

BACHELOROPPGAVE

Sedimenthistorie fra Fjærlandsfjorden, Vest-Norge, de siste 400 år.

A 400 year historical sediment record from the Fjærlandsfjord, Western Norway.

Trond Langeng og Anders Slinning

Bacheloroppgave i Geologi GE419

Institutt for miljø- og naturvitenskap

Veileder: Matthias Paetzel

28.05.2018

Sammendrag

Det er foretatt undersøkelser av to sedimentkjerner fra indre Fjærlandsfjord i Sogndal kommune, med den hensikt å finne ut om signal fra sedimentene kan relateres til klima- og antropogene endringer de siste 400 år.

Sedimentkjernene har blitt analysert med hjelp av ITRAX-skanner, GeoTek multisensor kjernelogger, glødetap og smørepreparater for undersøkelser av diatoméer, partikulært organisk og uorganisk materiale, samt kornstørrelser. Fra de eldste sedimentene til de yngste, minker gammatetthet fra 1,9 til 1,4 g/cm³, coherent/inchoerent fra 0,33 til 0,27 og magnetisk susceptibilitet fra 190-115 SI x 10⁻⁵. Glødetap øker fra 2,3 til 4,6 %. Resultatene viser entydige signal på at avsetningene har endret seg, med en reduksjon i minerogent materiale og en økning i organisk materiale.

Med datering, lokale klimadata og en oversikt over menneskeskapte hendelser, er det konkludert med at signalene kan relateres til klima- og antropogene endringer. Før den lille istids maksimum fikk fjorden lite tilførsel av terrigent materiale fra Storelvi grunnet lav avrenning. En generell tilbaketrekning av breer etter lille istids maksimum har ført til økt avrenning og større transport av terrigent materiale i elva. Det har gitt utslag i mindre minerogent materiale i forhold til organisk materiale, større kornstørrelser, og en økning i organisk materiale. Kanaliseringen av Storelvi og utbyggingen av Bøyadeltaet har ført til bedre vilkår for primærproduksjon og derav en økning i marint organisk materiale. I tillegg har det resultert i mindre kornstørrelser i fjorden. En mer detaljert oversikt er presentert i en modell til slutt i oppgaven.

Abstract

There has been conducted analysis of two sediment cores from the inner Fjærlandsfjord, Western Norway, with the intention to see if signals from the sediments can be related to climate and anthropogenic changes during the last 400 years.

The sediment cores were analyzed using the ITRAX XRF scanner, the GeoTek multi-sensor core logger, loss on ignition and smear slides. Stratigraphically, from the oldest sediments to the youngest, there is a reduction in gamma density from 1.9 to 1.4 g/cm³, coherent/incoherent from 0.33 to 0.27, and magnetic susceptibility from 190-115 SI x 10⁻⁵. Loss on ignition show an increase from 2.3 to 4.6%. The results clearly show that the deposits have changed with a reduction in minerogenic material and an increase in organic material.

Considering the sedimentation rates, local climate data and human impact, there are strong indications that the signals can be related to climate and anthropogenic changes. The supply of terrigenous material from Storelvi was small prior to the Little Ice Age Maximum (LIAM), due to low runoff. The general retreat of the glaciers after LIAM resulted in increased run off and transport of terrigenous material. This is shown by less minerogenic material relative to organic material, bigger grain sizes, and an increase in total organic material. The channeling of Storelvi and the expansion of the Bøyadelta have resulted in smaller grain sizes and better conditions for primary production, hence an increase in organic material. A complete overview of the changes is presented in a box model.

Forord

Denne bacheloroppgaven er avslutningen for studiet geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet – Sogndal, våren 2018. Det har vært en utfordrende og lærerik prosess.

Vi ønsker å takke vår veileder Matthias Paetzel for god oppfølging og hjelp i løpet av hele bachelorperioden, og setter stor pris på all instruksjon, besvarelser av spørsmål og veiledning.

Takk til Haflidi Haflidason og Universitetet i Bergen for at vi fikk bruke sedimentkjernene de hadde samlet inn, og for bruk av utstyr ved laboratoriet der. Takk for veiledning også i etterkant av oppholdet i Bergen.

Til slutt vil vi takke Pål Gran Kielland ved Norsk Bremuseum for viktige opplysninger angående breene i Fjærland, Stein Bondevik for tips om tidligere undersøkelser i området, og Torbjørn Vangsnes for tillatelse til å bruke hovedoppgaven hans.

Sogndal 27.05.2018

Trond Langeng og Anders Slinning

Innholdsfortegnelse

Figurliste.....	6
Tabelliste	7
1. Introduksjon.....	8
1.1 Problemstillinger	8
1.2 Målsettinger.....	9
2. Områdebeskrivelse	10
2.1 Lokalitet.....	10
2.2 Berggrunnsgeologi	13
2.3 Kvartærgeologi.....	16
2.4 Avsetninger	19
2.5 Klima	21
2.6 Batymetri	23
2.7 Hydrologi og hydrografi.....	24
2.8 Tidligere oppgaver, publikasjoner og rapporter	26
3. Metode.....	28
3.1 Prøvetaking.....	28
3.2 Åpning av kjerneprøver.....	28
3.3 Laboratorium Bergen	29
3.3.1 Beskrivelse av prøvene.....	29
3.3.2 ITRAX-skanner	29
3.3.3 GeoTek multisensor kjernelogger	31
3.4 Laboratorium Sogndal	32
3.4.1 Glødetap	32
3.4.2 Smørepreparat	33
3.4.3 Observasjoner i laboratorium	34
4. Resultat.....	37
4.1 Lokasjon	38
4.2 Kjerneprøve (HB17-211)-02MC-A.....	39
4.2.1 Laboratorium UiB	39
4.2.2 Laboratorium HVL – Sogndal.....	44
4.3 Kjerneprøve (HB17-211)-01MC-A.....	49
4.3.1 Laboratorium UiB	49
4.3.2 Laboratorium HVL – Sogndal.....	54
4.4 Oppsummering resultat	59

5. Diskusjon.....	61
5.1 Miljøendringer i Fjærlandsfjorden de siste 400 år.....	61
5.2 Klima- og antropogene endringer de siste 100 år.....	66
5.3 Klimautviklingens og kanaliseringens påvirkning på fjordmiljøet	73
6. Konklusjon	75
7. Referanser.....	76

Figurliste

Figur 1: Oversiktskart over Norge (venstre oppe), Sognefjorden (høyre oppe) og Fjærlandsfjorden (midten høyre). De nederste rutene viser sedimentkjernenes lokasjon i et oversiktskart (venstre) og i et flyfoto (høyre). ©ArcGis ©Kartverket.....	11
Figur 2: Detaljert oversiktskart over Fjærlandsfjorden med stedsnavn, samt lokasjon for sedimentkjerner. ©ArcGis ©Kartverket.....	12
Figur 3: Berggrunnskart over Fjærlandsfjorden og omliggende områder. ©ArcGis ©NGU ©Kartverket.....	14
Figur 4: Kart som viser nedbørsfelt for de største elvene, samt mindre elver langs fjordsidene. Kartet viser også breareal, samt lokasjon for målestasjoner og sedimentkjerner. ©ArcGis ©Kartverket ©NVE ©MET	21
Figur 5: Graf som viser årlig nedbør fra 1944 til 2017 i Fjærland. Trenden er vist ved oransje linje. Brudd i grafen representerer manglende data. Data er hentet fra Det norske meteorologiske institutt sin eKlima-database (2018).	22
Figur 6: Batymetrisk kart over Fjærlandsfjorden. Delta, fjordbasseng, terskler og sedimentkjerner er tegnet inn på kartet. ©Vangsnes.....	23
Figur 7: Illustrasjonsfoto som viser utstyret som ble brukt til å dele kjerneprøvene. Vinkelsliperne er fastmontert på skinner som kan beveges frem og tilbake. Kjerneprøven er plassert på en egen skinne i midten.....	29
Figur 8: Foto som viser ITRAX kjerneskaner. Sedimentkjernen plasseres i kammeret til venstre, med toppen av sedimentene vendt mot sensorene. Sensorene er plassert i skapet i midten.....	30
Figur 9: Foto som viser GeoTek multisensor kjernelogger. Sedimentkjernene plasseres med toppen av sedimentene vendt mot venstre.	31
Figur 10: Bildet til venstre viser mengden sediment som ble benyttet til glødetap. Bildet til høyre viser diglene med sediment som blir plassert til avkjøling i eksikator etter steking.	33
Figur 11: Bildet til venstre viser kjerne (HB17-211)-01MC-A og homogenisert sediment. Bildet til høyre viser fordamping av løsemiddelet, samt avkjøling av smørepreparater.	34
Figur 12: Årlig nedbør og middeltemperatur fra klimastasjoner i Fjærland i tidsrommet 1944 til 2017 (MET, 2018).....	38
Figur 13: Visuell beskrivelse av kjerne 02MC-A. Optisk bilde, røntgenbilde, fargekode (Munsell, 1976), litologi (Folk, 1954)	39
Figur 14: XRF-grafer som viser endringer i innholdet av kalsium (Ca), silisium(Si), kalium (K) og brom (Br) for kjerne 02MC-A.....	40
Figur 15: Graf som viser endringer i forholdet mellom coherent og incoherent for kjerne 02MC-A..	41
Figur 16: Grafer som viser endringer i magnetisk susceptibilitet for kjerne 02MC-A. Grafen til venstre er skalert for å kunne se variasjonene tydeligere.	42
Figur 17: Graf som viser endringer i gammatetthet for kjerne 02MC-A.	43
Figur 18: Graf som viser endringer i organisk innhold fra glødetap for kjerne 02MC-A.	44
Figur 19: Grafer som viser forholdet mellom ferskvannsdiaatoméer og marine diatoméer for kjerne 02MC-A.	45
Figur 20: Grafer som viser endringer i kumulativ kornfordeling for kjerne 02MC-A.....	46
Figur 21: Grafer som viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale for kjerne 02MC-A.	47
Figur 22: Grafer som viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale for kjerne 02MC-A.....	48
Figur 23: Visuell beskrivelse av kjerneprøve 01MC-A. Optisk bilde, røntgenbilde, fargekode (Munsell, 1976) og litologi (Folk, 1954).....	49
Figur 24: XRF-grafer som viser endringer i innholdet av kalsium (Ca), silisium(Si), kalium (K) og brom (Br) for kjerne 01MC-A.....	50

Figur 25: Graf som viser forholdet mellom coherent/incoherent for kjerne 01MC-A.	51
Figur 26: Graf som viser endringer i magnetisk susceptibilitet for kjerne 01MC-A.	52
Figur 27: Graf som viser endringer i gammatetthet for kjerne 01MC-A.	53
Figur 28: Graf som viser endringer i organisk innhold fra glødetap for kjerne 01MC-A.	54
Figur 29: Grafer som viser forholdet mellom marine diatoméer og ferskvannsdiatoméer for kjerne 01MC-A.	55
Figur 30: Grafer som viser endringer i kornfordeling av fin silt, veldig fin silt og leire, samt kumulativ kornfordeling for kjerne 01MC-A.	56
Figur 31: Grafer som viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale for kjerne 01MC-A.	57
Figur 32: Grafer som viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale for kjerne 01MC-A.	58
Figur 33: Forslag til den lille istids maksimum basert på ²¹⁰ PB-datering. Her vist i forhold til endringer i gammatetthet, røntgenbilde og endring i marint organisk materiale.	62
Figur 34: Tolkning av resultater fra gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, kumulativ kornfordeling, forhold organisk - minerogent, brom, forhold terrestrisk - marint og forhold ferskvannsdiatoméer - marine diatoméer for kjerne 02MC-A.	63
Figur 35: Grafer som viser sammenhengen mellom årlig nedbør, årlig middeltemperatur og ferskvannsdiatoméer for kjerne 01MC-A. For de skraverte områdene, er det også vist beregnede sedimentasjonsrater. ²¹⁰ PB-dateringen fra 1981 er vist til høyre.	67
Figur 36: Tolkning av resultater fra gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, kumulativ kornfordeling, forhold organisk - minerogent, brom, forhold terrestrisk - marint og forhold ferskvannsdiatoméer - marine diatoméer for kjerne 01MC-A.	69
Figur 37: Foto over Bøyaøyri før deltautbygging 1964 (Statens Kartverk, 1964). Under deltautbyggingen ca. 1980 (Fjellanger-Widerøe AS, 1980). Etter deltautbygging 2017 (Statens Kartverk, 2017). Hvit pil markerer referansepunkt.	71
Figur 38: Modell over påvirkningen av fjordmiljøet.	73

Tabelliste

Tabell 1: Oversikt over bergartene som finnes i området, samt mineralinnhold. Sammensetningen av bergarter er hentet fra NGU (2018), Vangsnes (1981) og Nesse (2017).	15
Tabell 2: Oversikt over mineraler, samt kjemiske formler og essensielle kationer. Mineralene er rangert etter forekomst i bergartene. De kjemiske formlene er hentet fra Manutchehr-Danai (2009). .	16
Tabell 3: Tabell som viser framrykkene til breene i området rund Fjærland. Årstallene for Jostedalsbreen er omtrentlige. Dataen er hentet fra (Nesje & Dahl, 2003; Nesje et al., 2008; Nussbaumer et al., 2011; Zemp et al., 2011; Winkler et al., 2009).	18
Tabell 4: Oversikt fra innsamlingen av sedimentkjernene. Tidspunkt, metode, dyp og posisjon. Tabell hentet fra Haflidason et al. (2017).	28
Tabell 5: Oversikt over marine, bentiske og ferskvannsdiatoméer.	35
Tabell 6: Kornstørrelser klassifisert etter Udden og Wentworth. Tabell hentet fra Blott og Pye (2012).	35

1. Introduksjon

Klimaet på den nordlige halvkule har det siste årtusen utviklet seg i samsvar med temperaturer i middelalderens varmeperiode, en kjølig lille istid, og en global oppvarming. Nyere forskning har også rettet søkelyset mot økt vinternedbør som en følge av trender i den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) som en annen påvirkende kraft; se Nesje & Dahl (2003) for en oversikt.

Paasche & Bakke (2010) har konkludert med at den lille istid fant sted rundt 1400 til 1800. For Jostedalsbreen hadde den lille istid sitt maksimum mellom 1740 og 1750. Deretter har tilbakegangen av mange isbreer blitt regnet som et entydig tegn på en global oppvarming (Nesje et al., 2008). Fra 1800 til nåtid har jordkloden arbeidet med en kontinuerlig oppvarming etter den lille istid (Akasofu, 2010).

De fleste fjorder er kilder til godt bevarte avsetninger, som viser både terrigene og marine prosesser tilbake i tid. Sedimentasjonen blir påvirket av klimatiske, glasiøse, fluviale, geografiske og geotekniske parametere (Syvitski et al., 1987). En av prosessene er primærproduksjon, som står for den totale produksjonen av organisk materiale som dannes ved fotosyntese på land og i hav (Field et al., 1998). Andre prosesser er brebevegelser, avrenning og transport i elver (Syvitski et al., 1987). I tillegg til de naturlige endringene kan antropogene endringer ha en påvirkning på fjordmiljøet (Engel, 1997).

Denne bacheloroppgaven ser på signal fra fjordmiljøet i Fjærlandsfjorden, og hvordan fjorden responderer på miljøforandringer de siste 400 år. Oppgaven tar utgangspunkt i to sedimentkjerner tatt i indre Fjærlandsfjord.

1.1 Problemstillinger

1. Viser signal fra avsetningene i Fjærlandsfjorden endringer i frekvens og styrke, i lys av klimautviklingen de siste 400 år?
2. Kan sedimentære signal brukes for å skille mellom naturlige og menneskeskapte endringer over samme tidsrom?

1.2 Målsettinger

For å kunne svare på problemstillingene, er det valgt følgende målsettinger:

Målsetting 1 - Dokumentasjon av endringer

For å finne ut av endringer i fjordmiljøet, vil det dokumenteres resultat fra ulike parametere i de to sedimentkjernene. Dette kan være endringer i:

- Abiotiske signal, herunder: minerogent materiale og geokjemiske signal.
- Biotiske signal, herunder: organisk materiale og signal fra mikroorganismer.

Undersøkelsene omhandler magnetisk susceptibilitet, tetthet, kornstørrelser, diatoméer, elementanalyse, forhold mellom minerogent og organisk materiale, samt forhold mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale.

Målsetting 2 - Datering

Videre vil det forsøkes å bestemme når sedimentene i kjernene ble avsatt. Tidfesting av avsetningene tar utgangspunkt i en radiometrisk datering etter ^{210}Pb -metoden, utført av Vangsnes (1981) i områder nær posisjonene for sedimentkjernene. Sedimentasjonsraten fra ^{210}Pb -dateringene skal anvendes for aldersbestemmelsen, med hjelp av dokumenterte signal og klimadata. Anvendelsen tar også i bruk den relative dateringsmetoden etter Paetzl og Dale (2010), som tar utgangspunkt i forhold mellom ferskvannsdiatoméer og lokal årsnedbør over de siste ca. 100 år.

Målsetting 3 - Tolkning

Målet er å knytte sedimentære variasjoner opp mot bestemte miljøendringer, i form av klimaendringer eller menneskelig påvirkning. Resultater fra de sedimentære signalene, aldersbestemmelsen, og historiske hendelser er utgangspunktet for arbeidet med sporing av kilder.

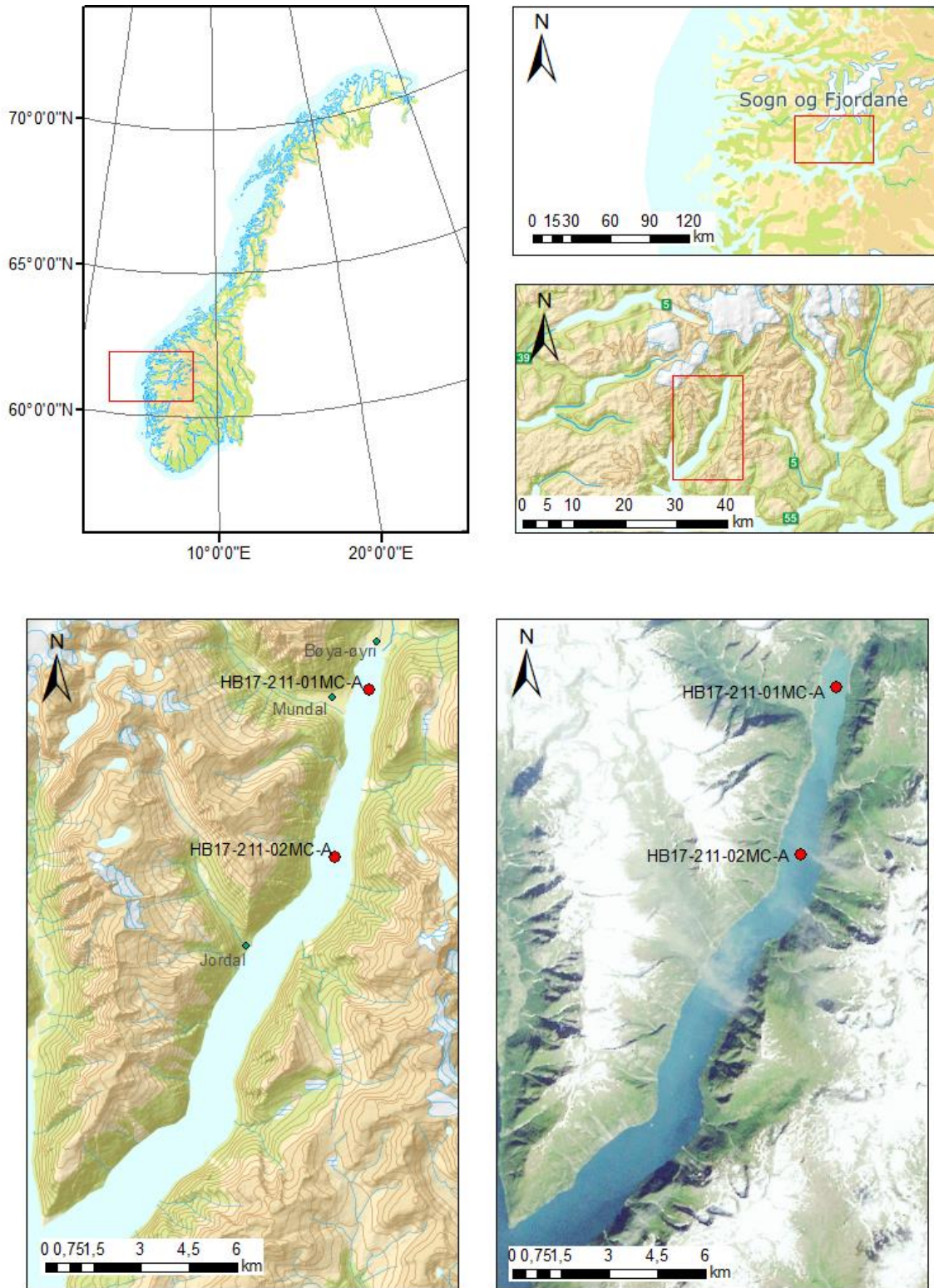
Oppgaven er oppdelt i 6 kapitler. I det neste kapitlet vil Fjærlandsfjorden og området rundt beskrives. Deretter følger en gjennomgang av metodene som er anvendt, etterfulgt av en presentasjon av de mest fremtredende resultatene. Videre vil resultatene diskuteres, og oppgaven avsluttes med en konklusjon.

2. Områdebeskrivelse

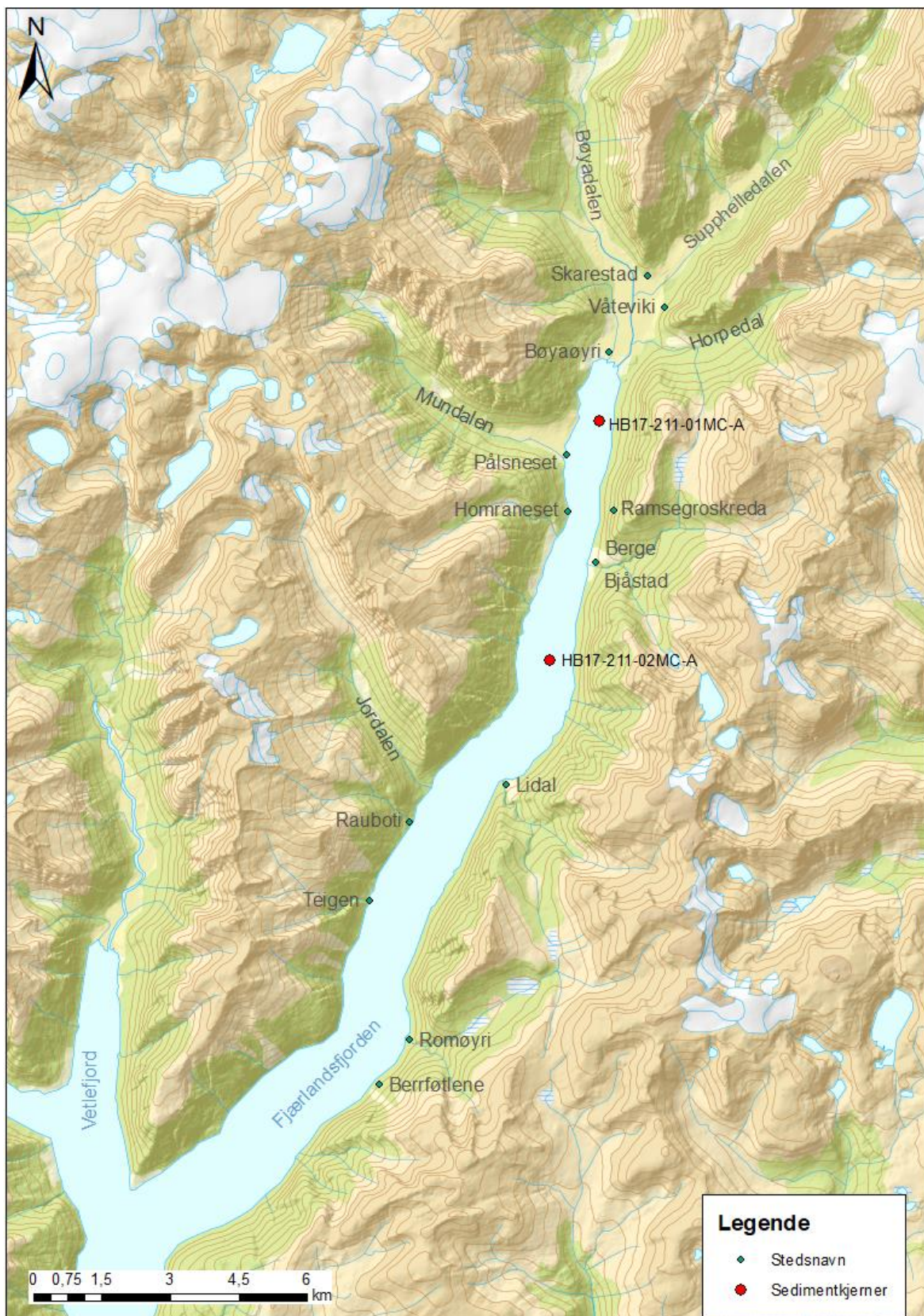
2.1 Lokalitet

Sognefjorden er med sine 205 km Norges lengste fjord, og er på det dypeste 1308 meter dyp (Ramberg et al., 2013). Fjærlandsfjorden er en nordøstgående fjordarm til Sognefjorden (Figur 1). Den er 28 km lang, og ligger i Sogndal kommune, i Sogn og Fjordane (Askheim, 2017).

Innerst i Fjærlandsfjorden ligger Fjærland. Fjærland er en bygd med omtrent 300 innbyggere, der en av hovednæringene er breturisme. I bygda ligger Norsk Bremuseum, som ble åpnet i 1991 (Norsk Bremuseum, 2018a).



Figur 1: Oversiktskart over Norge (venstre oppe), Sognefjorden (høyre oppe) og Fjærlandsfjorden (midten høyre). De nederste rutene viser sedimentkjernenes lokasjon i et oversiktskart (venstre) og i et flyfoto (høyre).
©ArcGis ©Kartverket



Figur 2: Detaljert oversiktskart over Fjærlandsfjorden med stedsnavn, samt lokasjon for sedimentkjermer.
©ArcGis ©Kartverket

2.2 Berggrunnsgeologi

Norge er en del av det prekambriske grunnfjellet i Skandinavia – Det fennoskandiske skjoldet. Over det fennoskandiske skjoldet ligger den kaledonske fjellkjeden langs store deler av det vestlige Skandinavia (NGU, 2017a). Den kaledonske fjellkjeden ble dannet i Silur for rundt 430 millioner år siden, som et resultat av kollisjonen mellom urkontinentene Laurentia og Baltika. Fjellkjeden ble da skjøvet over grunnfjellet, fra nordvest mot sørøst (NGU, 2017b).

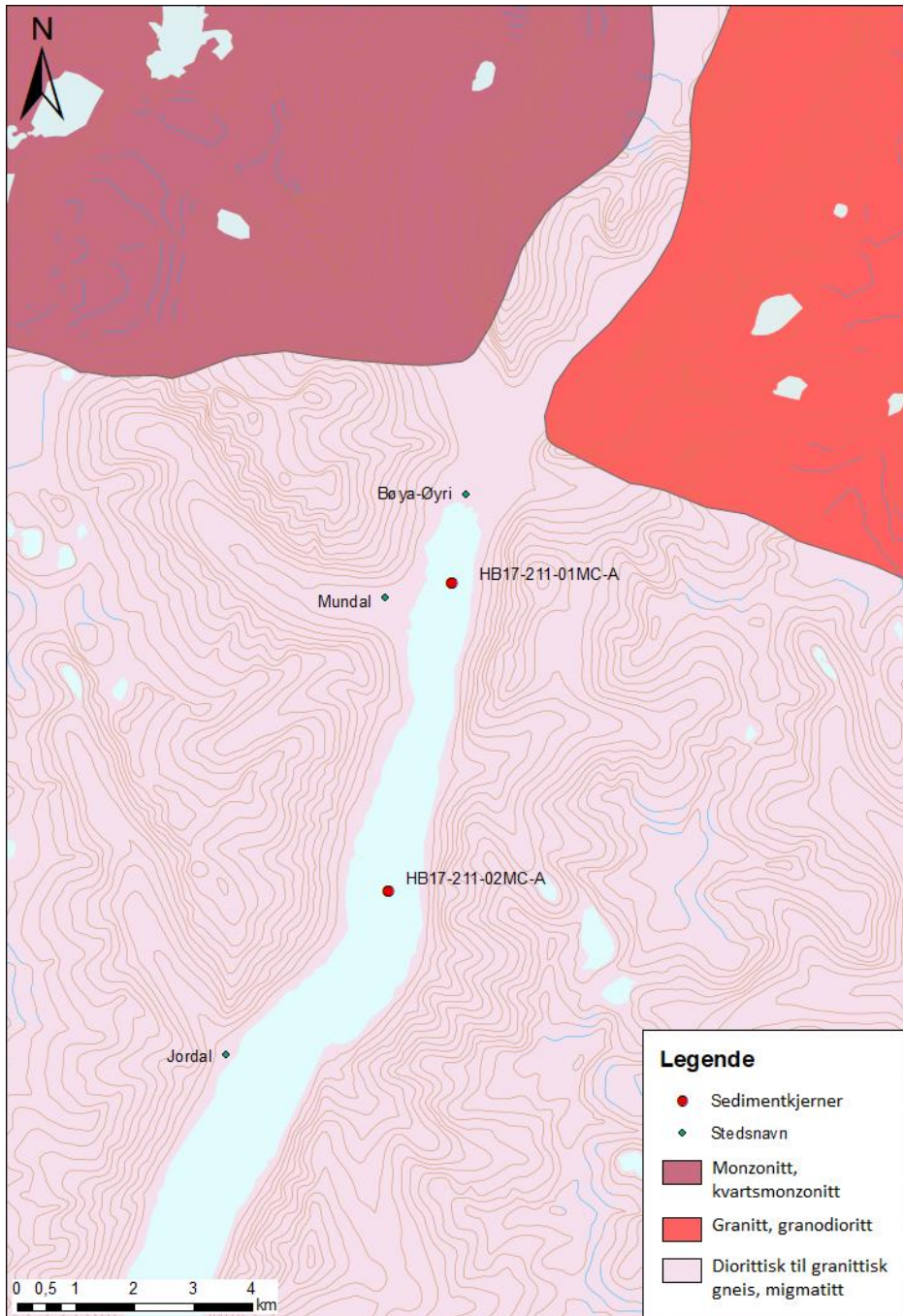
Fjærlandsfjorden ligger i den vestre gneisregionen, som er et mer enn 25 000 km² stort område med prekambriske bergarter. Landskapet består av høyfjell med rester av gamle landflater, der erosjon har skapt landformer som tinder, egger, kammer, bratte fjellvegger, daler og fjorder. Gneisregionen består av granittisk til diorittisk gneis, som stedvis er migmatittisk. Dannelsen skjedde fra omtrent 1700 til 1500 millioner år siden. I enkelte områder finnes det linser og lag med glimmerrike gneiser og amfibolitter. De geologiske strukturene i gneisregionen ble formet da de prekambriske bergartene på vestsiden av Baltika ble presset ned i dypet som en følge av den kaledonske fjellkjededannelsen. Der ble de varmet opp, omdannet og deformert. Den kaledonske omformingene har vært stor, og det er fortsatt en utfordring å skille opprinnelige prekambriske bergarter fra kaledonske (Ramberg et al., 2013, s.112-113).

Sørparten av gneisregionen kan deles inn i to komplekser; Jostedalskomplekset i øst, og Fjordanekomplekset i vest. Fjordanekomplekset består av deformerte utgaver av kaledonske dekker. Jostedalskomplekset består hovedsakelig av prekambriske migmatitter, ortogneiser og granitter (Ramberg et al., 2013, s.112-113). Det er i dette komplekset Fjærlandsfjorden ligger (NGU, 2018a).

For 1000 til 920 millioner år siden påvirket den svekonorvegiske fjellkjededannelsen den sørlige delen av gneisregionen, både med migmatittisering og magmatisk virksomhet. Den svekonorvegiske fjellkjededannelsen er et resultat av platekollisjoner vest for det fennoskandiske skjoldet. Fra Gaupne i Sogn, og videre nordvestover under Jostedalsbreen, finnes det granittintrusiver med tilsvarende alder. Den kaledonske deformasjonen øker mot nordvest, der den stedvis blir omdannet til øyegneis (Ramberg et al., 2013, s.116-117).

Berggrunnen rundt Fjærlandsfjorden består hovedsakelig av granittisk gneis bestående av 60% feltspat, 5-8% biotitt, 25% kvarts, og 7-10% tilleggsmineraler (Tabell 1). Det finnes også innslag av øyegneis, amfibolitt, migmatitter og pegmatittganger (Vangnes, 1981). Kart fra Norges geologiske undersøkelser (Figur 3) viser at området rundt Bøyabreen består av

monzonitt og kvartsmonzonitt, mens området nær Suphellebreen består av granitt og granodioritt (NGU, 2018b). Dette er magmatiske intrusiver med forholdsvis lik sammensetning av plagioklas og alkaliefeltspat, men med en forskjell i kvartsinnhold (Nesse, 2017). For mineralsammensetning og kjemiske formler, se tabell 1 og 2.



Figur 3: Berggrunnskart over Fjærlandsfjorden og omliggende områder. ©ArcGis ©NGU ©Kartverket

Tabell 1: Oversikt over bergartene som finnes i området, samt mineralinnhold. Sammensetningen av bergarter er hentet fra NGU (2018), Vangsnes (1981) og Nesse (2017).

Bergarter	Essensielle mineraler	Tilleggsmineral	Sannsynlige tilleggsmaterialer
Monzonitt/kvartsmonzonitt	Plagioklas	Nefelin	
	Alkalifeltspat	Biotitt	
	Kvarts	Hornblende Pyroksen	
Granitt/granodioritt	Plagioklas	Muskovitt	Zirkon
	Alkalifeltspat	Biotitt	Apatitt
	Kvarts	Hornblende	Fe-Ti oksid
			Epidot
			Allanitt
			Titanitt
			Rutil
Diorittisk-/granittisk gneis	Plagioklas		Apatitt
	Alkalifeltspat		Epidot
	Kvarts		Granat
	Biotitt		Zirkon
	Ortopyroksen		Allanitt
	Cordieritt		Fe-Ti oksid
			Safirin
Migmatit	<i>Lik komposisjon som diorittisk/granittisk gneis</i>		
Øyegneis	<i>Lik komposisjon som diorittisk/granittisk gneis</i>		
Pegmatitt	Plagioklas	Turmalin	Zirkon
	Alkalifeltspat	Beryll	Apatitt
	Kvarts	Lepidolitt	Fe-Ti oksid
	Muskovitt	Spodumen	Allanitt
	Biotitt	Amblygonitt	Granat

Tabell 2: Oversikt over mineraler, samt kjemiske formler og essensielle kationer. Mineralene er rangert etter forekomst i bergartene. De kjemiske formlene er hentet fra Manutchehr-Danai (2009).

Mineraler	Kjemisk formel	Kationer i tillegg til Al og Si
Plagioklas	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8/\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+$
Alkalifeltspat	KAlSi_3O_8	K^+
Kvarts	SiO_2	
Muskovitt	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F},\text{OH})_2$	K^+
Biotitt	$\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{Al},\text{Fe})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$	$\text{K}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$
Pyroksen	$(\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Li}, \text{Mn}, \text{Na}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Cr}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Zn})\text{Si}_2\text{O}_6$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Li}^+, \text{Mn}^{2+}, \text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Cr}^{2+}, \text{Zn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+}$
Cordieritt	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	$\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$
Nefelin	$(\text{Na}, \text{K})\text{AlSiO}_4$	Na^+, K^+
Hornblende	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_5(\text{Al}, \text{Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^+, \text{K}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$
Turmalin	$(\text{Ca}, \text{K}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Li}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Cr}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$	$\text{Ca}^{2+}, \text{K}^+, \text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Li}^+, \text{Cr}^{2+}, \text{V}^{2+}$
Beryll	$\text{Be}_3\text{Al}_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})$	Be^{2+}
Lepidolitt	$\text{K}(\text{Li}, \text{Al})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{F}, \text{OH})_2$	K^+, Li^+
Spodumen	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$	Li^+
Amblygonitt	$(\text{Li}, \text{Na})\text{Al}(\text{OH}, \text{F})\text{PO}_4$	Li^+, Na^+
Zirkon	ZrSiO_4	Zr^{4+}
Apatitt	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{O}, \text{OH})_3$	Ca^{2+}
Fe-Ti oksid	$\text{Fe}_2\text{O}_2/\text{TiO}_2$	$\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$
Epidot	$\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{O}, \text{OH})(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$
Allanitt	$\text{Ca}, (\text{Ce}, \text{Th})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2(\text{O} \text{OH} \text{SiO}_4 \text{Si}_2\text{O}_7)$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Ce}^{3+}, \text{Th}^{4+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}$
Titanitt	$\text{CaTi}(\text{O} \text{SiO}_4)$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Ti}^{3+}$
Rutil	TiO_2	Ti^{3+}
Safirin	$\text{Mg}, \text{Al})_8(\text{Al}, \text{Si})_6\text{O}_{20}$	Mg^{2+}
Granat	$(\text{Ca}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+}, \text{Ti}, \text{Cr}^{3+}, \text{Ti}, \text{V}^{3+}, \text{Zr})_2(\text{SiO}_4)_3$	$\text{Ca}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{3+}, \text{Ti}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Ti}^{4+}, \text{V}^{3+}, \text{Zr}^{4+}$

2.3 Kvartærgeologi

Kvartærgeologien omhandler de siste 2,6 millioner år (NGU, 2015). Denne tidsperioden kjennetegnes blant annet ved hyppige klimaendringer, og derav veksling mellom glasialer og interglasialer. Under stadialene, de kalde periodene i glasialene, hadde isbreene framrykk (Nesje, 2012). Breenes framrykk og tilbaketrekning har formet mange av dagens landformer og avsetninger i Norge (NGU, 2015).

Isbre og brebevegelse

En bre er en masse av snø og is som vesentlig ligger på land og som er, eller har vært i bevegelse. Isbreer blir dannet ved opphopning av snø, som på grunn av trykk, smelting og frysing vil øke i tetthet og omvandles til is. Den beveger seg som en plastisk masse mot lavereliggende områder, og vil etter hvert smelte. I motsetning til elver, kan isbreer forme og erodere landskapet under havnivå (Nesje, 2012). Breers framrykk og tilbakegang er et resultat av variasjoner i sommertemperatur og vinternedbør (Nesje & Dahl, 2003).

Holocen er den yngste epoken i kvartærgeologien, og regnes fra 11 500 år siden og fram til i dag. Rundt tidlig til midten av Holocen var temperaturen 1,5-2°C varmere enn i nåtid (Nesje et al., 2008). I perioden fra 10 000 til 6 000 år siden, har de fleste isbreer i Norge smeltet bort minst én gang. Dette var grunnet høye sommertemperaturer og/eller redusert vinternedbør (Nesje & Dahl, 2003).

Den lille istid strekker seg fra år 1400 til 1800 (Paasche & Bakke, 2010), og temperaturen var gjennom den lille istid 1°C lavere enn i nåtid (Akasofu, 2010). Tidspunktet for den lille istids maksimum varierte i det sørlige Norge (Nesje et al., 2008). Jostedalsbreen nådde sitt maksimum i 1750 (Nussbaumer et al., 2011), og generelt har det vært en tilbaketrekning fra 1750 til 1930-1940 (Nesje et al., 2008).

Et lite framrykk er dokumentert for alle utløpsbreer fra Jostedalsbreen på 1870-tallet (Nussbaumer et al., 2011). Fra 1930 har de fleste isbreer hatt en tilbakegang i området. På 1990-tallet var det en periode med høy vinternedbør (Nesje & Dahl, 2003; Nesje et al., 2008), og flere isbreer responderte på dette med framrykk på slutten av 1990-tallet og starten av 2000-tallet (Nesje et al., 2008; Zemp et al., 2011). Fra tidlig 2000-tallet har de fleste isbreer trukket seg raskt tilbake, hovedsakelig grunnet høye sommertemperaturer (Nesje et al., 2008).

Nord-Øst for Fjærlandsfjorden ligger Bøyabreen og Suphellebreen, som begge er brearmer til Jostedalsbreen. Bøyabreen var i 2010 en 5,7 km lang regenerert bre med et areal på 13,9 km². Framrykk er registrert i 1872, 1888, 1909 (Nussbaumer et al., 2011), og rundt 1930 (Nussbaumer et al., 2011; Vangsnes, 1981; Zemp et al., 2011). Etter framrykket i 1930 ble et lite vann dannet bak endemorenen 150 m.h. (Vangsnes, 1981). Deretter har breen trukket seg tilbake omtrent 800 meter fra 1930 til 1960. Mellom 1960 og 2000 er utviklingen noe usikker, men brefronten har totalt sett gått fram ca. 110 m i perioden 1966-1997 (Sorteberg, 1998), med en tilbaketrekning etter 1997 (Winkler et al., 2009).

Supphellebreen er også en regenerert bre, med en lengde på 8,4 km og et areal på 11,8 km² i 2010. Framrykk er registrert i 1912, 1929 og 1996 (Nussbaumer et al., 2011). Målinger i 1979 og 1982 viser en bevegelse på rundt 0 m i denne perioden (Roland & Haakensen, 1985). Mellom 1966 og 1997 har breen økt ca. 40 m i lengde og ca. 90 m i bredde (Sorteberg, 1998). Breen har hatt en tilbaketrekning på over 300 meter siden 1899, og nesten 1 km siden breens maksimum rundt 1750 (Norsk Breuseum, 2018b).

Tabell 3: Tabell som viser framrykkene til breene i området rund Fjærland. Årstallene for Jostedalsbreen er omtrentlige. Dataen er hentet fra (Nesje & Dahl, 2003; Nesje et al., 2008; Nussbaumer et al., 2011; Zemp et al., 2011; Winkler et al., 2009).

Breer	Breframrykk				
Jostedalsbreen	1870	-	-	1930	2000
Bøyabreen	1872	1888	1909	1931	1997
Supphellebreen	-	-	1912	1929	1996

Fjorder

Fjorder er definert som dype elvemunninger som senere har blitt utgravd eller modifisert av isbreer. De finnes derfor kun ved høye breddegrader (42°) (Syvitski et al., 1987).

I tidsperiodene Paleogen og Neogen foregikk det en landheving av den paleiske overflaten – en jevn landskapsoverflate som var formet av langvarig erosjon før kvartærtiden. Elver begynte deretter å erodere landskapet. Den fluviale utgraving fulgte svakhetssoner i berggrunnen (Syvitski et al., 1987). Under glasialene vokste isbreene frem. De fulgte elveeroderte daler, og omformet disse. Isbreene gjorde dalsidene brattere, avsatte materiale som terskler, og formet bassenger. Denne erosjonen ble gjentatt ved flere glasialer, og noen daler ble erodert ned til under havnivå. I tillegg til å erodere, fraktet breene også materiale som hadde rast ut under de interglasiale periodene. Terskler er rester av endemorener som isbreer har avsatt, og de indre fjordområdene er dermed dypere enn ved tersklene (Ramberg et al., 2013). Utgravingen har gjort det mulig for havet å strømme inn etter at breene smeltet vekk (Nesje, 2012).

2.4 Avsetninger

De fleste fjorder er kilder til godt bevarte avsetninger som viser både terrigene og marine prosesser (Syvitski et al., 1987). Fjærlandsfjorden har to hovedsedimentkilder; glasifluvialt materiale fra Jostedalsbreen og terrigent materiale fra fjordsidene. Sedimentene er avsatt enten ved delta, basseng eller på terskel (Vangsnes, 1981).

Formasjon av glasialt materiale er en konsekvens av abrasjon og plukking i den glasiale erosjonsprosessen. Abrasjon er skuring mot bergoverflaten med bergartsfragmenter på breens underside. Finere materiale polerer overflaten, mens grovere materiale lager skuringsstriper. Plukking skjer ved regelasjon, der hindringer ved breens underside skaper trykksmelting og gjenfrysning. Dette kan løsrive større blokker, ofte langs sprekker i fjellet (Nesje, 2012). Svaberg ved Fjærlandsfjorden har skuringsstriper som følger fjordretningen (Vangsnes, 1981).

Glasialt materiale er avsatt som morenemateriale direkte fra breer, eller som glasifluvialt materiale fra smeltevann. Ved breframrykk eller opphold i en tilbaketrekning, blir morenemateriale skjøvet opp foran brefronten. Ryggene kalles randmorener, og kan videre klassifiseres som sidemorene og endemorene (Nesje, 2012). Det er registrert en endemorene avsatt av Mundalsbreen, og en morenerest ved Pålneet. Det er også registrert endemorener og sidemorener i Bøyadalen, i tillegg til avsetninger ved Våtevik og Skarestad (Figur 2) (Vangsnes, 1981).

Fjellsidene langs Fjærlandsfjorden består av flere trange fluviale daler eller skredløp som frakter terrigent materiale ut i fjorden. I Fjærlandsfjorden følger skredløpene svakhetssoner i fjellet. Ved Berrføtlene ligger en 1,5 km bred og 800 m høy skredvifte. Den er aktiv og fortsetter under vann (Vangsnes, 1981).

Fluviale daler når fjorden ved Romøyri, Lidal og Berge-Bjåstad på østsiden, og Rauboti og Teiger på vestsiden av fjorden. Hengende daler til Fjærlandsfjorden med fluviale trekk i nedre deler er Mundalsdalen, Horpedalen og Jordalen (Figur 2) (Vangsnes, 1981).

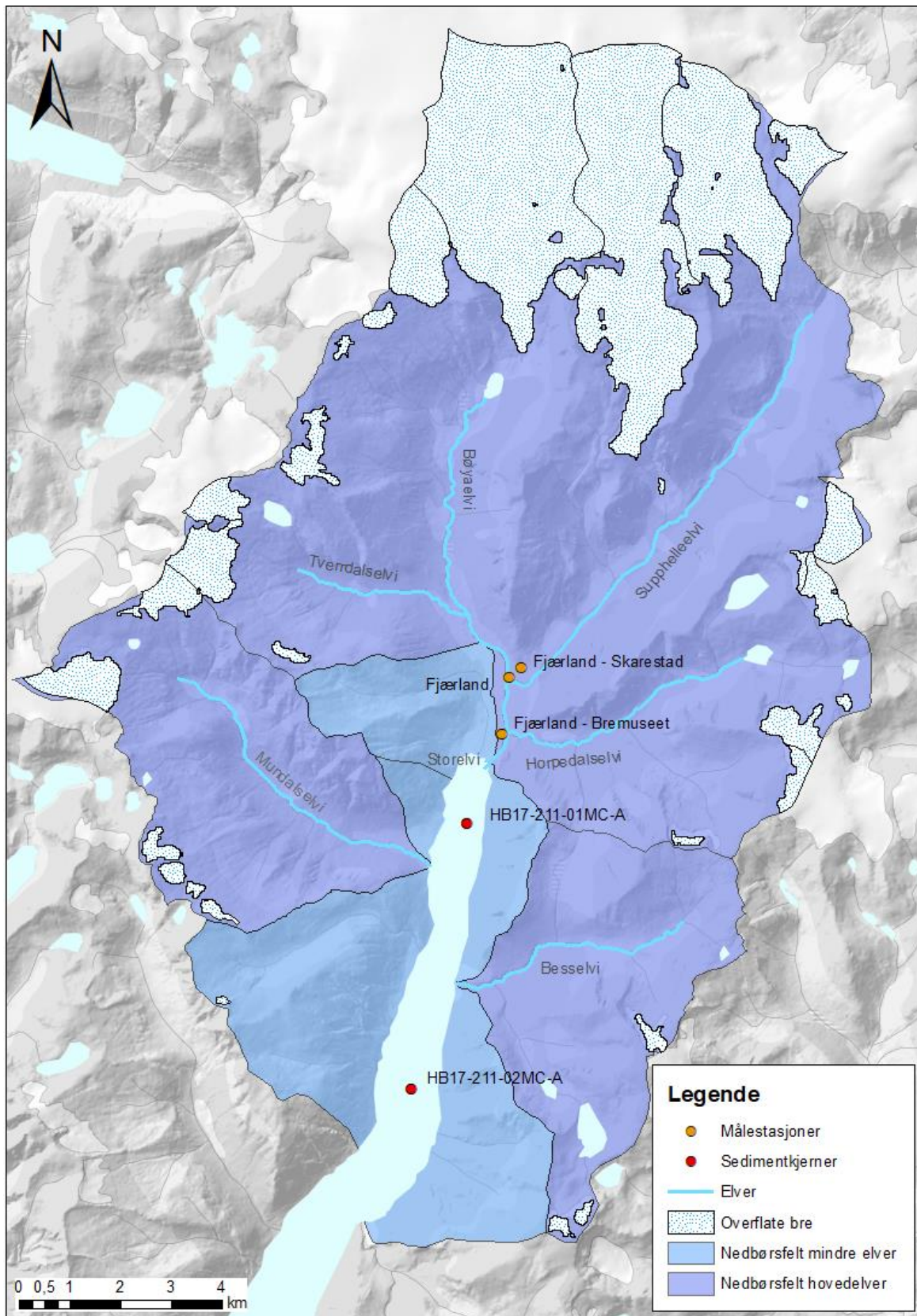
Delta

Et delta er elvesedimenter avsatt enten over eller under vann, i området der en elv munner ut i en innsjø eller i havet. Sedimentene som er påvirket av marine prosesser som bølger, strømmer og tidevann, er også en del av deltaet (Bianchi & Allison, 2009).

Bøyadeltaet er et 800 m bredt og 1,5 km langt brakkvannsdelta. Det ligger innerst i Fjærlandsfjorden, og får tilførsel fra Storelvi (Vangsnes, 1981). Den menneskelige påvirkningen på Bøyadeltaet har vært stor. Storelvi ble ferdig kanalisert på 1980-tallet, og alle forgreininger av vannløpet ble da samlet til en større elv. Sedimentene ble derfor ikke avsatt og akkumulert i det gamle deltaet, og videre førte dette til økt erosjon. Et nytt delta ble formet ved den nye elvemunningen. Som en konsekvens av dette har størrelsen på det naturlige deltaet endret seg fra 0,25 til 0,04 km² mellom 1964 og 2010 (Klamer, 2017).

Mundalsdalen har en 400 m lang deltaflate mot fjorden, og Mundalselvi har liten materialtilførsel (Vangsnes, 1981).

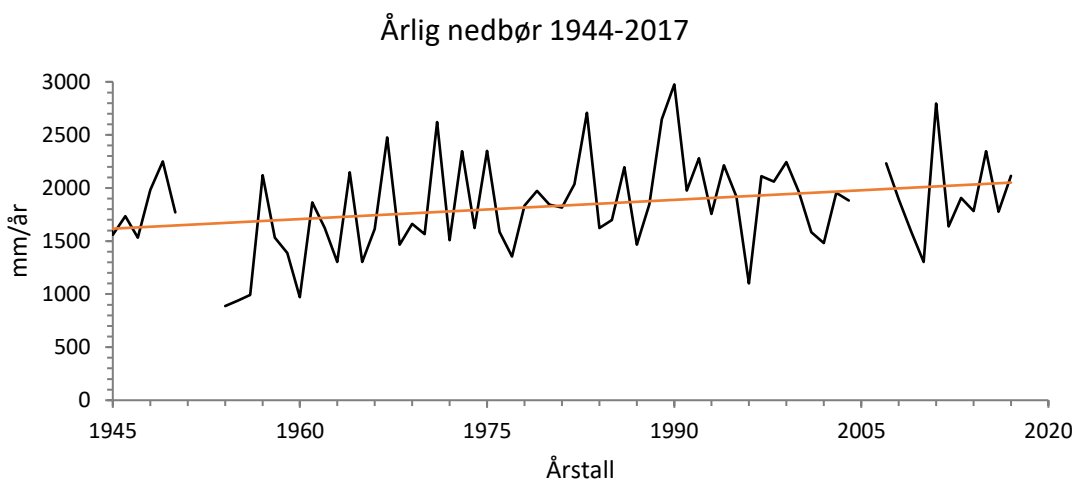
2.5 Klima



Figur 4: Kart som viser nedbørsfelt for de største elvene, samt mindre elver langs fjordsidene. Kartet viser også breareal, samt lokasjon for målestasjoner og sedimentkjerner. ©ArcGis ©Kartverket ©NVE ©MET

Nedbørsdata og temperaturer er hentet fra eKlima-databasen fra Det norske meteorologiske institutt (MET) for tidsperioden 1944 til 2017. De tre målestasjonene dataen er innhentet fra, ligger ved Bøyaøyri (Figur 4). Målestasjon «Fjærland» var operativ fra 1921 til 1951. Målestasjon «Fjærland – Skarestad» var operativ fra 1952 til 2005. Målestasjon «Fjærland – Bremuseet» har vært operativ siden 2005 (MET, 2018).

I Fjærland har det generelt vært en økning i årlig nedbør de siste 73 årene. Innenfor denne perioden var minimumsnedbøren 1000 mm/år i 1955, og maksimumsnedbøren på 2800 mm/år i 1990 (Figur 5).



Figur 5: Graf som viser årlig nedbør fra 1944 til 2017 i Fjærland. Trenden er vist ved oransje linje. Brudd i grafen representerer manglende data. Data er hentet fra Det norske meteorologiske institutt sin eKlima-database (2018).

Vinternedbør regnes som nedbør i perioden november-april, og sommernedbør fra mai-oktober (Nesje et al., 2008). Sesongvariasjoner i nedbør viser at vinternedbøren har en økning med 56%. Sommernedbøren har i samme periode variasjoner, men generelt har nedbørsmengdene holdt seg stabile (MET, 2018).

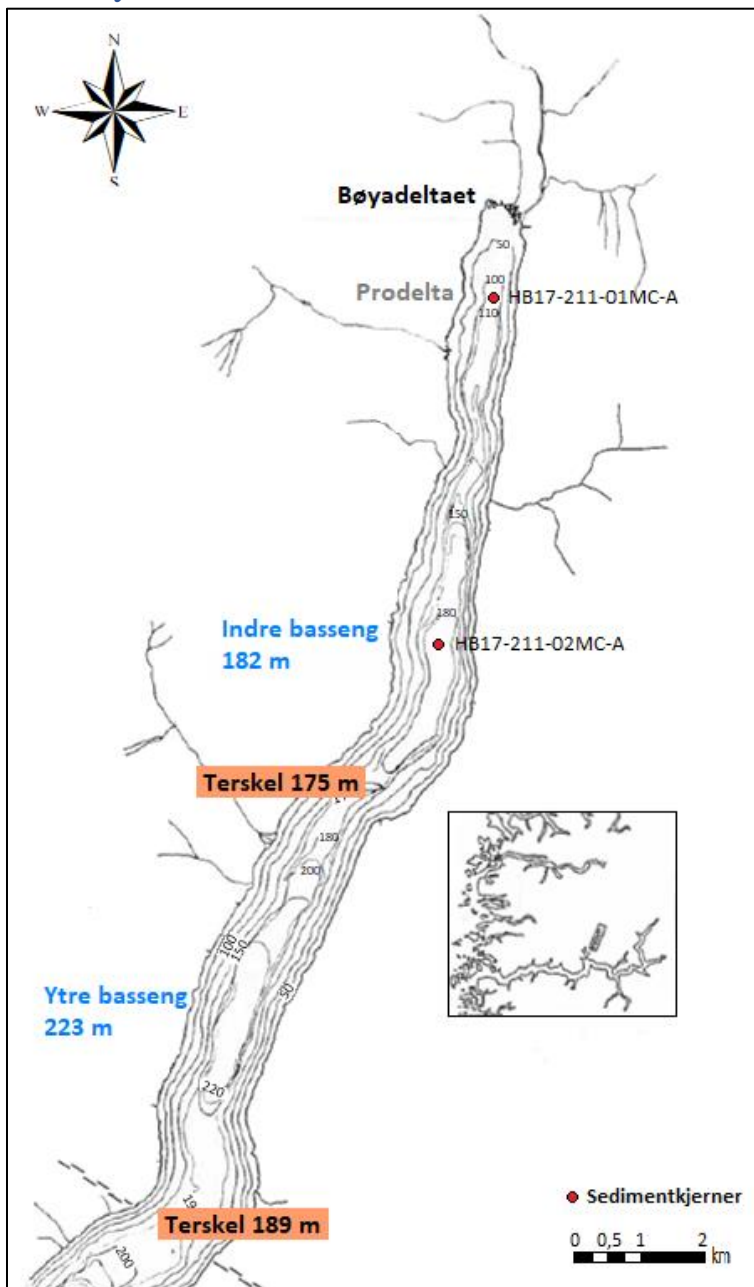
Klimaprofil for Sogn og Fjordane slår fast at årsnedbøren er beregnet til å øke med ca. 15% fram mot slutten av dette århundret (sammenlignet med data fra 1971 til 2000), hvorav vinternedbøren er ventet å øke med 10% og sommernedbøren med 15%. Det er i samme tidsperiode ventet en vesentlig økning i perioder med kraftig nedbør. Større vannføring forventes om vinteren og høsten, da nedbøren øker med ca. 10 %, og mer nedbør kommer som regn i stedet for snø (Norsk klimaservicesenter, 2017).

Årlig middeltemperatur viser en generell oppgang på 0,5°C fra 5 til 5,5°C i perioden 1944 til 2017 (Figur 12). Temperaturøkningen har vært noe større i vintermånedene enn i

sommermånedene (MET, 2018). Temperaturen er forventet å øke med ca. 4°C frem mot år 2100 (Norsk klimaservicesenter, 2017).

Fjærlandsfjorden har et samlet nedslagsfelt på 231 km², der 47 km² består av breareal (NVE, 2018). I 1981 var brearealet på 49 km². Mesteparten av brearealet ligger i Storelvis avrenningsområde (Vangsnes, 1981).

2.6 Batymetri



Figur 6: Batymetriske kart over Fjærlandsfjorden. Delta, fjordbasseng, terskler og sedimentkjerner er tegnet inn på kartet. ©Vangsnes.

I Fjærlandsfjorden sin lengderetning, med start innerst, kan fjorden beskrives med et delta, et prodelta, et basseng, en terskel, etterfulgt av nok et basseng og en ny terskel (Figur 6).

Bassengene har en dybde på henholdsvis 182 m og 223 m. Tersklene ligger ved Lidal og ved Berrføtlene med en dybde på 175 m og 189 m. Fjordsidenes helningsgrad varierer fra 17° til 32° (Vangsnes, 1981).

Bøyadeltaet ligger innerst i Fjorden ved Bøyaøyri. Avstanden fra elvemunningen til deltafronten er 1,3 km. Overflaten er ujevn og haugete, med en helningsgrad på 6° til 7° ned til 108 meter. Prodeltaet har en helning på 5 m/km langs fjorden, og strekker seg ut til 4 km. Utenfor Ramsegroskreda ligger det en løsmassevifte, og utenfor Mundalselva to slake hauger (Figur 2). Den vestlige fjordsiden er betydelig slakere enn østsiden (Vangsnes, 1981). Sedimentkjerne HB17-211-01MC-A er tatt i prodeltaet.

Det indre bassenget strekker seg fra 4 til 8,8 km med en maksimal dybde på 182 meter. Bassenget er flatt i midten, med en del vifter langs fjellssidene som når ut i bassenget (Vangsnes, 1981). Sedimentkjerne HB17-211-02MC-A er tatt i dette bassenget. I enden er det en 1,2 km lang terskel med slak skråning mot det indre bassenget. Den ytre delen er flat og jevn, mens toppen av terskelen har en ujevn overflate, og ligger ved Lidal. Mot det ytre bassenget, har terskelen en trinnvis helning (Vangsnes, 1981).

Det ytre bassenget strekker seg fra 10 til 14,75 km med en maksimal dybde på 223 meter. Den ytre terskelen regnes fra 14,75 til 17 km og ligger ved Berrføtlene, hvor det også ligger en stor løsmassevifte som strekker seg under vann. Den indre delen av terskelen er bred og flat (Vangsnes, 1981).

2.7 Hydrologi og hydrografi

Storelvi

Storelvi er dannet av sideelvne Bøyaelvi og Suphelleelvi. Bøyaelvi ligger i Bøyadalen, som har en strukturetning nord-nordvest. Suphelleelvi ligger i Suphelledalen, som har en kaledonsk strukturetning mot nordøst (Vangsnes, 1981).

Nedslagsfeltet til Suphelleelvi og Bøyaelvi var like store i 1966, men materialtransporten var tre ganger større i Suphelleelvi, selv om elva hadde mindre vannføring. Det lille vannet foran Bøyabreen er sannsynligvis grunnen til dette, da det kan virke som et klaringsbasseng. I tillegg er brearealet større i Suphelleelvis nedslagsfelt. Suspensjons- og bunntransporten er

dog om lag like store. Det meste av det suspenderte materialet er glasialt erodert og når ut i fjorden eller blir avsatt i enden av deltaet (Vangsnes, 1981).

Undersøkelser fra 1966 viser at transporten av suspendert materiale var størst om sommeren, mellom juni og september. Flomperiodene i juni og juli sto for over halvparten av transporten av det suspenderte materialet. Slamtransporten var høyest på ettermiddagen og om kvelden, og svært lav om morgenen (Vangsnes, 1981). Elver som får tilførsel av smeltevann har ofte høy avrenning gjennom hele sommeren (Kaartvedt, 1984).

Fjærlandsfjorden

Fjorder klassifiseres som estuarier - et vannområde som blir påvirket av både hav- og ferskvann. Fjorder kan deles inn i overflatelag, mellomlag og basseng. Overflatelagets funksjon er hovedsakelig transport av ferskere vann ut til kystvann. Mellomlaget er området mellom overflatelaget og terskelen, og i mellomlaget dannes det en kompensasjonsstrøm som blir påvirket av tetthetsforskjeller mellom ytre og indre kystvann. Bassenget utgjør området som ligger dypere enn terskelen. I bassenget er det ofte stillestående vann, som periodevis blir byttet ut med kystvann (Opdal et al., 2013).

Den estuarine sirkulasjonen i fjorder påvirkes av ferskvannstilførsel og tidevann, der ferskvannstilførselen er den dominerende faktoren. Sirkulasjonen styres hovedsakelig av tetthetsforskjeller på grunn av endringer i vannets salinitet, men også av vindstyrke, vindretning, og fjordens geometri (Kjerfve, 2017; Hansen & Rattray, 1965). Den estuarine sirkulasjonen omfatter de øvre 50 m av vannmassene i Fjærlandsfjorden (Vangsnes, 1981).

Variasjon i avrenning påvirker sirkulasjonen (Hansen & Rattray, 1965). Vannmassene er forholdsvis homogene og har høye saltverdier ved liten ferskvannstilførsel, og omvendt ved stor ferskvannstilførsel (Kaartvedt, 1984). Avrenningen påvirkes igjen i stor grad av lokal nedbørsmengde. Sommeravrenningen fører til at brakkvannslaget med lav salinitet blir liggende over kaldere sjøvann med høy salinitet, og mektigheten og saltinnholdet til brakkvannslaget vil øke utover fjorden (Hansen & Rattray, 1965). Om vinteren domineres vest-norske fjorder av homogene topplag, med mektighet på 20-30 m. Dette skyldes vertikal konveksjon, da en avkjøling av overflatevannet øker tyngden i forhold til dypvannet (Vangsnes, 1981). Denne prosessen er viktig med tanke på primærproduksjon, ettersom den vertikale konveksjonen gir tilførsel av næring fra bunnen til øvre lag (Kaartvedt, 1984).

Fjærlandsfjorden er en hengende fjord til Sognefjorden, med den første terskelen ved Berrfjøtlene. Hovedinnstrømningen av atlantisk vann i Sognefjorden skjer med 7-8 år mellom hver utskiftning. Sirkulasjonen av dypvannet i bassenget er påvirket av denne utvekslingen mellom fjord- og kystvann, og innstrømningene gjenoppretter oksygenbalansen (Vangsnes, 1981).

2.8 Tidligere oppgaver, publikasjoner og rapporter

Vangsnes (1981) Maringeologiske undersøkelser i indre Fjærlandsfjord, Sogn

Hovedoppgaven undersøkte sedimentasjonsforhold i postglasial tid i indre Fjærlandsfjord med hjelp av lettseismikk, ekkolodd og sedimentprøver.

Vangsnes kom fram til at fjorden har to hovedsedimentkilder; breslam fra Jostedalsbreen og terrigent materiale fra fjordsidene. Sedimenter avsatt under deglasiasjonen utgjør størst mektighet. Sedimentasjonshastigheten synker, og sedimentenes sammensetning forandres med økt avstand til Bøyadeltaet. Dette kommer av endring i dybde, transport av breslam og utrasninger fra lokale svakhetssoner i berggrunnen.

Analyser viser at kjernene fra det ytre bassenget inneholder turbidittsekvenser, avsatt av langsomme suspensjonsstrømmer. I det indre bassenget finnes tynne sandlag avsatt av elvelignende bunnstrømmer spredt i homogene finkornede sedimenter.

Haflidason et al. (2017) Marine Geological Cruise Report from Fjærlandsfjorden and Aurlandsfjorden

Haflidason et al. samlet inn seismiske «chirp» profiler, samt stratigrafiske prøver med hjelp av multikjernetaker og gravitasjonskjernetaker i Fjærlandsfjorden. Det ble i tillegg foretatt enkelte prøver i Aurlandsfjorden. Innsamlingen var vellykket.

Klamer (2017) River Deltas of the Inner Sognefjord (Inner Sogn Region): Consequences of Anthropogenic change

Bacheloroppgaven undersøkte 10 forskjellige delta med tanke på antropogene miljøendringer. En kanalisering av Storelvi har ført til en minkende størrelse på det naturlige Bøyadeltaet, samtidig som et nytt delta formes ved den nye elvemunningen.

Det ble konkludert med at Bøyadeltaet har minket i størrelse de siste 50 år, og at de menneskeskapte miljøendringene hadde en negativ påvirkning på fiske- og fuglebestanden.

Paetzel og Dale (2010) Climate proxies for recent fjord sediments in the inner Sognefjord region, western Norway

Denne vitenskapelige publikasjonen analyserte signaler for tre kjerneprøver fra Barsnesfjorden og Sognefjorden. Signal fra kjerneprøvene ble korrelert med regional nedbør, temperatur og skydekke, NAO-vinterindeks, temperaturer på den nordlige halvkule og solstråling. Topper for leirinnhold, totalt organisk materiale og ferskvannsdiatoméer samsvarte spesielt godt. Publikasjonen inneholder en modell som viser hvordan signal fra sedimentene og klimaendringer tolkes sammen. Det er forventet at modellen kan brukes for sedimentkjerner i områder med lignende regional klimapåvirkning.

3. Metode

3.1 Prøvetaking

Kjerneprøvetakingen ble utført av Haflidason et al. i tidsperioden 19.-23. juni 2017. Båten «Hans Brattstrøm» ble benyttet for innsamlingen.

Værforholdene var gunstige under prøvetakingen, med lite vind og bølgehøyder på mindre enn 0,5-1 meter. Multikjernetakeren brukte 2 rør med en lengde på 70 cm, og hentet opp sedimentkjerner med en lengde på omtrent 50 cm. Rørene ble forseglet, merket og senere oppbevart ved Instituttet for geovitenskap, Universitet i Bergen (UiB) (Haflidason et al., 2017).

To av sedimentkjernene fra multikjernetakeren, HB17-211-01MC-A og HB17-211-02MC-A, er benyttet i denne oppgaven (Tabell 4).

Tabell 4: Oversikt fra innsamlingen av sedimentkjernene. Tidspunkt, metode, dyp og posisjon. Tabell hentet fra Haflidason et al. (2017).

Sampling Stations Log Cruise HB17-211/IMR2017948				
Time/ Julian day Local time	Subject	Water depth m	Geographical coordinates (WGS 84; Zone 32)	
			Latitude (N)	Longitude (E)
09:00/171	Multicorer 1 at station HB17-211-01MC	108	61° 24,426'	06° 45,139'
13:20/171	Multicorer 2 at station HB17-211-02MC	176	61° 21,584'	06° 44,128'

3.2 Åpning av kjerneprøver

Åpningen av kjerneprøvene ble utført av Haflidason ved UiB. To vinkelslipere fastmontert på et skinnesystem ble brukt til å dele plastikkørerne i to halvdeler (Figur 7). Deretter ble sedimentkjernene separert ved hjelp av en stålwire.



Figur 7: Illustrasjonsfoto som viser utstyret som ble brukt til å dele kjerneprøvene. Vinkelsliperne er fastmontert på skinner som kan beveges frem og tilbake. Kjerneprøven er plassert på en egen skinne i midten.

3.3 Laboratorium Bergen

3.3.1 Beskrivelse av prøvene

Det ble utført en visuell beskrivelse av prøvene. De ble beskrevet ved hjelp av et loggeskjema for kjerne, der kornstørrelse, tekstur, struktur og farge ble vurdert. Det ble påført måleteip på utsiden av kjernehalvdelen for lettere å kunne registrere hvor de ulike observasjonene ble funnet. Munsells fargekart ble benyttet for tolking av farge (Munsell, 1976). Røntgenbilder og optiske bilder av kjernene, tatt ved hjelp av ITRAX-skanneren, ble også brukt for å identifisere detaljer og endringer i sedimentene.

3.3.2 ITRAX-skanner

ITRAX-skanneren er en multifunksjons kjerneskanter. Den samler inn optiske, radiografiske og elementære variasjoner i sedimentære kjerner. Maskinen skanner kjernehalvdeler opp til en lengde på 1,8 m (Figur 8).

De halve sedimentkjernene ble lagt horisontalt i krybben. Deretter ble det bestemt hvor høy eksiteringsvoltage (30 kV) og strøm (11 mA) røntgenrøret skulle operere med. Maskinen gjennomførte så en topografisk skanning der den kartla hele overflaten til sedimentkjernen.

Dette ble gjort for å sikre en konstant avstand fra detektoren til overflaten, og for å hindre at instrumentene fikk kontakt med kjernen dersom det skulle finnes ujevnheter i sedimentoverflaten (Croudace et al., 2006).



Figur 8: Foto som viser ITRAX kjerneskaner. Sedimentkjernen plasseres i kammeret til venstre, med toppen av sedimentene vendt mot sensorene. Sensorene er plassert i skapet i midten.

Optisk skanning

Under den topografiske skanningen tok maskinen ved hjelp av et kamera optiske bilder av sedimentkjernene, både med og uten polarisert filter (Croudace et al., 2006).

Geokjemisk undersøkelse – XRF

XRF (X-ray fluorescence)-elementanalyse viser de geokjemiske forholdene i prøven. Dette kan brukes til å undersøke mineralinnhold i forhold til kildeområder. Bromverdier brukes som en indikator på hvor stor andel marint organisk materiale sedimentene inneholder (Malcolm & Price, 1984; Mayer et al., 1981). Compton- (incoherent) og Rayleighlinjer (coherent), fremspredt lys, blir anvendt til å korrigere for elding av røntgenkilden, samt andre faktorer som påvirker målingene. Forholdet mellom styrken på Compton- og Rayleigh-spredningen, kan brukes til å registrere endringer i tetthet og vanninnhold (Fortin et al., 2013).

Maskinen ble kalibrert ved å definere hvilke elementer som sannsynligvis ville finnes i prøven ut fra en periodisk tabell. Dette ble gjort ved å sammenligne verdier fra sedimentkjernene med tidligere målte verdier fra prøver med kjent innhold. Operatøren valgte den sammensetningen som passet best overens. De valgte referanseverdiene ble brukt til hele analysen av prøven (Croudace et al., 2006).

Røntgenfotografering

Maskinen kalibrerte deretter detektoren for de radiografiske røntgenmålingene. Operatøren kontrollerte innstillingene, før skanningen kunne starte. Maskinen innhentet automatisk de radiografiske røntgenmålingene. Bildene viser endring i tetthet i form av grånyanser fra mørk (høy tetthet), til lys (lav tetthet) (Croudace et al., 2006).

3.3.3 GeoTek multisensor kjernelogger

MSCL (Multi Sensor Core Logger) ble benyttet for å innhente geofysiske data fra de sedimentkjernene. De halve sedimentkjernene ble lagt på to langsgående skinner med en motor i enden som dyttet kjernene under sensorene. En datamaskin kontrollerte kjernedytteren og sensorene, og registrerte lengden på kjernene (GeoTek Ltd, 2000).



Figur 9: Foto som viser GeoTek multisensor kjernelogger. Sedimentkjernene plasseres med toppen av sedimentene vendt mot venstre.

Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløs parameter som måler et materials evne til å bli magnetisert. Målingene indikerer den minerogene og biogene sammensetningen i sedimentene (Dearing, 1994).

For å måle den magnetiske susceptibiliteten, ble kjernene dyttet under en punktsensor montert på en arm som kunne heves og senkes (Figur 9) (GeoTek Ltd, 2000). Denne sensoren måtte ha god kontakt med sedimentoverflaten, og etterlot seg derfor avtrykk langs hele prøven. Dermed var denne metoden noe destruktiv for prøven.

Gammatetthet

Tetthet er gitt ved forholdet mellom masse og volum. Gammatetthet viser sedimentenes bulk tetthet, og indikerer forandringer i porøsitet og litologi (GeoTek Ltd, 2016).

Før sedimentkjernene kunne undersøkes, måtte apparatet kalibreres for å kunne måle gammatettheten. Grunnen til dette, er at gammakilden endrer seg over tid. Mengden gammafoton som sendes ut vil avta ettersom kilden brukes opp. Dersom noen kommer borti apparatet eller kilden, kan dette også føre til forstyrrelser og endringer i kilden. Kalibreringen foregår ved at det legges en trappeformet aluminiumskloss i et halvt rør identisk med det som brukes til sedimentkjernene. Røret fylles med vann tilsvarende tykkelsen til sedimentkjernene. Aluminiumsklossen, røret og vannet har kjent tetthet og tykkelse, og ved å måle gammatettheten for forskjellige tykkelser med aluminium kan man dermed kalibrere apparatet (GeoTek Ltd, 2000).

3.4 Laboratorium Sogndal

3.4.1 Glødetap

Glødetap er en vektanalyse av organisk materiale i sediment. Utstyret består av en tørkeovn (Termaks), en stekeovn (Carbolite furnaces), et sett med 24 porselensdigler og en eksikator.

Det ble utført glødetap for hver cm av sedimentkjernene, i alt 75 prøver. Glødetapet ble utført i fire omganger, ettersom at stekeovnen rommet 24 digler. Forberedelsene av prøvene var lik for alle omgangene, og begynte med at diglene ble børstet rene og stekt i ovnen på 550°C i 3 timer. Diglene ble etterpå avkjølt i eksikatoren, før de ble veid i romtemperatur. Prøver på 3-3,5 g ble så plassert i diglene (Figur 10), og videre satt til tørking på 105°C i 24 timer. Etter

tørkingen ble prøvene veid i romtemperatur for å få sedimentets tørrvekt. Deretter ble prøvene stekt på 550°C i 3 timer, før de på nytt ble plassert i eksikatorene for avkjøling (Figur 10). Etter avkjøling ble prøvene veid i romtemperatur for å få sedimentets askevekt (Smith, 2003).

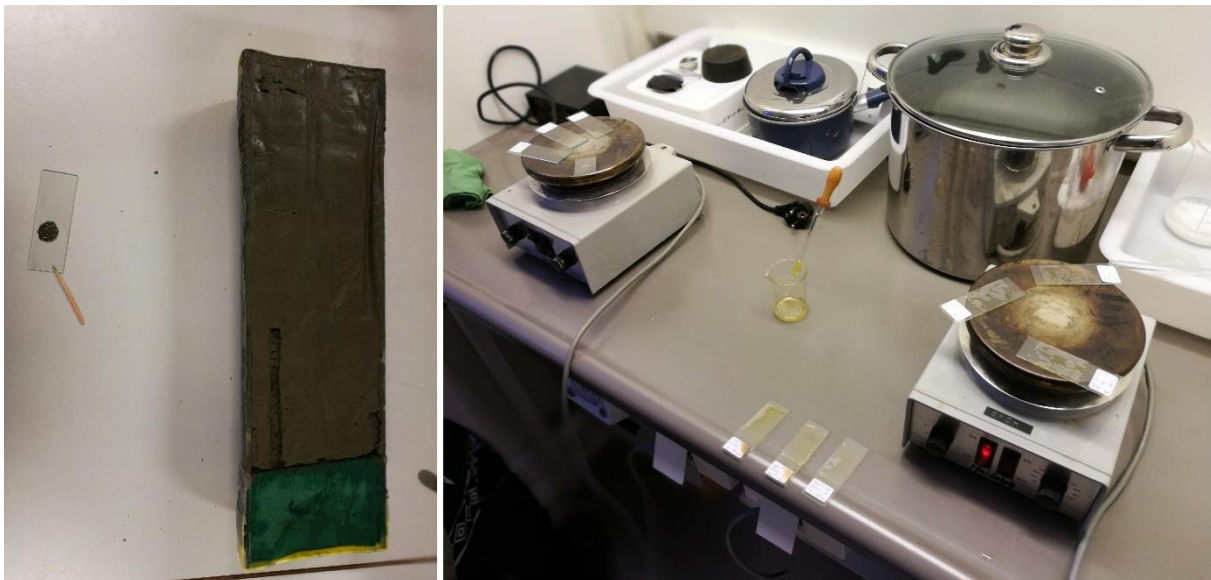


Figur 10: Bildet til venstre viser mengden sediment som ble benyttet til glødetap. Bildet til høyre viser diglene med sediment som blir plassert til avkjøling i eksikator etter steking.

3.4.2 Smørepreparat

Smørepreparater består av material fra kjerneprøvene som er innesluttet mellom et preparatglass (objektglass) og et dekkglass for å kunne undersøkes i mikroskop. For å klargjøre smørepreparatene, ble det tatt ut materiale fra sedimentkjernene kontinuerlig hver 0,5 cm nedover hele kjernen ved hjelp av en spatel. Materialet ble plassert på et preparatglass og homogenisert ved hjelp av en dråpe destillert vann og en tannpirker (Figur 11). En liten del av materialet, på størrelse med et knappenålshode, ble overført til et dekkglass, før det ble blandet ut med en ny dråpe destillert vann. Deretter ble det tilsatt en dråpe Kodak photo-flo,

en type fuktemiddel, for å bryte overflatespenningen på vannet. Det oppløste materialet ble fordelt jevnt utover dekkglasset, og plassert på en varmeplate for å tørke ut fuktigheten. Det ble benyttet to varmeplater med en effekt opp til 520W. Grunnet varmeplatenes størrelse, kunne seks preparater behandles samtidig etter tørking. Naphrax® (Brunel Microscopes Ltd; refractive index av 1,73) ble benyttet til å lime sammen glassene. Varmeplatene ble plassert i avtrekksskap, grunnet limets innhold av løsemiddelet Toluen. Limet ble påført på dekkglassene ved hjelp av en pipette, og sammenføyd med et preparatglass merket med kjernenavn og dybden i sedimentkjernen. Varmeplaten ble satt på 100°C for å koke ut løsemiddelet. I det kokingen avtok, ble preparatene lagt til sides i avtrekksskapet for avkjøling (Figur 11).



Figur 11: Bildet til venstre viser kjerne (HB17-211)-01MC-A og homogenisert sediment. Bildet til høyre viser fordampning av løsemiddelet, samt avkjøling av smørepreparater.

3.4.3 Observasjoner i laboratorium

Diatoméer

Diatoméer er en betegnelse på en gruppe mikroalger innenfor planteplankton, og er en viktig primærprodusent i norske farvann. Diatoméer er også kjent som kiselalger eller Bacillariophyceae (Naustvoll, 2013). Analyse av diatoméer er utført med tanke på de mikroorganiske signalene. Resultatene viser forholdet mellom diatoméer fra land og fra hav. Dette kan indikere endringer i primærproduksjonen, og ferskvannsdiatoméer kan i tillegg brukes som en indikator på ferskvannstilførsel (Paetzel & Dale, 2010).

Totalt 18 forskjellige typer diatoméer ble inndelt i hovedgruppene ferskvannsdiatoméer og marine diatoméer (Tabell 5). Av de bentiske diatoméene, er *Paralia sulcata* plassert med marine diatoméer, og de resterende plassert i kategorien andre. Undersøkelsene ble utført i mikroskop (Leitz Aristoplan) med 40 gangers forstørrelse.

Tabell 5: Oversikt over marine, bentiske og ferskvannsdiatoméer.

Marine diatoméer	Bentiske diatoméer	Ferskvannsdiatoméer	Ukjente
<i>Skeletonema costatum</i>	<i>Paralia sulcata</i>	<i>Eunotia species</i>	Andre
<i>Thalassiosira nordenskiöldii</i>	Generelt bentiske diatoméer	<i>Fragilariaria constricta</i>	
<i>Chaetoceros species</i>		<i>Navicula lyratae</i>	
<i>Licmophora species</i>		<i>Cymbella aspera</i>	
<i>Coscinusdiscus species</i>		<i>Tabellaria flocculosa</i>	
Runde diatoméer		<i>Thalassionema nitzschoides</i>	
		<i>Cocconeis species</i>	
		<i>Tetrasyclus lacustris</i>	

Kornfordeling

Analyse av kornfordeling er utført med tanke på å dokumentere endringer i det minerogene materialet. Kornstørrelsene ble klassifisert etter Udden og Wentworth (Tabell 6), med fokus på å definere sammensetningen av sand, grov-, medium-, fin- og veldig fin silt, samt leire.

Tabell 6: Kornstørrelser klassifisert etter Udden og Wentworth. Tabell hentet fra Blott og Pye (2012).

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Udden & Wentworth	
2,00	2000	-1,0	Sand	
1/16 — 0,0625	63	4,0		
1/32 0,031	31	5,0	Coarse silt	Silt
1/64 0,0156	15,6	6,0	Medium silt	
1/128 0,0078	7,8	7,0	Fine silt	
1/256 — 0,0039	3,9	8,0	Very fine silt	
0,00006	0,06	14,0	Clay	

Observasjon av kornstørrelser ble utført i mikroskop (Leitz Aristoplan) med 40 gangers forstørrelse. Hver prøve ble undersøkt på tre forskjellige områder for deretter å finne gjennomsnittet, med den hensikt å sikre et representativt resultat.

Forhold mellom minerogent og organisk materiale

Samtidig med vurderingene av kornfordeling, ble forholdet mellom minerogent og organisk materiale bestemt. Minerogent materiale er i dette tilfellet sand, silt og leire av mineral opprinnelse, og organisk materiale er rester av planter og dyr som inneholder karbon. I tillegg ble forholdet mellom det marine organiske og terrestrisk organiske materialet fastsatt. Terrestrisk organisk materiale er planterester eller pollen fra land (Paetzel & Dale, 2010). Det marine organiske materialet er diffuse aggregater av primærprodusert organisk materiale. Vurderingen ble i likhet med kornfordelingen utført på tre forskjellige områder i prøvene.

Feilkilder

Observasjonene i laboratorium ble utført av én person for å utelukke muligheten for ulike subjektive vurderinger. Likevel vil feilvurderinger være en mulig feilkilde. Mange diatoméer er forholdsvis like og enkelte korn kan ha størrelser i grenseoverganger. Særskilt mengdeforholdet mellom veldig fin silt og leire er utfordrende å vurdere.

Det ble forsøkt å identifisere 250 stykk diatoméer i hver prøve. Dette var i praksis ikke gjennomførbart grunnet generelt for få diatoméer, og ulik mengde sediment i de forskjellige prøvene. En ulempe med denne metoden er at enkelte diatoméer kan ligge under annet materiale, og dermed ikke bli observert.

4. Resultat

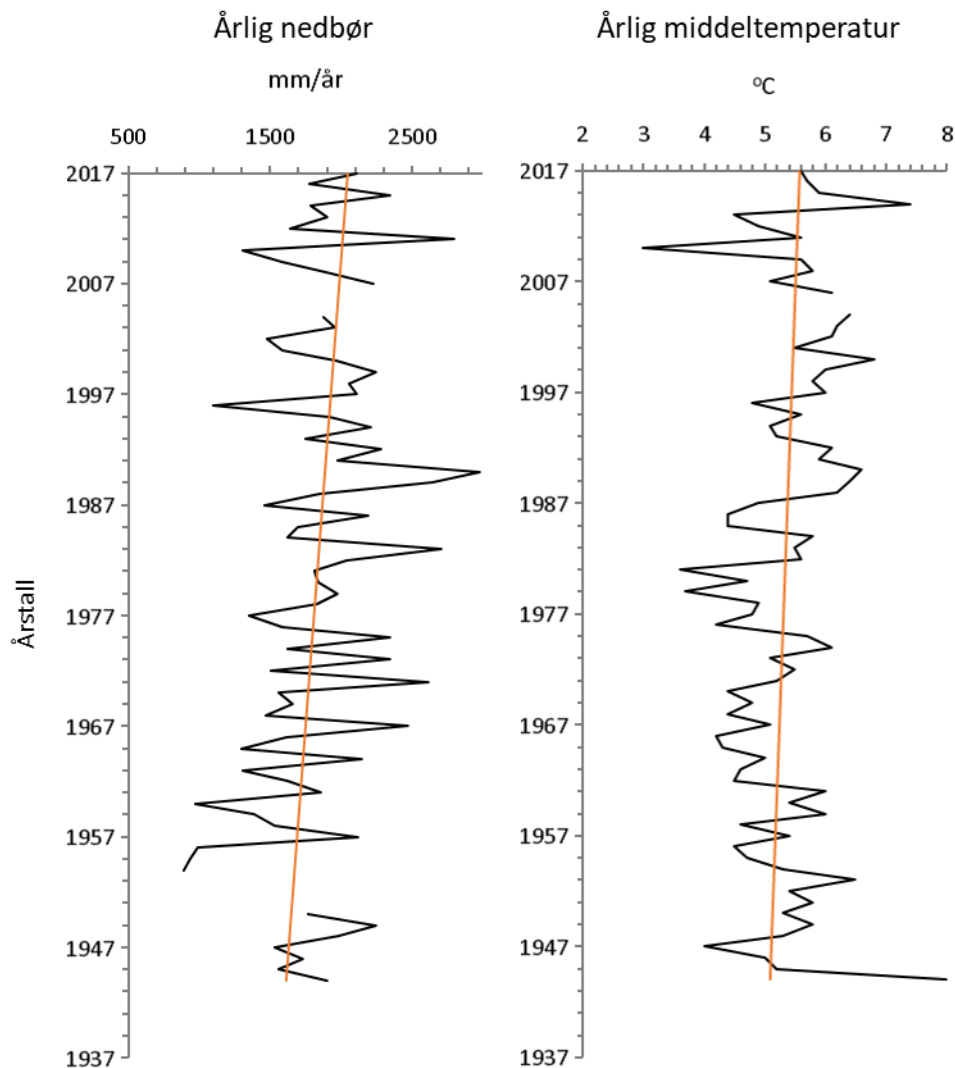
I dette kapitlet vil det presenteres resultater fra kjerne HB17-211-01MC-A og HB17-211-02MC-A. Kjernene vil heretter bli omtalt som 01MC-A og 02MC-A for enkelhets skyld. Resultatene er inndelt etter rekkefølgen i metodedelen, der de geokjemiske resultatene fra laboratorium i Bergen er vist først, etterfulgt av resultat av smørepreparat og glødetap fra laboratorium i Sogndal.

Dette er en grafisk fremstilling av framtrede resultater som vil bli brukt videre i diskusjonen. Kjernene blir beskrevet nedenfra og opp, det vil si fra de eldste til de yngste sedimentlagene. Kjerne 01MC-A har en lengde på 29 cm, mens kjerne 02MC-A har en lengde på 46 cm.

Andre resultater, samt rådata, er tilgjengelig i appendiks.

4.1 Lokasjon

Klima



Figur 12: Årlig nedbør og middeltemperatur fra klimastasjoner i Fjærland i tidsrommet 1944 til 2017 (MET, 2018).

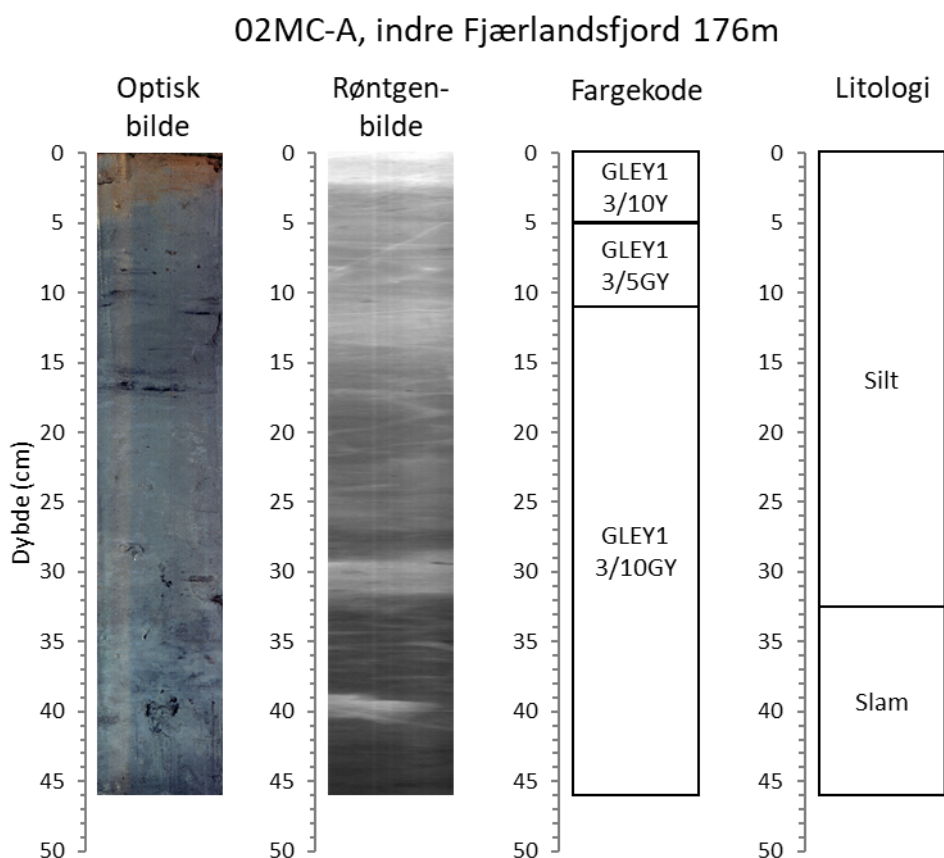
Årlig nedbørsdata og middeltemperatur fra 1944 til 2017, viser begge en økning (Figur 12). Nedbøren øker fra 1600 mm/år til 2100 mm/år. Middeltemperaturen øker fra 5,1°C til 5,6°C.

4.2 Kjerneprøve (HB17-211)-02MC-A

4.2.1 Laboratorium UiB

Visuell beskrivelse

Figur 13 viser optisk bilde og røntgenbilde av kjerne 01MC-A, samt farge- og litologisk tolkning av kjernen.



Figur 13: Visuell beskrivelse av kjerne 02MC-A. Optisk bilde, røntgenbilde, fargekode (Munsell, 1976), litologi (Folk, 1954)

Det optiske bildet for kjerne 02MC-A viser at sedimentene fra 46-5 cm har liten variasjon i farge og tekstur. Området fra 46-34 cm kan ha noe lysere gråfarge. Langs hele prøven finnes det mindre felt med mørkere farge, dette kan sees rundt 40 cm, 32 cm, 17 cm, 11 cm og 10 cm. Ingen av feltene er gjennomgående for prøven. I toppen, fra rundt 5-0 cm, har sedimentene en brunlig farge.

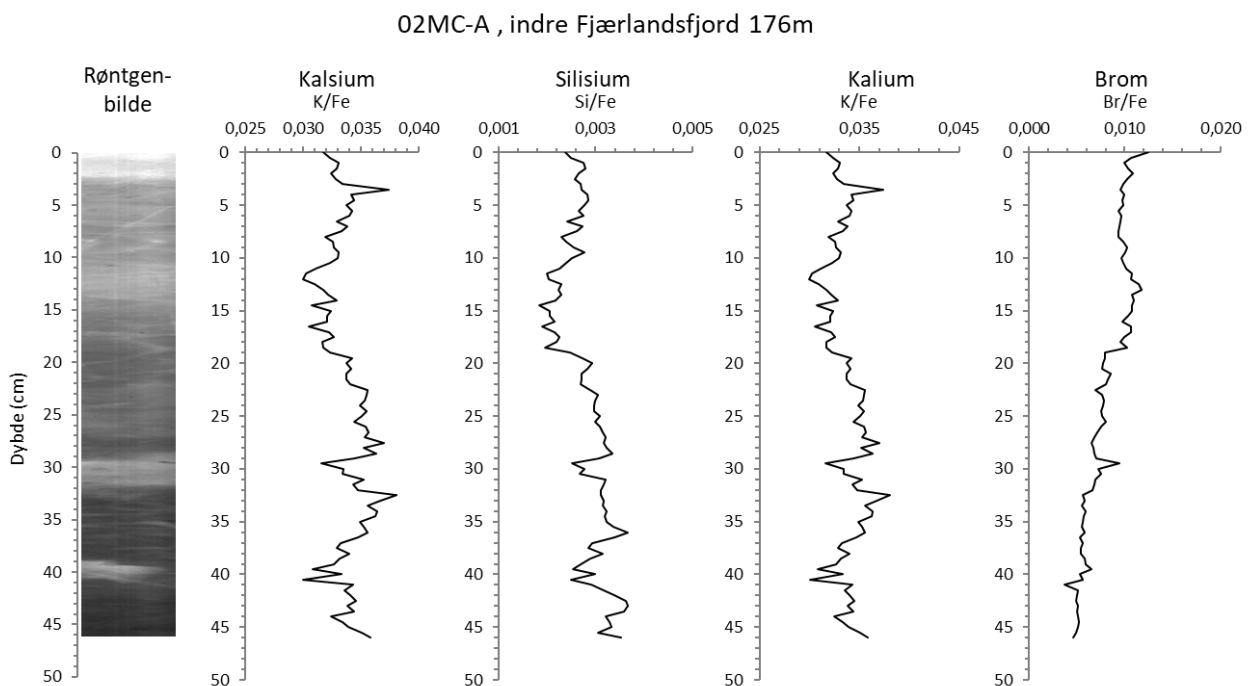
Røntgenbildet viser flere lagdelte strukturer gjennom kjerneprøven. Fra 46-41 cm og fra 39-33 cm finnes det to mørke gjennomgående felt med innslag av tynne lysere lag. Rundt 40 cm, 32-29 cm, 13-11 cm og 2-0 cm finnes det lyse lag. Områdene fra 29-13 cm og 11-2 cm er mellommørke med innslag av tynne strukturer.

Fra 46-11 cm har sedimentene fargen *veldig mørk grønnlig grå* (GLEY1 3/10GY). Området fra 11-5 cm har fargen *veldig mørk grønnlig grå* (GLEY1 3/5GY). Topplaget fra 5-0 cm har fargen *veldig mørk grønnlig grå* (GLEY1 3/10Y), med et større innhold av *gul* enn de foregående områdene (Munsell, 1976).

Litologien varierer lite gjennom kjernen, men den har en fining oppover der den går fra slam til silt rundt 32,5 cm. Slam har et innhold på mellom 33-66% leire, mens silt inneholder mindre enn 33% leire (Folk, 1954). Sand er nesten fraværende gjennom hele prøven.

XRF – Elementanalyse

Figur 14 viser elementanalyser for 02MC-A. Grafene viser Kalsium (Ca), silisium (Si), kalium (K) og brom (Br) i forhold til jern (Fe).



Figur 14: XRF-grafer som viser endringer i innholdet av kalsium (Ca), silisium(Si), kalium (K) og brom (Br) for kjerne 02MC-A.

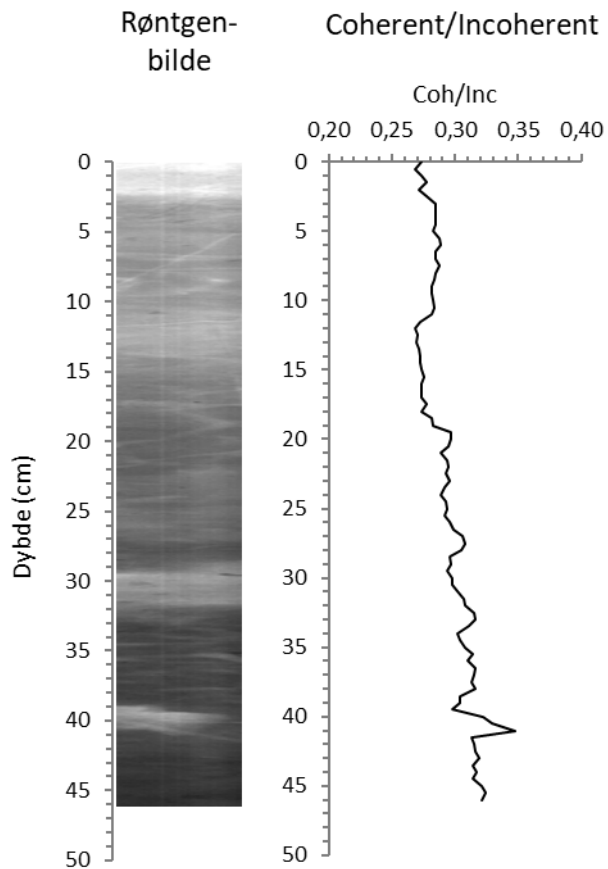
Grafene for kalsium (Ca/Fe), silisium (Si/Fe) og kalium (K/Fe), viser en tydelig nedgang rundt 40 cm. Verdiene stiger raskt igjen, før de synker gradvis mot 20 cm. Fra 20-11 cm holder verdiene seg på et lavere nivå, før de stiger.

Grafen for brom (Br/Fe) viser motsatte endringer, med små topper rundt 40 cm, 29 cm, og mellom 19-13 cm.

Coherent/Incoherent

Figur 15 viser resultatene fra forholdet mellom coherent/incoherent, som indikerer endring i tetthet og/eller vanninnhold.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m

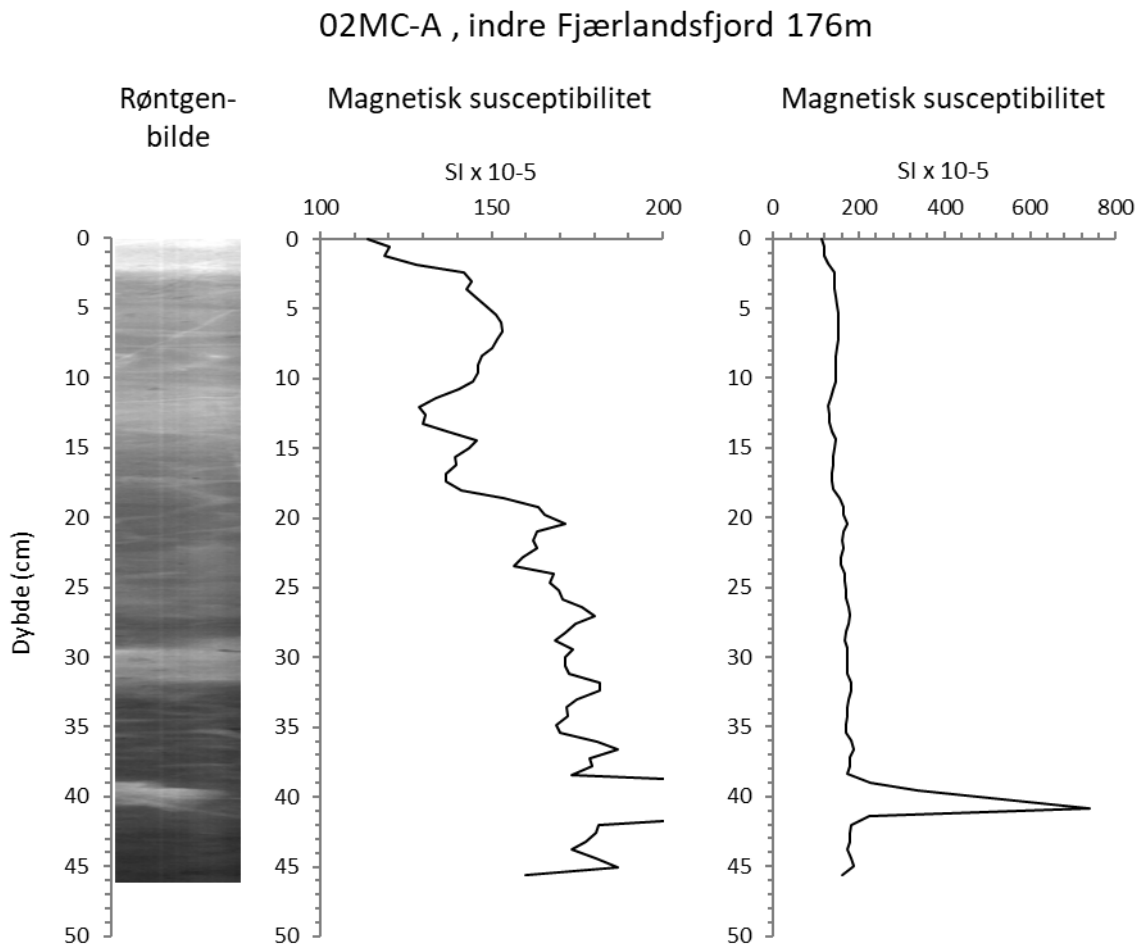


Figur 15: Graf som viser endringer i forholdet mellom coherent og incoherent for kjerne 02MC-A.

Grafen viser en generell nedgang i verdier, med topper rundt 41 cm, 33 cm, 29 cm og 20 cm.

Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet vises i figur 16. Verdiene oppgis som en ubenevnt størrelse som viser forholdet mellom induisert magnetfelt og et påtrykt, ytre magnetfelt i et materiale.



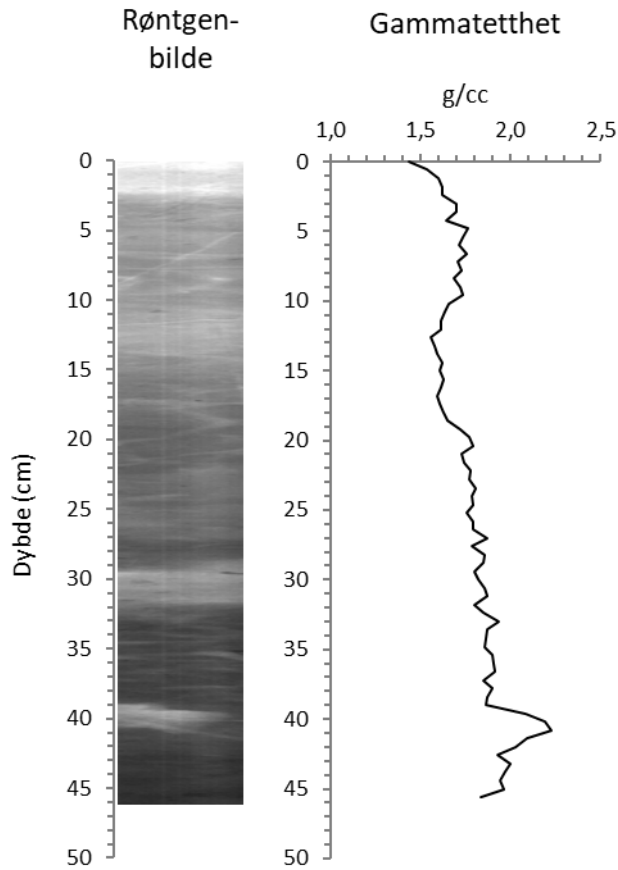
Figur 16: Grafer som viser endringer i magnetisk susceptibilitet for kjerne 02MC-A. Grafen til venstre er skalert for å kunne se variasjonene tydeligere.

En topp ved 40,8 cm viser en verdi på $740 \text{ SI} \times 10^{-5}$. Fra 45 cm til 12 cm er det en generell nedgang, med 5 små topper. Verdiene stiger igjen fra 12 cm til 6,5 cm, før de gradvis synker mot 0 cm.

Gammatetthet

Figur 17 viser gammatetthet i g/cm^3 , og indikerer forandringer i porøsitet og litologi.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m



Figur 17: Graf som viser endringer i gammatetthet for kjerne 02MC-A.

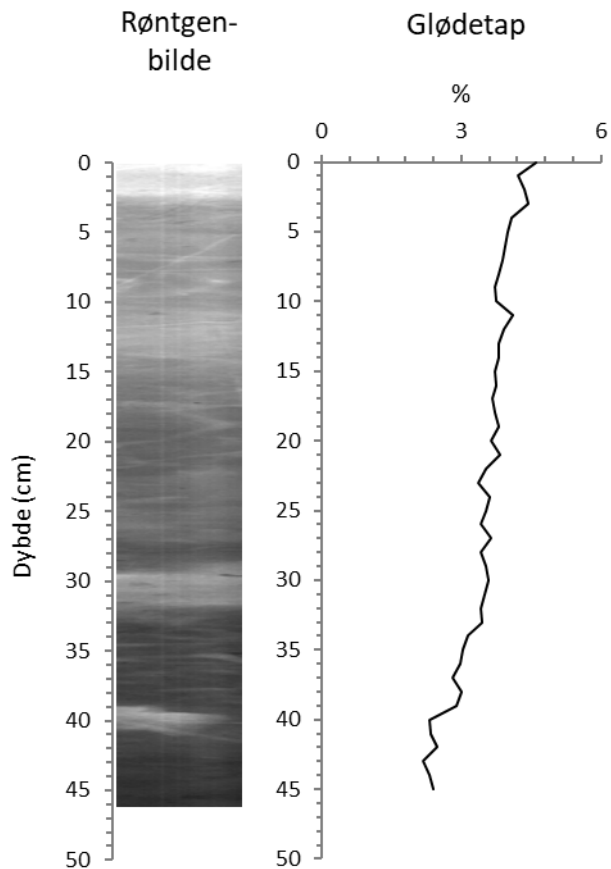
Det observeres en topp ved 40,8 cm. Tettheten minker generelt fra bunn mot 12,5 cm, deretter stiger verdiene mot 4,8 cm, før de synker mot 0 cm.

4.2.2 Laboratorium HVL – Sogndal

Glødetap – LOI

Figur 18 viser grafen for glødetapsanalysen av organisk innhold i prosent vekttap etter brenning.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m

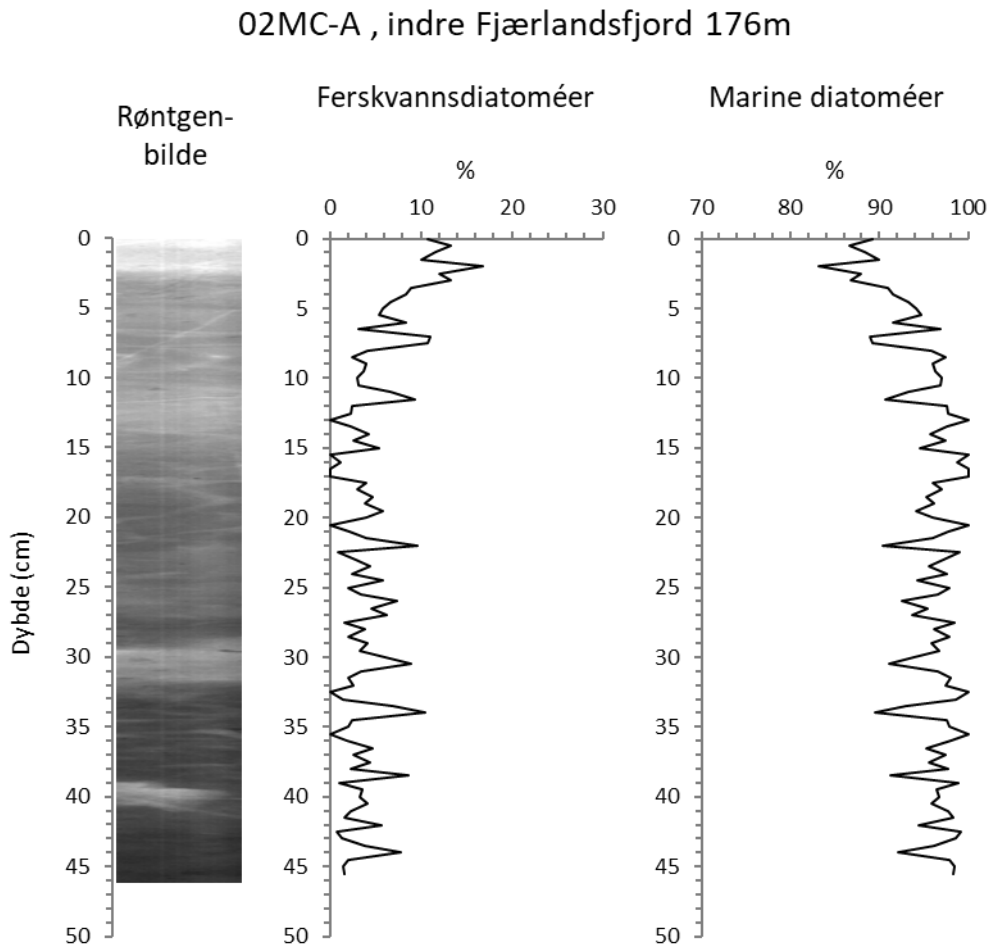


Figur 18: Graf som viser endringer i organisk innhold fra glødetap for kjerne 02MC-A.

Grafen viser en jevn økning i organisk innhold.

Diatoméer

Figur 19 viser grafer over forholdet mellom ferskvannsdiatoméer og marine diatoméer i prosent.



Figur 19: Grafer som viser forholdet mellom ferskvannsdiatoméer og marine diatoméer for kjerne 02MC-A.

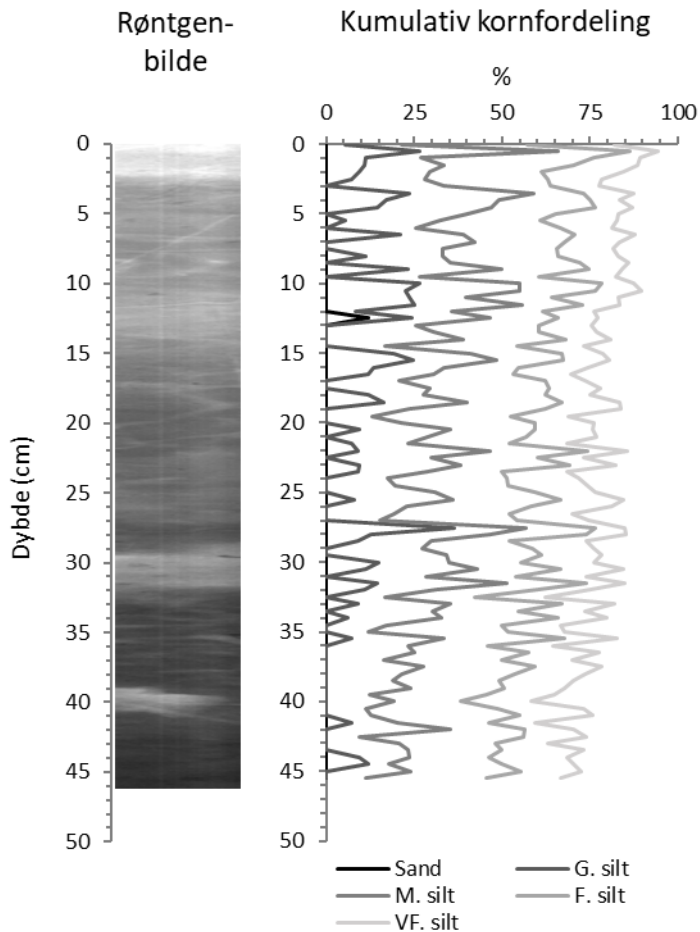
Grafen for ferskvannsdiatoméer viser lave verdier fra 46-9 cm på mellom 0 og 12 %.

Variasjonene i verdi har forholdsvis lik størrelse og frekvens. Fra 9-2 cm stiger verdiene til 28 %, før de synker mot 0 cm. Grafen for marine diatoméer viser motsatte verdier.

Kornfordeling

Figur 20 viser kumulativ kornfordeling av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire, for kjerne 02MC-A.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m



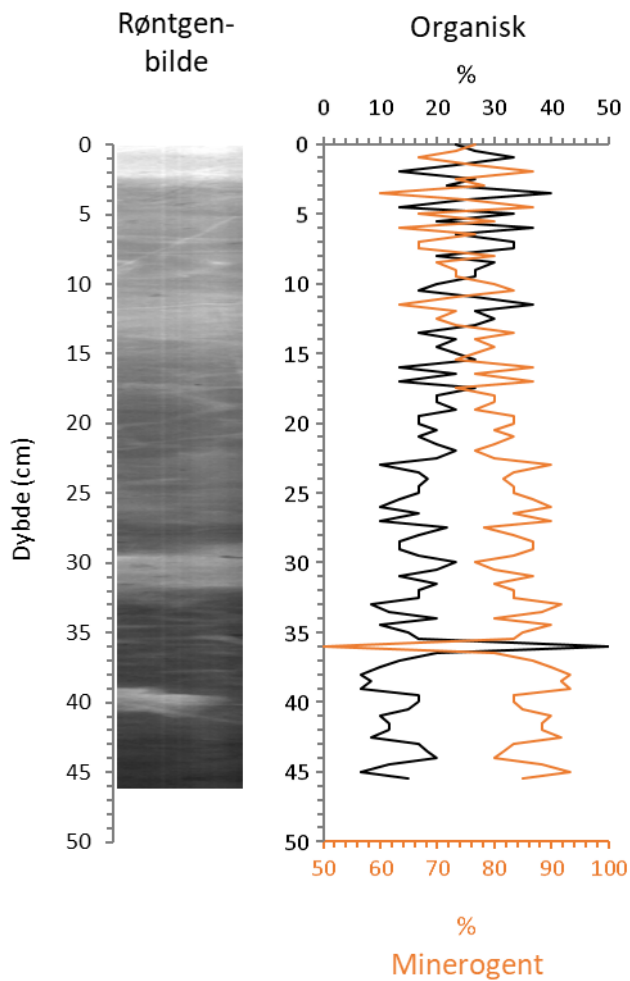
Figur 20: Grafer som viser endringer i kumulativ kornfordeling for kjerne 02MC-A.

Kornfordelingen blir grovere oppover. Sand observeres kun ved 12,5 cm, og innholdet av silt øker jevnt mot toppen. Det blir mindre leire fra bunn mot topp, med mindre variasjon i verdier mellom 27 og 12 cm.

Forhold mellom organisk og minerogent materiale

Figur 21 viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale i prosent.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m



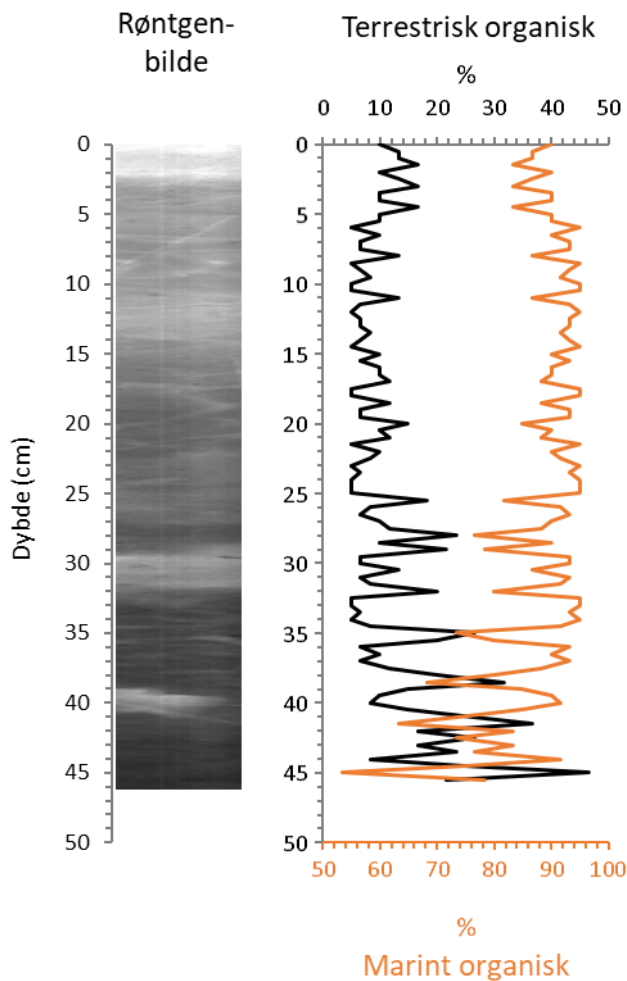
Figur 21: Grafer som viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale for kjerne 02MC-A.

Grafene viser forholdsvis stabile verdier fram til 23 cm. Fra 23 cm til 10 cm er det en reduksjon i det minerogene forholdet på ca. 15%. Fra 10-0 cm er det større svingninger, men totalt sett er forholdet jevnt.

Forhold mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale

Figur 22 viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale i prosent.

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m



Figur 22: Grafer som viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale for kjerne 02MC-A.

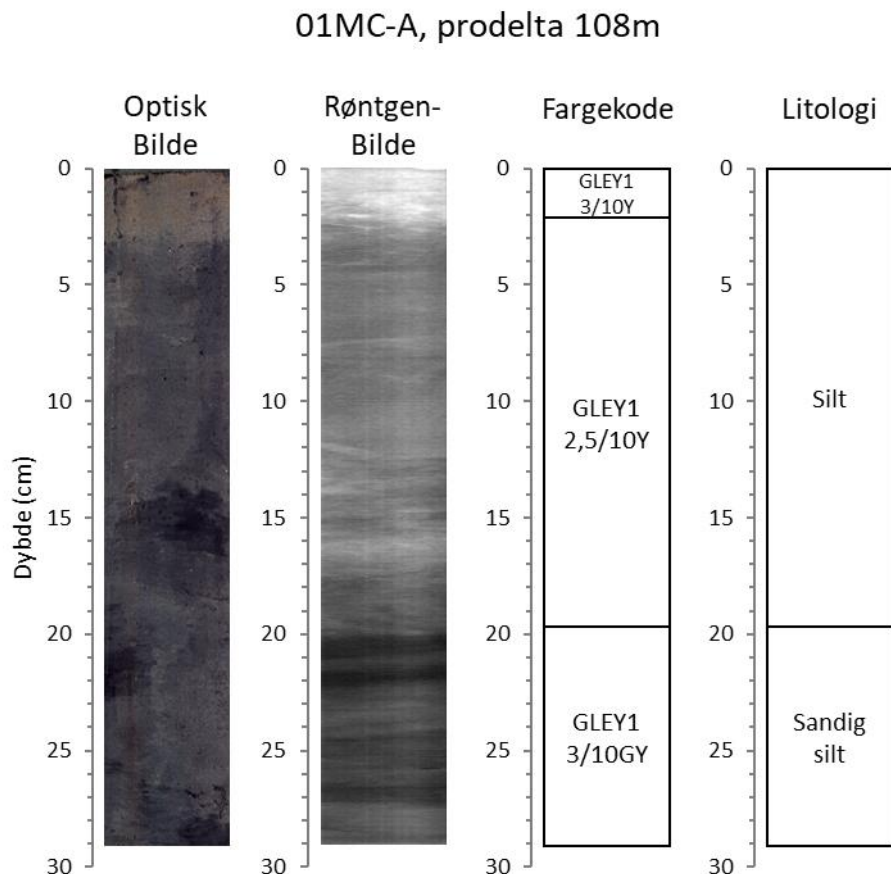
Grafen viser en økning i marint organisk fram mot ca. 25 cm, med store svingninger på maksimalt 40%. Videre mot 5 cm er det stabile verdier med forhold på ca. 90% marint organisk og 10% terrestrisk organisk. De øverste 5 cm viser en økning i terrestrisk organisk materiale.

4.3 Kjerneprøve (HB17-211)-01MC-A

4.3.1 Laboratorium UiB

Visuell beskrivelse

Figur 23 viser optisk bilde og røntgenbilde av kjerne 01MC-A, samt farge- og litologisk tolkning av kjernen.



Figur 23: Visuell beskrivelse av kjerneprøve 01MC-A. Optisk bilde, røntgenbilde, fargekode (Munsell, 1976) og litologi (Folk, 1954).

Det optiske bildet viser at kjernen varierer lite i farge og litologi. Rundt 23-21 cm og 16-14 cm, finnes det to mørke felt. De er ikke gjennomgående. Fra 3-0 cm finnes det noe brunfarge i sedimentene.

Røntgenbildet viser mer lagdeling i forhold til det optiske bildet. Variasjonene i farge indikerer strukturer i sedimentene. Rundt 27 cm og fra 22-20 cm, finnes det to mørke felt. Fra 17-16 cm og fra 2,5-0 cm er det to lysere felt.

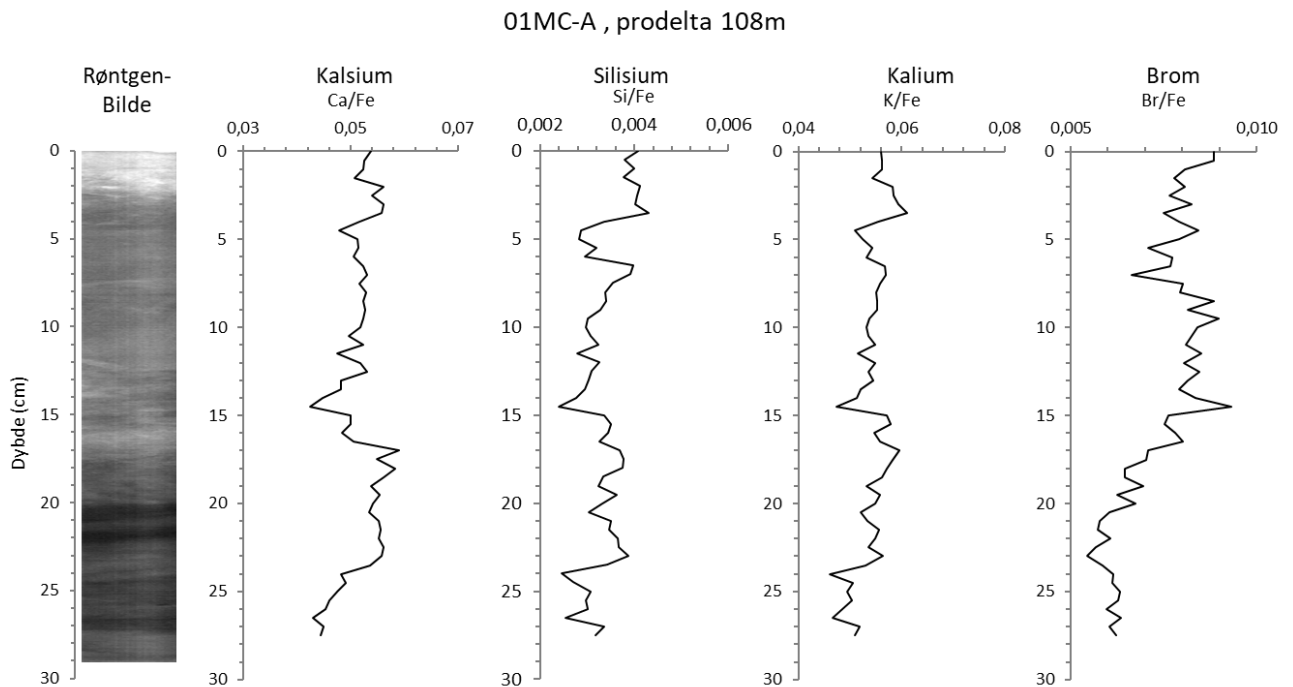
Fra de visuelle beskrivelsene av farge, har området fra 29-19,5 cm fargen *veldig mørk grønnlig grå* (GLEY1 3/10GY). Området fra 19,5-2 cm har fargen *grønnlig svart* (GLEY1 2,5/10Y).

Det siste området fra 2-0 cm har også fargen *veldig mørk grønnlig grå* (GLEY1 3/10Y), men med mer innhold av *gul* (Munsell, 1976).

Litologisk er kjerneprøven forholdsvis homogen. Fra 29-19,5 cm består sedimentene av silt, med mindre enn 30% leire og mellom 10-20% sand. Fra 19,5-0 cm finnes det silt, med mindre enn 30% leire og mindre enn 10% sand (Folk, 1954).

XRF – Elementanalyse

Figur 24 viser elementanalyser for 01MC-A. Grafene viser verdiene av kalsium (Ca), silisium (Si), kalium (K) og brom (Br) i forhold til jern (Fe).



Figur 24: XRF-grafer som viser endringer i innholdet av kalsium (Ca), silisium (Si), kalium (K) og brom (Br) for kjerne 01MC-A.

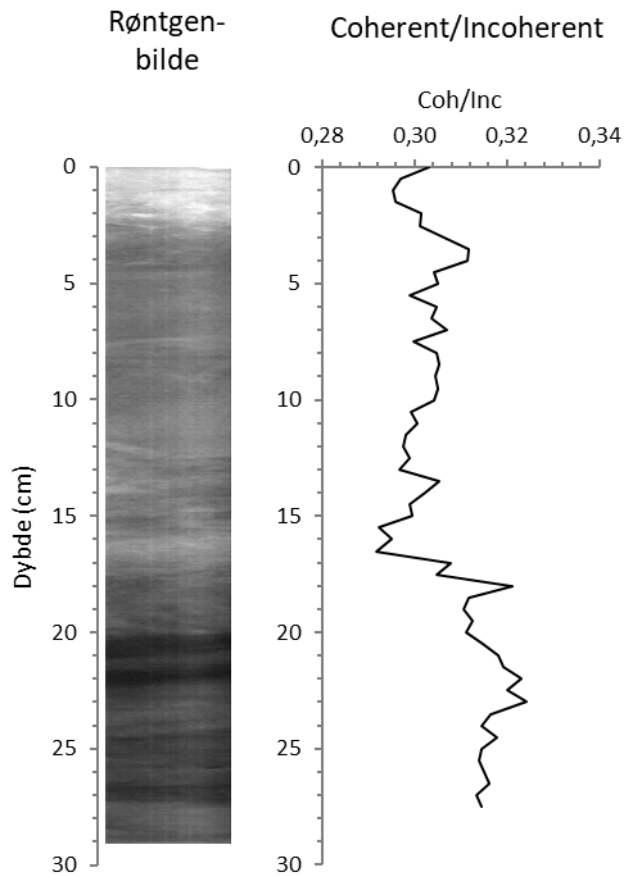
Grafene for kalsium (Ca/Fe), silisium (Si/Fe) og kalium (K/Fe), viser en økning i verdiene rundt 24 cm. Disse verdiene holder seg på omtrent på samme nivå, før de synker rundt 15 cm. Rundt 5 cm stiger verdiene igjen, og holder seg forholdsvis stabile til 0 cm.

Grafen for brom (Br/Fe), viser en generell økning fra bunn mot topp stratigrafisk. Verdiene stiger fra 23-14,5 cm. Fra 14,5-8,5 cm er verdiene forholdsvis stabile, før det er en nedgang mellom 8 og 5,5 cm. Deretter stiger verdiene igjen.

Coherent/Incoherent

Resultatene fra forholdet mellom coherent/incoherent vises i figur 25, og indikerer endring tetthet og/eller vanninnhold.

01MC-A , prodelta 108m



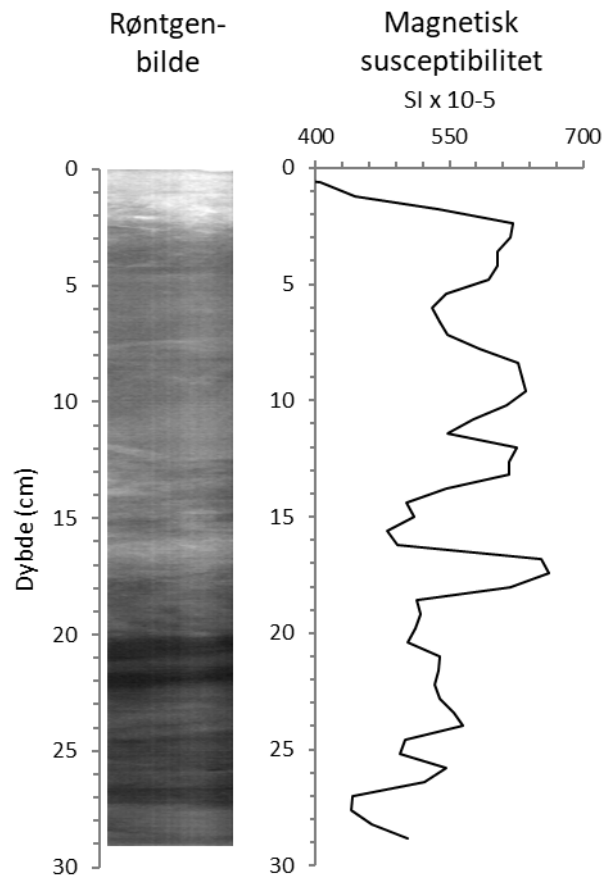
Figur 25: Graf som viser forholdet mellom coherent/incoherent for kjerne 01MC-A.

Grafen holder seg på et jevnt nivå før den synker mellom 18-16 cm. Verdiene stiger sakte frem mot 4 cm, før de synker mot toppen.

Magnetisk susceptibilitet

Figur 26 viser magnetisk susceptibilitet. Verdiene oppgis som en ubenevnt størrelse.

01MC-A , prodelta 108m



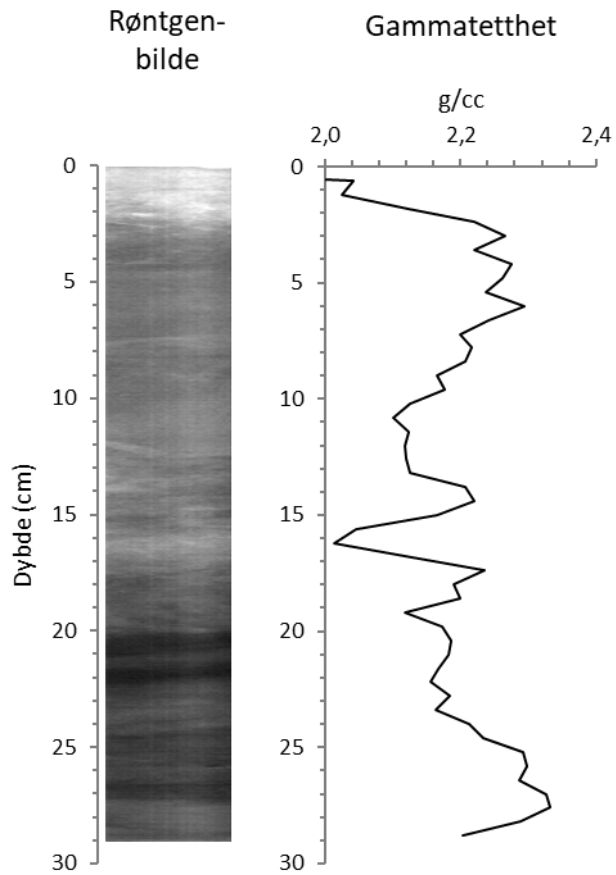
Figur 26: Graf som viser endringer i magnetisk susceptibilitet for kjerne 01MC-A.

Grafen for magnetisk susceptibilitet viser en økning i verdier fra bunn mot topp stratigrafisk. Fra 17-15 cm, og fra 2,5-0 cm er det en reduksjon i verdier på henholdsvis 150 og $220 SI \times 10^{-5}$. Det vises topper ved 17,5 cm, 12,5 cm, 9 cm og 2,5 cm.

Gammatetthet

Figur 27 viser gammatetthet i g/cm^3 .

01MC-A , prodelta 108m



Figur 27: Graf som viser endringer i gammatetthet for kjerne 01MC-A.

Generelt blir tettheten lavere fra 29-16 cm, høyere fra 16-3 cm, og lavere igjen mot 0 cm.

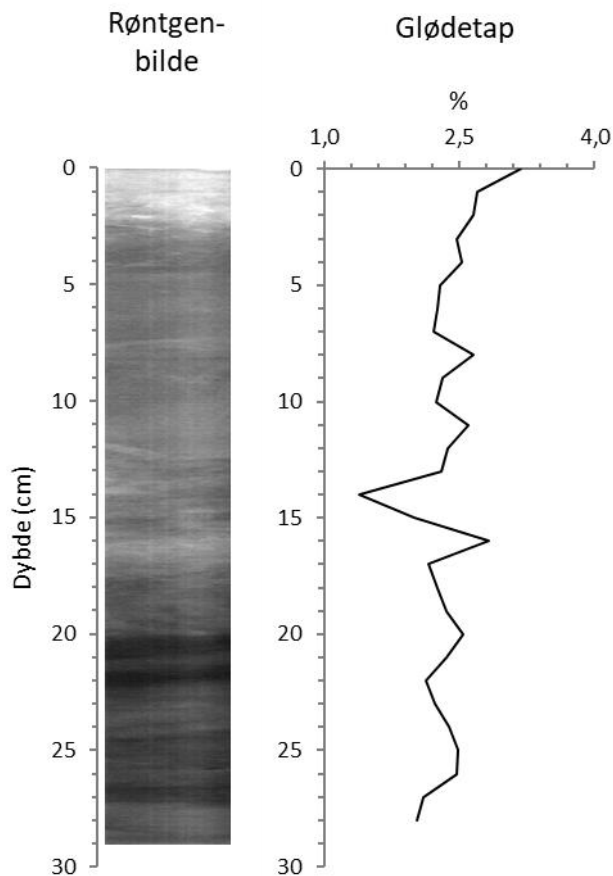
Gammatettheten viser en reduksjon i verdier fra 17,5-16 cm, etterfulgt av en like rask økning igjen til 14,5 cm. Videre er det 3 topper ved 6 cm, 4 cm og 3 cm.

4.3.2 Laboratorium HVL – Sogndal

Glødetap – LOI

Figur 28 viser glødetapsanalysen av organisk innhold i prosent vekttap etter brenning.

01MC-A , prodelta 108m

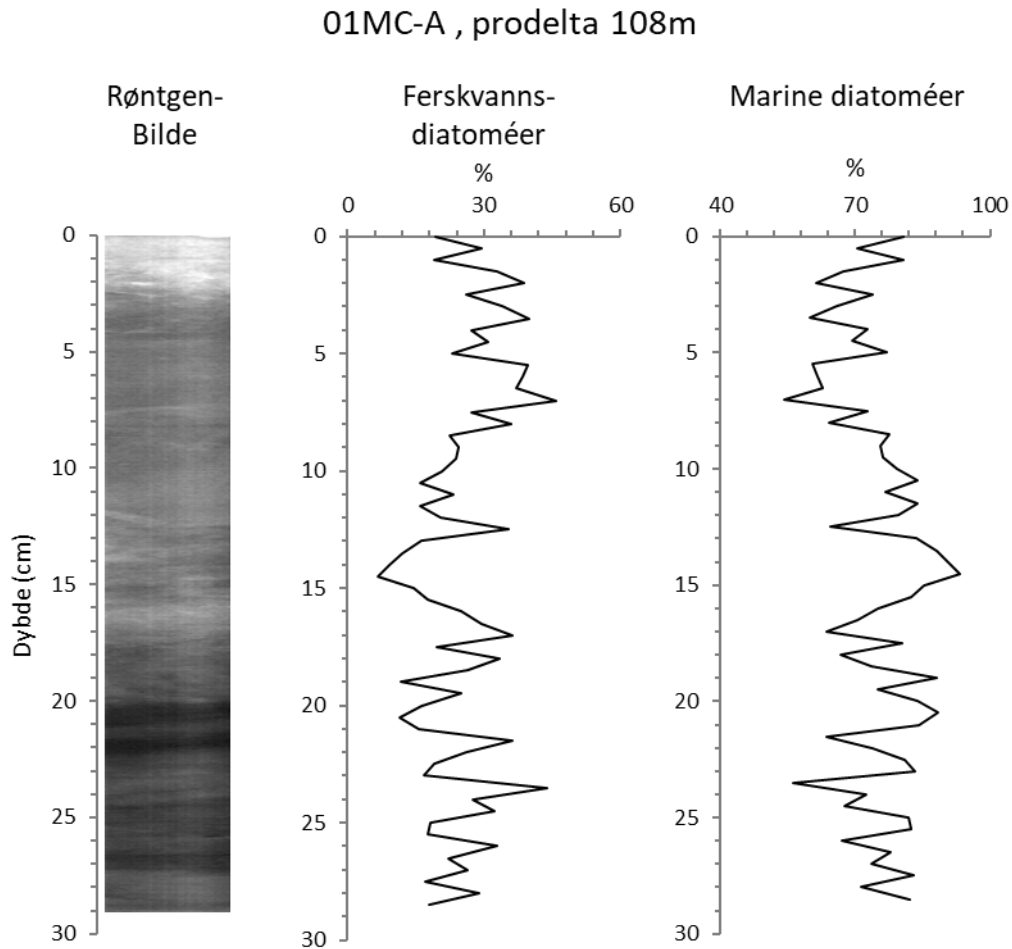


Figur 28: Graf som viser endringer i organisk innhold fra glødetap for kjerne 01MC-A.

Grafen viser en svak stigende tendens fra bunn mot topp. Ved 16 cm er det en topp (3%), og ved 14 cm er det en bunn (1,3%) i organisk materiale. Den maksimale variasjonen i vekttap er på ca. 1,8%.

Diatoméer

Figur 29 viser forholdet mellom ferskvannsdiatoméer og marine diatoméer i prosent.

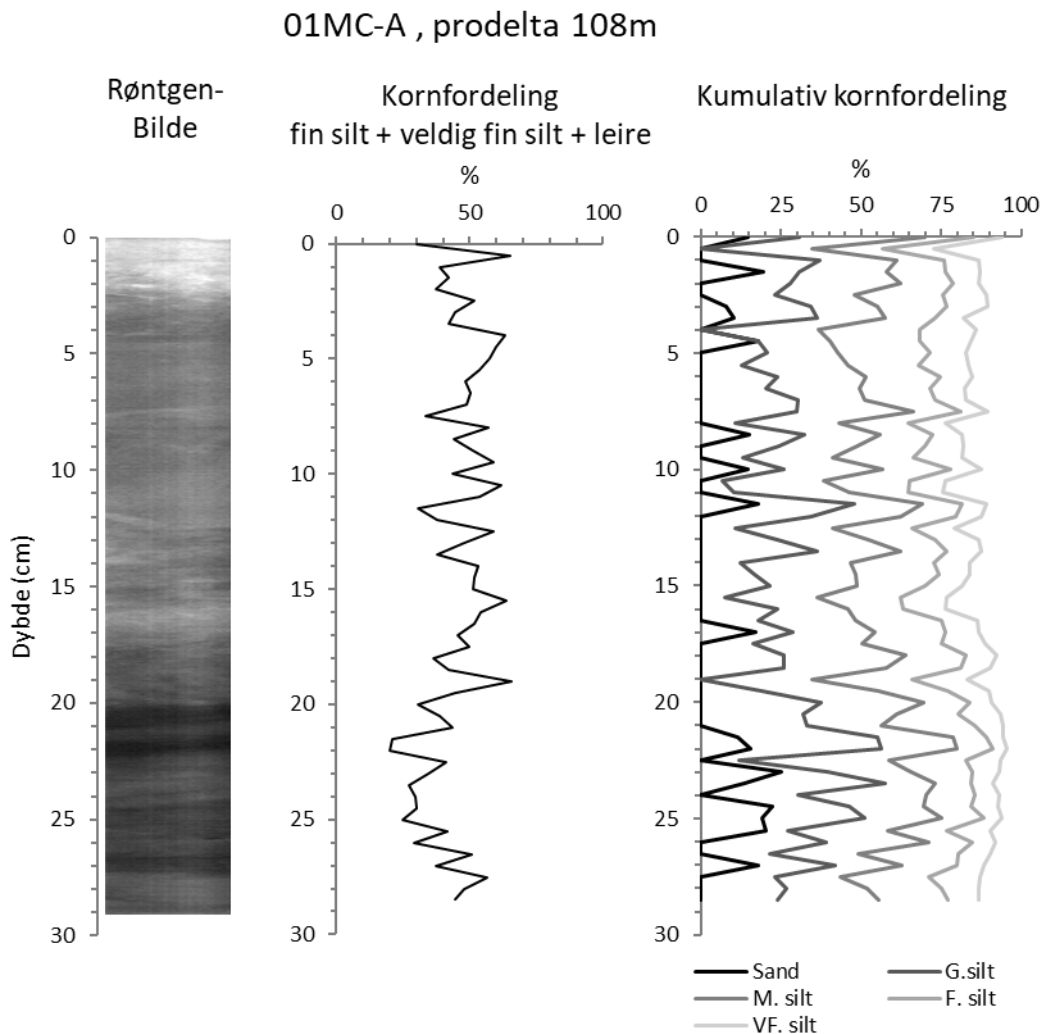


Figur 29: Grafer som viser forholdet mellom marine diatoméer og ferskvannsdiatoméer for kjerne 01MC-A.

Grafen for ferskvannsdiatoméer viser verdier med mindre variasjoner fra 29-17 cm. Rundt 15 cm kommer det en bunn i verdier (ca. 8%), etterfulgt av en topp ved 12,5 cm (ca. 40%). Verdiene stiger fra 10-6 cm, før de holder seg rundt 30% mot toppen. Grafen for marine diatoméer viser motsatte verdier.

Kornfordeling

Figur 30 viser kornfordelingen av de fineste kornstørrelsene, samt kumulativ kornfordeling av sand, grov silt, medium silt, fin silt, veldig fin silt og leire, for kjerne 01MC-A.



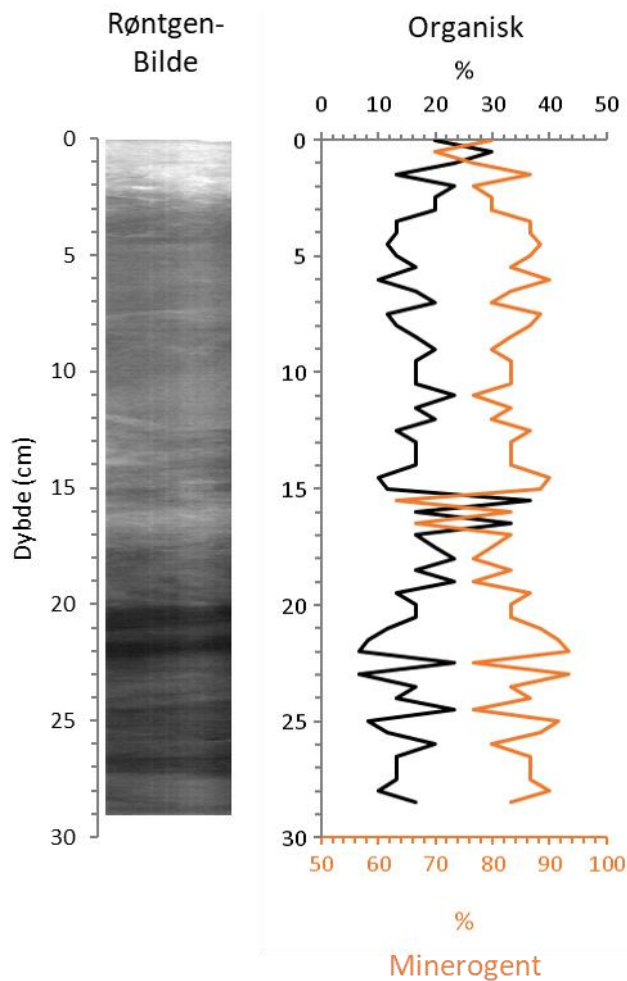
Figur 30: Grafer som viser endringer i kornfordeling av fin silt, veldig fin silt og leire, samt kumulativ kornfordeling for kjerne 01MC-A.

Grafen for fin silt, veldig fin silt og leire synker med ca. 20% fra 29-25 cm, og stiger med nesten 40% fra 21,5-19 cm. Verdiene har deretter en stabil trend mot toppen. Den kumulative kornfordelingskurven viser en fining oppover. Ved 15,5 cm og 10,5 cm vises de mest finkornede områdene.

Forhold mellom organisk og minerogent materiale

Figur 31 viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale i prosent.

01MC-A , prodelta 108m



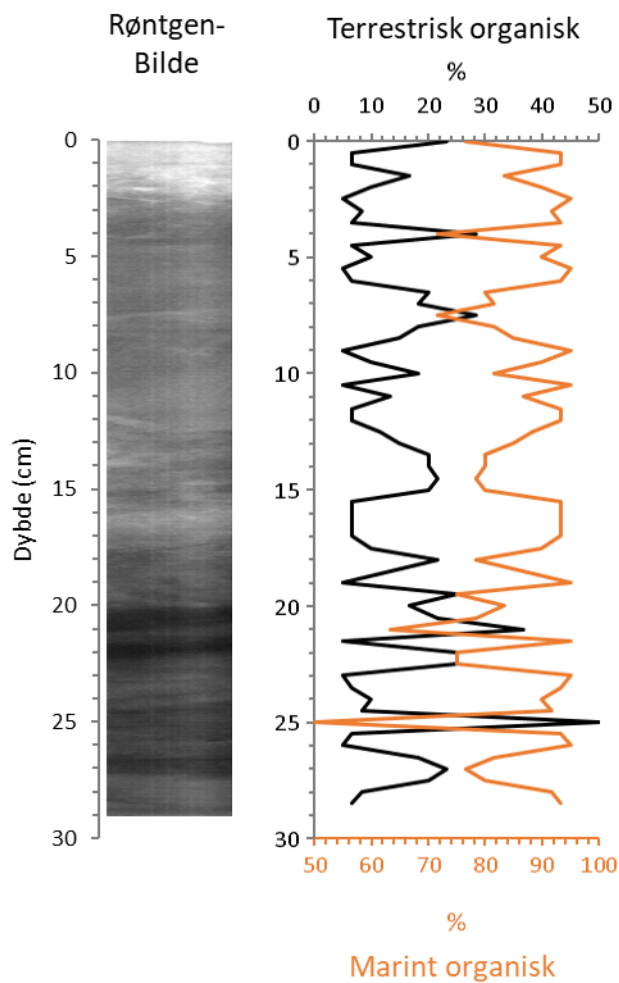
Figur 31: Grafer som viser forholdet mellom organisk og minerogent materiale for kjerne 01MC-A.

Grafen viser stratigrafisk fra bunn til 15,5 cm en minking i andel minerogent materiale. Fra 15,5-14,5 cm er det en økning fra ca. 65% til ca. 90%. Videre mot toppen er verdiene forholdsvis stabile til 5 cm, før de på nytt minker. For organisk materiale vises det motsatte.

Forhold mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale

Figur 32 viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale i prosent.

01MC-A , prodelta 108m



Figur 32: Grafer som viser forholdet mellom terrestrisk organisk og marint organisk materiale for kjerne 01MC-A.

Grafene viser en generell økning i marint organisk materiale fra bunn mot topp. Variasjonene er størst fra 26-20 cm.

4.4 Oppsummering resultat

Det er forventet at magnetisk susceptibilitet, gammatetthet, coherent/incoherent, samt observasjoner i mikroskop av minerogent materiale og kornfordeling skal bekrefte hverandre for å kunne anses som sikre resultater. Kalium, kalsium og silisium sammenlignes med de nevnte parameterene.

For det organiske materialet er det forventet at diatoméer, brom, samt observasjoner i mikroskop av organisk materiale, og forhold mellom marint organisk og terrestrisk organisk materiale skal kunne sammenlignes.

02MC-A

Magnetisk susceptibilitet, gammatetthet, og graf for minerogent materiale viser alle en jevn minkende trend. Gammatetthet, coherent/incoherent og særskilt magnetisk susceptibilitet, viser en høy topp ved ca. 40 cm. De viser også økende verdier fra 12-3 cm. Selv om det er stor variasjon, bekrefter grafen for minerogent materiale delvis verdiene fra 12-3 cm, på grunn av høyere topper. Ved 36 cm viser grafen for minerogent materiale et negativt utslag i verdier, men dette vises ikke i de andre grafene. Den kumulative kornfordelingsgrafene blir jevnt grovere oppover.

Gammatetthet og magnetisk susceptibilitet viser en økende tendens for organisk innhold. Glødetap og organisk materiale i forhold til minerogent materiale støtter opp om dette. Brom og marint organisk materiale i forhold til terrestrisk organisk materiale viser en jevn økning av det marint organiske materialet. Marine diatoméer viser forholdsvis stabile verdier, med en generell minking de øverste 10 cm av prøven. Dette er sterke resultater ettersom de samsvarer med hverandre i stor grad.

01MC-A

Sammenfattet viser magnetisk susceptibilitet, gammatetthet og minerogent materiale en stor endring i verdier fra 17-14 cm, og fra 2,5-0 cm. Det organiske innholdet øker fra bunnen og opp til 16 cm. Fra 16-14 cm er det en forholdsvis stor nedgang, før det igjen er en generell økning helt opp til toppen. Dette er sikre resultater i og med at glødetapsanalysen og observasjon av organisk materiale i mikroskop forteller det samme. Av marint organisk innhold i kjernen viser både brominnhold, marine diatoméer og graf for marint organisk

materiale en økende trend fra bunn mot topp. Grafene samsvarer godt i større skala, men det er ikke alltid lite presist i mindre skala. Brom og marine diatoméer viser begge de høyeste verdiene mellom 17 og 8 cm. Samtlige grafer viser forholdsvis store endringer mellom 17 cm og 14 cm.

De geokjemiske signalene viser en lik utvikling for elementene kalium, kalsium og silisium. Alle tre grafene viser en bunn i verdier ved 14,5 cm, og 4,5 cm. Mellom 24 cm og rundt 16 cm viser alle grafene høyere verdier.

5. Diskusjon

5.1 Miljøendringer i Fjærlandsfjorden de siste 400 år

Datering

For å kunne svare på hvordan fjordmiljøet har endret seg med klimautviklingen, er det nødvendig å kunne relatere kjernedybdene med alder. Utgangspunktet er en ^{210}Pb -datering fra Vangsnes (1981). Sedimentasjonsraten for et område nær kjerne 02MC-A, er med ^{210}Pb -dateringen anslått til å være 0,12 cm/år tilbake til ca. 1930. Klimadata fra området strekker seg tilbake til 1920, noe som kun dekker de øverste 10 cm av sedimentkjernen. Derfor er det vanskelig å anvende metoden etter Paetzel & Dale (2010) for det indre bassenget.

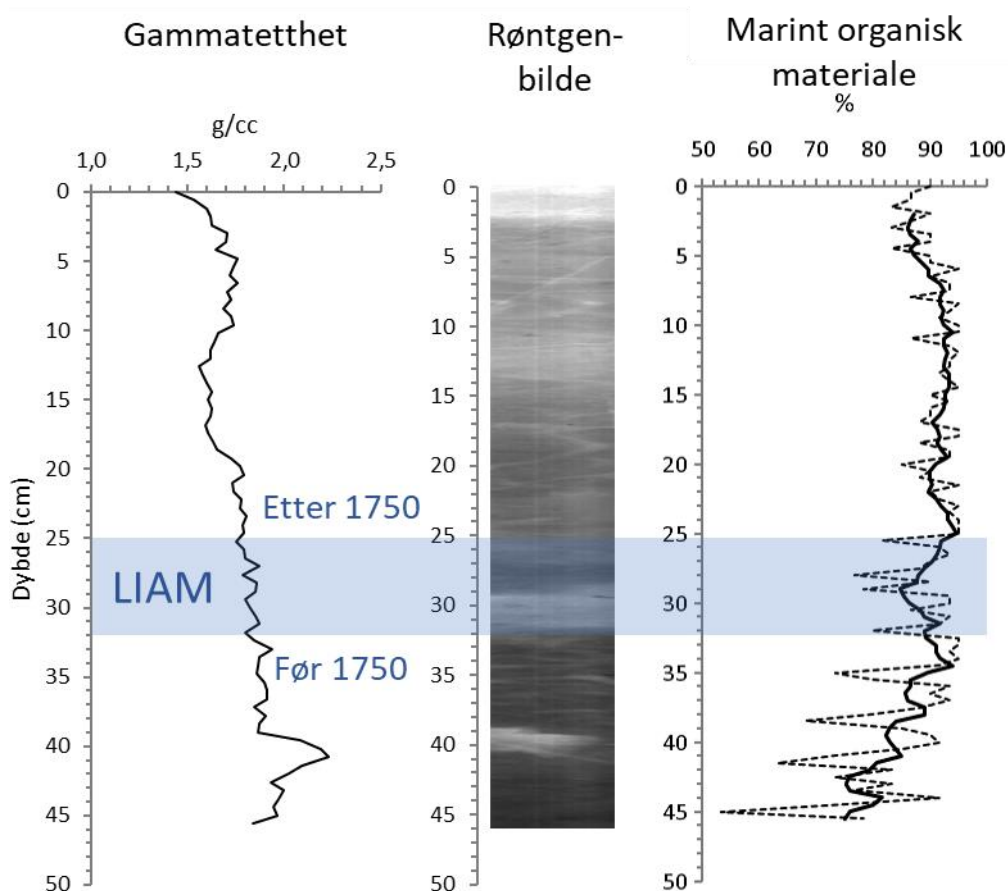
Sedimentasjonsraten på 0,12 cm/år er en lavere rate enn 0,40 cm/år ved prodeltaet (01MC-A). En mulig forklaring for den lavere sedimentasjonsraten ved 02MC-A, kan være at avstanden fra Storelvis elvemunning er ca. 5 km lengre. Ved prøve 02MC-A er i tillegg bredden på fjorden 418 m lengre, og 68 m dypere enn ved 01MC-A (Haflidason et al., 2017; Statens Kartverk, 2018).

Det indre bassenget får ferskvannstilførsel fra flere andre sideelver og bekkeløp enn det prodeltaet får. Dette gjelder elva fra Mundalsdalen, og elveløp mellom Berge-Bjåstad og Lidal (Figur 2). Det kan tale imot en lavere sedimentasjonshastighet, men elven fra Mundalsdalen har liten materialtilførsel (Vangsnes, 1981), og det samme gjelder trolig for de andre elveløpene i forhold til materialtilførselen fra Storelvi.

Det er naturlig å tro at sedimentasjonsraten vil være enda lavere med økende sedimentdyp, grunnet større kompaksjon. Det er antatt tilfellet for 01MC-A (Kap. 5.2). Gammatetthet og coherent/incoherent øker med sedimentdypet, og indikerer større tetthet og mindre vanninnhold (Figur 33). Forholdet mellom marint og terrestrisk organisk materiale har svingninger med variasjon opptil 40% fra bunn, og ser ut til å stagnere mellom 25-30 cm (Figur 33). Svingningene tolkes som signal fra pulserende breer i en oppbyggingsfase, og stagningen som lille istids maksimum. Dette diskuteres mer senere.

Maksimumsanslaget for den lille istids maksimum vil med en sedimentasjonsrate på 0,12 cm/år gi en dybde på 32 cm. Med argumenter fra forrige avsnitt som grunn, vil et minimumsanslag ligge på 25 cm. Usikkerheten vil ikke få konsekvenser for videre diskusjon, ettersom at tendensene før og etter den lille istids maksimum vil være de samme, uavhengig av hvor maksimum ligger mellom 25 cm og 32 cm (Figur 33).

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m

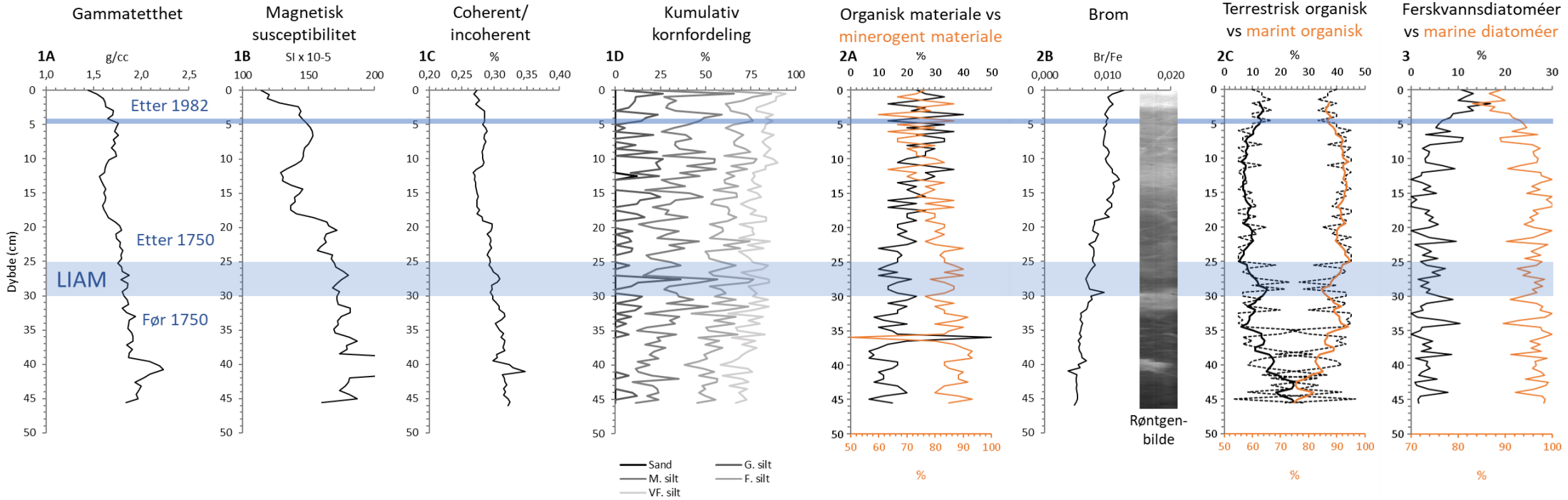


Figur 33: Forslag til den lille istids maksimum basert på ^{210}PB -datering. Her vist i forhold til endringer i gammatetthet, røntgenbilde og endring i marint organisk materiale.

Klimaets påvirkning på fjordmiljøet de siste 400 år

Med en sedimentasjonsrate på 0,12 cm/år, vil kjerneprøve 02MC-A strekke seg tilbake til midten av den lille istid, omtrent 1630. Den lille istids maksimum var for Jostedalsbreen i 1750 (Nussbaumer et al., 2011), og kanaliseringen av Storelvi skjedde rundt 1980 (Dybwad, 2015; Klamer, 2017).

02MC-A , indre Fjærlandsfjord 176m



Figur 34: Tolkning av resultater fra gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, kumulativ kornfordeling, forhold organisk - mineralogent, brom, forhold terrestrisk - marint og forhold ferskvannsdiatoméer - marine diatoméer for kjerne 02MC-A.

Før 1750

Det er allerede nevnt at breers framrykk og tilbaketrekning er styrt av vinternebbør og sommertemperatur (Nesje & Dahl, 2003), men mengde smeltevann er også styrt av de samme faktorene. Dette er en kompleks prosess. Enkelt forklart vil et økende brevolum gi utslag i mindre smeltevann, og et minkende brevolum gi utslag i mer smeltevann. Samtidig vil en generell minking i brevolum føre til mindre smeltevann over tid. For en mer detaljert forklaring; se Kaser et al. (2010). Ettersom at breene ble større fram mot 1750, er det sannsynlig at det var mindre bidrag fra smeltevann i avrenningen. Ferskvannsdiatoméer viser lave verdier (0-10%) i forhold til marine diatoméer (Figur 34.3), og indikerer lav ferskvannstilførsel og videre lite transport av terrigent materiale ut i fjorden.

Lav ferskvannstilførsel påvirker igjen sirkulasjoner i fjorden (Hansen & Rattray, 1965). Vannmassene er forholdsvis homogene ved liten ferskvannstilførsel (Kaartvedt, 1984), og gir utslag i mindre sirkulasjon. Redusert sirkulasjon fører til at mindre av det terrigene materialet blir fraktet ut til bassenget. Dette gjelder både næringsstoffer, terrestrisk organisk materiale, ferskvannsdiatoméer og grovere kornstørrelser.

Selv om breene vokste og eroderte mer minerogent materiale, ble ikke alt fraktet ut i fjorden. Lav avrenning førte til at elvene transporterte mer finkornet materiale (Hjulström, 1935), og ettersom det var rikelig tilgang på finkornet materiale, gir det utslag i høyere minerogent innhold. Før den lille istids maksimum viser grafene for gammatetthet (Figur 34.1A) og coherent/incoherent (Figur 34.1C) høyere verdier enn etter maksimum. Kornfordelingsgrafen viser finere materiale (Figur 34.1D). Finere materiale pakkes tett sammen, og samsvarer med økningen i tetthet. Magnetisk susceptibilitet (Figur 34.1B) og andel minerogent materiale (Figur 34.2A) viser også høyere verdier før 1750.

Primærproduksjon er produksjon av organisk materiale i organismer med fotosyntese, og er hovedsakelig styrt av lysforhold og næringstilførsel, men også temperatur (Field et al., 1998). Redusert tilførsel av næringsstoffer indikerer dårlige produksjonsvilkår. Lav transport av terrestrisk organisk materiale, og dårlige forhold for primærproduksjon i fjorden forklarer lavere verdier for total organisk materiale før 1750 (Figur 34.2A), og stabilt høye verdier av marine diatoméer (90-100%) i forhold til ferskvannsdiatoméer (Figur 34.3).

Marint organisk materiale har svingninger med variasjon på opptil 40% i forhold til terrestrisk organisk materiale fram mot 1750 (Figur 34.2C). Det kan skyldes pulsering av breer, som har bidratt til periodevis "slipp" av næringsstoffer. Primærprodusenter, herunder diatoméer, har

derfor kun tidvis fått tilgang på næringsstoffene. Marint organisk materiale har også en økende tendens (15%) i forhold til det terrestrisk organiske materialet, men dette skyldes hovedsakelig den lave tilførselen av terrestrisk organisk materiale (Figur 34.2C). Det kan i tillegg tolkes at et kaldere klima og større breareal hadde en negativ påvirkning på vegetasjonen, som vil si at det var mindre terrestrisk organisk materiale før lille istids maksimum.

Ved ca. 40 cm viser gammatetthet (Figur 34.1A), coherent/incoherent (Figur 34.1C) og spesielt magnetisk susceptibilitet (Figur 34.1B) en høy topp i verdier. Geokjemiske signal for kalium, kalsium og silisium viser en bunn i verdier ved denne dybden (Figur 14). Graf for minerogent materiale (Figur 34.2A) og kornfordeling viser ikke utslag (Figur 34.1D). Dette tyder på at området har fått tilførsel av sediment med større tetthet fra et annet kildeområde ved denne dybden. Det kan muligens være snakk om skredmateriale.

Etter 1750

Etter 1750 har breene trukket seg gradvis tilbake. Det har bidratt til mer smeltevann (Kaser et al., 2010), og videre en høyere vannføring. Denne økningen har ført til at mer terrigent materiale har blitt transportert ut i fjorden i form av grovere sediment (Hjulström, 1935), mer organisk materiale og mer næringsstoffer. Ved større ferskvannstilførsel vil sirkulasjonen i fjorden øke, og mer av det terrigene materialet blir derfor fraktet ut til det indre bassenget.

Gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent (Figur 34.1A-C) og andel minerogent materiale i forhold til organisk materiale (Figur 34.2A) har alle minket etter lille istids maksimum. Kornfordelingsgrafene viser grovere materiale (Figur 34.1D), og samsvarer dermed med verdier for gammatetthet (Figur 34.1A).

Det totale organiske innholdet har økt (Figur 34.2A; Figur 18) som en følge av større transport av terrestrisk organisk materiale, samt næringsstoffer. Mer næringsstoffer har forbedret produksjonsvilkårene, og det har gitt utslag i mer marint organisk materiale (Figur 34.2B). Forholdet mellom marint organisk og terrestrisk organisk materiale er stabilt, noe som indikerer en økning også i det terrestrisk organiske materialet (Figur 34.2C). Det stabile forholdet kan forklares med at mer terrestrisk organisk materiale ble fraktet ut i fjorden, samt at en større tilførsel av næringsstoffer også forbedrer vilkårene for primærproduksjon i elvene.

Etter 1930 økte tilbaketrekningen av breer ytterligere i omfang (Nesje & Dahl, 2003). Sommertemperaturen har steget med 0.5°C, og vinternedbøren har økt med 56% fra 1944 til 2017 (Kap. 2.5). En generell minking i brevolum fører til mindre smeltevann over tid (Kaser et al., 2010), men det økte omfanget av tilbaketrekningen kan likevel tenkes å ha ført til et enda større bidrag fra smeltevann og videre større vannføring. Et slikt scenario indikeres av økningen i ferskvannsdiaatoméer i forhold til marine diatoméer fra 10 cm (Figur 34.3). Kumulativ kornfordeling viser også de største kornstørrelsene for det indre bassenget i de øvre lagene (Figur 34.1D). Gammatettheten (Figur 34.1A) og coherent/incoherent (Figur 34.1C) har minket, noe som kan forklares med at grovere korn blir dårligere pakket sammen enn fine korn, og at vanninnholdet er større i de øvre lagene.

Etter 1982

Rundt 1980 ble Storelvi kanalisert og Bøyadeltaet utbygget (Dybwad, 2015; Klamer, 2017). For topplaget vises en økning i ferskvannsdiaatoméer på 15% (Figur 34.3), en økning i brominnhold (Figur 34.2B), og en minking i gammatetthet, coherent/incoherent og magnetisk susceptibilitet (Figur 34.1A-C). Mulige følger av kanaliseringen vil diskuteres nærmere for sedimentkjerne 01MC-A som er tatt ved prodeltaet.

En annen vinkling for de øverste lagene, er en pågående organisk nedbryting og mindre kompaksjon. Det kan forklare en nedgang i verdier for gammatetthet, magnetisk susceptibilitet og coherent/incoherent (Figur 34.1A-C), samt en økning i marint organisk materiale (Figur 34.2C). Det er trolig snakk om en kombinasjon av de nevnte forhold.

5.2 Klima- og antropogene endringer de siste 100 år

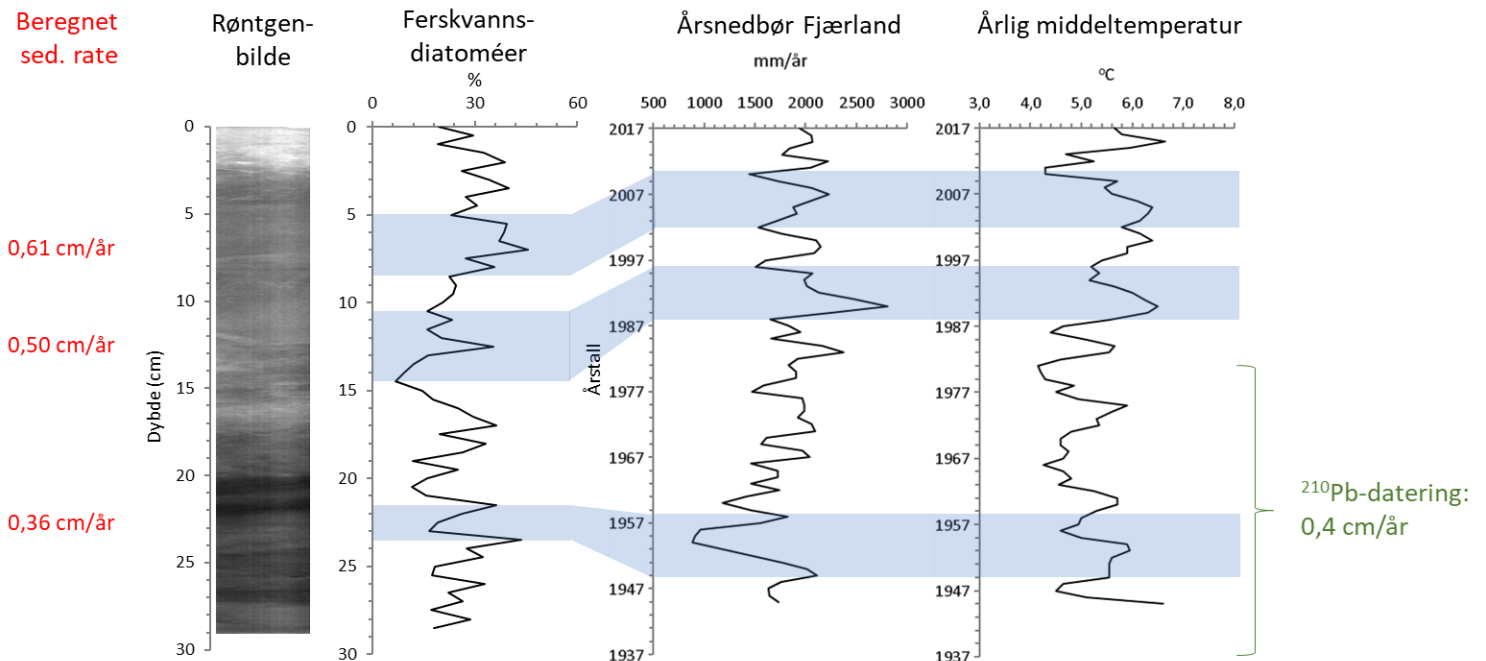
Datering

Utgangspunktet for aldersbestemmelsen av kjerne 01MC-A, er ²¹⁰Pb-dateringen til Vangsnes (1981), som har gitt en sedimentasjonsrate på 0,40 cm/år for et område ved prodeltaet.

Breers fremrykk og tilbaketrekning er styrt av vinternedbør og sommertemperatur, og fra 1930 har breene hatt en generell tilbaketrekning (Nesje & Dahl, 2003). Et minkende brevolum gir utslag i mer bidrag fra smeltevann (Kaser et al., 2010). I tillegg bidrar sommernedbør til avrenningen.

I dateringen er nedbør og temperatur vist med årsnedbør og årlig middeltemperatur, ettersom de viser de samme trendene (Paetzel & Dale, 2010). Dateringen tar i bruk metoden etter Paetzel og Dale (2010).

01MC-A , prodelta 108m



Figur 35: Grafer som viser sammenhengen mellom årlig nedbør, årlig middeltemperatur og ferskvannsdiaatoméer for kjerne 01MC-A. For de skraverete områdene, er det også vist beregnede sedimentasjonsrater. ^{210}Pb -dateringen fra 1981 er vist til høyre.

Årsnedbøren og årlig middeltemperatur samsvarer godt med forholdet mellom ferskvannsdiaatoméer og marine diatoméer. Toppene innenfor de markerte områdene ligner i stor grad på hverandre. Ferskvannsdiaatoméer er en indikator på ferskvannstilførsel, og det er derfor rimelig å anta at disse signalene er fra samme tidsperiode (Figur 35).

En gjennomsnittlig sedimentasjonsrate for de markerte områdene, fra bunn til topp, vil være på 0,36 cm/år, 0,50 cm/år, og 0,61 cm/år. Sedimentasjonsraten på 0,50 cm/år og 0,36 cm/år før 1990 passer godt med ^{210}Pb -dateringen fra 1981 og den resulterende lineære sedimentasjonsraten på 0,40 cm/år (Vangsnes, 1981). Sedimentasjonsraten er noe høyere mot toppen (0,61 cm/år), og dette kan forklares med at de øvre lagene har vært utsatt for mindre kompaksjon (Figur 35).

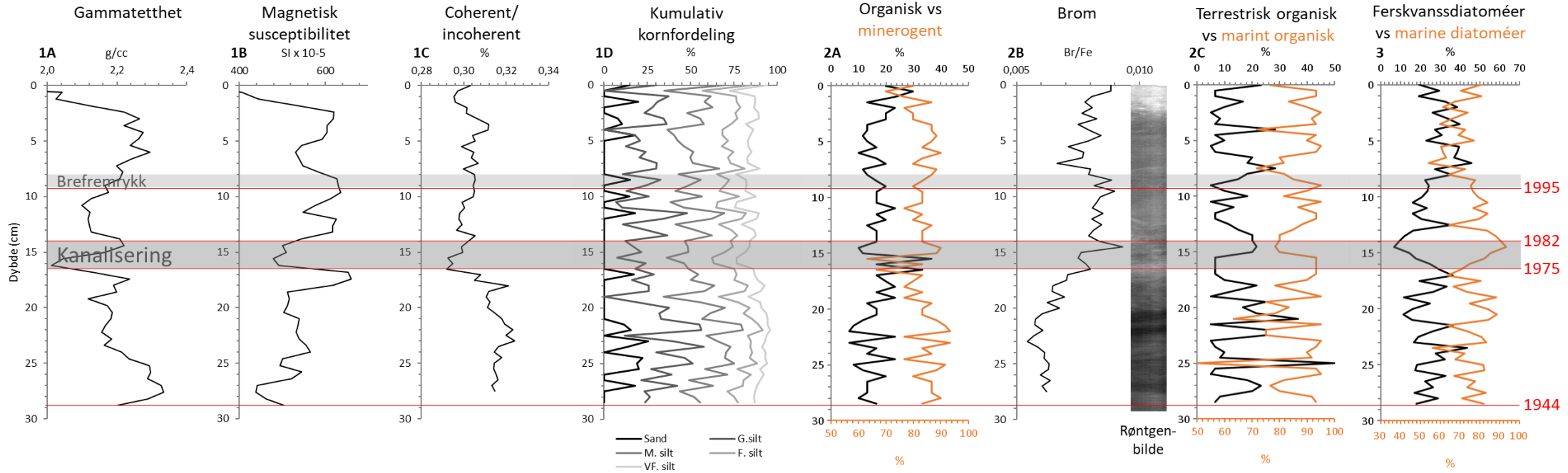
En sedimentasjonsrate på 0,40 cm/året virker å være en god representativ rate for denne prøven, og den vil bli brukt videre i diskusjonen.

Antropogene og naturlige endringers påvirkning på indre Fjærlandsfjord de siste 75 år

Med argumenter fra datering til grunn, viser denne prøven omtrent de siste 75 år. I områdebeskrivelsen er det nevnt en rekke hendelser innenfor denne tidsperioden (Kap. 2.3). Kort sammenfattet var det en tilbaketrekning av breer fra 1930 (Nesje & Dahl, 2003). Det er i tidsperioden 1960 til 2000 noe usikkert hvordan Bøyabreen og Suphellebreen beveget seg, men breene hadde et framrykk rundt 1995 til 1997 (Nussbaumer et al., 2011). Etter tusenårsskiftet hadde de fleste breer en stor tilbakegang (Nesje & Dahl, 2003), og rundt 1980 ble Storelvi kanalisert (Dybwad, 2015; Klamer, 2017). Klimaendringer viser en generell økning i både nedbør og temperatur (Figur 12).

Det vil i neste del bli presentert mulige forklaringer på hvordan fjordmiljøet har blitt påvirket av menneskeskapte og naturlige endringer.

01MC-A, prodelta 108m



Figur 36: Tolkning av resultater fra gammatetthet, magnetisk susceptibilitet, coherent/incoherent, kumulativ kornfordeling, forhold organisk - minerogent, brom, forhold terrestrisk - marint og forhold ferskvannsdiatoméer - marine diatoméer for kjerne 01MC-A.

1930-1975

Den generelle tilbaketrekningen av breer etter 1930, førte til at brevolumet minket, som igjen har redusert den glasiiale erosjonen. Dette kan forklare nedgangen av minerogent materiale (Figur 36.2A) og gammatetthet (Figur 36.1A) fram mot 1975, og fin silt til leire frem mot midten av 1960-tallet (Figur 30). Den påfølgende toppen av fin silt til leire før 1975, kan derimot ikke forklares med denne argumentasjonen, men som nevnt er brebevegelsene noe usikker etter 1960. Glasifluvialt materiale i form av breslam er en av de primære sedimentkildene i Fjærlandsfjorden (Vangsnes, 1981), og fin silt til leire tolkes som breslam.

Primærproduksjon skjer med fotosyntese. Fotosyntese skaper organiske forbindelser og blir påvirket av blant annet mineralnæring og lysforhold (Field et al., 1998), og avsmelting fra breer gir tilførsel av næringsstoffer til elv og fjord. Geokjemiske signaler fra kalium og kalsium indikerer totalt sett en liten økning (Figur 24), der økningen først og fremst skjedde fra 1955 til 1960. I denne femårsperioden økte også nedbørsmengdene med ca. 1000 mm (Figur 35). Graf for diatoméer viser en forholdsvis stabil fordeling mot 1975, med en økning i ferskvannsdiatoméer mellom 1955 og 1960 (Figur 36.3). Dette er alle indikatorer på at næringstilførselen økte mellom 1955 og 1960. Brominnholdet viser liten endring i denne perioden, noe som tyder på at næringstilførselen har hatt liten påvirkning på marint organisk materiale.

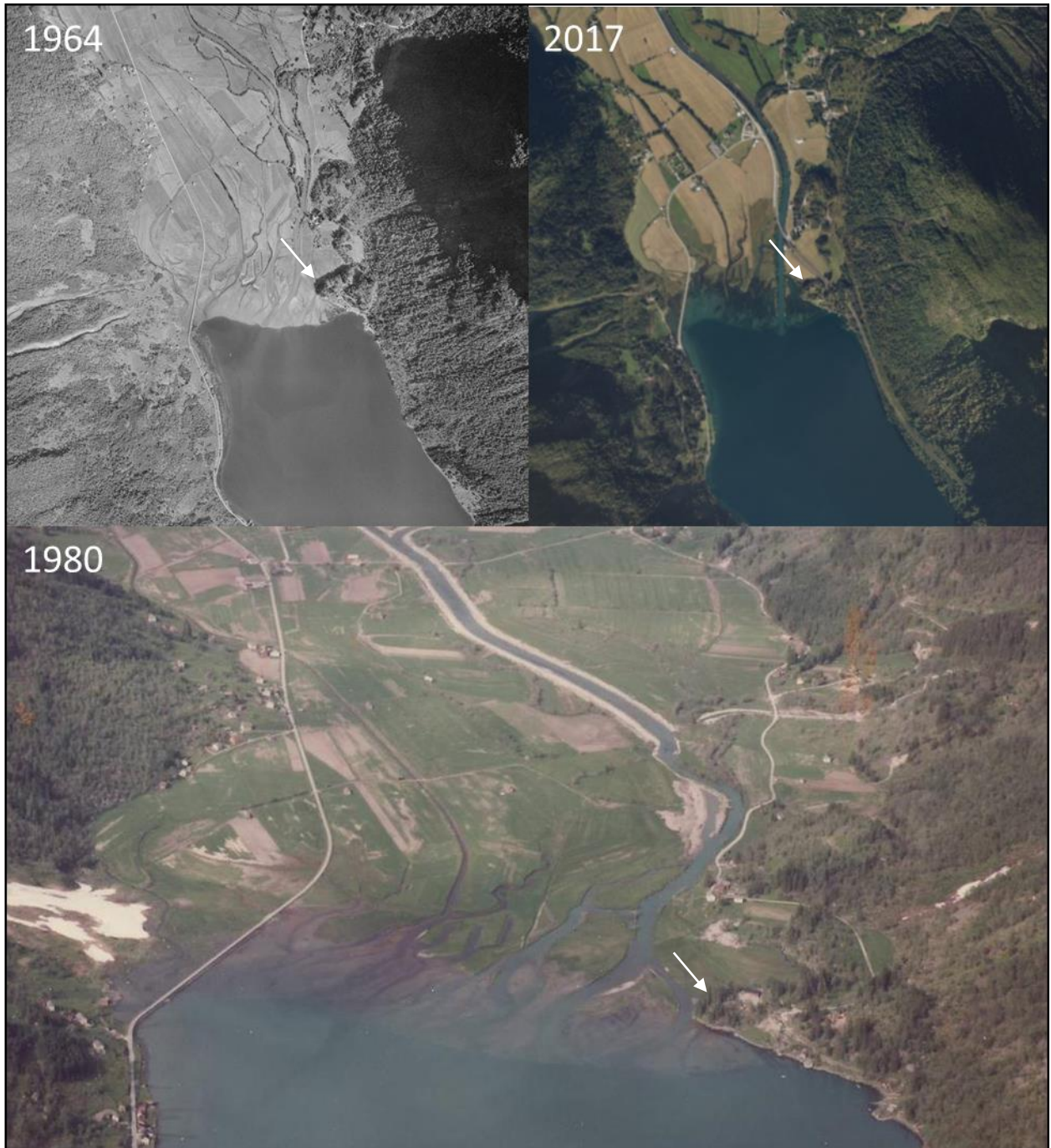
Som nevnt er det en generell nedgang i minerogent materiale og breslam. Dette kan ha ført til mindre turbiditet, og bedre lysforhold i fjorden. Produksjonsvilkårene og næringsutnyttelsen i fjorden har dermed blitt bedre, og dette støttes av en økning i marint organisk materiale (Figur 36.2B-C). Dersom produksjonsvilkårene i fjorden bedres, og tilførsel av terrestrisk organisk materiale ikke blir dårligere, forklarer det også økningen i total organisk materiale (Figur 36.2A; Figur 28).

Det argumenteres derfor med at både endring i lysforhold og endring i tilførsel av næringsstoffer bidro til en økning i totalt organisk materiale for perioden 1944 til 1975. For marint organisk materiale var hovedgrunnen forbedret lysforhold.

1976-1982

På 1980-tallet ble utbyggingen av Bøyadeltaet og kanaliseringen av Storelvi fullført. Dette var et vesentlig inngrep som endret hele strømningsmønsteret til Storelvi, og samlet alle små forgreninger til et rett elveløp (Figur 37) (Dybwad, 2015; Klamer, 2017). Mellom 1979 og

1982 viser målinger for Supphellebreen liten til ingen bevegelse (Roland & Haakensen, 1985).



Figur 37: Foto over Bøyaøyri før deltautbygging 1964 (Statens Kartverk, 1964). Under deltautbyggingen ca. 1980 (Fjellanger-Widerøe AS, 1980). Etter deltautbygging 2017 (Statens Kartverk, 2017). Hvit pil markerer referansepunkt.

I tidsrommet mellom 1976 og 1982 er det en markant endring i alle parametere (Figur 36).

Berggrunnen rundt fjærlandsfjorden har et høyt innhold av plagioklas, alkaliefeltspat og kvarts. Dette er mineraler med innhold av kalium, kalsium og silisium (Kap. 2.2). De geokjemiske signalene viser en minking i de nevnte elementene mellom 1976 og 1982 (15 cm) (Figur 24).

Det er vanskelig å forklare endringene med spesifikke tiltak i byggeprosessen, men det er et tydelig skille i denne perioden for flere data.

1983-1995

Det kan tenkes at samlingen av elveløpene førte til økt vannhastighet og videre økt fluvial erosjon av silt og leire (Hjulström, 1935). Kornfordelingen viser en større andel finere materiale etter kanaliseringen (Figur 36.1D), og bygger opp om vinklingen med økt vannhastighet.

En annen innfallsvinkel er at den økte vannhastigheten har gitt utslag i at materiale i mindre grad blir avsatt ved deltaet, og i større grad i fjorden. Før 1980 er det mulig at suspensjonsmaterialet ble spredt på tvers over hele fjorden, som førte til høy turbiditet. Kanaliseringen har endret utløpsområdet i én retning (Figur 37), og dette kan ha gitt bedre lysforhold i fjorden, og videre økt primærproduksjon. Mellom 1982 og 1995 er det noe usikkerhet hvordan Bøyabreen og Suphellebreen har beveget seg. Mellom 1979 og 1982 viser målinger for Suphellebreen liten til ingen bevegelse (Roland & Haakensen, 1985), og det er mulig at breene stagnerte en periode før breframrykket rundt 1995 til 1997. Et stabilt brevolum gir en forholdsvis jevn erosjon og avsetning.

Verdier for minerogent materiale (Figur 36.2A) og marint organisk innhold (Figur 36.2B) støtter argumentasjonen. De høye verdiene forklares med endringen i avsetningsforhold, mens de forholdsvis stabile verdiene med bresituasjonen.

1996-2017

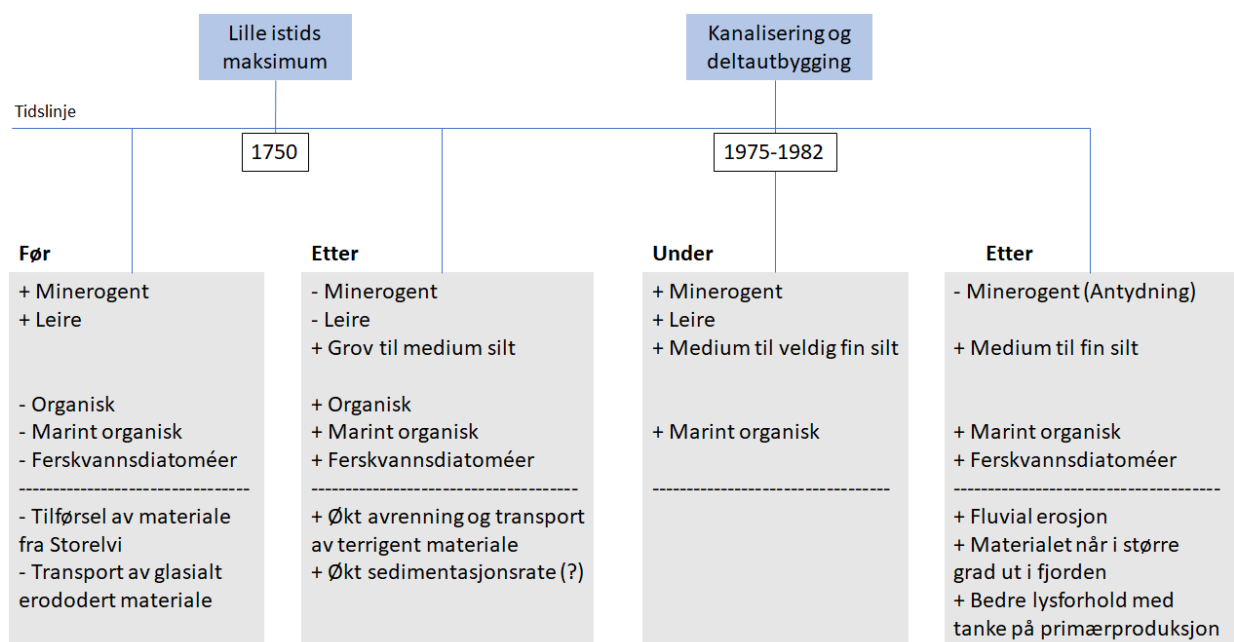
I perioden 1995 til 1997 hadde Bøyabreen og Suphellebreen et framrykk, grunnet høy vinternedbør på starten av 1990-tallet (Figur 12) (Nesje & Dahl, 2003; Nesje et al., 2008). Deretter hadde de fleste breer i området en kraftig tilbakegang, hovedsakelig grunnet høye sommertemperaturer (Figur 12) (Nesje et al., 2008).

Breframrykket kan ha ført til større glasial erosjon av terrigent materiale. Dette kan tenkes å gi utslag i økt terrestrisk organisk materiale og mer minerogent materiale. Det minerogene innholdet øker (Figur 36.2A), og terrestrisk organisk innhold i forhold til marint organisk innhold har også en økning fram mot 1997 (Figur 36.2C). Signalene stemmer god overens med framrykket.

Etter 2005 har det igjen vært en generell nedgang i minerogent materiale (Figur 36.2A). Dette kan i likhet med perioden fra 1944 til 1975, forklares med breenes tilbaketrekning. Grafen for kornfordeling skulle i dette tilfellet vise en tilsvarende nedgang i finere materiale, noe den ikke gjør (Figur 36.1D). Det tyder på at kanaliseringen har endret hvilke kornstørrelser som blir transportert i Storelvi.

En annen mulig forklaring for dette kan være en pågående nedbrytning av organisk materiale i topplaget, og mindre kompaksjon. Grafene for brom (Figur 36.2B), glødetap (Figur 28) og organisk materiale (Figur 36.2A) viser en økning mot toppen, mens grafene for minerogent materiale (Figur 36.2A), gammatetthet (Figur 36.1A) og magnetisk susceptibilitet viser lavere verdier (Figur 36.1B).

5.3 Klimautviklingens og kanaliseringens påvirkning på fjordmiljøet



Figur 38: Modell over påvirkningen av fjordmiljøet.

Figur 38 viser oppsummert hvordan fjordmiljøet har respondert på antropogene og naturlige endringer de siste ca. 400 år. Før den lille istids maksimum fikk fjorden lite tilførsel av terrigent materiale fra Storelvi grunnet lav transport av glasialt erodert materiale og lav erosjon i elva. Etter breenes tilbaketrekning har smeltevannet bidratt til transport av grovere sediment, mer terrestrisk organisk materiale og mer næringsstoffer, som har gitt utslag i økt organisk innhold i fjorden. Under kanaliseringen ble det transportert mer minerogent materiale ut i fjorden. Etter kanaliseringen har marint organisk innhold økt ytterligere, og kornstørrelsene minket grunnet høyere fluvial erosjon.

6. Konklusjon

Oppgaven har studert avsetninger i indre Fjærlandsfjord, med den hensikt å se om signalene endres med klima- og menneskeskapte endringer tilbake i tid. Det konkluderes med at:

- Avsetningene inneholder signal som kan relateres til klimautviklingen de siste 400 år. Signalene kan i tillegg brukes for å skille mellom antropogene og naturlige endringer.
- Før lille istids maksimum består avsetningene av mer minerogent finkornet materiale og mindre organisk materiale grunnet lav avrenning.
- Tilbaketrekning av breer etter lille istids maksimum har bidratt til mer organisk innhold i fjordmiljøet og grovere sedimenter.
- Under kanalisering av Storelvi og utbygging av Bøyadeltaet har mer minerogent materiale blitt fraktet ut i fjorden.
- Kanaliseringen av Storelvi har ført til bedre lysforhold med tanke på primærproduksjon, samt transport av finere sedimenter.
- Forslag til videre undersøkelser:
 - Det er vanskelig å si noe om breers framrykk og tilbakegang i en generell oppbyggingsperiode. Kan de store svingningene for terrestrisk organisk materiale brukes til rekonstruksjon av breframrykk? (Figur 34.2C)
 - Diatoméslides for kvantifisering av diatoméer i stedet for relative tall. Det kan bidra til å avvise eller bygge opp om deler av diskusjonen.
 - En absolutt aldersbestemmelse i dateringen for å finne nøyaktig sedimentasjonshastighet mot dypet. Øker sedimentasjonshastigheten etter 1750?

7. Referanser

Litteratur

- Akasofu, S.-I. (2010). On the recovery from the Little Ice Age. *Natural Science vol. 2 no. 11*, ss. 1211-1224.
- Bianchi, T. S., & Allison, M. A. (2009). Large-river delta-fronts estuaries as natural "recorders" of global environmental change. *PNAS vol. 106 no. 20*, ss. 8085-8092.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2012). Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology vol. 59 no. 7*, ss. 2071-2096.
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications vol. 267 no. 1*, ss. 51-63.
- Dearing, J. (1994). *Environmental Magnetic Susceptibility, Using the Barington MS2 system*. Kenilworth: Chi Publishing.
- Dybwad, T. (2015). *Forvaltningsplan for Bøyaøyra naturreservat*. Sogndal: Fylkesmannen i Sogn og Fjordane.
- Engel, H. (1997). The flood events of 1993/1994 and 1995 in the Rhine River basin. *International Association of Hydrological Sciences No. 239*, ss. 21-32.
- Field, C. B., Behrenfeld, M. J., Randerson, J. T., & Falkowski, P. (1998). Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. *Science, New Series Vol. 281 no. 5374*, ss. 237-240.
- Folk, R. L. (1954). The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology Vol. 62 no. 4*, ss. 344-359.
- Fortin, D., Francus, P., Gebhardt, A. C., Hahn, A., Kliem, P., Lisé-Pronovost, A., . . . The PASADO Science Team. (2013). Destructive and non-destructive density determination: method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record. *Quaternary Science Reviews Vol. 71*, ss. 147-153.
- GeoTek Ltd. (2000). *GEOTEK MSCL manual*. Northamptonshire.
- GeoTek Ltd. (2016). *Multi-Sensor Core Logger*. Northamptonshire.
- Haflidason, H., Eide, C. H., Gjerdingen, H. S., Monsen, S., & Henriksen, H. (2017). *Marine Geological Cruise Report from Fjærlandsfjorden and Aurlandsfjorden*. Bergen: Department of Earth Science, University of Bergen.
- Hansen, D. V., & Rattray, M. J. (1965). Gravitational Circulation in Straits and Estuaries. *Journal of Marine Research Vol. 23 no.2*, ss. 104-122.
- Hjulström, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala Vol. 25*, ss. 221-527.
- Kaartvedt, S. (1984). Effects on fjords of modified freshwater discharge due to hydroelectric power production. *Fisken Havet Vol. 3*, ss. 1-104.

- Kaser, G., Großhauser, M., & Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *PNAS Vol. 107 no. 47*, ss. 20223-20227.
- Kjerfve, B. (2017). *Hydrodynamics of Estuaries: Volume I Estuarine Physics*. CRC Press.
- Klamer, T. (2017). *River Deltas of the Inner Sognefjord (Inner Sogn Region): Consequences of Anthropogenic Change*. Sogndal: Western Norway University of Applied Sciences.
- Malcolm, S. J., & Price, N. B. (1984). The behaviour of iodine and bromine in estuarine surface sediments. *Marine Chemistry Vol. 15 no. 23*, ss. 263-271.
- Manutchehr-Danai, M., & Gale Gruop. (2009). *Dictionary of gems and gemology*. Berlin: Springer.
- Mayer, L. M., Macho, S. A., Mook, W. H., & Murray, S. (1981). The distribution of bromine in costal sediments and its use as a source indicator for organic matter. *Organic Geochemistry Vol. 3 no. 1-2*, ss. 37-42.
- Munsell, A. H. (1976). *Munsell book of color: glossy finish collection (2,5 R-10G)*. Maryland: Macbeth Division.
- Naustvoll, L. J. (2013). *Kiselalger - en nøkkelorganisme i marine økosystemer*. Bergen: Havforskningsinstituttet.
- Nesje, A. (2012). *Brelære: Bre, landskap, klimaendringer og datering. (2. utg. ed.)*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., & Dahl, S. O. (2003, januar 13). The "Little Ice Age" - only temperature? *The Holocene Vol. 131 no. 1*, ss. 139-145.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change Vol. 60*, ss. 10-27.
- Nesse, W. D. (2017). *Introduction to mineralogy*. Oxford University Press.
- Norsk klimaservicesenter. (2017). *Klimaprofil Sogn og Fjordane*. Oslo: Meteorologisk Institutt.
- Nussbaumer, S. U., Nesje, A., & Zumbühl, H. J. (2011). Historical glacier fluctuations of Jostedalbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence. *The Holocene Vol. 23 no. 3*, ss. 455-471.
- Opdal, A. F., Aksnes, D. L., Rosland, R., & Fiksen, Ø. (2013). *Sognefjorden - en oppsummering av litteratur og kunnskapsstatus om fjordøkologi og vannkraftutbygging*. Bergen: Uni Computing, Uni Research.
- Paasche, Ø., & Bakke, J. (2010). Defining the Little Ice Age. *Climate of the Past Discussions Vol. 6*, ss. 2159-2175.
- Paetzel, M., & Dale, T. (2010). Climate proxies for recent fjord sediments in the inner Sognefjord region, western Norway. *Geological Society, London, Special Publications Vol. 344*, ss. 271-288.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A., Rangnes, K. (2013). *Landet blir til: Norges geolog. (2. utg. ed.)*. Trondheim: Norsk geologisk forening.
- Roland, E., & Haakensen, N. (1985). *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1982*. Oslo: Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen.

- Smith, J. G. (2003). Aspects of the loss-on-ignition (loi) technique in the context of clay-rich, glaciolacustrine sediments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography Vol. 85 no. 1*, ss. 91-97.
- Sorteberg, H. K. (1998). *Regional breovervåkning i Sør-Norge 1997*. Oslo: Norges Vassdrags- og Energiverk.
- Syvitski, J. P., Skei, J. M., & Burrell, D. C. (1987). *Fjords: Processes and products*. New York: Springer.
- Vangsnes, T. H. (1981). *Maringeologiske Undersøkelser I Indre Fjærlandsfjord, Sogn*. Bergen: Universitetet i Bergen.
- Winkler, S., Elvehøy, H., & Nesje, A. (2009). Glacier fluctuations of Jostedalsbreen, western Norway, during the past 20 years: the sensitive response of maritime mountain glaciers. *The Holocene Vol. 19 no. 3*, ss. 395-414.
- Zemp, M., Zumbuhl, H. J., Nussbaumer, S. U., Masiokas, M. H., Espizua, L. E., & Pitte, P. (2011). Extending glacier monitoring into the Little Ice Age and beyond. *PAGES news Vol. 19 no. 2*, ss. 67-69.

Nettsider

- Askheim, S. (2017). Fjærland. Hentet 13.04.2018 fra <https://snl.no/Fj%C3%A6rland>.
- MET. (2018). eKlima. Hentet 10.04.2018 fra Meteorologisk institutt: http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL
- NGU. (2015). Kvartærgeologi. Hentet 16.04.2018 fra <https://www.ngu.no/emne/kvart%C3%A6rgeologi>
- NGU. (2017a). Berggrunnsgeologi. Hentet 16.04.2018 fra <https://www.ngu.no/emne/berggrunnsgeologi>
- NGU. (2017b). Regionalgeologi. Hentet 16.04.2018 fra <https://www.ngu.no/emne/regionalgeologi>
- NGU. (2018a). Berggrunnskart N250. Hentet 20.04.2018 fra <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?lang=English>
- NGU. (2018b). Database for geologiske enheter: Jostedalskomplekset. Hentet 17.04.2018 fra http://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=147107&p_spraak=N
- Norsk Bremuseum. (2018b). Breutløparar frå Jostedalsbreen - Supphellebreen. Hentet 04.05.2018 fra <https://www.bre.museum.no/breutlparar-fr-jostedalsbreen>
- Norsk Bremuseum. (2018a). Fjærland. Hentet 13.04.2018 fra <https://www.bre.museum.no/om-fjrland/>
- NVE. (2018). NVE Atlas. Hentet 27.04.2018 fra <https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#>
- Statens Kartverk. (2018). Norge i bilder. Hentet 24.05.2018 fra <https://www.norgebilder.no/>

Bilder

Fjellanger-Widerøe AS (1980): Flyfoto over Bøyaøyri. Hentet fra Dybwad, T. (2015).

Statens Kartverk (1964): Flybilde NF-0184_8-2, serie S64.

Statens Kartverk (2017): Flyfoto over Bøyaøyri. Hentet fra <https://www.norgebilder.no/>

Appendiks

I appendiks ligger all rådata fra oppgaven i form av Excel-filer:

- Diatoméer
- Glødetap
- Klimadata
- Kornfordeling
- MSCL
- XRF