

**HOLOCENE AVSETNINGSPROSESSER I FJÆRLANDSFJORDEN
BASERT PÅ MARINE DATA**

av

Amalie Krog Klette



Mastergradsoppgave i geovitenskap

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2019

Sammendrag

Sedimentbassenger i vestnorske fjorder utgjør et viktig arkiv for å rekonstruere avsetningsmiljø og pre-historisk skredaktivitet samtidig som det gir et indirekte innblikk i hvordan klima har endret seg. I dette studiet har avsetningsprosesser, med spesielt fokus på skredprosesser, i holocen for midtre og sørlige del av Fjærlandsfjorden blitt studert. Skredprosesser og hemipelagisk sedimentasjon dominerte avsetningsmiljøet etter at det Fennoskandiske isdekket smeltet vekk. Skredavsetninger identifisert i det marine datasettet er debrisaavsetning, turbidittavsetning, skredblokk og skred fra fast fjell. Turbidittavsetning karakteriseres av normalgradering, høyt sandinnhold, høy magnetisk susceptibilitet og gammatetthet, og kan i de fleste tilfellene korreleres med høy-amplitude reflektorer i de seismiske profilene. Intakte til delvis deformerte skredpakker er definert som skredblokk, og representerer ofte store utglidninger av glasimarine sedimenter. Det er klare karakteristikk knyttet til turbidittstrøm og skredblokk, og skredmasser identifisert i debristype-avsetninger er foreslått avsatt av undersjøisk debrisastrøm, snøskred og/eller drivis. Skred fra fast fjell identifisert i batymetridata er karakterisert av rasblokker og av akustisk transparent facies i seismikken.

Basert på resultatet av CT-skanninger er sedimentkjernene dominert av bioturbasjon, og variasjon av graveganger reflekterer endringer i avsetningsmiljøet samtidig som det bidrar til utfordringer med å tolke enkelte hendelselag.

Tidlig holocen er karakterisert av høy skredaktivitet som følge av paraglasiale forhold og antatt jordskjelvaktivitet. I midt holocen var det nedgang i sedimenttilførsel til fjorden, både som følge av nedgang i skredaktivitet og tilførsel av suspendert materiale. Antatt regional utløsningsmekanisme for skredavsetning datert til 8100 kal.år BP er Storeggatsunamien, datert til 8100-8200 kal.år BP (Haflidason et al., 2005). Beregnet sedimentasjonshastighet for midt holocen er 0,08 mm/år - 0,24 mm/år.

Økt skredaktivitet i sen holocen samsvarer med økt sedimentasjonshastighet og flere aldersbestemte skredavsetninger i sedimentkjernene. Det er stor variasjon i beregnet sedimentasjonshastighet for sen holocen (0,49 - 2,91 mm/år) som følge av lokal variasjon i skredaktivitet samt usikkerhet knyttet til aldersmodell. To turbidittavsetninger datert til å være avsatt innenfor tidsintervallet 800-1000 kal.år BP kan knyttes til samme lokale utløsningsmekanisme som turbidittavsetning identifisert i Oldevatnet, nord for Fjærlandsfjorden (Vasskog, 2011). Sammenstilling av aldersbestemte skredhendelser fra ulike fjordsystemer i Vest-Norge bidrar til konklusjonen om mulig regional utløsningsmekanisme for identifiserte skredhendelser i tidsintervallene 2800-3200 kal.år BP og 1800-2200 kal.år BP.

Forord

Takk til hovedveileder professor Haflidi Haflidason v/Institutt for geovitenskap for svært god oppfølging, veiledning og gjennomlesing av oppgaven. Det har alltid vært lav terskel for å komme innom kontoret med både små og store spørsmål. Videre vil jeg takke medveileder førsteamanuensis Christian Haug Eide v/Institutt for geovitenskap for gode innspill til figurer og struktur på oppgaven. Takk til medveileder professor Atle Nesje v/Institutt for geovitenskap for gjennomlesing av oppgaven.

Takk til Thomas Thuesen v/Institutt for geovitenskap for CT-skanning av sedimentkjerner og opplæring i Avizo. Videre vil jeg takke Kristine Steinsland og Henriette Mundheim for gjennomlesing og gode innspill til oppgaven.

Takk til medstudenter for fem læringsrike år i Bergen. Jeg setter stor pris på muligheten jeg har fått til å delta på spennende feltkurs og ekskursjoner, både i Norge og i det store utland. En spesiell takk til GOT-IL, alle på hovedkvarteret og datasalen.

Bergen, 27.05.19

Amalie Krog Klette

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
2. Områdebeskrivelse	3
2.1 Studieområdet	3
2.2 Regional geologi.....	4
2.2.1 Berggrunn	4
2.2.2 Fjordgeologi.....	5
2.2.3 Løsmasser	6
2.2.4 Vassdrag.....	7
2.2.5 Klima.....	8
2.2.6 Sedimentologiske prosesser og avsetninger i fjordbassenger	13
2.2.7 Havnivåendringer.....	14
2.2.8 Hydrografi og havstrømmer.....	15
3. Skred.....	17
3.1 Skred fra land.....	17
3.1.2 Steinsprang og steinskred	17
3.1.3 Fjellskred.....	18
3.1.4 Snøskred.....	19
3.1.5 Løsmasseskred	20
3.2 Undersjøiske skred	20
3.3 Historisk arkiv fra Fjærland.....	22
3.4 Skredaktivitet i holocen for Vest-Norge.....	23
4. Utstyr og metoder.....	27
4.1 Forskningsfartøyet	27
4.1.1 G.O Sars.....	27
4.1.2 R/V Hans Brattstrøm.....	27
4.2 Seismikk og akustikk.....	28
4.2.1 TOPAS PS18 (Parametric Sub-Bottom Profiler System).....	28
4.2.4 Simrad multistråle-ekkolodd.....	28
4.3 Prøvetaking.....	28
4.3.1 Fallkjerneprøvetaker	29
4.4 Laboratoriemetoder	30
4.4.1 Kjerne logger (Multi Sensor Track (MST)).....	30
4.4.2 XRF-kjerne skanner og røntgenavbildning.....	31
4.4.3 Computertomografi (CT).....	32

4.4.4 Sedimentologisk kjernebeskrivelse.....	32
4.4.5 Skjærstyrkemålinger	33
4.4.6 Prøvetaking og sedimentanalyse.....	33
4.4.7 Radiokarbondatering.....	33
4.5 Programvare.....	34
4.6 Feilkilder.....	35
5. Resultat.....	37
5.1 Batymetri	37
5.2 Seismostratigrafi.....	42
5.2.1 Beskrivelse og tolkning av de seismiske enhetene	45
5.2.2 Tverrprofiler i Fjærlandfjorden.....	46
5.3 Kjernestratigrafi.....	50
5.3.1 Kjerneanalyse.....	51
5.3.2 Radiokarbondatering.....	69
5.3.3 CT-skanning.....	71
5.4 Sammenstilling av seismostratigrafi og kjernestratigrafi	81
6. Diskusjon.....	87
6.1 Aldersmodell	87
6.2 CT-skanning	88
6.3 Identifiserte avsetningsprosesser	89
6.3.1 Hemipelagisk sedimentasjon	91
6.3.2 Debrisstrøm.....	91
6.3.3 Turbidittstrøm	95
6.3.4 Skredblokk	97
6.3.5 Skred fra fast fjell.....	97
6.4 Lokale forskjeller i Fjærlandsfjorden	98
6.5 Skredkronologi og skredaktivitet.....	99
7. Oppsummering og konklusjon	107
8. Referanseliste	109
Vedlegg	116

1. Introduksjon

Bratte fjellsider og mye nedbør gjør Vestlandet spesielt utsatt for skredprosesser. Samtlige av dagens klimamodeller viser til økning av temperatur og nedbør (IPCC, 2014). Mer nedbør og ekstremvær kan føre til økt hyppighet av skredprosesser og dette kan medføre store kostnader for samfunnet og enkeltpersoner. Det er dermed viktig med kunnskap om forholdet mellom utløsningsmekanismer og pre-historisk skredaktivitet i forbindelse med utbygging av infrastruktur og sikringer av skredutsatte områder i Norge.

Sedimentbasseng i glasierte fjordsystemer består hovedsakelig av glasimarine sedimenter, skredavsetninger og hemipelagiske sedimenter (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2013). Gjennom gjentatte glasieringer har fjordsystemene blitt overfordypet og store mengder løsmasser har blitt avsatt i fjordbassenger og langs fjordsidene (Aarseth, 1997). Fjærlandsfjorden representerer et klassisk vestnorsk fjordsystem hvor avsetningsmiljø og skredaktivitet er godt sammenlignbart med andre fjordsystemer. Ved å sammenligne aldersbestemte skredhendelser fra ulike fjordsystemer er det mulig å anslå om det er regionale eller lokale utløsningsmekanismer. Flere studier viser at skredaktiviteten i holocen varierer som følge av klimatiske forhold og jordskjelvaktivitet (e.g Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2019).

Det marine datasettet benyttet i dette studiet består av sedimentkjerner, TOPAS-profiler og batymetridata. Instrumentelle og historiske data fra studieområdet strekker seg henholdsvis ca. 100 og 400 år tilbake i tid, og det dokumenterte tidsintervallet er ikke representativ nok for å se endringer i skredaktivitet. Marine sedimentkjerner har informasjon om avsetningsprosesser som går lengre tilbake i tid og i dette studie er nesten hele epoken holocen (>8100 kal.år BP og frem til i dag) representert i to sedimentkjerner (GS-05GC og GS-08GC). Sedimentkjerner muliggjør detaljert analyse av avsetningsmiljøet til de øverste 2-4 m i sedimentbassenget og det er til en viss grad mulig å anslå hvilke skredprosesser som har vært aktive. Utfordringen med marine sedimentkjerner er å skille ut skredhendelser i bioturberte sedimenter. Batymetridata viser storskala skredavsetninger som er synlige på havbunnen og TOPAS-profiler gir informasjon om skred som nå er begravd. Ved å sammenstille det marine datasettet er det mulig å forstå identifiserte avsetningsprosesser i lys av fjordlandskapet.

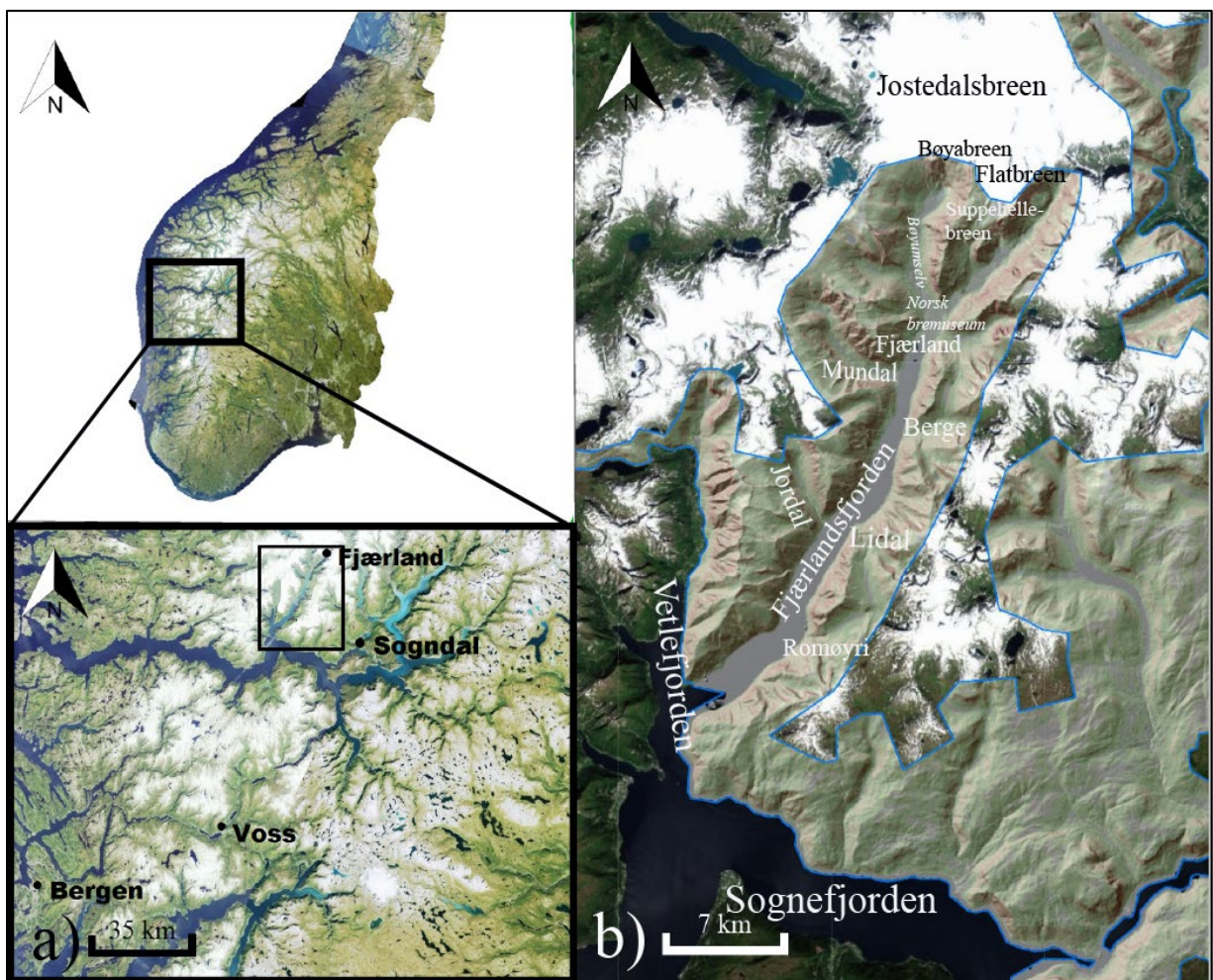
Hovedmålet med dette studiet er å studere holocene avsetningsprosesser, med spesielt fokus på skredprosesser, i midtre og sørlige del av Fjærlandsfjorden. Målet er å besvare de følgende spørsmålene:

- Hvilke avsetningsprosesser har vært aktive i Fjærlandsfjorden i holocen?
- Hva karakteriserer forskjellige skredavsetninger i det marine miljøet?
- Hvordan har skredaktiviteten endret seg i holocen?
- Er det mulig å knytte aldersbestemte skredavsetninger til lokale eller regionale hendelser og utløsningsmekanismer?

2. Områdebeskrivelse

2.1 Studieområdet

Fjærlandsfjorden er en smal fjordarm av Sognefjorden med en lengde og bredde på henholdsvis 27 km og 1-2 km, lokalisert i Sogndal kommune i Sogn og Fjordane (Figur 2.1). Fjorden har en NØ-SV orientering og er omringet av fjell opptil 1500 m høye. Nord for fjorden ligger Jostedalsbreen med breutløperne Suppehellebreen og Bøyabreen. Flere av fjellsidene har tydelige skredgroper og det er flere elveløp som munner ut i fjorden. Fjærlandsfjorden er med sitt grunne vanddyb, 100-300 m, en hengende dal over Sognefjorden, som har et vanddyb på ca. 1300 m. I den innerste enden av fjorden ligger bygda Fjærland med omtrent 300 innbyggere.

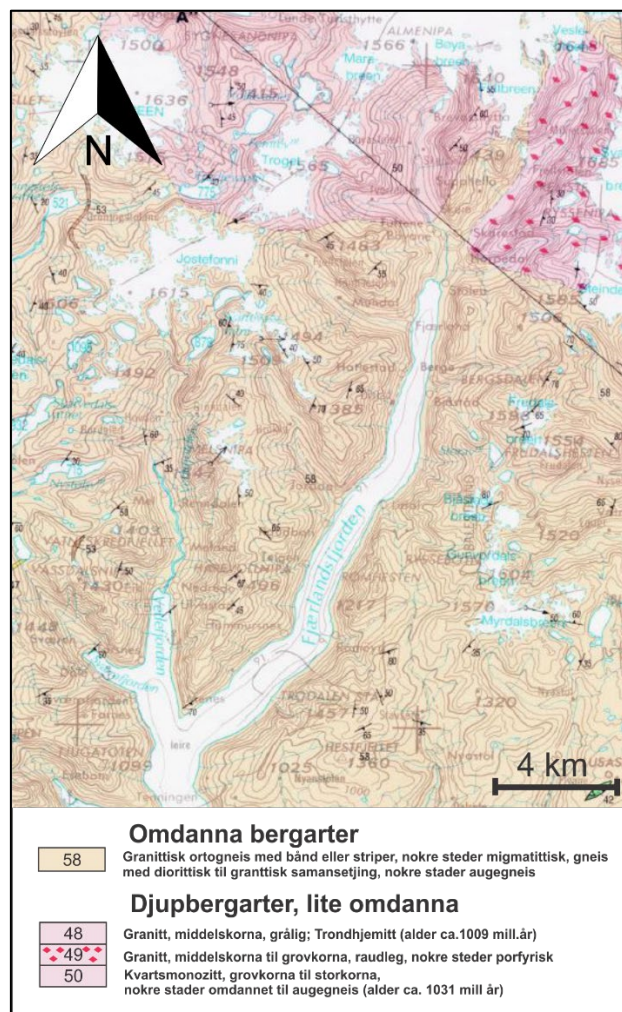


Figur 2.1: a) Geografisk beliggenhet av studieområdet er markert med svart ramme. b) Detaljert oversiktskart over Fjærlandsfjorden med stedsnavn. Blå strek markerer omrisset av tilgjengelig data for området. Modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2019).

2.2 Regional geologi

2.2.1 Berggrunn

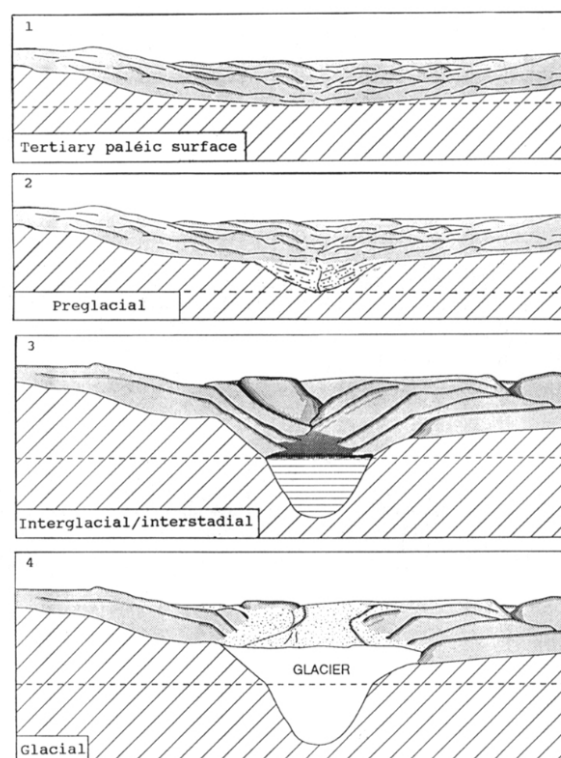
Berggrunnen i studieområdet består av gneis og er en del av det større geologiske området kjent som "Den vestre gneisregionen" (Nordgulen & Andersen, 2013). Gneisregionen består av prekambriske bergarter som har blitt omdannet under den kaledonske fjellkjedekollisjonen mellom Baltika og Laurentia for ca. 400 millioner år siden. De prekambriske bergartene ble presset nedover i jordskorpa og omdannet til gneis under høy temperatur og trykk. Gneisregionen kan deles inn to hovedkomplekser, Jostedalskomplekset i øst og Fjordanekomplekset i vest (Nordgulen & Andersen, 2013). Fjordanekomplekset er karakterisert av deformerte utgaver av kaledonske dekker mens Jostedalskomplekset består av prekambriske migmatitter, ortogneiser og granitter. Fjærlandsfjorden er en del av Jostedalskomplekset hvor granittisk ortogneis er den mest vanlige bergarten i området (Figur 2.2). Nord for Fjærlandsfjorden, i vassdraget til Storelvi, er det forekomst av lite omdannede bergarter som er rundt 1000 millioner år gamle (Lutro & Tveten, 1996).



Figur 2.2: Berggrunnskart over studieområdet. Modifisert fra Lutro & Tveten (1996).

2.2.2 Fjordgeologi

Alderen og opphavet til fjordlandskapet er fortsatt et omdiskutert tema, men det er mest sannsynlig flere dannelsesprosesser. Det er foreslått at pre-glasial fluvial erosjon i svakhetssoner og gjentatte glasieringer har dannet dagens fjordsystemer (Nesje & Whillans, 1994). En fjord er definert som en smal og lang dal omgitt av bratte og u-formede fjellsider med grunne terskler i fjordmunningen (Holtedahl, 1975). Fjordsystemer har ofte dype forsenkninger fylt med havvann og delvis fylt med sedimenter. Overfordypede fjordsystemer fungerer som gode sedimentfeller, både under istider og mellomistider, og fjordbassenget utgjør derfor et sedimentarkiv som kan brukes for å rekonstruere avsetningshistorien.

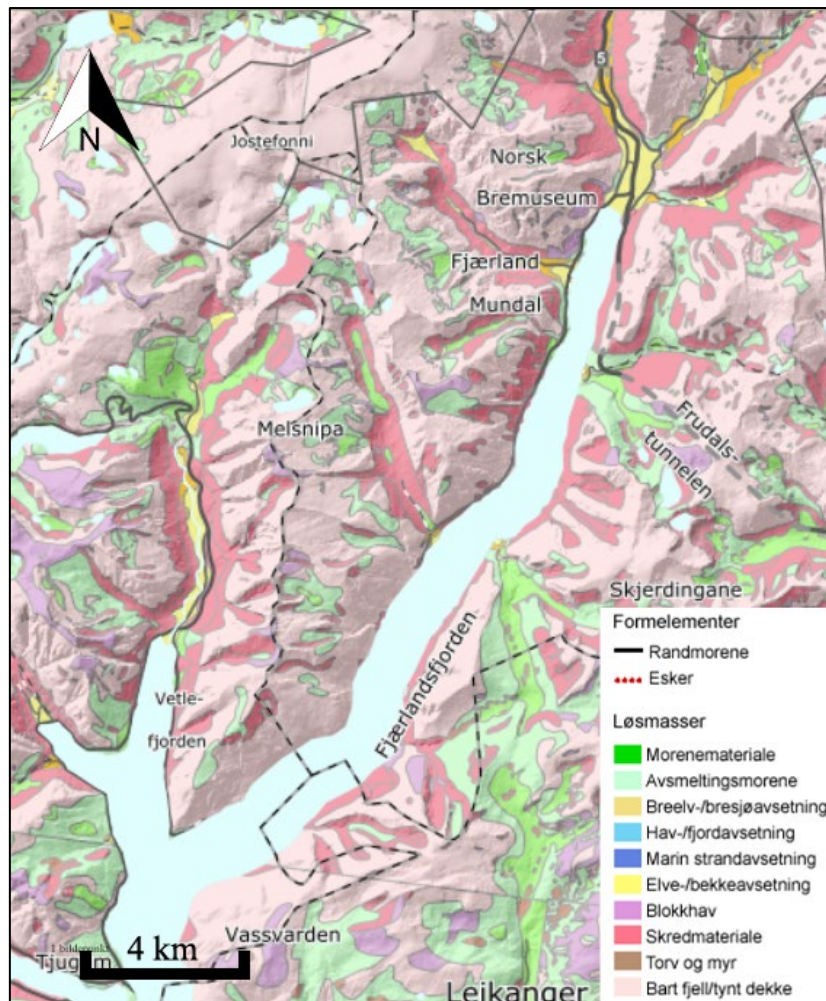


Figur 2.3: Dannelsesmodell for fjordsystem forklart gjennom fire stadier. Stiplet linje representerer havnivå (Nesje & Whillans, 1994).

Nesje & Whillans (1994) lagde en modell som forklarer den foreslåtte dannelsen av en fjord gjennom fire stadier (Figur 2.3). Den første fasen tar utgangspunkt i dannelsen av den paleiske flaten. Begrepet paleisk overflate beskriver en flat overflate med gammel opprinnelse, som har blitt dannet før istidene i kvartær (Gjessing, 1967). Fase to er landheving i paleogen og neogen, hvor fluvial erosjon kanalisert i svakhetssoner i berggrunnen dannet et dreneringsmønster på den paleiske overflaten. Videre viser den tredje fasen til akkumulasjon av sedimenter på havbunnen i mellomistider og interstadialer. Den fjerde og siste fasen er gjentatte glasieringer de siste 2,6 millioner år som har fordypet og overfordypet dalene.

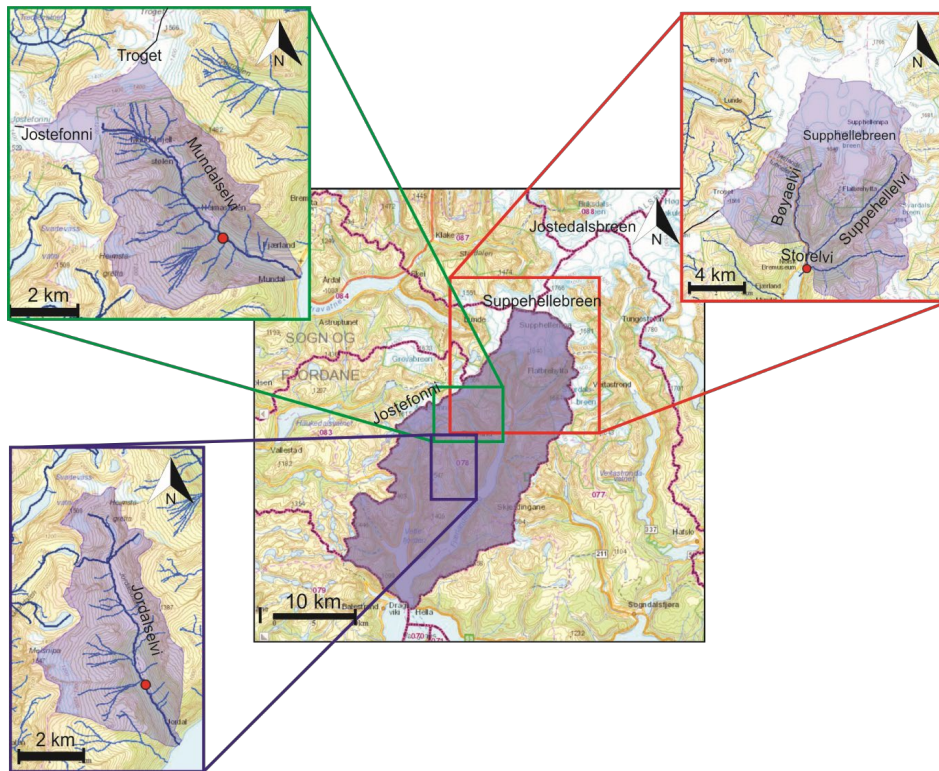
2.2.3 Løsmasser

Gjentatte glasieringer i kvartær har formet landskapet gjennom erosjon samt transportert erosjonsmateriale eller tilgjengelige løsmasser og avsatt dette under, foran eller på siden av isbreen (Nesje, 2012). I holocen har skredprosesser langs de bratte dalsidene i Fjærlandsfjorden modifisert landskapet. Skredmateriale har blitt avsatt i skredgroper i fjellsidene og i fjorden (Figur 2.4). Elveløpene som munner ut i fjorden består av morenemateriale, skredmateriale, breelv- og elveavsetninger.



Figur 2.4: Kvartærgeologisk kart over studieområdet. Modifisert fra NGUs kvartærgeologiske kart (NGU, 2019).

2.2.4 Vassdrag



Figur 2.5: Kart over nedbørfeltene tilhørende Fjærlandsfjorden hvor uthevede rammer viser nedbørfelt tilhørende de største elveløpene i området. Modifisert fra Nevina.nve.no (NVE, 2019a).

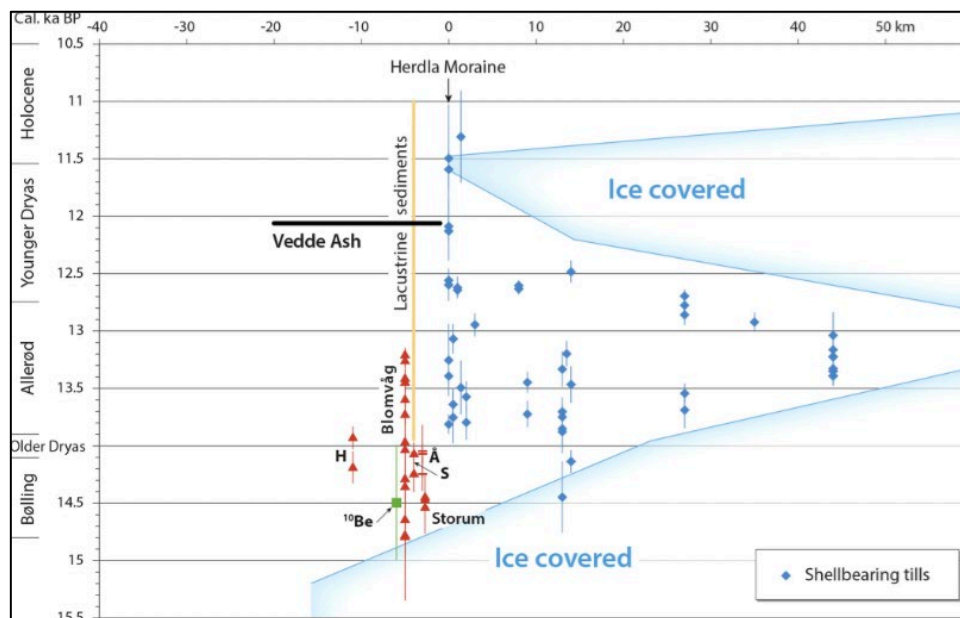
Vassdraget som utgjør hovedkilden for tilførsel av ferskvann til Vetle- og Fjærlandsfjorden dekker et område på 511 km² (Figur 2.5). Suppehellebreen og mindre isbreer inngår i området. Fra Suppehellebreen er det hovedsakelig elvene Bøyaelvi og Suppehelleelvi som frakter materiale fra breen og disse utløperne møtes og endrer navn til Storelvi. Storelvi får tilført ferskvann fra et vassdragsområdet på 142,30 km² og har totalt en elvegradient på 51,6 m/km (NVE, 2019a). Mundalselvi er et elveløp med elvegradient på 191,23 m/km som munner ut i indre del av Fjærlandsfjorden og det tilknyttede vassdraget med et areal på 27,14 km² består av isbreene Jostefonni og Troget. Jordalselvi er et elveløp som munner ut i midtre del av Fjærlandsfjorden med tilknyttet vassdrag med et areal på 22,01 km² og elvegradienten på 130,45 m/km. Tilførsel av ferskvann kommer fra mindre fonn i området og innsjøer. Både Mundalselvi og Jordalselvi flater ut i nedre del av elveløpet og fremstår relativt slakt ved elvemunningen.

2.2.5 Klima

I kvartær (de siste 2,6 millioner år) har det vært relativ raske vekslinger mellom istider og mellomistider. Kvartær er delt inn i to epoker, pleistocen og holocen. Pleistocen dekker tidsrommet 2.6 Ma til 11 700 kal.år BP og er karakterisert av vekslinger mellom istider og mellomistider. Holocen er dagens epoke som representerer den siste mellomistiden (11 700 år siden til i dag).

2.2.5.1 Deglasiasjonen på Vestlandet

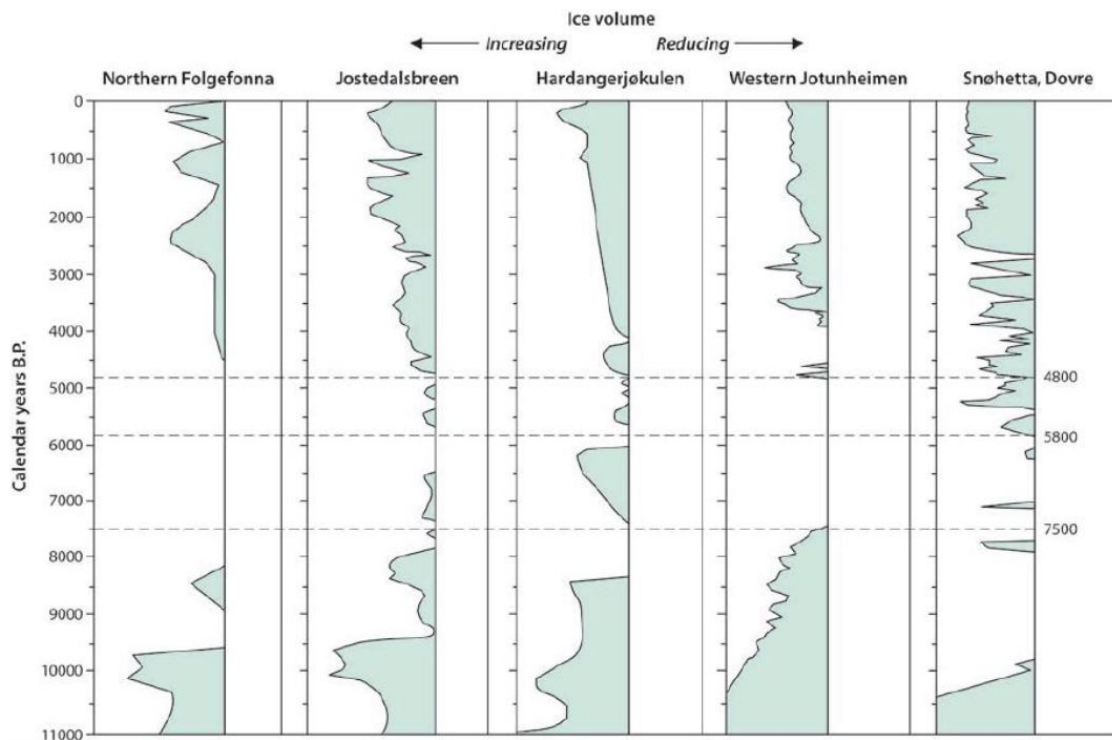
Deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket på Vestlandet startet etter LGM (siste glasiale maksimum) og varte til isdekkene smeltet vekk i holocen (Mangerud et al., 2011). Isdekket hadde størst utbredelse i LGM, og det varte mellom 20-23 ka BP (Mangerud et al., 2011). I løpet av deglasiasjonen var det flere brefremstøt som et resultat av hyppige og korte klimafluktasjoner (e.g Andersen, 1980; Nesje & Dahl, 1993). Det største isfremstøtet var i stadialen yngre dryas hvor brefronten vokste frem mot kysten, og Fjærlandsfjorden var dermed isdekket under yngre dryas (Figur 2.6). Endemorener avsatt i yngre dryas finnes flere steder langs kysten av Vestlandet og et eksempel er Herdla-Halsnøy morenebeltet (Mangerud et al., 2016). Etter yngre dryas smeltet isdekket raskt vekk som en konsekvens av mildere klima og kalving i fjordene. (e.g Andersen, 1980; Hughes et al., 2016).



Figur 2.6: Tid-distansediagram over Vest-Norge som viser hvor ismarginen har ligget i forhold til Herdla morenen. Herdla morenen er representert ved 0 km. Fjærlandsfjorden er lokalisert 100 km øst for Herdla. (Mangerud et al., 2017).

2.2.5.2 Klima i holocen

Klimarekonstruksjon i holocen er basert på ulike type studier, blant annet glødetapverdier fra innsjøkjerner (Nesje & Dahl, 2001), brevariasjoner (e.g. Larsen et al., 1984; Nesje & Dahl, 1993; Dahl et al., 2002; Nesje et al., 2008), brefluktuasjoner, (e.g. Bakke et al., 2005; Nesje et al., 2009) og biologiske proksier (e.g. Paus, 1989; Birks & Ammann, 2000). Massebalansen til breer er klimaavhengig og det er hovedsakelig sommertemperatur og vinternedbør som har størst påvirkning (Dahl et al., 2003). Holocen har blitt delt inn i tre perioder (tidlig, midt og sen holocen) av *The International Subcommission on Quaternary Stratigraphy (ISQS)* og dette brukes som utgangspunkt for å diskutere skredaktivitet i Fjærlandsfjorden i delkapittel 6.5.

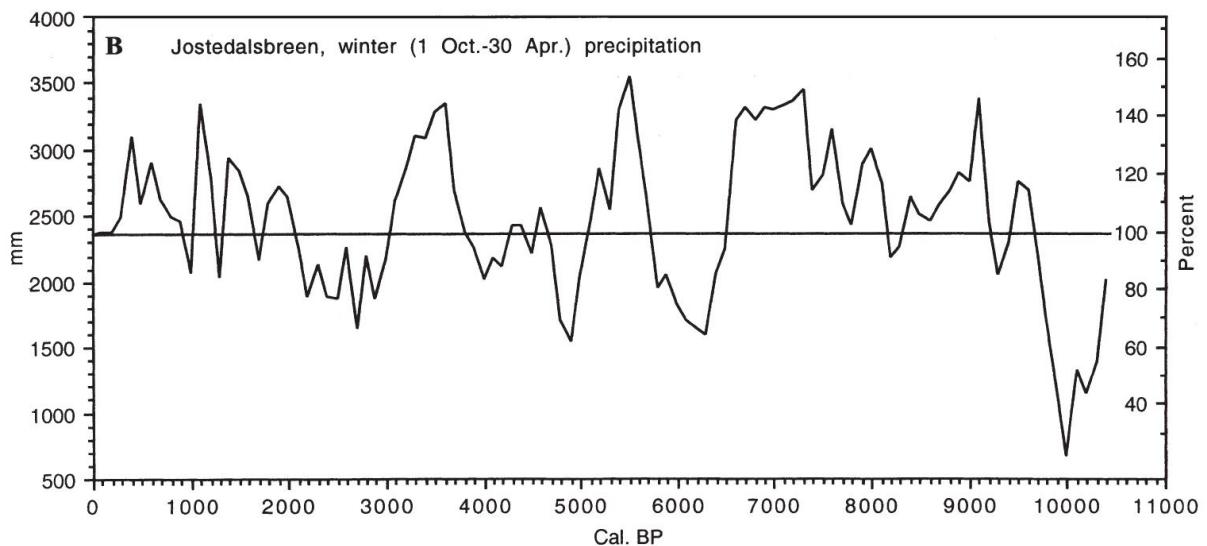


Figur 2.7: Variasjon i brevolum til fem breer i Norge. Jostedalsbreen ligger rett nord for Fjærlandsfjorden (Nesje et al., 2008).

Etter yngre drias smeltet isdekket på Vestlandet helt bort i løpet av 1000-1500 år. Det var relativt rask tilbaketrekning, men som en konsekvens av kalde perioder for 10 100, 9700 og 8000 år siden var det flere kortvarige fremrykk (Figur 2.7). Tidlig holocen representerer perioden fra deglasiasjonen til ca. 8200 kal.år BP. I midt holocen (ca. 8200 - 4000 kal.år BP) var temperaturen 1,5 –2°C høyere enn i dag (Bjune et al., 2004). Fra 7500 kal.år BP og frem til 5000 år BP hadde mange breer i det alpine landskapet smeltet bort (Nesje et al., 2008). Det var et mindre fremrykk ved 5800 kal.år BP, kjent som neoglasial fremrykk (Nesje et al., 2009). Jostedalsbreen, nord for Fjærlandsfjorden, smeltet helt bort mellom 7300 og 6100 kal.år BP, og vokste frem igjen fra ca. 5000 kal.år BP til i dag (Nesje et al., 2009). Fra 5000 år siden og frem

til i dag har temperaturen i det nord-atlantiske området sunket med 2°C. Denne reduksjonen reflekterer fremrykk av isbreer i Skandinavia (Figur 2.7).

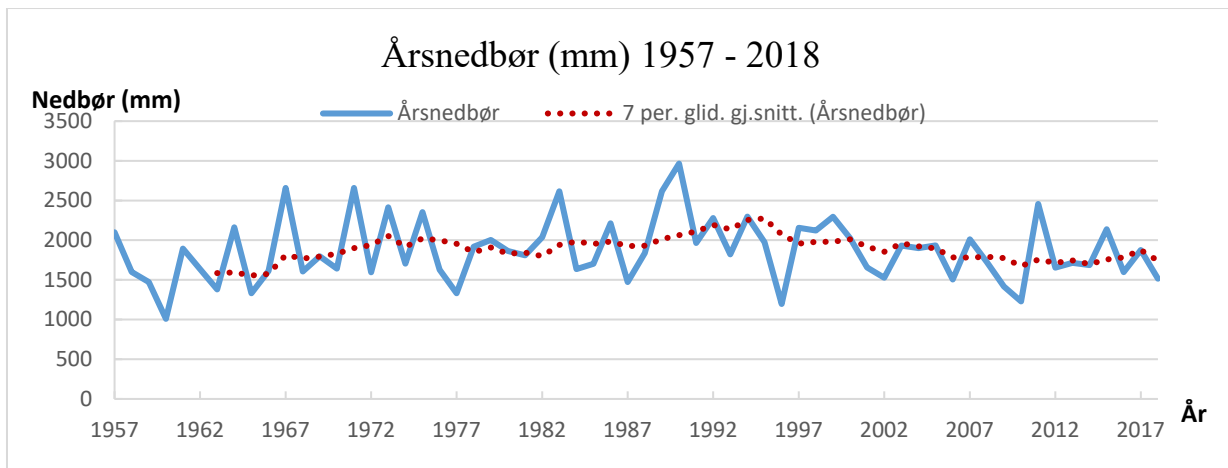
I holocen har det vært høy vinternedbør i periodene 9700-9400, 9200-8300, 8200-6500, 5700-5100, 4700-4600, 4500-4300, 3800-3000, 2100-1800, 1600-1300, 1200-1000 og 900 kal.år BP og frem til i dag (Nesje et al., 2001) (Figur 2.8). Perioden 7400-6500 var den lengste perioden med relativt mye vinternedbør (ca. 40% mer enn dagens nivå). Den tørreste perioden var rundt 1000 år AD, og dette samsvarer med tørkeperioden i middelalderen som varte fra ca. 1000 -1300 AD (Crowley & Lowery, 2000). Variasjon i vinternedbør kan reflektere variasjoner i regional atmosfærisk sirkulasjon i Nord-Atlanteren (NAO) (Nesje & Dahl, 2001).



Figur 2.8: Vinternedbør variasjon (mm og %) i holocen basert på rekonstruksjon av likevektslinje til isbreer sammenlignet med sommertemperatur (11,5°) og vinternedbør (766 mm) i normalperioden 1961-1990 fra meterlogiske stasjonen Oppstryn (201 moh, NV for Jostedalsgreen)(Nesje et al., 2001).

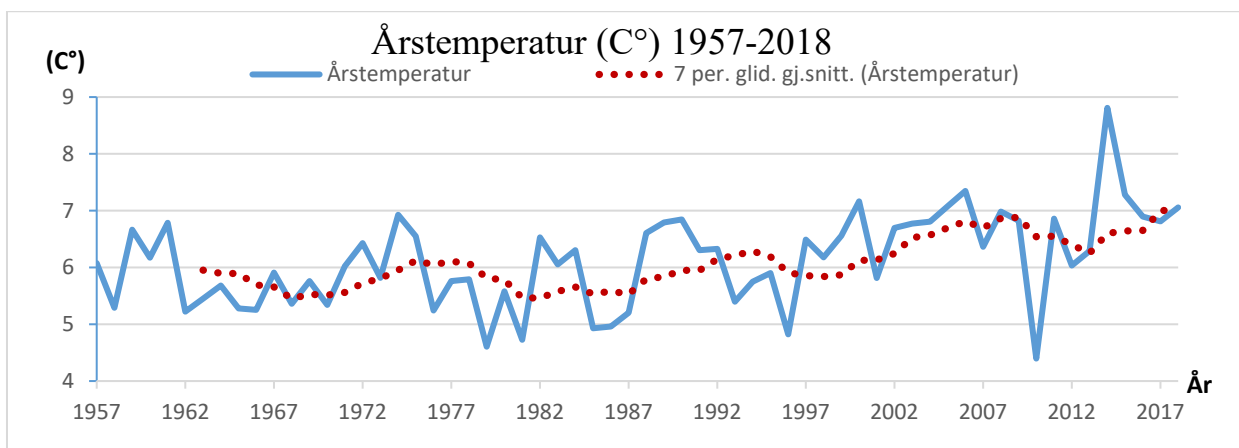
Kuldeperioden «den lille istid» varte fra ca. 1550 – 1920 AD (e.g Tvede & Liestøl, 1977; Grove, 2001). «Den lille istid» var en periode med fuktig og kaldt klima. Jostedalsgreen nådde maksimal utbredelse i ca. 1750 AD og det var gradvis tilbaketrekning av isdekket frem til dagens varmeperiode som startet tidlig på 1900-tallet. (Nussbaumer et al., 2011).

Klima på Vestlandet klassifiseres i dag som marint temperert klima og kjennetegnes av mye nedbør og mildt klima (Ahrens & Henson, 2018). Temperatur- og nedbørsdata er samlet fra målestasjonen «Fjærland–Bremuseumet» og «Fjærland-Skarestad», innerst i Fjærlandsfjorden.



Figur 2.9: Årsnedbør ved Fjærland (3 moh) (blå linje) og glidende gjennomsnitt av syv år (rød stiplet linje). Data er hentet fra Meteorologisk institutt og NVE sin database hos senorge.no (NVE, 2019b).

Det er ingen klar nedbørsøkning i måleperioden (Figur 2.9), men trendlinjen viser en økning frem til slutten av 90-tallet, og deretter holder nedbørstrenden seg relativt stabil. Maksimum årsnedbør var i 1990 AD med 2969 mm/år og minimum årsnedbør nedbør var i 1960 AD med 1009 mm/år (Figur 2.9).

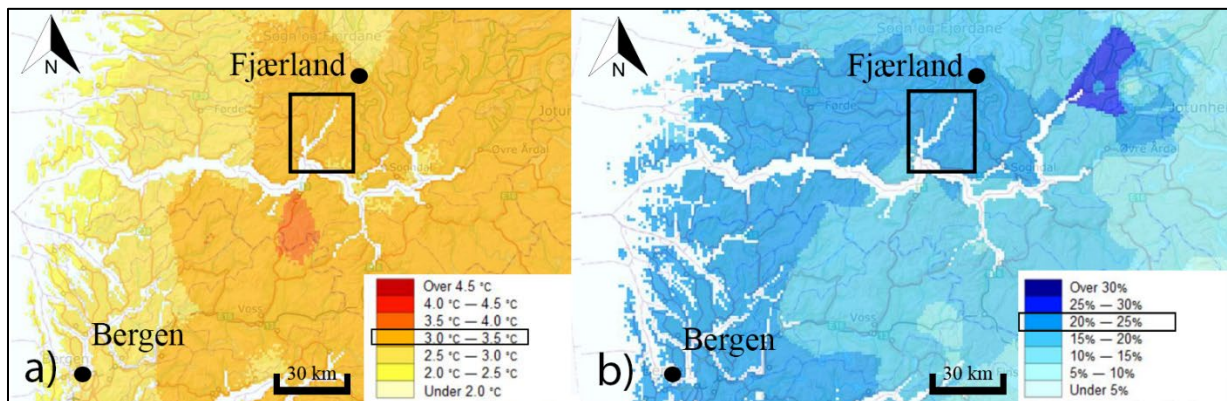


Figur 2.10: Graf som viser årstemperaturen (blå linje) og glidende gjennomsnitt av syv år (rød stiplet linje) fra Fjærland (3 moh). Data er hentet fra Meteorologisk institutt og NVE sin database hos senorge.no (NVE, 2019b).

Det har vært generell økning i årstemperatur i perioden 1957 til 2018 AD (Figur 2.10). Minimumstemperaturen var 4,4 °C i 2010 og maksimumstemperaturen var 8,8 °C i 2014. Med unntak av anomaliåret 2010 AD har årstemperaturen i Fjærland de siste 17 årene vært over 6 °C. Over halvparten av årstemperaturene mellom 1957 og 2001 AD ligger under 6 °C. 1960-tallet var relativt kaldt, og dette kan skyldes en lav NAO-indeks som fører til kalde vintre (Hanssen-Bauer et al., 2015).

2.2.5.3 Klimaprognoser for Vestlandet

Det er stor usikkerhet knyttet til hvordan antropogene klimaendringer vil påvirke klimasystemet, derav også skredaktivitet. Rapporten «Klima i Norge 2100», utarbeidet av Hanssen-Bauer et al. (2015), har beregnet klimautviklingen frem mot 2100 med 1971-2000 som referanseperiode. De har tatt utgangspunkt i utslippsscenarioer presentert i FN's klimarapport IPPC (IPCC, 2014).



Figur 2.11: a) Endring i årstemperatur frem til perioden 2071-2100 med utgangspunkt i referanseperioden 1961-1990. b) Prosentvis endring i normal årsnedbør frem til perioden 2071-2100 med utgangspunkt i referanseperioden 1961-1990. Estimatenes er nedskalert fra den globale klimamodellen ECHAM4 kjørt med utslippsscenario B2. Svart ramme markerer studieområdet. Kartene er modifisert fra Miljøstatus.no (2019).

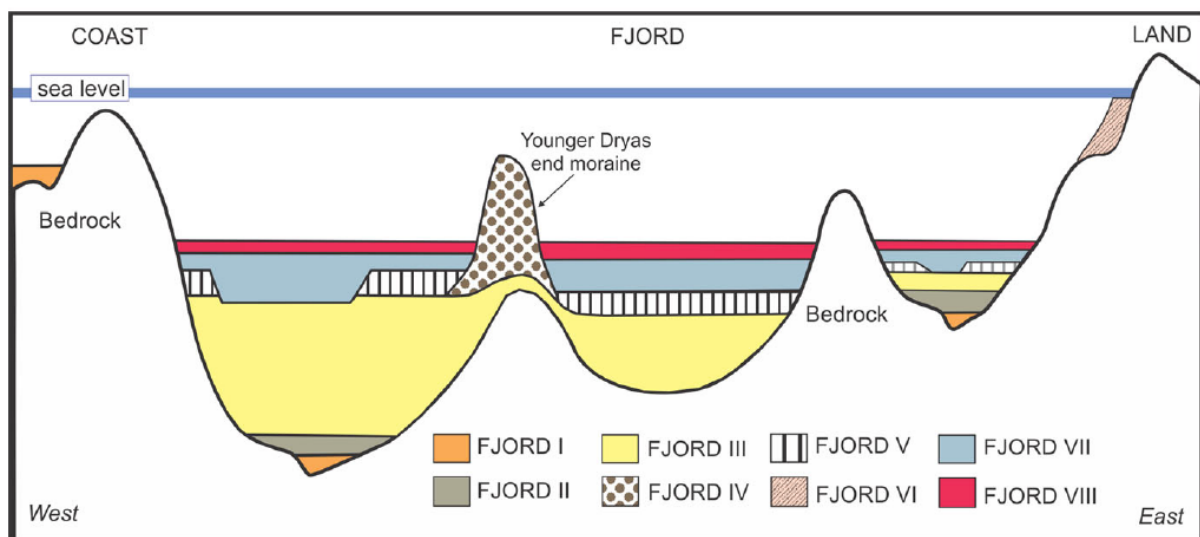
Siden 1900 AD har temperaturen på Vestlandet økt med $0,4^{\circ}\text{C}$ og det er estimert at temperaturen kan øke med opptil $3,7^{\circ}\text{C}$ frem mot 2100 AD (Figur 2.11a). Som en konsekvens av økt temperatur vil mer av nedbøren falle som regn istedenfor snø og det kan medføre tidligere snøsmelting. Hyppigheten av snøskred vil bli mindre og det blir lavere fare for tørrsnøskred, men faren for våtsnø- og sørpeskred vil øke samt snøskredfaren i høyfjell (Hanssen-Bauer et al., 2015).

Gjennomsnittlig årsnedbøren til Norge har økt med ca. 18 % siden 1900 AD, og økningen er størst om våren og minst om sommeren. Det er estimert at nedbøren på Vestlandet vil øke mellom 20-25% frem mot 2071-2100 AD (Figur 2.11b). Kraftigere nedbør og flere nedbørsdager kan påvirke skredaktiviteten til skredtyper hvor poreovertrykk er vanlig utløsningsmekanisme og dette gjelder spesielt snøskred, jordskred, flomskred og i mindre grad steinsprang (Jaedicke et al., 2008). Ved at skoggrensen forflyttes høyere opp i terrenget kan det føre til at mer jord- og snømasser vil bindes opp i rotsystemet til trær og planter, og det vil kunne redusere skredaktiviteten. Det er flere konsekvenser av klimaendringene som påvirker skredaktiviteten og det er dermed vanskelig å estimere frekvensen av fremtidige skredhendelser.

2.2.6 Sedimentologiske prosesser og avsetninger i fjordbassenger

Fjærlandsfjorden består av flere smale bassenger som fungerer som effektive sedimentfeller, og det har blitt avsatt store mengder sedimenter i forbindelse med deglasiasjonen etter yngre dryas. Kornstørrelse, struktur og tekstur til avsetningene reflekterer ulike sedimentologiske prosesser og klimatiske forhold.

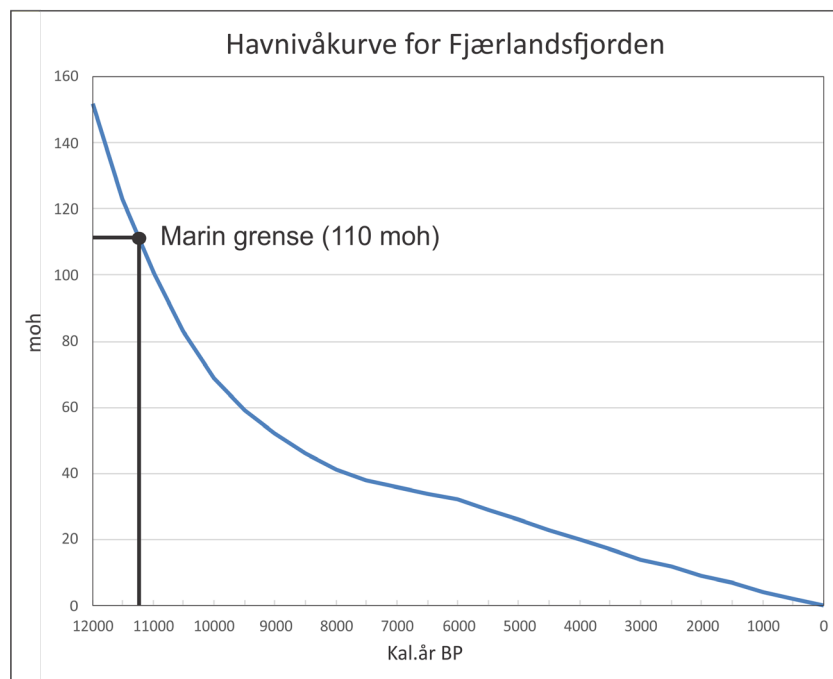
Hjelstuen et al. (2013) har videreutviklet det stratigrafiske rammeverket utviklet av Aarseth (1997) med en inndeling på åtte enheter (Fjord I -VIII) (Figur 2.12). Fjordenhet I-VI representerer glasimarine sedimenter og morener avsatt i forbindelse med istid og deglasiasjon. Fjordenhet VII og VIII blir nærmere beskrevet på bakgrunn av relevans til dette studiet. Fjord VII representerer skredpakker avsatt i forbindelse med tilbaketrekningen av det Fennoskandiske isdekket. Skredprosesser og skredaktivitet i holocen er nærmere beskrevet i kapittel 3.1 og 3.2. Fjord VIII representerer den yngste enheten og består hovedsakelig av hemipelagiske sedimenter, turbidittavsetninger og fluviale avsetninger. Hemipelagiske sedimenter består av organisk materiale og finkornet materiale transportert fra land som avsettes i suspensjon fra vannsøylen. De hemipelagiske sedimentene fremstår relativt uforstyrret, og indikerer rolig avsetningsmiljø. I områder med høy skred- og/eller flomaktivitet kan det være lite eller ingen uforstyrrede sedimenter.



Figur 2.12: Skjematisk fremstilling av stratigrafien til fjordsystemer på Vestlandet. Fjord I: Pre-LGM sedimenter, Fjord II: bunnmorene, Fjord III: akustiske laminerte glasimarine sedimenter, Fjord IV: Endemorener, Fjord V: glasimarine sedimenter, Fjord VI: Isfront deltaer, Fjord VII: Skredmateriale, Fjord VIII: Hemipelagisk materiale, turbidittstrømmer og fluviale sedimenter. (Hjelstuen et al., 2013).

2.2.7 Havnivåendringer

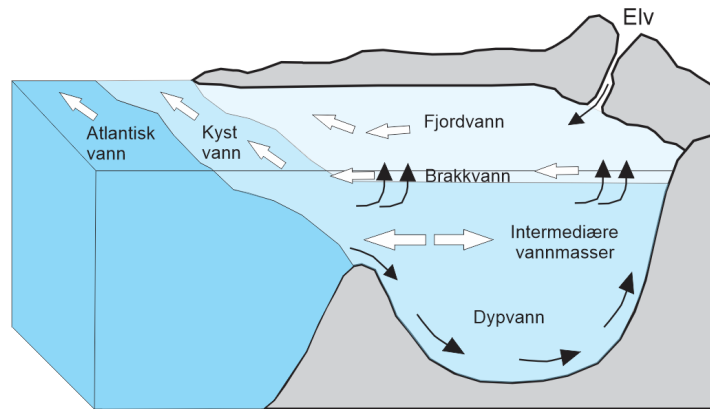
I Fjærlandsfjorden ligger de høyeste marine terrassene 110 moh og dette representerer den marine grensen i området (Aa & Sønstegaard, 1995). Under yngre dryas steg det relative havnivået raskt på grunn av nedsmelting av isdekket og den marine grensen representerer det høyeste havnivået etter området det ble isfritt (Svendsen & Mangerud, 1987). Marine avsetninger over dagens havnivå er relativt løst materiale og dermed lett eroderbart. Variasjon i relativt havnivå i holocen skyldes hovedsakelig glasiostasi og eustatiske havnivåendringer. Smelting av det Fennoskandiske isdekket økte det eustatiske havnivå ved tilførsel av vannvolum og landheving oppsto som følge av isostatisk ubalanse.



Figur 2.13: Havnivåkurve for Fjærland (Nesje, 2019, pers.medd.) basert på strandforskyvningskurve fra Sunnmøre (Svendsen & Mangerud, 1987). Svart prikk markere marin grense (110 moh).

Det relative havnivået sank som følge av at den isostatiske responsen i jordskorpen oversteg den eustatiske stigningen (Figur 2.13). Fra 8000 kal.år BP begynte landhevingshastigheten å avta, og som konsekvens sank det relative havnivået saktere (Svendsen & Mangerud, 1987). Det foregår fortsatt landheving i dag, og i Fjærland er det rundt 1 mm/år landheving (Simpson, 2015). Globalt havnivå har steget 19 cm fra 1901 til 2010 og 75% av stigningen skyldes termal ekspansjon og smelting av isdekker/isbreer (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det er stor usikkerhet knyttet til fremtidig havnivåstigning, men det er antatt at det globale havnivået vil stige mellom 20 til 100 cm innen 2100 (IPCC, 2013). I Norge vil havnivåendringer variere geografisk, og det er antatt at havnivået i Sogn og Fjordane vil stige mellom 32 til 47 cm frem til 2100 (Simpson, 2015).

2.2.8 Hydrografi og havstrømmer



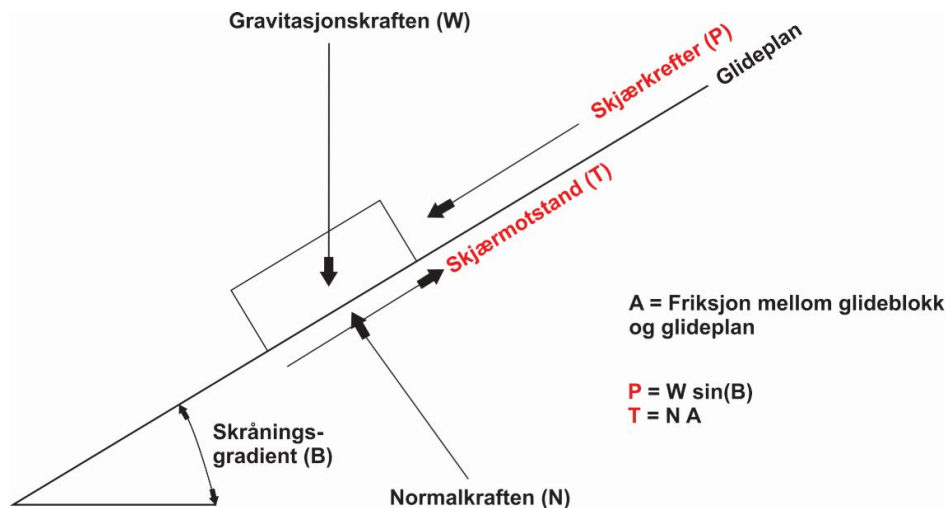
Figur 2.14: Inndeling av vannmasser i et fjordbasseng med illustrasjon av hvordan fjordvann og kystvann utveksles. Modifisert fra (Sætre & Aure, 2007).

Utvekslinger av vannmasser i fjordsystemer kan deles inn i tre dybdesoner: overflatelag, intermediære vannmasser og bunnvann (Figur 2.14). Overflatelaget ligger mellom 0-5 m og transporterer vann fra fjordbassenget og ut til det åpne havsystemet (Sætre & Aure, 2007). Mellom overflatelaget og terskelhøyden ligger de intermediære vannmassene, og i dette laget er havstrømmene på det sterkeste. Den nederste dybdesonen består som oftest av stillestående vann som følge av at terskelen begrenser tilførsel av vann fra det åpne havet. Terskler og bratte fjellsider beskytter omkringliggende område for vinderosjon og bølger.

Havstrømmer langs Norskekysten kan hovedsakelig deles inn i to havstrømmer: Den atlantiske strømmen og den norske kyststrømmen (Sætre & Aure, 2007). Den atlantiske strømmen frakter salte, varme vannmasser fra golfstrømmen som avgir varme til omgivelsene i nord-Europa, og dette skaper et relativt varmt klima i forhold til den geografiske plasseringen (Sætre, 1996). Den norske kyststrømmen strømmer langs hele Norskekysten og inn i Barentshavet. Strømmen har lav salinitet og dette skyldes ferskvannstilførsel gjennom avrenning av elver langs kysten og brakkvann fra Østersjøen. Opphavet til den norske kyststrømmen er i Skagerrak og ulike vindforhold i Skagarrak påvirker intensiteten på den norske kyststrømmen. (Sætre et al., 1988). Kyststrømmen har lavere salinitet enn atlantehavstrømmen, derav er grensen mellom strømmene tydelig i overflatevannet (Helland-Hansen & Nansen, 1909). Dette gjør at den norske kyststrømmen er kile-formet over det tyngre havvannet (Ljøen & Nakken, 1969). Bunnvannstemperatur endres som følge av den norske kyststrømmen. Oksygenisotop variasjon i foraminiferar fra Sulafjorden i Sogn og Fjordane indikerer at det har vært flere kuldeperioder i løpet av de siste 5000 årene og antatt grunn er endringer i den norske kyststrømmen (Mikalsen et al., 2001).

3. Skred

De siste 150 årene har 2000 mennesker i Norge mistet livet i forbindelse med skred (Furseth, 2006). En skredhendelse kan være resultatet av flere skredprosesser, og ofte kan skred og flom forekomme sammen. Skred kan utløses både over og under vann, og i dette studiet deles skredprosesser opp i: skred fra land og undersjøiske skred.



Figur 3.1: Enkel prinsippskisse av utglidning av masser på et glideplan. Skjærmotstanden (T) påvirkes av normalkraften (N) og friksjonskraft (A). Skjærkraften (P) er avhengig av gravitasjonskraften (M) og skråningsgradienten (B). Modifisert fra (Høeg et al., 2014).

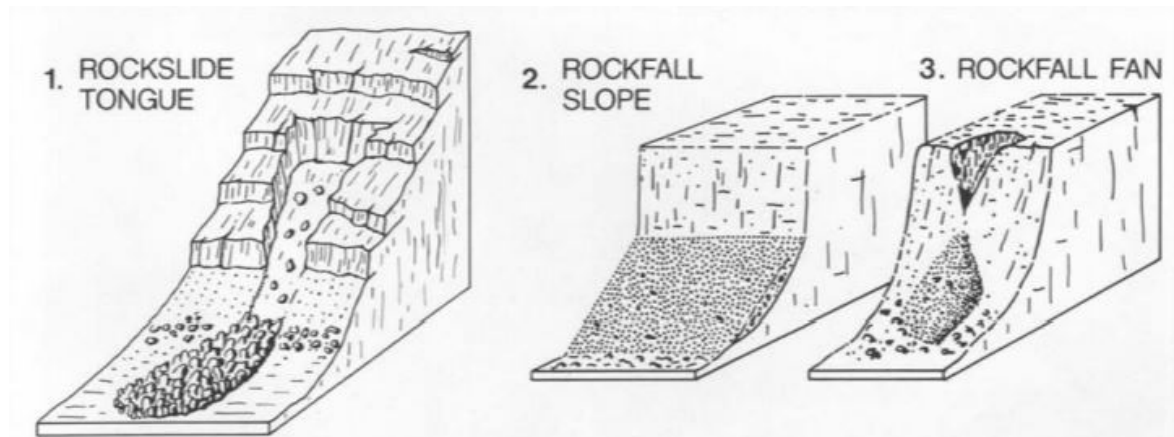
Utgledning av masser langs et glideplan oppstår når skjærstyrken (destabiliserende krefter) blir større enn skjærmotstanden (stabiliserende krefter) (Sulebak & Sjøstrøm, 2007). Figur 3.1 illustrerer de ulike komponentene relatert til utglidning av masser i en skråning. Skjærstyrken påvirkes av gravitasjonskraften og skråningsgradienten. Høyere skråningsgradient og økt masse styrker skjærstyrken. Skjærmotstanden påvirkes av friksjonskraften mellom massene og underlaget samt kohesjonskreftene mellom kornene i løsmasser (NVE, 2011a). Kritisk helningsvinkel representerer terrengets minimumsvinkel for at bergmasser eller løsmasser kan utløses. Den kritiske helningsvinkelen er en faktor av materialets egenskaper, sprekkesystem og vanntrykk (Høeg et al., 2014).

3.1 Skred fra land

3.1.2 Steinsprang og steinsred

Steinsred og steinsprang utløses i skråninger brattere enn $40-45^\circ$ og defineres ut i fra volumet til de utløste massene, hvor steinsred består av volum mellom 100 og $10\,000\text{ km}^3$ og steinsprang har et volum på inntil 100 km^3 (Høeg et al., 2014). Steinsred er utglidning av en

samlet steinmasse hvor hastigheten blir redusert gjennom kollisjoner innad i masse og mot underlaget. Steinsprang er utglidning av en eller flere steinblokker med en hastighet påvirket av steinblokkenes vekt, skråningens bratthet og fallhøyde. Avsetningsform relatert til de ulike skredtypene er illustrert i Figur 3.2.



Figur 3.2: Avsetningsformer til steinskred (rockslide) og steinsprang (rockfall).Nr. 1 er steinskred-/fjellskredtunge, nr. 2 er steinsprangskråning og nr. 3 er steinsprangvifte (Blikra, 1990).

Steinsprang forekommer gjennom hele året, men hyppigst forekomst er om høsten og våren på grunn av store mengder nedbør samt fryse- og tinesykluser (e.g Rapp, 1960; NVE, 2014). Skredmassene i et steinskred kan frakte med underliggende jord og i noen tilfeller utvikles steinskredet til leirskred. Stor oppsamling av underliggende masser kan føre til oppdemming av elver og dette kan resultere i flomhendelser (NVE, 2014). Begge skredtypene kan føre til store materielle skader, spesielt steinskred med stor utløpslengde.

3.1.3 Fjellskred

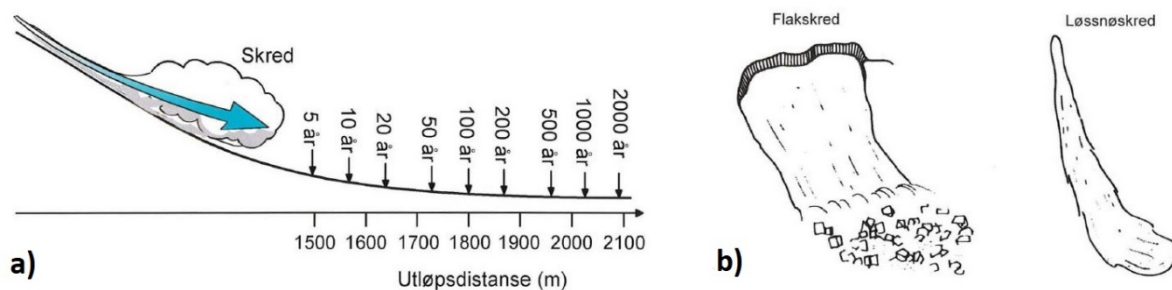
I Loen (året 1934) og Tafjord (året 1936) mistet til sammen 186 mennesker livet sitt som følge av at fjellskred genererte tsunami (Braathen et al., 2004). Definisjonen på fjellskred er en hurtig utglidning av berggrunn større enn $> 10\,000\text{ m}^3$. I Norge består berggrunnen av relativ sterke bergarter, og utglidning foregår oftest langs svakhetssoner. Skredstrømmen til et fjellskred beveger seg som en glidende masse og består av berggrunnsfragmenter samt vegetasjon, sedimenter og jord som dekket de ustabile fjellpartiet (Høeg et al., 2014).

Fjellskred kan utløses av jordskjelv, variasjon i vanntrykk, erosjon, tining av permafrost, forvitring og langsiktig bruddutvikling (NVE, 2014). Store mengder skredmasser og høy hastighet gjør at utløpslengden til et fjellskred kan bli lang og i noen tilfeller kan skredmassene fortsette opp på andre siden av dalen (NVE, 2014). Sekundærvirkning av fjellskred er oppdemming av elv, og ved kollaps av demningen kan det oppstå flom (NVE, 2011c).

Fjellskredavsetninger i fjordsystemer er ofte kjegleformet og har mer kaotisk og uregelmessig morfologi enn steinskred- og steinsprangavsetninger (NVE, 2011c).

3.1.4 Snøskred

En av tre registrerte skredhendelser i Norge er snøskred, og snøskred er den skredtypen som tar flest liv (NVE, 2011b). Snøskred er en fellesbetegnelse for utglidning av snømasser langs et glideplan. Glideplanet kan være underliggende snø, berggrunn eller vegetasjon. Snøskred kan oppstå i områder med skråningshelning mellom 30° og 60° som ikke er dekket av skog (Høeg et al., 2014). I mange tilfeller kan det ligge løsmasser og vegetasjon på snøen eller langs skredløpet som tas med i skredet (Sulebak & Sjøstrøm, 2007). Hyppigheten av snøskred er relatert til snø- og værforhold, og studie av snøskredfrekvens kan dermed gi større forståelse for tidligere og fremtidig klima i holocen (Vasskog, 2011). Det er sammenheng mellom utløpslengde og skredfrekvens, et snøskred med årlig sannsynlighet på 1% har et gjentaksintervall på 100 år og har lengre utløpsdistanse enn mer frekvente snøskred (Figur 3.3a) (e.g. Fitzharris, 1981; Lied & Kristensen, 2003). Flere studier har knyttet avsetning av sedimentkorn $> 1\text{mm}$ i innsjøkjerner med snøskredaktivitet (e.g. Nesje et al., 2007; Vasskog, 2011).



Figur 3.3: a) Forhold mellom utløpsdistanse og skredhyppighet. b) To hovedtyper av snøskred: flakskred og løssnøskred (Lied & Kristensen, 2003).

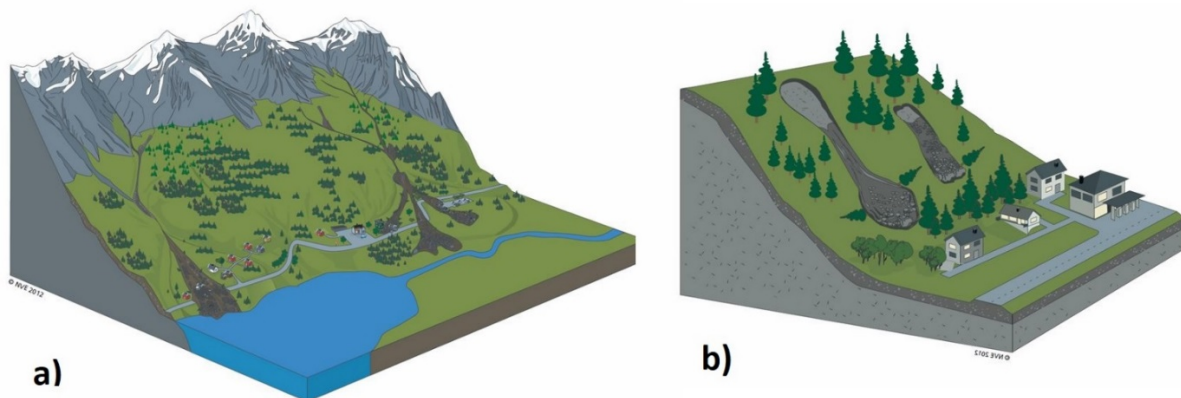
Det finnes flere måter å gruppere snøskred, men den mest brukte inndelingen er basert på utløsningsmekanikk og deles inn to hovedtyper: løs-snøskred og flakskred (Figur 3.3a&b) (NVE, 2014). Et flakskred utløses i områder med skråningshelning mellom $25-50^\circ$ og dannes i snø med stor fasthet slik at store snømasser raser ut (Luckman, 1977)(Figur 3.3a).

Løssnøskred dannes i overflaten på snødekker hvor snømassene består av ny snø eller våt snø. Løssnøskred utløses i et punkt og mobiliserer snømasser i utløpsområdet som gir skredet en pæreformet karakter (NVE, 2011b)(Figur 3.3b). Sørpeskred er et vått løssnøskred med høyt vanninnhold og dermed har skredet høy hastighet (Blikra et al., 1989). Sørpeskred er mest vanlig om våren som et resultat av høy tilførsel av vann, enten gjennom mye snøsmelting eller

nedbør (Lied & Kristensen, 2003). Sørpeskred har varierende utløpslengde, men på grunn av høyt vanninnhold kan det utløses i relative slake skråninger.

3.1.5 Løsmasseskred

Begrepet løsmasseskred benyttes for skred som starter i løsmasser og har høyt vanninnhold (NVE, 2011a). Bevegelsesmønster og sammensetningen til løsmasseskred avhenger av type løsmassekilde og vanninnhold. Utløsningsmekanismer er mye nedbør og/eller snøsmelting, undergraving ved erosjon langs elveløp, skred, jordskjelv og menneskelig utbygging. Flomskred og jordskred er underordnet skredtyper, og det kan være vanskelig å skille de fra hverandre. Flomskred er en hurtig og grov massestrøm som flyter som en flom på grunn av høyt vanninnhold og kan transportere store mengder materiale (Figur 3.4a). Flomskred oppstår ofte i forbindelse med at elveløp får stor tilførsel av løsmasser gjennom erosjon eller andre skredprosesser (Blikra, 1990). Jordskred har et mindre vanninnhold enn flomskred og kan oppstå i morenemateriale, skredmateriale, marin leire, forvittringsmateriale og elveavsetninger (Figur 3.4b) (NVE, 2011a). Jordskred kan bevege seg som grunne utglidninger i slakt terreng eller som langstrakte utglidninger i brattere terreng (NVE, 2011a).

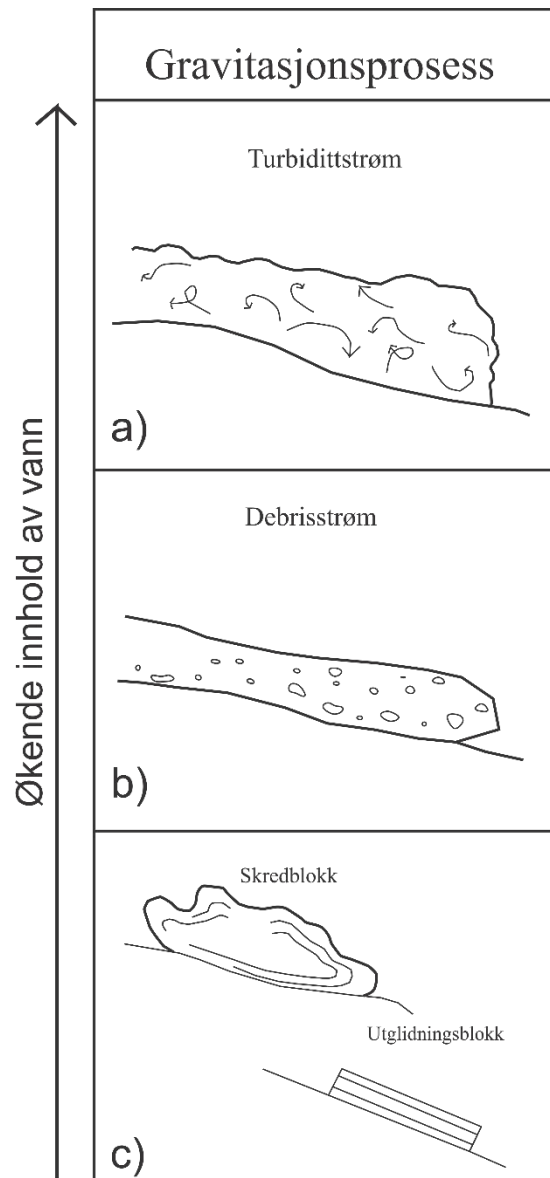


Figur 3.4: Enkle skisser av løsmasseskred, hvor a) er flomskred og b) jordskred.(NVE, 2011a).

3.2 Undersjøiske skred

Undersjøiske skred er løsmasseskred under vann og utløsningsmekanisme er hovedsakelig relatert til sjøbunnstopografi, avsetningsforhold og egenskapene til løsmassene (Høeg et al., 2014). I forbindelse med høy sedimentasjonshastighet eller at skredprosesser fra land avsetter store mengder materiale i fjordsystemer kan det oppstå overtrykk i porevannet fordi den hurtige sedimentasjonen blokkerer for at porevann kan sige ut. Vekten fra overliggende sedimenter komprimerer porevolumet, og vanntrykket øker. Dette skaper ustabile forhold som kan resultere i at undersjøisk skred oppstår i skråninger med relativ lav helning. Løsmasser under vann er ikke konsoliderte og seismisk aktivitet kan være en utløsningsmekanisme. Perioder med

ekstremvær kan medføre høy sedimenttilførsel fra land via skred- eller flomprosesser samt høy vannføring. Under perioder med sterk vind kan store bølger som eroderer i underliggende sedimenter som ligger relativt grunt og utløse undersjøisk skred. På bakgrunn av observasjoner i dette studiet er små undersjøiske skred i fjordsystemer beskrevet.



Figur 3.5: Klassifisering av undersjøisk skred. a) Turbidittstrøm b) Debrisstrøm c) Utglidningsblokk og skredblokk. Modifisert fra (Moscardelli & Wood, 2008).

Inndeling av undersjøiske skredprosesser i dette studiet er basert på strømegenskaper (reologi) og deles videre inn i turbidittstrøm, debrisstrøm og skredblokk/utglidningsblokk (Figur 3.5). Skredblokk er relativt sakte utglidninger av sedimentmasser og kan oppstå som følge av ustabile forhold og/eller rotasjonskred i bratte skrånninger (Høeg et al., 2014). Under utglidning blir skredmassene utsatt for plastisk deformasjon og det kan oppstå liten eller mye deformasjon av de sedimentære strukturene (Nardin et al., 1979). I noen tilfeller kan hele blokker med

sedimenter gli ut langs plan med lite eller ingen deformasjon, definert som utglidningsblokk. I dette studiet er debrisstrøm definert som gravitasjonsdrevet utglidning av masser langs en skråning, og representere både store undersjøiske skred og skredprosesser fra land som fortsetter i det marine miljøet (Figur 3.5). Debrisstrøm har høy intern deformasjon av skredmassene og et høyere innhold av vann enn en skredblokk og utglidningsblokk (Lowe, 1982).

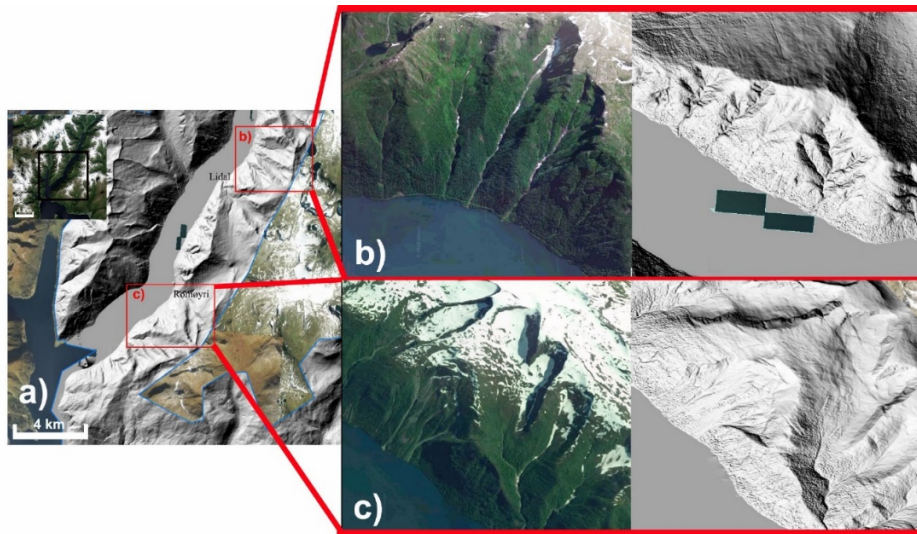
I bratte skråninger under vann kan det oppstå turbidittstrømmer, en gravitasjonsdrevet prosess som kan oppnå høy hastighet (Heezen & Ewing, 1952). Turbidittstrømmer kan oppstå som en fortsettelse av fluvial strøm under flomhendelser eller videreutvikles fra andre gravitasjonsprosesser som oppnår høy energi (St-Onge et al., 2011). Hastigheten kan bli opptil 10 m/s og turbidittstrømmen kan forflyttes over lange strekninger (Høeg et al., 2014). Hastigheten minker når helningen til skråningen reduseres, og materiale faller ut i suspensjon. Det grove materialet har størst tetthet og avsettes dermed først. Deretter avsettes finere materiale og seksjonen med fint materiale i toppen er kjent som halen til turbidittavsetning. Dette representerer en normalgradering, også kjent som en del av Boumasekvensen (Bouma, 1962). Boumasekvensener er også karakterisert av flere sedimentære strukturer, men det er ikke observert i dette studiet. En skredblokk kan utvikles til en debrisstrøm ved at masse og hastighet til strømmen endres. Videre kan en debrisstrøm utvikles til en turbidittstrøm ved at strømmen får høyere hastighet, vanninnhold eller at helningen på glideplanet øker (Shanmugam, 2016).

3.3 Historisk arkiv fra Fjærland

Det historiske arkivet går tilbake til 1600-tallet og kan dermed ikke korreleres med identifiserte skredavsetninger i dette studiet. Det historiske arkivet er presentert for å gi et inntrykk av skredhyppighet til de ulike skredtypene, og det historiske arkivet er listet i vedlegg 1. Skredhendelsene er godt beskrevet i boken «Skreder i Fjærland» (Distad, 2006) og for supplement til det historiske arkivet er kildene «Skredulykker i Norge (Furseth, 2006), skredarkivet til NVE (NVE, 2019c) og skredregistrering.no (NVE, 2019d) benyttet.

Snøskred forekommer hyppigst i Fjærland og det har resultert i materielle ødeleggelser og dødsfall. Med akkurat 100 års mellomrom er 1868 og 1968 beskrevet som årene med mest nedbør og snøskred i vintersesongen (Distad, 2006). Steinskred og steinsprang forekommer også hyppig i Fjærland, spesielt langs strekningen Romøyri og Lidal (Figur 3.6a). Fjellskred forekommer sjeldent i studieområdet, men er den skredtypen som har størst skadeomfang. Det bør også bemerkes at observasjoner er subjektive og det kan være tilfeller hvor de observerte fjellskredene etter dagens definisjon er steinskred. Det første registrerte fjellskredet skjedde i

august 1647, hvor tre eller flere omkom og omfanget av de materielle skadene var stor. Langs Fjørlandsfjorden er det flere steder skredrenner/groper i fjellsidene som indikerer at det har gått både store og små skred etter siste istid (Figur 3.6b&c).



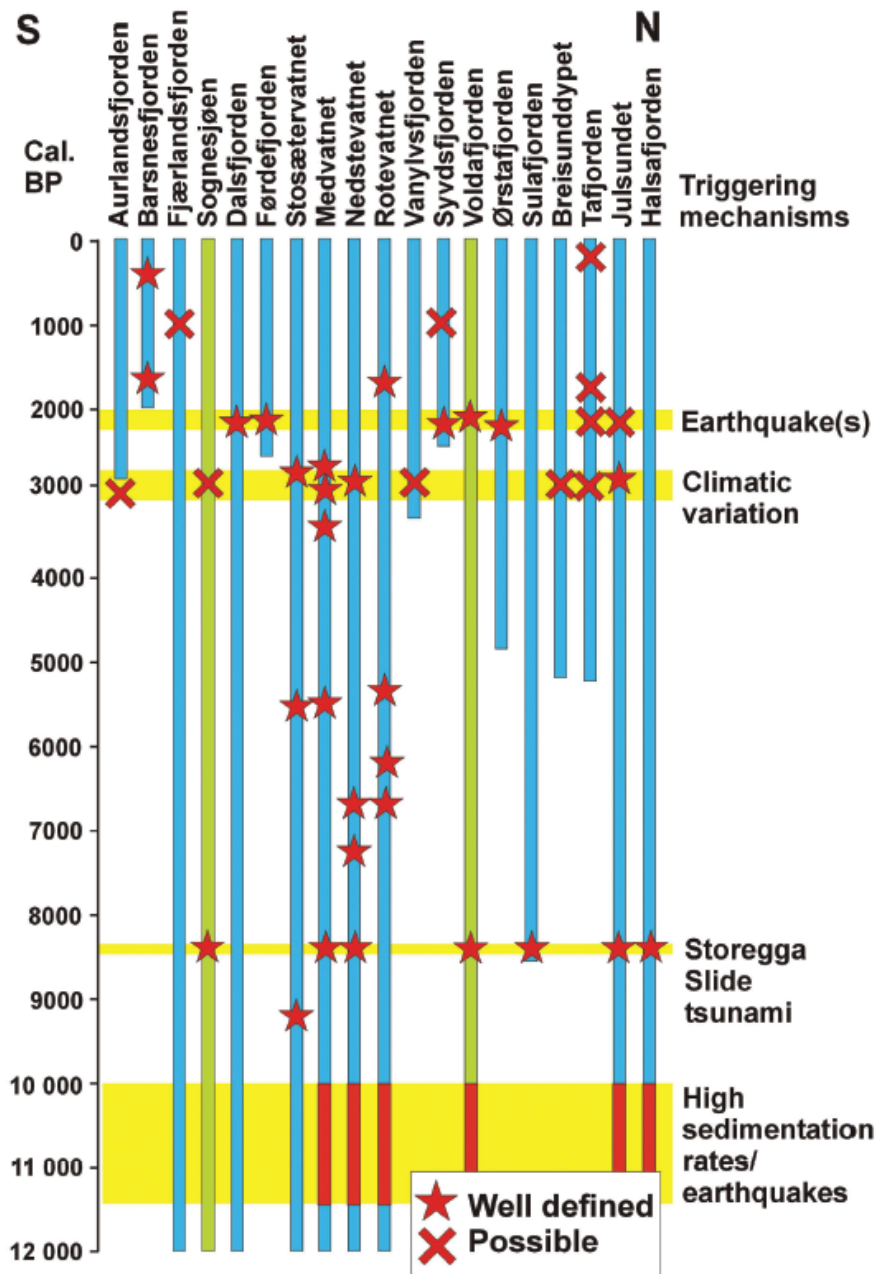
Figur 3.6: a) Fjellsider med skredgroper og skredrenner er markert med rød ramme og figurbokstav, modifisert fra hoydedata. b) og c) detaljert oversikt over fjellsidene, venstre kartbilde modifisert fra Google Maps (Google, 2019) med 3D-funksjon og bildene til høyre er modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2019) med LIDAR-data.

3.4 Skredaktivitet i holocen for Vest-Norge

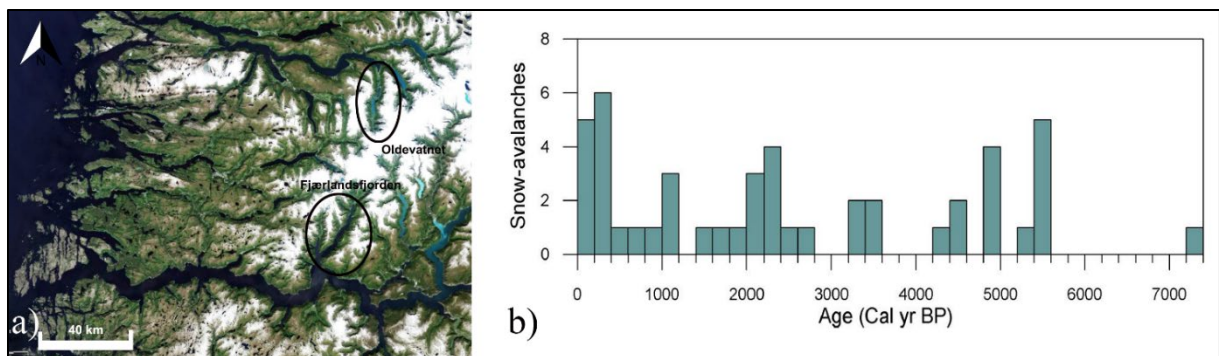
Det er registrert høy skredaktivitet innenfor visse tidsintervaller i holocen for Vest-Norge, og Bøe et al. (2004) og Bellwald et al. (2019) foreslår at dette er et resultat av seismisk aktivitet og/eller klimatiske forhold. Resultatet fra Bøe et al. (2004) er oppsummert i figur 3.7. Med utgangspunkt i rammeverket for skredaktivitet presentert i Bellwald et al. (2019) har periodene og hendelsene med høy skredaktivitet blitt listet i Tabell 3.1. Studiet av innsjøkjerner i Oldevatnet (Vasskog, 2011) er valgt for sammenligning fordi Oldevatnet ligger nord for Jostedalsbreen og Fjørlandsfjorden (Figur 3.8a). Det er registrert 47 snøskredavsetninger i to innsjøkjerner fra Oldevatnet innenfor tidsperioden 7300 kal.år BP og frem til i dag (Fig 3.8b). Sammenligning av lakustrint og marint avsetningsmiljø kan være problematisk, men de to områdene har lik geografisk plassering i forhold til kysten og er dermed påvirket av tilnærmet likt klima og værforhold. Begge en del av et proglasialtsystem med tilførsel av vann fra Jostedalsbreen og begge systemene er smale med bratte fjellsider.

Tabell 3.1: Tidsintervaller med normal eller høy undersjøisk skredaktivitet og/eller tsunami. Ord i kursiv representerer hendelser det er knyttet stor usikkerhet til. Modifisert fra (Bellwald et al., 2019).

Tidsintervall (kal. år BP)	Hendelse(r)	Foreslått utløsningsmekanisme	Skredtype med høy eller normal aktivitet
11 000 - 9700	<ul style="list-style-type: none"> Høy skredaktivitet 	Glasi-isostatiske prosesser, jordskjelvaktivitet og høy sedimenttilførsel	<u>Høy</u> : Snøskred, løsmasseskred og skred fra fast fjell
8300-7700	<ul style="list-style-type: none"> Lav skredaktivitet Storeggatsunamien 	Jordskjelvaktivitet og stort undersjøisk skred	
4200-4100	<ul style="list-style-type: none"> Høy skredaktivitet <i>Trænadjuptsunami?</i> 	Jordskjelvaktivitet <i>Stort undersjøisk skred</i>	<u>Høy</u> : Snøskred
3600-3200	<ul style="list-style-type: none"> Høy skredaktivitet 	Klimatiske forhold og jordskjelvaktivitet	<u>Høy</u> : Snøskred <u>Normal</u> : leirskred
3100-3000	<ul style="list-style-type: none"> Normal skredaktivitet 	Klimatiske forhold og jordskjelvaktivitet	<u>Normal</u> : Snøskred
2700-2200	<ul style="list-style-type: none"> Høy skredaktivitet <i>Skred i storeggagropen?</i> 	Jordskjelvaktivitet	<u>Høy</u> : Skred fra fast fjell, <u>Normal</u> : Snøskred og løsmasseskred
1800 -2000	<ul style="list-style-type: none"> Normal skredaktivitet 	Klimatiske forhold og jordskjelvaktivitet	<u>Normal</u> : Snøskred



Figur 3.7: Skredhendelser og foreslåtte utløsningsmekanismer (Bøe et al., 2004).



Figur 3.8: a) Geografisk plassering av Oldevatnet, modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2019). b) Rekonstruksjon av snøskredaktivitet i Oldevatnet.

Tidlig holocen til ca. 8200 kal.år BP var preget av høy skredaktivitet på grunn av den glasiale påvirkningen på landskapet og gjenvinning av glasiostatisk likevekt som reaktiverte grunne forkastningsplan og førte til økt jordskjelvaktivitet (Gudmundsson, 1999). I Norge er det størst hyppighet av jordskjelv langs kysten av Vestlandet, i Nordsjøen og Nordland. I dag er det lav til intermediær jordskjelvaktivitet, og styrken på jordskjelvene er for det meste under 5.5 (Bungum et al., 2010). Storeggaskredet var et undersjøisk skred som skjedde 8100-8200 kal.år BP (Haflidason et al., 2005) og dette kan kobles til skredavsetninger i fjordsystemer datert til dette tidsintervallet.

Det var lavere skredaktivitet i midt holocen (8200-4200 kal.år BP) og dette kan ha vært en konsekvens av lav seismisk aktivitet (Bellwald et al., 2019). Fra 4200 kal.år BP, starten på sen holocen, øker skredaktiviteten og hovedårsaken kan være klimatiske endringer og/eller økt jordskjelvaktivitet (Bøe et al., 2004).

Det er færre bevis for tsunami knyttet til trænadjupskredet, som skjedde ca. 4100 kal.år BP (Laberg et al., 2002; Haflidason et al., 2005) enn Storeggaskredet. Trænadjupgropen er lokalisert på kontinentalskråningen utenfor Nordland og ligger lengre unna studieområdet enn Storeggagropen.

Det er registrert høy snøskredaktivitet i Oldevatnet de siste 1000 årene, og lav til moderat aktivitet i tidsintervaller fra 5500 – 1000 kal.år BP (Vasskog, 2011).

4. Utstyr og metoder

I dette kapittelet presenteres ulike metoder og utstyr benyttet i forbindelse med innsamling og tolkning av data i dette studiet.

4.1 Forskningsfartøyet

Forskningsfartøyene G.O. Sars og Hans Brattstrøm ble brukt for å samle inn marine data. Fartøyet G.O Sars ble brukt til å innhente sedimentkjerner, TOPAS-profiler og batymetri (Tokt no. GS18-216). Forskningsfartøyet Hans Brattstrøm ble brukt for å samle inn sedimentkjerner (Tokt no. HB17-211).

4.1.1 G.O Sars

Forskningsfartøyet G.O Sars eies av Universitetet i Bergen og havforskningsinstituttet. Fartøyet er 77,4 m lang, 16,4 m bred og har en toppfart på 17,5 knop. Fartøyet avgir lite støy til omgivelsene under vann og sammenlignet med andre konvensjonelle forskningsfartøyer er det 99% mindre støyutslippet under vann. Fartøyet har 15 laboratorier for de ulike forskningsdisiplinene, og to hangarer som brukes til å hente opp prøver fra det marine miljøet. Fra hangaren blir utstyr som CTD og fallprøvekjerneprovetaker senket ned med hjelp av kraner, vinsjer og kabler (Haflidason et al., 2018).

G.O. Sars er utstyrt med følgende akustisk utstyr:

- Ekkolodd (EK60) som kan operere på 6 forskjellige frekvenser samtidig (18, 38, 70, 120, 200 og 400 kHz)
- 2 multistråleekkolodd
- EM302, 30 kHz transduser
EM1002, 95 kHz transduser
- Kongsberg TOPAS PS18 sonar

4.1.2 R/V Hans Brattstrøm

Forskningsfartøyet Hans Brattstrøm tilhører Universitetet i Bergen og opereres av Havforskningsinstituttet. Fartøyet er 24,3 m lang, 6,5 m bred og har en toppfart på 13 knop (Haflidason et al., 2017). Fartøyet blir brukt til forskning innenfor fagfeltene fiskeri, miljø, havbunnsforskning og i forbindelse med opplæring av studenter. Fartøyet ble brukt for å samle inn kjernedata i forbindelse med forskningstokt no. HB17-211.

4.2 Seismikk og akustikk

4.2.1 TOPAS PS18 (Parametric Sub-Bottom Profiler System)

TOPAS-profiler ble samlet inn ved å bruke systemet TOPAS PS18 - et parametrisk penetrasjonsekkolodd profilsystem med elektroniske stabilisatorer som korrigerer for bevegelser i båten. Stratigrafisk oppløsning er ca. 20-30 cm og penetreringsdybde kan bli opptil 150 m avhengig av frekvens (e.g Haflidason et al., 2018). Penetreringsdybden blir også påvirket av sedimenttype, vanddyb og støy fra omgivelsene. Systemet sender ut en høyfrekvent akustisk puls fra båten (18 kHz) som blir omgjort til lavfrekvens akustisk puls (ca. 4.5 kHz) rett over bunnen. Den pulsen penetrerer ned i sedimentene og blir reflektert tilbake ved ulike laggrenser i avsetningene. De reflekterte lydbølgene blir registrert og de seismiske dataene blir lagret som rådata, men kan prosesseres hvis nødvendig for videre tolkning.

4.2.4 Simrad multistråle-ekkolodd

Simrad multistråle-ekkoloddene EM302 og EM1002 ble brukt til å kartlegge havbunnsbatymetrien. Utsendte lydbølger blir sendt ut i en vifteform og ble reflektert tilbake av havbunnen. De registrerte signalene representerer områdets havbunntopografi.

Ekkoloddene består av tre enheter:

- Sendeenhet: Enheten sender og mottar signaler. Sendeenheten er montert i skroget på EM302 og på EM1002 er den montert i senkekjølen
- Mottakerenhet: Enheten inneholder overføring og mottakelse elektronikk, prosessorene for ekkostråle formasjon, bunndetektor og parameterkontroll av utsendingsvinkel, metning og «ping rate».
- Kontroll- og styreenhet: Enheten registrerer dybde, hastighetsdata, fartøyets posisjon og topografi. Inneholder prosesser for ekkostråledannelse, bunndetektor og parameterkontroll

I dette studiet har kun ekkoloddet EM1002 blitt brukt for å kartlegge havbunnen. EM1002 kan brukes i områder hvor avstanden fra ekkoloddet til havbunnen er mellom 2 til 1002 m. Systemet har en frekvens på 95 kHz slik at signalene ikke blir forstyrret av partikler i vannet (Haflidason et al., 2018).

4.3 Prøvetaking

I dette studiet ble det brukt fallkjerneprøvetaker for å hente opp marine sedimentkjerner. Tabell 4.1 viser informasjon om kjerner i studiet. Fallkjerneprøvetaker ble brukt til å samle inn sedimentkjerner på 2-6 m. Lokasjon for prøvetaking av kjerner blir bestemt ut ifra hva TOPAS-

profilene fra området viste. Videre i studiet vil kjernene refereres til med enkel nummerering, eksempelvis vil kjerne HB17-211-02GC refereres til som HB-02GC.

Tabell 4.1: Oversikt over kjernelokaliteter og tilhørende informasjon.

Kjerne	Dyp (m)	Kjernelengde (cm)	Koordinater
HB17-211-02GC	176	395	61°21,592`N, 06°44,104`Ø
GS18-216-05GC-HIV2	179	255	61°19,953`N, 06°42,209`Ø
HB17-211-06GC	217	373	61°18,831`N, 06°41,037`Ø
GS18-216-08GC	295	295	61°14,664`N, 06°34,157`Ø

4.3.1 Fallkjerneprøvetaker

I dette studiet har kjernene HB-06GC, HB-02GC, GS-05GC og GS-08GC blitt studert og tolket. En fallkjerneprøvetaker består av et 6 m langt plastrør. I forbindelse med innhenting av GS18-216 kjernene ble det i tillegg plassert et stålrør på utsiden av plastrøret for å styrke penetreringskraften ned i sedimentene samt sikre at plastrøret ikke skulle knekke under prosessen (Figur 4.1). På toppen av røret er det montert et tungt lodd og i bunnen av røret er det montert en sandfanger. Etter at fallprøvetakeren senkes ned stabiliseres fallprøvetakeren 20-30 m over havbunnen for å oppnå en loddrett penetrering. Deretter slippes fallprøvetakeren mot havbunnen og sedimenter blir presset inn i røret gjennom sandfangeren. Nedsynkningsdybden er avhengig av nedsynkningskraft og type avsetning. Det kan være tilfeller hvor grovt og hardt materiale gjør at fallprøvetakeren stopper opp eller at farten blir betydelig redusert. Under oppheisingen av kjernen faller ikke sedimentene ut på grunn av at sandfangeren holder sedimentene på plass. På toppen av fallprøvetakeren er det montert en enveis lukkemekanisme som hindrer vann å komme inn i sedimentrøret på vei opp.



Figur 4.1: Fallprøvetaker som klargjøres for nedsenkning ombord i G.O. Sars. Foto: H.Haflidason.

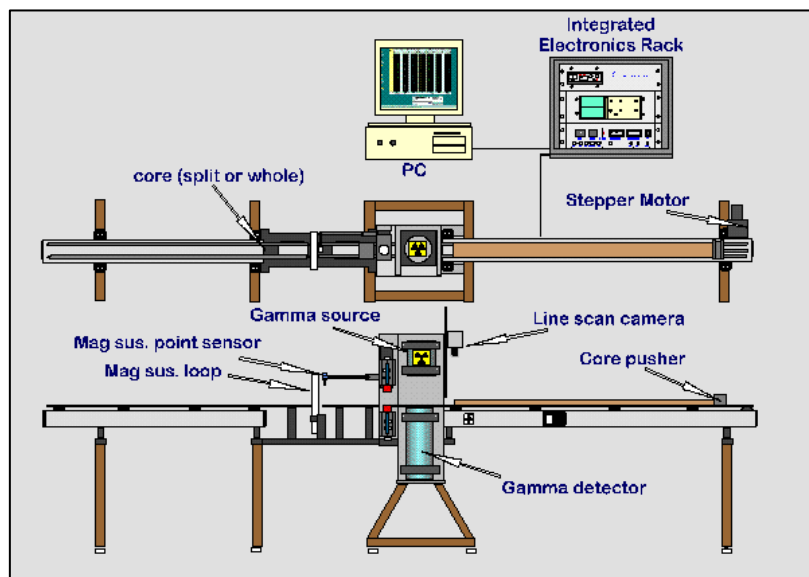
Når sedimentkjernen har blitt heist opp på dekk starter prosessen med å klargjøre prøven for analyse på laboratoriet. Loddet kobles av røret og stålrøret fjernes fra plastrøret. Sandtakeren fjernes og erstattes med isopormateriale for å holde sedimentene på plass. Dette utføres også i toppen av sedimentkjernen, hvor delen av plastrøret som ikke inneholder sedimenter kuttes av. Videre blir sedimentkjernen delt opp i flere seksjonsdeler, og det settes lokk på hver ende av de oppdelte kjernene. Disse kjernene blir videre splittet på langs og beskyttet med plastfolie. De splittede kjernene blir lagt i en avlang boks for oppbevaring og transportert til Universitetet i Bergen, hvor de oppbevares på et kjølelager for å unngå tørking.

4.4 Laboratoriemetoder

4.4.1 Kjernelogger (Multi Sensor Track (MST))

Multi-sensor-track er en ikke-destruktiv metode som måler geofysiske egenskaper til hele og splittede kjerner. Egenskapene som blir målt er bølgehastighet (P-bølger), gammatetthet og magnetisk susceptibilitet til en sedimentkjerne. Splittede kjerner gir best resultat fordi det eliminerer flere problemer som oppstår ved måling av hel kjerne samtidig som det gir høyere oppløsning på magnetisk susceptibilitet (Gunn & Best, 1998). En splittet kjerne beskyttes med plastfolie for å unngå forurensning og uttørking av prøven. Systemet består av fire hoveddeler som er koblet sammen (Figur 4.2). Det er en sensor som er knyttet til transportbåndet og innstillingen for sensoren bli kontrollert av en elektronisk mikroprosessor. Data blir videreført til en datamaskin som logger informasjon videre til en harddisk. Datamaskinen styrer også

sensoren og transportbåndet. Målinger blir utført ved at sedimentkjernen blir transportert under og forbi sensoren.



Figur 4.2: Skjematisk illustrasjon av GEOTEK MSCL logger ved Institutt for Geovitenskap, UiB.

Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløs parameter, og er et mål på hvor lett et materiale lar seg magnetisere. Høy magnetisk susceptibilitet reflekterer en mineralsammensetning med relativt høy mengde ferro- eller paramagnetiske som magnetitt, hematitt og olivin (Dearing, 1994). Biogene sedimenter gir lav magnetisk susceptibilitet. Måling av magnetisk susceptibilitet utføres forskjellig for hel og splittet kjerne. Det brukes en loopsensor ved måling av hel kjerne, men ved splittet kjerne brukes pointsensor som er festet på den venstre siden av sensoren. Pointsensoren senkes ned til overflaten av kjernen og gir bedre oppløsning på magnetisk susceptibilitet enn ved bruk av loopsensor på hel kjerne.

Gammatetthet til kjernen blir målt ved å sende gammastråler gjennom prøven. Gammatetthet er definert som den totale massen til alle partiklene (m) delt på dens totale volum. Dempingen av gammastrålen blir målt, og tapet i energi til fotonene blir korrelert til gammatetthet (V), og måles med kilo per kubikkmeter (kg/m^3). Desto høyere demping, jo høyere bulk tetthet. Bulk tettheten til en sedimentkjerne påvirkes av kjemiske komposisjon og graden av kompaksjon.

4.4.2 XRF-kjerne skanner og røntgenavbildning

X-ray fluorescens (XRF) er en automatisert, multifunksjons kjerneskaner som identifiserer de geokjemiske elementene og fysiske egenskapene til et materiale ved å måle refleksjonen fra sedimentkjernen på en ikke-destruktiv måte. Dette registreres av XRF-detektoren samtidig som

et røntgenkamera under kjernen absorberer mengden stråling som penetrerer hvert punkt. Dette er en effektiv og rask måte å samle data på, samtidig som prøven ikke ødelegges. Det kan oppnås en oppløsning på 200 µm. Lengden på kjernen kan være opptil 180 cm, og opptil 12 cm i diameter. ITRAX-kjerneskanteren kan kartlegge hvilke grunnstoff som er dominerende i prøven.

De utvalgte geokjemiske elementene i dette studiet er Rb/Sr og tellinger av brom (Br) og silisium (Si). Tellinger av brom er valgt for å identifisere mengde biogent materiale. Det er store mengder silisium i berggrunnen som blir tilført fjordbassenget ved erosjon og forvitring. Kvartsrike bergarter har høy mengde silisium, og tellerate av silisium kan dermed brukes for skille mellom ulike sedimentkilder (Rothwell et al., 2006). Vasskog (2011) har brukt lave Rb/Sr-verdier som indikasjon på skredavsetninger fordi det reflekterer et høyere innhold av kjemisk forvitret materiale og lavere innhold av resistente mineraler.

4.4.3 Computertomografi (CT)

CT-skanner er en ikke-destruktiv skanner som produserer høyoppløselig 3D-røntgenbildet av skannede objekter og kan skanne opptil 150 cm lange og 125 mm brede kjerner. Skanneren består av en 240 kV mikro-fokus tube og en 3000x3000 (Universitetet i Bergen, 2017). Skanningen foregår ved at stråling sendes gjennom sedimentkjernen hvor massetettheten til sedimentmassene avgjør mengde energi som går gjennom kjernen. Forskjell i tetthet kommer frem av ulike gråskalatoner, hvor høy til lav tetthet er representert av lys til mørk gråtone. Strukturer og innhold i kjernen som generer tetthetsforskjeller blir visualisert i programmet FEL Avizo Fire 3D analysis.

4.4.4 Sedimentologisk kjernebeskrivelse

Under en sedimentologisk kjernebeskrivelse blir sedimentkjernen studert med hensyn til litologi, farge, tekstur og struktur. Kjernebeskrivelsen blir først notert for hånd og deretter tegnet inn i CorelDraw Graphics Suiter X5. For å få en jevn og klar overflate å jobbe med ble overflaten til sedimentkjernen rensset. Sedimentkjernene er delt opp i to eller tre seksjons deler og det er dermed viktig med nøyaktige målinger i overgangen mellom de ulike kjernedelene. Kartlegging av sedimentfarge ble gjort ved å sammenligne fargen på materialet i sedimentkjernen med en fargekodebok. I denne rapporten ble boken *Munsell book of color: glossy finish collection* (Munsell, 1976) brukt for identifisering av farger.

4.4.5 Skjærstyrkemålinger

Det foretas skjærstyrkemålinger for å finne skjærfastheten til sedimentene og dette måles ved å bruke et konusapparat med en kjent vekt. I dette studiet ble det brukt en vekt på 100 gram. Apparatet plasseres loddrett over kjernen, slik at enden på konusen henger rett over overflaten til kjernen. Konusen slippes ned i kjernen og det leses av i millimeter hvor dypt konusen sank inn. Konusen vil fortsette å synke ned i sedimentene og dermed er det viktig å måle av verdien rett etter at konusen slippes. Det ble tatt tre målinger ved hvert intervall for å redusere usikkerheten knyttet til målingene. Videre brukes en kalibreringstabell for å konvertere den gjennomsnittlige verdien i millimeter (mm) til skjærfastheten (t/m^2). For å finne skjærstyrken (kPa) blir de konverterte verdiene multiplisert med gravitasjonskonstanten på 9,81 (Hansbo, 1957).

4.4.6 Prøvetaking og sedimentanalyse

I forbindelse med kornfordelingsanalyse ble det hentet ut sedimentprøver fra kjernene. Lokasjon for prøveuttak ble bestemt basert på den sedimentologiske kjernebeskrivelsen og MST- og XRF-data. Prøvene ble oppbevart i aluminiumsskåler under første runde med tørking. Etter tre dager til tork ble prøvene veid, og det ble regnet ut tørrvekt og vanninnhold. Disse beregningene er visst i vedlegg 2. Prøvene ble videre siktet med tre ulike sikter for å hente ut kornstørrelser i størrelsesorden: >1 mm, $1\text{ mm} - 125\ \mu\text{m}$ og $125 - 63\ \mu\text{m}$. Prøvene ble lagt til tork i tre dager slik at vann ble fordampet bort. Prøvene ble veid for hver kornstørrelse og det ble lagd kumulativ kornstørrelseskurve for kjernene.

4.4.7 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en radioisotopisk dateringsmetode utviklet av Professor Willard Libby (Libby, 1955). Dateringsmetoden kan brukes til å aldersbestemme objekter med organisk materiale. Metoden er basert på $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ forholdet i døde organismer, hvor gjenværende mengde ^{14}C reflekterer hvor lenge det organiske materiale har blitt brutt ned. Levende organismer tar opp ^{14}C i et forhold som er i likevekt med nedbrytningen av ^{14}C (Schuur et al., 2016). Når en organisme dør vil opptaket av ^{14}C slutte, men nedbrytningen fortsetter. Aldersbestemmelse oppgis i radiokarbonår på grunn av variasjon i sen-glasial og holocen $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ forhold i atmosfæren (Stuiver et al., 1991). Nåtid er satt som 1950 AD på grunn av menneskelig utslipp og behovet for å sette et år som standard. Dateringsmetoden er begrenset til 50-60 000 år fordi det er for små mengder ^{14}C igjen i det organiske materiale etter så lang tid. Havvann absorberer karbon gjennom overflatevann og den globale blandings hastigheten mellom overflate- og dypvann er ca. 400 ± 22 år, og dette representerer den globale marine reservoaralderen (Stuiver

& Braziunas, 1993). Blandingshastighet varierer geografisk som følge av oppstrømning og dypvannsirkulasjon. ΔR representerer differansen mellom den globale og lokale marine reservoaralderen.

I dette studiet har hovedsakelig terrigent plantemateriale blitt brukt til radiokarbondatering. På laboratoriet EarthLab Sediments ble det tatt ut 21 prøver med dateringsmateriale (Vedlegg 3). Radiokarbonår har blitt kalibrert til kalenderår ved bruk av IntCal13(Reimer et al., 2013). Prøvene ble tatt ut fra kjernene med spatel, vasket og våtsiktet med fraksjonen 64 μm . Dateringsmaterialet ble plukket ut ved bruk av mikroskop og plassert i veide prøveglass. Deretter ble prøvene plassert i tørkeskap i en dag, og prøveglassene ble veid på nytt med dateringsmaterialet. Materialet ble sendt til Beta Analytic Inc, hvor den gjenværende radioaktiviteten i prøvene ble målt med akselerator masse spektrometri (AMS) som tar direkte målinger fra små prøver for å oppdage spesifikke atomer basert på ulike atommasser (Gove, 2000).

4.5 Programvare

CorelDraw Graphics Suiter X5

CorelDraw Graphics Suiter X5 er et vektorbasert tegneprogram brukt til å lage figurer og lage grafisk fremstilling av litologibeskrivelse til kjernene.

Adobe photoshop

Adobe photoshop er et bilderedigeringsprogram brukt til å sammensette røntgen og optiske avbildning av kjernene.

ArcGis 10.5.1

ArcGis er et kartbasert program brukt til å behandle batymetriske data.

FEL Avizo Fire 3D analysis

Dataprogrammet ble brukt for å visualisere røntgenbildene fra CT-skanning av sedimentkjerner.

4.6 Feilkilder

I forbindelse med innsamling og behandling av data kan det ha oppstått feilkilder. Feilkilder kan ha oppstått under flere ledd i prosessen – fra dataene ble hentet på tokt til analysering på laboratoriet. Følgefeil i behandling av data kan få konsekvenser for hvordan sluttresultatet blir fremstilt.

Under selve fallprøvetakingen kan den øverste delen av sedimentkjernen har blitt fjernet, eller blitt remobilisert. Røret i en fallprøvetaker treffer overflatesedimentene med stor kraft og dette kan ha ført til remobilisering av sedimentene i det øverste laget. Hvis fallprøvetakeren penetrerer skjevt vil sedimentkjernen representere en skjev stratifisering, og vil gi feil tolkning av det reelle sedimentasjonsmiljøet.

Under innsamling av seismisk data kan det ha oppstått seismiske artefakter, unaturlige deler av det seismiske profilet, frambrakt av instrumentelle faktorer. Multipler oppstår i seismiske profiler når lydimpulsen som sendes fra båten har blitt eksponert for flere refleksjoner. Dette kan oppstå når en bølge blir reflektert to ganger av samme laggrense og flere signaler sendes tilbake. Sidestøy kan også oppstå som følge av at fjellveggen reflekterer lydbølgen. Disse artefaktorene kan være vanskelig å skille ut og kan føre til feil i den seismiske tolkning.

For å få nøyaktige skjærstyrkemålinger må det leses av nedsynkningsavstand rett etter konusen blir sluppet ned i sedimentene. Hvis avlesningen skjer for sent, vil dette gi for høy nedsynkningsavstand og den tilsynelatende skjærstyrken vil bli for lav. Hvis avlesningen blir gjort skjevt på apparatet vil det resultere i feil skjærstyrke. Hvis sedimentprøvene blir oppbevart i aluminiumsskålene for lenge før man veier det kan prøvene bli utsatt for forurensning og uttørking. Den målte massen blir dermed mindre enn hva vekten til prøven var ved uttak.

Dateringsprøvene kan ha blitt utsatt for kontaminasjon, enten ved at tilsynelatende alder blir eldre eller yngre. Eldre karbon som har blitt tilført prøven kan gi en eldre alder mens tilførsel av moderne karbon gir en yngre alder. Skred kan ha tatt med organiske materiale fra andre skredavsetninger, og dette kan gi en eldre alder. Den marine reservoaralderen varierer både i tid og rom, og dette kan resultere i for høy eller lav aldersbestemmelse for marine karbonater.

5. Resultat

I dette kapittelet er resultat av batymetri, seismostratigrafi og kjernestratigrafi presentert. I kjernestratigrafien blir resultat av «klassisk» kjerneanalyse og radiokarbondateringer presentert og deretter sammenlignet med resultatet av CT-skanninger. Til slutt blir det marine datasettet sammenstilt.

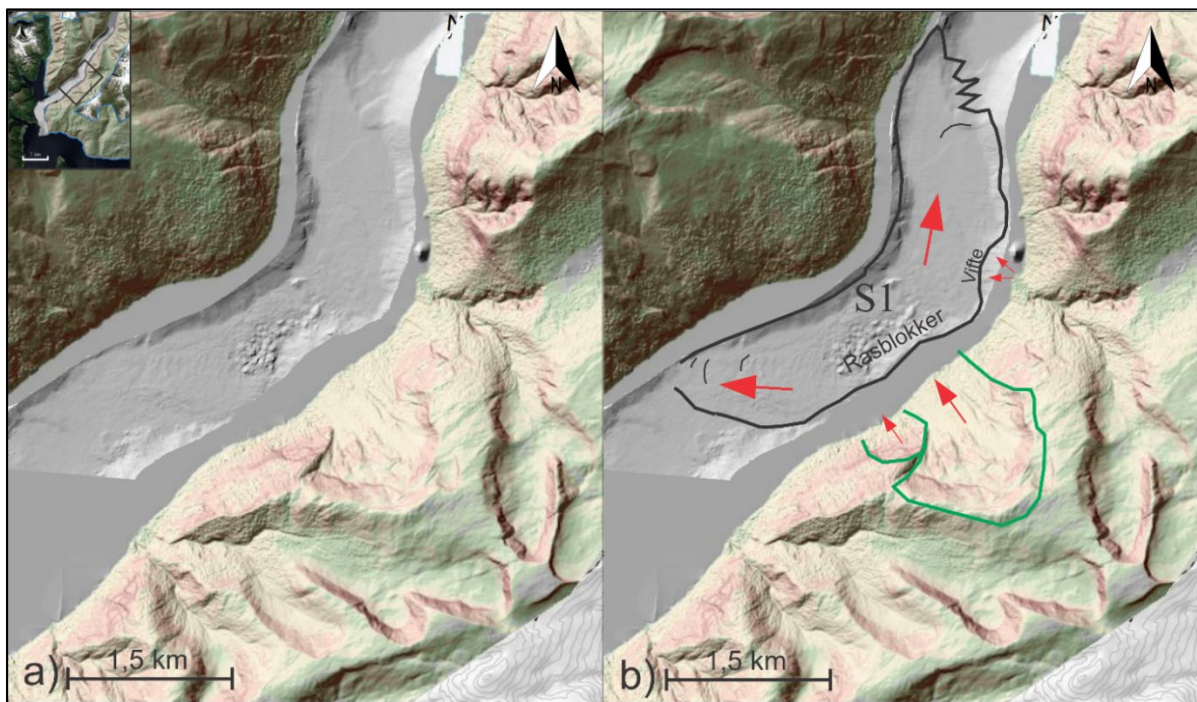
5.1 Batymetri

Multistrålebatymetriskdata har blitt anvendt til å kartlegge havbunnen i midtre og ytre del av Fjærlandsfjorden med en celleoppløsning på 5-10 m. I Figur 5.1 er havbunnstopografien representert med lyse- og mørkegrå batymetri i kartbildet, dette representerer henholdsvis celleoppløsning på 5 og 10 m. Den flate og grå delen av kartet representerer området av fjordbassenget hvor batymetridata ikke er tilgjengelig.



Figur 5.1: Skyggelagt topografikart over midtre og ytre del av Fjærlandsfjorden med batymetridata. Lysegrå batymetridata er med 5 m oppløsning og mørke grå batymetridata er med 10 m oppløsning.

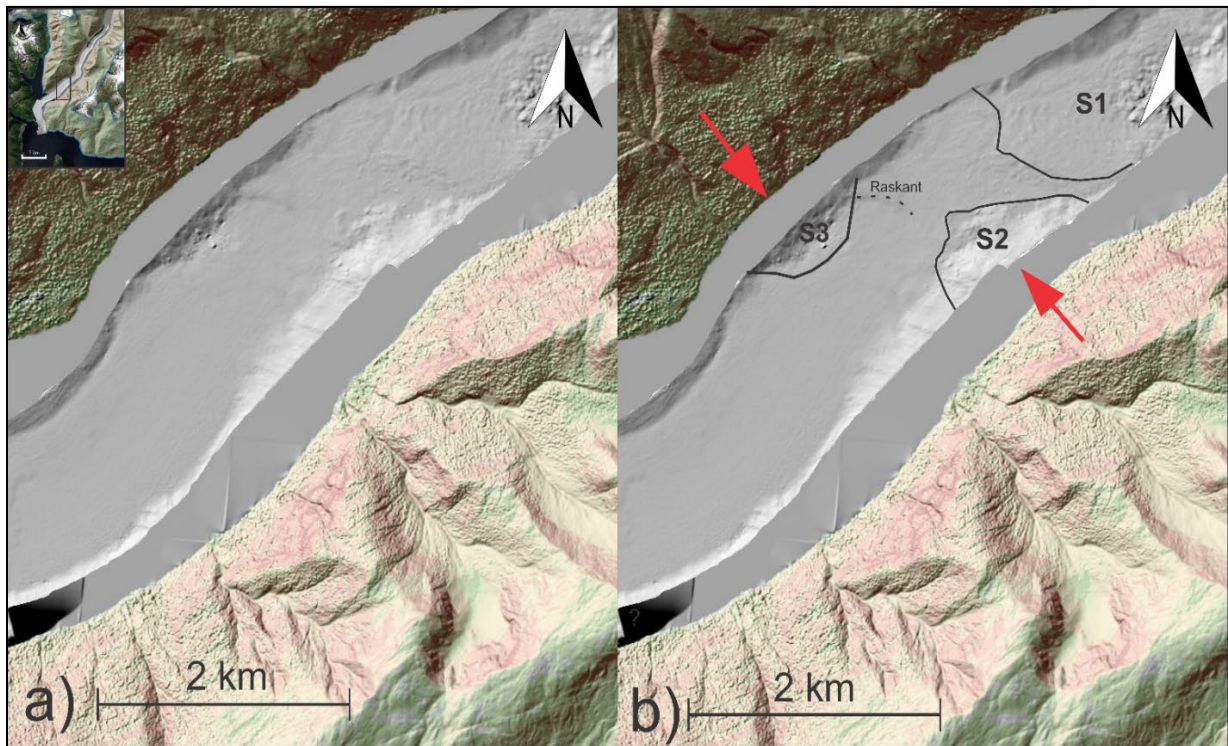
Bassengutformingen til fjorden er avlang med bratte fjellsider og bratte fjordskråninger som er videreført ned til fjordbunnen. Selve havbunnstopografien fremstår som relativt flat og utjevnet med terskler av ulik størrelse. Havbunnen er utjevnet fordi bassenget består av sedimenter mens tersklene i batymetrien består av skredavsetninger, fjellterskler eller morene. Fjorden er bredest (2,1 km) i overgangen til Sognefjorden i sør, men blir gradvis smalere innover i fjorden (1 km). Basert på det gråskala batymetrikartet er det ikke lett å identifisere ulike basseng i fjorden, men disse bassengene kommer tydelig frem i de seismiske lengdeprofilene i delkapittel 5.2. Topografiske strukturer eller geometriske former som er identifisert på havbunnen er knyttet til skredutløsningsprosesser (skredgroper) eller skredavsetninger. Utløpsområdet har blitt identifisert basert på skredmassenes utbredelse og ujevne topografi (Figur 5.2). Det har blitt identifisert seks skredavsetninger (S1-S6).



Figur 5.2: a) Utolket Batymetri- og høydekart fra midtre del av Fjærlandsfjorden, b) Tolket batymetri hvor svart linje indikerer skredavsetninger tilhørende skredavsetning S1. Piler indikerer utløpsretning. Skredgrop i østre del av fjellsiden korresponderer med avsetningene i S1 på fjordbunnen, grønn linje indikerer utløsningsområdet. Modifisert fra (Kartverket, 2019).

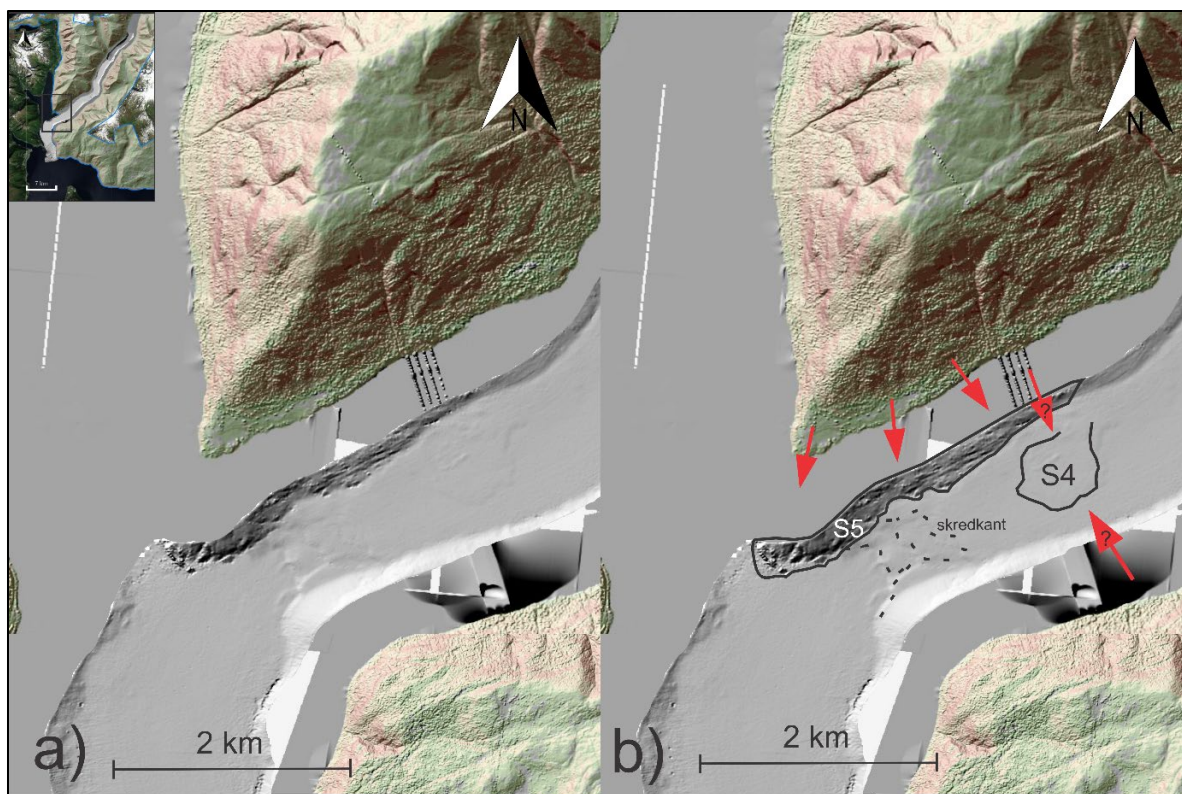
Skredavsetning S1: S1 er lokalisert i midtre del av Fjærlandsfjorden og avsetningen har en lengde på over 3,5 km og en bredde på 1 km. I midtre del av avsetningen, nærmest utløpsområdet, er det flere former som indikerer oppsamling av store rasblokker. Omrisset av skredavsetningen fremkommer i fjellskyggekartet og som overgang fra ujevn til jevn batymetri i havbunnsbatymetrien. S1 bekreftes videre av tilsvarende avsetning i de seismiske lengdeprofilene 16 og 17 (Figur 5.7 og 5.8) i delkapittel 5.2. Figur 5.2 viser tilhørende

skredgrop i fjellsiden, hvor en betydelig stor mengde volum er fjernet. Skredgropen har en opptil 800 m høy skredkant samt flere lineasjoner i fjellsiden som munner ut i fjordbassenget (Figur 5.2). Omtrentlig utregning av materialet fjernet fra skredgropen tilsvarer at berggrunnsmasser på 0,8 km³ har rast ut (Kartverket, 2019).



Figur 5.3: Batymetri- og høydekart fra midtre del av Fjærlandsfjorden, hvor stiptet linje indikerer skredavsetninger tilhørende skredavsetning S2 og S3. Piler indikerer utløpsretning. Modifisert fra Kartverket (2019).

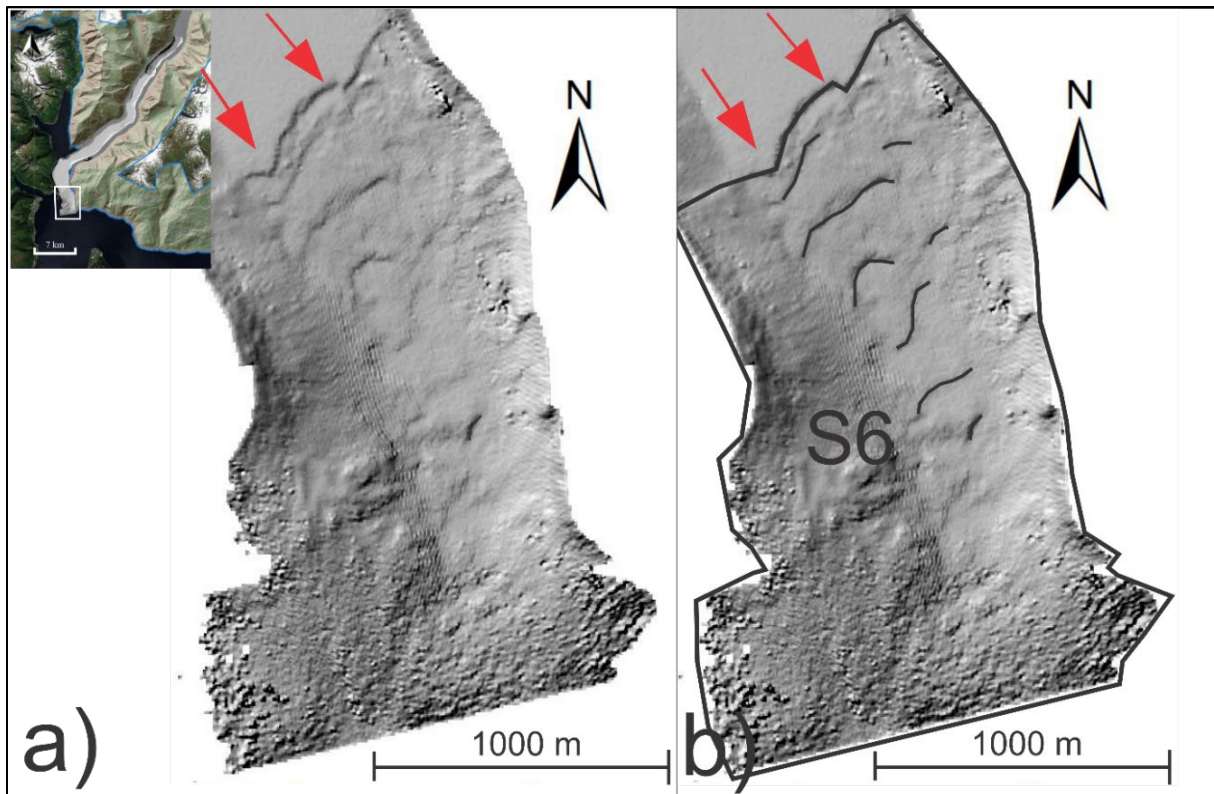
Skredavsetning S2 og S3: S2 og S3 er begge begrenset til bassengsidene i fjorden, og antatt utløpsområde er fra tilhørende fjellsider. Skredavsetning S2 er 800 m på det bredeste og ca. 1500 m lang (Figur 5.3). På motsatt side av S3 er det et mindre område med skredmasser (S3) som er 500 m bredt og 1000 m langt.



Figur 5.4: Batymetri- og høydekart fra midtre del av Fjærlandsfjorden, hvor stiplet linje indikerer skredavsetninger tilhørende skredavsetning S4 og S5. Piler indikerer utløpsretning. Modifisert fra Kartverket (2019).

Skredavsetning S4: S4 representerer en svak forhøyning av masser i midten av fjordbassenget (Figur 5.4). Dette kan være tynne skredmasser og på bakgrunn av lokasjon midt i bassenget er det vanskelig å indikere hvor utløpsområdet har sitt opphav, men fordi avsetningen ikke er langstrakt antas det at skredmassene har kommet fra en av de nærmeste fjellsidene. S4 bekreftes av tilsvarende avsetning identifisert i seismisk lengdeprofil 16 (Figur 5.7).

Skredavsetning S5: Skredmassene i S5 er avsatt langs fjellskråningen og har en utstrekning på 2,6 km lang og 200 m bred (Figur 5.4). Konsentrasjon av skredmasser langs skråningen til den nord-vestliggende fjellsiden indikerer at skredmassene har kommet fra fjellsiden. Sør i Figur 5.5 er det identifisert skredkanter og dette kan være knyttet til utrasing av sedimenter som er begravd av andre avsetningsprosesser. Skredkantene samsvarer med utglidde glasimarine sedimenter i seismisk lengdeprofil 16 (Figur 5.7).



Figur 5.5: Batymetri fra den ytterste delen av Fjærlandsfjorden. Stiplet området viser til skredkanter tilhørende S6. Skredavsetningen er avsatt i en bratt skråning som munner ut mot Sognefjorden. Svarte linjer markerer kontraster i batymetrien.

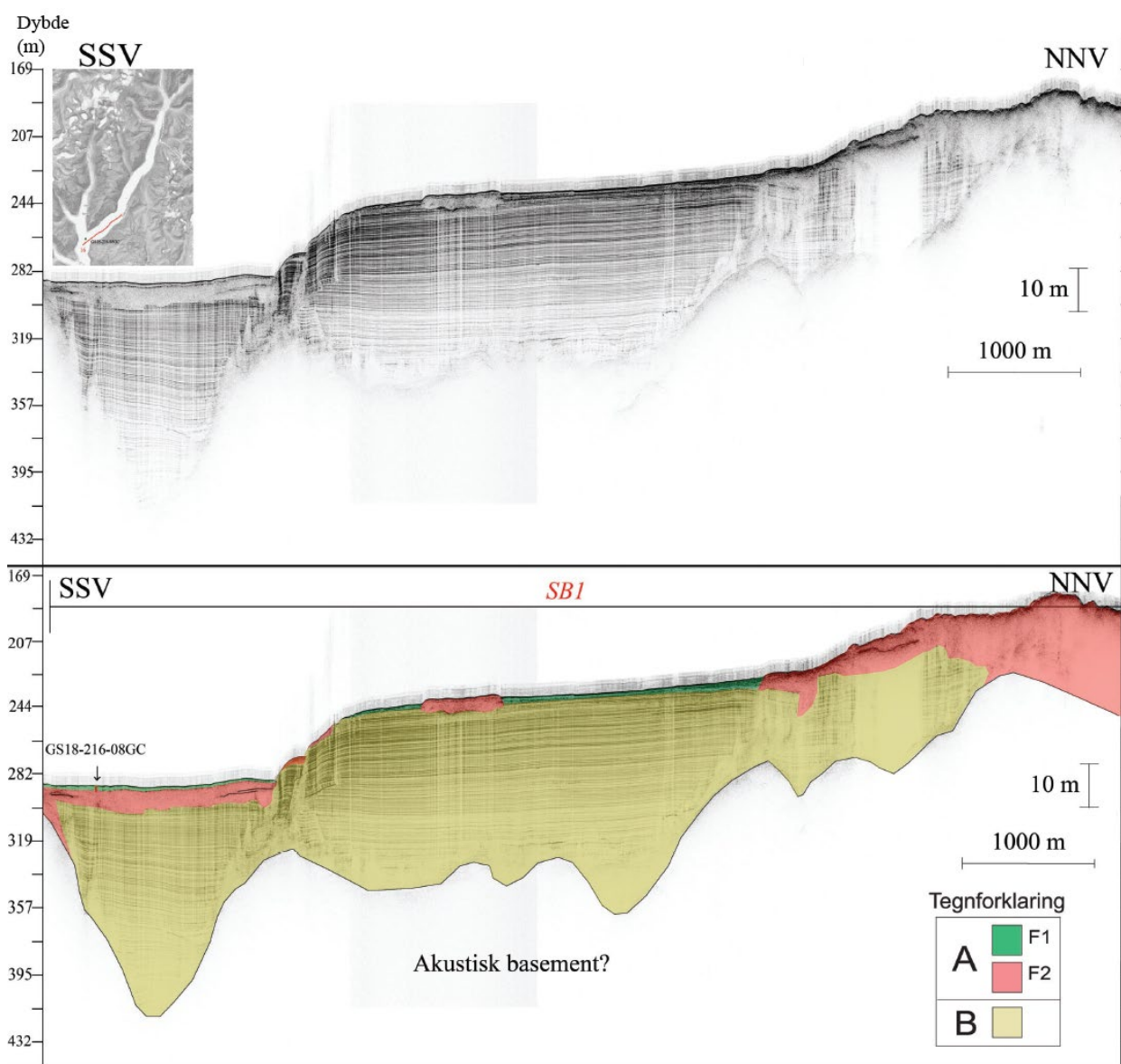
Skredavsetning S6: Skredavsetningen har en tydelig skredkant og er identifisert helt ytterst i Fjærlandsfjorden hvor det munnes ut mot Sognefjorden (Figur 5.5). Avsetningen har en minimumslengde på 2,5 km og en bredde på ca. 1,5 km. Skredavsetningen har en ujevn topografi, hvor skredmassene øverst i skråningen opptrer som ryggformer eller parallelle skredblokker (markert i Figur 5.5 med svarte linjer). Dette representerer utglidningsblokker som har glidd ut langs den bratte skråningen, mens de samme skredavsetningene nederst i skråningen forekommer mer homogene. Skredet har rast ut i fjordmunningen og ned i Sognefjorden 800 m dypere. Øvre del av avsetningen kan i dag være knyttet til sigprosesser, hvor materiale siger gradvis nedover skråningen. Skredgropen i Sognefjorden har vært beskrevet av Aarseth et al. (1989) hvor de kalkulerte at skredmassene utgjør $0,03 \text{ km}^3$. Skredavsetningen representerer utglidningsblokker av glasimarine sedimenter.

5.2 Seismostratigrafi

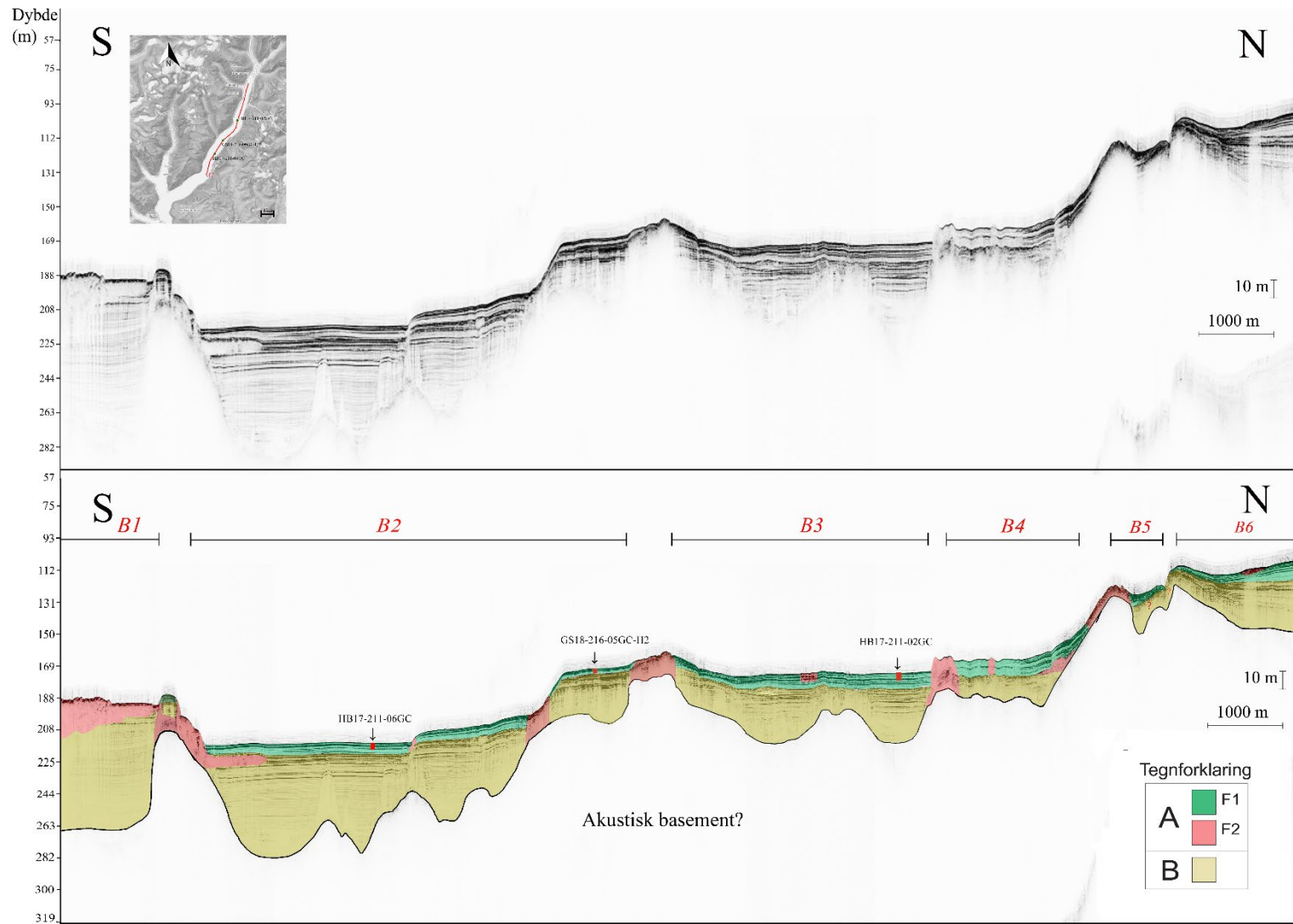
I dette studiet har to lengdeprofiler og fire tverrprofiler fra Fjærlandsfjorden blitt analysert og tolket (Figur 5.6). Profilene er valgt ut på bakgrunn av geografisk beliggenhet og nærhet til kjernene som har blitt analysert. Lengdeprofilene 16 og 17 er samlet inn fra sør til nord i Fjærlandsfjorden og er benyttet for å beskrive avsetningene i hele fjordbassenget og inndelingen av de valgte seismostratigrafiske enhetene (Figur 5.7 og 5.8). Sedimentene i fjorden har blitt inndelt i to seismiske hovedenheter (A og B) basert på seismisk karakter og stratigrafisk utbredelse. Enhet A er videre delt inn to seismiske facies (A.F1 og A.F2). Det har blitt identifisert seks sedimentbasseng (SB1-SB6), hvor forhøyde terskler skiller sedimentbassengene. Tersklene er berggrunnsrygger og/eller oppsamling av skredmateriale.



Figur 5.6: Lengdeprofil 16 og 17 (rød strek) og tverrprofil 23,25,28 og 35 (hvit strek) har blitt tolket i dette studiet. Lokalitet til kjerne 02GC, 05GC, 06GC og 08GC er plassert på kartet med grønn prikk.



Figur 5.7: TOPAS profil GS18-216-016 fra ytre del av Fjærlandsfjorden. Profilet er et lengdeprofil som fortsetter som en forlengelse fra basseng SB1 i lengdeprofil 17 (Figur 5.8). Lokasjon er vist i kartutsnittet øverst til venstre i figuren. Øverst er det profil uten tolkning og nedre del viser med seismiske enheter A (A.F1 og A.F2) og B. Svart linje representerer overgangen til akustisk basement. Det er identifisert ett basseng (SB1) i det seismiske profilet. Lokalitetene til kjernen GS-08GC er plassert sør-sør-vest det seismiske profil.



Figur 5.8: TOPAS profil GS18-216-017 fra midtre del av Fjærlandsfjorden. Profilet er et lengdeprofil fra midtre del av fjorden og nordover til enden av fjorden. Lokasjon er vist i kartutsnittet øverst til venstre i figuren. Øverst er det profil uten tolkning og nedre del viser med seismiske enheter A (F1 og F2) og B. Svart linje representerer overgangen til akustisk basement. Det er identifisert seks basseng i dette lengdeprofilet (SB1-SB6). Lokalitetene til kjernene HB-06GC, GS-05GC og HB-02GC er plassert i det seismiske profilet.

5.2.1 Beskrivelse og tolkning av de seismiske enhetene

Seismisk enhet B

Beskrivelse: Nedre grense er definert som overgangen til akustisk basement (Figur 5.7). Seismisk enhet B består av sub-parallele reflektorer kuttet i noen områder av akustiske transparente pakker. Enheten består av vekselvis sterke og svake reflektorer og styrken på den seismiske amplituden øker oppover i enheten. Mektigheten på seismisk enhet B er størst ytterst i Fjærlandsfjorden med opptil 130 m tykkelse og er opptil 75 m i midtre og indre del av fjorden (Figur 5.9). Nederst i enheten er reflektorene tilsynelatende sammenhengende med lav-amplitude, hvor reflektorene varierer fra å være horisontale til sub-horisontale. Øverst i enheten er det sammenhengende reflektorer med høy amplitude og reflektorene er hovedsakelig horisontale. Enheten er identifisert i alle bassengene (SB1-SB6). Innad i den seismiske enheten er det observert akustiske transparent lagpakker som kutter i de akustiske laminerte reflektorene. Tykkelsen på enheten minker innover i fjorden, spesielt når dypet i bassenget blir grunnere. I indre del av Fjærlandsfjorden, hvor bassengene (SB4, SB5 og SB6) er relativt grunnere er tykkelsen til enheten ± 10 m.

Tolkning: Enhet B er tolket til å være glasimarine smeltevannsplumitter og skredavsetninger avsatt i forbindelse med deglasiationsjonen etter yngre dryas, hvor de laminerte reflektorene representerer de glasimarine sedimentene forstyrret av skredavsetninger. Akustiske laminasjoner er et resultat av vekslende kornstørrelse og dette kommer av sesongvariasjoner av smeltevanntilførsel (Aarseth, 1997; Hjelstuen et al., 2009).

Seismisk enhet A

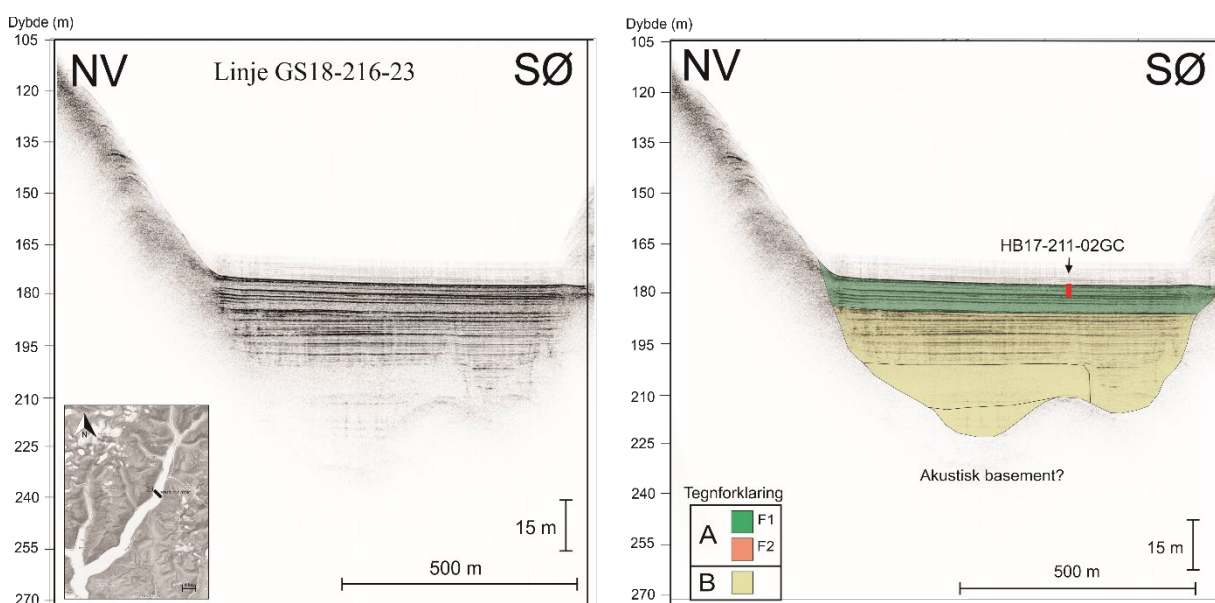
Beskrivelse: Nedre grense er definert som en gradvis overgang og kommer ikke tydelig frem i seismikken. Valg av grense er basert på endring i helning på reflektorer i tverrprofil 25 (Figur 5.11) og kjernestratigrafi beskrevet i delkapittel 5.3. Seismisk enhet A består av vekselvise reflektorer og kontinuerlige kaotiske/transparente lag (seismisk facies A.F1) og isolerte transparent lagpakker (seismisk facies A.F2). I motsetning til seismisk facies A.F2, kan flere av reflektorene i seismisk enhet A.F1 følges gjennom lengdeprofil 17 (Figur 5.8). Mektigheten til seismisk facies A.F1 varierer fra 5-10 m i indre del av fjorden (Figur 5.8) og fra 0,2-3,0 m i ytre del av fjorden (Figur 5.7). Isolerte lagpakker tilhørende seismisk facies A.F2 forekommer med størst mektighet i basseng SB2, SB3 og SB1. Isolert lagpakke i overgangen mellom SB1 og SB2 er 56 m tykk og over 4000 m bred og dette samsvarer med skredavsetning S1 presentert i delkapittel 5.1 (Figur 5.2). Den midtre transparente pakken i lengdeprofil 16 med kort

utstrekning tilhører seismisk enhet A.F2 og samsvarer med skredavsetning S4 i delkapittel 5.1 (Figur 5.4).

Tolkning: Enhet A består av marine sedimenter (hemipelagisk) og skredavsetninger avsatt i holocen. Overgangen fra seismisk enhet B til A representerer når avsetningsmiljøet gikk fra glasimarint til marint miljø. Seismisk facies A.F1 representerer vekselvis hemipelagiske sedimenter og skredavsetninger, hvor de transparente lagpakke kan representere både skredavsetninger og hemipelagisk materiale. Endring i amplitude reflekterer endring i tetthet, og kan representere turbidittavsetninger eller andre skredprosesser. Det kan også reflektere hemipelagisk sedimenter som draperer underliggende skredavsetning. Seismisk facies A.F2 representerer isolerte storskala skredavsetninger som eroderer ned i omkringliggende lagpakker.

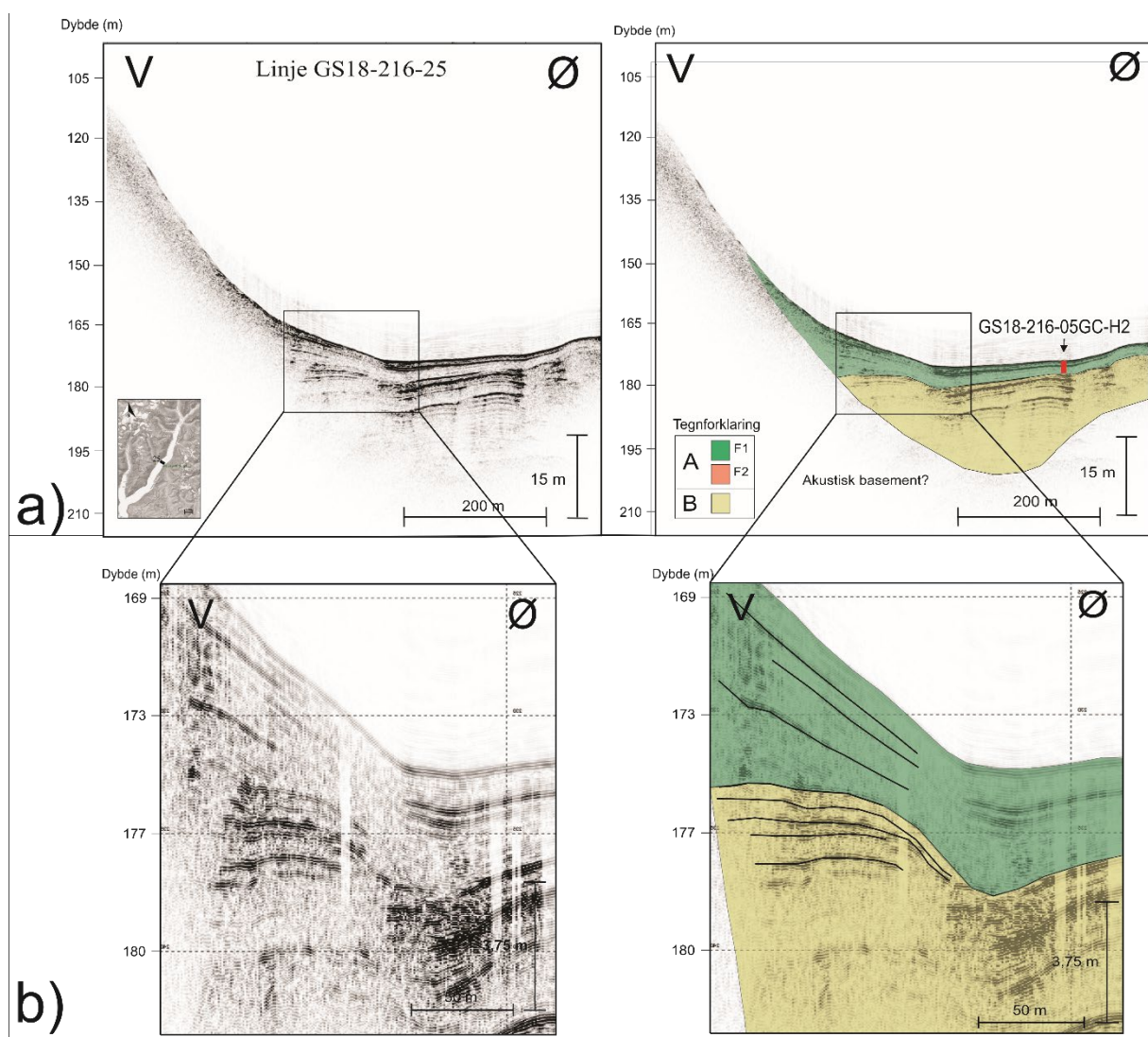
5.2.2 Tverrprofiler i Fjærlandfjorden

TOPAS tverrprofilene GS18-216-23, GS18-216-25, GS18-216-28 og GS18-216-35 har blitt valgt fordi de representerer kjernelokaliteter. Tverrprofilene 23, 25 og 28 kommer fra midtre del av fjorden mens tverrprofil 35 representerer ytre del av fjorden (Figur 5.7). Felles for tverrprofilene 23, 25 og 28 er at flere av reflektorene i seismisk enhet A kan følges gjennom profilene (delkapittel 5.4). Men i tverrprofil 35 er seismisk enhet A betydeligere tynnere og det er ikke mulig å følge de samme reflektorene som i de andre tverrprofilene (vises i delkapittel 5.4).



Figur 5.9: TOPAS profil GS18-216-23 fra midtre del av Fjærlandsfjorden. Profilet til venstre er uten tolkning og profilet til høyre er med tolkning og lokaliteten til kjerne 02GC. Stiplet linje i seismisk enhet B markerer akustisk transparent facies.

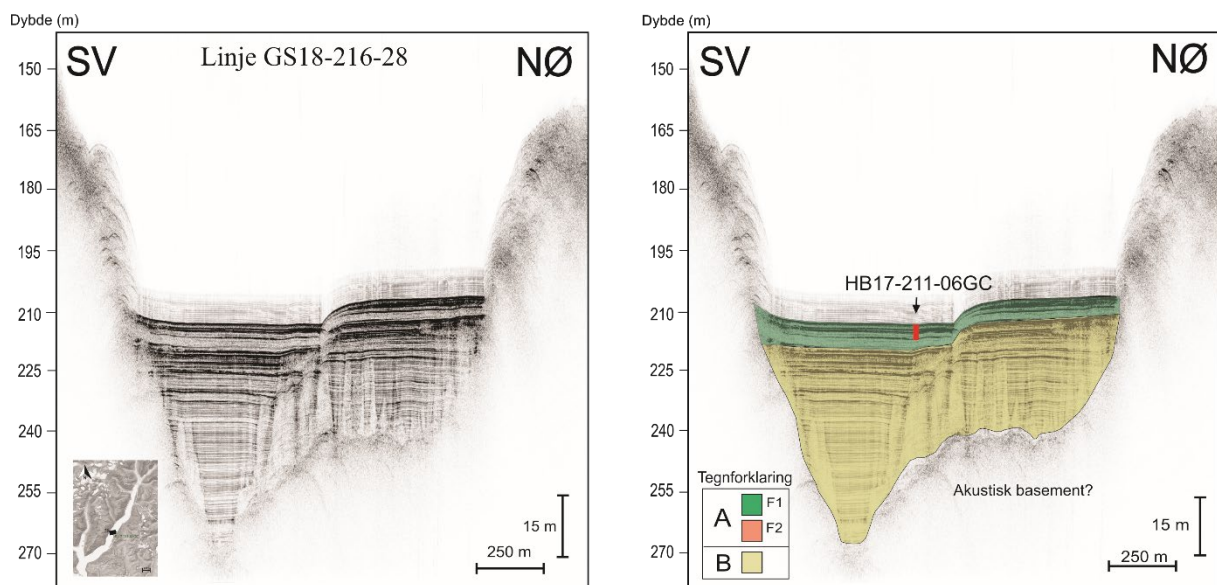
TOPAS-profil GS18-216-23: Tverrprofil 23 er lokalisert i basseng SB2, og består av seismisk enhet A og B (Figur 5.9). Havbunnen er ved 176 m under havnivå og på det dypeste er akustisk basement antatt til å være ved 223 m under havnivå. Sedimentpakkene består dermed maksimalt av 47 m med sedimenter. Profilet har samme karakteristikk som lengdeprofil 17 med at enhet B utgjør den mektigste enheten og at enhet A ligger stratigrafisk øverst. I motsetning til tverrprofil 25 og 28, er reflektorene i seismisk enhet B kuttet av et ca. 15 m tykt og 500 m bredt lag vest i profilet. Seismisk enhet A er 10 m tykt og består av flere sterke reflektorer av varierende mektighet.



Figur 5.10: TOPAS profil GS18-216-25 fra midtre del av Fjærlandsfjorden. a) Profilet til venstre er uten tolkning og profilet til høyre er med tolkning og lokaliteten til kjerne 05GC. b) Begge utklippene er forstørrelser av markert ramme i a), hvor profilet til venstre er uten tolkning og profil til høyre er med tolkning og svarte linjer markerer høy-amplitude reflektorer.

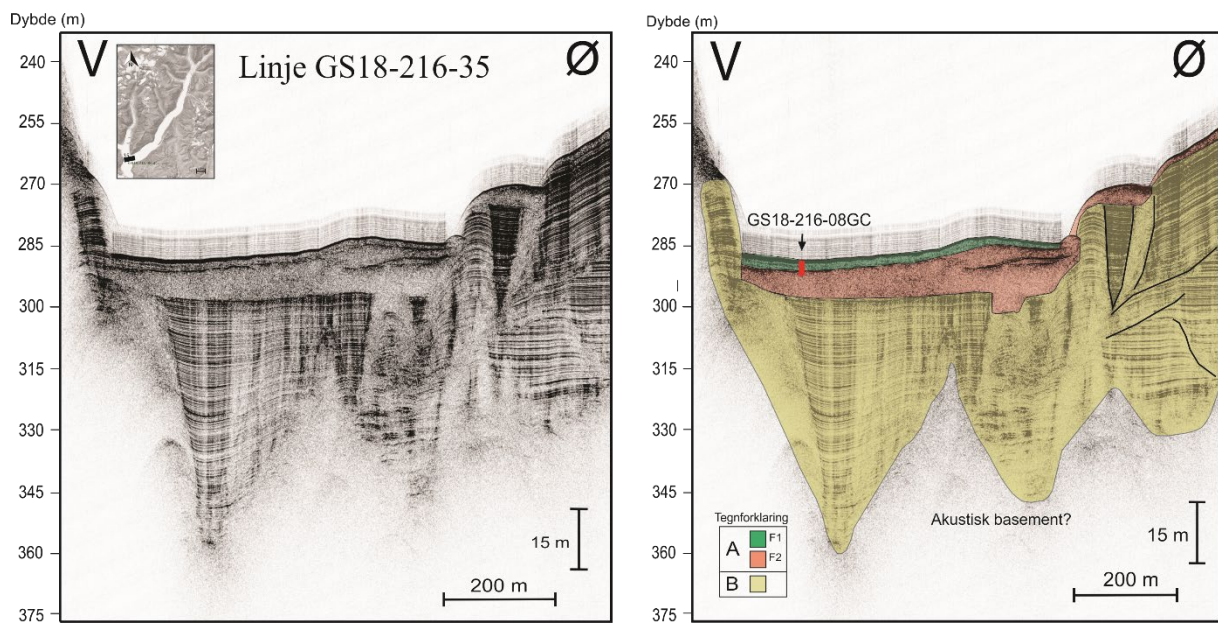
TOPAS-profil GS18-216-25: Tverrprofilen er lokalisert i basseng SB2, og representerer et område med tynne sedimentpakker (Figur 5.10). I likhet med tverrprofil 23, er havbunnen ved ca. 170 m. Men i motsetning til tverrprofil 23, er den dypeste overgangen til akustisk basement antatt til å være ved 192 m. Sedimentpakkene utgjør maksimalt 22 m og dette tilsvarer omtrent halvparten av sedimenttykkelsen i tverrprofil 23. Lav mektighet kan skyldes mindre skredaktivitet eller som et resultat av svakt akustisk signal.

Tverrprofilen består av seismisk enhet B og A, og i motsetning til tverrprofil 23 og 28, er reflektorene sub-horisontale. Seismisk enhet A.F1 varierer i tykkelse fra 3 til 9 m, og seismisk enhet B utgjør ca. 15 m. I vestlige del av profilet er det tydelig endring i helningen på reflektorene i overgangen fra seismisk enhet B til A (Figur 5.10b). Reflektorene i seismisk enhet B er tilnærmet horisontale mens de overliggende reflektorene i seismisk enhet A har større helning. Denne endringen er brukt til å definere overgangen fra seismisk enhet B til A, både i dette tverrprofilet samt tverrprofil 23 og 28. Overgangen tolkes til å representere økt fluvial aktivitet som følge av at isdekket smeltet vekk.



Figur 5.11: TOPAS profil GS18-216-28 fra midtre del av Fjærlandsfjorden. Profilet til venstre er uten tolkning og profilet til høyre er med tolkning og lokaliteten til kjerne 06GC.

TOPAS- profil GS18-216-28: Tverrprofil 28 er lokalisert i basseng SB2 og består av seismisk enhet B og A (Figur 5.11). Havbunnen er ved ca. 210 m under havnivå. Seismisk enhet B og A utgjør henholdsvis 30-45 m og 5-9 m. Reflektorene er horisontale og sammenhengende i både seismisk enhet B og A. Øst i profilet er havbunnen ca. 5 m høyere enn vest i profilet. Dette kan knyttes til grunnere akustisk basement øst i profilet.

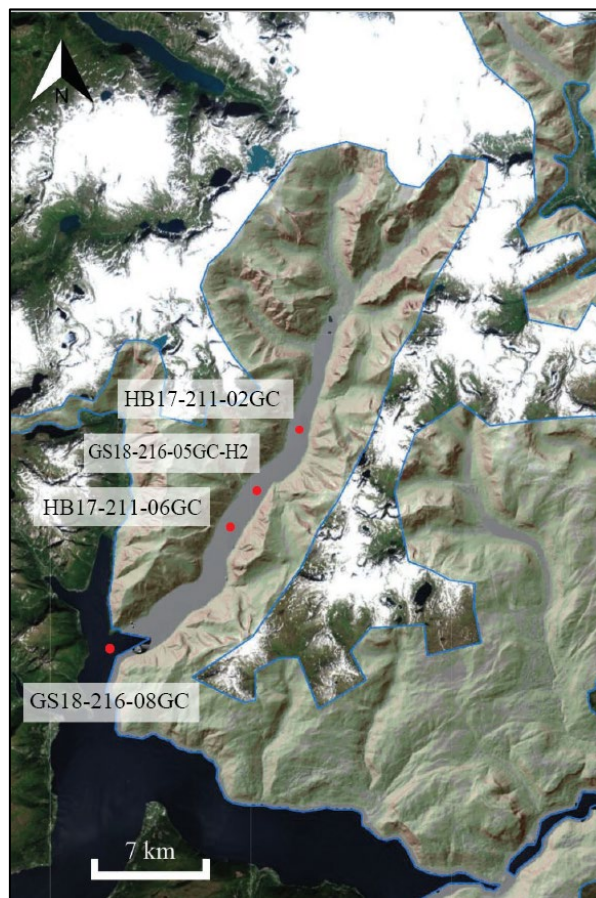


Figur 5.12: TOPAS profil GS18-216-35 fra midtre del av Fjærlandsfjorden. Profilet til venstre er uten tolkning og profilet til høyre er med tolkning og lokaliteten til kjerne 08GC. Svart linje markerer endring i reflektorretning.


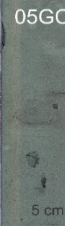






TOPAS profil GS18-216-35: Tverrprofil 35 er fra ytre del av Fjærlandsfjorden i basseng SB1 og består av seismiske enhet B og A (Figur 5.12). Havbunnen er ved ca. 285 m, og representerer det dypeste området i fjorden. Tykkelsen til seismisk enhet A varierer etter type seismisk facies. Seismisk facies A.F2 har varierende mektighet og den største mektigheten er på ca. 15 m. Seismisk facies A .F1 er relativ tynn og består av 1-3 m tykt lag med sedimenter. Reflektorene i seismisk enhet B er sub-horisontale og består av reflektorer med varierende retninger. Sedimentpakkene tilhørende seismisk enhet B øst i profilet viser tegn til utglidning langs plan som er markert med endring i reflektorretning.

5.3 Kjernestratigrafi

I dette delkapittelet er litologien for hver av de fire kjernene beskrevet samt resultatene fra dateringer, kornstørrelseanalyse, skjærstyrke og tre forskjellige ikke-destruktive loggere: ITRAX-skanner, MSCL-logger og CT-skanner (Figur 5.13; Tabell 4.1). Kjernene har blitt delt inn i litologiske enheter og underenheter. Underenheter blir videre klassifisert etter genetisk avsetningstype, enten som vertikal (hemipelagisk) eller nedadrettede gravitasjonsavsetning (skredavsetninger). Nedadrettede gravitasjonsprosesser har blitt delt inn debris, turbiditt- og skredblokkavsetning. Begrepet debrisavsetning er valgt for å beskrive underenheter med tekstur og struktur som utelukker hemipelagisk sedimentasjon som avsetningsmekanisme. I dette studiet dekker debrisavsetning et bredt spekter av ulike gravitasjonsprosesser som f. eks snøskred og undersjøisk skred. Informasjon om ulike skredprosesser og hemipelagisk sedimentasjon er beskrevet i kapittel 3. Figur 5.14 illustrer typiske avsetninger til de valgte gravitasjonsprosessene og tilhørende strukturer. Videre undersøkelse av underenhetene blir gjort med CT-skanninger i underkapittel 5.3.3. Beskrivelse av de geokjemiske, geotekniske og sedimentologiske parameterne er beskrevet i delkapittel 4.4.



Figur 5.13: Oversiktskart som viser kjernelokalitetene til de studerte kjernene i Fjærlandsfjorden. Rød prikk markerer kjernelokalitet og tilhørende tekst representerer kerne-ID.

		Genetisk avsetningstype	Kjerneanalyse (dette studiet)			
			Farge-kode	Eksempler fra optisk bilde		Tekstur og struktur
Gravitasjonsprosesser	Nedadrettede	Debris-avsetning		 5 cm	 5 cm	
		Turbiditt-avsetning		 10 cm	 5 cm	<ul style="list-style-type: none"> - Normalgradering med eller uten interlaminert leire - Erosiv base - Gradvis øvre gjerne
		Skred-blokk		 5 cm	 5 cm	<ul style="list-style-type: none"> - Varierende grad av deformasjon - Delvis bevarte strukturer - Foldet og skråstilte laminasjoner
	Vertikal	Hemipelagisk avsetning		 5 cm	 5 cm	<ul style="list-style-type: none"> - Massiv og homogen - Finkornet - Bioturbasjon er ofte tilstede

Figur 5.14: Inndeling av vertikal og nedadrettede gravitasjonsprosesser i Fjærlandsfjorden med litografiske eksempler, beskrivelse av sedimentære strukturer og tilhørende fargekode.

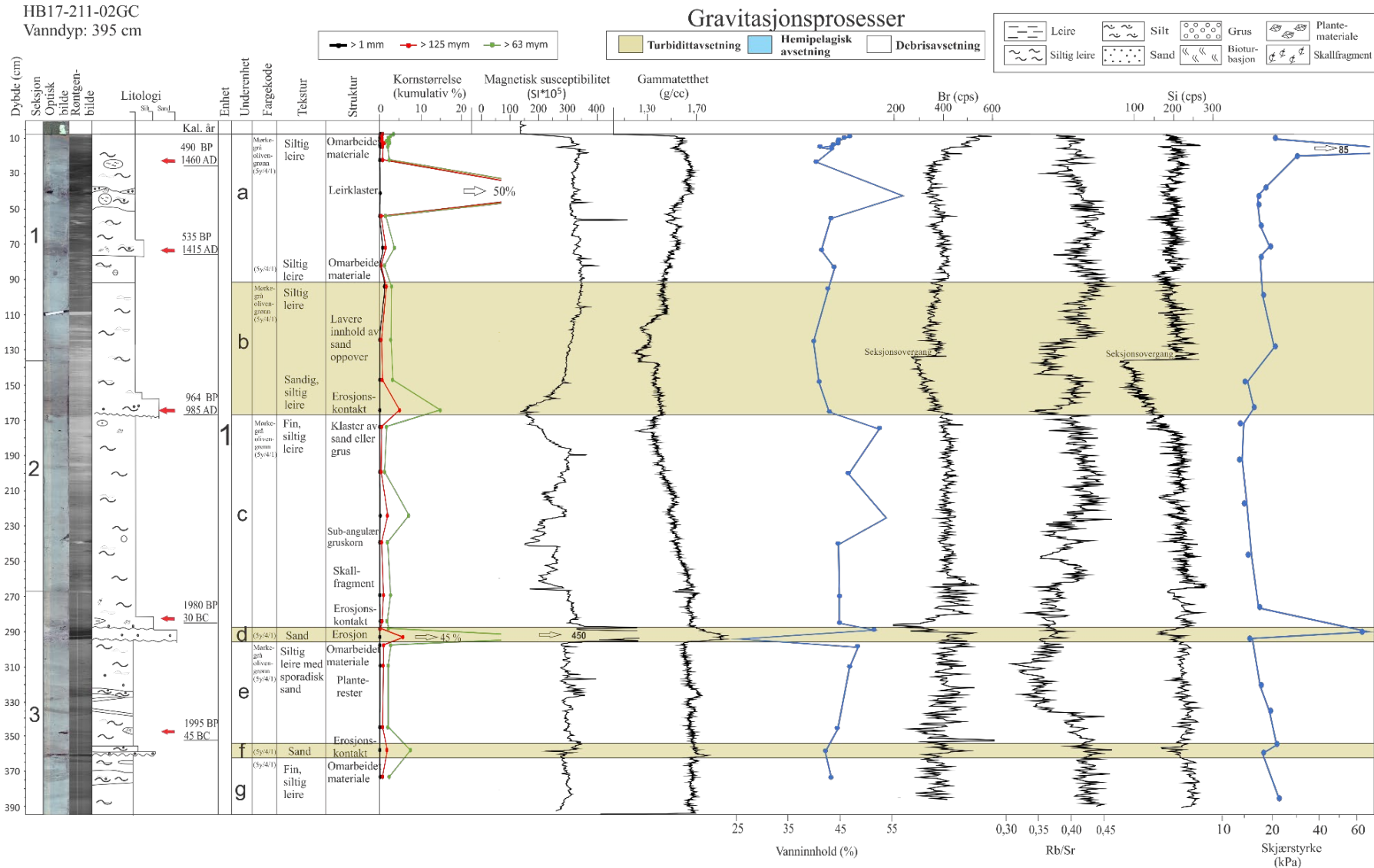
5.3.1 Kjerneanalyse

HB17-211-02GC

HB17-211-02GC er en fallkjerne tatt fra midtre del av Fjærlandsfjorden (Fig 5.15). Kjernen består av en litologisk enhet. Det er ikke lagd en tabell for endringer i parameterne på bakgrunn av at det ikke har blitt identifisert intervaller med godt bevart hemipelagiske sedimenter i kjernen.

Enhet 1 (395-9 cm): Enheten representerer mørkegrå olivengrønne (5y/4/1) sedimenter, som i de fleste underenhetene fremstår omarbeidet. Enheten er videre delt inn i åtte identifiserte underenheter (1a-1g). Det er fluktuasjoner av samtlige parametere i denne enheten uten tydelig økning eller nedgang. Nedre grense er ikke kjent, men er definert ved bunnen av kjernen (Figur 5.15).

HB17-211-02GC
 Vanndyp: 395 cm



Figur 5.15: Litologisk logg av kjerne HB-02GC med sedimentologiske, geotekniske og geokjemiske parametere. Det er lagt inn genetisk tolkning av sedimentene.

Underenhet 1g (395-362 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sandinnhold og i det optiske bildet fremstår enheten hovedsakelig lyseblå. Det er flere innslag av leirklaster med mørkere sedimenter som fremstår omarbeidet. Det er ikke tatt tette nok sedimentprøver for at kornstørrelsefordeling og skjærstyrke er representativ for å dokumentere endringer i denne underenheten. Omarbeidet materiale og den blålige fargen tyder på at det er en type debristype-avsetning.

Underenhet 1f (362 – 358 cm): Den tynne underenheten består av siltig leire med gradvis nedgang i sandinnhold. Nedre grense er markert av et sandlag som utgjør en erosjonskontakt i det optiske bildet og dette sammenfaller med brå økning av gammatetthet (1,50 g/cc), magnetisk susceptibilitet ($340 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$) og kornstørrelse (9% sandinnhold). Litologisk logg viser at et lag med finere sedimenter ligger ovenfor sandlaget og dette kan tyde på sortering. Sandlaget og tilsynelatende sortering tyder på at det er turbidittavsetning.

Underenhet 1e (358-295 cm): Underenheten består av siltig leire med varierende sandinnhold og det optiske bildet viser at tonen av blåfarge varierer som følge av tilstedeværelse av flere leirklaster. Den nedre grensen er valgt basert på visuelle strukturendringen i det optiske bildet. Det er også registrert sporadisk sand under visuell observasjon av kjernen. Ved 350 cm er det terrestrisk plantemateriale tilstede, men dette gir ikke utslag i parameterne. Tydelig endring i parameterne er nedgang i Rb/Sr (0,42 til 0,35). Underenheten er tolket til å være en debristype-avsetning på bakgrunn av terrestrisk plantemateriale og blålig farge i det optiske bildet.

Underenhet 1d (295 – 291 cm): Sand dominerer i det 4 cm tykke laget, og nedre grense representerer en erosjonsgrense. Dette samsvarer med mørk gråtone i røntgenbilde, tydelig økning av sandinnhold (45%), magnetisk susceptibilitet ($450 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$), gammatetthet (1,9 g/cc), skjærstyrke (60 kPa) og nedgang av vanninnhold (5%). Observert sortering og gradvis endringer av magnetisk susceptibilitet og gammatetthet tyder på at underenheten er en turbidittavsetning.

Underenhet 1c (295 – 165 cm): Underenheten består av fin siltig leire og sedimentene fremstår blålig i det optiske bildet. Nedre grense er markert av en brå nedgang i magnetisk susceptibilitet ($280 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$), gammatetthet (1,50 g/cc) og kornstørrelse (3% større enn >63 mikron) samt økning i vanninnhold (45%). Det er en gradvis lysere gråtone oppover i kjernen. Det er observert en relativ homogen tekstur og dette er ikke reflektert av magnetisk susceptibilitet. Ved 235 cm er det observert en angulær grusklast med 4 cm i diameter. Det er stor variasjon av magnetisk susceptibilitet i underenheten og den generelle trenden er at magnetisk susceptibilitet

minker asymmetrisk oppover i underenheten. Tilstedeværelse av grus og variasjon av magnetisk susceptibilitet tyder på underenheten er debristype-avsetning.

Underenhet 1b (165-95 cm): Underenheten består av siltig leire og det er gradvis nedgang av sandinnhold oppover i enheten (fra 15% til 4%). Nedre grense har en erosiv karakter og dette kan både observeres visuelt, i optisk og røntgen bildet. Dette samsvarer med en klar forskyvning i XRF-grafene. I det optiske bildet observeres en gradvis fargeendring og dette samsvarer med gradvis økning av magnetisk susceptibilitet. Intervallet 180-135 cm viser gradvis økning/nedgang av tellinger av Si og Br, etterfulgt av et svært brått utslag. Disse brå endringene er artefakt knyttet til at overflaten til den skannende kjernen i dette gitte intervallet er ujevn. Samtlige parametere tyder på normalgradering og underenheten tolkes dermed til å være turbittavsetning.

Underenhet 1a (95 – 9 cm): Den øverste underenheten består av siltig leire og den nedre grensen representerer overgangen fra homogent til heterogen struktur. Underenheten har varierende tone av blåfarge i det optiske bildet. Ved 45 cm er det oppsamling av sand samt leirklaster og i dette laget er 50% av kornene større enn 0,125 mm. Gammatetthet øker gradvis oppover og det er betydelig variasjon i magnetisk susceptibiliteten. Det er tatt to dateringer av materiale i underenheten, og de er relativt nærme hverandre i kal.år BP som tyder på at sedimentene har blitt avsatt av samme hendelse eller innenfor et kort tidsintervall. Nærliggende radiokarbonalder kan også skyldes resedimentert plantemateriale. Sandklaster og nærliggende dateringer tyder på at underenheten er debristype-avsetning.

GS18-216-05GC-HIV2

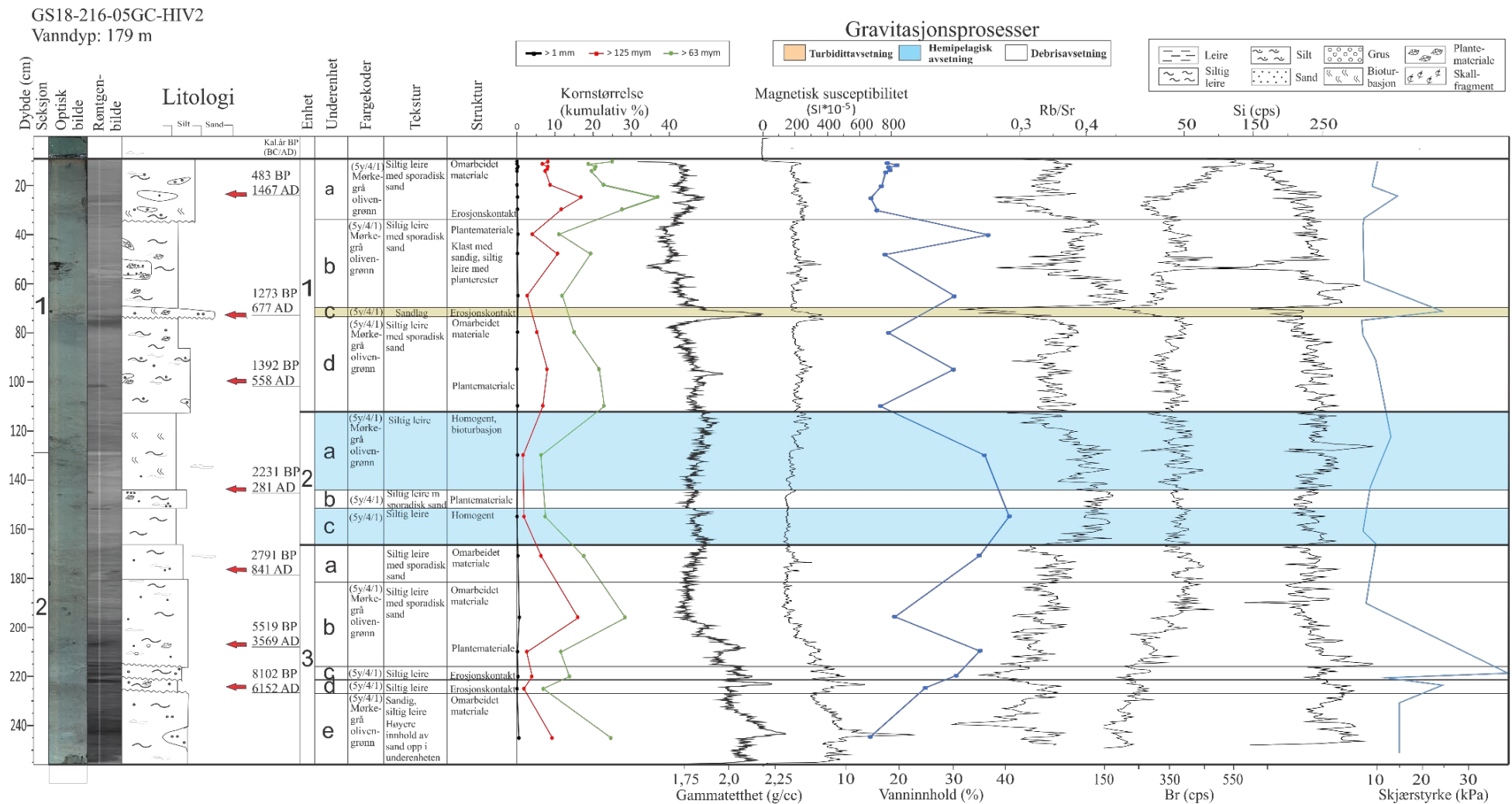
GS18-05GC er en fallkjerne tatt i midterste del av Fjærlandsfjorden (Fig 5.16). Kjernen består av tre litologiske enheter og tolv underenheter. Alle underenhetene er også forsøkt tolket til å representere en bestemt avsetningstype. Endringene i parameterne er listet opp i Tabell 5.1.

Tabell 5.1: Endring i parameterne til underenhetene i kjerne HB-05GC i forhold til intervallene med hemipelagisk sedimentasjon ved 112-144 og 166-152 cm. + indikerer økning, - indikerer nedgang og blank celle indikerer ingen endring. Hvor den interne variasjonen er for stor til å identifisere klare endringer eller det er for lite data er det skrevet inn V. Blå, hvit og gul markering representerer henholdsvis hemipelagisk avsetning, debrissetning og turbidittavsetning.

Under-enhet	Dybde (cm)	Korn-størrelse	Gamma-tetthet	Magnetisk susceptibilitet	Vanninnhold (%)	Rb/Sr	Br	Si	Skjærstyrke
1a	9-35	+	-	+	-	-	+	-	-
1b	35-70	+	-	+	-		+		-
1c	70-73	+	+	+		-	-	-	+
1d	73-112	+	-	+	-	-	0	0	0
2a	112-144	0	0	0	0	0	0	0	0
2b	144-152	V	(-)	0	V	0	0	0	V
2c	152-166	0	0	0	0	0	0	0	0
3a	166-180	+		(-)	(+)	-		(-)	(-)
3b	180-216	+	+	+	-	-	-	+	+
3c	216-221	+	+	+	-	-	-	+	+
3d	221-227		+	+	-	-	-	+	+
3e	227-252	+	+	+	-	-	-	+	+

Enhet 3 (255-144 cm)

Enhet 3 består av mørkegrå til lysegrå olivengrønn (5y/4/1) siltig leire med varierende sandinnhold (10-30%). Nedre grense på denne enheten er ikke kjent, men er definert ved bunnen av kjernen (Figur 5.16). Fra bunn til øvre grense er det høy variasjon av parametere og den generelle trenden er at gammatetthet (fra 2,15 til 1,78 g/cc), magnetisk susceptibilitet (fra 500 til 180 SI $\cdot 10^{-5}$) og tellinger av Br (200 til 360) minker med stor amplitude mens Rb/Sr øker med stor amplitude (fra 0,32 til 0,39). Ved 180 cm stagnerer samtlige parametere med unntak av Rb/Sr som fortsetter å øke opp til den øvre grensen. Det er identifisert fem underenheter (3a-3e) i enheten.



Figur 5.16: Litologisk logg av kjerne GS-05GC med sedimentologiske, geotekniske og geokjemiske parametere. Det er også lagt inn genetisk tolkning av sedimentene.

Underenhet 3e (255 – 227 cm): Underenheten består av siltig og sandig leire. Det er observert høyere sandinnhold oppover i underenheten og ved 240 cm er det observert sandklast og dette samsvarer med brå endring i Rb/Sr, magnetisk susceptibilitet og gammatetthet. Det er heterogen struktur og sedimentene fremstår omarbeidet. Vanninnholdet er 14%, og dette er det laveste målte vanninnholdet i kjernen. På bakgrunn av observasjon av store mengder sand og fluktuerende parametere er underenheten tolket til å representere debristype-avsetning.

Underenhet 3d (227 – 221 cm): Denne underenheten består av siltig leire med sand som utgjør 7%. Basert på brå fargeendring i det optiske bildet samt brå endring i magnetisk susceptibilitet tolkes den nedre grensen til å representere en erosjonsgrense. Underenheten fremstår som omarbeidet og det er observert klaster med sand og/eller plantemateriale. Visuell observasjon tyder på varierende sandinnhold. Tilstedeværelse av terrigent materiale og sand tyder på at underenheten er debristype-avsetning.

Underenhet 3c (221 – 216 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (ca. 14%). Nedre grense er markert av brå nedgang i Rb/Sr (0,24) og dette samsvarer med erosiv karakter i det optiske bildet som skrår ned i underliggende sedimenter. Det er registrert høyt utslag av skjærstyrke (40 kPa). På bakgrunn av utslag i parametere og høyt sandinnhold tolkes underenheten til å være debristype-avsetning.

Underenhet 3b (216 - 180 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand, hvor sandinnholdet varierer fra 12-30%. Nedre grense er markert av brå nedgang i magnetisk susceptibilitet ($280 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$), gammatetthet (1,8 g/cc) og brå økning i tellinger av Si (320) og dette samsvarer med at det er en erosjonsgrense. Nederst i underenheten er det forekomst av grus. Underenheten fremstår omarbeidet og det er forekomst av terrigent plantemateriale. Gjennom underenheten er det nedgang i magnetisk susceptibilitet, gammatetthet samt økning av telling av Br. Stor spredning av kornstørrelse, terrigent plantemateriale samt fluktuerende parametere tyder på at underenheten er debristype-avsetning.

Underenhet 3a (180 - 166 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk fordeling av sand (16%). Den nedre grensen er representert av en gradvis endring i farge i det optiske bildet samt overgangen til mer stabile verdier av gammatetthet og magnetisk susceptibilitet. Vanninnholdet er relativt høyt (40%) og sedimentene i underenheten fremstår som omarbeidet materiale. Varierende sandinnhold og lav Rb/Sr tyder på at det er debristype-avsetning.

Enhet 2 (144-116 cm)

Enheten representerer et intervall med relativt stabile parametere. Sedimentene er mørkegrå olivengrønn (5y/4/1) og det er observert bioturbasjon. De mest fremtredende endringene fra

underliggende enhet er høye tellinger av Rb/Sr (0,41) og relativ lav kumulativ kornstørrelse (6% sandinnhold). Den nedre grensen kan ikke observeres visuelt, men velges på bakgrunn av en overgang til mer stabile parametere, mindre forekomst av sand samt endringer som forekommer i det optiske bildet. Det er delt inn i tre underenheter (2a-2c).

Underenhet 2c (166-152 cm): Underenheten består av siltig leire med relativ lav kumulativ kornstørrelse (6% sandinnhold) og stabile parametere. Underenheten er tilsynelatende strukturløs og fremstår homogen. Basert på jevn og lav kornstørrelse, homogen struktur og stabile parametere tolkes underenheten til å være en hemipelagisk avsetning.

Underenhet 2b (152-144 cm): Underenheten består av siltig leire, og nedre grense er valgt basert på overgang til forekomst av terrigent plantemateriale og sandklaster. Det er ikke foretatt kornstørrelseprøve i dette intervallet, og det er dermed ikke mulig å sammenligne med kumulativ kornstørrelse til de andre underenhetene i enheten. Det er ikke noe nevneverdig utslag i tilhørende parametere eller endringer i røntgen eller det optiske bildet, men på grunn av observasjon av relativ store mengder plantemateriale og sand er underenheten tolket til å være debristype-avsetning.

Underenhet 2a (144-112 cm): Underenheten består av siltig leire med relativ lav kornstørrelse (6% sandinnhold) og stabile parametere. Det er observert langstrakte graveganger flere steder i underenheten, og dette tyder på at enheten har blitt lite utsatt for forstyrrelser. Nedre grense samsvarer ikke med noen tydelige endringer i parameterne, men er valgt på grunn av overgang til lavere sandinnhold og fravær av terrigent plantemateriale. Basert på lav kornstørrelse, stabile parametere og tilsynelatende bevart bioturbasjon tolkes underenheten til å være hemipelagisk avsetning.

Enhet 1 (112 cm-topp):

Enheten består av mørkegrå olivengrønn (5y/4/1) siltig leire og nedre grense kan ikke observeres visuelt, men velges på bakgrunn av overgang til høyere prosentandel av sandinnhold og lavere Rb/Sr (fra 0,33-0,37). Det er identifisert fire underenheter (1a-1d).

Underenhet 1d (112- 73 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (14-22% sand). Strukturen fremstår i det optiske bildet som homogen, men under visuell observasjon ble det observert innslag av partier med sandkorn > 1mm og det er relativ stor forekomst av terrigent plantemateriale. Basert på forekomst av terrigent plantemateriale og relativ høyt sandinnhold er underenheten tolket til å være en debristype-avsetning.

Underenhet 1c (73-70 cm): Det tynne sandlaget samsvarer med brå utslag i samtlige parametere samt tydelige endringer i røntgen og optisk bildet. Sandlaget representerer en erosjonskontakt og dette samsvarer med økning av alle parametere med unntak av nedgang av Rb/Sr og tellinger av Si og Br. Det er forekomst av terrigent plantemateriale i underenheten, men dette gir ikke utslag i tellinger av Br. Underenheten er tolket til å representere turbidittavsetning på grunn av erosiv base, store mengder sand i laget og gradvis nedgang i magnetisk susceptibilitet.

Underenhet 1b (74 -34 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (12-19%) og sedimenter i det optiske bildet er lysere enn underliggende underenhet 1c og 1d. Det er forekomst av plantemateriale gjennom hele underenheten. Ved 51-59 cm er det en sedimentklast med mye terrigene planterester og sand. Terrigent plantemateriale og varierende kornstørrelse tyder på at underenheten er en debristype-avsetning.

Underenhet 1a (34 cm – topp): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (19-37%). Den nedre grensen representerer overgangen fra lysere til mørkere sedimenter, brå økning av gammatetthet og magnetisk susceptibilitet og er dermed tolket til å representere en erosjonsgrense. Detaljert kornfordelingsanalyse i toppen viser variasjon i kornstørrelse og det er flere sandklaster i underenheten. Den høyeste kumulative prosentandelen av $> 125 \mu\text{m}$ (17%) og $> 0,063 \mu\text{m}$ (37%) er målt ved 26 cm, og dette samsvarer med visuell observasjon av sandklast i kjernen samt utslag i samtlige parametere. Tellinger av Br øker med høy amplitude (350 til 550). Fluktuerende parametere og varierende kornstørrelser tyder på at underenheten er en debristype-avsetning.

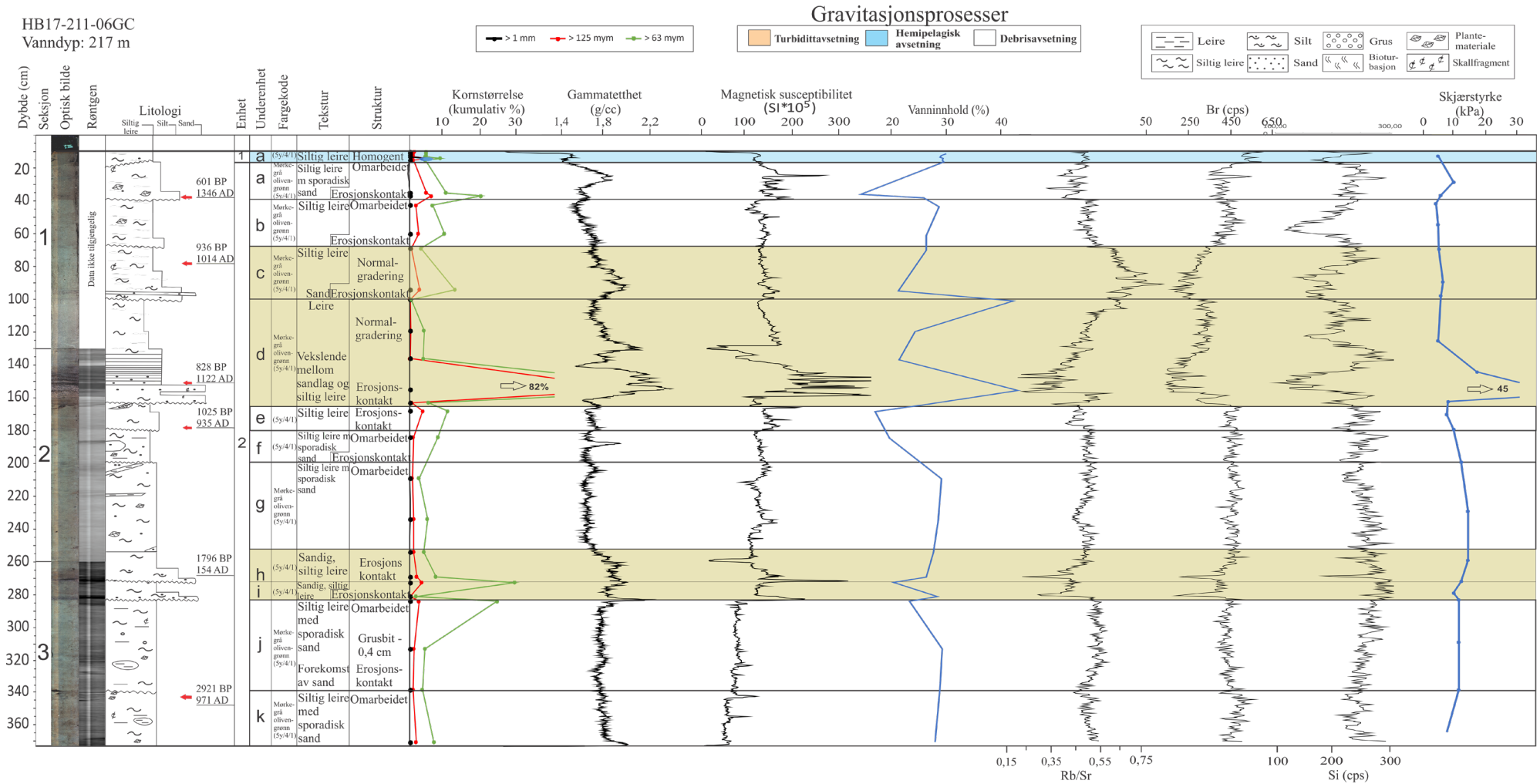
HB17-211-06GC

HB-06GC er tatt opp fra midtre del av Fjærlandsfjorden (Fig 5.17) og kjernen er delt inn i to litologiske enheter og elleve underenheter. Underenheten 1a, tolket til å bestå av hemipelagiske sedimenter, er utgangspunktet for Tabell 5.2 hvor endringene i parameterne er registrert for nedadrettede gravitasjonsprosesser. På grunn av at den hemipelagisk enheten (1a) er tynn er det stor usikkerhet knyttet til hva som karakteriserer hemipelagisk sedimenter i denne kjernen.

Tabell 5.2: Endring i parameterne til underenhetene i forhold til et hemipelagisk intervall ved 10 – 15 cm. + indikerer økning, - indikerer nedgang og blank celle indikerer ingen endring. Hvor den interne variasjonen er for stor eller det er for lite data tilgjengelig til å identifisere klare endringer er det skrevet inn V. Blå, hvit og gul markering representerer henholdsvis hemipelagisk avsetning, turbidittavsetning og debrisavsetning.

Under-enhet	Dybde (cm)	Korn-størrelse	Gamma-tetthet	Magnetisk Susceptibilitet	Skjær styrke	Rb/Sr	Br	Si	Vanninnhold (%)
1a	16-10								
2a	40-16	+	+	+	+	V	-	V	-
2b	68-40	+	+	(+)		+	-	-	
2c	102-68	+	+	+		+	-	V	-
2d	165-102	+	+	+	V	-	-	V	+
2e	180-165	+	+	(+)	(+)	(+)	-	(+)	-
2f	200-180	+	+		+	0	-	(+)	
2g	252-200		+		+	(+)	-	(+)	V
2h	270-252	+	+	+	+	-	-	-	-
2i	282-270	+	+	+	+	+	-	+	
2j	346-282	+	+	-	+	+	-	V	V
2k	372-346	+	+	-	+	(+)	-	-	

HB17-211-06GC
Vanddyb: 217 m



Figur 5.17: Litologisk logg av kjerne HB-06GC med sedimentologiske, geotekniske og geokjemiske parametere. Det er også lagt inn genetisk tolkning av sedimentene.

Enhet 2 (373-16 cm)

Enheten består hovedsakelig av mørkegrå til lysegrå olivengrønn (5y/4/1) siltig leire med varierende grad av sandinnhold. I det optiske bildet fremstår sedimentene som omarbeidet ved en ujevn fordeling av blålig og brunlig sedimenter. De sedimentologiske og geokjemiske parameterne er relativt stabile med noe intern variasjon. Det er identifisert ti underenheter (1a-1k). Nedre grense på denne enheten er ikke kjent, men er definert ved bunnen av kjernen (Figur 5.17).

Underenhet 2k (373-346 cm): Underenheten består av siltig leire med forekomst av sporadisk sand (5% sandinnhold). Det optiske bildet viser en heterogen fordeling av blålig og brunlig sedimenter og dette kan ikke observeres visuelt i kjernen. Det er forekomst av skallfragment, terrigent plantemateriale og leirklaster i underenheten. Ved 346 cm er det observert en overgang til relativt store mengder plantemateriale og dette samsvarer med en brå endring i samtlige elementtelling og magnetisk susceptibilitet ($100 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$). Underenheten er tolket til å være en debristype-avsetning på bakgrunn av heterogen struktur, skallfragment og plantemateriale.

Underenhet 2j (346-282 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (ca. 6% sandinnhold) og nedre grense representerer en erosjonsgrense basert på høy konsentrasjon av plantemateriale samt et tydelig skille i samtlige geokjemiske parametere. Underenheten skilles fra underliggende underenheten ved å ha en mer blålig fremtoning i det optiske bildet. Ved 310 cm er det forekomst av grus med 0,4 cm i diameter og ved 300 cm er det observert skallfragment. På bakgrunn av heterogen struktur, plantemateriale og grusfragment tolkes underenheten til å være en type debristype-avsetning.

Underenhet 2i (282 – 270 cm): Underenheten består av siltig leire med høy sandkonsentrasjon (25%) nederst i enheten. Nedre grense er markert av et sandlag og representerer en erosjonsgrense. Sandlaget samsvarer med mørkegrå fremtoning i det optiske bildet og utslag i alle parameterne. I det optiske bildet fremstår nedre grense som brunlig og i sandlaget ved 270 cm er det observert terrigent plantemateriale. Det observeres sortering i sandlaget og underenheten er dermed tolket til å være en turbidittavsetning.

Underenhet 2h (270-252 cm): Underenheten består av sandig, siltig leire og nedre grense er markert av et sandlag (28% sandinnhold) med omtrent samme størrelse som sandlaget i underenhet 2j. Sandlagene korreleres med utslag i alle parameterne. Sandinnholdet minker oppover i underenheten og representerer en normalgradering. Gradvis nedgang i magnetisk

susceptibilitet samsvarer med normalgradering og dette tyder på at underenheten er en turbidittavsetning.

Underenhet 2g (252-200 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk fordeling av sand (ca. 5% sandinnhold) og plantemateriale. Den nedre grensen er definert som overgangen til mer stabile parametere. Det er heterogene struktur, hvor det er en ujevn fordeling av blålige og brunlige sedimenter, forekomst av leirklyster, sandklyster, plantemateriale og skallfragment i underenheten. Det er stor variasjon i magnetisk susceptibilitet. På bakgrunn av tilstedeværelse av sedimentklyster, plantemateriale og skallfragment er underenheten tolket til å være en type debristype-avsetning.

Underenhet 2f (200 -180 cm): Underenheten består av siltig leire med sandinnhold på ca. 9% og det er noe større variasjon i parametere sammenlignet med underliggende underenhet 2g. Nedre grense representerer en erosjonsgrense og dette samsvarer med fargeendringer i det optiske bildet og brå endring i tellinger av Si. Underenheten har heterogen struktur og fremstår mer blålig enn under- og overliggende underenheter. Ved 185 cm er det forekomst av sandklyst konsentrert hovedsakelig i venstre side av kjernen. På bakgrunn av tilstedeværelse av sedimentklyst og terrigent plantemateriale er underenheten tolket til å være en type debristype-avsetning.

Underenhet 2e (180 cm-165 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand (11% sandinnhold) og fremstår mer brunlig i det optiske bildet enn i underliggende enhet. Den nedre grensen er markert av utslag i samtlige parametere, mørk gråtone i røntgenbildet og korreleres med erosjonskontakt i kjernen. Underenheten er tolket til å være en type debristype-avsetning på bakgrunn heterogen struktur og forekomst av terrigent plantemateriale.

Underenhet 2d (165-102 cm): Underenheten består av varierende kornstørrelse og nedre grense er definert av brå endringer i alle parametere og dette samsvarer med visuell observasjon av erosjonskontakt. Erosjonskonatekten kommer også frem i det optiske bildet hvor det er tydelig farge- og teksturendring. Nedre del av underenheten består av lamineringer av sand og siltig leire, og dette gir utslag i alle parametere. Sandlagene er opptil 4 cm tykke og skilles av et tynt lag med siltig leire. Tykkelsen på sandlagene minker fra 165 cm til det kun er siltig leire ved 134 cm. Øvre del av enheten fremstår homogen, og det er lite fargevariasjon. Underenheten representerer en normalgradering og dette er dermed tolket som en turbidittavsetning.

Underenhet 2c (102-68 cm): Underenheten består av siltig leire og det blir gradvis finere kornstørrelse oppover i laget. Sandinnholdet minker fra 16% til 7% gjennom underenheten, og

dette er reflektert ved gradvis nedgang i gammatetthet. Nedre grense representerer en brå overgang fra leire til sandig, siltig leire. Den brå overgangen kan også observeres i det optiske bildet, hvor det er tydelig at både tekstur og farge endrer seg. Tilhørende data tyder på at underheten representerer en normalgradering og er dermed tolket til å være turbidittavsetning.

Underenhet 2b (68-40 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand. Nedre grense er markert av nedgang i Rb/Sr (0,74) og nedgang i telling av Sr (0,46). Den nedre grensen samsvarer med erosjonskontakt observert i det optiske bildet som en overgang fra blålig sedimenter til en blanding av brunlig og blålig sedimenter. Basert på terrigent plantemateriale og vanninnhold er underenheten tolket til å representere en type debristype-avsetning.

Underenhet 2a (40 – 16 cm): Underenheten består av siltig leire med sporadisk sand, plantemateriale og skjellfragment. Den nedre grensen representerer en erosjonsgrense og dette sammenfaller med brå økning i magnetisk susceptibilitet ($175 \text{ SI} \cdot 10^5$) og brå nedgang i Rb/Sr (0,44), og vanninnhold (15%). Enheten skiller seg ut fra underliggende enheter ved å være av en mer brunlig karakter. Underenheten er tolket til å representere debristype-avsetning på bakgrunn av stor variasjon i magnetisk susceptibilitet, forekomst av plantemateriale og skallfragment.

Enhet 1 (*underenhet 1a*) (16-10 cm)

Den nedre grensen er skråstilt med 4 cm, og representerer en hiatus hvor både parametere og fargeendring viser til en brå overgang. Den nedre grensen representerer brå økning av tellinger av Br (1,9) og Si (0,87). Det tynne laget har homogen struktur og fremstår brunlig i det optiske bildet, og er dermed tolket til å være hemipelagiske sedimenter.

GS18-216-08GC

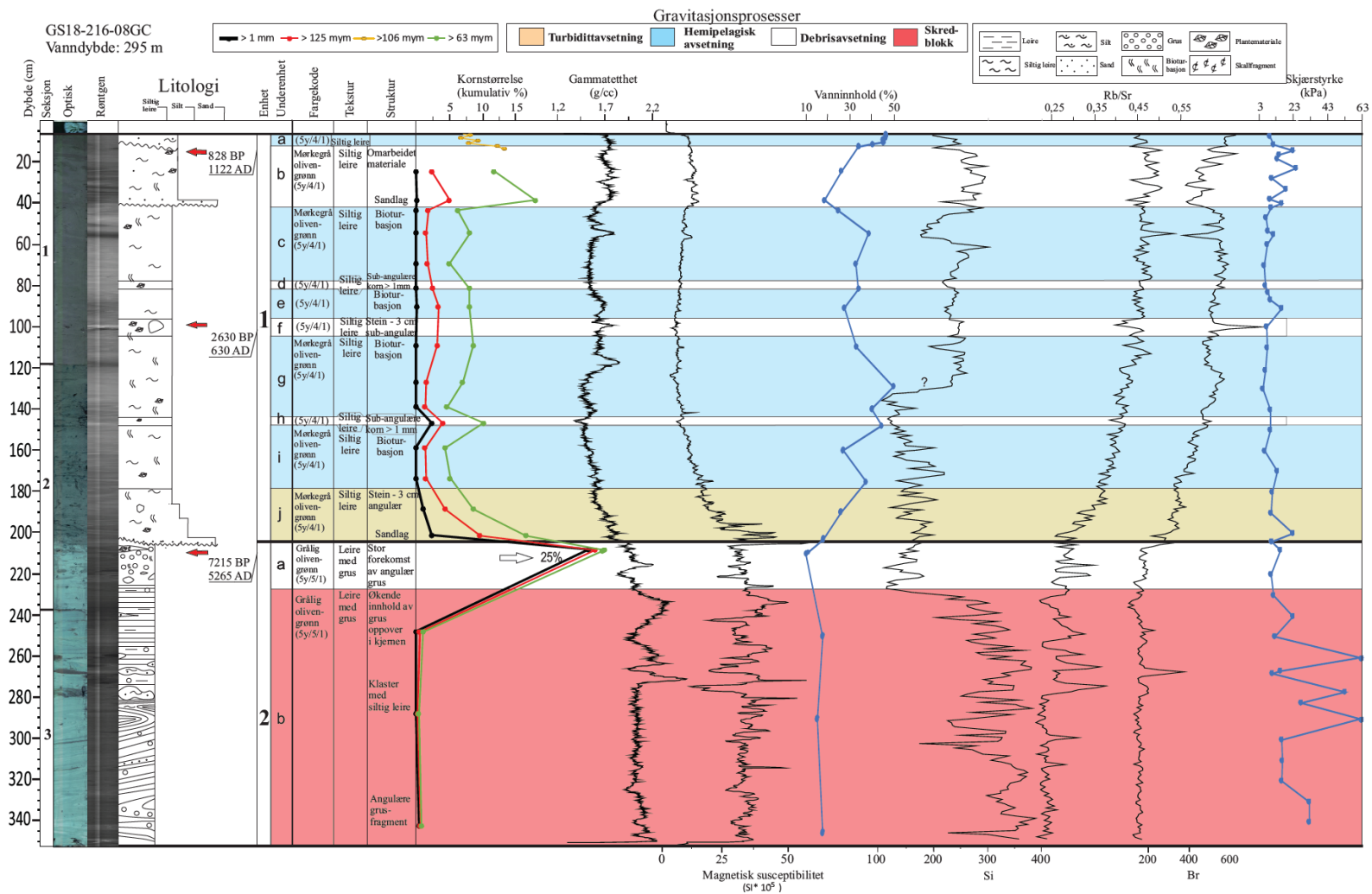
GS18-216-08GC er en fallkjerne tatt i ytterste delen av Fjærlandsfjorden (Figur 5.18). Kjernen består av to litologiske hovedenheter og elleve underenheter. Tabell 5.3 viser oversikt over endringer i parameterne for de ulike underenhetene.

Tabell 5.3: Oversikt over endring i parameterne til underenheter i kjerne GS-08GC i forhold til underliggende hemipelagisk sedimentasjon eller nærmeste intervall med hemipelagisk sedimentasjon. + indikerer økning, - indikerer nedgang og blank celle indikerer ingen endring. Hvor den interne variasjonen er for stor eller det er for lite data tilgjengelig til å identifisere klare endringer er det skrevet inn V. Blå farge er hemipelagisk avsetning, gul er turbidittavsetning, rød er skredblokkavsetning og hvit er debrisaavsetning.

Under-enhet	Dybde (cm)	Korn-størrelse	Gamma-tetthet	Magnetisk Susceptibilitet	Skjærstyrke	Si	Rb/Sr	Br	Vanninnhold (%)
1a	9-5								
1b	9-42	+	+	+	+	+	0	-	-
1c	42-77								
1d	77-82		+	+	+	-	+	-	+
1e	82-96								
1f	96-104	+	+	(-)	0	(+)	(-)	+	
1g	104-143								
1h	143-148	+	-	(-)		(-)	(-)	(+)	+
1i	148-180								
1j	180-206	+	+	+	+	V	-	-	-
2a	206-224	+	+	+	+	+	-	-	-
2b	224-352	-	+	+	+	-	-	-	-

Enhet 2 (352-205 cm)

Enheten er karakterisert av høy magnetisk susceptibilitet ($35 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$), gammatetthet (1,9 g/cc), skjærstyrke (13 til 65 kPa), tellinger av Si (320) og lav Rb/Sr (400), tellinger av Br (180) og lavt vanninnhold (20%). Enheten består av grålig olivengrønn (5Y/5/1) leire med forekomst av grus og sand. Sedimentene er laminert og orienteringen på laminasjonene varierer stratigrafisk. Fra 352-280 cm har laminasjonene ulik orientering og dette kommer tydelig frem i det optiske bildet mens lamineringene fra 280 til 225 cm er horisontale og fremstår relativt intakte. Den nedre grensen er ikke tilstede i kjernen og er definert ved bunnen av kjernen.



Figur 5.18: Litologisk logg av kjerne GS-08GC med sedimentologiske, geotekniske og geokjemiske parametere. Det er også lagt inn genetisk tolkning av sedimentene.

Underenhet 2b (352 - 226 cm): Underenheten består hovedsakelig av grålig olivengrønn (5Y/5/1) leire med noe forekomst av grus og tynne sandlag. Sedimentene fremstår med sterk blålig fargetone i det optiske bildet. Underenheten består av sub-horisontal til horisontale laminasjoner. Magnetisk susceptibilitet er stabil fra 352 til 280 cm (37 SI*10⁵) og det er høy variasjon fra 280-226 cm (12,5 til 60 SI*10⁻⁵). Variasjonen av magnetisk susceptibilitet samsvarer med forekomst av mørkere klaster av grus og sand. Det er også registrert stor variasjon i skjærstyrke (fra 10 til 60 kPa) og tellinger av Si (200-370). Basert på intakt til delvis deformert laminasjoner og blålig fremtoning tolkes underenheten til å være en skredblokk av glasimarint materiale.

Underenhet 2a (226 – 205 cm): Sedimentene er hovedsakelig grålig olivengrønn (5Y/5/1) med klaster av mørkere sedimenter (5y/4/1) og underenheten representerer en heterogen tekstur. Den nedre grensen definerer overgangen fra laminerte sedimenter til dårlig sorterte sedimenter, og dette gir spesielt utslag i tellinger av silisium. Det er innslag av tynne sandlag samt angulære grusfragmenter i underenheten og det er høyere grusinnhold enn i underliggende underenhet 2b. Ved 209 cm er det plantemateriale og skjellfragment, og datering av dette materialet er presentert i underkapittel 5.3.2. Stort spekter av kornstørrelser og dårlig sortering tyder på at det er en type debristype-avsetning.

Enhet 1 (205-5 cm)

Enhet 1 representerer mørkegrå olivengrønne (5y/4/1) sedimenter som fremstår massivt og består av siltig leire med bioturbasjon. Enheten er videre delt inn ti underenheter som representerer vekslende skredavsetninger og hemipelagisk avsetninger. Den brå overgangen fra enhet 1 består av en erosjonsgrense karakterisert av høy magnetisk susceptibilitet og representerer en erosjonskontakt som er markert av relativ høy kornstørrelse (60,40 SI *10⁻⁵)

Underenhet 1j (205-176 cm): Underenheten består av mørkegrå olivengrønn (5y/4/1) siltig leire, hvor opptil 25% av kornene er >1 mm. Underenheten er tydelig bioturbert og dette kan forstyrre eventuelle laginndelinger. Grensen observeres visuelt ved en brå fargeendring fra grålig olivengrønn (5Y/5/1) til mørkegrå sedimenter (5y/4/1). Nederst i underenheten er det stor forekomst av sand og noe grus. Kumulativ kornfordeling og alle parameterne, med unntak av skjærstyrke og tellinger av Si, viser til normal graderingen og dette tyder på at det er en eller flere seksjoner med turbidittavsetninger

Underenhet 1i (176-148 cm): Underenheten består av siltig leire og det er bioturbasjon i hele underenheten. Sandinnholdet er på 5% og det er ingen store utslag i parameterne. Den nedre

grensen kan ikke observeres ut i fra røntgen og optisk bildet, men MS- og XRF-verdiene viser betydelige endringer gjennom underenheten som stagnerer ved den øvre grensen. Homogene strukturer og bioturbasjon bidrar til å tolke underenheten som hemipelagisk avsetning.

Underenhet 1h (148-143 cm): Underenheten er ikke mulig å observere i det optiske bildet, men forekommer som et lyst lag i røntgenbilde i forhold til over- og underliggende sedimenter. Den kumulative kornfordelingen er betydelige større enn i under- og overliggende underenhet. 2,5% av sedimentkornene er > 1 mm og 10% av sedimentene er > 63 µm. Det er observert forekomst av sub-angulære mineralkorn > 1 mm i underenheten og er dermed tolket til å være en type debristype-avsetning.

Underenhet 1g (143-104 cm): Underenheten består av siltig leire og det er forekomst av bioturbasjon. Sandinnholdet varierer fra 5-9% og det er ingen store utslag i parameterne med unntak av tellinger av Si. Ved 130 cm er det en brå endring i tellinger av silisium (fra 120-240) og dette samsvarer ikke med utslag i andre parametere eller visuell observasjon av kjernen. Dette kan eventuelt representere en hiatus. Underenheten er tolket til å representere hemipelagisk avsetning på bakgrunn av homogen struktur og tekstur samt bioturbasjon.

Underenhet 1f (104-96 cm): Underenheten er ikke mulig å observere i det optisk bilde, men det forekommer tydelige endringer i røntgenbildet. Ved 100 cm er det en angulær grusbit med diameter på 3 cm samt høy konsentrasjon av plantemateriale, og dette gir utslag i samtlige parametere med unntak av tellinger av Si. Høy konsentrasjon av plantemateriale og grusfragmenter tyder på underenheten representerer en type debristype-avsetning.

Underenhet 1e (96-82 cm): Underenheten består av siltig leire og bioturbasjon. Nedre grense er definert som overgangen til fravær av plantemateriale og grusfragment. Sandinnholdet er på 7% og det er ingen store utslag i parameterne. Underenheten er på bakgrunn av homogen struktur og tekstur samt forekomst av bioturbasjon tolket til å representere hemipelagisk avsetning

Underenhet 1d (82-77 cm): Denne underenheten er ikke mulig å observere i det optisk bilde, men det er observert høy konsentrasjon av plantemateriale og sub-angulære korn > 1 mm, og dette samsvarer med nedgang i Rb/Sr. Høy konsentrasjon av plantemateriale og grusfragmenter tyder på underenheten representerer en type debristype-avsetning.

Underenhet 1c (77-42 cm): Underenheten består av siltig leire og bioturbasjon. Sandinnholdet er på 7% og det er utslag i parameterne ved 56 cm og dette samsvarer med observasjon av en

gravegang i det optiske bildet. Underenheten er dermed tolket til å representere hemipelagisk avsetning

Underenhet 1b (42 –9 cm): Underenheten består av varierende kornstørrelse og den nedre grensen er tolket til å være en erosjonsgrense og dette samsvarer med endringer i røntgenbildet og det optiske bilde samt overgang til større variasjon i parameterne. Det er høy konsentrasjon av sand nederst i underenheten (18% sandinnhold). Både under visuell observasjon og i det optiske bildet fremstår underenheten som heterogen og det er identifisert terrigent plantemateriale flere steder. Basert på forekomst av plantemateriale og høyt sandinnhold underenheten er tolket til å være en type debristype-avsetning.

Underenhet 1a (9-5 cm): Denne underenheten består av siltig leire og homogene struktur og tekstur. Underenheten består av relativ stabile parametere og høyt vanninnhold (50%). Vanninnhold reflekterer lite kompaksjon i toppen av kjernen. Basert på homogen struktur og stabile parametere er underenheten tolket til å representere hemipelagisk avsetning.

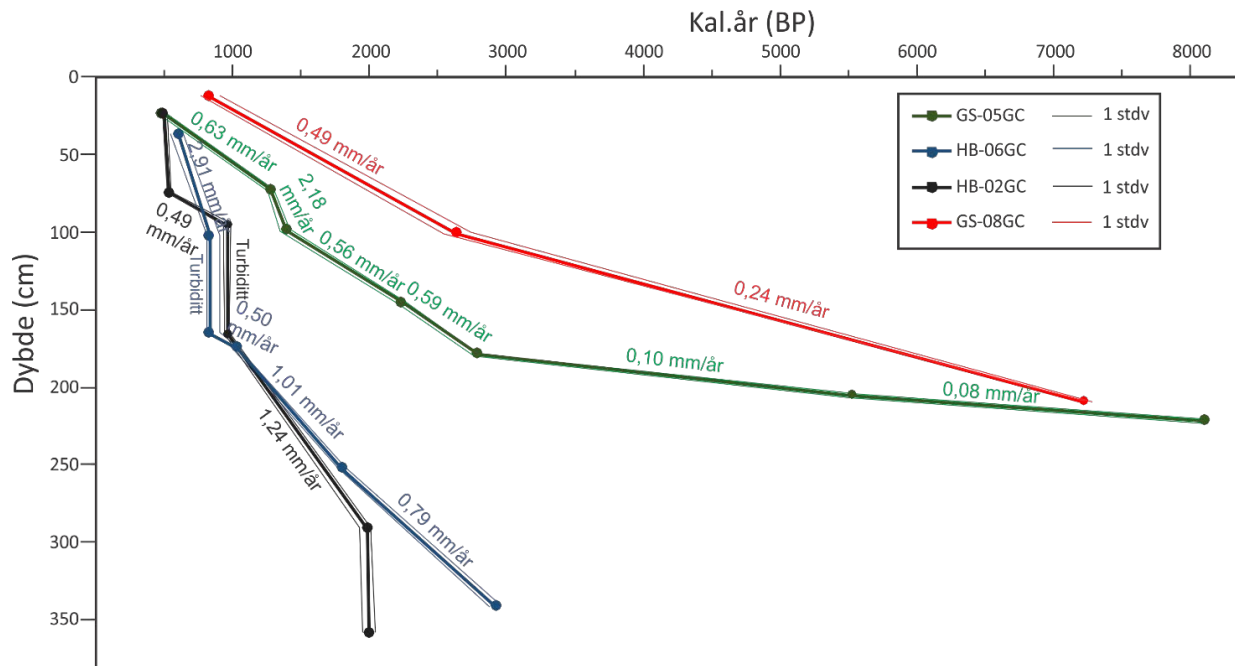
5.3.2 Radiokarbondatering

I dette studiet har resultatet fra 20 sedimentprøver blitt presentert og benyttet i forbindelse med tolkning av sedimentkjernene. I Tabell 5.4 er resultatet fra radiokarbondateringen presentert og det oppgis i radiokarbonalder og kalenderår. For presentasjon på kjerneloggen er vektet median valgt fordi det representerer toppen av sannsynlighetskurven til dateringsprøvene. Resultat med standardavvik er listet i vedlegg 3 og grafisk illustrasjon av sannsynlighetsfordelingen er i vedlegg 4. Fra dybdeintervallet 209-210 cm i kjerne 08GC foreligger det dateringsresultat fra både terrestrisk plantemateriale og skjellfragment på henholdsvis 6280 og 6750 ¹⁴C-år. Plantematerialet og skjellfragmentet lå samlet i underenhet 2a og antas avsatt av samme skredhendelse. Mangerud et al. (2006) har beregnet lokal reservoaralder (ΔR) på 80 ± 69 ¹⁴C-år for skjell funnet ved 180-200 m dybde i Fjærlandsfjorden i 1909 kal.år AD (Mangerud, 1972) og dette representer ΔR for moderne tid. Ved å korrigere 6750 ¹⁴C-år for lokal reservoaralder og globale marin reservoaralderen Marine13 (Reimer et al., 2013) blir vektet median 7206 kal.år BP, og dette er i nærheten av antatt alder til plantematerialet på 7215 kal.år BP. Datert plantemateriale ved 83-84 cm i HB-06GC gir reversert alder, og det antas at materialet er resedimentert. Denne dateringen blir dermed ikke vektlagt videre.

Tabell 5.4: Oversikt over radiokarbonprøver og tilhørende resultat.

Kjerne	Prøve-ID	Dybde (cm)	Type materiale	¹⁴ C-alder (BP)	Vektet median (kal.år BP)	Vektet median (kal.år BC/AD)
02GC	Beta-513608	23-24	Terrestrisk plantemateriale	430 ± 30	490	1460 AD
02GC	Beta-513609	74-75	Terrestrisk plantemateriale	520 ± 30	535	1415 AD
02GC	Beta-513610	160,5-161,5	Terrestrisk plantemateriale	1060 ± 30	964	985 AD
02GC	Beta-513611	278-288	Terrestrisk plantemateriale	2030 ± 30	1980	30 BC
02GC	Beta-513612	348-349	Terrestrisk plantemateriale	2040 ± 30	1995	45 BC
05GC	Beta-516745	23-24	Terrestrisk plantemateriale	410 ± 30	483	1467 AD
05GC	Beta-511993	72,5-73,5	Terrestrisk plantemateriale	1330 ± 30	1273	677 AD
05GC	Beta-511994	98-99	Terrestrisk plantemateriale	1510 ± 30	1392	558 AD
05GC	Beta-516743	145,5-146,6	Terrestrisk plantemateriale	2210 ± 30	2231	281 BC
05GC	Beta-523195	178-179	Terrestrisk plantemateriale	2690 ± 30	2791	841 BC
05GC	Beta-511995	205-206	Terrestrisk plantemateriale	4750 ± 30	5519	3569 BC
05GC	Beta-511996	225-226	Terrestrisk plantemateriale	7290 ± 30	8102	6152 BC
06GC	Beta-512000	36-37	Terrestrisk plantemateriale	570 ± 30	601	1346 AD
06GC	Beta-517879	83-84	Terrestrisk plantemateriale	1110 ± 30	936	1014 AD
06GC	Beta-511999	152-153	Terrestrisk plantemateriale	900 ± 30	828	1122 AD
06GC	Beta-517800	173,5-174,5	Terrestrisk plantemateriale	1000 ± 30	1025	925 AD
06GC	Beta-511998	268-269	Terrestrisk plantemateriale	1860 ± 30	1796	154 AD
06GC	Beta-511997	341-342	Terrestrisk plantemateriale	2820 ± 30	2921	971 BC
08GC	Beta-516727	12-13	Terrestrisk plantemateriale	900 ± 30	828	1122 AD
08GC	Beta-516728	100-101	Terrestrisk plantemateriale	2540 ± 30	2630	630 BC
08GC	Beta-516729	209-210	Terrestrisk plantemateriale	6280 ± 30	7215	5265 BC
08GC	Beta-516730	209-210	Skjell (ukorrigert for marin13.14c)	6750 ± 30	7608	5658 BC

Det har blitt utarbeidet en enkel aldersmodell for kjernene i dette studiet (Figur 5.19). I aldersmodellen er det korrigert for indentifiserte turbidittavsetninger i kjerne HB-02GC og HB-06GC. På bakgrunn av vanskeligheter med å tidfeste og definere tydelige skredavsetninger er det valgt å ikke korrigere sedimentasjonshastigheten for andre skredavsetninger. Lineær interpolasjon mellom radiokarbondateringene er ikke realistisk i et avsetningsmiljø dominert av skredprosesser, men kan gi en indikasjon på endring av skredaktivitet og størrelse på skredavsetninger.



Figur 5.19: Aldersmodell for kjernene HB-02GC, GS-05GC, HB-06GC og GS-08GC, hvor sedimentasjonsrate er oppgitt med tilhørende farge for hver kjerne.

5.3.3 CT-skanning

Det er ikke etablert klare retningslinjer for bruk av CT-skanning til identifisering av skredavsetninger i marine sedimentkjerner og derfor blir fokuset i dette underkapittelet å sammenligne resultatet fra CT-skanninger med resultatet fra den «klassiske» kjernestratigrafien (underkapittel 5.3.1). Sammenligningen brukes til å avkrefte og/eller bekrefte tolkninger gjort i kjerneanalysen samt identifisere hvorvidt underenhetene representerer en eller flere pulser og/eller hendelser. Det foreligger kun CT-skanninger fra GS-05GC og GS-08GC.

CT-skanningene er presentert sammen med optisk bilde, tolkede underenheter fra «klassisk» kjerneanalyse (underkapittel 5.3.1) og tolkede strukturer i CT-skanningene. Optisk bilde er valgt for å illustrere hvordan strukturer kommer ulikt frem i optisk og CT-bildet. Røde streker i tolkede CT-skanninger markerer grenser mellom mulige hendelselag eller faser av en hendelse. Valget av disse grensene er basert på erosjonsgrenser, endring i tetthet, mengde

graveganger og/eller kornstørrelse. Identifisering av graveganger er basert på arbeid med CT-skanningene i programmet Avizo Fire 3D analyses, hvor det er mulig med tredimensjonal prosjektering innad i kjernen. Sedimentene i gravegangene har som oftest lavere tetthet enn omkringliggende sedimenter og dette knyttes til at bevarte graveganger har lavere porøsitet og tetthet (Mulsow et al., 1998).

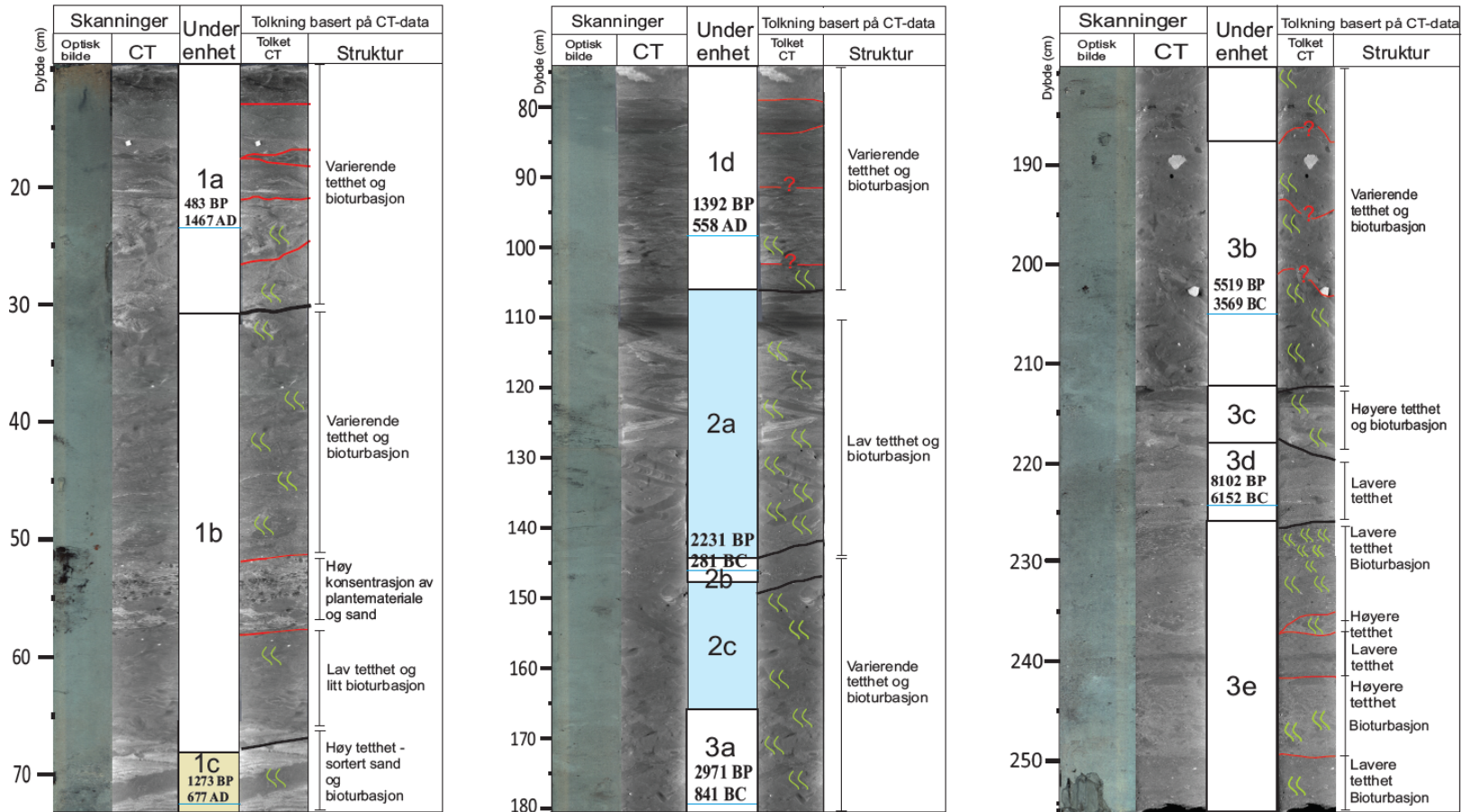
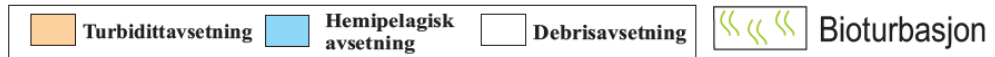
GS-05GC

CT-skanning av GS18-05GC viser at bioturbasjon er tilstede i nesten hele kjernen. I CT-analysen er det identifisert betydelige større mengde graveganger enn i den «klassisk» kjerneanalysen. Resultatet fra CT-skanning er oppsummert i Tabell 5.5 og Figur 5.20. Det er kun i underenhet 1a,1b og 3e at det er mulig å identifisere tydelige laggrensener (brå og vedvarende endring i tetthet). Med unntak av underenhet 2b, 3c og 3d, består underenhetene tolket til å representere debrisavsetning mest sannsynlig av flere hendelselag. Det blir videre fokus på tre intervaller i kjernen for å illustrere strukturer som kommer frem i CT-skanning.

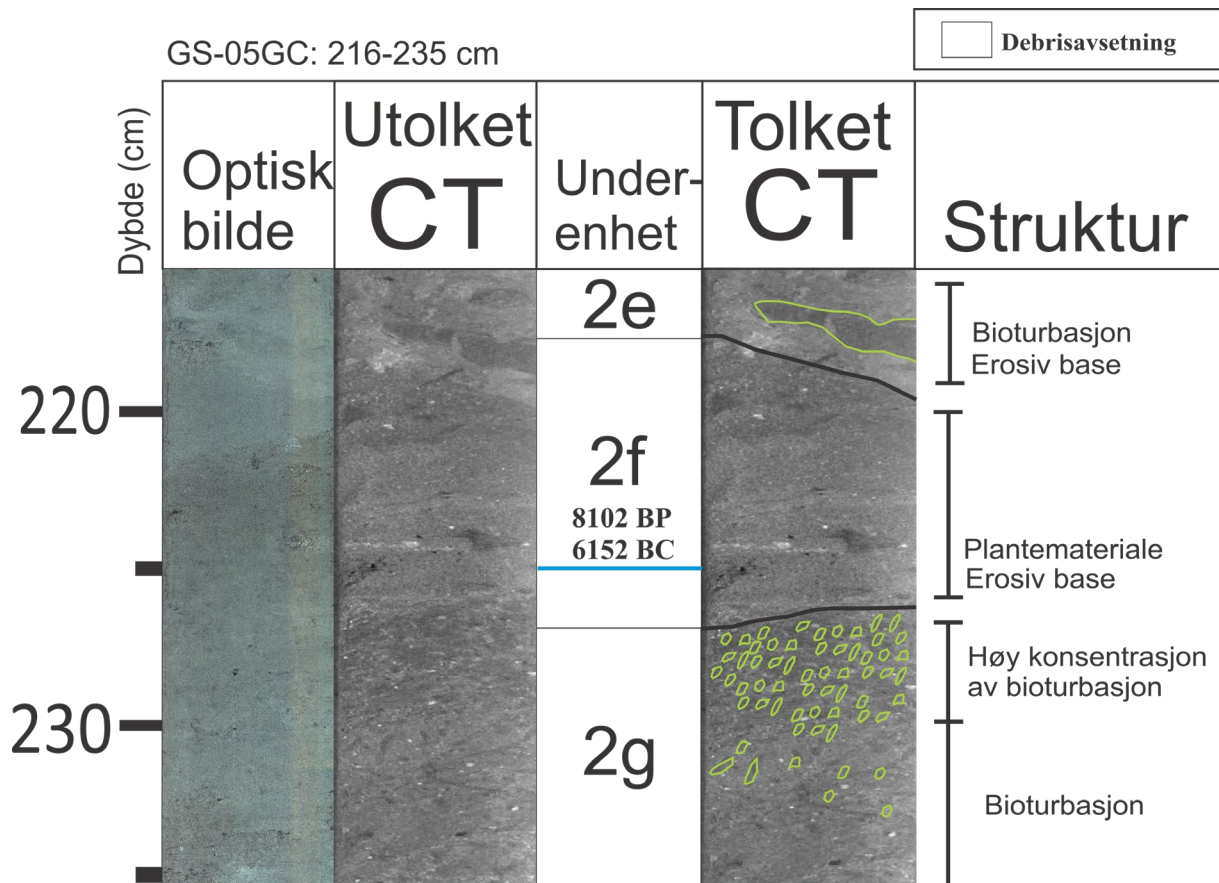
Tabell 5.5: Oversikt over resultatet fra CT-skanning av GS18-216-05GC, hvor strukturer observert fra CT-skanningen er oppsummert for de enkelte underenhetene identifisert i kjernestratigrafien. Blå rute er hemipelagisk avsetning, gul er turbidittavsetning og hvit er debrisavsetning. Underenhet 3e er ikke representert med nedre grense og det er dermed ingen informasjon angående erosiv undergrense.

Under-enhet	Dybde (cm)	Identifisert i CT-skanning	Erosiv base	Bioturbasjon	Korn >1 mm	Normal-gradering	Mest sannsynlig flere hendelselag
1a	9-35	x	x	x	x		x
1b	35-70	x	x	x	x		x
1c	70-73	x	x	x	x	x	
1d	73-112	x	x	x	x		x
2a	112-144	x		x	x		
2b	144-152	x	x		x		
2c	152-166	x		x	x		
3a	166-180			x	x		x
3b	180-216	x	x	x	x		x
3c	216-221	x	x	x			
3d	221-227	x	x		x		
3e	227-255	x	x	x			x

GS18-216-05GC

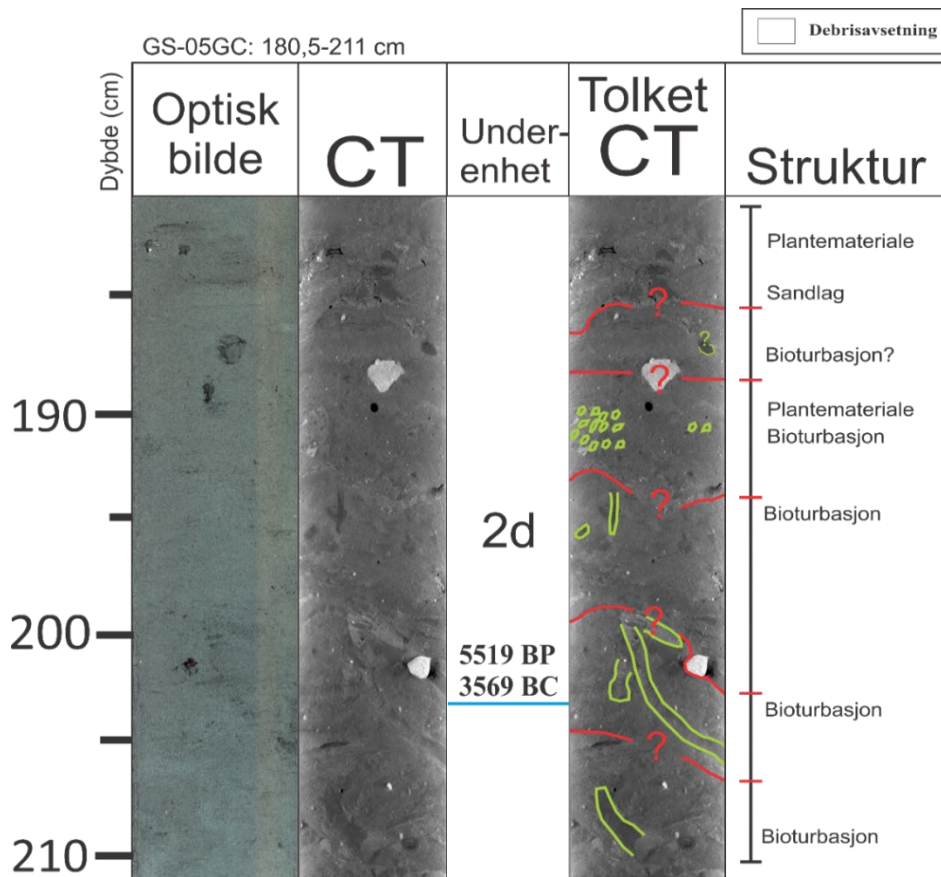


Figur 5.20: Sammenstilling av optisk og CT-bildet av kjerne GS-05GC. Tolkede strukturer er markert i kolonnen tolket CT. Dateringer i kjernen er oppgitt i vektet median (kal.år BP), og er listet i kolonnen med underenhetene. Røde streker i tolkede CT-skanninger markerer grenser mellom mulige hendeslag eller faser av en hendelse.



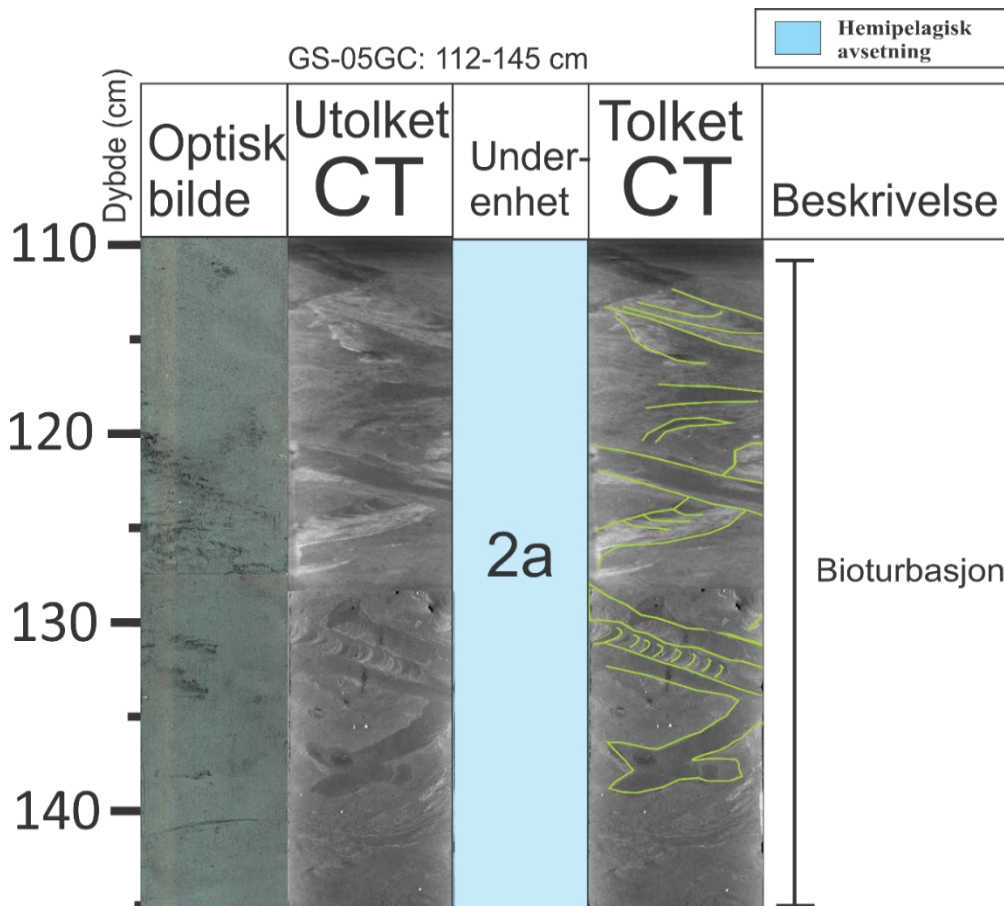
Figur 5.21: CT-data fra intervallet 216-235 cm i GS-05GC. Bioturbasjon er markert med grønn farge og grensene mellom underenhetene er markert av svart linje. Datering er oppgitt i vektet median (kal.år BP) mellom CT-bildene.

Intervallet 216 – 235 cm er valgt fordi grensene mellom underenhetene er tydeliggjort av brå endring i mengde graveganger samt endring i tetthet (Figur 5.21). Underenhet 2f fremstår som lite påvirket av bioturbasjon, spesielt sammenlignet med under- og overliggende underenheter. Basert på gråtonene i CT-bildene har underenhet 2f og 2e omtrentlig samme tetthet, og det er overgangen fra mye bioturbasjon til tilsynelatende fravær av bioturbasjon som definerer grensen i CT-bildet. Datering av plantematerialet ved 225 cm ga en alder på 8100 kal. år BP og underenhet 2f kan være knyttet til Storeggatsunamien, datert til 8100-8200 kal. år BP (Haflidason et al., 2005). Nedre grense i underenhet 2e er representert i CT-bildene med en overgang til litt mørkere gråtone og denne grensen kommer tydeligst frem i det optiske bildet. Innad i underenhet 2e forekommer det en brå endring fra mørk til lys gråtone (markert med rød linje i Figur 5.21), dette reflekterer en endring fra relativ lav til høy tetthet.



Figur 5.22: CT-data fra intervallet 180,5-211 cm i GS-05GC. Bioturbasjon er markert med grønn farge, grensene mellom underenhetene er markert av svart linje og rød strek representerer grenser mellom eventuelle hendelser/faser innad i underenhetene. Datering er oppgitt i vektet median (kal.år BP) mellom CT-bildene.

Intervallet 180,5 – 211 cm er et eksempel på en underenhet som mest sannsynlig består av flere hendelselag, men hvor hendelselagene er vanskelig å identifisere (Figur 5.22). CT-skanningen fremstår kaotisk og består av minerogene korn av ulike størrelser. Det er identifisert flere graveganger av ulik størrelsesorden og det er observert plantemateriale flere steder i underenheten. Mellom 200 og 205 cm er det indentifisert en relativ intakt gravegang. Det er usikkert om toppen av gravegangen er kuttet eller om organismen som har lagd gravegangen har endret bevegelseretning. Foreslåtte grenser mellom hendelselag er valgt basert på endringer i tetthet som ikke ligner på graveganger og oppsamling av sedimenter med høy tetthet. Valg av grenser er veldig omtrentlig og det er stor usikkerhet knyttet til de utvalgte grensene.



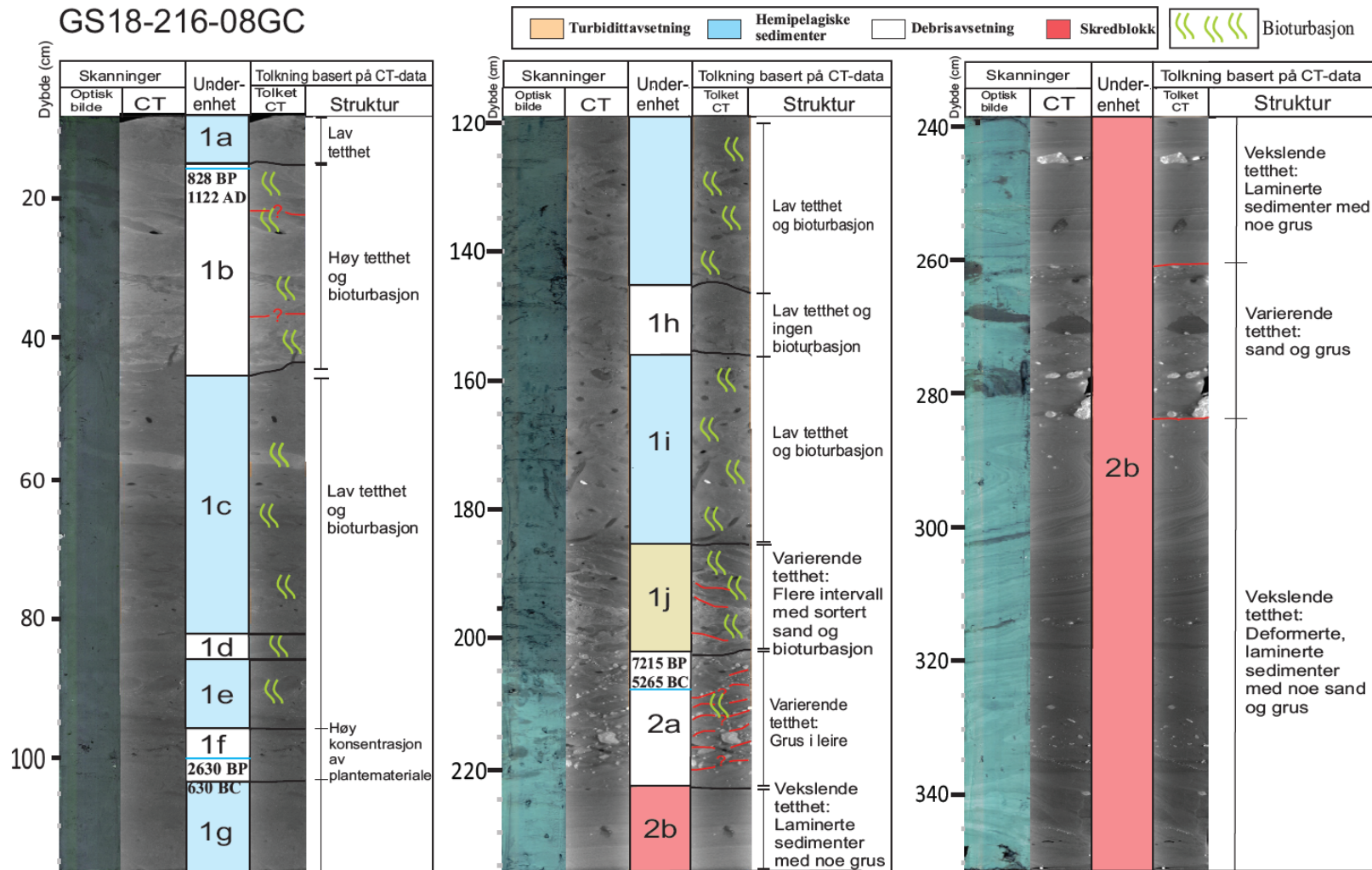
Figur 5.23: CT-data fra intervallet 112-145 cm i GS18-05GC. Bioturbasjon er markert med grønn farge. Intervallet 112-145 cm representerer midtre del av kjerne GS-05GC og er et eksempel på strukturer som er tolket som bevarte graveganger (Figur 5.23). Gravegangene fremstår intakte, og lite forstyrret av andre prosesser. I CT-bildet har de fleste sedimentene i gravegangene lavere tetthet enn omkringliggende sedimenter. I noen tilfeller er det gjentakende lys gråtone på tvers av gravegangene og interne strukturer i gravegangene representerer bevegelsesmønsteret. Flere av graveganene krysser hverandre, og den lengste kontinuerlige gravegangen dekker et dybdeintervall på ca. 5 cm. Bevarte graveganger tyder på et rolig avsetningsmiljø, og er derfor tolket til å representere hemipelagisk sedimentasjon. Underenhet 2a er det eneste intervallet hvor bioturbasjon er observert i det optiske bildet for kjerne GS-05GC.

GS-08GC

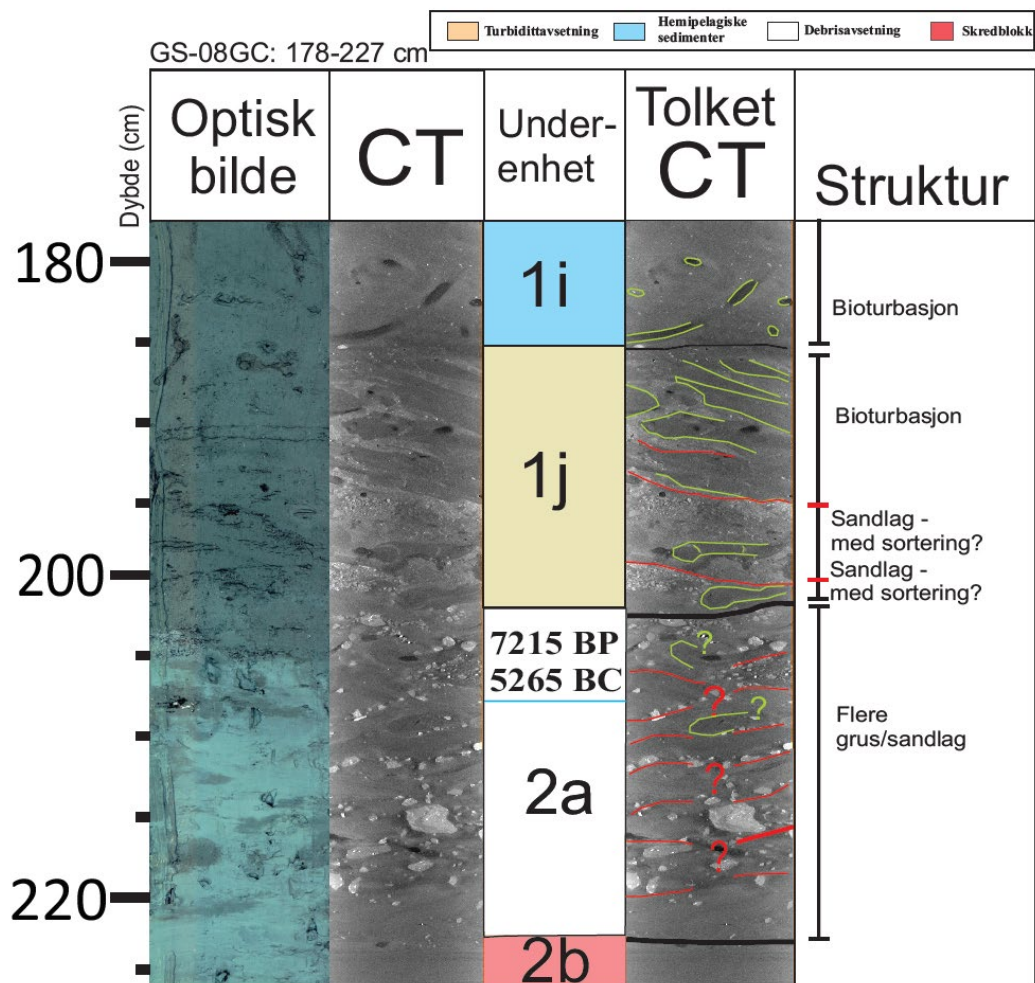
CT-skanning av GS18-08GC tydeliggjør skilnaden mellom de to litologiske hovedenhetene tolket fra kjerneanalysen (underkapittel 5.3.1) og synligjør bioturbasjon i litologisk enhet 1. Resultatet fra CT-skanning er oppsummert i Tabell 5.6 og Figur 5.24. Hemipelagiske sedimenter blir videre bekreftet av CT-skanningen, hvor det forekommer tydelige bioturbasjonsstrukturer gjennom store deler av litologisk enhet 1. Det er identifisert flere mindre underenheter innad i intervallet med hemipelagisk sedimenter, og det varierer om disse underenhetene kan tolkes ut i fra CT-skanningene. Det blir videre fokus på to intervaller i kjernen for å illustrere strukturer tydeliggjort i CT-skanning.

Tabell 5.6: Oversikt over resultatet fra CT-skanning av GS18-08GC, hvor strukturer observert fra CT-skanningen er oppsummert for de enkelte underenhetene identifisert i kjernestratigafien. Blå rute er hemipelagisk avsetning, gul er turbidittavsetning, hvit er debrisavsetning og rød er skredblokk. Underenhet 2b er ikke representert med nedre grense og det er dermed ingen informasjon angående erosiv undergrense.

Skred enhet	Dybde (cm)	Identifisert i CT-skanning	Erosiv base	Bioturbasjon	Korn >1 mm	Gradering av korn-størrelse	Flere hendelselag
1a	9-5	x					
1b	9-42	x	x	x	x		x
1c	42-77	x		x			
1d	77-82			x	x		
1e	82-96	x					
1f	96-104	x		x	x		
1g	104-143			x			
1h	143-148	x			x		
1j	180-206	x	x	x	x	x	x
2a	206-224	x	x	?	x		x
2b	224-352	x					?

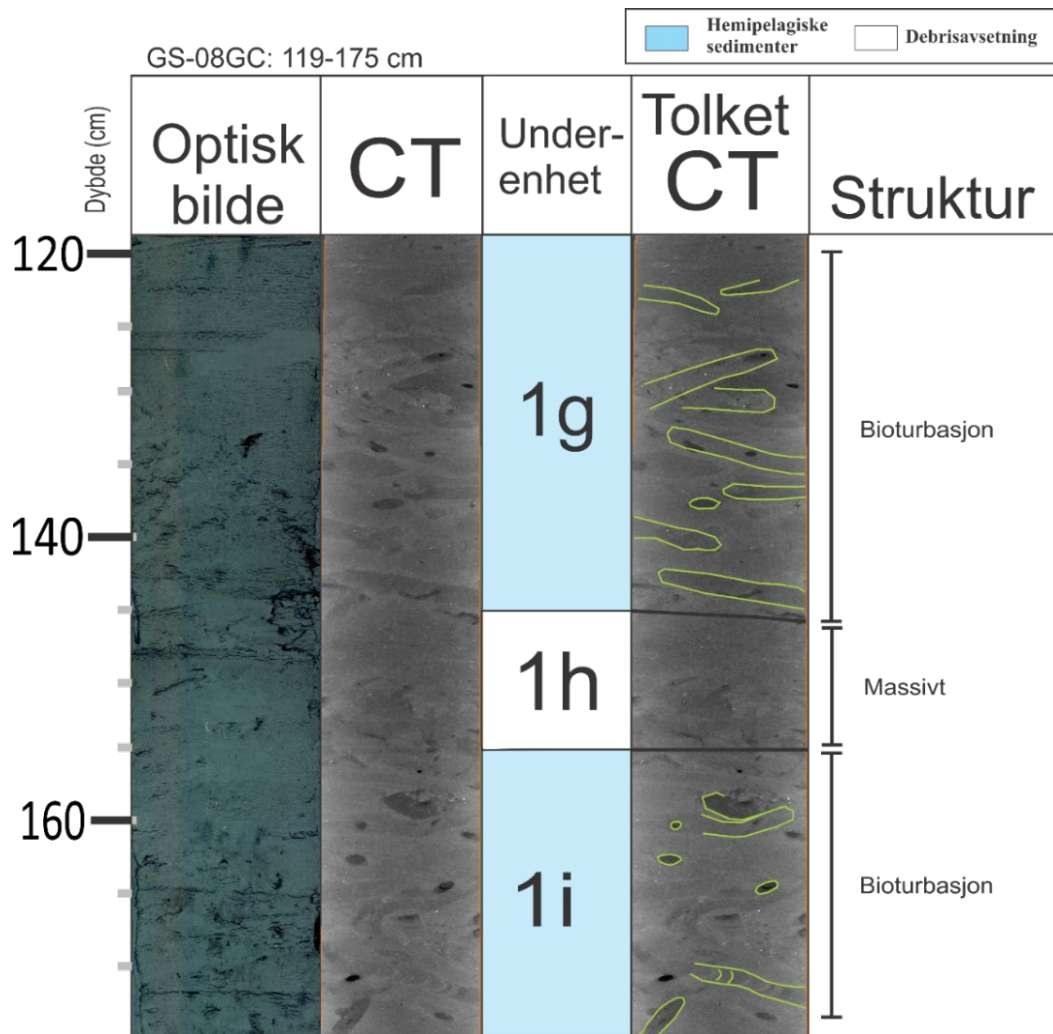


Figur 5.24: Sammenstilling av optisk og CT-bildet av kjerne GS-08GC. Tolkede strukturer er markert i kolonnen under tolket CT. Dateringer i kjernen er oppgitt i vektet median (kal.år BP), og er listet i kolonnen med underenheter. Røde streker i tolkede CT-skanninger markerer grenser mellom mulige hendelselag eller faser av en hendelse.



Figur 5.25: CT-data fra intervallet 178-227 cm i GS18-08GC. Bioturbasjon er markert med grønn farge, grensene mellom underenhetene er markert av svart linje og rød strek representerer grenser mellom eventuelle hendelser/faser innad i underenhetene. Datering er oppgitt i vektet median (Kal.år BP) mellom CT-bildene.

Intervallet 178-227 cm består både av hemipelagiske sedimenter og skredmasser. Underenhet 2a består av flere grus-/sandlag som er vanskelig å skille fra hverandre (Figur 5.25). Det er også usikkert om det er bioturbasjon øverst i enheten. Overgangen fra underenhet 2a til 1j i CT-skanningen er markert av en overgang til finere kornstørrelse. Grensen kommer best frem i det optiske bildet hvor det er en brå fargeendring fra lyseblått til mørkeblått. Underenhet 1j er sterkt påvirket av bioturbasjon i de øvre 7 cm, og noe mindre identifiserte graveganger i nedre del. På grunn av mye bioturbasjon er det vanskelig å tyde hva som er grenser og hva som har blitt gravd bort av organismer. Det forekommer to sandlag med tilsynelatende sortering fra grovt til fint og dette tyder på at det er avsatt av en turbidittstrøm. Det er ikke mulig å definere grenser i den øvre delen av underenhet 1i på grunn av bioturbasjon, men den øvre grensen fremstår som en overgang til finere kornstørrelse og bevarte graveganger.



Figur 5.26: CT-data fra intervallet 119-175 cm i GS18-08GC. Bioturbasjon er markert med grønn farge, og grensene mellom underenhetene er markert av svart linje.

Intervallet 119-175 cm består hovedsakelig av hemipelagiske sedimenter og en mindre debrisavsetning (underenhet 1h) ved 143-148 cm (Figur 5.26). Debrisavsetning bekreftes av CT-skanning ved lite eller ingen bioturbasjon i intervallet. Gravegangene er tydelig både i det optiske bildet og CT-skanningen. Gravegangene i CT-skanningene er av varierende størrelse og fremstår relativt intakte.

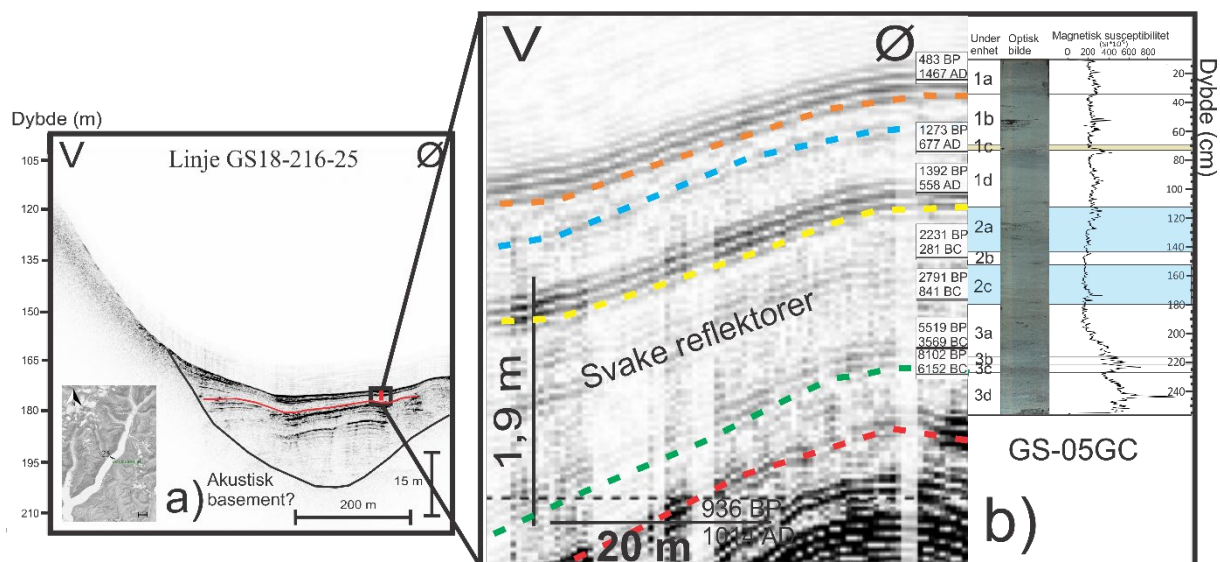
5.4 Sammenstilling av seismostratigrafi og kjernestratigrafi

Ved å sammenstille marine kjerner med seismiske profiler kan reflektorer korreleres sammen innenfor samme tidsintervall. Korreleringen er basert på kjernelitologi og tilhørende dateringer og seismisk karakter til reflektorene.

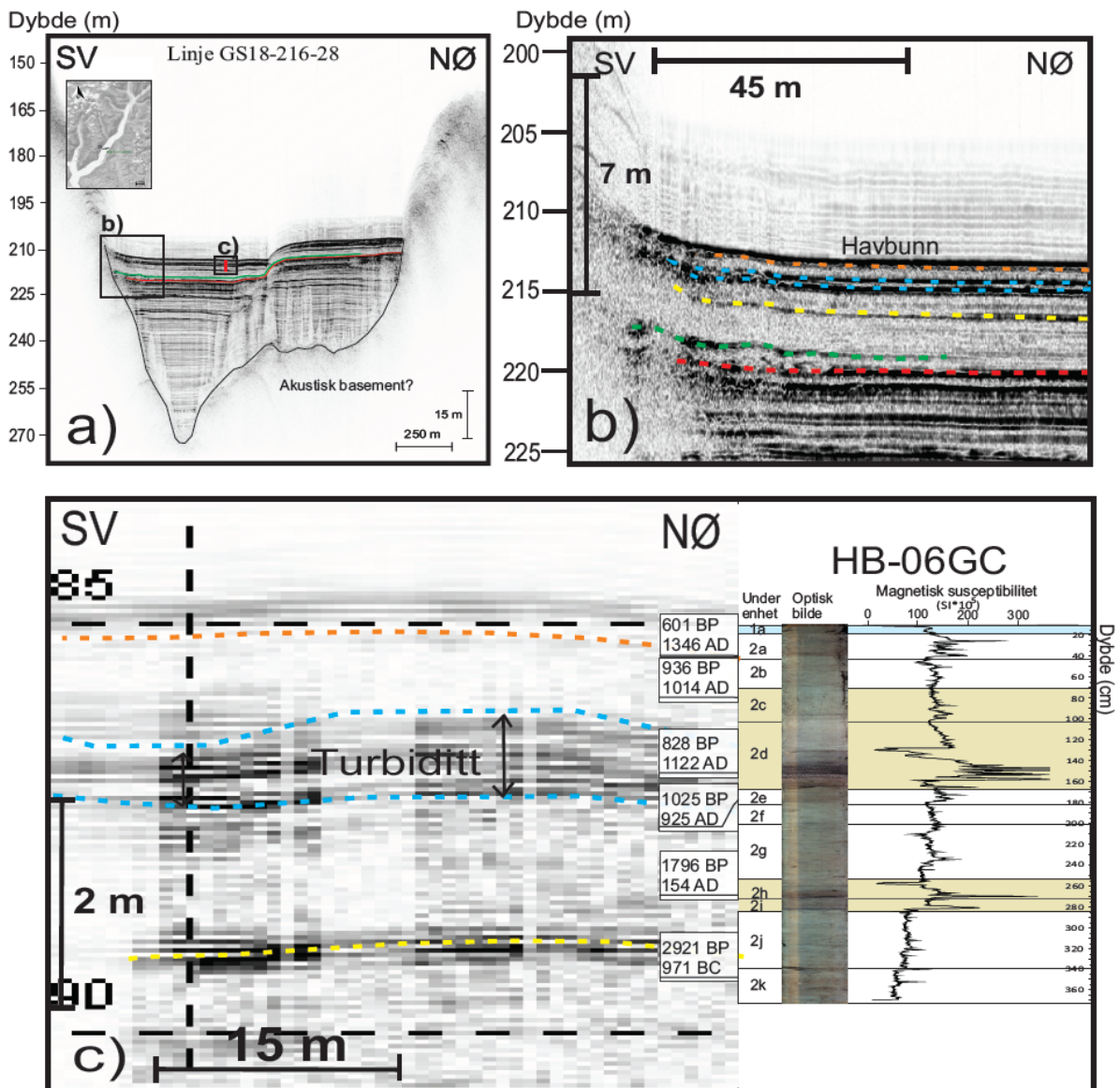
Det er ikke mulig å korrelere reflektorene i tverrprofil 35 (tilhørende kjerne 08GC) med reflektorer i de andre tverrprofilene. Korrelering av reflektorer er gjort for tverrprofil 23, 25 og 28, og henholdsvis tilhørende kjerner HB-02GC, GS-05GC og HB-06GC (Figur 5.27, 5.28 og 5.29). Kjerne GS-05GC dekker det lengste tidsintervallet, og brukes dermed som utgangspunkt for det kronostratigrafiske rammeverket (Figur 5.27). Det har blitt korrelert sammen fem reflektorer (RI-RV) som representerer sedimenter avsatt omtrentlig innenfor samme tidsintervall (Tabell 5.7). Reflektorene er markert med tilhørende farger i figurene.

Tabell 5.7: Utvalgte reflektorer i kjernene HB-02GC, GS-05GC og HB-06GC tolket til å representere sedimenter avsatt i omtrent samme tidsintervall, oppgitt i kalenderår.

Reflektor	HB-02GC	GS-05GC	HB-06GC
RI - oransje	~535 BP	>485 BP	~600 BP
RII - blå	>935 til <1025 BP	>1275 BP	~965 BP
RIII – gul	<1995 BP	>1390 til < 2231 BP	>2920 BP
RIV – grønn		~8100 BP	
RV - rød		>8100 BP	



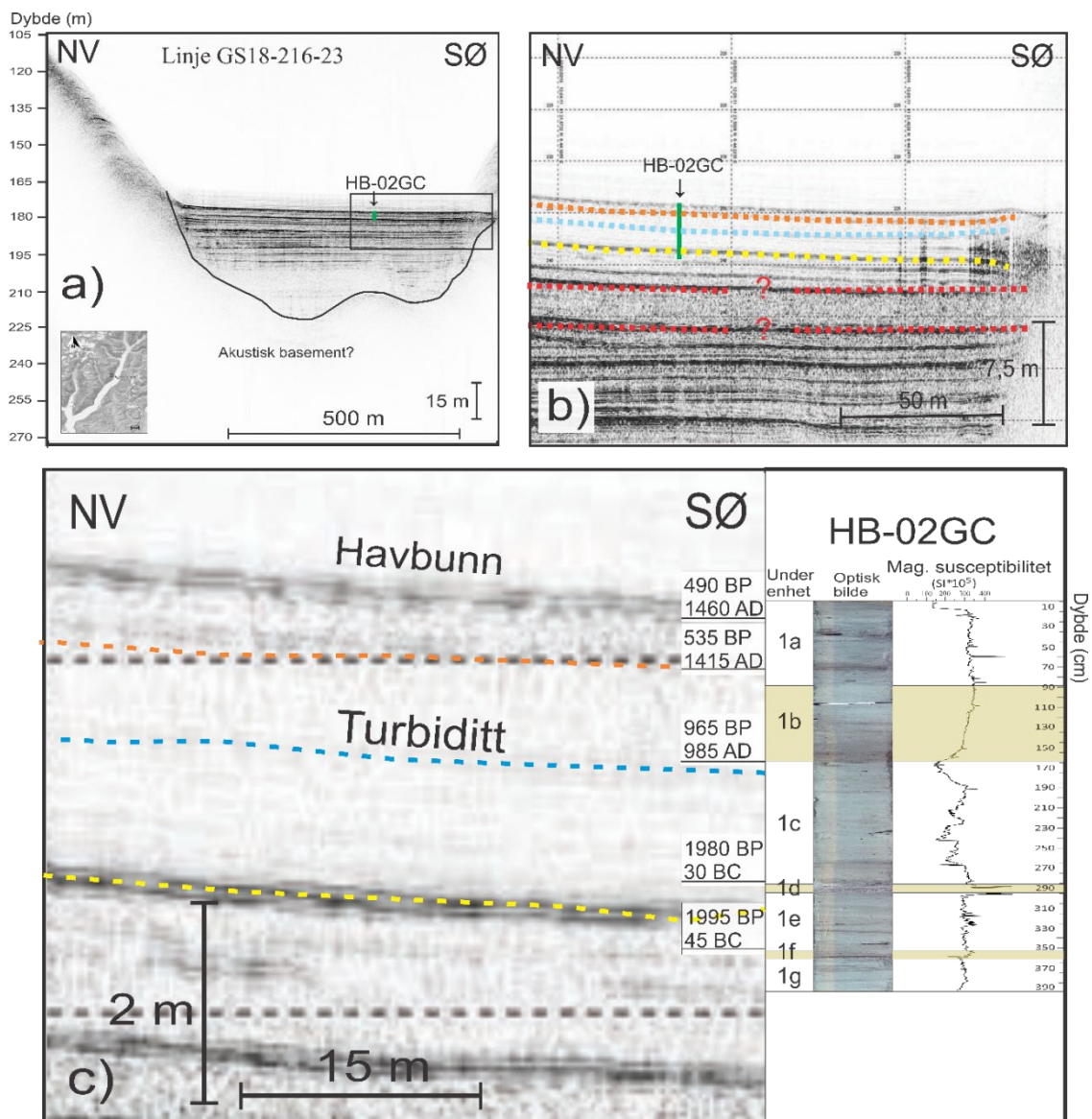
Figur 5.27: a) Seismisk tverrprofil 25 i basseng SB2 hvor rød linje markerer reflektor RV. Svart ramme med lokasjon av kjerne GS-05GC representerer utsnitt i b). b) Kjernerstratigrafi korrelert med seismiske reflektorer.



Figur 5.28: a) Seismisk tverrprofil 28 i basseng SB2 hvor svarte rammer representerer utsnitt i b). b) Utsnitt av sørøstlige del av de seismisk profil 28, hvor grønn og rød reflektor er tilstede. c) Kjernestratigrafi korrelert med seismiske reflektorer.

RV (rød reflektor): Sedimenter som representerer reflektor RV er ikke tilstede i noen av kjernene, men det er antatt at reflektoren ligger stratigrafisk under bunnen av kjerne GS-05GC (Figur 5.27a&b). Reflektoren representerer grensen mellom glasimarine og marine sedimenter, og er nærmere beskrevet i underkapittel 5.2.2 (Figur 5.10). Reflektoren kjennetegnes i andre TOPAS-profiler med høy-amplitude og mørk farge. Kjernestratigrafien til HB-02GC og HB-06GC har større mektighet enn GS-05GC, og korrelert reflektor RV ligger dermed stratigrafisk lavere enn i seismisk profil 25 (tilhørende kjerne GS-05GC). I seismisk profil 28 (tilhørende kjerne HB-06GC) er nærmeste reflektor med høy amplitude nedenfor reflektor RIV (grønn)

valgt som reflektor RV (Figur 5.28b). Lik sedimentmektighet i kjernene HB-06GC og HB-02GC er lagt som grunnlag for å velge reflektor RV i tverrprofil 23 (tilhørende kjerne HB-02GC) (Figur 5.29). Reflektor RV er dermed valgt med tilsvarende avstand til RIV reflektor som i tverrprofil 28. På grunn av manglende dateringer er det stor usikkerhet knyttet til om de riktige reflektorene er valgt. Turbidittavsetning (2h og 2i) i HB-06GC og turbidittavsetning (1c) GS-05GC samsvarer ikke med noen endringer i seismisk karakter i tilhørende profiler (Figur 5.28&5.29). Det er en reflektor med lav amplitude som kan reflektere turbidittavsetningen med sand i underenhet 1f i HB-02GC (Figur 5.28).



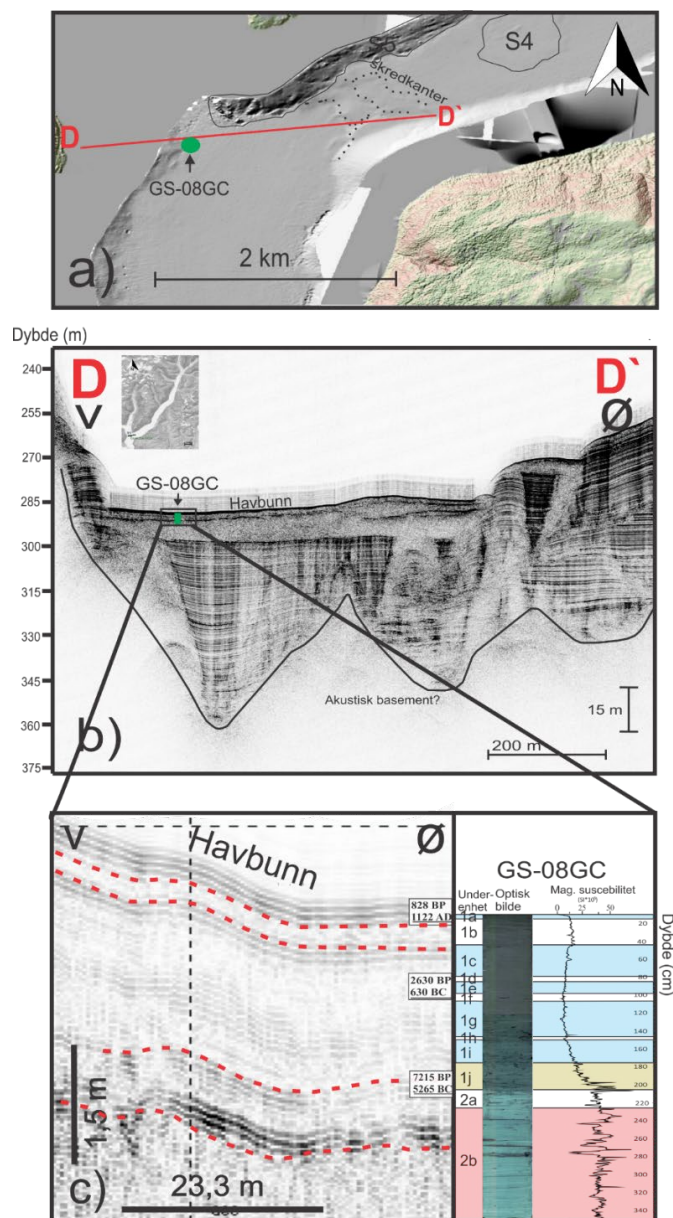
Figur 5.29: a) Seismisk tverrprofil 23 i basseng SB3 hvor lokasjon av kjerne HB-02GC representerer utsnitt i b). b) Utsnitt av sørøstlige del av de seismisk profil 23, hvor korrelering av reflektorer RV er foreslått. c) Kjernestratigrafi korrelert med seismiske reflektorer.

RIV (grønn reflektor): Reflektor RIV er kun tilstede i kjerne GS-05GC og reflektoren samsvarer med erosjonsgrense i kjernen samt datering på 8100 kal.år BP, og som tidligere nevnt kan dette være knyttet til Storeggatsunamien (delkapittel 5.3.3). Denne reflektoren har ikke like høy amplitude som reflektor RV (Figur 5.27b), men ligger ca. 80 cm over reflektor RV. I seismisk profil 28 (Figur 5.28) er reflektoren ikke-kontinuerlig og karakterisert av høy amplitude. Reflektor RIV i seismisk profil 28 er valgt basert på draperende karakter over ujevne og undulerende masser i sørvestlig del av profilet (Figur 5.28b) samt nær stratigrafisk plassering i forhold til reflektor RV. Ujevne masser kan samsvare med skredavsetninger relatert til Storeggatsunamien. Reflektor RIV er ikke identifisert i seismisk profil 23 (kjerne HB-02GC).

RIII (gul reflektor): Reflektor RIII er tilstede i alle kjernene, i midtre del av GS-05GC og nederst i HB-02GC og HB-06GC, og representerer et tidsintervall innenfor 1392 – 2921 kal.år BP. I seismisk profil 28 (06GC) er reflektor RIII av høy amplitude og rett under reflektor RIII i kjerne 06GC er det en datering på 2921 kal.år BP, og dette avviker med 1000 kal.år fra dateringene i de andre kjernene (Figur 5.28c). Dermed knyttes det usikkerhet til om datering på 2921 kal.år BP er representativ for det gitte intervallet. Avviket kan også komme av feil i korrelasjon av reflektorer eller av naturlige årsaker hvor avsetningsmiljøet i de ulike bassengene har variert. Underenhet 1d (turbidittavsetning) i kjerne HB-06GC kan korreleres med reflektor RIII, men det forekommer ingen turbidittavsetning ved samme korrelasjon i de andre kjernene.

RII (blå reflektor): Reflektor RII ligger stratigrafisk høyt i GS-05GC og i midtre del av HB-02GC og HB-06GC. I kjerne HB-06GC sammenfaller turbidittavsetning ved 80-160 cm med flere høy-amplitude reflektorer i det seismiske profilet som dekker et dybdeintervall fra 30 til 80 cm (Figur 5.28c). Reflektoren samsvarer også med en mindre turbidittavsetning i kjerne HB-02GC. I motsetning til kjerne HB-06GC, har tilsvarende reflektorer i de andre kjernene lavere amplitude og mindre mektighet. I GS-05GC samsvarer reflektoren med oppsamling av terrigent plantemateriale og sand i underenhet 1b. Reflektoren representerer sedimenter avsatt innenfor tidsintervallet 964-1273 kal.år BP.

RI (oransje reflektor): Reflektor RI ligger stratigrafisk øverst i både de seismiske profilene og i kjernene. Reflektoren korresponderer med overgangen til et mer kaotisk lag i alle kjernene som representerer sedimenter avsatt innenfor tidsintervallet 480-600 kal.år BP. I kjerne HB-02GC og tilhørende seismisk profil 23 er det akustiske kaotiske lagpakker over reflektor RI, og dette reflekterer kaotiske sammensetningen observert i kjernen (Figur 5.29b). Sedimentpakkene under reflektor RI fremstår akustisk transparent og dette samsvarer med observasjon av homogene intervallet med sedimenter i kjernen.

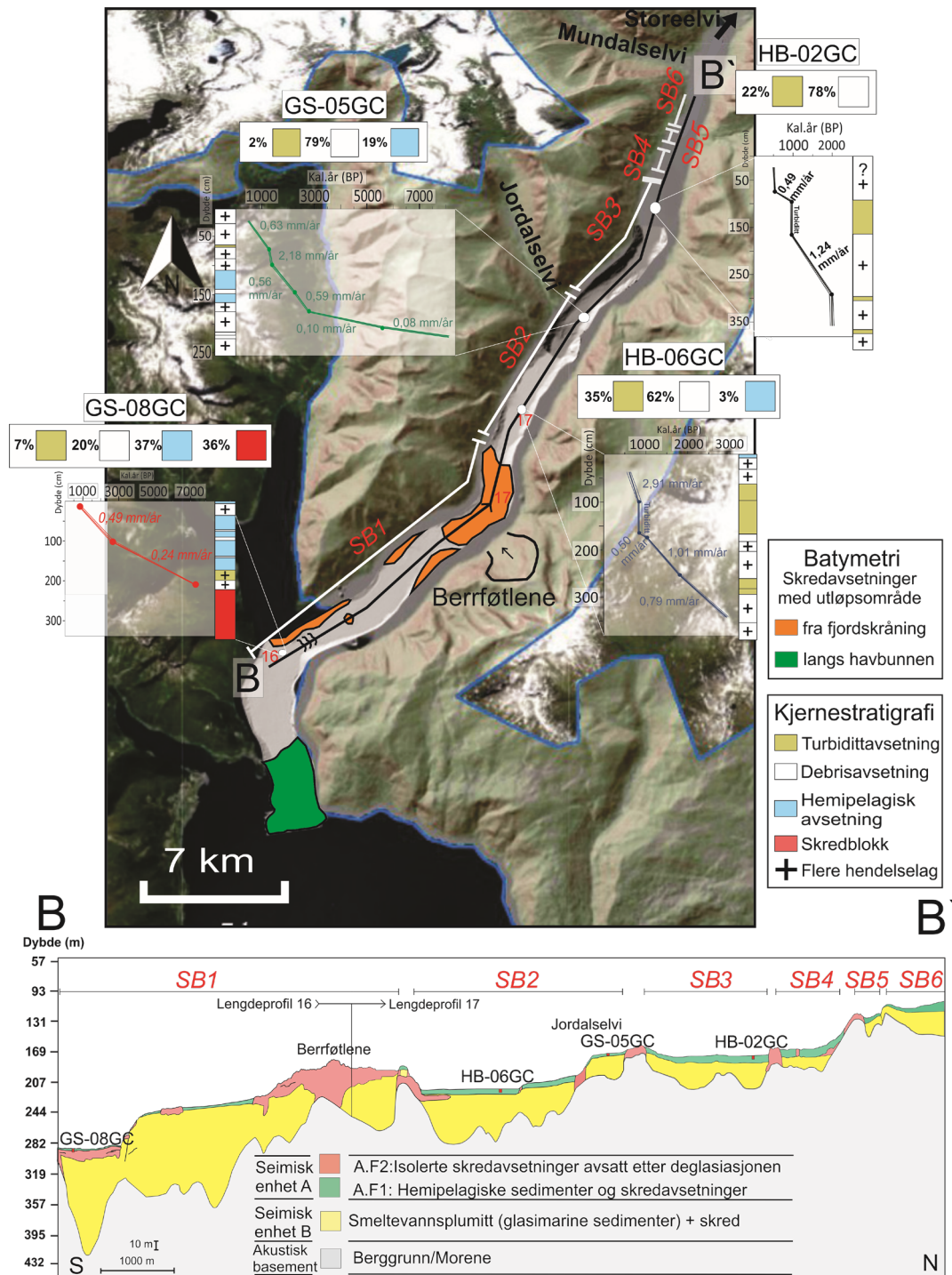


Figur 5.30: a) Batymetridata hvor D-D` representerer hvor seismisk profil 35 er tatt. b) Seismisk profil 35 i basseng SB1 med svart samme som representerer utsnitt i c. c) Kjernestratigrafi korrelert med seismiske reflektorer.

GS-08GC: Figur 5.30 viser sammenstilling av seismisk tverrprofil 35, batymetrisk data og kjernestratigrafi fra GS-08GC. I batymetrien er det identifisert en eldre skredkant og det samsvarer med brå forhøyninger av havbunn i østlige del av det seismiske profilet (Figur 30). Dette tyder på at skredmasser har rast ut både fra skredkanten og fra den bratte skråningen vest i profilet. Vekselsvise reflektorer med høy og lav amplitude øverst i underenhet 2b reflekterer vekslende mørke og lyse sedimenter i kjernen. Underenhet 2a er representert av vekslende reflektorer, og dette samsvarer med vekslende grus- og sand/silt lag. Underenhet 1b er representert i seismikken som akustisk transparent med ingen tydelige reflektorer. Øvre og nedre grense i underenhet 1b er representert i seismikken med flere tydelige reflektorer. De

mindre underenhetene tolket som debrisaavsetning og underenhet 1j samsvarer ikke med endringer av seismisk karakter.

Tolket batymetri, seismostratigrafi og kjernestratigrafi er sammenstilt i Figur 5.31, hvor utregnet sedimentasjonshastighet for hver kerne er illustrert.



Figur 5.31: Sammenstilling av tolket batymetri, seismostratigrafi og kjernestratigrafi.

Sedimentasjonshastighet for hver av kjernene er illustrert ved siden av kjernene. Kart er modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2019). Blå linje markerer omrisset av tilgjengelig data. Prosentvis fordeling av gravitasjonsprosesser er listet for hver kerne.

6. Diskusjon

I dette kapittelet diskuteres hvilke holocene avsetningsprosesser som har dominert i midtre og sørlige del av Fjærlandsfjorden. Variasjon i beregnet sedimentasjonshastighet fremvist i aldersmodell blir først diskutert. Videre blir anvendelse av CT-skanning for å identifisere skredlag og bioturbasjon diskutert. Deretter blir identifisering av ulike avsetningsprosesser diskutert, med spesielt fokus på hva som karakteriserer ulike skredavsetninger i det marine miljøet. Til slutt blir skredhistorien til Fjærlandsfjorden presentert og det blir diskutert om utløsningsmekanismer kan knyttes til lokale eller regionale hendelser.

6.1 Aldersmodell

I motsetning til hemipelagisk sedimentasjon, kan skredprosesser bidra til at store mengder sedimenter blir avsatt på kort tid. Konstruert aldersmodell (Figur 5.19) fremviser stor variasjon i sedimentasjonshastighet og dette er resultat av at skredprosesser har dominert avsetningsmiljøet i Fjærlandsfjorden. Det er usikkerhet knyttet til aldersmodellen på bakgrunn av at det ikke er kjennskap til hvor mange skredhendelser som har funnet sted samt at det ikke er korrigert for eventuell erosjon. Det kan være tilfeller av hiatus flere steder i sedimentkjernene som følge av erosjon og hvis dette er tilfellet vil det gi tilsynelatende høyere sedimentasjonshastighet. De fleste dateringsprøvene besto av terrigent blad- og kvistfragmenter, og dette representere maksimumalder fordi selve avsetningen kan ha vært avsatt senere enn hva dateringsalderen tilsier. Men aldersmodellen fremviser tydelig at alle dateringene, men unntak av en, er i stratigrafisk rekkefølge. Dette bidrar til å styrke påliteligheten til aldersmodellen, men utelukker ikke at dateringsmaterialet er resedimentert. Det er større usikkerhet knyttet til kalibrerte kalenderår som treffer et karbonplatå, en periode med redusert variasjon av ^{14}C innhold i atmosfæren (Guilderson et al., 2005). Dette gir tilnærmet lik radiokarbonalder for et større tidsintervall av kalibrerte kalenderår.

Aldersmodellen viser at lineære interpolasjonene for kjernene HB-06GC og HB-02GC krysser flere ganger og dette tyder på likt avsetningsmønster (Figur 5.19). Relativ lav sedimentasjonshastighet for kjernene GS-08GC og GS-05GC tyder på lavere sedimenttilførsel og kjernene dekker dermed et større tidsintervall. Aldersmodellen for kjerne GS-08GC er vurdert til å være minst pålitelig for utregning av sedimentasjonshastighet på bakgrunn av færrest radiokarbondateringer.

Radiokarbondatering av skjellprøve (Beta-516730) har blitt korrigert for global marin reservoaralder (Marine13) og lokal reservoaralder (ΔR) og dette samsvarer for

radiokarbondatering av plantemateriale (Beta-516729) korrigert for IntCal13 (Reimer et al., 2013). Prøvene er antatt avsatt samtidig og omtrentlig samme alder tyder på at blandingshastigheten til overflate- og dypvann er påvirket av de samme faktorene som i moderne tider. Det er usikkerhet knyttet til dateringene som bidrar til at nærliggende aldre kan være en faktor av tilfeldigheter. Plantematerialet kan være resedimentert og skjellprøven kan ha høyere reservoaralder en antatt.

6.2 CT-skanning

I dette studiet har sedimentkjerner blitt beskrevet gjennom den «klassiske» måten å beskrive og logge kjernestratigrafi på (underkapittel 5.3.1) og i tillegg har CT-avbildning vært benyttet (underkapittel 5.3.3). CT-skanning produserer høyoppløselig tredimensjonalt røntgenbilde som bidrar til mer detaljert identifisering av primære og sekundære sedimentære strukturer. I dette studiet er det spesielt viktig med bruk av CT-skanning for identifisering av bioturbasjon, noe som er vanskelig å identifisere ut ifra den «klassiske» måten å beskrive kjerner på. Det foreligger kun CT-skanninger fra kjernene GS-08GC og GS-05GC, men kunnskap fra resultatet av CT-skanningene kan også anvendes for kjernene HB-02GC og HB-06GC.

Bioturbasjon er en biologisk prosess hvor organismer distribuerer sedimenter ved å dytte sedimenter til siden eller foran seg (Astete et al., 2015). I resultatet fra «klassisk» kjerneanalyse av GS-05GC er det kun observert bioturbasjon i et kort dybdeintervall (Enhet 2). Resultatet fra CT-skanning viser bioturbasjon gjennom nesten hele kjernen, også i sedimenter tolket til å ha vært avsatt av skredprosesser. CT-resultatet fra kjerne GS-08GC bekreftet og identifiserte graveganger i et stort dybdeintervall (Enhet 1). I den «klassiske» kjerneanalysen er det kun identifisert kontinuerlige og store graveganger.

I tidsperioden mellom to skredhendelser har det mest sannsynlig vært dannet graveganger i underliggende skredmasser og i hemipelagiske sedimenter som gradvis avsettes over skredmassene. Dermed kan det forekomme bioturbasjon i både skredmasser og hemipelagisk sedimenter. Grensen mellom underenhet 2f og 2g i GS-05GC (Figur 5.21) representerer et klart skille fra høy konsentrasjon av graveganger til ingen eller lite mengde graveganger og dette representerer en erosjonskontakt. Sedimenter har blitt erodert bort og et betydelig tykt skredlag har blitt avsatt over de bioturberte sedimentene. Endring i mengde graveganger kan reflektere erosjonsgrense, endring i sedimentasjonshastighet og kan gi en relativ indikasjon på hvor lenge sedimentene har vært eksponert for vann og rolig avsetningsmiljø. Det er flere utfordringer ved bruk av marine sedimentkjerner i forbindelse med identifisering av avsetningsprosesser. Bioturbasjon i kjernen gjør det vanskelig å skille mellom skredmasser og hemipelagisk

avsetning fordi det fører til omarbeiding av sedimenter, hvor både stratifisering og erosjonsgrenser blir fjernet.

Bioturbasjon kan representere både bevarte graveganger fraktet intakt i en skredblokk og graveganger som har oppstått etterpå. Det er mulig at hemipelagiske underenheter med bevart bioturbasjon har blitt fraktet som en skredblokk. Når sedimenter blir transportert med debrisstrøm antas det at strukturen til graveganger blir fragmentert og delvis eller fullstendig ødelagt i strømmen, men ved utglidning av en skredblokk blir interne strukturer bevart. Ettersom graveganger kun blir dannet i øvre del av sedimentene på havbunnen tyder tilstedeværelse av graveganger i underenheter tolket som debrisavsetninger på at skredmassene har blitt avsatt gjennom flere hendelser. Skredmassene eksponert for stabilt avsetningsmiljø representerer levedyktig forhold for organismer og det er dermed mulig for organismer å etablere graveganger. Det er begrenset hvor langt ned organismer kan bevege seg i overflatesedimenter, og den lengste kontinuerlige gravegangen i dette studiet dekker et dybdeintervall på 5 cm. Bioturbasjon i skredmassene tyder på at de fleste underenhetene tolket som debristype-avsetning består av flere skredhendelser.

Tolkning av hva gråskalaverdien i CT-skanningene representerer er subjektivt og dette gjelder spesielt identifisering av bioturbasjon og erosjonsgrenser. Strukturer som plantemateriale og grove fragment kan bekreftes ved visuell inspeksjon av kjernene, og brukes videre som referanse for observasjoner gjort i CT-skanningene som ikke kan observeres i «klassisk» kjerneanalyse. Sammenstilling av «klassisk» kjernestratigrafi og CT-skanninger er et viktig nytt verktøy for tolkning av områdets avsetningsmiljø, og har potensialet til å bidra til utvikling av nye metoder for å identifisere hendelselag.

6.3 Identifiserte avsetningsprosesser

Dette delkapittelet representerer og diskuterer identifiserte avsetningsprosesser i Fjærlandsfjorden og hva som karakteriserer skredavsetninger i det marine miljøet. Det er flere skredprosesser som kan ha avsatt de identifiserte skredavsetningene, og det er dermed viktig med kriterier for valgte prosesser. Skredavsetninger er ikke uniforme, og tykkelse og struktur varierer som følge av tilgjengelig kildemateriale, utløpshelning og kornstørrelse.

Sedimentologiske og geokjemiske endringer til de identifiserte nedadrettede gravitasjonsprosessene (skredprosesser) for kjerne GS-05GC, HB-06GC og GS-08GC er registrert i Tabeller 5.1, 5.2 og 5.3, og strukturer i CT-skanningene for GS-05GC og GS-08GC er registrert i Tabeller 5.5 og 5.6. Identifiserte hemipelagiske sedimenter blir brukt for å

sammenligne med endringer i parameterne til identifiserte skredprosesser. I toppen av kjerne HB-06GC er det kun identifisert et lite intervall med hemipelagiske sedimenter på 6 cm. Det er usikkerhet knyttet til dette intervallet på grunn av lite mektighet og lokasjon i toppen av kjernen. For kjerne GS-05GC er det identifisert nok med hemipelagisk sedimenter i midten (Enhet 2) av kjernen til å kunne fastslå dens generelle karakter, og dette brukes som utgangspunkt til å sammenligne med skredavsetninger. Det mest ideelle er å sammenligne skredavsetninger med underliggende hemipelagiske sedimenter, og dette er mulig for mange av underenhetene i kjerne GS-08GC. Det skal også bemerkes at endringer i sedimentologiske og geokjemiske parametere nedover i kjernen kan forekomme som følge av kompaksjon og at organisk materiale brytes ned over tid. Det kan forventes en naturlig nedgang av tellinger av Br nedover i kjernen, men den geokjemiske parameteren brukes fordi bråe og vedvarende endringer vil fortsatt tyde på endringer i avsetningsmiljøet. En rask nedgang av tellinger av Br kan indikere overgangen til lag bestående av sandrik matriks som representerer skredhendelse.

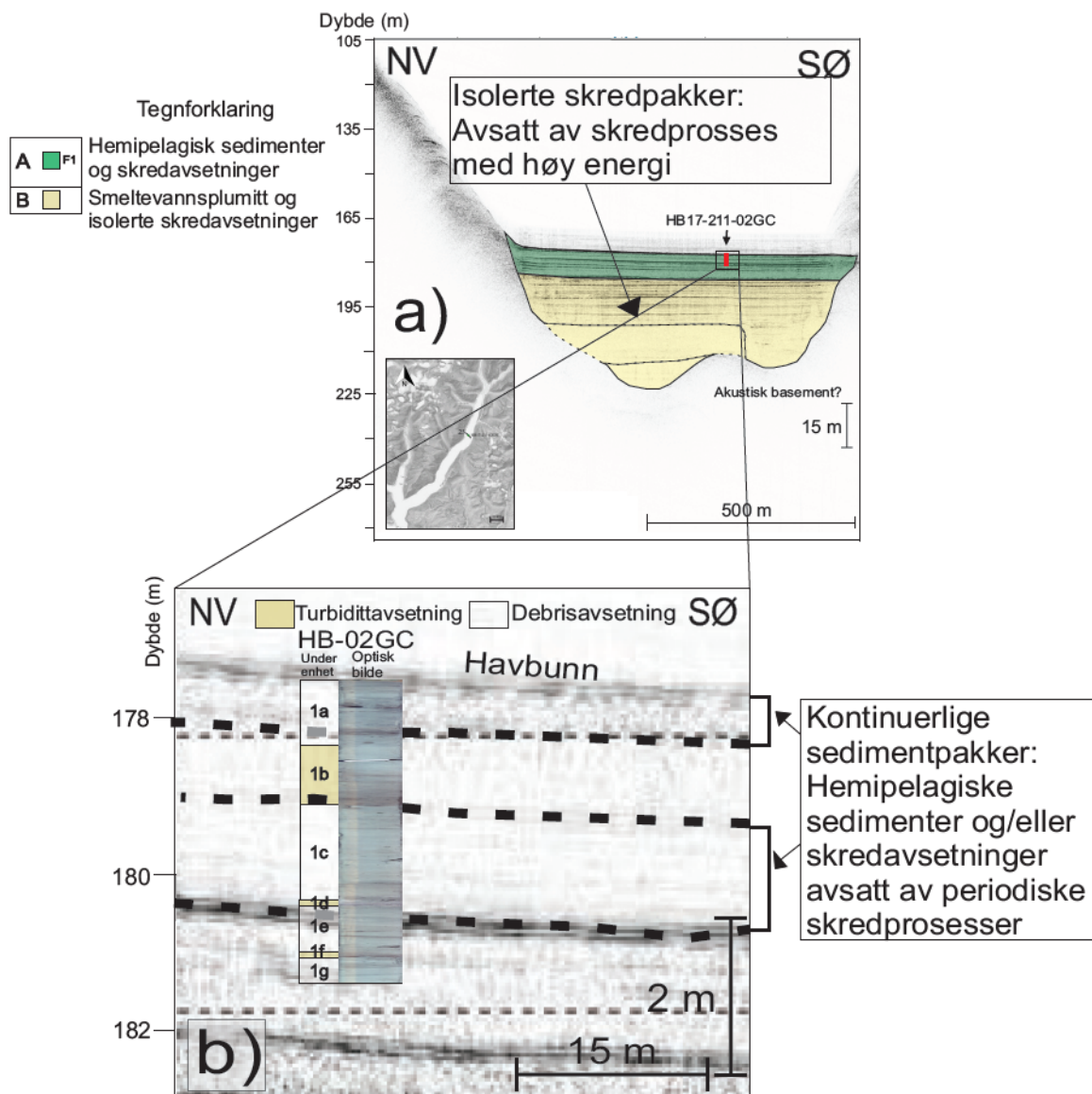
Fargen som fremtrer på det optiske bildet er en god indikasjon på opphavet til sedimentene. Minerogene sedimenter fremtrer som blålig mens terrigent materiale og hemipelagiske sedimenter inneholder mer organisk materiale og fremtrer ofte med en mer brunaktig karakter. Glasialt materiale, fra for eksempel breelv, består av mye minerogent materiale og fremtrer dermed med blålig farge i det optiske bildet. Under siste istid var det høy erosjonsrate av berggrunnen og mye erodert materiale ble fraktet ut i fjorden uten tilførsel av noe organisk materiale. Det kan også være tilfeller hvor terrigene skredavsetninger har ligget under vann over en lengre periode og senere blitt resedimentert gjennom undersjøisk skred. Debrisavsetningene består av varierende kornstørrelser og det kan forekomme klaster av gjennomsnittlig høy kornstørrelse som ikke nødvendigvis er representativ for resten av underenheten. Dermed kan prøvetaking av sedimentprøver i kjernen ikke nødvendigvis representere riktig kornstørrelse eller vanninnhold, spesielt i underenhetene tolket til å være debrisavsetning.

6.3.1 Hemipelagisk sedimentasjon

Ettersom kjernene GS-05GC og GS-08GC har tydelige sedimentologiske og geokjemiske signaler for hemipelagiske sedimenter blir de kjernene fokus i dette avsnittet. Det er ikke observert stratifisering av sedimenter i noen av de identifiserte intervallene med hemipelagisk sedimenter. I både GS-05GC og GS-08GC er de hemipelagiske underenhetene representert av relativ lav kornstørrelse (ca. 7% sandinnhold), høyt vanninnhold og homogen tekstur, noe som reflekterer transportprosess med lav energi. I kjerne GS-05GC er overgangen til andre skredprosesser markert med nedgang i Rb/Sr, men i kjerne GS-08GC er det ingen nevneverdig endring. Flere steder i GS-08GC tilsier paramterne ingen endring, men funn av relativ store mengder terrigent plantemateriale og/eller grusfragmenter i tynne debrisavsetninger tyder på at det ikke har blitt avsatt i suspensjon under rolige forhold. I de identifiserte hemipelagiske underenhetene i kjerne GS-08GC er det dermed stor sannsynlighet for at det er flere tynne skredavsetninger.

6.3.2 Debrisstrøm

Tidligere studier har vist at debrisavsetninger kan være tykke og med stor utbredelse (e.g Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013; Bellwald et al., 2019) og dette kommer tydelig frem i de seismiske profilene. Et eksempel er tverrprofil 23 i basseng SB3 hvor isolert skredpakke avsatt under deglasiasjonen fremstår akustisk transparent og kutter reflektorene i seismisk enhet B (Figur 6.1a). Sammenstilling av identifiserte skredmasser i kjernestratigrafien med seismostratigrafi viser tilsynelatende jevne og kontinuerlige seismiske reflektorer (delkapittel 5.4). Figur 6.1b viser at underenheter tolket som debrisavsetning i kjerne HB-02GC samsvarer med akustiske transparente og/eller kaotiske sedimentpakker drapert over av jevne og kontinuerlige reflektorer. Videre i delkapittelet deles det inn i: hendelselag i kjernestratigrafien og storskala skredavsetninger identifisert i seismikken.



Figur 6: a) Tverrprofil 23 med seismisk enhet A (F1 og F2) og C. b) Uthevet svart ramme fra a), hvor kjerne HB-02GC er plassert i seismostratigrafien.

Hendelselag i kjernestratigrafien

Felles for underenheter klassifisert som en debristype-avsetning er som oftest grovere kornstørrelse og høyere gammatetthet og magnetisk susceptibilitet enn nærliggende hemipelagisk sedimentasjon. Underenheterne består ofte av minerogene korn >1 mm og terrigent plantemateriale. En viktig litologisk observasjon er fargetonen i det optiske bildet, underenheter fremstår heterogen og ofte blålig i forhold til hemipelagisk sedimentasjon, noe som tyder på lite biogent materiale og dette samsvarer ofte med lave tellinger av Br. Når fargen på sedimentene blir mer brunlig kan det tyde på økt innhold av organisk materiale og/eller

hemipelagisk sedimentasjon. Erosiv base tyder på at sedimentene har blitt avsatt av prosesser med høy nok energi til å erodere underliggende sedimenter.

I den «klassiske» kjerneanalysen har mange av underenhetene blitt beskrevet som omarbeidet materiale, og det knyttes usikkerhet til om dette er som følge av skredprosesser eller bioturbasjon. På bakgrunn av vanskelighet med å identifisere hendelselag innad i underenhetene og skille mellom endringer forårsaket av bioturbasjon eller skredprosesser kan det være tilfeller hvor intervaller med hemipelagisk materiale har blitt identifisert som debrisavsetning. Enhet 1 i GS-08GC består av hemipelagisk sedimenter avbrutt av tynne skredavsetninger. De identifiserte tynne skredavsetninger i kjernen kan ikke korreleres med endringer i geokjemiske eller sedimentologiske signaler samt seismisk karakter, og fremstår som en del av akustiske kontinuerlige og transparent sedimentpakker (Figur 5.30). Det kan være for lite skredmasser i forhold til omkringliggende hemipelagiske sedimenter, og det gir dermed ingen utslag i parameterne. Akustiske kontinuerlige sedimentpakker i Fjærlandsfjorden kan dermed tyde på at det har vært hemipelagisk sedimentasjon avbrutt av skredprosesser som har avsatt mindre skredlag som forstyrrer de hemipelagiske sedimentene. Dermed er det tid for organismer å lage graveganger mellom skredhendelser under rolige forhold. Underenheter tolket til å representere debrisavsetninger i kjernestratigrafien er derfor mest sannsynlig avsatt av periodiske skredprosesser og/eller hemipelagisk sedimentasjon, men på grunn av bioturbasjon og tynne hendelselag er det vanskelig å skille ut signaler fra de ulike avsetningsprosessene.

Det er flere mulige skredprosesser som kan ha avsatt identifiserte skredmasser i underenhetene tolket som debrisavsetningene. En mulig prosess er undersjøisk debrisstrøm, hvor hemipelagiske eller glasimarine sedimenter i skråningen har rast ut. Løsmasser i skråningen under vann kan rase ut som følge av poreovertrykk, skred fra land og/eller seismisk aktivitet. Høy konsentrasjon av terrigent plantemateriale i flere av underenhetene kan tyde på at skredmaterialet har kommet fra land, og representerer skredprosesser som har tatt med seg vegetasjon og avsatt det i fjorden. Skred fra land kan ha gått direkte til fjordbunnen, men det kan også være tilfeller hvor avsatt skredmasser i skråningen under vann i ettertid har rast ut som debrisstrøm. Minerogene korn > 1 mm avsatt i fjordskråningen under vann vil også kunne rase ut i undersjøisk skred, men det er uvisst hvor lang utløpslengde debrisstrømmen får ut mot havbunnen i Fjærlandsfjorden.

Prosesser som kan bidra avsetning av både terrigent plantemateriale og mineralkorn > 1 mm er flom, og det kan ikke utelukkes at fluviale prosesser har bidratt til avsetning av lokale flomlag

i det marine arkivet. I 2004 var det en stor smeltevannflomhendelse i elven Storelvi som munner ut i indre del av Fjærlandsfjorden (Distad, 2006). Denne hendelsen er ikke reflektert i sedimentkjernene i dette studiet. To av kjernene (GS-06GC og GS-08GC) består av hemipelagiske sedimenter i toppen og antas å representere dagens avsetningsmiljø. Avstanden mellom kjernelokalitetene og det største elveutløpet i fjorden er stor, og flomhendelser i Storelvi vil mest sannsynlig ikke påvirke sedimentasjonen i noen stor grad ved kjernelokalitetene. Det er kun kerne GS-05GC som ligger i nærheten av elvemunning (1 km), men hvorvidt minerogene korn > 1 mm kan flyte så langt er usikkert. Det er mulig at flere av debrissetningene i kerne GS-05GC er relatert til flom- eller flomskredhendelser i Jordalselvi.

De fleste av underenhetene klassifisert som debrissetning består av minerogene korn > 1 mm, ofte observert som sub-angulære til angulære. Angulær grus indikerer at massene har kommet med skred fra land, og at materialet har hatt kort transportlengde, lite oppholdstid i fluvialt og/eller marint miljø og er relativt nylig utrast/forvitret berggrunnsmateriale. Minerogene korn > 1 mm kan fraktes med is som flyter ut i fjorden og smelter. Hvis minerogene korn har blitt fraktet med drivis, vil også minerogene korn større enn 1 mm vært tilstede i hemipelagisk sedimenter. Det er observert minerogene korn > 1 mm i flere av de identifiserte hemipelagiske intervallene (Tabell 5.5 og 5.6), men hvorvidt dette representerer tynne hendelselag eller minerogene korn fraktet med isen er uvisst.

Transport av minerogene korn > 1 mm kan også skyldes snøskred. I flere studier er snøskred sett på som mulig transportmekanisme for minerogene korn > 1 mm (Nesje et al., 2007; Vasskog, 2011). Når et snøskred treffer vannsøylen blir partikler fraktet innad i snøen og blir deretter avsatt på havbunnen når snøen smelter. Det historiske arkivet viser at snøskred er den hyppigste skredprosessen på land i Fjærlandsfjorden de siste 400 år. Flere av de historiske kildene beskriver snøskred med stor utbredelse som nådde ned til fjorden (Distad, 2006). Dette tyder på at snøskred er aktive prosesser, og har vært aktive tilbake i tid. Den rådende vindretningen er avgjørende for hvor snø akkumuleres og dette kan påvirke snøskredaktivitet. Fjellsidene på vestlig side av Fjærlandsfjorden ligger i le for rådende vindretning fra sør-vest (Sletten et al., 2003). Det er også mulig for snøakkumulasjon i østlige fjellsider, hvor det er observert botn lignende formasjoner i fjelltoppene (Figur 5.31). Det er dermed sannsynlig at snøskred kan utløses fra begge sider av fjorden. Snøskredtyper som kan frakte sedimenter ut i fjorden er sørpeskred og flakskred. Sørpeskred har et høyt vanninnhold og er dermed svært mobile og kan transportere skredmasser ut i fjorden (Blikra et al., 1989).

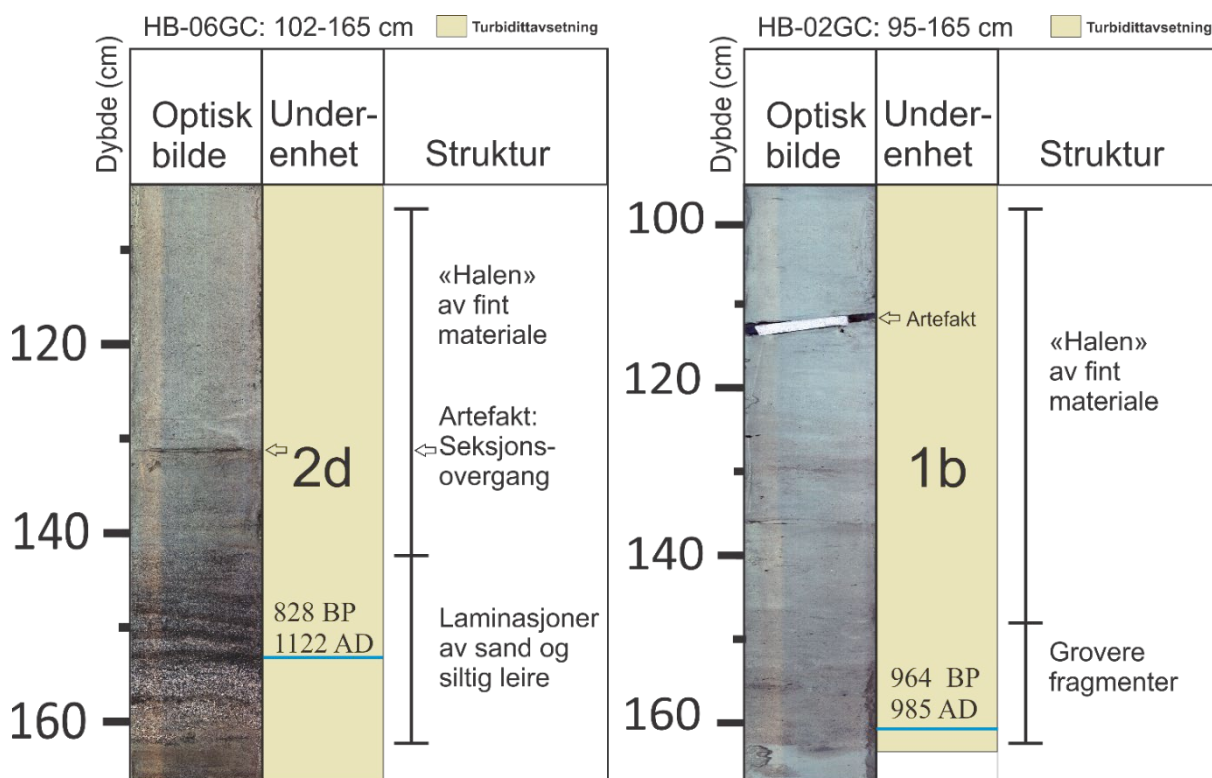
Det er stor usikkerhet knyttet til frekvensen av tynne hendelselag. Dette studiet tydeliggjør vanskeligheten med å skille mellom hemipelagisk sedimenter og skredavsetninger i marint miljø, spesielt i motsetning til innsjøkjerner (Vasskog, 2011). På bakgrunn av sammenstilling av kjerne GS-08GC med seismostratigrafi kan det tyde på at debrisavsetningene i de andre kjernene representerer skredavsetninger og hemipelagiske sedimenter, hvor bioturbasjon og tynne hendelselag gjør det vanskelig å tolke tydelige signaler. Det krever mer detaljert undersøkelser av kornstørrelse og sortering for å kunne identifisere eventuelle tynne hendelselag og tilhørende avsetningsprosess. Det er uvisst om det er istransportert materiale, snøskred, undersjøisk debrisstrøm og/eller andre skredprosesser fra land som har vært dominerende avsetningsprosess av skredmasser i underenheter tolket som debrisavsetninger.

Storskala skredavsetninger

Skredavsetninger av store dimensjoner har blitt identifisert både i batymetri og seismostratigrafien. Isolerte skredpakker (seismisk facies A.F2) identifisert i seismostratigrafien kutter kontinuerlige reflektorer og representerer skred som har kommet fra fjordsidene, enten fra land og/eller som undersjøisk skred utløst i de grunnmarine delene av fjorden (Figur 6.1). Slike skredpakker antas å være avsatt under en hendelse av høy transportenergi. Det er også identifisert skred som har rast ut langs havbunnen, og dette tyder på ustabile skråningsforhold. Hvorvidt undersjøisk skred har sklidd som debrisstrøm eller skredblokk kan som oftest kun identifiseres i kjernestratigrafien.

6.3.3 Turbidittstrøm

Det har blitt identifisert turbidittavsetninger i alle kjernene, men av ulik karakter og tykkelse. Turbidittavsetninger er karakterisert av normalgradering, brå nedre erosjonskontakt, høyt sandinnhold og utslag i magnetisk susceptibilitet, gammatetthet og i de geokjemiske parameterne. Turbidittavsetninger kan i de fleste tilfellene korreleres med høy-amplitude reflektorer i de seismiske profilene, og viser til kontinuerlig og jevn utstrekning av turbidittavsetningene. Flere av avsetningene mangler den øvre karakteristiske delen med fint materiale. Dette kan tyde på at det har vært erosjon av øvre del, lite utviklet turbidittavsetning og/eller at fint materiale har blitt avsatt lengre ut i fjorden.



Figur 6.2: Turbidittavsetning i intervall 102-165 cm (underenhet 2d) i kjerne HB-06GC og intervall 95-165 cm (underenhet 1b) i HB-02GC. Delt inn i grove laminasjoner og finmateriale i halen.

I kjerne HB-02GC og HB-06GC er det identifisert turbidittavsetninger som dekker henholdsvis et dybdeintervall på 70 og 63 cm (Figur 6.2). Det beste eksempelet på turbidittavsetning er underenhet 2d i HB-06GC, hvor sedimenttykkelsen reflekterer avsetningsprosess med høy energi. Datering nedenfor avsetningen er på 1025 kal.år BP mens dateringsalderen av plantemateriale i nedre del av turbidittavsetningen er på 828 kal.år BP, og det antas at turbidittavsetningen har blitt avsatt mellom de to tidspunktene. Tilsvarende avsetning er identifisert i HB-02GC med datering på 964 kal.år BP, men i motsetning til HB-06GC er det ikke observert tegn til lamineringer, men en gradvis oppfining i underenheten. Nærliggende dateringer tyder på at turbidittavsetningene kan ha samme utløsningsmekanisme og dette blir nærmere diskutert i delkapittel 6.5. Flere av de identifiserte turbidittavsetningene er representert i kjerneloggen med et tynt sandlag og det er mulig at det har blitt avsatt av andre prosesser enn turbidittstrøm.

Mulige utløsningsmekanisme for turbidittstrøm er jordskjelv, klima og/eller ekstremvær. Store mengder nedbør kan føre til skred fra land og dette kan initierte undersjøisk skred. Mye nedbør kan føre til økt vannføring og flomaktivitet, hvor flom eller flomskred kan utvikles til turbidittstrøm som avsetter elvesedimenter lengre ut i fjorden. Begge kjernelokalitetene ligger 3 km eller mer unna Jostedalselvi og det er ellers kun mindre bekker som renner ut i nærheten

av kjernelokalitetene. Dermed knyttes det usikkerhet til hvor stor innflytelse flomhendelser har på hendelselag i disse kjernene. Sedimentmasser i skråningen under vann kan ha glidd ut/rast ut og utviklet seg fra debrissstrøm til turbidittstrøm når helningsgraden og vanninnholdet økte. Den blålige karakteren til sedimentene i HB-02GC kan tyde på at glasimarint materiale har rast ut og blitt transport til fjordbunnen i en turbidittstrøm.

6.3.4 Skredblokk

Utglidde glasimarine sedimenter sør i Fjærlandsfjorden har blitt definert som skredblokk som følge av intakte og delvis deformert lamineringer i kjernestratigrafien. Skredmassene er representert i seismikken som akustisk kaotisk sedimentpakke på 8-14 m med ingen tydelige reflektorer (Figur 5.30). Dette tyder på at massene har rast ut, og er dermed ikke avsatt *in situ*. Akustisk transparent sedimentpakke i det seismiske profilet, blålig fremtoning, deformerte lamineringer i det optiske bildet og relativ fin kornstørrelse i kjerneanalysen karakteriserer skredblokker av glasimarine sedimenter. Øst i tverrprofil 35 (Figur 5.12) har flere intakte glasimarine pakker blitt rotert og/eller sklidd ut og dette tyder på ustabilitet i forbindelse med høy sedimenttilførsel. Reflektorene er fortsatt synlige i seismikken og det antas dermed at de interne strukturene har blitt lite utsatt for deformasjon.

6.3.5 Skred fra fast fjell

De fleste skredavsetningene identifisert i batymetrien er konsentrert langs fjordskråningen og er tilknyttet utrasing fra fjordsidene. Dette kan være avsatt av steinskred, fjellskred og/eller løsmasseskred. Skredavsetning S1 i batymetrien samsvarer med store skredmasser identifisert i det seismiske lengdeprofilet 17 og skredgrop i østlig fjellside (Berrføtlene i Figur 5.31), og tolkes til å ha vært et fjellskred. Fjellskredmassene vest i lengdeprofil 17 ligger over ca. 54 m med glasimarine sedimenter og det antas at massene har rast ut under siste del av deglasiasjonen eller etter deglasiasjonen (Figur 5.8). Det er identifisert lite eller ingen sedimenter avsatt over fjellskredavsetningen og dette kan tyde på at fjellskredet kan ha rast ut i midt eller sen holocen. En slik utrasing av bergartsmasser vil mest sannsynlig påvirke avsetningsmiljøet i fjorden og det er mulig at fjellskredet har vært utløsningsmekanismen for identifiserte skredavsetninger i fjorden.

6.4 Lokale forskjeller i Fjærlandsfjorden

Skredaktivitet er påvirket av områdets geomorfologi og tilgjengelige løsmasser langs fjordskråningen og i tilhørende vassdrag. Basert på radiokarbondateringer har kjerne GS-05GC og GS-08GC lavere sedimenttykkelse enn HB-02GC og HB-06CC. Dette tyder på lokale forskjeller innad i Fjærlandsfjorden og knyttes hovedsakelig til topografien, hvor både kjerne HB-02GC og HB-06GC ligger ved de bratteste fjellsidene (ca. 900-1200 moh) i fjorden (Figur 5.31). Lokaliteten til kjerne GS-05GC er omringet av lavest relieff. Det lave relieffet kommer av at elveløp munner ut på begge sider av kjernelokaliteten (Figur 5.31). Relieff er avgjørende for om løsmasser/snø/bergrunn kan rase ut. Høyere skråningsgradient øker skjærstyrken til materialet slik at det lettere raser ut enn i slakere relieff. Dermed antas det at det er høyere skredaktivitet langs de bratte fjellsidene enn ved områdene hvor det er elvemunninger.

Det er betydelig forskjell i magnetisk susceptibilitet mellom GS-08GC og de andre kjernene, og dette kan skyldes ulikt kildemateriale. GS-08GC er tatt fra ytre del av fjorden hvor sedimentbassenget er bredere og dypere. Nord-vest for kjernelokaliteten er overgangen til Vetlefjorden og fjellsiden (877 moh) vest for kjernelokaliteten utgjør hovedkilden for sedimenttilførsel fra land.

Korrelering av aldersbestemte seismiske reflektorer i delkapittel 5.4 representerer sedimenter avsatt innenfor samme tidsintervall og tyder på at det er lokal variasjon i sedimenttykkelse, men at det også er sammenheng mellom hendelser i sedimentbassengene. Tykkelsen til seismisk enhet A (marine sedimenter) øker innover i fjorden mens tykkelsen til seismisk enhet B (glasimarine sedimenter) minker innover i fjorden. Gradvis nedgang i tykkelse av glasimarine sedimenter kan forklares av at de ytterste bassengene i fjorden er dypere og har vært lengre eksponert for den raske sedimentasjonshastigheten som fant sted under deglasiasjonen. Den største sedimenttilførsel forekommer i de innerste bassengene i fjorden via Storelvi og Mundalselvi, og dette kan forklare den gradvise økningen av marine sedimenter innover i fjorden. (Figur 5.31). Elveutløp i nærheten av kjernelokalitetene er tilknyttet betydelige mindre vassdrag og isbreer enn Storelvi.

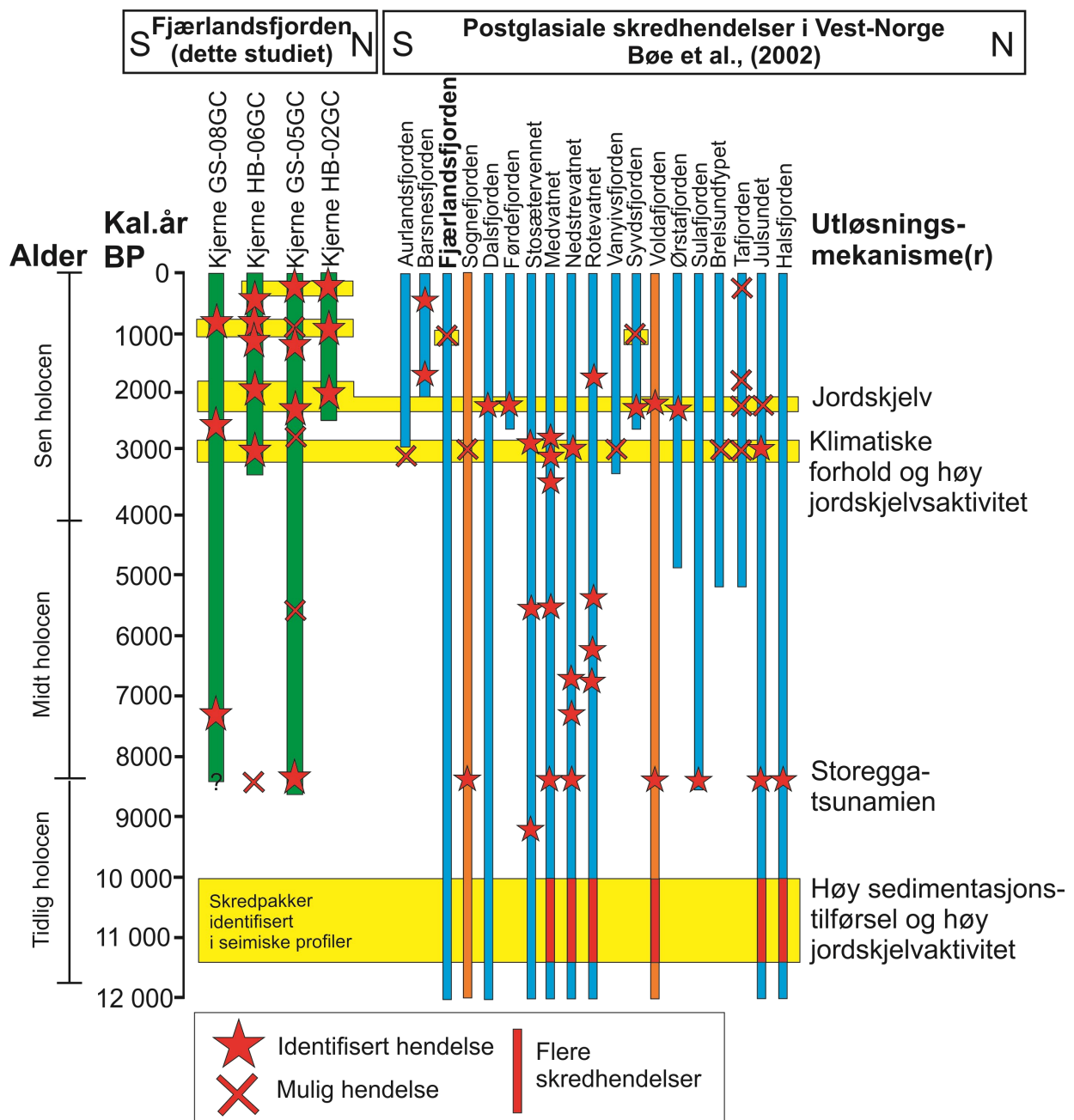
Det høye relieffet har blitt dannet av gjentatte glasieringer i kvartær og dannelsen av dagens elvesystemer startet før kvartær gjennom kanalisering av fluvial erosjon i svakhetssoner som sprekker og forkastninger (Nesje & Whillans, 1994). Disse landskapsendrende prosessene bidrar til variasjon av dagens skredaktivitet langs Fjærlandsfjorden.

6.5 Skredkronologi og skredaktivitet

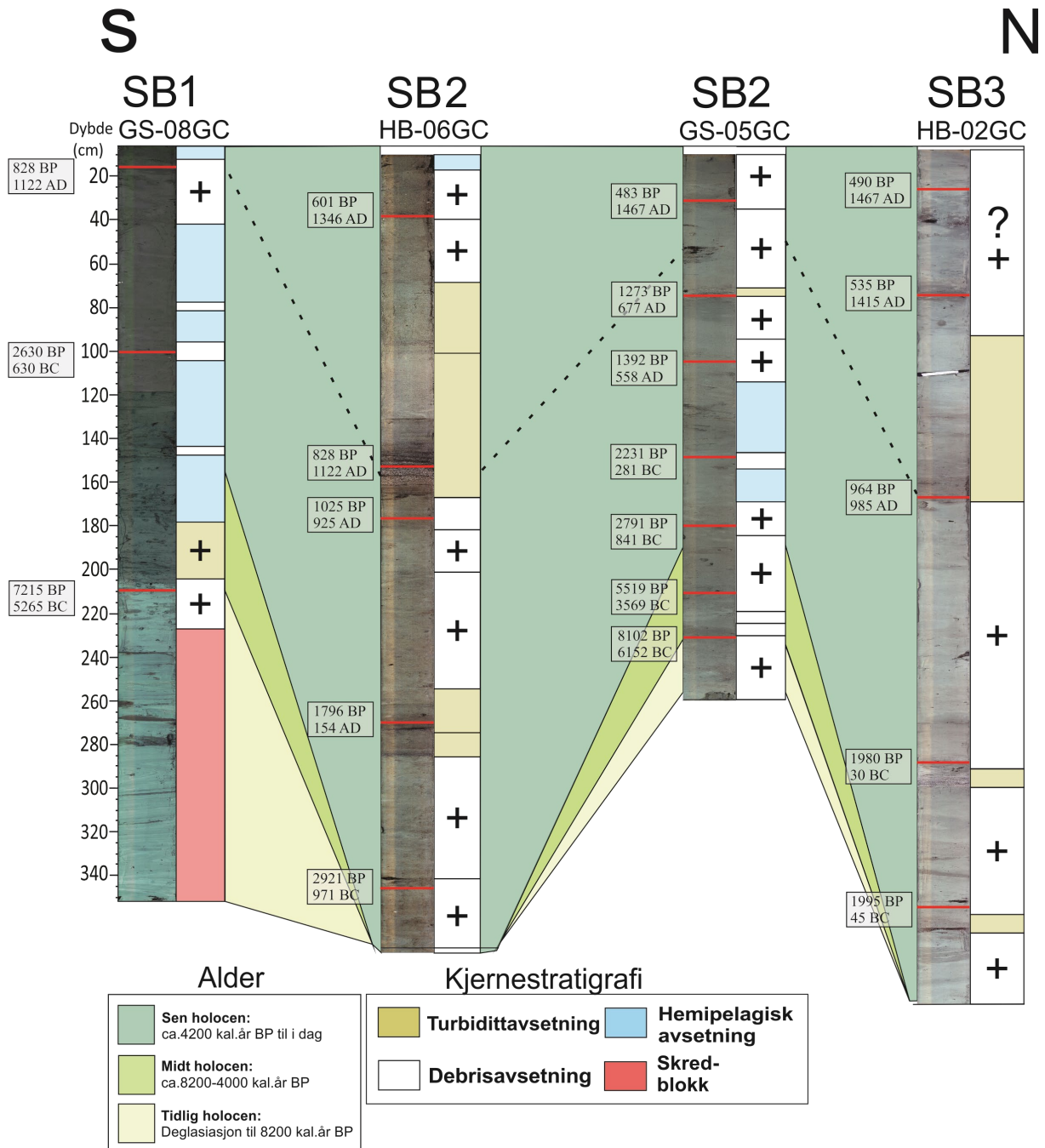
I dette delkapitlet presenteres skredaktiviteten for Fjærlandsfjorden i holocen og utløsningsmekanismer blir foreslått. Godt definerte skredavsetninger i dette studiet er aldersbestemte skredavsetninger som er tydelig definert i kjernestratigrafien og er videre sammenlignet med andre studier som f.eks. Bøe et al. (2004), Vasskog (2011) og Bellwald et al. (2019) (delkapittel 3.4.1). Figur 6.3 illustrerer sammenligning av godt definerte skredavsetninger i dette studiet med identifiserte tidsintervaller med høy skredaktivitet i Bøe et al. (2004). Figuren representerer ikke et komplett skredarkiv for Fjærlandsfjorden, fordi flere skredavsetninger ikke har blitt tidfestet og/eller identifisert og tolkningen av kjernestratigrafi er subjektiv. Tidsintervallene med godt definerte skredavsetninger er listet i Tabell 6.1. På bakgrunn av vanskeligheter med å identifisere antall skredhendelser er relativ skredaktivitet brukt for å få frem hvordan skredaktiviteten har variert i holocen og blir derfor beskrevet relativt til tidlig, midt og sen holocen. Figur 6.4 viser tykkelsen av sedimenter avsatt i tidlig, midt og sen holocen. Grensene mellom aldrene er basert på dateringer og tolkning av kjernen.

Tabell 6.1: Tidsintervaller med godt definerte skredavsetninger, sammenlignet med andre studier av vestnorske fjordsystemer. x indikerer høy skredaktivitet, (x) i Vasskog (2011) indikerer normal aktivitet. R står for regional utløsningsmekanisme og L står for lokal utløsningsmekanisme.

Tidsintervall (kal. år BP)	Identifiserte prosesser (dette studiet)	Korreletert reflektor	Registret høy skred- aktivitet i andre studier			Foreslått utløsningsmekanismer
			Vasskog (2011)	Bøe et al. (2004)	Bellwald et al. (2019)	
11 000 - 9700	Debrisstrøm, skredblokk, Skred fra fast fjell	Seismisk enhet B		x	x	R: Glasi-isostatiske prosesser, jordskjelvaktivitet og høy sedimenttilførsel
8200	Debrisstrøm	RIV				R: Undersjøisk skred på kontinentalskråningen
2800- 3200	Debrisstrøm	RIII?		x	x	R: Jordskjelv og klimatiske forhold
1800- 2200	Debrisstrøm + Turbidittstrøm	RIII?	x	x	x	R: Jordskjelv L: Klimatiske forhold
800-1000	Turbidittstrøm	RII	(x)			L: Klimatiske forhold.
480-600	Debrisstrøm	RI?	(x)			L/R: Klimatiske forhold



Figur 6.3: Postglasiale skredhendelser i Vest-Norge sammenlignet med identifiserte skredhendelser i Fjærlandsfjorden. Grønne kjerner er analysert i dette studiet, blå kjerner i Bøe et al. (2004) og røde kjerner er Sognesjøen (Haflidason, 2002) og Voldafjorden (Sejrups et al., 2001). Tidsintervaller markert med gul representerer perioder med høy skredaktivitet. Modifisert fra (Bøe et al., 2004).



Figur 6.4: Sammensetning av kjernene GS-08GC, HB-06GC, GS-05GC og HB-02GC. Rød strek indikerer hvor dateringsmateriale er hentet fra og tilhørende boks oppgir alder i kalenderår BP/(BC/AD). SB representerer tilhørende sedimentbasseng og + betyr at underenheten mest sannsynlig består av flere hendelselag. Stiplet linje representerer avsetninger knyttet til samme utløsningsmekanisme.

Tidlig holocen: Deglasiasjonen til ca. 8200 BP

Tidlig holocen markerte starten på dagens mellomistid og temperaturøkningen ble avbrutt av kalde perioder for 10100 og 9700 kal.år BP (Hanssen-Bauer et al., 2015). I denne perioden er det registrert høy skredaktivitet og dette knyttes til paraglasiale forhold og jordskjelvaktivitet (Ballantyne, 2002; McColl, 2012). Som følge av at det Fennoskandiske isdekket smeltet vekk oppsto det en rask landheving, etterfulgt av stor jordskjelvaktivitet og fjellpartier ble ustabile. Landheving reaktiverte forkastningssoner og det var dermed relativt høy jordskjelvaktivitet i tidlig holocen.

Glasial erosjon gjennom den siste istid medførte til økt tilgang på løsmasser i vassdraget til Fjærlandsfjorden og medførte høyere sedimenttilførsel ut i fjorden. Økt skråningsustabilitet over havnivå oppsto som følge av trykkavlastning etter at det støttende isdekket smeltet vekk og det relative havnivået sank. Skråningsustabilitet førte til utrasing av både marine og terrestriske glasiale løsmasser og berggrunnsfragmenter (oppsprekking og eksfoliasjon). Høy sedimentasjonshastighet førte til overtrykk i porevannet og reduserte stabiliteten til sedimentene under vann, spesielt sedimenter lokalisert i skråningene.

Seismostratigrafien viser at store mengder glasimarine sedimenter (seismisk enhet B) har blitt avsatt i Fjærlandsfjorden under deglasiasjonen etter siste istid og dette er typisk for fjordsystemer isdekket under siste istid (Hjelstuen et al., 2013). De intakte glasimarine sedimentpakkene består av opptil 75-130 m med sedimenter og er resultatet av høy sedimentasjonshastighet under deglasiasjonen (e.g Aarseth, 1997; Lyså et al., 2004). I seismostratigrafien er det identifisert isolerte skredpakker av varierende utbredelse i overgangen fra glasimarine til marine sedimenter. Høy jordskjelvaktivitet og skråningsustabilitet er antatt utløsningsmekanisme for skredhendelser i tidlig holocen (Bøe et al., 2004; Hjelstuen et al., 2013; Bellwald et al., 2019) og samsvarer med aldersbestemte skredavsetninger i samtlige fjordsystemer på Vest-Norge (Figur 6.3).

Midt holocen: Ca. 8200 – 4000 kal.år BP

Midt holocen var en periode med varmere klima (1,5-2°C varmere)(Bjune et al., 2005) og er karakterisert av lav skredaktivitet (Bøe et al., 2004; Bellwald et al., 2019). I begynnelsen var det tilbaketrekning av isbreer i Skandinavia med unntak av en kjøligere og kortvarig periode for 8200 år BP. Havnivået sank saktere som følge av at landhevingshastigheten avtok (Svendsen & Mangerud, 1987). Jostedalsbreen smeltet helt bort mellom 7300 og 6100 kal.år BP, og vokste frem igjen fra ca. 5000 kal. år BP (Nesje et al., 2009). I denne perioden var det dermed ingen

eller lite tilførsel av glasialt eroderte sedimenter ut i fjorden. Dette kan forklare lav sedimentasjonshastighet, både i dette studiet og andre studier (Vasskog, 2011; Bellwald et al., 2019). Foreslått grunn til økt temperatur er tilførsel av store mengder ferskvann til Atlanterhavet fra nordamerikanske breer som endret havstrømningsmønsteret (Clarke et al., 2003). Kortvarig og kjølig periode for 8200 kal.år BP var mest sannsynlig utløst av plutselig brå ferskvannstilførsel som følge av tømningen av Lage Agassiz og Ojibway (Alley & Ágústsdóttir, 2005).

I dette studiet er det identifisert relativt små mengder sedimenter avsatt innenfor midt holocen med unntak av skredavsetning relatert til Storeggaskredet og mindre skredhendelser som ikke er aldersbestemt. Registrert sedimentasjonshastighet er 0,08 mm/år i kjerne GS-05GC og 0,24 mm/år i kjerne 08GC. Det er ingen eller få underenheter som har blitt datert til dette intervallet, og dette reflekterer at skredaktiviteten i Fjærlandsfjorden avtar i midt holocen. Lavere sedimentasjonshastighet kan ikke alene forklare den store forskjellen i sedimenttykkelse avsatt i midt og sen holocen (Figur 6.4). Forskjellen i sedimenttykkelse er mest sannsynlig en kombinasjon av lavere sedimentasjonshastighet og lavere skredaktivitet i midt holocen. Bellwald et al. (2019) har foreslått lav seismisk aktivitet som følge av reduksjon i landheving som mulig årsak til lav skredaktivitet (Svendsen & Mangerud, 1987).

Det er ikke identifisert skredmasser som samsvarer med at skredet i Trænadjupet (ca. 4100 kal.år BP) genererte tsunami som nådde Fjærlandsfjorden. Det er få aldersbestemte skredhendelser i andre fjordsystemer tilknyttet Trænadjupskredet (Figur 6.3). Ingen eller få aldersbestemte skredhendelser kan forklares av at det var for lang avstand fra Trænagropen til studieområdet eller at trænadjupraset ikke genererte en tsunami (Løvholt et al., 2017).

I kjerne HB-05GC representerer dybdeintervallet 218-226 cm skredavsetninger relatert til Storeggaskredet. Datering av plantemateriale i dette intervallet er på 8100 kal.år BP, en datering av omtrent samme alder som Storeggaskredet datert til 8100-8200 kal.år BP (Haflidason et al., 2005). Reflektor RIV (grønn reflektor) i seismisk profil 28 draperer over ujevne masser som kan være debrisavsetninger avsatt i forbindelse med Storeggatsunamien (Figur 5.28b). Tsunamien kan ha vært utløsningsmekanismen for skredlaget eller forårsaket ustabilitet i fjordskråningen under vann slik at sedimentene har rast i etterkant av tsunamien. Karakteristisk trekk for tsunamiavsetninger er erosiv base (Bondevik et al., 1997) og dette kommer tydelig frem i CT-skanningen (Figur 5.21). Skredavsetninger knyttet til Storeggaskredet har blitt funnet i andre marine fjordsystemer som Voldafjorden (Sejrup et al., 2001), Sulafjorden (Lepland, 2002), Sognesjøen (Haflidason, 2002), Julsundet (Bøe et al., 2004), Halsafjorden (Bøe et al.,

2004) og Nordfjord (Vasskog et al., 2013) (Figur 6.3). Aldersbestemt utglidning i Storeggagropen og stor geografisk utbredelse av aldersbestemte skred tyder på at den regionale utløsningsmekanismen er undersjøisk skred på eggakanten som utløste tsunamibølger inn mot kysten.

Sen holocen: Fra 4000 kal.år BP

Flere studier viser til økt skredaktivitet etter 4000 kal.år BP (e.g Bøe et al., 2004; Lyså et al., 2004; Bellwald et al., 2019) og foreslått utløsningsmekanismer er økt jordskjelvaktivitet og klimatiske forhold. Sen holocen var en periode med kjøligere klima, hvor Jostedalsbreen vokste frem igjen (Nesje et al., 2008). Høyere vannføring som følge av fremrykk av isbreer bidro til høyere sedimentasjonshastighet. Basert på radiokarbondateringer er sedimentasjonshastigheter i området beregnet til å være mellom 0,49 – 2,91 mm/år og forskjellen i beregnede sedimentasjonshastigheter kommer av lokale variasjoner av tykkelse og frekvens av skredavsetninger samt usikkerhet knyttet til aldersmodellen. Økt sedimentasjonshastighet bidro til at poreovertrykk ble raskere oppbygd og utrasing av sedimenter kunne oppstå i skråninger med relativ lav helning. I Fjærlandsjorden viser spredning av dateringer og litologisk beskrivelse at det har blitt avsatt flere skredavsetninger i sen holocen.

Identifisert fjellskred i midtre del av Fjærlandsfjorden er ikke aldersbestemt, men basert på seismostratigrafien er det mulig at fjellskredet ble avsatt i sen holocen (Figur 5.31). Det er dermed mulig at fjellskredet raste ut i en av tidsintervallene hvor det har blitt korrelert sammen flere aldersbestemte skredavsetninger.

Identifisert skredavsetning, med mye terrigent plantemateriale, datert til 2920 kal.år BP i kjerne HB-06GC samsvarer med registrert høy skredaktivitet i 2800-3200 kal.år BP i Bøe et al. (2004) og normal snøskredaktivitet i perioden 3000-3100 kal.år BP (Vasskog, 2011). Skredavsetninger avsatt i tidsperioden 2800-3200 kal.år BP er identifisert i både lakustrine og marine bassenger (Figur 6.3). Tidsintervallet 2800-3200 kal.år BP representerer en periode med stor spredning av aldersbestemte skred, og dette indikerer regional utløsningsmekanisme, enten regionale klimaendringer eller økt jordskjelvaktivitet (Bøe et al., 2004).

Syv av åtte identifiserte turbidittavsetninger er avsatt i sen holocen og den eldste turbidittavsetningen i sen holocen er datert til å ha en maksimumsalder på 1995 kal.år BP. I kjerne HB-06GC er det et 10 cm dybdeintervall med to repeterende turbidittavsetninger, hvor øvre turbidittavsetninger er datert til 1800 kal.år BP (Figur 6.4). Underliggende turbidittavsetning må dermed være avsatt samtidig eller før, og kan muligens samsvare med to

repeterende turbidittavsetninger datert til ca. 2000 kal.år BP i kjerne HB-02GC (Figur 6.4). Bøe et al. (2004) har registrert høy skredaktivitet i tidsintervallet 2000-2200 kal.år BP og Bellwald et al. (2019) har registrert høy skredaktivitet i 1800-2000 kal.år BP. Det er ikke identifisert skredavsetninger i innsjøkjerner eller store utglidninger i Storeggaområdet for dette tidsintervallet (Bøe et al., 2004). Foreslått utløsningsmekanisme er dermed økt jordskjelvaktivitet på land eller nær kysten på bakgrunn av den geografiske begrensningen av aldersbestemte skredavsetninger. I fjordsystemer i Sunnfjord og Sunnmøre er skredavsetningene størst, og dette kan tyde på at episenteret var i tilhørende området (Bøe et al., 2004). Nesje et al. (2001) har registrert høy vinternedbør og Vasskog (2011) har registrert høy snøskredaktivitet i perioden 1800-2100 kal.år BP. Dette kan tyde på at klimatiske forhold som utløsningsmekanisme, spesielt for snøskredaktivitet.

Det er identifisert aldersbestemte skredavsetninger i tidsintervallet 800-1000 kal.år BP i Fjærlandsfjorden (dette studiet og Bøe et al. (2004)) og Oldevatnet (Vasskog, 2011). Vasskog (2011) har registrert en turbidittavsetning tilhørende tidsintervallet 900-1000 kal.år BP og dette samsvarer med identifisert turbidittavsetning i kjerne HB-06GC avsatt innenfor tidsintervallet 820-1020 kal.år BP og turbidittavsetning avsatt før eller etter 965 kal.år BP i kjerne HB-02GC (Stiplet linje i Figur 6.4). Korrelering av reflektor RII (delkapittel 5.4) avsatt innenfor tidsintervallet 935 – 1275 kal.år BP kan reflektere en lokal hendelse. Bøe et al. (2002) har identifisert skredavsetning i Fjærlandsfjorden til å være yngre enn 1500 kal.år BP og dette kan samsvare med skredavsetninger i perioden 800-1000 kal.år BP. For dette tidsintervallet er det registrert moderat snøskredaktivitet i Oldevatnet (Vasskog, 2011) og lav skredaktivitet i Bellwald et al. (2019) og Bøe et al. (2004). Regional utløsningsmekanisme for 800-1000 kal.år BP kan dermed utelukkes fordi det ikke er identifisert lignende aldersbestemte skredavsetninger i andre fjordsystemer. Mest sannsynlig kan utløsningsmekanisme knyttes til lokale klimatiske forhold (f.eks. ekstremvær), men det er verdt å nevne at identifisert fjellskred i midtre del av Fjærlandsfjorden kan ha utløst undersjøisk skred som har avsatt tykke skredavsetninger. Fjellskred som utløsningsmekanisme forklarer derimot ikke aldersbestemt turbidittavsetning i Oldevatnet.

Fravær av skredavsetninger i varme- og tørkeperioden i middelalderen (ca. 1000-1300 AD) kan forklares av høyere temperatur, mindre nedbør og tilbaketrekning av Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001). Flere studier viser til økt snøskredaktivitet under den lille istid (Blikra & Selvik, 1998; Vasskog, 2011) og dette kan knyttes til lavere temperatur og høyere sedimentasjonshastighet som følge av at Jostedalsbreen hadde betydelig fremrykk under lille

istid. Høyere vannføring kan føre til økt elveerosjon og mer materiale fraktes ut i fjordsystemet. I toppen av alle kjernene er det datert skredmasser til intervallet 450-600 kal.år BP og det sammenfaller ikke med den lille istid (1500-1950 AD). Tre av fire dateringer ligger nærmere 450 kal.år BP (1500 AD) enn 600 kal.år BP (1900 AD) og en mulig forklaring er at datert plantemateriale er resedimentert. En svak økning i magnetisk susceptibilitet for alle kjernene i tilhørende kjerneintervall kan skyldes kjøligere klima og avsetning av minerogent materiale. Fravær av tydelige litologisk endring korrelert til lille istid kan forklares av for stor avstand til Storelvi, hovedkilden av ferskvannstilførsel til Fjærlandsfjorden. Identifisert skredavsetninger i tidsintervallene 450-600 kal.år BP samsvarer med moderat snøskredaktivitet i Oldevatnet (Vasskog, 2011) og høy nedbørsmengde basert på rekonstruksjon av likevektslinjer til Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001). Proksidata tyder på at det er knyttet til lokale forhold i Fjærlandsfjorden og antatt utløsningsmekanisme er lokale klimatiske forhold.

I dag dominerer hemipelagisk sedimentasjon og skredprosesser avsetningsmiljøet i fjorden.

7. Oppsummering og konklusjon

Hovedmålet med dette studiet har vært å studere holocene avsetningsprosesser, med spesielt fokus på skredprosesser, i midtre og sørlige del av Fjærlandsfjorden. Resultatet av CT-skanninger viser at kjernene er svært bioturberte i mange intervaller noe som gir utfordringer med å tolke hendelselag. Basert på resultat fra batymetridata, fire seismiske tverrprofiler og to lengdeprofiler samt analyse av fire sedimentkjerner konkluderes det med følgende:

- Radiokarbondateringer av terrigent plantemateriale er benyttet for å etablere kronologi. Datering av plante- og skjellmateriale (henholdsvis 7206 og 7215 kal.år BP) fra samme prøve viser at den regionale marine (Marine13) konverteringen sammen med den lokal reservoaralderen (ΔR) for Fjærlandsfjorden (Mangerud et al., 2006) gir omtrent samme alder.
- Avsetningsmiljøet i Fjærlandsfjorden er hovedsakelig dominert av ulike typer skredprosesser, men det er også identifisert hemipelagiske sedimenter. De følgende skredavsetningene er identifisert og karakterisert:
 - Turbidittavsetninger er karakterisert av normalgradering, høyt sandinnhold og høy magnetisk susceptibilitet, og kan korreleres med høy-amplitude reflektorer i de seismiske profilene.
 - Skredblokk er karakterisert av intakte og til delvis deformerte strukturer i kjernestratigrafien og akustisk transparent facies i seismiske profiler.
 - Identifiserte skredmasser i enkelte underenheter tolket som debrisavsetning har blitt avsatt gjennom flere skredhendelser og er foreslått avsatt av snøskred, undersjøisk skred og/eller av drivis.
 - Fjellskred identifisert i batymetridata er karakterisert av rasblokker og tilhørende skredgrop i den nærmeste fjellsiden. I seismikken karakteriseres fjellskredet av akustisk kaotisk og transparent facies.
- Skredaktiviteten i Fjærlandsfjorden er presentert relativt gjennom holocen, og beskrives som følger:
 - Tidlig holocen (Deglasiasjonen til 8200 kal.år BP): Smeltevannsplumitt og store skredpakker ble avsatt som følge av at isdekket smeltet vekk. Antatt høy skredaktivitet som følge av paraglasiale forhold og høy jordskjelvaktivitet.
 - Midt holocen (8200 – 4000 kal.år BP): Beregnet sedimentasjonshastighet er 0,08 - 0,24 mm/år og det er registrert lav skredaktivitet. Dette kan knyttes til varmere klima og

antatt lavere jordskjelvaktivitet. Identifisert skredavsetning datert til 8100 kal.år BP er av samme alder som Storeggatsunamien datert til 8100-8200 kal.år BP.

- Sen holocen (4000 kal.år BP til i dag): Beregnet sedimentasjonshastigheter er 0,49 - 2,91 mm/år og det er registrert økt skredaktivitet. Foreslått utløsningsmekanisme er økt jordskjelvaktivitet og klimatiske forhold. For aldersbestemte turbidittavsetninger datert til tidsintervallet 800-1000 kal.år BP er det foreslått lokal utløsningsmekanisme. Det er antatt regional utløsningsmekanisme for identifiserte skredhendelser i tidsintervallene 2800-3200 kal.år BP og 1800-2100 kal.år BP.

Forslag til videre arbeid

- Foreta tettere prøver av kornstørrelseanalyse for å få mer detaljert oversikt over endringer i avsetningsmiljøet. Benytt Mastersizer 3000 for å innhente informasjon om kornstørrelser og grad av sortering. Dette kan bidra til å skille skredprosesser fra hverandre.
- Undersøk kornform i Flowcam, som produserer bilder og informasjon av svært små korn. Betydelige endringer i kornform kan indikere ulik transportlengde.
- Identifiser alle korn >1 mm i CT-avbildning ved å bruke Avizo FEL Avizo Fire 3D analysis for å lage fordelingskurve av korn >1 mm for hele kjernen. Den samme metoden kan anvendes for identifisering av større fragmenter med plantemateriale. Dette kan bidra til å identifisere tynne hendelselag. Mer detaljert identifisering og karakterisering av bioturbasjon i CT-avbildning kan bidra til å skille ut bioturbasjon fra primære strukturer.
- Studer flere sedimentkjerner for å bekrefte\avbekrefte korrelering av skredavsetninger gjort i dette studiet. Undersøk sammenhengen mellom avsetninger i fjordsystemet med prosesser og landformer på land.
- Foreta flere dateringsprøver for å lage en mer pålitelig aldersmodell. Benytt programmet OxCal for å lage en statistisk aldersmodell og juster for eventuell erosjon. Dette kan bidra til mer nøyaktig utregning av sedimentasjonshastighet.

8. Referanseliste

- Aa, A. R., & Sønstegaard, E. (1995). FJÆRLAND 1317 I. Kwartærgeologiske kart M 1:50 000 med beskrivelse. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Aarseth, I. (1997). Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, *143*, 39-53.
- Aarseth, I., Lønne, Ø., & Giskeødegaard, O. (1989). Submarine slides in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords. *Marine Geology*, *88*(1), 1-21.
- Ahrens, C. D., & Henson, R. (2018). *Essentials of meteorology : an invitation to the atmosphere* (8.utgave). Boston: Cengage learning. 528 sider.
- Alley, R. B., & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, *24*(10), 1123-1149.
- Andersen, B. G. (1980). The deglaciation of Norway after 10,000 B.P. *Boreas*, *9*(4), 211-216.
- Astete, C., Constant, W., Thibodeaux, L., Seals, R., Selim, H., & Astete, C. (2015). Bioturbation-Driven Particle Transport in Surface Soil: The Biodiffusion Coefficient Mobility Parameter. *Soil Science*, *180*(1), 2-9.
- Bakke, J., Dahl, S. O., & Nesje, A. (2005). Lateglacial and early Holocene paleoclimatic reconstruction base on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes of northern Folgefonna, Hardanger, Western Norway. *Journal of Quaternary Science*, *20*, 179-198.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, *21*(18), 1935-2017.
- 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.
- Birks, H. H., & Ammann, B. (2000). Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial–Holocene transition (14,000– 9,000 calendar years B.P.) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *97*(4), 1390-1394.
- 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. *The Holocene*, *15*(2), 177-189.
- Bjune, A. E., Birks, H. J. B., & Seppä, H. (2004). Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils. *Boreas*, *33*(3), 211-223.
- Blikra, L. H. (1990). Geological mapping of rapid mass movement deposits as an aid to land-use planning. *Engineering Geology*, *29*(4), 365-376.
- Blikra, L. H., Hole, P. A., & Rye, N. (1989). Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Skrifter*, *92*, 1-17.
- Blikra, L. H., & Selvik, S. F. (1998). Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, *8*(6), 631-658.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., & Mangerud, J. (1997). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, *44*(6), 1115-1131.
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier. 168 sider.

- Braathen, A., Blikra, L. H., Berg, S. S., & Karlsen, F. (2004). Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 84(1), 67-88.
- Bungum, H., Olesen, O., Pascal, C., Gibbons, S., Lindholm, C., & Vestøl, O. (2010). To what extent is the present seismicity of Norway driven by post-glacial rebound? *Journal of the Geological Society*, 167, 373-384.
- Bøe, R., Lepland, A., Blikra, L. H., Longva, O., & Sønstegaard, E. (2002). Postglacial mass movements in western Norway with special emphasis on the 2000-2200 BP and 2800-3200 BP periods - final report. *Norges geologiske undersøkelse*(Report No. 2002.020), 115 sider.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegaard, 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.
- Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., & Clarke, G. (2003). Superlakes, Megafloods, and Abrupt Climate Change. *Science*, 301(5635), 922-923.
- Crowley, T. J., & Lowery, T. S. (2000). How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio*, 29(1), 51-54.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22(2), 275-287.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K., & Matthews, J. (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), 17-25.
- Dearing, J. (1994). *Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Bartington MS2 system*. Kenilworth, England: Chi Publishing. 104 sider.
- Distad, N. (2006). *Skreder i Fjærland*. Fjærland. 89 sider.
- Fitzharris, B. B. (1981). Frequency and Climatology of Major Avalanches at Rogers Pass, 1909 to 1977 *National Research Council of Canada. Division of Building Research Paper*, 956, 1-99.
- Furseth, A. (2006). *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun. 207 sider.
- Gjessing, I. (1967). Norways Paleic Surface. *Norges Geografiske Tidsskrift*, 21, 69-132.
- Google. (2019). Google maps. Tilgjengelig fra <https://www.google.com/maps>. (Lest 15.02.19).
- Gove, H. (2000). Some comments on accelerator mass spectrometry. *Radiocarbon*, 42(1), 127-135.
- Grove, J. M. (2001). The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48(1), 53-82.
- Gudmundsson, A. (1999). Postglacial crustal doming, stresses and fracture formation with application to Norway. *Tectonophysics*, 307(3), 407-419.
- Guilderson, T., Reimer, P., Brown, T., & Guilderson, T. (2005). The Boon and Bane of Radiocarbon Dating. *Science*, 307(5708), 362-364.
- Gunn, D. E., & Best, A. I. (1998). A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *An International Journal of Marine Geology*, 18(1), 70-77.
- Haflidason, H. (2002). Chronological investigation of the Storegga Slide Events: Summary Report to Norsk Hydro. *Department of Earth Science, University of Bergen*(Report No. 100-01/02), 44 sider.

- Haflidason, H., Eide, C. H., Gjerdingen, H. S., Monsen, S., & Henriksen, H. (2017). Marine Geological Cruise Report from Fjærlandsfjorden and Aurlandsfjorden. *Department of Earth Science, University of Bergen*(Report No. HB17-211), 30 sider.
- Haflidason, H., Kjennbakken, H., Nieuwenhuizen, M. B., Monsen, S., & team, S. (2018). Marine Geological Cruise Report from Mangersfjorden, Fjærlandsfjorden, Vetlefjorden and Bjørnafjorden. *Department of Earth Science, University of Bergen*(Report No. 100-02/18), 35 sider.
- 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.
- Hansbo, S. (1957). A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test. *Royal Swedish Geotechnical Institute*, 14, 7-47.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J. E. Ø., Sandven, S., Sandø, A. B., Sorteberg, A., & Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100 : kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015*. Oslo: Norsk klimaservicesenter. 204 sider.
- Heezen, B. C., & Ewing, W. M. (1952). Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake. *American Journal of Science*, 250(12), 849-873.
- Helland-Hansen, B., & Nansen, F. (1909). *The Norwegian sea: its physical oceanography based upon Norwegian researches 1900-1904*. Kristiania: Det Mallingske bogtrykkeri. 390 sider.
- 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.
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., & Alveheim, S. (2013). Fjord stratigraphy and processes - evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28, 421-432.
- Holtedahl, H. (1975). *The geology of the Hardangerfjord, West Norway*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. 87 sider.
- 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.
- Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., & Gregory, T. (2014). *Skred: skredfare og sikringstiltak: praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforlaget. 256 sider.
- IPCC. (2013). Summary for Policymakers. I: T. F. Stocker, D. Qin, P. G.-K., M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Red.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom, New York, NY, USA: Cambridge University Press. 1-29.
- IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Geneva, Switzerland*, 151 sider.
- Jaedicke, C., Solheim, A., Blikra, L. H., Stalsberg, K., Sorteberg, A., Aaheim, A., Kronholm, K., Vikhamar-Schuler, D., Isaksen, K., Sletten, K., Kristensen, K., Barstad, I., Melchiorre, C., Høydal, Ø. A., & Mestl, H. (2008). Spatial and temporal variations of Norwegian geohazards in a changing climate, the GeoExtreme Project. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(4), 893-904.

- Kartverket. (2019). Høydedata. Tilgjengelig fra www.hoydedata.no. (Lest 02.02.2019).
- Laberg, J., Vorren, T. O., Mienert, J., Bryn, P., & Lien, R. (2002). The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters*, 22(1), 19-24.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O., & Mangerud, J. (1984). Allerød-Younger Dryas Climatic Inferences from Cirque Glaciers and Vegetational Development in the Nordfjord Area, Western Norway. *Arctic and Alpine Research*, 16(2), 137-160.
- Lepland, A. (2002). Sedimentological descriptions and results of analytical tests of sediment cores from fjords and lakes in northwest Western Norway. *Norges geologiske undersøkelse*(Report No. 2002/14), 198 sider.
- Libby, W. F. (1955). *Radiocarbon dating* (2.utgave). Chicago: University of Chicago Press. 184 sider.
- Lied, K., & Kristensen, K. (2003). *Snøskred: håndbok om snøskred*. Oslo: Vett & Viten. 128 sider.
- Ljøen, R., & Nakken, O. (1969). On the hydrography of the shelf waters off Møre and Helgeland. *Fiskeridirektoratet: Havundersøkelse*, 15, 185-194.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1), 279-297.
- Lutro, O., & Tveten, E. (1996). Geologisk kart over Norge, berggrunnskart ÅRDAL M 1: 250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Lyså, A., Sejrup, H. P., & Aarseth, I. (2004). The late glacial–Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway. *Marine Geology*, 211(1), 45-78.
- Løvholt, F., Bondevik, S., Laberg, J. S., Kim, J., & Boylan, N. (2017). Some giant submarine landslides do not produce large tsunamis. *Geophysical Research Letters*, 44(16), 8463-8472.
- Mangerud, J. (1972). Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas*, 1(2), 143-172.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L. C., Lohne, Ø. S., Skår, K., Sønstegaard, E., & Svendsen, J. I. (2016). A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, 175-205.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K., & Høisæter, T. (2006). Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25(23), 3228-3245.
- Mangerud, J., Briner, J. P., Goslar, T., & Svendsen, J. I. (2017). The Bølling-age Blomvåg Beds, western Norway: implications for the Older Dryas glacial re-advance and the age of the deglaciation. *Boreas*, 46, 162-184.
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Øystein, L., & Svendsen, J. I. (2011). Glacial History of Norway. I: P. D. Hughes, P. L. Gibbard, & J. Ehlers (Red.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A Closer Look*. Amsterdam: Elsevier. 279-298.
- McCull, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153-154, 1-16.
- Mikalsen, G., Sejrup, H. P., & Aarseth, I. (2001). Late-Holocene changes in ocean circulation and climate: foraminiferal and isotopic evidence from Sulafjord, western Norway. *The Holocene*, 11(4), 437-446.
- Miljøstatus.no. (2019). Kart. Tilgjengelig fra <https://www.miljostatus.no/kart/>. (Lest 31.01.2019).
- Moscardelli, L., & Wood, L. (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research*, 20(1), 73-98.

- Mulsow, S., Boudreau, B. P., & Smith, J. A. (1998). Bioturbation and porosity gradients. *Limnology and Oceanography*, 43(1), 1-9.
- Munsell, A. H. (1976). *Munsell book of color: glossy finish collection*. Maryland: Macbeth Division. 25 sider.
- Nardin, T., Hein, F., Gorsline, D., & Edwards, B. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems vs. canyon-fan-basin floor systems. I: L. J. Doyle & O. H. Pilkey (Red.), *Geology of Continental Slopes*. USA: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 61-73.
- Nesje, A. (2012). *Brelære : bre, landskap, klimaendringer og datering* (2.utgave). Kristiansand: Høyskoleforlaget. 159 sider.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Bøe, A. (2007). A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17(2), 269-277.
- 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, 10-27.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (1993). Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway; a review. *Quaternary Science Reviews*, 12(4), 255-261.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (2001). The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science*, 16(2), 155-166.
- Nesje, A., Davis, P. T., Menounos, B., & Osborn, G. (2009). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2119-2136.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S., & Andersson, C. (2001). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11(3), 267-280.
- Nesje, A., & Whillans, I. M. (1994). Erosion of Sognefjord, Norway. *Geomorphology*, 9(1), 33-45.
- NGU. (2019). Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase. Tilgjengelig fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>. (Lest 23.01.2019).
- Nordgulen, Ø., & Andersen, A. (2013). Jordas urtid - De eldste bergarter dannes. I: B. Ramberg, A. Bryhni, & A. Nøttvedt (Red.), *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim: Norges Geologiske Forening. 65-118.
- Nussbaumer, S. U., Nesje, A., & Zumbühl, H. J. (2011). Historical glacier fluctuations of Jostedalbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence. *The Holocene*, 21(3), 455-471.
- NVE. (2011a). Plan for skredfarekartlegging - Delrapport jordskred og flomskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat*(Report No. 16/2011), 44 sider.
- NVE. (2011b). Plan for skredfarekartlegging - Delrapport snøskred og sørpeskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat*(Report No. 18/2011), 27 sider.
- NVE. (2011c). Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred. *Norges vassdrags- og energidirektorat*(Report No. 15/2011), 50 sider.
- NVE. (2014). Sikkerhet mot skred i bratt terreng - Kartlegging av skredfare i arealplanlegging og byggesak. *Norges vassdrags- og energidirektorat*(Report No. 8/2014), 44 sider.
- NVE. (2019a). Nevina. Tilgjengelig fra <http://nevina.nve.no/>. (Lest 03.02.19).
- NVE. (2019b). Senorge: Klima. Tilgjengelig fra <http://www.senorge.no/?p=klima>. (Lest 31.01.2019).

- NVE. (2019c). Skredhendelser. Tilgjengelig fra <https://gis3.nve.no/link/?link=SkredHendelser>. (Lest 01.02.2019).
- NVE. (2019d). Skredregistrering. Tilgjengelig fra <https://www.skredregistrering.no>. (Lest 20.11.18).
- Paus, A. (1989). Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at liastemmen, north-rogaland, south-western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 4(3), 223-242.
- Rapp, A. (1960). Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2/3), 65-200.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., & Van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years calBP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W., Frenz, M., & Rothwell, R. G. (2006). Turbidite emplacement on the southern Balearic abyssal plain (western Mediterranean Sea) during marine isotope stages 1-3; an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society Special Publications*, 267, 79-98.
- Schuur, E. A. G., Druffel, E. R. M., & Trumbore, S. E. (2016). *Radiocarbon and climate change : mechanisms, applications and laboratory techniques*. Cham, Switzerland: Springer. 315 sider.
- Sejrup, H. P., Haflidason, H., Flatebø, T., Kristensen, D. K., Grøsfjeld, K., & Larsen, E. (2001). Late-glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16(2), 181-198.
- Shanmugam, G. (2016). Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, and Bottom Currents. I: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. USA: Elsevier. 1-87.
- Simpson, M. J. R. (2015). *Sea level change for Norway : past and present observations and projections to 2100*. Retrieved from Norwegian centre for climate services, Oslo: 156 sider.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A., & Dahl, S. O. (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13(6), 907-920.
- St-Onge, G., Chapron, E., Mulsow, S., Salas, M., Viel, M., Debret, M., Foucher, A., Mulder, T., Winiarski, T., Desmet, M., Costa, P., Ghaleb, B., Jaouen, A., & Locat, J. (2011). Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. *Sedimentary Geology*, 243-244, 89-107.
- Stuiver, M., & Braziunas, T. F. (1993). Modeling atmospheric ¹⁴C influences and ¹⁴C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35(1), 137-189.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., Becker, B., & Kromer, B. (1991). Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and holocene atmospheric ¹⁴C /¹²C change. *Quaternary Research*, 35(1), 1-24.
- Sulebak, J. R., & Sjøstrøm, K. H. (2007). *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget. 391 sider.
- 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.
- Sætre, R. (1996). Miljørapport. *Fisken og havet*(Report No. 2/96), 37 sider.

- Sætre, R., & Aure, J. (2007). Characteristics circulation feature. I: R. Sætre (Red.), *The Norwegian Coastal Current-Oceanography and climate*. Trondheim: Tapir academic press. 99-114.
- Sætre, R., Aure, J., & Ljøen., R. (1988). Wind effects on the lateral extension of the Norwegian Coastal Waters. *Continental Shelf Research*, 8, 239-253.
- Tvede, A. M., & Liestøl, O. (1977). Blomsterskardbreen, Folgefønne, mass balance and recent fluctuations. *Norsk Polarinstitutt Årbok*, 1976, 225-223.
- Universitetet i Bergen. (2017). CT-laboratorium. Tilgjengelig fra <https://www.uib.no/geo/111537/ct-laboratorium>. (Lest fra 03.12.19).
- Vasskog, K. (2011). *Continuous and episodic sedimentation in western Norwegian fjord lakes : a Holocene climatic perspective*. (PhD), University of Bergen, Bergen.
- Vasskog, K., Waldmann, N., Bondevik, S., Nesje, A., Chapron, E., & Ariztegui, D. (2013). Evidence for Storegga tsunami run-up at the head of Nordfjord, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), 391-402.

Vedlegg

Vedlegg 1: Tabell med historiske skredhendelser i Fjærlandsfjorden.

Vedlegg 2: Sedimentprøver fra kjerne HB-02GC, GS-05GC, HB-06GC og GS-08GC.

Vedlegg 3: Radiokarbondateringer.

Vedlegg 4: Grafisk illustrasjon av sannsynlighetsfordelingen til radiokarbondateringene.

Vedlegg 1: Historisk arkiv med informasjon om skredhendelser i Fjærlandsfjorden

Skredtype	Når	Hvor	Kommentar	Antall omkomne	Kilde
Fjellskred	24.08.1647	Kvitafjellet, sør for Bjåstad	Skredet ødela en gård, eng og buskapen. Folk i lokalområdet har ikke hørt om denne hendelsen	3+	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Jordskred	25.07.1683	Jordal	Oppdeming av elv førte til flom og jordskred, og store skader på gården Jordal. Fortsatt synlig i form av steinurer mellom gården og elven.		Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Snøskred	1699	Øyaradn	Ødeleggelse av gård	3	Skreder i Fjærland
Fjellskred	1714	Rødsæter	Dette året eller litt senere skal det ha gått et fjellskred som delvis ødela et gårdbruk		Skreder i Fjærland
Fjellskred/S teinskred	1723	Ramsnes	I 1723 ble det beskrevet som et ubeboelig område på grunn av fjellskred. Kan godt hende det var steinskred eller steinsprang.		Skreder i Fjærland
Fjellskred	02.12.1811	Viki	Skredet tok syv hus, mye åker og eng. Det er registrert flere ras denne dagen på Vestlandet.	2	Skreder i Fjærland, NVE Atlas, Skredulykker i Norge
Snøskred	21.04.1821	Lidal	Uvisst skadeomfang	1	NVE Atlas
Snøskred	15.02.1839	Bøyum		2	Skreder i Fjærland
Steinskred	28.09.1846	Romøyri	Gutt omkom, truffet av stein	1	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Snøskred	1853	Viki		1	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Snøskred	15.03.1850	Øygarden			Skreder i Fjærland
Fjellskred	1860	Hamrum	Tidlig på 1860-tallet, raset startet ca. 500 moh og nådde fjorden. "Homraskredet" hadde en skredgrop igjen på fjellet		Skreder i Fjærland
Jordskred og flom	15.07.1860	Lidal	Observert jordskred og flom. Gård ødelagt		NVE Atlas
Snøskred	2.3.1868 (Skredvinter)	Jordal	Observasjonen beskriver generelt mange snøskred i 1868 og mye nedbør	1	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Fjellskred/S teinskred	21.09.1869	Bjåstad	Gikk omtrent samme sted som i 1647. Beskrevet både som steinsprang og fjellskred	1	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Snøskred	03.02.1873	Lidal		1	Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Snøskred	19.05.1889	Håberne	Ryktes at flodbølge ble merket 7 km unna etter at en skalv med bløt snø løsnet fra fjelltoppen	1	Skreder i Fjærland
Snøskred	1890	Daurmåla	Registrert materielle skader		Skreder i Fjærland

Snøskred	1890	Distradstrondi	Registrert materielle skader		Skreder i Fjærland
Leirskred og flom	1895	Jordal			Skreder i Fjærland
Snøskred	1900	Øygarden	Gårdsbruk ødelagt		Skreder i Fjærland
Snøskred	23.01.1905	Øygard		2	Skredulykker i Norge
Snøskred	25.08.1904	Øyjordi	Usikkert hvor mange som omkom, men minst 2.	2+	Skredulykker i Norge
Leirskred og flom	1917	Jordal	Oppdemning av elv førte til flom		Skreder i Fjærland
Steinskred	1920	Distradstrondi			Skreder i Fjærland
Steinskred	1927 -vår	Distradstrondi	Materielle skader, hester omkom		Skreder i Fjærland
Snøskred	1928	Ese	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1928	Prestastølen	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Steinskred/S teinsprang	1930	Lidal	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Steinskred	1930	Horpedalen	Materielle skader. Steinrøyken kunne sees lengre ned i dalen		Skreder i Fjærland
Snøskred	1943	Fjærland	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Steinskred	1950	Jordal			Skreder i Fjærland
Steinskred	1959	Fjærland	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1959	Fjærland	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1962	Fjærland	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1968	Bjåstad	Ingen kan huske at det har gått snøskred her før. Skredet gikk ned til fjorden		Skreder i Fjærland
Snøskred	09.01.1971	Øygarden	Mye regn og mildvær som smeltet mye snø. Raset hadde startet ved Øygarden og fulgt et søkk i landskapet helt ned til fjorden		Skreder i Fjærland
Jordras	02.11.1971	Steindalsli	Utrasing på toppen utvidet seg raskt nedover skråningen.		Skreder i Fjærland
Snøskred	05.03.1979	Daurmåla	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1980	Horpedalen	Et stort og kraftig snøskred, registrert som en av de største snøskredene.		Skreder i Fjærland
Snøskred	22.11.1989	Daurmåla	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	16.06.1991	Horpedalen	En lang og kald vinter gjorde at snøen ikke smeltet bort. Plutselig endring i temperatur kan ha utløst skredet		Skreder i Fjærland
Snøskred	12.01.1993	Daurmåla	Materielle skader		Skreder i Fjærland
Snøskred	1994	Berge	Skredet ødela et redskapshus og gikk over en vei		Skreder i Fjærland

Flomskred	08.05.2004	Flatbremorenen	Snøen på breoverflaten minket med nesten 30 cm på to dager og vann ble oppdammet foran endemorenen.		Skreder i Fjærland, NVE Atlas
Steinsprang/ Snøskred/Jordras	14.11.2005	Jordalsdalen	Mye regn og snø i bratt terreng, 101 mm med nedbør på en dag. Startet som et jordras som reaktiverte en skredur		Skreder i Fjærland
Steinskred	03.06.2010	Daurmåla	I eller i nærheten av bergtunnelen		Skredregistrering.no
Jordskred	07.10.2013	Urabukti	Jord og gjørmemasser i vegbanen. Jordmassene løsnet 15-20 m over vegbanen.		Skredregistrering.no
Snøskred	02.04.2011	Skreda, 1 km fra mundal sentrum	Løsnet i 950 m høyde og var uvanlig stort. Ikke lenger lov til å bo i området		Skredregistrering.no
Løsmasseskred	15.11.2013	Distad	Som et resultat av ekstremværet Hilde på Vestlandet. Kraftig vind som tilsvarte orkan styrke		NVE Atlas
Løsmasseskred	16.11.2013	Moshammartegen	Som et resultat av ekstremværet Hilde på Vestlandet. Kraftig vind som tilsvarte orkan styrke. Ved utløpet til bergstunnelen		Skredregistrering.no
Tørt flakskred	23.04.2016	Romhesten			Skredregistrering.no
Løsmasseskred	31.12.2016	Distad			Skredregistrering.no
Tørt løssnøskred	27.02.2018	Skredfjellet			Skredregistrering.no
Steinsprang	08.09.2018	Fjærland	Skredmateriale dekket vei		Skredregistrering.no

Vedlegg 2: Sedimentprøver brukt til kornstørrelseanalyse og utregning av vanninnhold.

HB17-211-02GC										
Prøve	Dyp (cm)	Våttvekt (g)	Tørrvekt (g)	Vanninnhold (%)	> 1 mm	> 0,125 mm	> 0,063 mm	>1mm (%)	>0,125 mm (%)	>0, 63 mm (%)
1	8-9	11,738	6,2588	46,6792	0,0042	0,0408	0,2099	0,0671	0,6519	3,3537
2	9-10	14,2751	7,7522	45,6943	0,0047	0,033	0,2079	0,0606	0,4257	2,6818
3	10-11	15,0596	8,3308	44,6811	0,0033	0,0436	0,1784	0,0396	0,5234	2,1415
4	11-12	12,5717	6,9753	44,5159	0,0104	0,043	0,1603	0,1491	0,6165	2,2981
5	12-13	15,9425	8,8368	44,5708	0	0,0388	0,1425	0,0000	0,4391	1,6126
6	13-14	16,8756	9,5074	43,6619	0,0327	0,1097	0,2352	0,3439	1,1538	2,4739
7	14-15	16,5694	9,7331	41,2586	0,0033	0,0723	0,2045	0,0339	0,7428	2,1011
8	15-16	16,493	9,3353	43,3984	0,0146	0,0665	0,1839	0,1564	0,7123	1,9699
9	23-24	10,8581	6,457	40,5329	0	0,0717	0,2506	0,0000	0,6603	2,3080
10	42-43	2,3859	1,0391	56,4483	0,0008	0,506	0,5409	0,0770	48,6960	52,0547
11	55-56	8,85	5,025	43,2203	0	0,0266	0,1287	0,0000	0,3006	1,4542
12	73-74	9,3488	5,4769	41,4160	0,1605	0,0418	0,339	1,7168	0,4471	3,6261
13	83-84	8,4715	4,7574	43,8423	0,0163	0,0286	0,0941	0,1924	0,3376	1,1108
14	95-96	11,506	6,5965	42,6690	0,0803	0,106	0,1927	1,2173	1,6069	2,9212
15	125-126	9,5184	5,7112	39,9983	0	0,0368	0,2588	0,0000	0,3866	2,7189
16	148-149	8,5969	5,0697	41,0287	0	0,0534	0,2731	0,0000	0,6212	3,1767
17	165-166	13,4992	7,7111	42,8774	0	0,3758	1,1586	0,0000	4,8735	15,0251
18	174,5-175,5	13,8025	6,5942	52,2246	0	0,0292	0,1108	0,0000	0,4428	1,6803
19	200-201	9,6418	5,1613	46,4695	0	0,031	0,1093	0,0000	0,3215	1,1336
20	225-226	16,542	7,7095	53,3944	0,0071	0,1485	0,556	0,0921	1,9262	7,2119
21	240-241	11,2083	6,2147	44,5527	0	0,0482	0,2141	0,0000	0,4300	1,9102
22	270-271	9,5581	5,2777	44,7830	0	0,0847	0,2547	0,0000	0,8862	2,6648
23	285-286	16,5042	9,1179	44,7541	0,0081	0,052	0,1611	0,0888	0,5703	1,7669
24	289-290	14,8645	7,2426	51,2759	0	0,0102	0,1559	0,0000	0,1408	2,1525
25	294-295	4,7496	3,497	26,3727	0	0,2018	1,6112	0,0000	5,7707	46,0738
26	298,5-299,5	15,865	8,2124	48,2357	0	0,0748	0,2258	0,0000	0,9108	2,7495
27	310-311	8,9817	4,787	46,7027	0,01	0,0749	0,1851	0,1113	0,8339	2,0609
28	345-346	8,6065	4,7816	44,4420	0	0,0598	0,1757	0,0000	0,6948	2,0415
29	358-359	15,4447	8,9259	42,2074	0	0,1587	0,6797	0,0000	1,7780	7,6149
30	373-374	13,9687	7,9209	43,2954	0,0044	0,0515	0,1868	0,0555	0,6502	2,3583
HB17-211-06GC										
Prøve	Dyp(cm)	Våttvekt(g)	Tørrvekt (g)	Vanninnhold (%)	> 1 mm	> 0,125 mm	> 0,063 mm	>1mm (%)	>0,125 mm (%)	>0, 63 mm (%)
1	10,5-11,5	8,8286	4,4485	49,6126	0	0,0591	0,202	0,0000	1,3285	4,5409
2	11,5-12,5	10,6904	5,573	47,8691	0	0,0545	0,2502	0,0000	0,9779	4,4895
3	12,5-13,5	8,8804	4,6982	47,0947	0,0029	0,0474	0,2165	0,0617	1,0089	4,6081
4	13,5-14,5	12,0759	6,2176	48,5123	0	0,0531	0,2671	0,0000	0,8540	4,2959

5	14,5-15,5	12,0791	6,2627	48,1526	0,2636	0,3238	0,5327	4,2090	5,1703	8,5059
6	15,5-16,5	11,6585	5,9784	48,7207	0,001	0,0582	0,2536	0,0167	0,9735	4,2419
7	36-37	7,0365	5,7439	18,3699	0	0,3205	0,7104	0,0000	4,5548	10,0959
8	38-39	10,586	6,2143	41,2970	0	0,365	1,231	0,0000	5,8735	19,8091
9	42,5-43,5	9,9891	5,3092	46,8501	0	0,0883	0,3346	0,0000	1,6632	6,3023
10	61-62	9,2774	5,352	42,3114	0	0,1293	0,5153	0,0000	2,4159	9,6282
11	70-71	7,6128	4,4035	42,1566	0	0,0348	0,2365	0,0000	0,4571	3,1066
12	95-96	10,8327	7,3449	32,1970	0,0023	0,2914	1,3505	0,0212	2,6900	12,4669
13	101-102	8,8398	2,3002	73,9790	0	0,004	0,0281	0,0000	0,0452	0,3179
14	120-121	10,9502	6,7654	38,2167	0,0018	0,0124	0,2675	0,0266	0,1833	3,9539
15	137-138	10,8064	7,3169	32,2910	0	0,0074	0,4039	0,0000	0,0685	3,7376
16	156-157	7,2504	1,7644	75,6648	0,0005	1,1133	1,4625	0,0283	63,0979	82,8894
17	164-165	4,0944	2,3183	43,3788	0	0,0219	0,2118	0,0000	0,5349	5,1729
18	169-170	8,9206	6,8086	23,6755	0	0,2434	0,7096	0,0000	3,5749	10,4221
19	185-186	9,1764	6,5331	28,8054	0	0,0654	0,5111	0,0000	1,0011	7,8232
20	210-211	7,7515	4,0528	47,7159	0,0056	0,0487	0,1998	0,0722	0,6283	2,5776
21	235-236	14,8125	7,894	46,7072	0,0097	0,0807	0,3872	0,1229	1,0223	4,9050
22	255-256	10,0323	5,5307	44,8711	0	0,1052	0,3911	0,0000	1,0486	3,8984
23	270-271	11,2901	6,513	42,3123	0,0043	0,2122	0,8219	0,0381	1,8795	7,2798
24	273,5-274,5	3,1266	2,1776	30,3525	0,0029	0,1039	0,9091	0,0928	3,3231	29,0763
25	282-283	6,4248	3,455	46,2240	0	0,0095	0,1117	0,0000	0,1479	1,7386
26	285-286	5,3687	3,4266	36,1745	0	0,1367	1,3004	0,0000	2,5462	24,2219
27	314-315	13,781	7,1385	48,2004	0	0,0788	0,2988	0,0000	1,1039	4,1858
28	339-340	7,8425	4,1463	47,1304	0	0,0695	0,2717	0,0000	0,8862	3,4645
29	371-372	14,3357	7,8079	45,5353		0,136	0,5219	0,0000	1,7418	6,6843
GS18-216-05GC										
Prøve	Dyp (cm)	Våttvekt (g)	tørrvekt (g)	Vanninnhold (%)	> 1 mm	> 0,125 mm	> 0,063 mm	>1mm (%)	>0,125 mm (%)	>0, 63 mm (%)
1	10-11	11,6196	8,6941	25,1773	0,0013	0,6941	2,1563	0,0150	7,9836	24,8019
2	11-12	14,1738	10,0905	28,8088	0,0073	0,6625	1,8758	0,0723	6,5656	18,5898
3	12-13	13,2759	9,8297	25,9583	0,0244	0,7883	2,0088	0,2482	8,0196	20,4360
4	13-14	13,5662	9,9872	26,3817		0,7884	2,0177	0,0000	7,8941	20,2029
5	14-15	11,8517	8,9298	24,6538	0,0058	0,6544	1,7264	0,0650	7,3283	19,3330
6	20-21	12,1734	9,3408	23,2688		0,803	2,0959	0,0000	8,5967	22,4381
7	25-26	15,7592	12,7254	19,2510	0,021	2,1225	4,6592	0,1650	16,6792	36,6134
8	30-31	13,7168	10,7584	21,5677	0,0095	1,2303	2,9326	0,0883	11,4357	27,2587
9	40-41	7,0865	4,3659	38,3913	0,0169	0,2782	0,7732	0,2385	3,9258	10,9109
10	48-49	12,1639	9,19	24,4486	0,0106	0,9623	1,7568	0,1153	10,4712	19,1164
11	65-66	6,9676	4,6475	33,2984	0,0149	0,1843	0,8209	0,2138	2,6451	11,7817
12	80-81	11,1817	8,3061	25,7170	0,0141	0,4323	1,2296	0,1698	5,2046	14,8036
13	95-96	9,0495	6,0487	33,1598	0,0019	0,7096	1,9305	0,0210	7,8413	21,3327
14	110-111	13,7267	10,6036	22,7520	0,0163	0,707	2,4014	0,1537	6,6675	22,6470
15	130-131	7,6083	4,7282	37,8547	0,0093	0,1187	0,4707	0,1222	1,5601	6,1867

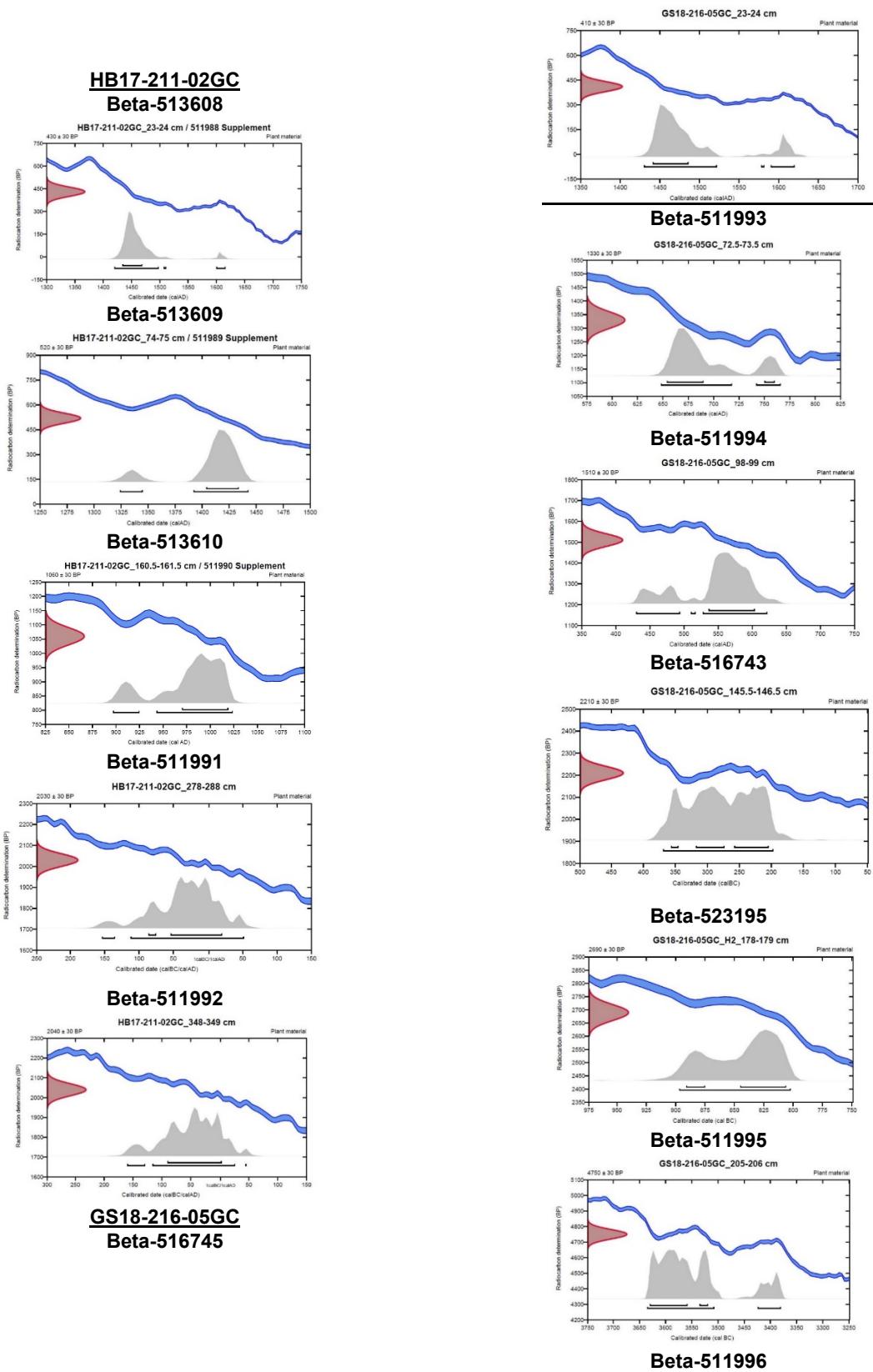
16	155-156	9,0986	5,3501	41,1986	0	0,1634	0,6653	0,0000	1,7959	7,3121
17	171-172	6,3071	3,9648	37,1375	0,013	0,3958	1,0906	0,2061	6,2755	17,2916
18	196-197	12,8048	9,2069	28,0981	0,0614	1,457	2,5898	0,6669	15,8251	28,1289
19	210-211	6,0694	3,8114	37,2030	0,0086	0,1516	0,6893	0,1417	2,4978	11,3570
20	220-221	8,3899	5,5673	33,6428	0,0241	0,3252	1,1416	0,2873	3,8761	13,6068
21	225-226	8,3101	5,9661	28,2066	0	0,1471	0,5629	0,0000	1,7701	6,7737
22	245-246	15,5519	12,5763	19,1334	0,0626	1,1483	3,0701	0,4978	9,1307	24,4118
GS18-216-08GC										
Prøve	Dyp (cm)	Våttvekt (g)	tørrvekt (g)	Vanninnhold (%)	>0,106 mm	>0,106 mm (%)				
1	7-8	8,4746	4,553	46,2748	0,2062	4,5289				
2	8-9	6,2448	3,3672	46,0799	0,2115	6,2812				
3	9-10	7,5181	4,0648	45,9331	0,2114	5,2007				
4	10-11	8,2869	4,5766	44,7731	0,3281	7,1691				
5	11-12	8,7331	4,7933	45,1134	0,292	6,0918				
6	12-13	11,7765	7,0332	40,2777	0,6609	9,3969				
7	13-14	7,6399	5,0568	33,8107	0,5166	10,2159				
					> 1 mm	> 0,125 mm	> 0,063 mm	>1mm (%)	>0,125 mm (%)	>0, 63 mm (%)
8	25-26	10,4947	7,7683	25,9788	0	0,1467	0,7182	0,0000	2,3919	11,7098
9	39-40	8,4857	6,9438	18,1706	0,0065	0,2686	0,951	0,1221	5,0453	17,8632
10	44-45	7,1886	5,4333	24,4178	0	0,0694	0,2377	0,0000	1,8231	6,2444
11	55-56	1,7466	1,074	38,5091	0	0,0162	0,0865	0,0000	1,5084	8,0540
12	70-71	9,279	6,2639	32,4938	0	0,0795	0,2315	0,0000	1,7187	5,0046
13	82-83	10,6772	7,0691	33,7926	0,0036	0,1366	0,4336	0,0663	2,5158	7,9859
14	91-92	8,5203	6,1972	27,2655	0,0074	0,1542	0,3648	0,1626	3,3875	8,0141
15	110-111	10,4805	7,0473	32,7580	0	0,1731	0,4647	0,0000	3,2045	8,6028
16	128-129	5,5326	2,7801	49,7506	0	0,0429	0,1957	0,0000	1,5431	7,0393
17	140-141	12,5131	7,5344	39,7879	0,005	0,0811	0,2755	0,0849	1,3769	4,6774
18	148-149	6,9794	3,8875	44,3004	0,0916	0,1564	0,3927	2,3563	4,0232	10,1016
19	160-161	10,8552	7,9491	26,7715	0,0046	0,0876	0,2755	0,0730	1,3908	4,3741
20	175-176	5,5493	3,4834	37,2281	0	0,0514	0,1779	0,0000	1,4756	5,1071
21	190-191	12,8803	9,5673	25,7215	0,0886	0,3469	0,6845	1,1120	4,3540	8,5913
22	203-204	10,5858	8,711	17,7105	0,1674	0,6822	1,1667	2,3600	9,6178	16,4484
23	210-211	12,7806	11,5256	9,8196	2,5659	2,6558	2,7983	25,8873	26,7943	28,2320
24	250-251	11,8236	9,7593	17,4591	0,0084	0,0457	0,087	0,1031	0,5608	1,0676
25	290-291	12,0863	10,2853	14,9012	0,0044	0,0217	0,0362	0,0508	0,2505	0,4179
26	345-346	14,723	12,1515	17,4659	0,0554	0,0696	0,0907	0,5260	0,6608	0,8612

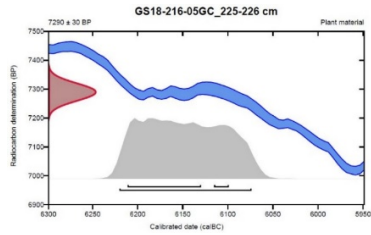
Vedlegg 3: Resultater fra radiokarbondatering av plantemateriale

Prøve-ID	Dybde (cm)	Radiokarbon-alder (BP)	Standaravvik (kal. år BP)		Vektet median (kal. år BP)	Vektet median (kal.år BC/AD)
			Ett standaravvik (1 σ) Kal.år BP (%)	To standaravvik (2 σ) Kal.år BP (%)		
HB17-211-02GC						
Beta-513608	23-24	430 +- 30	516-481 (1,000)	530-452 (0,951)	490	1460 AD
				350-334 (0,043)		
				443-439 (0,006)		
Beta-513609	74-75	520 +-30	546-516 (1,000)	558-507 (0,890)	535	1415 AD
				626-605 (0,110)		
Beta-513610	160,5-161,5	1060 + 30	980-931 (1,000)	1007-926 (0,849)	964	985 AD
				1053-1025 (0,151)		
Beta-511911	278-288	2030 +- 30	2005-1930 (0,972)	2063-1898 (0,918)	1980	30 BC
			2037-2026 (0,028)	2105-2086 (0,082)		
Beta-511912	348-349	2040 +- 30	2041-1947 (1,000)	2067-1924 (0,923)	1995	45 BC
				2111-2080 (0,072)		
				1906-1904 (0,004)		
GS18-216-05GC						
Beta-516745	23-24	410 +- 30	509-464 (1,000)	520-428 (0,868)	483	1467 AD
				360-330 (0,127)		
				372-368 (0,005)		
Beta-511993	72,5-73,5	1330 +- 30	1296-1260 (0,877)	1302-1232 (0,823)	1273	677 AD
			1200-1190 (0,123)	1208-1184 (0,177)		
Beta-511994	98-99	1510 +- 30	1414-1346 (1,000)	1422-1328 (0,784)	1392	558 AD
				1520-1456 (0,206)		
				1440-1433 (0,009)		
Beta-516743	145,5-146,5	2210+- 30	2209-2155 (0,484)	2320-2148 (1,000)	2231	281 BC
			2269-2224 (0,409)			
			2308-2296 (0,107)			
Beta-523195	178-179	2690 +- 30	2842-2827(0,214)	2849-2754 (1,000)	2791	841 BC
			2797-2758 (0,786)			
Beta-511995	205-206	4750 +- 30	5581-5509 (0,802)	5586-6458 (0,864)	5519	3569 BC
			5486-5470 (0,198)	5375-5331 (0,136)		
Beta-511996	225-226	7290 +- 30	8162-8081 (0,848)	8171-8025 (1,000)	8102	6152 BC
			8066-8050 (0,152)			
HB17-211-06GC						
Beta-512000	36-37	570 +- 30	630-600 (0,600)	646-586 (0,606)	601	1346 AD

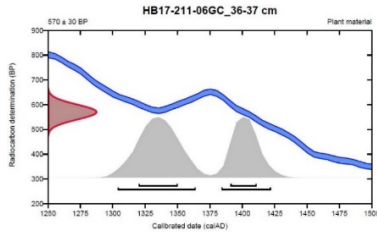
			559-539 (0,400)	566-528 (0,394)		
Beta-517879	83-84	1110 +- 30	1010-974 (0,52)	1072-937 (1,000)	936	1014 AD
			1055-1022 (0,48)			
Beta-511999	152-153	900 +- 30	904-858 (0,484)	911-740 (1,000)	828	1122 AD
			803-765 (0,345)			
			830-810 (0,173)			
Beta-517880	173,5-174,5	1000 +- 30	958-910 (0,937)	967-899 (0,741)	1025	925 AD
			840-834 (0,063)	868-822 (0,203)		
				815-798 (0,056)		
Beta-511998	268-269	1860 +- 30	1827-1770 (0,609)	1870-1720 (1,000)	1796	154 AD
			1765-1736 (0,293)			
			1860-1850 (0,101)			
Beta-511997	341-342	2820 +- 30	2955-2878 (1,000)	3004-2848 (1,000)	2921	971 BC
GS18216-08GC						
Beta-516727	12-13	900 +- 30	904-858 (0,484)	911-740 (1,000)	828	1122 AD
			803-765 (0,345)			
			830-810 (0,173)			
Beta-516728	100-101	2540 +- 30	2744-2700 (0,590)	2748-2685 (0,465)	2630	630 BC
			2564 -2540 (0,195)	2596-2496 (0,407)		
			2632-2617 (0,139)	2638-2612 (0,128)		
			2586-2574 (0,075)			
Beta-516729	209-210	6280 +- 30	7223-7177 (0,692)	7264-7164 (1,000)	7215	5265 BC
			7251-7232 (0,308)			
Beta-516730 (Skjell)	209-210	6750 +-30	7623-7578 (0,943)	7662 - 7573 (1,000)	7608	5658 BC
				7650-7645 (0,057)		

Vedlegg 4: Sannsynlighetsfordeling av radiokarbondateringene.

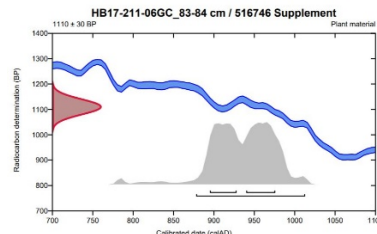




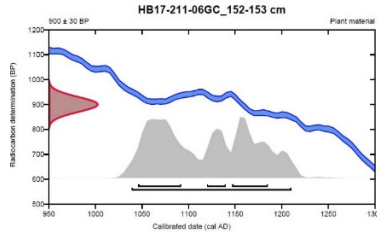
HB17-211-06GC
Beta-512000



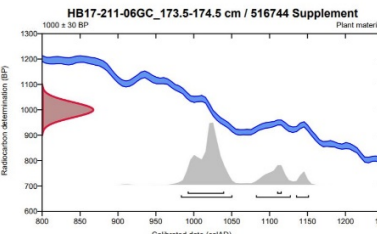
Beta-511993



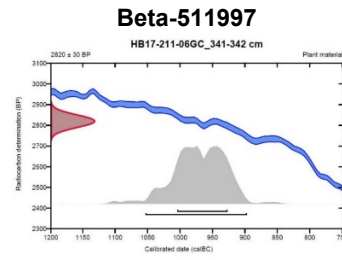
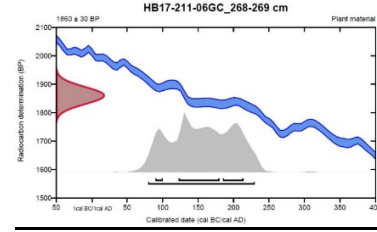
Beta-511999



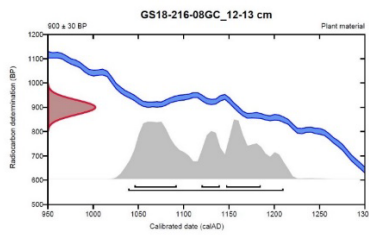
Beta-517880



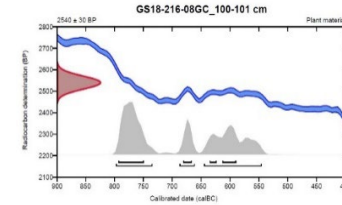
Beta-511998



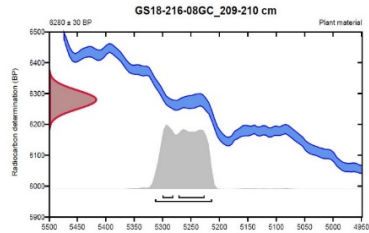
GS18-216-08GC
Beta-516727



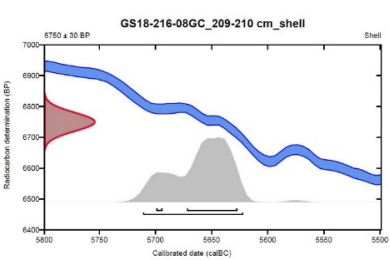
Beta-516728



Beta-516729



Beta-516730



Kurvene er lagd av BETA Analytic Inc.

