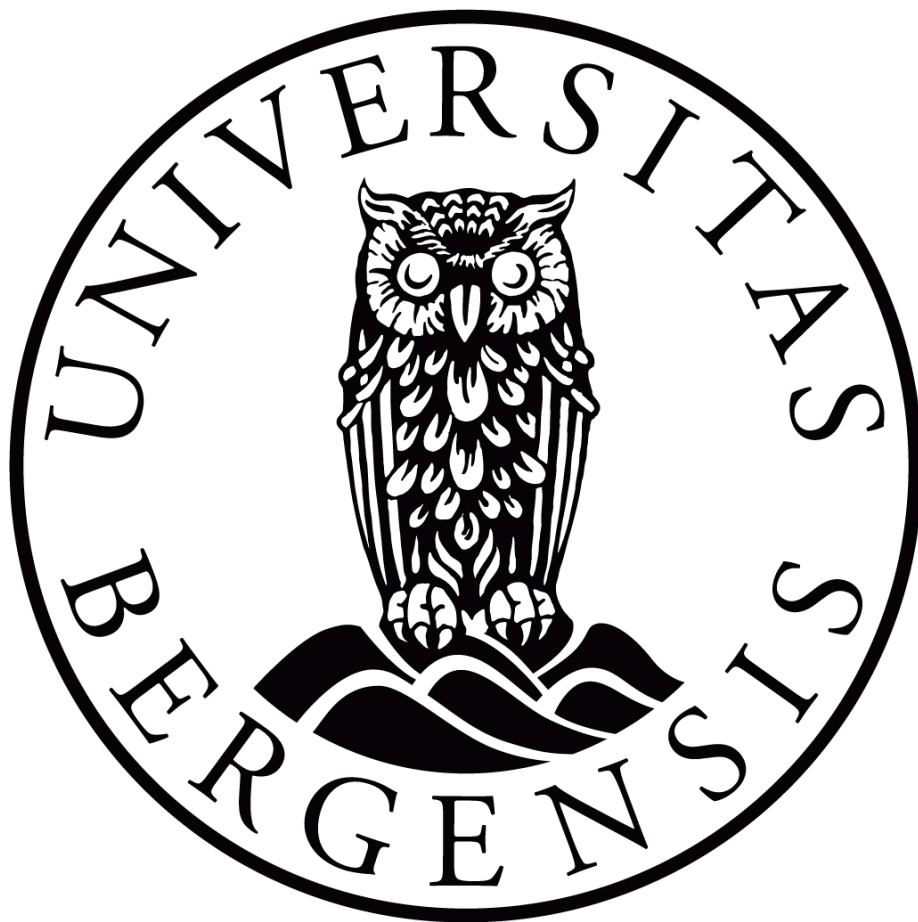


Holocene skredavsetninger i Halsafjorden, Nordmøre

Masteroppgave i geovitenskap



Simon Johan Rød
Institutt for geovitenskap
Universitetet i Bergen
Desember 2022

Sammendrag

Hovedformålet med denne masteroppgaven er å avdekke og datere holocene skredavsetninger i Halsafjorden i forbindelse med prosjektet «Ferjefri E39». Ferjefri-E39 prosjektet er et samarbeidsprosjekt mellom Statens Vegvesen, UiB og NTNU hvor det utredes muligheter for en fjordkryssing ved en brokonstruksjon. En brokonstruksjon av denne dimensjonen vil med stor sannsynlighet kreve kritiske sikringsinstallasjoner på havbunnen, og i den forbindelse er det viktig å ha kunnskap og informasjon om tidligere skredhendelser. Fjordkryssingen skal erstatte dagens ferjesamband mellom Halså og Kanestraum og redusere reisetiden til trafikantene. Data og materialet som er brukt i dette studiet er samlet inn av Fugro på oppdrag av Statens Vegvesen, og av UiB på tokt med F/F G.O. Sars. Tilgjengelig data og materiale omfatter store mengder geofysiske og maringeologiske data i form av seismikk og maringeologiske kjerner. Ved Earthlab på UiB ble det gjennomført sedimentologiske beskrivelser, geofysiske og geokjemiske undersøkelser på to gravitasjonskjerner, GS20-229-23GC og GS20-229-24GC hentet inn med F/F G.O. Sars. Det ble funnet to skredhendelser som er datert til starten av deglasiasjonen og frem til starten på av holocen (14 000–11 700 kal. år BP). Det er videre funnet flere små skredhendelser dominert av debri- og turbiditt avsetninger med betraktelig mindre utbredelse i tidlig til midten av holocen (11810–5500 kal. år BP). Det er ikke blitt identifisert skredhendelser i det undersøkte området i sen holocen (5500 kal. år BP–nåtid). Sedimentasjonsmiljøet er i sen holocen tolket til å være hemipelagisk med en svært lav sedimentasjonsrate, 3,3 cm/1000 år, en magnitudo mindre enn sedimentasjonsraten rapportert fra lengre inne i Halsafjorden.

Forord

Jeg vil først av alt rette en stor takk til min hovedveileder, forsker Jo Brendryen ved institutt for geovitenskap, for utrolig god veiledning og oppfølging med masteroppgaven. Tusen takk for at du har svart på mine mange spørsmål og undringer over e-post og i døren på kontoret ditt. Uten din hjelp og veiledning ville ikke masteroppgaven blitt til. Jeg vil også rette en stor takk til min med-veileder, professor Haflidi Haflidason ved instituttet for geovitenskap. Tusen takk for veldig god veiledning, gjennomlesning og for alle spørsmålene dine som har fått meg til å tenke over problemstillinger på nye måter! Jeg vil også takke Anna Svendal Aase for veldig god hjelp med utfordringer i Petrel. Videre vil jeg takke overingeniør Jan Magne Cederstrøm for god opplæring på Mastersizer3000, og takk til Mari for korrekturlesing.

Jeg ønsker å rette en stor takk til mamma og pappa som har vært ved min side hele veien og støttet meg uansett hva det har vært, og tusen takk til pappa for korrekturlesing av oppgaven! Jeg vil også rette en spesiell takk til min samboer og kjæreste som har støttet meg og oppmuntret meg hele veien!

Til slutt vil jeg rette en stor takk til mine medstudenter gjennom 5 år, gjengen på Geo! Det har vært en fantastisk reise med mange gode minner som tas med videre i livet!

Bergen, desember 2022.

Simon Johan Rød

Innhold

1.	Introduksjon	1
2.	Geologisk rammeverk	3
2.1	Studieområdet	3
2.2	Berggrunn	5
2.3	Glasiasjon – deglasiasjonshistorie	6
2.4	Klimaet i holocen.....	7
2.5	Løsmasser	7
2.6	Sedimentære prosesser	9
2.6.1	Smeltevannsplumitter	9
2.6.2	Turbiditetsstrømmer	10
2.6.3	Undersjøiske skred	10
2.6.4	Konturittstrømmer	11
2.6.5	Hemipelagisk materiale	11
2.7	Vestnorsk fjordstratigrafi.....	12
2.8	Skred i vestnorske fjorder.....	15
2.9	Hydrografi	16
2.10	Havnivåendringer.....	17
3.	Materialet og metode.....	19
3.1	Forskningsfartøy	19
3.1.1	G.O. Sars	19
3.1.2	M.V Fugro Helmert.....	19
3.1.3	SV Fugro Synergy	19
3.2	Innsamling av kjernematerialet	20
3.2.1	Fallkjerne.....	20
3.2.2	Borekjerne	21
3.3	Laboratoriemetoder	21

3.3.1	Itrax XRF.....	21
3.3.2	Visuell kjernebeskrivelse	23
3.3.3	Mastersizer 3000	23
3.3.4	Skjærstyrkemåling.....	23
3.3.5	Prøvetaking til radiokarbondatering (¹⁴ C).....	24
3.3.6	Radiokarbondatering	27
3.3.7	Kalibrering	27
3.4	Seismikk	29
3.4.1	Innsamling av seismikk.....	29
3.4.2	2D Ultra High-Resolution (2DUHR) Sparker.....	30
3.4.3	ROV med chirp sub-bottom profiler (ROV- SBP).....	30
3.4.4	Tolkning av seismikk	30
3.4.5	Avsetningsmodell.....	30
3.5	Programvare.....	31
3.5.1	Petrel.....	31
3.5.2	CorelDraw	32
3.5.3	Mareano.....	32
3.5.4	OxCal V4.4.....	32
3.5.5	Feilkilder	32
4.	Resultat.....	35
4.1	Seismostratigrafi.....	36
4.1.1	Halsafjorden - Sørlig del	38
4.1.2	Halsafjorden - Nordlig del.....	51
4.2	Kjernestratigrafi.....	57
4.3	Sammenstilling av litostratigrafi og seismostratigrafi	72
5.	Diskusjon.....	81
5.1	Kronologisk rammeverk	81

5.2	Avsetningshistorie og sedimentære prosesser i Halsafjorden	88
5.3	Skredhendelsene i en regional kontekst.....	91
5.4	Implikasjoner for nye E39	93
6.	Konklusjon	94
	Referanseliste	96
	Appendix	101

1. Introduksjon

Statens Vegvesen utreder muligheten for å krysse Halsafjorden med en type brukonstruksjon som en del av det større prosjektet «Ferjefri E39». Fjordkryssingen skal erstatte nåværende fergesamband mellom Halså og Kanestraum for å redusere reisetiden for trafikantene. Halsafjorden er om lag 2 km bred og 500 m dyp og området som er aktuelt for kryssingen er lokalisert midt i Halsafjorden. En brokryssing av en så bred og dyp fjord vil med stor sannsynlighet kreve kritiske installasjoner på havbunnen. I forbindelse med installasjoner på havbunnen er det viktig å ha god informasjon og kunnskap om tidligere skredhendelser i fjorden, omfanget til de eventuelle skredene og dagens sedimentasjon. Halsafjorden representerer starten på et klassisk vestnorsk fjordsystem som er blitt dannet av flere glasier og deglasier (Hughes et al., 2016; Mangerud et al., 2011). Gjennom deglasier har fjordsystemet fungert som en effektiv sediment-felle, og fjorden inneholder i dag et høyopløselig sedimentarkiv (Hjelstuen et al., 2013; Aarseth, 1997). Undersøkelser av det høyopløselige sedimentarkivet gir gode forutsetninger til å tolke avsetningene og videre kunne si noe om avsetningsmiljø og avsetningsprosesser.

Denne masteroppgaven bidrar med marin geologisk dokumentasjon til prosjektet. Fugro har på oppdrag fra Statens Vegvesen hentet inn to typer akustisk data og geotekniske borekjerne med en lengde på mellom 20-40 m fra det aktuelle området. Universitetet i Bergen har hentet inn korte maringeologiske kjerner fra samme området. Borekjernene gjør det mulig å danne et godt bilde av sedimentene som ble avsatt før holocen (>11 700 kal. år BP), og de akustiske dataene gir et godt bilde av stratigrafien og utbredelsen til avsetningene. Ved å sammenstille litologien presentert i kjernene med de akustiske dataene blir det dannet et ganske nøyaktig bilde av avsetningenes oppbygning og utbredelse, som gir gode muligheter for tolkning av avsetningene, avsetningsmiljø og som gjør det mulig å si noe om avsetningsprosessene med fokus på perioden holocen.

Målsetninger

Denne masteroppgaven har som hovedmål å undersøke holocene sedimentære skredavsetninger og prosesser i Halsafjorden, med spesielt fokus på å identifisere og datere skredavsetninger. Dette skal gjennomføres ved hjelp av akustiske data og sedimentære kjerner fra studieområdet. Med resultatene fra tolkning av akustisk data, sedimentologiske undersøkelser og ^{14}C dateringer fra kjernematerialet skal følgende problemstillinger besvares:

- Er det skredavsetninger som kan dateres til perioden holocen?
- Når var siste skredhendelse og hvilke sedimentære prosesser dominerer i dagens sedimentasjonsmiljø?
- Hvilke implikasjoner kan funnene i dette studiet ha for eventuelle fjordkryssinger med nye E39?

2. Geologisk rammeverk

I dette kapittelet blir det geologiske rammeverket rundt studieområdet presentert. Det som inngår under geologisk rammeverk er generelt om studieområdet, geologi, glasiasjonshistorien i Midt-Norge, klimaet i holocen, løsmasser, sedimentære prosesser, vestnorsk fjordstratigrafi, skred i vestnorske fjorder, hydrografi og havnivåendring.

2.1 Studieområdet

Halsafjorden er lokalisert på Nordmøre i Møre og Romsdal fylke og er den ytterste delen av et 46 km langt fjordsystem bestående av åtte fjorder som strekker seg inn til Todalsøra i enden av Stangvikfjorden. Halsafjorden er en fjordarm i sør-østlig retning ut fra Korsnesfjorden og Årsundfjorden som strekker seg fra munningen ved Volungøya til Skarsneset. Fjorden har en lengde på 11 km og er i gjennomsnitt 2,5 km bred (Fig. 2.1). Den sentrale delen av studieområdet befinner seg midt i Halsafjorden, mellom Jutvikneset og Skårneset i sør-øst og Orneset i nord-vest (Fig. 2.1B)

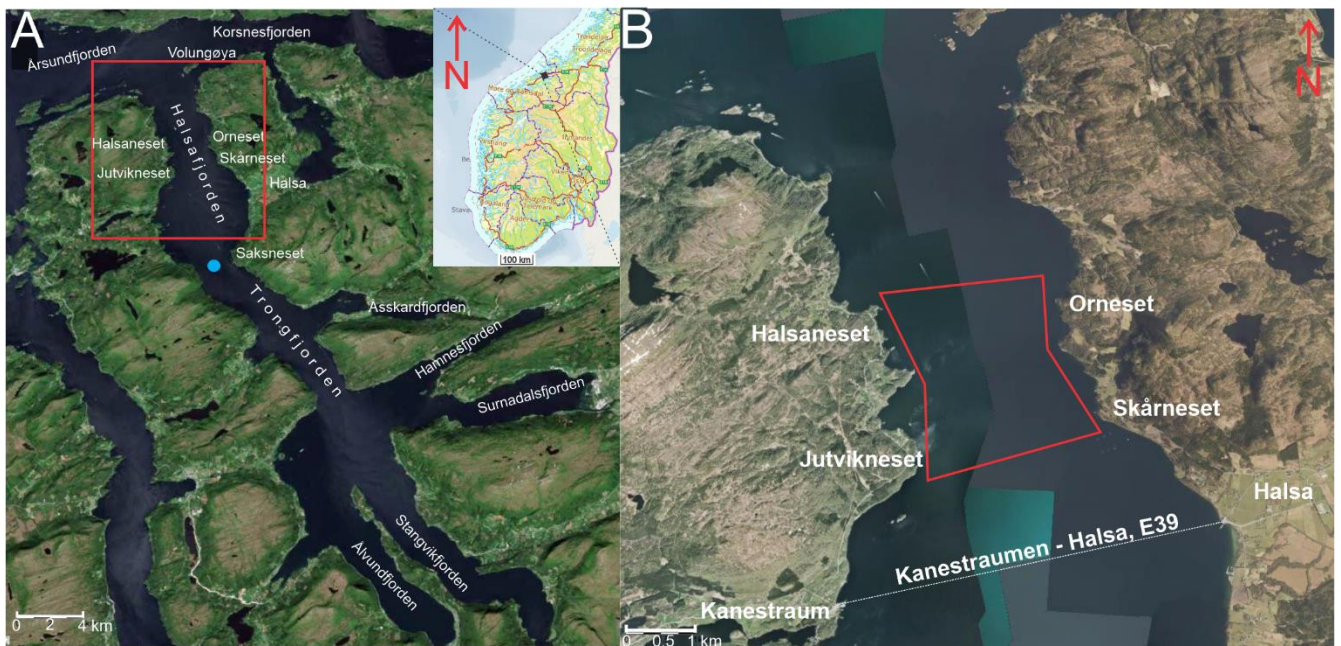


Fig. 2.1: Oversiktskart over Halsafjorden. A: Kartet viser Halsafjorden og tilhørende fjordsystem. Den røde firkanten viser studieområdets plassering i Halsafjorden. Oppe til høyre vises Halsafjordens plassering. Den blå prikken markerer plasseringen til NGU-4L/SC kjernen. B: Oversiktsbilde viser studieområdets plassering og nærområdene. Markert med hvit strek er fergesambandet Kanestraumen–Halsa, dagens E39 trasé. Oversiktsbildene er hentet fra Norge i bilder (2022d), kartet i figur A er hentet fra norgeskart (2022e) og modifisert i CorelDraw.

Havbunnstopografien i Halsafjorden er utformet med en terskel på omtrent 250 m dyp ved munningen av fjorden som vender ut mot Korsnesfjorden (Fig. 2.2). Fra terskelen og innover fjorden skråner bunnen ned mot fjordbassenget til rundt 490 m vanddyb ved Halsaneset hvor fjordbunnen munner ut i et bredere basseng med jevn topografi. Et tverrsnitt av fjorden viser et omtrent 200 m bredt grunnere område/hylle ved land hvor vanddypet går fra 0-100 m, men stuper ned til rundt 480 m dyp (Fig 2.2C; Kartverket, 2022a). Topografien i og rundt studieområdet er preget av fjell og glasial eroderte daler som munner ut i fjordene. Fjellene rundt studieområdet har en høyde på rundt 400 m, som gir et relieff på rundt 880 m fra fjellene til studieområdet. Marin grense i området er på rundt 110 m (Kartverket, 2022f).

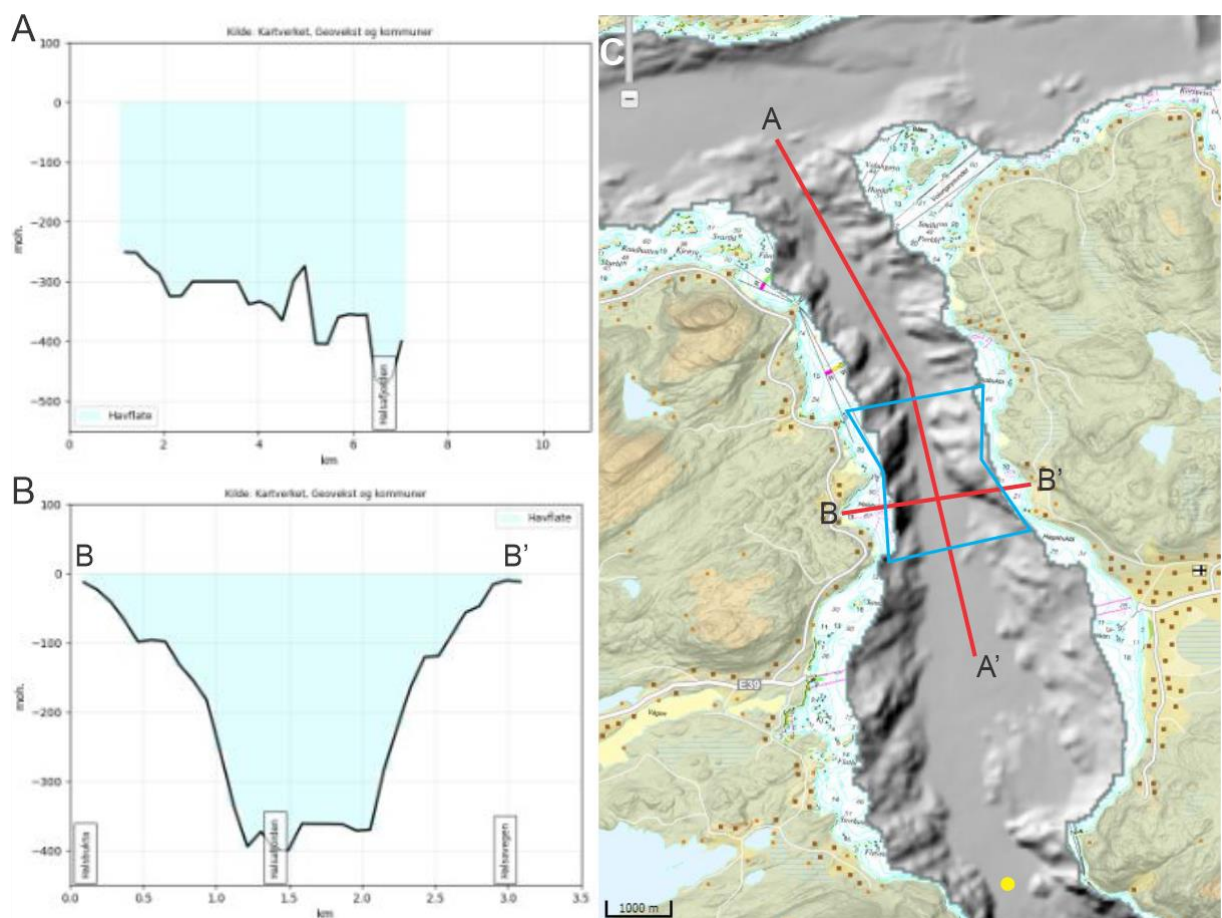


Fig. 2.2: Batymetrikart, tverrprofil og lengdeprofil fra Halsafjorden. A: Tverrprofil av Halsafjorden mellom B-B' merket med rød strek. B: Lengdeprofil gjennom Halsafjorden, mellom A-A' merket med rød strek. C: Blått rektangel viser studieområdet og gul prikk viser plasseringen til kjerne NGU-4L/SC. Tverrsnittene er hentet fra Norgeskart (2022e), kartet er hentet fra Mareano (2022c) og modifisert i CorelDraw.

2.2 Berggrunn

Berggrunnen i området rundt Halsafjorden består av granittisk ortogneis og glimmerskifer (Askvik, 1985), der granittisk ortogneis er den mest dominerende rundt studieområdet (Fig. 2.3). Bergartene varierer vekselvis igjennom studieområdet med duktile (kompresjons) skjærsoner som skiller dem. Granittisk ortogneis er en grovkornet magmatisk-metamorf bergart som hovedsakelig inneholder kvarts, kalifeltspat og natriumrik plagioklas (Raade, 2020b), og stammer fra Paleoproterozoikum (1800–1600 Ma) (Askvik, 1985; Cohen, 2013). Glimmerskiferen er også en metamorf bergart som hovedsakelig inneholder glimmermineraller, som muskovitt og/eller biotitt, men inneholder også kvarts, feltspat og andre mineraler (Raade, 2020a), og stammer fra Kambrium – Ordovisium (541–485,4 Ma) (Askvik, 1985; Cohen, 2013).

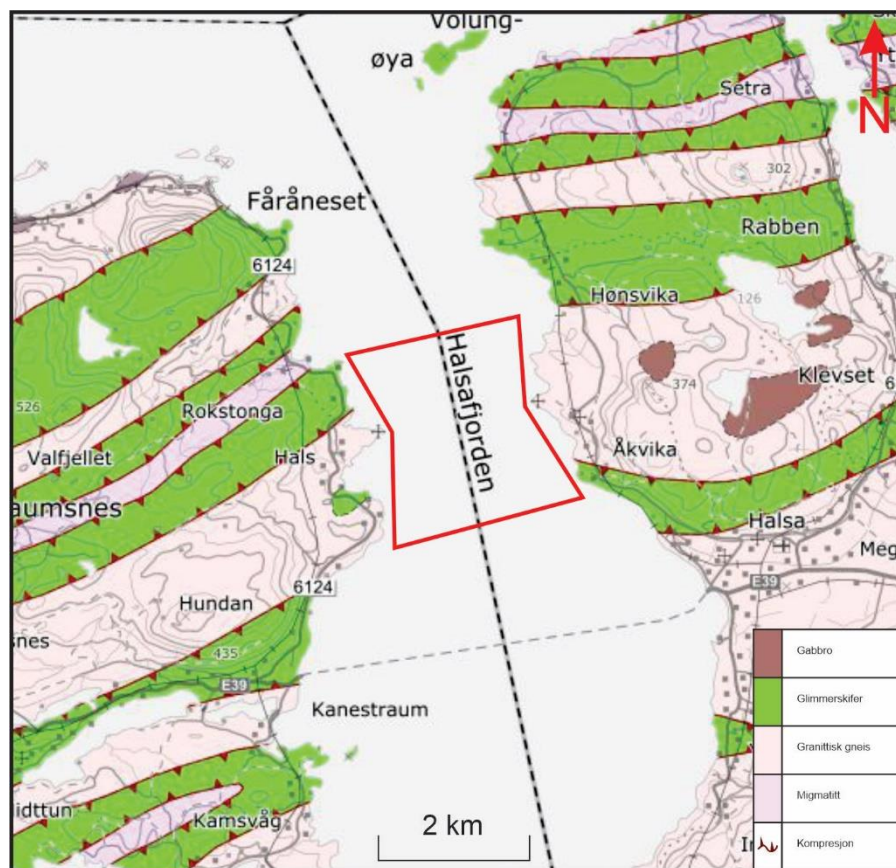


Fig. 2.3: Berggrunnsgeologien rundt Halsafjorden. Hovedsakelig bestående av glimmerskifer og granittisk gneis. Kartet er hentet og modifisert fra NGU.no (Askvik, 1985).

2.3 Glasiasjon – deglasiasjonshistorie

I kvartærperioden (2,58 Ma–nåtid) eroderte det Skandinaviske isdekket (SIS) gjentatte ganger over Norge og ut til kontinentalhyllen (Hughes et al., 2016). Fjordene og dalene langs kysten av Norge er blant annet resultat fra SIS. På grunn av at de yngste isdekkene har eroderer bort sedimentære avsetninger fra tidligere istider i kyst- og fjordområde er det lite informasjon i sedimentære arkiv lengre tilbake enn den siste istid.

SIS nådde sin maksimale utbredelse i tidsrommet 21–18 ka, hvor perioden refereres til som «Last Glasial Maximum» (LGM). Isstrømmene langs Vest-Norge hadde en høyere hastighet enn hoved-isdekket under LGM. Dette resulterte i at det ble dannet isstrømmer fra Oslo mot Sørlandet, og videre nordvest til Norskehavet. Disse isstrømmene dannet Norskerenna (Mangerud et al., 2011). Måløyplataet skal ifølge studiet til Nygård et al (2004) ha vært isfritt i samme periode som deglasiasjonen av Norskerenna mellom 19,1–15,5 ka BP. Tilbaketrekkingen av isbreene på Vestkysten av Norge økte samtidig som oppløsningen av isstrømmen av Norskerenna. Kartlegging av flere offshore morenerygger indikerer flere stopp i tilbaketrekkingen. I perioden 16,9–14,1 ka BP skal et større brefremstøt ha stoppet opp den generelle deglasiasjonen (Nygård et al., 2004). Brefremstøtet fikk navnet Bremangerfremstøtet og denne hendelsen var med på å frakte store mengder morenematerialet ut til kontinentalsokkelen. På Møre-Trøndelagsokkelen, som ligger 50 km nord for Måløyplataet, ligger Storeggamoren som tentativt blir korrelert med Bremangermorenen. Korreleringen av morenene gir en indikasjon på at brefremstøtet skjedde regionalt, og kan med stor sannsynlighet ha hatt en sammenheng med klimaendringene i Nord-Atlanteren under Heinrich-hendelse 1 (Nygård et al., 2004).

Deglasiasjonen i Norge kan deles inn i tre deler (Mangerud et al., 2011). Den første delen er i tidsrommet LGM til yngre dryas fremstøtet. I denne perioden var omtrent hele norskekysten isfri og perioden blir referert til som bølling/allerød (ca 14–12,8 ka BP), hvor nesten hele SIS var smeltet bort. Den andre delen av deglasiasjone er brefremstøtet yngre dryas. Yngre dryas var preget av lokale brefremstøt og tilbaketrekninger, og på Nordmøre er yngre dryas marginen lokalisert ca 42 km øst for Halsafjorden (Hughes et al., 2016; Mangerud et al., 2013). Lokalt på Mørekysten trakk isen seg tilbake inn i landet (Mangerud et al., 2013; Mangerud et al., 2011), og i en artikkel av Bøe et al. (2003) blir det presentert dateringer som tilsier at Trondheimsleia var isfri for 13580 kal. år BP (re-kalibrert til normarine18 kurven), og at store deler av område sør-vest for Trondheimsfjorden var isfrie for rundt 14500 kal. år BP (re-kalibrert til

normarine18 kurven). Den siste delen av deglasiasjonen er slutten av yngre dryas. Isen smeltet bort raskt, og det tok trolig ikke mer enn 1000–1500 år. Hovedsakelig var det topografien og fjordtopografien som styrte smeltingen lokalt. Dette kan observeres ved at glasiale striasjoner endret retning fra en vestlig retning til lokale retninger som orienterer seg mot fjordene (Rise et al., 2006). Yngre Dryas markerer inngangen til den andre epoken i kvartær, holocen (11,7 ka–nåtid). Holocen tar for seg det postglasiale landskapet som er preget av isostatiske og eustatiske endringer. Kontinuerlige prosesser som erosjon og oppløft har vært og er aktive den dag i dag.

2.4 Klimaet i holocen

Ved inngangen til holocen trakk yngre dryas (11,7–8 Ka BP) isdekket seg raskt inn i fjordene som en reaksjon på høyere temperaturer og store nedbørsmengder (Nesje et al., 2008). Dette resulterte i stor smelting av isdekket og store mengder sedimentrikt smeltevann ble tilført fjordene (Aarseth, 1997). Den store smeltingen av yngre dryas isdekke førte til stor jordskjelvaktivitet som resultat av høyt isostatisk oppløft. Dette førte til at skredaktiviteten i norske fjorder var høy frem mot 9000 år BP (Aarseth, 1997). I tidlig/midtre holocen (ca 8–4 ka BP) var gjennomsnittstemperaturen om sommeren 1,5–2 °C høyere enn i dag og klimaet karakteriseres som varmt med lite nedbør om vinteren (Bjune et al., 2005; Nesje, 2009). Mot midtre/sen holocen (6,1–2 ka BP) ble klimaet gradvis kaldere og vintersesongen var preget av større mengder nedbør (Nesje et al., 2008). Isbreer vokste frem igjen som et resultat på klimaendringen. Det var ingen synkron dannelse av isbreer, slik at det var lokale temperaturer og nedbørsmengder som styrte dannelsen av isbreene (Nesje, 2009). Isbreene som vokste frem, hadde sin største utbredelse under den litte istiden «little ice age» i tidsperioden (1550–1920 AD) (Bjune et al., 2005). Siste del av holocen (4000 kal. år BP–nåtid) karakteriseres som et tørrere og kaldere klima.

2.5 Løsmasser

Langs Halsafjorden er det tynt og spredt dekke av løsmasser. Løsmassene består hovedsakelig av tynt morene dekke, torv og myr, hvor det forekommer nedsenkninger og bukter i terrenget (Fig. 2.4). På nordsiden av fjorden ved Halså er det funnet spor etter marine avsetninger. I og med at den marine grensen er ved 110 m høyde vil det trolig være marine avsetninger under de andre avsetningene. Torv og myr avsetningene dominerer i dette området (Follestad, 1992).

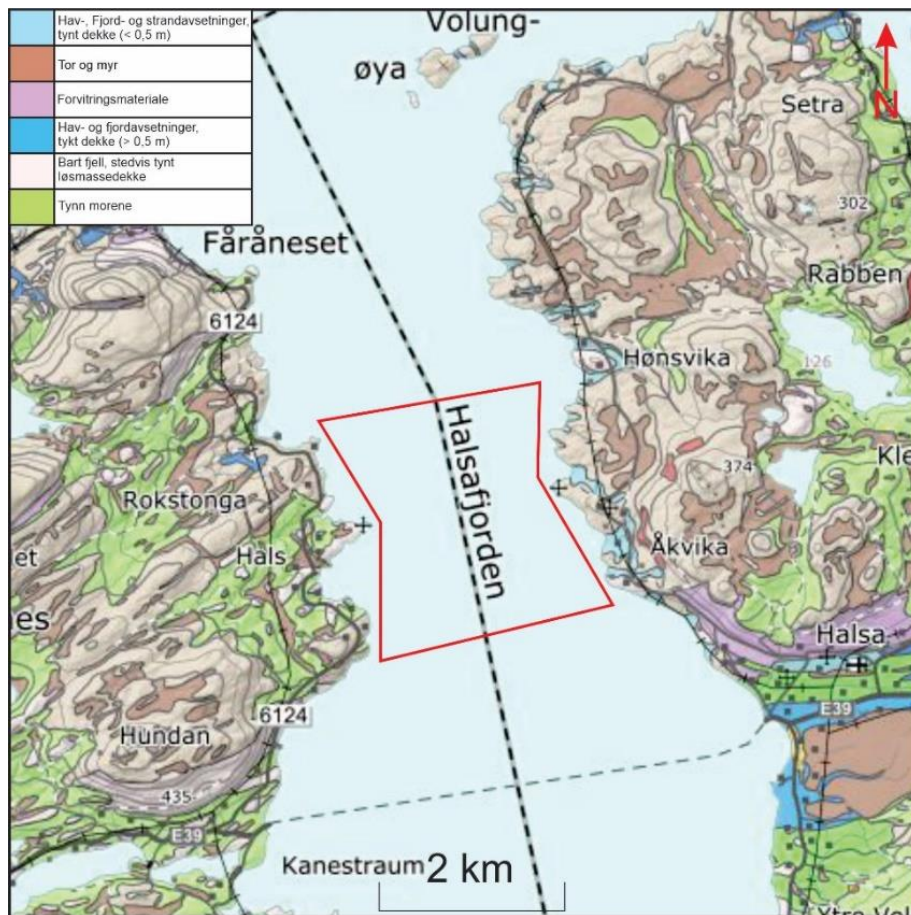


Fig. 2.4: Løsmassekart som illustrerer løsmassene rundt Halsafjorden. Rød markering viser studieområdets plassering. Hentet og modifisert fra NGU.no (Follestad, 1992).

2.6 Sedimentære prosesser

Dette kapitlet redegjør for de sedimentære prosessene som generelt forekommer i norske fjorder. Dette er blant annet, smeltevannsplumitter, turbiditetsstrømmer, konturitter, undersjøiske skred og hemipelagiske sedimenter. I tillegg er det redegjort for hydrografien i et fjordsystem og havnivåendringer ved studieområdet.

2.6.1 Smeltevannsplumitter

Smeltevannsplumitter er en glasimarin avsetning bestående av finkornede parallell-laminerte sedimenter som er avsatt fra smeltevann med høyt innhold av sedimenter i områder med aktive isstrømmer og isdekker. Avsetningen er typisk i kvartære sediment-sekvenser i fjordsystemer som tidligere har vært dekket av isdekker (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Det kan oppstå to situasjoner når smeltevannet treffer vannsøylen. Når smeltevannet treffer havet og vannsøylen vil smeltevannet med høyest hastighet og høyest sediment-fluks bevege seg i en horisontal retning bort fra isfronten grunnet tetthetsforskjeller mellom smeltevannet og det omkringliggende saltvannet. Når den horisontale kraften gradvis avtar vil smeltevannet bli utsatt for en oppstrømningskraft som vil blande smeltevannet sammen med havvannet rundt (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Den andre situasjonen som kan oppstå er når smeltevannet i motsatt tilfelle har redusert hastighet og sediment fluks når det treffer vannsøylen. Da vil smeltevannet bli utsatt for en oppstrømningskraft og smeltevannet vil bli blandet med havvannet (Ó Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Det er hovedsakelig daglige tidevannsfluksjoner og fluksjoner i mengde smeltevann som styrer transporten og avsetningen av suspenderte sedimenter. Ved høyt tidevann vil store mengder sedimenter bli holdt i suspensjon grunnet høyere strømhastigheter (Cowan & Powell, 1990). Reduksjon i strømhastighetene ved flo og fjære vil resultere i at sedimentene blir sortert nedover i vannsøylen. Når sedimentene som er i suspensjon stabiliserer seg vil de gradvis falle ut av suspensjon og avsettes på havbunnen. Avsetningen vil typisk danne en normalgradering hvor de groveste kornene avsettes først og gradvis finere korn (Cowan & Powell, 1990). I et seismisk profil vil smeltevannsplumitter observeres som tykke lagpakker med laminerte reflektorer med lav til moderat amplitude.

2.6.2 Turbiditetsstrømmer

Turbiditetsstrømmer er undersjøiske tetthetsstrømmer bestående av vann og sedimenter som drives av gravitasjonskrefter og tetthetsforskjeller mellom strømmen og havet rundt. Disse strømmene har potensialet til å frakte store mengder med sedimenter ut i dyphavet (Elverhoi, 2000). Sediment-transporten skjer ved at sedimentene er i suspensjon drevet av turbulente strømminger (Shanmugam, 1997). Hovedsakelig er det finkornet materiale, silt og leire, som blir fraktet i en turbiditets strøm og sediment konsentrasjonen er mellom 1 – 23%.

I fjorder har turbiditter hovedsakelig sitt opphav i fjordskråningen, men når de ankommer fjordbassenget vil turbiditetsstrømmen miste kompetansen til å holde de groveste kornene i suspensjon. Dette vil resulterer i en avsetning hvor de groveste kornene blir avsatt først, og deretter finere korn (Shanmugam, 1997). Avsetningen til en turbiditetsstrøm har fått navnet turbiditt. Avsetningskarakteren som er mest utbredt i en turbiditt er et normalgradert lag med erosiv base. Den erosive basen kommer av at turbiditetsstrømmen har erosiv kraft når den har høy hastighet (Shanmugam, 1997).

I et seismisk profil vil en turbiditt være gjenkjennbar som oftest som en reflektor med høy amplitude og med stor utbredelse. Dette grunnet de sandholdige enhetene vil skape en stor kontrast i akustisk impedans i forhold til den omkringliggende marine leiren som er transparent.

2.6.3 Undersjøiske skred

Undersjøiske skred er definert som massebevegelser under havnivå. Massebevegelsen er en viktig transportmekanisme av sedimenter langs norskekysten, og den er med på å re-distribuere store mengder marine sedimenter. Undersjøiske skred oppstår typisk i områder med mye finkornede sedimenter avsatt innenfor et kort tidsrom, som for eksempel tidligere glasierte områder (Masson et al., 2006). Debristrømmer er typiske undersjøiske skred. Utløsningsmekanismen på et skred kan være forårsaket av interne og/eller eksterne faktorer. Interne faktorer kan være økt poretrykk grunnet rask avsetning eller svake lag som svikter (Forwick & Vorren, 2007). Eksterne faktorer kan være jordskjelv eller store bølger som tsunami (Masson et al., 2006). Undersjøiske skred vil opptre som lagpakker med varierende mektighet med transparent eller kaotisk seismisk karakter i et seismisk profil.

2.6.4 Konturittstrømmer

Konturittstrømmer er kjent for å være viktige transportmekanismer for dyphavssedimenter hvor tetthetsforskjellene i vannmassene danner kraftige bunnstrømmer som frakter og avsetter sedimentene (Rebesco et al., 2014). Avhengig av hastigheten på bunnstrømmen kan avsetningene bestå av kornstørrelser fra grus til leire, men de fleste konturittavsetningene består av silt og leire. På den nordlige halvkule vil havbunnsstrømmene få en avbøyning mot høyre grunnet coriolis effekten. Dette fører til at havstrømmene følger store formasjoner langs havbunnen, som langs fjordskråningen eller kontinentalmarginer (Rebesco et al., 2014). Trange sund, grunne terskler og dype forsenkninger på havbunnen er med på å påvirke hastigheten til havstrømmen. Hastighetsvariasjoner er med på å variere sammensetningen til konturittavsetningen. I perioder med høy hastighet vil strømmen erodere i sedimentene, og i perioder med lav hastighet vil sedimentene sorteres under avsetning som fører til den karakteristiske lamineringen. Den litologiske oppbygningen vil derfor forventes å bestå av distinkte sandlag med varierende innhold av leire og silt (Bøe et al., 2017).

I et seismisk profil vil konturittavsetningene opptre som laminerte lagpakker med en økende mektighet på en side, og en draperende «tail» lignende mektighet mot den andre siden av en fjord.

2.6.5 Hemipelagisk materiale

Hemipelagiske sedimenter er den dominerende fjordavsetningene som avsettes i dag. Disse sedimentene er karakterisert som finkornet og homogen, og består av silt og leirpartikler avsatt igjennom vannsøylen i suspensjon sammen med biogent material. Hemipelagiske sediment vil opptre som transparente lagpakker i et seismisk profil.

2.7 Vestnorsk fjordstratigrafi

Aarseth (1997) presenterer en vestnorsk fjordstratigrafi som er delt inn i åtte seismostratigrafiske enheter (Fig. 2.5). Studiet er basert på sparker og boomer seismiske profiler fra fjorder i området fra Stavanger til Kristiansund der det er observert gjentakende likhetstrekk i stratigrafiens oppbygning. Fjordstratigrafien til Aarseth (1997) ble utvidet av Hjelstuen et al (2009; 2013). Aarseth deler sin fjordstratigrafi inn i unit I-V, og Hjelstuen deler sin fjordstratigrafi inn i Fjord I-VIII.

Den eldste enheten som har plassering på berggrunnen er Unit I (Fjord I) (Fig. 2.5; Fig. 2.6). Unit I er tolket til å representere sedimenter eldre enn LGM. Den seismiske karakteren beskrevet som laminerte lag med kupert topp grunnet komprimering av isdekker (Aarseth, 1997). Unit II (Fjord II) er tolket til å representere sedimenter avsatt under deglasiasjonen av LGM isdekket. Økt smeltevanntilførsel førte enorme mengder finkornede sedimenter ut i fjordene. Den seismiske karakteren er beskrevet som laminerte lag hvor den naturlige sesongvariasjonen på sediment-raten er godt synlig som reflektorer med høyere amplitude. Unit III (Fjord III) representerer moreneavsetninger som stammer fra slutfasen til yngre dryas fremstøtet. Enheten består av bunnlag og skrålag. Over skrålaget er det en enhet med kaotisk seismisk karakter, som er tolket til å representere grovere materiale fra et kort brefremstøt (Aarseth, 1997). Enheten kan også kobles til endemorener som i dag fungerer som terskler. Etter tilbaketrekningen av yngre dryas isdekket ble det avsatt store mengder glasimarine sedimenter. Unit IV (Fjord IV) er tolket til å representere disse glasimarine sedimentene. Enheten består av mektige og mindre mektige laminerte lag av finkornede sedimenter. I perioden fjord IV er beskrevet til var det også stor skredaktivitet, hvor ustabile sedimenter i fjord-sidene raste ned i bassenget. Disse kan observeres som transparente lagpakker i seismiske profiler. Unit V (Fjord V) består av sedimenter som er yngre enn preboreal, som typisk representerer de øverste meterne med sedimenter.

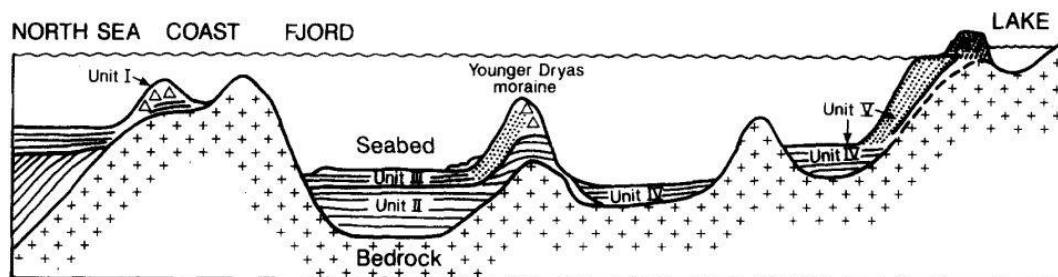


Fig. 2.5: Vestnorske fjordmodellen utarbeidet av Aaseth (1997). Unit I: Fjordsedimenter eldre enn Weichselian maksimum. Unit II: Sen-Weichselian fjord avsetninger fra deglasiasjonen før yngre dryas. Unit III: Yngre dryas terminale morener. Unit IV: glasimarine sedimenter proksimalt til yngre dryas morenene. Unit V: Fjordsedimenter yngre enn preboreal.

Studiet til Hjelstuen ble gjennomført i Nordfjord i Sogn og Fjordane (Hjelstuen et al., 2009) og i Flenfjorden i Vestland fylke (Hjelstuen et al., 2013). Enhetene som ble beskrevet videre fra Aarseth (1997) er følgende:

VI: Enheten har parallelle til subparallelle reflektorer med høy amplitude. Dette laget er derfor godt laminert og er tolket til å være hemipelagiske eller glasimarine avsetninger. Enheten representerer moreneavsetninger fra yngre dryas.

VII: Denne enheten har en akustisk transparent seismisk karakter. I bunnen av enheten er det i noen tilfeller spor etter erosjon i det underliggende laget. Enheten har også i noen tilfeller en draperende utforming, hvor laget tynnes ut inne i fjorden. Denne enheten er tolket til å være skredavsetninger. Enheten representerer skredavsetninger som følge av isostatisk oppløft grunnet smelting av yngre dryas isdekket.

VIII: Enheten har parallelle til laminerte reflektorer og har stedvis lav mektighet. Enheten er tolket til å være småskala skredavsetninger, hemipelagisk og/eller glasimarine avsetninger avsatt i fra midten av holocen og til i dag.

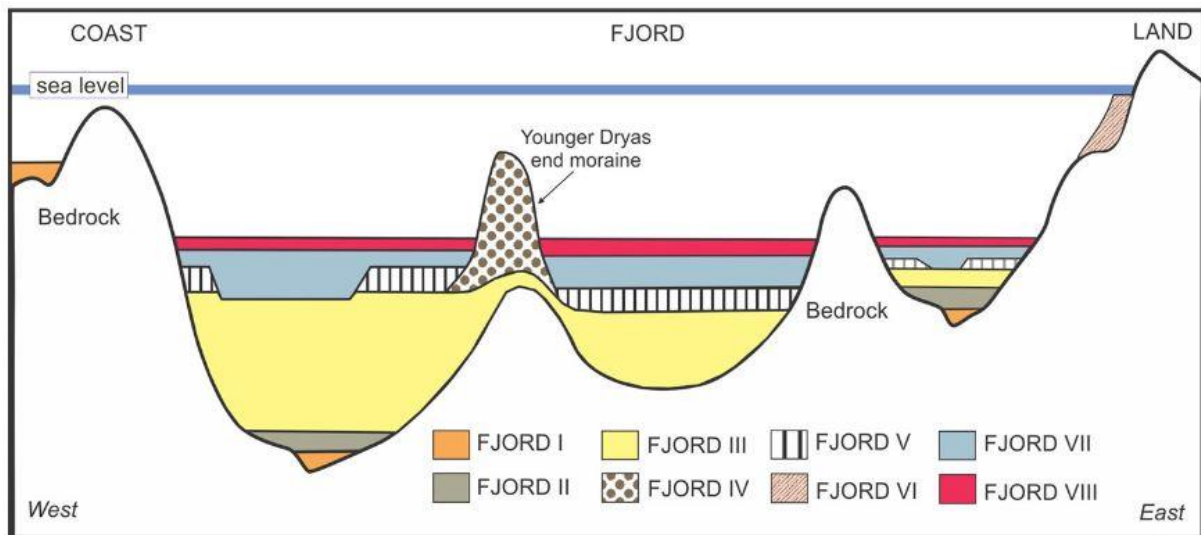


Fig. 2.6: Vestnorsk fjordstratigrafi utarbeidet av Hjelstuen et al., (2013), en videreutvikling fra Aarseth (1997) sin fjordstratigrafi. Fjord I: sedimenter eldre enn LGM. Fjord II: bunnmorene. Fjord III: glasimarine sedimenter. Fjord IV: Yngre dryas endemorene. Fjord V: glasimarine sedimenter. Fjord VI: Is-front delta. Fjord VII: Skredavsetninger. Fjord VIII: Hemipelagiske sedimenter og småkala skredavsetninger.

2.8 Skred i vestnorske fjorder

Frekvensen av skred i et fjordsystem er sterkt knyttet til flomaktivitet og sedimentasjon, og skredene kan ha ulike utløsningsmekanismer (Sønstegaard et al., 2002). Fluvial erosjon langs elvebredden og fjordmunningen er opphavet til store deler av sedimentene som blir tilført fjordsystemene, og i moderne tid har også menneskelig aktivitet bidratt til sedimenttilførselen. Store og små skredhendelser utgjør en stor del av sediment-volumet som befinner seg i fjordsystemene. Utløsermekanismene bak skredene kan være både lokale og regionale. Jordskjelv og tsunamier blir regnet som regionale utløsermekanismer, og økt poretrykk og høy sedimentasjon er eksempel på lokale utløsermekanismer (Forwick & Vorren, 2007). Skredpakker som kan observeres og korreleres i flere fjordsystem vil kunne kobles til en regional utløsermekanisme og lokale skredpakker som ikke kan korreleres til fjordsystemer kan kobles mot lokale utløsermekanismer (Bellwald et al., 2019)

Ved inngangen til holocen (11,7–10 ka BP) er det registrert en høy skredfrekvens (Bellwald et al., 2019, Fig 10e). Perioden bærer preg av høy isostatisk aktivitet som følge av deglasiasjonen etter yngre dryas. Høy isostatisk aktivitet er direkte knyttet til jordskjelvaktivitet, som kan være med på å forklare den høye skredfrekvensen (Bellwald et al., 2016). Åpen vegetasjon gjorde det enkelt for elver å erodere langs elvebreddene og fjordmunningene. Høy sedimenttilførsel grunnet enorme mengder smelte vann vil kunne føre til økt poretrykk og destabilisering av sedimentene langs fjordene. Det er spesielt i fjordene som var dekket med is under yngre dryas at skredfrekvensen er høyest (Bellwald et al., 2019).

Storeggahendelsen er en av de største undersjøiske skredhendelsene vi kjenner til i Norge, og skjedde like utenfor Mørkekysten for rundt 8,1 ka BP og resulterte i en stor tsunami (Bellwald et al., 2016; Haflidason et al., 2005). Spor etter tsunamien kan finnes i de fleste fjordene på Vestlandet, samt noen kystnære innsjøer. En skredpakke sammensatt av en erosiv ukonformitet etterfulgt av en normalgradert eller massiv sand deretter re-sedimentert organisk materiale er typiske avsetninger fra denne hendelsen. I flere fjorder, deriblant Halsafjorden, er det observert en skredpakke som korreleres med Storegga hendelsen (Bellwald et al., 2016; Boe et al., 2004; Sønstegaard et al., 2002). I en studie av Grønstad (2022) ble det funnet skredhendelser som er knyttet til Storegghendelsen.

Den sterkeste anomalien i postglasial skredfrekvens er mellom 4500–2800 ka BP (Bellwald et al., 2019, Fig 10). I starten på denne perioden økte gardsdriften og husdyrproduksjonen i

Norge. Dette resulterte i en åpning av landskapet som kan ha resultert i destabilisering av løsmasser. I kombinasjon med økt nedbør og store vårflommer grunnet store mengder smeltevann kan dette ha vært med på å destabilisere elvebreddene. Destabilisering av elvebreddene vil føre til økt erosjon som direkte påvirker sedimentasjonen i fjorden (Sønstegaard et al., 2002).

I 2001 var Norges Geologiske Undersøkelser (NGU) på tokt i Halsafjorden hvor et ble hentet inn seismisk data og kjerneprøver (Longva et al., 2001). Undersøkelser av kjerne NG-4L/SC (Sønstegaard et al., 2002, Fig 46) avdekket fem skredhendelser i form av sedimentære graderinger, hvor den eldste skredhendelsen, kalibrert til Normarine18 kurven, er datert til 13220 kal. år BP og yngste skredhendelsen til 8370 kal. år BP. Den yngste og øverste graderingen ved 3,60–3,70 m er datert til 8370 kal. år BP, og blir korrelert til å være tsunamiavsetning fra Storeggaskredet. I masteroppgaven «Holocen skredavsetninger i Sulafjorden og på Hareidlandet, Sunnmøre» av Grønstad (2022) ble det i kjerneprøver fra Sulafjorden observert flere skredhendelser som er datert til tidsrommet rundt Storeggahendelsen.

2.9 Hydrografi

Vannmassene i en fjord sirkulerer på grunn av tetthetsforskjeller mellom de forskjellige vannlagene i vannsøylen. Utvekslingen av vannmassene skjer ved munningen av fjorden hvor det typisk er en terskel (Fig. 2.7). Det er hovedsakelig saliniteten som styrer tettheten på vannmassene i fjordene, og sirkulasjonene er størst i de øverste vannmassene mellom 10–20 m (Albretsen & Asplin, 2017). Grunnet at det er store mengder vann som skal inn og ut ved munningen og terskelen til fjorden er det her de sterkeste hav/tidevannsstrømmene observeres. Ferskvannet som tilføres fjorden via drenering fra land og nedbør er en viktig driver bak sirkulasjon og utskiftning av vannmasser. Vinder er med på å trekke opp underliggende vannmasser og blander det inn i ferskvannet i overflaten, som danner brakkvann (Bengtsson et al., 2012). Brakkvannet i overflaten blir presset ut av fjorden på grunn av høyere overflatetrykk inne i fjorden en utenfor fjorden.

Det er vanlig å dele vannmassene i en fjord inn i tre ulike laginndelinger. Overflatelaget strekker seg fra 0–5 m og er karakterisert med veldig lav salinitet. Den lave saliniteten kommer av ferskvannstilførselen fra land via elver. Saliniteten i vannlaget vil variere med nedbør (Albretsen & Asplin, 2017). Det andre laget i vannsøylen er mellomlaget, og er vannmassene

som er mellom overflatelaget og bunnlaget. Dette laget har noe høyere salinitet og vil gjenspeile vannsammensetningen til havet utenfor. I bunn av fjorden, på innsiden av terskelen, er bunnlaget. Bunnlaget er vannmassene med høyest salinitet og derav høyest tetthet. Grunnet at dette bunnvannet er bak fjordterskelen vil det være lite utskiftning av vannmassen (Albretsen & Asplin, 2017).

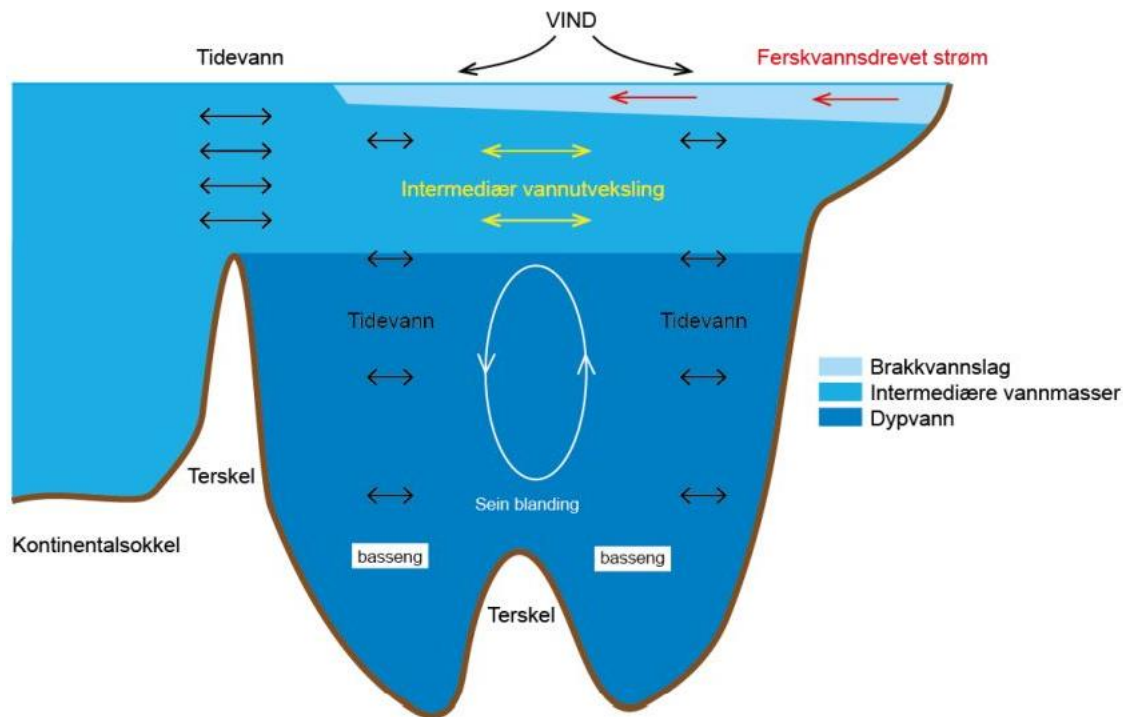


Fig. 2.7: Inndelingen av vannmassene innenfor terskelen og typisk vannsirkulasjon i en fjord. I bunn av figuren vises bunnlaget (dypvann), over bunnlaget vises mellomlaget (intermediære vannmasser) og øverst vises overflatelaget (brakkvannslag). Figuren er hentet fra (Albretsen & Asplin, 2017).

2.10 Havnivåendringer

I en studie av Svendsen og Mangerud (1987) ble det utarbeidet relative havnivåkurver for Sunnmøre området fra sen-weichsel og til dagens havnivå. Basert på det studiet ble det konstruert havnivåkurve for Hitra som ligger noen mil lengre nord-vest for Halsafjorden hvor det observeres et maksimums havnivå på rett under 110 m (Fig. 2.8). På løsmasse kartet til Follestad (1992) er marin grense satt til 110 m som passer godt overens med kurven fra Hitra når den er ekstrapolert til Halsafjorden.

Ved starten av deglasiasjonen for rundt 12 000 år BP synker havnivåkurven raskt (Fig. 2.8). I denne perioden starter den glasio-isostatiske hevingen av kontinentet som kompensasjon for trykket SIS hadde påført kontinentet. Fra 10 000 år BP øker tempoet på den glasio-isostatiske

landhevningen og går forbi havnivåøkningen som resulterer i relativ landhevning frem til rundt 8000 år BP. Fra rundt 8000 år BP er både havnivåøkningen og landhevningen relativt stabil frem til rundt 5000 år BP, men fra rundt 4500 år BP fortsetter det relative havnivået å synke frem til dagens havnivå. Endringer i relativt havnivå endrer poretrykket i avsatte sedimenter som kan resultere i ustabile sedimenter. Endringer i relativt havnivå er derfor kjent for å være en tiggermekanisme til undersjøiske skred (Lyså et al., 2008).

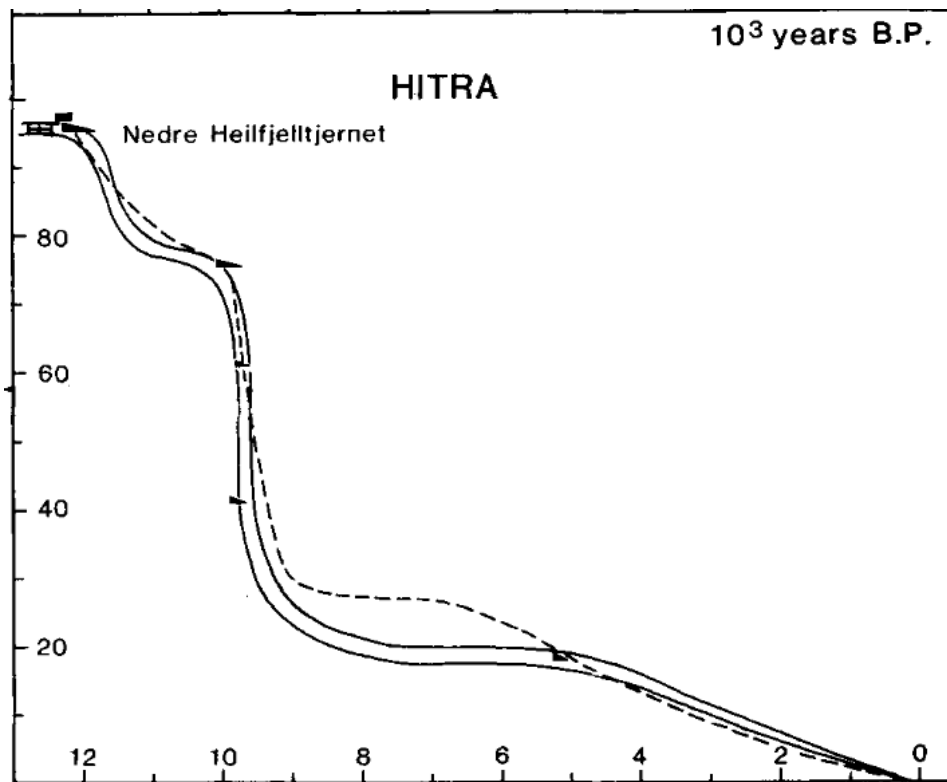


Fig. 2.8: Havnivåkurve fra Hitra konstruert på bakgrunn av ¹⁴C-dateringer fra kontakter mellom ferskvann, brakkvann og havvann fra et isolasjonsbasseng på Hitra. Skalaen på venstre side er i meter. Figuren er hentet fra (Svendsen & Mangerud, 1987).

3. Materialet og metode

I dette kapitlet blir metodene som er brukt til å samle inn det seismiske datamaterialet og kjernematerialet, samt metodene som er brukt til å tolke materialet presentert. Det er brukt ulike skip til innsamlingen av det seismiske datamaterialet og kjernematerialet, og i etterkant har materialet blitt undersøkt, analysert og tolket ved hjelp av ulike metoder og programmer.

3.1 Forskningsfartøy

3.1.1 G.O. Sars

G.O. Sars er et forskningsfartøy som er eid av Havforskningsinstituttet og Universitet i Bergen (UiB). Skipet er 77,4 m langt og 16,4 m bredt og har en toppfart på 17,5 knop med dielelektrisk fremdrift (Haflidason et al., 2020). Midt i skipet er det en stor hangar med vinsjer dimensjonert for opptil 6 tonn som tillater nedsenkning av fjernstyrt undervannsfarkost (ROV) og annet marint utstyr. Til akustiske undersøkelser er skipet utstyrt med sonarer og seismisk utstyr som ekkolodd som kjører seks ulike frekvenser samtidig, samt Kongsberg TOPAS PS18 penetrasjons ekkolodd.

3.1.2 M.V Fugro Helmert

SV Fugro Helmert er et forskningsskip for geofysiske undersøkelser som eies og drives av Fugro BG Marine Limited (Fugro). Skipet er spesialbygget for å utføre geofysisk undersøkelser med flere typer seismisk utstyr om bord. Blant annet er det en ROV med en påmontert seismisk enhet for å kunne ta opp høyoppløselige seismiske bilder. Det er også forskjellige typer sonare og 2D Ultra High Resolution seismisk enhet, Sparker (Fugro, 2017). Skipet ble brukt til å samle inn akustiske data i Halsafjorden.

3.1.3 SV Fugro Synergy

SV Fugro Synergy er et boreskip som opereres og eies av Fugro. Skipet er 103,7 m langt og 19,7 m bredt. Synergy er utstyrt med et boretårn som gjør den i stand til å operere to borestrenger samtidig (Fugro, 2020). Skipet ble brukt til innsamling av de geotekniske borekjernene i Halsafjorden.

3.2 Innsamling av kjernematerialet

3.2.1 Fallkjerne

På tokt GS20-229 for UiB med F/F G.O. Sars 18.–26. juni 2020 ble det hentet opp to fallkjerneprøver, GS20-229-23GC og GS20-229-24GC (Tabell 3.1). En fallkjerneprøvetaker er satt sammen av tre komponenter: lodd, plastikkør og sediment-fanger (Fig. 3.1). Plastrøret har en dimensjon på 110 mm og blir festet i bunn av loddet som veier 500 kg (Haflidason et al., 2020). I enden på plastrøret blir det montert en sediment-fanger som gjør at sedimentene ikke faller ut av røret når det heves opp igjen. Det er fri vannstrømning igjennom plastrøret og loddet under senkningen ned mot havbunnen. Fallprøvetakeren blir stoppet mellom 20–30 m over havbunnen for at prøvetakeren skal stabilisere seg og eventuell rotasjon skal stanse, dette for at prøvetakeren skal penetrerer loddrett ned i sedimentene. Tyngdekraften presser så loddet og røret ned i sedimentene. Når fallkjernen blir heist opp på dekk blir røret delt opp i seksjoner på 1,5 m og hver ende plugget med oasis. Det er viktig å markere tydelig topp og bunn på hver seksjon, slik at dette ikke blandes under videre arbeid.



Fig. 3.1: Bilde av fallkjernetakeren. Tre meter med plastrør er montert på loddet som ligger nærmest. I enden på røret er det montert en sediment-fanger. Foto: Simon Johan Rød.

3.2.2 Borekjerne

Fugro har på anbud fra Statens Vegvesen hentet inn ti dype geotekniske borekjerne. Borekjernene ble hentet inn på tokt 08H mellom 18. september og 24. oktober 2018. Innsamlingen av borekjernene blir gjennomført ved at det blir senket ned en metallramme som plasseres på havbunnen for å styre borestrengen ned i sedimentene. På dekk på skipet SV Fugro synergy er det montert et Seacore R190 boretårn, med et Nordrill 250H boreapparat (Fugro, 2020). Innhenting av kjernematerialet skjer ved at det bores nedover i havbunnsedimentene og seksjoner blir hentet opp, logget og geoteknisk analysert. I tillegg har Fugro gjort diverse geotekniske analyser «in situ», hvor de bruker analyseringsverktøy direkte i borehullet underveis i boringen. I dette studiet ble det fokusert på tre av de ti innhentede kjernene (Tabell 3.1).

Tabell 3.1: Informasjon om kjernene som ble samlet inn av Fugro (08H) og UiB (GS20).

Kjerne ID	Lengde (m)	Havdyp (m)	Latitude (N)	Longitudo (Ø)
08H_101	41,90	481,2	63.07738036	8.16350547
08H_102	41,49	481,2	63.07704542	8.16474300
08H_GC01	1,360	490,5	63.08483200	8.15249611
GS20-229-23GC	2,800	487,0	63.07833333	8.15780556
GS20-229-24GC	2,960	487,0	63.07552778	8.15958333

3.3 Laboratoriemetoder

I dette delkapittelet blir det redegjort for geokjemiske, geofysiske og litologiske metodene som er brukt på kjernematerialet i dette studiet. Arbeidet ble gjennomført på Earthlab på Universitetet i Bergen. Det er blant annet gjennomført XRF-skanning, kornfordelingsanalyse og visuell analyse og beskrivelse av kjernematerialet.

3.3.1 Itrax XRF

Itrax XRF kjerneskaner er en ikke-destruktiv analysemetode som skanner en splittet kjerneprøve for optiske, radiografiske og elementære variasjoner (Fig. 3.2). Kjernene kan skannes med en oppløsning på opp til 200 µm. Selve skanneren består av et måletårn som er plassert mellom to transportbånd. Inne i selve måletårnet er det flere sensorer som registrerer farge, X-ray avbildning og element sammensetning med XRF (Croudace et al., 2006)

I dette studiet er det brukt ulike element proksier for sammensetning og karakteristikk ved det marine kjernematerialet. Det er blant annet brukt grunnstoffene zirkon (Zr), rubidium (Rb), kalsium (Ca), kalium (K) og brom (Br). Zr er anrikt i tunge mineraler hovedsakelig som Zirkon ($ZrSiO_4$), og er vidt spredt i naturlige sedimenter. Zr er som oftest anrikt i grovkornede mineraler grunnet at Zr er et hardt og stabilt mineral, som er motstandsdyktig mot forvitring. I kontrast til Zr, er Rb et element som ikke er å finne i mange mineraler, men som kan substituere for K i krystallstrukturen. Av den grunn blir Rb som oftest anrikt i finkornete K-rike mineraler ofte referert til som leirmineraler, som illitt og kaolinitt (Wu et al., 2020). Dette gjør at forholdet mellom Zr og Br vil kunne brukes som en proksi for kornstørrelse. Br er et mineral som er anrikt i organisk materialet, Ca er anrikt i biogent karbonat og K blir ofte anrikt i leirholdige sedimenter. Forholdene mellom elementene kan illustrere sammenhengen mellom grovkornede materialet, leire og biogent materiale som er med på å indikere både avsetningstype og avsetningsmiljø (Wu et al., 2020).



Fig. 3.2: Itrax XRF skanneren ved sedimentologisk lab på UiB, Earthlab. XRF-skanneren kontrolleres fra datamaskinen til høyre i bildet. Foto: Haflidi Haflidason.

Kjernene GS20-229-23GC og GS20-229-24GC ble skannet på Itrax XRF skanneren med en oppløsning på 1 mm, det vil si den skanner hver millimeter. Før kjerneseksjonene ble skannet ble de skrapet og klargjort på sediment overflaten. Deretter ble det lagt på en tynn spesial plastfolie over kjernen for å bevare fuktigheten i sedimentene under skanning.

3.3.2 Visuell kjernebeskrivelse

Ved gjennomføring av en visuell kjernebeskrivelse blir visuelle observasjoner i en splittet sedimentkjerne loggført. Det blir normalt notert ned observasjoner som gjelder farge, strukturer, kornstørrelse, fossiler og generell endring mellom litologier. Denne metoden gir en rask og enkel oversikt over endringer i sedimentene nedover i kjernen. Beskrivelser av sedimentære strukturer og karakterer som graderinger i kornstørrelse eller skarpe/glidende grenser mellom stratigrafiske enheter kan gi informasjon om avsetningsmiljø eller hendelser som har ført til avsetningen. Til beskrivelse av farge ble det brukt Munsell Soil fargekart. Visuell kjernebeskrivelse ble gjennomført ved kjerne GS20-229-23GC og GS20-229-24GC.

3.3.3 Mastersizer 3000

Det ble gjennomført kornfordelingsanalyse på kjerne GS20-229-23GC og G20-229-24GC med Mastersizer 3000. Mastersizer 3000 bruker laser diffraksjon til å måle partikkelstørrelse i en sedimentprøve. Partikkelstørrelsen blir målt ved at laserlyset blir brutt når det treffer en partikkel, hvor spredningen og intensiteten til laserlyset blir brukt for å kalkulere størrelsen på partiklene. Maskinen kan måle partikler i størrelsesorden 0,001 μm til 3,5 mm (Malvern Instruments, 2013). Ved siden av Mastersizer 3000 var det plassert en Hydro SV unit, som var tilkoblet Mastersizer 3000, som gjorde det mulig å analysere våte sedimentprøver.

For å etablere kornfordelingskurven ble det tatt ut sedimentprøver for hver 8. cm. Sedimentene som ble tatt ut ble løst opp i vann, hvor det var viktig å bruke så lite vann som mulig. For å løse opp sedimentene ble det brukt en melke-skummer slik at sedimentene ble skikkelig løst opp. Deretter ble prøven tilsatt Hydro SV enheten hvor det ble tilsatt en bestemt mengde med dispergensmiddel for å unngå at de oppløste sedimentene klumpet seg. Prøven ble analysert tre ganger, hvor det er gjennomsnittet av de tre analysene som blir brukt videre.

3.3.4 Skjærstyrkemåling

Udrenert skjærstyrke er et mål på hvor høyt vanninnholdet samt sammenpressingen av sedimentene er. Ved kjerne GS20-229-23GC og GS20-229-24GC ble det gjennomført skjærstyrkemålinger med et svensk konusapparat. Målingene ble gjennomført med et intervall på 8 cm hvor apparatet har et lodd påmontert som plasseres vinkelrett over sedimentkjernen. Vekten på loddet velges på bakgrunn av observasjoner gjort på sedimentene. Er det for eksempel bløt leire bør det velges lav vekt og hvis det er sand bør det velges et lodd med høyere

vekt. Vekten på loddene som ble brukt i dette studie var 50 gram og 100 gram. Når apparatet er i posisjon, blir loddet utløst og nedsynkningen i sedimentene leses av i millimeter (mm). Avlesingen bør skje raskt for å få reell og korrekt innsynkning. Det brukes i etterkant en kalibreringstabell hvor nedsynkningen i mm omgjøres til udrenert skjærfasthet, t/m^2 . Den udrenerte skjærstyrken blir så multiplisert med gravitasjonskonstanten, $9,81 \text{ m/s}^2$ for å få udrenert skjærstyrke i kPa (Hansbo, 1957).

3.3.5 Prøvetaking til radiokarbondatering (^{14}C)

Fra kjernene GS20-229-23GC og GS20-229-24GC ble det tatt ut materiale for radiokarbondateringer basert på kjernebeskrivelsen og en ekstra visuell observasjon av kjernemateriale. Det ble i alt tatt ut åtte prøver i kjerne GS20-229-23GC og fem fra kjerne GS20-229-24GC. Prøvemateriale som ble tatt ut av kjernen var tatt fra minimum en centimeter avstand fra kjerneøret for å unngå forurensing. Prøvene ble våtsiktet i fraksjonene $63 \mu\text{m}$, $150 \mu\text{m}$ og 1 mm og tørket før plukking. Det ble hovedsakelig plukket ut tre ulike bentiske foraminifere arter til radiokarbondatering, *Hyalinea baltica*, *Uvigerina mediterranea* og *Melonis barleeanum*. For at det skulle bli nok kalsiumkarbonat (CaCO_3) til selve radiokarbondateringen ble det plukket over 8 milligram fra hver dybde. Det ble også tatt ut skjellfragmenter til datering ved to av dateringene (Tabell 3.2).

Tabell 3.2: ^{14}C dateringene utført i Halsaffjorden. Dateringene gjennomført ved Lunds Universitet (LuS) i regi av UiB. Dateringene gjennomført av Beta Analytic Inc. (Beta) er i regi av Fugro (Fugro, 2018c, 2019a). De konvensjonelle ^{14}C alderne er kalibrert i OxCal med kalibreringskurvene Normarine.18 og Marine20. Ved kalibrering med Marine20 ble det brukt en ΔR på -148 ± 33 år hentet fra Calib.org sin reservoardatabase 14CHRONO.

Kjerne nr.	Lab. ID no.	Dyp i kjerne (cm)	Datert materiale	Konvensjonell ^{14}C alder (BP)	$\pm 1 \sigma$	Kalibrert median alder (95,4%)
GS20-229-23GC	LuS 17854	14	Hyalinea baltica	3830	40	3800 (3592–4006)
GS20-229-23GC	LuS 17853	20	Hyalinea baltica	4190	40	4280 (4077–4489)
GS20-229-23GC	LuS 17852	25	Hyalinea baltica	5210	35	5530 (5350–5710)
GS20-229-23GC	LuS 17851	120	Melonis barleeanum	9900	50	10940 (10711–11166)
GS20-229-23GC	LuS 17850	206	Skjell (CaCo3)	11430	60	12790 (12518–13028)
GS20-229-23GC	LuS 17849	224	Skjell (CaCo3)	10830	60	12770 (12715–12889)
GS20-229-23GC	LuS 17848	247	Maeonis barleeanum & Nonion labradoricum	11590	70	12870 (12600–13103)
GS20-229-24GC	Lus 17859	12	Hyalinea baltica	3850	40	3820 (3625–4042)
GS20-229-24GC	Lus 17858	18	Hyalinea baltica	5000	40	5320 (5096–5511)
GS20-229-24GC	Lus 17857	23	Hyalinea baltica	6680	40	7150 (6955–7316)
GS20-229-24GC*	Lus 17856	119	Hyalinea baltica & Melonis barleeanum	3730	40	3770 (3476–3871)
GS20-229-24GC	Lus 17855	176	Melonis barleeanum & Nonion labradorium	11460	70	12800 (12532–13044)
08H_101	Beta 527825	370 – 390	>355 μm 200 G. affinis	10380	30	11600 (11836–11351)
08H_101	Beta 527826	2340 – 2580	>355 μm 85 N.commune & bivalves	13060	40	14450 (14751–13866)

08H_101	Beta 527827	3500 – 3580	Bulk	14360	40	15220 (15515– 14762)
08H_102	Beta 52782	620 – 635	>355µm 200 G. affinis	10180	30	11300 (11551– 11142)
08H_102*	<i>Beta</i> 528391	2575– 2590	<i>Bulk</i>	18280	60	21370 (21725– 21040)
08H_102*	<i>Beta</i> 527830	3650– 3660	<i>Bulk</i>	21350	120	24840 (25210– 24450)
08H_GC01	Beta 497313	105	>500µm 150 Globobulimina faanis	11740	40	12960 (13187– 12671)

* Dateringene som er i kursiv er tolket til å ha for lav/høy alder i forhold til sedimentene de er hentet fra, og de passer dermed ikke inn i stratigrafien. Dateringene kan være gjennomført som en «Bulk» datering eller datert på et usikkert dateringsmaterial. Disse dateringene er derfor valgt å ikke tatt med i aldersmodellen.

3.3.6 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en dateringsmetode som bruker forholdet mellom det ustabile isotope karbon 14 (^{14}C) og de stabile isotopene karbon 12 (^{12}C) og karbon 13 (^{13}C). ^{14}C er et ustabil isotop som blir dannet i øverste del av atmosfæren ved at kosmisk stråling kolliderer med nitrogen 14 (^{14}N) (Bowman, 1990). ^{14}C blir nedbrutt til ^{14}N , og nedbrytningen og dannelsen av ^{14}C er i likevekt slik at konsentrasjonen er alltid konstant. Gjennom fotosyntesen blir ^{14}C tatt opp i karbonkretsløpet og da videre inn i levende organismer. Det vil si at levende organismer har en konstant konsentrasjon av ^{14}C så lenge de er en del av karbonkretsløpet. Når organismen dør vil ikke opptaket av ^{14}C fortsette, og nedbrytningen vil begynne. AMS (Accelerator Mass Spectrometry) måler forholdet mellom det ustabile ^{14}C isotope og de to stabile isotopene ^{12}C og ^{13}C , sammenlignet med en standard ^{14}C mengde, og bruker dette forholdet til aldersbestemmelse (Bowman, 1990). I dette studie er dateringsprøvene sendt til Lund Universitet i Sverige for utførelse av radiokarbondateringer.

3.3.7 Kalibrering

Grunnet variasjon av karboninnholdet i atmosfæren må en bruke en kalibreringskurve for å få mest nøyaktig alder. Ved bruk av en kalibreringskurve regner en ^{14}C alderen om til kalenderår (Reimer et al., 2020). For dateringsmateriale hvor karboninnholdet har opphav fra atmosfæren brukes kalibreringskurven IntCal20 (Reimer et al., 2020). Grunnet en forsinkelse i karbonopptaket mellom atmosfære og hav er det nødvendig å bruke en marinspesifikk kalibreringskurve for marine dateringer (Heaton et al., 2020; Reimer et al., 2020). Marin20 kurven er en kalibreringskurve som er konstruert for ikke-polare områder, men det er mulig å bruke kurven til dateringer i Norskehavet gjennom holocen (Heaton et al., 2020). Det er knyttet stor usikkerhet til den mye brukte reservoaralderen (R) på 400 år som er brukt i Norskehavet. Denne tar ikke høyde for usikkerheten rundt endringen i reservoaralderen igjennom tiden. Brendryen et al (2020) presentere en ny kalibreringskurve for Norskehavet, Normarine18. Normarine18 kalibreringskurven er basert på en sammenstilling av ^{14}C dateringer fra planktoniske foraminiferer i Norskehavet med kalenderår-alderskontroll fra en klimaproksi-korrelasjon som unytter fjernkoblingen mellom asiatiske monsuner og nordatlantisk klima, som videre er korrelert med paleoseanografiske forhold i Norskehavet og U/Th-daterte spelatomsekvenser fra Hulu grotten i Kina. Korreleringen stemmer overens med en tefrakronologisk markør som finnes både i iskjerner på Grønland og i sedimentene i Norskehavet. Resultatet fra studiet viser at det er stor endring i reservoaralder før og etter

Bølling hendelsen. Før Bølling hadde Norskehavet en gjennomsnittlig reservoaralder på 1620 ^{14}C år, i løpet av hendelsen ble R raskt redusert til 1500 ^{14}C år, og i etterkant var den gjennomsnittlige reservoaralderen på 420 ^{14}C år. Det er derfor knyttet mindre usikkerhet ved bruk av denne kalibreringskurven på regionale dateringer fra Norskehavet (Brendryen et al., 2020). I dette studiet er programmet OxCal V4.4 brukt til å utføre kalibrering av radiokarbonaldre. Programmet bruker to forskjellige kurver, Marine20 og Normarine18. Normarine18 kalibreringskurven er brukt på aldere over 11.000 ^{14}C år, og Marine20 kalibreringskurven for aldere under 11.000 ^{14}C år. Ved bruk av Marine20 kurven ble det lagt til en lokal reservoaralder (ΔR) på -148 ± 33 , beregnet fra 14CHRONO reservoardatabasen til Calib.org (Mangerud et al., 2006; Mangerud & Gulliksen, 1975).

3.4 Seismikk

3.4.1 Innsamling av seismikk

Det ble mellom 15. januar og 8. februar 2020 samlet inn seismisk data i Halsafjorden, med skipet SV Fugro Helmert (Fig. 3.3). Seismikkinnsamlingen ble utført av Fugro i oppdrag for Statens Vegvesen (Fugro, 2018a). Det ble samlet inn 101 tverrprofil med 50 m mellomrom og fem lengdeprofiler med 300 m mellomrom. De seismiske profilene utgjorde til sammen 172,4 km. Det var i tillegg to områder som ble undersøkt nærmere hvor de seismiske linjene ble hentet inn tettere hverandre, med henholdsvis 25 m mellomrom og 12,5 m mellomrom (Fugro, 2018a, 2018b). Innsamlingen av de seismiske dataene ble gjennomført med Sparker multichannel seismic (2D ultra high resolution) og med en ROV med en påmontert Chirp seismisk enhet. I dette studiet ble alle de seismiske profilene tolket, men det ble valgt ut seks sparker-profiler og tre ROV-SBP-profiler til å representere stratigrafien i fjorden.

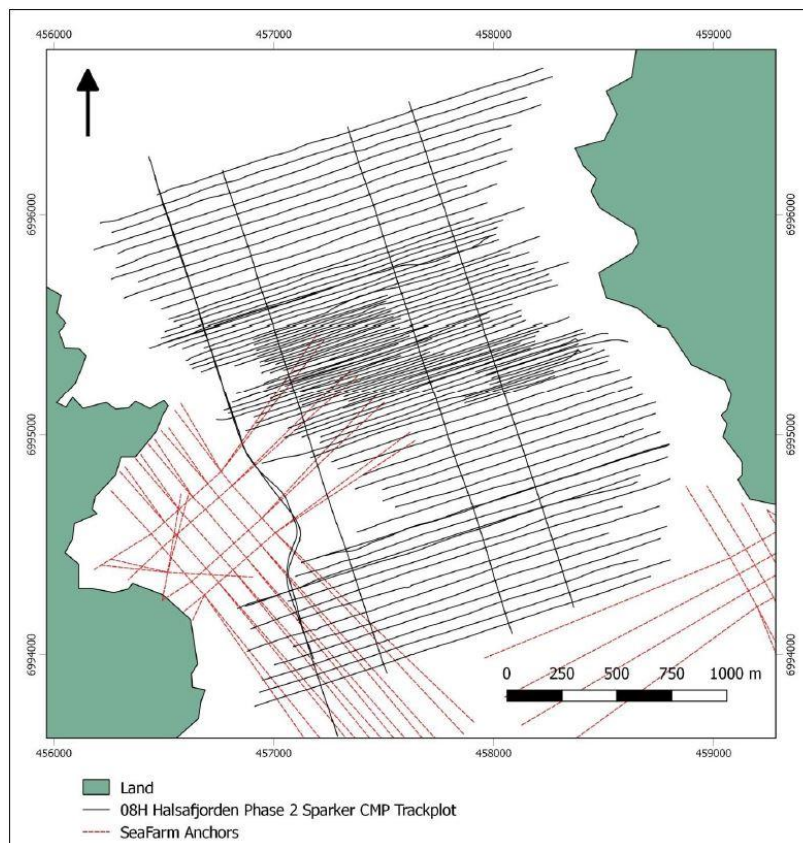


Fig. 3.3: En oversikt over plasseringen til 2DUHR sparker-profilene (sorte striper) som ble samlet inn i Halsafjorden. Kartet hentet fra Fugro (Fugro, 2018a).

3.4.2 2D Ultra High-Resolution (2DUHR) Sparker

2DUHR-sparker multichannel seismic (sparker) profil ble samlet inn av skipet SV Fugro Helmert. Systemet som ble brukt består av en GSO 360-tip sparker som drives av en Applied Acoustics CSP-N2400-N strømforsyning. En 48-kanals Geometrics Geo-Eel strømmer var brukt som mottaker. Dataen ble fanget opp av Geometrics CNT-2 programvare i digitale SEG-8058D format. Til å holde posisjonen på slepet ble det brukt en AD492 antenne. Metoden har en oppløsning på 0,75 m, og en penetreringsdybde på 170 m ned i sedimentene (Fugro, 2018a).

3.4.3 ROV med chirp sub-bottom profiler (ROV- SBP)

ROV-SBP er en seismisk chirp enhet montert på en ROV som samler inn seismikk med en oppløsning på 0,2 m, og en penetreringsdybde på opptil 40 m. ROV-en beveger seg med en høyde på mellom 2–70 m over havbunnen for å få best mulig resultat. Ujevn havbunn, bratt stigning, synlig grunnfjell og store blokker er elementer som kan føre til dårligere resultat på seismikken (Fugro, 2018a).

3.4.4 Tolkning av seismikk

Under tolkningen av seismikken ble programvaren Petrel brukt (3.5.1). Petrel er et program som leser akustisk data og omgjør dette til seismiske bilder. Arbeidet startet med å få kontroll på sammenhengen mellom de forskjellige seismiske profilene. Videre ble det tolket reflektorer, hvor reflektorene ble tolket på bakgrunn av amplitude, kontinuitet og karakter. Hver reflektor ble gitt benevnelsen R etterfulgt av stratigrafisk plassering i seismikken, startet fra R0 som representerer havbunnen. Reflektorene dannet naturlige grenser for videre tolkning av seismostatigrafiske enheter. De seismostatigrafiske enhetene ble tolket basert på seismisk karakter, amplitude og utstrekning. I etterkant av tolkningen ble det laget overflatekart samt mektighetskart for de seismostratigrafiske enhetene for å videre kunne beskrive tolkningene. I tillegg ble det brukt borekjerner og fallkjerner under tolkningen av seismikken. Kjernene ble lagt inn i seismikken med lokasjon og dybde, og kjerneloggene til hver kerne ble brukt som hjelp under tolkning av seismiske reflektorer og seismostratigrafiske enheter.

3.4.5 Avsetningsmodell

Det ble laget en Bayesiansk avsetningsmodell på bakgrunn av ^{14}C dateringene fra kjernene GS20-229-23GC, GS20-229-24GC, 08H_101 og 08H_102 (Tabell 3.2). Avsetningsmodellen ble laget i OxCal V4.4 hvor modellen er basert på den Bayesianske analysemetoden. Den

Bayesianske analysemetoden er en matematisk metode som tar for seg tidligere kjent informasjon som f.eks. stratigrafiske grenser, dateringer og kalibreringskurver under beregningen (Bronk Ramsey, 2009). Inn i koden ble det lagt til tolkede stratigrafiske grenser både fra seismikken og fra kjernene GS20-229-23GC og GS20-229-24GC, ^{14}C dateringer, og i tillegg ble det lagt til kjente endegrenser i form av maksimumsalder og minimumsalder for hele sekvensen. For å danne en aldersmodell for de dypeste avsetningene i sekvensen ble informasjonen satt inn i en «Sequence»-kommando hvor kommandoen kun tar hensyn til at hendelsene har skjedd i rekkefølgen de blir ført inn, hvor også dateringer blir lagt til hendelsene. For de hemipelagiske sedimentene i toppen ble det laget en avsetningsmodell ved en «P_Sequence»-kommando. Denne kommandoen legger til en tilfeldig mengde sedimenter for hvert tidstrinn. Mengden sedimenter lagt til for hvert tidstrinn følger en poissonfordeling (Bronk Ramsey, 2008). Markov Chain Monte Carlo simuleringer av avsetningen ble så gjort for å generere et ensemble av tusenvis av mulige avsetningsforløp. Av disse ble median og 95,4% og 68,3% sannsynlighetsintervall regnet ut. I denne oppgaven blir aldersmodellen presentert med median og 95,4% sannsynlighetsintervall.

3.5 Programvare

I dette delkapittelet blir de ulike programvarene som er blitt nyttet i dette studie presentert. Programvarene er blitt nyttet til å tolke seismiske data, kalibrering av ^{14}C dateringer, lage avsetningsmodell, lage figurerer, og redigere bilder og kart til studiet.

3.5.1 Petrel

Petrel er et softwareprogram utviklet av Schlumberger. Programvaren brukes til å tolke reflektorer på seismiske profiler, samt gjøre mange ulike utregninger med de tolkede reflektorene. Sparker seismikken og ROV-SBP seismikken ble tolket i Petrel, hvor det er mulig å korrelere reflektorer fra flere seismiske profil. Programvaren gjør det mulig å lage mektighetskart mellom ulike reflektorer som presenterer mektigheten på ønsket enhet. Petrel ble brukt for å tolke seismostratigrafiske enheter, samt korrelere seismikk med bore/kjerneprøver. Det ble ved hjelp av Anna Aase laget en hastighetsmodell som ble brukt under tolkingen av sedimentene; 1480 m/s i vannsøylen, og 1530 m/s for sedimentene (Aase, 2022).

3.5.2 CorelDraw

CorelDraw Graphical suite er et to-dimensjonalt vektorbasert tegneprogram. Programmet ble brukt til å tegne og redigere bilder og figurer tilknyttet dette studie.

3.5.3 Mareano

Mareano er en nettbasert karttjeneste med fokus på marine kart som er utarbeidet i samarbeid med NGU, Havforskningsinstituttet og Kartverket. I dette studie er kartet brukt til å lage gråtone batymetrikart over Halsafjorden.

3.5.4 OxCal V4.4

OxCal V4.4 er et internettbasert program som brukes til å kalibrere marine og terrestriske radiokarbondateringer. Det kan velges mellom flere kalibreringskurver i programmet til å kalibrere radiokarbonaldene. I dette studiet er programmet brukt til å kalibrere radiokarbondateringene fra kjerneprøvene og lage avsetningsmodellen.

3.5.5 Feilkilder

Igjennom innsamling og arbeid med kjernematerialet og aldersmodellen kan det oppstå feilkilder i prosessen som er med på å påvirke sluttresultatet. Her blir aktuelle feilkilder som kan forekomme ved de ulike metodene presentert.

Fallkjernetaker

Feilkilder som kan oppstå ved gjennomføring av fallkjernetaking kan være at fallkjernetakeren pendler nedover vannsøyler og ikke treffer sedimentene vinkelrett. Om fallkjernetakeren skulle penetrere sedimentene med feil vinkel vil ikke sediment stratigrafien bli representert korrekt. Om det skulle være for høy/lav vekt på loddet vil sedimentene bli utsatt for strekking eller komprimering, som forstyrrer og i verstefall ødelegger stratigrafien i kjernen.

Itrax XRF

Ved gjennomføring av XRF-skanning er det veldig viktig at sedimentoverflaten er jevn og ikke har dype forsenkninger eller forhøyninger som kan skade detektoren. Før skanning blir det bli påført en tynn plastfolie på overflaten til sedimentkjernen. Det er viktig at denne blir lagt korrekt og presist på, og ikke inneholder luftbobler som kan forstyrre målingene. Variasjoner i

vanninnhold, mineralogi, overflateruhet og forhøyninger/senkninger vil påvirke absorpsjon eller spredning av strålene slik at målingene kan avvike fra faktiske forhold.

Mastersizer 3000

Det kan forekomme bobler i vannet under laserdiffraksjonsmålingen som holdes i suspensjon. Boblene kan gi misvisende informasjon om kornstørrelse i størrelsen rundt 100 µm ettersom boblene ofte holder denne størrelsen, og blir oppfattet som korn. Dette gir da høyere kornstørrelse i denne fraksjonen enn reelt. For å unngå dette må en ha godt blandingsforhold på dispergeringsmiddelet, samt at sedimentene er godt rørt ut i prøven.

En annen feilkilde er at Mastersizer 3000 kun kan kjøre sedimenter med en kornstørrelse under 2 mm. I en sedimentkjerne som inneholder kornstørrelser som er over 2 mm vil det ikke kunne kjøres målinger. Og om prøven som skal kjøres inneholder enkelte korn som er større enn 2 mm må disse plukkes ut. Dette gjør at selve analysen blir en kornfordelingsanalyse for kornstørrelsene under 2 mm som i tilfeller kan avvike sterkt fra realiteten i prøven.

Visuell kjernebeskrivelse

Visuell kjernebeskrivelse er en subjektiv beskrivelse av sedimentene i kjernen. Observasjonene vil variere fra person til person og vil variere mye med personens erfaring. Andre påvirkninger som lysforhold og observasjonsvinkel vil påvirke observasjonene og kjernebeskrivelsen.

Prøveuttaking til radiokarbondatering

Ved prøvetaking er det flere feilkilder som kan oppstå. Når prøvematerialet blir samlet inn er det viktig at utstyret som blir brukt blir godt rengjort før neste prøve blir tatt. Resultat av dårlig rengjøring kan være kontaminering, som vil føre til lite representativ alder ved senere datering. Under våtsikting av sedimentene er det viktig med god rengjøring av pensler og sikter mellom hver prøve, for å unngå kontaminering og feil eller unøyaktig alder ved senere datering. Her kan også sedimenter og dermed også foraminifer gå tapt om det ikke blir gjennomført på en aktsom måte. Plukking av foraminifer må bli gjort veldig varsomt for å beholde strukturen og ikke ødelegge dateringsmaterialet. Dette kan føre til dårligere dateringer. I tillegg er det viktig å ha god kunnskap om hvilke arter som plukkes, da blanding av arter kan påvirke kvaliteten på dateringen.

Skjærstyrkemåling

Den største feilkilden er at det blir lest av feil innsynkning. Hvis personen ikke ser vinkelrett på avlesningsskiven kan det fort bli lest av en eller to millimeter for mye eller for lite. Dette vil resultere i feil skjærstyrke, og sedimentene blir ikke riktig representert. Det er også flere steg med omregninger som må gjennomføres. Her kan utregningsfeil og desimalavrunding føre til feil skjærstyrke i kPa. Måleintervallet spiller også inn på hvor godt den udrenerte skjærstyrken blir representert. Ved hyppigere måleintervall vil litologiske grenser bli bedre representert.

Radiokarbondatering

Ved radiokarbondatering er det flere feilkilder som kan oppstå. Den hyppigste feilkilden er kontaminering av prøven hvor det blir tilført nytt eller gammelt karbon. Re-sedimentasjon er den vanligste årsaken til kontaminering av marine prøver, som vil si at karbonkilden som er i sedimentene er eldre enn sediment avsetningen. Dette kan resultere i at alderen ved datering blir for høy, og det er da viktig og ha en forståelse for avsetningene og stratigrafien for å ikke gjøre feil.

En annen feilkilde ved radiokarbondatering er variasjon av ^{14}C konsentrasjonen i atmosfæren. Gjennom kvartærperioden har ^{14}C konsentrasjonen variert som følge av variasjoner i jordens magnetfelt, solvindaktivitet, havets opptak av ^{14}C og i nyere tid den industrielle revolusjon. Det er derfor nødvendig å bruke kalibreringskurver for å omgjøre radiokarbonår til kalenderår. ^{14}C utvekslingen mellom hav og atmosfære er en langsom prosess grunnet at havet kun tar opp ^{14}C på overflaten. De langsomme sirkulasjonene i havene gjør at karbonet som er i havet er rundt 400år eldre enn atmosfærisk karbon, og blir kalt reservoareffekten (R) (Lowe & Walker, 2015).

Kalibrering

Det er knyttet usikkerhet til kalibreringen av radiokarbonalderne. Den beregnede reservoaralderen (ΔR) kan være for høy ettersom den baserer seg på skjell/mollusker fra faunaen i overflatevannet, og ikke fauna fra bunnvann. Faunaen i overflatevannet har større tilgang på karbon direkte fra atmosfæren i forhold til faunaen tilhørende bunnen (Mangerud et al., 2006; Mangerud & Gulliksen, 1975).

4. Resultat

Dette kapittelet tar for seg resultatene fra de seismiske dataene og kjernematerialet som er blitt brukt i dette studiet. Resultatene er blitt til ved tolkning av de seismiske dataene, sedimentologiske undersøkelser og beskrivelser samt geokjemiske undersøkelser av GS20-229-23GC og GS20-229-24GC. Det blir også presentert kjernebeskrivelse og geofysisk undersøkelse av tre kjerner gjennomført av Fugro (Fig. 4.1). Kapittelet er delt inn i tre deler. Første del presenterer resultatene fra de seismiske dataene. Den andre delen presenterer resultatene fra kjernematerialet, og siste del presenterer en sammenstilling av de seismologiske og litologiske dataene.

Resultat-del 1: Seismostratigrafi

Resultat-del 2: Kjernematerialet

Resultat-del 3: Sammenstilling av litostratigrafi og seismostratigrafi

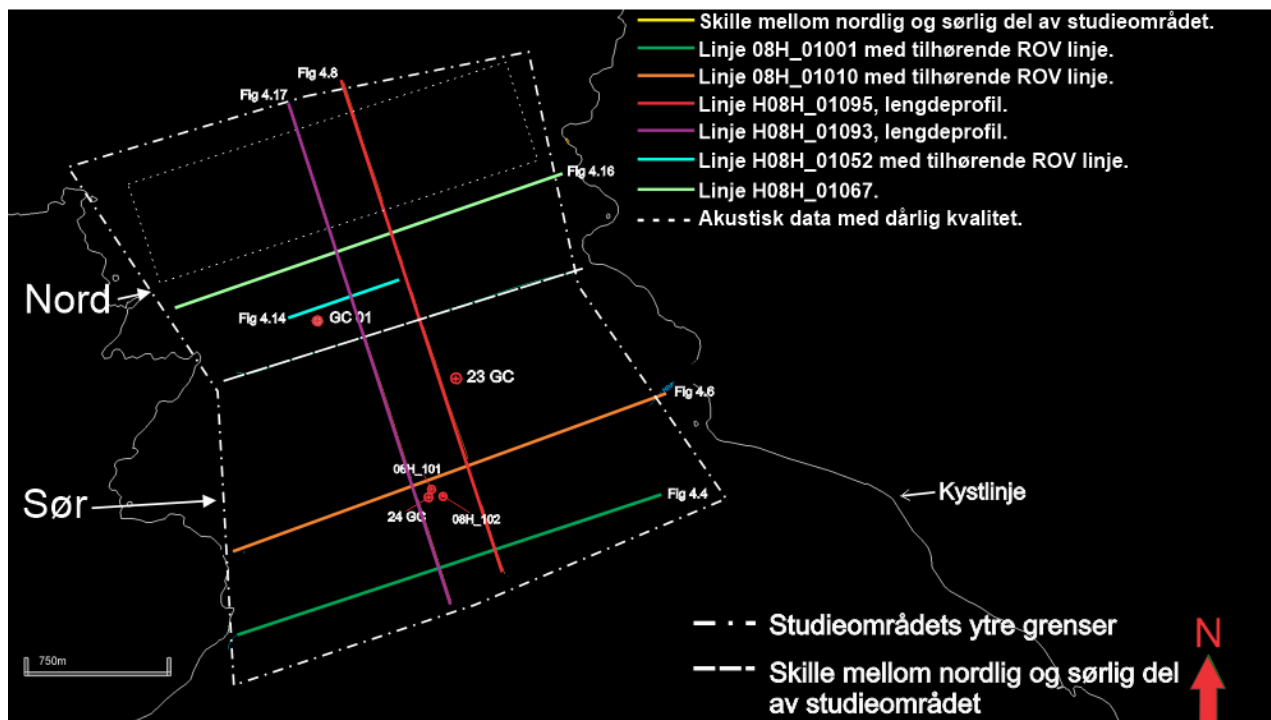


Fig. 4.1: Plasseringen til de seismiske profilene og kjernene i studieområdet.

4.1 Seismostratigrafi

Den seismostratigrafiske tolkningen og beskrivelsen i dette studiet er fokusert til øvre del av stratigrafien som er tolket til å representere holocen avsetninger, hvor reflektor R4 er nedre begrensning. For å få en helhet i beskrivelsen er også deler av stratigrafien under reflektor R4 beskrevet og tolket da det er benyttet dateringer fra denne delen av stratigrafien. Waqas Hussain (pågående) beskriver og presenterer i sin masteroppgave nedre del av stratigrafien. På grunn av stor variasjon i den seismiske stratigrafien og sediment mektigheten i studieområdet ble det praktisk å dele studieområdet inn i en sørlig del og en nordlig del (Fig. 4.2). Fra sparker-datasettet er det valgt ut fire tverrprofiler og to lengdeprofiler. Sparker profilene *08H_01001*, *08H_01009*, og *08H_01010* representerer den sørlige delen, og sparker profilene *08H_01052* og *08H_01067* representerer den nordlige delen (Fig. 4.2). Lengdeprofilet *08H_01093* går gjennom hele studieområdet og lengdeprofilet *08H_01095* er lokalt for den sørlige delen (Fig. 4.2). I tillegg til sparker profilene er det supplert med ROV-SBP profiler, slik at sparkerprofilene *08H_01001*, *08H_01010* og *08H_01052* har tilhørende ROV-SBP profiler. ROV-SBP profilene er kun fokusert på nord-østlig side av fjorden. Sammenstillingen av Sparker-data og ROV-SBP data er med på å gi et nøyaktig bilde av stratigrafien i studieområdet.

Tolkningene av stratigrafien er basert på endringer i seismisk karakter (Tabell 4.1). Seismostratigrafien er delt opp ved hjelp av fem tolkede reflektorer (R0-R6), hvor enkelte har stor utbredelse og enkelte har lokal utbredelse i studieområdet. På bakgrunn av de tolkede reflektorene er det definert seismostratigrafiske enheter som er beskrevet og tolket. Den sørlige delen av stratigrafien er delt inn i fem seismostratigrafiske enheter, enhet S1 til enhet S5, hvor enhet S1 er yngst og enhet S5 er eldst. Enhet S1 observeres i begge studieområdet og er enheten med størst utbredelse. Enhet S3 er videre delt inn i to underenheter, underenhet S3a og underenhet S3b. I den nordlige delen av studieområdet er det identifisert en enhet, KF2, foruten enhet S1, hvor enhet KF2 er eldst. Den nordlige delen av studieområdet inneholder Sparker profiler av dårlig seismisk kvalitet (Fig. 4.2). Det er derfor ikke gjennomført tolking på tverrprofiler lengre nord enn til tverrprofil *H08H_01067* (Fig. 4.2).

Det er konstruert mektighetskart for å kunne tolke de seismostratigrafiske enhetene bedre samt observere utbredelse av mektigheten til enhetene. Mektigheten i meter er regnet ut fra «two way travel time» (tw) og en antatt lydshastighet på 1530 m/s for sedimentene.

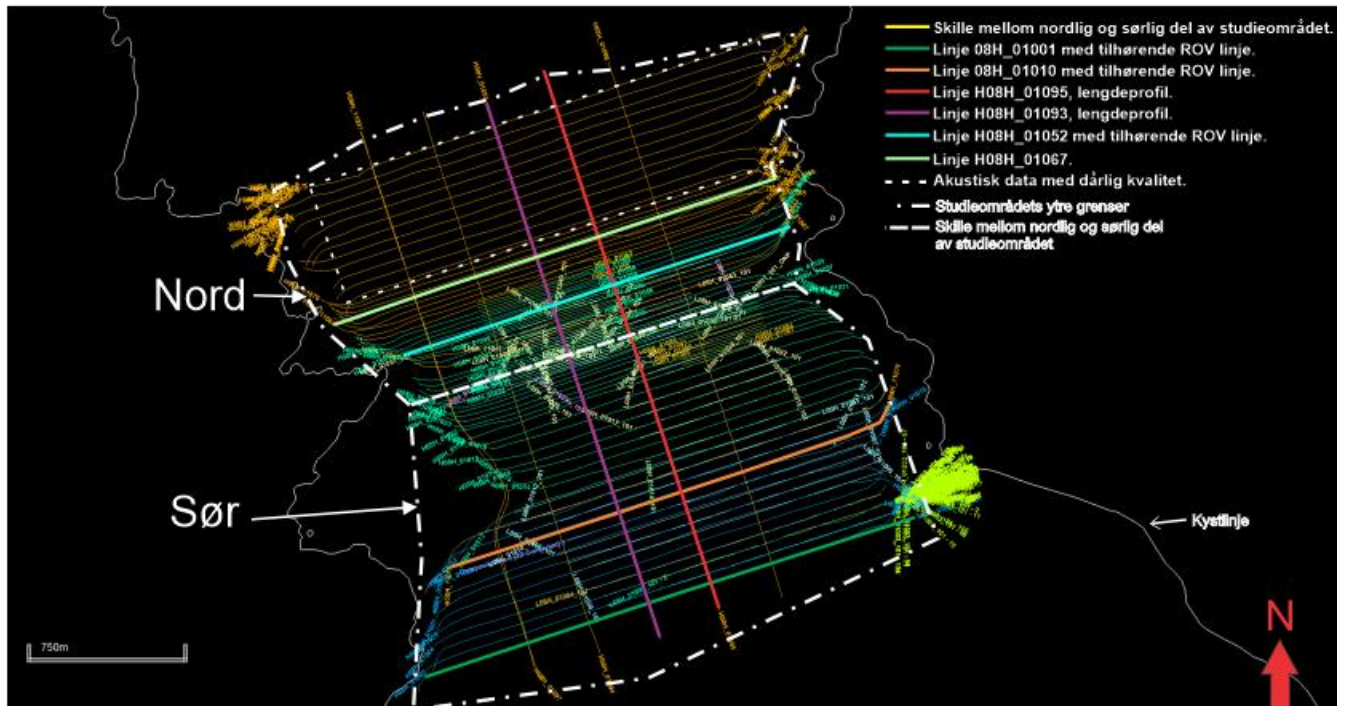


Fig. 4.2: Skjematisk oversiktsbilde av studieområdet med plasseringen til 2DUHR Sparker profilene samt ROV-SBP profilene innhentet av Fugro. Sørlig del av studieområdet er innenfor den blå markeringen og er markert med «Sør», likt for nordlig del som er innenfor blå markering og merket med «Nord». Den gule linjen skiller sørlig og nordlig del. Sparker-profilene markert med sterkere farger er profilene som er utvalgt til å representere stratigrafien. Rektangelet med hvit stiplet linje i nordlig del av studieområdet markerer området med akustisk data av dårlig kvalitet, og hvor det ikke ble gjennomført tolkninger.

Tabell 4.1: Geofysiske eksempler på seismiske karakterer.

	Seismisk karakter	Eksempel fra geofysiske data
I	Laminert/parallell med lav til middels amplitude. Semi-kontinuerlig.	
II	Lav amplitude og lav til medium kontinuitet	
III	Kaotisk med lav amplitude. Diskontinuerlig.	
IV	Transparent.	
V	Høy amplitude. Kontinuerlig.	

4.1.1 Halsafjorden - Sørlig del

Seismostratigrafisk enhet S5

Seismostratigrafisk enhet S5 utgjør den nederste enheten i stratigrafien i studieområdet og som grenser til «akustisk basement» (Fig. 4.3B). Enheten er karakterisert av parallelle til laminerte, delvis kontinuerlige reflektorer med lav til moderat amplitude. Internt kan det observeres reflektorer med moderat amplitude. Reflektorene brer seg over hele fjorden (Fig. 4.3A).

Tolkning av enhet S5: Basert på den seismiske karakteren og den stratigrafiske plasseringen i sediment sekvensen er seismostratigrafisk enhet S5 tolket til å representere plumittavsetninger, smeltevannsplumitter.

Seismostratigrafisk enhet S4

Seismostratigrafisk enhet S4 har av en kaotisk seismisk karakter med varierende amplitude fra lav til moderat (Fig. 4.3). Den definerte nedre grensen er reflektor R6 som er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude. Det observeres en intern reflektor med lav til moderat kontinuitet og moderat til høy amplitude, reflektor R5, hvor det er mulig å skille enheten i en nedre og en øvre del. Nedre del av enheten er oppstykket. I nord-østlig retning observeres det en kaotisk seismisk karakter med reflektorer av høy amplitude hvor den seismiske karakteren stedvis kan beskrives som parallell. Midten av nedre del har en kaotisk seismisk karakter med lav amplitude og sør-vestlig del har en delvis kaotisk seismisk karakter og parallelle reflektorer med høy amplitude (Fig. 4.3). Øvre del av seismostratigrafisk enhet S4, over R5, har en delvis kaotisk seismisk karakter hvor reflektorene stedvis er parallelle og kontinuerlige. Nedre del av enheten har større mektighet enn øvre del. Mektigheten til seismostratigrafisk enheten varierer mellom 5–17 m (Fig. 4.9). Mektigheten er størst i sør-vestlig retning og mektigheten tynnes ut mot nord-østlig side av fjorden

Tolkning av enhet S4: Basert på den seismiske karakteren og den store utbredelsen er enheten tolket til å representere en eller to større skredhendelser.

Seismostratigrafisk enhet S3

Seismostratigrafisk enhet S3 utgjør den nederste seismostratigrafiske enheten som er tolket til å representere holocen avsetning. Høy amplitude reflektor R4 er definert som nedre grense (Fig. 4.4B, C - Fig. 4.8 Fig. 4.17B, C). R4 er en reflektor med jevn topografi. Enhet S3 er delt inn i to underenheter, S3a og S3b adskilt av reflektor R3. Reflektor R3 er en lokal reflektor som kun observeres i østlig del av det definerte sørlige området (Fig. 4.2).

Underenhet S3b er den nederste enheten, hvor R4 er definert som nedre grense (Fig. 4.4B, C - Fig. 4.8B, C). Den seismiske karakteren varierer igjennom enheten, dette grunnet at enheten har stor utbredelse og observeres i hele sørlige del av studieområdet. I sør-vestlig del har bunnen av enheten en kaotisk seismisk karakter med lav amplitude, som stedvis kan beskrives som transparent (Tabell 4.1, IV). I den vestlig del har enheten semi-kontinuerlige reflektorer med lav til moderat amplitude, hvor den stedvis kan oppfattes som parallelle (Tabell 4.1, I). Mot toppen av enheten observeres det i store deler av enhetens utbredelse semi-kontinuerlige lav amplitude reflektorer (Fig. 4.4B - Fig. 4.8B). Stedvis kan reflektorene ha en parallell til laminerende karakter. I ROV-SBP seismikken enhet s3b karakterisert med et transparent lag uten strukturer (Fig. 4.5A; Fig. 4.7A; Tabell 4.1, IV). I østlig del kan det observeres en kontinuerlig reflektor moderat til høy amplitude og med liten utbredelse, R3.1 (Fig. 4.5B; Fig. 4.7B). Grunnet at R3.1 har liten utbredelse, og kun kan observeres i et begrenset området, er den blitt definert som en lokal intern reflektor. Enhet S3b har stor lateral utbredelse og kan observeres tvers over fjorden (Fig. 4.5; Fig. 4.7).

Seismostratigrafisk enhet S3a er den øverste underenheten til enhet S3 hvor reflektor R3 definert som nedre grense (Fig. 4.4B, C - Fig. 4.8B, C). R3 er definert som en lokal reflektor som kun observeres i østlig del av sørlig området. Reflektoren har høy amplitude, som er kontinuerlig og har en flat overflate. I likhet med underenhet S3b varierer den seismiske karakteren til S3a gjennom studieområdet. Bunnen har en kaotisk karakter hvor det stedvis også kan observeres reflektorer med lav amplitude og lav kontinuitet (Tabell 4.1, III). Mot toppen av enheten observeres semi-kontinuerlige reflektorer med moderat til høy amplitude med en haugete karakter (Tabell 4.1, V). I ROV-SBP seismikken har enheten en transparent karakter, og mot toppen observeres R3 som en haugete reflektor. Enheten har lokal utbredelse og kiler ut mot overliggende reflektor R1 (Fig. 4.5; Fig. 4.7). Stedvis kan enheten imidlertid følges tvers over fjorden.

Mektigheten til enhet S3b er jevnt fordelt fra 0,70 m til 6 m (Fig. 4.10A). Mektigheten er tydelig størst i nord-østlig del av området, hvor et større område har en mektighet på rundt 5 m. Enheten tynner ut i sør-vestlig og nord-vestlig retning hvor mektigheten tynner ut og er tilnærmet 0 m i den nordlige delen. Variasjonen i mektigheten kan tyde på at overflaten til mektigheten har noe topografi. Utbredelsen til enheten kan vises i FigurFig. 4.10B. Mektigheten til enhet S3a er varierende mellom 3 m og over 5 m (Fig. 4.11A). Mektigheten er størst i det nord-østlige området, markert av lilla farge. Mot sør-øst tynnes enhet S3a ut, og forsvinner. Mektighetskartet og ROV-SBP (Fig. 4.5; Fig. 4.11) indikere at enhet S3a har en haugete overflate. På FigurFig. 4.11B er utbredelsen og mektigheten til enhet S3a vist for den sørlige delen av studieområdet

Tolkning av enhet S3a og S3b: Basert på den seismiske karakteren, og at enhetene tynner ut mot sør-øst er seismostratigrafisk enhet S3a og S3b tolket til å representere to eller flere skredhendelser.

Seismostratigrafisk enhet S2

Seismostratigrafisk enhet S2 er har reflektor R2 som nedre definerte grense (Fig. 4.4B C - Fig. 4.8B, C; Fig. 4.17B, C). R2 er en kontinuerlig reflektor med moderat til høy amplitude som i sør-østlig del av det sørlige området har er haugete, i motsetning til underliggende reflektorer som er rette (Fig. 4.5B; Fig. 4.7B; Tabell 4.1, V). Mot nord i det sørlige området får reflektoren en flatere karakter. Nederste del av enhet S2 har en semi-kontinuerlige til kontinuerlige reflektorer med lav til veldig lav amplitude, som kan beskrives som parallelle/laminerte (Fig. 4.4A; Fig. 4.6A; Tabell 4.1, I). Stedvis er amplituden så lav at den seismiske karakteren kan beskrives som transparent. Den nederste delen av enheten draperer over reflektor R2 hvor de interne reflektorene i enhet S2 har er haugete (Fig. 4.4B; Fig. 4.7B). Mot toppen av enheten får reflektorene en flatere karakter, og kan beskrives som laminerte reflektorer med lav amplitude. Enheten S2 har en kileform, hvor mektigheten er størst i øst og reduseres/kiler ut mot reflektor R1 i vest (Fig. 4.4). I ROV_SBP seismikken er enheten karakterisert med transparent seismisk (Fig. 4.5B; Fig. 4.7B). Mot toppen av enheten observeres det en haugete. Den haugete overflaten er mer synlig i ROV-SBP seismikken enn i sparker-seismikken. Mot nord i det sørlige området forsvinner enhet S2 gradvis, og til slutt kan ikke enheten lengre observeres.

Seismostratigrafisk enhet S2 har størst mektighet i nord- og sør-østlig del av området, hvor mektigheten er mellom 5–5,5 m (Fig. 4.12A). I samme området er det små variasjoner i mektighet som danner kilelignende former. Mot sør-vestlig del av området tynner enheten ut og mektigheten reduseres til 1–1,5 m. Ut ifra figur Fig. 4.12B er det tydelig at enhet S2 er

konsentrert langs nord- og sør-østlig del av området, med hovedtyngden av mektigheten inntil fjordskråningen på nord-vestlig side av fjorden.

Tolkning av enhet S2: Basert på kileformen og den seismiske karakteren er seismostratigrafisk enhet S2 tolket til å representere en serie av debri- og turbiditt avsetninger.

Seismostratigrafisk enhet S1

Seismostratigrafisk enhet S1 er den øverste enheten i stratigrafien og har reflektor R1 som nedre definerte grense (Fig. 4.4B, C-Fig. 4.17B, C). R1 er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude. R1 er en reflektor som observeres gjennom hele studieområdet, både sørlig og nordlig del. Enheten har en transparent seismisk karakter, men stedvis kan det observeres reflektorer med lav amplitude (Tabell 4.1, I, IV). Seismostratigrafisk enhet S1 observeres både i sørlig og nordlig del av studieområdet (Fig. 4.13B). Mektigheten varierer veldig lite, men største del av enheten varierer mellom ca. 0–0,8 m (Fig. 4.13A). Langs fjordskråningen varierer mektigheten mer. Store området uten variasjon i mektighet tyder på at enhet 1 har en jevn og flat overflate.

Tolkning av enhet S1: Enheten er tolket til å representere hemipelagiske sedimenter med stor regional utbredelse. Enheten observeres i både sørlig og nordlig del av studieområdet og den transparente seismiske karakteren tilsier at det er en struktur-løs avsetning. Enheten har også lav og jevn mektighet gjennom hele studieområdet.

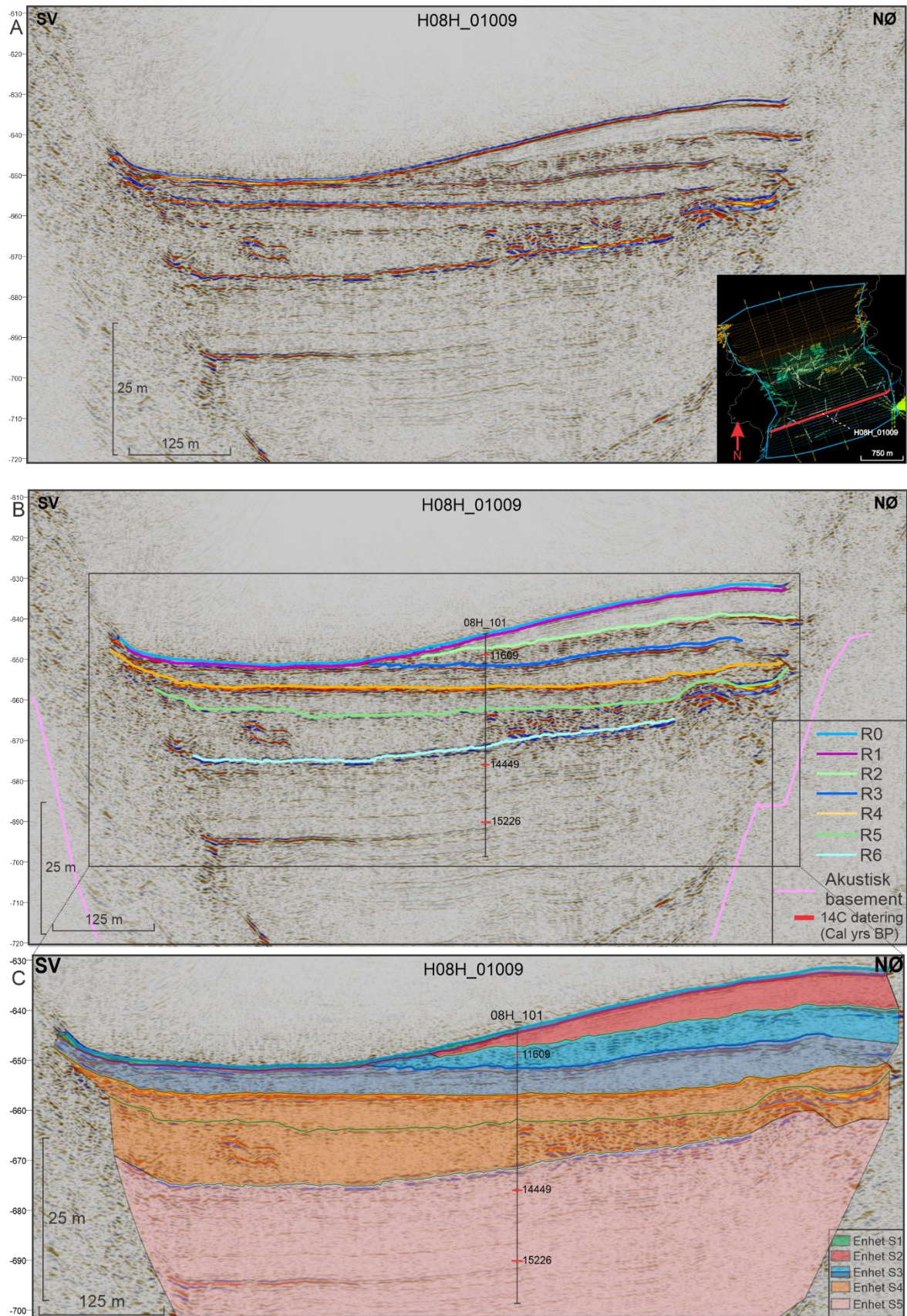


Fig. 4.3: A) Sparker tverrprofil H08H_01009 uten tolkning. I nedre høyre hjørnet viser profilet plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

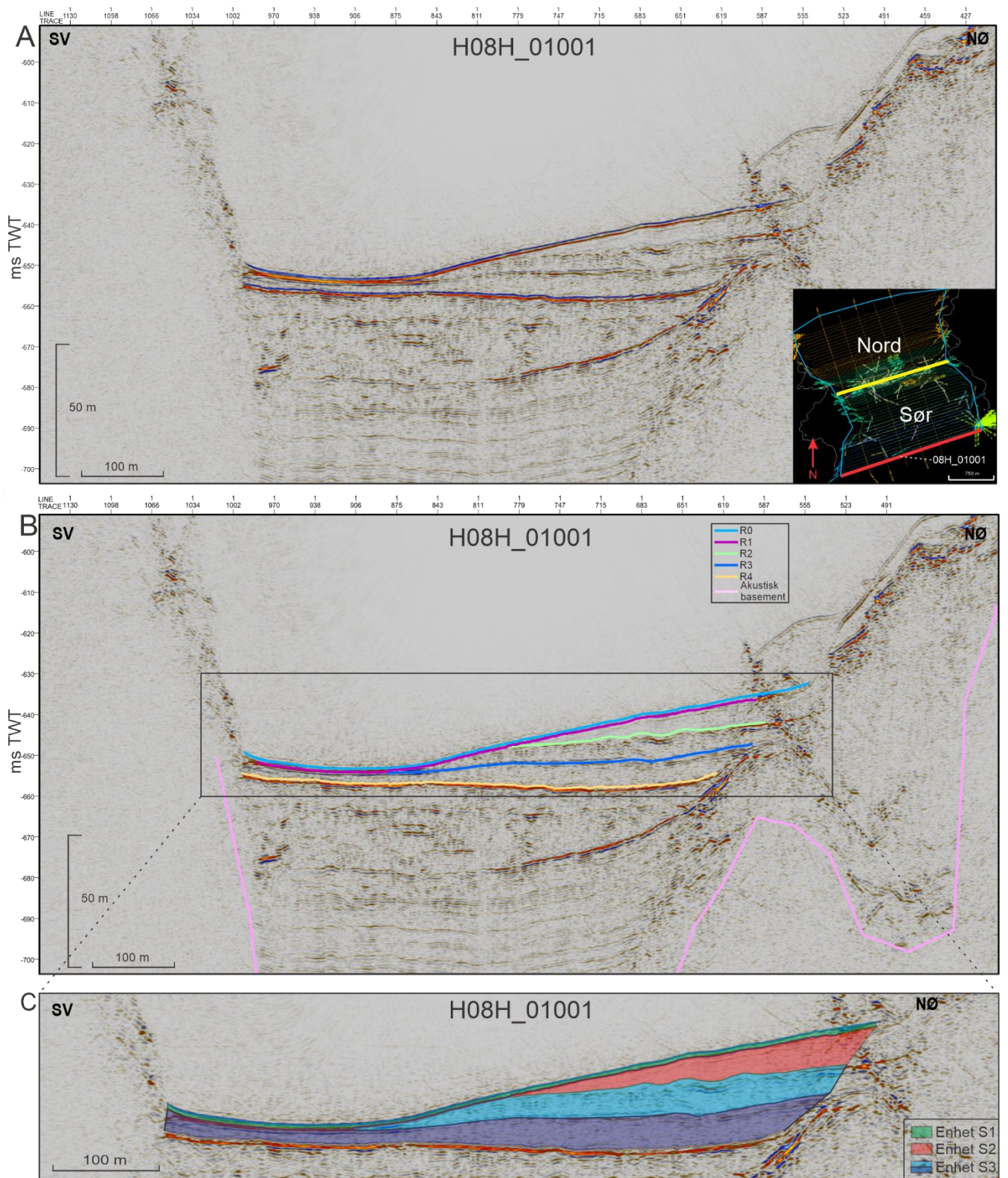


Fig. 4.4: A) Sparker tverrprofil H08H_01001 uten tolkning. I nedre høyre hjørnet viser profilets plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

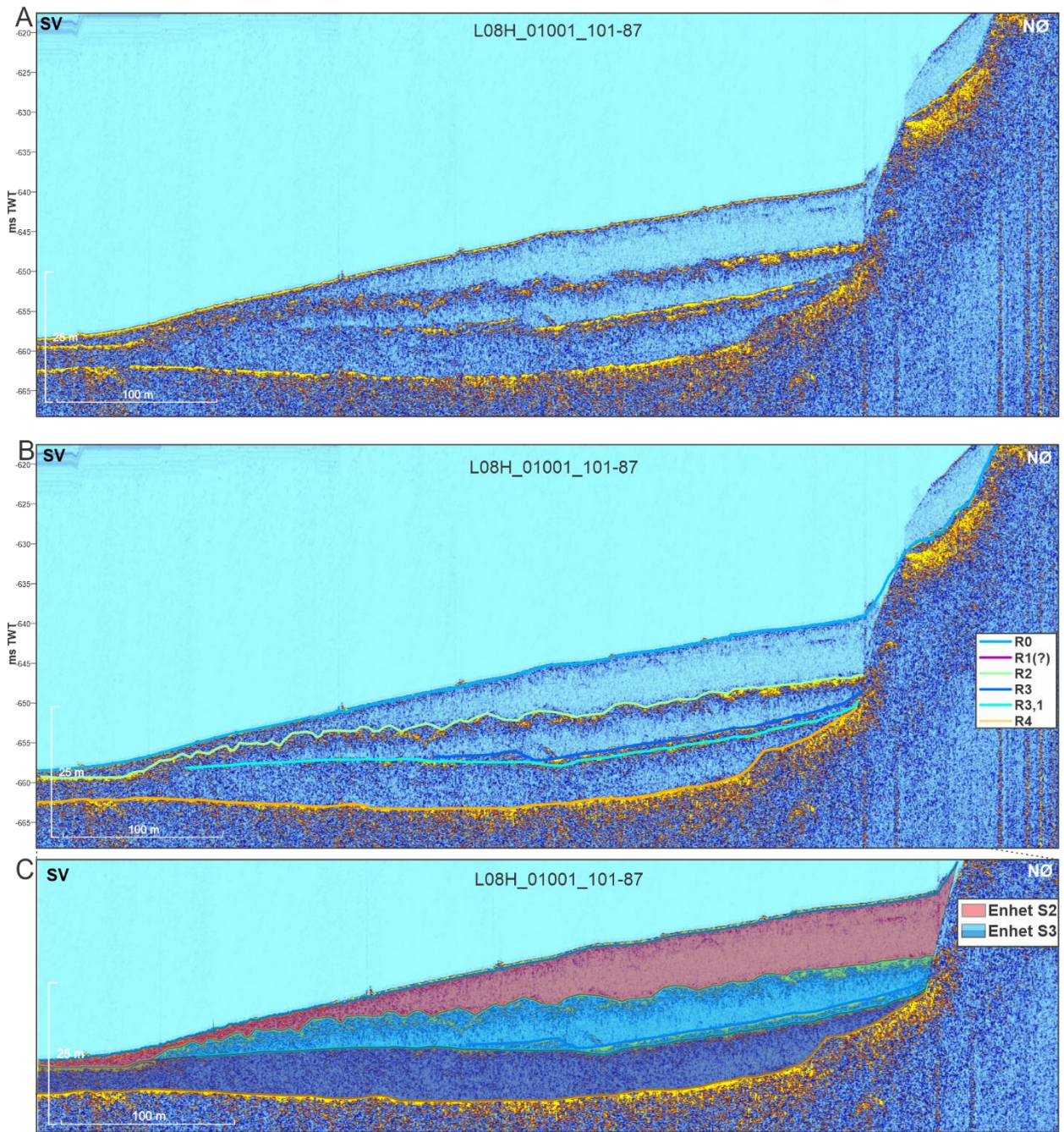


Fig. 4.5: A) ROV-SBP tverrprofil L08H_01001_101-87 uten tolkninger, B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

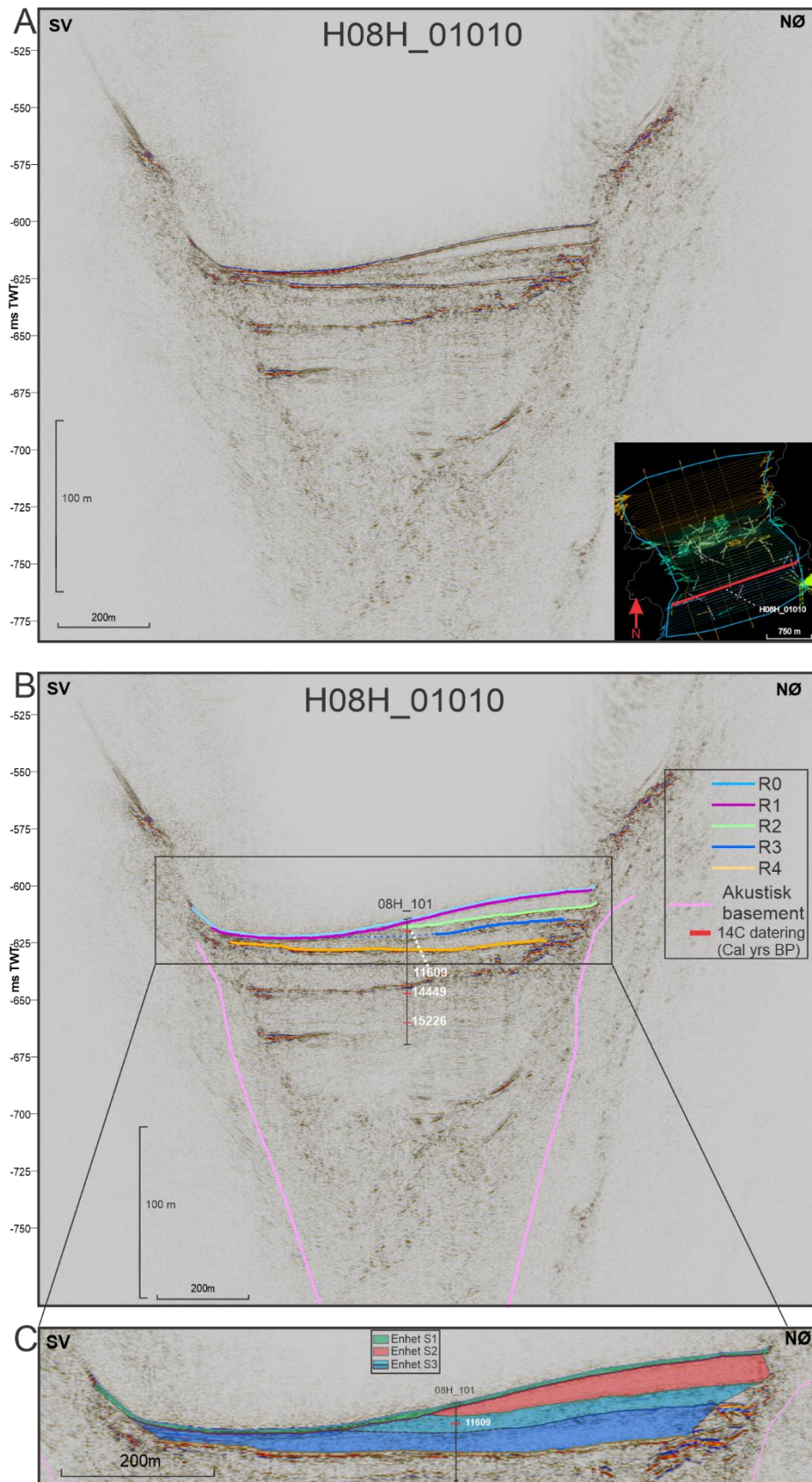


Fig. 4.6: A) Sparker tverrprofil H08H_01010 uten tolkninger og kjerne 08H_101. I nedre høyre hjørnet viser profilets plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

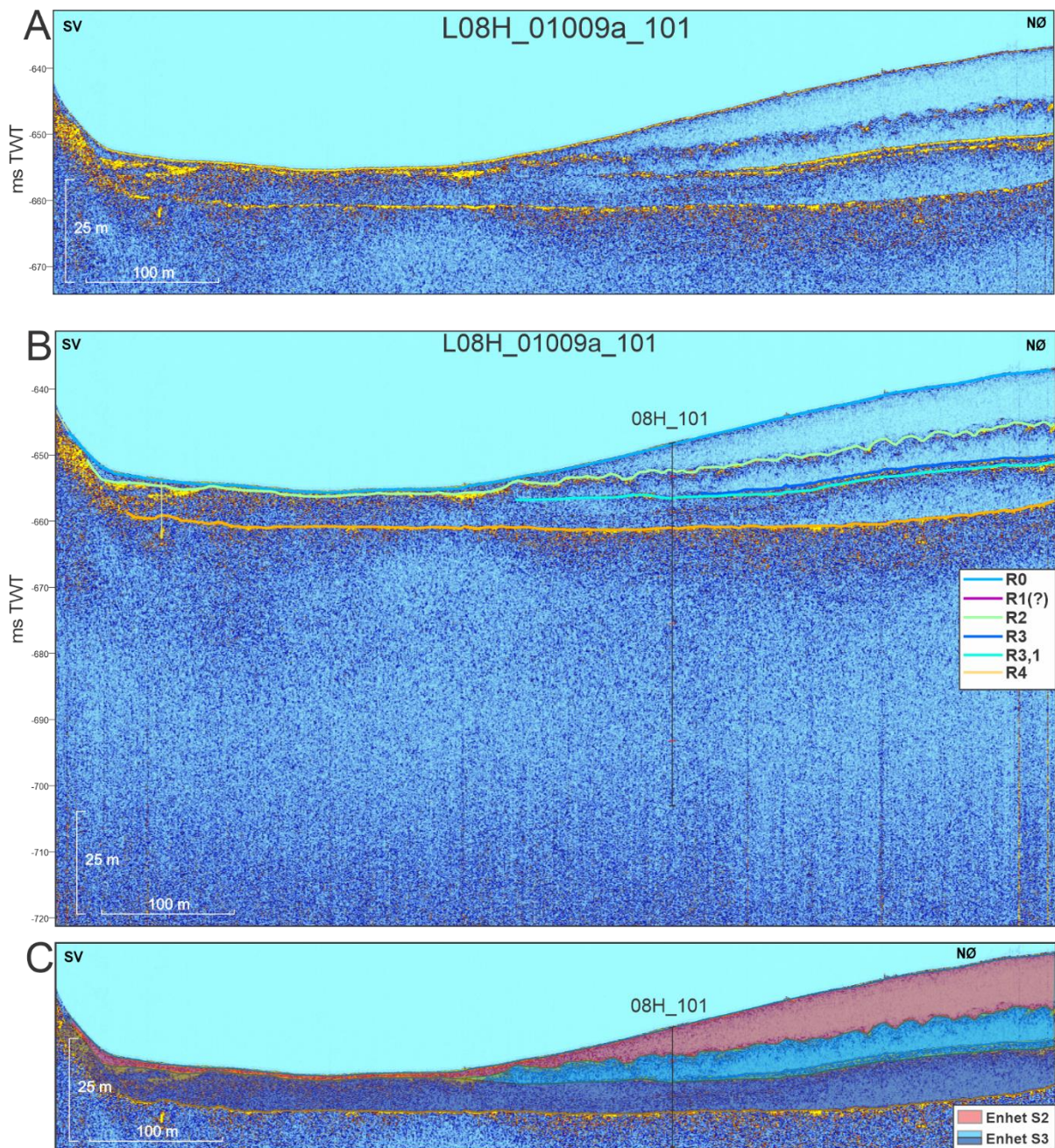


Fig. 4.7: A) ROV-SBP tverrprofil L08H_01009a_101 uten tolkninger, B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

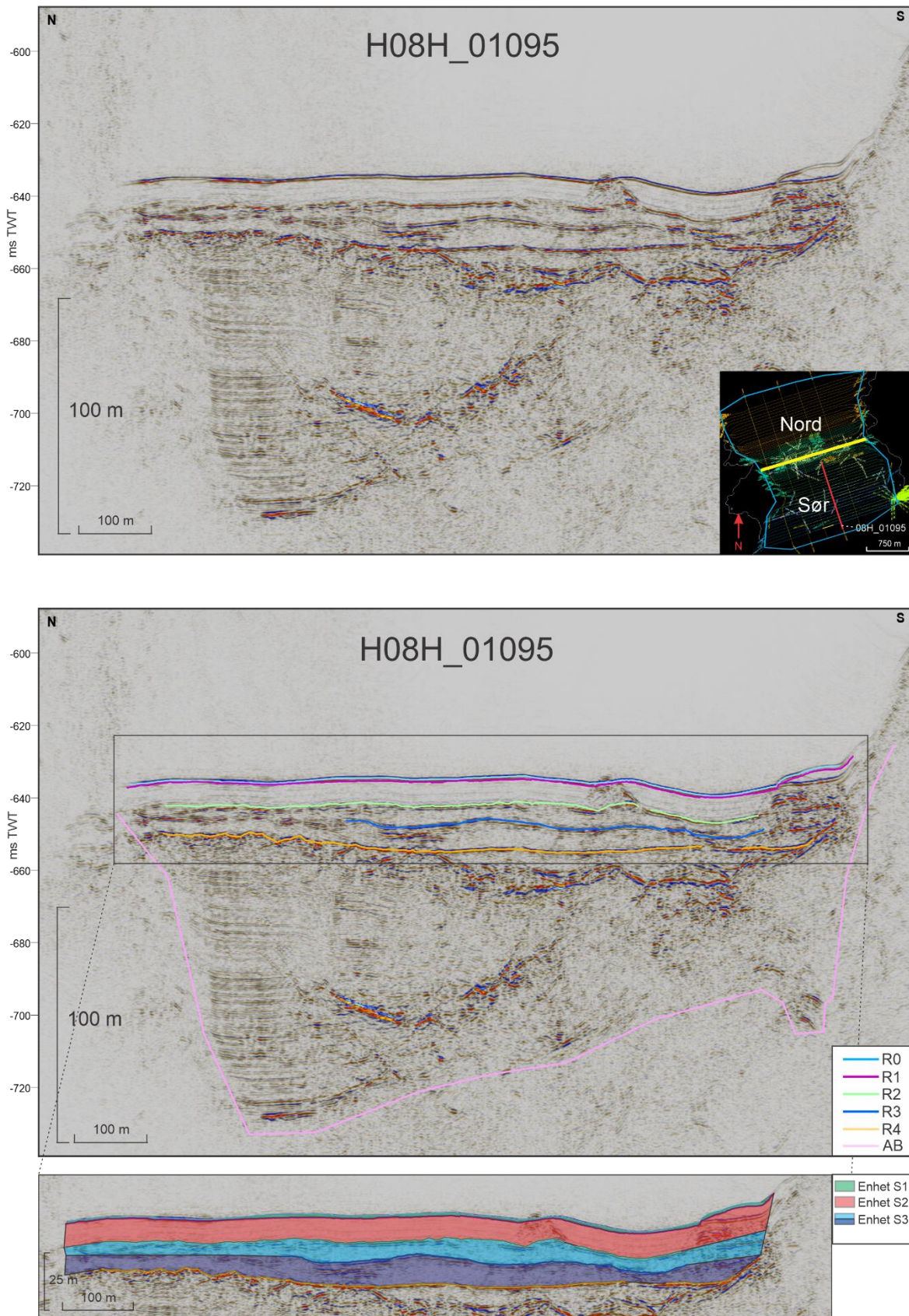


Fig. 4.8: A) Sparker lengdeprofil H08H_01095 uten tolkninger. I nedre høyre hjørnet viser profilets plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

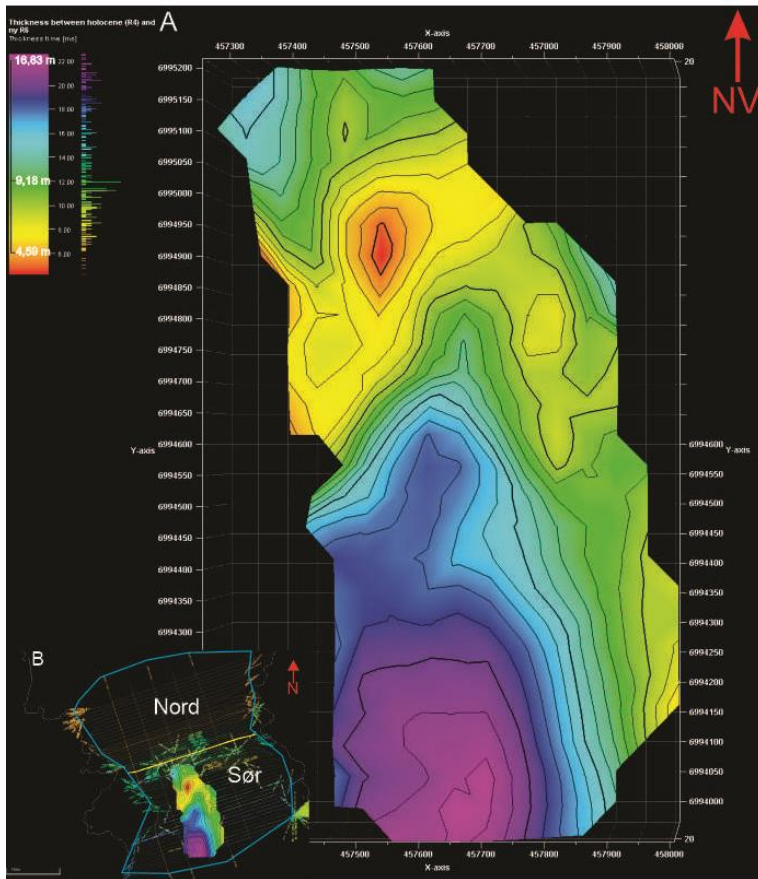


Fig. 4.9: A) Mektighetskart over enhet S4, B) Plasseringen til enhet S4 i studieområdet.

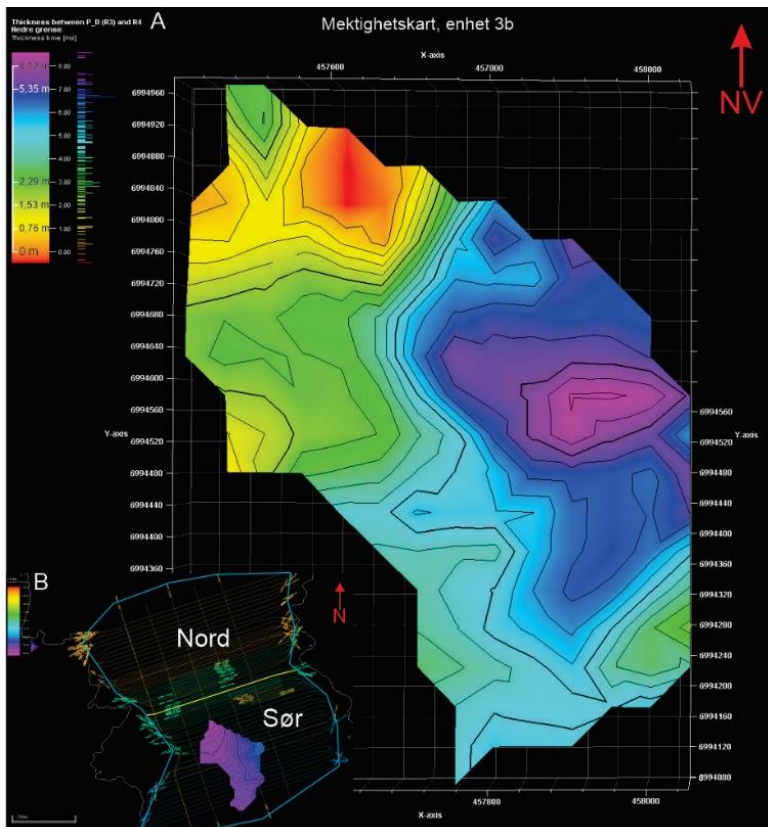


Fig. 4.10: A) Mektighetskart over enhet S3b, B) Plasseringen til enhet S3b i studieområdet.

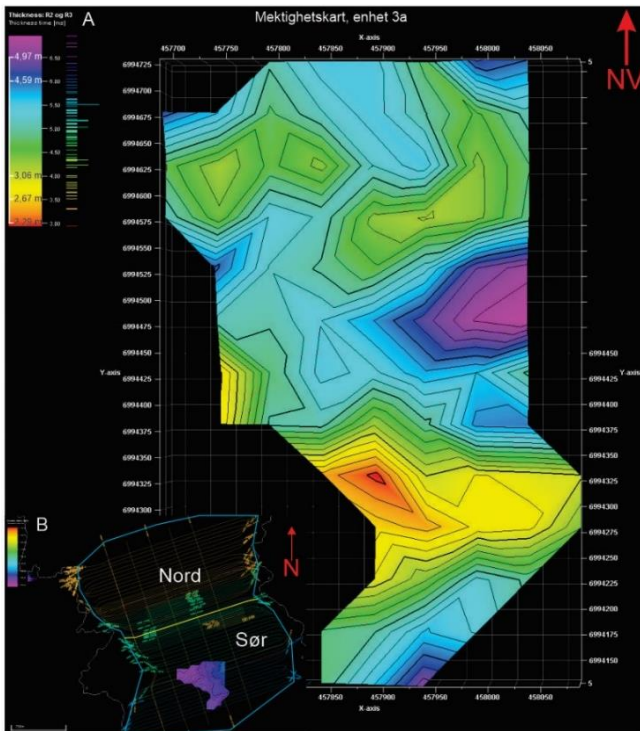


Fig. 4.11: A) Mektighetskart over enhet S3a, B) Plasseringen til enhet S3a i studieområdet.

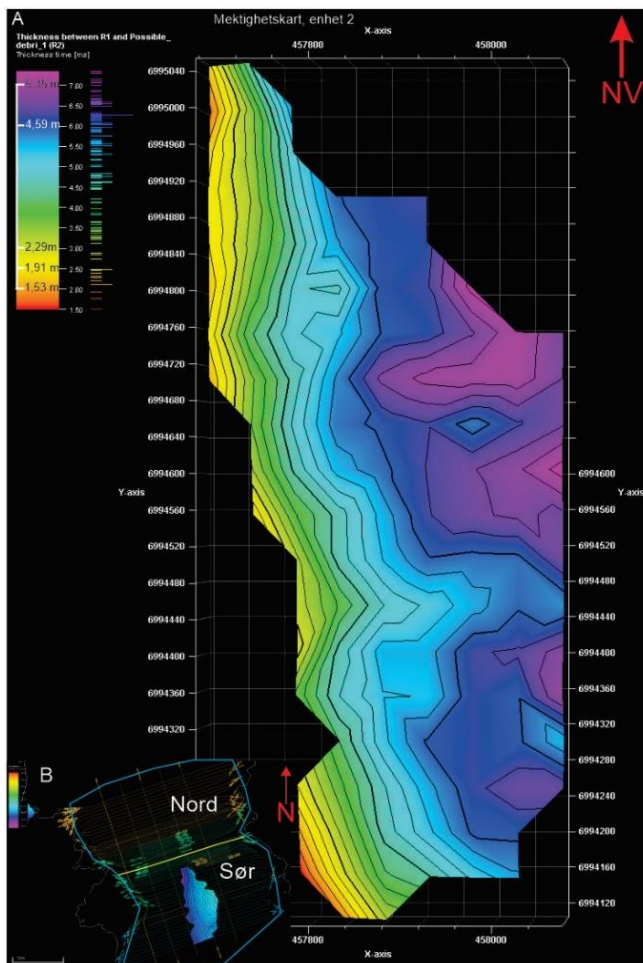


Fig. 4.12: A) Mektighetskart over enhet S2, B) Plasseringen til enhet S2.

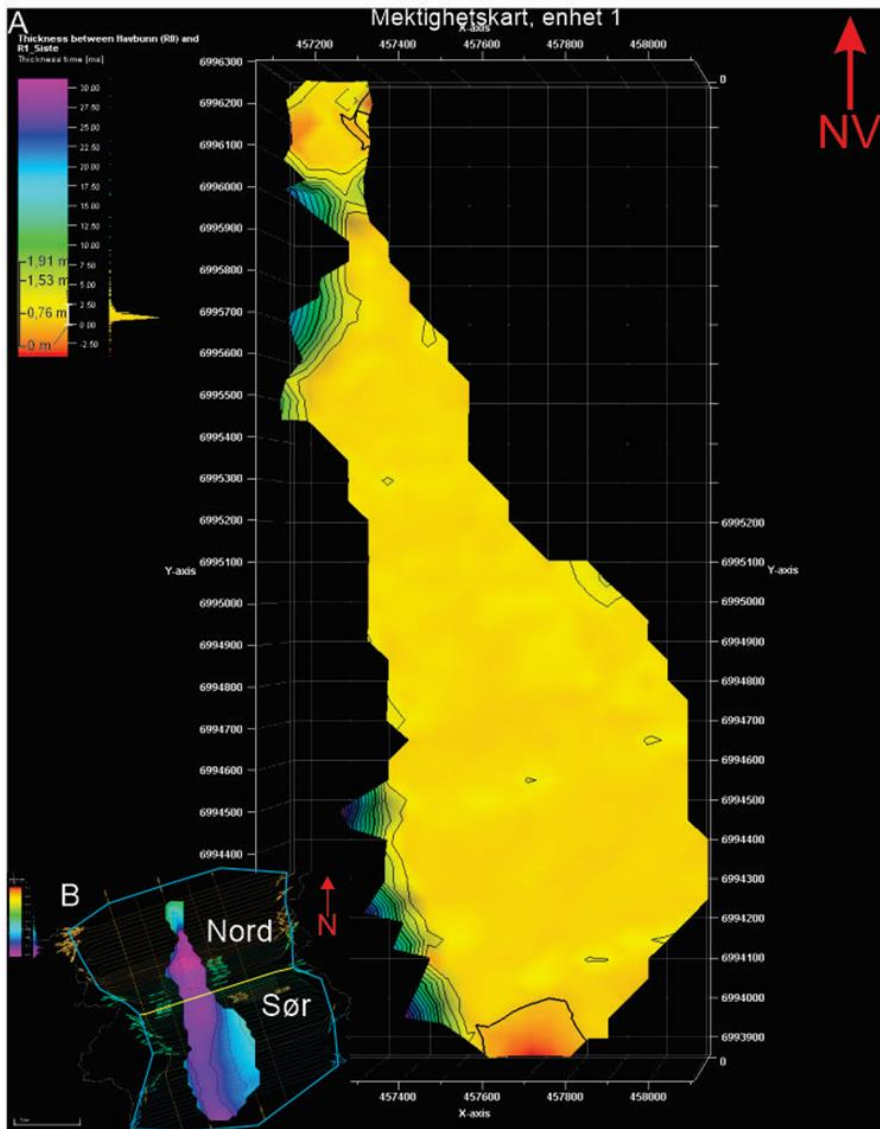


Fig. 4.13: A: Mektighetskart over enhet S1. B: Plasseringen til enhet S1.

4.1.2 Halsafjorden - Nordlig del

Enhet KF2 er den nederste seismostratigrafiske enheten i den nordlige delen av området med reflektor R2N som nedre definerte grense (Fig. 4.14B, C - Fig. 4.16B, C). Reflektor R2N er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude som mot midten av fjordbunnen har en forsenkning ned i sedimentene før den hever seg mot nordøstlig side. Den seismiske karakteren til enhet KF2 veksler mellom kaotisk med lav amplitude, og parallelle reflektorer med lav amplitude (Fig. 4.14A; Fig. 4.16A; Tabell 4.1, I, III). Reflektorene som stedvis kan observeres parallelle strekker seg over hele avsetningen og stopper i reflektor R2N på hver side. Mot toppen får reflektorene litt mer bølgete karakter, og det kan observeres semi-kontinuerlige reflektorer med høy amplitude (Tabell 4.1, V). I ROV-SBP-seismikken observeres enheten som med en transparent seismisk karakter. Enheten har størst mektighet midt i fjorden, og mot sørvest reduseres mektigheten (Fig. 4.15). Mot nordøst reduseres mektigheten før den går over i et lite basseng. Mektigheten til enheten varierer mellom 1,5–8 m (Fig. 4.18). På Figuren kan det observeres at mektigheten reduseres inn mot midten av enheten på både den nord-østlige og sør-vestlige siden. I midten av enheten økes mektigheten i nord-vestlig retning. Den geometriske formen på avsetningen kan observeres som en forsenkning i havbunnen, hvor KF2 fyller opp forsenkningen (Fig. 4.18 A).

Tolkning av enhet KF2: Basert på den seismiske karakteren og den geometriske formen er enhet KF2 tolket til å representere en skredavsetning.

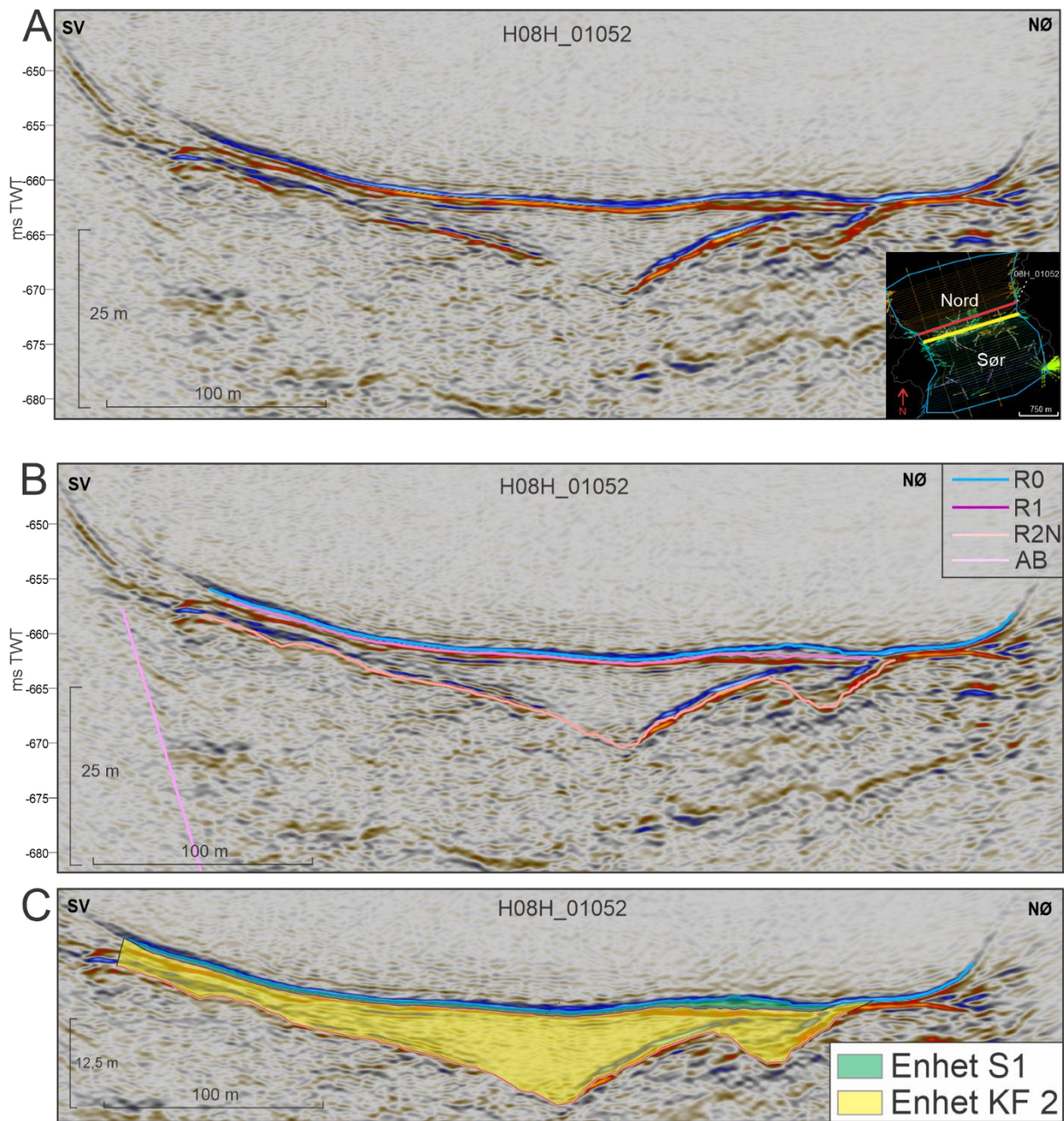


Fig. 4.14: A) Sparker tverrprofil H08H_01052 uten tolkninger. I nedre høyre hjørnet viser profilers plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

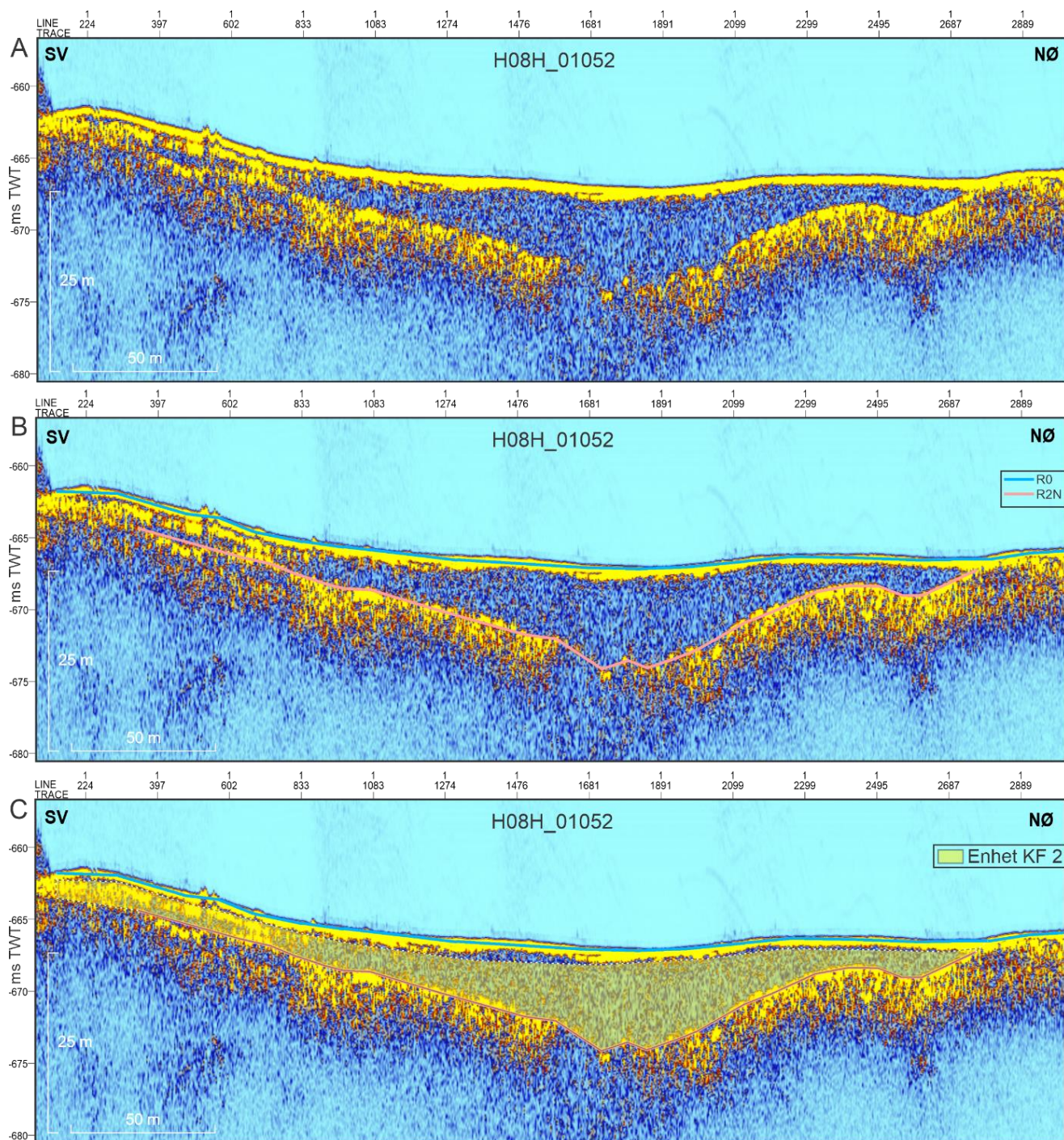


Fig. 4.15: A) ROV_SBP tverrprofil H08H_01052 uten tolkninger, B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

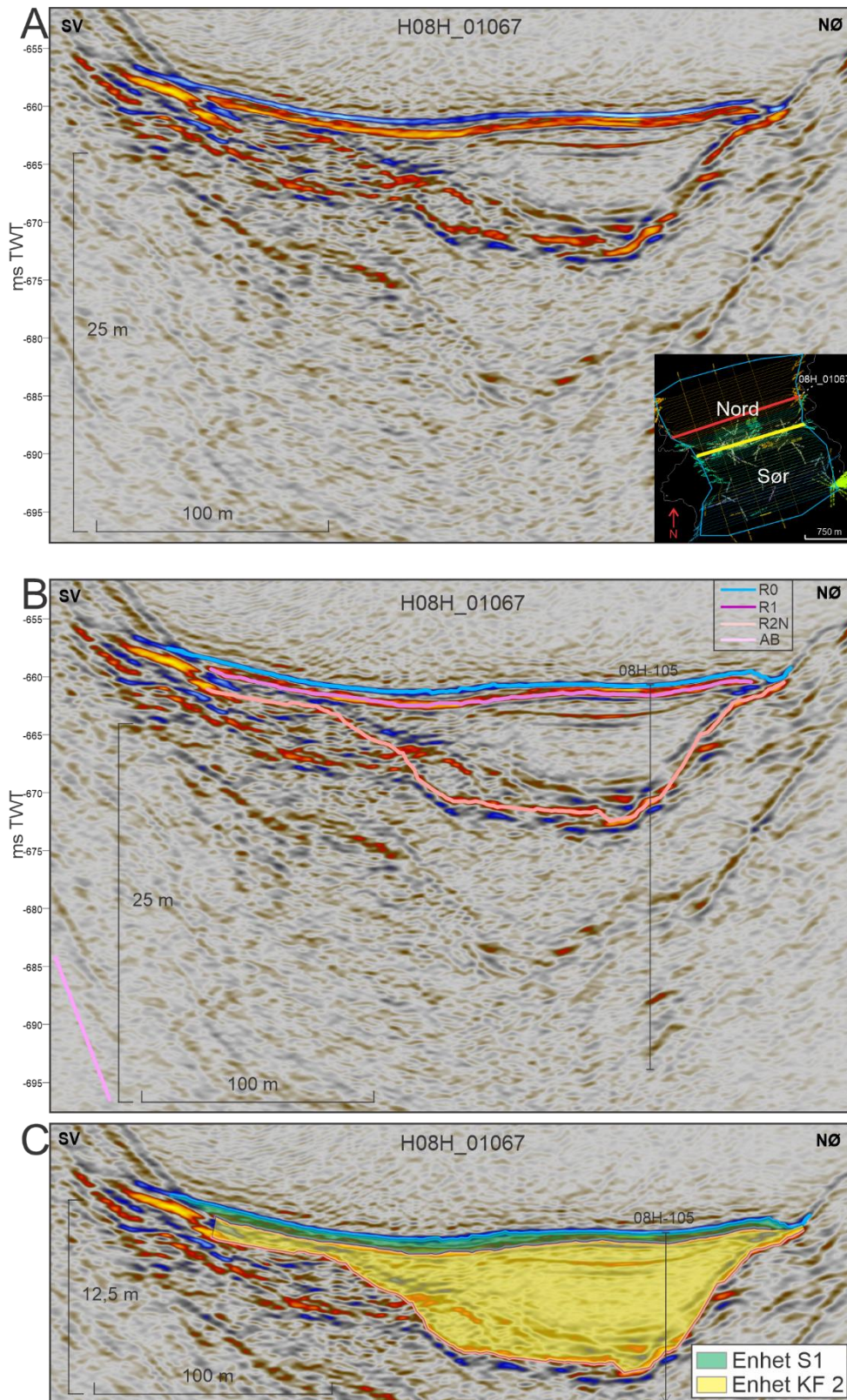


Fig. 4.16: A) Sparker tverrprofil H08H_01067 uten tolkninger. I nedre høyre hjørnet viser profilets plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheter.

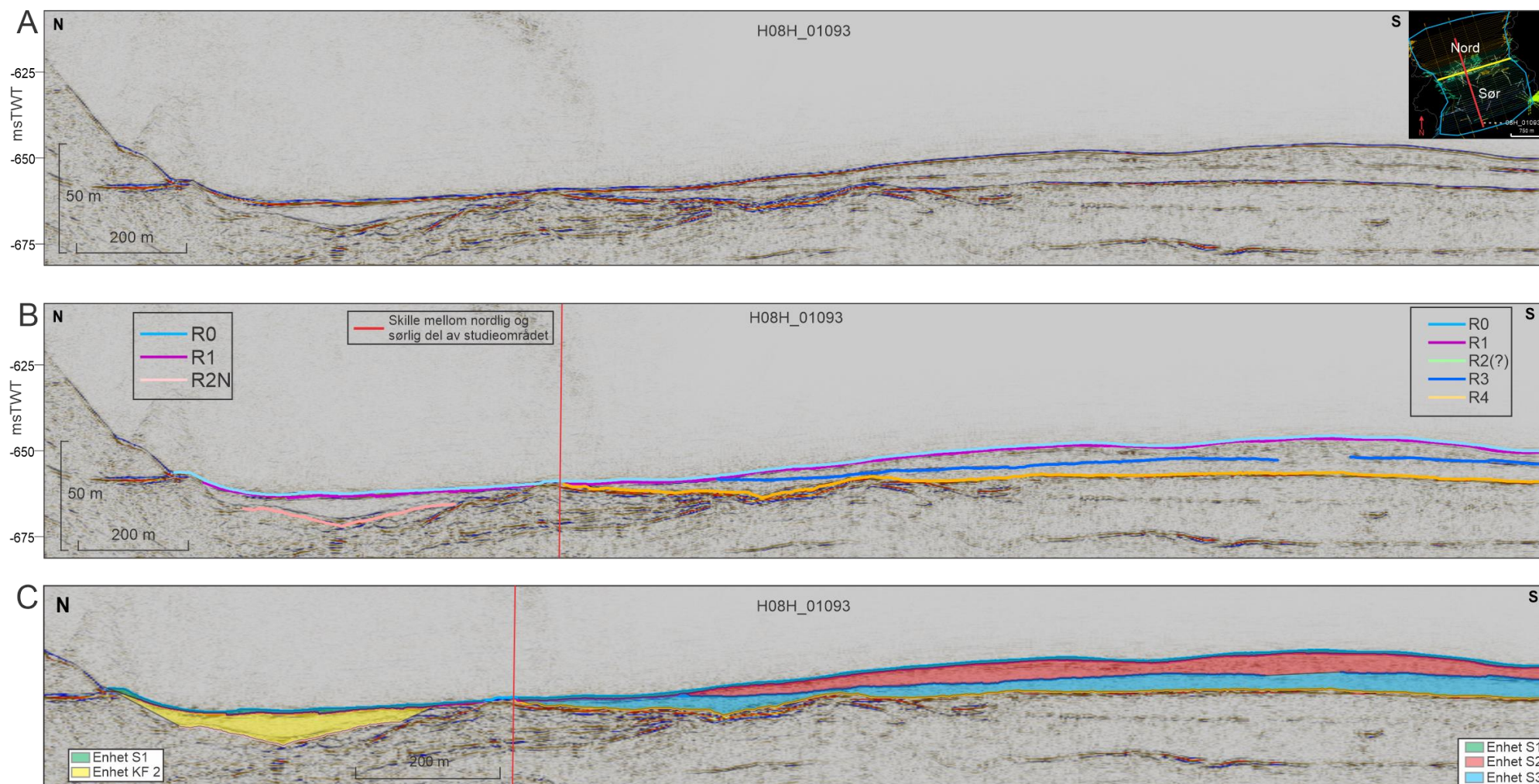


Fig. 4.17: A) Sparker lengdeprofil H08H_01093 uten tolkninger. I høyre hjørnet vises profilets plassering i studieområdet. B) Med tolkede reflektorer, C) Med tolkede seismostratigrafiske enheten.

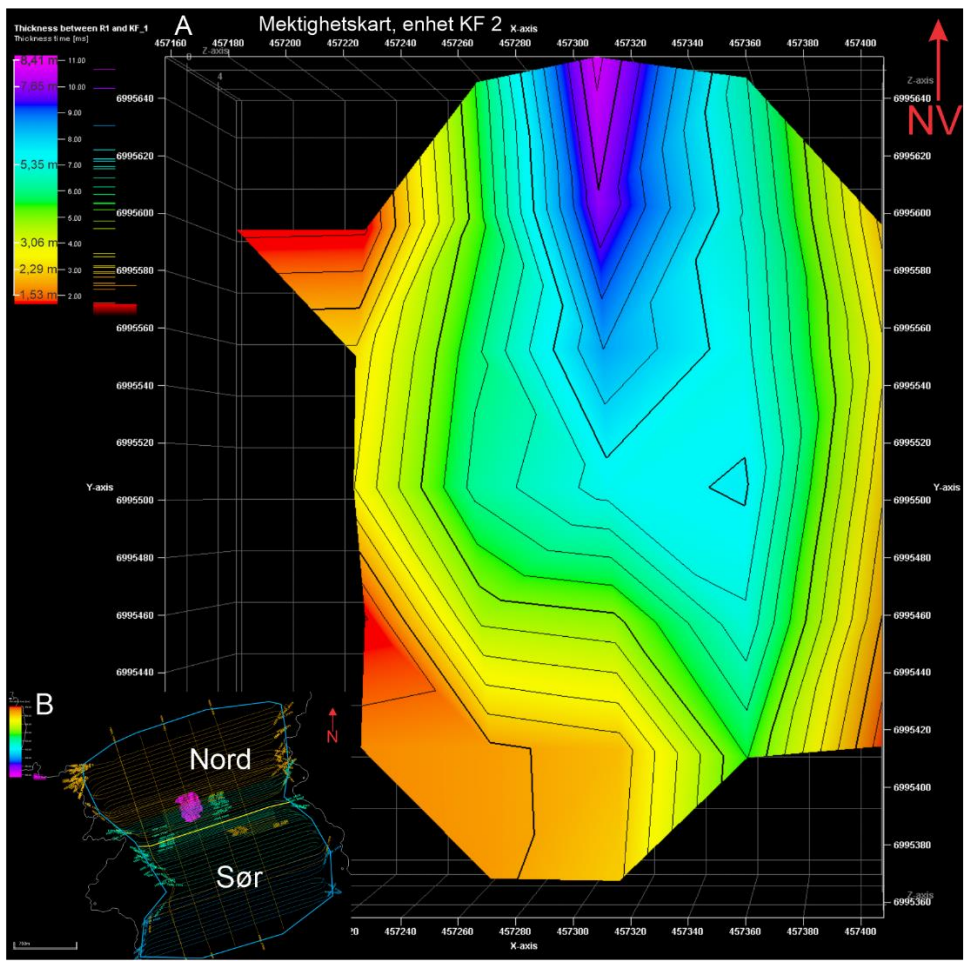


Fig. 4.18: A) Mektighetskart over enhet KF2, B) Plasseringen til enhet KF2.

Feilkilde ved tolkning av seismikk

Under arbeidet med seismisk tolkning i Petrel programmet kan det ha oppstått noen feilkilder. Reflektorene har ulike amplitude og det kan i noen tilfeller være vanskelig å følge samme reflektor fra det ene til det andre profilet i studieområdet hvor det er mange reflektorer med ulik amplitude. Det kan derfor ikke utelukkes at tolket reflektor i realiteten kan veksle mellom flere reflektorer, som igjen kan påvirke tolkningene av de seismostratigrafiske enhetene. Denne feilen blir fort en følgefeil som også påvirker overflatekartene og mektighetskartene. For å unngå denne feilen er det viktig å være nøyaktig ved tolkningen, samt ha god kunnskap om hvordan reflektorene oppfører seg. Feilkilder som følge av korrelering mellom borekjerner og seismikk kan også forekomme. Feil i seismisk hastighet i hastighetsmodellen kan resultere i feil korrelering mellom kjent stratigrafi i borekjernene.

4.2 Kjernerstratigrafi

I dette delkapittelet blir resultatene fra kjernematerialet presentert. Kjernematerialet som utgjør resultatet i dette studiet er hentet inn på tokt GS20-229 og 08H, og kjernene som er blitt arbeidet med er kjerne *GS20-229-23GC*, *GS20-229-24GC*, *08H_101*, *08H_102* og *08H_GC01*. Kjernene er delt inn i litostratigrafiske enheter basert på kjernebeskrivelsen og resultatene fra de geokjemiske kjerneanalysene. En oversikt over plasseringen til kjernene er presentert i Tabell 3.1 og illustrert i figur Fig. 4.19. Radiokarbondateringene som er utført i kjernene presenteres i Tabell 3.2.

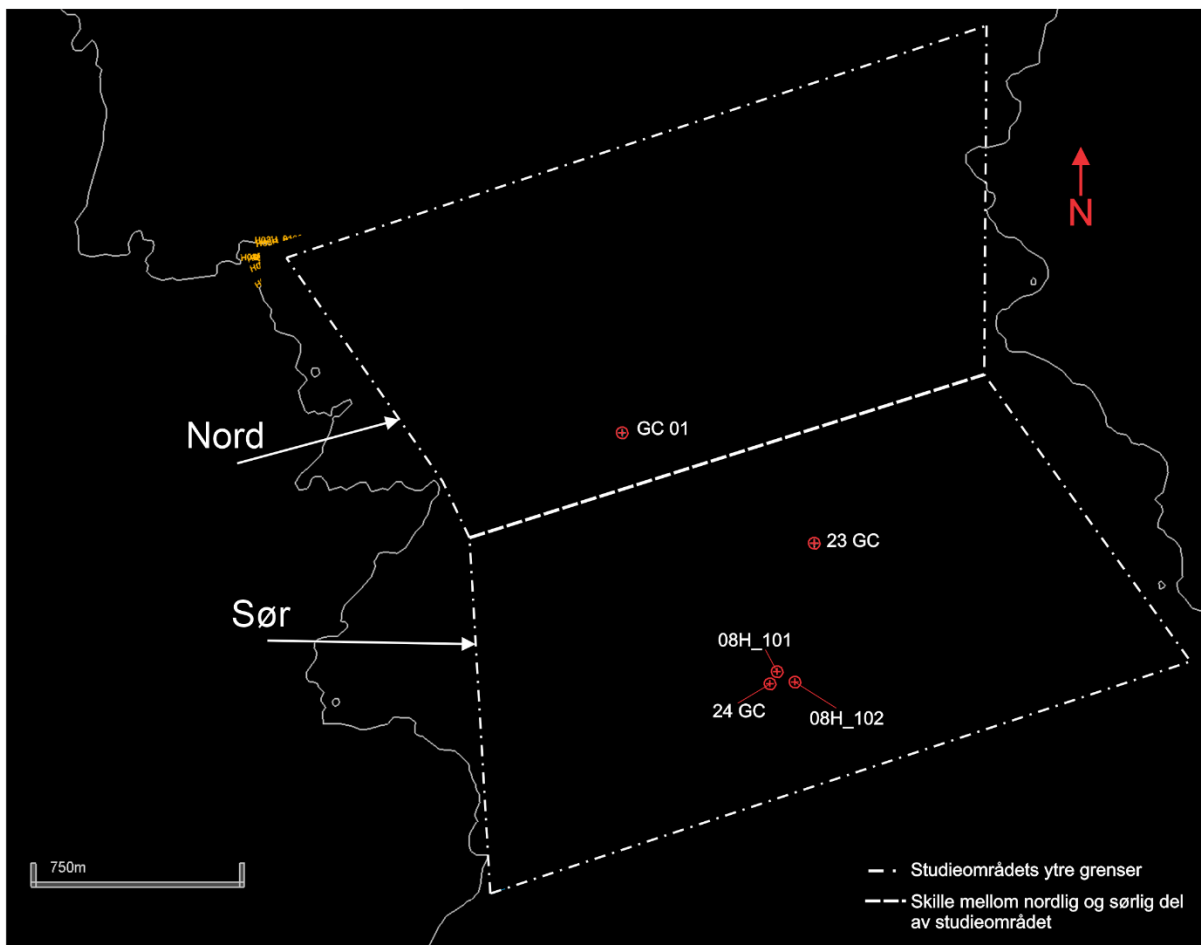


Fig. 4.19: Plasseringene til kjernene som er undersøkt og brukt i studiet. De blå strekene markerer studieområdets ytre grenser, og den gule streken er skille mellom nordlig og sørlig del av studieområdet.

GS20-229-23GC

Kjerne GS20-229-23G er hovedsakelig karakterisert som flere normalgraderinger og lag med kaotiske sedimenter med høyt innhold av sediment-klaster (Fig. 4.19). Kjernen er delt inn to hoved litostratigrafiske enheter, litostratigrafisk enhet L1 og litostratigrafisk enhet L2, hvor enhet L2 er den nedre enheten. Litostratigrafisk enhet L2 har syv underenheter, L2A – L2E. Kjernen har en lengde på 2,8 m og er lokalisert i sørlige del av studieområdet (Fig. 4.20).

Enhet L2 (280–25 cm): Litostratigrafisk enhet L2 er den nederste enheten i kjerne GS20-229-23GC og er karakterisert som flere normalgraderinger og områder med kaotisk struktur bestående av sediment-klaster med varierende innhold og siltig sandig leire. Toppen av enheten er markert av et lag med grov grus og stein.

Enhet L2E (280–242,5 cm): Litologisk enhet L2E er den nederste enheten i kjerne GS20-229-23GC (Fig. 4.20). Enheten er karakterisert som massiv siltig leire. Det kan forekomme brune sediment-klaster av grovere sedimenter sporadisk i enheten. Sediment-klastene inneholder skjellfragmenter av fin sand. Fra 250-270 cm observeres et godt definert 1-1,5 cm tykt lys til mørk blågrønn sandig leirlag som strekker seg skrått ned og over kjernen. Elementverdiene varierer lite igjennom enheten. Ca gjør en liten økning mot toppen av enheten. Den udrenerte skjærstyrken viser en jevn trend på 15 kPa før en økning mot toppen av enheten til 19 kPa. Det uforstyrrede mørke, blågrønne sandige laget midt i enheten er identifisert i mikroskop som Veddeasken (Fig. 4.21; Fig. 4.22). Veddeasken er trolig blitt fraktet nedover i massebevegelsen i en større sediment-klast/blokk slik at deler av avsetningen har blitt værende intakt. Enhet L2E er tolket til å representere en større sediment-klast/blokk tilhørende en debri avsetning.

Enhet L2D (242,5–191 cm): Litostratigrafisk enheten L2D (Fig. 4.20) er karakterisert som siltig, sandig og gruslig leire. Enheten er strukturløs og sedimentene er blandet sammen kaotisk med flere sediment-klaster med innhold av grov sand og grus. Gjennom enheten kan det observeres et par tynne lag (1-2 cm) med leire hvor det er brå overganger i topp og bunn. Fra rundt 221 cm øker innholdet av fin sand og det observeres flere sediment-klaster. Mot toppen av enheten er det en glidende overgang til et lag med leire. Fargen i enheten veksler mellom en lys – mørk blågrønn farge. Zr/Rb øker litt fra 26 cm og oppover, mens de resterende elementverdiene varierer lite. Udrenert skjærstyrke viser to topper på 25 kPa i enheten. Enhet L2D er tolket til å representere en debri avsetning.

Enhet L2C (191–135 cm): Litostratigrafisk enheten L2C (Fig. 4.20) er karakterisert som leire med varierende innhold av silt og er massiv og strukturløs. Bunn av enheten er definert av en erosiv grense, hvor det fra grensen og oppover observeres en ufullstendig normalgradering. Normalgraderingen går over i massiv siltig leire ved 182 cm. Der er flere sediment-klaster med grovere og finere materiale fra 182 cm og oppover i enheten. Fargen i enheten veksler mellom en lys- mørk blågrønn farge. Elementverdiene varierer noe gjennom enheten. K, Ti og Zr/Rb varierer gjennom normalgraderingen i bunn, men er relativt stabil videre opp i enheten. Den udrenerte skjærstyrken reduseres fra 18 kPa til 8 kPa i starten av enheten, og har en jevn trend fra midten og til toppen. Enhet L2C er tolket til å representere en turbiditt.

Enhet L2B (135–70,5 cm): Litostratigrafisk enheten L2B (Fig. 4.20) er hovedsakelig karakterisert som grus/stein og leire. Fra bunn av enheten er det massiv siltig leire hvor det observeres en glidende overgang til et lag med høyt innhold av grus/stein. Grusen/steinen har en diameter på 1,5–4 cm og kan karakteriseres som kantrundet. Laget med grus/stein og leire strekker seg fra 131–89 cm og karakteriseres som matriksboret. Grunnet at kjernen hadde ujevn overflate over enheten var ikke XRF-skanneren i stand til å skanne denne delen av enheten, det er derfor ingen tilgjengelige elementverdier. Den udrenerte skjærstyrken viser en jevn trend mellom 6–9 kPa. Den udrenerte skjærstyrken illustrerer kun matriksen i denne enheten, da enheten er preget av grus/stein. Enhet L2B er tolket til å representere en skredavsetning/debri avsetning, og grunnet kantrundt grus/stein er den tolket å stamme fra strandsonen/land.

Enhet L2A (70,5–25 cm): Litostratigrafisk enheten L2A er karakterisert som sandig leire/ leirig sand med skjellfragmenter. Bunnen av enheten er definert som en erosiv grense hvor det går fra siltig leire til sand. Sandinnholdet varierer gjennom enheten og det kan observeres tynne lag med leire og tilsynelatende uten sand. Ved 49 cm er det et tydelig mørkt sandlag, som definerer starten på en normalgradering som strekker seg opp til 33 cm. Det kan observeres en brå endring i flere element verdier ved 49 cm. Ca, K, og Ti får en brå økning etterfulgt av en gradvis reduksjon mot 33 cm. Det observeres skjellfragmenter i bunn av enheten, men mellom 50–47 cm er det lite til ingen spor av skjellfragmenter. I toppen av enheten er det sporadiske forekomster av skjellfragmenter. Toppen av enheten, fra 33 cm og oppover består av massiv siltig leire. Fargen veksler mellom lysegrå og mørkegrå i store deler av enheten, men mot toppen veksler fargen mellom grå og lysebrun. Elementverdiene varierer veldig i bunn av enheten. K, Ti verdiene varierer veldig i bunn av enheten, men blir relativt stabile fra midten til toppen. Zr/Rb øker jevnt gjennom store deler av enheten, men reduseres litt mot toppen. Kornstørrelsen øker til midten av enheten og reduseres mot toppen av enheten. Den udrenerte

skjærstyrken øker drastisk i bunn av enheten til 30 kPa men reduseres til 12 kPa midt i enheten. Mot toppen reduseres den udrenerts skjærstyrken ytterligere til 7 kPa. Basert på litologien og element verdiene er enhet L2A tolket til å representere en turbiditt avsetning.

Enhet L1 (25–0 cm): Litostratigrafisk enhet L1 er den øverste enheten i kjernen (Fig. 4.20) og er karakterisert som siltig leire med en lys brunlig farge. Enheten er homogen, og det er lite til ingen strukturer. Fra bunn av enheten er det en glidende overgang fra underliggende enhet hvor fargen endrer seg fra en variasjon mellom grå/brun til en brun farge. Fra 13 cm og oppover er det en brå overgang fra en lys brunfarge til en mørkere brunfarge. Det observeres et høyt innhold av skjellfragmenter. Elementverdiene er relativt stabile gjennom enheten, i motsetning til Br som økes betraktelig. Den udrenerte skjærstyrken øker til 15 kPa i midten av enheten og reduseres til 7 kPa i toppen. Enhet L1 er, basert på litologi, farge og elementverdien Br, tolket til å representere hemipelagiske avsetninger.

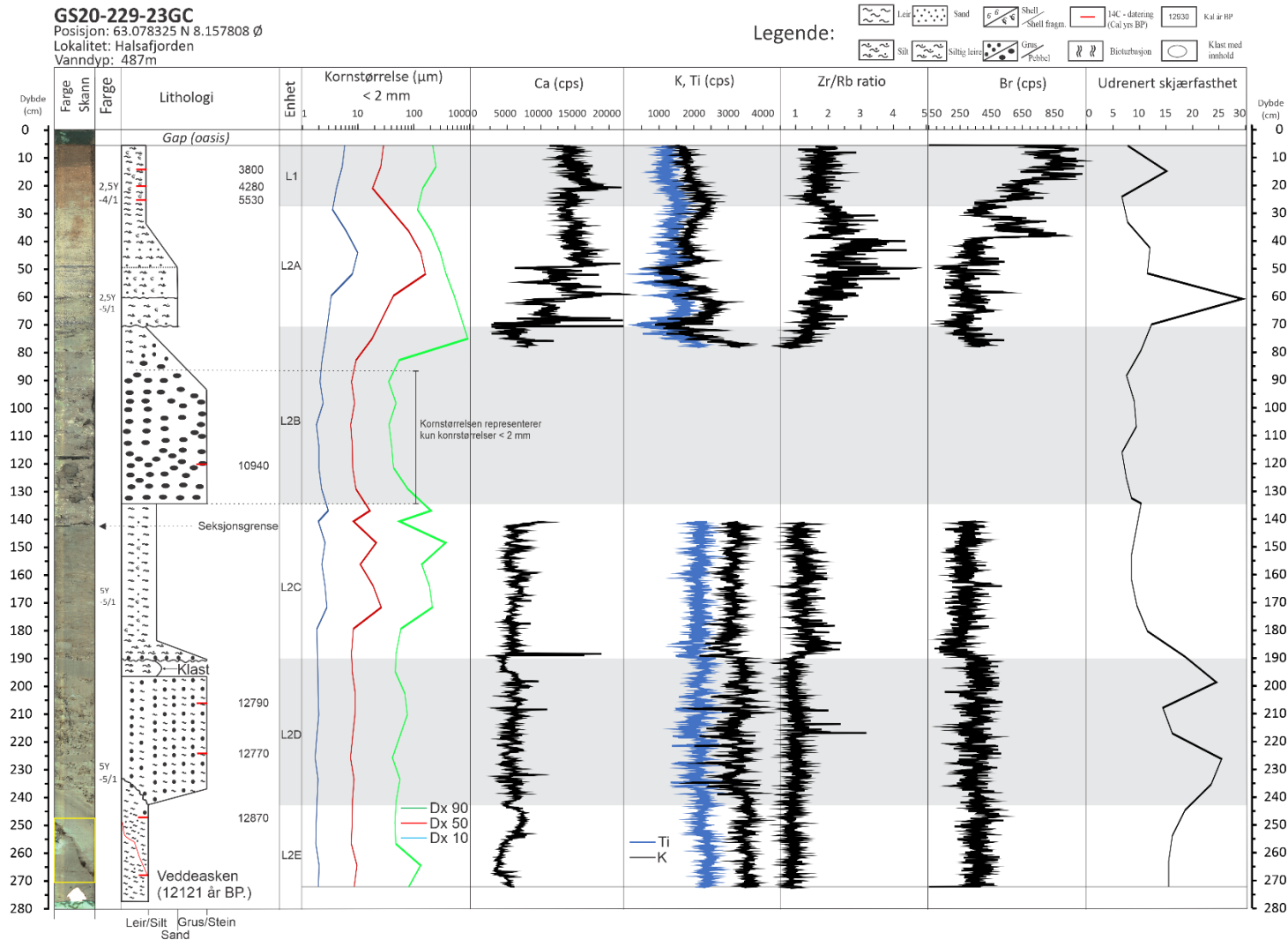


Fig. 4.20: Kjernelogg av GS20-229-23GC. Kjerneloggen er satt sammen av bildet av kjernen, sedimentologisk logg, kornstørrelsesanalyse og element analyse av Ca, K, Ti, ZR/Rb, Br og udrenert skjærstyrke. Gul firkant på kjernebilde viser hvor figur 4.18 er plassert.



Fig. 4.21: Bilde fra 250-270 cm i kjerne GS20-229-23GC. Det merke laget er identifisert til å være Veddeasken. Gul firkant på kjernebilde på figur 4.17 viser plasseringen i kjernen. Foto: Simon Johan Rød.

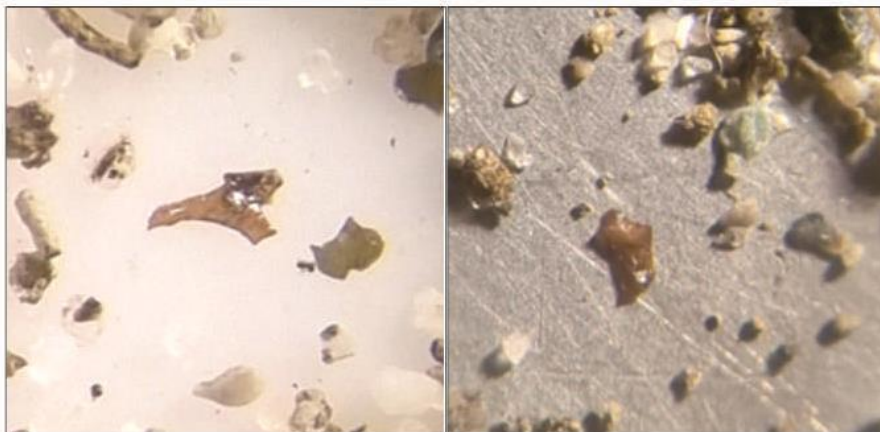


Fig. 4.22: Askekorn fra veddeasken plukket ut fra kjerne GS20-229-23GC og fotografert gjennom et mikroskop. Foto: Simon Johan Rød.

GS20-229-24GC

Kjerne GS20-229-24GC er hovedsakelig karakterisert som siltig leire med varierende innhold av sand. Kjernen er delt inn i to hoved litostratigrafiske enheter, litostratigrafisk enhet L1 og L2 (Fig. 4.23). Litostratigrafisk enhet L2 er delt inn i seks underenheter på bakgrunn av visuelle endringer og geokjemiske endringer. Kjernen er 2,85 m lang og er lokalisert i sørlige del av studieområdet (Fig. 4.19).

Enhet L2 (285–23 cm): Litostratigrafisk enhet L2 representerer den nederste enheten i kjernen. Denne enheten er karakterisert ved en kaotisk struktur med massiv siltig leire som inneholder flere sediment-klaste av varierende sammensetning (Fig. 4.23).

Enhet L2F (285–246 cm): Litostratigrafisk enhet L2F representerer den nederste enheten i kjerne GS20-229-24GC (Fig. 4.23). Enheten er karakterisert som massiv og strukturløs siltig leire. Det observeres enkelte skjellfragmenter gjennom enheten. Fargen i bunn av enheten er en grålig grønnfarge som ved 275 cm glir over i en grønnlig farge som dominerer mot toppen av enheten. Elementverdiene er jevne gjennom enheten. Den udrenerte skjærstyrken reduseres til 26 kPa og øker til 33 kPa mot toppen av enheten. Kornstørrelsen viser en liten økning. Enhet 2F er med dette tolket til å representere en del av en debri avsetning.

Enhet L2E (246–215 cm): Litostratigrafisk enheten L2E er karakterisert som massiv og strukturløs siltig leire, og hvor det fra 230 cm øker med innhold av fin sand (Fig. 4.23). Sandkornene er mørke og flakete. Det kan observeres enkelte skjellfragmenter gjennom enheten, og ved 222,5 cm er det en ansamling av flere skjellfragmenter. Fargen veksler mellom grå og en mørkere gråfarge gjennom enheten. Ca får en brå reduksjon i bunn av enheten, men er jevn gjennom enheten. Kornstørrelsen får en økning fra 230 cm til 222,5 cm og reduseres noe mot toppen av enheten. Den udrenerte skjærstyrken reduseres fra 33–15 kPa gjennom enheten. Enhet 2E er basert på litologien tolket til å representere en debri type avsetning.

Enhet L2D (215–69 cm): Litostratigrafisk enhet L2D karakterisert som massiv siltig leire med en økning i sand (Fig. 4.23). Fra 155 cm og til toppen kan litologien karakteriseres som kaotisk med sediment kaster av ulik størrelse som er bestående av leire og fin til medium sand med skjellfragmenter. Det observeres enkelte skjellfragmenter i sedimentene som er rundt sediment-klastene. Det observeres flere områder med spor av bioturbasjon av varierende størrelser, som ved 119 cm (Fig. 4.24). Fargen veksler mellom en grålig farge og en grønnlig farge. Elementverdiene varierer jevnt gjennom enheten uten store utslag. Den udrenerte skjærstyrken fluktuerer mellom 5–48 kPa. Kornstørrelsen varierer gjennom enheten med en topp ved 124,5

cm. På bakgrunn av dette er enhet 2D tolket til å representere en debri avsetning, hvor hastigheten har vært lav som resulterer ufullstendig omrøring og sediment-klaster med ulikt innhold.

Enhet L2C (69–46 cm): Litostratigrafisk enhet L2C er karakterisert som massiv siltig leire med stort innhold av sediment-klaster av ulik størrelse og med innhold av leire og sand med skjellfragmenter (Fig. 4.23). Det observeres et høyt innhold av skjellfragmenter i sedimentene rundt sediment-klastene. Sedimentene rundt sediment-klastene har en grønnlig brunfarge, og sediment-klastene bestående av leire har en grønnlig farge. Element verdiene varierer gjennom enheten hvor Ca øker ved bunn, reduseres mot midten og øker mot slutten av enheten hvor kornstørrelsen følger samme trend. Br økes har en liten økning gjennom enheten. Den udrenerte skjærstyrken øker til 17 kPa midt i enheten og reduseres til 5 kPa i toppen. Enhet 2C er basert på dette tolket til å representere del av en debriavsetning.

Enhet L2B (46–30 cm): Litostratigrafisk enhet L2B er karakterisert som massiv siltig leire med innhold av sand (Fig. 4.23). Ved 43 cm kan det observeres en sediment-klast med grønnlig leire. Det observeres enkelte skjellfragmenter gjennom enheten og enkelte området med spor av bioturbasjon. Sedimentene har en grålig farge. Ca har en brå reduksjon i bunn av enheten og holder seg jevnt gjennom enheten hvor Sr, K og Ti følger samme trend. Kornstørrelsen reduseres til midten av enhet og er jevn fra midten mot toppen. Den udrenerte skjærstyrken viser en jevn trend på 5 kPa. Med dette er enhet 2B tolket til å representere øverste del av en debri avsetning.

Enhet L2A (30–23 cm): Litostratigrafisk enhet L2A er karakterisert som massiv, strukturløs og siltig leire med innhold av sand (Fig. 4.23). Det observeres et høyt innhold av skjellfragmenter gjennom enheten. Farge til sedimentene er en grønnlig-grå farge. Ca økes brått i bunn av enheten og er jevn mot toppen, hvor Sr følge samme trend. Kornstørrelsen økes litt gjennom enheten. Den udrenerte skjærstyrken øker fra 5–9 kPa gjennom enheten Enhet 2A tolkes er tolket til å representere deler av en debriavsetning.

Enhet L1 (23–0 cm): Litostratigrafisk enhet L1 er den øverste enheten i kjernen og er karakterisert som siltig leire med innhold av fin sand (Fig. 4.23). Det observeres sand i enheten og høyt innhold av skjellfragmenter gjennom enheten. Bunn av enheten kan karakteriseres som en brå overgang fra underliggende enhet, og opp til 23,5 cm kan det forekomme enkelte sediment-klaster med grønnlig-grå siltig leire. Fargen beveger seg fra en grønnlig-grå –

lysebrun farge fra bunn og til midten av enheten. Fra midten og mot toppen blir fargen mer en mørkebrun – til svart farge. Br-elementet øker betraktelig mot toppen av enheten som tyder på økt organisk innhold. Kornstørrelsen reduseres gjennom enheten. Den udrenerte skjærstyrken viser en jevn trend på 5 kPa. På bakgrunn av dette er enhet 1 tolket til å representere hemipelagisk avsetning.

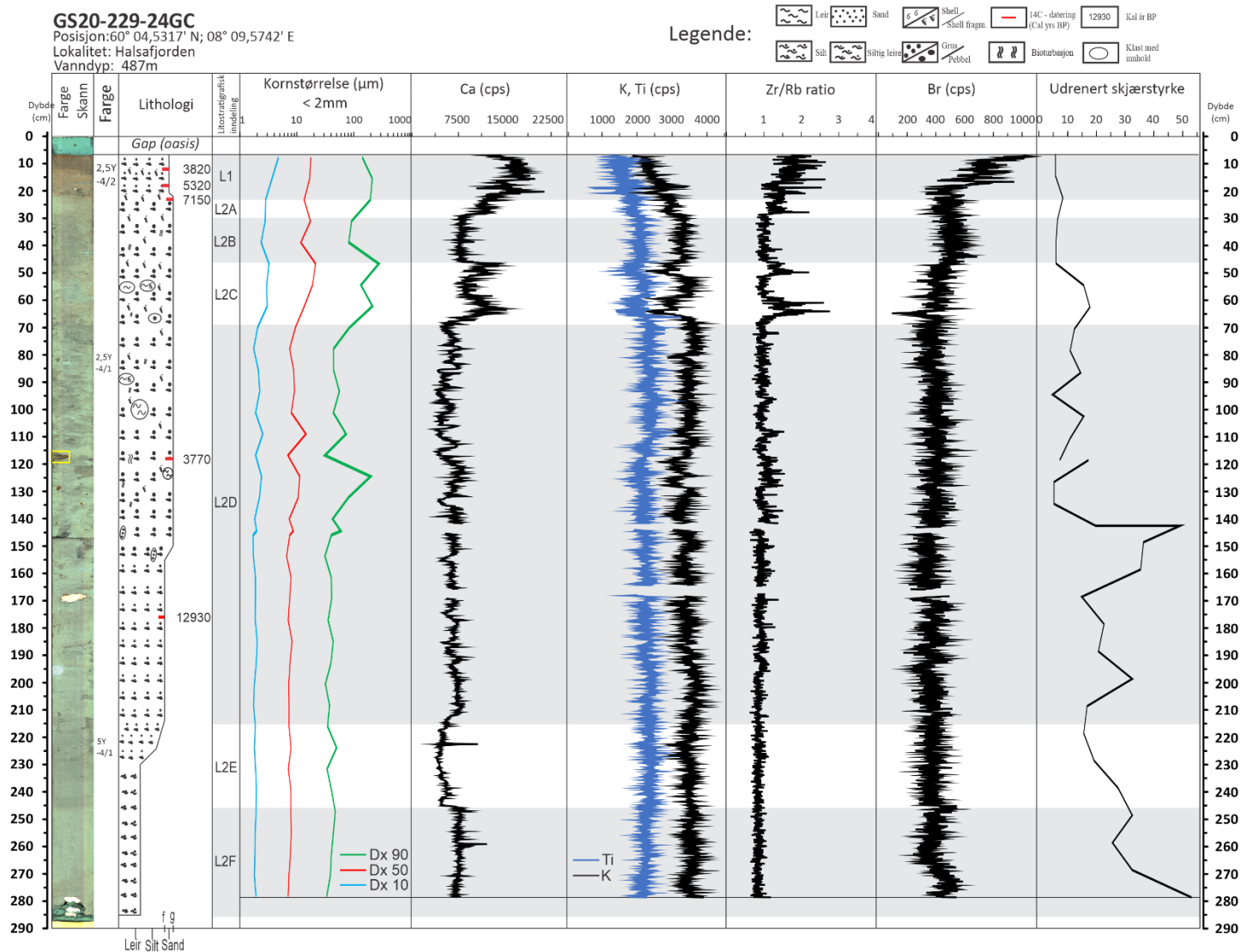


Fig. 4.23: Kjernelogg av GS20-229-24GC. Kjerneleggen er satt sammen av bildet av kjernen, sedimentologisk logg, kornstørrelsesanalyse og element analyse av Ca, K, Ti, Zr/Rb, Br og. Gul firkant på kjernebildet viser hvor figur 4.21 er plassert i kjernen.



Fig. 4.24: Bilde av det som er tolket til å være spor etter bioturbasjon ved 119 cm dyp i kjerne GS20-229-24GC. Gul firkant på figur 4.20 viser plassering i kjernen. Sporet etter bioturbasjon ble datert til 3770 kal. år BP, som er vesentlig yngre enn dateringene over og under sporet. Foto: Simon Johan Rød.

08H 101

Ved kjerne 08H_101 har Fugro (2019b) gjennomført geofysiske undersøkelser og visuell kjernebeskrivelse (Fig. 4.25A). Figur 4.24A illustrerer de øverste 36 m av kjernen som er 41 m lang og har plassering i sørlige del av studieområdet (Fig. 4.19). Kjernen er hovedsakelig karakterisert som grønnlig grå siltig leire med lav til moderat skjærstyrke. Det forekommer skjellfragmenter, stein, grus og enkelte lag med sand gjennom kjernen. Fra 27–33,8 m forekommer det tynn laminasjon av sand og silt. Den udrenerte skjærstyrken er gjennomført ved dyp av interesse, slik at denne er ikke kontinuerlig.

08H 102

Ved kjerne 08H_102 har Fugro (2019b) gjennomført geofysiske undersøkelser og visuell kjernebeskrivelse (Fig. 4.25B). Figur 4.25B illustrerer de øverste 37 m av kjernen som er 41 m lang, og har plassering i sørlig de av studieområdet (Fig. 4.19). Kjernen er hovedsakelig karakterisert som leire med innhold av silt, sand og grus. Leiren har lav til moderat skjærstyrke, og fargen er mørk grønnlig-grå. Det forekommer også skjellfragmenter med størrelse grov sand til fin grus fra 0–2,85 m. Det forekomme også enkelte lag med sand og grus. Fra 30,5–41,5 meter forekommer det tett laminasjon av silt og sandig leire. Den udrenerte skjærstyrken er gjennomført ved dyp av interesse, slik at denne er ikke kontinuerlig.

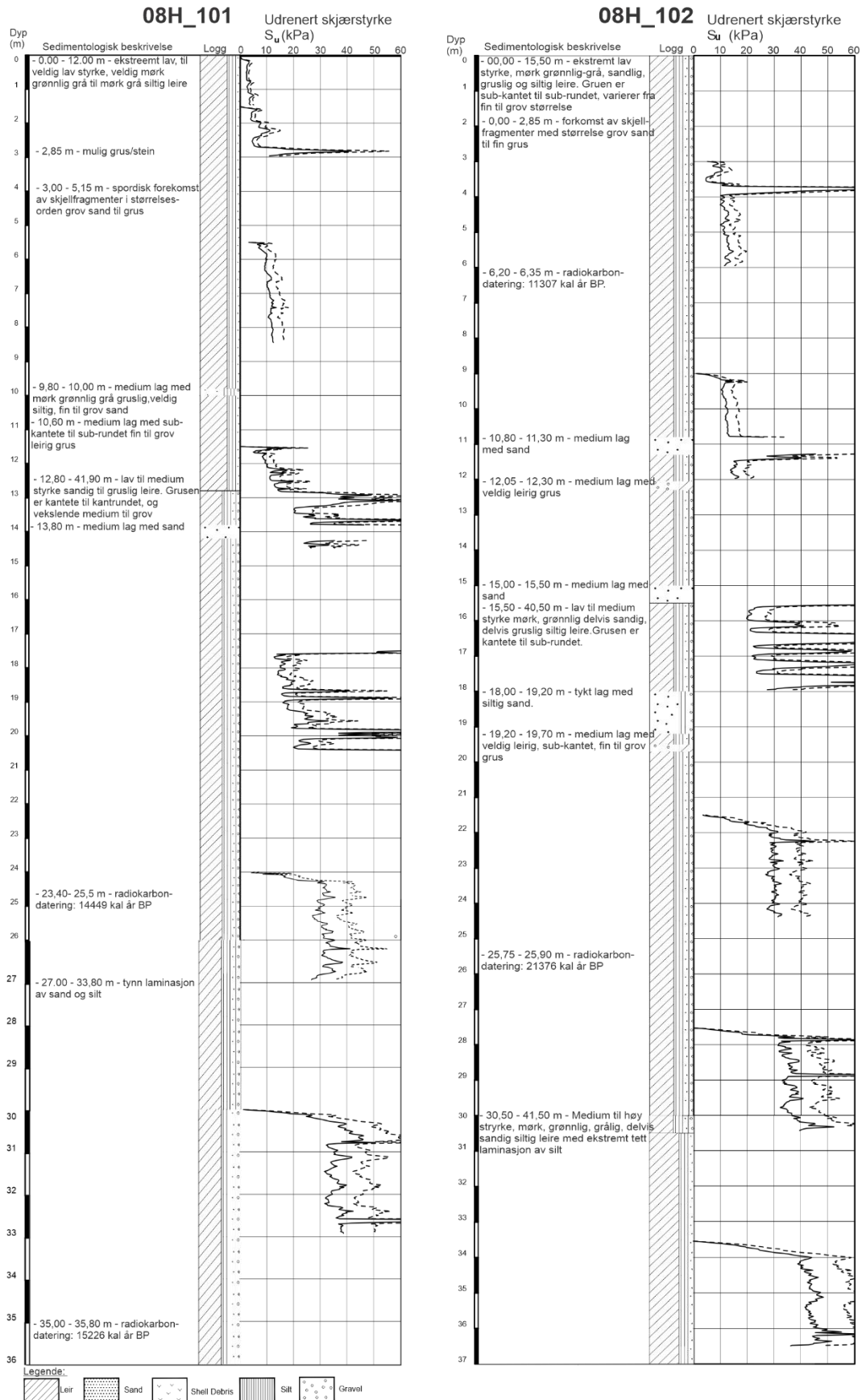


Fig. 4.25: Kjernelogg og udrenert skjærstyrke av borekjerne 08H_101 (A) og 08H_102 (B) gjennomført av Fugro. Figurene er hentet og modifisert fra Fugro sin rapport (2019b).

08H_GC01

Ved kjerne 08H_GC01 har Fugro (2018c) gjennomført geofysiske undersøkelser og visuell kjernebeskrivelse (Fig. 4.26). Kjernen er 1,3 m lang, og har plassering i nordlig del av studieområdet (Fig. 4.19). Hovedsakelig er kjernen karakterisert som leire med innhold av silt og sand. Leiren har ekstremt lav skjærstyrke og fargen er olivengrå. Det forekommer også skjellfragmenter med størrelse grov sand til fin grus fra 0,32–2,16 m, og enkelte lag med sand og grus (Fig. 4.26). Det er gjennomført udrenert skjærstyrke i kjernen, og det observeres at den øker raskt ved 0,44–0,62 m.

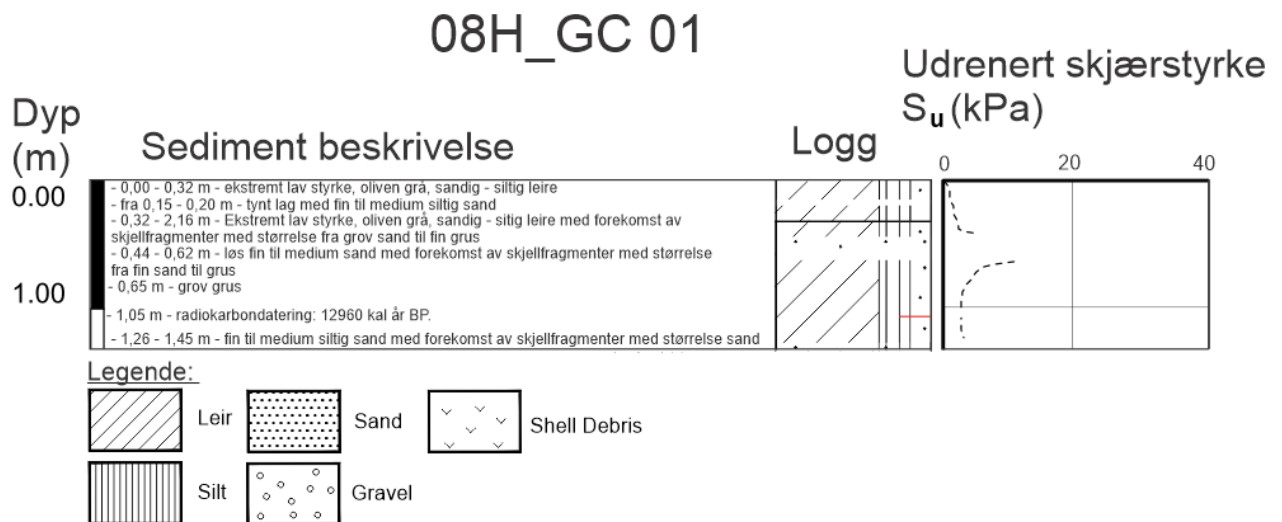


Fig. 4.26: Kjernelogg og udrenert skjærstyrke av fallkjerne 08H_GC01 gjennomført av Fugro. Figuren er hentet og modifisert fra Fugro sin rapport (2018c).

4.3 Sammenstilling av litostratigafi og seismostratigrafi

I dette delkapittelet blir de litostratigrafiske og de seismostratigrafiske dataene stilt sammen (Fig. 4.27). Sammenstillingen er basert på fem tolkede seismostratigrafiske enheter, tre gravitasjonskjerner, GS20-229-23GC, GS20-229-24GC, 08H_GC01 og to borekjerner 08H_101 og 08H_102 (Tabell 3.2). Ved kjernene som er hentet inn av Fugro (08H) er datagrunnlaget for sammenstillingen begrenset til visuell kjernebeskrivelse, kjernelogg og udrenert skjærfasthet som er presentert i rapportene til Fugro (Fugro, 2018c, 2019b). Den udrenerte skjærstyrken er basert på stempelkjerner og konuspenetrasjonstester som er innhentet fra geotekniske boringer. Kjernene har ikke gjennomgående målinger av udrenert skjærfasthet og dette kan medføre at sammenstillingen er mer usikker. Etersom kjernene er hentet inn på forskjellige lokasjoner i studieområdet er de projisert inn på den nærmeste sparker-profil, noe som kan resultere i en forskyvning mellom posisjonen til reflektor/seismostratigrafisk enhet sett i sparker-profilet og litostratigrafisk enhet sett i kjernen. Ved konvertering fra ms-TWT til meter (m) i sparker-seismikken ble det brukt en lydshastighet i sedimentene på 1530 ms som er utarbeidet av Aase (2022). Korrelasjon mellom reflektor R4 i sparker-seismikken og et observert sandlag ved samme dyp i kjerne 08H_101 og 08H_102 bekrefter at hastigheten passer bra også for dataene i dette studiet.

Dybden til reflektorene i sparker-seismikken er regnet ut på følgende måte:

$$\frac{ms\ TWT}{2} \div 1000 \cdot 1530\ ms = dyp\ i\ meter.$$

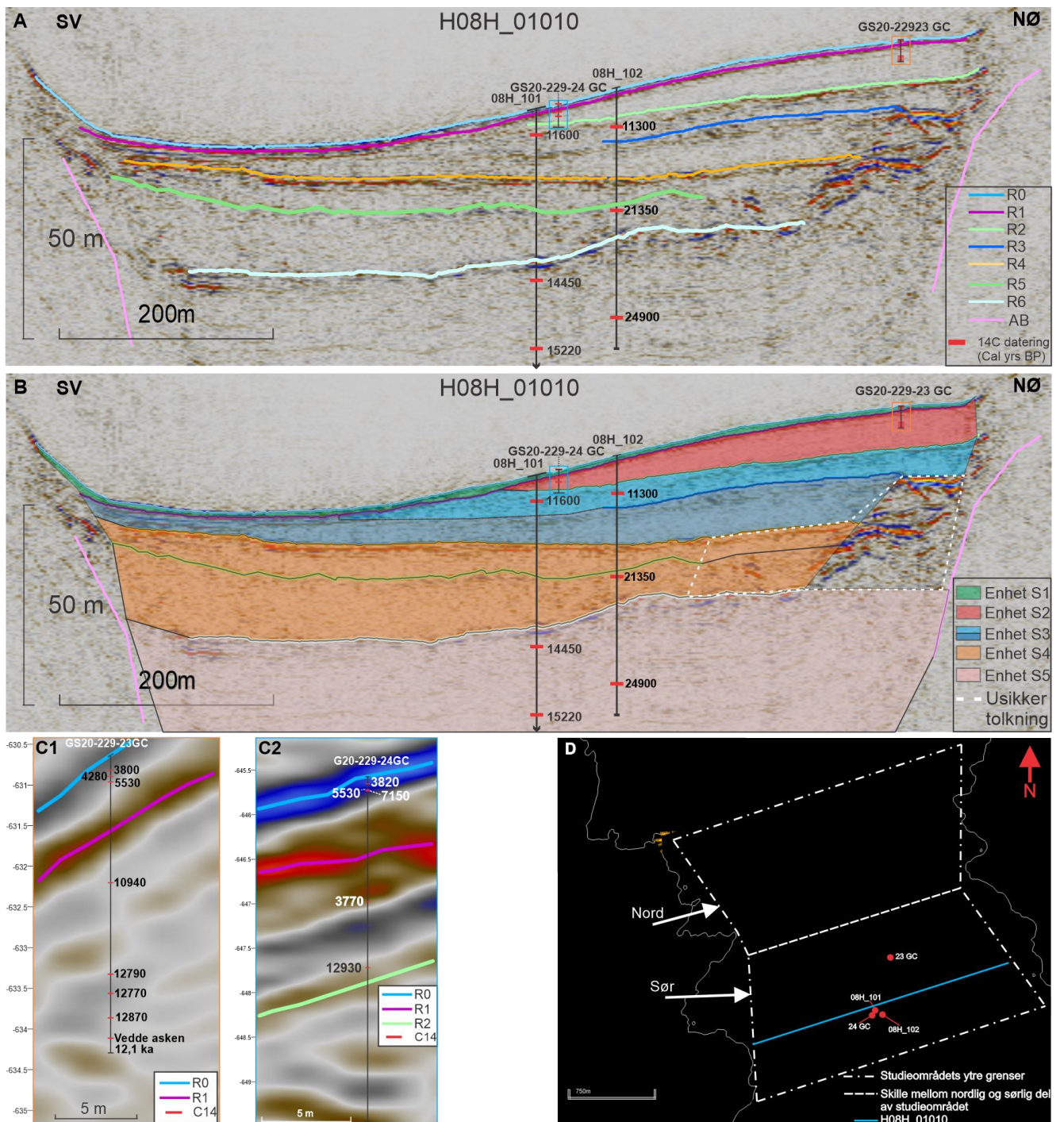


Fig. 4.27: Oversikt over alle kjernene som er brukt i studiet projisert inn på sparker-linje H08H_01010. A) Viser de tolkede reflektorene samt projisert kjerneplassering med ^{14}C dateringer B) Viser de tolkede enhetene samt projisert kjerneplassering med ^{14}C dateringer. C1) Viser et nærbilde av gravitasjonskjerne GS20-229-23GC med 14C dateringer. C2) Viser et nærbilde av gravitasjonskjernen GS20-229-24GC med ^{14}C dateringer. D) Viser de reelle plasseringene til kjernene.

GS20-229-23GC og sparker-profil H08H_01017

Kjerne GS20-229-23GC er lokalisert 15,7 m nord-øst for sparker-profil H08H_01017, og kjernen er 2,86 m lang. Kjernen består av flere normalgraderte enheter og lag med kaotisk litologi bestående siltig leire med sediment-klaster med varierende innhold (Fig. 4.28). I sparker-profil H08H_01017 er reflektor R1 er kontinuerlig med høy amplitude og er beregnet til å forekomme ved 0,7 m dyp ved lokaliteten til GS20-229-23GC. R1 korreleres med et medium tykt sortert sandlag med innhold av skjellfragmenter funnet på 0,71 m dyp i GS20-229-23GC. Grunnet lav oppløsning i sparker-seismikken og grunnet at kjernen er projisert inn på sparker-profilen er det vanskelig å gjøre korrelasjoner videre nedover i kjernen og seismikken. Litostratigrafisk enhet L1 og 2LA korreleres med seismostratigrafisk enhet S1. På bakgrunn av at seismostratigrafisk enhet S2 er tolket til å representere en serie med debri- og tubiditt avsetninger er litostratigrafien fra 0,71 m og til bunn, litostratigrafisk enhet S2B-S2E, tolket til å korrelere med seismostratigrafisk enhet S2 (Fig. 4.28).

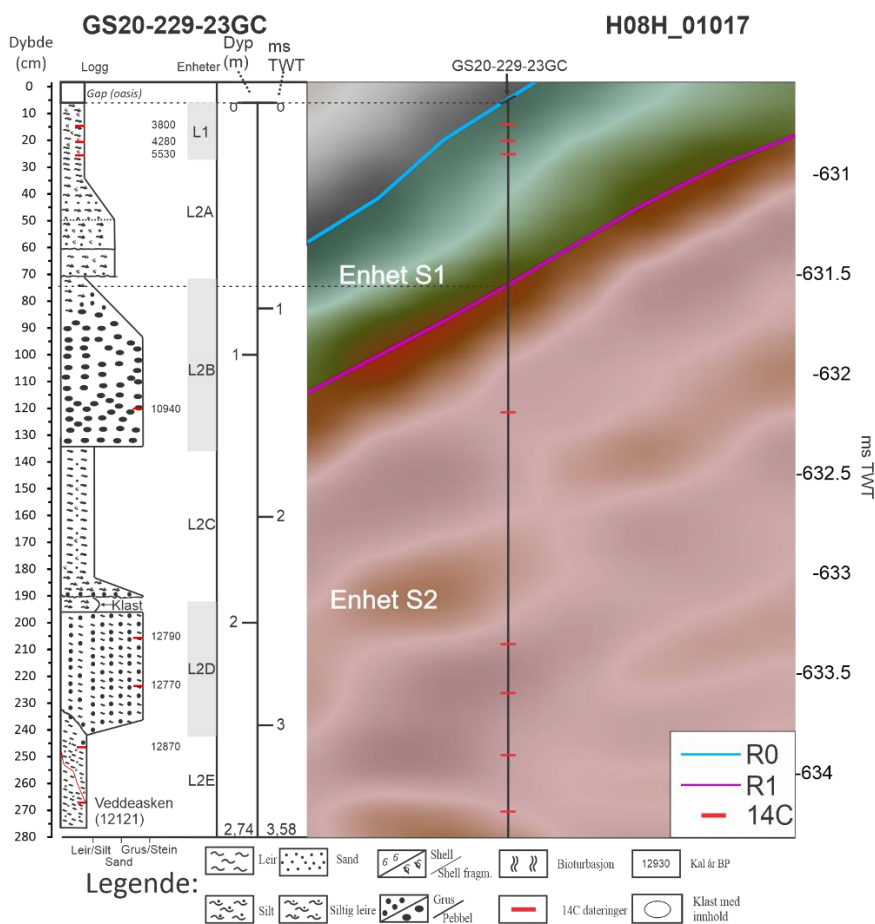


Fig. 4.28: Sammenstilling mellom kjerneloggen tilhørende GS20-229-23GC og sparker-profil H08H_01017. Den vertikale sorte linjen i sparker-profilen representere kjernelokaliteten. De stiplede sorte linjene illustrerer hvor de seismostratigrafiske enhetene treffer i kjernen. ¹⁴C alderne i kalender år BP.

Kjerne 08H_101 og sparker-profil H08H_01010

Kjerne 08H_101 er lokalisert ca 30 meter sør-øst for sparker-profil H08H_01010. Kjernen er 41,9 meter lang, men her blir kun de øverste 36 meterne presentert (Fig. 4.30). Kjerne 08H_101 inneholder hovedsakelig leire med ekstremt lav til moderat udrenert skjærstyrke med sporadiske forekomster av silt, sand og grus. Kjernen penetrerer seissotratigrafisk enhet S1 til S5 (Fig. 4.30). Seismostratigrafisk enhet S1 har en transparent seismisk karakter og befinner ved 0–0,7 m dyp i sparker-seismikken, og seismostratigrafisk enhet S2 har en kaotisk seismisk karakter og befinner seg mellom 0,7–2,2 m i sparker-seismikken. Litologien beskrives som siltig leire ved samme intervall i kjernen. Seismostratigrafisk enhet S3a og S3b har en kaotisk seismisk karakter og stedvis kontinuerlige reflektorer og er tolket som to skredavsetninger, og befinner seg mellom 2,2–10 m i sparker-seismikken. I samme intervallet i kjernebeskrivelsen er litologien er beskrevet som siltig leire med ekstremt lav styrke. Ved 10 meter i kjerneloggen observeres et sandlag som korreleres med reflektor R4. Reflektor R4 er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude som befinner seg ved 10 m dyp i sparker-seismikken. Seismostratigrafisk enhet S4 har en kaotisk seismisk karakter med varierende amplitude og befinner seg i intervallet 10–21,4 m i sparker-seismikken. I samme intervallet i kjernebeskrivelsen beskrives litologien som sandig og gruselig leire, hvor grusen er kantete til kant-rundet og vekslende medium til grov. Dette sammenfaller godt med at seismostratigrafisk enhet S4 er tolket til å være skredavsetninger. Seismostratigrafisk enhet S5 befinner fra 21,5 m og ned til akustisk basement i sparker-seismikken og har parallelle til laminerte, delvis kontinuerlige reflektorer og er tolket til å være smeltevannplummer. Ved samme intervall i kjernen beskrives litologien som tynn lamina av sand og silt i samme området. Dette sammenfaller godt med tolkningen til S5.

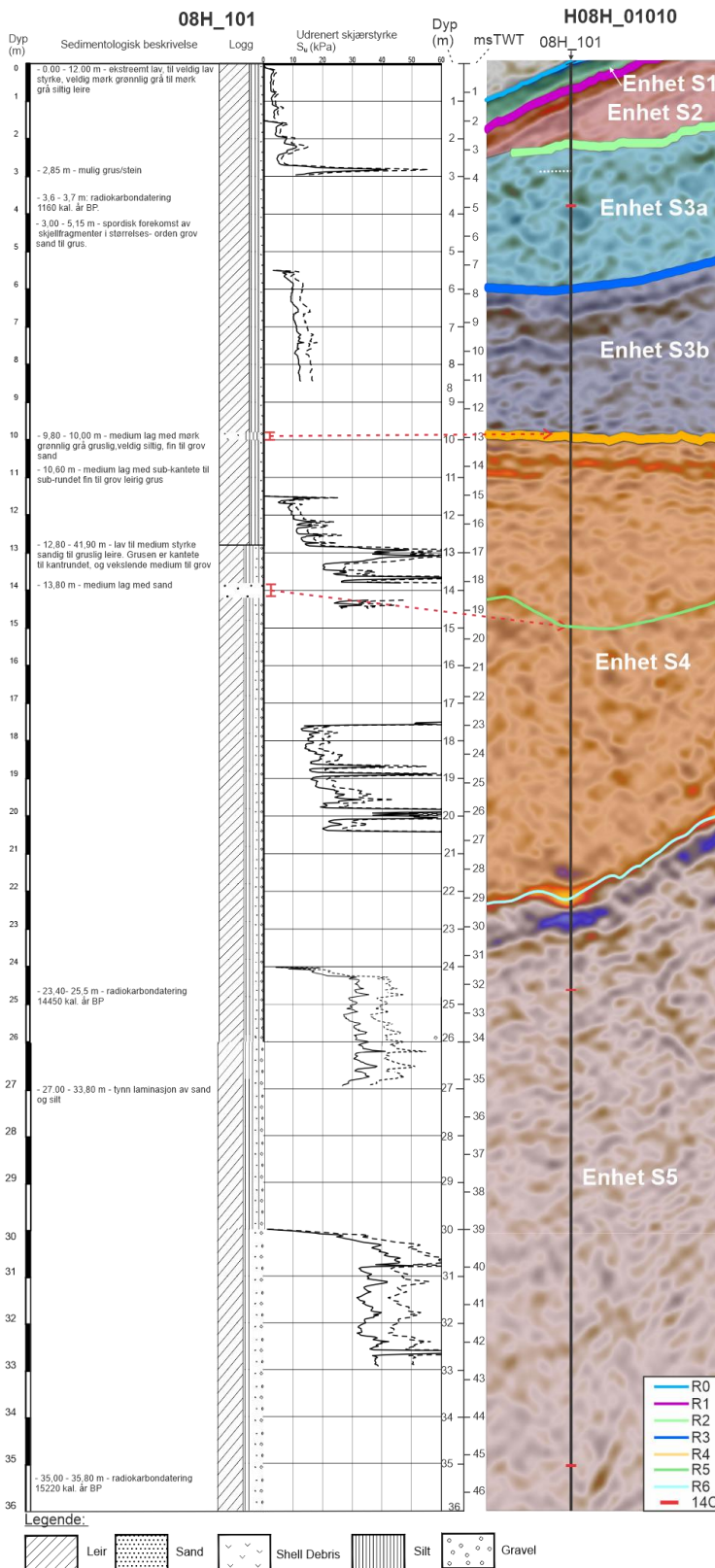


Fig. 4.30: Sammenstilling mellom kjernebeskrivelse, kjernelogg, udrenert skjærstyrke tilhørende kjerne 08H_101 og sparker-profil H08H_01010. Den vertikale sorte linjen i sparker-profilen representerer kjernelokasjonen. De røde stiplede linjene illustrerer hvor de tolkede reflektorene er beregnet til å treffe litostratigrafien. Kjernebeskrivelsen og udrenert skjærstyrke er hentet og modifisert fra Fugro (Fugro, 2019b).

Kjerne 08H_102 og sparker-profil H08H_01008

Kjerne 08H_102 er lokalisert ca 13 meter nord for sparker-profil H08H_01008. Kjernen er 41,49 meter lang, men her blir kun de øverste 37 meterne presentert. Kjernen består hovedsakelig av leire med ekstremt lav til medium udrenert skjærstyrke, med sporadiske forekomster av skjellfragmenter, silt, sand og grus (Fig. 4.31). Seismostratigrafisk enhet S1 (0–0,65 m) har en transparent seismisk karakter og seismostratigrafisk enhet S2 har en kaotisk seismisk karakter med lav til moderat amplitude med stedvis parallelle reflektorer og befinner seg mellom 0,65–3,2 m i sparker-seismikken. I intervallet 0–3,2 m i kjernen beskrives litologien beskrevet som leire med innhold av silt, sand og grus. R2 er karakterisert som en kontinuerlig reflektor med lav til moderat amplitude og er beregnet til å være på 3,50 m dyp i sparker-seismikken. R2 kan korreleres mot en markant topp i udrenert skjærstyrke ved 3,7 m i kjernen. Seismostratigrafisk enhet S3a og S3b har begge en kaotisk seismisk karakter, tolket til å representere skredavsetninger og befinner seg i intervallet 3,2–11,3 m i kjernen. I kjernebeskrivelsen blir litologien i samme intervallet beskrevet som siltig, sand og delvis gruselig leire som kan stemme med tolkningen. R4 er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude som befinner seg ved 11,3 m dyp i sparker-seismikken, R4 korreleres med et medium tykt sandlag som observeres ved samme dyp i kjernen. Det observeres veldig fluktuerende udrenert skjærfasthet mellom 11,3–21,4 m i kjernen, hvor seismostratigrafisk enhet S4 befinner seg. Litologien er beskrevet som siltig, sandig og gruselig leire med lav styrke. Dette sammenfaller godt overens med at seismostratigrafisk enhet S4 er tolket til å representere skredavsetninger. Det observeres et medium tykt lag med sand ved 15 meter i kjerne 08H_101 som kan korreleres med reflektor R5 i sparker-seismikken. Reflektor 5 er en delvis kontinuerlig reflektor med moderat til høy amplitude. Seismostratigrafisk enhet 5 er har delvis kontinuerlige, parallelle og laminerte reflektorer med varierende amplitude og befinner seg fra 21,4 m og ned til akustisk basement i sparker-seismikken. Ved samme dyp i kjernen kan det observeres målinger mellom 40–60 kPa i udrenert skjærstyrke, og litologien beskrives som siltig, sandig og gruselig leire med stedvis tynne lamina av silt. Dette stemmer godt overens med at seismostratigrafisk enhet S5 er tolket til å representere smeltevannsplumitter.

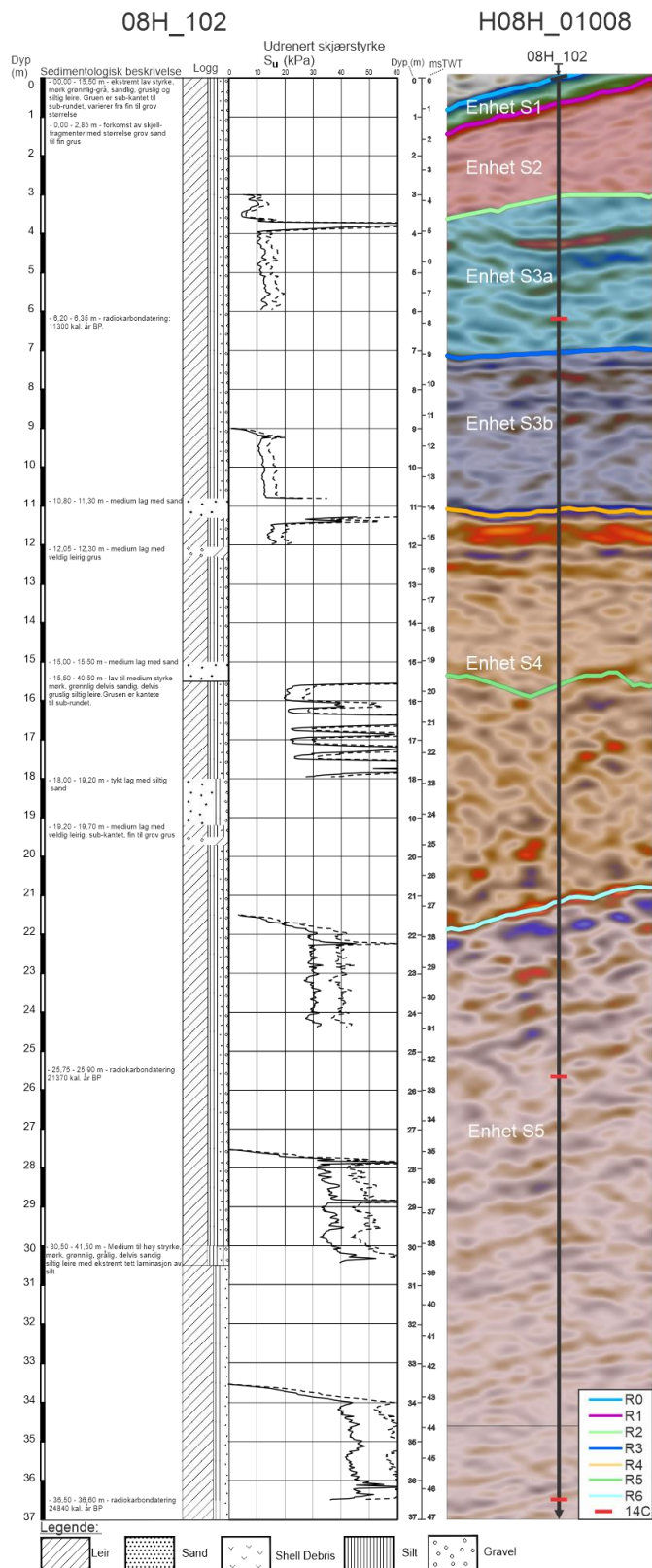


Fig. 4.31: Sammenstilling mellom kjernebeskrivelse, kjernelogg, udrenert skjærfasthet tilhørende kjerne 08H_102 og sparker-linje H08H_01008. Den vertikale sorte linjen i sparker-profilet representerer kjerne lokasjonen. De røde stiplede linjene illustrerer hvor de tolkede reflektorene er beregnet å treffe i litostratigrafien. Kjernebeskrivelsen og udrenert skjærstyrke er hentet og modifisert fra Fugro (Fugro, 2019b).

08H_GC01 og sparker-profil 08H_01046

Kjerne 08H_GC01 er lokalisert ca 1 meter sør-øst for sparker-profil H08H_01046 og er 1,3 m lang. Ved kjerne 08H_GC01 er det kun reflektor R0 og R1 som kan observeres (Fig. 4.32). R1 er en kontinuerlig reflektor med høy amplitude, og befinner seg ved 0,70 m i sparker-seismikken. R1 korreleres med et sandlag som befinner seg mellom 0,44–0,64 m i kjerneloggen (Fig. 4.32). Litologien er beskrevet som siltig, sandig leire med lav styrke, noe som kan gjenspeiles i den kaotiske seismiske karakteren i seismostratigrafisk enhet 1 og 2.

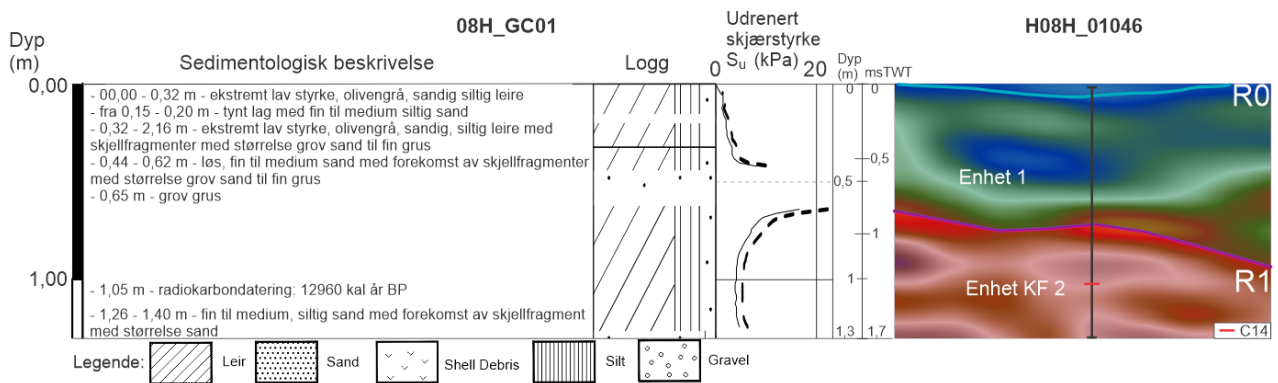


Fig. 4.32: Sammenstilling mellom kjernebeskrivelse, kjernelogg, udrenert skjærstyrke tilhørende kjerne 08H_GC01 og sparker-profil H08H_01046. Den vertikale sorte linjen i sparker-profilet representerer kjerneposisjonen. Kjernebeskrivelsen og udrenert skjærstyrke er hentet og modifisert fra Fugro (Fugro, 2018c).

5. Diskusjon

I dette kapittelet blir resultatene fra de seismostratigrafiske og litostratigrafiske undersøkelsene diskutert, med hovedfokus på avsetninger fra perioden holocen. Resultatene blir diskutert i lys av hovedmålsetningene til oppgaven: Er det skredavsetninger som kan dateres til perioden holocen? Når var siste skredhendelse og hvilke sedimentære prosesser dominerer i dagens sedimentasjonsmiljø? Hvilke implikasjoner kan funnene i dette studiet ha for eventuelle fjordkryssinger med nye E39? Første del presenterer et kronologisk rammeverk med aldersmodell. Videre vil det presenteres en avsetningshistorie for studieområdet hvor enhetene definert i studiet vil korreleres mot den kjente vestnorske fjordstratigrafien (Hjelstuen et al., 2013; Aarseth, 1997). Skredene vil så bli plassert inn i en regional kontekst og sammenlignet med andre vestnorske fjorder, og til slutt vil implikasjonene som funnene i denne oppgaven har for nye E39.

5.1 Kronologisk rammeverk

Basert på ^{14}C dateringer og tolkede seismostratigrafiske (Fig. 5.1) og litologiske enheter er det ved hjelp av programvaren OxCal laget en Bayesiansk avsetningsmodell for avsetningene i studieområdet slik som beskrevet i kapittel 3.4.5 (Fig. 5.2). I denne modellen brukes maksimumsalder og stratigrafisk rekkefølge av de sedimentære enhetene, hvor seismostratigrafisk enhet S1–S5 ble lagt inn i modellen (Fig. 5.1). ^{14}C dateringene som er tolket som maksimumsdateringer er hentet fra sedimenter som tolket til å være skredavsetninger, dette vil si at sedimentene med stor sannsynlighet er re-sedimentert og at avsetningen de ble funnet i derfor må være yngre. To stratigrafiske nivåer er valgt ut til å representere maksimumsalder og minimumsalder for sekvensen med skredavsetninger. Maksimumsalderen som er brukt er en ^{14}C datering, Beta 527825 (Tabell 3.2) tatt fra toppen av smeltevannsplumitten i enhet S5 (Fig. 5.1; Fig. 5.2). Minimumsalderen er en modellert alder fra bunnen av den tolkede heimipelagiske avsetningen i litostratigrafisk enhet L1 (Tabell 3.2). For den tolkede hemipelagiske avsetningen i toppen av kjerne GS20-229-23GC er det laget en avsetningsmodell. Avsetningsmodellen baserer seg på ^{14}C dateringer og litostratigrafiske enheter fra kjernen, som ble ført inn i stratigrafisk rekkefølge (Tabell 3.2). Avsetningsmodellen baserer seg da på kjente inndelinger og dateringer (Bronk Ramsey, 2008). Resultatet av aldersmodelleringen er et aldersestimat på hver seismostratigrafisk- og litostratigrafisk enhet, presentert med medianverdi samt 95,4% og 68,3% sannsynlighetsintervall oppgitt i parentes. I diskusjonen blir det presentert en kombinert aldersmodell basert på stratigrafien for kjernene 08H_101 og GS20-229-23GC, dette fordi at

dateringsgrunnlaget var best i disse to kjernen. Koden som ble brukt til å lage aldersmodellen for kjerne 08H_101 og GS20-229-23GC kan finnes i Appendix 3. Aldersmodellen laget for 08H_102 og GS20-229-24GC kan finnes i Appendix 1 og Appendix 2.

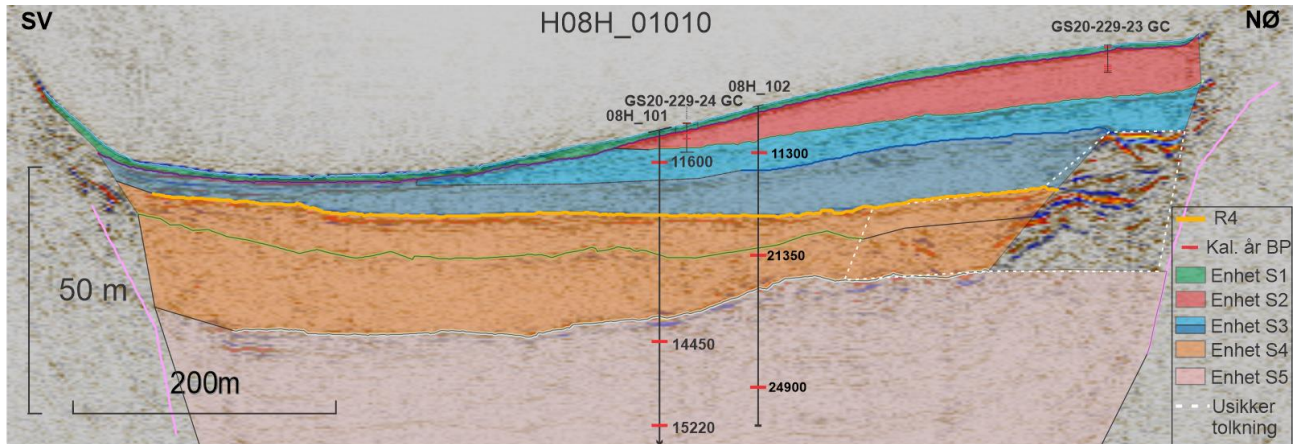


Fig. 5.1: Oversikt over de tolkede enhetene og de brukte kjernene som er brukt i dette studiet, projisert inn på sparker-profil H08H_01010.

Tabell 5.1: Oversikt over de modellerte alderne til de seismostratigrafiske enhetene, og litostratigrafiske enhetene tilhørende GS20-229-23GC.

Enhet/overgang	Modellert median alder (kal. år BP.)	95,4% sannsynlighetsintervall (kal. år BP)
Enhet S4	13 320	14 600–11 290
Enhet S3b	11 810	14 000–9960
Enhet S3a	10760	11 490–9170
Enhet L2E	9480	10990–7650
Enhet L2D	8800	10530–7000
Enhet L2C	7460	9250–5960
Enhet L2B	6790	8450–5620
Enhet L2A	6130	7540–5430
23GC, overgang L2A/L1	5600	6090–5320
24GC, overgang L2A/L1	7890	8340–7140

Nedre grense i aldersmodellen er definert av to ^{14}C dateringer fra smeltevannsplumitten i kjerne 08H_101(Enhet S5) som gir enheten en maksimumsalder på mellom 15 220 kal. år BP og 14 450 kal. år BP (Tabell 3.2; Fig. 4.25; Fig. 5.2). På grunn av at dateringen på 14 450 kal. år BP er gjennomført på en artsbestemt foraminifer ble denne dateringen brukt som maksimumsdatering. Dateringen på 15 220 kal. år BP er av typen «bulk» datering, hvor det ikke er spesifisert hvilket materiale som er datert som resulterer i stor usikkerhet tilknyttet dateringen. Tross usikkerheten passer den inn i den stratigrafiske sekvensen, slik at den er tatt

med i aldersmodelleringen. Det er andre bulk-dateringer som ikke er tatt med i aldersmodellen grunnet at de er tolket til å ha for lav/høy alder i forhold til sedimentene de representerer (Tabell 3.2). I nordlige del av studieområdet observeres enhet KF2 som er tolket til å representere en eller flere skredhendelser. Det er en datering fra kjerne 08_GC01 som gir enheten en maksimumsalder i sør-vestlig del til 12 960 kal. år BP (Tabell 3.2; Fig. 4.26).

Reflektor R4 representerer et skille i den seismiske stratigrafien (Fig. 5.1; Fig. 5.2). Underliggende enhet 4 har en modellert alder på 13320 (14600–11290) kal. år BP, og overliggende enhet 3b har en modellert alder på 11810 (14020–9965) kal. år BP.

Enhet S3 består av to underenheter, underenhet S3a og S3b (Fig. 5.1). Underenhet S3b representerer nederste del, og har en modellert alder på 11 810 (14020–9960) kal. år BP (Fig. 5.2; Tabell 5.1). Det er ingen ^{14}C dateringer fra enhet S3b, men enheten er tolket til å representere en skredhendelse, og den modellerte alderen knytter enheten opp til en tidsperiode som er preget av stor skredaktivitet som følge av jordskjelvaktivitet (Boe et al., 2003; Aarseth, 1997). Underenhet S3a representerer øvre del av enhet S3 og har to ^{14}C dateringer fra kjerne 08H_101 og 08H_102 (Tabell 3.2; Fig. 4.25). Dateringene er fra en tolket skredavsetning slik at sedimentene med stor sannsynlighet er re-sedimentert og gir dermed kun en maksimumsalder, på henholdsvis 11608 kal. år BP og 11300 kal. år BP. Avsetningsmodellen gir enhet S3a et modellert aldersestimert og 10760 (9170–11490) kal. år BP (Fig. 5.2; Tabell 5.1). Aldersestimert til Enhet S3a er ikke langt unna maksimums ^{14}C dateringene fra enheten, slik at det er ikke et urimelig aldersestimert. Perioden tidlig holocen er beskrevet som en periode med stor jordskjelvaktivitet knyttet til isostatisk oppløft.

Enhet S2 har flere dateringer fra kjernene GS20-229-23GC og GS20-229-24GC som er korrelert med Enhet S2 fra midten av enheten og opp. I bunn av kjerne GS20-229-23GC observeres et tynt sort lag som er identifisert som Veddeasken. Veddeasken stammer fra et vulkanutbrudd på Island for 12121 ± 55 kal. år BP (Svensson et al., 2008). Dette laget ser imidlertid ut til å være deformert og forekommer stratigrafisk over Enhet S3a (Fig. 5.2) som to maksimumsdateringer viser må være yngre enn 11608 kal. år BP. Veddeasken som er funnet i GS20-229-23GC er derfor tolket til å være re-sedimentert og gir bunnen av GS20-229-23GC en maksimumsalder på 12 120 kal. år BP (Fig. 5.2). Tre andre dateringer fra bunn av kjerne GS20-229-23GC og en fra kjerne GS20-229-24GC gir enheten en maksimumsalder på mellom 12870 kal. år BP og 12770 kal. år BP. Her er også dateringsmateriale tatt fra en tolket skredavsetning slik at sedimentene er med stor sannsynlighet re-sedimentert og gir derfor en

maksimumsalder. Avsetningsmodellen gir derimot Enhet S2 et gjennomsnittlig modellert aldersestimat på 8130 (9480–6790) kal. år BP (Fig. 5.2). Avsetningsmodellen daterer hendelsene i Enhet S2 til å ha skjedd i slutten av en periode preget av stor jordskjelvaktivitet (Bellwald et al., 2016). Det kan tenkes at jordskjelvaktiviteten i denne perioden var lavere og dermed med redusert styrke slik at skredhendelsen som ble utløst også var av mindre skala som debri- og turbiditt avsetninger, slik at aldersestimatet kan stemme.

I kjerne GS20-229-23GC er det fire litostratigrafiske enheter som sammenfaller med enhet S2 (Fig. 5.2). I avsetningsmodellen er de litostratigrafiske enhetene lagt som hendelser slik at hver enhet blir tilknyttet en modellert alder. Basert på avsetningsmodellen fremtrer de litostratigrafiske enhetene mye yngre enn de målte ^{14}C dateringene fra de litostratigrafiske enhetene, som stemmer godt overens med at enhetene er tolket til å være re-sedimenterte og dermed gir en maksimumsalder (Fig. 5.2).

Enhet S1 er tolket til å representere overgangen fra et skreddominert miljø til et hemipelagisk miljø (Fig. 5.2; Fig. 5.1). ^{14}C dateringene fra de øverste 23–25 cm av litostratigrafisk enhet L1 i kjerne GS20-229-23GC og GS20-229-24GC som representerer hemipelagiske avsetninger er tolket til å være avsatt «in situ» og daterer sedimentene i ved dybden de er hentet fra (Tabell 3.2). Ved 23 cm har GS20-229-24GC en ^{14}C datering på 7140 kal. år BP, og ved 25 cm har kjerne GS20-229-23GC en ^{14}C datering på 5530 kal. år BP (Fig. 4.20; Fig. 4.23; Fig. 5.2). Dateringene tilsier to ulike aldre ved skillet som er tolket til å representere overgangen til hemipelagisk avsetning (Fig. 5.3). Dybdeforskjellen på 2 cm er naturlig nok en faktor på de ulike dateringene, men kan ikke alene forklare aldersforskjellen på 1600 kal. år BP. Ved den beregnede sedimentasjonsraten for studieområdet, 3,3 cm/1000 år, vil 2 cm tilsvare 550 kal. år BP. Aldersforskjellen mellom dateringene, 1600 kal. år BP, tilsvarer en avsetning på 5,3 cm om sedimentasjonsraten stemmer. Aldersforskjellen i kjernene gjenspeiles også ved dateringer tatt ved 20 cm i kjerne GS20-229-23GC hvor alderen er datert til 4280 kal. år BP, og ved 18 cm i kjerne GS20-229-24GC hvor alderen er datert til 5320 kal. år BP. Forskjellen mellom dateringene kan mulig forklare på bakgrunn av kjernelokasjonen. Kjernelokasjonen til GS20-229-24GC er plassert midt i fjorden, slik at lokasjonen kan være mere utsatt for større grad av erosjon forårsaket av havstrømmer, enn kjernelokasjonen til GS20-229-23GC som ligger mere i le for havstrømmene (Fig. 4.19). Variasjonen i tidevann er beregnet til 1,5 m, slik at det er betydelige mengder hav som passere studieområdet fire ganger i døgnet (Kartverket, 2022g). Det kan derfor tenkes at det forekommer sterke tidevannsstrømmer ved studieområdet. En annen faktor som kan forklare aldersforskjellen er at kjerne GS20-229-23GC ligger nærmere

fjordskråningen, hvor sedimenttilførselen trolig er høyere slik at sedimentene generelt er yngre. En tredje faktor kan være at det øverste skredet som er funnet i kjerne GS20-229-23GC er yngre enn det øverste skredet som er funnet i kjerne GS20-229-24GC. Dette vil si at skredene som har gått etter det øverste skredet i GS20-229-24GC har hatt mindre utbredelse enn de foregående skredene. Det er trolig en av de to siste faktorene som er mest sannsynlig. Øverste dateringene i begge kjernene sammenfaller derimot veldig godt og gir en alder på 3800 kal. år BP ved 14 cm i GS20-229-23GC og 3820 kal. år BP ved 12 cm i kjerne GS20-229-24GC.

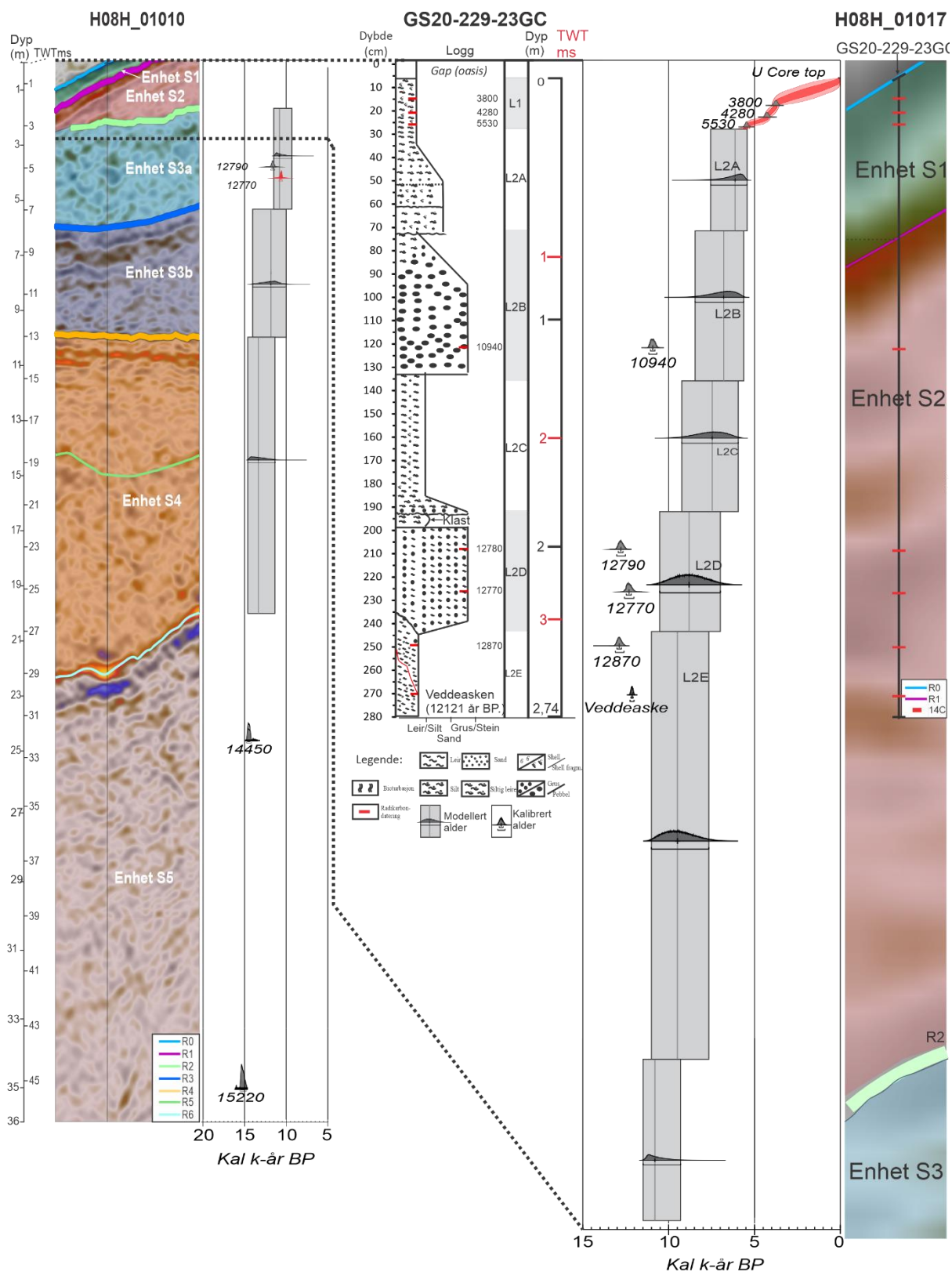


Fig. 5.2: Kjerneloggen til GS20-229-23GC etterfulgt av aldersmodell og seismisk bilde, hvor de stiplede linjene viser plasseringen i aldersmodellen til kjerne 08H_101. De modellerte ^{14}C dateringene er presentert som medianalder (lysegrå strek) og 95,4 sannsynlighetsintervall (grå boks). De kalibrerte ^{14}C dateringene er markert med 95,4 % sannsynlighetsintervall og medianalder, hvor alderen er presentert i kal. år BP. I toppen på aldersmodellen til høyre vises en avsetningsmodell fra litostratigrafisk enhet 1 i kjerne GS20-229-23GC.

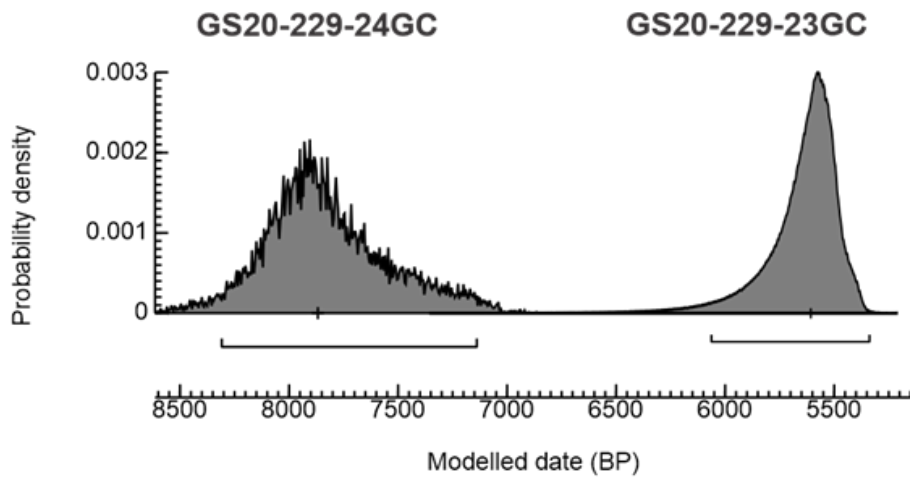


Fig. 5.3: Modellerte aldrer for overgangen mellom litostratigrafisk enhet L1 og L2 i kjerne GS20-229-24GC (venstre) og GS20-229-23GC (høyre). Denne overgangen representerer starten på de midt-sen holocene hemipelagiske avsetningene. Alderne er presentert med sannsynlighetstetthet (grå fylt kurve), medianalder (kryss) og 95,4% (nedre strek) sannsynlighetsintervall (nedre strek). De modellerte alderene til overgangen mellom L1 og L2A er signifikant forskjellig mellom kjernene (utenfor 95,4% sannsynlighetsintervallet).

5.2 Avsetningshistorie og sedimentære prosesser i Halsafjorden

I dette delkapittelet vil de tolkede enhetene (Fig. 5.1) som er funnet i dette studiet bli sammenlignet og korrelert opp mot fjordstratigrafien presentert av Hjelstuen et al (2013) som er en videreutvikling av Aarseth (1997) sin fjordstratigrafi.

Enhet S5 er tolket til å representere glasimarine smeltevannsplumitter. Det er tre dateringer tilknyttet enhet 5 fra kjerne 08H_101 og 08H_102. Kjerne 08H_101 daterer enheten til mellom 15220 kal. år BP og 14450 kal. år BP (Fig. 5.2). Dateringene knytter enhet 5 opp til perioden bølling (ca 15 220–14 450 kal. år BP) hvor kysten ble isfri og under smeltingen av isdekket ble sto mengder sedimenter tilført fjordene (Mangerud et al., 2011). Fjordstratigrafisk enhet Fjord III beskrives til å ha en laminerte lagpakker med stor mektighet, tolket til glasimarine avsetninger (Hjelstuen et al., 2013; Aarseth, 1997). Hjelstuen et al (2013) og Aarseth (1997) daterer Fjord III til å forekomme i allerød-yngre dryas perioden i vestnorske fjorder. Dateringene i dette studiet viser at Fjord III forekom i bølling i Halsafjorden. Enhet 5 korreleres derfor mot fjordstratigrafisk enhet Fjord III (Fig. 5.4).

Enhet S4 er tolket til å være skredavsetninger. Det er ingen ¹⁴C dateringer fra enheten, men den modellerte alderen daterer enheten til 13320 (14 600–11 290) kal. år BP. Den modellerte alderen knytter enhet S4 opp til perioden Allerød (ca 14–12,8 ka BP). Under smelting av det SIS ble store mengder sedimenter ført ut i fjordene, og ved hurtig avsetning vil det forekomme ustabile avsetninger som kan rase ut. Hjelstuen et al (2013)- sin beskrivelse av Fjord VII samsvarer også godt overens med enhet S4 (Fig. 5.4).

Enhet KF2 er lokalisert i den nordlige delen av studieområdet (Fig. 4.14 - Fig. 4.17), og har en lokal utbredelse. Enheten har en datering fra kjerne 08H_GC01 (Tabell 3.2) som gir enheten maksimumsalderen 12960 kal. år BP. Litologien, den seismiske karakteren og maksimumsalderen til enhet KF2 stemmer godt overens med beskrivelsen til fjordstratigrafisk enhet Fjord VII.

Midt i sediment-sekvensen observeres en endring som markeres av reflektor R4, en kontinuerlig reflektor med høy amplitude som kan observeres i hele den sørlige delen av studieområdet (Fig. 4.3 - Fig. 4.8; Fig. 5.1). Under R4 er mektigheten og utbredelsen til de tolkede enhetene stor, og de tolkede enhetene strekker seg over hele bassenget. Over R4 er mektigheten og utbredelsen enhetene redusert, og flere enheter tolkes som lokale. Underliggende enhet S4 har en modellert alder på 13320 (14 600–11 290) kal. år BP. Overliggende enhet S3b har en modellert alder på

11 810 (14 020–9965) kal. år BP. Fra kjerne 08H_101 og 08H_102 er reflektor R4 korrelert til et medium tykt sandlag. Reflektor R4 er tolket til å representere skille mellom pleistocen og holocen. I en studie fra Trondheimsfjorden av Lyså et al (2008) beskrives det en todelt seismisk stratigrafi, hvor nedre del består av allerød/ynge dryas glasimarine sedimenter, og øvre del består av holocen avsetninger. Det beskrives en reflektor, «base holocen», som har varierende karakter gjennom bassenget og observeres på en dybde mellom 8–12 m, men som i noen tilfeller kan observeres så dypt som 20 m. Disse beskrivelsene samsvarer godt med funnene i dette studiet. Funnene fra sparker-seismikken illustrerer en todelt seismisk stratigrafi, hvor reflektor R4 skiller seismikken i en nedre del som er tolket til å representere Allerød/ynge dryas (enhet S4), og øvre del er tolket til å representere holocene avsetninger (enhet S3b). Reflektor R4 befinner seg mellom 10–11 m i seismikken. Dette styrker også tolkningen på at reflektor R4 er tolket til å representere overgangen mellom pleistocen og holocen.

I midtre del av stratigrafien i den sørlige delen av studieområdet observeres enhet S3 som er delt inn i to underenheter, S3a og S3b, tolket til å være skredavsetninger. Enhet S3b er tolket til å representere tidlig holocen avsetninger og har en modellert alder på 11810 (14 020–9965) kal. år BP (Fig. 5.2). Enhet S3b har stor utbredelse i sørlig del av studieområdet (Fig. 4.10B). Underenhet S3a representerer øvre del av enhet S3. Det er knyttet to dateringer til enheten, som gir enheten en maksimumsalder mellom 11 600 kal. år BP og 11 300 kal. år BP. Enheten S3a har en modellert alder til 10760 (11 490–9170) kal. år BP (Fig. 5.2). Både enhet S3a og S3b har samme seismiske og litologiske karakter som beskrives for fjordstratigrafisk enhet Fjord VII (Fig 5.4; Hjelstuen et al., 2013).

Enhet S2 er tolket til å representere en serie av debri- og turbiditt-avsetninger med R2 som nedre definerte grense. Dateringene fra GS20-229-23GC gir sedimentene en maksimumsalder på mellom 12 870–12 120 kal. år BP og den gjennomsnittlige modellerte alderen daterer avsetningen til 8130 (9480–6790) kal. år BP. Den modellerte alderen og tolkningen av enhet S2 basert på seismisk karakter og litologi stemmer godt overens med Hjelstuen et al (2013) sin beskrivelse av fjordstratigrafisk enhet Fjord VIII (Fig. 5.4).

Enhet S1 er tolket til å representere hemipelagiske sedimenter. Det er tatt ut tre dateringer i både GS20-229-23GC og GS20-229-24GC i de øverste 23 – 24 cm, og dateringene viser noe ulik alder (Tabell 3.2). Dateringene fra kjerne gir enhet S1 en maksimumsalder mellom 7100–5530 kal. år BP. Sedimentasjonsraten for studieområdet er basert på kjerne GS20-229-23GC og GS20-229-24GC er beregnet til et gjennomsnitt på 3,3 cm/1000 år de siste 3805 kal. år BP. Kjerne NGU-4L/SC analysert av NGU (2001) er lokalisert 5,6 km lengre inn i Halsafjorden gjenspeiler et rolig sedimentasjonsmiljø hvor det er funnet fire mindre turbiditter de siste 11 900 kal. år BP, og en beregnet sedimentasjonsrate på 40,5 cm/1000 år de siste 3570 kal. år BP (Fig. 2.1; Fig. 2.2). Sedimentasjonsraten er betraktelig høyere en beregnet sedimentasjonsrate for mitt studieområde. NGU-kjernen er lokalisert i et område som ligger vesentlig nærmere landområder med store mengder løsmasser (Follestad, 1992). I tillegg er det ifølge NVE sitt kart over elvenett (Kartverket, 2022b) ni elver som munner ut i nærheten NGU-kjernelokasjonen, i motsetning til mitt studieområde som har to elver som munner ut i nærheten som er med på tilføre sedimenter ut i fjorden. Med dette kan det også sies at sedimentasjonsraten for studieområdet kun er lokal, og ikke representativ for resten av fjordsystemet, som vist med sedimentasjonsraten beregnet for kjerne NGU-4L/SC. Basert på seismisk karakter og litologi sammenfaller enhet S1 godt med Hjelstuen et al (2013) sin beskrivelse av fjordstratigrafisk enhet Fjord VIII (Fig. 5.4).

Funnene i dette studiet	Hjelstuen et al., 2013	Aarseth, 1997
Enhet 2 og 1: Småskala debri og turbiditt avsetning og hemipelagisk	Fjord VIII: Småskala debri og turbiditt avsetninger og hemipelagisk avsetninger	Unit V: < 9 ka Yngre dryas delta og hemipelagise avsetninger
Enhet 4, KF 2, 3a og 3b: Skredavsetninger 13320 - 10760 kal år BP (modellert alder)	Fjord VII: Skredavsetninger som følge av isostatisk oppløft	Unit IV: 10 - 9 ka Yngre dryas delta avsetning og distale glasi-marine avsetninger
Yngre dryas sedimenter er representert i studieområdet som re-sedimentert materialet i enhet 2 og 3	Fjord VI: Delta avsetning under tilbaketrekningen av yngre dryas Fjord V: Glasi-marine avsetninger på utsiden av YD-marginen Fjord IV: Endemorene fra yngre dryas fremstøtet	Unit III: 11 - 10,3 ka Yngre dryas endemorene og distale glasi-marine avsetninger
Enhet 5: Glasi-marine avsetninger 15220 - 14450 kal år BP	Fjord III: Glasi-marine avsetninger fra tilbaketrekningen av LGM	Unit II: 14 - 11 ka Glasi-marine sedimenter avsatt i Bølling/Allerød
Akustisk basement	Fjord II: Bunnmorene avsatt under LGM Fjord I: Sedimenter avsatt før LGM	Unit I: > 14 ka Sedimenter avsatt før LGM

Fig. 5.4: En oversikt over enhetene som er funnet i dette studiet og de fjordstratigrafiske enhetene presentert av Hjelstuen et al (2013) og Aarseth (1997). Det er trukke korreleringer mellom funnene i dette studiet og de presenterte fjordstratigrafiske enhetene.

5.3 Skredhendelsene i en regional kontekst

De tolkede skredhendelsene i studieområdet kan deles inn i tre perioder, pre-holocen, tidlig-holocen og midt-holocen. Perioden pre-holocen er definert til 14 000–11 700 kal. år BP hvor enhet S4 og enhet KF2 er datert til. Enhet S4 er tolket til å representere to skredhendelser og har en modellert alder på 13 320 kal. år BP. Enhet KF2 er tolket til å være en skredhendelse og har en maksimumsalder på 12 960 kal. år BP. Disse skredhendelsene er trolig et resultat av ustabile sedimenter langs fjorden som har rast ut, hvor utløsningsmekanismene bak skredene kan være endringer i relativt havnivå (Bellwald et al., 2019; Hjelstuen et al., 2013). Sammenlignes studieområdet med andre vestnorske fjorder (Fig 5.5; Bellwald et al., 2019) er det mulig å dra tydelige paralleller mellom skredhendelsene i tidlig holocen, hvor skredhendelsene i enhet S3 er modellert til, 10760 (11 490–9170) kal. år BP. I midt- til senholocen er det mindre skredaktivitet i norske fjorder (Fig. 5.5) i motsetning til hva som er funnet i studieområdet. Debri- og turbiditt hendelsene i enhet 2 har alle modellerte aldere som plasserer dem i perioden midt-holocen (9000–5500 kal. år BP). Det modellerte aldersspennet til hendelsene i Enhet S2 er fra 9480–5500 kal. år BP. Dette tilsier at hendelsene kan ha skjedd i samme tidsrom som Storeggahendelsen for 8100 kal. år BP (Haflidason et al., 2005). I kjerne GS20-229-24GC har den siste skredhendelsen en modellert alder på 7890 (8340–7140) kal. år BP. Dette er innenfor usikkerheten til Storeggahendelsen og det kan derfor ikke utelukkes at det siste skredhendelsen har en sammenheng med denne. Skred og massebevegelser relatert til Storeggahendelsen er funnet i flere norske fjorder (Bellwald et al., 2019; Boe et al., 2004). Lengre inne i Halsafjorden er det funnet en turbiditt datert til 8690 kal. år BP (kalibrert til Marine20 kurven) i kjerne NGU-4L/SC (Fig. 2.2). Denne turbiditten blir relatert til Storeggahendelsen (Boe et al., 2004). I en studie av Grønstad (2022) som undersøkt holocene skredhendelser i Sulafjorden ble det funnet en rekke med skredhendelser som relateres til Storeggahendelsen.

I motsetning til studieområdet illustrerer figur Fig. 5.5 en økning i skredaktiviteten fra rundt 4000 kal. år BP. Siste skredhendelsen i studieområdet er tolket til å bli representert av grensen mellom litostatigrafisk enhet L1 og L2A, hvor grensen markerer et skille mellom skred avsetninge og hemipelagiske sedimenter. Dette gjør at siste skredhendelse er datert til 5500 kal. år BP (Fig. 5.5). Fra 5500 kal. år BP og til i dag er det kun hemipelagiske sedimenter som er funnet ved studieområdet.

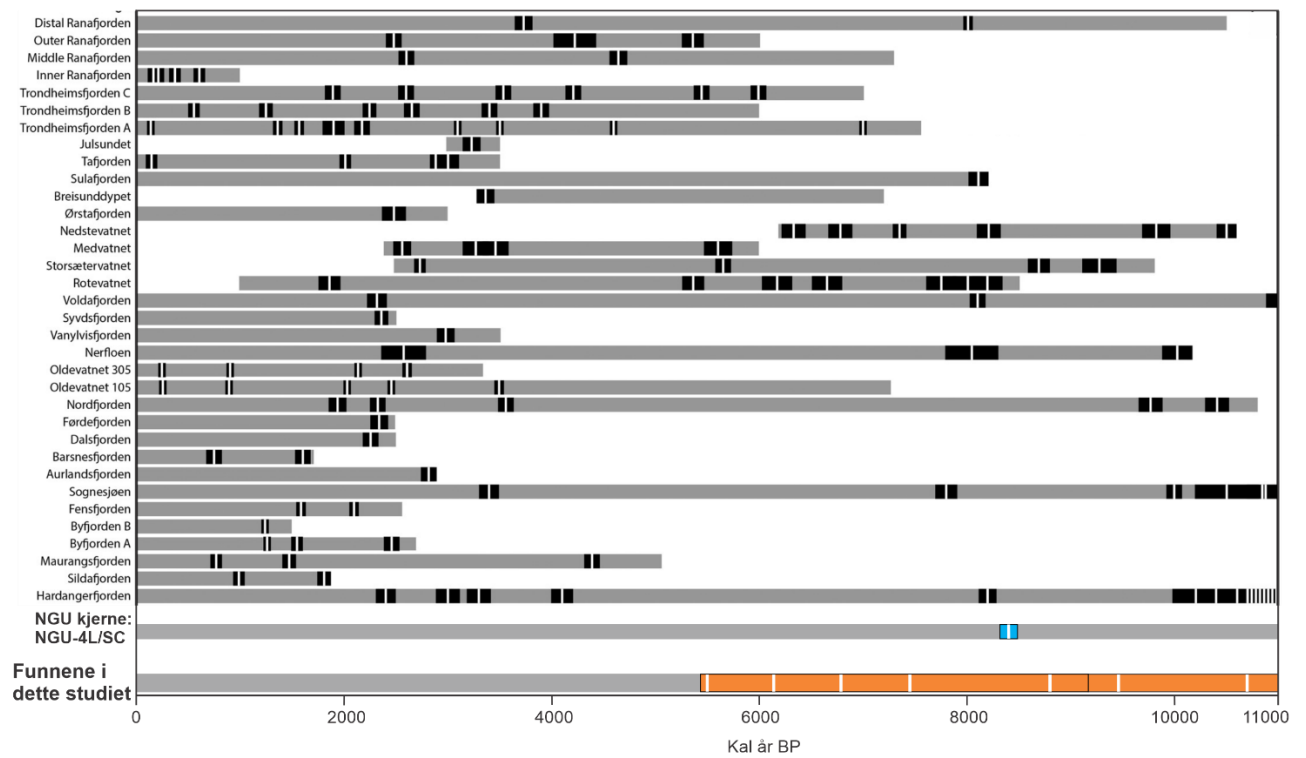


Fig. 5.5: Oversikt over skredhendelser i vestnorske fjorder fra Bergen til Ranafjorden de siste 11.000 kal. år BP. Svart boks er 1σ og estimert hendelses tid er markert med hvit strek. Nummer to fra bunnen av figuren illustreres Halsafjorden NGU-4L/SC kjernen hentet fra NGU (2002), og i bunn illustreres skredhendelsene som er observert i dette studiet, presentert med 95,4% sannsynlighetsintervall (sort markering) og medianalder (hvit markering). Figuren er hentet og modifisert fra Bellwald et al (2019).

5.4 Implikasjoner for nye E39

Gjennom studiet er det gjort funn som kan ha implikasjoner for nye E39 ved eventuelle installasjoner på havbunnen. Etter siste skredhendelse som er modellert til 5500 kal. år BP siden er det kun observert hemipelagiske sedimenter ved studieområdet, i tillegg observeres det lite til ingen løsmasser på land rundt studieområdet. Dette medfører en relativt lav sannsynlighet for større skredhendelser i fremtiden. Det er funnet og beregnet en veldig lav sedimentasjonsrate ved studieområdet, 3,3 cm/1000 år, slik at eventuelle installasjoner står ikke i fare for å bli dekket av sedimenter. En faktor som skulle vært studert nærmere er hvor kraftige havstrømmene er ved studieområdet. Indikasjoner ved studieområdet kan peke i den retning at det er kraftig havstrømmer grunnet veldig lite hemipelagisk sedimentasjon. Den lave sedimentasjonsraten kan tyde på at eventuell sedimenttilførsel blir ført vekk fra studieområdet av havstrømmene, men om disse sterke strømmene beveger seg langs havbunnen eller lengre oppe i vannmassene kan ikke avdekkes. Funn av finkornede sedimenter i toppen av kjerne GS20-229-23GC og GS20-229-24GC gir en indikasjon på at havstrømmen trolig ikke er høyest langs havbunnen, da dette ville resultert i grovere og sorterte sedimenter. Studieområdet er lokalisert i et område hvor fjorden er relativt smal, som trolig vil være med å skape sterke havstrømmer, i motsetning til områder hvor fjorden er bredere. Om det skulle foreligge sterke havstrømmer kan forstyrrelser av disse havstrømmene forårsake erosjon rundt installasjoner på havbunnen (Deng, 2009). Erosjon rundt eventuelle installasjoner som kan føre til setninger og i verste utfall kollaps. Strømmålinger kan avdekke om det foreligger havstrømmer ved studieområdet, og eventuelt omfang av disse.

6. Konklusjon

I dette studiet var hovedmålet å avdekke og datere skredhendelser ved studieområdet, med hovedfokus på perioden holocen. Det var også et mål å svare på problemstillingene: er det skredavsetninger som kan dateres til holocen? Når var siste skredhendelse og hvilke sedimentære prosesser dominerer i dagens sedimentasjonsmiljø? Hvilke implikasjoner kan funnene i dette studie ha på eventuelle fjordkryssinger med nye E39? Resultatene fra seks seismiske sparker profil, tre ROV-SBP profiler, informasjon fra tre gravitasjonskjerner, to borekjerner og ^{14}C datering fra disse kjernene blir det konkludert med følgende:

- Det er funnet tre enheter som er tolket til å representere skredhendelser, enhet S4, S3 og S2.
 - Enhet S4 representere to skredhendelser som har skjedd i perioden bølling.
 - Enhet S3 er tolket til å representere en skredhendelse i tidlig holocen 10760 (11 490–9170) kal. år BP.
 - Enhet S2 er tolket til å representere en serie med debri- og turbiditt avsetninger som har skjedd i tidlig til midt-holocen (9000–5500 kal. år BP).
 - Siste skredhendelse er datert til 5500 kal. år BP.
- Sedimentasjonsraten i sen-holocen er ut ifra kjerne GS20-229-23GC beregnet til 3,3 cm/1000 år. Den beregnede sedimentasjonsraten anses å være lokal da NGU kjerne NGU-4L/SC lokalisert lengre inne i fjorden har en beregnet sedimentasjonsrate på 40,3 cm/1000år.
- Det er ikke gjort funn i dette studiet som vil ha store implikasjoner på nye E39. Selv om største andelen av avsetningene i studieområdet er tolket til å være skredavsetninger, er siste skredhendelse datert til 5500 kal. år BP. Den lave sedimentasjonsraten i sen-holocen indikerer at det kan være sterke havstrømmer i studieområdet. Det bør derfor vurderes om strømmålinger bør gjennomføres for å få mer kunnskap om strømforholdene. Sterk bunnstrøm kan forårsake erosjon rundt havbunnsinstallasjoner.

Forslag til videre arbeid

- Utføre CT-skanning av kjernematerialet for å avdekke tydeligere enhetsgrenser og bioturbasjon, samt øke forståelsen av avsetningene.
- Strømningsmålinger ved studieområdet for å avdekke om tidevanns/havstrømmene er sterke eller ikke. Indikasjoner avdekket ved studieområdet kan peke på at de er sterke havstrømmer.
- En seismisk undersøkelse som blir utført i området mellom studieområdet og fjordbassenget ved Halså, slik at en kan knytte studieområdet opp mot fjordbassenget.

Referanseliste

- Albretsen, J., & Asplin, L. (2017). Fysisk oseanografiske forhold i produksjonsområdene for akvakultur. In: Havforskningsinstituttet.
- Askvik, H. R., K. (1985). *Geologisk kart over Norge, Berggrunnskart Kristiansund - M. 1:250.000*. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., & Haflidason, H. (2016). Postglacial mass movements and depositional environments in a high-latitude fjord system – Hardangerfjorden, Western Norway. *Marine geology*, 379, 157-175. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.002>
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P., Stokowy, T., & Kuvås, J. (2019). Holocene mass movements in west and mid-Norwegian fjords and lakes. *Marine geology*, 407, 192-212. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.007>
- Bengtsson, L., Herschy, R. W., & Fairbridge, R. W. (2012). *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*. Springer.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. J. B. (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *Holocene (Sevenoaks)*, 15(2), 177-189. <https://doi.org/10.1191/0959683605hl798rp>
- Boe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sonstegaard, E., Haflidason, H., Bryn, P., & Lien, R. (2004). Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 35-55.
- Boe, R., Rise, L., Blikra, L. H., Longva, O., & Eide, A. (2003). Holocene mass-movement processes in Trondheimsfjorden, Central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 83(1), 3-22.
- Bowman, S. (1990). *Radiocarbon dating*. British Museum. <https://doi.org/https://www.britishmuseum.org/our-work/departments/scientific-research/scientific-techniques>
- Brendryen, J., Haflidason, H., Yokoyama, Y., Haaga, K. A., & Hannisdal, B. (2020). Eurasian Ice Sheet collapse was a major source of Meltwater Pulse 1A 14,600 years ago. *Nature geoscience*, 13(5), 363-368. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0567-4>
- Bronk Ramsey, C. (2008). Deposition models for chronological records. *Quaternary science reviews*, 27(1), 42-60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, 51(1), 337-360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>
- Bøe, R., Thorsnes, T., Lepland, A., Rise, L., & Bellec, V. K. (2017). Seabed sedimentary environments and sediments (genesis) in the Nordland VI area off northern Norway. In.

- Cohen, K. M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013). *The ICS International Chronostratigraphic Chart*. <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2022-10.pdf>
- Cowan, E. A., & Powell, R. D. (1990). Suspended sediment transport and deposition of cyclically interlaminated sediment in a temperate glacial fjord, Alaska, U.S.A. *Geological Society special publication*, 53(1), 75-89. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.053.01.04>
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 51-63.
- Deng, L., Cai, C. . (2009). *Bridge Scour: Prediction, Modeling, Monitoring and Conutermeasures - Review*.
- Elverhoi, A., Harbitz, C., Dimikis, P., Mohrig, D., Marl, J., Parker, G. (2000). On the dynamics of subaqueous debris flows. *Oceanography*, 13(3), 109-117. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2000.20>
- Follestad, B. A. (1992). *Halsa kvartærgeologisk kart 1421 III - M. 1:50.000, med beskrivelse*. Norges Geologiske Undersøkelse.
- Forwick, M., & Vorren, T. O. (2007). Holocene mass-transport activity and climate in outer Isfjorden, Spitsbergen: marine and subsurface evidence. *Holocene (Sevenoaks)*, 17(6), 707-716. <https://doi.org/10.1177/0959683607080510>
- Fugro. (2017). M.V Fugro Helmert. https://media.fugro.com/media/docs/default-source/about-fugro-doc/vessels/mv_fugro_helmert_2017_lr.pdf?sfvrsn=933051a_14
- Fugro. (2018a). *Geophysical Operations Report, MV Larissa, Norwegian Public Roads Administration, Fjord Crossings E39 – Marine Ground, Investigations*.
- Fugro. (2018b). *Interpretation Report, Norwegian Public Roads Administration, Fjord Crossings E39-Marine Ground, Investigations, Halsafjorden, Area 08*. Fugro.
- Fugro. (2018c). *Measured and Derived Geotechnical Parameters and Final Results Fjord Crossings E39 – Marine Ground Investigations Halsafjorden, Sulafjorden and Vartdalsfjorden*.
- Fugro. (2019a). *Measured and Derived Geotechnical Parameters and Final Results Fjord Crossings E39 – Marine Ground Investigations Sulafjorden*.
- Fugro. (2019b). *Measured and Derived Geotechnical Parameters and Final Results Fjord Crossings E39 – Marine Ground Investigations Halsafjorden*.
- Fugro. (2020). *Fugro Synergy*. <https://www.fugro.com/Widgets/MediaResourcesList/MediaResourceDownloadHandler.ashx?guid=a3dcbbf2-f3db-6785-9f9d-ff250019aa6e&culture=en>
- Grønstad, A. L. (2022). *Holocene skredhendinger i Sulafjorden og på Hareidlandet, Sunnmøre Universitetet i Bergen*].

- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H. P., Forsberg, C. F., & Bryn, P. (2005). The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and petroleum geology*, 22(1), 123-136. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.10.008>
- Haflidason, H., Monsen, S., Brendryen, J., Stubseid, H. H., Jebsen, T. K. G., Sea, C. f. D., & Research. (2020). *Marine Geological Cruise Report: Fjord and Coastal sites, Bergen to Bodø* (100-02/20).
- Hansbo, S. (1957). *A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall cone test*.
- Heaton, T. J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, K. A., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., & Skinner, L. C. (2020). Marine20—The Marine Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon*, 62(4), 779-820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., Sejrup, H. P., & Lyså, A. (2009). Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems — Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine geology*, 258(1), 88-99. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.11.010>
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., & Alvheim, S. (2013). Fjord stratigraphy and processes - evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), 421-432. <https://doi.org/10.1002/jqs.2636>
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1-45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Instruments, M. (2013). Mastersizer 3000 user manual. In. Worcestershire, United Kingdom.
- Kartverket. (2022a). *Batymetrikart med gråskala skyggerelieff, Mareano*. mareano.no, <http://mareano.no/kart/mareano.html>
- Kartverket. (2022b). *Elvenett*. nve.no, <https://temakart.nve.no/tema/elvenett>
- Kartverket. (2022c). *Mareano*. Mareano.no, <http://mareano.no/kart/mareano.html>
- Kartverket. (2022d). *Norge i bilder*. norgebilder.no, <https://norgebilder.no/>
- Kartverket. (2022e). *Norgeskart*. <https://norgeskart.no>
- Kartverket. (2022f). *NVE temakart, kvikkleire*. Nve.no, <https://temakart.nve.no/tema/kvikkleire>
- Kartverket. (2022g). *Se havnivå, tidevann og vannstand*. kartverket. <https://www.kartverket.no/til-sjos/se-havniva>
- Lepland, A., Bøe, R., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Holvand, C., Olsen, H., Sandnes, R. (2002). *Sedimentological descriptions and results of analytical tests of sediment cores*

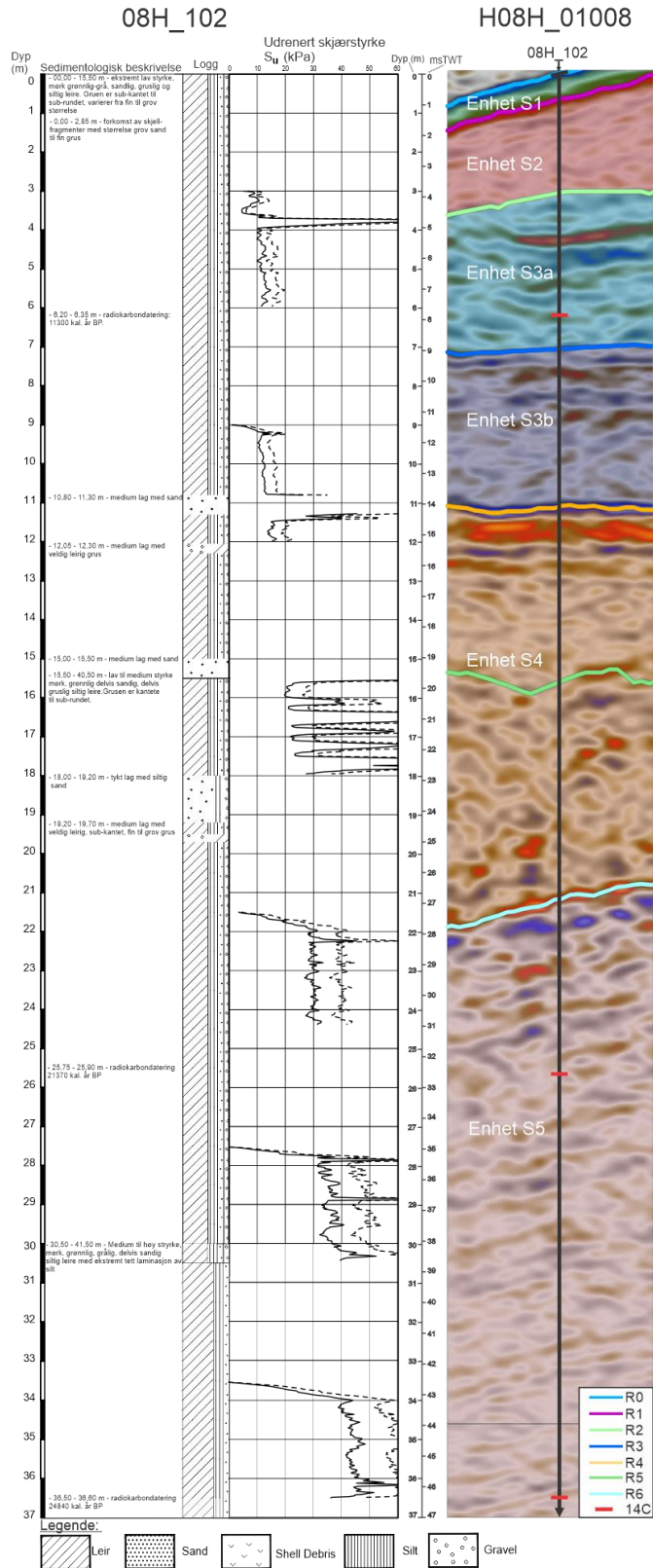
from fjords and lakes in northwest Western Norway (Vol. 2002.014). Geological Survey of Norway.

- Longva, O., Stalsberg, K., Olsen, H. A., & Blikra, L. H. (2001). Regional landslide occurrences and possible post-glacial earthquake activity in northwest Western Norway: Phase A1; Interpretation of seismic data and proposal of core-locations in fjords and along the coast. In.
- Lyså, A., Hansen, L., Christensen, O., L'Heureux, J.-S., Longva, O., Olsen, H. A., & Sveian, H. (2008). Landscape evolution and slide processes in a glacioisostatic rebound area; a combined marine and terrestrial approach. *Marine geology*, 248(1), 53-73. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.008>
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A., & Høisæter, T. (2006). Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary science reviews*, 25(23), 3228-3245. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.010>
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I., & Gyllencreutz, R. (2013). Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary science reviews*, 67, 8-16. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.024>
- Mangerud, J., & Gulliksen, S. (1975). Apparent Radiocarbon Ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research*, 5(2), 263-273. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90028-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(75)90028-9)
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial History of Norway. In (Vol. 15, pp. 279-298). Elsevier Science & Technology. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00022-2>
- Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., & Løvholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 364(1845), 2009-2039. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1810>
- Nesje, A. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary science reviews*, 28(21), 2119-2136. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.016>
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and planetary change*, 60(1), 10-27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.08.004>
- Nygård, A., Sejrup, H. P., Haflidason, H., Cecchi, M., & Ottesen, D. A. G. (2004). Deglaciation history of the southwestern Fennoscandian Ice Sheet between 15 and 13 14C ka BP. *Boreas*, 33(1), 1-17. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2004.tb00992.x>
- Ó Cofaigh, C., & Dowdeswell, J. A. (2001). Laminated sediments in glaciomarine environments: diagnostic criteria for their interpretation. *Quaternary science reviews*, 20(13), 1411-1436. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00177-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00177-3)
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D., & Wåhlin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art

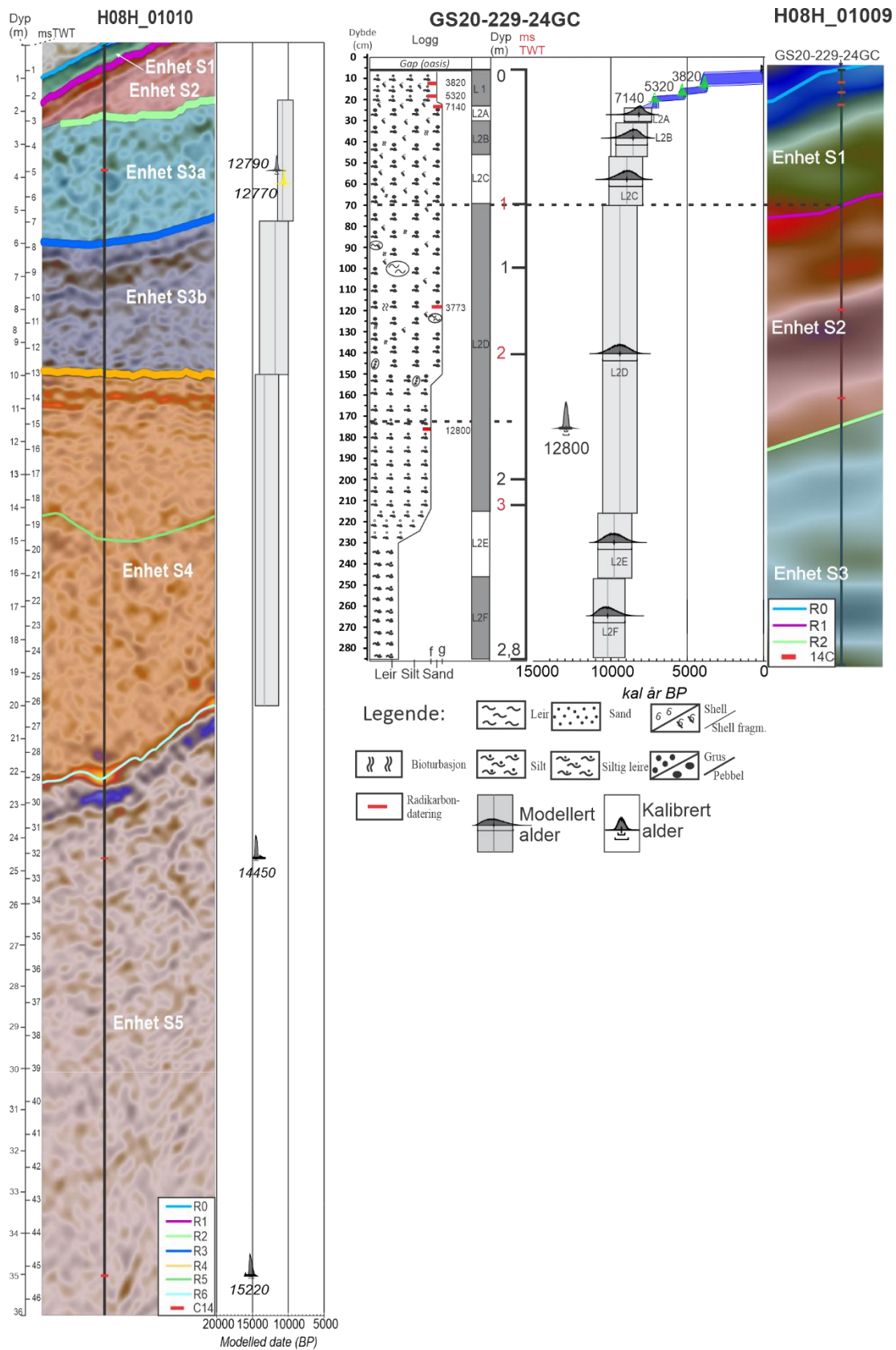
- and future considerations. *Marine geology*, 352, 111-154.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., . . . Talamo, S. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Rise, L., Boe, R., Sveian, H., Lysa, A., & Olsen, H. A. (2006). The deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 86(4), 415-434.
- Raade, G. (2020a). Glimmerskifer. Retrieved 17.08.22, from <https://snl.no/glimmerskifer>
- Raade, G. (2020b). Gneis. Retrieved 17.08.22, from <https://snl.no/gneis>
- Shanmugam, G. (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth Science Reviews*, 42(4), 201-229. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(97\)81858-2](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(97)81858-2)
- Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2(2), 113-132.
<https://doi.org/10.1002/jqs.3390020205>
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, S. O., Roethlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, J. P., & Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the past*, 4(1), 47-57.
<https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008>
- Sønstegaard, E., Blikra, L. H., Lepland, A., Bøe, R., & Longva, O. (2002). Postglacial mass movements in western Norway with special emphasis on the 2000-2200 BP and 2800-3200 BP periods - final report. In.
- Wu, L., Wilson, D. J., Wang, R., Yin, X., Chen, Z., Xiao, W., & Huang, M. (2020). Evaluating Zr/Rb Ratio From XRF Scanning as an Indicator of Grain-Size Variations of Glaciomarine Sediments in the Southern Ocean. *Geochemistry, geophysics, geosystems* : G3, 21(11), n/a. <https://doi.org/10.1029/2020GC009350>
- Aarseth, I. (1997). Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine geology*, 143(1), 39-53.
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00089-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00089-3)
- Aase, A. S. (2022). *Depositional history and pockmarks in Vartdalsfjorden, Sunnmøre Universitetet i Bergen*].

Appendix

Appendix A1: Aldersmodell for kjerne 08H_102.



Appendix A2: Aldersmodell for kjerne GS20-229-24GC.



Appendix A3: OxCal koden til aldersmodellen som ble brukt for komposittstratigrafien, basert på kjerne 08H_101 og GS20-229-23GC.

```
// Delta_R values updated for Marine20
Plot()
{
  Sequence("Halsafjorden")
  {
    Boundary();
    Curve("Normarine18", "normarine18.14c");
    R_date("Beta 527827",14360, 40);
    R_date("Beta 527826",13060, 40);
    Date("Enhhet 4");
    Date("Enhhet 3b");
    Curve("Marine20", "marine20.14c");
    Delta_R("W_Norway", -148, 33);
    After("Enhhet 3a")
    {
      R_date("Beta 527825", 10380, 40);
      R_date("Beta 527828", 10180, 30);
    };
    Date("Enhhet 3a");
    Boundary();
    Curve("Normarine18", "normarine18.14c");
    After("Enhhet 2E")
    {
      Date("Veddeaske", N(calBP(12121), 57));
      R_date("LuS 17848", 11590, 70);
    };
    Date("Enhhet 2E");
    After("Enhhet 2D")
    {
      R_date("LuS 17850", 11430, 60);
      Curve("Marine20", "marine20.14c");
      Delta_R("W_Norway", -148, 33);
      R_date("LuS 17849", 10830, 60);
    };
    Date("Enhhet 2D");
    Date("Enhhet 2E");
    Curve("Marine20", "marine20.14c");
    Delta_R("W_Norway", -148, 33);
    After("Enhhet 2C")
    {
      R_date("LuS 17851", 9900, 50);
    };
    Date("Enhhet 2C");
    Date("Enhhet 2B");
    Date("Enhhet 2A");
    P_Sequence("GS20-229-23GC",1,0.6,U(-2,2))
    {
      Boundary()
      {
        z=26;
      };
      R_Date("LuS 17852",5215,35)
      {
        z=25;
      };
      R_Date("LuS 17853",4190,40)
      {
        z=20;
      };
      R_Date("LuS 17854",3835,40)
      {
        z=14;
      };
    };
    Date("Core top", U(calBP(50),calBP(-50)))
    {
      z=0;
    };
    Boundary();
  };
  Boundary();
};
};
```

Koden som tekst.

```
// Delta_R values updated for Marine20

Plot()

{
  Sequence("Halsafjorden")
  {
    Boundary();

    Curve("Normarine18", "normarine18.14c");

    R_date("Beta 527827",14360, 40);
    R_date("Beta 527826",13060, 40);

    Date("Enhets 4");

    Date("Enhets 3b");

    Curve("Marine20", "marine20.14c");

    Delta_R("W_Norway", -148, 33);

    After("Enhets 3a")

    {
      R_date("Beta 527825", 10380, 40);
      R_date("Beta 527828", 10180, 30);
    };

    Date("Enhets 3a");

    Boundary();

    Curve("Normarine18", "normarine18.14c");

    After("Enhets 2E")

    {
      Date("Veddeaske", N(calBP(12121), 57));
      R_date("LuS 17848", 11590, 70);
    };

    Date("Enhets 2E");

    After("Enhets 2D")

    {
      R_date("LuS 17850", 11430, 60);

      Curve("Marine20", "marine20.14c");
```

```

Delta_R("W_Norway", -148, 33);

R_date("LuS 17849", 10830, 60);

};

Date("Enheth 2D");

Date("Enheth 2E");

Curve("Marine20", "marine20.14c");

Delta_R("W_Norway", -148, 33);

After("Enheth 2C")

{

R_date("LuS 17851", 9900, 50);

};

Date("Enheth 2C");

Date("Enheth 2B");

Date("Enheth 2A");

P_Sequence("GS20-229-23GC",1,0.6,U(-2,2))

{

Boundary()

{

z=26;

};

R_Date("LuS 17852",5215,35)

{

z=25;

};

R_Date("LuS 17853",4190,40)

{

z=20;

};

R_Date("LuS 17854",3835,40)

{

z=14;

};

```

```
Date("Core top", U(calBP(50),calBP(-50)))
```

```
{
```

```
z=0;
```

```
};
```

```
Boundary();
```

```
};
```

```
Boundary();
```

```
};
```

```
};
```