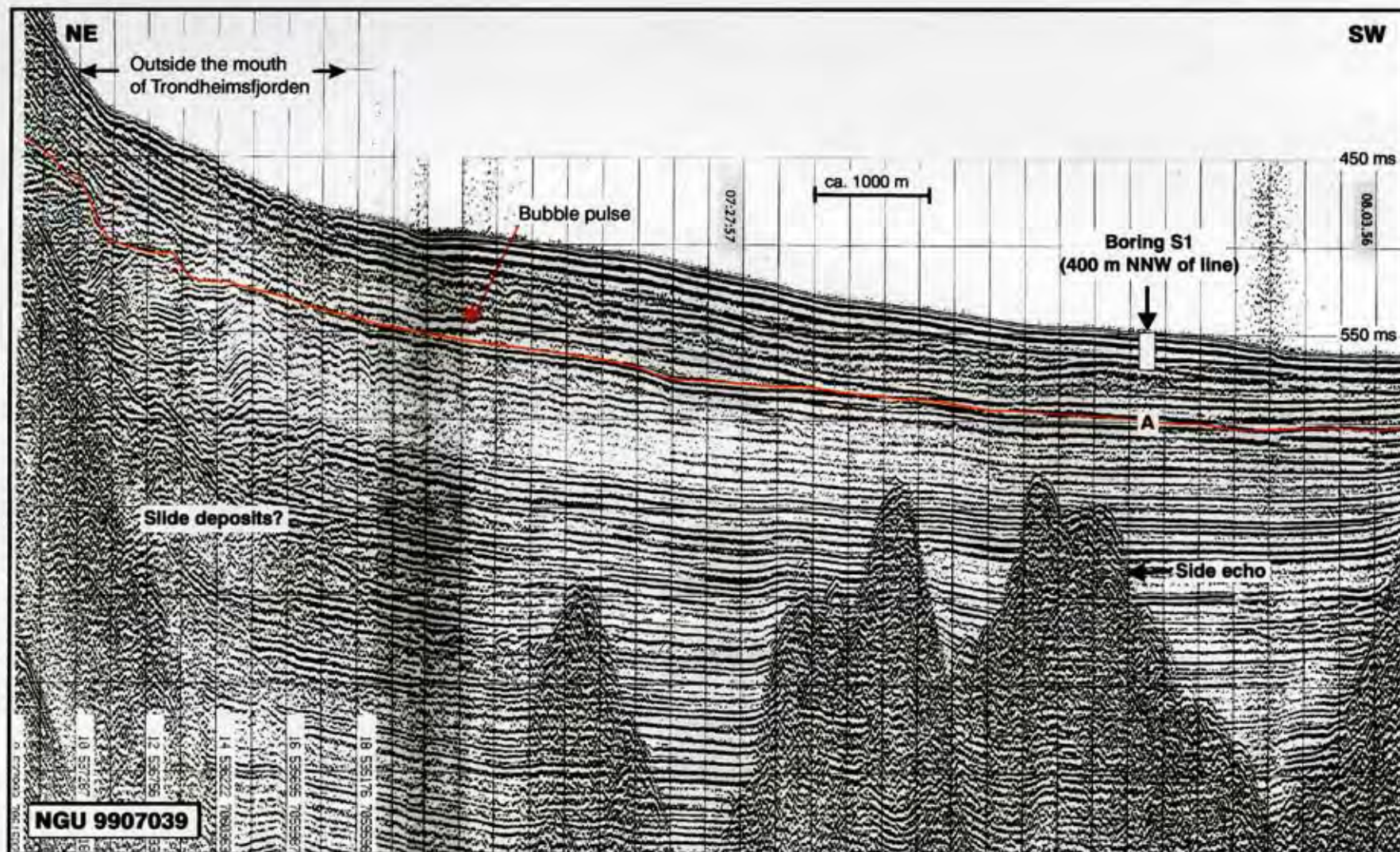
I foten av sørskråningen, som domineres av fjell, kommer de underliggende glasimarine leirene ut på bunnen i et smalt belte. I nordskråningen av bassenget er det enkelte fjellskråninger og knauser av blottlagt fjell, men her er det avsatt mer glasimarin leire. Vi vil ikke utelukke at det i dette området kan være nedvasket en god del sand som ligger over den glasimarine leiren. I skråningen øst for Brekstad er bunnforholdene varierende (sand, fjellknauser, glasimarin leire).

I nordøstskråningen av Trondheimsleia rett nord for utløpet av Trondheimsfjorden (nordøst for der sandlaget kiler ut), er det et lite område med hauger og groper med relieff på 1-2 m, og med en avstand mellom hver forhøyning på 10-100 m. To korte kjerner tatt med gravitasjonsprøvetaker (GC01 og GC02) i området med uregelmessig topografi viser svakt lagdelt, siltig, sandig og grusholdig leire. En datering ved 0.59 m i GC01 gir en alder på 9110 BP. Vi tror nå at den spesielle topografien i dette området skyldes avsetningsmiljøet ved

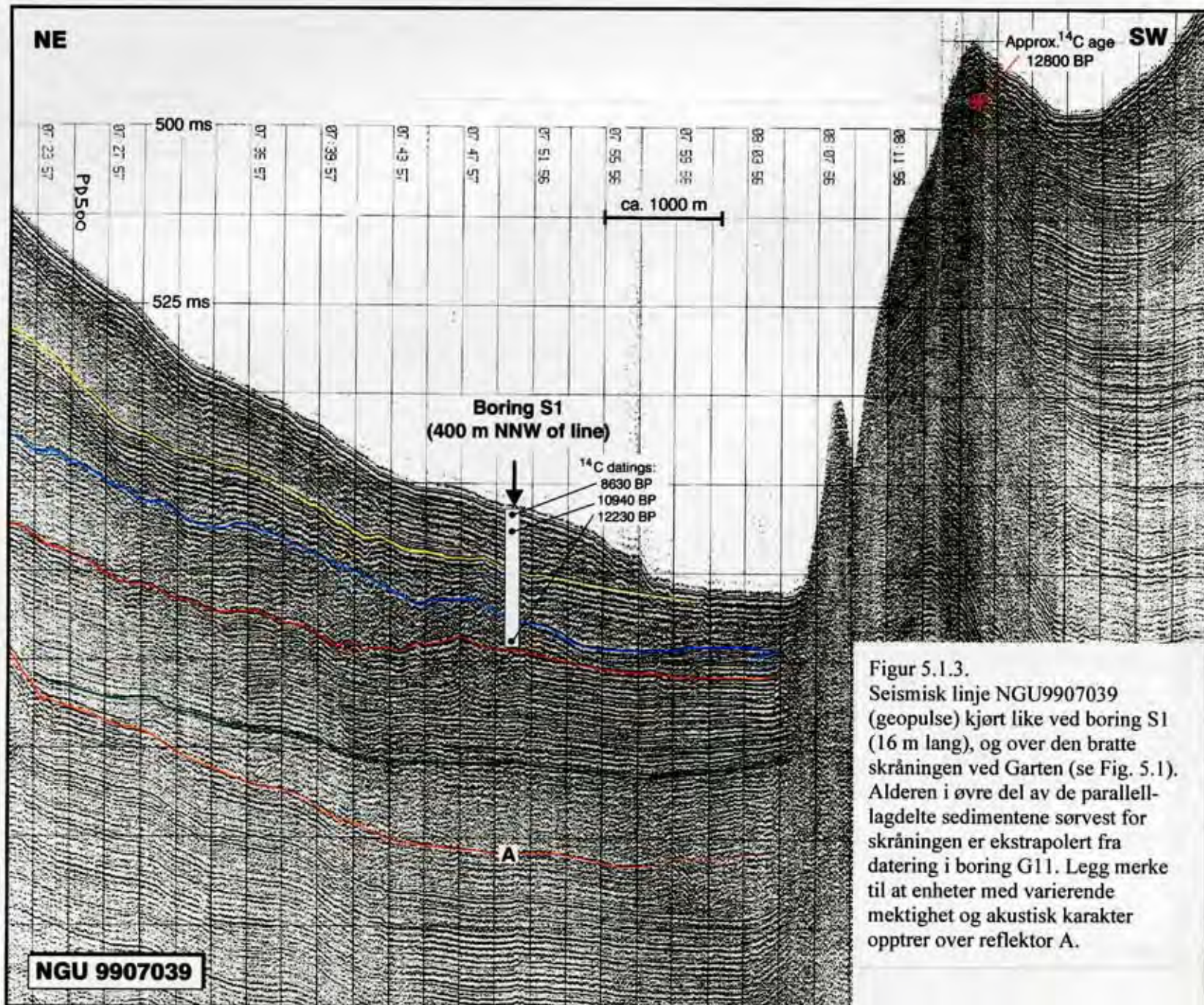
slutten av siste istid (muligens i forbindelse med en meget stor transport av isfjell ut fjorden i yngre dryas), og at et tynt lag av gamle, marine sedimenter er drapert over denne topografien. Den undulerende overflaten av leirsedimentene kan observeres under sandlaget.



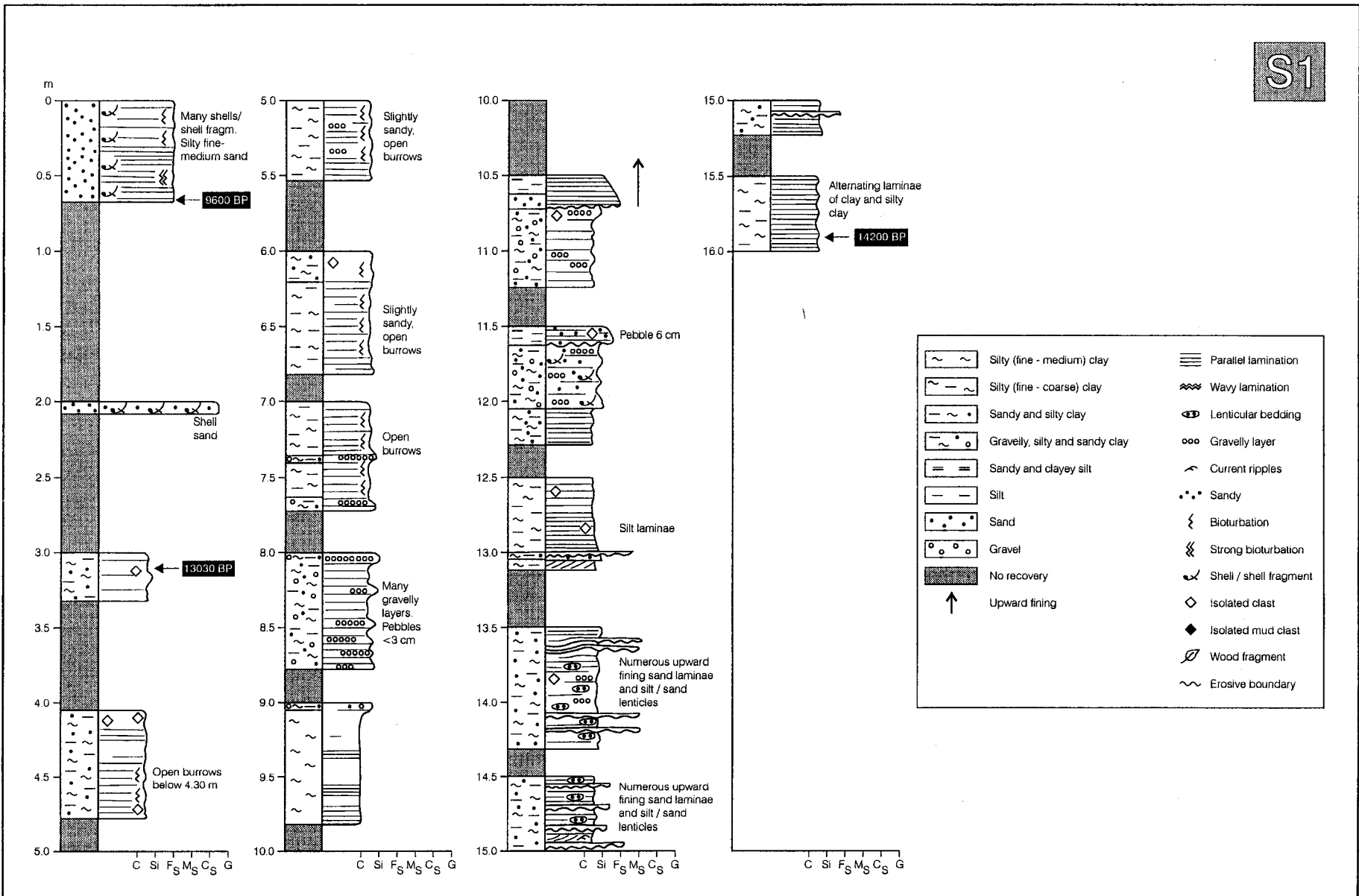
Figur 5.1.1. Del av seismisk linje NGU9907044 (geopulse) ved G11.



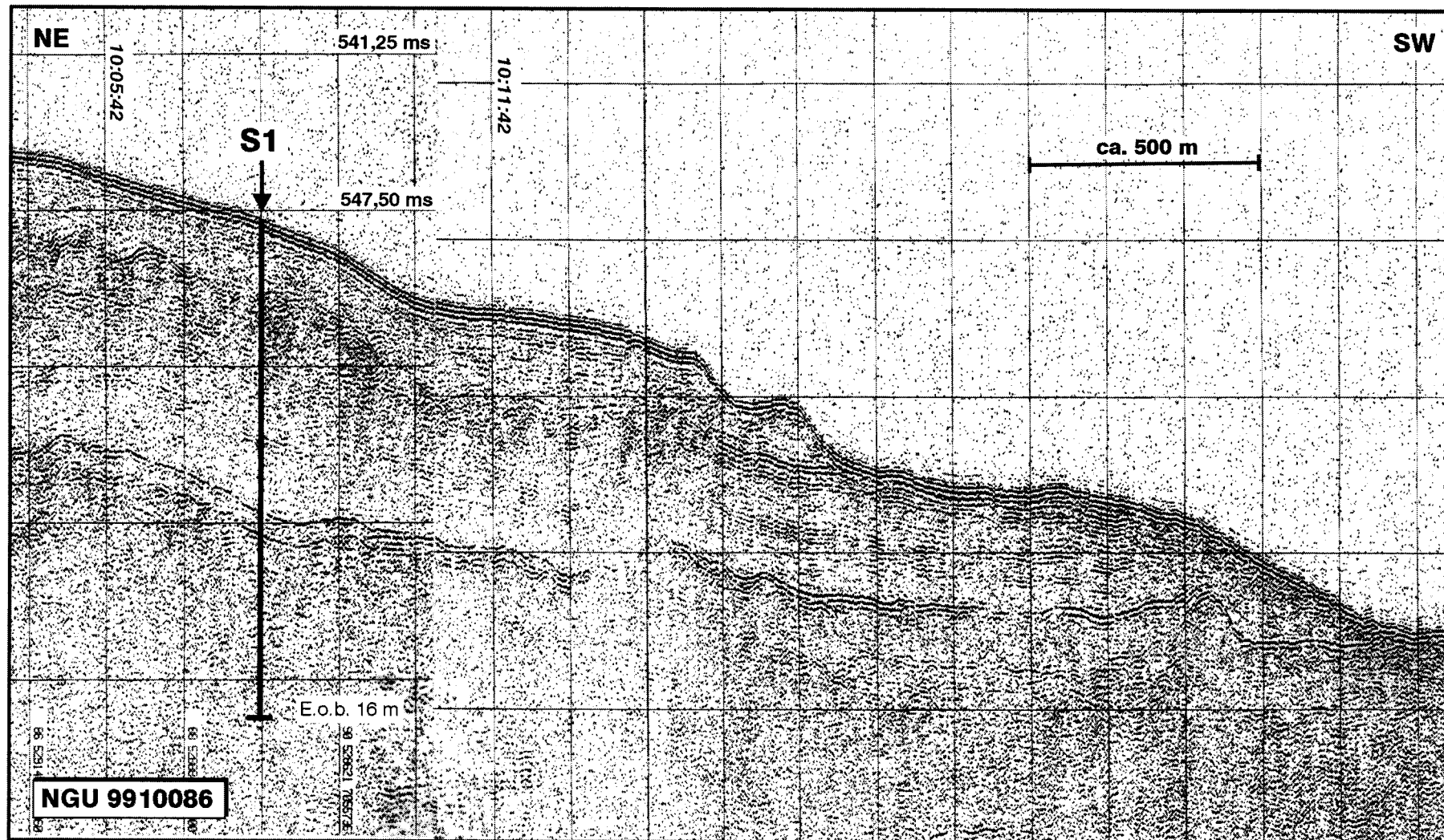
Figur 5.1.2. Seismisk linje NGU9907039 (luftkanon) i Trondheimsleia fra utløpet av Trondheimsfjorden til foten av skråningen ved Garten (se Fig. 5.1). Reflektor A i toppen av de tydelig parallell-lagdelte sedimentene representerer en endring i avsetningsmiljø (se tekst).



Figur 5.1.3.
Seismisk linje NGU9907039 (geopulse) kjørt like ved boring S1 (16 m lang), og over den bratte skråningen ved Garten (se Fig. 5.1). Alderen i øvre del av de parallell-lagdelte sedimentene sørvest for skråningen er ekstrapolert fra datering i boring G11. Legg merke til at enheter med varierende mektighet og akustisk karakter opptrer over reflektor A.



Figur 5.1.4. Stratigrifi i boring S1 i Trondheimsleia sørøst for Garten.



Figur 5.1.5. Del av seismisk linje 9910086 (topas) ved boring S1 i Trondheimsleia sørøst for Garten.

5.2 Trondheimsfjorden mellom Agdenes og Rødberg

Ved utløpet av Trondheimsfjorden, ved Agdenes, finnes et terskelområde med vanndyp på ca. 330 m. Fra terskelen skrår havbunnen raskt ned mot det dypeste punktet i Trondheimsfjorden (vanndyp ca. 600 m), rett innenfor Agdenes. Sør for det dypeste punktet, der havbunnen er mer eller mindre flat, avtar vanndypet først relativt raskt og deretter mer gradvis innover mot Rødberg, der vanndypet er ca. 500 m. Fjordbunnen er ganske flat og jevn hele veien fra det dypeste punktet til Rødberg. Det finnes flere lokale forsenkninger, særlig ved foten av fjordsskråninger der fjellet stikker et stykke ut i fjorden. Enkelte steder der fjellfoten buer innover, blir bunnen gradvis og tiltakende brattere inn mot fjellet. Fjordsidene er generelt bratte.

Stratigrafi og geologisk utvikling

Over terskelen ved utløpet av Trondheimsfjorden er det tolket en morene/morenerydd. Topografien er noe uryddig og mektigheten av morene over fjell varierer. Sidereflekser gjør tolkningen vanskelig, og det kan enkelte steder være vanskelig å avgjøre om en har fjell eller morene. I forsenkninger/renner kan det være avsatt tynne lag med glasimarine leirer, evt. sand.

Fra foten av terskelen og innover den smale fjorden inn til Rødberg er det avsatt tykke lag med hovedsaklig akustisk lagdelte sedimenter. Fjelltopografi er uregelmessig, og sedimentmektigheten varierer stort sett mellom 400 m og 600 m. Sedimentbassenget er en fortsettelse av det brede og dype bassenget i Korsfjorden.

På lokalitet S2 utenfor Rissa er det boret ned til 70 m under havbunnen (Fig. 5.2.1). De anslåtte lyd hastighetene (1600 m/s, økende til 1750 m/s i den nedre, sandrike delen av kjernen) synes å gi en troverdig korrelasjon mellom de seismiske og litologiske enhetene som kan defineres (Fig. 5.2.2).

Enhet A (0-10.7 m): Seismikken viser en tydelig akustisk lagdelt sedimentpakke. Denne pakken blir tynnere nordover hvor den nesten kiler ut ned mot det dypeste punktet i Trondheimsfjorden. Sørover blir den raskt tykkere hvor bunnen er konveks utenfor Skaudalen, og mektigheten er størst midt mellom Rissa og Rødberg (Fig. 5.2.3). Inn mot fjellfoten i Størdalsbukta, bukta inn mot deltaet utenfor Skauga, samt utenfor Kvithyll og Årlottsvika (se Fig. 3.1), blir også enhet A mye tykkere. Sedimentene består av siltig leire med mange silt- og sandlag mindre enn ca. 0.5 m tykke. Datering av foraminiferer ved 9.55 m dyp gir 6410 BP. En mer utførlig beskrivelse av enheten med dateringer er gitt i Del A.1 i NGI (2000).

Enhet B (10.7-ca. 25 m): Seismikken viser et akustisk transparent intervall med en uregelmessig undergrense med et relieff på flere meter. Mektigheten varierer mye, og generelt synes sedimentasjonen av enhet B å ha jevnet ut topografien/relieffet på den underliggende ujevne flaten. Mektigheten er størst på vestsiden av fjorden, hvor lokalt opp til 40 m av enheten er avsatt. Tre prøver tatt mellom 10.7 m og 20.7 m viser alle en meget homogen, finkornet leire, med et klart lavere grovsilt-/finsandinnhold enn den siltige leiren i enhet A. Ved 25 m dyp opptrer et grusig sandlag fullt av skjellfragmenter og skjell. Laget ligger i toppen av prøven som ble tatt ved 25-26 m, og materialet kan være nedfall fra et grovt lag

som ligger noe høyere (23 m ?). Dette sandlaget reflekterer sannsynligvis en periode med erosjon på grunn av kraftige bunnstrømmer. I nedre del av enhet B ser en flere steder skredmasser på seismikken. Laget rett under erosjonsflaten (25.12-25.32 m) er deformert, noe som tyder på at dette kan være rasmasser. En datering i leiren like under det grusige sandlaget (25.36 m) har gitt en alder på 9885 BP.

Enhet C (ca. 25-ca. 35 m): Seismikken viser en godt lagdelt enhet, som i seismisk karakter ligner enhet A. I seismikken kommer erosjonsflaten tydelig fram med et relieff på flere meter, og den kan følges på hele strekningen mellom Rissa og Rødberg (Fig. 5.2.3). Mektigheten av enheten er størst på østsida på fjorden. Overflaten av enheten skrår ned mot vestskråningen av fjorden, hvor enheten tynner og blir borte. I likhet med enhet A blir enheten tynn der bunnen skrår ned mot den dypeste delen av Trondheimsfjorden nord for Rissa. Dette kan skyldes en kombinasjon av liten avsetning og erosjon. Vi har kun to kjerner fra dette intervallet, der den øverste (25-26 m) viser vekslning mellom sand, silt og leire, og den nederste (30-31 m) er dominert av sand. Vi antar at sedimentene er karakterisert av en vekslning mellom sand, silt og leire på samme måte som i de øverste 11 meter av S2. De to kjernene vi har indikerer imidlertid at det kan være mer sand mellom 25 m og 35 m enn i intervallet 0-11 m.

Enhet D1 (ca. 35-47.5 m): Seismikken er transparent og strukturløs, og en meget svak og dårlig definert reflektor indikerer grensen til enhet D2. Kjernen tatt ved 35-36 m består av homogen, siltig (fin-middels silt) leire, og stabile boreparametre med et høyt mudtrykk indikerer at intervallet 35-47.5 m tilhører samme enhet av homogen, siltig leire.

Enhet D2 (47.5 m-ca. 67 m ?): Den seismiske karakteren er transparent og strukturløs tilsvarende enhet D1. Det ble imidlertid under boring observert et markert fall i mudtrykk ved ca. 47.5 m, og både boreparametre og prøver (50 m, 55-56 m) viser at intervallet består hovedsaklig av sand. Noen kortvarige perioder med økning i mudtrykk tyder på at det finnes enkelte leir-/siltlag på opptil 0.5 m.

De akustisk lyse og strukturløse enhetene D1 og D2 er avsatt over hele fjordbredden. Mektigheten er størst nord for Rissa. Enhetene blir tynnere og kiler ut mot Rødberg (Fig. 5.2.3).

Enhet E (ca. 67 m ?-): Overflaten av den akustisk lagdelte enheten E ser erodert ut, og det er indikasjoner på at interne reflektorer i enhet E blir kuttet. Enheten er mektig ved Rødberg (ca. 100 m), men de prograderende sedimentene tynner raskt nordover fjorden, og går gradvis over til å bli mer lagdelte. Også på tvers av fjorden varierer mektigheten av enheten mye. Enheten synes generelt å være tynnere på vestsiden av fjorden, og dette kan skyldes en kombinasjon av mindre avsetning og erosjon på grunn av strømforholdene som eksisterte. Den nederste kjernen ved 69.5-68.92 m er full av kryssjikt og krysslaminasjon, noe som indikerer kraftige strømmer under avsetning. Vi er usikre på om denne prøven hører til i nedre del av enhet D2 eller i øvre del av enhet E. Grunnen til at vi har plassert den i enhet E, er at boreparametrene under 67 m indikerte flere leir-/siltlag i sanden, noe som muligens kan samsvare med den akustiske lagdelingen som observeres.

Foreløpig er det ikke utført dateringer av sedimentene som ligger under 25 m dyp, og det er derfor ikke mulig å knytte de seismiske enhetene til isavsmeltingen i Trondheimsfjordsområdet. De øvre ca. 100 m av sedimentene avsatt på denne fjordstrekningen, synes imidlertid å representere en periode med langt mer skiftende sedimentasjonsforhold enn de underliggende sedimentene. Like under bunnen av enhet E, blir reflektorene meget jevne og parallelle, og det er ingen spor av erosjon eller sedimentasjon som er kontrollert av varierende

bunnstrømmer og sedimenttilførsel. Det er ikke gjort noe forsøk på korrelere stratigrafien mellom Rissa og Rødberg til stratigrafien i hovedbassenget øst for Rødberg p.g.a. vanskelige forhold ved Rødberg.

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilagene 2000.045-06 og 2000.045-07.

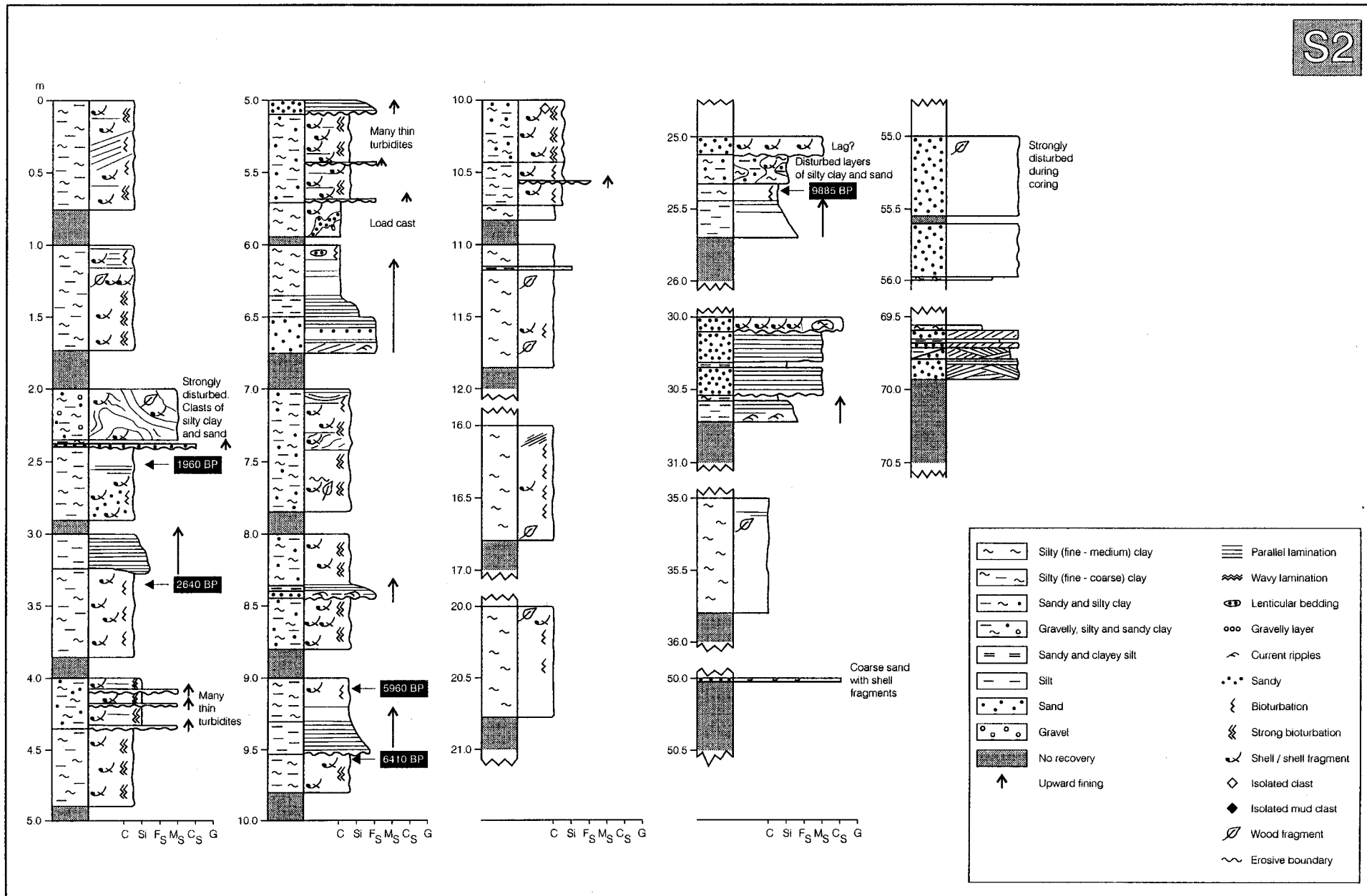
Over den grunnere terskelen ved Agdenes og ca. 3 km sørover mot den dypeste delen av Trondheimsfjorden er det tolket morene, med blottlagt fjell enkelte steder. Topografien er uregelmessig, og det er problemer med å tolke seismikken på grunn av bratte skråninger og sidereflekser. Det er derfor vanskelig å anslå mektigheten av morenen, og muligens er det mere blottlagt fjell enn hva som framgår av kartet. Det er ikke tatt prøver i området, og vi vil ikke se bort fra at det stedvis finnes et grovere topplag (sand/grus/stein) dannet ved strømerosjon. Det kan også være avsatt en god del sand i forsenkninger.

Vi har tolket sand i området der Trondheimsfjorden er på sitt dypeste (ca. 600 m). Denne tolkningen er noe usikker, og baseres på at sedimentene i "dyphola" har en mer strukturløs seismisk karakter enn lengre sør, i tillegg til at prøve GC 03 like sør for "dyphola" viser et mye høyere innhold av sand enn prøvene utenfor Rissa.

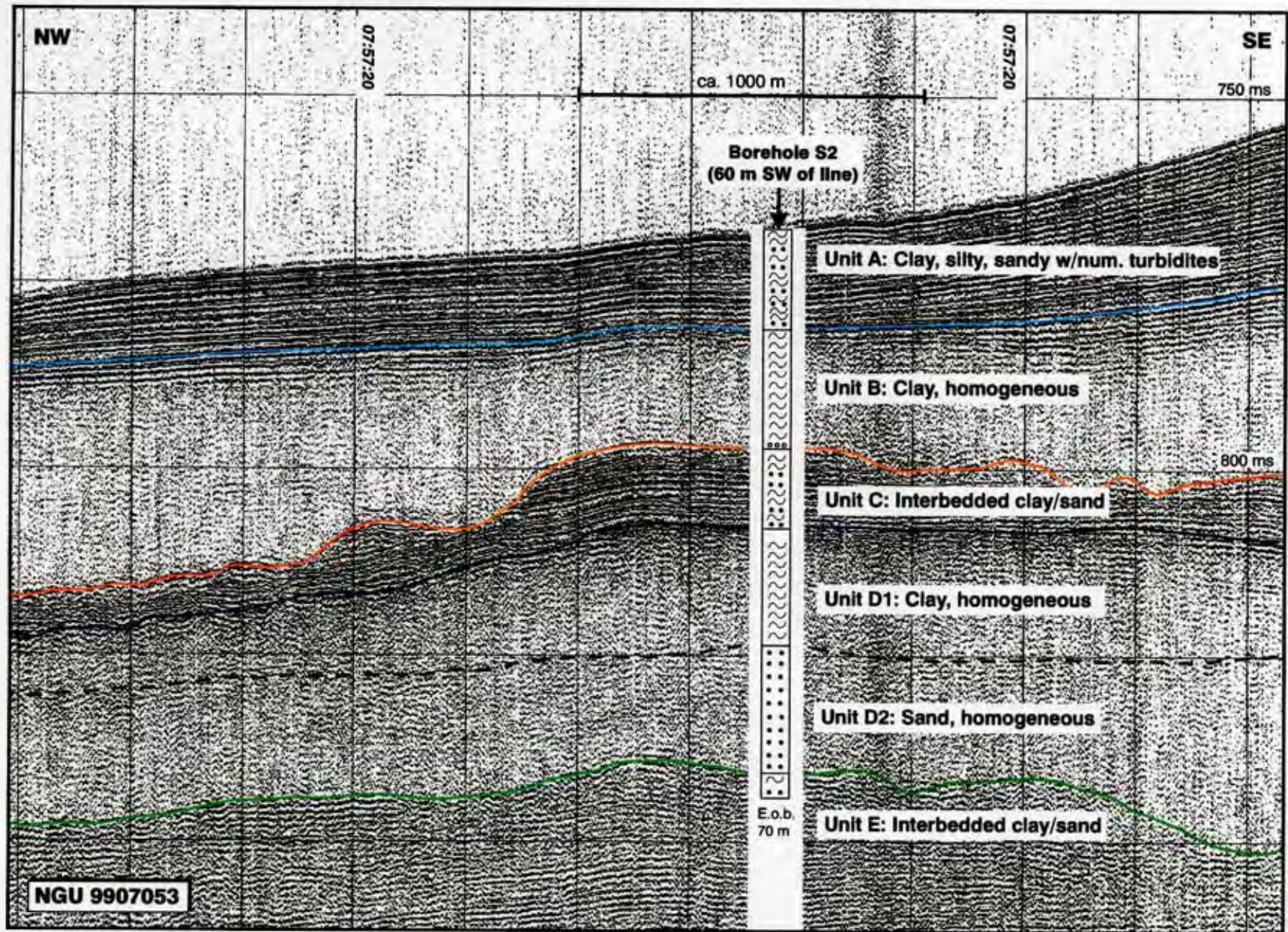
Videre sørover er det kartlagt holocen leire på bunnen, og det er oftest en klar grense til fjell i foten av de bratte skråningene. Utenfor Størdalsbukta, og utenfor buktene ved Kvithyll og utløpet av Skauga har fjordbunnen en svak konveks form som viser en større sedimentakkumulasjon her enn i områdene omkring. Dette skyldes en større sedimenttilførsel fra Skauga og muligens elva ut i Størdalsbukta, eventuelt i kombinasjon med de generelle strømforholdene i buktene (bakevjer) og tilførsel av skredmasser. Også utenfor Årlottsvika er det en sedimentvifte i foten av fjellskråningen.

Mellom Rissa og Rødberg er det kartlagt to områder med hyppig veksling mellom sand og leire (både lateralt og vertikalt). Det er ikke tatt prøver som verifiserer dette, og kartleggingen er basert på seismikk som viser en bølgeomorfologi på bunnen. På de sørligste 3-4 km av strekningen fram til Geitaneset-Rødberg er det et topplag med varierende mektighet (0-3 m). Det er indikasjoner på både erosjon og rask avsetning, og sannsynligvis er bunnforholdene i dette området mere variable enn hva bunnkartet viser.

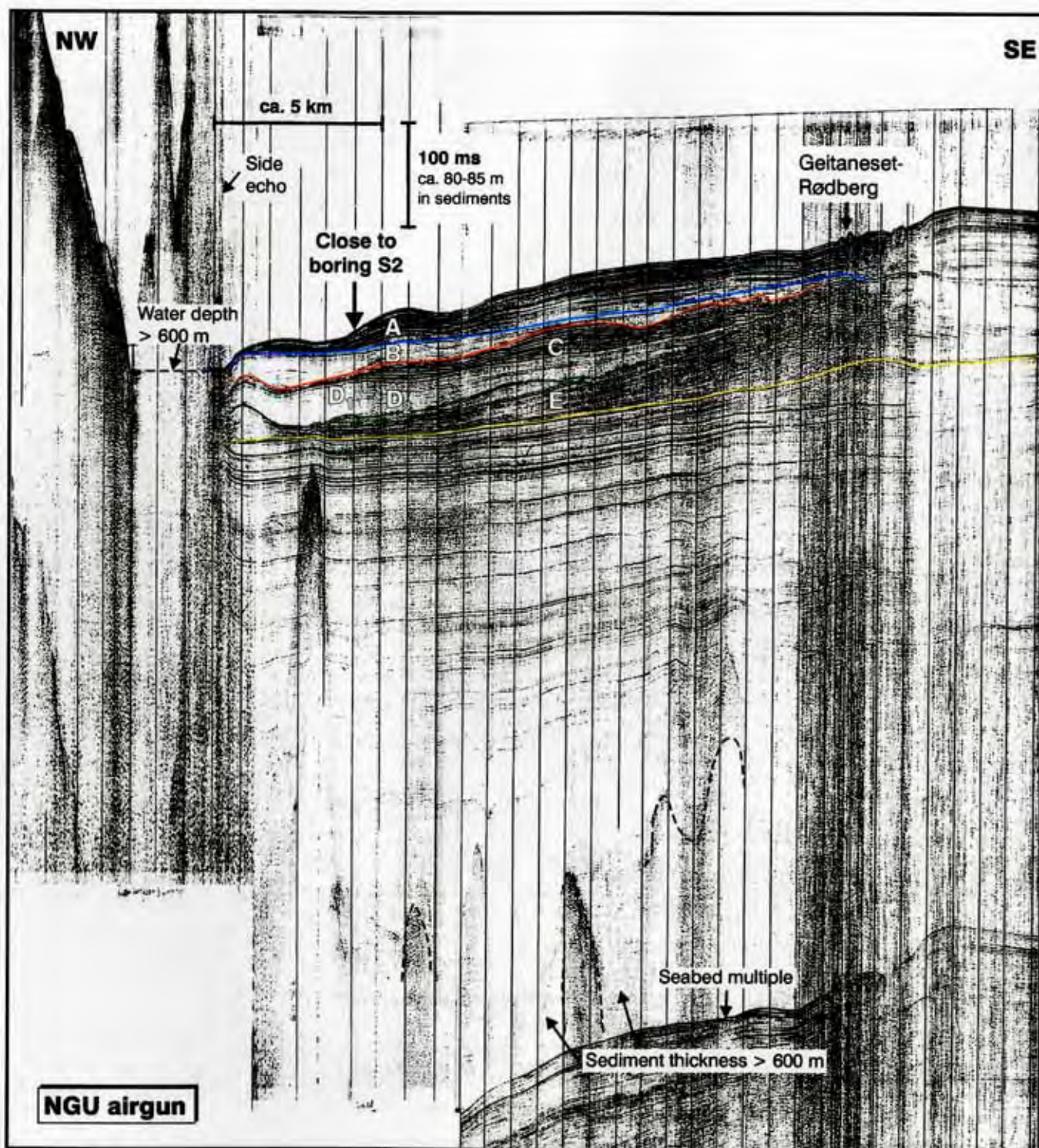
Fjellnesene ved Rødberg og Geitaneset gjør fjordbunnen trang der den vide Trondheimsfjorden åpner seg mot øst. Tydelige forsenkninger som er dannet i foten av fjellskråningene på hver side av fjorden, viser at det er sterke bunnstrømmer her. Prøvetaking indikerer at det er sand både i forsenkningene og like utenfor. I området mellom forsenkningene opptrer sedimentbølger av varierende størrelse som migrerer sørøstover. Enkelte bølger viser svært liten avsetning på støtsiden, og stor avsetning på lesiden. Både prøver og seismikk indikerer at det kan være varierende avsetningsforhold, med hyppig veksling mellom leire og sand, både vertikalt og lateralt.



Figur 5.2.1. Stratigrifi i boring S2 i Trondheimsfjorden ved Rissa.



Figur 5.2.2. Del av seismisk linje 9907053 (geopulse) ved Rissa, og tolkning av avsetningsenheter basert på korrelasjon med prøver i boring S2 (se tekst).



Figur 5.2.3. NGU luftkanonlinje innsamlet i 1986 fra Agdenes til øst for Rødberg (se Fig. 5.1). De parallell-lagdelte sedimentene under enhet E viser at det før enhetene E-A ble avsatt, var langt mer stabile avsetningsforhold på denne strekningen.

5.3 Orkdalsfjorden og Gaulosen

Stratigrafi og geologisk utvikling

Mektigheten av glasimarine sedimenter er stor i sørskråningen av Orkdalsfjorden (>300 m), og relativt liten i nordskråningen. Sedimentene framtrer på seismikken med høyfrekvente parallelle reflektorer, som er flattliggende eller har en svak nordlig helning. På noen linjer er det mulig å se to enheter av glasimarine sedimenter. De glasimarine lagene er tilsynelatende kuttet i sørskråningen, og seismikken viser at holocene leirer draperer den eldre overflaten. De holocene leirene er akustisk lyse, og er enten strukturløse eller svakt lagdelte. Under dypålen er den seismiske oppløsningen dårligere på grunn av rasmasser og kanalsedimenter på bunnen, men seismikken viser at det er glasimarine sedimenter ned til minst 500 ms under havflaten i sørskråningen. Dette indikerer at det kan være over 150 m med lagdelte sedimenter under dypålen av fjorden. Ingen av de seismiske linjene i Orkdalsfjorden gir klare indikasjoner på at en isbre har rykket fram over de glasimarine sedimentene.

Linje NGU9907006 (luftkanon), som er kjørt fra den nordligste delen av Orkdalsfjorden og ut Ytre Orkdalsfjorden, hvor dyp til fjell gradvis blir større, viser imidlertid en mer fullstendig stratigrafi. En sone med uregelmessige reflektorer og akustisk kaotiske sedimenter indikerer spor av en isbre ut Orkdalsfjorden. I perioder grunnet denne i den indre delen av Ytre Orkdalsfjorden (utenfor utløpet av Gaulosen). Ved økende paleo-vandyp nord for den antatte grunningssonen (der breen kalvet), er det en rask tynning av sekvensene med proksimale, glasimarine sedimenter, som gradvis blir mer ensartete og parallelle utover i bassenget. I de ytre delene av Ytre Orkdalsfjorden er sedimentmektighetene store (>500 m).

Linje NGU9907048 (luftkanon) kjørt på langs av Gaulosen og over Ytre Orkdalsfjorden illustrerer tydelig de store forskjellene i sedimentasjonsmiljø i de ytre delene av Gaulosen og Ytre Orkdalsfjorden (Fig. 5.3.1). De ujevne reflektorene og akustisk kaotiske sedimentpakkene i Ytre Orkdalsfjorden er knyttet til oscillasjoner av isbreen i Orkdalen, og avsetning av morene og proksimale, glasimarine avsetninger utenfor isfronten. Store skred som har gått i perioder da isen hadde en mer tilbaketrukket posisjon, kan også ha bidratt til å gi et kaotisk akustisk bilde. I en ca. 4 km lang sone i den ytre delen av Gaulosen er det en mektig akustisk parallell-lagdelt lagpakke (>200 ms) som indikerer stabil glasimarin sedimentasjon her. Mange reflektorer bøyer opp mot de antatte morenesedimentene i Ytre Orkdalsfjorden, og lagene synes å være avsatt fra sideflanken av isbreen som har gått ut Orkdalsfjorden (Fig 5.3.1). Sør for de lagdelte sedimentene i ytre del av Gaulosen er det en momentan overgang til akustisk strukturløs seismisk karakter under de øvre 50-80 m av postglasiale sedimenter. Øvre del av det strukturløse området har kraftigere refleksjoner enn dypere ned, og overflaten ser svært uregelmessig ut. Enkelte parallelle refleksjoner med ca. 100 m utholdenhet kan tolkes i den strukturløse pakken, og indikerer at de lagdelte glasimarine avsetningene eksisterer også her. En mulig tolkning er derfor at en isbre har rykket langt ut i Gaulosen i en relativt sen fase av isavsmeltingsperioden. Denne isen har avsatt et relativt tynt morenelag med ujevn overflate, som "visker ut" underliggende seismisk informasjon. Vi vil imidlertid ikke utelukke at isbreen i Gauldalen grunnet i de indre delene av Gaulosen, mens isbreen fra Orkdalen kalvet i Ytre Orkdalsfjorden.

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilaget 2000.045-07.

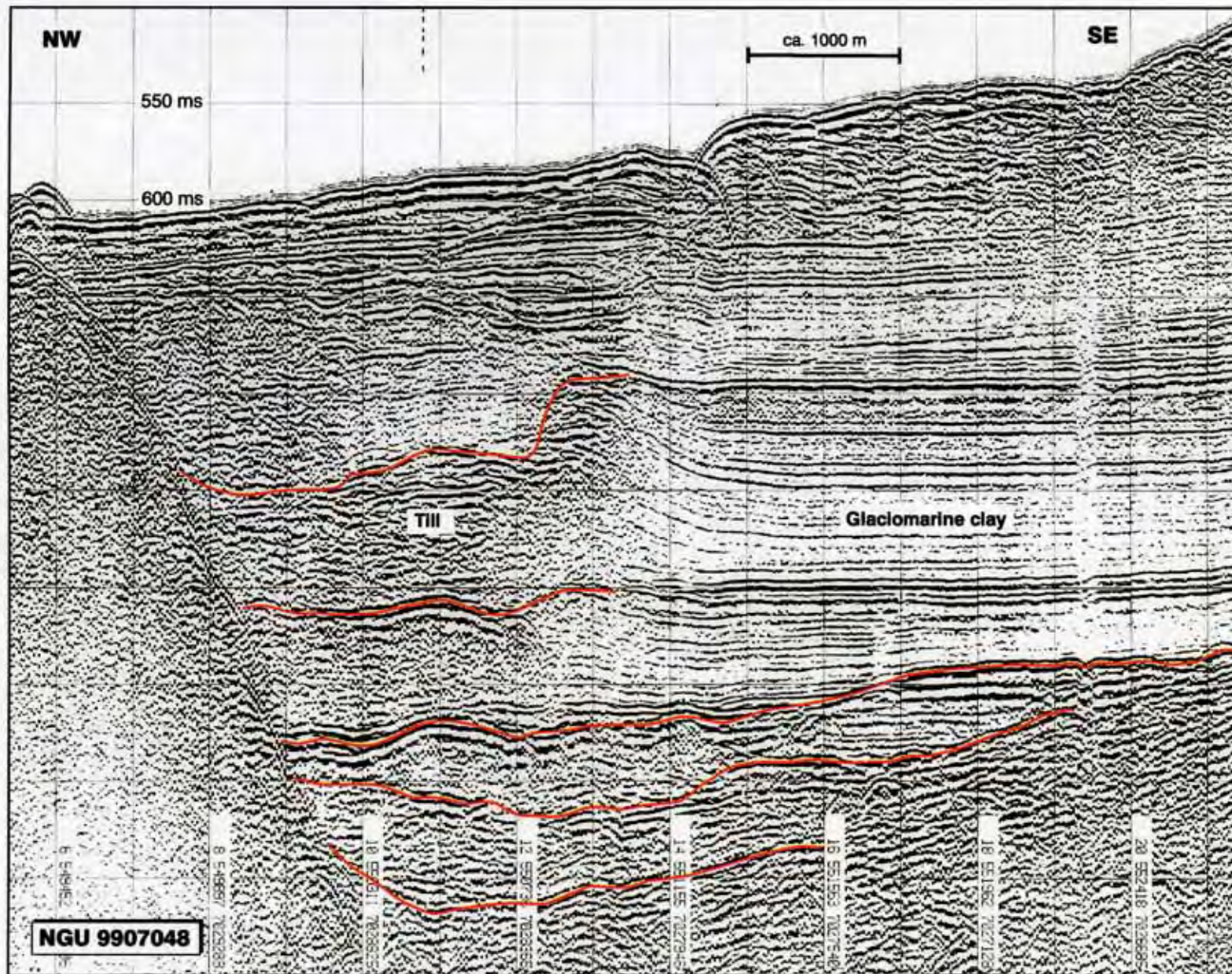
Som en følge av stor resent skredaktivitet i Orkdalsfjorden (Bøe et al. 1999), er den trange dypålen i fjorden dekket av skredmasser. Lenger ute, der fjorden blir bredere, er det tolket en veksling av sand og leire i den dypeste delen av fjorden. Den trange fjordbunnen tjener også som transportkanal for flomsedimenter og turbiditter som føres videre fra deltaet ved munningen av Orkla. Det er påvist at sedimentene i kanalen er grovere enn sedimentene på siden av kanalen (Gunleiksrud 1982, Bugge et al. 1999, Næss, pers. med. 2000). Sandbølger som indikerer aktiv sedimenttransport er observert i kanalen langt inn mot elvemunningen (Bøe et al. 1999).

Bortsett fra i et lite område med glasimarine sedimenter, er skråningene av Orkdalsfjorden drapert med holocene leirer over glasimarine sedimenter. De fleste unge skred i Orkdalsfjorden ser ut til å ha gått i den øverste, holocene sedimentpakken.

Fjordbunnen i Gaulosen er bredere enn i Orkdalsfjorden. Her er det en meget tydelig kanal (10 m dyp, 100-150 m bred) som kan følges fra munningen av Gaula og ned til omkring 500 m vanddyp. Den grenser først til utgående fjell i foten av sørskråningen, og følger så en mer nordlig retning inntil den løper sammen med kanalen fra Orkdalsfjorden i Ytre Orkdalsfjorden. I kanalen opptrer sandbølger, som indikerer aktiv sedimenttransport. Vi antar at kanalsedimentene domineres av sand, men dette er ikke dokumentert med prøvetaking. Muligens kan det være varierende forhold i kanalen i den nordligste delen av Gaulosen, med veksling mellom sand, silt og leire.

Sigdformede groper med bratte og markerte bakkanter opptrer i kanalsedimentene fra langt inne i Gaulosen til helt nord i Korsfjorden, der to slike groper opptrer ved siden av hverandre øst for Geitaneset (Del A.1 i NGI 2000). Et typisk trekk er at gropene er kraftig overfordypet nord for bakkanten, og at de ofte ikke har noe utløp for sedimentene som er fjernet. Det er mulig at gropene er dannet ved en kombinasjon av grunnvannsutstrømming og utrasning, såkalt "spring sapping" (Paull et al. 1990). Sandige og permeable kanalsedimenter kan forklare hvorfor gropene kun opptrer i kanalen.

I Gaulosen dominerer holocen leire på den flate havbunnen. I den ytre delen opptrer sedimentbølger i de finkornete sedimentene, og seismikken indikerer at disse migrerer sakte mot sørøst. Innerst i fjorden, i en ca. 3 km lang, smal sone som grenser til kanalen, opptrer skredmasser i overflaten. På land har en mange kvikkleireområder og spor etter store skred som har gått ut i fjorden (Sveian og Reite 1999).



Figur 5.3.1. Del av seismisk linje 9907048 (luftkanon) fra ytre del av Gaulosen til foten av vestskråningen i Ytre Orkdalsfjorden (se Fig. 5.1). Lagdelte sedimenter som "gror" ut fra morene i Ytre Orkdalsfjorden, indikerer at det var en aktiv bre i Orkdalsfjorden i en periode med åpne glasiomarine forhold i Gaulosen. Glasiomarine kontaktflater er markert med oransje farge.

5.4 Ytre Orkdalsfjorden, Korsfjorden og Flakkfjorden

Stratigrafi og geologisk utvikling

Stratigrafien i Ytre Orkdalsfjorden ble delvis omtalt i forbindelse med omtale av en bre ut Orkdalsfjorden (Kap.5.3). Flakkfjorden og Korsfjorden med den ytre delen av Ytre Orkdalsfjorden danner det bredeste og dypeste sedimentbassenget i Trondheimsfjorden. To flerkanals seismiske linjer kjørt av Oljedirektoratet (TF-4-97 og TF-7-97) viser at opptil 900 ms (ca. 750 m) sedimenter er avsatt over fjellflaten som når et dyp på ca. 1.6 s. Et morenelag av varierende mektighet (fra null til 70 m) jevner ut relieffet på fjellflaten. Over morenen er det avsatt glasimarine sedimenter med parallelle eller nær parallelle reflektorer, som hovedsakelig lapper på den underliggende morenen eller fjell. De fleste glasimarine sedimentpakkenes avsatt i hovedbassenget kan også følges nordvestover i det dype og smale fjordbassenget fra Rødberg mot Agdenes.

Noen reflektorer synes å ha større regional betydning, og definerer sedimentpakker med varierende mektighet og karakter. Det har ikke vært tid til å studere dette i detalj innen rammene av dette prosjektet, men vi tror at det kan ha sammenheng med fluktasjoner av isfronten omkring fjorden, og tilhørende skifte av sedimentkildeområder. Markerte endringer i strømningsforholdene i fjorden kan også ha hatt betydning. Seismikken på linje NGU9907005 (luftkanon) tyder på at isen i en periode rykket fram fra øst til et stykke vest for Midtjordsgrunnen, og avsatte morene over glasimarine sedimenter (breen hadde bunnkontakt ned til ca 900 ms, tilsvarende ca. 850 m paleo-vannndyp). Seismiske linjer utenfor Flakk indikerer også at isen har rykket fram, og muligens erodert tidligere avsatte glasimarine sedimenter ned til ca. 800 m paleo-vannndyp. Den stratigrafiske beliggenheten, tyder på at disse hendingene skjedde tidligere enn yngre dryas. Det er imidlertid ikke spor av is som har nådd bunnen i den dypeste delen av avsetningsbassenget.

Over de glasimarine sedimentene er det avsatt opptil 40 m mektige holocene leirer med enkelte sandlag (Del A.1, NGI 2000). De holocene sedimentene har en høyfrekvent, parallell akustisk lagdeling, og en kraftig og utholdende reflektor på luftkanonseismikk definerer sannsynligvis bunnen av denne lagpakken. En 31 m lang sedimentkjerne (MD 99-2292) ble i 1999 tatt i regi av IMAGES-prosjektet i Flakkfjorden (kartbilag 2000.045-03). Vi har hatt tilgang til en grov kjernebeskrivelse (Images 2000), som viser at kjernen består av siltig leire med mange silt-/sandlag av varierende tykkelse (Del A.1 i NGI 2000). Av IMAGES-prosjektet har vi fått tilsendt flere prøver for datering. Det dypeste nivået som er datert, 21 m under havbunnen, har gitt en alder på 8400 BP.

Langs sørskråningen av Trondheimsfjorden, i området vest og nord for Flakk, har det i holocen blitt bygd ut sedimentvifter ved foten av fjordskråningen (Bøe et al. 1999). Viftene, som strekker seg 0.5-1 km nordover på den flate fjordbunnen, er nærmere omtalt i Del A.1 i NGI (2000). Denne rapporten beskriver også et større område med skredmasser (utbredelse ca. 15 km², anslått mektighet på 2-3 m) vest for Midtjordsgrunnen (kartbilag 2000.045-07). Det antas at dette skredet har kommet fra det kraftig ravinerte området nordvest for dypålen på nordsiden av Midtjordsgrunnen, og at det har blitt utløst for ca. 3700 år siden.

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilaget 2000.045-07.

Som nevnt løper kanalen i Gaulosen sammen med kanalen fra Orkla, og fortsetter langs vestsiden av Ytre Orkdalsfjorden til Geitaneset. Det er kun tatt en prøve av silt i kanalen (P9907004, Bøe et al. 1999), men vi tror at det er en hyppig vertikal og lateral veksling mellom sand, silt og leire langs kanalen. I området mellom Geitaneset og Rødberg tyder både seismikk og prøver på at bunntypene varierer, og muligens at sandige bunnsedimenter finnes lengre øst enn hva som indikeres av kartet. I den vestligste delen av Korsfjorden og store deler av Ytre Orkdalsfjorden opptrer sedimentbølger av varierende amplitude (opp til 6 m) og bølgelengde (ca. 200 m til flere kilometer). Sedimentbølgene har vært aktive i store deler av holocen, og en stor del av bølgene bygger seg opp vertikalt samtidig som de migrerer sakte i østlig/sørøstlig retning gjennom tid. Noen bølger viser kun en vertikal pålagring (symmetriske), mens andre indikerer lite avsetning på støtsiden og stor avsetning på lesiden. Vi kan ikke utelukke at det i perioder med sterke bunnstrømmer kan ha vært lokal erosjon. Selv om holocen leire sannsynligvis vil være det dominerende bunnsedimentet i området med sedimentbølger, vil en lokalt kunne treffe på silt/sand.

Den flate bunnen i Flakkfjorden består av holocen leire.

5.5 Midtfjordsgrunnen – Tautra, og området nord for Trondheim

Midtfjordsgrunnen ligger i den sørvestlige forlengelsen av Frosta, sør for dypålen i Trondheimsfjorden inn mot Tautraryggen. Grunnområdet er karakterisert av fjellrygger og fjellknatter som stikker opp gjennom sedimentdekket. Vanddypet varierer fra noen få meter til 2-300 meter, alt etter hvor en setter avgrensingen. I dypålen avtar vanddypet gradvis fra ca. 470 m i vest til ca. 200 m der Tautraryggen begynner å stige. Vanddypet på selve Tautraryggen er flere steder under 50 m. Nord for dypålen har en et undersjøisk ravinelandskap med store lokale variasjoner i vanddyp. Vanddypet er generelt 250-400 m. Fjordsiden langs nordkysten av Trondheimsfjorden er bratt, og en har også mange bratte skrenter langs nordskråningen av Midtfjordsgrunnen.

Stratigrafi og geologisk utvikling

Dypålen nord for Midtfjordsgrunnen og til Tautra ligger øst for det dype sedimentbassenget i Korsfjorden og Flakkfjorden, og på denne strekningen er løsmassetykkelsen 50-150 m. Stratigrafien er stedvis komplisert, men vi har inntrykk av at glasimarine leirer avsatt relativt nær isfronten dominerer. Isfronten har sannsynligvis rykket fram og tilbake flere ganger i området, og intervaller med morenelag vil kunne opptre.

Boring S5, som ble boret i dypålen til et dyp på nesten 17 m (Fig. 5.5.1), gir informasjon om de øvre lagene (Del A.1 i NGI 2000). De øverste 7 m består av homogen, siltig leire, og tilsvarer den akustisk transparente/svakt lagdelte enheten en kan observere i seismikken (Fig. 5.5.2). Også mellom 7 m og 10 m består sedimentene av siltig leire, men lokalt er de sandige og med mange siltlinser. I dette intervallet er sedimentene tydelig lagdelt og laminert, og dateringene viser at de ble avsatt for ca. 8500-10 000 år siden. Overgangene i sedimenttype/sedimentasjonsmiljø ved 7 m og 10 m dyp kommer godt fram på tetthets- og

lydhastighetslogger (Del B.1 i NGI 2000). Under 10 m dyp består sedimentene av siltig leire med lokalt høyt innhold av silt, sand og grus. Enkelte intervaller er kraftig deformert og/eller foldet, noe som tyder på at en her har rasmasser. En datering ved 16.80 m dyp gir en alder på 11 850 BP (sent i yngre dryas). Dette indikerer at skredmassene ble avsatt i en periode rett etter yngre dryas.

Store mektigheter av lagdelte/laminerte sedimenter opptrer under et tynt øvre, transparent lag av holocene sedimenter i området nordvest for dypålen, samt på Midtfjordsgrunnen. Kjernebeskrivelser viser at enheten består av siltig leire, ofte med sand og grus. En ¹⁴C-datering ved 4.40 m dyp i boring G08 ga en alder på 13 200 BP som viser at størstedelen av de glasimarine sedimentene i dette området ble avsatt før yngre dryas.

På Tautraryggen er det avsatt store mektigheter av breelvsedimenter under en framrykking av isfronten i tidlig yngre dryas periode (Reite 1994; 1995)). Bratte skrålag indikerer at store mektigheter av sand og grus ble bygd ut foran brefronten. De grove lagene er sannsynligvis avsatt over glasimarine sedimenter.

Fra Flakkfjorden og østover mot Stjørdal (mellom Midtfjordsgrunnen og Trondheim) kan en se en kraftig glasial erosjon, som kutter en tykk lagpakke av eldre glasimarine enheter. Seismisk linje NGU9907047 (luftkanon) illustrerer tydelig at det er avsatt et 30-40 m tykt morenelag over erosjonsflaten, og at opp til 50 m mektige lag av glasimarine og holocene sedimenter er avsatt over morenen. Enkelte seismiske linjer indikerer at det kan være flere glasiale erosjonsflater, men vi har foreløpig ikke studert stratigrafien i detalj. Vi har heller ikke gjort noe forsøk på å følge lagene til hovedbassenget i Korsfjorden og Flakkfjorden.

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilaget 2000.045-07.

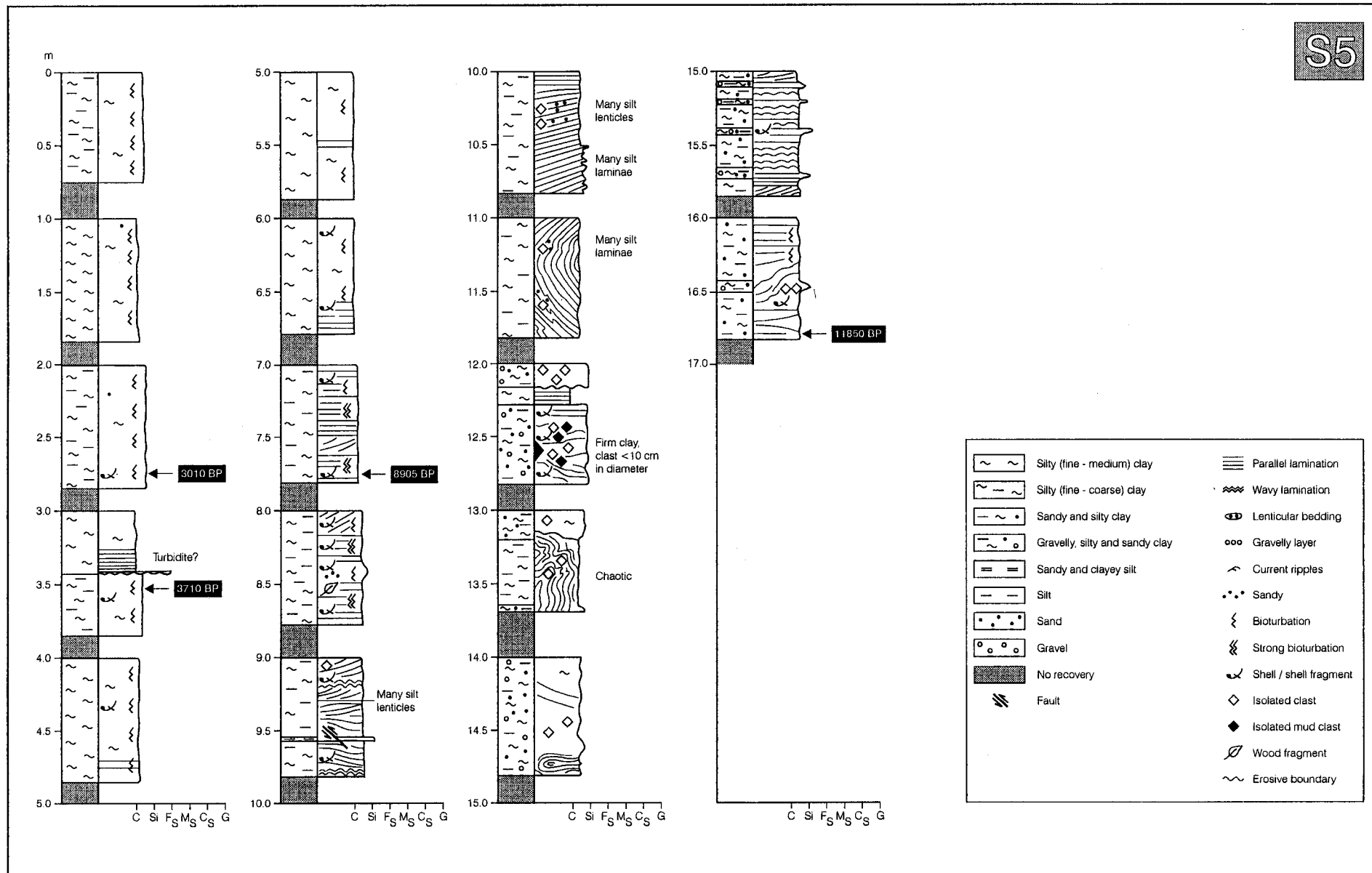
Mellom Midtfjordsgrunnen og Fosen er det hovedsaklig holocene leirer på bunnen. Dette laget er relativt tynt, men det dekker også skråningene de fleste steder. Utenfor Amborneset er det et område med glasimarine leirer. Her forhindrer sannsynligvis sterke bunnstrømmer avsetning av holocene sedimenter.

På Midtfjordsgrunnen er det mange bratte skråninger og grunne områder uten sedimenter, evt. med tynne usammenhengende lag. I slakere skråninger og forsenkninger tyder seismikken på at glasimarine sedimenter dominerer, men lokalt finnes sannsynligvis tynne, usammenhengende lag med holocene sedimenter. I skråninger, og i foten av skråninger, kan det være nedvasket sand og grus.

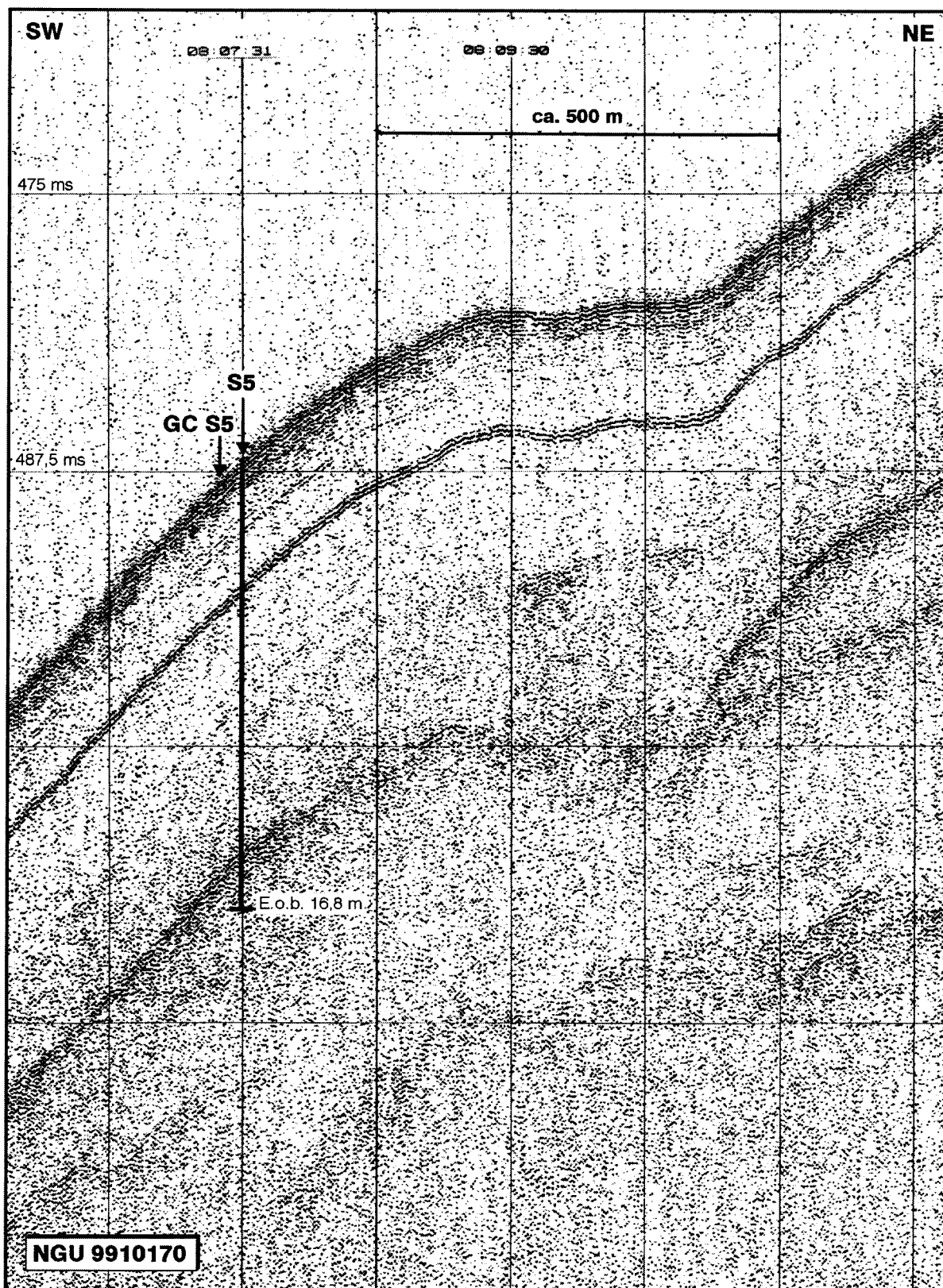
Sør for Midtfjordsgrunnen er det hovedsaklig holocen leire på bunnen. Videre sørover mot Trondheim, blir både topografien og bunnforholdene mere variable. Skredmasser i overflata er indikert flere steder. Dette området er imidlertid dårlig kartlagt, og vi har ingen bunnprøver.

Ved kartlegging av bunntypene på Tautraryggen har vi i tillegg til data samlet inn i dette prosjektet benyttet tolkningene på kartblad Leksvik (Reite og Olsen, i trykk). Breelvavsetninger og morene er de dominerende bunntypene, men disse kan lokalt være overdekket av tynne lag holocen leire og sand. Det er tegnet et område med blottlagt fjell nordvest for Tautra. Vi vil ikke utelukke at det her er mer morene enn hva som framgår av kartet. Mange korallrev står som isolerte topper på Tautraryggen. Disse er også kjent fra

tidligere (Hovland & Mortensen 1999, Sakshaug & Sneli 2000). Vi tror også at koraller opptrer i fjell-/moreneområdet nordvest for Tautra.



Figur 5.5.1. Stratigrافي i boring S5 i Trondheimsfjorden nordvest for Midtfjordsgrunnen.



Figur 5.5.2. Del av seismisk linje 9910170 (topas) ved boring S5 i Trondheimsfjorden nordvest for Midtfjordsgrunnen.

5.6 Trondheimsfjorden mellom Tautra og Skogn

Fra toppen av Tautraryggen øker vanddyppet gradvis mot nordøst. Sjøbunnen mellom Tautraryggen og dypålen øst for Leksvik (en strekning på ca. 15 km) er preget av langstrakte rygger og forsenkninger i NØ-SV-retning. Dette mønsteret ("flutes") er dannet av en isstrøm, som har rykket fram over sjøbunnen. Øst for Leksvik øker vanddyppet ned mot en dypål på ca. 1 km bredde, og med et vanddyp på rundt 420 m. Sjøbunnen er flat og jevn videre innover forbi Skogn. På sørsida av dypålen innover mot Ytterøya er topografien kupert og ujevn. Fjordsiden er brattere ned mot dypålen på nordsiden av fjorden. Også nord for Skogn er fjordsiden bratt, men ved et vanddyp på ca. 50 m flater den ut, og vanddyppet avtar mer eller mindre gradvis inn mot Skogn.

Stratigrafi og geologisk utvikling

Mellom Frosta og Leksvik, sør for det dype fjordbassenget, ligger det 150-200 m morene over fjell. Seismikken indikerer at morenen består av flere enheter, og at det er avsatt noe glasimarine sedimenter distalt, like sørvest for avsetningene. Disse sedimentene ligger under randmorenen og breelavsetningene som er avsatt på Tautraryggen. Dette viser at størsteparten av de tykke morenene er avsatt før framrykningen av isbreen til Tautra tidlig i yngre dryas (Reite 1994; 1995). Øvre del av moreneavsetningen vil imidlertid være knyttet til denne framrykningen av breen. Over morenen er det avsatt 20-30 m glasimarine avsetninger.

Under fjordbassenget (der bunnen er flat) er morenen usammenhengende, og varierer i mektighet. Over morene/fjell er det avsatt 100-200 m med akustisk lagdelte sedimenter (Fig. 5.6.1). Det meste av disse sedimentene består av glasimarine leirer, men boring S4 (30.9 m lang) sentralt i bassenget viser at det her er avsatt over 30 m med meget homogen holocen leire (Figs. 5.6.2, 5.6.3). ¹⁴C datering av skjell funnet ved 30.8 m dyp ga en alder på 10 230 år BP. I leirbassenget er det ikke entydige spor etter glasial erosjon eller morenelag. Dette viser at breen sannsynligvis ikke grunnet i det dypeste partiet av fjorden under framrykning til Tautra under en tidlig fase av yngre dryas. Et 10-20 m tykt lag med noe uregelmessig overflate og med tildels forstyrret signatur, kan muligens knyttes til en fase med framrykning av breen til Tautra tidlig i yngre dryas og etterfølgende tilbaketrekking av breen (Se Fig. 5.6.1).

Bunntyper

Bunntypene som beskrives er vist på kartbilaget 2000.045-08.

Mellom Tautraryggen og dypålen sør for Leksvik tyder seismikken på at det er ubetydelig med resent sedimentasjon, og glasimarin leire er det vanligste bunnsedimentet. Lokalt forekommer gamle rasmasser i overflata. Disse er inkludert i de glasimarine sedimentene, da de ble dannet som et resultat av isens tilbaketrekking og sedimentasjonen på den tid. Nord for Tautra har en et område med svært kupert topografi på sjøbunnen. Detaljbatymetrien indikerer at det også her finnes korallrev.

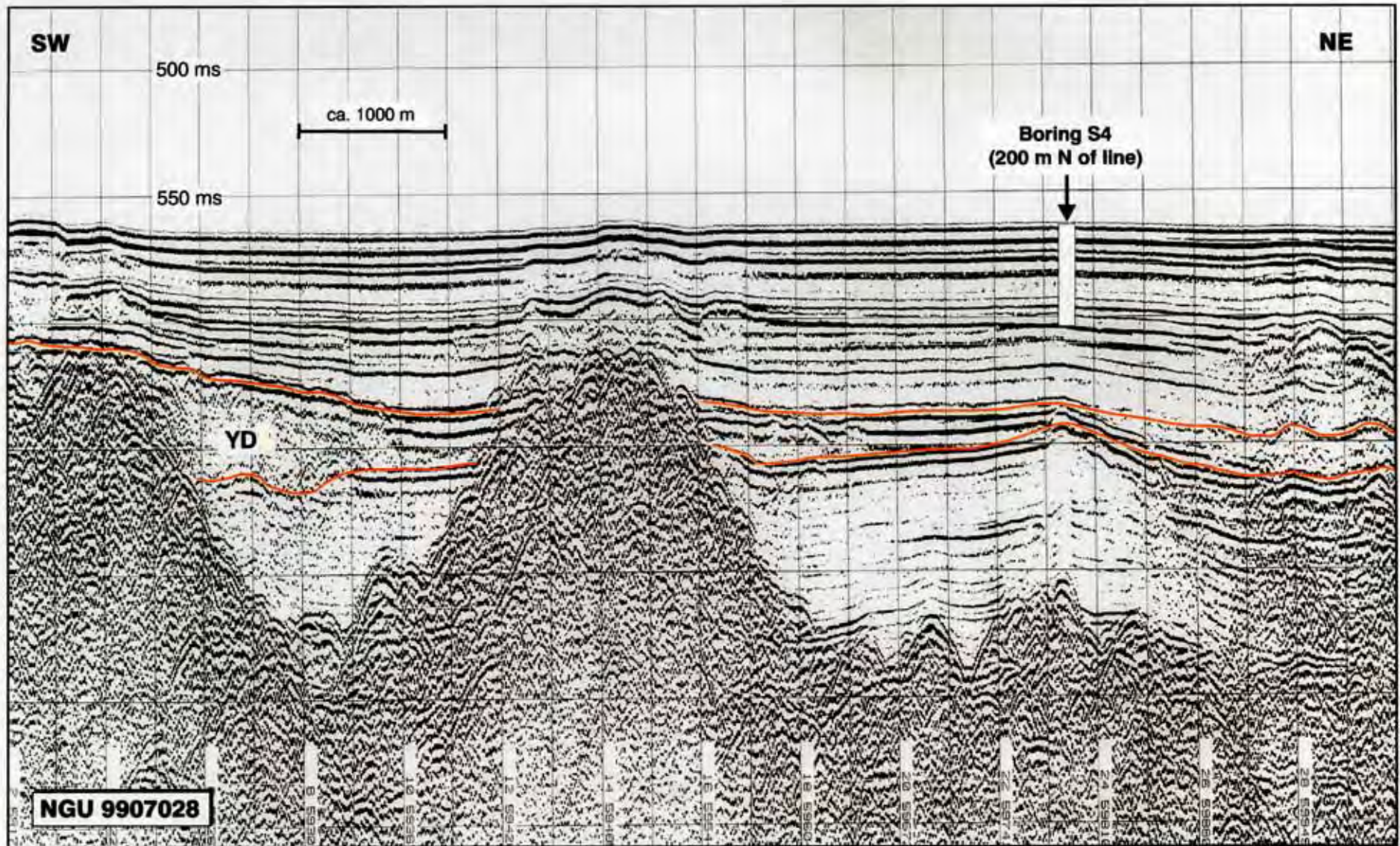
I skråningen ned mot den dypeste delen av fjorden nord for Frosta er det et sammenhengende område med morene. I en smal sone nord for foten av skråningen er det kartlagt glasimarine sedimenter. Tolkningen er usikker, og det kan ligge et tynt, usammenhengende lag med holocene sedimenter i dette området. På den flate fjordbunnen lengere nord er det holocene sedimenter, og disse fortsetter som et sammenhengende teppe langs den nordlige delen av fjorden, inklusive dypålen. På nordsiden av dypålen er det noen mindre områder med fjell i bratte skråninger, og hvor underliggende glasimarine sedimenter kommer ut på bunnen i grensesonen til fjellet.

På sørsida av dypålen innover mot Ytterøya er topografien variert og områder med fjell er kartlagt flere steder. Seismikken tyder på at det her er lite resent sedimentasjon, og at glasimarine leirer dominerer. Sannsynligvis finnes det små områder med tynne lag av holocene leirer, og nedvasket sand kan forekomme i foten av bratte skråninger.

Mellom fjordbassenget sør for Ytterøya og Skogn er det en sammenhengende sone av utgående fjell i den bratteste delen av skråningen. Sørøst for denne sonen dominerer glasimarine leirer, men lokalt kan det også her være tynne lag med holocen leire eller sand.

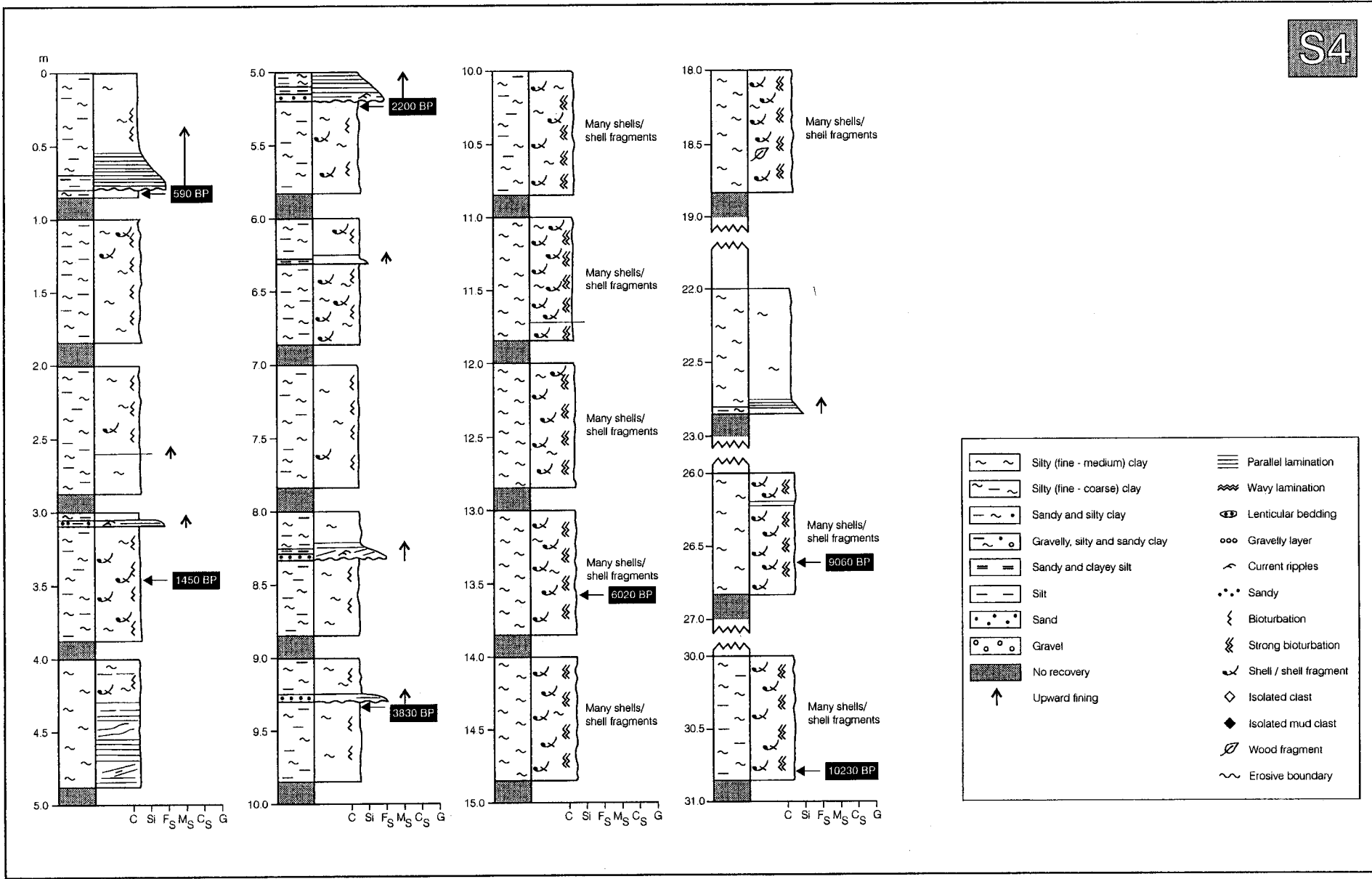
5.6.1 Dyp til fjell ved Skogn

I forbindelse med boring av en eventuell kjølevannstunnel med utslag på dypt vann, er vi bedt om å gjøre en vurdering av fjelldypet. Det er store løsmassemektheter i området nord for Fiborgtangen, og vi har derfor sett på de seismiske linjene som er samlet inn utenfor neset ca. 3 km vest for Fiborgtangen (etter ønske fra Statoil). De tre Geopulslinjene (9907026, 9910139 og 9910140) som er kjørt sørover mot neset, viser at fjellet kommer ut i hele den bratte skråningen, helt fra hvor de flattliggende bunnsedimentene lapper på fjellet i foten av skråningen. Linjene 9910163 og 9910164 (Topas) og 9910141 (Geopuls), viser at det øst og nordøst for neset ligger løsmasser i en forsenkning/renne (kartbilag 2000.045-08). Kun akustisk lagdelte sedimenter er synlige på topas-linjene, og tolkning av fjellflata er vanskelig/usikker på linje 9910141, da den ligger under sjøbunnsmultippelen. Refleksjoner under multippelen indikerer imidlertid at sedimentoverdekket er ca. 40 m ved starten av linja, og ca. 60 m ved skuddpunkt 11:14:21 (kartbilag 2000.045-04).

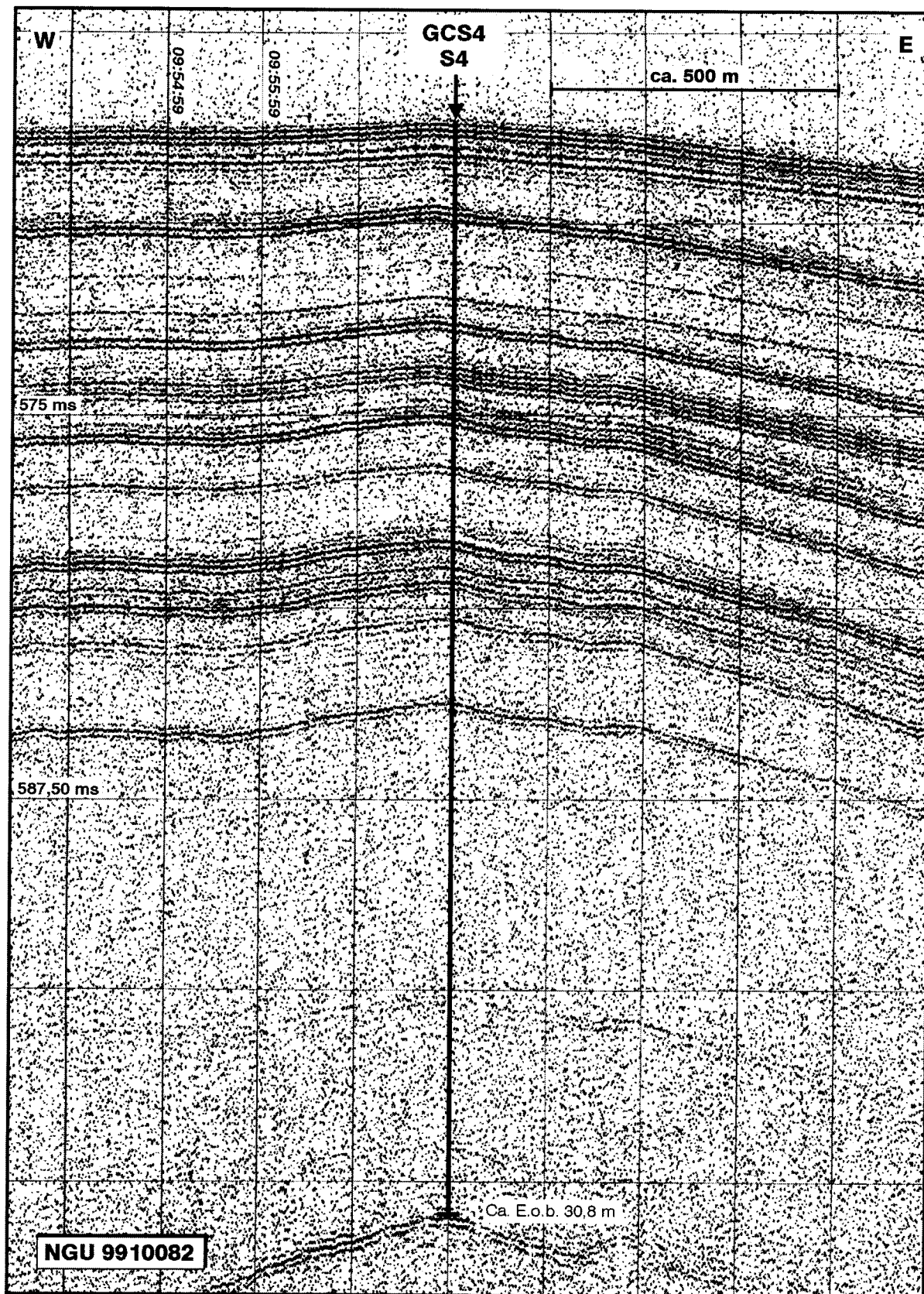


Figur 5.6.1. Del av seismisk linje 9907028 (luftkanon) like ved boring S4 (30.8 m dyp) i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya (se Fig. 5.1). Det strukturløse laget (YD), kan muligens korreleres til en framrykking av brefronten til Tautra tidlig i yngre dryas.

S4



Figur 5.6.2. Stratigrافي i boring S4 i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya.



Figur 5.6.3. Del av seismisk linje 9910082 (topas) ved boring S4 i Trondheimsfjorden sørvest for Ytterøya.

6. REFERANSER

Bjerkli, K. & Olsen, H.A. 1990: Refleksjonsseismiske undersøkelser av skredaktivitet i Trondheim havn, Sør-Trøndelag. NGU Rapport 90.099, 11 s. + 2 kartbilag.

Bugge, T., Næss, A., Riis, F., Sand, M. & Sjulstad, H.I. 1999: Submarine erosional channel formed by the river Gaula in Trondheimsfjorden, Mid-Norway. I: Sedimentary environments offshore Norway – Palaeozoic to Recent. Norsk Petroleumsforening, Bergen, 3-5. mai 1999. Abstract.

Bøe, R., Thorsnes, T., Longva, O., Mauring, E., Ottesen, D. & Sveian, H. 1999: Marine skredprosesser i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden - fase 1. NGU Rapport 99.079, 104 s. + 9 kartbilag (fortrolig).

Follestad, B. A. & Ottesen, D. 1996: Hemne. Kvartærgeologisk kystsonekart 1421-I. M: 1:50 000 med beskrivelse. Norges geologiske undersøkelse.

Gunleiksrud, T. 1982: Seismic profiling and seafloor sampling in Orkdalsfjorden 1981. IKU Rapport P-155/8-81, 19 s.

Hovland, M. & Mortensen, P.B. 1999: Norske korallrev og prosesser i havbunnen. John Grieg Forlag, Bergen, 155 s.

Images 2000: Preliminary cruise report from cruise IMAGES-V-Leg3 (under sammenstilling).

Mauring, E., Bøe, R., Rise, L. & Thorsnes, T. 2000: Detaljerte dybdekart og skyggerelieffkart i Trondheimsleia og Trondheimsfjorden langs en mulig gassrørledningstrase mellom Tjeldbergodden og Skogn. NGU Rapport 2000.046 (konfidensiell).

NGI 2000: Tjelbergodden-Skogn Pipeline Soil Investigation. Geotechnical and Geological Report. NGI report 990518-2. 14 April 2000 (konfidensiell) (Part A.1: Geologisk vurdering av skredfare og turbidittfrekvens basert på studier av detaljbatymetri, grunnseismikk og sedimentkjerner.)

NTNFK 1973: Feltrapport 1972. NTNFK Continental Shelf Project. Publ. 27, 60 pp.

Oftedahl, C. 1978: Glacial clay basins in Trondheimsfjorden. Continental Shelf Institute. Publ. 84, 17 pp.

Ottesen, D., Frengstad, B. & Rokoengen, K. 1995: Deglaciation of the outermost Trondheimsfjord area, mid Norway. Norges geologiske undersøkelse Bulletin 427, p. 60-63

Paull, C.K., Spiess, F.N., Curray, J.R. & Twichell, D.C. 1990: Origin of Florida Canyon and the role of spring sapping on the formation of submarine box canyons. Geological Society of America Bulletin 102, 502-515.

Reite, A. J. 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. Norges geologiske undersøkelse Bulletin 426, 1-30.

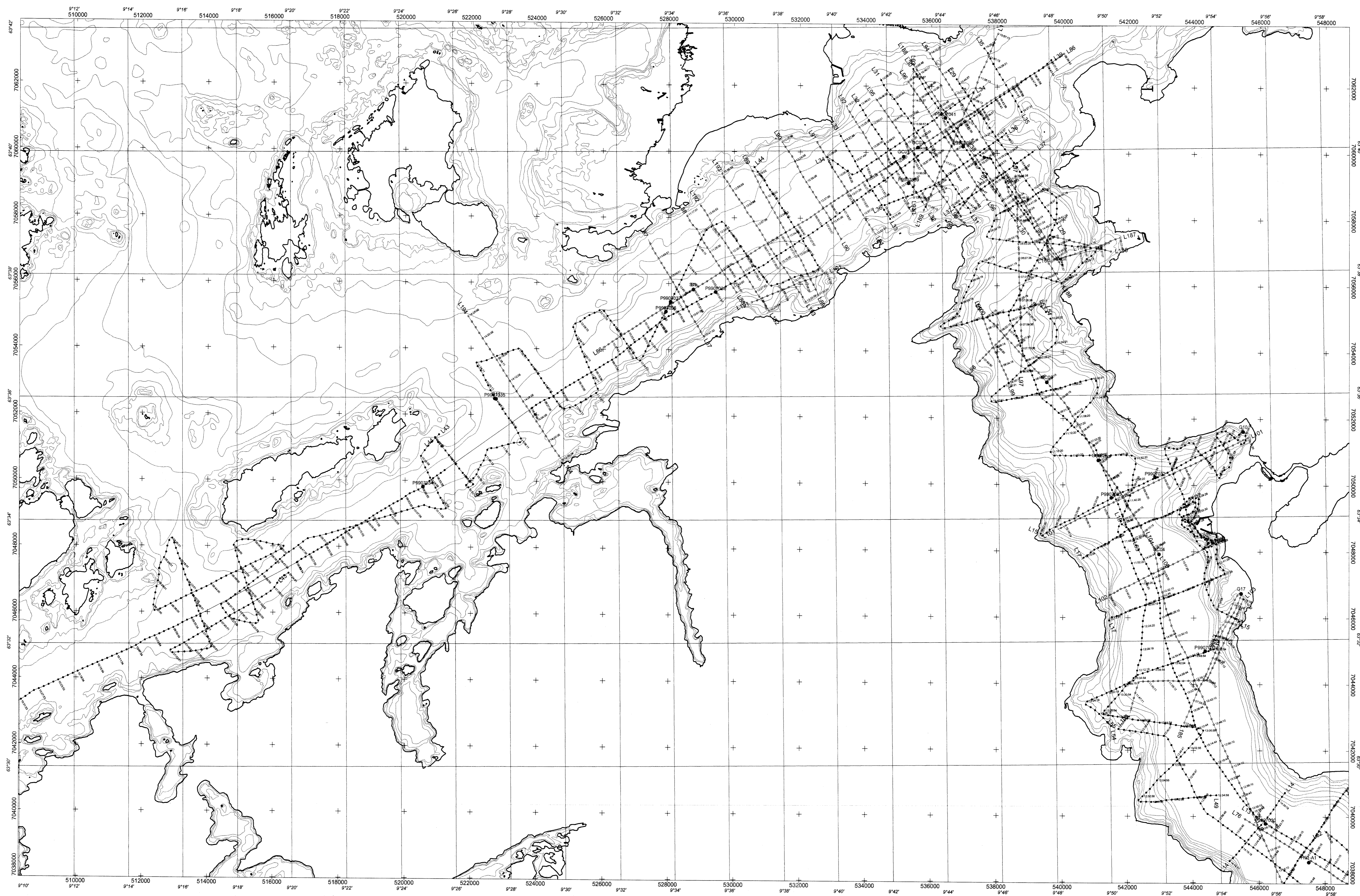
Reite, A. J. 1995: Deglaciation of the Trondheimsfjord area, Central Norway. Norges geologiske undersøkelse Bulletin 427, 19-21.

Reite, A. J & Olsen, H. A. (i trykk): Kartblad Leksvik 1622III, Kvartærgeologiske kart (land og sjøområder) – M 1:50 000 (med beskrivelse i kartbladramma). Norges geologiske undersøkelse.






Rokoengen, K. & Frengstad, B. 1999: Radiocarbon and seismic evidence of ice-sheet extent and the last deglaciation on the mid-Norwegian continental shelf. Norsk Geologisk Tidsskrift 79, 129-132.

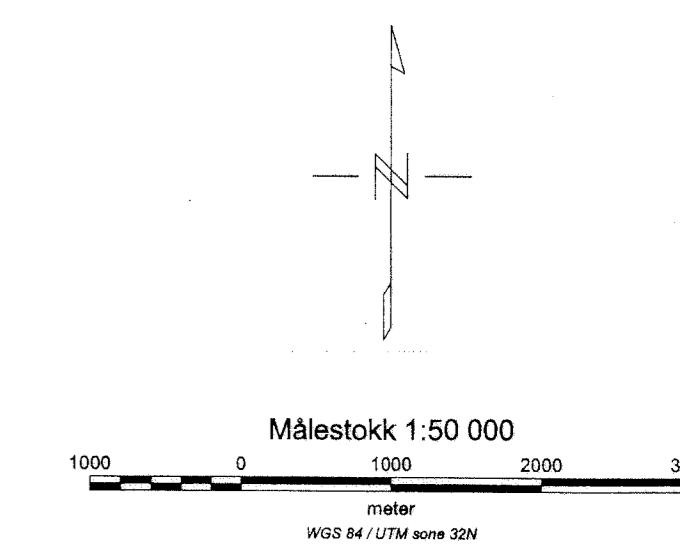
Sakshaug, E. & Sneli, J.-A. (red) 2000: Trondheimsfjorden. Tapir Forlag, Trondheim, 336 s.

Sveian, H. & Reite, A. 1999: Marine skredprosesser i Trøndelag - Delrapport: Potensielt utsatte områder på land langs strandsonen. NGU Rapport 99.116, 27 s. (fortrolig).



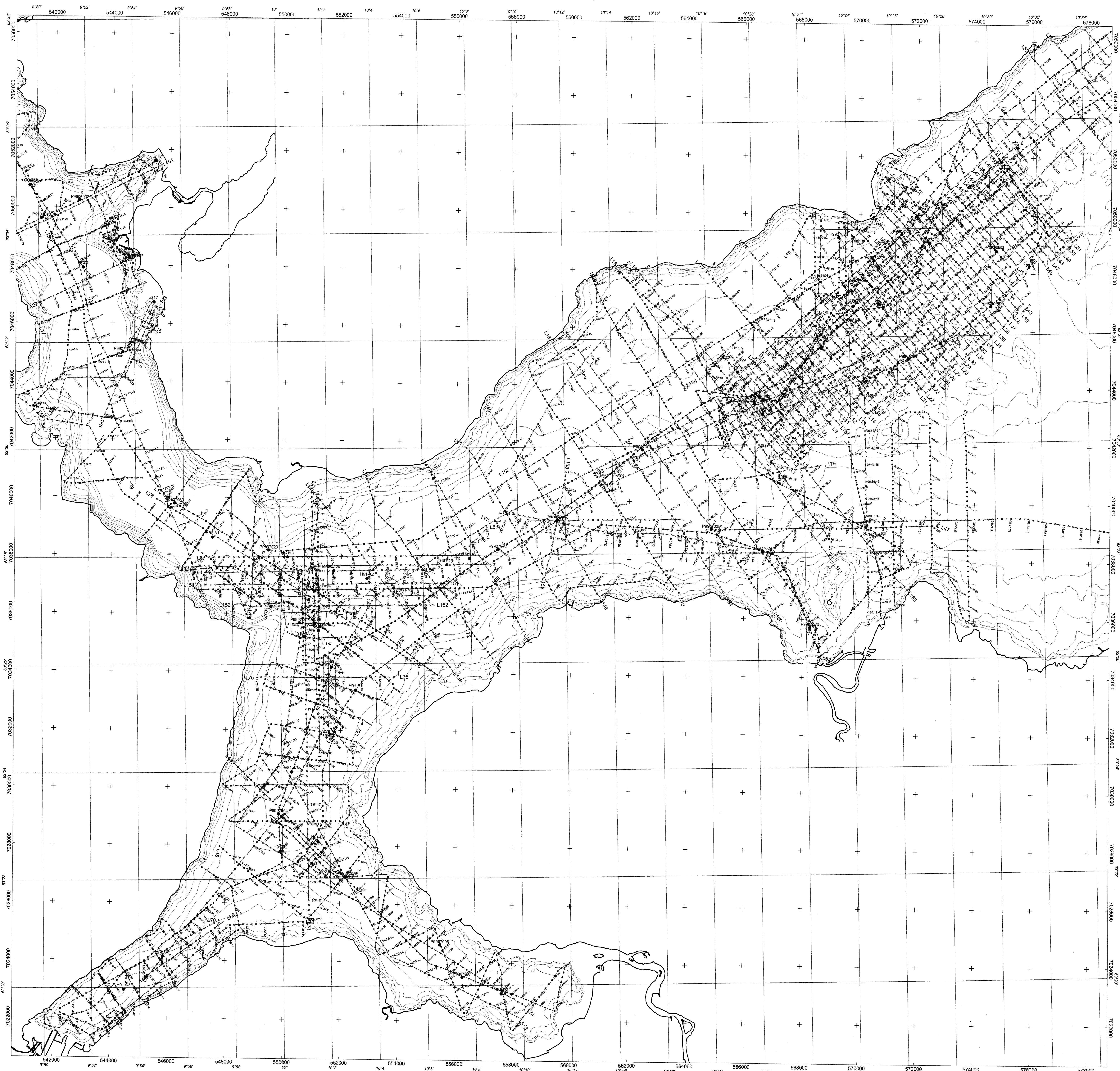
TEGNFORKLARING

-  Prøvepunkt
-  Dybdekontur
-  Seismisk linje, tokt 9907
-  Seismisk linje, tokt 9910
-  Kystkontur








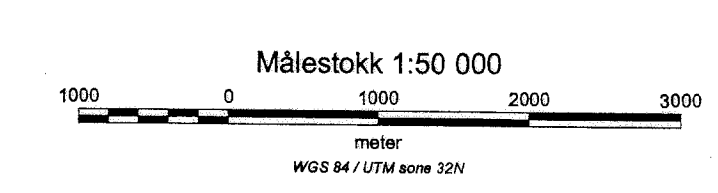
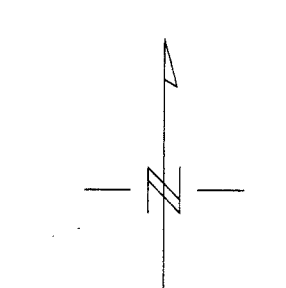
Prosjekt nr. 2000.045-02
 X: 510000 - Y: 7038000
 Y: 8250 - Y: 8084 - 200 m

<p>Statoli/NGU Trondheimsfjorden/Trondheimsfjorden Seismiske profiler og prøvepunkt Kartgrunnlag: Digitalisert sjøkart Datainnsamling: RB, LR, OL, TT, DO Prosessering: EM Tokning: RB, LR Kartframstilling: EM Kartbilag 2000.045-02</p>



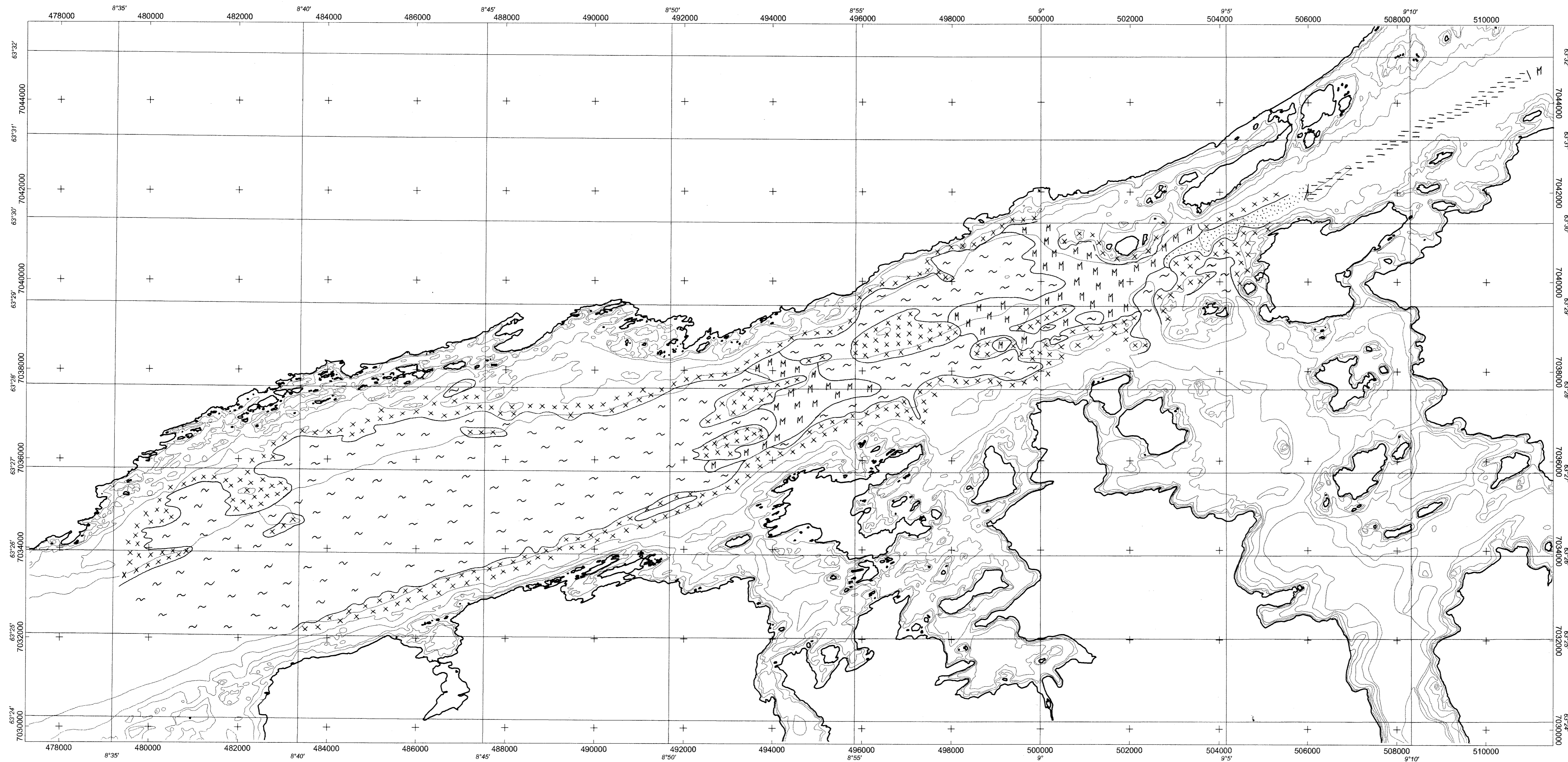
TEGNFORKLARING

-  Prøvepunkt
-  Dybdekontur
-  Seismisk linje, tokt 9907
-  Seismisk linje, tokt 9910
-  Kystkontur



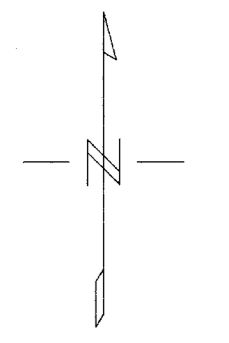
Reinholdt & Sørensen
 X: 5000 - Y: 5000 - Z: 5000
 Y: 5000 - Z: 5000 - X: 5000

Statoil/NGU Trondheimsfjorden Seismiske profiler og prøvepunkt Kartgrunnlag: Digitaliserte sjøkart Datainnsamling: RB, LR, OL, TT, DO Prosessering: EM Tolkning: RB, LR Kartframstilling: EM Kartbilag 2000.045-03
--



TEGNFORKLARING

- Dybdekontur
- Kystkontur
- Markert skredkant/brattkant som skyldes skred eller strømerosjon
- Område med sedimentbølger
- Område med sandbølger
- Gamle skredvifter/skredmasser med antatt alder og sedimenttransportretning
- H** Område med stor sedimentasjon siste 1000 år
- R** Randmorenerygg/randmorenebelte, stedvis overdekket av leire/sand
- M** Morenemateriale, stedvis overdekket av leire/sand
- B** Breeelvavsetning (glasifluvial avsetning), stedvis overdekket av leire/sand
- Marin leire (holocen)
- Glasimarin leire, stedvis overdekket av marin leire/sand
- Sand
- Sand og leire, hyppig veksling lateralt og vertikalt
- S** Skredmateriale i overflata
- K** Korallrev
- XX** Fjell

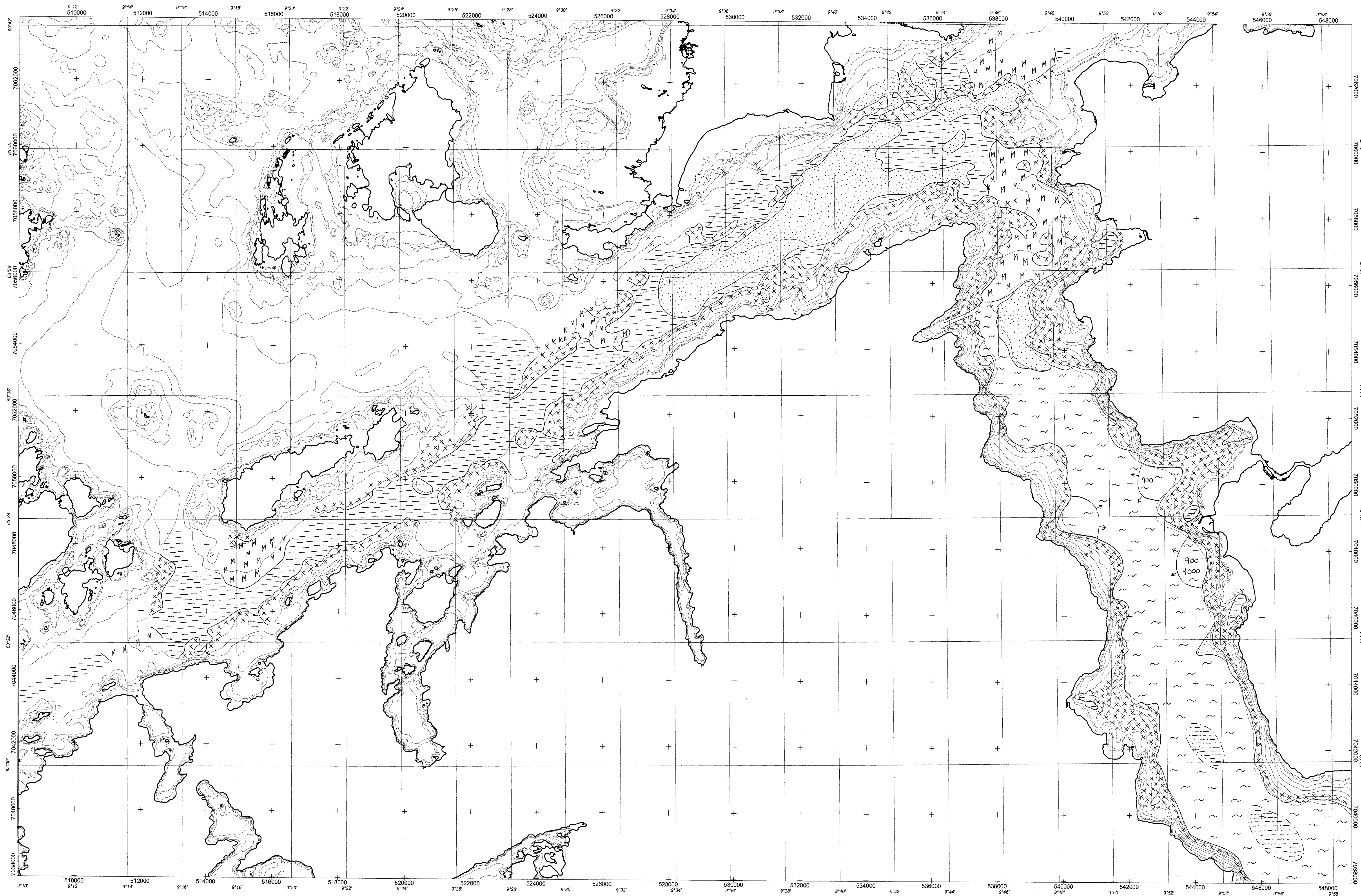




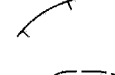


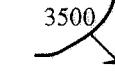
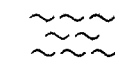



Scale 1:50000

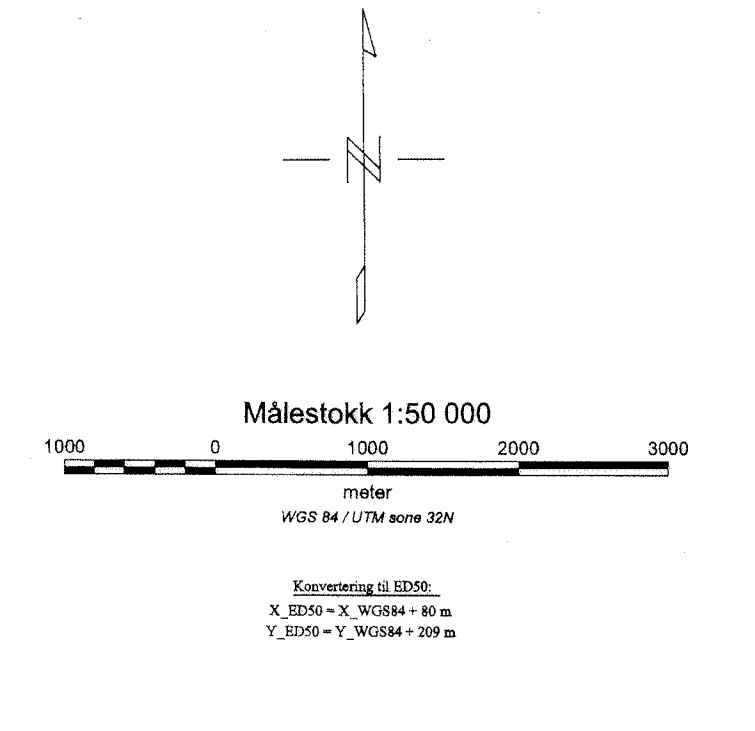
metre
WGS 84 / UTM zone 32N

Koordinatene er ETRS89
X: ETRS89 - X: WGS84 + 80 m
Y: ETRS89 - Y: WGS84 + 200 m

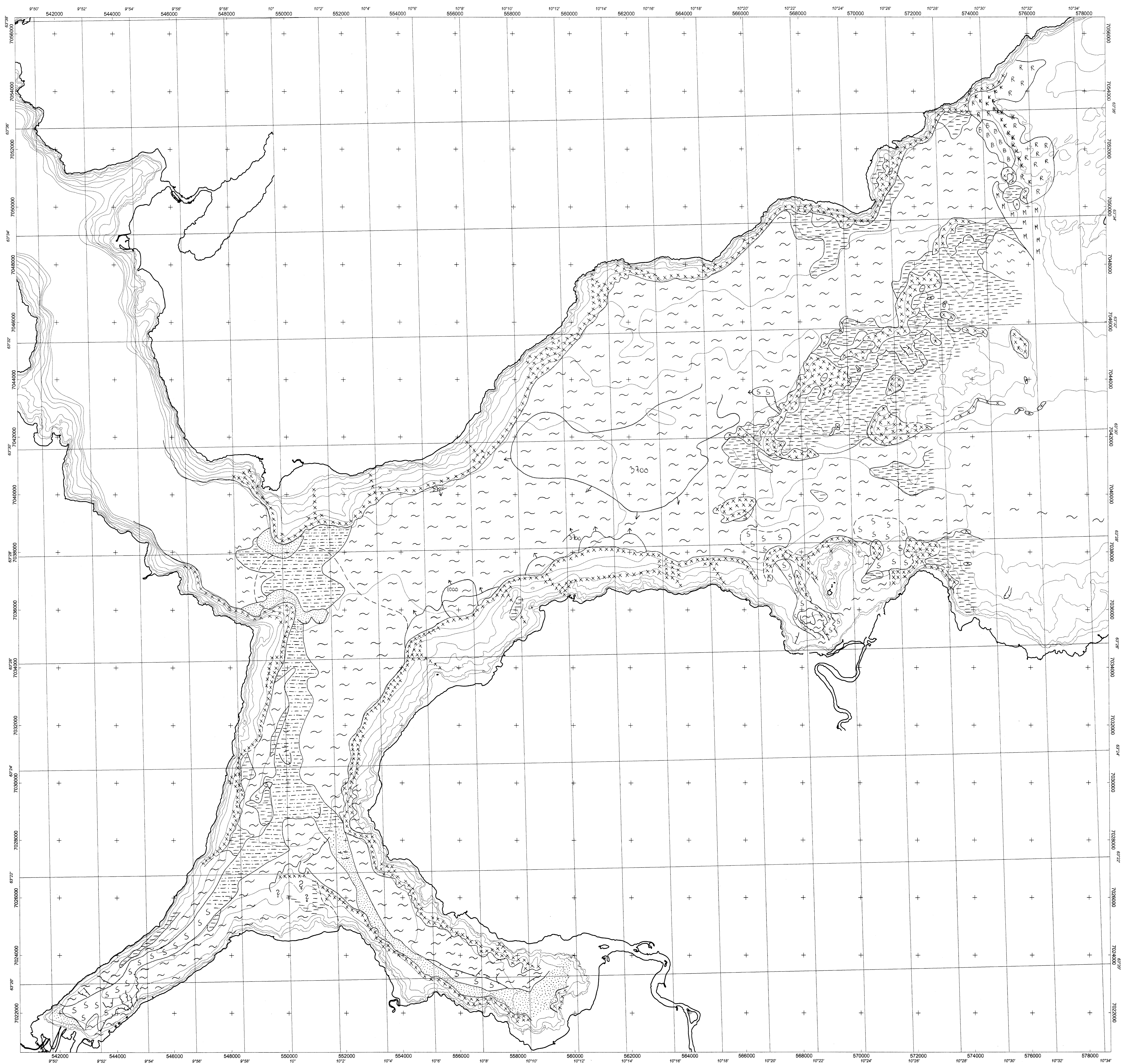
Støi/NGU
Trondheimsleia sør for Hitra Bunntyper og morfologi Kartgrunnlag: Digitaliserte sjøkart
Datainnsamling: RB, LR, OL, TT, DO Prosessering: EM Tolkning: RB, LR Kartfremstilling: EM
Kartbilag 2000.045-05













- TEGNFORKLARING**
-  Dybdekontur
 -  Kystkontur
 -  Markert skredkant/brattkant som skyldes skred eller strømerosjon
 -  Område med sedimentbølger
 -  Område med sandbølger
 -  Gamle skredvifer/skredmasser med antatt alder og sedimenttransportretning
 - H** Område med stor sedimantasjon siste 1000 år
 - R** Randmorenygg/randmorenebelte, stedvis overdekket av leire/sand
 - M** Morenemateriale, stedvis overdekket av leire/sand
 - B** Bredtavssetning (glasifluvial avsetning), stedvis overdekket av leire/sand
 -  Marin leire (holocen)
 -  Glasimarin leire, stedvis overdekket av marin leire/sand
 -  Sand
 -  Sand og leire, hyppig veksling lateralt og vertikalt
 - S** Skredmateriale i overflata
 - K** Korallrev
 - xx** Fjell

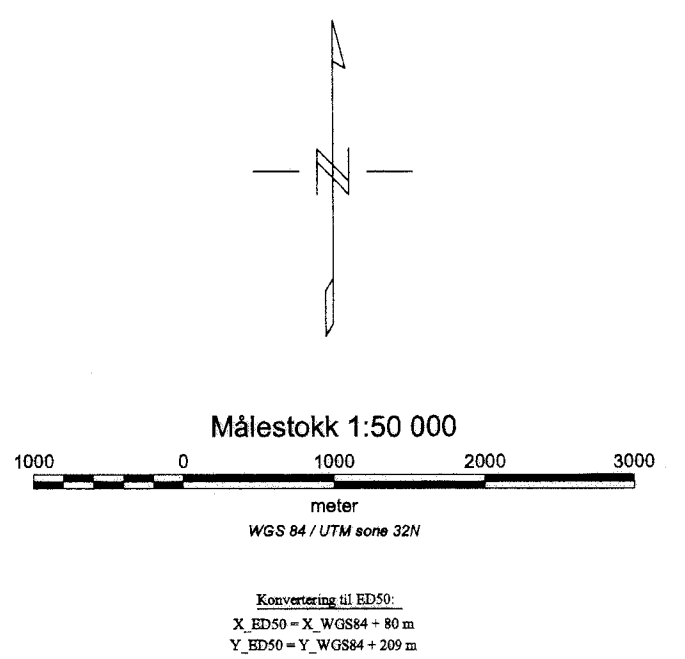


<p>Statoi/NGU Trondheimsleia/Trondheimsfjorden Bunntyper og morfologi Kartgrunnlag: Digitaliserte sjøkart Datainnsamling: RB, LR, OL, TT, DO Prosessering: EM Tolkning: RB, LR Kartframstilling: EM Kartbilag 2000.045-06</p>
--



TEGNFORKLARING











-  Dybdekontur
-  Kystkontur
-  Markert skredkant/brattkant som skyldes skred eller stromerosjon
-  Område med sedimentbølger
-  Område med sandbølger
-  Gamle skredvifter/skredmasser med antatt alder og sedimenttransportretning
- H** Område med stor sedimentsasjon siste 1000 år
- R** Randmorenerigg/randmorenebelte, stedvis overdekket av leire/sand
- M** Morenemateriale, stedvis overdekket av leire/sand
- B** Breeflavsetning (glasifluvial avsetning), stedvis overdekket av leire/sand
-  Marin leire (holocen)
-  Glasimariner leire, stedvis overdekket av marin leire/sand
-  Sand
-  Sand og leire, hyppig veksling lateralt og vertikalt
- S** Skredmateriale i overflata
- K** Korallrev
- X X** Fjell

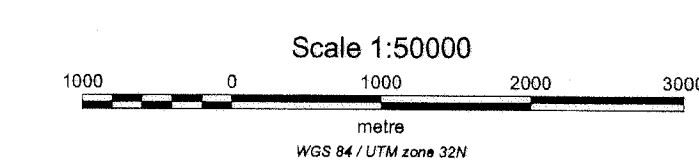
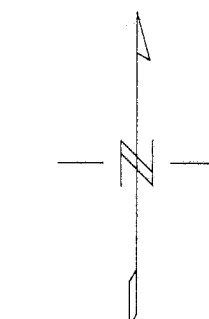


Statist/NGU
Trondheimsfjorden
Bunntyper og morfologi
Kartgrunnlag: Digitaliserte sjøkart
 Datinnnsamling: RB, LR, OL, TT, DO
 Prosessering: EM
 Tolkning: RB, LR
 Kartframstilling: EM
Kartbilag 2000.045-07



TEGNFORKLARING

-  Dybdekontur
-  Kystkontur
-  Markert skredkant/brattkant som skyldes skred eller strømrosjon
-  Område med sedimentbølger
-  Område med sandbølger
-  Gamle skredvifter/skredmasser med antatt alder og sedimenttransportretning
- H** Område med stor sedimentasjon siste 1000 år
- R** Randmorenerigg/randmorenebelte, stedvis overdekket av leire/sand
- M** Morenemateriale, stedvis overdekket av leire/sand
- B** Breeelvavsetning (glasifluvial avsetning), stedvis overdekket av leire/sand
-  Marin leire (holocen)
-  Glasimarin leire, stedvis overdekket av marin leire/sand
-  Sand
-  Sand og leire, hyppig veksling lateralt og vertikalt
- S** Skredmateriale i overflata
- K** Korallrev
- x x** Fjell



Støil/NGU
 Trondheimsfjorden
 Bunn typer og morfologi
 Kartgrunnlag: Digitaliserte sjøkart
 Datainnsamling: RB, LR, OL, TT, DO
 Prosessering: EM
 Tolkning: RB, LR
 Kartfremstilling: EM
 Kartbilag 2000.045-08