

Klimarelaterte holocene sedimentære prosesser i Sørfjorden (Ranafjorden), Nordland

Mastergradsoppgave i geovitenskap

Anna Kieu-Diem Tran



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2016

Sammendrag

Dette masterprosjektet fokuserer på hvordan klimaendringer og endringer i sedimentære prosesser kommer til syne i fjordsedimenter. To sedimentkjerner, GS06-145-01GC og GS10-163-02PC, er innhentet fra østre del av Sjørfjorden. Formålet med prosjektet er å studere hvordan klimaendringer påvirker sedimentasjonsmiljøet i Sjørfjorden. Ulike klimavariasjoner har til en ulik grad forårsaket endringer i sedimentasjonsmiljøet og sedimenttilførselen i Sjørfjorden i holosen. Ved å studere fjordsedimenter i Sjørfjorden kan man hente informasjon om hvilke klimavariasjoner og sedimentære prosesser som har dominert i Sjørfjorden. Prosjektet inkluderer utførelse av sedimentologiske og geokjemiske metoder på sedimentkjernene for å finne ut av hvilke klimavariasjoner og sedimentære prosesser som forårsaker endringer i sedimenttilførsel og sedimentkilder i Sjørfjorden. Sedimentene består hovedsakelig av hemipelagiske sedimenter. Hemipelagisk sedimentasjon har blitt avbrutt av kvikkleireskred og turbiditetstrømmer i de siste 5070 cal. BP. Endringer i isbrevaktivitet, sedimentasjonsrate, erosjon, temperatur og nedbør er blitt koblet opp mot variasjoner i litologiske, sedimentologiske og geokjemiske parametre for å studere hva slags innvirkning lokale kortvarige klimavariasjoner og regionale langvarige klimavariasjoner har hatt på sedimentære prosesser. Det viser seg at en kombinasjon av lokale (isbrevvariasjon) og regionale (NAO, AO og AMO) klimavariasjoner kan forklare litologiske, sedimentologiske og geokjemiske variasjoner i sedimentene. Nedbør- og temperaturmønsteret i sen-holocen viser samvariasjon med kornfordelingsdataene i Sjørfjorden. En hovedkomponentanalyse av geokjemiske elementer er også utført i sedimentkjernene. Korrelasjonsanalyse av PC1 og kornstørrelser indikerer at variasjon i kornstørrelsene, tolket til å reflektere elveføringen, også påvirker geokjemisk variabilitet i sedimentene.

Forord

Først og fremst vil jeg takke mine veiledere, Haflidi Haflidason og Jo Brendryen, for svært god veiledning og oppfølging. Takk for støtten og tålmodigheten gjennom masterstudiet. Jeg vil også takke Eivind W. N. Støren for teknisk hjelp med Mastersizer 3000.

Takk til mine medstudenter for 5 flotte år. Takk til Magnhild og Malene for uforglemmelige øyeblikk under bachelorstudiet. Takk til Ida som har holdt ut med meg. Det hadde vært et kjedelig masterstudie uten deg. Takk til gneis-jentene, Karoline og Ragnhild, og personene rundt lunsjbordet for hjelp og motivasjon. Jeg vil også takke min familie og ikke minst Camilla for all støtte gjennom årene.

Til slutt vil jeg takke Trung Lieu for alt. Du er fantastisk på alle mulige måter.

Bergen, juni 2014



Anna Kieu-Diem Tran

Innholdsfortegnelse

SAMMENDRAG	I
FORORD	II
1. INTRODUKSJON	1
1.1 MÅLSETTING	1
2. BAKGRUNN	3
2.1 STUDIEOMRÅDET	3
2.2 GEOLOGI - BERGGRUNN OG LØSMASSER	5
2.3 DEGLASIASJONSHISTORIE (HAVNIVÅENDRINGER).....	7
2.4 TEKTONIKK OG JORDSKJELV	10
2.5 SEDIMENTOLOGISKE PROSESSER OG AVSETNINGER I FJORDBASSENGER.....	12
2.6 HYDROGRAFI.....	15
2.7 TIDLIGERE ARBEID	17
3. UTSTYR OG METODER	21
3.1 UTSTYR	21
3.1.1 <i>Forskningsfartøy</i>	21
3.1.2 <i>TOPAS PS18</i>	21
3.1.3 <i>Prøvetaking</i>	22
3.2 LABORATORIEMETODER.....	22
3.2.1 <i>Multi sensor core logger (MSCL)</i>	22
3.2.2 <i>XRF-kjerneskaner</i>	24
3.2.3 <i>Mastersizer 3000</i>	26
3.3 SEDIMENTOLOGISKE METODER.....	28
3.4 REGRESJONSANALYSE - HOVEDKOMPONENTANALYSE (PCA).....	29
3.5 DATERING	30
3.6 PROGRAMVARER.....	31
3.6.1 <i>Corel Draw X7</i>	31
3.6.2 <i>Adobe Photoshop CS6</i>	32
3.6.3 <i>Gradistat 8.0</i>	32
3.6.4 <i>Excel</i>	32
3.6.5 <i>Past 3.12</i>	32
3.6.6 <i>Calib 7.1</i>	32
3.6.7 <i>Oxcal 4.2</i>	32
3.6.8 <i>Grapher 10</i>	33
3.7 FEILKILDER.....	33
4. RESULTAT	35
4.1 SEISMOSTRATIGRAFI.....	35
4.2 KJERNESTRATIGRAFI	37
4.2.1 <i>GS06-145-01GC</i>	37
4.2.2 <i>GS10-163-02PC</i>	41
4.3 KRONOLOGI.....	45
4.4 REGRESJONS- OG KORRELASJONSANALYSE.....	48
<i>GS06-145-01GC</i>	49
<i>GS10-163-02PC</i>	53
5. DISKUSJON	57
5.1 KRONOLOGI, LITOLOGI OG SEDIMENTOLOGISKE PROSESSER - SAMMENSTILLING.....	57
5.1.1 <i>GS06-145-01GC</i>	57

5.3.2 <i>GS10-163-02PC</i>	61
5.2 SAMMENSTILLING AV KJERNENE	66
5.3 LOKALE KLIMAVARIASJONER	74
5.4 REGIONALE KLIMAVARIASJONER	78
5.4.1 <i>Nord-Atlantiske Oscillasjon (NAO)</i>	79
5.4.2 <i>Arktisk Oscillasjon (AO)</i>	81
5.4.3 <i>Den Atlantiske Multidekadiske Oscillasjonen (AMO)</i>	83
6. KONKLUSJON	85
VIDERE ARBEID	86
REFERANSER	87

1. Introduksjon

Området rundt Sjørfjorden var tidligere utsatt for høy glasi-isostatisk oppløft, samt relativt havnivåfall etter siste istid. Dette resulterte med at hav og fjordavsetninger i lavlandet ble eksponert til overflaten etter hvert som landet hevet seg. Rask isostatisk landheving førte til at tykke marine avsetninger ble utsatt for elveerosjon og gjennomstrømming av ferskvann (L'Heureux et al., 2012a). Grunnvannsgjennomstrømning vasker ut saltbindinger fra sedimentets porevann og former sensitiv leire/kvikkleire (Rosenquist, 1953). Forekomsten av skred langs strandsonene utgjør en trussel mot kystsamfunnet spesielt dersom kvikkleire er involvert (Longva et al., 2003; L'Heureux et al., 2010).

Fjordbassenger danner et naturlig arkiv som inneholder informasjon om klimaendringer i Norge fra slutten av sist istid. Ved å studere fjordsedimenter kan man hente informasjon om hvilke klimavariasjoner og sedimentære prosesser som har dominert i Sjørfjorden. Klimaendringer forårsaker endringer i sedimentasjonsmiljøet og sedimenttilførsel. Endringer i for eksempel nedbør, temperatur, vannføring og breaktivitet kan dermed forårsake endringer i sedimentkilde og sedimenttilførsel i et fjordbasseng. Etter den katastrofale skredulykken i 1996 er Sjørfjorden blitt brukt som et naturlig laboratorium til å øke forståelsen om undersjøiske skred og hvordan sedimentære prosesser kan virke inn på skredprosesser og skråningsstabilitet i svake lag.

Dette studiet har blitt gjennomført med utgangspunkt i eldre data fra sedimentkjerner og seismikk, samt vitenskapelige publikasjoner.

1.1 Målsetting

Hovedformålet med studiet er å studere hvordan klimaendringer kommer til syne i fjordsedimenter og få et bedre innblikk i sedimentasjonsmiljøet i Sjørfjorden. En bedre forståelse av hvilke sedimentære prosesser som har dominert de siste 5070 cal. BP kan øke forståelsen av innvirkningene klimaendringer har hatt på avsetningsmiljøet. Det er viktig å studere fjordsedimenter fordi det kan gi viktig informasjon om hvordan sedimentasjonsmiljøet i fjordsystemer har endret seg siden sist istid. Ved å studere hvordan dagens klima påvirker sedimentasjonsmiljøet i fjordbassenger kan man øke forståelsen av hvordan fortidens avsetningsmiljø reagerte på klimaet. Studiet har som mål å øke forståelsen av virkninger klimaet har på sedimentasjonsmiljøet for å kunne vurdere fremtidens respons på klimaendringer.

2. Bakgrunn

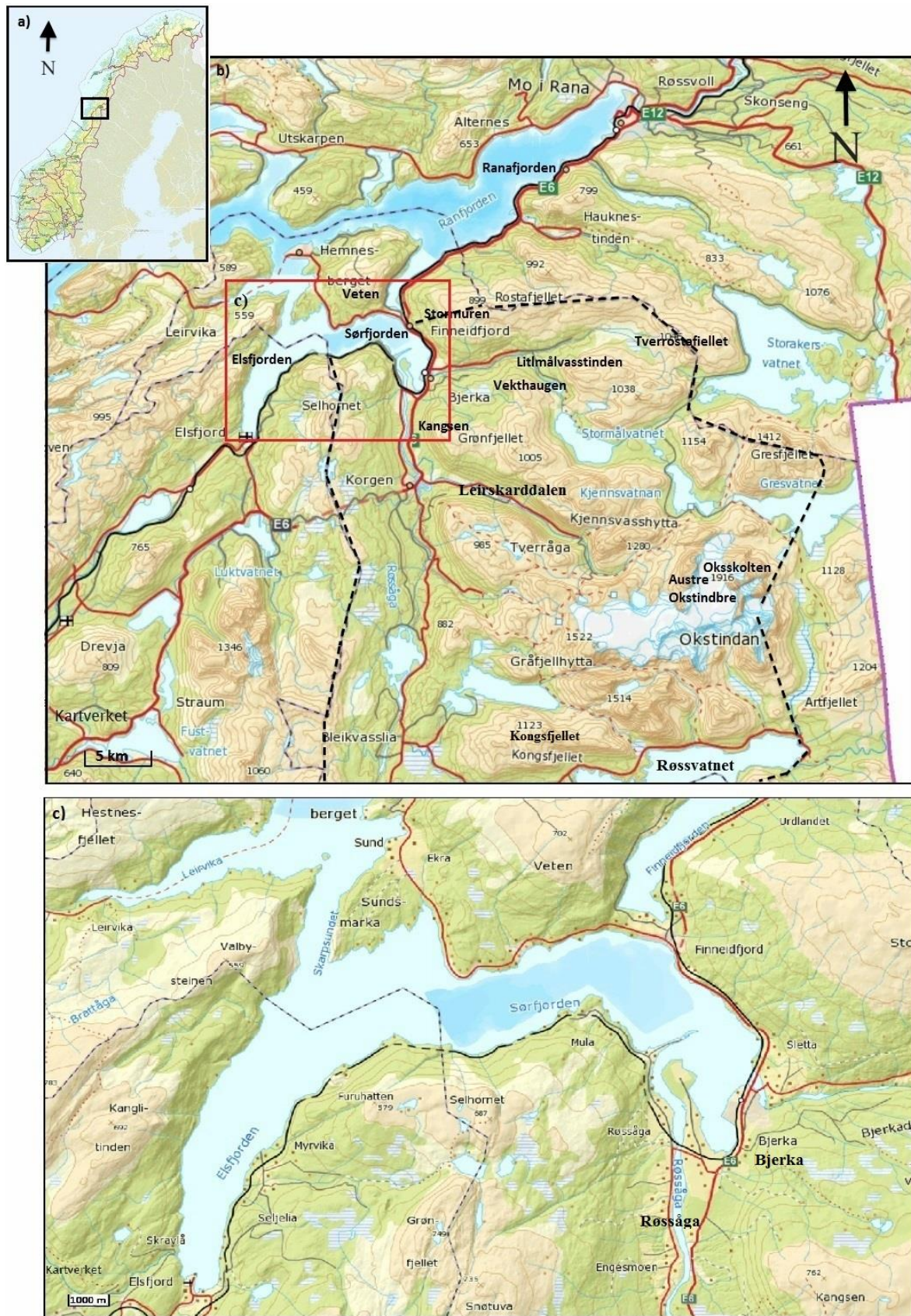
I dette kapitlet blir studieområdet geografiske plassering, geologi, deglasiasjonshistorie, seismiske aktivitet, sedimentære prosesser, samt hydrografi gjennomgått før kapitlet avsluttes med en kort oppsummering av tidligere arbeid.

2.1 Studieområdet

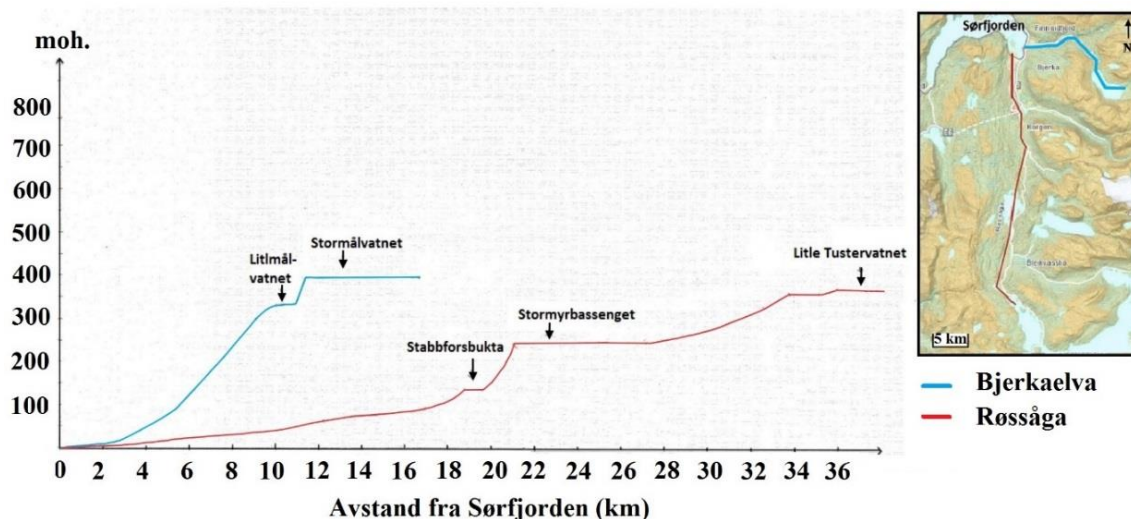
Sørfjorden er en del av et fjordkompleks sammen med Elsfjorden som videre knyttes til Ranafjorden gjennom et smalt og relativt grunt sund (Skarpsundet) i Hemnes kommune i Nordland (Fig. 2.1). Fjorden er 12 km lang og opp til 2 km bred. Sørfjorden består av to bassenger som er avskilt av iskantavsetninger og en terskel av berggrunn (Vanneste et al., 2015). Sedimentmektigheten i fjordbassengene er opp til 200 m tykke (Vanneste et al., 2014). Fluvial erosjon forekommer mest sannsynligvis i indre deler av Sørfjorden (Lyså et al., 2004), der hvor Røssåga og Bjerkeelva renner ut (Fig. 2.2). Røssåga er en større meandrerende elv som eroderer i yttersvingene og avsetter i innersvingene. Det eroderte materiale kan enten danne terrasser eller elvesletter, eller fraktes videre ut i Sørfjorden som suspendert materiale (Olsen et al., 1996). Sedimentene som er avsatt under holocen kommer hovedsakelig fra Røssåga (Vanneste et al., 2014) som mater fjorden med sedimenter fra sørøst (Vardy et al., 2012).

En fjord er et erodert trau ved kystlinjen som er omringet av bratte fjellsider (Howe et al., 2010). Dreneringsområdet til Sørfjorden er avgrenset av nærliggende fjelltopper: Selhornet (687 moh.), Grønfjellet (749 moh.) og Snøtuva (735 moh.) i nordvest, Kangsen (762 moh.), Grønfjellet (1005 moh.), Vekthaugen (756 moh.), Litlmålvasstinden (969 moh.), Tverrostafjellet (986-1046 moh.), Rostafjellet (912 moh.) og Stormuren (899 moh.) i nord, Oksskolten (1916 moh.) i sørøst og Kongsfjellet (1123 moh.) i sør (Fig. 2.1).

2. Bakgrunn



Figur 2.1: a) Studieområdet er plassert på norgeskartet med svart firkant b) Forstørret kart over studieområdet viser fjelltopper, samt dreneringsområdet (svart stripete linje) c) Forstørret kart over fjordkomplekset er markert med rød firkant i b) (norgeskart, 2015).



Figur 2.2: Tverrprofil av Røssåga (N-S) og Bjerkaelva (NV-SØ).

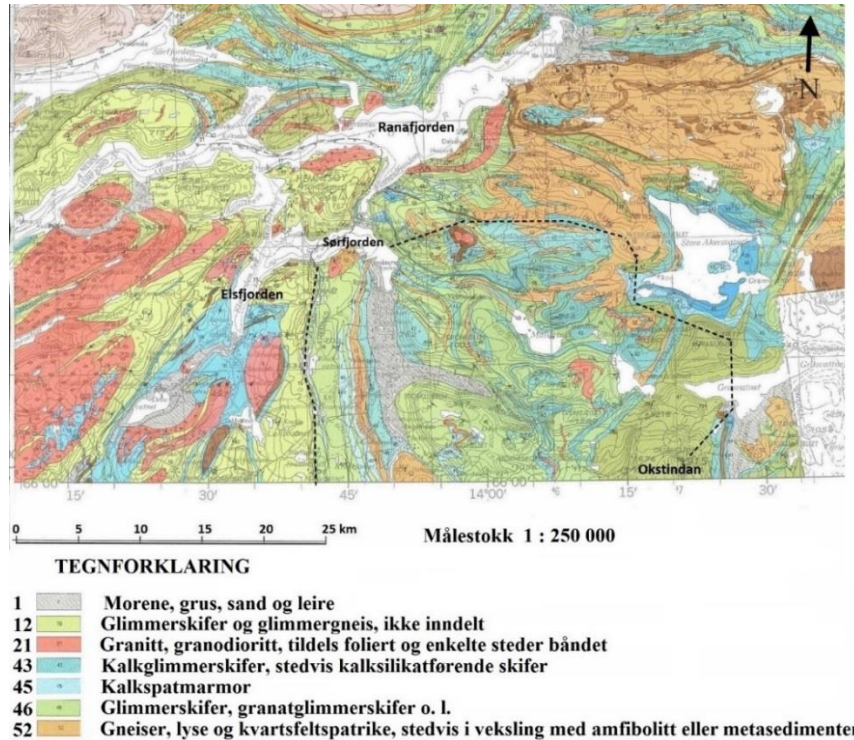
2.2 Geologi - Berggrunn og løsmasser

Ranadistriktet er preget av eksotiske skyvedekker som ble dannet under den kaledonske fjellkjededannelsen for rundt 400 millioner år siden. Skyvedekkebergartene består hovedsaklig av høy-metamorfisert glimmerskifer og marmor, samt granittiske intrusjoner (Hicks et al., 2000). Forekomster av jernmalm eksisterer også øst/nordøst for Sørfjorden. Et berggrunnskart (Fig. 2.3) viser at glimmerskifer, granatglimmerskifer, glimmergneis, kalkspattmarmor, kalkglimmerskifer, kalksilikatførende skifer, gneiser, granitt, granodioritt, samt morene, grus, sand og leire er lokalisert i dreneringsområdet (Gustavson og Gjelle, 1991). Granittiske bergarter, som er dypbergarter i form av smeltebergarter, dominerer i høyfjellet og er ofte motstandsdyktige mot erosjon og forvitring. Is og vann har gravd seg ned og utformet landskapet til mindre motstandsdyktige bergarter, som glimmerskifer og marmor. I marmor, spesielt lokalisert i steile områder, har forvitningsprosessen ført til dannelser av karstlandskap (Olsen et al., 1996).

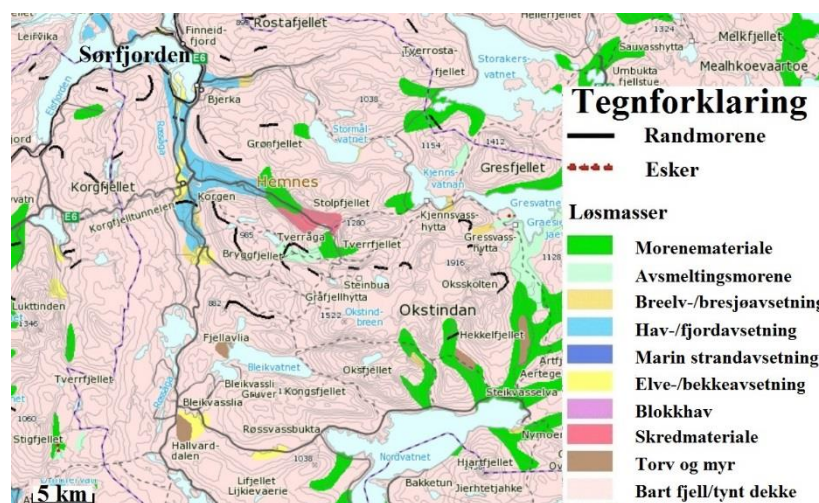
Studieområde består hovedsaklig av bart fjell som er dekket med mose og lyng. Hav- og fjordsedimenter samt breelvavsetninger kan observeres langs elveleier, mens morenemateriale er lokalisert mer tilfeldig i studieområdet. Skredmateriale er observert i indre del av Leirskaddalen (Bergstrøm, 1995; Norges geologiske undersøkelse [NGU], 2015). Løsmasser som transporteres og avsettes direkte av isbreer er farget med grønt, mens oransje/gule fargenyanser gjenspeiler materiale som er transportert og avsatt av rennende vann. Materialet som er avsatt i saltvann er vist med blåfarge på kartet. Overgangen mellom avsetningene er jevnere enn det kartet indikerer (Bergstrøm, 1995). Leirområder (blå farge i Fig. 2.4), som

2. Bakgrunn

opprinnelig var sletter, har med tiden blitt kupert og oppskåret av Røssåga og Bjerkaelva. Dette har resultert til bratte skreds- og erosjonskanter, bekkedaler og raviner. I noen soner kan den gamle fjordbunneleira omdannes til rasfarlig kvikkleire (Olsen et al., 1996).



Figur 2.3: Berggrunnskart over studieområdet viser utbredelse av ulike typer berggrunn. Dreneringsområdet, som er vist med stripete linjer, domineres av glimmerskifer, granatglimmerskifer og glimmergneis (grønn, nr. 19 og 46), gneiser (oransje, nr. 52), kalkspatmarmor (lyseblå, nr. 45), kalkglimmerskifer og stedvis kalksilikatførende skifer (blågrønn, nr. 43), morene, grus, sand, og leire (grå, nr. 1) og granitt og granodioritt (rød, nr. 21) (modifisert av Gustavson og Gjelle, 1991).

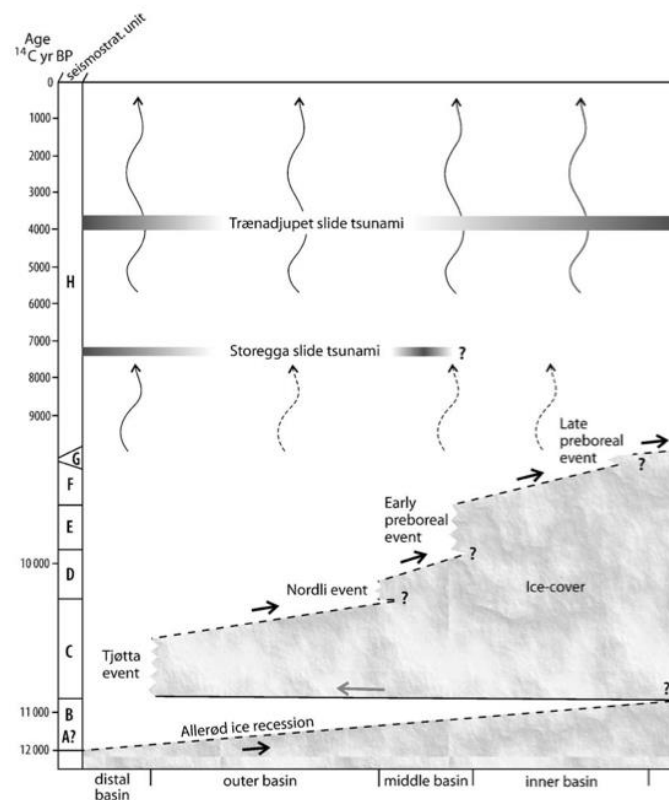


Figur 2.4: Et kvartærgeologisk kart som viser hvilke løsmasser som dominerer i studieområdet (NGU, 2015). De ulike fargene på kartet gjenspeiler ulike geologiske prosesser som transporterer og avsetter materialet.

2.3 Deglasiasjonshistorie (havnivåendringer)

Kvartærtiden var preget av store klimasvingninger som førte til varierende utbredelse og tykkelse av innlandsisen. Varmere klima førte til tynnere isdekke som etter hvert konsentrerte seg i daler og fjorder (Bergstrøm, 1995). Sedimentavsetninger som ble avsatt mye tidligere enn Weichsel er vanskelig å finne i fjordbassenger (Aarseth, 1997). Dette forklares med isdekkets erosive kraft som fjernet eldre- og avsatte yngre sedimenter når isen trakk seg tilbake (Olsen, 2001).

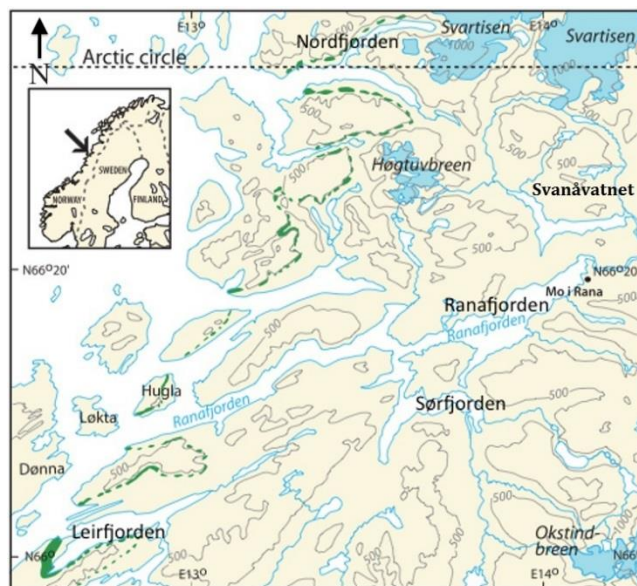
Rekonstruksjon av isdekket ved Sørfjorden, nærmere bestemt i Ranadistriktet, er blitt utført (Fig. 2.5). Under isavsmeltingen stakk isfrie kystfjell opp fra innlandsisen. Når innlandsisen ble tynnere fikk brefronten et mer uregelmessig forløp, og i hovedisen utviklet det seg lange bretunger i daler og fjorder. Under isavsmeltingen oppstod det episoder med kjøligere klima som resulterte med at iskanten stoppet opp eller rykket frem igjen. Israndavsetninger ble avsatt foran iskanten i disse periodene (Olsen et al., 1996).



Figur 2.5: Glasiations- og deglasiationsløpet i Ranafjorden fra og med Allerød interstadial frem til 0 ¹⁴C-år BP (Lyså et al., 2004).

2. Bakgrunn

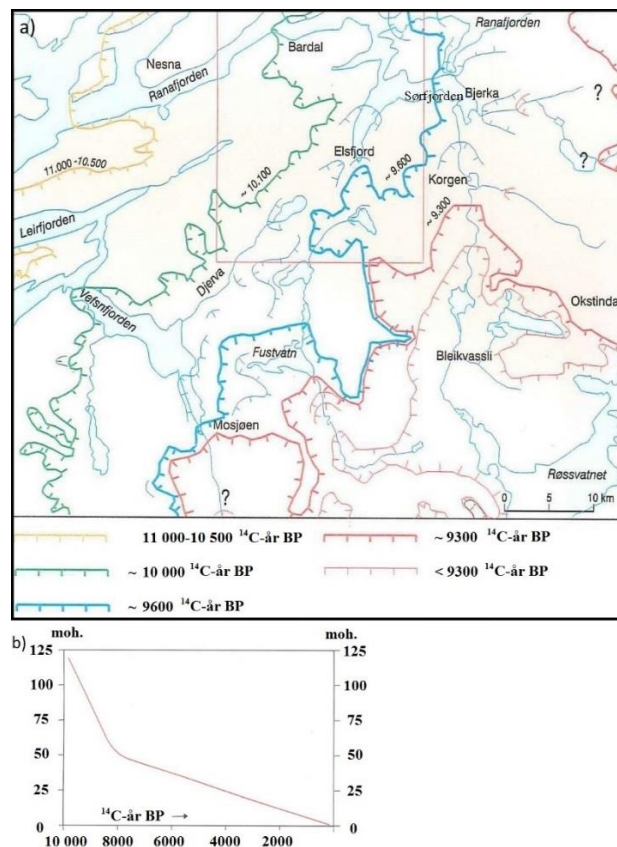
Svært begrenset utbredelse av moreneavsetninger er blitt observert langs den sørlige delen av nordlandskysten (Bergstrøm, 1995). Morenemateriale som ble avsatt NV for Svartisen under Vassdal hendelsen ble datert til å være fra sen Bølling/Eldre Dryas (Rasmussen, 1981). Vassdal morenene ble datert og korrelert til å være avsatt under samme glasiale hendelse som Vega morenene, $12\,300 \pm 200$ ^{14}C -år BP (Andersen et al., 1981). Hvor langt innlandsisen tilbaketrakk seg under Allerød er uvisst, men det er antatt at Sørfjorden var isfri i starten av perioden (Rasmussen, 1981). Morenerygger avsatt under Tjøtta hendelsen er blitt observert fra svenskegrensen i Østfold (Raet), rundt norskekysten og helt opp til den russiske grensen i Øst-Finnmark (Fig. 2.6) (Olsen et al., 1996). En vid utløpsbre i Vefsnfjorden (Fig. 2.7) vokste seg større og avsatte Tjøtta morenene i sørlige Nordland. De parallelle moreneryggene er datert til å være avsatt i to episoder mellom $11\,000\text{--}10\,500 \pm 100$ ^{14}C -år BP, under Yngre Dryas fremrykket (Andersen et al., 1982). Avsetninger av Yngre Dryas alder har det mest markante og sammenhengende brerandtrinnet i Norge (Bergstrøm, 1995).



Figur 2.6: Avsetninger av Tjøtta morene (merket med grønt) er avsatt på tvers av fastlandet i sørlige Nordland. Merk at Sørfjorden ligger ved Okstindbreen, Svartisen og Høgtuvbreen (merket med blått) (Modifisert av Lyså et al., 2004).

Etter Yngre Dryas trakk brefronten seg østover og avsatte løsmateriale av preboreal alder under kortvarige klimaforverring eller på grunn av lokale topografiske forhold (Olsen et al., 1996). Svært begrenset morenemateriale fra preboreal tid er bevart mellom Svartisen og Ranafjorden (Hicks et al., 2000) selv om israndavsetninger er blitt observert i minst tre omganger (Olsen et al., 1996). De eldste moreneavsetningene ($10\,100 \pm 200$ ^{14}C -år BP) ble avsatt under Nordli-hendelsen, 20 km øst for Tjøtta-morenene (Andersen et al., 1982).

Morenematerialet fra andre omgang ble avsatt under en tilbaketrekking i Narvik-Bjerkvik hendelsen. Avsetningene har en alder på 9600 ± 100 ^{14}C -år BP. De yngste preboreale moreneavsetningene, avsatt i begynnelsen av Rombak hendelsen, er datert til å være 9300 ± 100 ^{14}C -år BP (Fig. 2.7) (Andersen, 1975). Isbreene var forsvunnet innen omtrent 9000 ^{14}C -år BP og et varmere klima fortsatte å dominere frem til 5000 ^{14}C -år BP. Klimaet ble gradvis kjøligere etter 5000 ^{14}C -år BP før studieområdet gikk inn i en kaldere periode, den lille istiden (LIA), for 200 - 300 ^{14}C -år BP (Olsen et al., 1996).



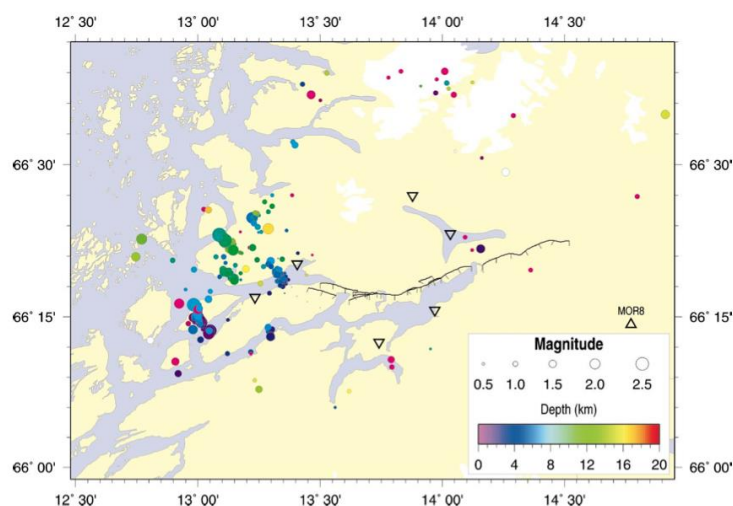
Figur 2.7: a) Brerandlinjer etter innlandsisen er vist i studieområdet. Linjene i gul, grønn, blå og rød representerer Tjøtta, Nordli, Narvik-Bjerkvik og Rombak hendelsene (Bergstrøm, 1995) b) En strandforskyvningskurve for Elsfordområdet viser endringer i havnivå til ulike tider. Kurven er rekonstruert basert på data fra nærliggende undersøkte områder (Bergstrøm, 1995).

Tilbaketrekkingen av innlandsisen resulterte til rask isostatisk landheving som førte til et relativt havnivåfall (L'Heureux et al., 2012a). Lavlandsområder ble fylt opp av havvann etter hvert som iskanten trakk seg tilbake under isavsmeltingen. Dette resulterte til at områdene som befant seg under den marine grensen ble oversvømt av havvann, og fylt opp med hav- og fjordavsetninger. Den marine grensen i studieområdet er omtrent 124 m over dagens

gjennomsnittlige havnivå (Fig. 2.7) (L'Heureux et al., 2012a). Etter hvert som landet hevet seg eroderte elver i sedimentene som var avsatt under den marine grensen. Den isostatisk landhevingen var størst rett etter isavsmeltingen i løpet av de første par tusen årene. I perioden mellom 7000-8000 ^{14}C -år BP (Tapes-tiden) var landhevingen omtrent stabil, før den sakte økte frem mot moderne tid (Olsen et al., 1996).

2.4 Tektonikk og jordskjelv

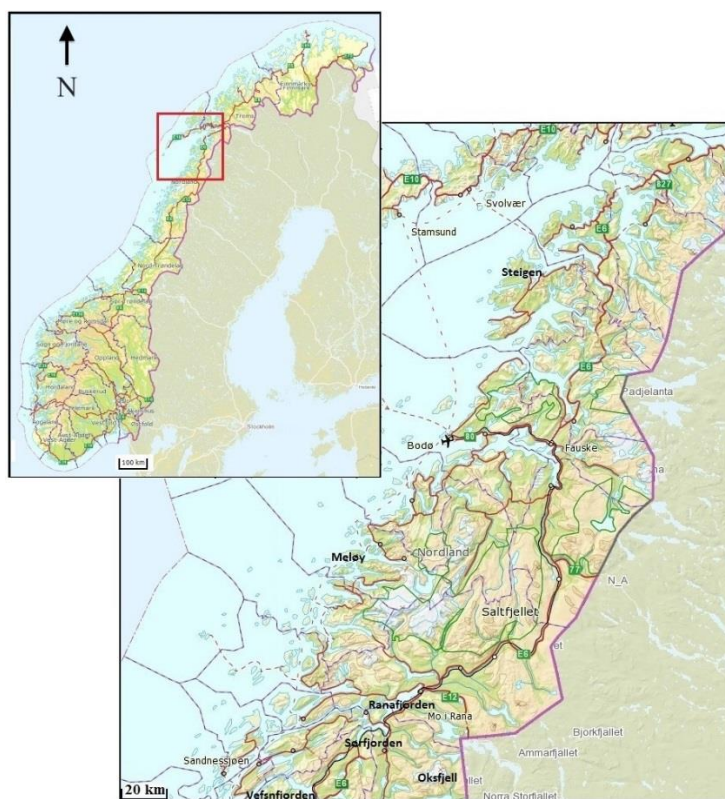
I og med at Norge ligger langt fra plategrenser opplever landet overraskende høy seismisk aktivitet (Fejerskov, 2000). Seismikk og seismotektonikk langs kysten av Midt- og Nord-Norge er godt dokumentert. Seismisk aktivitet er kjent for å være signifikant mellom 66 og 68 °N (Fig. 2.8) (Hicks et al., 2000). Det er nødvendig å undersøke størrelse, utbredelse og dybde til ulike stressmekanismer for å kunne identifisere stresskildene. Selv om spenning påtvunget fra oseaniske midthavsrygger (ridge push) (første ordens tektonisk stress) i mange tilfeller kan forklare stressobservasjoner, er den ikke tilstrekkelig til å forklare jordskjelvsaktiviteten i Ranadistriktet (Fejerskov, 2000). Den seismiske aktiviteten i norske områder er dermed antatt å være påvirket av uregelmessigheter i jordskorpen i form av andre ordens stressfelt som tetthetsforskjeller, sedimentær fylling, topografi, deglasiasjon (Fejerskov, 2000). Viktigheten til de ulike stresskildene er forskjellig fra lokalitet til lokalitet. For eksempel er seismisk fylling mer lokalt enn regionalt viktig, mens topografi forårsaker jordskjelv i områder der det allerede eksisterer svakhetssoner eller regional stress (Fejerskov, 2000).



Figur 2.8: Kartet viser lokalisering, styrke og dybde på jordskjelvene i Ranadistriktet. Blant disse er to jordskjelv lokalisert i Sørfjorden (Hicks et al., 2000).

Nord-Europas sterkeste kystliggende jordskjelv oppstod i Ranadistriktet i AD 1819. Estimert styrke, basert på målte hendelser i samme område i 20. århundre, viser en styrke mellom 5,8–6,2 (M_s) på Richters skala (Wood, 1988). I og med at området er seismisk aktivt er det overraskende at Båsmoen forkastningen, som går parallelt med Ranafjorden i Ø-V retning, ikke har en innvirkning på aktuelle jordskjelv (Olsen, 1999). Det ligger også en usikkerhet om NS orienterte strukturer kan ha hatt en innvirkning på Rana-jordskjelvet, selv om strukturene trolig virker innpå dagens aktivitet. Dagens aktivitet er også påvirket av tilstedeværelse av svake soner med gunstig orientering i forhold til stressfeltet (Hicks et al., 2000), som hovedsakelig er orientert normalt på kysten i NV-SØ retning (Fejerskov, 2000; Hicks et al., 2000).

To godt dokumenterte jordskjelvlokaliteter i Nord-Norge, Meløy og Steigen (Fig. 2.9) (Bungum et al., 1979; Atakan et al., 1994), viser samme seismisk aktivitetsmønster som Ranadistriktet (Hicks et al., 2000). Lokalitetene har et tilsvarende geologisk og tektonisk mønster i form av omgivelse, dybde av hyposenter, gradient og orientering av grunne normalforkastninger. Meløy og Steigen er lokalisert ved fjell og tidligere glasierte områder. Dette tilsier at aktiviteten kommer fra et grunt stressbelastet område (Fejerskov, 2000).



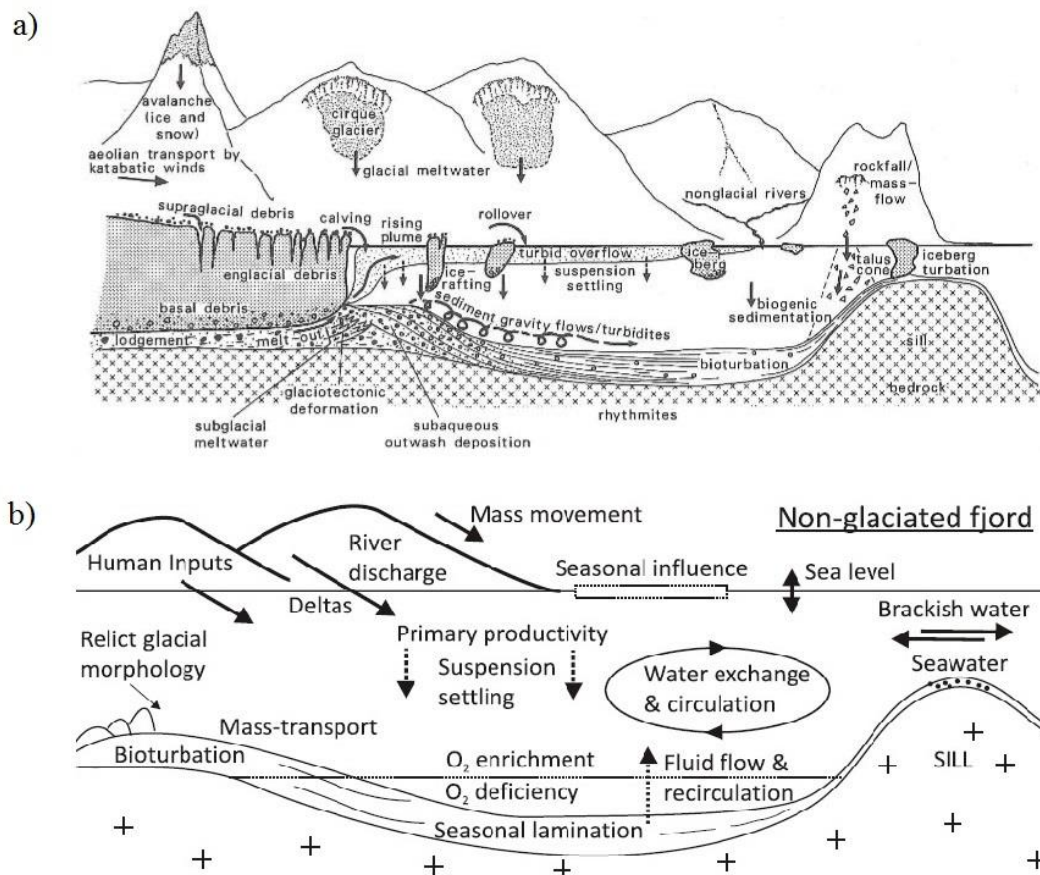
Figur 2.9: a) Norgeskart med en markert svart boks som viser b) et oppblåst kart over nevnte lokaliteter i Nordland fylke (norgeskart, 2015).

Jordskjelv lokalisert i en konsentrert sone på flere hundre kilometer indikerer grunne lokale stresskilder. Stressakser som er orientert vinkelrett til kystlinjen, samt grunne fokus indikerer at stresskildene er relatert til landheving i tidlig holocen. Det er også blitt påvist at gradienten for postglasiale oppløft er størst langs kysten. Regional landheving kan dermed ha hatt en vesentlig rolle for forekomsten og fordelingen av jordskjelvene i studieområdet (Hicks et al., 2000).

2.5 Sedimentologiske prosesser og avsetninger i fjordbassenger

Et fjordbasseng opptrer som en sedimentfelle under deglasiasjoner, interstadiale- og interglasiale perioder (Aarseth, 1997). Fjordsedimenter kan være avsatt av forskjellige prosesser avhengig av klimatiske omgivelser (Fig. 2.10). Fjorder som befinner seg i arktiske strøk får sedimenttilførsel gjennom sjøis, aeoliske og biogene komponenter (Powell, 2003). Sedimentasjon av hemipelagisk leire, samt isdroppet materiale tilfører sedimenter til subarktiske fjordbassenger (Powell, 2003), som vil si fjorder med gjennomsnittlig sommertemperaturen >0 °C (Gilbert, 2000). Sørfjorden befinner seg i et subarktisk miljø. Sedimentære prosesser knyttet opp mot brefronten er dominerende i glasiiale- og subglasiiale fjorder (Lyså et al., 2004). Sedimenter som ble avsatt under deglasiasjonen i Ranafjorden viser mange like karakteristiske trekk med sedimentpakkene i arktiske fjorder (Syvitski, 1989; Lyså et al., 2004). Sedimentene ble avsatt av prosesser knyttet opp mot smelte vann fra iskanten (Lyså et al., 2004). Lyså et al. (2004) påsto at sedimentasjonsmiljøet i Ranafjorden i holocen kan ha vært påvirket av flere faktorer som for eksempel landheving, endring i sedimentasjonsrate, økt erosjon av oppløftet sedimenter, klimatiske endringer, tsunami og jordskjelv.

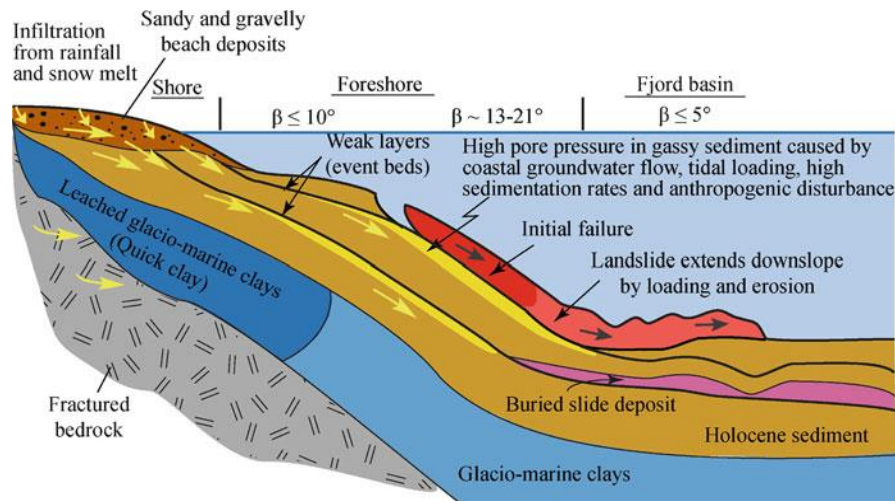
Fjorder langs norskekysten befinner seg i dag i tempererte strøk. Tempererte fjorder får tilført sedimenter via massebevegelse og hemipelagisk leire hovedsakelig fra grumsete elvevann (Powell, 2003). Elver som renner ut i fjorder tilfører sedimenter gjennom avsetning av deltaer (Howe et al., 2010). Prosesser som har avsatt elvesedimenter ut i Ranafjorden er tetthetsstrømmer, overstrøm og internstrømsplumer eller utglidning fra ustabile deltafronter (Lyså et al., 2004).



Figur 2.10: Typiske prosesser og sedimentkilder som påvirker **a)** glasiiale fjordsystemer (Hambrey, 1994) **b)** tempererte fjordsystemer (Howe et al., 2010).

Ustabile undersjøiske skråninger har en viktig rolle når det kommer til sedimenttilførsel ut i fjorder (Syvitski et al., 1987). Figur 2.11 viser at skråningsstabiliteten er kontrollert av flere faktorer. I norske fjorder kan massestrømmer forekomme hyppig i ustabile perioder forårsaket av for eksempel landheving, reaktivering av forkastningssystemer og menneskelig aktivitet (Howe et al., 2010). Turbiditetsstrømmer er en av mange sedimentære prosesser som oppstår i ustabile skråninger (Syvitski et al., 1987), og de er viktige agenser for transport av sedimenter ut i fjordbassenget (Holtedahl, 1975). Turbiditetsstrømmer er turbulente tetthetsstrømmer som kan bevege seg langs slake skråninger under påvirkning av gravitasjon (Kuenen, 1956). Bouma (1962) foreslo en ideell sekvens for turbidittavsetninger som inkluderer karakteristiske strukturer innad i fem ulike intervaller (T_a - T_e). T_a intervallet er gradert, T_b intervallet er laminert av grovere materiale, T_c intervallet domineres av strømrifler, T_d intervallet består av laminering av finere materiale mens T_e intervallet er strukturløs og består av pelagiske sedimenter. Ikke alle turbidittavsetninger består av alle intervallene.

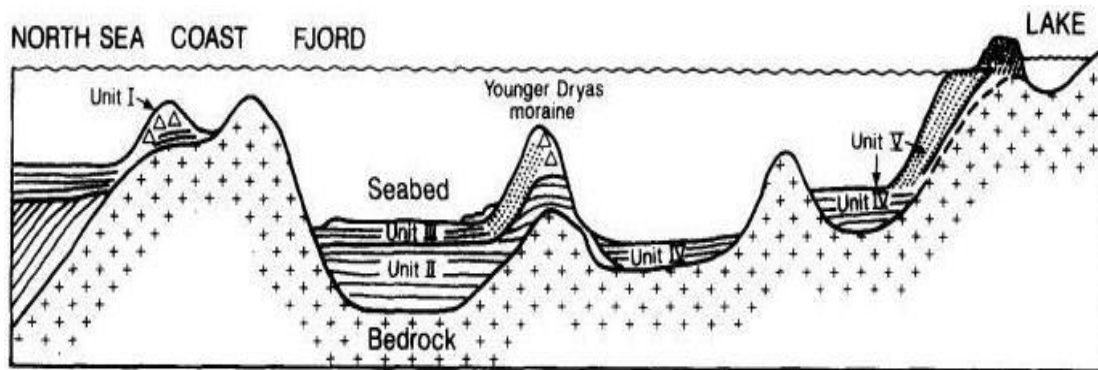
2. Bakgrunn



Figur 2.11: Skjematiske bilde av skråningsstabiliteten langs strandsonen i Sør fjorden kan være påvirket av flere faktorer (L'Heureux et al., 2012a).

Lyså et al. (2004) viser til at forhistoriske tsunamihendelser (Fig. 2.5) muligens kan ha påvirket sedimentasjonen i Ranafjorden. Storeggaskredet som forekom for omtrent 7200 ^{14}C -år BP (Bondevik et al., 1997; Hafliðason et al., 2004) forårsaket en tsunami som kan ha avsatt skredsedimenter i de tre ytterste bassengene i Ranafjorden. En annen tsunamihendelse, forårsaket av det mindre Trænadjupetskredet lokalisert nærmere Ranafjorden, kan også ha påvirket sedimentasjonen i Ranafjorden. Laminerte skredpakker kan identifiseres i alle bassengene. Selv om alderen på pakkene viser noe avvik utelukkes det ikke at sedimentpakkene kan være avsatt under tsunamihendelsene (Lyså et al., 2004).

Aarseth (1997) har fremlagt en figur som viser inndelingen av fjordsedimenter i et typisk vestnorsk fjordbasseng (Fig. 2.12). Det er forventet å observere en tilsvarende sedimentinndelingen i nordnorske fjorder. Inndelingen ble utført gjennom å korrelere fjordsedimenter med en veletablert terrestrisk stratigrafi fra kvartær. Enhet I representerer sedimenter som er avsatt før weichsel maksimum, dvs. en sedimentpakke som er eldre enn 18 000 ^{14}C -år BP. Sedimentene kjennetegnes blant annet som akustisk laminerte lag og akustisk ustratifiserte enheter. Sedimentenhet II ble avsatt for 14 000-11 000 ^{14}C -år BP. Den akustiske karakteren i sedimentene fra enhet I viser tilsvarende trekk med enhet II, som ble avsatt under deglasiasjonen i sen-weichsel. Enhet III representerer endemorener som ble avsatt under et påfølgende glasialt fremrykk i Yngre Dryas for 11 000-10 300 ^{14}C -år BP. Mens glasi-marine sedimenter, avsatt distalt for Yngre Dryas-morenene under tilbakesmeltingen for 10 300-9 000 ^{14}C -år BP, representerer enhet IV. Enhet V består av sedimenter som er yngre enn 9 000 ^{14}C -år BP.



Figur 2.12: viser sedimentenhetene i et typisk vestnorsk fjordbasseng (Aarseth, 1997).

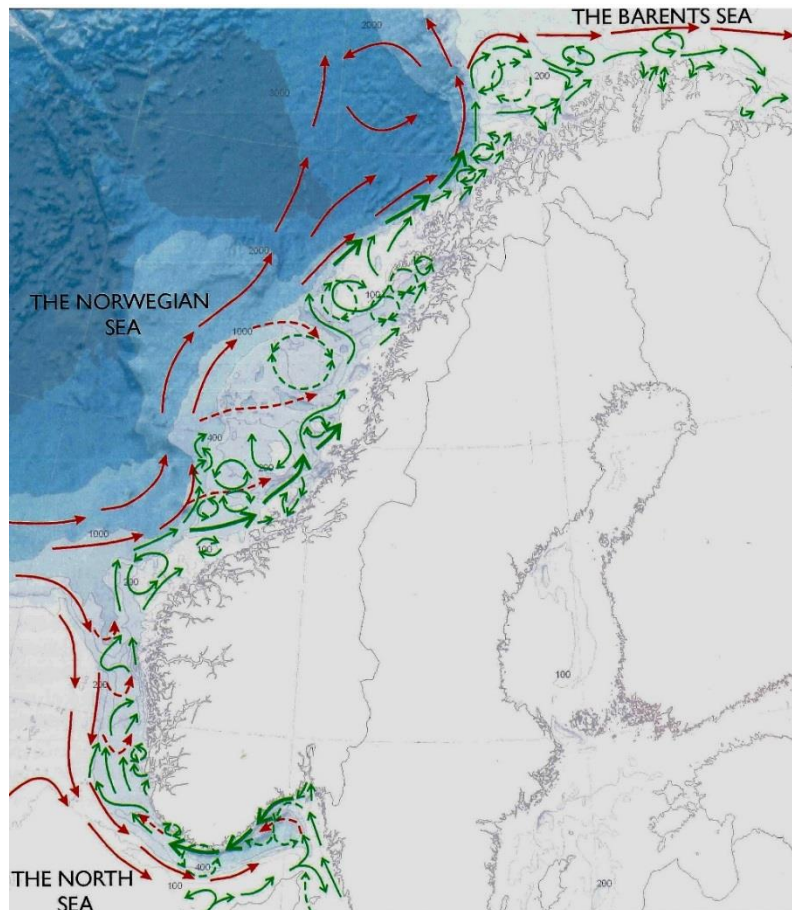
2.6 Hydrografi

Vannmasser langs norskekysten består av atlantisk havvann og kystvann (Fig. 2.13) (Holtedahl, 1993; Ljøen og Nakken, 1969). Vannmasser som fraktes til norskekysten har egenskaper kontrollert av blant annet varmeutveksling og blandingsgrad. En tredje vannmasse, som formes langs kontinentalskråningen, er en blanding av både det atlantiske havvannet og øvre del av dypvannet av norskehavet (Ljøen og Nakken, 1969). Hovedstrømmen til det atlantiske havvannet føres først opp til Færøy-Shetlandskanalen før strømmen deler seg ved 63 °N på grunn av batymetrien på langs med kontinentalstigningen. Den ene greinen føres nordøstover mot Skagerak før strømmen snur om og følger norskekysten under kystvannet (Holtedahl, 1993; Havforskningsinstituttet [IMR], 2014a).

For å forstå hydrografien innen norske fjorder er det nødvendig å vite hvordan norske kyststrømmer opptrer. Norske kyststrømmer dannes i den østlige delen av Skagerak og strømmer videre langs hele norskekysten opp til Barentshavet. Innstrøm av ferskvann fra Østersjøen, samt avrenning fra elver forårsaker et mindre salint kystvann (IMR, 2014a). Kystvannet har dermed lavere tetthet enn Atlanterhavet (Holtedahl, 1993). Grensen mellom et mindre salint kystvann (>35‰) og et mer salint atlantisk havvann (<35‰) er store deler av året markant i overflatevannet (Helland-Hansen og Nansen, 1909). Dette resulterer til at kystvannet sprer seg som en kile over det atlantiske havvannet (Ljøen og Nakken, 1969). Kyststrømmer varierer i utbredelse og dyp avhengig av tetthetsforskjeller, hovedsakelig styrt av salinitet (IMR, 2014a), i sommer- og vintersesonger (Holtedahl, 1993). Ved vinterstid befinner kyststrømmer seg vanligvis dypere (250 m) sammenlignet med sommerstid (40-50 m). I tillegg er kyststrømmene mindre utbredt ved vintertid (Hjort og Gran, 1895). Tetthetsforskjellen mellom vannmassene avtar gradvis nordover på grunn av økt

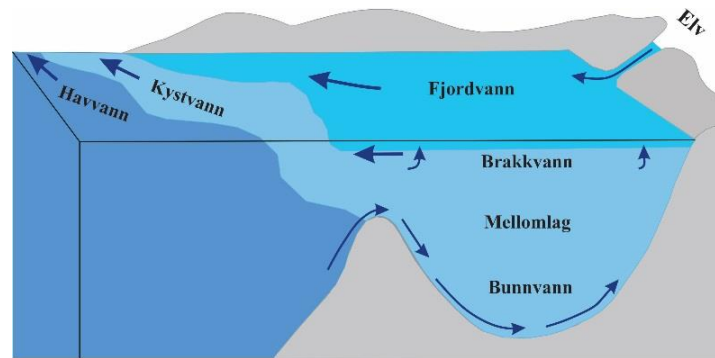
2. Bakgrunn

blandingsgrad og reduserende stabilitet (Holtedahl, 1993). Kyststrømmer har dermed økende salinitet og tetthet nordover langs kysten, mens Atlanterhavet viser en motsatt trend (Helland-Hansen og Nansen, 1909). Andre faktorer som spiller inn på kystvannets egenskap og utbredelse er tidevann, vind, innstrøm av atlantisk vann og topografi (Ljøen og Nakken, 1969).



Figur 2.13: Kart over Norge som viser kyststrømmer (grønne piler) og Atlanterhavsstrømmer (røde piler) (Sætre og Aure, 2007).

Vannmasser innen fjordbassenger kan inndeles i tre lag (Fig. 2.14). De øverste 5 meterne av fjordvannet strømmer ut fra fjordbassenget til ytre kystområder i form av en mindre salin vannmasse. Utbyttingen av vannmasser i mellomlaget avhengig av tetthetsforskjeller mellom bassengvann og kystvann. I de fleste sammenhenger er utskiftingen større i mellomlaget enn ved overflatelaget. Bunnvannet i fjordene kan en sjelden gang bli byttet ut (IMR, 2014b). I tilfeller der grunne terskler begrenser vannutskiftingen kan fjorder oppføre seg som lukkede systemer. Dette kan føre til periodisk eller permanent oksygenfattig bunnvann (Howe et al., 2010).



Figur 2.14: Inndeling av fjordvann, samt vannmasseutveksling mellom fjordvann og ytre kystvann (Modifisert av IMR, 2014b).

Sirkulasjonen til vannmasser mellom bassengvann og kystvann er styrt av flere faktorer som for eksempel tidevann, ferskvannstilførsel, forvitring, sesongvariasjon, batymetri, corioliskraften, bølger og jetsstrømmer (Howe et al., 2010; IMR, 2014b). I tilfeller der fjordens bredde overstiger 2-3 km vil corioliskraften konsentrere strømmen mot høyre og øke strømhastighet langs kysten. Smale fjorder, som i mindre grad er påvirket av kraften, vil kunne ha en mer konstant sirkulasjonen i tillegg til at innstrøm og utstrøm vil kunne forekomme i forskjellige dyp (IMR, 2014b). Kyst- og fjordområder som befinner seg i bakkant av barrierer av øyer, holmer og skjær er bedre beskyttet mot kraftige bølger og vindsystemer fra det åpne hav (IMR, 2015).

2.7 Tidligere arbeid

Sedimentene i Sør fjorden består både av eldre glasiale avsetninger, samt marine og fluviale holocene sedimenter (Vanneste et al., 2015). Årsaken til at skred langs strandsonen forekommer er som regel avhengig av en kombinasjon av flere faktorer (L'Heureux et al., 2010; L'Heureux, 2012b). Steile fjordsider, ustabile skråninger og eleveerosjon har bidratt til flere store kvikkleireskred i Sør fjorden (L'Heureux et al., 2012a; Vanneste et al., 2014, 2015). Det undersjøisk skredet som gikk i Sør fjorden i 1996 initierte langs et svakt lag og forplantet seg inn mot land (Longva et al., 2003). Undersøkelser gjort for eksempel i Trondheimsfjorden indikerer at svake lag er avsatt av turbidittsstrømmer induert av forhistoriske terrestriske leirskred på svake til moderate fjordsider (L'Heureux et al., 2009; Hansen et al., 2011). Det å forstå lagenes morfologiske, litologiske og geotekniske egenskaper, samt deres rolle for initiering av skred er vanskelig (Vardy et al., 2012). En rekke personer har forsøkt å beskrive svake lag og dens betydning til 1996-skredet (Longva et al., 2003; L'Heureux et al., 2010; L'Heureux et al., 2012a).

Det er høyest usannsynlig at svake lag alene kan forårsake undersjøiske skred (Vardy et al., 2012). Skred langs svake lag kan initieres på grunn av høyt poretrykk forårsaket av flere delårsaker igangsatt av menneskeaktivitet og/eller klimatiske faktorer (Janbu, 1996). Fanget gass i porøs sand, som befinner seg mellom mindre permeable siltige leirlag, kan føre til økt poretrykk. Dette skyldes at gassbobler innen sandlaget reduserer væskegjennomstrømming i porerommene slik at permeabiliteten reduseres betraktelig. Avtagende permeabilitet vil kunne øke poretrykket (Best et al., 2003). Eksperimenter på laboratorie viser at fanget gass kan endre geotekniske egenskaper hos sedimenter slik at kompresjonen øker mens udrenert/omrørt skjærstyrke reduseres (Sills og Wheeler 1992). Økt poretrykk og/eller økt effektiv spenning kan også være et resultat av fylling, mudring og sprenging (L'Heureux, 2012b). Det antas at fjellsprengning har hatt en innvirkning på minst tre forhistoriske undersjøiske skredepisoder i Sjørfjorden, deriblant 1996-skredet (L'Heureux et al., 2010). Gregersen (1999) foreslo at skredet i 1996 initierte på grunnlag av økt stress i form av overbelastning av dumpet materiale langs kysten. Sjørfjorden gjennomgikk i tillegg en periode med teleløsning og høy nedbørsmengde som førte til høyt grunnvannsspeil rett før skredet inntok (Janbu, 1996; Longva et al., 2003). Lav permeabilitet innen de svake lagene kan føre til høyt grunnvannstrykk og avtagende stabilitet (L'Heureux et al., 2012a). Det er fortsatt stor usikkerhet hvilken rolle økt poretrykk har for skråningsstabiliteten (Vanneste et al., 2014). For 1996-skredet er gassakkumulasjon i grunne forhold trolig ikke årsaken til initieringen langs et svakt lag (Vanneste et al., 2015). Sedimentkjernene som viser spor av gasstrukturer er mest sannsynligvis et resultat av avblanding som er et resultat av trykkavlastning under oppheising av kjerner i Sjørfjorden (Vanneste et al., 2014).

Skredet som gikk i den østlige delen av Sjørfjorden (Vanneste et al., 2014) initierte under vann i det bratteste partiet på 22 grader (L'Heureux et al., 2010). Flere forfattere er enige om at skredet kan inndeles i to stadier (Janbu, 1996; Longva et al., 2003; L'Heureux et al., 2012a). Initialskredet, som befant seg 5-25 m under vann og 50-70 m fra E6 (Longva et al., 2003, Vanneste et al., 2014), omfatter en translasjonsbevegelse av undersjøisk materiale langs et svakt lag. Batymetriske undersøkelser viser at initialskredet var opp til 500 m bredt og 2-3 m dypt. Bunnen av skredgropen var jevn og flat, noe som støtter ideen om et glideplan langs et svakt lag (L'Heureux et al., 2010). Det påfølgende stadiet bestod av flere ras, blant annet retrogressive kvikkleireskred som transporterte intakte blokker opp til 2 km fra kystlinjen, samt fraktet rasmasser opp til 700 m fra E6 (Janbu, 1996; Vardy et al., 2012). Rasmassene bestod av leire og silt og betydelige kvikkleirelommer (Janbu, 1996). Erosjon, avlastning av

skredkanten eller for bratte sidefjorder har trolig bidratt til større sedimentutgliding, noe som har gitt mulighet for retrogresjon (Longva et al., 2003). Grunnundersøkelser gjort like før 1996-skredet viste at strandavsetningene i området bestod av sensitiv, laminert, siltig leire med spor av organisk materiale. Disse avsetningene var dekket av et 5 m tykt lag av sand (Best et al., 2003). Slike avsetninger gir et falsk inntrykk av grunnforholdene langs strandsonen (L'Heureux, 2012b).

3. Utstyr og metoder

3.1 Utstyr

3.1.1 Forskningsfartøy

Forskningsfartøyet G.O. Sars (Fig. 3.1) ble benyttet under begge toktene til å blant annet ta sedimentkjerner og samle inn TOPAS-profiler til prosjektet (Haflidason et al., 2006, 2010). Fartøyet er 77,4 m langt, 16,4 m bredt og har en tonnasje på 4067 bruttotonn. Det eies av Havforskningsinstituttet og Universitetet i Bergen, og er utstyrt med et dieselelektrisk framdriftsanlegg og 2 Teco Westinghouse DC motorer. Det stillegående fartøy har svært lydbegrensede motorer. Støyutslippet under vann er redusert med 99 % sammenlignet med konvensjonelle forskningsfartøy (Haflidason et al., 2010).



Figur 3.1: Forskningsfartøyet G.O. Sars (IMR, 2003).

3.1.2 TOPAS PS18

For innsamling av seismisk data ble TOPAS PS18 benyttet under begge toktene. Dette er et enkelt, smalt stråleprofilsystem med elektroniske ”roll”-, ”pitch”- og ”heave”-stabilisatorer. TOPAS-profilene brukes til å kartlegge de øvre lagene av stratigrafien og gir et oppløsningsområde på rundt 0,3 m med en penetreringsevne på opptil 100-130 m. Profilene er et resultat av at en antenne genererer en lavfrekvens akustisk puls som senere registreres som ekko. Mottatt ekko blir deretter forsterket, digitalisert, behandles og vist på en skjerm. Hvilke pulser som blir benyttet i profilene avhenger av ulik bruk og vanddyb. For eksempel gir høyfrekvenssendere høyere oppløsning, men som ulempe har senderen en lavere penetreringsevne (Haflidason et al., 2010).

3.1.3 Prøvetaking

For innsamling av bunnsedimenter i studieområdet ble en fallkjerneprøve og en calypsoprøve benyttet. Fallkjerneprøven ble hentet i 2006 gjennom GS06-145 toktet mens calypsokjernen ble hentet i 2010 gjennom GS10-163 toktet. Tabell 1 viser nærmere detaljer av sedimentkjernene som ble tatt opp fra Sørfjorden. Posisjonen til kjernene i Sørfjorden er fremstilt i Figur 3.2.

Tabell 3.1: Oversiktstabell over sedimentkjernene som ble brukt under studiet.

Kjerne-id	GS06-145-01GC	GS10-163-02PC
Prøvetaker	Fallkjerneprøvetaker	Calypsoprøvetaker
Posisjon	66° 10.543'N 13° 44.296'Ø	66° 10.889'N 13° 46.814'Ø
Vanddyp (m)	62	47
Lengde (cm)	325	1445
Innhentet data (årstall)	2006	2010
Referanse til toktrapport	Haflidason et al. (2006)	Haflidason et al. (2010)



Figur 3.2: Lokaliteten for prøvetaking for kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC.

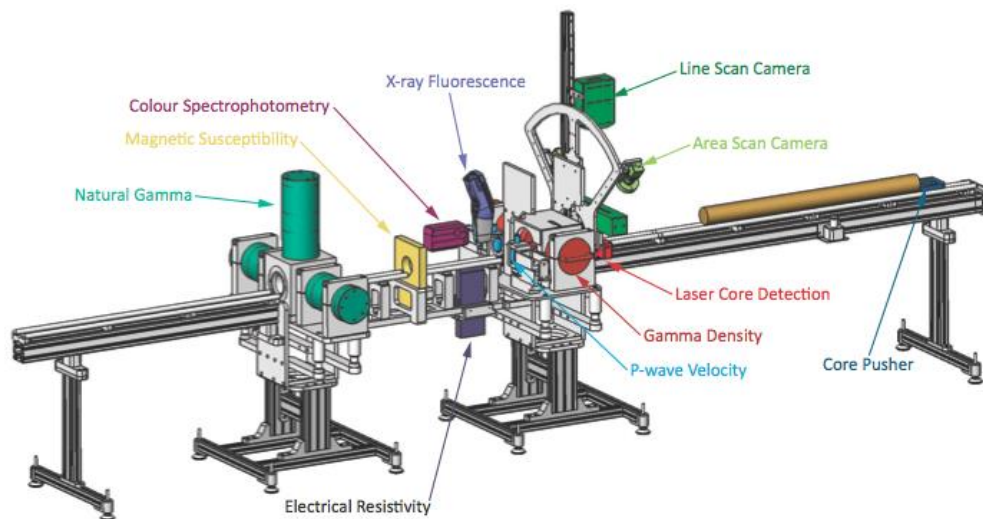
3.2 Laboriemetoder

3.2.1 Multi sensor core logger (MSCL)

Flersensor-kjerneskanteren (MSCL) er et nyere automatisk instrument som måler geofysiske egenskaper av marine sedimentkjerner uten å skade prøven. Instrumentet tar målinger av endringer i P-bølge hastighet (500 kHz), gammatetthet (g/cm^3) og magnetisk susceptibilitet

(SI) gjennom hele kjernen. Instrumentet (Fig. 3.2) består av et transportbånd, sentrerte sensorer og en datamaskin som inneholder en programvare som styrer både sensorene og transportbåndet (Gunn og Best, 1998).

Det er viktig å beskytte overflatesedimenter på splitta kjerner for å unngå uttørking og forurensing. Dette gjøres ved å dekke en tynn film av polyeten over sedimentoverflaten. Målinger blir tatt langs et motordrevent transportbånd når kjernen blir skjøvet gjennom sensorene av en kjerneskyver festet til transportbåndet. Instrumentet kan både skanne splitta og hele kjerner selv om splitta kjerner gir mer pålitelige resultater. Dette er på grunn av eliminering av ”slumping-effekt” og høyere oppløsning av magnetisk susceptibilitet (Gunn og Best, 1998).



Figur 3.2: En skjematisk illustrasjon av MSCL systemet (GEOTEK Ltd. manual, 2014).

De geofysiske egenskapene som ble målt i dette arbeidet er gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og fraksjonell porøsitet. Magnetisk susceptibilitet (MS) er et mål på hvor lett en substans lar seg magnetisere. Det betyr et mål på hvor lett et materiale magnetiseres når det blir utsatt for et magnetisk felt. MS er positiv når materialet består av ferromagnetiske, ferrimagnetiske eller antiferromagnetiske mineraler. Dette øker styrken til det ytre magnetiske feltet. I motsetning svekkes et ytre magnetisk felt når materialet består av para- og diamagnetiske mineraler som resulterer til negativ magnetisk susceptibilitet (Dearing, 1994). Punktsensoren blir tatt i bruk ved måling av MS for splittede kjerner, mens en loopsensor blir benyttet for hele kjerner. Punktsensoren er montert på en forlenget arm som måler MS ved å bevege seg opp og ned fra sedimentoverflaten. Loopsensoren er i motsetning stasjonær og

utfører målinger etter hvert som kjernen passerer sensoren. Begge sensorene danner et lavfrekvent magnetisk felt (0,46 KHz) for å kunne måle materialets magnetiske susceptibilitet.

Måling av gammatetthet opererer på samme måte uavhengig av om kjernen er hel eller splittet (Gunn og Best, 1998). Bulk tetthet (ρ) av et materiale er definert som et mål på hvor tett antall partikler med masse (m) er pakket sammen i et fast volum. Bulk tettheten måles med SI enheten kilo per kubikkmeter (kg/m^3). Bulk tettheten i jordsmonn og sedimenter er i stor grad styrt av mineralsammensetningen og kompaksjon, dvs. forhold som endrer seg med tiden (GEOTEK Ltd. manual, 2014). Demping av gammastråling er en god og standard teknikk som blir benyttet til å måle gammatetthet for splitta kjerner (F.eks. Gerland og Villinger 1995, Weber et al., 1997). GRAPE (gamma ray attenuation porosity evaluator) ble brukt under studie til å beregne fraksjonell porøsitet (Evans, 1965, referert i Gunn og Best, 1998).

3.2.2 XRF-kjerneskaner

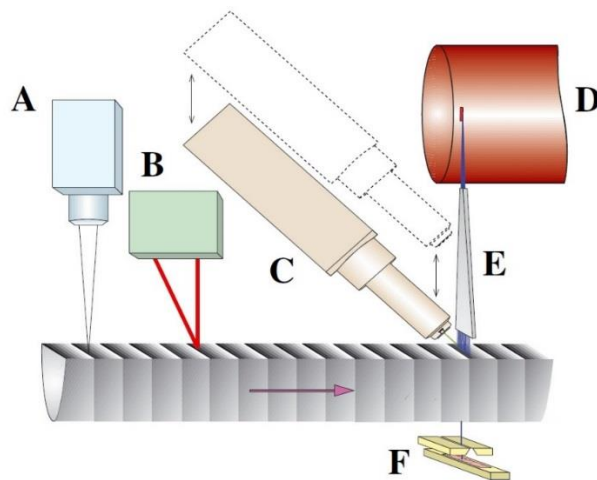
ITRAX er et røntgenfluorescens (XRF) kjerneskanerinstrument (Fig. 3.3) som kan utføre flere funksjoner samtidig på samme sedimentseksjon. Kjerneskanerinstrumentet er unik blant nyere XRF-kjerneskanere ved at det kan ta optiske, mikro-radiografiske bilder, samt samle mikrospektrometriske data i løpet av en måling. Ulempen med instrumentet er at kornstørrelse, mineralogi og tetthet kan påvirke datakvaliteten og produsere data med dårligere kvalitet sammenlignet med den eldre ordinære analyseprosedyren. Til fordel tar det relativt mye raskere å motta kontinuerlig geokjemiske data og bilder som viser teksturelle forskjeller. Instrumentet har en oppløsning helt ned til $200 \mu\text{m}$ (Croudace et al., 2006).



Figur 3.3: ITRAX kjerneskanerinstrumentet ved Institutt for geovitenskap på Universitetet i Bergen (Foto: Hafliðason, 2012)

XRF analyse av sedimentseksjoner, opp til 1,8 m lang, ble utført av ikke-destruktive skannere. Instrumentet består av et sentralt plassert måletårn mellom to transportbånd. Tårnet består av en røntgenfokusert enhet, samt flere sensorer: et optisk kamera (A), lasertrianguleringssystem (B), motorisert XRF-detektor (C) en radioaktiv røntgenkilde (D), røntgenfokuserende spalte (E) og røntgenspalte inkludert røntgenkamera (F) (Fig. 3.4) (Croudace et al., 2006).

Analyse av kjerne GS10-163-02PC ble utført om igjen i 2015 på grunn av dårlig datakvalitet. Den nye analysen hadde måleoppløsning på 2000 mikron, noe som betyr at målingene ble utført hver 2 mm per 10 sekund. Analysen ble gjennomført ved bruk av Mo-rør (35 kV og 50 mA). Radiografiske bilder ble kun tatt av ITRAX kjerneskanteren for GS10-163-02GC. Analyse av kjerne GS06-145-01GC ble utført i 2006 med en annen innstilling. Analyseintervallet hadde lavere måleoppløsning på 500 mikron. Både Mo- (30kV og 33 mA) og Cr-rør (30 kV og 55 mA) ble benyttet under analysen. I tillegg til dette ble det utført fargeskanning i begge kjernene.



Figur 3.4: En skjematisk fremstilling av sensorene lokalisert på kjerneskanterens sentrale måletårn (Croudace et al., 2006).

3.2.3 Røntgenfotografering

Det ble foretatt manuell film-røntgenfotografering ved hjelp av instrumentet Philips 140 kV. Bildene ble tatt med en eksponeringstid på 8 minutter med en spenning på 77 kV og intensitet på 5 mA. Videre ble bildene fremkalt i et mørkerom ved å senke bildene ned i fremkallingsvæsker. Bildene ble deretter hengt opp til tørk over natten før videre tolkning. Spor av skjell, bioturbasjon, laminering kommer tydeligere frem i film-røntgenbilder enn ved

digitale radiografiske bilder tatt av ITRAX kjerneskanteren. Dette var til stor hjelp ved bestemmelse av posisjoner for uttak av dateringsprøver. Røntgenbildene ble i ettertid langt på lysbord og fotografert med et Canon EOS 20D kamera.

3.2.3 Mastersizer 3000

Sedimentkjernene ble kornfordelingsanalysert på laboratoriet av Malvern Mastersizer 3000 (Fig. 3.5). Oppløsningen i kjernene varierte mellom 8-1 cm, med høyere oppløsning ved sandavsetningene. Det ble først gjennomført tester om det organiske materialet i prøvene hadde en innvirkning på kornfordelingskurvene. 35 % H₂O₂ ble blandet i sedimentprøvene og senere lagt på en varmeplate. Resultatene viste at kornfordelingskurvene ikke ble påvirket av tilstedeværelse av organisk materiale.

Instrumentet tar i bruk laserdiffraksjonsmetoden til å bestemme kornstørrelsen på partikler i sedimentkjerner. Med laserdiffraksjon kan man måle veldig finkornete sedimenter raskt og presist (Sperazza et al., 2004). Instrumentet benytter to bølgelengder (rød-633 nm og blå-466 nm) til å bestemme kornstørrelse. Spredte laserstråler som diffrakteres fra partiklene sendes tilbake til detektorer. Refleksjonsvinkelen til laserstrålene er invers proporsjonal med kornstørrelse. Programvaren kalkulerer informasjonen som er mottatt hos detektorene og omkalkulerer til volumetrisk KSF. For å beregne kornstørrelse ut i fra diffraksjonsdataene ble Mie teorien benyttet. Dette er en nyere teori som vanligvis er benyttet til Mastersizer 3000. Ved bruk av Mie sin lysdiffraksjonsteori må de optiske parametrene, absorpsjons- og refraksjonsindeks (AI og RI), bestemmes (Ryzak og Bieganowski, 2011). Teorien krever at indeksene er kjent for både analyserte partikler, samt mediet i beholderen. AI bestemmes ut i fra formen og størrelsen til partiklene mens RI blir valgt på grunnlag av mineralsammensetningen. Ulike mineral har ulike optiske egenskaper som bidrar med å påvirke måleresultatene (Sperazza et al., 2004). De optiske parametrene bestemmes ved hjelp av parameteren veid residual (weighted residual) som sammenligner hvor godt dataene er tilpasset og korrigert (Ryzak og Bieganowski, 2011). Målet oppgis i % i vekt residual og bør ifølge produsenten ha en lavere verdi enn 1 % (Vedlegg 1) (Malvern Worcs, 1999, referert i Ryzak og Bieganowski, 2011). Parameteren gir en indikasjon på kvaliteten til målingene. Valg av optiske parametre er bra dersom veid residualen er lav og konstant (Ryzak og Bieganowski, 2011). Parametrene AI=0,01 og RI=1,75 ble benyttet på hele datasettet.



Figur 3.5: Bilde av Mastersizer 3000 ved Universitetet i Bergen, Institutt for geovitenskap (Foto: Tran, 2015)

For å oppnå optimale målinger var det nødvendig å ta ut korrekte mengder med sedimenter. Mengde partikler, som ble puttet opp i beholderen, var styrt av en parameter kalt "obscuration" (Ryzak og Bieganowski, 2011). Obscuration beregner konsentrasjonen av suspendert materiale i % under analysen (Sperazza et al., 2004). Parameteren ble målt hver gang en ny prøve ble tilført i beholderen. I følge produsenten gir prøven et grønt klarsignal om mengden av partikler er mellom 10-20 %, og et oransje signal når mengden er for liten eller stor (Malvern instruments Ltd, 2014). Om mengden er under 10 % er antall partikler for liten for å gi optimale resultater. Ved partikkelinnhold på over 20 % kan det oppstå sekundær refraksjon, noe som gir upålitelige resultater (Malvern Worcs, 1999, referert i Ryzak og Bieganowski, 2011). Obscuration-intervallet lå mellom 7-20 % i dette arbeidet for å ha en større margin for små prøver. Under målingene ble allikevel obscuration prøvd å holdt mellom 10-20 % (Vedlegg 1). Sperazza et al. (2004) viser at kornstørrelsen til finere sedimenter holder seg mer stabil, og viser en lav variabilitet om obscuration-intervallet ligger mellom 15-20 %. Variabiliteten er i motsetning høy og presisjonen er lav i prøver der obscuration er lavere enn 5 %.

Før måling ble løsningen først dispergert med 0,05 % calgon (Natriumheksametafosfat) for å unngå klumping av partikler. De kohesive kreftene som oppstår mellom leirpartikler kan danne aggregater som vil gi ustabile dårlige resultater. Partiklene er dermed avhengig av å dispergeres for å få oppnå nøyaktige målinger (Pini og Guidi, 1989). Mastersizer 3000 er utstyrt med en beholder som rommer 1000 ml. Beholderen ble fylt opp med vann til 800 ml. Nederst i beholderen eksisterer en rører som hindrer rask sedimentasjon av store partikler. Den optimale røre hastigheten er avhengig av den gjennomsnittlige kornstørrelsen i prøvene.

Hastigheten skal verken være for liten til å hindre avsetning av grovt materiale, eller for stor for å hindre dannelse av bobler. Rørehastigheten ble valgt på grunnlag av Sperazza et al. (2004) som konkluderte med at grovere sedimenter ikke skal ha en lavere rørehastighet enn 2300 rpm. I og med at noen sedimentprøvene inneholder grove kornstørrelser ble rørehastigheten satt til 2500 rpm under alle målingene.

Instrumentet er utstyrt med en ultralydsonde som sender ut ultrastråler mot partiklene. Styrken har en øvre grense på 35 W og en frekvens på 40 kHz. Før ultralyden ble satt på med en styrke på 60 %, ble 100 ml med 0,05 % calgon (60g/2L) tilsatt i beholderen. Riktig innstilling av røring og styrke av ultralyd vil resultere til konsistente målinger. Innstillingene avhenger av egenskapene til de målte prøvene, dvs. graden av heterogeniteten (Ryzak og Bieganowski, 2011). Under målingene ble styrken på ultrasonden satt ned til 10 % for å holde partiklene avskilt. I følge Eivind W.N. Støren, ansvarlig for mastersizer på laboratoriet (muntlig samtale på kontoret, 15.02.16), viser tidligere tester på laboratoriet i Bergen at denne prosedyren er den beste løsningen for å unngå dannelse av aggregater. Allikevel viser andre tester utført av Ryzak og Bieganowski (2011) at bruk av både calgon og ultralyd kan resultere til sekundær aggresjon i stedet for avskilling av partikler. Testene i Bergen viste derimot mer variabilitet uten bruk av calgon og det er derfor ikke åpenbart at det blir mindre klumping uten calgon. På bakgrunn av dette ble både calgon og ultralyd benyttet under målingene. Måletiden til prøvene ble bestemt ut i fra valg av antall målinger per prøve. Under målingene ble 5 målinger per prøve foretatt for å oppnå sikrere resultater. Færre målinger kan gi upålitelige resultater, for eksempel neglisjere et sandkorn i kornfordelingskurven når størsteparten av sedimentene består av silt (Ryzak og Bieganowski, 2011). Etter hver måling var det nødvendig å rense systemet slik at neste måling ikke ble forurenset av gamle prøver. Under dette arbeidet ble beholderen skylt tre ganger etter hver måling.

3.3 Sedimentologiske metoder

Sedimentkjernene ble analysert visuelt på sedimentlaboratoriet for å gi en nærmere beskrivelse av tekstur, struktur, kornstørrelse, farge og observasjoner av større skjellfragmenter. Munchell (1976) og fargebilder fra XRF-kjerneskaner ble også benyttet for å beskrive fargeendringer i kjernene.

Skjærstyrkeanalyse ble tidligere utført på calypsoprøvetakeren. Skjærstyrkemålinger ble utført gjennom et Swedish konusapparat ved å plassere spissen til en konus, med kjent vekt,

ned mot sedimentoverflaten. Konusen ble utløst et par cm fra overflaten av eget vekt, der vekten ble justert etter grad av nedsynking. Skjærstyrken til sedimentene ble målt ved å lese av hvor mye konusen hadde sunket ned i sedimentene (i millimeter). Ved hjelp av en kalibreringstabell ble sedimentoverflatens udrenerte skjærfasthet (t/m^2) regnet om til skjærstyrke (kPa) ved å multiplisere med gravitasjonskonstanten ($9,81 m/s^2$) (Hansbo, 1957).

3.4 Regresjonsanalyse - Hovedkomponentanalyse (PCA)

Hovedkomponentanalyse (PCA) ble benyttet til å oppsummere den geokjemiske sammensetningen til fjordsedimentene. Analysen er en statistisk teknikk som omdanner et originalt multivariabelt datasett av korrelerte variabler (elementer) til et vesentlig mindre sett av ukorrelerte variabler. Om datasette inneholder høyt korrelerte variabler kan analysen lineært omformere originale variabler til et mindre sett av ukorrelerte variabler. De nye ukorrelerte variablene kalles hovedkomponenter (PC) og representerer så mye som mulig av variansen av et originalt multivariabelt datasett (Dunteman, 1989). Hovedmålet med hovedkomponentene er å finne lineære kombinasjoner av originale korrelerte variabler. Analysen har som mål å redusere datasettets dimensjonalitet til kun to signifikante hovedkomponenter for grafisk formål og for å oppnå bedre forståelse for høydimensjonale datasett (Hammer, 2015). Hovedkomponentene er dermed lineært uavhengig av hverandre (Dunteman, 1989).

Om det ikke er lineære avhengigheter mellom variablene kan man anta at det er likt antall hovedkomponenter som originale variabler (Dunteman, 1989). Alle komponentene er nødvendig for å kunne forklare den totale variansen (Swan og Sandilands, 1995). Om størsteparten av variansen er delt mellom de første komponentene er analysen ansett som vellykket. I motsetning er analysen mindre vellykket dersom variansen er jevnere fordelt mellom komponentene. Dette resulterer til en flatere kurve på scree diagrammet (Hammer, 2015). Dersom summen av variansen til de første komponentene forklarer nærmest hele variansen av de originale variablene har analysen greid å fange mesteparten av informasjonen av de opprinnelige variablene. Disse hovedkomponentene er dermed lineære kombinasjoner av originale variabler. Elementene som dominerer i PC1 forklarer den største variansen av datasettet (Swan og Sandilands, 1995).

Før analysen ble gjennomført ble det multivariabelt datasettet standardisert ved z-transformering (Formel 3.1). Standardisering ble utført for å samle alle variablene til et felles

fordelingsspekter. De geokjemiske elementene (originale variablene) ble dermed satt på samme skala.

$$\frac{\text{Geokjemisk element-gjennomsnitt}}{\text{Standardavvik}} \quad (\text{Formel 3.1})$$

Transformerte XRF-data ble deretter importert til programvaren Past 3.12 som en matrise av et multivariabelt datasett (Hammer, 2015). En matrise kan uttrykkes av en serie av egenvektorer i et multidimensjonalt rom der hver rad i matrisen representerer endepunktet til vektoren. Egenvektorene representerer orienteringen til hovedkomponentene i en ellipsoide (Davis, 1986), mens egenverdien er et mål for variansen til de nye ukorrelerte variablene for tilsvarende egenvektorer (Swan og Sandilands, 1995; Hammer, 2015). Om egenverdiene er ulike er også de tilhørende egenvektorene forskjellige. Den største egenverdien representerer variansen til PC1 og den tilhørende egenvektoren representerer et sett av vektinger (loadings) for PC1 som maksimerer variansen (Dunteman, 1989). Vektinger påført på originale variabler er statistisk uttrykt som elementer av egenvektorer. Vekting utledes ved hjelp av en kovarians- eller en korrelasjonsmatrise. Kovariansmatrisen benyttes når alle variablene er målt i de samme enheter, mens korrelasjonsmatrise benyttes dersom enhetene er forskjellige. Antall nye ukorrelerte variabler ble beregnet ved hjelp av vektinger til å kalkulere lineære kombinasjoner av originale korrelerte variabler (Swan og Sandilands, 1995).

I følge Cattell (1966) brukes et scree diagram til å finne ut av hvor mange signifikante hovedkomponenter datasettet inneholder. Diagrammet involverer innsetting av egenverdier, der punkter langs den bratte delen av grafen tilsier antall signifikante hovedkomponenter. Komponentene som befinner seg i det flate området av grafen regnes som ikke-signifikante hovedkomponenter. Problemet med metoden er at mange grafer ikke viser tydelig skille mellom signifikante og ikke-signifikante komponenter. Valg av antall signifikante hovedkomponenter bør representerer en viss høy prosentandel av den totale variasjonen (Dunteman, 1989). Et spredningsdiagram (scatter diagram) kan gi informasjon om hvilke elementer som positivt og negativt korrelerer med hovedkomponentene.

3.5 Datering

For å finne alderen til et organisk materiale kan man benytte seg av ^{14}C -metoden. Flere forutsetninger er nødvendig for å kalibrere ^{14}C -alderen (Reimer et al., 2013a). Det er i dag

anerkjent at den atmosfærisk ^{14}C -alderen ikke kan angis direkte i kalenderår (De Vries, 1958; Stuiver og Suess, 1966; Reimer et al., 2009). Siden atmosfærisk ^{14}C -konsentrasjonen varierer med tiden er det blitt dannet kalibreringskurver, basert på datert materiale, som får tilført karbon direkte fra atmosfæren. ^{14}C -år kan ved hjelp av kalibreringskurver leses direkte av i kalenderår (Reimer et al., 2013b).

Å datere organismer fra havet er et problem fordi de ofte får en høyere alder enn den opprinnelige alderen. Dette er på grunn av at terrestriske organismer tar opp ^{14}C direkte fra atmosfæren mens organismer i havet tar opp ^{14}C fra havvannet. Karbonet i havvannet består av en blanding av atmosfærisk CO_2 og eldre CO_2 som kommer fra termoklinen og dyphavet. Siden gassutvekslingen mellom havet og atmosfæren er langsom i forhold til nedbrytningen av ^{14}C , vil konsentrasjonen av ^{14}C i havvannet være lavere enn i atmosfæren. Disse faktorene forårsaker at dateringer utført på marine organismer vil gjennomsnittlig være 400 ^{14}C -år eldre enn dateringer utført på organismer (av samme alder) som tar opp karbon direkte fra atmosfæren. Denne effekten kalles reservoareffekten. Effekten varierer med plassering og tid, der verdien av ΔR korrigerer for lokale forhold (Reimer et al., 2013a). ^{14}C -metoden kan brukes til å alderbestemme materialer opp til 45 000 år (Walker, 2005).

Det ble foretatt seks dateringsprøver av skjell og makrofossiler i sedimentkjernene. Sedimentprøvene ble før siktingen ristet med destillert vann i omtrent 20 minutter på et røre Brett. Hver prøve ble deretter siktet med 63, 150 og 1000 μm sikter og lagt i begerglass. Materialet ble deretter satt til tørking i et varmeskap før det senere blir lagt i petriskåler for oppsamling av dateringsmateriale. På grunn av at det kan være vanskelig å få tak i og/eller observere makrofossiler er det lurt å legge prøvene under et mikroskop. Dateringsmaterialet ble plukket ut og lagt i nye petriskåler fylt med destillert vann. Skjell og makrofossiler ble rensset med en tynn pensel før det ble overført til desinfiserte glassbeholdere. Glassbeholderne ble desinfiserte ved 550 °C. Etter rensingen ble dateringsmaterialet tørket og senere veid.

3.6 Programvarer

3.6.1 Corel Draw X7

Corel Draw X7 er et tegneprogram som ble benyttet under studiet til å lage nye figurer, sette sammen nye grafer, og eksportere inn figurer fra artikler for å modifisere allerede eksisterende figurer.

3.6.2 Adobe Photoshop CS6

Programmet ble benyttet til utskjæring av fargebilder, samt konvertere TIFF-filer (Tagged Image File Format) over til Corel Draw X7.

3.6.3 Gradistat 8.0

Gradistat 8.0 er en programvare som utfører statistikk av kornfordelingsdata. Programmet egnes til å beregne statistisk partikkelstørrelse for sikta prøver. Kornstørrelsesskalaen (vedlegg 2) som er benyttet i programmet er modifisert fra Udden (1914) og Wentworth (1922) (Blott, 2010).

3.6.4 Excel

Et dataprogram som ble brukt i forbindelse med utregning av store datasett, samt produsere grafer/diagrammer.

3.6.5 Past 3.12

Past 3.12 (Hammer, 2013) er et dataprogram for vitenskapelig dataanalyse. Programmet ble brukt til å utføre en hovedkomponentanalyse (PCA). Programmet tilbyr funksjoner som datamanipulering, plotting, univariat og multivariat statistikk, økologisk analyse, tidsserier og romlig analyse, samt morfometri og stratigrafi (Hammer, 2015).

3.6.6 Calib 7.1

Hovedprinsippet med programmet (Calib, 2016) er å ta høyde for variasjonen i atmosfærisk C^{14} og konverterer radiokarbonalder til kalibrerte kalenderår (cal. BP) ved å beregne sannsynlighetsfordelingen av prøvens sanne alder (Stuiver et al., 2005).

3.6.7 Oxcal 4.2

Oxcal 4.2 er et dataprogram (Oxcal, 2015) som inneholder metoder til å kalibrere radiokarbonalder til kalenderår og statistisk analysere ^{14}C -dateringer. Programvaren gir blant annet materialet en modellert alder som tar hensyn til stratigrafisk informasjon (Bronk Ramsey, 2008; Bronk Ramsey og Lee, 2013).

3.6.8 Grapher 10

En programvare som ble brukt til å lage nye grafer.

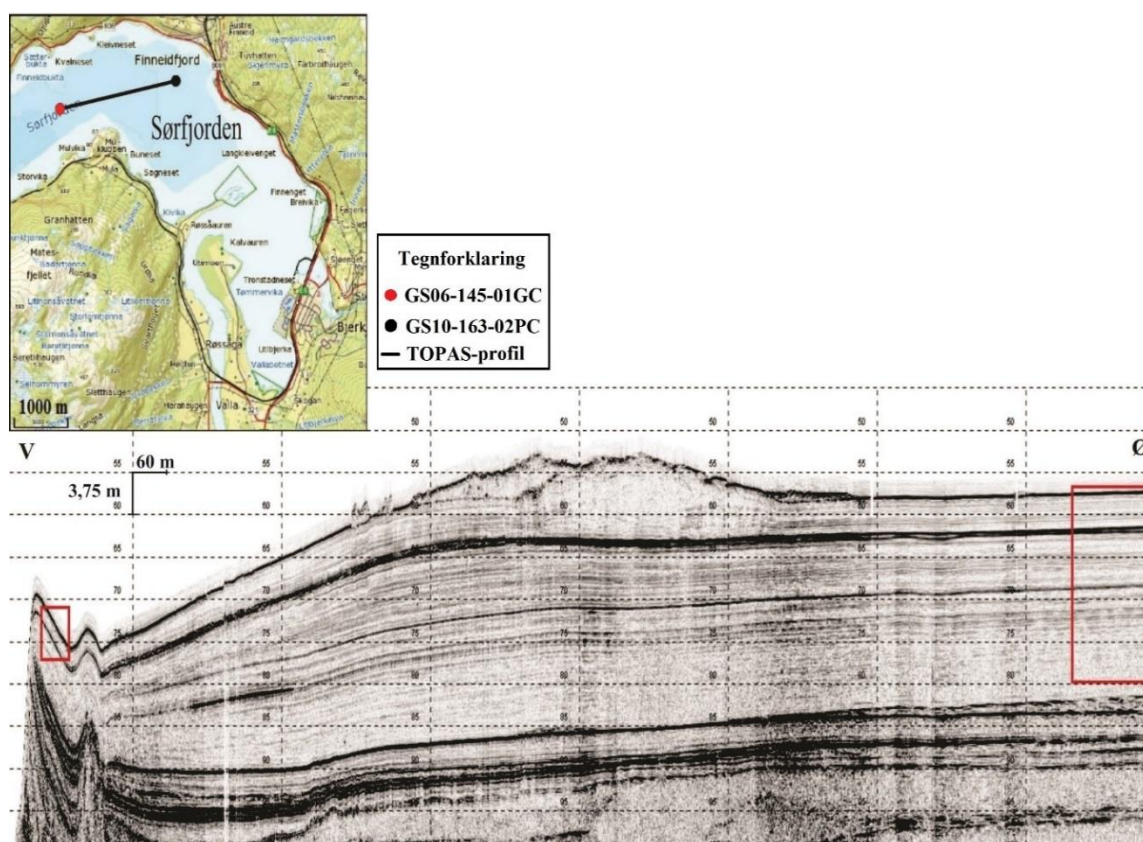
3.7 Feilkilder

- Bruk av forskjellige vekter under veiing av organisk materiale på laboratoriet.
- Problemer med "circular reference warning" i excel.
- Obscuration lå utenfor det anbefalt intervallet underveis i målingene selv om obscuration lå innenfor ved start.
- Ultralyden i Mastersizer 3000 sluttet å virke under målingene som kan ha forårsaket dannelse av aggregater.
- Bruk av både calgon og ultralyd under målingene kan ha å forårsaket aggregater som har forskyvet kornfordelingskurvene mot høyre. Sedimentprøvene viser dermed et høyere innhold av grovere materiale enn opprinnelig (Ryzak og Bieganowski, 2011).

4. Resultat

Det er blitt undersøkt to sedimentkjerner fra Sørfjorden og i dette kapittelet vil resultatene fra innsamlet data bli presentert. En alder-dyp modell for hver av kjernene vil bli fremlagt. Fargeforandringer i samspill med endringer i kornfordelingskurver, røntgenbilde, MSCL og XRF-logger er brukt til å inndeke kjernene i uformelle litostratigrafiske enheter. Plassering av de litologiske grensene er basert på antagelse om endringer i avsetningsmiljøet.

4.1 Seismostratigrafi



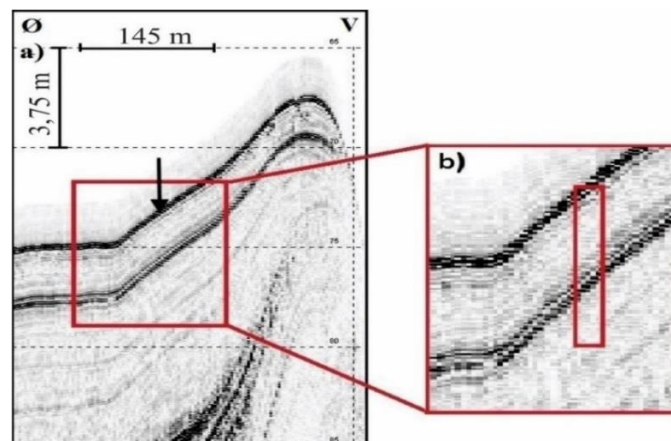
Figur 4.1: Kart over østlige del av Sørfjorden viser plasseringen til kjerne GS06-145-01GC (rød), kjerne GS10-163-02PC (svart) og TOPAS-profilet (svart linje) (norgeskart, 2016). På TOPAS-profilet (GS163-005a) er området til sedimentkjernene (Fig. 4.1-4.2) representert som røde bokser.

Et oversiktsbilde over kjernestratigrafien i østre del av Sørfjorden er vist i Figur 4.1. På TOPAS-profilet kan en sammenhengende seismisk stratigrafi observeres mellom lokalitetene. Samtlige av reflektorer kan dermed følges kontinuerlig gjennom lokalitetene.

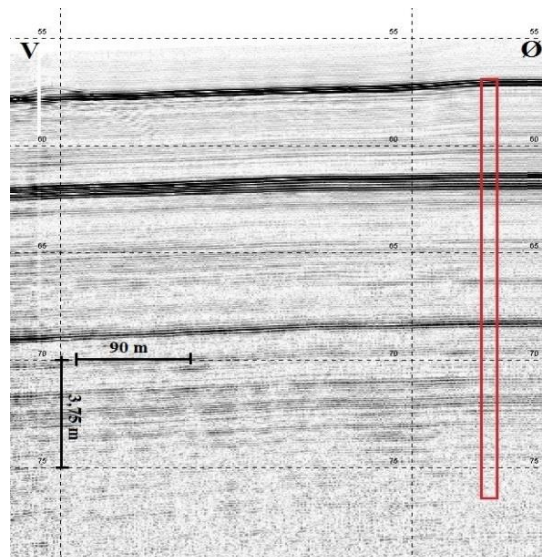
Området for sedimentprøvetakingen av kjerne GS06-145-01GC er vist i Figur 4.2. Kjernelokaliteten er vist som en svart pil i et forstørret TOPAS-profil. Den røde boksen viser

4. Resultat

penetrasjonsdypet på 325 cm. En tydelig høy amplitude reflektor er observert i TOPAS-profilet på 160 cm dyp. Reflektoren korrelerer med den sandrike og godt sorterte avsetningen identifisert på 153-173 cm dyp i kjerne GS06-145-01GC. I tillegg observeres flere planparallelle svake reflektorer over og under den sterke reflektoren. Den øvre sterke reflektoren representerer fjordbunnen.



Figur 4.2: a) TOPAS-profilet (GS163-006a) viser den seismiske stratigrafien i området ved sedimentprøvetakingen av kjerne GS06-145-01GC (svart pil). b) Et uthevet bilde som viser penetrasjonsdypet til sedimentkjernen.



Figur 4.3: TOPAS-profilet (GS163-006a) viser den seismiske stratigrafien i området ved sedimentprøvetakingen av kjerne GS10-163-02PC. Den røde boksen viser omtrentlig lokalisering av sedimentkjernen og penetrasjonsdypet.

Posisjonen og penetrasjonsdypet til kjerne GS10-163-02PC er vist som en rød boks i Figur 4.3. Nedre del av kjernen viser et homogent uttrykk på profilet. På grunnere dyp observeres en middelssterk reflektor med en laminert refleksjonskarakteristikk. Reflektorene er tolket å

representere sedimentene identifisert på 1119-1093 cm dyp. Flere planparallelle middelssterke seismiske reflektor observeres opp mot en tynnere men sterkere seismisk reflektor. Denne sterke reflektoren er tolket å representere sedimentene avsatt på 758-749 cm dyp. Stratigrafien forsetter å ha planparallelle svake reflektorer oppover i kjernen. I samtlige XRF-logger kan det observeres en endring ved 585 cm dyp. En svak reflektor observert på profilet kan muligens representere endringen ved dette dypet. Den sterkeste og bredeste reflektoren er tolket å representere den sandrike og sorterte turbidittavsetningen identifisert på 245-214 cm dyp. TOPAS-profilet viser tilsynelatende parallelle reflektorer som gjenspeiler den seismiske lamineringen i sedimentene. Denne reflektoren skiller seg fra resten av profilet i farge og tykkelse. I samsvar kan det observeres flere svake planparallelle reflektorer frem mot toppen av kjernen. Store deler av profilet viser dermed et svakt stratifisert uttrykk. Den øvre sterke reflektoren representerer fjordbunnen.

4.2 Kjernerstratigrafi

Sedimentkjernene er delt inn i enheter basert på visuelle beskrivelser, røntgen- og fargebilder og finjustering av grensene er støttet av MSCL- og XRF-logger data resultatene. Klare endringer beskriver samtlige litologiske grenser. De litologiske enhetene beskrives i kronologisk rekkefølge fra eldst til yngst.

4.2.1 GS06-145-01GC

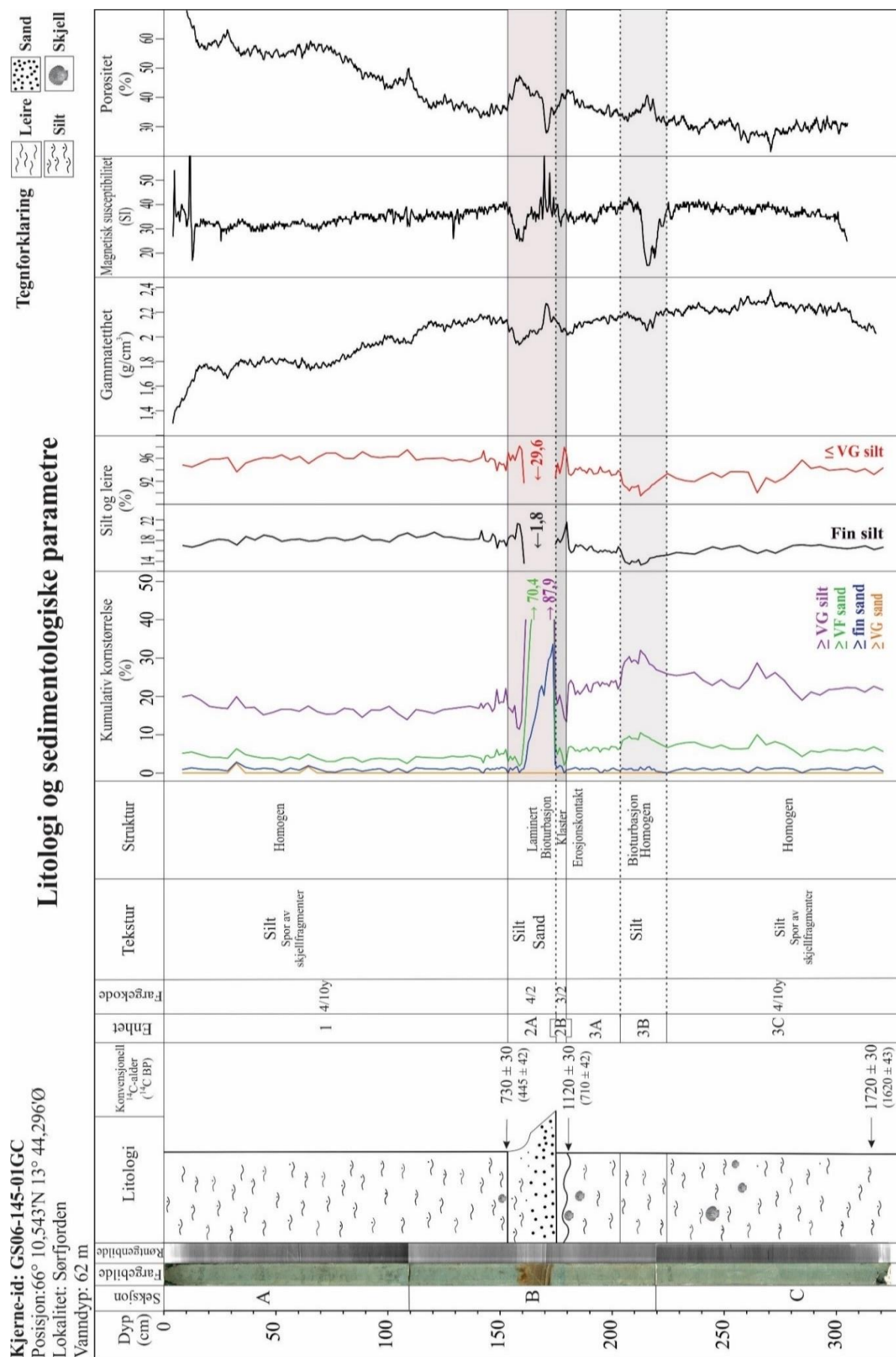
Den 325 cm lange sedimentkjernen er delt inn i tre uformelle litologiske enheter (Fig. 4.4-4.5). Sedimentkjernen ble innhentet i Sørfjorden i 2006 fra 62 m dyp (Fig. 4.1).

Enhet 3 (325–179 cm): Denne enheten har en nedre grense som ikke er penetrert og er derfor satt til den nedre grense av kjernen (Fig. 4.4). De homogene sedimentene i Enhet 3 har en olivengrå farge som gradvis blir mer brunskjær mot toppen. Den grønne kurven som representerer kornstørrelser \geq veldig fin (VF) sand ($\geq 125 \mu\text{m}$) har en gjennomsnittsverdi på 7,2 % og sedimentene viser en høyere sorteringsgrad sammenlignet med Enhet 1. Enheten er ytterligere delt inn i tre underenheter, 3C (325-224), 3B (224-203 cm) og 3A (203-179 cm). Rundt 255 og 200 cm dyp kan blågrå sedimenter observeres. Formen på de blågrå sedimentene indikerer at sedimentene er til en større grad blitt bioturbert og blandet med omkringliggende sedimenter. Kornstørrelser \geq VF sand viser stabile verdier i Enhet 3 med høyere verdier rundt 264 og 212 cm dyp på 10 og 10,6 % (Fig. 4.5). Enhet 3B avgrensner den sistnevnte toppen, der nedre grense begynner der kornstørrelser \geq VF sand øker. En liten

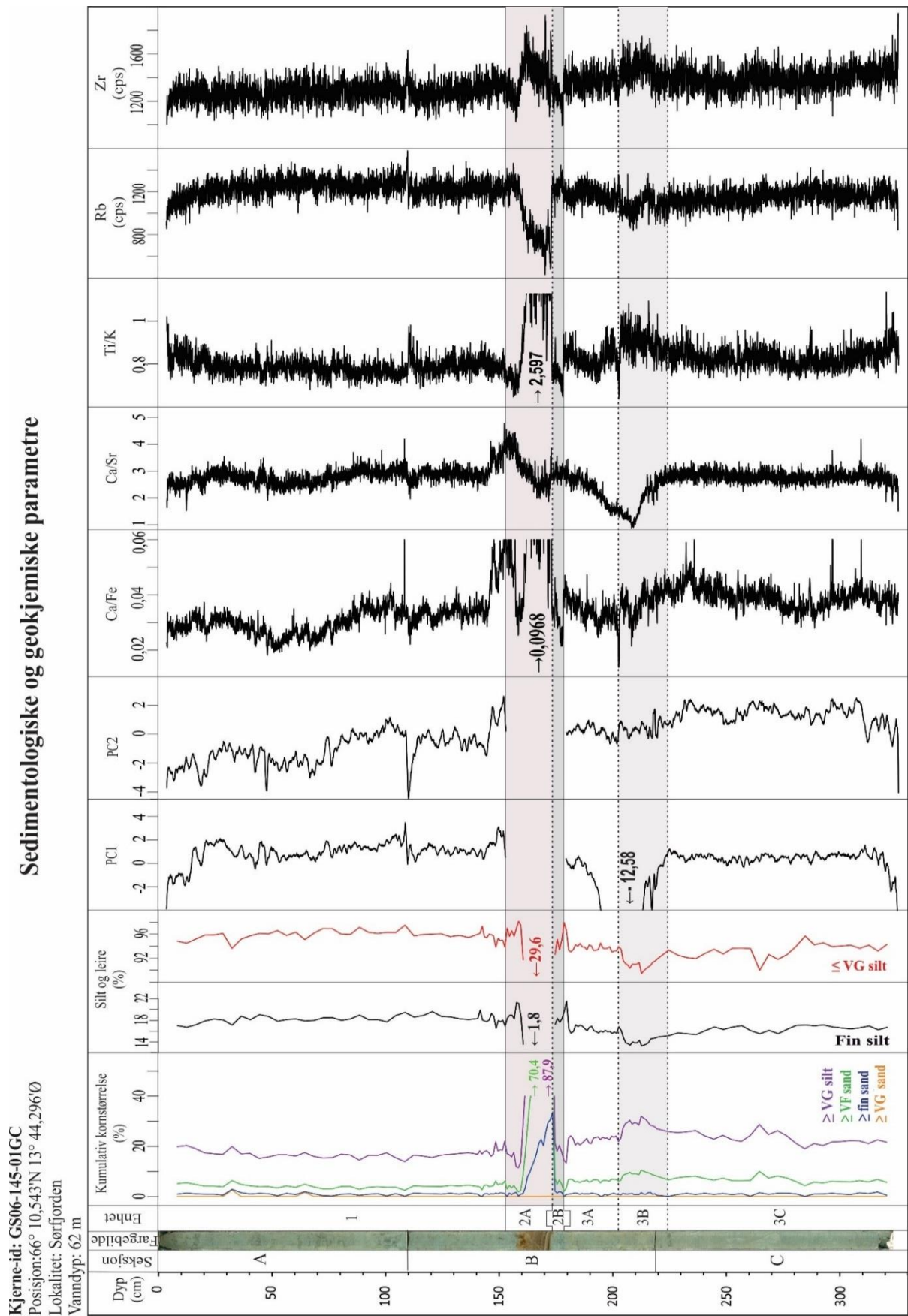
4. Resultat

økning av kornfraksjonen fin silt (4-8 μm) og kornstørrelser \leq veldig grov (VG) silt ($\leq 63 \mu\text{m}$) kan også observeres i øvre grense mot Enhet 3A. MS-verdien viser en svak økende trend i Enhet 3C før verdien faller drastisk rundt 215 cm dyp i Enhet 3B. Gammatettheten har en generell svakt avtagende trend med et klart fall på $2,05 \text{ g/cm}^3$ rundt 211 cm dyp i Enhet 3B. Andelen porøsitet øker i Enhet 3, og et lite hopp på 41 % kan observeres ved 215 cm dyp i Enhet 3B. Når det kommer til Ca/Fe og Ti/K-forholdene kan markante fall på 0,018 og 0,64 observeres i øvre grense av Enhet 3B rundt 202 cm dyp. Legg merke til av flere av elementene målt på XRF-loggeren viser et utslag ved 219 cm dyp grunnet lave talletall. Årsaken skyldes trolig dårlige målinger ved skifte av kjerneseksjon eller ujevne sedimentoverflater.

Enhet 2 (179-153 cm): Nedre grense til Enhet 2 skiller seg fra den underliggende enheten i farge og med en erosjonskontakt. Sedimentene går fra å være brungrønne til å bli mer gråblåe. Enhet 2 skiller seg fra de resterende enhetene ved å inneholde en høyere andel sand ($63 \mu\text{m} \leq \text{sand} \leq 2000 \mu\text{m}$). Enhet 2 er ytterligere delt inn i to underenheter, 2B (179-173 cm) og Enhet 2A (173-153 cm). De blågrå sedimentene i Enhet 2B får en mer brunlig fargetone mot toppen av underenheten. I tillegg observeres brune klaster og oransje sedimenter i underenheten. De oransje sedimentene som er observert i fargebilde er visuelt observert som svarte jernsulfid type sedimenter. I toppen av Enhet 2B viser sedimentene en variabel grad av bioturbasjon. Nedre grensen av Enhet 2B er markert med et økt innholdet av fin silt før en lavere verdi på 1,8 % observeres rundt 173 cm dyp. Parametrene i Enhet 2 skiller seg ut ved å inneha større fluktuasjoner. I XRF-loggene er nedre grense av Enhet 2B markert med klare fall på 0,023, 0,67 og 996 cps i Ca/Fe, Ti/K og Zr. Enhet 2A skiller seg fra Enhet 2B i kornstørrelse og farge. Fargen på de nederste sedimentene er brune og har et laminert uttrykk. Dette uttrykket kan også observeres i røntgenbildet (Fig. 4.4). Brunfargen i sedimentene blir lysere oppover enheten før fargen endres til å bli blågråe ved 158 cm dyp. De øvre blågråe sedimentene viser et mer homogent uttrykk. I nedre del av Enhet 2A ved 173 cm dyp består 70,4 % av sedimentene av sand (63-2000 μm). Enhet 2 har en høy gjennomsnittsverdi på 20,7 %. Alle XRF-loggene viser markerte endringer i nedre grense til Enhet 2A. MS-verdien får en topp på 48,8 SI ved 169 cm dyp før den avtar til 26 SI rundt 158,4 cm dyp i 2A. Fra nedre grense av Enhet 2B viser gammatettheten en stigende trend som forsetter å øke til $2,26 \text{ g/cm}^3$ rundt 166 cm dyp i Enhet 2A. Nedre grense av Enhet 2 avgrensers også starten av en avtagende trend i porøsitet som faller til 28 % rundt 170 cm dyp før verdien øker til 47 % rundt 158 cm dyp i øvre del av Enhet 2A. Sedimentene i 2A er tolket å være en turbidittavsetning.



Figur 4.4: Loggeskjema av litologi og sedimentologiske parametre for kjerne GS06-145-01GC.



Figur 4.5: Loggeskjema av kornfordeling, utvalgte XRF-logger og hovedkomponenter for kjerne GS06-145-01GC.

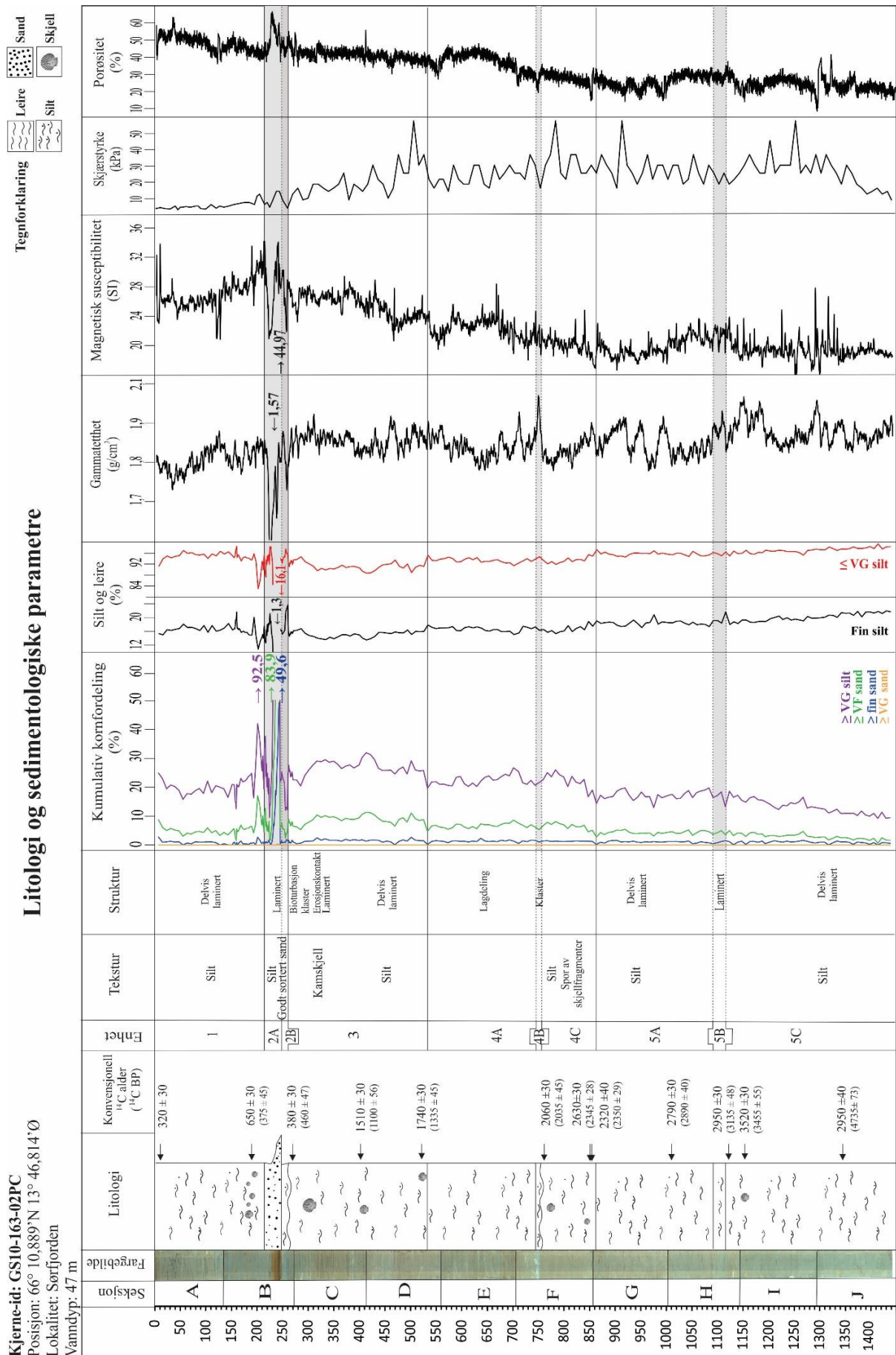
Enhet 1 (153-0 cm): Nedre grense til Enhet 1 er ikke like tydelig å definere som nedre grense av Enhet 2. Sedimentene går fra å ha en blågrå fargetone til å bli mer olivengrå. De olivengrøde sedimentene består gjennomsnitt av 96 % leire og silt, og strukturen er gjennomgående homogen. Enheten har en lav gjennomsnittlig prosentandel på kun 4 % for kornstørrelser \geq VF sand. Det kan også observeres blågrå og oransje sedimenter i enheten. Nedre grense av Enhet 1 er satt der hvor MS-verdien stabiliserer seg rundt 40 SI, mens en jevn avtagende trend kan observeres i gammatetthet. For porøsitet kan en tilnærmet jevn økning observeres fra den nedre grensen. Porøsiteten øker fra 33 til 60 % i intervallet fra 141 til 14 cm dyp. I XRF-loggene er den nedre grense satt der hvor Ti/K, Rb og Zr begynner å stabiliserer seg. Flere XRF-logger viser et utslag ved 109 cm dyp mest sannsynlig pga. lave telletall.

4.2.2 GS10-163-02PC

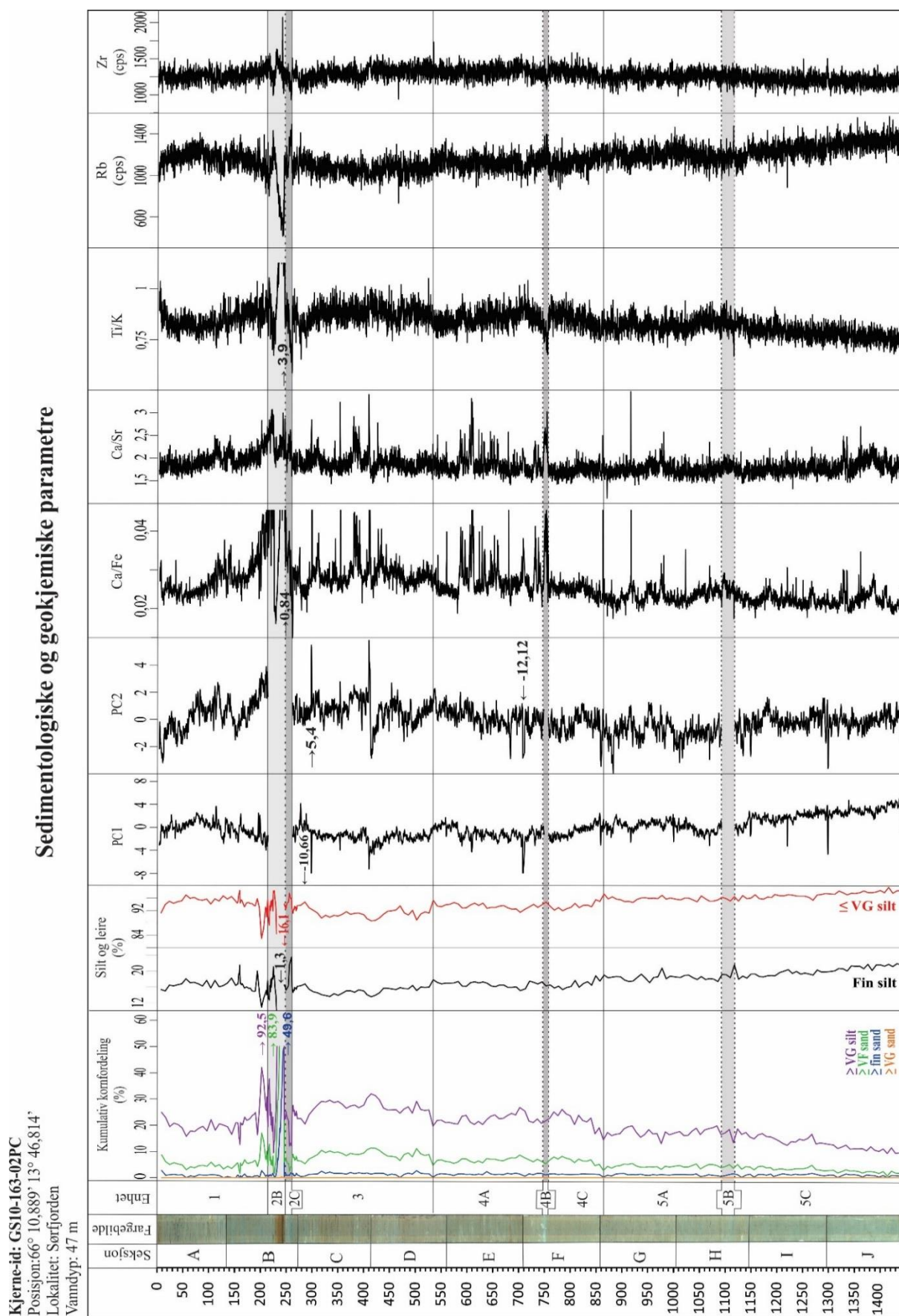
Den 1445 cm lange sedimentkjernen er delt inn i fem uformelle litologiske enheter (Fig. 4.6-4.7). Sedimentkjernen ble innhentet i Sørfjorden i 2010 fra 47 m dyp (Fig. 4.1).

Enhet 5 (1445-861 cm): Denne enheten har en nedre grense som ikke er penetrert og er derfor satt til den nedre grense av kjernen (Fig. 4.6). Sedimentene i Enhet 5 består hovedsakelig av silt (2-63 μ m) og viser en svak lagdeling. Fargen til sedimentene går fra å være blågrønn til å bli mer brungrå mot toppen av enheten. Enheten er ytterligere delt inn i tre underenheter, 5C (1445-1119 cm), 5B (1119-1093 cm) og 5A (1093-861 cm). Fargebildet viser ett fremtredende blågrått lag som inneholder brune klaster i nedre del av Enhet 5B. Sedimentene blir gradvis mer brune mot toppen av enheten. Gammatetthet-kurven markerer nedre og øvre grense i Enhet 5B med en topp og et fall, mens kurven for porøsitet markerer nedre grense til Enhet 5B med en liten topp på 38 %. Klare endringer kan også observeres i nedre og øvre grense i Ca/Fe, Ti/K og Rb-loggene. I tillegg kan en oppfining observeres mot grensen til Enhet 5B. Det observeres flere blågråe sedimenter i øvre del av Enhet 5, men disse sedimentene er ikke like fremtredende som i Enhet 5B. Rustfargede sedimenter forekommer sporadisk gjennom hele enheten. Kornfordelingskurvene i Enhet 5 viser en oppgrovende trend og kornstørrelser \geq VF sand har en gjennomsnittsverdi på kun 3,5 %.

4. Resultat



Figur 4.6: Loggeskjema av litologi og sedimentologiske parametre for kjerne GS10-163-02PC.



Figur 4.7: Loggeskjema av kornfordeling, utvalgte XRF-logger og hovedkomponenter for kjerne GS10-163-02PC.

4. Resultat

Enhet 4 (861-534 cm): Ingen tydelige visuelle endringer kan observeres i nedre grense til Enhet 4. Sedimentene er svakt lagdelt og viser ingen klar fargeendring fra Enhet 5A. Enheten er ytterligere delt inn i tre underenheter, 4C (861-758 cm), 4B (758-749 cm) og 4A (749-534 cm). Overgang til Enhet 4B markeres med en skarp fargeendring. Underenheten viser et fremtredende blågrått/turkist lag som inneholder brune klaster. Sett bort i fra klastene viser sedimentene ingen struktur. Ingen tydelige visuelle endringer i kornstørrelse kan observeres fra Enhet 4C. Gammatettheten markerer nedre grense til 4B med en klar topp på $1,96 \text{ g/cm}^3$ rundt 751 cm dyp, mens skjærstyrke og porøsitet viser tydelige fall på 16,4 kPa og 19 %. I tillegg kan klare topper observeres i Ca/Fe og Ca/Sr-forholdene, mens et klart fall kan observeres i Ti/K-forholdet ved nedre grense. Spor av skjellfragmenter kan observeres ved 770 cm dyp. Enhet 4 viser en svak oppgrovende trend i kornstørrelse og enheten har en gjennomsnittsverdi på 6,6 % for kornstørrelser \geq VF sand. Disse sedimentene viser en høyere sorteringsgrad enn Enhet 5. I Enhet 4B ble det observert en økning i andel fin silt sammenlignet med resten av enheten. Sedimentene i øvre del av Enhet 4 viser alternerende fargenyansen mellom brungråe og blågråe sedimenter. Lagdelingen er svak og vanskelig å observere med det blotte øye. Et fremtredende rustfarget lag kan observeres i fargebildet rundt 685 cm dyp. Enheten er markert med en jevn økning i MS og porøsitet.

Enhet 3 (534-261 cm): Enhet 3 viser ingen tydelige visuelle endringer i farge eller struktur fra Enhet 4A. Nedre grense av Enhet 3 markeres med en oppfining og en liten økning i MS. Sedimentene forsetter å veksle i farge og har dermed et svakt stratifisert uttrykk. Dette kan spesielt observeres i øvre del av enheten i fargebildet. Kornfraksjoner \geq VF sand har en gjennomsnittsverdi på 8,5 % og sedimentene er bedre sortert sammenlignet med Enhet 4. Ved 300 cm dyp ble det observert et kamskjell.

Enhet 2 (261-214): Nedre grense til Enhet 2 er markert med en fargeendring og erosjonskontakt. Den nedre grensen markeres også med en tydelig oppfining, samt fall i MS og gammatetthet. XRF-loggene viser også tydelige verdiforskjeller ved den nedre grensen. Enheten er ytterligere delt inn i to underenheter, 2B (261-245 cm) og 2A (245- 214 cm). Enhet 2B viser en skarp fargeendring som skiller seg fra overliggende og underliggende sedimenter. Sedimentene har en blågrå farge som blir mer brungrå mot toppen av underenheten. I nedre del av Enhet 2B observeres lysebrune klaster. I tillegg observeres bioturbasjon og sporadiske forekomster av rustfargede sedimenter. Enhet 2A er strukturell og teksturell annerledes enn de andre enhetene. Sedimentene i nedre del viser horisontale

laminasjoner. En tydelig skarp endring i farge kan observeres ved 230 cm dyp der sedimentene går fra å være brune til mer blågråe. Fargeendringen indikerer et skille i kornstørrelse der de brune sedimentene består av en større andel sand mens de blågråe sedimentene består hovedsakelig av silt og leire. Brunfargen kan også komme fra anrikning av organisk materiale. Sedimentene avsatt over 230 cm dyp viser et svakere laminert uttrykk. Enhet 2 skiller seg fra andre enheter ved å vise høye forholdstall og fluktuere kraftig. Fluktuasjonene i kornfordelingskurvene reflekterer et variabelt innhold av kornstørrelser. Enheten skiller seg fra de andre enhetene ved å ha en høyere gjennomsnittsverdi på 22,9 % for kornfraksjoner \geq VF sand. Kurven viser en oppfining i første del av Enhet 2B før kurven viser en oppgroving mot grensen til Enhet 2A. Ved 244 cm dyp består 83,9 % av sedimentene av kornstørrelser \geq VF sand. Små fall i MS, gammatetthet og porøsitet kan observeres mot den nedre grensen til Enhet 2A, mens et større fall kan observeres i Rb-kurven. Verdiene til Ca/Fe og Ti/K-forholdet i nedre grense til Enhet 2A skiller seg fra de resterende enheter ved å vise forhøyede verdier. MS-verdien øker helt til 44,97 SI rundt 241 cm dyp i Enhet 2A, mens gammatettheten viser et større fall på 1,57 g/cm³ rundt 225 cm dyp. Porøsiteten viser en topp på 67 % ved 230 cm dyp.

Enhet 1 (214-0 cm): Ingen tydelige visuelle observasjoner definerer nedre grense til Enhet 1. I stedet er grensen satt der hvor MS-verdien starter en avtagende trend. Ved dette dypet stabiliserer verdiene seg i gammatetthet og porøsitet. Det observeres også en klar endring i kornfordelingskurvene ved nedre grense. I Enhet 1 gjenopptar kurven et høyere innhold av silt og leire, og de svakt lagdelte sedimentene viser en svak oppfiningstrend. Kornstørrelser \leq VG silt har en gjennomsnittsverdi på 94,3 %. Fargebildene viser at enheten består av flere blågråe lag som skiller seg fra de dominerende brungråe sedimentene. Enhet 1 viser dermed en svak grad av stratifisering. Bruntonen i sedimentene øker mot toppen av enheten. Gjennom Enhet 1 viser porøsiteten en økende trend, mens skjærstyrken viser en svakt avtagende trend med ekstremt lave verdier.

4.3 Kronologi

Det ble foretatt 15 dateringer totalt der 3 dateringer ble utført i kjerne GS06-145-01GC, mens 12 dateringer ble utført i kjerne GS10-163-02PC. For GS10-163-02PC ble tre nye dateringer analysert og sammenlignet med 8 eldre tilgjengelige dateringene (Brendryen, J. upublisert data). De nye dateringene ble valgt ut for å få en bedre kontroll over kronologien og variabiliteten i sedimentasjonsraten. Den yngste dateringen ble ikke blitt brukt i alder-dyp

modellen på grunnlag av upålitelig dateringsmateriale og for høy alder. Dateringsmaterialet bestod av trelignende materiale som potensielt kan ha vært lagret lenge før avsetningen i fjordbassenget. På et stratigrafisk nivå ble det datert både terrestriske makrofossiler (BETA 304867*) og marin karbonat (BETA 298675*). Avviket mellom disse dateringene ble brukt til å finne det lokale aviket (ΔR) i reservoiralderen og er beregnet å være -55 med et standardavvik på ± 30 . Alder-dyp modellene ble laget ved hjelp av ^{14}C -dateringer av både skjell og planterester (Tabell 4.1).

Basert på dateringene oppnådd fra kjernene ble alder-dyp modeller konstruert for kjerne GS06-145-01GC og GS10-163-02PC. Modellene ble laget ved hjelp av en bayesian avsetningsmodell, P_Sequence (Bronk Ramsey, 2008), i Oxcal 4.2. Programvaren ble benyttet fordi P_Sequence i mange tilfeller er den mest realistiske modellen. Avsetningsmodellen kan kombinere informasjonen om stratigrafi med dateringsinformasjonen. En datering som befinner seg i grunnere dyp vil dermed aldri ha en eldre alder enn nedenforliggende dateringer. Få avsetningsprosesser er helt stabile, og i motsetning endrer sedimentasjonsraten seg mer tilfeldige gjennom tiden. Slike prosesser kan bli beskrevet i form av en Poisson-prosess, der den variable sedimentasjonsraten kan bestemmes ved hjelp av poissonparameteren, k . (Bronk Ramsey, 2008). En variabel sedimentasjonsrate tilsvarer en stor k , mens en lav k representerer en mindre variabel sedimentasjonsrate. I Oxcal 4.2 ble en passende k valgt ut av programvaren (variable k , Bronk Ramsey og Lee, 2013). Ved å benytte programvaren blir denne informasjonen tatt i betraktning ved konstruksjon av en alder-dyp modell. For å kalibrere alderen til kalenderår er kalibreringskurvene Intcal13 og Marine13 benyttet for terrestrisk og marint materiale (Reimer et al., 2013b). Kurvene ble satt inn som kommandoer i avsetningsmodellen (Vedlegg 3). Målet med avsetningsmodellen er å finne et representativ sett av mulige aldre til ulike dyp i kjernen. Den resulterende fordelingen er referert som en posterior sannsynlighetstetthet (Bronk Ramsey, 2008). Dateringsaldrene brukt her er basert på medianalderen til posterior sannsynlighetsfordeling og alderen til bunnen av kjernene representerer en modellert medianalder på 1670 cal. BP for kjerne GS06-145-01GC, og 5070 cal. BP for GS10-163-02PC.

Tabell 4.1: Oversikt over dateringsmateriale i kjerne GS06-145-01GC og GS10-163-02PC. Kolonne for ”Konvensjonell ^{14}C -alder + stdv ” angir en radiokarbon alder korrigert for isotopfraksjonering og regional reservoiralder for marin karbonat. Kalibrert og modellert alder er oppgitt i ^{14}C kalenderår BP (1950 A.D) og er blitt korrigert for lokal ΔR . Kalibreringskurvene som ble benyttet er Intcal13 for terrestrisk makrofossiler og Marine13 for marin karbonat (Reimer et al., 2013b).

Kjerne-id	Lab.-id	Dybde (cm)	Materiale	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)	Konvensjonell ^{14}C alder + 1 stdv	Kalibrert alder (cal. BP) (median) (Calib 7.1.)	Modellert alder + 1 stdv (cal.BP) (median) (Oxcal 4.2)
GS06-145-01GC	BETA 423858	150-151, 154-155	Skjell	-1,1	730 ± 30	430	445 ± 42
GS06-145-01GC	BETA 423857	181-182	Skjell	NA	1120 ± 30	720	710 ± 42
GS06-145-01GC	BETA 423859	316-317	Terrestriske makrofossiler, planterester	NA	1720 ± 30	1630	1620 ± 43
GS10-163-02PC	<i>BETA 310993</i>	<i>10-11</i>	Terrestriske Makrofossiler, trelignende planterester	-	<i>320 ± 30</i>	<i>340</i>	-
GS10-163-02PC	BETA 298672	185-193	Flere små skjell	-2,9	650 ± 30	355	375 ± 45
GS10-163-02PC	BETA 300666	268-273	Terrestriske Makrofossiler, planterester	-25,8	380 ± 30	450	460 ± 47
GS10-163-02PC	BETA 423855	401-402	Bivalve	NA	1510 ± 30	1130	1100 ± 56
GS10-163-02PC	BETA 298673	522-523	En liten bivalve	NA	1740 ± 30	1340	1335 ± 45
GS10-163-02PC	BETA 298674	761-763	Terrestriske Makrofossiler, planterester	-26,9	2060 ± 30	2030	2035 ± 45
GS10-163-02PC	BETA 298675	852	Skjell	+1,5	2630 ± 30 *	2380	2345 ± 28
GS10-163-02PC	BETA 304867	854-855	Terrestriske Makrofossiler, planterester	NA	2320 ± 40 *	2340	2350 ± 29
GS10-163-02PC	BETA 423856	1011-1012	Terrestriske Makrofossiler, planterester	NA	2790 ± 30	2890	2890 ± 40
GS10-163-02PC	BETA 300667	1119-1127	Terrestriske Makrofossiler, planterester	-27,7	2950 ± 30	3110	3135 ± 48
GS10-163-02PC	BETA 428118	1155,2-1157,2	Bivalve	+1,8	3520 ± 30	3470	3455 ± 55
GS10-163-02PC	BETA 300668	1344-1350	Terrestriske Makrofossil, planterester	-27,5	2950 ± 40	4755	4735 ± 73

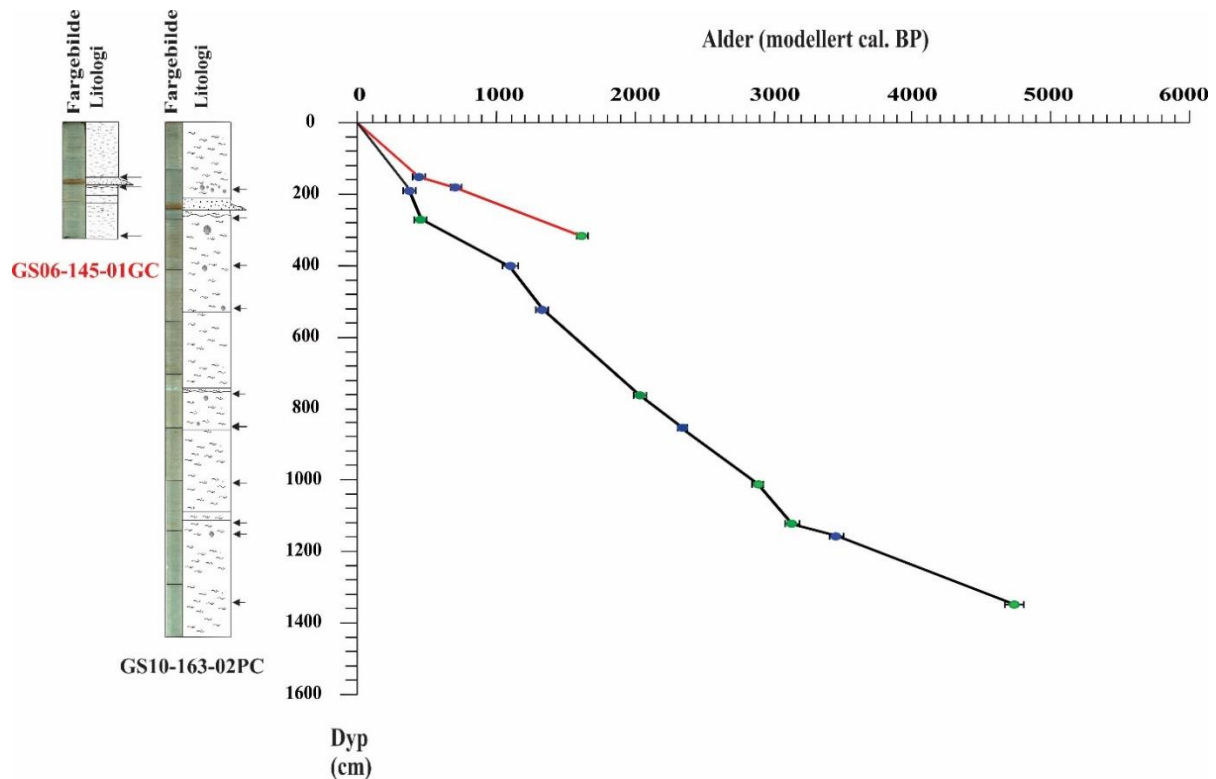
NA= Ikke tilgjengelig (Not available)

* Dateringer brukt til å beregne lokal ΔR

Kronologien er blitt satt opp mot dypet for å observere endringer i sedimentasjonsraten (Fig 4.8). Sedimentasjonsraten er utregnet basert på antagelse om en lineær sedimentasjonsrate mellom to dateringer. Dybdeskalaen i alder-dyp modellen for kjerne GS06-145-01GC ble

4. Resultat

først korrigert for skredhendelser, men ble i ettertid endret til den originale dybdeskalaen. Årsaken til dette skyldes at avstanden mellom dateringene lå for nærme hverandre da Enhet 2 ble fjernet. Dette resulterte med et tilnærmet flatt parti i tidsrommet mellom dateringene. Siden dateringene er tatt rett under og over Enhet 2 er sedimentasjonsraten under og over enheten forventet å være upåvirket av om alder-dyp modellen er korrigering eller ukorrigert for skredhendelser. Dybdeskalaen i alder-dyp modellen for kjerne GS10-163-02PC ble korrigert for skredhendelser. Det observeres ikke et flatt parti mellom dateringene over og under Enhet 2 på grunn av at dateringene ble tatt lengre fra hverandre, i tillegg til at alderforskjellen mellom dateringene er mindre i kjernen (Tabell 4.1).



Figur 4.8: Alder-dyp modeller for kjerne GS06-145-01GC (rød kurve) og GS10-163-02PC (svart kurve). Alderen er fremstilt langs x-aksen, mens dypet er fremstilt langs y-aksen. Punktene langs grafen representerer modellerte dateringsaldre (modellert cal. BP) basert fra resultatene fra Oxcal 4.2, der de grønne punktene representerer terrestrisk makrofossiler mens de blå punktene representerer marin karbonat. I litologien er lokaliseringen til dateringene merket med svarte piler. De horisontale linjene representerer standardavvik, $\pm 1\sigma$, i dateringsmaterialet og indikerer usikkerheten i alderen.

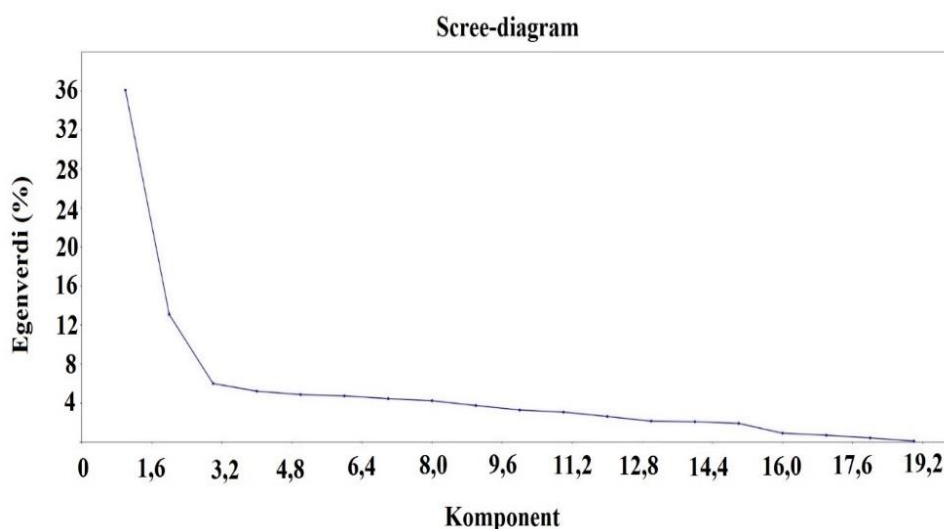
4.4 Regresjons- og korrelasjonsanalyse

Verdiene til sedimentene som er avsatt av skred er ekskludert i hovedkomponentanalysen. Dette betyr at dataene mellom 153-179 cm dyp er fjernet i kjerne GS06-145-01GC, mens dataene mellom 214-261, 758-749, 1119-1093 cm dyp er fjernet i kjerne GS10-163-02PC.

Resultatene fra hovedkomponentanalysen (PCA) er presentert i Figur 4.9-4.12 for GS06-145-01GC og Figur 4.13-4.18 for GS10-163-02PC.

GS06-145-01GC

Resultatet fra hovedkomponentanalysen viser at PC1 står for 36,1 % av variansen, mens PC2 representerer 13,1 % av variansen (Vedlegg 4). De to første hovedkomponentene befinner seg i den bratte delen av scree-diagrammet og anses dermed som signifikante komponenter (Fig. 4.9). Det ligger større usikkerhet om de resterende hovedkomponentene er signifikante eller ikke-signifikante siden kurven flater ut. Komponentene som befinner seg i det flate området inneholder dermed mer støy. Analysen anses som vellykket ettersom mesteparten av variansen er delt mellom de to første komponentene. Analysen reduserte 19 korrelerte dimensjoner til to signifikante ukorrelerte dimensjoner.



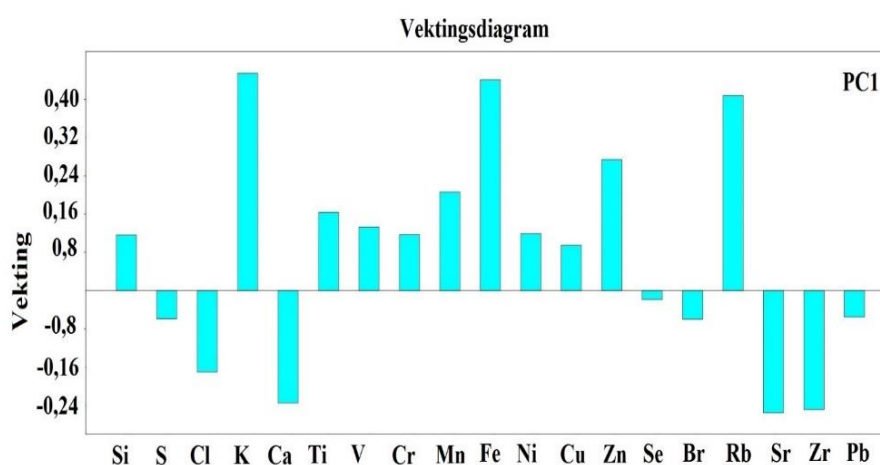
Figur 4.9: Et Scree diagram kobler egenverdiene mot hovedkomponentene. Diagrammet kan brukes til å visualisere hvilke komponenter som forklarer mye av variasjonen i datasettet. Resultatet viser at to komponentene forklarer mesteparten av variasjonen i kjerne GS06-145-01PC.

Vektinger utledes ved hjelp av en kovariansmatrise siden XRF-dataene er målt i counts per second (cps). Matrisen ble benyttet for å finne ut av hvilke variabler som korrelerer. Vektingsdiagrammet (loadings plot) for PC1 viser at jern (Fe), kalium (K), titan (Ti), kobber (Cu), kalsium (Ca), mangan (Mn) og nikkel (Ni) er høyt positivt korrelert med PC1, mens brom (Br), strontium (Sr) og selen (Se) er høyt negativt korrelert med PC1 (Fig. 4.10). I vektingsdiagrammet for PC2 er silisium (Si), Sr, zirkonium (Zr), Ca høyt positivt korrelert med PC2, mens både klor (Cl) og svovel (S) er høyt negativ korrelasjon med PC2 (Fig. 4.11).

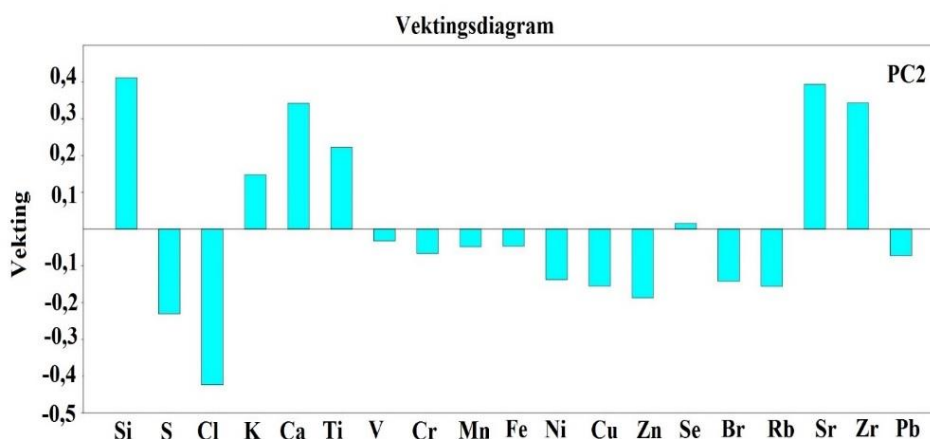
4. Resultat

Dette betyr at om hovedkomponenten øker i verdi vil de positive korrelerte elementene i samsvar øke i verdi, mens de negativt korrelerte elementene vil i motsetning avta i verdi.

Resultatet av analysen kan også fremstilles i et spredningsdiagram (scatter plot) (Fig. 4.12). K og Ti viser en høy verdi langs x-aksen (PC1), og en lavere positiv verdi langs y-aksen (PC2). Fe viser en høy x-verdi og en lav negativ y-verdi. Lengden på vektorene forteller hvor mye elementet bidrar til hovedkomponenten. Dette betyr at Fe bidrar mest til PC1, men svært lite til PC2. Et sprednings- og vektingsdiagram viser dermed samme resultat, men resultatet er fremstilt på to forskjellige måter.

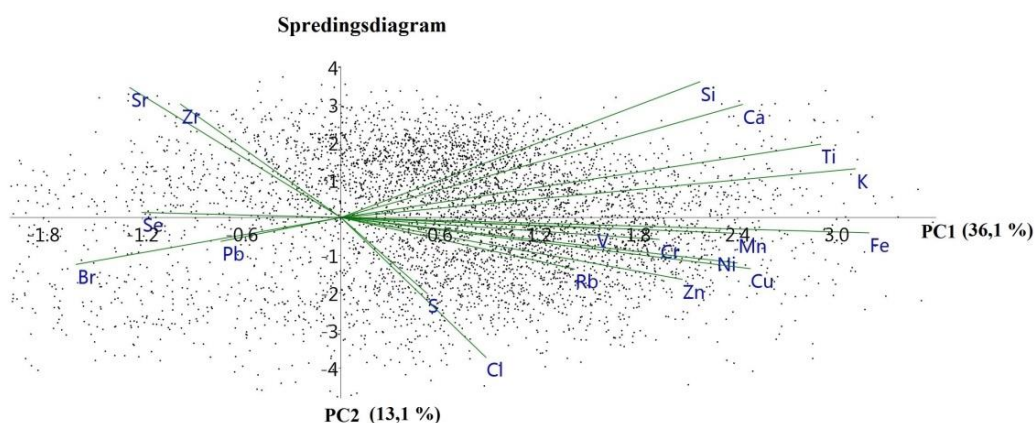


Figur 4.10: Vektingsdiagrammet for PC1 i kjerne GS06-145-01PC viser hvilke XRF-elementer som positivt og negativt korrelerer med hovedkomponenten. Elementene med høyere verdi har en større innvirkning på hovedkomponenten.



Figur 4.11: Vektingsdiagrammet for PC2 i kjerne GS06-145-01PC viser hvilke XRF-elementer som positivt og negativt korrelerer med hovedkomponenten. Elementene med høyere verdi har en større innvirkning på hovedkomponenten.

Endringer i PC1 og PC2 med dypet er også fremstilt i Figur 4.5. Verdien til PC1 viser hovedsakelig en stabil trend i Enhet 3A. Kurven får et drastisk fall helt ned til 12,58 rundt 208 cm dyp i Enhet 3B. Dette fallet representerer kjernens laveste verdi. Verdien tar seg opp igjen og stiger frem mot grensen til Enhet 2B. I Enhet 1 holder verdien en stabil trend med små fluktuasjoner innad i enheten. I siste del av Enhet 1 avtar verdien mot toppen av kjernen. PC2 viser større fluktuasjoner i Enhet 3C selv om kurven har en ganske stabil trend. I Enhet 3B avtar verdien jevnt før kurven stabiliserer seg mer i Enhet 3A. Små fluktuasjoner kan observeres i Enhet 3B og 3A, blant annet et lite fall på -0,6 rundt 202 cm dyp i øvre grense av Enhet 3B. Enhet 1 viser en svak avtagende trend med fluktuasjoner innad i enheten. To mindre fall på -3,9 og -3,6 kan observeres ved 48 og 19 cm dyp. PC1 og PC2 viser klare endringer i verdi vrundt 219 og 110 cm dyp som trolig skyldes lave telletall i seksjonsskiftet. Verdiene er dårlige og anses å være artefakter.



Figur 4.12: Flere vektorer kan plottes i et spredningsdiagram. De svarte prikkene representerer målingene i GS06-145-01GC, mens de grønne vektorene viser hvor mye elementer positivt/negativt korrelerer med PC1 og PC2. Lengden på vektoren gir en indikasjon på hvor mye elementet bidrar til hovedkomponenten.

En korrelasjonsanalyse er blitt utført i sedimentkjernen. Determinantkoeffisienten, R^2 , uttrykker hvor mye av variasjonen i kornfordelingsdataene kan forklares av ulike XRF-elementer. Et korrelasjonsdiagrammet gir dermed en oversikt over hvor stor prosentandel XRF-elementer positivt/negativt korrelerer med forskjellige kornstørrelser. Denne informasjonen kan være viktig i forhold til tolkningen av avsetningsprosesser. Om ulike elementer ikke viser høy korrelasjon med noen kornstørrelser indikerer dette at elementet er ufølsom for endringer i kornstørrelse. Elementer som positivt korrelerer med en kornstørrelse endrer verdi i samme retning som kornstørrelsen og motsatt. Siden kornfordelingsdataene er

4. Resultat

et lukket datasett (Birks, 1987) ble det utført en log-ratio (LR) transformasjon av hver kornstørrelse (Formel 4.1):

$$\text{Log} ((100\text{-kornstørrelse})/100)$$

Formel 4.1 (Aitchison,1983)

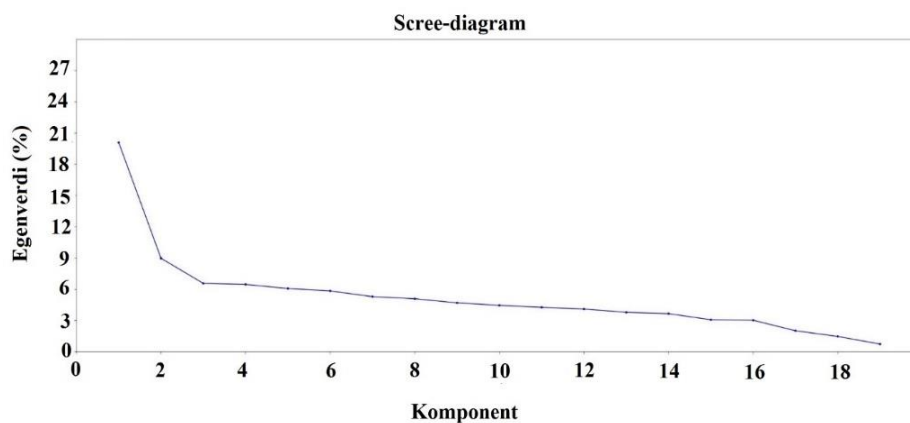
Tabell 4.2: Resultatet fra korrelasjonsanalysen av kornfordelingsdata og geokjemiske elementer/hovedkomponenter for GS06-145-01GC. Verdiene som er markert med gul farge representerer en høy korrelasjon ($R^2 \geq 0,50$).

	>LR fin sand	LR Fin sand	LR VF sand	LR VG silt	LR grov silt	LR medium silt	LR fin silt	LR VF silt	LR Leire
Si	Positiv $R^2 = 0,0062$	Positiv $R^2 = 0,048$	Positiv $R^2 = 0,0948$	Positiv $R^2 = 0,1099$	Positiv $R^2 = 0,1979$	Negativ $R^2 = -0,0701$	Negativ $R^2 = -0,1635$	Negativ $R^2 = -0,2088$	Negativ $R^2 = -0,1171$
S	Negativ $R^2 = -0,0288$	Positiv $R^2 = 0,1695$	Positiv $R^2 = 0,2005$	Positiv $R^2 = 0,2162$	Positiv $R^2 = 0,0001$	Negativ $R^2 = -0,2109$	Negativ $R^2 = -0,2141$	Negativ $R^2 = -0,178$	Negativ $R^2 = -0,0342$
Cl	Horisontalt $R^2 = 0,013$	Positiv $R^2 = 0,1578$	Positiv $R^2 = 0,1532$	Positiv $R^2 = 0,1511$	Negativ $R^2 = -0,0157$	Negativ $R^2 = -0,1639$	Negativ $R^2 = -0,1406$	Negativ $R^2 = -0,0861$	Negativ $R^2 = -0,0068$
K	Horisontalt $R^2 = 0,0009$	Positiv $R^2 = 0,2342$	Positiv $R^2 = 0,3611$	Positiv $R^2 = 0,386$	Positiv $R^2 = 0,0842$	Negativ $R^2 = -0,3261$	Negativ $R^2 = -0,4427$	Negativ $R^2 = -0,4546$	Negativ $R^2 = -0,198$
Ca	Horisontalt $R^2 = 0,003$	Positiv $R^2 = 0,0823$	Positiv $R^2 = 0,125$	Positiv $R^2 = 0,1343$	Positiv $R^2 = 0,1638$	Negativ $R^2 = -0,0844$	Negativ $R^2 = -0,1906$	Negativ $R^2 = -0,2536$	Negativ $R^2 = -0,1237$
Ti	Horisontalt $R^2 = 0,0001$	Positiv $R^2 = 0,1512$	Positiv $R^2 = 0,2184$	Positiv $R^2 = 0,2362$	Positiv $R^2 = 0,1017$	Negativ $R^2 = -0,1895$	Negativ $R^2 = -0,2894$	Negativ $R^2 = -0,3088$	Negativ $R^2 = -0,132$
V	Horisontalt $R^2 = 0,0026$	Positiv $R^2 = 0,3106$	Positiv $R^2 = 0,4248$	Positiv $R^2 = 0,4513$	Positiv $R^2 = 0,0304$	Negativ $R^2 = -0,4149$	Negativ $R^2 = -0,4942$	Negativ $R^2 = -0,4507$	Negativ $R^2 = -0,2055$
Cr	Horisontalt $R^2 = 0,0001$	Positiv $R^2 = 0,3119$	Positiv $R^2 = 0,4413$	Positiv $R^2 = 0,4715$	Positiv $R^2 = 0,0397$	Negativ $R^2 = -0,422$	Negativ $R^2 = -0,5064$	Negativ $R^2 = -0,4772$	Negativ $R^2 = -0,1846$
Mn	Horisontalt $R^2 = 0,0008$	Positiv $R^2 = 0,3341$	Positiv $R^2 = 0,4071$	Positiv $R^2 = 0,4054$	Positiv $R^2 = 0,0126$	Negativ $R^2 = -0,3679$	Negativ $R^2 = -0,4376$	Negativ $R^2 = -0,4211$	Negativ $R^2 = -0,1478$
Fe	Horisontalt $R^2 = 4E-05$	Positiv $R^2 = 0,3139$	Positiv $R^2 = 0,4634$	Positiv $R^2 = 0,4849$	Positiv $R^2 = 0,0344$	Negativ $R^2 = -0,4371$	Negativ $R^2 = -0,5246$	Negativ $R^2 = -0,5005$	Negativ $R^2 = -0,1848$
Ni	Horisontalt $R^2 = 0,0001$	Positiv $R^2 = 0,2931$	Positiv $R^2 = 0,4168$	Positiv $R^2 = 0,4271$	Positiv $R^2 = 0,0187$	Negativ $R^2 = -0,3895$	Negativ $R^2 = -0,4568$	Negativ $R^2 = -0,4272$	Negativ $R^2 = -0,1397$
Cu	Horisontalt $R^2 = 9E-05$	Positiv $R^2 = 0,3409$	Positiv $R^2 = 0,4978$	Positiv $R^2 = 0,5057$	Positiv $R^2 = 0,0113$	Negativ $R^2 = -0,474$	Negativ $R^2 = -0,5343$	Negativ $R^2 = -0,4928$	Negativ $R^2 = -0,1638$
Zn	Negativ $R^2 = -0,0355$	Positiv $R^2 = 0,2304$	Positiv $R^2 = 0,357$	Positiv $R^2 = 0,3626$	Positiv $R^2 = 0,0094$	Negativ $R^2 = -0,3323$	Negativ $R^2 = -0,3782$	Negativ $R^2 = -0,3595$	Negativ $R^2 = -0,1191$
Se	Horisontal $R^2 = 0,0019$	Negativ $R^2 = -0,2316$	Negativ $R^2 = -0,2953$	Negativ $R^2 = -0,2989$	Negativ $R^2 = -0,0241$	Negativ $R^2 = -0,2675$	Negativ $R^2 = -0,3278$	Negativ $R^2 = -0,3124$	Positiv $R^2 = 0,1221$
Br	Negativ $R^2 = -0,0135$	Negativ $R^2 = -0,2416$	Negativ $R^2 = -0,3643$	Positiv $R^2 = 0,3718$	Negativ $R^2 = -0,0789$	Positiv $R^2 = 0,3144$	Positiv $R^2 = 0,4572$	Positiv $R^2 = 0,4687$	Positiv $R^2 = 0,1934$
Rb	Positiv $R^2 = 0,0089$	Positiv $R^2 = 0,3704$	Positiv $R^2 = 0,6634$	Positiv $R^2 = 0,6759$	Negativ $R^2 = -0,0036$	Negativ $R^2 = -0,6647$	Negativ $R^2 = -0,6332$	Negativ $R^2 = -0,529$	Negativ $R^2 = -0,2073$
Sr	Positiv $R^2 = 0,0164$	Negativ $R^2 = -0,4724$	Negativ $R^2 = -0,7449$	Negativ $R^2 = -0,7723$	Positiv $R^2 = 0,0071$	Positiv $R^2 = 0,7826$	Positiv $R^2 = 0,7163$	Positiv $R^2 = 0,5997$	Positiv $R^2 = 0,2138$
Zr	Positiv $R^2 = 0,0176$	Negativ $R^2 = -0,4802$	Negativ $R^2 = -0,7035$	Negativ $R^2 = -0,7241$	Positiv $R^2 = 0,0073$	Positiv $R^2 = 0,7232$	Positiv $R^2 = 0,6855$	Positiv $R^2 = 0,6048$	Positiv $R^2 = 0,1856$
Pb	Negativ $R^2 = -0,0155$	Negativ $R^2 = -0,1134$	Negativ $R^2 = -0,1491$	Negativ $R^2 = -0,1524$	Negativ $R^2 = -0,0399$	Positiv $R^2 = 0,1271$	Positiv $R^2 = 0,1857$	Positiv $R^2 = 0,2053$	Positiv $R^2 = 0,0767$
PC1	Horisontalt $R^2 = 2E-07$	Positiv $R^2 = 0,2891$	Positiv $R^2 = 0,4219$	Positiv $R^2 = 0,4401$	Positiv $R^2 = 0,0503$	Negativ $R^2 = -0,3859$	Negativ $R^2 = -0,4897$	Negativ $R^2 = -0,4835$	Negativ $R^2 = -0,1873$
PC2	Positiv $R^2 = 0,0397$	Negativ $R^2 = -0,1934$	Negativ $R^2 = -0,2405$	Negativ $R^2 = -0,2311$	Positiv $R^2 = 0,2228$	Positiv $R^2 = 0,3$	Positiv $R^2 = 0,1559$	Positiv $R^2 = 0,0711$	Positiv $R^2 = 0,0028$

Som Tabell 4.2 viser har LR VF sand og LR VG silt en høy ($R^2 < 0,5$) negativ korrelasjon med Sr og Zr, mens rubidium (Rb) har en høy positiv korrelasjon med kornstørrelsene. I tillegg korrelerer Cu positivt med LR VG silt. Sr og Zr har en høy positiv korrelasjon med LR medium-LR VF silt, mens Rb viser høy negativ korrelasjon med tilsvarende kornstørrelser. Cr, Fe og Cu viser imotsetning en høy negativ korrelasjon med fin silt, mens kun Fe viser en høy negativ korrelasjon med LR VF silt.

GS10-163-02PC

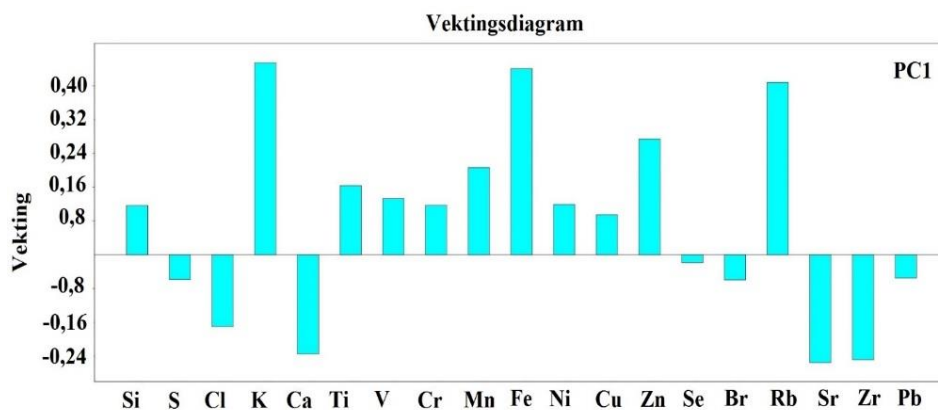
Resultatet fra hovedkomponentanalysen viser at PC1 står for 20,1 % av variansen, mens PC2 står for 9 % av variansen (Vedlegg 5). Scree diagrammet indikerer at de to første komponentene er signifikante, mens det ligger mer usikkerhet i resterende komponentene (Fig. 4.13). Vektingsdiagram for PC1 viser at K, Fe, Rb, Zn er positivt korrelert med PC1, mens Sr, Zr Ca og Cl er negativt korrelert med PC1 (Fig. 4.14). Elementene som positivt korrelerer med PC2 er Si, Ca, Ti og Sr, mens Br, Cl, Se og bly (Pb) er negativt korrelert med PC2 (Fig. 4.15). Spredningsdiagrammet (Fig. 4.16) viser blant annet at Si har en høy positiv korrelasjon med både PC1 og PC2. Ca viser en høy positiv korrelasjon med PC1, men i motsetning har elementet en høy negativ korrelasjon med PC2.



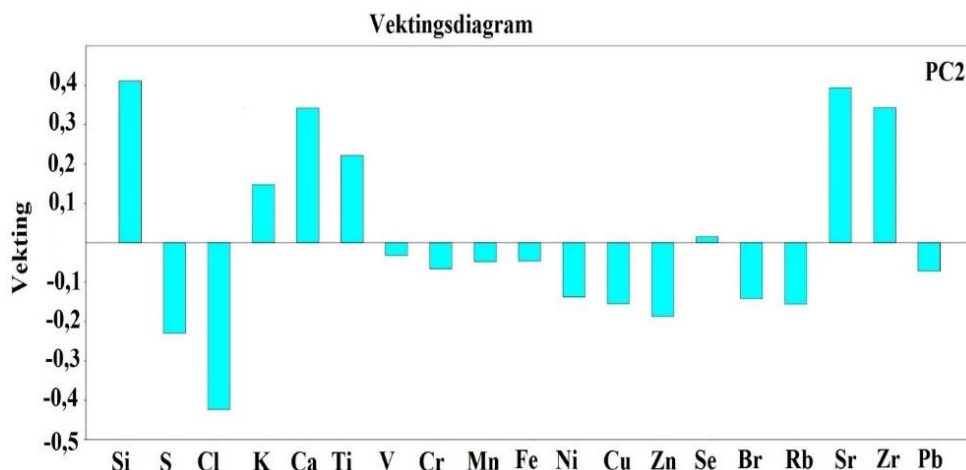
Figur 4.13: Et Scree diagram for kjerne GS10-163-02PC kobler egenverdiene mot hovedkomponentene. Diagrammet kan brukes til å visualisere hvilke komponenter som forklarer mye av variasjonen i datasettet. Resultatet viser at to komponentene forklarer mesteparten av variasjonen.

PC1-verdier er satt opp mot dypet i Figur 4.7. Kurven viser en avtagende trend i Enhet 5C og en mer stabil trend med kun små fluktuasjoner i Enhet 5A. Enhet 4 viser en ganske stabil trend som blir avbrutt av et fall på -14,4 rundt 708 cm dyp. I tillegg kan en klar stigning i verdi observeres frem til 600 cm dyp. Første del av Enhet 3 viser en avtagende trend som ved 410 cm dyp øker markant i verdi. Dette hoppet skyldes trolig lave talletall. Kurven forsetter gjennom enheten å vise en jevn trend før verdien faller til -10,66 ved 299 cm dyp. I øvre del av Enhet 3 kan det også observeres en liten topp på 4,07 ved 278 cm dyp. I Enhet 1 observeres store fluktuasjoner, blant annet en topp på 2,6 ved 76 cm dyp.

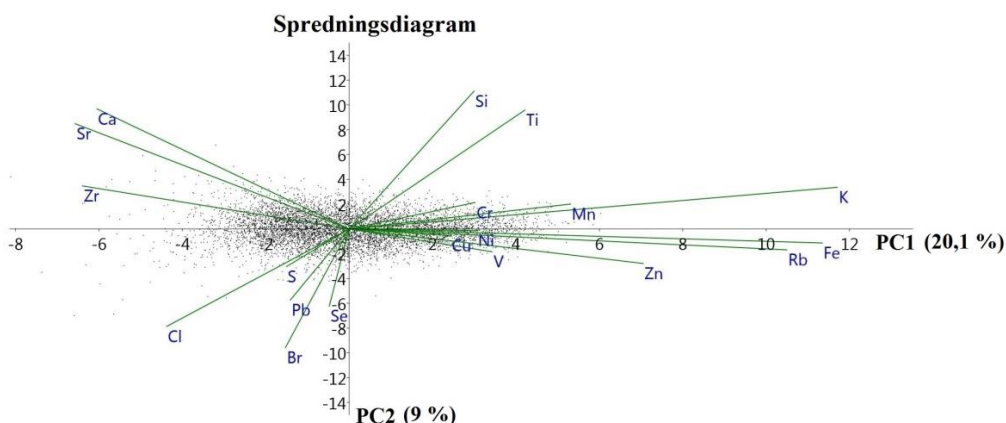
4. Resultat



Figur 4.14: Vektingsdiagrammet for PC1 i kjerne GS10-163-02PC viser hvilke XRF-elementer som positivt og negativt korrelerer med hovedkomponenten. Elementene med høyere verdi har en større innvirkning på hovedkomponenten.



Figur 4.15: Vektingsdiagrammet for PC2 i kjerne GS10-163-02PC viser hvilke XRF-elementer som positivt og negativt korrelerer med hovedkomponenten. Elementene med høyere verdi bidrar mer til PC2.



Figur 4.16: Et spredningsdiagram for kjerne GS10-163-02PC. De svarte prikkene representerer målingene for GS10-163-02PC, mens de grønne vektorene representerer resultatet for hvor mye elementer positivt/negativt korrelerer med PC1 og PC2. Lengden på vektoren gir en indikasjon på hvor mye elementet bidrar til aksene.

PC2-kurven for kjerne GS10-163-02PC fluktuerer mer sammenlignet med PC1-kurven (Fig. 4.7). Det er dermed vanskeligere å observere trender i PC2-kurven. Enhet 5 viser fluktuerende verdier, mens en svak økende trend kan observeres i Enhet 4. Ved 1300 cm dyp faller verdien på grunn av seksjonsskifte. Rundt nedre grense til Enhet 4 kan to fall observeres på -4,09 og -4,07 rundt 883 og 860 cm dyp. Rundt 709 cm dyp får kurven et nytt kraftig fall på -12,12. Større fluktasjoner observeres i Enhet 3, blant annet en drastisk økning ved 409 cm dyp. Den kraftige økningen skyldes lave telletall forårsaket av et seksjonsskiftet. Verdien viser en avtagende trend i siste del av Enhet 3 med et kraftig hopp på 5,4 ved 298 cm dyp. I første del av Enhet 1 har PC2-kurven en avtagende trend frem til 150 cm dyp. Kurven viser en fluktuerende trend i midtre del av enheten før verdien avtar mot toppen av kjernen. Hoppet rundt 236 cm dyp skyldes lave telletall og representerer en artefakt. To små topper på 2,7 og 2,1 kan observeres ved 117 og 82,5 cm dyp.

Korrelasjonsanalysen viser en høy positivt R^2 -verdi mellom Fe, Rb, K og PC1 og konrstørrelsene LR VF sand og LR VG silt. Tilsvarende elementer viser en høy negativ korrelasjon med LR medium-LR VF silt (Tabell 4.3).

4. Resultat

Tabell 4.3: Resultatet fra korrelasjonsanalysen av kornfordelingsdata og geokjemiske elementer/hovedkomponenter for kjerne GS10-163-02PC. Verdiene som er markert med gul farge representerer høy korrelasjon ($R^2 \geq 0,50$).

	>LR fin sand	LR fin sand	LR VF sand	LR VG silt	LR grov silt	LR medium silt	LR fin silt	LR VF silt	LR Leire
Si	Negativ $R^2 = -0,026$	Negativ $R^2 = -0,0026$	Negativ $R^2 = -0,0042$	Negativ $R^2 = -0,0027$	Negativ $R^2 = -0,0037$	Positiv $R^2 = 0,0022$	Positiv $R^2 = 0,0078$	Positiv $R^2 = 0,013$	Positiv $R^2 = 0,0113$
S	Negativ $R^2 = -0,0013$	Negativ $R^2 = -0,0238$	Negativ $R^2 = -0,0202$	Negativ $R^2 = -0,0308$	Negativ $R^2 = -0,0082$	Positiv $R^2 = 0,0298$	Positiv $R^2 = 0,031$	Positiv $R^2 = 0,0216$	Positiv $R^2 = 0,0112$
Cl	Negativ $R^2 = -0,0068$	Negativ $R^2 = -0,0198$	Negativ $R^2 = -0,0295$	Negativ $R^2 = -0,0326$	Negativ $R^2 = -0,0002$	Positiv $R^2 = 0,0319$	Positiv $R^2 = 0,0283$	Positiv $R^2 = 0,0253$	Positiv $R^2 = 0,0317$
Ca	Negativ $R^2 = -0,0019$	Negativ $R^2 = -0,139$	Negativ $R^2 = -0,274$	Negativ $R^2 = -0,3144$	Negativ $R^2 = -0,0004$	Positiv $R^2 = 0,3395$	Positiv $R^2 = 0,2633$	Positiv $R^2 = 0,1619$	Positiv $R^2 = 0,0493$
Ti	Horisontal $R^2 = 0,0002$	Negativ $R^2 = -0,0318$	Negativ $R^2 = -0,0359$	Negativ $R^2 = -0,0392$	Negativ $R^2 = -0,0104$	Positiv $R^2 = 0,0328$	Positiv $R^2 = 0,0431$	Positiv $R^2 = 0,0456$	Positiv $R^2 = 0,0314$
V	Positiv $R^2 = 0,011$	Positiv $R^2 = 0,082$	Positiv $R^2 = 0,1278$	Positiv $R^2 = 0,1508$	Positiv $R^2 = 0,0128$	Negativ $R^2 = -0,1408$	Negativ $R^2 = -0,1447$	Negativ $R^2 = -0,1306$	Negativ $R^2 = -0,1053$
Cr	Positiv $R^2 = 0,0377$	Positiv $R^2 = 0,0475$	Positiv $R^2 = 0,0614$	Positiv $R^2 = 0,0562$	Negativ $R^2 = -0,0091$	Negativ $R^2 = -0,063$	Negativ $R^2 = -0,0454$	Negativ $R^2 = -0,0387$	Negativ $R^2 = -0,0296$
Mn	Positiv $R^2 = 0,119$	Positiv $R^2 = 0,0439$	Positiv $R^2 = 0,0603$	Positiv $R^2 = 0,054$	Negativ $R^2 = -0,0024$	Negativ $R^2 = -0,0583$	Negativ $R^2 = -0,0523$	Negativ $R^2 = -0,0592$	Negativ $R^2 = -0,0956$
Fe	Positiv $R^2 = 0,0664$	Positiv $R^2 = 0,3709$	Positiv $R^2 = 0,601$	Positiv $R^2 = 0,714$	Positiv $R^2 = 0,0516$	Negativ $R^2 = -0,6817$	Negativ $R^2 = -0,6794$	Negativ $R^2 = -0,5936$	Negativ $R^2 = -0,4651$
Ni	Positiv $R^2 = 0,0036$	Positiv $R^2 = 0,0393$	Positiv $R^2 = 0,0555$	Positiv $R^2 = 0,0911$	Positiv $R^2 = 0,0827$	Negativ $R^2 = -0,0783$	Negativ $R^2 = -0,1126$	Negativ $R^2 = -0,0958$	Negativ $R^2 = -0,0577$
Cu	Positiv $R^2 = 0,0227$	Positiv $R^2 = 0,015$	Positiv $R^2 = 0,0072$	Positiv $R^2 = 0,005$	Positiv $R^2 = 0,001$	Negativ $R^2 = -0,0041$	Negativ $R^2 = -0,0086$	Negativ $R^2 = -0,0147$	Negativ $R^2 = -0,0228$
Zn	Positiv $R^2 = 0,0268$	Positiv $R^2 = 0,1021$	Positiv $R^2 = 0,2352$	Positiv $R^2 = 0,28$	Positiv $R^2 = 0,019$	Negativ $R^2 = -0,2637$	Negativ $R^2 = -0,2583$	Negativ $R^2 = -0,236$	Negativ $R^2 = -0,2315$
Se	Positiv $R^2 = 0,0154$	Positiv $R^2 = 0,0351$	Positiv $R^2 = 0,0507$	Positiv $R^2 = 0,0402$	Negativ $R^2 = -0,02$	Negativ $R^2 = -0,0462$	Negativ $R^2 = -0,0282$	Negativ $R^2 = -0,0221$	Negativ $R^2 = -0,016$
Br	Negativ $R^2 = -0,0966$	Negativ $R^2 = -0,0036$	Positiv $R^2 = 0,0003$	Positiv $R^2 = 0,005$	Positiv $R^2 = 0,0081$	Negativ $R^2 = -0,0036$	Negativ $R^2 = -0,0015$	Horisontal $R^2 = 1E-04$	Positiv $R^2 = 0,0099$
Rb	Positiv $R^2 = 0,1136$	Positiv $R^2 = 0,4264$	Positiv $R^2 = 0,668$	Positiv $R^2 = 0,7189$	Positiv $R^2 = 0,01$	Negativ $R^2 = -0,7177$	Negativ $R^2 = -0,6715$	Negativ $R^2 = -0,573$	Negativ $R^2 = -0,451$
Sr	Negativ $R^2 = -0,0342$	Negativ $R^2 = -0,2446$	Negativ $R^2 = -0,3977$	Negativ $R^2 = -0,44$	Horisontal $R^2 = 6E-08$	Positiv $R^2 = 0,4645$	Positiv $R^2 = 0,3721$	Positiv $R^2 = 0,2709$	Positiv $R^2 = 0,1548$
Zr	Negativ $R^2 = -0,0745$	Negativ $R^2 = -0,2838$	Negativ $R^2 = -0,4191$	Negativ $R^2 = -0,4594$	Negativ $R^2 = -0,0129$	Positiv $R^2 = 0,4434$	Positiv $R^2 = 0,4311$	Positiv $R^2 = 0,4002$	Positiv $R^2 = 0,3482$
Pb	Negativ $R^2 = -0,0108$	Negativ $R^2 = -0,0226$	Negativ $R^2 = -0,0312$	Negativ $R^2 = -0,0455$	Negativ $R^2 = -0,0072$	Positiv $R^2 = 0,0458$	Positiv $R^2 = 0,0427$	Positiv $R^2 = 0,0329$	Positiv $R^2 = 0,0351$
K	Positiv $R^2 = 0,0417$	Positiv $R^2 = 0,2678$	Positiv $R^2 = 0,4471$	Positiv $R^2 = 0,5408$	Positiv $R^2 = 0,0397$	Negativ $R^2 = -0,5165$	Negativ $R^2 = -0,5066$	Negativ $R^2 = -0,4339$	Negativ $R^2 = -0,3543$
PCI	Positiv $R^2 = 0,0817$	Positiv $R^2 = 0,3634$	Positiv $R^2 = 0,594$	Positiv $R^2 = 0,6796$	Positiv $R^2 = 0,0202$	Negativ $R^2 = -0,6707$	Negativ $R^2 = -0,6268$	Negativ $R^2 = -0,5285$	Negativ $R^2 = -0,4163$
PC2	Negativ $R^2 = -0,0013$	Negativ $R^2 = -0,0783$	Negativ $R^2 = -0,1519$	Negativ $R^2 = -0,1697$	Horisontal $R^2 = 0,003$	Positiv $R^2 = 0,1719$	Positiv $R^2 = 0,1525$	Positiv $R^2 = 0,1137$	Positiv $R^2 = 0,0453$

5. Diskusjon

I dette kapittelet vil resultatene bli diskutert i forhold til å tidfeste endringer i sedimentasjonsmiljøet. Det vil videre bli diskutert hvilke prosesser og klimavariasjoner som forårsaker litologiske, sedimentologiske og geokjemiske endringer i sedimentene.

5.1 Kronologi, litologi og sedimentologiske prosesser - sammenstilling

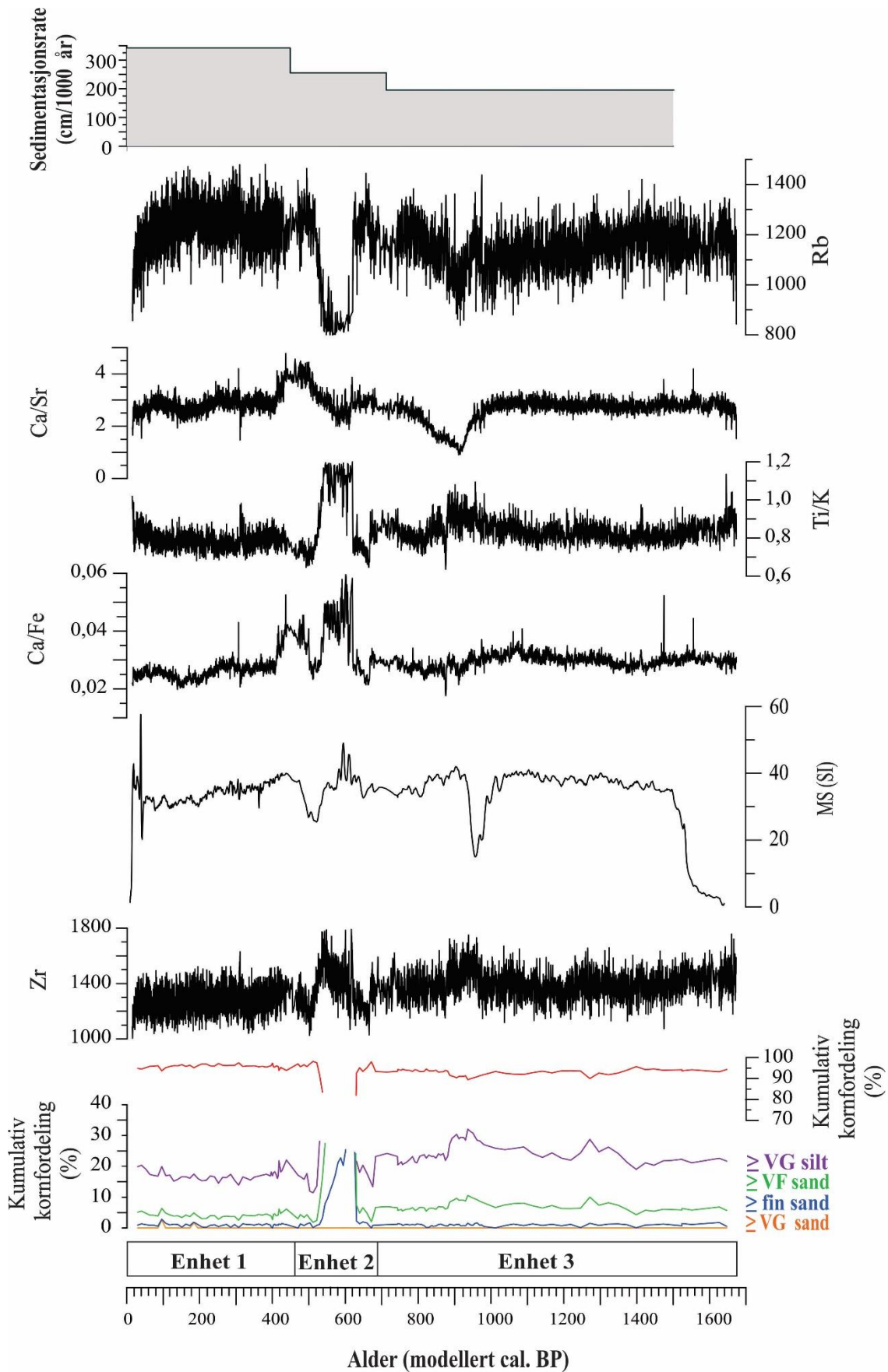
5.1.1 GS06-145-01GC

Store deler av kjerne GS06-145-01GC har hovedsakelig en gjennomgående olivengrå farge og homogen struktur. Disse sedimentene er tolket å være avsatt i et stabilt sedimentasjonsmiljø og består hovedsakelig av hemipelagiske sedimenter. Utvalgte sedimentologiske og geokjemiske parametre er presentert i forhold til den kronologiske modellen av sedimentavsetninger (Fig. 5.1). Tolkningen av et hemipelagiske avsetningsmiljø underbygges av at enheten består av en høy andel leire og silt. For at mye leire og silt skal kunne avsettes kreves et relativt lavt strømforhold. Det observeres også stabile verdier i utvalgte parametre. Ca/Fe, Ti/K og Ca/Sr-forholdet viser stabile verdier frem til omtrent 900 cal. BP. Den høye og stabile MS-kurven før 1000 cal. BP indikerer også en jevn sedimentasjon i Sørfjorden. I tillegg observeres en samvariasjon mellom kumulative kornfordelingskurver. De største endringene i kornstørrelse observeres i grensen mellom VF sand og VG silt (63 μm). Informasjonen hentet ut fra kurven for kornstørrelser \geq VG silt kan gi viktig informasjon om endringer i avsetningsmiljøet slik som strømhastighet, erosjon, sedimenttransport og/eller kildemateriale.

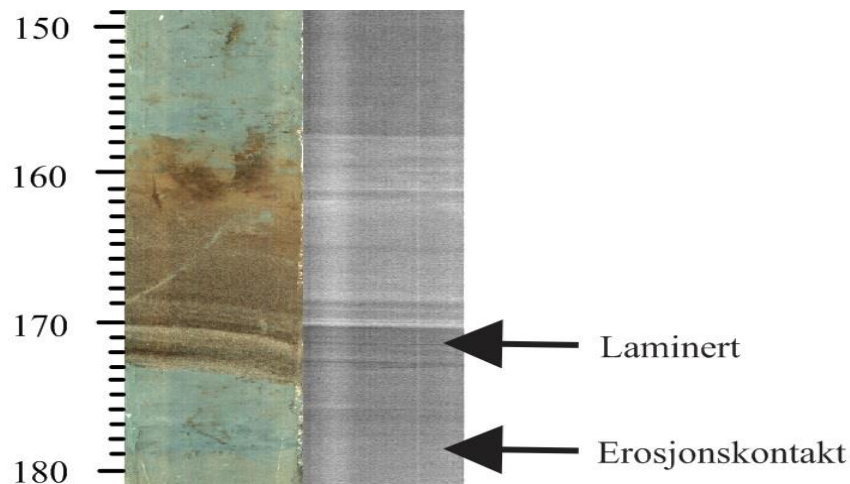
En svakt avtagende verdi av sand og VG silt kan observeres fra 900 cal. BP frem til 0 cal. BP (AD 1950). Samtlige parametre viser klare endringer i tidsrommet mellom 1000-870 cal. BP. Et synkende Ca/Sr-forholdet rundt 910 cal. BP indikerer et større overskudd av Sr sammenlignet med Ca. En økning i Sr kan muligens indikere tilstedeværelse av høy-Sr aragonitt som indikerer en grunn vannkilde (Croudace et al., 2006). En senking i Ti/K-forholdet indikerer et høyt K-innhold som kan være anrikt under høy forvitring og erosjon av glimmerrike-bergarter. Et kraftig fall (15 SI) i MS-kurven kan også observeres rundt 955 cal. BP. MS kan brukes som en indikator til endringer i kildemateriale. Den nedre og øvre grensen til Enhet 3B er datert til å ha en medianalder mellom 980 ± 194 og 840 ± 162 cal. BP. De blågrå sedimentene observert i enheten kan være årsaken til hvorfor det observeres utslag i samtlige parametre. Spor av blågråe klastiske sedimenter kan assosieres med marin leire.

Hav- og fjordavsetninger er lokalisert i dalene eller i terrenget rundt østlige del av fjordbassenget (Fig. 2.4). Mangel på erosiv grense indikerer at sedimentene trolig har vært avsatt ved suspensjon. Marin leire kan dermed komme fra suspendert materiale fra elvemateriale eller fra en skredhendelse initiert langs fjordbassenget.

En ny klar endring kan observeres i samtlige parametre rundt 680-440 cal. BP. Denne endringen representerer sedimentene i Enhet 2 (Fig. 5.1). Erosjonskontakten i nedre del av Enhet 2B tyder på at sedimenter i øvre del av Enhet 3A er blitt erodert vekk av ovenforliggende sedimenter (Fig. 5.2). Hiatusen er forventet å være større i kjerne GS06-145-01GC siden det ble observert et flatt parti i alder-dyp modellen ved fjerning av Enhet 2. En erosjonskontakt blir dannet av prosesser med høy nok energi til å erodere underliggende sedimenter. De blågråe sedimentene i Enhet 2B er tolket å bestå av kvikkleire. At sedimentene har et marint opphav underbygges av fargenyansen og at underenheten inneholder en større andel leire og silt. I tillegg observeres en topp (49 SI) i magnetisk susceptibilitet ved 595 cal. BP som indikerer endring i kildemateriale. De brune klastene som observeres i underenheten indikerer et organisk opphav. Klastene observeres som forhøyde verdier i Ca/Fe og Ca/Sr-kurven. Som tidligere nevnt kan avsettelse av finmateriale i fjordene være forårsaket av kvikkleireskred initiert fra land (L'Heureux et al., 2009; Hansen et al., 2011). Kvikkleireskred er en av mange sedimentologiske prosesser som avsetter store mengder finmateriale ut i Sørfjorden. Sedimentene i Enhet 2B ble trolig avsatt før sedimentene i Enhet 2A. Denne tolkningen underbygges av at bioturbasjon kan observeres i øvre del av Enhet 2B i fargebildet (Fig. 5.2). Fargen på sedimentene blir mer brunlig mot toppen av underenheten. Dette indikerer at de øvre skredsedimentene har blitt blandet med hemipelagiske sedimenter. Spor av oransje sedimenter i øvre del av Enhet 2B kommer av gravende organismer som produserer jernsulfid. Jernsulfid blir oksidert når forbindelsen kommer i kontakt med oksygen, og etterlater seg oransje sedimenter i fargebildet. Sedimentene i Enhet 2B har mest sannsynlig vært eksponert mot vann i en kortere periode for at organismer kan kunne grave seg ned i overflatesedimenter. Tidsrommet mellom avsetningene i Enhet 2B og 2A er antatt å være ubetydelig liten til å kunne påvirke kronologien og sedimentasjonsraten.



Figur 5.1: Alder-dyp modell av GS06-145-01GC sammenstilt med kornfordelingsdata, XRF-logger, magnetisk susceptibilitet og sedimentasjonsrate.



Figur 5.2: Røntgenbilde av seksjon B i GS06-145-01GC sammenstilt med fargebilde.

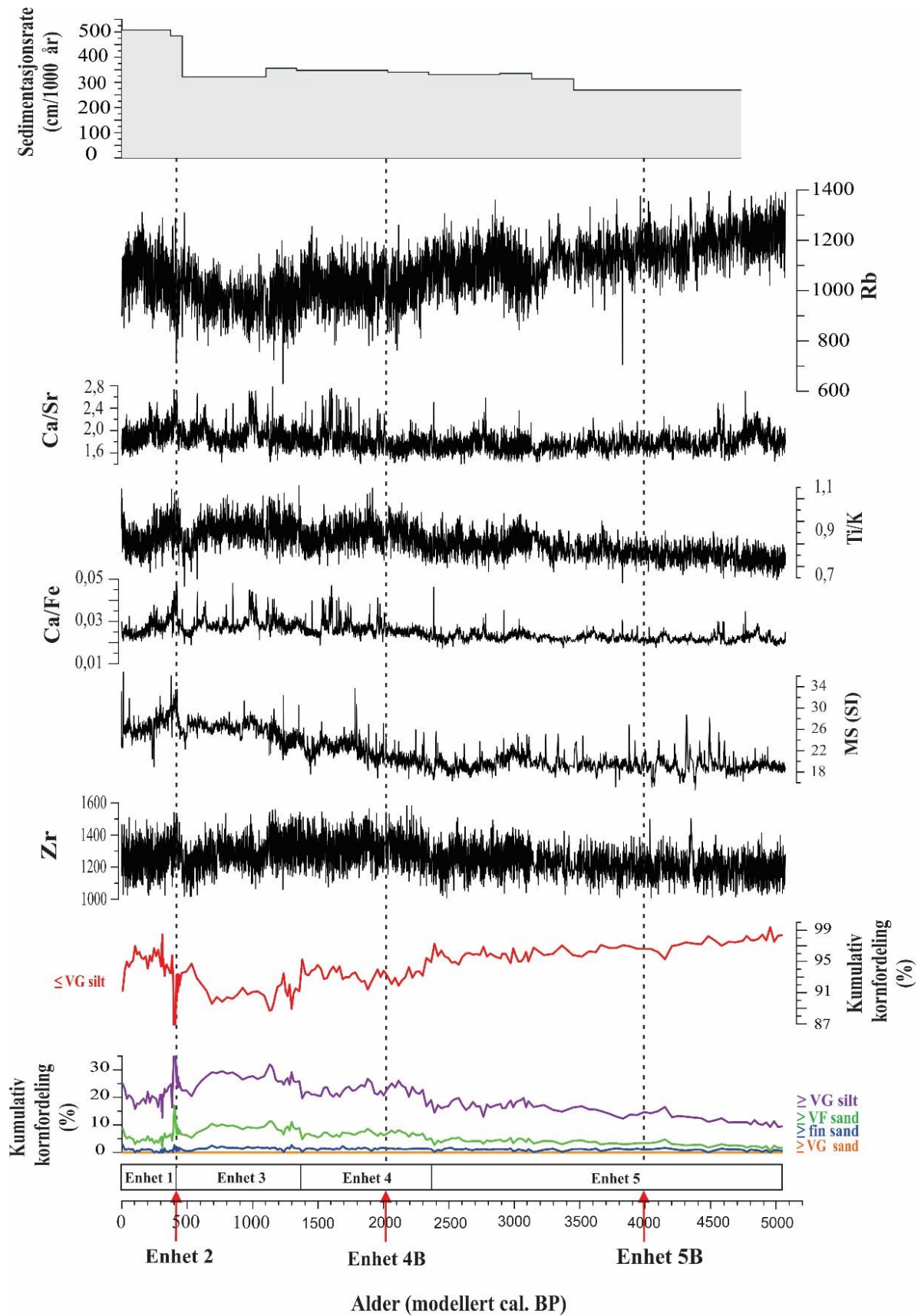
Det er stor grunn for å tro at kjernen er blitt påvirket av sterke bunnstrømmer. Sterkere strøm underbygges av en gjennomsnittlig høyere Ti og Zr-verdi mellom 620-500 cal. BP (Fig 5.1). Zr er ofte å finne i tunge mineraler som zirkon og baddeleyitt, og anrikes ofte i grovkornet materiale under sterke strømforhold (Ganeshram et al., 1999). Resultatene fra korrelasjonsanalysen viser i motsetning at Zr korrelerer høyt positivt med LR medium-LR VF silt (Tabell 4.2). Forklaringen på denne observasjonen skyldes trolig at dataene ved 153-179 cm dyp ble fjernet i analysen. En økning i andel Ti observeres som en topp i Ti/K-forholdet. Zr og Ti-innholdet er høyt i godt resistente mineraler som vanligvis anrikes i nedre del av i turbiditter (Croudace et al., 2006). I tillegg observeres en nedgang (25,4 SI) i magnetisk susceptibilitet rundt 520 cal. BP som indikerer endring i kildemateriale. Ut i fra visuelle og geokjemiske observasjoner er sedimentene i Enhet 2A foreslått å representere en turbidittavsetning. Turbiditetsstrømmer er sedimentære prosesser som kan avsette elvededimenter lenger ut i fjordbassenget. Kornfordelingsanalysen viser en oppfiningstrend i Enhet 2A. Sandfraksjonene utgjør på sitt største opptil 70,4 % ved 173,5 cm dyp. Høy energi kreves for å erodere og transportere sandpartikler i suspensjon. Sandpartiklene i avsetningen er blitt avsatt fra suspensjon ettersom strømhastigheten har avtatt. Sedimentene i nedre del av enheten kan representere T_b intervallet som representerer laminert grovere materiale. Finmaterialet over sandlaget, som representerer halen på turbiditten, har blitt avsatt under roligere strømforhold. De øvre sedimentene tilsvarer trolig T_e intervallet som representerer strukturløse hemipelagiske sedimenter (Bouma, 1962). Alderen på dateringene som ble datert under og over Enhet 2 viser en medianalder på 710 ± 42 og 445 ± 42 cal. BP (Tabell 4.1). Resultatet fra Oxcal 4.2 tilsier at alderen på enheten befinner seg innenfor dette tidsrommet.

Nedre og øvre grense til enheten er datert til å ha en medianalder på 690 ± 80 og 460 ± 74 cal. BP. Større skredforekomster mot moderne tid resulterer trolig til høyere sedimentasjonsrate (Fig. 5.1). Denne tolkningen stemmer godt overens med Powell (2003) som mener at tempererte fjorder får tilført sedimenter hovedsaklig gjennom massebevegelse og hemipelagisk sedimentasjon.

Fra 440 og frem til 0 cal. BP er det observert lavere andel sand og VG silt. Det lave innholdet av kornstørrelser \geq VG silt kan indikere mindre transportkapasitet av grovere korn, samt lavere strømhastighet og erosjonsrate i elvene. Stabile verdier i Zr og Ti/K i kjerne GS06-145-01GC indikerer hemipelagiske sedimenter som er avsatt i et stabilt sedimentasjonsmiljø. Det hemipelagiske miljøet kan være avbrutt av små skredhendelser som observeres som fluktuasjoner i kornfordelingskurvene, MS- og Rb-kurven. Større tilføring av finmateriale kan muligens forklare den reduserende andelen av kornstørrelser \geq VG silt. En økning i skredhendelser kan resedimentere marin leire som befinner seg langs elveleier eller skråninger av fjordbassenget. Dette tolkningen kan muligens forklare observerte planparallelle svake reflektorene over den sterkeste reflektoren (turbidittavsetning) i TOPAS-profilet (Fig 4.2).

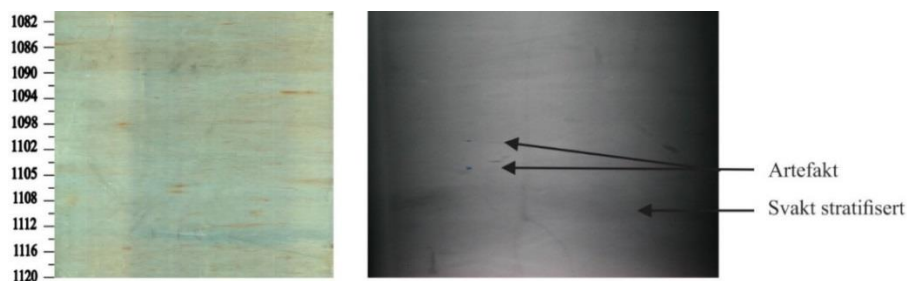
5.3.2 GS10-163-02PC

Visuelle observasjoner av kjernen tyder på at sedimentene er avsatt av forskjellige sedimentære prosesser. Ved antagelse om at flere skredhendelser har initiert i løpet av de siste 5070 cal. BP er dybdeskalaen i alder-dyp modellen for kjerne GS10-163-02PC blitt korrigert for skredhendelser. Sedimentene nedenfor 214 cm dyp er forflyttet 47 cm opp (fra 261 cm til 214 cm), mens sedimentene som er avsatt mellom 749-1093 cm dyp er forflyttet 55,5 cm opp. Sedimentene som er avsatt mellom 1093-1445 cm dyp er blitt forflyttet hele 80,5 cm opp i dybdeskalaen (Fig. 5.3).



Figur 5.3: Alder-dyp modell for kjerne GS10-163-02PC sammenstilt med kornfordelingsdata, XRF-logger, magnetisk susceptibilitet og sedimentasjonsrate. Den røde pilene representerer tolkede skredhendelser.

Utvalgte sedimentologiske og geokjemiske parametre er presentert i forhold til den kronologiske modellen av sedimentavsetninger (Fig. 5.3). Størsteparten av sedimentene i kjernen er tolket å være hemipelagiske. Avsetning av hemipelagiske sedimenter reflekterer stabile verdier. Ca/Fe, Ti/K og Ca/Sr viser stabile verdier med kun små fluktuasjoner frem til 2400 cal. BP, mens Zr-kurven har en stabil trend før et lite fall i verdi (1023 cps) kan observeres rundt 2450 cal. BP. Et høy silt- og leirinnhold støtter tolkningen om et rolig hemipelagisk avsetningsmiljø. MS-kurven viser hovedsakelige en lav og stabil trend med små fluktuasjoner frem til 2400 cal. BP. Dette indikerer også et stabilt sedimentasjonsforhold i Sørfjorden. Det rolige avsetningsmiljøet er avbrutt av en skredhendelse rundt 4000 ± 61 cal. BP (Fig. 5.3), representert ved Enhet 5B. De blågrå sedimentene i enheten representerer mest sannsynligvis marin leire (Fig. 5.4). Den svake stratifiseringen indikerer en vekslende avsetning mellom hemipelagiske og marine sedimenter. Dette kan skyldes periodisk variasjon i elveføringen. Ved høy avrenning kan elvene erodere i marin leire som befinner seg langs elvebredden. Ferskvannsgjennomstrømming kan punktere kornstrukturen og utløse kvikkleireskred. Finmateriale kan dermed bli fraktet lenger ut i fjordbassenget som suspendert materiale. Under perioder med reduserende avrenning ble større mengder brungråe hemipelagiske sedimenter avsatt.

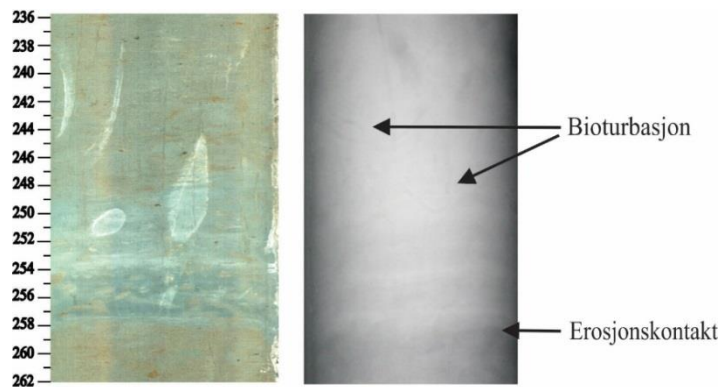


Figur 5.4: Fotografi av røntgenbilde av seksjon H for kjerne GS10-163-02PC er sammenstilt med fargebilde. Den vertikale skalaen er angitt i cm.

MS-verdien viser videre en svak økende trend fra 2400 til 1375 cal. BP. Økende andel sand og VG silt kan observeres i dette tidsrommet. Sedimentasjonen domineres av hemipelagiske avsetninger som ble avbrutt av en ny skredhendelse rundt 2020 ± 50 cal. BP, representert ved Enhet 4B (Fig. 5.3). Ved dette tidspunktet observeres en oppfining. De blågrå/turkise finkornete sedimentene består trolig av marin leire (Fig. 5.5). Den erosive nedre grensen indikerer at sedimentene er avsatt av et skred med erosive krefter og ikke som suspendert elvemateriale. Marin leire kan her ha blitt resedimentert som følge av et kvikkleireskred initiert langs strandsonen. Bioturbasjon kan observeres i de øvre sedimentene, noe som

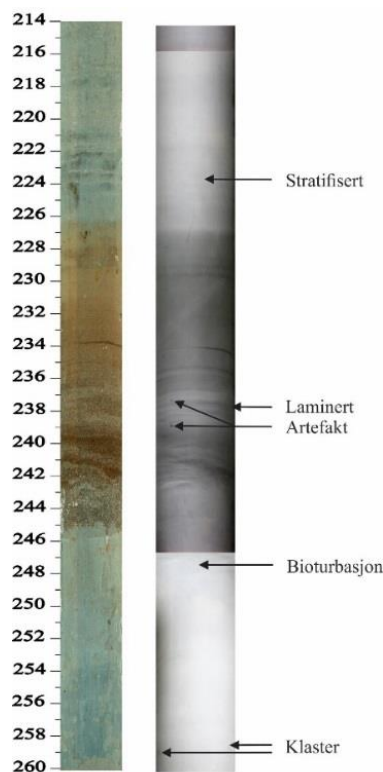
indikerer at sedimentene har vært eksponert for vann i en kortere periode. Utslaget av organisk materiale fra klastene er vanskelig å observere i Ca/Fe og Ca/Sr-kurvene.

Som i kjerne GS06-145-01GC observeres en høyere andel sand og VG silt i tidsrommet mellom 1375-500 cal. BP. Flere flomhendelser på våren kan muligens forklare de observerte fluktuasjonene i de kumulative kornfordelingskurvene. Variasjon i elfevføring kan også forklare den svakt observerte lamineringen i sedimentene. Under flomhendelser øker kompetansen til elvene og grovere materiale vil bli fraktet ut i fjordbassenget.



Figur 5.5: Fotografi av røntgenbildet av seksjon F for kjerne GS10-163-02PC er sammenstilt med fargebilde. Den vertikale skalaen på fargebildet er angitt i cm.

De fleste av parameterne, bortsett fra Rb-loggen og kurven for kornstørrelser \leq VG silt, viser en svakt avtagende trend de siste 500 cal. BP. Trenden blir avbrutt av en klar verdiendring rundt 410 cal. BP. Dateringer foretatt ved nedre og øvre grense av Enhet 2 har en medianalder på 460 ± 47 og 375 ± 45 cal. BP (Tabell 4.1). Resultatet fra Oxcal 4.2 tilsier at den stratigrafiske posisjonen til skredmaterialet (214 cm dyp) har en alder på 435 ± 50 cal. BP. Sedimentene i Enhet 2 kobles til de observerte endringene rundt 490-410 cal. BP. Forekomsten av blågråe sedimenter i Enhet 2B kommer trolig fra et kvikkleireskred med høy nok energi til å kunne erodere underliggende sedimenter. Tolkningen om et marint opphav underbygges blant annet av fargen (Fig. 5.6). Tydelig endringer i MS-kurven kan også observeres mellom 490-410 cal. BP. MS-verdien viser først en reduserende verdi (23 SI) rundt 485 cal. BP før kurven når en topp (33 SI) ved 411 cal. BP. Dette indikerer at sedimentene kommer fra to ulike kilder, noe som stemmer godt overens med tolkningen om at sedimentene i Enhet 2B og 2A er avsatt av to ulike sedimentære prosesser. Tolkningen underbygges av observerte gravespor i øvre del av Enhet 2B (Fig. 5.6). Fluktuasjoner kan også observeres i Ca/Sr og Ca/Fe-loggene. Det høye organiske karbonatinnholdet kommer fra klastene i Enhet 2B.

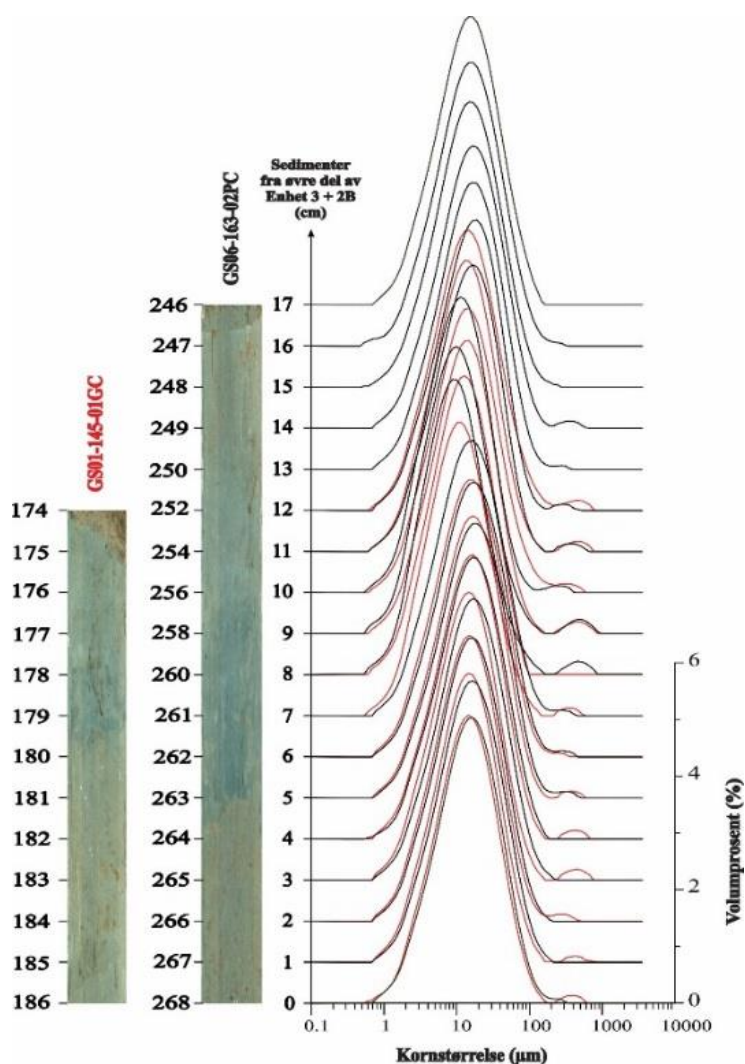


Figur 5.6: Fotografi av røntgenbildet av seksjon B for kjerne GS10-163-02PC er sammenstilt med fargebilde fra samme intervall. Noter at den skarpe grensen på røntgenbildet ved omtrent 247 cm dyp er relatert til forskjellig eksponering under røntgenfotograferingen. Den vertikale skalaen på fargebildet er angitt i cm.

Et høyt sandinnhold i Enhet 2A skiller seg fra resten av kjernen (Fig. 5.6). Sandinnholdet indikerer et høyere energinivå enn tidligere. I samsvar med kjerne GS06-145-01GC er finere materiale avsatt over sandlaget. Det kan i samsvar observeres forhøyde verdier i Zr og Ti/K-forholdet som indikerer en turbidittavsetning. Tidligere analyse av kjerne GS10-163-02PC viser at svake lag funnet i Sørfjorden består av vekslende lag av siltig leire og sand (L'Heureux et al., 2012a). Slike karakteristiske trekk er vanlig å observere i turbidittavsetninger (L'Heureux et al., 2012a, Vanneste et al., 2015). Svake lag skiller seg fra omkringliggende fjordsedimenter med egenskaper som lavere skjærstyrke og permeabilitet, høyere vanninnhold og sensitivitet, samt større plastisitet (L'Heureux et al., 2013). Målinger fra studiet viser lave skjærstyrkeverdier og høy porøsitet i turbidittavsetningen i Enhet 2A (Fig. 4.6). Sedimentene avsatt fra 410 cal. BP frem til moderne tid (AD 1950) representerer hemipelagiske sedimenter som kan ha blitt avbrudd av skredsedimenter. Flere skredforekomster kan representere fluktuasjonene observert i samtlige parametre. Denne tolkningen stemmer godt overens med observerte planparallelle svake reflektorene over den sterkeste reflektoren (turbidittavsetning) i TOPAS-profilet (Fig 4.3).

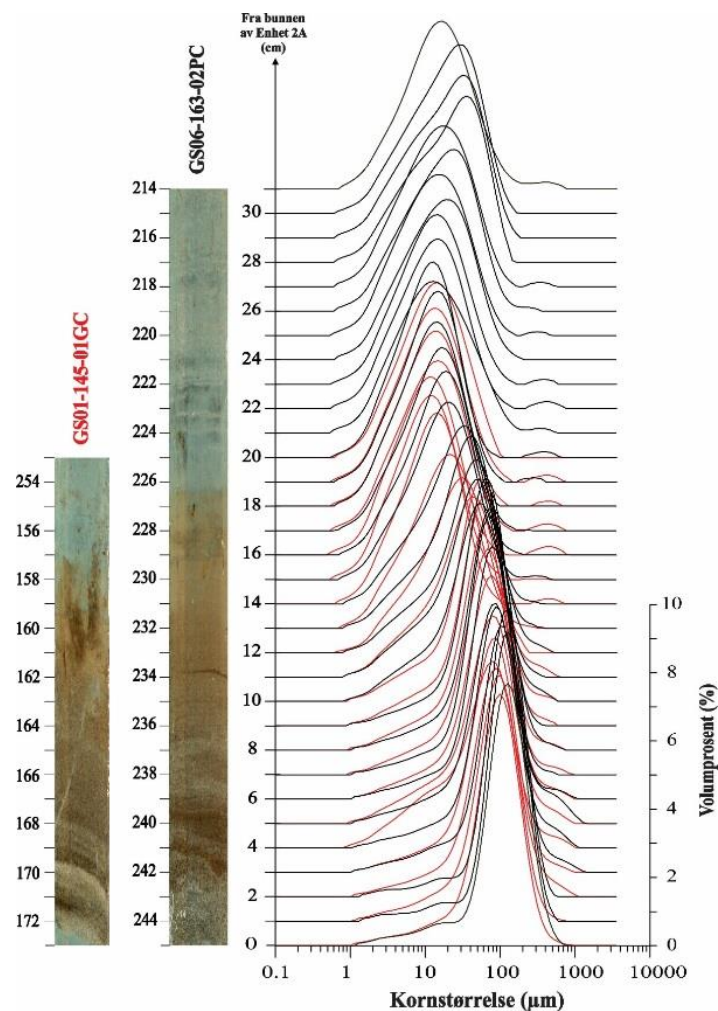
5.2 Sammenstilling av kjernene

Visuelle observasjoner tilsier at Enhet 2 i kjernene er avsatt av samme sedimentære prosess. Dette underbygges av at sedimentene viser tilnærmet lik farge og oppbygging. Avsetningsmodelleringen med Oxcal 4.2 viser at den stratigrafiske posisjonen til Enhet 2 har en medianalder på 435 ± 50 cal. BP i GS10-163-02PC, mens den modellerte medianalderen til nedre og øvre grense til Enhet 2 i GS06-145-01GC er datert til å ha en medianalder på 690 ± 80 og 460 ± 74 cal. BP. Om man tar hensyn til usikkerhetene til dateringene befinner Enhet 2, i kjerne GS10-163-02PC, seg innenfor tidsintervallet mellom 690 ± 80 og 460 ± 74 cal. BP.



Figur 5.7: Kurvene representerer kornfordelingsdataene under turbiditten i kjerne GS06-145-01GC (rød) og i kjerne GS10-163-02PC (svart). De 7 første kurvene fra nullpunktet representerer dataene fra Enhet 3 i begge kjernene, mens de 11 neste kurvene representerer kornfordelingsdataene fra Enhet 2B. Den vertikale skalaen på fargebildene er angitt i cm.

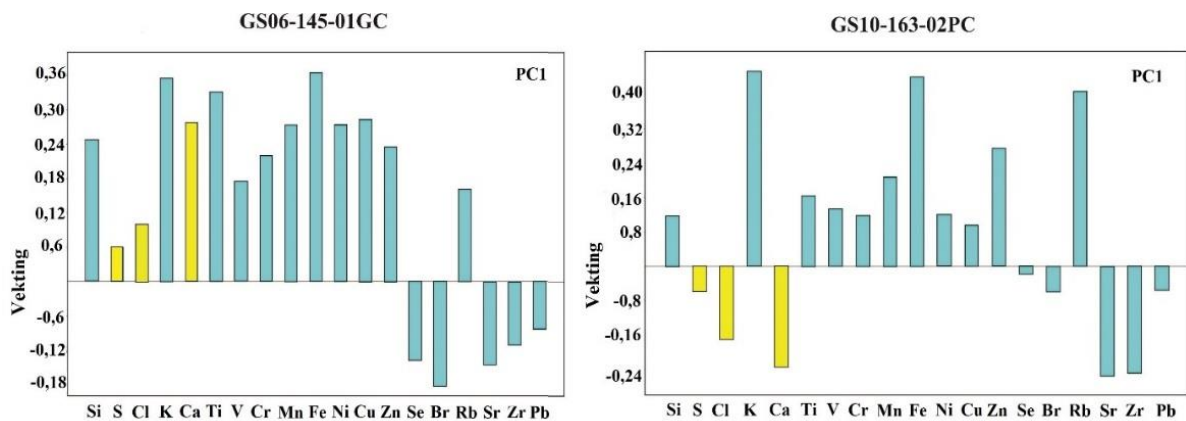
Kornfordelingskurvene til Enhet 2 og 3 i kjernene sammenfaller ganske bra i Figur 5.7-5.8. For å kunne sammenligne kornfordelingsdataene er det en fordel at målingene er tatt med høy oppløsning. I begge kjernene er målingene tatt ut kontinuerlig hver cm gjennom Enhet 2 og 3. Fordelingskurvene i Figur 5.7 representerer målinger i øvre del av Enhet 3 og i 2B, der de røde og svarte kurvene representerer kornfordelingsdataene for kjerne GS06-145-01GC og GS10-163-02PC. De 7 første målingene sammenfaller omtrent perfekt. Disse kornfordelingskurvene representerer kun målinger fra øvre del av Enhet 3. Målingene fra Enhet 2B viser større variasjoner. Målingene som er tatt 8 og 9 cm over bunnen viser en høyere modus og volumprosent i kjerne GS06-145-01GC. Kornfordelingskurvene har en modus rundt 12,7 og 14,5 μm mens kurvene i kjerne GS10-163-02PC viser en modus rundt 9 og 9,86 μm . Utenom dette veksler kjernene mellom å ha høyest modus og volumprosent.



Figur 5.8: Kurvene representerer kornfordelingsdataene av turbidittavsetningen i GS06-145-01GC (rød) og i kjerne GS10-163-02PC (svart). Den ene y-aksen representerer en dybdeskala der nullpunktet representerer bunnen av turbiditten, mens den andre y-aksen viser volumprosenten til den nederste kurven for begge kjernene. I tillegg er fargebilder med en tilsvarende dybdeskala representert for begge sedimentkjernene. Den vertikale skalaen på fargebildene er angitt i cm.

5. Diskusjon

I Figur 5.8 viser kornfordelingskurvene i Enhet 2A en oppfinende trend. Formen på kurvene indikerer at materiale er godt sortert og er avsatt av en kontinuerlig vannstrøm. I bunnen av Enhet 2A består 7,69 % av sedimentene i kjerne GS10-163-02PC av kornstørrelser på 127,1 μm . Sandinnholdet i denne kjernen er litt grovere enn i GS06-145-01GC, som har en modus på 98,1 μm og en volumprosent på 7,37 %. Sedimentene i GS10-163-02PC består som regel av grovere sedimenter og har et høyere volumprosent enn GS06-145-01GC fordi sedimentkjernen befinner seg nærmere elveutløpene der turbiditetstrømmen kan ha initiert. Noe unntak kan observeres rundt 10, 14 og 15 cm fra bunnen av Enhet 2A der kjerne GS06-145-02GC har en høyere volumprosent. Sett bort ifra små forskjeller sammenfaller kurvene til sedimentkjernene ganske bra. Med dette kan man anta med rimelig stor sikkerhet at sedimentene i Enhet 2 og 3 har vært avsatt under samme hendelser. Figur 4.1 underbygger tolkningen om et regionalt avsetningsmiljø ved at sterke og svake reflektor kan observeres kontinuerlig mellom kjernene. Det forekommer også en del samvariasjon i log-transformerte kumulative kornfordelingskurver mellom kjernene visualisert i Figur 5.13. Avviket mellom kurvene kan skyldes at kjerne GS10-163-02PC har en bedre alderskontroll enn kjerne GS06-145-01GC. I tillegg er dybdeskalaen i kjerne GS10-163-02PC korrigert for skredhendelser til forskjell fra kjerne GS10-145-01GC.

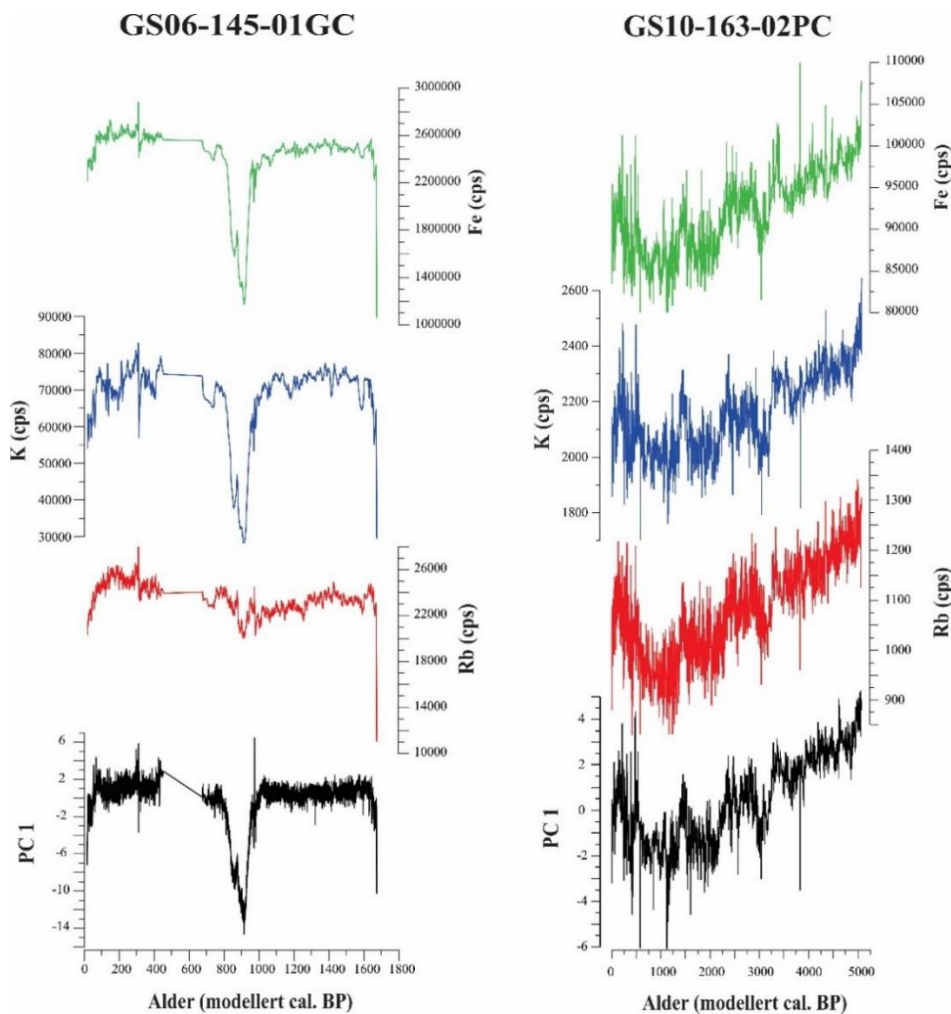


Figur 5.9: Vektingsdiagrammer av kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC viser hvilke elementer som positivt korrelerer (turkise søyler) og negativt korrelerer (gule søyler) med hverandre.

En hovedkomponentanalyse er utført i begge kjernene for å analysere hvilke prosesser som påvirker de geokjemiske endringene i sedimentene. Hvilke elementer som positivt korrelerer med hovedkomponentene kan avhenge av hvilke prosesser som forekommer i fjorden. Siden data fra enheter tolket til å være skredsedimenter er ekskludert fra analysen i begge kjernene viser resultatene hvilke elementer som dominerer i sedimenter tolket til å være hemipelagiske. Ved å sammenstille resultatene viser det seg at PC1 i de to kjernene ikke er helt identiske

(Fig. 5.9). For eksempel viser Ca, S og Cl i kjernene en negativ korrelasjon med hverandre. Årsaken til denne antikorrelasjonen kan muligens skyldes at analysene er utført med ulike tidsintervaller.

Størsteparten av elementene er allikevel positivt korrelert med hverandre. Dette indikerer at den geokjemiske endringen i hemipelagiske sedimenter kan være påvirket av samme prosesser. K, Fe og Rb er elementer som viser høy positiv korrelasjon med PC1 i begge kjernene (Fig. 5.9). Den høye positive korrelasjonen er visualisert i Figur 5.10.

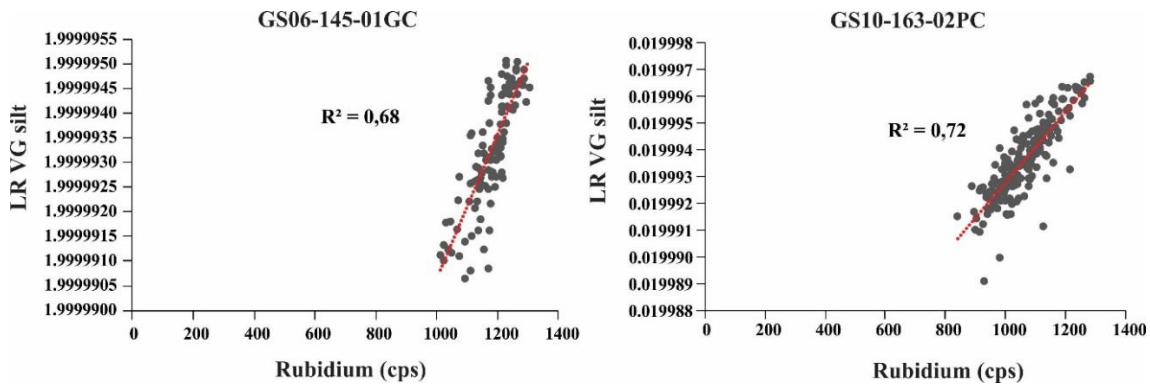


Figur 5.10: PC1 er sammenstilt med Rb, K og Fe for kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC.

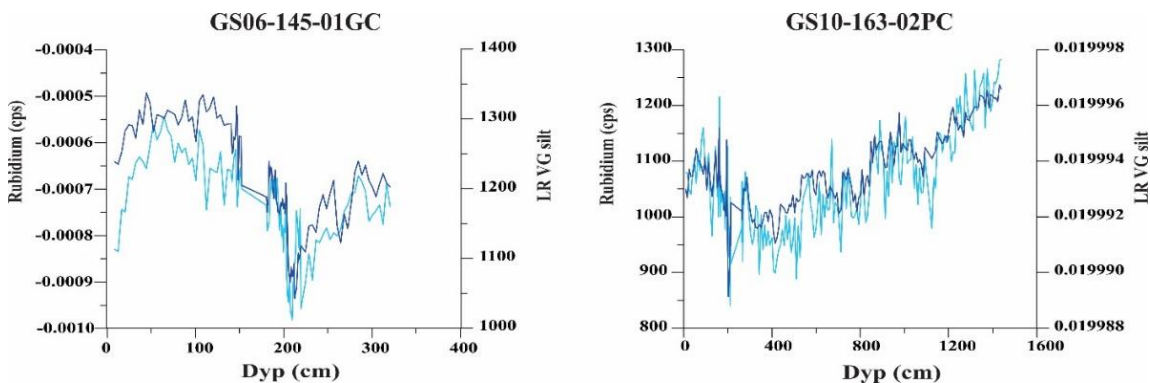
Elementene viser en positiv korrelasjon med log ratio (LR) av VF sand og VG silt, men en negativ korrelasjon med LR medium-VF silt (Tabell 4.2). Determinantkoeffisienten, R^2 , som forteller sammenhengen mellom rubidium og LR VG silt viser at Rb forklarer 68 % og 72 % av variansen til LR VG silt i kjerne GS06-145-02GC og GS10-163-02PC (Fig. 5.11). Dette

5. Diskusjon

vil si at om andel LR VG silt øker vil også innholdet av rubidium øke. Det at kurvene til Rb og LR VG silt overlapper godt i Figur 5.13 underbygger det høye positive forholdet i begge kjernene. Kurvene overlapper bedre i kjerne i GS10-163-02PC siden forholdet mellom LR VG silt og Rb viser en høyere R^2 -verdi.



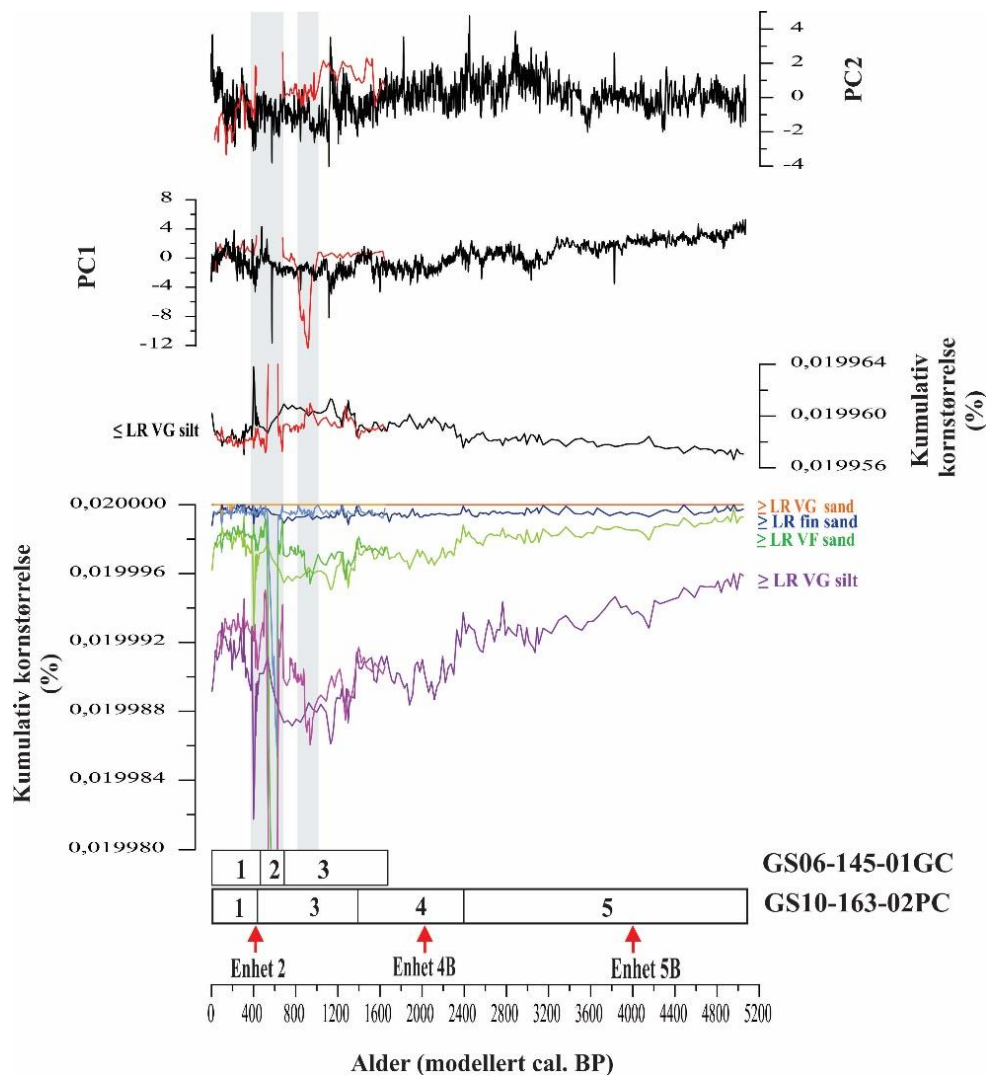
Figur 5.11: Spredningsdiagram av rubidium mot LR VG silt for kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC.



Figur 5.12: Rubidium og LR VG silt er satt opp mot dypet for kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC. De lyseblå kurvene representerer Rubidium, mens den mørkeblå kurvene representerer LR VG silt.

Det observeres en avtagende trend i PC1 frem til 1600 cal. BP for kjerne GS10-163-02PC (Fig. 5.12). I samsvar kan det observeres en avtagende trend i kornstørrelser \geq LR VG silt. Rundt 912 cal. BP er PC1-verdien relativt lav (-12,4) i GS06-145-01GC og mindre lav (-4,4) i GS10-163-01PC rundt 845 cal. BP. Mens ved 575 cal. BP er PC1-verdien relativt lav (-11,7) kun i GS10-163-01PC siden dybdeskalaen i alder-dyp modellen er korrigert for skredhendelser. Dybdeskalaen i alder-dyp modellen til GS06-145-01GC er i motsetning ikke korrigert for skredhendelser, noe som observeres som et intervall uten PC1-verdier. I disse tidsrommene er det forventet å observere høyere innhold av LR medium-VF silt og et lavt innhold av kornstørrelser \geq LR VG silt. Denne observasjonen stemmer godt overens med

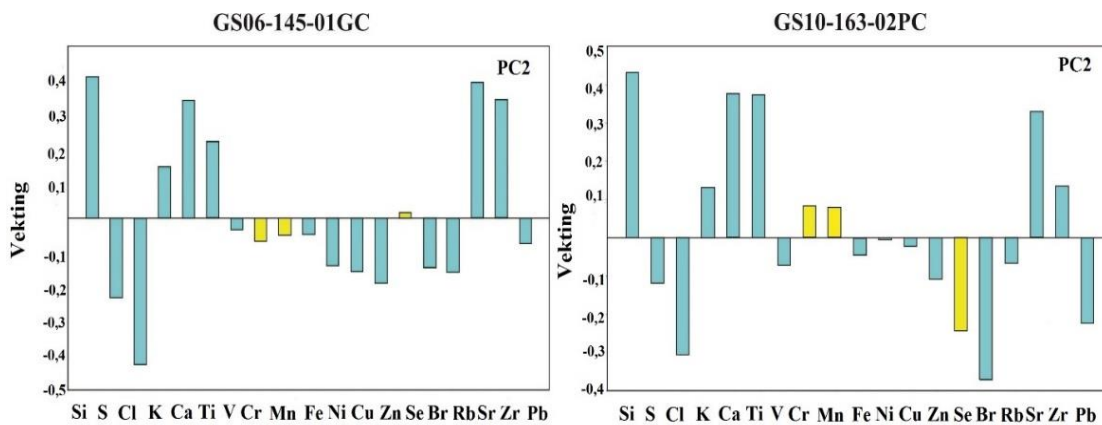
tolkede kvikkleireskred i tidsrommet mellom 1000-870 i kjerne GS06-145-01GC og mellom 690-440 cal. BP for begge kjernene. Dette viser til en klar sammenheng mellom PC1 og kornstørrelser i kjernene (Tabell 4.2-4.3). Geokjemiske elementene som viser høy positiv korrelasjon med PC1 følger nøye kornstørrelsestrender til log ratio (LR) av VF sand og VG silt. Endringer i PC1 er tolket å være relatert til endringer i elveføring siden kjernene er lokalisert ved elveutløpene. Styrken til avrenningen vil regulere elvenes transportkompetanse. Høy PC1-verdi indikerer høy avrenning som fører til mer avsetning av grovere kornfraksjoner som LR VG sand og LR VG silt. I motsetning indikerer en lav PC1-verdi lav avrenning som avsetter mer finkornet materiale som LR medium-VF silt. Ettersom PC1 kan forklare størsteparten av variansen til datasettet indikerer dette at vannføring i elvene har en stor påvirkning på kornstørrelsesvariasjoner i hemipelagiske sedimenter.



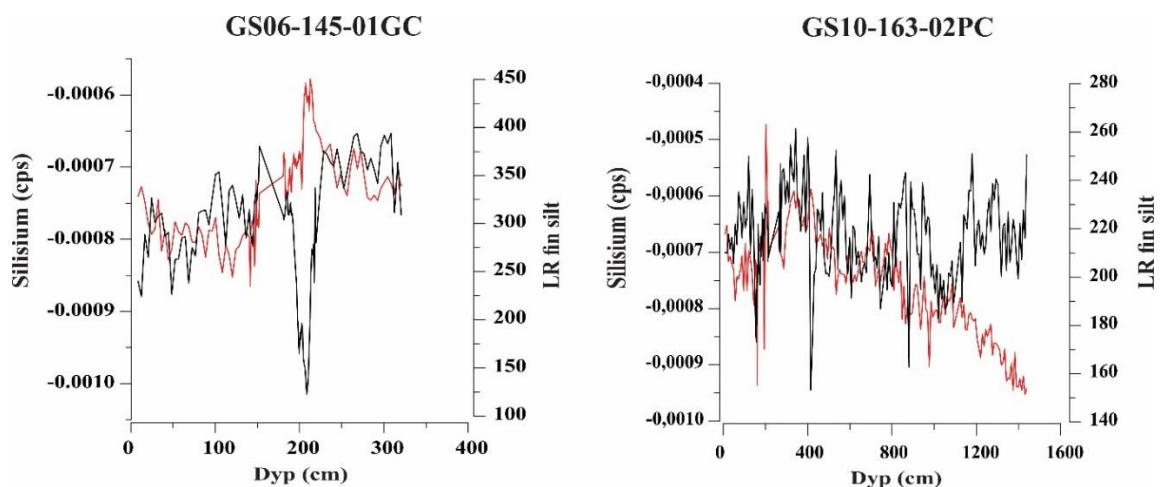
Figur 5.13: Log transformerte kumulativ kornfordelingskurver samt hovedkomponenter fra kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC er sammenstilt med hverandre. Den røde kurven representerer kjerne GS06-145-01GC, mens den svarte kurven representerer kjerne GS10-163-02PC.

5. Diskusjon

Størsteparten av elementene er også positivt korrelert med hverandre i PC2. Cr, Mn og Se er blant elementene som negativt korrelerer med hverandre, mens Si, Ca og Sr er elementene som viser høy positiv korrelasjon med PC2 (Fig 5.14). PC2 er negativt korrelert med LR VF sand og LR VG silt, og positivt korrelert med LR medium-LR VF silt i kjerne GS06-145-01GC og GS10-163-02PC (Tabell 4.2-4.3). Korrelasjonsdiagrammene viser en lav korrelasjon mellom PC2 og ulike kornstørrelser. Den lave korrelasjonen underbygges av at Si og Ca-elementene også viser lav korrelasjon med kornstørrelser i begge kjernene. Den lave korrelasjonen mellom Si og LR fin silt er vist i Figur 5.15. I tillegg viser Figur 5.13 at PC2-kurvene har en lav samvariasjon med kurven for kornstørrelser \leq LR VG silt. I tidsintervallet fra 910 cal. BP til 870 cal. BP observeres en oppfiningstrend mens det i motsetning observeres en nedgang i PC2-kurvene under samme tidsrom. Disse observasjonene underbygger at endringer i PC2-kurvene er til en lav grad påvirket av endringer i kornstørrelse.

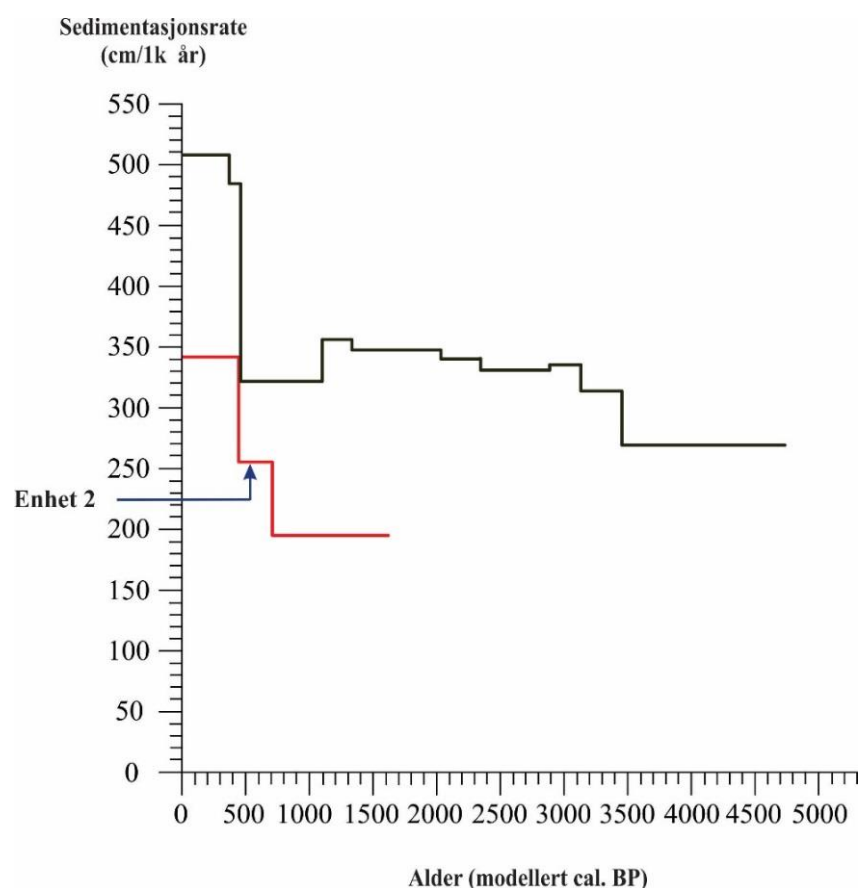


Figur 5.14: Vektingsdiagram til kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC viser hvilke elementer som positivt korrelerer (turkise søyler) og negativt korrelerer (gule søyler) med hverandre.



Figur 5.15: Silisium og LR fin silt er satt opp mot dypet for kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC. De svarte kurvene representerer silisium, mens den røde kurvene representerer LR fin silt.

Modellert medianalder satt opp mot sedimentasjonsraten (Fig. 5.16) viser en sedimentasjonsrate som øker fra 195 til 342 cm/1k år i tidsperioden mellom 1620-0 cal. BP for kjerne GS06-145-01GC (rød kurve). Sedimentasjonsraten viser en generell jevn økende trend frem mot 0 cal. BP (AD 1950). Sedimentasjonsraten til kjerne GS10-163-02PC (svart kurve) øker fra 269 til 508 cm/1k år i tidsperioden mellom 4735-0 cal. BP. Sedimentasjonsraten er forventet å være høyere i GS10-163-02PC siden kjernen er lokalisert nærmere elveutløpene. Sedimentasjonsraten har variert mer de siste 4735 cal. BP, men er på sitt høyeste rundt 0 cal. BP. Figuren viser at sedimentasjonsraten var lav fra 1102 ± 56 til 471 ± 67 cal. BP. Denne observasjonen kan være forårsaket av for få dateringspunkter og/eller eventuelt feil i dateringene. Det er forventet å se en tilsvarende lik sedimentasjonsrate i begge kjernene mot moderne tid. Den høye sedimentasjonsraten i siste del av holocen skyldes trolig flere skredforekomster.



Figur 5.16: Figuren viser endringer i sedimentasjonsraten basert på resultater fra: **a)** kjerne GS06-145-01GC de siste 1620 ± 43 cal. BP **b)** kjerne GS10-163-02PC de siste 4735 ± 73 cal. BP. Legg merke til at det flate partiet på 226 cm/1k år (blå pil) i kjerne GS06-145-01GC representerer skredhendelser i Enhet 2 (se tekstseksjon 4.3). Dybdeskalaen i alder-dyp modellen til kjerne GS10-163-02PC er blitt korrigert for tolka skredhendelser.

5.3 Lokale klimavariasjoner

Fjordsedimenter inneholder verdifull informasjon om land-hav interaksjoner og gir et høyoppløselig arkiv om sedimentasjonsmiljøets reaksjon på korte- og langvarige klimaendringer (Faust et al., 2014a,b). Det å vurdere klimaets innvirkning på sedimentasjonsmiljøet er utfordrende fordi klimaendringer i hovedsak påvirker fjordsedimenter på en indirekte måte.

Rekonstruksjon av den lokale likevektslinjen (TPW-ELA) til Austre Okstindbreen og Leirdalsbreen, som ligger i østre del av Høgtuvbreen, ble utført ved å blant annet studere innsjøsedimenter og lichenometrisk datere morenemateriale (Bakke et al., 2010; Jansen et al., 2016). Dette er breer som er lokalisert ved Sørfjorden (Fig. 2.6). Siden brestørrelsen er påvirket av endringer i sommerbalanse (temperatur) og vinterbalanse (nedbør) kan variasjoner i TPW-ELA gi viktig innsikt i klimavariasjoner og atmosfæriske sirkulasjonsmønstre på et tiårs til hundreårs tidsskala (Bakke et al., 2005, 2008; Larsen et al. 2013). Pollen- og makrofossilanalyse utført i Svanåvatnet kan også gi informasjon om fortidens variasjon i temperatur og nedbør (Bjune og Birks, 2008). Høy sedimentasjonsrate, samt et høyoppløselig arkiv med informasjon om endringer i miljøparametre gjør det mulig å studere kortvarige lokale reaksjoner på klimaendringer (Faust et al., 2016).

Kjerne GS06-145-01GC er hentet fra 62 m vanddyb nærmere et av fjordens bassenger, mens kjerne GS10-163-02PC er hentet fra et grunnere dyp (47 m) (Fig 3.2). GS06-145-01GC befinner seg dermed distalt for Røssåga og Bjerkaelva mens GS10-163-02PC befinner seg mer proksimalt for elveutløpene. Sedimentasjonsraten til GS10-163-02PC er til en større grad påvirket av elvetransporten siden avstanden mellom kjernene er omtrent 2,2 km (Fig. 4.1).

Austre Okstindbreen, den største utløpsbreen til Okstindbreen, befinner seg i sørøstlige del av dreneringsområdet (Fig. 2.3). Sedimentanalyser fra Austre og vestre Kjensvatnet indikerer at Austre Okstindbreen kan ha eksistert under hele holocen trolig på grunn av høy vinternedbør og den store forskjellen på moderne TPW-ELA (1330-1340 moh.) og maks TPW-ELA (1700 moh.). I tidsrommet mellom 6950-3950 cal. BP var TPW-ELA på sitt høyeste under holocen. Dette tidsrommet sammenfaller med varmeperioden Holocen klimatiske optimum (HCO) som strekker seg fra 8950 til 5950 cal. BP (Bakke et al., 2010). Under dette tidsrommet drenerte ikke smeltevannet fra Austre Okstindbreen direkte til Kjensvatnet. Brune sedimenter indikerer organisk materiale som representerer et avsetningsmiljø med begrenset glasial påvirkning

(Nesje et al., 2001). Den brune fargetonen i sedimentene indikerer dermed høyere organisk produktivitet under varmere klima. Lite smeltevann i dreneringsområde ble erstattet med høyere temperatur og større nedbørsmengde i tidsperioden før 3200 cal. BP (Bjune og Birks, 2008). Et varmere klima med høyere nedbørsmengder øker kjemisk forvitring som produserer større mengder silt og leire. Dette kan forklare det høye innholdet av kornstørrelser \leq VG silt før 2400 cal. BP. Avsettelsen av marin leire i Enhet 5B sammenfaller med et lite fremrykk i Austre Okstindbreen. Varmeperioden ble avbrutt av fire små glasiale fremrykk, blant annet et rundt 4420 cal. BP som varte i 230 år. Studier utført i Leirdalsbreen og Austre Okstindbreen viser glasialt fremrykk i begge breene rundt 4420 cal. BP (Bakke et al., 2010; Jansen et al., 2016). Fremrykkene av breene kan tyde på høyere vinternedbør i dreneringsområde som kan ha økt elveføringen om våren under avsmelting. Høyere elveføring kan øke elveerosjon og ifølge Olsen et al. (1996) kan elveerosjon resultere til bratte skreds- og erosjonskanter. Elveerosjon kan dermed ha vært en viktig utløser for kvikkleireskred. Flere kvikkleireskred har initiert langs Røssåga frem til i dag (L'Heureux et al., 2012a).

Undersøkelser av pollen i Svanåvatnet indikerer at studieområdet gikk mot et kjøligere klima med mindre nedbør i siste del av holocen (omtrent 3200-0 cal. BP) (Bjune og Birks, 2008). Mindre vannføring frem mot 1600 cal. BP gjenspeiles i Rb-kurven (Fig. 5.3). En svakt økende MS-verdi fra 2400 til 1375 cal. BP kan skyldes et gradvis kaldere klima uten et stabilt vegetasjonsdekke. Slike forhold kan føre til økt erosjon og avsetning av minerogent materiale (Stockhausen og Zolitschka, 1999). Breens påvirkning på sedimenttilførselen i Sørfjorden er uvisst ettersom sedimentene har drenert gjennom flere innsjøbassenger før de ble avsatt i Sørfjorden. Variasjonene i parametrene gjenspiler ikke direkte endringer i glasial erosjon siden bresignalet er dempet i fjordsedimentene. Austre Okstindbreen er antatt å være generell liten i størrelse i tidsrommet mellom 3950-1300 cal. BP (Bakke et al., 2010). Økende andel kornstørrelser \geq VG silt i tidsrommet mellom 2400-1375 cal. BP kan skyldes økende fysisk forvitring. Økende fysisk forvitring vil være naturlig å observere i en periode som går mot et kjøligere klima. En ny skredhendelse oppstod rundt 2020 ± 50 cal. BP. Alderen på hendelsen sammenfaller med et kortvarig fremrykk av Austre Okstindbreen i tidsrommet mellom 2130-1920 cal. BP (Bakke et al., 2010). Dette fremrykket kan indikere større nedbørsmengder i dreneringsområdet som kan ha økt elveføringen og elveerosjon på våren når snøen smeltet. Gjennomstrømming av ferskvann i marin leire gjør sedimentene ustabile. Dette kan ha resultert i kvikkleireskred langs fjordbassenget. En høyere sedimentasjonsrate før 1100 cal. BP (Fig. 5.16) kan muligens skyldes en høyere sommertemperatur mellom 2000-1100 cal. BP

(Bjune og Birks, 2008). En avtagende sommertemperaturen etter 1100 cal. BP kan reflektere den lavere sedimentasjonsraten fra 1102 ± 56 til 471 ± 67 cal. BP.

Variasjonene i kornfordelingsdataene i tidsrommet mellom 1375-900 cal. BP i kjernene kan reflektere flomhendelser. Styrken og varigheten til flomhendelsene i vårsesongen kontrolleres av vinternedbør, temperatur og elveføring i april/mai (Faust et al., 2014a). Temperaturen og nedbørsmengden var antatt å være relativt lav etter 3200 cal. BP (Bjune og Birks, 2008). Siden Austre Okstindbreen var relativt stor i størrelse etter 1300 cal. BP ble trolig store deler av nedbøren avsatt som snø i dreneringsområdet. Økt ferskvannstilførselen i elvene skyldes trolig snøsmelting og økt smeltevann fra breelvene. I følge Bjune og Birks (2008) var temperaturen i januar høyere i tidsrommet mellom 1800-900 cal. BP under en generell periode med avtagende temperatur. Den milde vintertemperaturen i tidsrommet mellom 1800-900 cal. BP kan ha forårsaket mer vinternedbør. Dette underbygges ved at Austre Okstindbreen gjorde flere store fremrykk i løpet av de siste 1300 cal. BP, deriblant sitt største i tidsrommet mellom 1300-1190 cal. BP. I begynnelsen av smeltesesongen (midten av mai til begynnelsen av juni for Austre Okstindbreen) er vannføringen i breelver hovedsakelig styrt av snøsmelting fra nedre del av breen (Theakstone, 2003). Austre Okstindbre drenerer mot Oksfjelldalen som befinner seg N-NØ for den høyeste fjelltoppen i Nord-Norge, Oksskolten (1916 moh.) (Fig. 2.1) (Bakke et al., 2010). Under store glasiale fremrykk ble det antatt kontinuerlig drenering av smeltevann fra Austre Okstindbreen direkte til Austre Kjensvatnet. Dette bidrar til økt sedimentholdig ferskvannstilførsel som drenerer gjennom en dal og en rekke innsjøer, blant annet Nedre og Øvre Bleiking, Store og lille Målvatnet, før vannet drenerer ut i Sørfjorden ved Bjerka (Fig. 2.1). Sedimentene kommer ut i østlige del av Sørfjorden gjennom Bjerkaelva (Bakke et al., 2010). Siden mesteparten av sedimentene avsatt under holocen kommer fra Røssåga kan man ikke utelukke at avrenningen også var høyere for den større Røssåga under samme periode. Smeltevann fra sørliggende isbreer lokalisert på Okstindbreen og omkringliggende snømasser kan ha økt ferskvannstilførselen til Røssvatnet (Fig. 2.1) som kobles til Røssåga. I tillegg kan smeltevann fra den voksende Austre Okstindbreen og omkringliggende snømasser ha tilført ferskvann til Leirelva som drenerer gjennom Leirskaddalen før elven renner ut i Røssåga. Røssåga og Bjerkaelva kan dermed ha oppnådd høyere kompetanse og kapasitet i dette tidsrommet. Mildere vintre i tidsperioden mellom 1375-900 cal. BP i samsvar med høyere fysisk forvitring kan forklare observasjonene om avsettelse av en høyere andel kornstørrelser \geq VG silt i kjernene. Studier utført i Flatebreen i Vest-Norge støtter tolkningen om økende andel av VG silt og fin sand i perioder

med store brefremrykk (Nesje et al., 2001). Det groveste elvemateriale er forventet å komme fra Bjerkaelva siden elven drenerer gjennom et brattere parti. Røssåga har et temmelig slak profil og avsetter hovedsakelig grovt materiale lenger oppe i kanalen, mens suspendert finmateriale blir fraktet videre ut i fjorden (Fig. 2.1).

Den klare endringen i samtlige parametre rundt 1000-870 cal. BP representerer Enhet 3B i kjerne GS06-145-01GC. Avsettelse av enheten kan muligens forklares med høyere avrenning av ferskvann rundt 975 cal. BP, som observeres som en liten topp (1675 cps) i Rb-kurven (Fig. 5.1). Dette forutsetter at medianalderen til Enhet 3B er yngre enn 975 cal. BP. Et lavt Ca/Sr-forholdet (0,9) er observert rundt 910 cal. BP. Sr og Ca gir et ulikt forhold om elementet har et biogent eller terrestrisk opphav. Sr substituerer for Ca i kalsitt og andre Ca-bærende mineraler. Hovedkilden til Sr kommer fra forvitring av karbonatholdige bergarter i nedslagsfeltet, mens hovedkilden til Ca har biologisk opprinnelse (Kjennbakken, 2013; Faust et al., 2016). En anrikning i Sr, som gir en lavere Ca/Sr-verdi, indikerer et terrestrisk opphav og økt erosjonsrate.

En større senkning i temperatur er antatt fra 900 cal. BP (Bjune og Birks, 2008). Denne observasjonen underbygges av Faust et al. (2016) som foreslo at begynnelsen til LIA startet rundt 700 cal. BP når vulkanske utbrudd og redusert solaktivitet utløste store endringer i det atmosfæriske systemet. En lav Rb-verdi er også observert i kjerne GS10-163-02PC rundt dette tidsrommet (Fig. 5.3). Lavere temperaturer og vannføring kan trolig forklare den lavere andelen av sand og VG silt etter 900 cal. BP i kjerne GS06-145-01GC (Fig. 5.1). Ved antagelse om at elfeføring i dreneringsområdet er tett koblet opp mot brevariasjoner tyder dette på at hemipelagisk sedimentasjon kan være styrt av variasjoner i temperatur og nedbør. En økende sedimentasjonsrate mot moderne tid kan skyldes mer ustabilitet og høyere forekomst av skredhendelser under og etter LIA (Fig. 5.15).

Marin leire observert i Enhet 2B kan ha blitt fraktet ut i Sørfjorden i en varmeperiode under LIA. I Rb-kurven observeres en liten topp (1445 cps) før det kraftige fallet mellom 690-440 cal. BP. Denne toppen kan representere en flomhendelse. I følge Haflidi Haflidason har den indre delen av fjorden, samt elvene vært islagt i slutten av ablasjonssesongen (muntlig samtale på kontoret, 6. mai 2016). Elveerosjon har trolig vært konsentrert i indre deler av Sørfjorden der hvor elveisen har lagt seg. Et varmere klima forårsaker smelting av fjordis og elveis på vårparten som kan ha forårsaket økt vannføring i smeltesesongen. Dette kan ha forårsaket en flomhendelse som har initiert kvikkleireskred langs fjordbassenget. Dette kan ha

forårsaket resedimentering av marin leire ut i fjordbassenget. Forekomsten av brune klaster i Enhet 2B indikerer organisk rike sedimenter. Sand og organisk materiale kan ha blitt frosset fast i isen, og senere blitt fraktet inn i fjorden med isflak under varmere perioder. Disse klastene kan senere ha blitt avsatt i fjordbassenget under isavsmeltingen. Det høye organiske materialet gjenspeiles i Ca/Fe-forholdet med en forhøyd verdi (0,053) rundt 435 cal. BP. En økning i Ca-innholdet kan også observeres som en liten topp (4,8) i Ca/Sr-forholdet. Anrikning i Ca kan trolig ha komme fra eroderte karbonatholdige sedimenter. Kalkglimmerskifer er blant annet lokalisert langs Røssåga og Bjerkaelven, mens kalkspatmarmor befinner seg kun langs Røssåga (Fig. 2.3). Marmor er som tidligere nevnt en mindre motstandsdyktige bergart som forvitrer lett. Figur 5.7 viser at sedimentene i Enhet 2A (turbidittavsetning) er godt sortert og trolig avsatt under jevn vannføring. L'Heureux et al. (2012a) foreslo at sandlagene mellom siltig leire kan ha vært avsatt fra ras i deltaskråningen til Røssåga og/eller under en flomhendelse.

Ved hjelp av lichenometriske dateringer var den kaldeste delen av LIA observert på Okstindan omtrent i midten av AD 1800 (Winkler, 2003). Siste store glasiøle fremrykk av Austre Okstindbreen er datert til å ha en alder på 270-50 cal. BP (Bakke et al., 2010). Rb-kurven viser først en økende trend i tidsperioden mellom 400-150 cal. BP. Høyere vannføring kan resultere til høyere elveerosjon og dermed flere skredforekomster. De siste 150 cal. BP observeres en avtagende trend i Rb-kurven som representerer avtagende vannføring. En økende andel kornstørrelser \geq VG silt i siste del av holocen kan muligens forklares med en økt fysisk forvitring etter LIA i områder med lavt vegetasjonsdekke.

5.4 Regionale klimavariasjoner

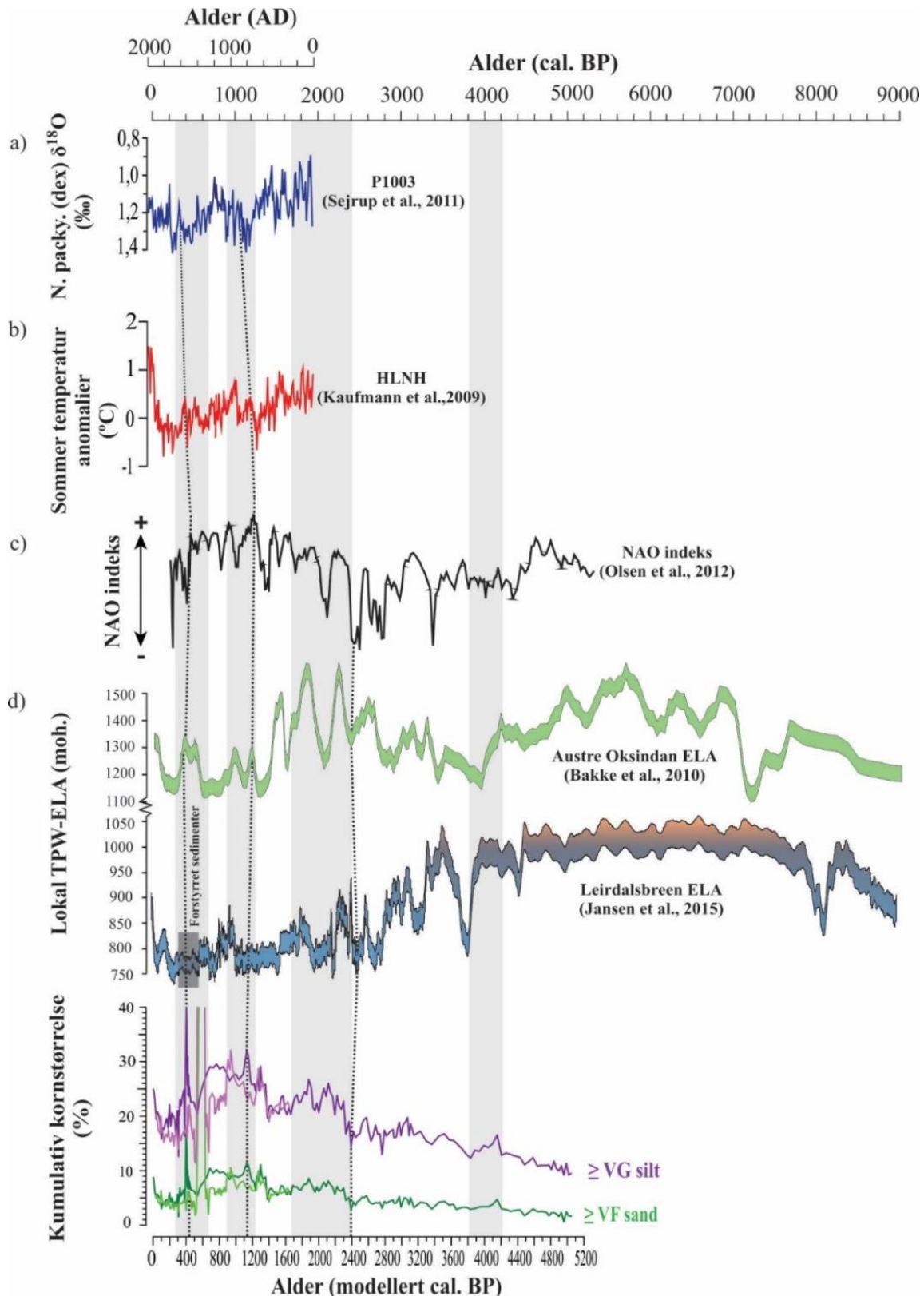
Fjorder som befinner seg langs norskekysten er påvirket av klimaendringer som herjer i havet og i atmosfæren. Nord-Atlanteren er i varierende grad preget av to langvarige regionale klimafenomener: Den Nord-Atlantiske Oscillasjonen (NAO) og den Atlantiske Multidekadiske Oscillasjonen (AMO) (Sejrup et al., 2011). I tillegg befinner Sjøfjorden seg ved den arktiske sirkelen og kan dermed også være påvirket av den Arktiske Oscillasjon (AO). Regionale klimasystemer har viktige roller når det kommer til klimavariasjoner på en tiårs til hundreårs tidsskala (Wanner et al., 2008).

5.4.1 Nord-Atlantiske Oscillasjon (NAO)

Mange studier foreslår at den Nord-Atlantiske Oscillasjon (NAO) har en stor innflytelse på det norske klimaet (F.eks. Hurrell, 1995; Dickson et al., 2000; Cherry et al., 2005). NAO er definert som lufttrykkforskjellen mellom to sentrale atmosfæriske havnivåer, Islandslavtrykket og Azorhøytrykket. Lufttrykkforskjellen bestemmer styrken og retningen til vestavinder, og stormmønsteret påvirker temperatur og nedbørsmønsteret i områder som avgrenser Nord-Atlanteren og de Nordiske hav. NAO svinger mellom en positive (NAO⁺) og negative (NAO⁻) indeks som genererer varmt (kaldt) og vått (tørt) klima over østlige Nord-Atlanteren og Europa under positive (negative) faser (F.eks. Hurrell, 1995; Wanner et al., 2001). NAO har en Ø-V utbredelse i Nord-Atlanteren (Sejrup et al. 2011).

Pålitelige rekonstruksjoner av NAO indeksen gjennom holocen er begrenset (Gladstone et al., 2005) Det er blitt foreslått en dominerende NAO⁺ indeks i Nord-Europa i midtre del av holocen (6000 cal. BP) (Davis et al., 2003; Gladstone et al., 2005). En NAO⁺ indeks kan muligens forklare det varmere og fuktigere klima i Norge før 3600 cal. BP. Under den middelalderlige varmeperioden (MCA), som varte fra omtrent 1150 til 650 cal. BP, dominerte en NAO⁺ indeks som forsterket en luftstrøm østover mot Nord-Europa (Trouet et al., 2009). Antagelse om en NAO⁺ indeks i tidsperioden mellom 1800-900 cal. BP underbygges av den høye vintertemperaturen (Bjune og Birks, 2008). Milde vintre assosieres med NAO⁺ indeks i Europa som forårsaker tidligere smeltesesong (Hurrell, 1995). En NAO⁺ indeks kan dermed ha økt vinternedbøren i Sørfjorden i tidsrommet mellom 1800-900 cal. BP.

NAO indeksen endret seg fra å være positiv til å bli mer negativ i Midt-Norge under LIA (Miller et al., 2012, referert i Faust et al., 2016). Dette gjenspeiles i at Austre Okstindbreen gjorde et stort fremtynn i tidsrommet mellom 800-540 cal. BP (Bakke et al., 2010). En mer dominerende NAO⁻ indeks i Trondheimsfjorden fra 700 cal. BP (1250 A.D) resulterte til avtagende temperatur og nedbør mot nordlige breddegrader (Faust et al., 2016). Lavere temperaturer og nedbørsmengder kan trolig forklare den lavere andelen av sand og VG silt etter 900 cal. BP (Fig. 5.1). Dette støtter tolkningen om at hemipelagisk sedimentasjon kan være styrt av både variasjoner i temperatur og nedbør. Studier utført av Bakke et al. (2010) indikerer at Austre Okstindbreen, som befinner seg omtrent 80 km fra Atlanterhavet (Raben et al., 2000), svingte i størrelse i denne perioden. Variasjon i brestørrelse kan muligens relateres til hurtige svingninger mellom positive og negative NAO indekser.



Figur 5.17: Figurteksten er oversatt fra engelsk til norsk. Kumulative kornfordelingskurver sammenstilt med **a**) målinger av oksigenisotoper fra planktoniske foraminiferer (*Neogloboquadrina pachyderma* (*dex*)) i dypmarine sedimenter (P1003) (Sejrup et al., 2011) **b**) sommertemperatur anomalier på høye breddegrader i nordlige hemisfære (HLNH) (Kaufmann et al., 2009) **c**) NAO indeks (Olsen et al., 2012) **d**) rekonstruerte TPW-ELA for Austre Okstindbreen og Leirdalsbreen (Bakke et al., 2010; Jansen et al., 2016).

Tidligere studier utført i Trondheimsfjorden viser at NAO på vintertid er årsaken til den sterke relasjonen mellom elveføring, temperatur og nedbør i Midt-Norge de siste 50-årene (Faust et al., 2016). Siden alderskontrollen i Sørfjorden er lav de siste 450 cal. BP kan ikke NAO indeksen sammenlignes med geokjemiske og sedimentologiske parametre. Figur 5.17 viser variasjonen i NAO indeksen rekonstruert fra innsjøsedimenter i Grønland. Selv om en motsatt NAO indeks er forventet å observere i Grønland sammenlignet med Europa (Olsen et al., 2012) observeres en samvariasjon mellom kornfordelingsdataene og NAO-indeksen de siste 4300 cal. BP. NAO-indeksen viser en økende NAO⁺ trend frem mot 1250 cal. BP som blir avbrutt av en NAO⁻ indeks rundt 2000 cal. BP. To NAO⁺ topper kan blant annet observeres i tidsperioden mellom 1250-900 cal. BP. Disse observasjonene samsvarer godt med de kumulative kornfordelingsdataene. Fra 850 cal. BP observeres en avtagende trend i kornstørrelser \geq VG silt i samsvar med et NAO skifte mot en negativ indeks. Endringer i de kumulative kornfordelingskurvene viser seg å være sensitiv til en viss grad for regionale variasjoner i NAO.

5.4.2 Arktisk Oscillasjon (AO)

Leirdalsbreen befinner seg ved 65° N (Fig. 2.6). Breen er lokalisert nordvest for Mo i Rana og kan brukes som en klimaindikator for studieområdet (Jansen et al., 2016). Maritime breer som befinner seg sør for den arktiske sirkelen er påvirket av Norskehavet og samspillet mellom arktiske og subtropiske luftmasser som konvergerer på den arktiske polarfronten. I perioder der arktiske luftmasser dominerer er klimaet kaldt og tørt, mens i perioder der subtropiske luftmasser dominerer er klimaet varmt og fuktig (Jansen et al., 2016). Arktisk Oscillasjon (AO) er et klimasystem som påvirker større deler av den nordlige hemisfære, sammenlignet med NAO som dominerer i Nord-Atlanteren (Wanner et al., 2001). De klimatiske endringene er forårsaket av variasjoner i meridionale varmekulser ved høye breddegrader. Svingninger mellom varme/våte og kalde/tørre perioder skyldes dermed en N-S migrasjon av den arktiske polarfronten. Varme og fuktige subtropiske luftmasser fra V-SV er forårsaket av en nordover migrasjon av polarfronten, mens en sørover migrasjon av polarfronten forårsaker dominerende kalde og tørre arktiske luftmasser. Under milde vintre er vindretningen som frakter med seg snø foreslått å komme med relativt varme og fuktige subtropiske luftmasser fra sør. I perioder med mindre vinterbalanse, kaldere somre og kjøligere årlige temperaturer er luftmassene foreslått å være dominert av tørre arktiske luftmasser med vindretning fra N-NV.

Glasiøle fremrykk er mest sannsynlig forårsaket av økt vinterbalanse som samsvarer med milde vintre og nordover migrasjon av polarfronten (Jansen et al., 2016).

Forholdet mellom temperaturen i ablasjonssesongen og årlig akkumulasjon av snø på likevektslinjen blir brukt til å rekonstruere en lokal temperatur-nedbør-vind likevektslinje (TPW-ELA) til å antyde hvilken betydning vinterbalanse og temperatur har på breens variasjon. Fremrykkene i Leirdalsbreen er hovedsakelig et resultat av positiv vinterbalanse (Jansen et al., 2016). Dette er vist gjennom flere studier der økende temperatur i samsvar med omfattende brefremrykk er observert gjennom LIA og første del av MCA (Grudd, 2008; Lauritzen og Lundberg, 1999). I perioden frem til 4400 ± 45 cal. BP lå TPW-ELA relativt høy. Dette indikerer en varmeperiode med sørover migrasjon av polarfronten. Alderen til Enhet 5B sammenfaller godt med neoglasiasjonen i området som initierte i tidsrommet mellom 4400 ± 45 - 4300 ± 40 cal. BP. TPW-ELA sank i ettertid frem til 2660 ± 50 cal. BP og representerer en periode med nordover migrasjon av polarfronten. Fra 2660 ± 50 cal. BP frem til moderne tid lå TPW-ELA relativt lavt. Under denne perioden lå TPW-ELA høyere i tidsrommet mellom 950 ± 50 og 700 ± 45 cal. BP i Leirdalsbreen (AD 1000-1250), mens TPW-ELA lå i motsetning lavere rundt 800-540 cal. BP i Austre Okstindbreen (Bakke et al., 2010). Forskjellig vinterbalanse i breene, som er lokalitet omtrent 60 km fra hverandre (Jansen et al., 2016), kan forklares med at den kontinentale Austre Okstindbreen er hovedsaklig styrt av endringer i temperatur i ablasjonssesonger mens den marine Leirdalsbreen er i motsetning mer sensitiv mot nedbør i akkumulasjonssesongen (F.eks. Nesje et al., 2000; Andreassen et al., 2005). Kornfordelingsdataene, som er tolket å reflektere elveføringen i studieområdet, samvariere bra med brefluktuasjoner på Austre Okstindbreen. Siden høy vinternedbør i studieområdet er tolket å korrelere med brefremrykk skyldes avviket til TPW-ELA mellom Austre Okstindbreen og Leirdalsbreen mest sannsynligvis andre årsaker.

Rekonstruksjon av den lokale TPW-ELA i Leirdalsbreen i tidsrommet mellom 4420 ± 45 og 2600 ± 50 er tilsvarende lik rekonstruksjonen av TPW-ELA i Austre Okstindbreen (Jansen et al., 2016) som er lokalisert 60 km sør for den arktiske sirkelen (Raben et al., 2000). De kumulative kornfordelingskurvene sammenfaller spesielt bra med den lokale TPW-ELA til Austre Okstindbreen og indikerer breens viktige rolle på avsetningsmiljøet (Fig. 5.17). Kortvarige lokale klimavariasjoner kan dermed ha spilt en viktig rolle i endringer i sedimentenes komposisjon. Siden brevariasjoner er sterkt påvirket av temperatur og nedbør

kan også endringer i kornfordelingskurvene kobles opp mot endringer i temperatur og nedbør. At kornfordelingskurvene ikke perfekt samvarierer med TPW-ELA til Austre Okstindbreen (Fig. 5.17) kan forklares med at den rekonstruerte TPW-ELA i Austre Okstindbreen er basert på flere (21) radiokarbondateringer. Siden dateringsmaterialet kun bestod av makrofossiler ble ikke dateringene korrigert for lokal ΔR , noe som kan ha resultert i mer nøyaktige aldre.

5.4.3 Den Atlantiske Multidekadiske Oscillasjonen (AMO)

Det å se på hvordan endringer i havet påvirker klimasystemet er viktig. Den Atlantiske Multidekadiske Oscillasjonen (AMO) er blitt koblet opp mot det sammenhengende svingningsmønsteret av multidekadiske variasjoner i overflatetemperaturen (SST) i Nord-Atlanteren. AMO sitt utbredelsesmønster strekker seg i N-S retning (Sejrup et al., 2011). Flere studier har prøvd å koble endringer i nedbør med endringer i AMO, men det viser seg at koblingen er kompleks (Knudsen et al., 2011).

Fortidens endringer i SST i Nord-Atlanteren kan gi informasjon om de klimatiske endringene på høye breddegrader (Knudsen et al., 2011). Sejrup et al. (2010) viser til at sommer overflatetemperaturen, rekonstruert ved hjelp av oksygenisotop-målinger, utenfor norskekysten er tett koblet opp mot lufttemperaturmålinger (fra juli til september) i Trondheim fra AD 1850-1998 (Norsk meteorologisk institutt). Ut i fra dette blir det antatt at en høy sommer SST reflekterer en høy lufttemperatur i Midt-Norge og motsatt. Et påfølgende fall i SST var observert rundt 5500 cal. BP etter en varmeperiode benevnt som Holocen klimatiske optimum. Temperaturen holdt seg allikevel høy sammenlignet med temperaturen etter 2700 cal. BP. Den laveste SST i Norskehavet var dermed registrert i løpet av siste 2600 cal. BP (Calvo et al., 2002). Disse opplysningene stemmer ganske godt overens med tolkningen om et varmere og fuktigere klima dominert av kjemisk forvitring før 2400 cal. BP, og er kaldere klima dominert av fysisk forvitring etter 2400 cal. BP. Figur 5.17 viser en reduserende sommertemperatur på høye breddegrader i nordlige hemisfære (HLNH) frem til 120 cal. BP. Et kraftig temperaturfall ble blant annet observert rundt 1250 cal. BP, i samsvar med tyngre oksygenisotoper. Dette temperaturfallet korrelerer med det største glasiale fremrykket av Austre Okstindbreen i tidsrommet mellom 1300-1190 cal. BP. Rundt 1000 cal. BP observeres en høyere sommertemperatur, samt lettere isotoper rundt 850 cal. BP. Disse observasjonen kan muligens korrelere med det varmere klimaet i tidsrommet mellom 1375-900 cal. BP. Medianalderen til Enhet 3B i kjerne GS06-145-01GC som er avsatt i tidsrommet mellom 980 ± 194 og 840 ± 162 cal. BP befinner deg innenfor 1000-870 cal. BP. Den høye

temperaturen kan dermed ha påvirket avsetningsprosessen til Enhet 3B. Høyere temperatur kan ha forårsaket vårflom i en perioden med antatt høy vinternedbør. En økning i sommer SST og lettere isotoper kan også observeres rundt 450 cal. BP (Fig. 5.17).

6. Konklusjon

Studiet er basert på utførelse av litologisk, sedimentologisk og geokjemisk analyse av sedimentkjerner, samt statistisk analyse av geokjemiske elementer. TOPAS-profilen ble også benyttet til å underbygge tolkningen. Basert på resultatene kan studiet trekke følgende konklusjoner:

- Sedimentære prosesser som dominerte i Sørfjorden de siste 5070 cal. BP var hovedsakelig hemipelagisk sedimentasjon som ble avbrutt av flere skredhendelser som f.eks. kvikkleireskred og turbidittstrømmer. Holocene sedimenter i østlige del av Sørfjorden er til en stor grad påvirket av skredprosesser.
- Kjerne GS06-145-01GC og kjerne GS10-163-02PC er hovedsakelig påvirket av samme sedimentasjonsprosesser og gjenspeiler et regionalt avsetningsmiljø.
- Ut i fra hovedkomponentanalysen påvirker PC1, tolket til å reflektere elveføringen i Røssåga og Bjerkaelva, størsteparten av variansen til det originale datasettet. Endring i elveføringen forklarer dermed størsteparten av variasjonene i de hemipelagiske sedimentene. I kjerne GS06-145-01GC forklarer elveføringen hele 36,1 % av variansen, mens i kjerne GS10-163-02PC forklarer elveføringen 21,1 % av variansen.
- Endringer i sedimentasjonsmiljøet i Sørfjorden er sensitiv for relative endringer i elveføring, temperatur og nedbør. Disse parametrene kobles opp mot endringer i sedimentasjonsrate, erosjonsrate og kildemateriale i studieområdet.
- Det å vurdere klimaets innvirkning på sedimentasjonsmiljøet er utfordrende fordi klimaendringer i hovedsak påvirker fjordsedimenter på en indirekte måte. En kombinasjon av kortvarige lokale klimaendringer og langvarige regionale klimaendringer har påvirket sedimentasjonsmiljøet i Sørfjorden. De kumulative kornfordelingsdataene har vært påvirket av fluktuasjoner i TWP-ELA til Austre Okstindbreen som gjenspeiler variasjoner i temperatur og nedbør. Smeltevann fra breene og snømasser lokalisert i dreneringsområdet har spesielt påvirket sedimenttilførselen og sedimentkilder i Sørfjorden under store glisiale fremrykk. Variasjon i NAO-indeksen fra Grønland samvarierer bra med

kornfordelingskurvene i Sørfjorden. AO har hatt en innvirkning på temperatur og nedbørsmønsteret i studieområdet, spesielt i tidsrommet mellom 4420 ± 45 og 2600 ± 50 cal. BP. Endringer i AMO samsvarer med tolkningen som tidsfester endringer i avsetningsmiljøet. Siden det er vanskelig å koble endringer i nedbørsmønsteret med endringer i AMO er det vanskelig å vurdere hvilken rolle AMO har hatt på sedimentasjonsmiljøet. Lokale og regionale klimavariasjoner kommer til syne i sedimentkjernene i Sørfjorden og har dermed spilt en rolle for litologiske, sedimentologiske og geokjemiske endringer i fjordsedimentene.

Videre arbeid

Dette studiet er en del av en pågående forskning som fokuserer på klimaets innvirkning på sedimentasjonsmiljøet til vurdering av stabilitet og for å forstå skredmekanismer. For å bedre forståelse om den forventede påvirkningen klimaendringer har på sedimentasjonsmiljøet og skredprosesser trenger man bedre kunnskap om hva slags transportmekanismer som styrer ulike kornstørrelsesforsyninger til fjordbassenger. En hovedkomponentanalyse mellom geokjemiske elementer, bergarter lokalisert i dreneringsområde, kornfraksjoner, mineraler, organiske parametre osv. kan utføres for å vurdere hvilke prosesser eller sedimentkilder som høyt kontrollerer med forskjellige geokjemiske elementer. En videre undersøkelse av den geokjemiske komposisjonen til elvevann kan utføres for å vurdere forholdet mellom geokjemiske elementer og strømhastighet som kobles til graden av forvitring og erosjon. Endring i vegetasjonsdekke i dreneringsområdet har også en innvirkning på forvitnings- og erosjonsraten. Hvilken rolle batymetri og fjordsirkulasjon har på sedimentasjonsmiljøet bør også reflekteres.

Referanser

- Aarseth, I. (1997) Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143 (1), s. 39-53.
- Aitchison, J. (1983) Principal Component Analysis of Compositional Data. *Biometrika*, 70 (1), s. 57-65.
- Andersen, B.G (1975) Glacial Geology of Northern Nordland, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 320, s. 1-74.
- Andersen, B.G, Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. og Vallevik, P.N. (1981) Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 63 (3/4), s.155-160
- Andersen, B.G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. og Vallevik, P.N. (1982) The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk Geologisk tidsskrift*, 62 (1), s. 39-49.
- Andreassen, L.M., Elvehøy, H. og Kjøllmoen, B. (2005) Glacier mass-balance and length variation in Norway. *Annals of Glaciology*, 42 (1), s. 317–325.
- Atakan, K., Lindholm, C.D. og Havskov, J. (1994) Earthquake swarm in Steigen, northern Norway: an unusual example of intraplate seismicity. *Terra Nova*, 6 (2), s. 180-194.
- Bakke, J., Dahl, S., Paasche, O., Lovlie, R. og Nesje, A. (2005) Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15 (4), s. 518-540.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A. og Bjune, A.E. (2008) Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60 (1), s. 28-41.
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Simonsen, J.R., Kvisvik, B., Bakke, K. og Nesje, A. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29 (9), s. 1246-1262.
- Bergstrøm, B. (1995) Elsfjord-Kvartærgeologisk kart 1927 III-M 1:50 000, med beskrivelse. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Best, A.I., Clayton, C.R., Longva, O. og Szuman, M. (2003) The role of free gas in the activation of submarine slides in Finneidfjord, s. 491-498. In: *Submarine mass movements and their consequences*. Springer Netherlands.
- Birks, H.J.B. (1987) Multivariate analysis of stratigraphic data in geology: A review. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 2 (1), s. 109-126.
- Bjune, A.E., og Birks, H.J.B. (2008) Holocene vegetation dynamics and inferred climate changes at Svanåvatnet, Mo i Rana, northern Norway. *Boreas*, 37 (1), s. 146-156.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I., Johnsen, G., Mangerud, J. og Kaland, P.E. (1997) The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas* 26 (1), s. 29–53.
- Bouma, A. (1962) *Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam: Elsevier publishing company.
- Bronk Ramsey, C. (2008) Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1), s. 42-60.
- Bronk Ramsey, C. og Lee, S. (2013) Recent and Planned Developments of the Program OxCal. *Radiocarbon*, 55 (3-4), s. 720-730
- Bungum, H., Hokland, B.K, Husebye, E.S. og Ringdal, F. (1979) An exceptional intraplate earthquake sequence in Meløy, Northern Norway. *Nature*, 280 (5717), s. 32-35.
- Calvo, E., Grimalt, J. og Jansen, E. (2002) High resolution $U^{K_{37}}$ sea surface temperature reconstruction in the Norwegian Sea during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21 (12), s. 1385-1394.

- Cattell, R.B. (1966). The scree test for the number of factors. *Multivariate behavioral research*, 1 (2), s. 245-276.
- Cherry, J., Cullen, H., Visbeck, M. Small, A. og Uvo, C. (2005) Impacts of the North Atlantic Oscillation on Scandinavian Hydropower Production and Energy Markets. *Water resources management*, 19 (6), s. 673-691.
- Croudace, I.W., Rindby, A. og Rothwell, R.G. (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication-geological society of London*, 267 (1), s. 51-63.
- Davis, J.C. (1986) *Statistics and data analysis in geology* (2 utg.). s.1-637, U.S.A: John Wiley and Sons.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C. og Guiot, J. (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 22 (15), s. 1701-1716.
- Dearing, J. (1994) *Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system*, s. 4-54, Kenilworth: Chi Publ
- De Vries H. (1958) Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen. Series B* 61, s. 94–102.
- Dickson, R., Osborn, T., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G. og Maslowski, W. (2000) The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journal of Climate*, 13 (15), s. 2671-2696.
- Dunteman, G.H. (1989) *Principal components analysis*, s. 8-94, Newbury Park: SAGE Publications, Inc.
- Evans, H.B. (1965) GRAPE — a device for continuous determination of material density and porosity. In: Gunn, D.E. og Best, A.I (1998) A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, 18, s. 70-77.
- Faust, J.C., Knies, J., Milzer, G. og Giraudeau, J. (2014a) Terrigenous input to a fjord in central Norway records the environmental response to the North Atlantic Oscillation over the past 50 years. *The Holocene*, 24 (11), s. 1411-1418.
- Faust, J.C., Knies, J., Slagstad, T., Vogt, C., Milzer, G. og Giraudeau, J. (2014b) Geochemical composition of Trondheimsfjord surface sediments: Sources and spatial variability of marine and terrigenous components. *Continental Shelf Research*, 88, s. 61-71.
- Faust, J.C., Fabian, K., Milzer, G., Giraudeau, J. og Knies, J. (2016) Norwegian fjord sediments reveal NAO related winter temperature and precipitation changes of the past 2800 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 435, s. 84-93.
- Fejerskov, M. og Lindholm, C. (2000) *Crustal stress in and around Norway: an evaluation of stress-generating mechanisms*. Geological Society of London, Special Publications, 167 (1), s. 451-467.
- Ganeshram, R.S., Calvert, S.E., Pedersen, T.F. og Cowie, G.L. (1999) Factors controlling the burial of organic carbon in laminated and bioturbated sediments off NW Mexico: implications for hydrocarbon preservation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (11), s. 1723-1734.
- Gerland, S. og Villinger, H. (1995) Nondestructive density determination on marine sediment cores from gamma-ray attenuation measurements. *Geo-Marine Letters*, 15, s. 111-118.
- Gilbert, R. (2000) Environmental assessment from the sedimentary record of high-latitude fiords. *Geomorphology*, 32 (3), s. 295-314.
- Gladstone, R.M., Ross, I., Valdes, P. J., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Brewer, S., Kageyama, M., Kitoh, A., Legrande, A., Marti, O., Ohgaito, R., Otto-bliesner, B.,

- Peltier, W.R. og Vettoretti, G. (2005) Mid-Holocene NAO: A PMIP2 model intercomparison. *Geophysical Research Letters*, 32 (16), L16707. DOI:10.1029/2005GL023596.
- Gregersen, O. (1999) Kvikkleireskredet i Finneidfjord 20 juni 1996. Oslo: Norges Geotekniske Institutt [NGI].
- Grudd, H. (2008) Tornetråsk tree-ring width and density AD 500 – 2004: A test of climatic sensitivity and a new 1500-year reconstruction of north Fennoscandian summers. *Climate Dynamics*, 31 (7-8), s. 843-857.
- Gunn, D.E. og Best, A.I (1998) A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, 18 (1), s. 70-77.
- Gustavson, M. og Gjelle, S.T. (1991) Berggrunnskart MO I RANA-M 1:250 000, med beskrivelse. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K. og Masson, D. (2004) The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine geology*, 213 (1), s. 201-234.
- Haflidason, H., Hjelstuen, B.O., Aarseth, I., Monsen, S., Chand, S., Zühlsdorff, C., Nøkling, T.B., Sverre, K.K., Førde, A.E., Macakova, J., Kjennbakken, H., Miljeteig, N., Årthun, T., Bøe, H. og Abdullah, A.A (2006) Marine Geological Cruise Report from Ranafjorden, Voldafjorden, Sognefjorden, Norwegian Channel, Byfjorden and South Hordaland fjords. Bergen, Norway: Department of Earth Science, University of Bergen.
- Haflidason, H., Hjelstuen, B.O., Bergh, M.E., Bøyum, E.S., Monsen, S., Blindheim, D.I., L'Heureux, J.S., Laberg, J.S. og Beaten, N (2010) Marine Geological Cruise Report from Mid-Norwegian Continental shelf, Ranafjorden-Sørfjorden and Lofoten-Vesterålen margin. Bergen, Norway: Department of Earth Science, University of Bergen.
- Hambrey, M.J (1994) *Glacial Environments*. London: UCL Press.
- 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, s. 7-47.
- Hansen, L., L'Heureux, J.S. og Longva, O. (2011) Turbiditic, clay-rich event beds in fjord-marine deposits caused by landslides in emerging clay deposits—palaeoenvironmental interpretation and role for submarine mass-wasting. *Sedimentology*, 58 (4), s. 890-915.
- Helland-Hansen, H. og Nansen, F. (1909) The Norwegian Sea. Report on Norwegian fishery and marine investigations, 2 (2), s. 234-337.
- Hicks, E.C., Bungum, H., og Lindholm, C.D. (2000) Seismic activity, inferred crustal stresses and seismotectonics in the Rana region, Northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 19 (14), s. 1423-1436.
- Hjort, J. og Gran, H.H. (1895) Currents and pelagic life in the Northern Ocean. In: (Eds.) Hjort, Dr. J., Nordgaard, O. og Gran, H.H. "Bergens museum skrifter VI, Report on Norwegian marine investigation 1895 – 97". Bergen: John Grieg
- Holtedahl, H. (1975) The geology of the Hardangerfjord, West Norway. Trondheim: Universitetsforlaget.
- Holtedahl, H. (1993) Marine geology of the Norwegian continental margin. *Norges Geologiske Undersøkelse, special publication*, 6, s. 1-150.
- Howe, J.A., Austin, W.E., Forwick, M., Paetzel, M., Harland, R. og Cage, A.G. (2010) Fjord systems and archives: a review. *Geological Society of London, Special Publications*, 344 (1), s. 5-15.

- Hurrell, J.W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269 (5224), s. 676-679.
- Janbu, N. (1996) Raset i Finneidfjord - 20 juni 1996. *Geonytt*, nr. 4, 20 juni 1996, s. 9-10.
- Jansen, H.L., Simonsen, J.R., Dahl, S.O., Bakke, J. og Nielsen, P.R. (2016) Holocene glacier and climate fluctuations of the maritime ice cap Høgtuvbreen, northern Norway. *The Holocene*, 26 (5), s. 736-755.
- Kaufman, D.S., Ager, T.A., Anderson, N.J., Anderson, P.M., Andrews, J.T., Bartlein, P.J., Brubaker, L.B., Coats, L.L., Cwynar, L.C., Duvall, M.L., Dyke, A.S., Edwards, M.E., Eisner, W.R., Gajewski, K., Geirsdóttir, A., Hu, F.S., Jennings, A.E., Kaplan, M.R., Kerwin, M.W., Lozhkin, A.V., Macdonald, G.M., Miller, G.H., Mock, C.J., Oswald, W.W., Otto-Bliesner, B.L., Porinchu, D.F., Rühland, K., Smol, J.P., Steig, E.J. og Wolfe, B.B. (2004) Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews*, 23 (5), s. 529-560.
- Kjennbakken, H. (2013) Holocene high-resolution paleoclimate records from Voldafjorden and the SE Norwegian sea [Doktoravhandling]. Bergen: Universitetet i Bergen
- Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.S., Jacobsen, B.H. og Kuijpers, A. (2011). Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. *Nature Communications*, 2. DOI: 10.1038/ncomms1186
- Kuenen, P. H. (1956) The difference between sliding and turbidity flow. *Deep sea research*, 3 (2), s. 134-139.
- Larsen, D.J., Miller, G.H. og Geirsdóttir, Á. (2013) Asynchronous Little Ice Age glacier fluctuations in Iceland and European Alps linked to shifts in subpolar North Atlantic circulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 380, s. 52-59.
- Lauritzen, S.E. og Lundberg, J. (1999) Calibration of the speleothem delta function: an absolute temperature record for the Holocene in northern Norway. *The Holocene*, 9 (6), s. 659-669.
- L'Heureux, J.S., Hansen, L. og Longva, O. (2009) Development of the submarine channel in front of the Nidelva River, Trondheimsfjorden, Norway. *Marine Geology*, 260 (1), s. 30-44.
- L'Heureux, J.S., Longva, O. og Hansen, L. (2010) Ny kunnskap om skredmekanismer langs norske fjorder: Eksempel fra Trondheimsfjorden og Sørfjorden i Hemnes. *Fjellsprengningsteknikk/ Bergmekanikk/ Geoteknikk* (2010), s. 5-58, Trondheim: Norges Geologiske Undersøkelse.
- L'Heureux, J.S., Longva, O., Steiner, A., Hansen, L., Vardy, M.E., Vanneste, M., Haflidason, H., Brendryen, J., Kvalstad, T.J. og Forsberg, C.F. (2012a) Identification of weak layers and their role for the stability of slopes at Finneidfjord, northern Norway. *Submarine mass movements and their consequences*, 51 (11), s. 321-330. In: *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer.
- L'Heureux, J.S. (2012b) Vurdering av kartleggingsgrunnlaget for kvikkleire i strandsonen, s. 5-58, Oslo: Norges Geotekniske Institutt
- L'Heureux, J.S., Hansen, L., Longva, O. og Eilertsen, R.S. (2013) Landslides along Norwegian fjords: causes and hazard assessment, s. 81-87. In: *Landslide Science and Practice*. Springer.
- Ljøen, R. og Nakken, O. (1969) On the hydrography of the shelf waters off Møre and Helgeland. *Fiskeridirektoratet, Havundersøkelse 15*. Bergen: Institute of marine research.
- Longva, O., Janbu, N., Blikra, L. og Bøe, R. (2003) The 1996 Finneidfjord slide: seafloor failure and slide dynamics, s. 531-538. In: *Submarine Mass movements and their consequences*. Springer.

- Lyså, A., Sejrup, H.P. og Aarseth, I. (2004) The late glacial–Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway. *Marine geology*, 211 (1), s. 45-78.
- Malvern Worcs (1999) *Malvern Operators Guide*. U.K: Malvern Worcs. In: Ryzak, M. og Bieganowski, A. (2011) Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174 (4), s. 624-633.
- Malvern instruments Ltd (2014) *Mastersizer 3000 basic guide*. UK: Worcestershire.
- Miller, G.H., Geirsdóttir, Á., Zhong, Y., Larsen, D.J., Otto-bliesner, B.L., Holland, M.M., Bailey, D.A., Refsnider, K.A., Lehman, S.J., Southon, J.R., Anderson, C., Björnsson, H. og Thordarson, T. (2012) Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea-ice/ocean feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 39, L02708. DOI: 10.1029/2011GL050168
- Munshell, A.H. (1976) *Munshell book of color: glossy finish collection*. USA: Maryland.
- Nesje, A., Lie, Ø. og Dahl, S.O. (2000) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15 (6), s. 587-601.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S. og 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), s. 267-280.
- Olsen, L., Sveian, H. og Blikra, L.H. (1996) *Korgen-Kvartærgeologisk kart 1927 II-M 1:50 000, med beskrivelse*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Olsen, L. (1999). Quaternary geology and trenching of the Båsmoen fault. *Neotectonics in Norway*. Annual Technical Report, s. 43-46.
- Olsen, L., Sveian, H. og Bergstrøm, B. (2001) Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian Ice Sheet during the Mid and Late Weichselian—a new model. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81 (2), s. 93-117.
- Olsen, J., Anderson, N.J. og Knudsen, M.F. (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5(11), s. 808-812.
- Pini, R. og Guidi, G. (1989) Determination of soil microaggregates with laser light scattering. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 20 (1-2), s. 47-59.
- Powell, R.D. (2003) *Subaquatic landsystems: fjords*. Glacial landsystems, Hodder Arnold, London, s. 313-347.
- Raben, P., Theakstone, W.H. og Tørseth, K. (2000) Relations between Winter Climate and Ionic Variations in a Seven-Meter-Deep Snowpack at Okstindan, Norway. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 32 (2), s. 189-196.
- Rasmussen, A. (1981) The deglaciation of the coastal area NW of svartisen, Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 369, s. 1-31.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal. BP. *Radiocarbon*, 51(4), s. 1111–1150.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Brown, C.E., Buck, C.E., 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., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M.,

- Southon, J.R., Turney, C.S.M. og van der Plicht, J. (2013a) Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: An update to the international calibration (IntCal) criteria. *Radiocarbon*, 55(4), s. 1923-1945.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk, R.C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., 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., Staff, R.A., Turney, C.S.M. og van der Plicht, J. (2013b) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), s. 1869–1887.
- Rosenqvist, I.T. (1953) Considerations on the sensitivity of Norwegian quick-clays. *Geotechnique*, 3 (5), s. 195-200.
- Ryzak, M. og Bieganowski, A. (2011) Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174 (4), s. 624-633.
- Sejrup, H.P., Lehman, S.J., Haflidason, H., Noone, D., Muscheler, R., Berstad, I.M. og Andrews, J.T. (2010) Response of Norwegian sea temperature to solar forcing since 1000 AD. *Journal of Geophysical Research*, 115. DOI:10.1029/2010JC006264.
- Sejrup, H.P., Haflidason, H. og Andrews, J.T. (2011) A Holocene North Atlantic SST record and regional climate variability. *Quaternary Science Reviews*, 30 (21), s. 3181-3195.
- Sills, G.C. og Wheeler, S.J (1992) The significance of gas for offshore operations. *Continental Shelf Research*, 12 (10), s. 1239-1250.
- Sperazza, M., Moore, J.N. og Hendrix, M.S. (2004) High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74 (5), s. 736-743.
- Stockhausen, H. og Zolitschka, B. (1999) Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 18 (7), s. 913-925.
- Stuiver, M. og Suess, H.E. (1966) On the relationship between radiocarbon dates and true sample ages. *Radiocarbon*, 8 (1), s. 534–540.
- Syvitski, J.P.M., Burrell, D.C. og Skei, J.M (1987) *Fjords: processes and products*, s. 3-328, New York: Springer.
- Syvitski, J.P.M (1989) On the deposition of sediment within glacier-influenced fjords: oceanographic controls. *Marine Geology*, 85 (2), s. 301-329.
- Swan, A.R.H. og Sandilands, M. (1995) *Introduction to geological data analysis*. Oxford: Blackwell Science.
- Sætre, R. og Aure (2007) Characteristics circulation feature, s. 99-114. In: Sætre, R. *The Norwegian Coastal Current-Oceanography and climate*. Tapir academic press, Trondheim.
- Theakstone, W.H. (2003) Oxygen isotopes in glacier-river water, Austre Okstindbreen, Okstindan, Norway. *Journal of Glaciology*, 49 (165), s. 282-298.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., & Frank, D.C. (2009) Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *Science*, 324 (5923), s. 78-80.
- Udden, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the geological society of America*, 25 (1), s. 655-744.
- Vanneste, M., Sultan, N., Garziglia, S., Forsberg, C.F. og L'Heureux, J.S. (2014) Seafloor instabilities and sediment deformation processes: the need for integrated, multi-disciplinary investigations. *Marine Geology*, 352, s. 183-214.

- Vanneste, M., Forsberg, C., Knudsen, S., Kvalstad, T., L'Heureux, J.S., Lunne, T., Vardy, M.E., Chand, S., Longva, O. og Morgan, E. (2015) Integration of very-high-resolution seismic and CPTU data from a coastal area affected by shallow landsliding—the Finneidfjord natural laboratory. In: Meyer (Ed.) 3rd international Symposium on Frontier in offshore Geotechnics (ISOFG15), s. 1017-1022, London: Taylor & Francis Group
- Vardy, M.E., L'Heureux, J.S., Vanneste, M., Longva, O., Steiner, A., Forsberg, C.F., Haflidason, H. og Brendryen, J. (2012) Multidisciplinary investigation of a shallow near-shore landslide, Finneidfjord, Norway. *Near Surface Geophysics*, 10 (4), s. 267-277.
- Walker, M. (2005) *Quaternary dating methods.*, s. 1-279, Chichester: John Wiley and Sons.
- Wanner, H., Brönnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D. og Xoplaki, E. (2001) North Atlantic Oscillation—Concepts and Studies. *Surveys in geophysics*, 22 (4), s. 321-381.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. og Widmann, M. (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27 (19), s. 1791-1828.
- Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G. og Wiedicke, M. (1997) Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multisensor core logger. *Marine Geology*, 136 (3), s. 151-172.
- Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30 (5), s. 377-392.
- Winkler, S. (2003) A new interpretation of the date of the "Little Ice Age" glacier maximum at Svartisen and Okstindan, Northern Norway. *The Holocene*, 13 (1), s. 83-95.
- Wood, R.M. (1988) The Scandinavian earthquakes of 22 December 1759 and 31 August 1819. *Disasters*, 12 (3), s. 223,235.

Nettidder

- Calib (2016) Calib radiocarbon Calibration [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://calib.qub.ac.uk/calib/>> [Lest 5 oktober 2015]
- GEOTEK Ltd. Manual (2014) Multi-Sensor Core Logger [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://www.geotek.co.uk/downloads>> [Lest 22 november 2015]
- Hammer, Ø. (2013) PAST 3.12-The Past of the Future [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://folk.uio.no/ohammer/past/>> [Lest 6 november 2015]
- Hammer, Ø. (2015) PAST Paleontological Statistics, reference manual [Internett]. Oslo: Universitetet i Oslo. Tilgjengelig fra: <<http://folk.uio.no/ohammer/past/>> [Lest 2 november 2015]
- Blott, S. (2010) GRADISTAT [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>> [Lest 04 januar 2016]
- Havforskningsinstituttet [IMR] (2003) G.O. Sars [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.imr.no/nyhetsarkiv/2003/juni/g.o._sars_tildelt_prisen_for_arets_skip/nb-no> [Lest 26 mai 2015]
- Havforskningsinstituttet [IMR] (2014a) The Norwegian coastal current [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/den_norske_kyststrommen/en> [Lest 17 november 2015]
- Havforskningsinstituttet [IMR] (2014b) Fjords - water exchange and currents [Internett]. Tilgjengelig fra:

- http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/fjorder_vannutskiftning_og_strom/en
[Lest 17 november 2015]
- Havforskningsinstituttet (2015) Kyst og fjord [Internett]. Tilgjengelig fra:
http://www.imr.no/temasider/kyst_og_fjord/nb-no [Lest 04 januar 2016]
- Oxcal (2015) Oxford Radiocarbon Accelerator Unit [Internett]. Tilgjengelig fra:
<https://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=oxcal.html> [Lest 27 november 2015]
- Norges geologiske undersøkelse [NGU] (2015) Løsmasser [Internett]. Tilgjengelig fra:
<http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 26 november 2015]
- Stuiver, M., Reimer, P.J. og Reimer, R. (2005) CALIB Manual [Internett]. Tilgjengelig fra:
<http://calib.qub.ac.uk/calib/manual/chapter1.html> [Lest 16 november 2016]

Vedlegg

Vedlegg 1: Tabell over gjennomsnittsverdier av obscuration og veid residual

Vedlegg 2: Kornstørrelsesskala

Vedlegg 3: Kommandoer satt inn i alder-dyp modell i Oxcal 4.2

Vedlegg 4: Oppsummering av hovedkomponentanalysen

Vedlegg 1

GS06-145-01GC

Δ obscuration (%)	Δ veid residual (%)	Enhet
15,04	0,32	Enhet 1
13,23	0,27	Enhet 2A
15,62	0,34	Enhet 2B
14,42	0,33	Enhet 3

GS10-163-02PC

Δ obscuration (%)	Δ veid residual (%)	Enhet
13,31	0,36	Enhet 1
13,48	0,29	Enhet 2A
10,49	0,31	Enhet 2B
13,62	0,29	Enhet 3
15,08	0,29	Enhet 4
14,84	0,33	Enhet 5

Vedlegg 2:

phi	Grain Size		Descriptive term	
	mm			
-10	1024		Very Large	Boulder
-9	512		Large	
-8	256		Medium	
-7	128		Small	
-6	64		Very small	
-5	32		Very coarse	Gravel
-4	16		Coarse	
-3	8		Medium	
-2	4		Fine	
-1	2		Very fine	
0	1		Very coarse	Sand
1	500	microns	Coarse	
2	250		Medium	
3	125		Fine	
4	63		Very fine	
5	31		Very coarse	Silt
6	16		Coarse	
7	8		Medium	
8	4		Fine	
9	2		Very fine	
			Clay	

Vedlegg 3:

```
Run: /Aldersmodeller/GS06_145_01GC_uten_T_og_slide.oxcal

Options()
{
  BCAD=FALSE;
};
Plot()
{
  P_Sequence("GS06-145-01GC_uten T + slide",1,1,U(-2,2))
  {
    Boundary();
    Curve("", "IntCal13.14c");
    R_Date("BETA 423859",1720,30)
    {
      z=316.5;
    };
    Curve("", "Marine13.14c");
    Delta_R("",-55,30);
    R_Date("BETA 423857",1120,30)
    {
      z=181.5;
    };
    Curve("", "Marine13.14c");
    Delta_R("",-55,30);
    R_Date("BETA 423858",730,30)
    {
      z=152.5;
    };
    C_Date("core top",0,25)
    {
      z=0;
    };
    Boundary();
  };
};
};
```

Run: /Aldersmodeller/GS10_163_02PC_Oxcal.oxcal

```
Options ()
{
  BCAD=FALSE;
};
Plot ()
{
  P_Sequence ("", 1, 1, U(-2, 2))
  {
    Boundary ();
    Curve ("", "IntCal13.14c");
    R_Date ("Beta-300668", 4230, 40)
    {
      z=1275;
    };
    Curve ("", "Marine13.14c");
    Delta_R ("", -55, 30);
    R_Date ("Beta-428118", 3520, 30)
    {
      z=1084.2;
    };
    Curve ("", "IntCal13.14c");
    R_Date ("Beta-300667", 2950, 30)
    {
      z=1051;
    };
    R_Date ("Beta-423856", 2790, 30)
    {
      z=956;
    };
    R_Date ("Beta-304867", 2320, 40)
    {
      z=799;
    };
    Curve ("", "Marine13.14c");
    Delta_R ("", -55, 30);
    R_Date ("Beta-298675", 2630, 30)
    {
      z=796.5;
    };
    Curve ("", "IntCal13.14c");
    R_Date ("Beta-298674", 2060, 30)
    {
      z=707;
    };
    Curve ("", "Marine13.14c");
    Delta_R ("", -55, 30);
    R_Date ("Beta-298673", 1740, 30)
    {
      z=475.5;
    };
    R_Date ("Beta-423855", 1510, 30)
    {
      z=354.5;
    };
    Curve ("", "IntCal13.14c");
    R_Date ("Beta-300666", 380, 30)
    {
      z=223.85;
    };
    Curve ("", "Marine13.14c");
    Delta_R ("", -55, 30);
    R_Date ("Beta-298672", 650, 30)
    {
      z=189;
    };
    C_Date ("core top", 0, 25)
    {
      z=0;
    };
    // R_Date ("Beta-310993", 320, 30)
    // {
    //   z=10.5;
  }
}
```

Vedlegg 4

Principal components analysis					
Summary	Scatter plot	Scores	Loadings plot	Loadings	Scree plot
PC	Eigenvalue	% variance			
1	6.85398	36.074			
2	2.48788	13.094			
3	1.14351	6.0185			
4	0.994075	5.232			
5	0.927608	4.8821			
6	0.901565	4.7451			
7	0.848612	4.4664			
8	0.80945	4.2603			
9	0.714165	3.7588			
10	0.628636	3.3086			
11	0.587593	3.0926			
12	0.50161	2.6401			
13	0.412652	2.1719			
14	0.400764	2.1093			
15	0.367122	1.9322			
16	0.176985	0.9315			
17	0.135817	0.71482			
18	0.0846049	0.44529			
19	0.0233725	0.12301			

Vedlegg 5

Principal components analysis					
Summary	Scatter plot	Scores	Loadings plot	Loadings	Scree plot
PC	Eigenvalue	% variance			
1	3.81982	20.104			
2	1.70798	8.9893			
3	1.25075	6.5829			
4	1.23162	6.4822			
5	1.15681	6.0885			
6	1.11291	5.8574			
7	1.00862	5.3085			
8	0.969722	5.1038			
9	0.89565	4.7139			
10	0.849744	4.4723			
11	0.813823	4.2833			
12	0.782878	4.1204			
13	0.722727	3.8038			
14	0.698392	3.6757			
15	0.587192	3.0905			
16	0.578119	3.0427			
17	0.386705	2.0353			
18	0.282901	1.489			
19	0.14364	0.756			