

Hvordan skille glasiiale sedimenter fra andre minerogene kilder i bresjøer

Et studie basert på innsjøkjerner og prøver fra tilhørende
dreneringsfelt sør for Ålfotbreen

Kjersti Helland



Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima
Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2016

Abstract

Glacier reconstructions from around the world help us understand how the climate has changed over time. Lake sediments have been used as archives for glacier activity for a long time. The relationship between organic material and minerogenic material in proglacial lake sediment cores has been a key element when reconstructing glaciers as indicators of past climate change. This master thesis is focusing on disentangling the minerogenic sediments in a sediment core from a distal glacier-fed lake. There are many different processes contributing to the minerogenic sedimentation in a lake, not just glacial erosion. If we manage to identify the different processes, we can improve the reconstructions and thereby improve the understanding of climate change

A range of physical properties of the lake sediments have been examined and compared to the same physical properties of catchment samples collected from different depositing processes in the lake's catchment area. The parameters used are: grain shape, grain size, magnetic properties and geochemical analyses. The results of this study show that some methods are better than others to separate the different processes. Grain size analysis has proven most useful to distinguish the different deposit processes. The results also show the significance of the location of the samples.

It is also interesting to see if it is possible to distinguish between different glacial periods in the lake sediments. The same physical properties, as mentioned above, are used for this purpose. The results are dependant on the lakes, and the distance from each lake to the glacier.

The third and last question that has been examined in this study is how the bedrock lithology affects the lake sedimentation. A similar master study has been done in an area with different bedrock lithology. By comparing the results from both studies, you can see a significant difference in the values from the geochemical analyses, and the grain shape analyses. It is therefore important to take precaution when comparing different study cites.

Forord

De fem siste årene på geologistudiet ved Universitet i Bergen har vært fantastiske. Takk til alle medstudenter som har gjort studietiden til det den har blitt, og en spesiell takk til midtrommet, som jeg gjennom det siste året har delt alt med. For en gjeng! Hverdagen har så absolutt ikke vært like grå og trist, som bygget vi har tilbrakt mesteparten av tiden vår på det siste halvåret.

Tusen takk til mine veiledere Jostein Bakke og Eivind Støren for engasjementet rundt oppgaven, for gode innspill og tilbakemeldinger.

Takk til Idun, min gode felt- og samarbeidspartner, som holdt fatningen og humøret oppe når vi ved Folgefonna måtte stå opp midt på natten for å flytte teltet som nesten blåste ned. Takk for gode samtaler, både faglig og sosialt.

Takk til Marthe Gjerde for kjernematerialet og data. Takk til Martina Hamre for god opplæring av knusing av stein og takk til Sædis Olafsdottir for tålmodigheten ved susceptibilitetsmålingene. Jordan Donn Holl, som har stilt opp og vært tilgjengelig for spørsmål tilknyttet laboratoriearbeidet fortjener også en takk.

Til slutt vil jeg takke pappa og mamma, som alltid stiller opp, og som jeg kan ringe til på alle døgnets tider. Veldig greit å ha en norsklærer til pappa som kan lese korrektur og rette på kommafeil, og ord delingsfeil.

Bergen, mai 2016

Kjersti Helland

Innholdsfortegnelse

ABSTRACT	I
FORORD	III
1. INNLEDNING	1
1.1 PROBLEMSTILLINGER.....	1
1.2 SENTRALE BEGREP	2
1.3 BRUK AV INNSJØSEDIMENTER I KLIMAREKONSTRUKSJON.....	2
2. OMRÅDEBESKRIVELSE	5
2.1 GEOLOGI OG KLIMA.....	6
2.2 TIDLIGERE STUDIER I OMRÅDET.....	7
3. METODER.....	9
3.1 KJERNEBORING OG INNHENTING AV PRØVER FRA DRENERINGSFELTET	9
3.2 LABORATORIEANALYSER.....	9
3.2.1 Røntgenfluorescens (XRF).....	10
3.2.2 Mastersizer 3000.....	12
3.2.3 Morfometer.....	13
3.2.4 Magnetisk susceptibilitet.....	15
4. RESULTATER.....	17
4.1 MORENEMATERIALE	18
4.1.1 Sammenligning av morenematerialet.....	20
4.2 SKREDMATERIALE	24
4.2.1 Sammenligning av skredmaterialet.....	25
4.3 FLUVIALT OG GLASIFLUVIALT MATERIALE	27
4.3.1 Sammenligning av det fluviale og glasifluviale materialet.....	30
4.4 FORVITRINGSMATERIALE	33
4.5 BRESJØMATERIALE.....	35
4.6 BERGARTSPRØVER	37
4.6.1 Sammenligning av bergartsprøvene.....	38
4.7 INNSJØENE.....	40
4.7.1 Grøndalsvatnet.....	41
4.7.2 Støylsvatnet.....	44
4.7.3 Svartedalsvatnet	47
5. DISKUSJON	51
5.1 DATAKVALITET	51
5.2 PROSESSIDENTIFISERING.....	53
5.2.1 Kornform målt med morfometer	53
5.2.2 Kornstørrelsesvariasjoner målt med mastersizer	55
5.2.3 Magnetiske målinger.....	56
5.2.4 Geokjemiske variasjoner målt med XRF.....	57
5.3 SEDIMENTASJON GJENNOM EN BRESYKLUS	58
5.3.1 Kornform målt med morfometer	59
5.3.2 Kornstørrelsesvariasjoner målt med mastersizer	61
5.3.3 Magnetiske målinger.....	62
5.3.4 Geokjemiske variasjoner fra XRF-analyse.....	64

5.4 BERGGRUNNSPÅVIRKNING	65
6. KONKLUSJON.....	69
7. VIDERE ARBEID	71
REFERANSER.....	73

1. Innledning

Rekonstruksjon av breer fra hele verden hjelper oss til å forstå hvordan klimaet har variert over tid. Innsjøsedimenter har lenge blitt brukt som arkiv for klimarekonstruksjon, og forholdet mellom minerogent og organisk materiale i en innsjøkjerne har blitt brukt til å rekonstruere breaktivitet i mange områder (f.eks. Karlén, 1976, Nesje et al., 1991, Dahl og Nesje, 1992, Nesje et al., 2000a, Lie et al., 2004, Bakke et al., 2005, Vasskog et al., 2012, Wittmeier et al., 2015). Denne oppgaven går ut på å undersøke dette samspillet nærmere, og forstå mer av hvor det minerogene materialet i en innsjø stammer fra. Det er flere ulike prosesser som virker i et dreneringsfelt og sedimenter kan blant annet stamme fra glasial erosjon, skred og flom (Nesje et al., 1995). Nye instrumenter og metoder gir oss mulighet til å utforske forholdet mellom sedimentene avsatt i en innsjø og prosessene bak. Klarer man å identifisere de ulike prosessene og forstå dette forholdet, kan man forbedre klimarekonstruksjoner og dermed forbedre klimamodeller.

Earth Surface Sediment Laboratory (EARTH LAB) ved institutt for geovitenskap, UiB, er blitt brukt i tilknytning til oppgaven for å gjøre analyser av innsjøkjerner og prøver fra dreneringsfeltet. Det er hovedsakelig brukt fire ulike metoder for å undersøke prøvenes sammensetning; kornstørrelsesanalyser ved laserdiffraksjon, geokjemiske elementer ved røntgenfluorescens (XRF), magnetiske egenskaper ved ulike miljømagnetiske metoder og kornform med morfometer.

1.1 Problemstillinger

- Hvordan kan man skille sedimenter produsert ved breerosjon fra andre minerogene sedimenter i en innsjøkjerne?
 - Kan man kjenne igjen de ulike prosessene som har avsatt sedimenter i innsjøen basert på kornform, kornstørrelse, magnetiske egenskaper og geokjemiske egenskaper?
- Kan man se forskjell på de glasigene sedimentene i en kjerne gjennom en bresyklus?

- Er sedimenttransporten og sedimentavsetningen høyest under et brefremrykk, ved maksimal utbredelse, eller ved et tilbaketrekk?

Vi er to studenter som gjør parallelle studier med samme metodikk bare ulike feltområder med ulik bergrunnslitologi. Jeg vil derfor sammenligne mine resultater med resultatene fra det andre studiet for å se på hvor mye berggrunnen i et område påvirker sedimentasjonen i innsjøene, og for å undersøke den regionale gyldigheten av funnene.

1.2 Sentrale begrep

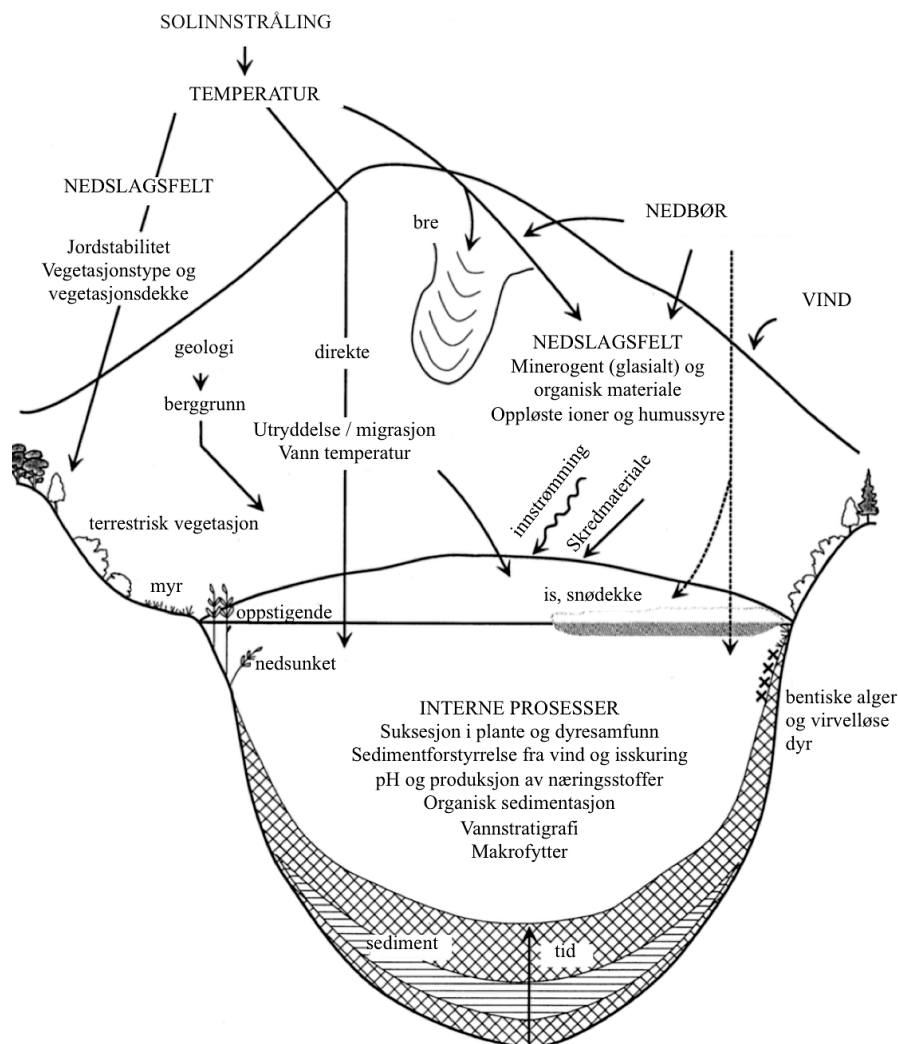
Sentralt i oppgaven er analyser av prøver fra dreneringsfeltet til innsjøene. Det vil si, sedimentprøver av finkornet materiale avsatt på land fra ulike prosesser identifisert i dreneringsfeltet. ”Dreneringsfelt” er det landområdet som samler opp alt vannet som til slutt havner i innsjøen(e). Paraglasial aktivitet er også noe som blir diskutert i oppgaven og Church og Ryder (1972) definerer begrepet paraglasial aktivitet, som ikke-glasiale prosesser som er direkte knyttet til glasiasjon. Et siste begrep som også blir nevnt i teksten er ”proveniens” og med det menes; sedimentenes opphav.

1.3 Bruk av innsjøsedimenter i klimarekonstruksjon

En av hovedfordelene med bruk av innsjøsedimenter til klimarekonstruksjoner, er at de gir oss kontinuerlig informasjon om hvordan ulike prosesser har variert enten som en konsekvens av klima eller andre forhold som har påvirket dreneringsfeltet. På grunn av at de fleste breene i Skandinavia hadde sitt største brefremstøt gjennom de siste 10 000 år i ”den lille istid” (maks utbredelse ca. AD 1750), ble nesten alle terrestriske bevis som morener og smeltevannskanaler fra tidligere brefremstøt i holosen fjernet (Nesje et al., 2000b). Det er derfor nyttig å bruke innsjøsedimenter for å få kontinuerlig informasjon om breaktivitet også fra tider før ”lille istid”. Karlén (1973, 1976) var en av pionærene innen bruk av proglasiale innsjøsedimenter til rekonstruksjon av breaktivitet i nord-Skandinavia, og mange flere har fulgt etter. Tidligere brevariasjoner gir oss viktig kunnskap om naturlige variasjoner i klima, som igjen er helt essensielt for å lage robuste klimamodeller for å forutsi fremtidige klimavariasjoner (Jansen et al., 2007).

Innsjøsedimenter består hovedsakelig av to komponenter, der alloktont materiale er materiale som kommer fra utsiden av innsjøbassenget og autoktont materiale som er dannet i innsjøen (Bradley, 2014, s. 319). En endring i klima vil på mange måter kunne påvirke de biologiske, kjemiske og fysiske prosessene i innsjøer og i innsjøers dreneringsfelt, og det er viktig å forstå disse prosessene for å kunne bruke innsjøsedimenter som arkiv for klimarekonstruksjon (Battarbee, 2000).

For å kunne bruke sedimentene i en innsjø til paleoklimatiske undersøkelser, er det også ulike kriterier som bør være oppfylt. Det er for det første gunstig at topografien på bunnen av innsjøen er relativ flat, slik at sedimentene får akkumulert seg vertikalt oppover uten særlige forstyrrelser. Innsjøen må så ha en terskel av fast fjell og ikke være oppdemmet av løsmasser. Det er i tillegg viktig å vite hvilke prosesser som er tilstede innenfor dreneringsfeltet og dermed hvilke faktorer som dominerer sedimentasjonen i innsjøen (Dahl et al., 2003). Noen av disse faktorene er representert i figur 1.1.



Figur 1.1: Illustrasjon av faktorer som påvirker innsjøsedimentene, modifisert etter Birks et al. (2000).

Bakgrunnen for å kunne bruke innsjøsedimenter til klima og brerekonstruksjoner er sammenhengen mellom sedimentproduksjon og brestørrelse, noe som påvirker mengden breprodusert materiale avsatt i innsjøer nedstrøms for breen (Jansson et al., 2005). Det er likevel ulike faktorer som kompliserer dette. Alle breer har for eksempel ikke de samme dynamiske egenskapene. Breer blir ofte klassifisert etter temperaturregimer ved sålen av breen, noe som påvirker hvordan de eroderer underlaget. I en polar- eller kald bre ligger hele bremassen under trykksmeltepunktet, og breen er fastfrosset i underlaget. I en subpolar- eller polytermal bre, er temperaturene i bremassen både under og på trykksmeltepunktet. Og i en temperert bre ligger størsteparten av bremassen på trykksmeltepunktet, og kan derfor gli over underlaget. (Benn og Evans, 2010, s. 28-29, Nesje et al., 2012, s. 20).

Da de ulike typene breer eroderer underlaget de går over forskjellig, er det derfor nyttig å ha kunnskap om de fysiske egenskapene til breene man studerer. En bre kan allikevel forandre seg over tid og gå fra kald- til temperert bre. Også innsjøene kan forandres med tid, hvor de kan gå fra å være proksimale innsjøer med is-kontakt, der tilbaketrekkende breer opptar deler av innsjøen, til distale innsjøer, hvor den dominerende sedimenttilførselen kommer fra smeltevann. Til slutt kan innsjøene bli paraglasiale innsjøer, hvor den dominerende sedimenttilførselen kommer fra omarbeidet glasiale sedimenter, som er transportert til innsjøen av ikke-glasiale elver (Ashley, 1995, Ballantyne, 2002b).

Om en bre produserer mer materiale når den rykker frem, står stille eller trekker seg tilbake er også interessant å studere da dette kan ha noe å si på rekonstruksjonene i forhold til sedimentasjonsraten. Det er underliggende å tenke at en bre produserer mest materiale når den er størst, da den kan nå over et større område. Men igjen her har breens dynamikk mye å si. Transport og avsetting kan derimot like godt være størst ved en tilbaketrekningsfase. Generelt sett, vil sedimentasjonsraten minske når isen trekker seg tilbake fra innsjøen (Ballantyne, 2002a). Men det er blitt gjort forskning på at den høyeste sedimentasjonsraten finner sted tidlig i tilbaketrekningsfasen (Leonard, 1986). Grunnen til dette er tolket til å være paraglasial bearbeiding av sedimenter.

2. Områdebeskrivelse

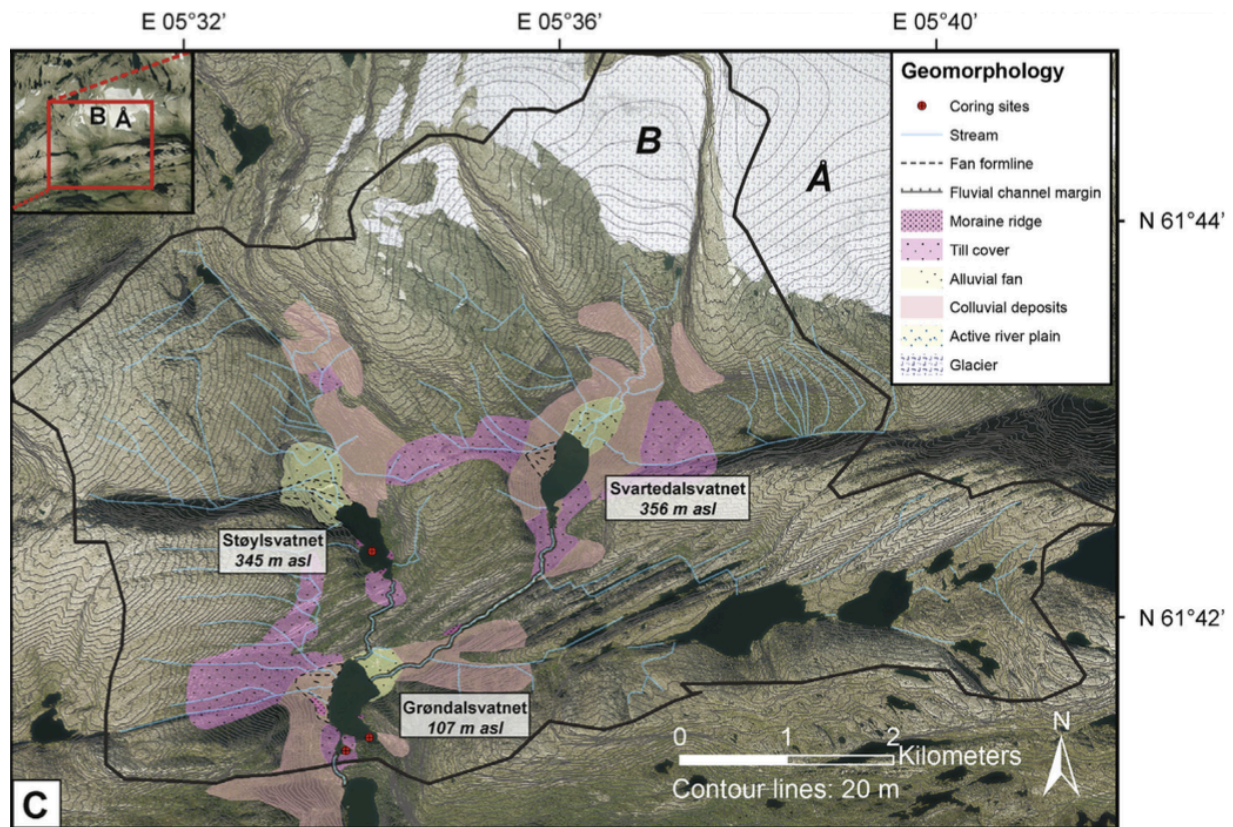
Studieområdet er sørvest for Ålfotbreen i Flora kommune i Sogn og Fjordane (Figur 2.1) Ålfotbreen blir i dette studiet omtalt som hele Ålfotbre-massivet med tilhørende breer som Blåbreen og Hansebreen. Blåbreen er i dag separert fra Ålfotbreen ved en bratt klippe, men de har trolig hengt sammen tidligere i perioder der breen har vært større.

Studieområdet for masterprosjektet omfatter de tre innsjøene Svartedalsvatnet (356 moh.), Støylsvatnet (345 moh.), og Grøndalsvatnet (107 moh.) med tilhørende dreneringsfelt på totalt ca. 41,5 km² (Gjerde et al., 2016). Svartedalsvatnet ligger nærmest breen av disse og får i dag tilførsel av sediment fra smeltevann fra Ålfotbreen. Støylsvatnet fungerer som en ”passpunktinnsjø”. Det vil si at den ikke lenger mottar smeltevann fra breen, og denne innsjøen tilhører også i dag delvis et annet dreneringsfelt (Gjerde et al., 2016). Grøndalsvatnet ligger lavest av disse i dreneringsfeltet og mottar de fineste partiklene fra breen, så lenge breen har vært tilstede. Topografien i områdene rundt dreneringsfeltet karakteriseres av glasiale U-daler, bratte fjellsider, og flere steder ser man store skredvifter som et produkt av modifierende skråningsprosesser i isfrie perioder (Rye et al., 1997).



Figur 2.1: Kart over Sør-Norge og studieområdet, modifisert etter gingkgomaps.com (2016) og norgeskart.no (2016).

Figur 2.2 viser et kvartærgeologisk kart over området hentet fra Gjerde et al. (2016). Kartet er benyttet i prosessen med å identifisere de ulike prøvene fra dreneringsfeltet. På kartet ser man også hvor grensen for dreneringsfeltet går.



Figur 2.2: Kvartærgeologisk kart over området hentet fra Gjerde et al. (2016).

2.1 Geologi og klima

Berggrunnen i området består av vekslende lag av sandstein og konglomerat fra seinsilur til devon (Solli og Nordgulen, 2013). Disse bergartene er motstandsdyktige mot forvitring, og det ligger derfor lite løst fjell av ikke-glacial opprinnelse tilgjengelig for erosjon, transport og avsetning (Gjerde et al., 2016). Berggrunnen er ganske unik, og danner et fantastisk og karakteristisk landskap med trappetrinnlignende formasjoner. Figur 2.3 viser et berggrunnskart over området hentet fra Norges Geologiske Undersøkelser sine karttjenester (NGU, 2016).

Ålfotbreen er den vestligste breen i Norge, og kan eksistere på grunn av det maritime klimaet i området. Et maritimt klima er karakterisert ved store nedbørsmengder og relativt liten forskjell mellom varmeste og kaldeste måned (Østrem et al., 1988). Breen dekker et område

på totalt 15,2 km², og ligger på mellom 890 moh til 1368 moh. (Kjøllmoen og Andreassen, 2010). Kontinuerlige massebalansemålinger er blitt gjort av NVE (Norges vassdrags- og energidirektorat) siden 1962, og snømengden om vinteren viser seg å være den viktigste faktoren som kontrollerer massebalansen på Ålfotbreen (Nesje et al., 1995). Ålfotbreen er en interessant bre å studere fordi den er så sensitiv til klimaendringer. Det er den blant annet fordi den strekker seg over et så lite høydeintervall (Andreassen et al., 2012).



Figur 2.3: Bergrunnskart over området, modifisert etter geo.ngu.no (NGU, 2016).

2.2 Tidligere studier i området

Atle Nesje og Svein Olaf Dahl (1995) gjorde i 1993 – 1995 en studie av viktigheten av skredavsetninger i innsjøarkiv med utgangspunkt i sedimentkjerner fra Grøndalsvatnet. Marthe Gjerde (2016) har også gjort studier her i 2012 – 2014, og det er kjernematerialet som ble hentet inn da, som brukes i masteroppgaven. Hennes arbeid gikk ut på å rekonstruere holosen breaktivitet for Ålfotbreen basert på innsjøsedimenter og moderne massebalansemålinger. Dateringene hun gjorde har vært til god hjelp i videre laboratorieanalyser for denne oppgaven.



3. Metoder

Her i kapittel 3 beskrives metodene som er benyttet både til innhenting av data og analysene gjort på sedimentlaboratoriet. Laboratorieanalysene er utført ved EARTHLAB (Earth Surface Sediment Laboratory) ved Universitet i Bergen.

3.1 Kjerneboring og innhenting av prøver fra dreneringsfeltet

Sedimentkjernene som er brukt i dette studiet er tatt av Marthe Gjerde i 2012 og 2014. Kjernene som er blitt analysert er GRØP-212 (243 cm), hentet opp med en modifisert stempelkjernetaker (Gjerde et al., 2016, Nesje, 1992), STØS-214 (32 cm) og SVAS-214 (34 cm), hentet opp ved bruk av en UWITEC gravitasjonskjernetaker. Det ble gjort ekkoloddundersøkelser og kjørt georadarprofiler av innsjøbassenget på forhånd av boringene, for å finne passende kjernelokaliteter med hensyn til tykkelsen på sedimentpakken. Kjernelokalitetene er også valgt ut med hensyn på å unngå forstyrrelser fra skred og massestrømmer (Gjerde et al., 2016). Kjernene er blitt oppbevart i kjølerom, som holder en temperatur på 4°C, ved Universitetet i Bergen.

Prøvene fra dreneringsfeltet ble tatt i perioden 7 – 9 september 2015. Det ble totalt hentet inn 15 prøver og 4 bergartsprøver, hvorav den ene prøven ble forkastet. Den kunne ikke tas med i videre analyse fordi den ikke inneholdt tilstrekkelig finmateriale. Et oversiktskart over prøve-, og kjernelokalitetene samt en beskrivelse av lokalitetene, er vist i kapittel 4.

3.2 Laboratorieanalyser

GRØP-212 og STØS-214 er blitt datert av Marthe Gjerde, noe som har gjort det enklere å gjøre videre analyse av kjernene med tanke på å velge ut nivåer for prøvetaking. Det er hovedsakelig blitt gjort analyser av prøver fra dreneringsfeltet, bergartsprøver og prøver fra tre forskjellige nivå i kjernene som er: toppen av kjernen (nåtid), det man antar er begynnelsen av ”den lille istid” og ”den lille istid maksimum”. Da det bare er de fineste

kornstørrelsene som vil vaskes ut i innsjøen og finnes i innsjøkjernene, ble prøvene fra dreneringsfeltet siktet for å ekstrahere kornstørrelser under $63 \mu\text{m}$. Deretter ble de satt til tørk i ovnen på $50 \text{ }^\circ\text{C}$. For å fjerne potensielt organisk materiale i prøvene, er de blitt behandlet med 35% hydrogenperoksid (H_2O_2) som løser opp det organiske materialet. Dette er blitt gjort med alle prøvene fra dreneringsfeltet og de utvalgte prøvene fra sedimentkjernene før videre kornform-, kornstørrelse-, og XRF-analyser. Prøvene til miljømagnetiske analyser ble ikke behandlet med H_2O_2 , da det organiske materialet ikke viser noen signifikant forskjell i disse målingene.

Bergartsprøvene ble knust i knuserommet ved institutt for geovitenskap. Instrumentene som er brukt til dette er en *kulemølle PM 100* (Retsch, 2016) og en *green agat mill* (Siebtechnik, 2010). Det er hovedsakelig blitt gjort fire analyser i denne studien som belyser prøvenes geokjemiske elementer, kornstørrelser, kornform og magnetiske egenskaper. Analysene er beskrevet under.

3.2.1 Røntgenfluorescens (XRF)

Røntgenfluorescensanalyse (forkortet XRF av X-ray fluorescence) er en ikke-destruktiv metode som identifiserer de geokjemiske elementene i et materiale ved å måle den karakteristiske refleksjonen (fluorescens) fra røntgenstråler som treffer materialet. I dette studiet er innsjøkjerner, prøver fra dreneringsfeltet og bergartsprøver blitt analysert med en ITRAX XRF kjerneskaner. Instrumentet identifiserer elementer fra aluminium (Al) til bly (Pb) avhengig av hvilket røntgenrør man bruker. I tillegg kan instrumentet ta optisk og radiografisk bilde av prøvene man analyserer (Croudace et al., 2006).

Resultatene fra målingene er oppgitt i tellerater (cps), og er i hovedsak avhengig av konsentrasjonen til elementene. Men målingene påvirkes også blant annet av atomvekten til de ulike grunnstoffene, og resultatet kan derfor ikke brukes som et direkte mål på konsentrasjon (Weltje og Tjallingii, 2008). Croudace et al. (2006) kaller dataene fra ITRAX-skanneren semikvantitative, og de må derfor tolkes med forsiktighet. Dataene kan likevel fortelle oss om variasjoner i kjernene, og er et strålende verktøy for videre prøvetaking av kjernene da metoden er ikke-destruktiv.

XRF analysene av kjernene ble utført av Marthe Gjerde i november 2012 og juni 2014. Målingene er gjort ved bruk av et krom(Cr)-røntgenrør med en oppløsning på 500 mikrometer og med 10 sekunder per måling. Spenningen ble satt på 30kV og strømmen til 35mA (Gjerde et al., 2016). De samme innstillingene ble brukt for XRF-analyse på prøvene fra dreneringsfeltet og de knuste bergartsprøvene. Prøvene ble da lagt i en PVC – skinne før måling. Figur 3.1 viser det optiske bildet av PVC-skinnen. Her er prøvene fra dreneringsfeltet til både studieområdet ved Folgefonna og studieområdet ved Ålfotbreen vist. Et gjennomsnitt av 10 målinger, som tilsvarer 0,5 centimeter, er hentet ut for videre analyser av XRF – dataene.



Figur 3.1: Optisk bilde av PVC-skinnen brukt til XRF-analyse av prøvene fra dreneringsfeltet og bergartsprøvene. Prøvenummer 27 – 44 tilhører studieområdet ved Ålfotbreen.

Bakgrunnen for å gjøre en XRF-analyse, er at endringer i de geokjemiske elementene kan knyttes til variasjoner i prosessene som virker i et dreneringsfelt. Geokjemiske elementer oppfører seg forskjellig og reagerer ulikt under ulike prosesser som erosjon, forvitring og sedimentasjon (Croudace et al., 2006).

Mengden av ulike elementer og forholdstallet mellom dem er derfor interessante å studere. Forholdet mellom jern (Fe) og titanium (Ti), som finnes i nesten alle metamorfe bergarter, kan for eksempel gi en indikasjon på forvitningsprosesser. Titanium (Ti) er et stabilt metall som er mer motstandsdyktig for forvitring, mens jern (Fe) er relativt ustabil og oksideres når det påvirkes av luft og vann (Haug et al., 2001, Bakke et al., 2009). Forholdet mellom disse vil derfor si oss noe om sedimentene har vært utsatt for forvitring. Om breen dominerer, vil denne ratioen trolig være lav.

Det er også blitt gjort undersøkelser på koblinger mellom kjemiske elementer og kornstørrelse. Cuvén et al. (2010) bruker blant annet Zirkon (Zr) som indikasjon på kornstørrelsesvariasjoner, da det opptrer i mineraler som er resistent mot forvitring, og pleier å være mer konsentrert i sand-størrelse sediment. At Zirkon (Zr) korrelerer med grov silt vises også av Vasskog et al. (2012). Forandringer i kornstørrelse av alloktont materiale i innsjøsedimenter har

også blitt påvist fra forholdstall mellom elementer som Fe/Ti (øker = mindre kornstørrelse) og Ti/K (øker = større kornstørrelse) (Marshall et al., 2011).

3.2.2 Mastersizer 3000

Kornstørrelsesanalyse ble gjort ved bruk av *Mastersizer 3000* (Malvern Instruments). Instrumentet bruker laserdiffraksjon til å måle kornstørrelsesfordelingen, og kan måle kornstørrelser fra 0,01 mikrometer opp til 3,5 millimeter (Malvern, 2016a). Laserdiffraksjonsmetoden er basert på målinger av spredte laserstråler fra sedimentpartiklene. Det spredte laserlyset er registrert på detektorer, og vinkelen som strålen blir spredt med er omvendt proporsjonal med partikkelstørrelsen. Programvaren beregner informasjon fra detektorene til volumetrisk partikkelstørrelsesfordeling (Ryzak og Bieganski, 2011).

Resultatet av målingene er avhengig av innstillingene som er benyttet. Først og fremst er refraksjonsindeksen (R_i) og absorpsjonsindeksen (A_i) avgjørende for målingene. Disse parameterne er konstanter i omregningen av laserdiffraksjon til kornstørrelse, og er avhengig av de optiske egenskapene til materialet som måles. Ved måling av sedimentprøver med ukjent mineralsammensetning, må imidlertid R_i og A_i antas ut i fra hva man kan forvente at prøven inneholder, eller beregnes ved å sammenligne den estimerte kornfordelingen i prøven med de faktiske målte dataene. Instrumentet beregner en residual for dette (avvik mellom estimert og målt kornstørrelse) som gir en indikasjon på om det er valgt riktig A_i og R_i . Minimerer man denne residualen reduserer man usikkerhetene i analysene (Sperazza et al., 2004). Malvern (2015) oppgir at en residual på under 1% vil gi et korrekt måleresultat.

Prøvene ble målt med $A_i = 0,010$ og $R_i = 2$, og residualen var mindre en 1% for alle prøvene. Måletiden ble satt til 20 sekunder per måling, og hver prøve ble målt 5 ganger. Mengden av sediment man bruker for analysene, er bestemt av en parameter som kalles "obscuration". Denne måles prosentvis av instrumentet når man tilsetter prøven. "Obscuration" er til hvilken grad lyset fra laserstrålene blir refraktert av partiklene som blir målt. Er "obscuration"-verdien for lav, vil mengden partikler være for liten til å få et troverdig resultat. Og er "obscuration"-verdien over 20 %, kan man få multiple refraksjoner fra laserstrålen. (Sperazza et al., 2004, Ryzak og Bieganski, 2011).

Målingene blir også påvirket av omrøringshastigheten, og om man utsetter prøven for ultralyd. Det er i disse analysene benyttet 60% ultralyd i 60 sekunder før målingene utføres for å løse opp partikler som kan henge sammen. Det er brukt en omrøringshastighet på 2500 rpm (runder per minutt) for å holde partiklene i suspensjon. Dette er fordi større partikler kan falle til bunn og ikke blitt tatt med i målingene. For stor omrøringshastighet kan føre til at det dannes luftbobler.

Analyse av kornstørrelsesfordeling av sedimenter har lenge blitt brukt som en viktig kilde til informasjon for tolkning av transportagens og avsetningskilde til sedimenter. Bakgrunnen for å gjøre en kornstørrelsesanalyse, er blant annet Hjulstrøms anerkjente teori om at transport og avsetning av ulike kornstørrelser avhenger av en elvs strømhastighet (Hjulström, 1935). Store breer vil først og fremst erodere underlaget, men også produsere mer smeltevann som kan transportere mer materiale. Når en bre er tilstede i et nedslagsfelt vil den erodere og produsere sedimenter, hvor de finkornede sedimentene blir transportert med smeltevannet til innsjøene.

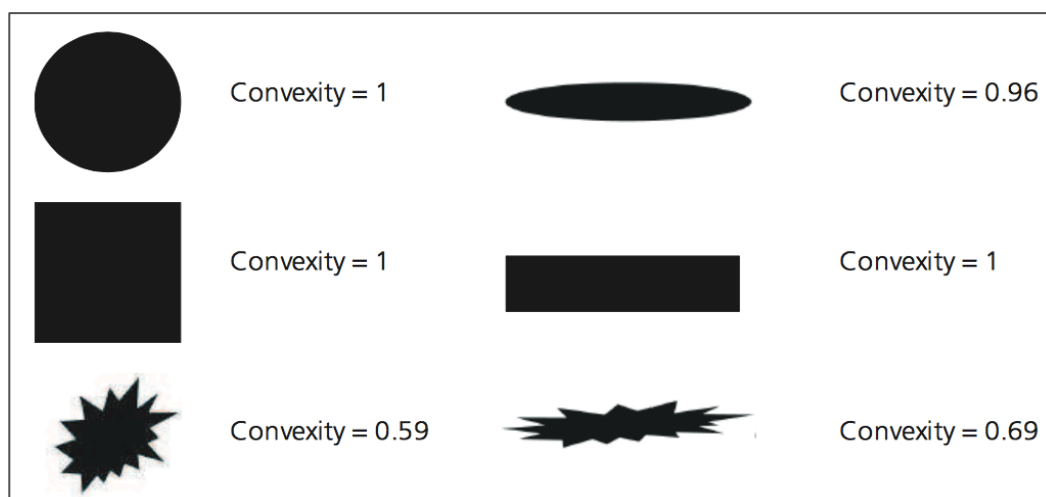
3.2.3 Morfometer

Kornformanalyse ble gjort ved bruk av *Morphologi G3* (Malvern Instruments), som måler både kornstørrelse og kornform av sedimentprøver ved hjelp av statisk bildeanalyse. Instrumentet kan måle kornstørrelser fra 0,5 til 1000 mikrometer (Malvern, 2016b).

Innstillingene som er brukt til målingene i dette studiet, er valgt med tanke på en balanse mellom tidsbruk og kvalitet på målingene. Det er ikke mye sedimenter som trengs for en analyse, og det ble i dette studiet brukt 3 mm³ for hver måling. Prøvene ble spredt på glassplaten før måling ved hjelp av lufttrykk med høy energi da de sannsynligvis inneholder en stor mengde leirpartikler, som har tendens til å klumpe seg sammen. Det er også benyttet diaskopisk bunnlys og en forstørrelse på $\times 10$. Denne forstørrelsen dekker partikler fra 3,5 μm til 210 μm (Malvern, 2016b). For å få en tredimensjonal tilnærming, er det brukt differensiell ”z stacking” hvor tre bilder er tatt ved forskjellige dybdefokus (Leibrandt og Le Penec, 2015). Prosesseringen av målingene i ettertid er tidkrevende, da man må filtrere ut partikler som opptrer som ”støy” i videre analyse. Her må man ta høyde for partikler som overlapper, det kan være organisk materiale som ikke er helt fjernet, partikler som er helt transparente og lignende.

Bakgrunnen for bruk av denne metoden, er at morfologien til de ulike sedimentpartiklene i kjernene og i prøvene fra dreneringsfeltet forhåpentligvis kan si noe om transport- og sedimentasjonsprosessene til sedimentene. Morfometerdataene i sammenheng med mastersizerdataene utgjør en robust kornstørrelsesanalyse og kan gi en bedre forståelse av sedimentenes opphav og prosessene de har vært gjennom. Også for proveniensstudie kan sedimentenes kornform være nyttig å studere. Instrumentet er relativt nytt og det er ikke så mange som har benyttet kornform i analyser av sedimentkjerner til bruk av rekonstruksjon.

Parameterne som hovedsakelig er blitt brukt til kornformanalyse i dette studiet er: sirkularitet, konveksitet og avlanghet. Én måte å måle kornform på er å bestemme hvor lik formen er til en perfekt sirkel. En perfekt sirkel har verdien 1, og jo nærmere verdiene for sirkularitet kommer 1, jo mer rundet er materialet (Malvern, 2013). Sirkularitetsverdiene alene gir ikke et godt nok grunnlag til å beskrive kornformen til materialet (Malvern, 2013). Derfor er konveksitetsverdiene og avlanghetsverdiene beskrevet i tillegg. Konveksitet er et mål for hvor kantete eller hvor ujevn overflaten til partiklene er. Figur 3.2 er hentet fra brukermanualen til morfometeret (Malvern, 2013), og illustrerer hvordan konveksitetsverdiene bestemmes.



Figur 3.2: Konveksitetsverdiene fra morfometeret bestemmes ut i fra ruheten til kornene.

For å styrke kornformbeskrivelsen er avlanghet også tatt med som en parameter. Avlangheten er definert som 1-bredde/lengde. I fremstillingen av dataene fra kornformanalysene er medianverdiene valgt ut for alle kornformparameterne ($D[v, 0,5]$).

3.2.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet er trolig den mest brukte parameteren i miljømagnetiske undersøkelser, og kan defineres som graden av magnetisering til et materiale når det blir påført et magnetisk felt. (Thompson og Oldfield, 1986, s. 25).

Enhver sedimentær avsetning kan være diamagnetisk, paramagnetisk eller ferromagnetisk avhengig av sammensetningen av magnetiske versus ikke-magnetiske mineraler. Diamagnetisk materiale gir negative verdier, paramagnetisk materiale gir lave positive verdier og ferromagnetisk materiale gir høye positive verdier ved magnetiske målinger (Paasche, 2004, Langevin, 1905).

Den magnetiske susceptibiliteten til et materiale er summen av de diamagnetiske, paramagnetiske og ferromagnetiske komponentene (Langevin, 1905). Kvarts, kalsitt, feltspat og vann, som ofte finnes i innsjøsedimenter, er eksempler på diamagnetisk materiale, mens jernrike sulfider, karbonater og silikater er eksempler på paramagnetiske mineraler (Paasche, 2004, Thompson og Oldfield, 1986, s. 4). Det er vanligvis ferromagnetiske mineraler som dominerer den magnetiske susceptibiliteten. Eksempler på ferromagnetiske mineraler er, av navnet, jernrike mineraler som magnetitt, hematitt, greigitt, og jernhydroksider (Evans og Heller, 2003, s. 8).

De ulike typene av magnetiske mineraler reagerer ulikt på forandringer i temperatur. For å bestemme sammensetningen av kildematerialet i en innsjøkjerne, kan det derfor være nyttig å måle magnetisk susceptibilitet ved ulike temperaturer. Diamagnetisk materiale forandres ikke ved temperaturforandringer, og ferromagnetisk materiale forandres vanligvis heller ikke med temperaturforandringer. Paramagnetisk materiale er derimot temperaturavhengig og omvendt proporsjonal med absolutt temperatur: $\chi = 1/K$ (Lanci og Lowrie, 1997). Ved å måle den magnetiske susceptibiliteten ved romtemperatur, som er 293 K og nedkjølt ved 77 K, kan man få en visshet om hvor mye av materialet i prøven som er paramagnetisk.

I dette studiet er det brukt magnetiske susceptibilitetsmålinger fra overflaten av de splittede kjernene. I tillegg er det blitt gjort magnetiske susceptibilitetsmålinger av volumspesifikke boksprøver av prøvene fra dreneringsfeltet, bergartsprøvene og fra de ulike intervallene i kjernene. Overflatesusceptibilitetsmålingene er gjort av Marthe Gjerde på GRØP-212, SVAS-

214 og STØS-214 ved bruk av en *Bartington MS2E* punktsensor og med en oppløsning på 0,2 cm (Gjerde et al., 2016).

Volumspesifikk magnetisk susceptibilitet (κ) ble målt ved bruk av en multifunksjonell *Kappabridge MFK1-FA*. Prøveboksene har et volum på ca. 10 cm³, noe som er avgjørende for målingene da instrumentet antar dette volumet. Boksene ble først målt ved romtemperatur (293 K) og deretter ved 77 K etter å ha blitt fryst i flytende nitrogen. Volummagnetisk susceptibilitet er en dimensjonsløs verdi som kan omgjøres til massespesifikk susceptibilitet ved at man vet vekten til prøvene. Massesusceptibiliteten blir da:

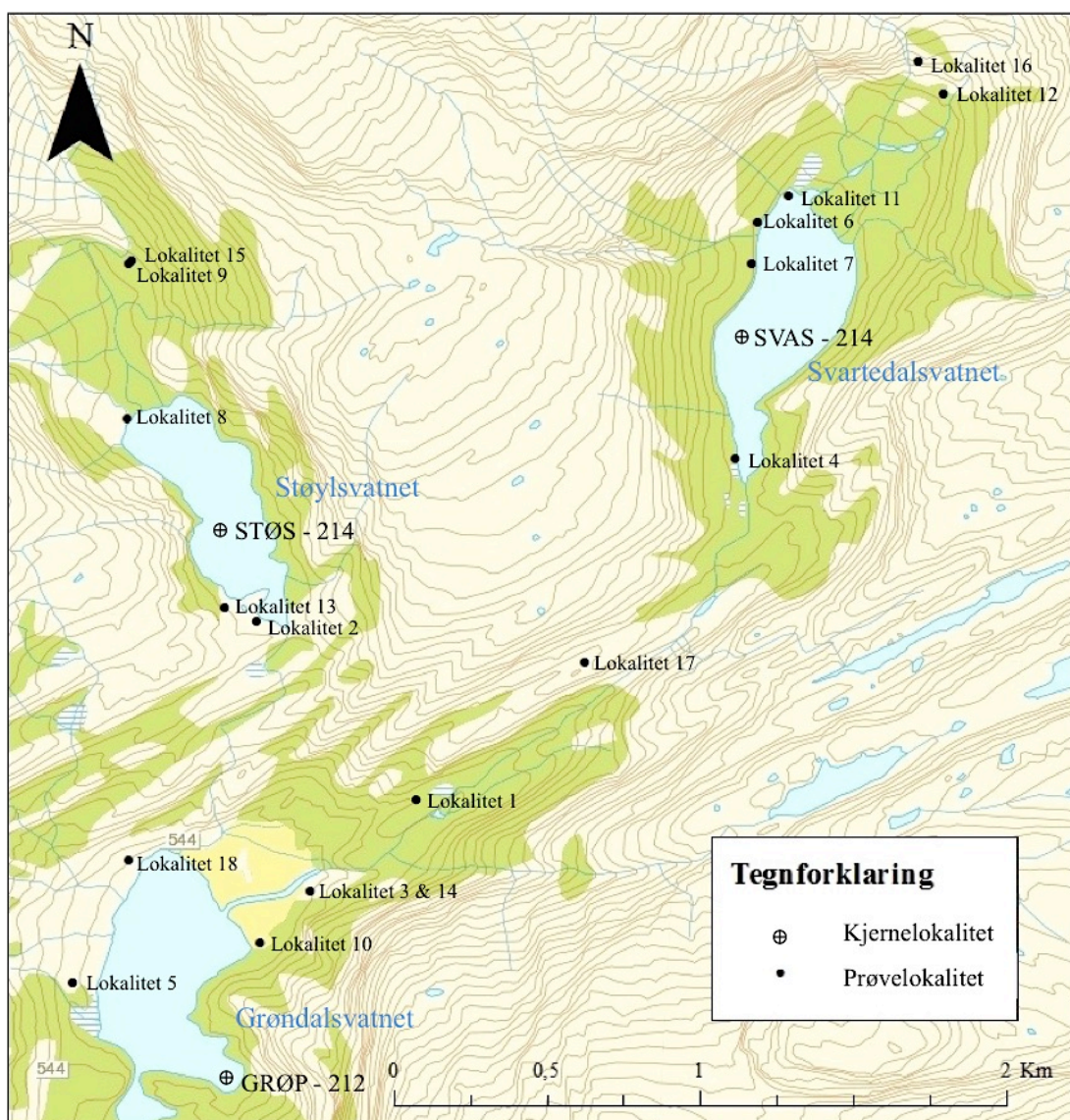
$$\chi = \frac{\kappa}{\rho} \text{ (m}^3\text{/kg) (Thompson og Oldfield, 1986, s. 25)}$$

hvor ρ er tettheten (kg/m³) og κ er volummagnetisk susceptibilitet, som er verdien man får fra instrumentet.

I denne oppgaven er magnetiske susceptibilitetsmålinger benyttet for å kunne identifisere de ulike prosessene som virker i et dreneringsfelt og finne ut av sedimentenes opprinnelse. Dette kan man fordi typen, konsentrasjonen og kornstørrelsen til magnetiske mineraler i innsjøsedimentene vil variere i forhold til prosessene som virker i respons til klimaendringer (Sandgren og Snowball, 2001, s. 217). Magnetiske egenskaper gjenspeiler det minerogene materiale i prøven og kan si noe om erosjon, transport og avsetning. Et kaldere klima uten et stabiliserende vegetasjonsdekke og med større breaktivitet, fører til økt erosjon og avsetning av minerogent materiale, som gir høye susceptibilitetsmålinger (Nesje et al., 2001, Stockhausen og Zolitschka, 1999).

4. Resultater

I dette kapittelet er prøvene fra dreneringsfeltet beskrevet og dataene fra laboratorieanalysene presentert. Dreneringsfeltet strekker seg, som nevnt tidligere, over ca. 41,5 km². Det omfatter tre innsjøer hvor hver innsjø utgjør en lokalitet. Prøvene fra dreneringsfeltet er hentet med tanke på å kunne skille ulike prosesser i dreneringsfeltet og de er nedenfor gruppert etter avsetningstyper. En oversikt over prøvelokalitetene og kjernelokalitetene er vist i figur 4.1.



Figur 4.1: Kart over kjernelokalitetene og prøvelokalitetene. Kartet er hentet fra kartverket.no sin WMS tjeneste og koordinatene er lagt inn i ArcGIS.

4.1 Morenemateriale

For å gjøre datapresentasjonen fra laboratorieanalysene mer oversiktlig er prøvene gruppert etter hva de er tolket til å være. I forbindelse med lokalitetsbeskrivelsene foreligger en samling av bilder av de ulike prøvene (Figur 4.2).

Lokalitet 1

UTM: 32V 319350 6844962

Denne lokaliteten ligger nord for Grøndalsvatnet og er en blotning av kantet til rundet usortert materiale med størrelser fra leire til blokk. Blokkene består av en lys og homogen sandstein, og materialet er tett pakket.

Tolkning:

Jordarten ble tolket til å være en bunnmorene, avsatt under isbreen. Materialet er polymikt og tett pakket noe som også indikerer at det er en bunnmorene.

Lokalitet 2

UTM: 32V 318726 6845703

Lokaliteten ligger i sørenden av Støylsvatnet, bare noen meter fra vannkanten. Overflaten er haugete og materialet her består av kantrundet til rundet usortert materiale. Selve snittet består hovedsakelig av silt til grus. Rundt snittet finner man større blokker og mye organisk materiale. Blokkene er stort sett dekket av det organiske materialet.

Tolkning:

Jordarten ble tolket til å være en bunnmorene. Rundingsgraden til materialet indikerer at det også er noe påvirket av bølgeprosesser i vannkanten.

Lokalitet 3

UTM: 32V 319002 6844657

Denne lokaliteten ligger ved gjordet på nordøstsiden av Grøndalsvatnet. Her er en blotning av usortert materiale i tillegg til mye organisk materiale. Graver man lenger inn i blotningen finner man finere sortert materiale av sand og silt. Dette materialet er bedre beskrevet i lokalitet 14, som en egen avsetning.

Tolkning:

Jordarten ble tolket til å være en bunnmorene.

Lokalitet 4

UTM: 32V 320388 6846064

Lokaliteten består av kantrundet til rundet usortert materiale med størrelser fra silt til blokk. Den ligger like ved utløpet til Svartedalsvatnet og det er mye torv og myr ved lokaliteten. Materialet er tett pakket, og er stort sett dekket av organisk materiale. Overflaten er haugete.

Tolkning:

Avsetningen er tolket til å være bunnmorene av den haugete overflaten og pakningsgraden til materialet.

Lokalitet 5

UTM: 32V 318229 6844356

Ved denne lokaliteten observeres en ryggform på ca. 150 – 200 meter. Den er ca. 60 meter bred og består av usortert materiale med større blokker oppå. Fylkesvei 544 går gjennom ryggen og det vokser trær og ligger også noen hytter på den. Ryggen går øst-vest og ligger ved munningen av Grøndalsvatnet.

Tolkning:

Ryggformen er tolket til å være en morenerygg, da den består av usortert materiale. Alderen til ryggen er ukjent, men den indikerer at breen på et tidspunkt har stått her.



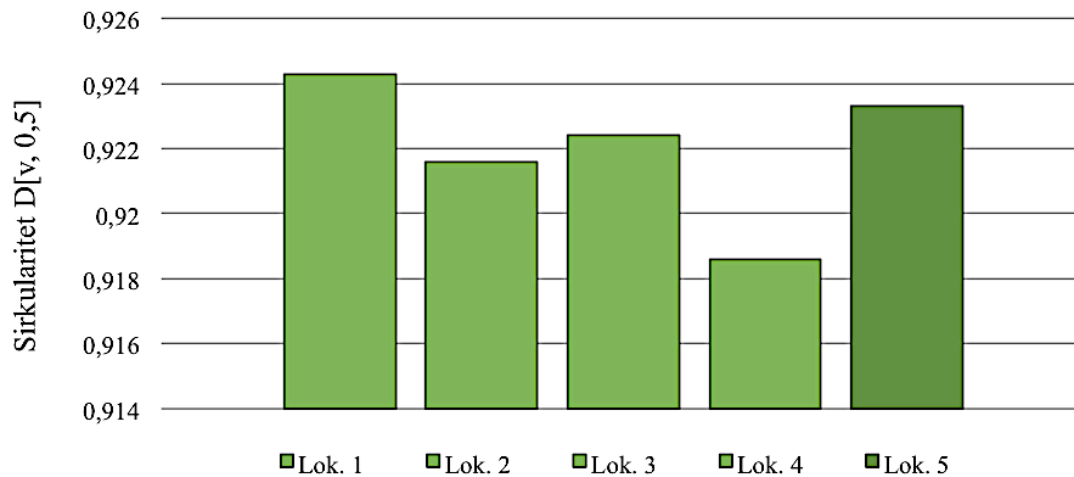
Figur 4.2: Bilder fra prøvelokalitetene 1 - 5. Det nederste bildet av moreneryggen er tatt mot nord.

4.1.1 Sammenligning av morenematerialet

Nedenfor er alle prøvene av morenemateriale sammenlignet med tanke på kornform, kornstørrelse, magnetisk susceptibilitet og geokjemi. Morenematerialet har fått fargen grønn av symbolet for morene i kvartærgeologisk kartlegging.

Kornform

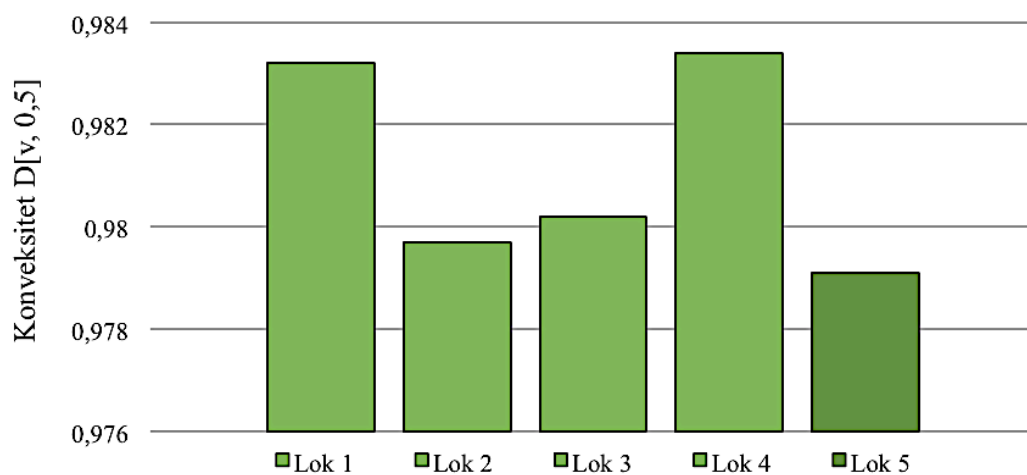
Som nevnt i kapittel 3 er sirkularitetsverdiene bestemt ut i fra hvor lik formen er til en perfekt sirkel. Søylediagrammet i figur 4.3 viser sirkulariteten eller rundingsgraden til prøvene fra lokalitet 1 – 5, målt med morfometer.



Figur 4.3: Søylediagram av sirkularitetsverdiene til morenematerialet.

Av diagrammet ser man at forskjellene mellom prøvene er minimale. Den største variasjonen er mellom lokalitet 1 og lokalitet 4 på 0,057. Lokalitet 4 ligger nærmest breen av disse lokalitetene.

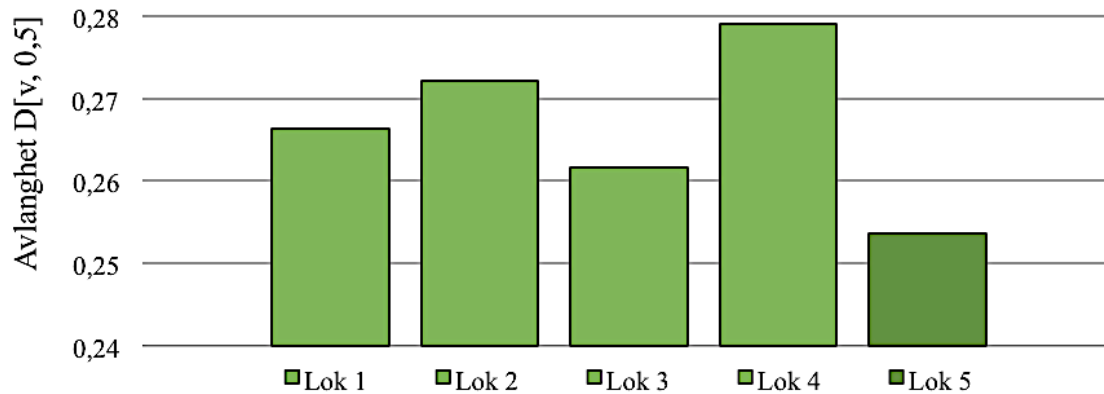
Da sirkularitetsverdiene alene ikke gir et godt nok grunnlag til å beskrive kornformen til materialet, er konveksitetsverdiene og avlanghetsverdiene beskrevet i tillegg.



Figur 4.4: Søylediagram av konveksitetsverdiene til morenematerialet.

Som en ser av søylediagrammet i figur 4.4, er variasjonen mellom de ulike prøvene minimale. Den største variasjonen er på 0,0043 mellom lokalitet 4 og 5. Konveksitetsverdiene er generelt høye, noe som indikerer en stort sett jevn overflate for alle kornene i alle prøvene.

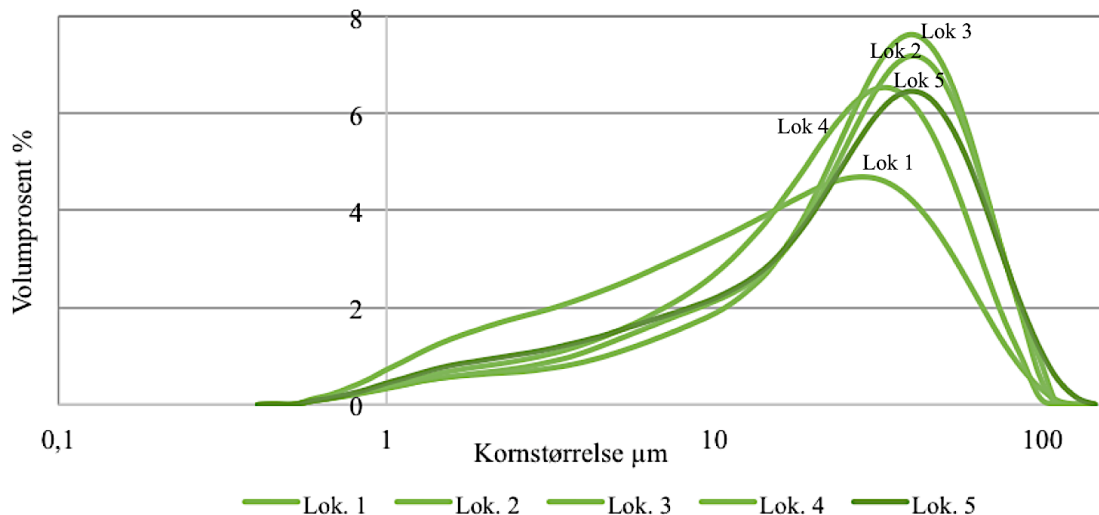
For å styrke kornformbeskrivelsen er også avlanghetsverdiene tatt med. Som en ser av søylediagrammet i figur 4.5 er variasjonene mellom prøvene også her minimale. Avlanghetsverdiene viser motsatt trend enn sirkularitetsverdiene.



Figur 4.5: Søylediagram av avlanghetsverdiene til morenematerialet.

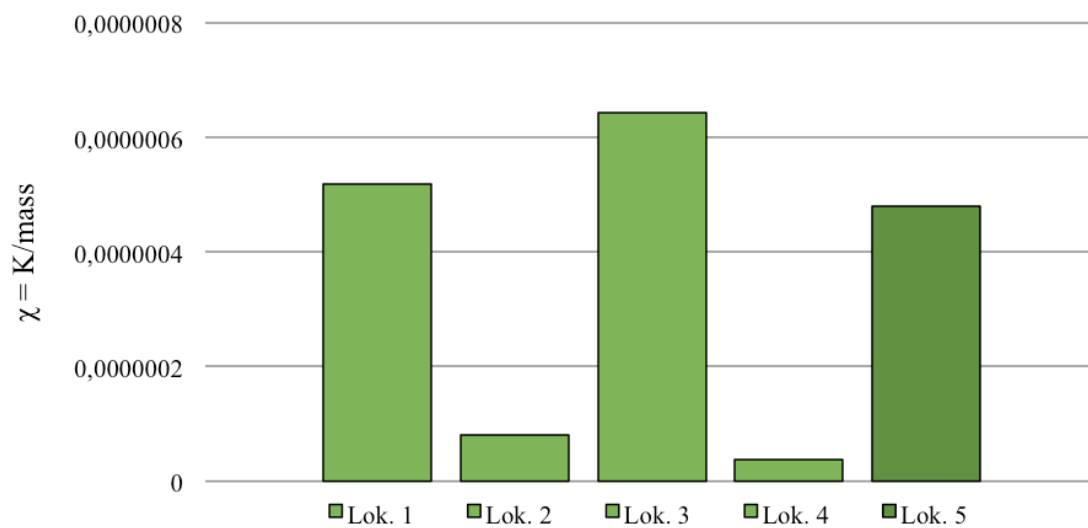
Kornstørrelse

Kornstørrelsesvariasjonene i moreneprøvene er illustrert i figur 4.6. Verdiene er illustrert ved kornfordelingskurver på en logaritmisk skala. Logaritmisk skala er benyttet for å få et bedre bilde av distribusjonen. Av diagrammet ser man at prøvene fra lokalitet 1 – 5 overlapper ganske bra bortsett fra prøven fra lokalitet 1.



Figur 4.6: Kornstørrelsesfordeling av prøvene fra lokalitet 1 – 5, fremstilt ved logaritmisk skala.

Magnetiske egenskaper



Figur 4.7: Søylediagram som viser massesusceptibilitetsverdiene til morenematerialet.

Verdiene fra de miljømagnetiske susceptibilitetsmålingene av moreneprøvene er illustrert i diagrammet i figur 4.7. Målingene viser noe variasjon mellom prøvene. Prøvene fra lokalitet 1, 3 og 5 ligner mer på hverandre og disse er alle hentet fra området rundt Grøndalsvatnet.

Geokjemi

Fra XRF-analysen er elementer av interesse med verdier over 300 på tellerate, tatt med i tabell 4.1.

Tabell 4.1: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøvene fra lokalitet 1 – 5 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lok 1	4048	12213	16174	9293	878	30669	549
Lok 2	4071	12997	18753	13735	667	18911	1235
Lok 3	4515	10061	15977	11063	682	27997	1069
Lok 4	6138	12678	16394	8834	572	13154	1192
Lok 5	4168	10955	21156	15500	772	31408	995

4.2 Skredmateriale

Prøvene fra lokalitetene nedenfor er tolket til å være skredmateriale. Figur 4.8 viser bilder av prøvelokalitetene.

Lokalitet 6

UTM: 32V 320463 6846836

Prøven fra denne lokaliteten er tatt mellom store til mindre kantete til kantrundete blokker. Mangel på finmateriale gjorde det vanskeligere å finne tilstrekkelig materiale til prøven. Lokaliteten ligger i en vifteform langs vestsiden av Svartedalsvatnet.

Tolkning:

Materialet er tolket til å være skredmateriale, da det er lite struktur i avsetningen og det er lokalisert i en større vifteform. At materialet stort sett er kantet til kantrundet indikerer også at det er hurtig avsatt.

Lokalitet 7

UTM: 32V 320444 6846701

Prøven fra denne lokaliteten er også tatt mellom store til mindre kantete til kantrundete blokker. Også her var det vanskelig å finne nok finmateriale til prøven. Lokaliteten ligger i samme vifteform som lokalitet 6 ca. 150 meter lengre sør for lokalitet 6.

Tolkning:

Materialet er tolket til å være avsatt av skred, av samme begrunnelser som for lokalitet 6.



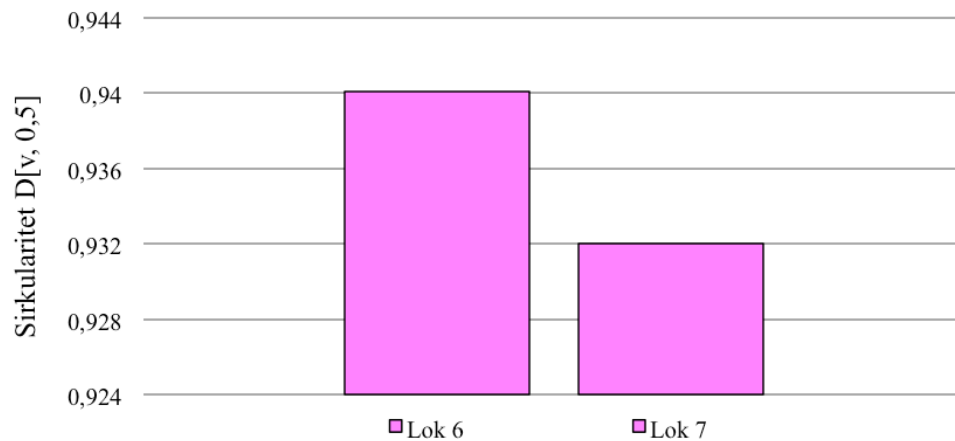
Figur 4.8: Bilder av prøvelokalitet 6 og 7.

4.2.1 Sammenligning av skredmaterialet

Nedenfor er prøvene av skredmateriale sammenlignet med tanke på kornform, kornstørrelse, magnetisk susceptibilitet og geokjemi. Skredmaterialet har fått fargen rosa av symbolet for skredavsetninger i kvartærgeologisk kartlegging.

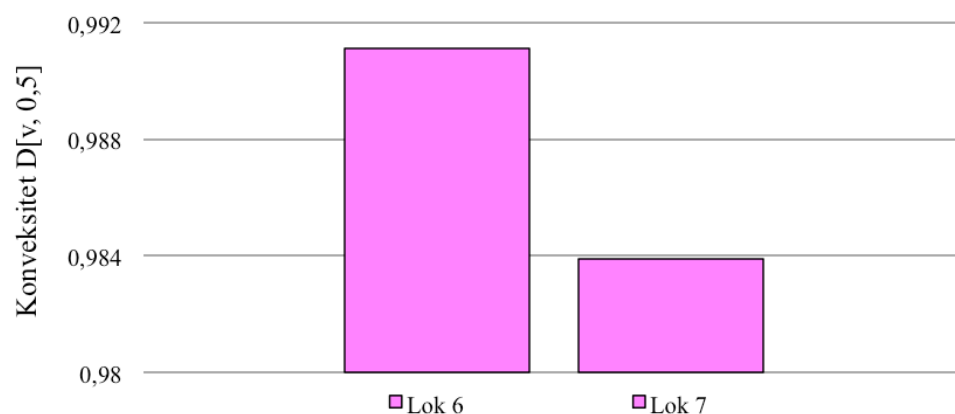
Kornform

Søylediagrammet i figur 4.9 viser sirkulariteten til skredprøvene. Disse prøvene er noe mer sirkulære sammenlignet med moreneprøvene. Variasjonene mellom de ulike lokalitetene er minimale (0,008).



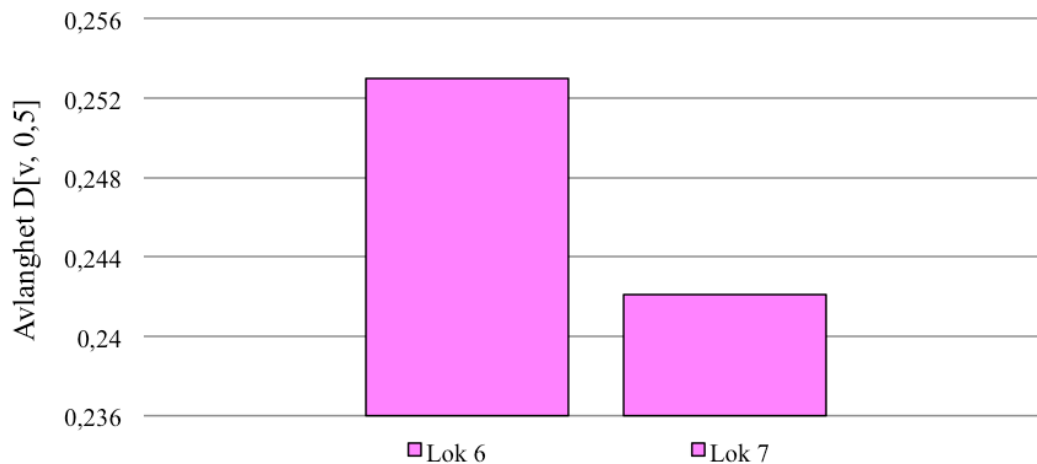
Figur 4.9: Søylediagram av sirkularitetsverdiene til skredmaterialet.

Konveksitetsverdiene er presentert i figur 4.10. Disse ligner på sirkularitetsverdiene, men er noe høyere. Variasjonen mellom de to lokalitetene er ganske lik som for sirkularitetsverdiene.



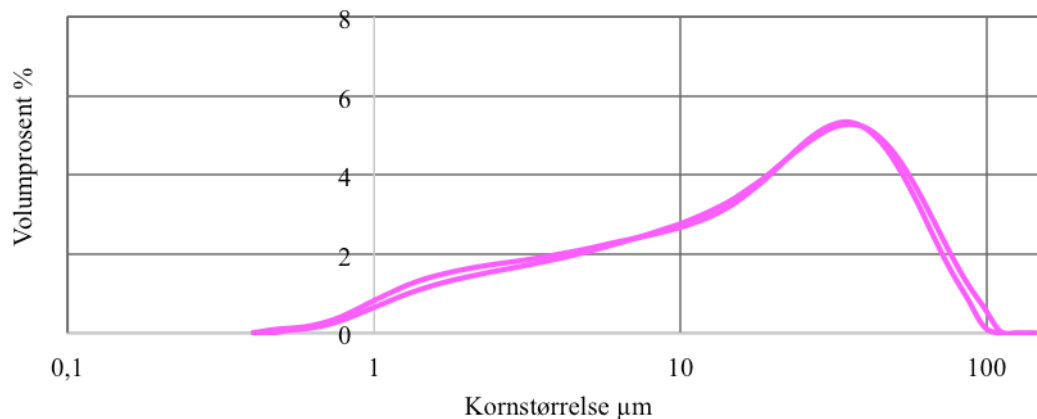
Figur 4.10: Søylediagram av konveksitetsverdiene til skredmaterialet.

Avlanghetsverdiene for skredmaterialet er vist i figur 4.11. Også disse viser samme trend som for de to andre kornformparameterne.



Figur 4.11: Søylediagram av avlanghetsverdiene til skredmaterialet.

Kornstørrelse

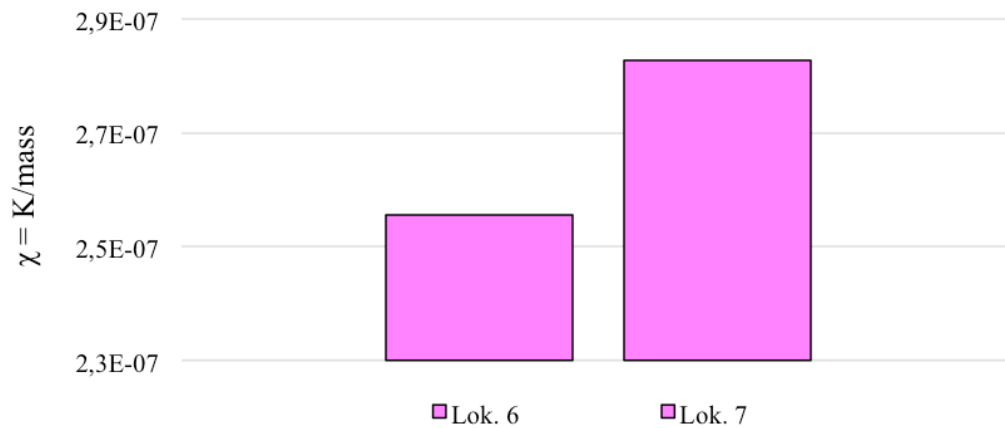


Figur 4.12: Kornstørrelsesvariasjonen i skredmaterialet, fremstilt ved logaritmisk skala.

Diagrammet i figur 4.12 viser kornstørrelsesfordelingen av prøvene fra lokalitet 6 og 7. De to lokalitetene har veldig like kornfordelingskurver, og av grafene kan man se at materiale er ganske usortert.

Magnetiske egenskaper

De miljømagnetiske massesusceptibilitetsverdiene fra skredprøvene vist i figur 4.13 ser ut til å være ganske ulike, selv om de er tatt like i nærheten av hverandre. Fremstillingen av dataene kan likevel gi et feil inntrykk, da variasjonen mellom verdiene til prøvene er minimal ($0,3 \times 10^{-7}$)



Figur 4.13: Søylediagram som viser massesusceptibilitetsverdiene til skredmaterialet.

Geokjemi

Tabell 4.2 viser hvordan de ulike elementene i skredmaterialet varierer. Verdiene er ganske like for begge prøvene av skredmateriale.

Tabell 4.2: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøvene fra lokalitet 6 og 7 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lok 6	3915	11664	22709	13934	1097	30898	755
Lok 7	4064	12699	19348	11268	1099	35607	647

4.3 Fluvialt og glasifluvialt materiale

Prøvene fra lokalitetene nedenfor er tolket til å være fluvialt og glasifluvialt avsatt. Prøvene fra lokalitet 8 og 9 er hentet fra elver som renner ut i Støylsvatnet og er tolket til å være fluvialt materiale. Lokalitet 10 ligger ved Grøndalsvatnet og er av glasifluvialt materiale. Prøvene hentet fra Lokalitet 11 og 12 er også glasifluvialt materiale avsatt av elver som renner ut i Svartedalsvatnet. I figur 4.14 er en samling av bilder av lokalitetene.

Lokalitet 8

UTM: 32V 318726 6845703

Denne lokaliteten ligger på elvesletten nord for Støylsvatnet. Prøven er tatt ca. 15 meter fra innsjøen. Sedimentene er kantrundet til rundet og består hovedsakelig av silt til stein.

Tolkning:

Jordarten ble tolket til å være fluvialt avsatt da den er lokalisert i en elveslette. At materialet er rundet og ganske godt sortert tyder også på at det er fluvialt materiale.

Lokalitet 9

UTM: 32V 318423 6845709

Materialet fra denne lokaliteten er relativt godt sortert med hovedsakelig siltfraksjoner til grov sand og noe grus lengre ned i snittet. Lokaliteten ligger i en avstikker fra en hovedelv og mottar trolig vann fra denne når vannmengdene er større.

Tolkning:

Denne jordarten ble tolket til å være fluvialt avsatt, da materialet er godt sortert og ligger like ved en større elv.

Lokalitet 10

UTM: 32V 318838 6844489

Lokaliteten ligger ved gjordet nord for Grøndalsvatnet. Her er en gjengrodd elv med usortert materiale fra fin sand til stein. Materialet er kantrundet til godt rundet.

Tolkning:

Materialet er tolket til å være glasifluvialt avsatt da det er godt rundet og ligger i en elvedeskjæring.

Lokalitet 11

UTM: 32V 320560 6846923

Denne lokaliteten ligger på elvesletten nord for Svartedalsvatnet. Her er flere løber som strekker seg ut i vannet. Materialet er fra silt til grus, men silt og sand dominerer. Rundt snittet ligger også en del kantrundet til godt rundet store steiner.

Tolkning:

Materialet er tolket til å være glasifluvialt avsatt da materialet er rundet og godt sortert.

Lokalitet 12

UTM: 32V 321068 6847253

Denne lokaliteten ligger ganske høyt opp i elven nord for Svartedalsvatnet. Materiale i prøven er tatt fra en liten avstikker fra hovedelven og består av silt til grov sand og grus. Det ligger noen større kantrundete steiner og blokker rundt snittet.

Tolkning:

Sedimentene ved denne lokaliteten er tolket til å være av glasifluvial opprinnelse.

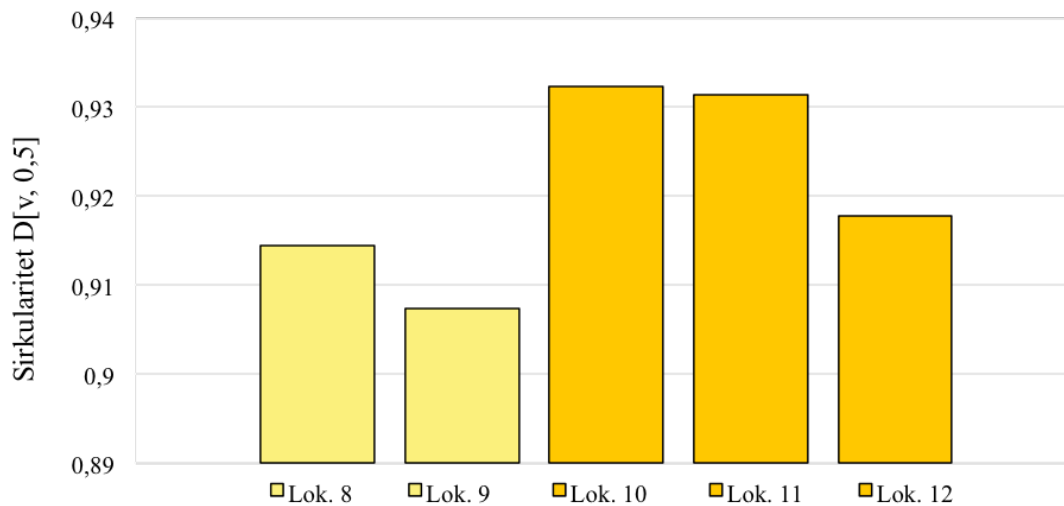


Figur 4.14: Bilder av prøvelokalitetene 8 – 12, som er tolket til å være fluvialt og glasifluvialt materiale.

4.3.1 Sammenligning av det fluviale og glasifluviale materialet

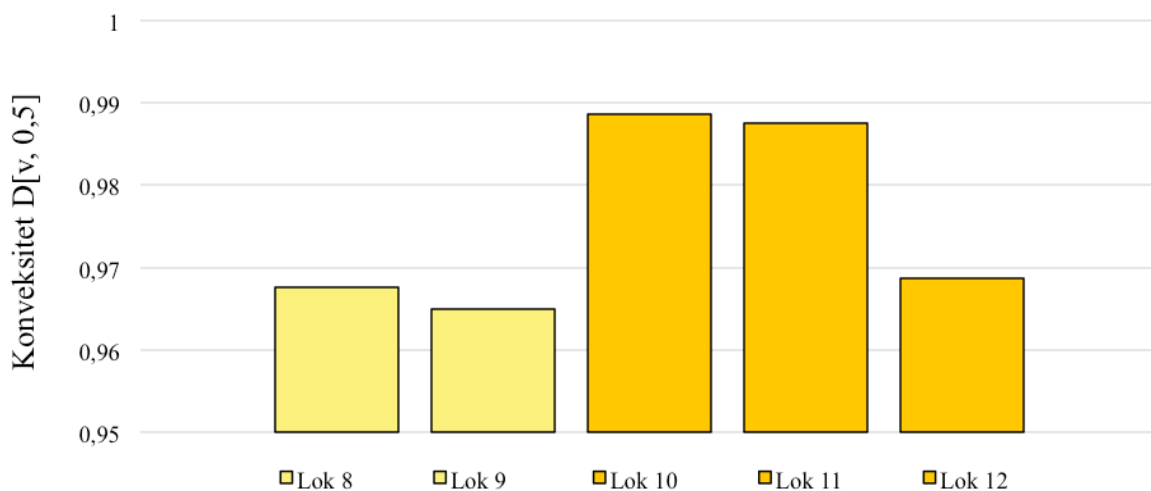
Nedenfor er alle prøvene av fluvialt og glasifluvialt materiale sammenlignet med tanke på kornform, kornstørrelse, magnetisk susceptibilitet og geokjemi. Det fluviale materialet har fått fargen gul og det glasifluviale materialet har fått fargen oransje av symbolene brukt i kvartærgeologisk kartlegging.

Kornform



Figur 4.15: Søylediagram av sirkularitetsverdiene til det fluviale og glasifluviale materialet.

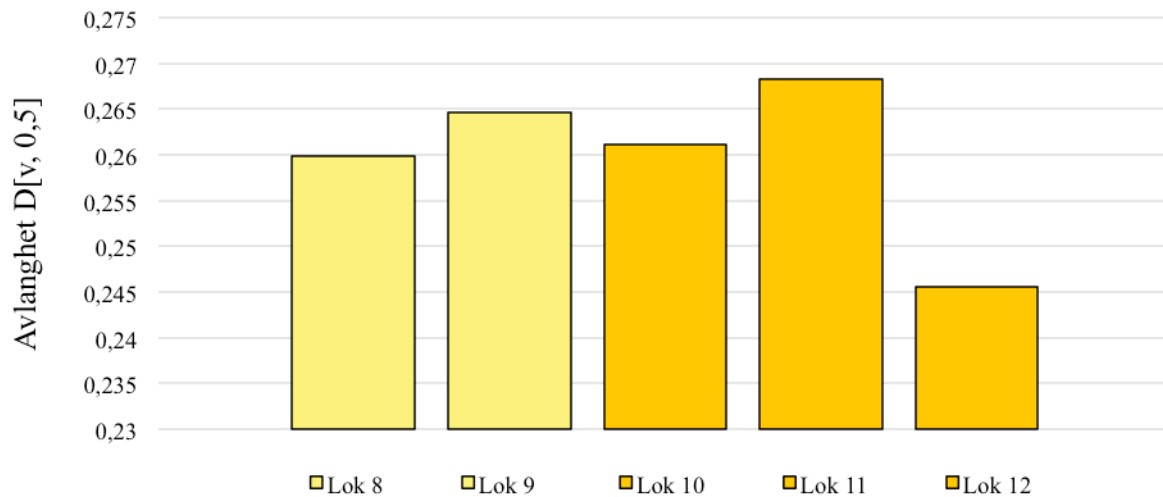
Sirkularitetsverdiene til elvematerialet er vist i diagrammet i figur 4.15. Verdiene varierer noe, og det glasifluviale ser ut til å være mer rundet enn det fluviale materialet.



Figur 4.16: Søylediagram av konveksitetsverdiene til det fluviale og glasifluviale materialet.

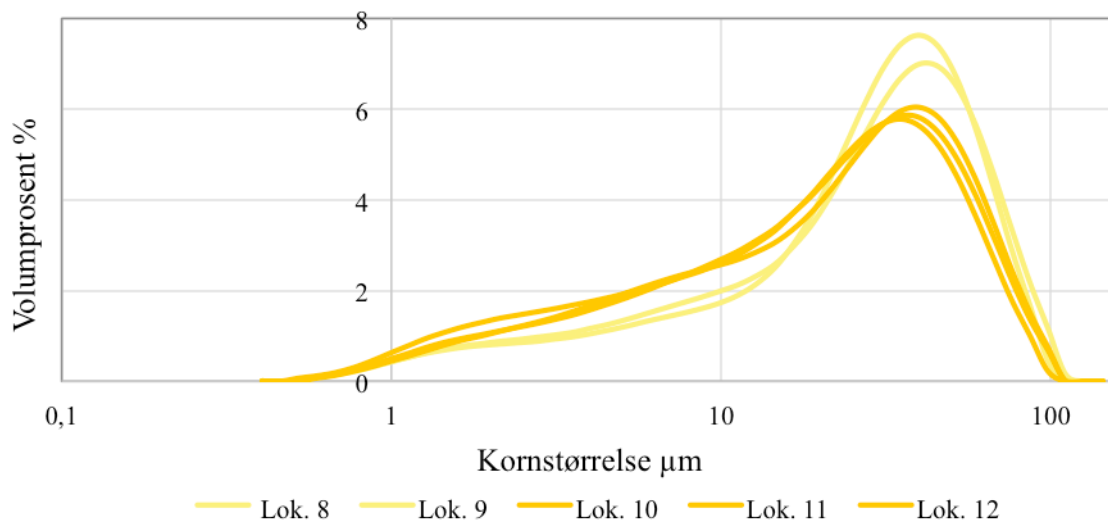
Konveksitetsverdiene som er vist i figur 4.16 ligner på sirkularitetsverdiene, men er høyere, noe som indikerer en jevn overflate for de fluviale og glasifluviale sedimentene.

Avlanghetsverdiene til det fluviale og glasifluviale materialet er vist i figur 4.17.



Figur 4.17: Søylediagram av avlanghetsverdiene til det fluviale og glasifluviale materialet.

Kornstørrelse

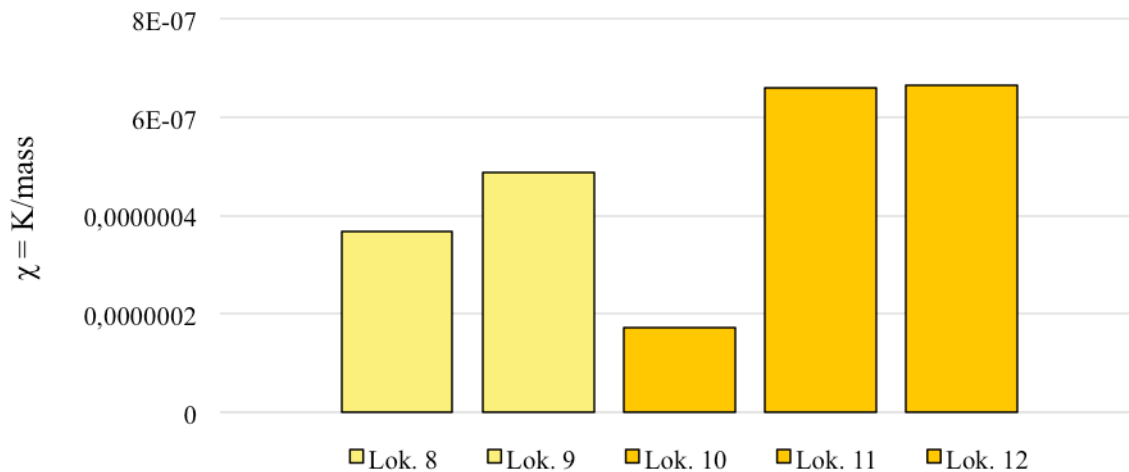


Figur 4.18: Kornstørrelsesfordeling av prøvene fra lokalitet 8 – 12, fremstilt ved logaritmisk skala.

Kornstørrelsesfordelingskurvene til prøvene av fluvialt og glasifluvialt materiale overlapper ganske bra (Figur 4.18). Det fluviale materialet fra lokalitet 8 og 9 ligner på hverandre og er bedre sortert.

Magnetiske egenskaper

De magnetiske susceptibilitetsverdiene i figur 4.19 gjenspeiler beliggenheten til lokalitetene. Lokalitet 10 er hentet fra nord for Grøndalsvatnet og har lavest verdi. Lokalitet 8 og 9 er fra Støylsvatnet. Lokalitet 11 og 12 er fra Svartedalvatnet, og har de høyeste verdiene.



Figur 4.19: Søylediagram som viser massesusceptibilitetsverdiene til det fluviale og glasifluviale materialet.

Geokjemi

Tabell 4.3 viser hvordan de ulike elementene i det fluviale og glasifluviale materialet varierer.

Tabell 4.3: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøvene fra lokalitet 8 – 12 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lok 8	4235	11389	18124	9409	974	30162	1103
Lok 9	4264	12276	22462	10308	1010	33762	901
Lok 10	3949	12316	15496	15017	719	29678	921
Lok 11	4485	12259	22153	9642	996	31180	873
Lok 12	3898	8383	17611	8056	648	21337	1275

4.4 Forvittringsmateriale

Prøven beskrevet i dette delkapittelet er tolket til å være forvittringsmateriale. Forvittringsmaterialet har fått fargen lilla i presentasjonen av dataene da dette er symbolet for forvittringsmateriale i kvartærgeologisk kartlegging.

Lokalitet 13

UTM: 32V 318725 6945580

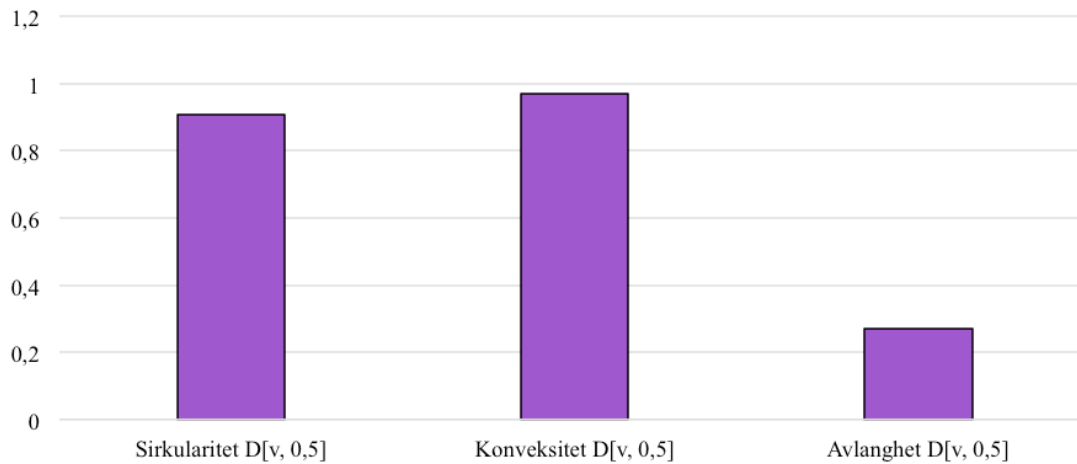
Denne lokaliteten ligger på østsiden av Støylsvatnet. Prøven er tatt i forsenkninger på overflaten av berggrunnen (Figur 4.20). Bergarten er trolig sandstein, men noe vanskelig å identifisere da den er veldig forvitret. Det vokser lav og mose på bergarten og prøven inneholder en del organisk materiale. Prøven hentet herfra er finkornet, hvor silt dominerer.



Figur 4.20: Bilde av lokalitet 13.

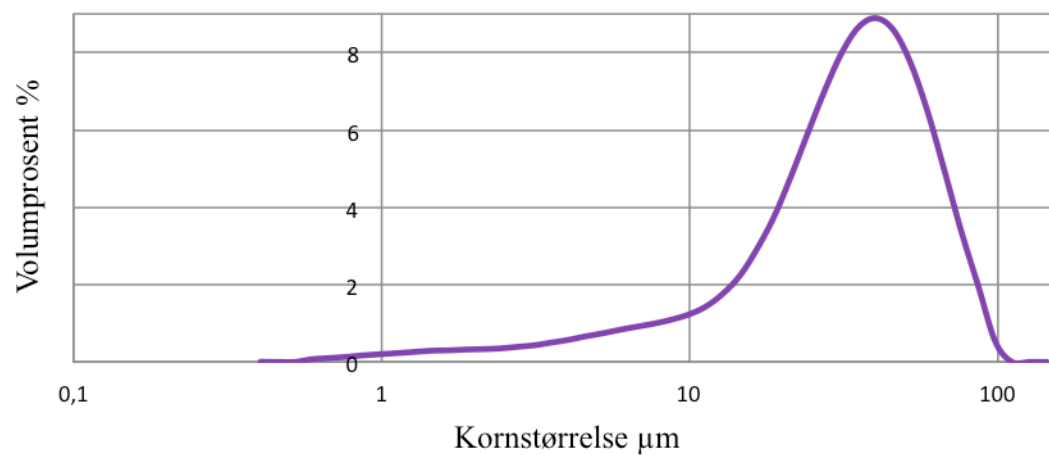
Kornform

Søylediagrammet i figur 4.21 viser sirkularitet-, konveksitet-, og elongasjonsverdien til forvittringsmaterialet fra lokalitet 13. Verdiene er generelt høye sammenlignet med de andre lokalitetene.



Figur 4.21: Søylediagram som viser verdiene for de ulike kornformparameterne for forvittringsmaterialet.

Kornstørrelse



Figur 4.22: Graf av kornstørrelsesfordelingen i forvittringsmaterialet, fremstilt ved logaritmisk skala.

Kornstørrelsesfordelingskurven til forvittringsmaterialet i figur 4.22 viser at materialet er godt sortert.

Magnetiske egenskaper

Massesusceptibiliteten av forvittringsmaterialet er målt til $4,46 \times 10^{-07} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Geokjemi

Tabell 4.4 viser verdiene for telleraten til noen av elementene i forvittringsmaterialet, hentet fra XRF – analysen.

Tabell 4.4: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøven fra lokalitet 13 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lok 13	4865	13866	13043	10526	557	16732	2292

4.5 Bresjømateriale

Prøven beskrevet i dette delkapittelet er tolket til å være avsatt av bresjø. I presentasjonen av dataene fra laboratorieanalysene er det for bresjømaterialet valgt en sterk gulffarge, da dette er symbolet for bresjøavsetninger i kvartærgeologisk kartlegging.

Lokalitet 14

UTM: 32V 319002 6844657

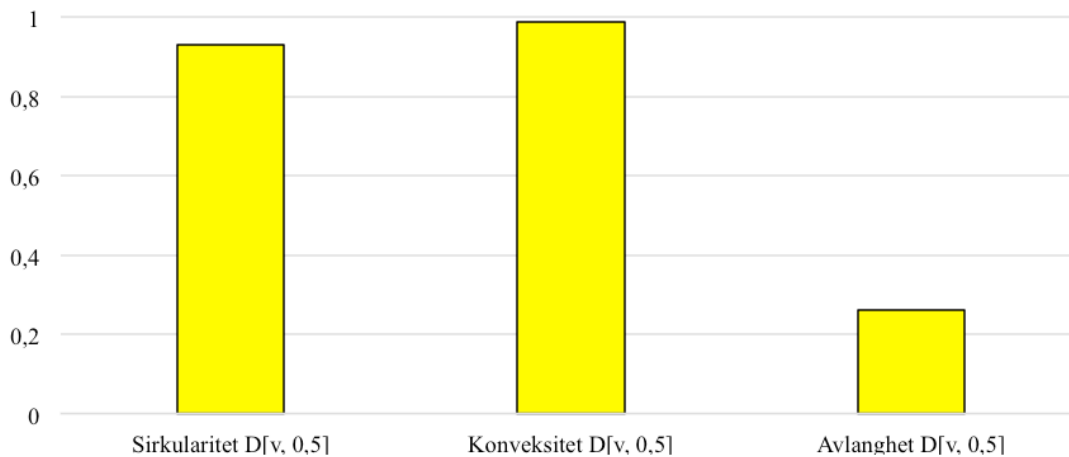
Materiale i prøven fra denne lokaliteten er godt sortert og består hovedsakelig av silt (Figur 4.23). Det observeres antydninger til strukturer eller laminering i materialet. Materialet er derfor tolket til å være avsatt av bresjø.



Figur 4.23: Bilde av bresjømaterialet fra lokalitet 14 .

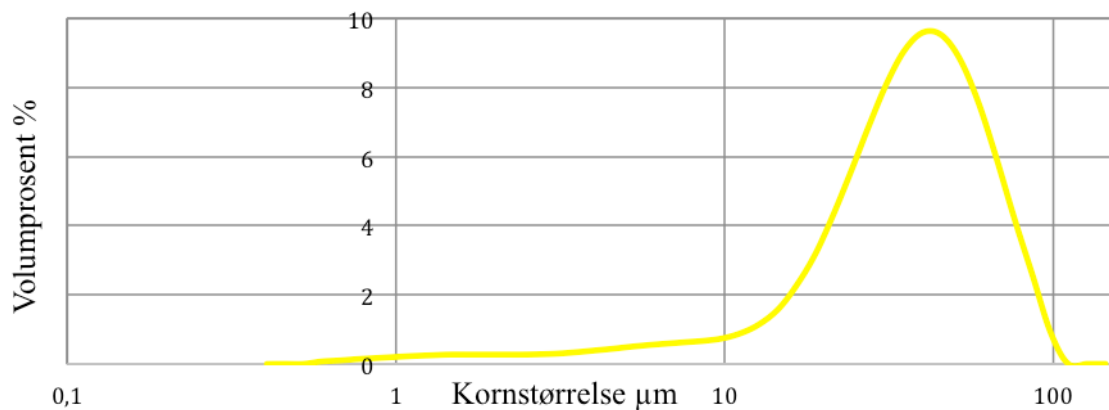
Kornform

Sirkularitet-, konveksitet-, og avlanghetsverdien til bresjømaterialiet er illustrert av søylediagrammet i figur 4.24. Verdiene er generelt høye sammenlignet med de andre lokalitetene. Konveksitetsverdien til bresjømaterialiet er tilnærmet lik 1, noe som tilsier at sedimentkornene har en svært jevn overflate.



Figur 4.24: Søylediagram som viser verdiene for de ulike kornformparameterne for bresjømaterialiet.

Kornstørrelse



Figur 4.25: Graf av kornstørrelsesfordelingen i bresjømaterialiet, fremstilt ved logaritmisk skala.

Kornstørrelsesfordelingsgrafen til lokalitet 14 i figur 4.25 viser at materialet er godt sortert.

Magnetiske egenskaper

Massesusceptibiliteten til bresjømaterialiet er målt til $1,30 \times 10^{-06} \text{ m}^3/\text{kg}$.

Geokjemi

Tabell 4.5 viser verdiene for telleraten til noen av elementene i forvittringsmaterialet hentet fra XRF – analysen.

Tabell 4.5: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøven fra lokalitet 14 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lok 14	4674	8772	21656	8020	701	25211	1902

4.6 Bergartsprøver

Lokalitetene presentert i dette delkapittelet beskriver bergartsprøvene. Disse prøvene er tatt fra blotninger av bart fjell, for å forsikre seg om at de er henta fra berggrunnen i området, og ikke blitt transportert hit. I figur 4.26 er en samling av bilder fra alle bergartsprøvelokalitetene.

Lokaliet 15

UTM: 32V 318410 6846703

Lokaliteten ligger i skråningen nord for Støylsvatnet, og er en blotning av bart fjell. Berggrunnen er forvitret og har en brunlig forvittringsfarge. Den er også dekket av lav flere steder. Bergarten er stort sett homogen foruten om noen større klaster av kvarts. Bergarten er tolket til å være sandstein.

Lokalitet 16

UTM: 32V 320986 6847363

Denne bergartsprøven er hentet i skråningen nord for Svartedalsvatnet. Berggrunnen har en brun forvittringsfarge og er homogen. Det observeres også antydninger til primærstrukturer i berggrunnen, i form av kryssjikt. Bergarten tolkes til å være sandstein.

Lokalitet 17

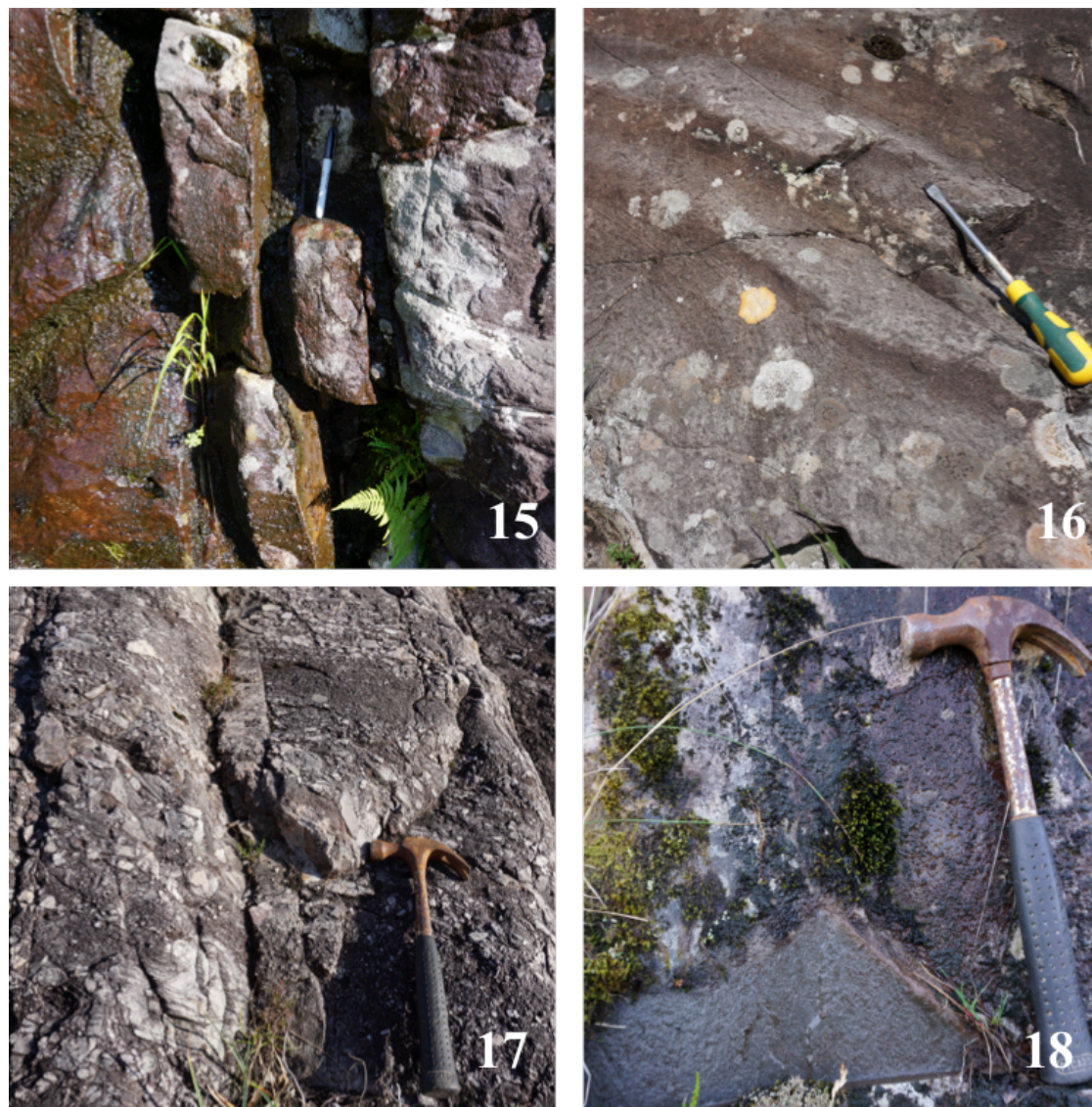
UTM: 32V 319900 6845403

Berggrunnen her består av klaster av varierende størrelse og sammensetning i en matriks. Klastene er kantrundet til rundet og dominerer over matriksen. Bergarten tolkes til å være konglomerat.

Lokalitet 18

UTM: 32V 318409 6844759

Denne lokaliteten består av en blottet fjellvegg ved Grøndalsvatnet. Bergarten er homogen og ligner på bergartene fra lokalitet 15 og 16. Bergarten tolkes til å være sandstein.



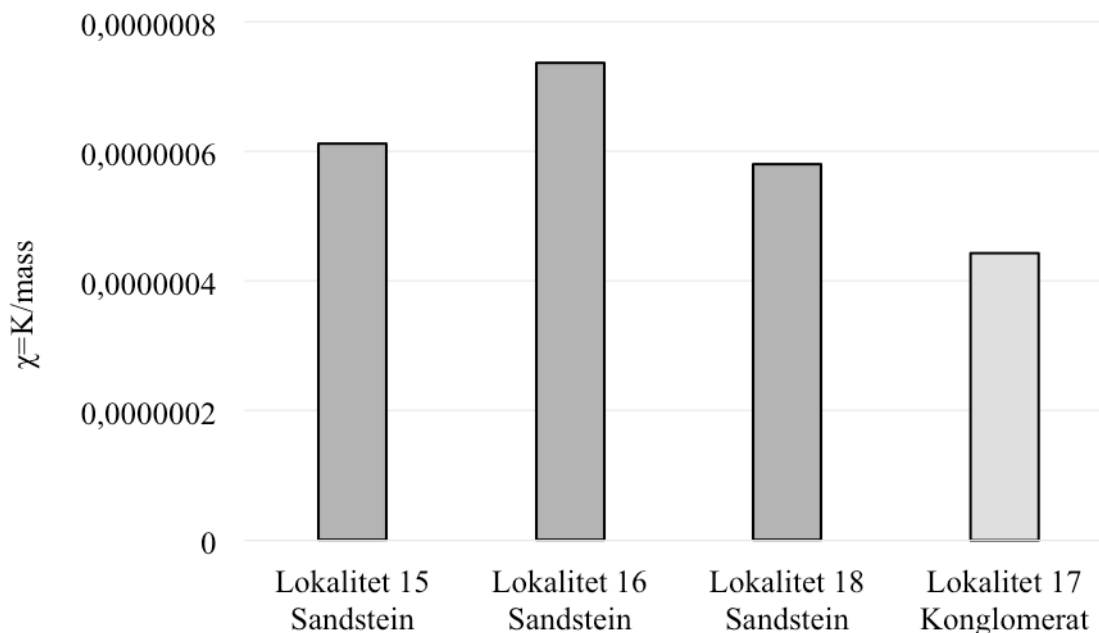
Figur 4.26: Bilder av bergartsprøvelokalitetene.

4.6.1 Sammenligning av bergartsprøvene

Nedenfor er bergartsprøvene sammenlignet med tanke på magnetisk susceptibilitet og geokjemi.

Magnetiske egenskaper

Figur 4.27 viser de magnetiske massesusceptibilitetsverdiene målt på boksprøver av de knuste bergartsprøvene. Figuren illustrerer forskjellen mellom de ulike bergartstypene, hvor konglomeraten fra lokalitet 17 har den laveste verdien.



Figur 4.27: Søylediagram som viser massesusceptibilitetsverdiene til de knuste bergartsprøvene.

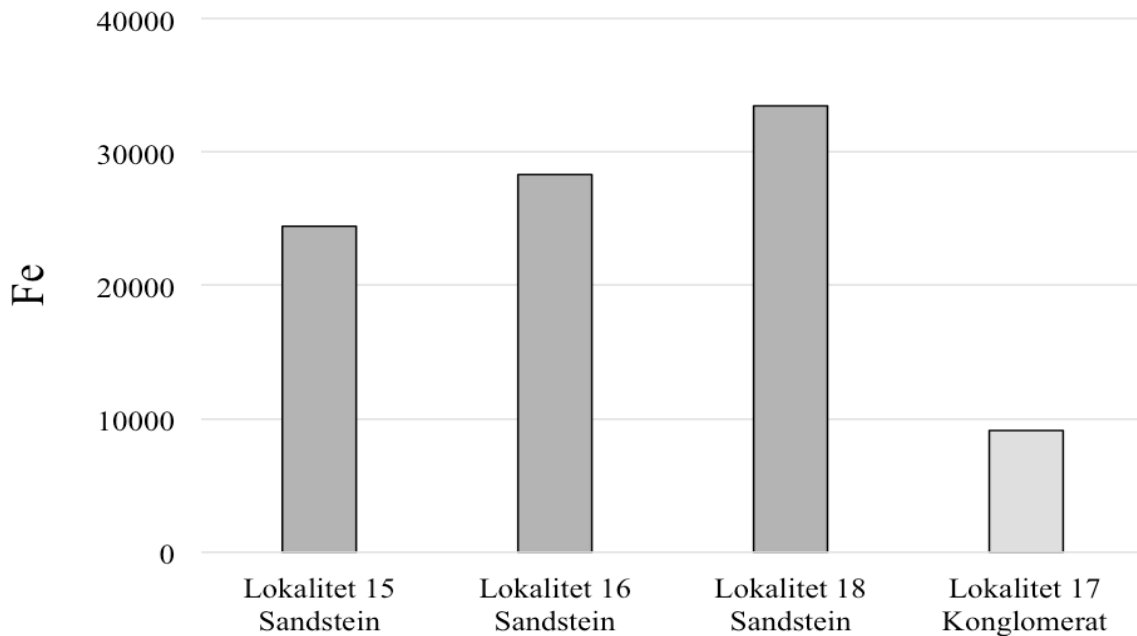
Geokjemi

Tabell 4.4 viser verdiene for telleraten til noen av elementene i de knuste bergartsprøvene hentet fra XRF – analysen.

Tabell 4.6: Verdier for telleratene til noen av elementene i prøvene fra lokalitet 15 - 18 hentet fra XRF-analysen.

	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Zr
Lokalitet 15	5021	12982	16152	6541	856	24432	308
Lokalitet 16	4377	16856	22950	7699	892	28309	285
Lokalitet 17	6820	15429	1641	3704	419	9123	282
Lokalitet 18	4657	13841	24491	12878	961	33456	1135

I søylediagrammet i figur 4.28 er jernverdiene fra XRF-analysen fremstilt for de ulike bergartene. Av søylene ser man at sandsteinene inneholder mer jern enn konglomeraten, noe som støtter tolkningen av bergartene.



Figur 4.28: Søylediagram av Fe-verdiene til de knuste bergartsprøvene fra XRF – analysen.

4.7 Innsjøene

For de tre kjernene fra innsjøene er det utført kontinuerlig XRF-analyser og magnetiske overflatesusceptibilitetsmålinger. Det er også blitt gjort kornformanalyse, kornstørrelsesanalyse, og magnetiske susceptibilitetsmålinger av boksprøver fra utvalgte nivå i kjernene. Disse nivåene er valgt ut på bakgrunn av at de fysiske parameterne til sedimentene varierer i forhold til de ulike periodene i en bresyklus, men også i forhold til plutselige og hurtige avsetninger av for eksempel flom og skred. Nivåene eller periodene som er valgt ut fra alle kjernene er ”nåtid” som tilsvarer de fem første centimeterne i kjernene, og ”lille istid maks”. For å bestemme ”lille istid maks” er dateringer fra Gjerde et al. (2016) brukt som holdepunkt. For kjernene fra Støylsvatnet og Svartedalsvatnet er også det som er tolket til å være ”slutten av lille istid” valgt ut, mens for Grøndalsvatnet er ”starten av lille istid” valgt ut. Bakgrunnen for disse utvelgelsene er for å se om det er forskjeller i sedimentene gjennom en bresyklus.

4.7.1 Grøndalsvatnet

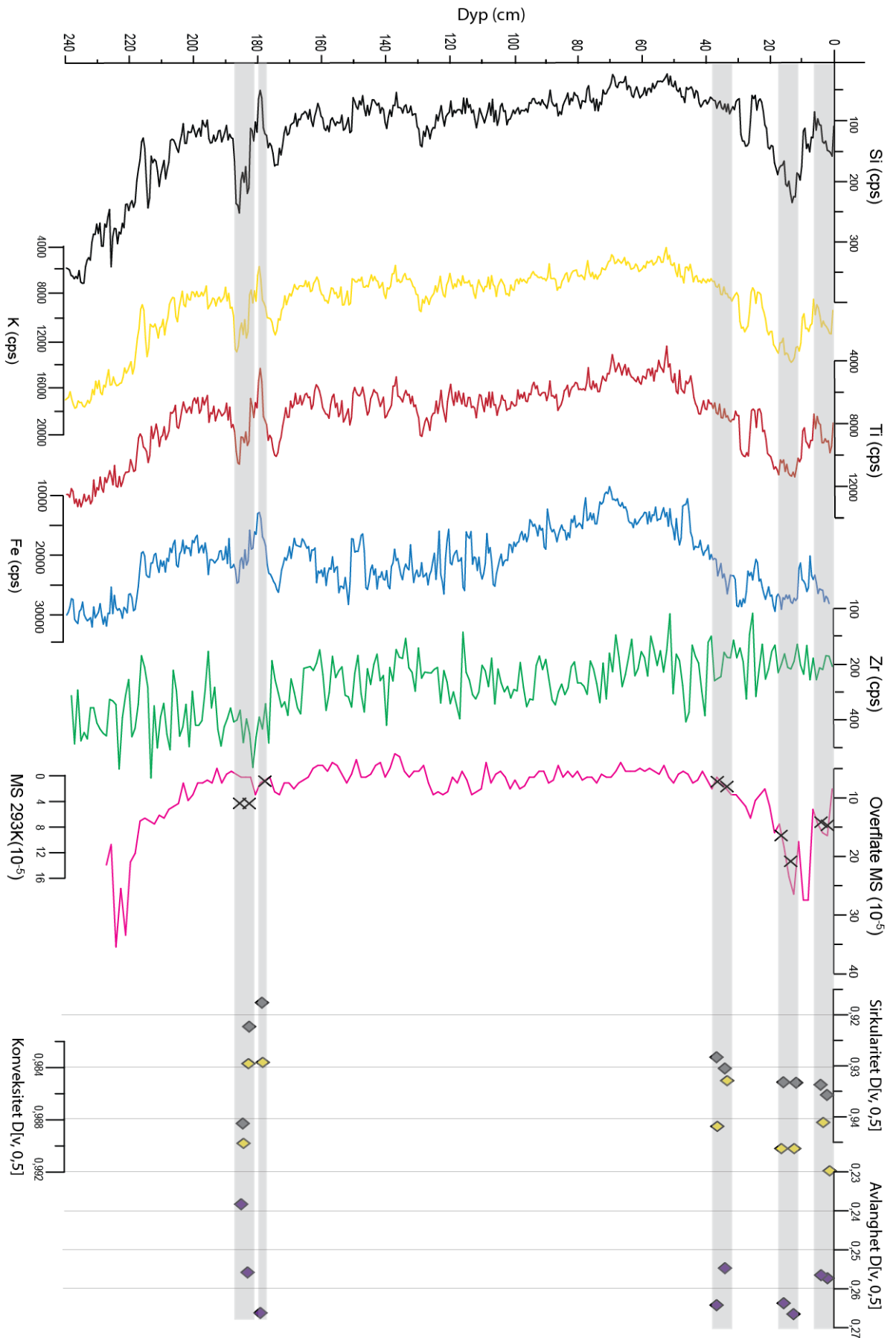
Grøndalsvatnet ligger lavest i dreneringsfeltet. Et elvedelta preger nordsiden av vannet og det er to hovedelver som renner ut i vannet herfra. Den ene elven kommer fra Svartedalsvatnet og smeltevann fra breen, mens den andre kommer fra Støylsvatnet og er av i dag ikke av glasial opprinnelse. På deltaet ligger det også en liten gård og et jordbruk. Langs vestsiden av vannet er det en større skredvifte. Et oversiktsbilde av Grøndalsvatnet er vist i figur 4.29.



Figur 4.29: Oversiktsbilde av Grøndalsvatnet sett mot sør.

Presentasjon av data fra innsjøkjernen til Grøndalsvatnet (GRØP-212)

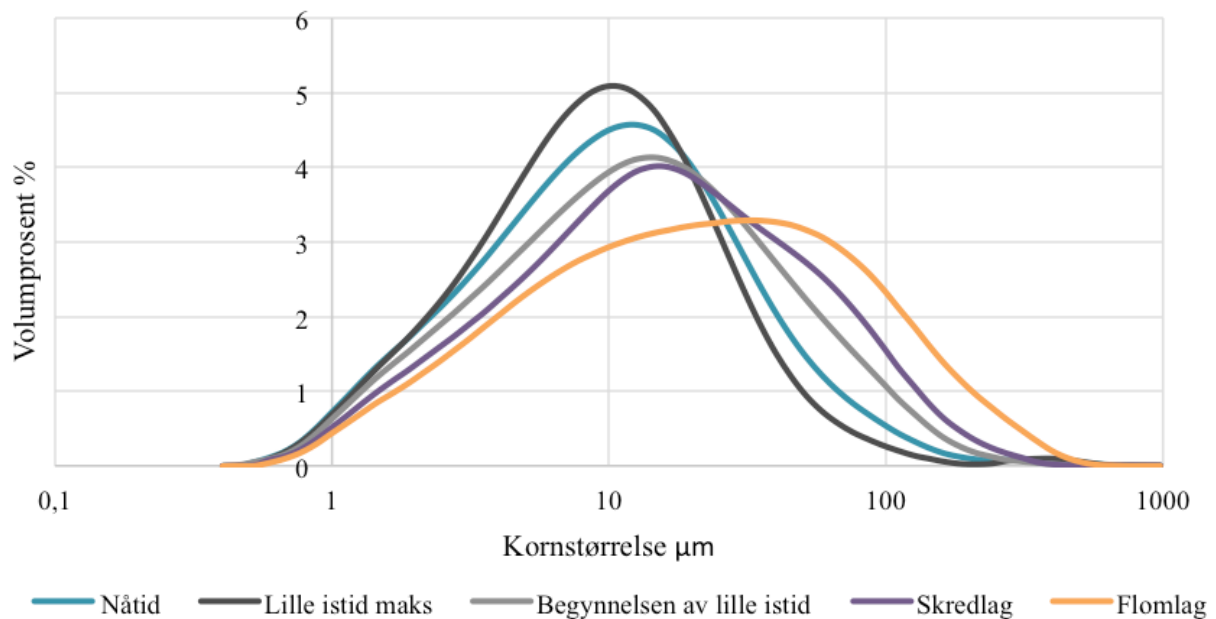
Figur 4.30 viser variasjonen av noen utvalgte element fra XRF-analysen og verdiene for den magnetiske overflatesusceptibilitetsmålingen gjennom hele kjernen. Elementene som er fremstilt grafisk er valgt ut på grunnlag av at disse kan gi informasjon om blant annet brevariasjoner i kjernen. Nivåene i kjernen som er valgt ut for videre analyser er markert med grått. Fra disse nivåene er det blitt gjort magnetiske susceptibilitetsmålinger, kornformanalyse, og kornstørrelsesanalyse. Dataene fra kornstørrelsesanalysen er presentert for seg selv.



Figur 4.30: Grafisk fremstilling av variasjoner i ulike elementer og magnetisk overflatesusceptibilitet gjennom GRØP-212. Nivåene i kjernen som er tatt ut for videre analyser er markert i grått. Fra Kornformanalysen er sirkularitetsverdiene markert ved gråe firkanter, konveksitetsverdiene er markert ved gule firkanter og avlanghetsverdiene er markert ved lilla firkanter. De magnetiske susceptibilitetsmålingene fra disse nivåene er markert som kryss og korrelerer med overflatesusceptibilitetsverdiene.

Kornstørrelse

Kornstørrelsesfordelingen av de ulike nivåene i kjernen er presentert i figur 4.31. Av grafene ser man at det som er tolket til å være "lille istid maks" er mest sortert og har de fineste kornstørrelsene. Flomlaget og skredlaget viser seg å være mest usortert. Man ser også at det som er tolket til å være begynnelsen av lille istid er mer usortert enn de fem første centimeterne i kjernen som er kalt "nåtid".



Figur 4.31: Kornstørrelsesvariasjoner mellom de ulike nivåene i GRØP-212, fremstilt ved logaritmisk skala.

4.7.2 Støylsvatnet

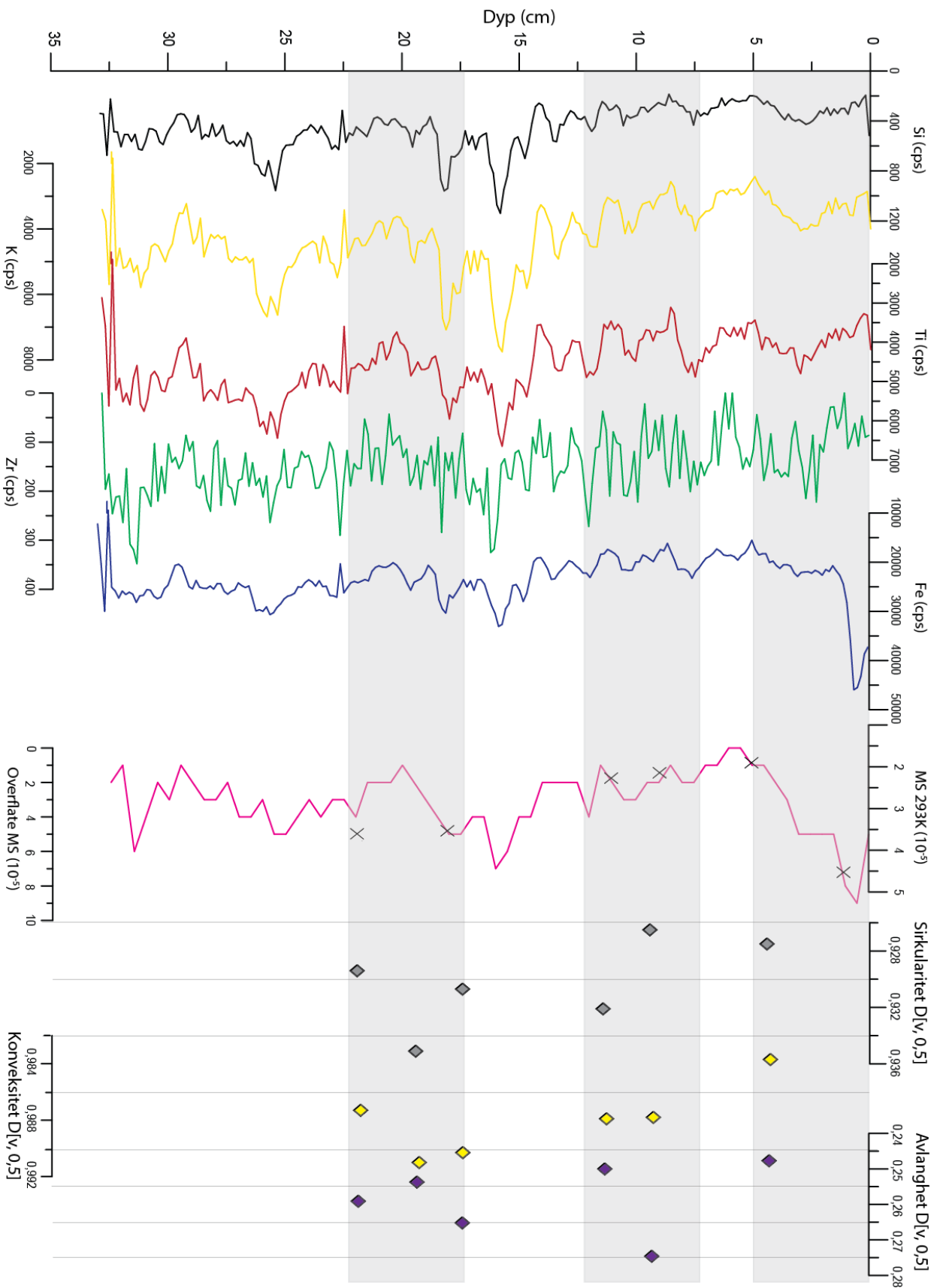
Støylsvatnet mottar ikke smeltevann fra breen i dag, men har trolig gjort det tidligere. Sedimentene i kjernen er derfor interessante å sammenligne med de to andre innsjøene, for å se hvor stor rolle breen spiller på sedimentasjonen. Denne innsjøen tilhører også delvis et annet dreneringsfelt. Et oversiktsbilde av Støylsvatnet er vist i figur 4.32.



Figur 4.32: Oversiktsbilde av Støylsvatnet sett mot nord.

Presentasjon av data fra innsjøkjernen til Støylsvatnet (STØS-214)

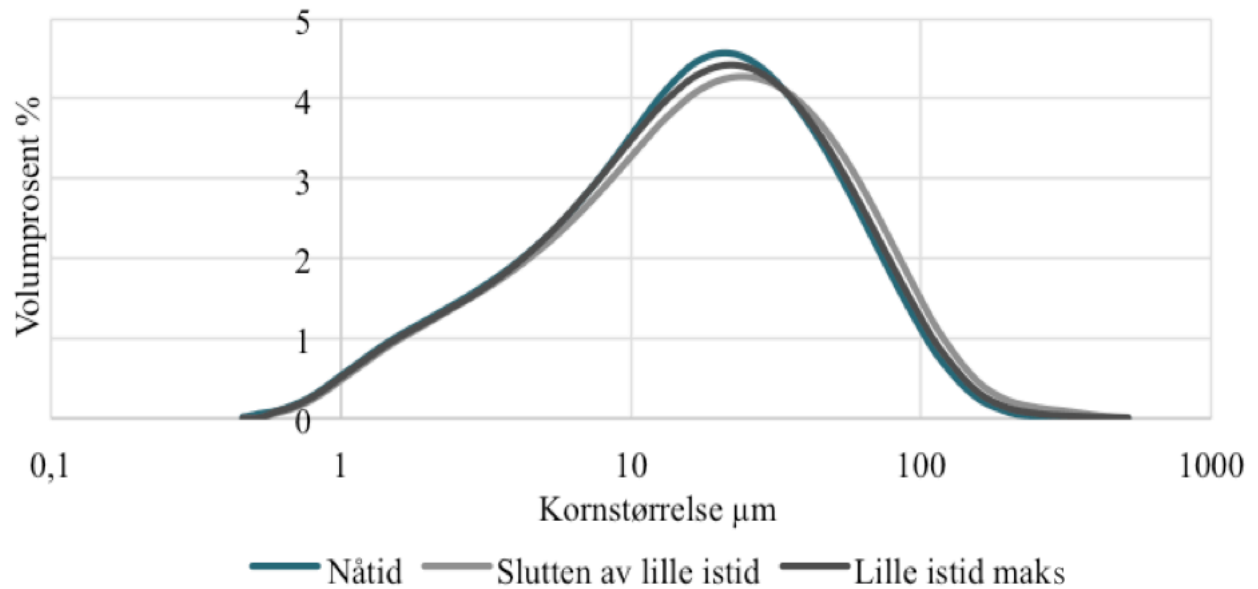
Figur 4.33 viser de samme parameterne gjennom kjernen fra Støylsvatnet som for kjernen fra Grøndalsvatnet i figur 4.30.



Figur 4.33: Grafisk fremstilling av variasjoner i ulike elementer og magnetisk overflatesusceptibilitet gjennom STØS-214. Nivåene i kjerne som er tatt ut for videre analyser er markert i gråt. Fra Kornformanalysen er sirkularitetsverdiene markert ved gråe firkanter, konveksitetsverdiene er markert ved gule firkanter og avlanghetsverdiene er markert ved lilla firkanter. De magnetiske susceptibilitetsmålingene fra disse nivåene er markert som kryss og korrelerer med overflatesusceptibilitetsverdiene.

Kornstørrelse

Kornfordelingskurvene fra Støylsvatnet (Figur 4.34) viser nesten ingen variasjon mellom de ulike nivåene i kjernen, og det er vanskelig å skille de ulike periodene fra hverandre.



Figur4.34: Kornstørrelsesvariasjoner for de utvalgte periodene i Støylsvatnet, fremstilt ved logaritmisk skala.

4.7.3 Svartedalsvatnet

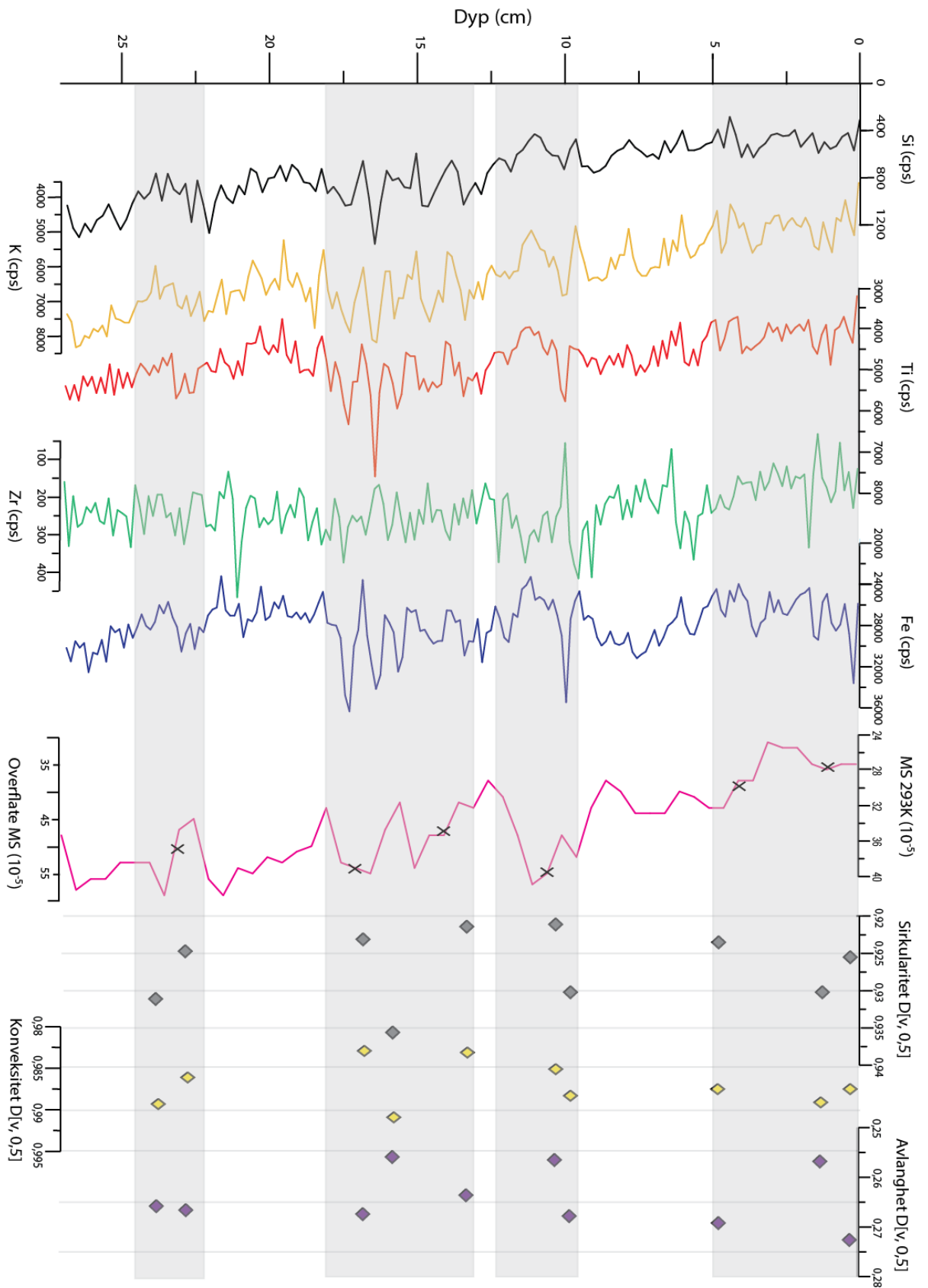
Svartedalsvatnet ligger lengst nord og nærmest breen av de tre innsjøene. Rundt vannet er det tykk vegetasjon, som noen steder gjør det vanskelig å komme seg rundt. På nordsiden av vannet er en stor elveslette, vestsiden er preget av skredmateriale. Figur 4.35 viser et oversiktsbildet av innsjøen.



Figur 4.35: Oversiktsbildet av Svartedalsvatnet sett mot sør.

Presentasjon av data fra innsjøkjernen til Svartedalsvatnet (SVAS-214)

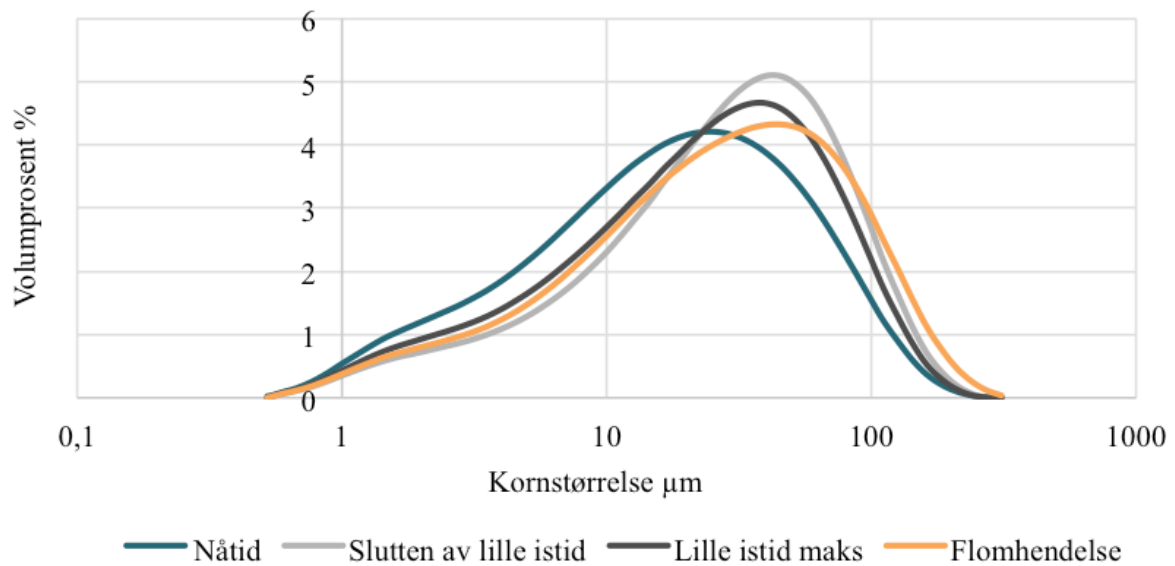
Figur 4.36 viser de samme parameterne gjennom kjernen fra Støylsvatnet som for kjernen fra Grøndalsvatnet i figur 4.30, og kjernen fra Støylsvatnet i figur 4.33.



Figur 4.36: Grafisk fremstilling av variasjoner i ulike elementer og magnetisk overflatesusseptibilitet gjennom SVAS-214. Nivåene i kjernen som er tatt ut for videre analyse er markert i grått. Fra Kornformanalysen er sirkularitetsverdiene markert ved gråe firkanter, konvekstetsverdiene er markert ved gule firkanter og avlanghetsverdiene er markert ved lilla firkanter. De magnetiske susceptibilitetsmålingene fra disse nivåene er markert som kryss og korrelerer med overflatesusseptibilitetsverdiene.

Kornstørrelse

Kornfordelingskurvene fra Svartedalsvatnet i figur 4.37 viser lite variasjoner mellom de ulike periodene. Det er likevel mulig å skille periodene til en viss grad. Nivåene som er tolket til å være ”lille istid maks” og ”slutten av lille istid” viser seg å være best sortert.



Figur 4.37: Kornstørrelsesvariasjoner i de utvalgte nivåene i kjernen fra Svartedalsvatnet, fremstilt ved logaritmisk skala.

5. Diskusjon

I dette kapittelet blir resultatene diskutert opp mot problemstillingene. Hvorvidt de ulike metodene brukt i studiet er egnet til å løse problemstillingene, og hvorvidt datakvaliteten spiller noen stor rolle på resultatene er vurdert. Problemstillingene er diskutert under i egne delkapitler.

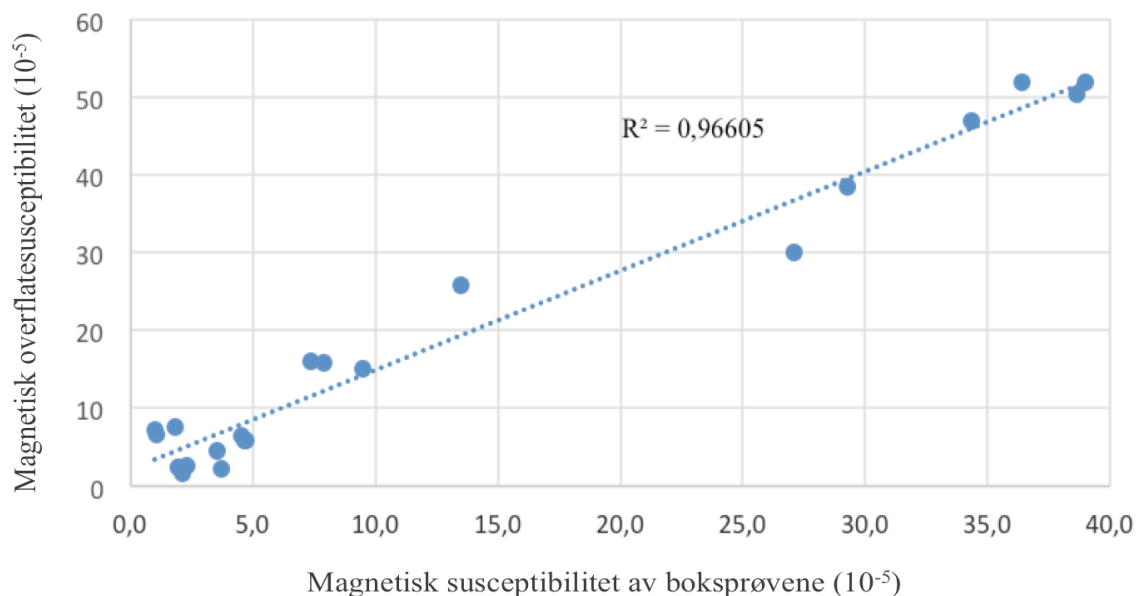
5.1 Datakvalitet

Det er viktig å ta hensyn til potensielle feilkilder når man analyserer og tolker de ulike dataene. For det første er det knyttet en del feilkilder opp til feltarbeid, og beslutninger og tolkninger gjort i felt. Å hente inn prøver av ulike prosesser som avsetter sedimenter er ikke alltid like lett, og prosessene går ofte over i hverandre. Resultatene kunne også blitt styrket dersom det hadde vært samlet inn og gjort analyser av flere prøver. I dette studiet er det blitt samlet inn totalt 14 prøver fra dreneringsfeltet. Om dette er nok til å representere de ulike prosessene i dreneringsfeltet, kan man spørre seg om. En mer systematisk innsamling av prøver, av flere prosesser rundt samtlige innsjøer, kunne gitt bedre resultater. At det noen steder er ufremkommelig på grunn av tett vegetasjon og bratte fjellsider, har også gjort det vanskelig å få samlet inn prøver rundt hele innsjøen. Vestsiden av innsjøene er derfor best representert for alle de tre innsjøene.

Det er også feilkilder knyttet opp til laboratoriearbeid. Noen av disse er nevnt i kapittel 3 i beskrivelsen av metodene. Andre feilkilder i laboratoriearbeidet er knyttet til blant annet H_2O_2 – behandlingen av prøvene. Det organiske materiale i prøvene er forsøkt og oppløses helt, men det er mulig at det har vært noe organisk materiale igjen i prøvene under målingene. For høy varme på kokeplaten i denne prosessen kan også ha ført til at leirpartiklene klumpet seg sammen. Feilkilder knyttet til laboratoriearbeidet er mange, men det er også viktig å stole på resultatene, beslutningene og tolkningene som er blitt gjort.

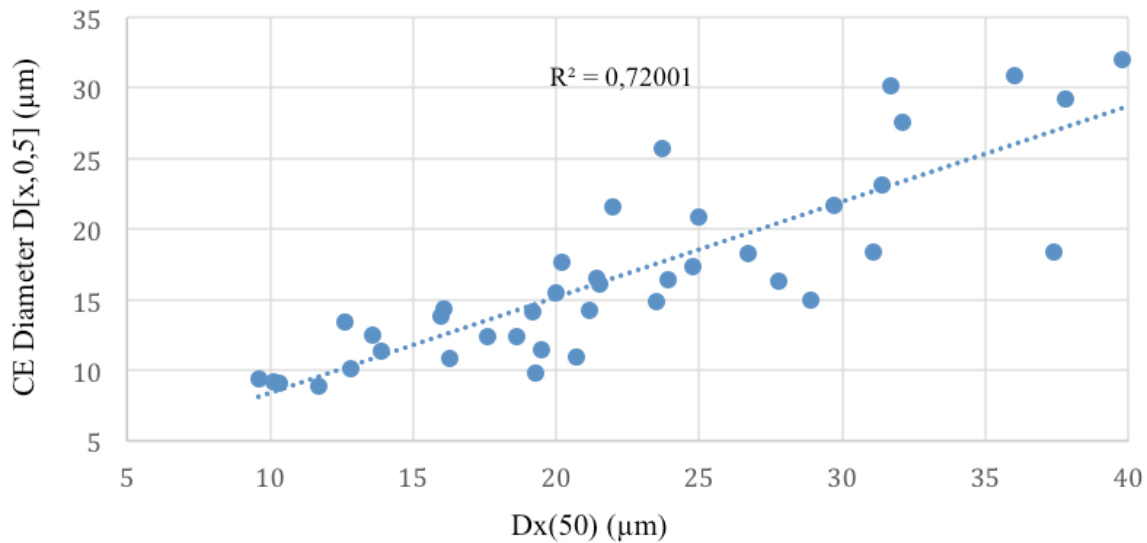
Det viser seg at magnetiske susceptibilitetsmålinger fra kjernene og fra boksprøvene korrelerer bra, med en korrelasjonskoeffisient på $R^2 = 0,97$. Dette gjør resultatene og verdiene

av målingene mer troverdige. Magnetiske overflatesusceptibilitetsmålinger er mye brukt til korrelering, og til å skille ulike perioder og hendelser i klima i en kjerne (Verosub og Roberts, 1995). Det er derfor bra å vite at overflatesusceptibiliteten gjennom kjernen korrelerer med boksprøvene. Et X-Y-plott av de magnetiske massesusceptibilitetsverdiene av boksprøvene og overflatesusceptibilitetsverdiene er vist av grafen i figur 5.1.



Figur 5.1: Overflatesusceptibiliteten av kjernene og susceptibilitetsmålingene av boksprøvene korrelerer bra med en korrelasjonskoeffisient på $R^2=0,97$.

Det har også vist seg at kornstørrelsesdataene fra morfometermålingene korrelerer med kornstørrelsesdataene fra mastersizermålingene (Figur 5.2). Korrelasjonskoeffisienten er på $R^2=0,72$, noe som tilsvarer en nokså høy korrelasjon. At prøvene fra morfometermålingene er tatt fra hver hele centimeter i kjernene, mens prøvene fra mastersizermålingene er tatt fra hver halve centimeter, kan være grunnen til at de ikke korrelerer helt ($R^2=1$). Det ser også ut til at korrelasjonen er bedre for prøver med finere kornstørrelser ($< 15 \mu\text{m}$) enn for grovere prøver. Den høye korrelasjonen mellom disse instrumentene styrker kornstørrelsesanalysene.



Figur 5.2: Kornstørrelsesdataene målt med morfometer og mastersizer korrelerer nokså bra, med en korrelasjonskoeffisient på $R^2=0,72$.

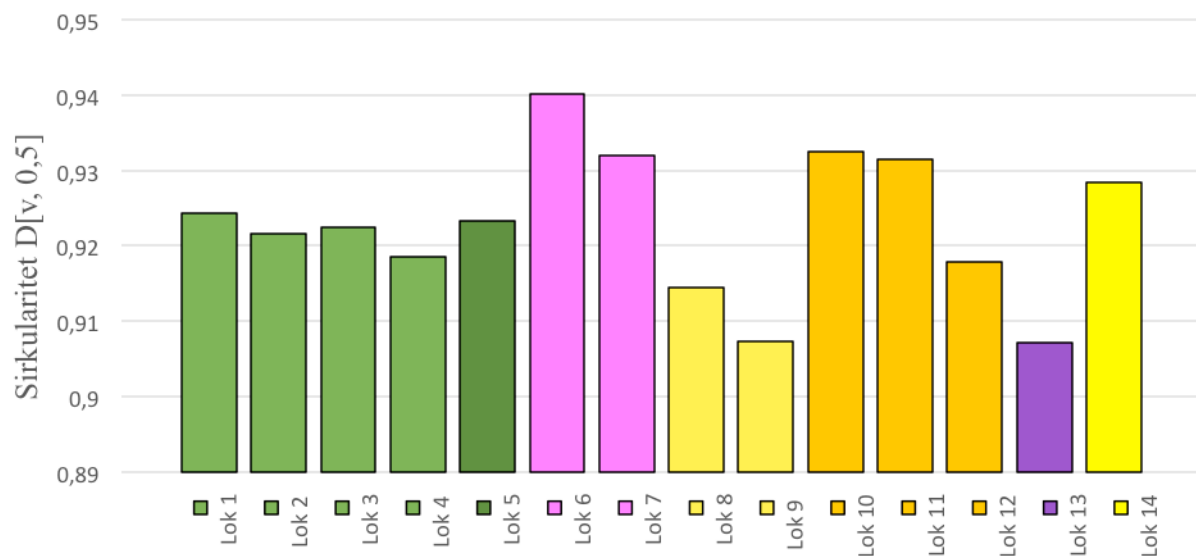
5.2 Prosessidentifisering

Om det er mulig å skille de ulike prosessene i et dreneringsfelt som påvirker sedimentasjonen i en innsjø, er et av spørsmålene som ble stilt innledningsvis. Dette er det prøvd å finne svar på ved hjelp av sedimentenes kornform, kornstørrelse, magnetiske egenskaper og geokjemi. Noen metoder gir bedre resultater enn andre.

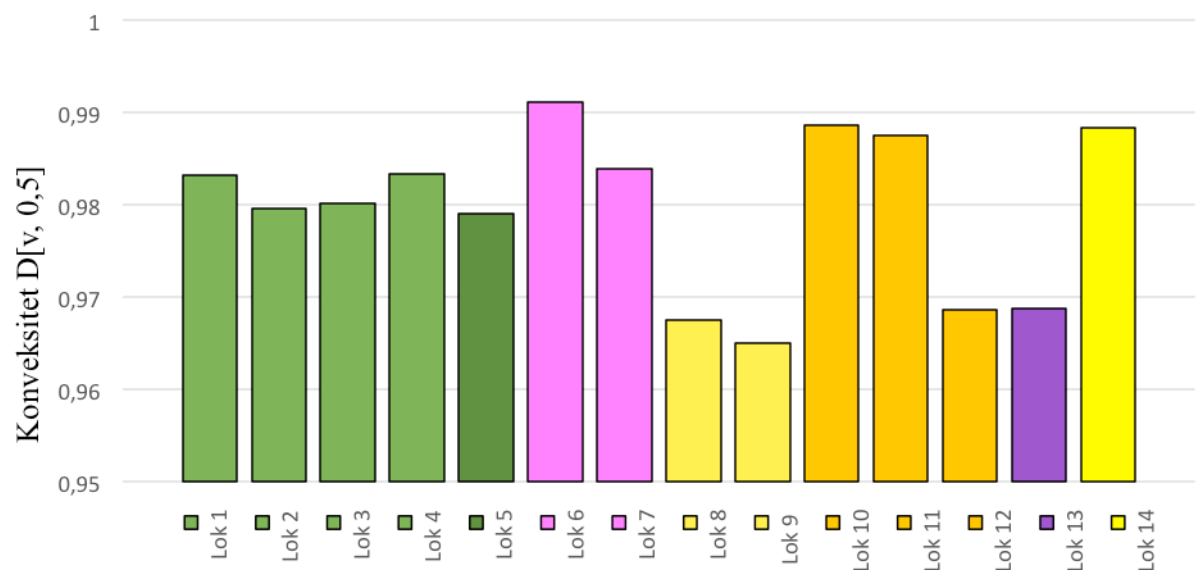
5.2.1 Kornform målt med morfometer

En kornformanalyse av sedimentene er teoretisk sett en bra metode for å skille de ulike avsetningene i dreneringsfeltet fra hverandre på. Å studere kornformen til sedimenter kan være et nyttig verktøy i identifisering av sedimentenes proveniens og transportprosesser (Sochan et al., 2015), da partikkelformen til sedimentkorn er bestemt av både opprinnelsesbergarten og prosessene de har vært igjennom (Selley, 2000). Fra dette studiet har det vist seg å ikke være lett å skille de ulike avsetningstypene fra hverandre ved bruk av denne metoden, og variasjonene mellom prøvene er minimale. Sirkularitetsverdiene av alle prøvene fra dreneringsfeltet er vist i figur 5.3. Som man ser av resultatene og av denne figuren, er skredmaterialet mest rundet. En skulle kanskje tro at skredmaterialet var mer

kantete med tanke på den hurtige avsetningen, og at det fluviale materialet var mer rundet. Grunnen til at skredmaterialet har de høyeste sirkularitetsverdiene er muligens knyttet til prosesser som har virket på sedimentene i ettertid, eller feil tolkning av avsetningene. Grunnen til at man ikke klarer å skille de ulike avsetningene fra hverandre kan også skyldes berggrunnen i området eller at transportlengden fra kilden til avsetning er for kort eller for lang for alle prosessene. Som en ser av figur 5.3 og 5.4, ligner sirkularitet-, og konveksitetsverdiene på hverandre, og det er like stor variasjon innad i de ulike avsetningstypene som det er mellom dem.

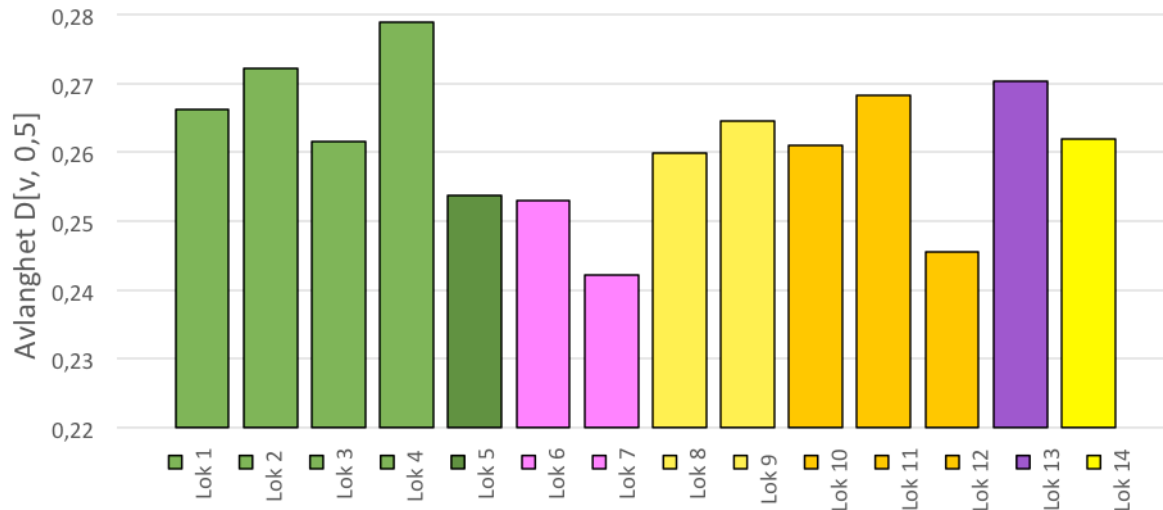


Figur 5.3: Sammenligning av sirkularitetsverdiene til alle prøvene fra dreneringsfeltet.



Figur 5.4: Sammenligning av konveksitetsverdiene til alle prøvene fra dreneringsfeltet.

Avlanghetsverdiene som er presentert i figur 5.5 viser andre trender og karakteristikk enn sirkularitet- og konveksitetsverdiene. Men å skille de ulike prosessene i dreneringsfeltet ved hjelp av disse verdiene, har også vist seg ikke å være lett.



Figur 5.5: Sammenligning av avlanghetsverdier til alle prøvene fra dreneringsfeltet.

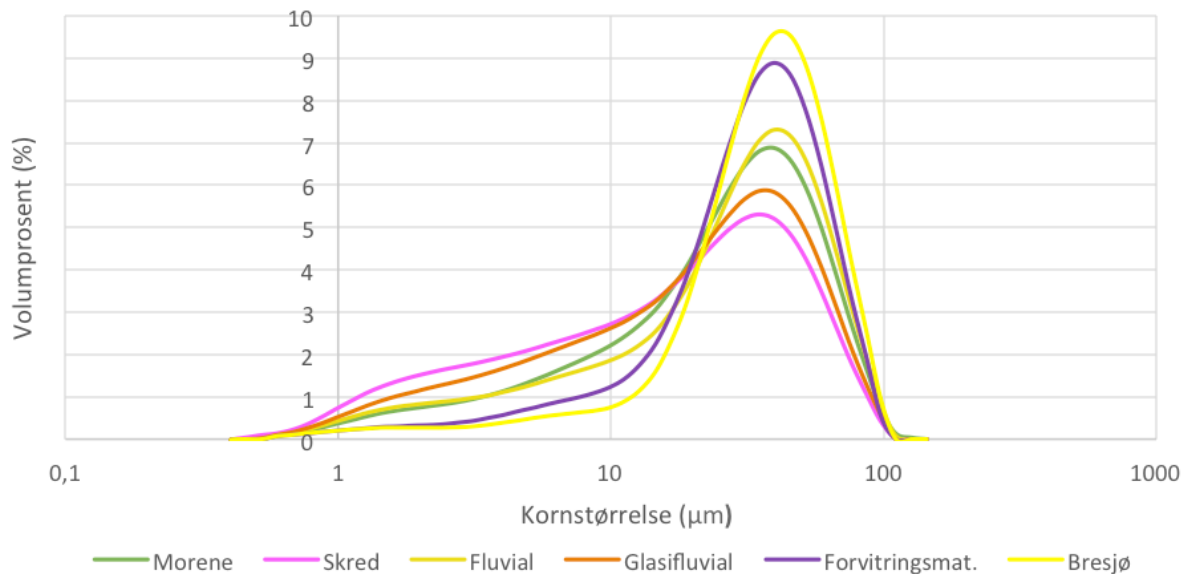
Måling av kornform med morfometer er tidligere ikke blitt mye brukt i rekonstruksjonsstudier til identifisering av ulike prosesser i et dreneringsfelt. Å måle prøver i morfometeret tar relativt lang tid, i tillegg er prosesseringen av dataene i ettertid veldig tidkrevende. Man må også ta høyde for å behandle prøvene med hydrogenperoksid før måling, for å fjerne organisk materiale.

5.2.2 Kornstørrelsesvariasjoner målt med mastersizer

Kornstørrelsesanalyser av sedimenter er en mye brukt metode for å studere avsetningskilde og avsetningsprosesser (Bakke et al., 2010). Kornstørrelsesanalysene fra mastersizermålingene gir i dette studiet kanskje de resultatene som viser størst variasjon mellom de ulike avsetningstypene (Figur 5.6).

Figur 5.6 presenterer kornstørrelsesdataene fra alle prøvene fra dreneringsfeltet. Grafene er et gjennomsnitt av de ulike avsetningstypene. Lokalitet 1 er tatt vekk i denne sammenligningen, da denne skiller seg ut fra de andre moreneprøvene (Figur 4.6). Av figuren ser man at det er noe variasjon mellom de ulike avsetningstypene, og at det er mulig å skille noen av dem fra hverandre. Morenematerialet og det fluviale materialet har lik karakteristikk, skredmaterialet

og det glasifluviale materialet ligner på hverandre, og bresjømaterialet har lik karakteristikk som forvittringsmaterialet.

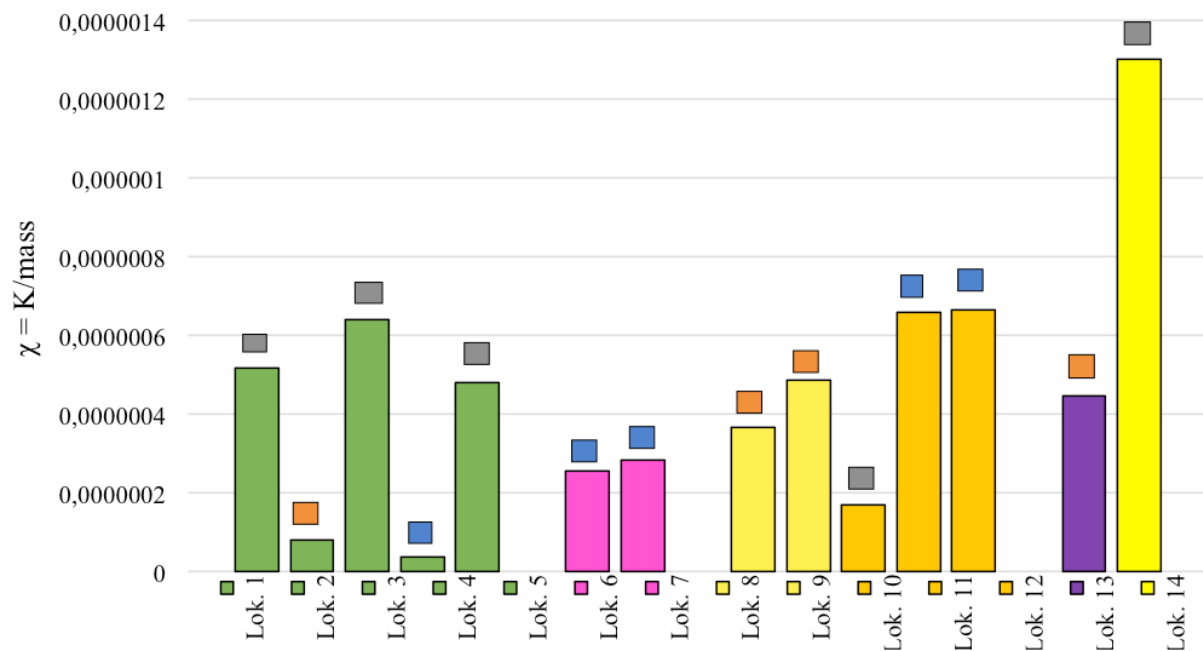


Figur 5.6: Kornstørrelsesvariasjoner mellom de ulike avsetningstypene i dreneringsfeltet, fremstilt ved logaritmisk skala.

Metoden for å måle kornstørrelser med mastersizer er fordelaktig å bruke med tanke på tidsbruk. Målingene tar liten tid å gjennomføre. Den eneste ulempen er at man må ta høyde for å behandle prøvene med hydrogenperoksid før måling.

5.2.3 Magnetiske målinger

Magnetiske målinger er også fordelaktig å bruke med tanke på tidsbruk, og verdiene av målingene viser seg å fungere noe til å skille de ulike avsetningsprosessene i dreneringsfeltet. Figur 5.7 viser et søylediagram av de magnetiske massesusceptibilitetsverdiene av alle prøvene fra dreneringsfeltet. Av figuren ser man at variasjonene er store mellom de ulike lokalitetene og at verdiene avhenger av beliggenheten til prøvene. Lokalitetene hentet fra området rundt Grøndalsvatnet er markert med en grå firkant, lokalitetene hentet fra området rundt Svartedalsvatnet er markert med blå firkant og Støylsvatnet er markert ved oransje farge. Bresjømaterialet har høyest verdi og skiller seg mest ut fra de andre prøvene.



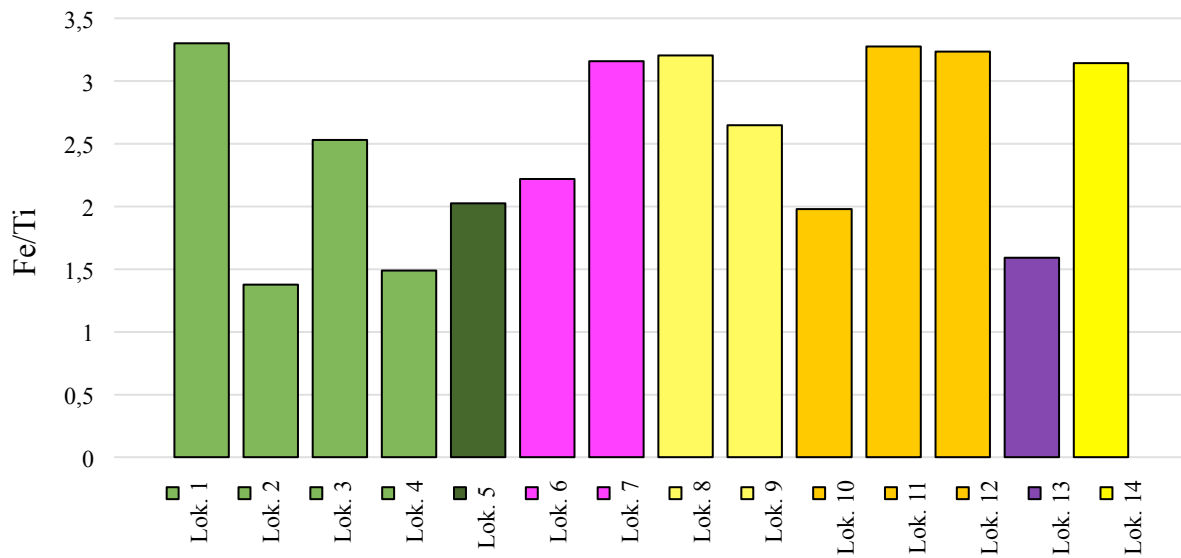
Figur 5.7: Magnetiske massesusceptibilitetsverdier av alle prøvene fra dreneringsfeltet. Boksene over søylene indikerer beliggenheten til prøvene.

Denne figuren viser at lokalitetene rundt Grøndalsvatnet har høy susceptibilitet i morenematerialet og lav susceptibilitet i det glasifluviale materialet, mens det er omvendt for Svartedalsvatnet og Støylsvatnet. Sammenligner man disse verdiene med verdiene for magnetisk massesusceptibilitet fra innsjøkjernene (Figur 5.13) ser man at prøvene fra Grøndalsvatnet har høye verdier for "lille istid maks" (LIM) og frem til nåtid. Dette kan skyldes at breen gikk ned til Grøndalsvatnet under lille istid og at bresjømaterialet og morenematerialet har styrt sedimentasjonen i Grøndalsvatnet etter dette. De høye massesusceptibilitetsverdiene for det glasifluviale materialet ved Svartedalsvatnet ($6,59 \times 10^{-7}$ og $6,66 \times 10^{-7}$), sammenlignet med de høye massesusceptibilitetsverdiene i kjernen (Figur 5.13) forteller muligens at sedimentasjonen her hovedsakelig blir styrt av smeltevannet fra breen.

5.2.4 Geokjemiske variasjoner målt med XRF

Fra XRF – analysen er Fe/Ti – forholdet valgt for å illustrere forskjeller i forvitningsgraden av materiale. Titan er mer stabilt enn jern, og kan derfor si noe om hvor stor grad prøvene har vært utsatt for forvitring (se kapittel 3). Dermed forteller dette forholdet også noe om prosessene materialet har vært gjennom. Fe/Ti verdiene har derimot vist seg å ikke være så bra

å bruke til å skille de ulike prøvene fra dreneringsfeltet fra hverandre. Verdiene viser til dels samme trend som de magnetiske susceptibilitetsmålingene, og ser ut til å påvirkes av beliggenheten til prøvene. Verdiene er vist i søylediagrammet i figur 5.8. Av figuren ser man at det er like store variasjoner i Fe/Ti – forholdet innad i de ulike avsetningstypene som det er mellom dem. At verdiene ligner noe på de magnetiske massesusceptibilitetsverdiene viser at jernverdiene i stor grad styrer de magnetiske målingene.



Figur 5.8: Søylediagram av Fe/Ti-forholdsverdiene til prøvene fra dreneringsfeltet.

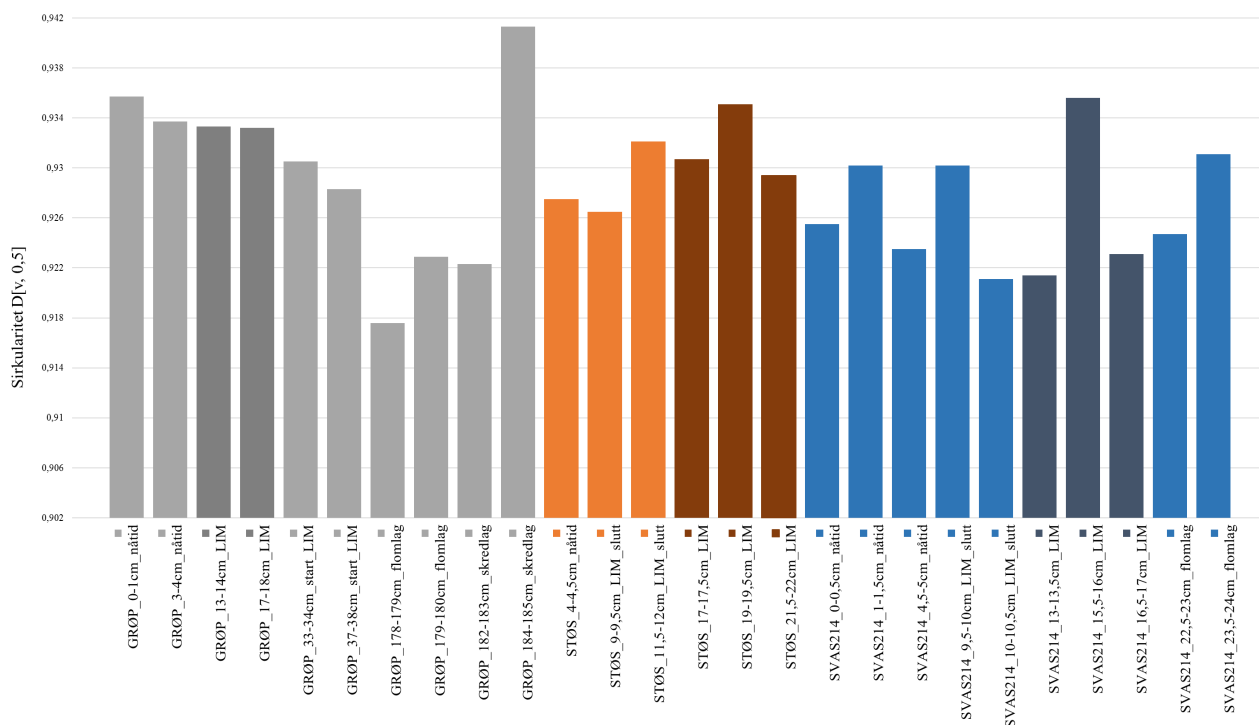
5.3 Sedimentasjon gjennom en bresyklus

I dette delkapittelet diskuteres det om det er mulig å se forskjell på de glasigene sedimentene i en innsjøkerne gjennom en bresyklus. Det er som nevnt innledningsvis underliggende å tenke at erosjonen og produksjonen av sedimenter er høyest når breen er størst. Det er likevel omdiskutert hvorvidt sedimenttransporten og sedimentavsetningen er størst under et brefremrykk, maksutbredelse eller tilbaketrekk av breen (Lie et al., 2004). Som nevnt tidligere er det blitt gjort forskning på at den høyeste sedimentasjonsraten finner sted tidlig i tilbaketrekkingssfasen. Grunnen til dette er tolket til å være paraglacial bearbeiding av sedimenter (Leonard, 1986). Fraværet av løsmasser tilgjengelig ved Ålfotbreen, reduserer denne påvirkningen av paraglacial remobilisering og resedimentering i innsjøene (Ballantyne og Benn, 1994, Ballantyne, 2002b, Bakke et al., 2005).

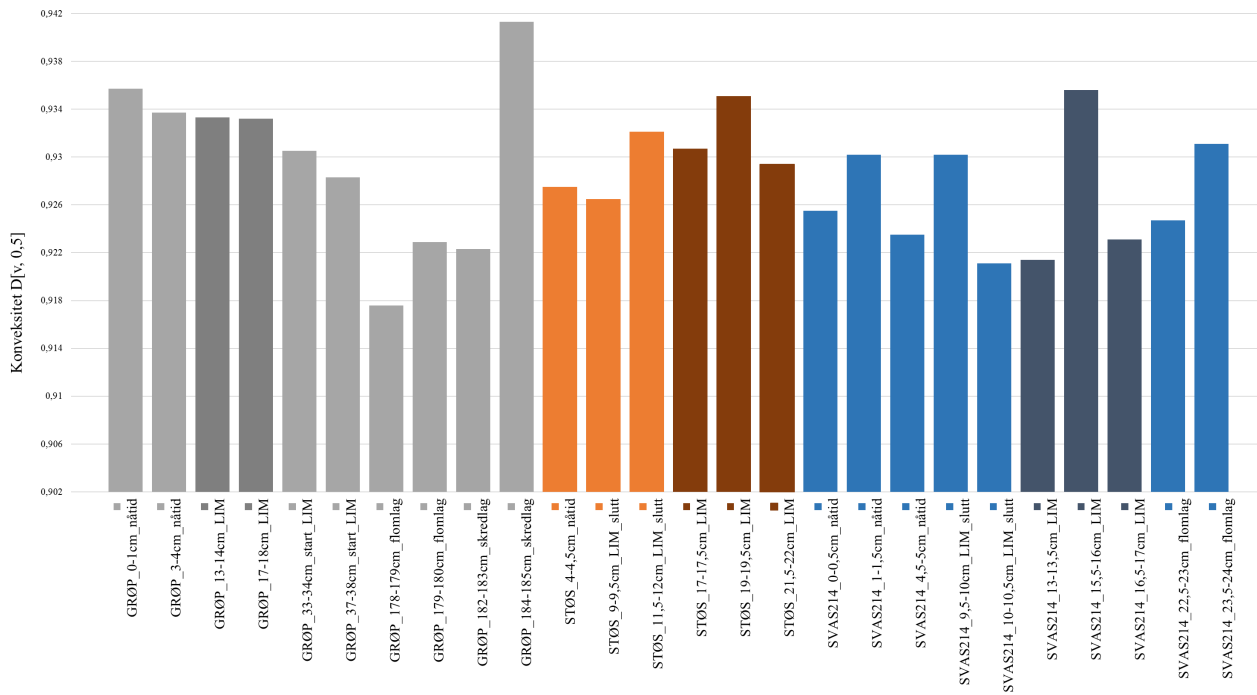
En måte å sjekke hvorvidt paraglacial aktivitet påvirker sedimentasjonen i innsjøene er å ha en kontrollsjø (Briner et al., 2010). I dette studiet fungerer Støylsvatnet som en kontrollsjø, hvor sedimentasjonen ikke påvirkes noe særlig av breen (Gjerde et al., 2016). Kornstørrelsesdataene fra innsjøkjernene viser at det er lite variasjon i sedimentene fra Støylsvatnet, mens det er større endringer for de andre innsjøene. Dette tyder også på at det ikke er store mengder paraglacial aktivitet i området etter siste istid, og at breen styrer sedimentasjonen i Svartedalsvatnet og Grøndalsvatnet.

5.3.1 Kornform målt med morfometer

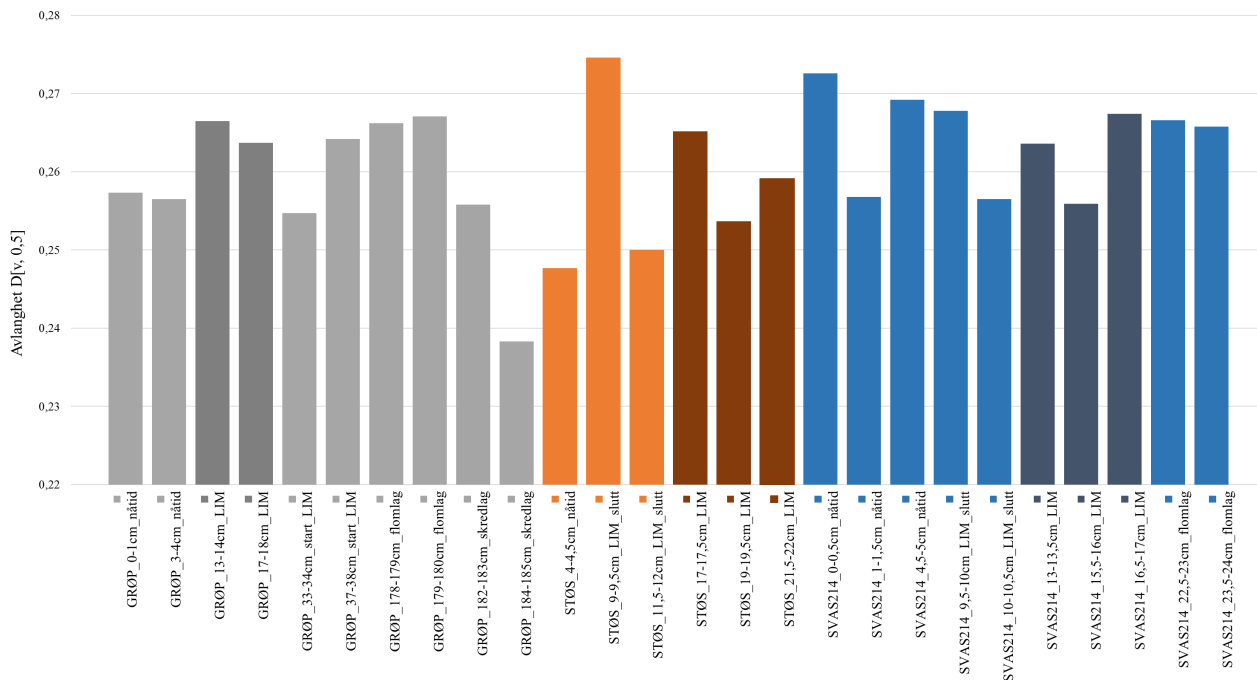
Å skille de ulike periodene i kjernene ved kornformanalyse, egner seg ikke så bra. Det er en tendens til at sedimentene fra Grøndalsvatnet er noe mer rundet enn sedimentene fra de to andre innsjøene. Det er derimot ikke lett å skille de ulike periodene innad i kjernene. Figurene 5.9, 5.10, og 5.11 viser verdiene for de ulike kornformparameterne til alle prøvene hentet fra de ulike nivåene i kjernene. For å skille de ulike innsjøene har prøvene fra Grøndalsvatnet fått fargen grå, prøvene fra Støylsvatnet har fargen oransje og prøvene fra Svartedalsvatnet har blå farge. Nivået i kjernene som er tolket til å være "lille istid maks" (LIM) er markert med en mørkere fargenyans.



Figur 5.9: Sirkularitetsverdier av prøvene hentet fra nivåer i innsjøkjernene.



Figur 5.10: Konvekksitetsverdier av prøvene hentet fra nivåer i innsjøkjernene.



Figur 5.11: Avlanghetsverdier av prøvene hentet fra nivåer i innsjøkjernene.

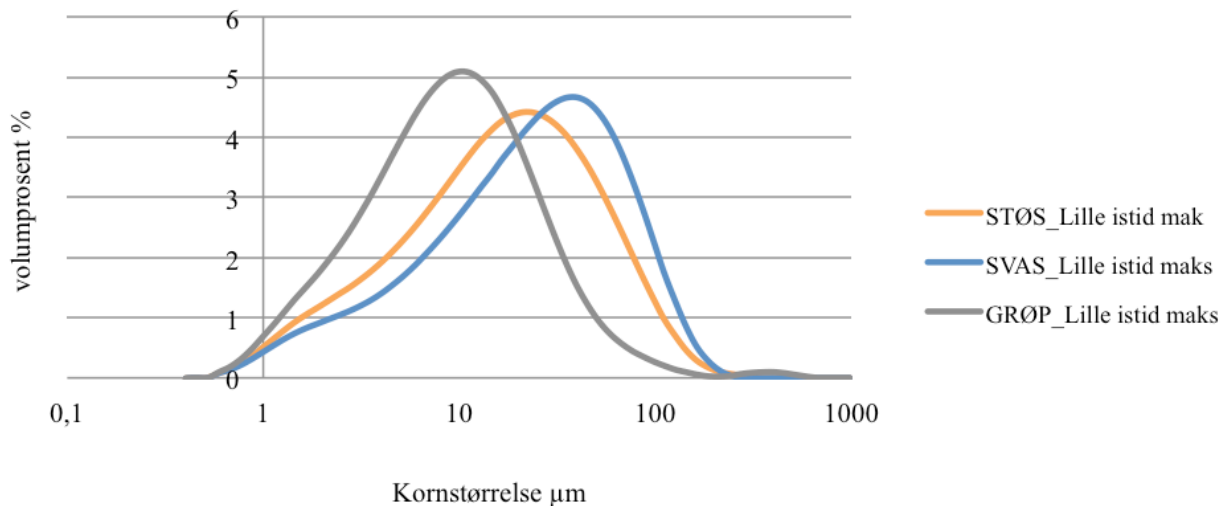
Sirkularitet-, og konvekksitetsverdiene av prøvene fra innsjøene ligner på hverandre og viser minimale variasjoner mellom prøvene. Det er ikke noe særlig trender eller sammenhenger mellom dataene. Det eneste man kan legge merke til er at skredlaget i GRØP-212 er mest rundet. Avlanghetsverdiene viser større variasjon mellom prøvene, men det er fortsatt like

store variasjoner innad i de ulike periodene som det er mellom dem, og dermed vanskelig å skille de ulike periodene ved denne metoden.

5.3.2 Kornstørrelsesvariasjoner målt med mastersizer

Når det gjelder kornstørrelsesanalysene fra kjerneprovne er det kun i prøvene fra Grøndalsvatnet man kan skille de ulike periodene fra hverandre. Kornstørrelsesresultatene fra GRØP-212 viser godt variasjoner mellom de ulike avsetningene. Her er det blant annet mulig å skille "lille istid maks" fra de øverste fem centimeterne, og flomlaget fra breavsetninger (Figur 4.31). Dette er ikke tilfelle for kjernene fra Støylsvatnet og Svartedalsvatnet. Metoden er derfor ikke gjeldende for alle innsjøer, og fungerer i dette tilfelle bedre for innsjøen som ligger mest distalt. Hvorfor det går an å skille de ulike periodene fra denne kjernen og ikke fra kjernene fra de to andre innsjøene er uvisst. For Støylsvatnet kan dette skyldes at innsjøen ikke har fått noe inputt av breslam i lille istid, og derfor er kornstørrelsesvariasjonene i sedimentene såpass like gjennom hele kjernen (Figur 4.34). I prøvene fra kjernen fra Svartedalsvatnet kan man se noen variasjoner, men ikke like bra som i fra prøvene fra Grøndalsvatnet (Figur 4.37).

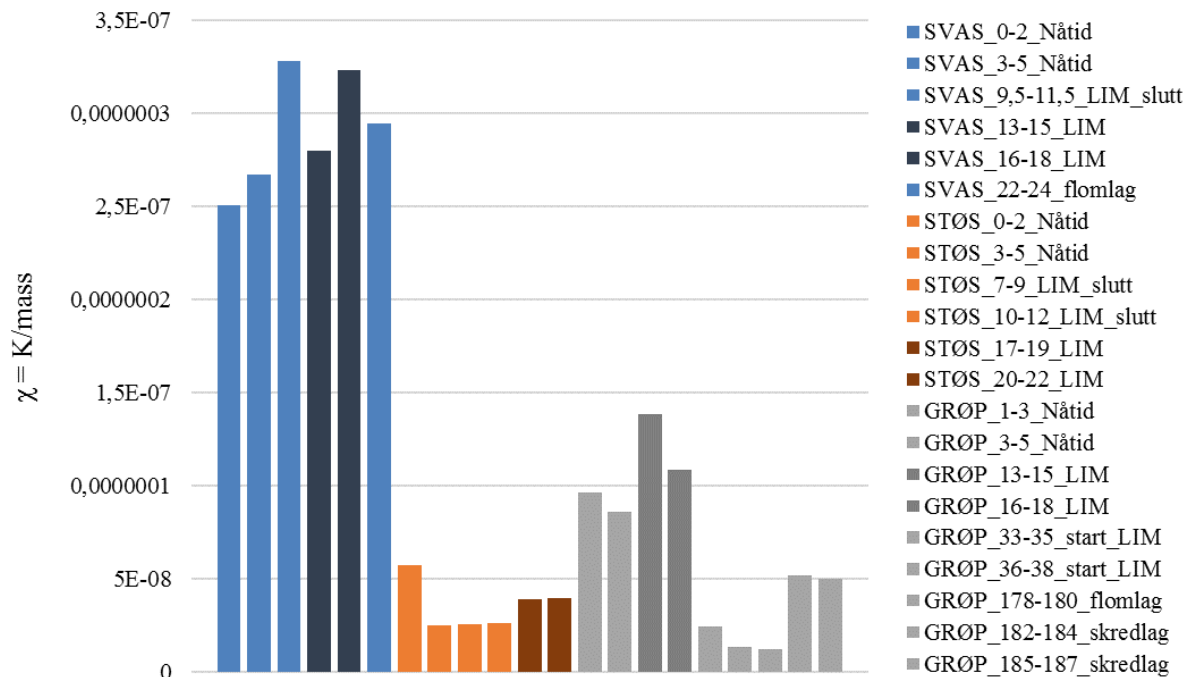
Det er mulig at innsjøen må være plassert såpass langt i fra breen, for at kornstørrelsesvariasjoner skal kunne brukes til å skille ulike perioder i sedimentene. Men mange faktorer kan spille inn her. Kornstørrelsesvariasjonene i en innsjø kan også være avhengig av lokale faktorer som størrelse på innsjøen, berggrunnen rundt, og om det er flere innsjøer som opptrer som sedimentfeller i samme dreneringsfelt (Smith, 1978, Matthews et al., 2000). For dreneringsfeltet fra dette studiet opptrer muligens Støylsvatnet og Svartedalsvatnet som sedimentfeller. Av figur 5.12 ser man tydelig at Grøndalsvatnet har de fineste kornstørrelsene.



Figur 5.12: Gjennomsnittlig kornstørrelsesfordelingskurver av "lille istid maks"-nivået fra alle de tre innsjøkjernene, fremstilt ved logaritmisk skala.

5.3.3 Magnetiske målinger

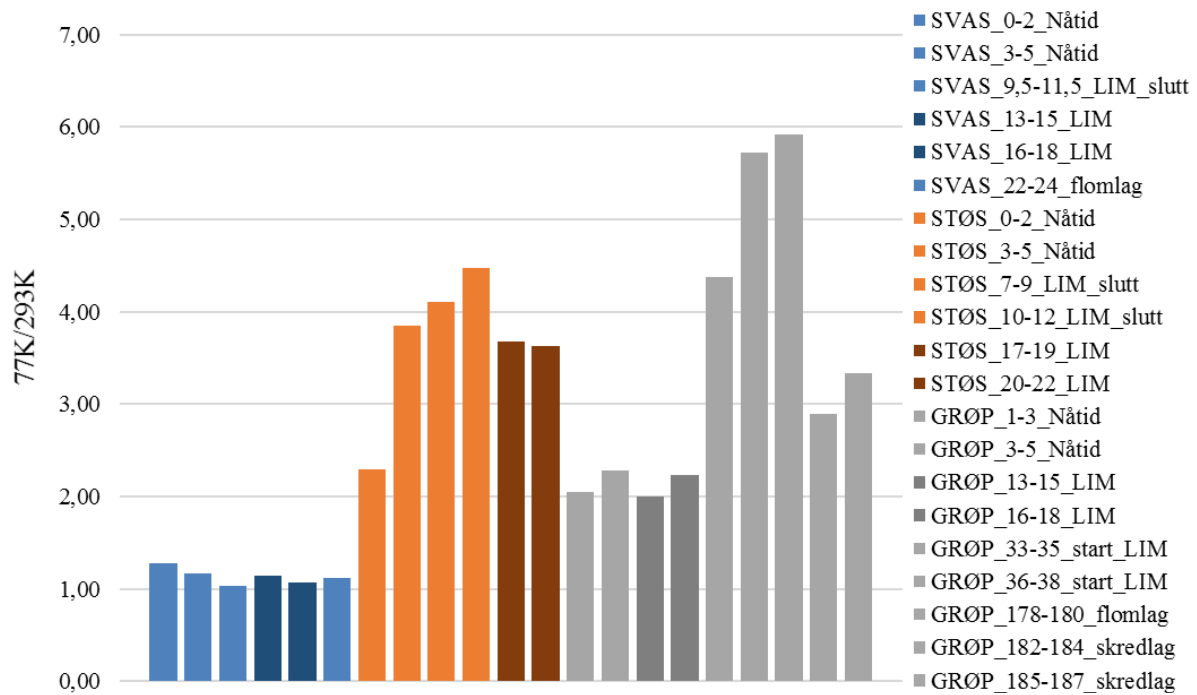
De magnetiske massesusceptibilitetsmålingene viser bra at det er variasjoner mellom de ulike innsjøene, men det er vanskelig å skille de ulike periodene fra hverandre ved denne metoden. Søylediagrammet i figur 5.13 viser de magnetiske egenskapene til sedimentene i kjernene fra innsjøene. Av figuren ser man at Svartedalsvatnet har de høyeste verdiene for magnetisk massesusceptibilitet, Støylsvatnet har de laveste verdiene, og Grøndalsvatnet har en kombinasjon av de to overnevnte. Søylene som er markert med en mørkere farge representerer målingene fra det som er tolket til å være "lille istid maks". Målingene fra disse nivåene er generelt høyere enn for perioder der organisk materiale dominerer. I følge blant andre Nesje et al. (2001), og Stockhausen og Zolitschka (1999) indikerer høye susceptibilitetsverdier større breaktivitet, da erosjon og avsetning av minerogent materiale øker i disse periodene. Skredlaget har også høyere verdier av magnetisk susceptibilitet enn flomlagene. Dette er sannsynligvis fordi flomhendelser bringer med seg mer organisk materiale til innsjøen, enn skredhendelser.



Figur 5.13: Mangetiske massesusceptibilitetsverdier av utvalgte nivå i innsjøkjernene.

De høye susceptibilitetsverdiene til sedimentene fra Svartedalsvatnet kan også gjenspeile at transportlengden til materiale fra breen til innsjøen ikke er like lang som for de to andre innsjøene. Dette kan skyldes at de ferromagnetiske mineralene ikke har fått til å oksideres. Den lokale berggrunnen spiller sannsynligvis også en rolle for de magnetiske egenskapene til sedimentene. Som man ser av massesusceptibiliteten til bergartsprøvene i figur 4.27 har konglomeraten lavere verdier enn sandsteinene.

Av forholdstallet mellom susceptibiliteten målt ved 77K og 293 K vist i figur 5.14 ser man at Grøndalsvatnet og Støylsvatnet har en større andel av paramagnetiske mineraler. Disse verdiene viser i stor grad motsatt trend enn massesusceptibilitetsverdiene.

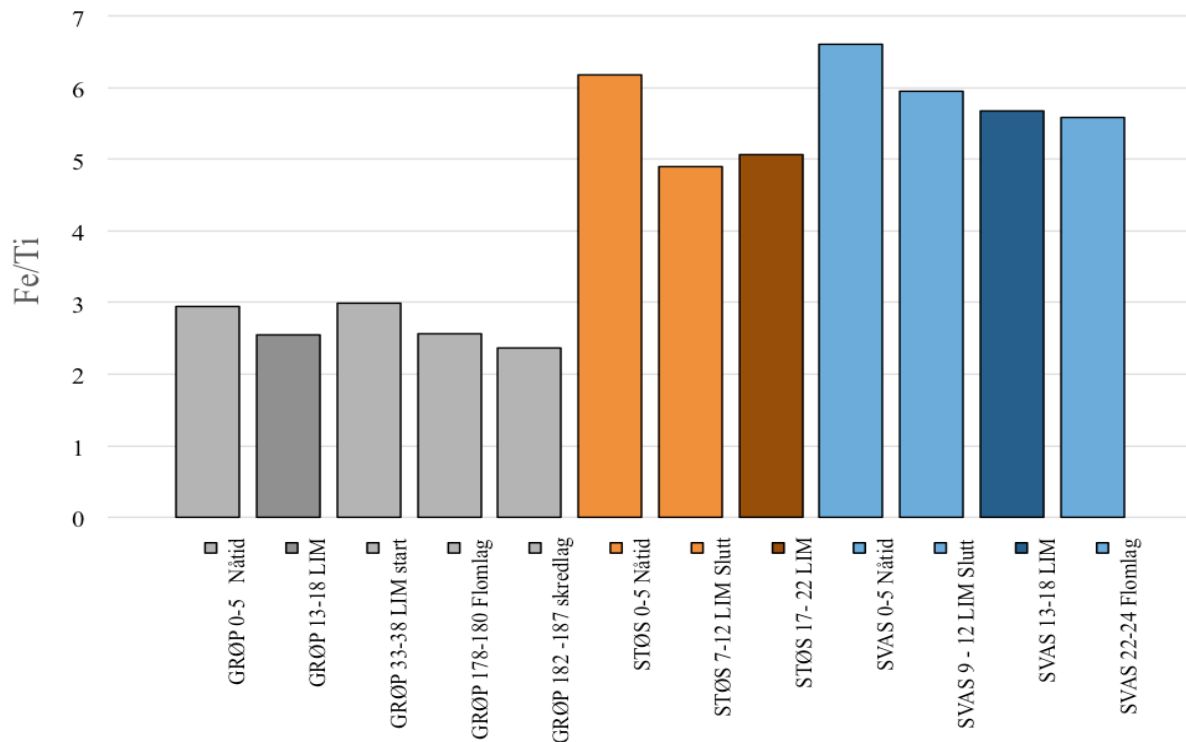


Figur 5.14: Forholdstallet mellom de magnetiske susceptibilitetsverdiene målt ved 293K og 77K.

5.3.4 Geokjemiske variasjoner fra XRF-analyse

XRF – analyse er en stor fordel å gjennomføre for kjerneprøver, da den ikke er destruktiv og kan gi informasjon om hvor man bør gjøre de destruktive analysene. Dataene fra XRF-analysene har også høy oppløsning, og kan gi en indikasjon på breaktivitet i innsjøkjernene (Bakke et al., 2009). Av verdiene for Fe/Ti – forholdet ser man at de er noe lavere for prøvene som representerer lille istid maks sammenlignet med nåtid i alle kjernene (Figur 5.14) Av figuren ser man at det også her er forskjeller mellom de ulike innsjøene og at Grøndalsvatnet har lavere verdier for Fe/Ti. Grunnen til dette er trolig at sedimentene har vært utsatt for forvitring over lengre tid.

Det er noen feilkilder man må ta hensyn til når en gjør XRF – analyse. For det første er det en semikvantitativ metode som nevnt i kapittel 3. I tillegg er ITRAX – skanneren sensitiv for endringer i organisk materiale, porositetsvariasjoner, kornstørrelsesvariasjoner og vanninnhold (St-Onge et al., 2007). De lave telleratene fra XRF-analysene fra dette studiet gjenspeiler trolig den høye andelen av organisk materiale i og rundt innsjøene.



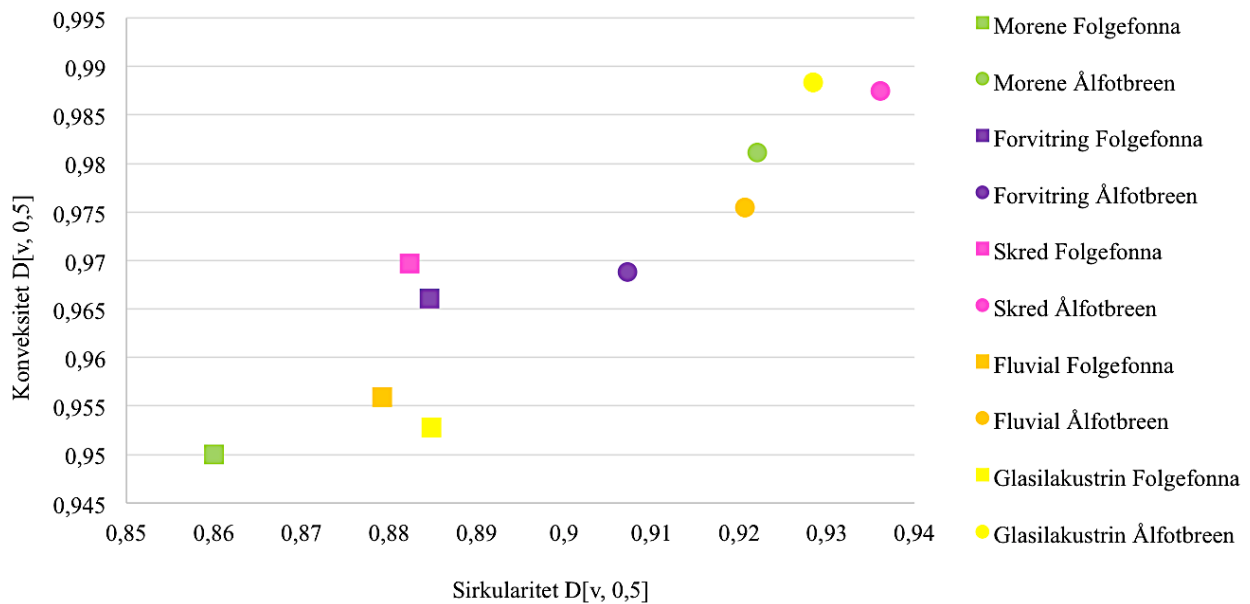
Figur 5.14: Verdier for Fe/Ti – forholdstallet fra nivåer i innsjøkjernene.

5.4 Berggrunnspåvirkning

Hvorvidt berggrunnen i området påvirker sedimentasjon i innsjøene, og til hvilken grad er interessant å undersøke med tanke på gyldigheten av metodene. Et lignende masterprosjekt som dette, er utført av Idun Nessestrand Vefring, med studieområdet lokalisert nord for Folgefonna (Vefring, 2016). Berggrunnen i dette området er kompleks, og stort sett preget av sterkt omdanna bergarter. Ved å sammenligne de to studiene, kan man finne ut hvorvidt berggrunnslitologien påvirker resultatene.

Noen av resultatene er blitt sammenlignet, og i figur 5.15 er sirkularitet plottet mot konveksitet for alle prøvene fra begge dreneringsfeltene. I begge studiene er det brukt samme fremgangsmåte og de samme innstillingene for de ulike instrumentene. Av figuren kan man se at prøvene fra studieområdet ved Ålfotbreen er noe mer rundet og har høyere konveksitetsverider enn prøvene fra studieområdet ved Folgefonna. Grunnene til dette kan være at sedimentene som danner sandstein generelt er mer rundet. Transportlengden fra breen til avsetning av sedimentene kan også ha noe å si på resultatet. Prøvene hentet fra

studieområdet ved Folgefonna ligger nærmere breen enn prøvene hentet fra studieområdet ved Ålfotbreen, og er kanskje derfor mindre rundet.



Figur 5.15: Sirkularitet-, og konvekksitetsverdiene til prøvene fra dreneringsfeltene ved både Ålfotbreen og Folgefonna.

Av figuren kan man også se at det ikke er noen likheter mellom de samme avsetningstypene fra de ulike områdene, rent bortsett fra skredmaterialet som har noe høyere konvekksitet og sirkularitet enn de andre avsetningstypene ved begge studieområdene. At det har vært vanskelig å skille de ulike prosessene i dreneringsfeltet ved kornformanalyse for begge områder, setter metoden under tvil.

Også XRF-verdiene er sammenlignet med tanke på å finne forskjeller eller likheter ved studieområdene. Det er generelt høyere tellerater av de ulike elementene for kjernene fra Dravladalsvatnet ved Folgefonna. Mindre vegetasjon og produksjon av organisk materiale i dette området, kan føre til at telleratene er høyere her. I tillegg til berggrunnforskjellene, er vegetasjonsdekket i disse to områdene også ulikt. Innsjøen ved Folgefonna ligger over tregrensen, mens innsjøene ved Ålfotbreen ligger like under tregrensen. Også mineralsammensetningen i de ulike bergartene kan påvirke telleratene.

Av XRF-analysene er det hovedsakelig blitt gjort sammenligninger av jern og titan fra de to områdene. Det viser seg at verdiene, som nevnt, er generelt høyere for Dravladalsvatnet, mens forholdet mellom jern og titan derimot er lavere for kjernene ved Ålfotbreen. Grunnen er

muligens transportlengden fra breen til avsetting av sedimentene. Sedimentene ved Ålfotbreen har vært utsatt for forvitring over lengre tid, da de har hatt lengst transportlengde.

6. Konklusjon

Gjennom feltarbeid og laboratorieanalyser er prosesser i nedslagsfeltet til tre brenære innsjøer blitt identifisert. Prøver fra dreneringsfeltet og sedimentkjerner fra tilhørende innsjøer er studert ved ulike laboratoriemetoder. Målet for prosjektet er å bruke analyser av fysiske egenskaper til å skille fra hverandre sedimenter avsatt av ulike geologiske prosesser. Fra resultatene av dette arbeidet kan man konkludere med at:

- Akkumulasjonen av minerogene sedimenter i brenære innsjøer ikke er en enkel funksjon av breaktivitet, og det er flere prosesser som påvirker den minerogene sedimentasjonen.
- De magnetiske og geokjemiske egenskapene til sedimentene i de ulike prøvene fra dreneringsfeltet påvirkes av beliggenheten til prøvene.
- Å identifisere ulike prosesser som produserer minerogene sedimenter til innsjøene ved kornformanalyse egner seg dårlig, da det er like store variasjoner innad i de ulike avsetningstypene som det er mellom dem.
- Kornstørrelsesvariasjoner i de ulike avsetningstypene gir en indikasjon på hvilke prosesser som har avsatt sedimentene.
- Det er betydelig forskjell på sedimentene fra kjernene fra de tre innsjøene i dreneringsfeltet når det kommer til magnetiske egenskaper, og geokjemisk sammensetning.
- Å skille mellom ulike perioder i en bresyklus i innsjøkjerner ved hjelp av kornstørrelsesvariasjoner egner seg best for innsjøen som ligger lengst unna breen i dreneringsfeltet fra dette studiet.
- Berggrunnen i området påvirker verdiene av resultatene i den grad at verdiene fra de geokjemiske analysene generelt er høyere for studieområdet ved Folgefonna, mens sirkularitet og konveksitetsverdiene generelt sett er høyere for studieområdet ved Ålfotbreen. Det er derfor viktig å være kritisk når man sammenligner ulike studieområder.



7. Videre arbeid

Dette masterprosjektet har vært utrolig interessant og lærerikt. Det er likevel mye som kan gjøres med dataene fra dette studiet og det er absolutt spennende å utforske disse metodene bedre med tanke på forbedring av brerekonstruksjoner. Først og fremst for å forbedre studiet kunne det blitt tatt flere prøver i felt, og sett på flere kjerneprøver fra samme vann. Det hadde også vært mulig å dele inn prøvene i ulike kornstørrelser, og sett om det er store variasjoner i resultatene mellom disse. For å undersøke den regionale gyldigheten av funnene i dette masterprosjektet hadde det også vært interessant å sammenligne flere av resultatene fra dette studiet med resultatene fra det lignende masterprosjektet som har hatt studieområdet ved Folgefonna.

Avslutningsvis vil jeg påpeke viktigheten av å ha en forståelse av de ulike prosessene som virker i dreneringsfeltet til innsjøene man skal bruke til rekonstruksjon.



Referanser

- Andreassen, L., Winsvold, S.H., Paul, F. og Hausberg, J. (2012) Inventory of Norwegian glaciers. *Oslo: NVE Rapport*, 38, 236.
- Ashley, G.M. (1995) Glaciolacustrine environments. I Menzies, J. (red.) *Modern Glacial Environment: Processes, Dynamics and Sediments*. Oxford, Butterworth-Heinemann.
- Bakke, J., Dahl, S.O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. og Nesje, A. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G.H., Birks, H.H., Dulski, P. og Nilsen, T. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2, 202-205.
- Bakke, J., Nesje, A. og Dahl, S.O. (2005) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Ballantyne, C.K. (2002a) A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12, 371-376.
- Ballantyne, C.K. (2002b) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Ballantyne, C.K. og Benn, D.I. (1994) Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 255-269.
- Battarbee, R.W. (2000) Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19, 107-124.
- Benn, D.I. og Evans, D.J.A. (2010) *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- Birks, H.H., Battarbee, R. og Birks, H. (2000) The development of the aquatic ecosystem at Kråkenes Lake, western Norway, during the late glacial and early Holocene—a synthesis. *Journal of Paleolimnology*, 23, 91-114.
- Bradley, R. (2014) *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, Academic Press.
- Briner, J.P., Stewart, H.A.M., Young, N.E., Philipps, W. og Losee, S. (2010) Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3861-3874.
- Church, M. og Ryder, J.M. (1972) Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Croudace, I.W., Rindby, A. og Rothwell, R.G. (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication-geological society of London*, 267, 51.
- Cuven, S., Francus, P. og Lamoureux, S.F. (2010) Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 44, 803-817.

- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, Ø. og Nesje, A. (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-287.
- Dahl, S.O. og Nesje, A. (1992) Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87-97.
- Evans, M.E. og Heller, F. (2003) *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics*, Amsterdam, Academic Press.
- Gjerde, M., Bakke, J., Vasskog, K., Nesje, A. og Hormes, A. (2016) Holocene glacier variability and Neoglacial hydroclimate at Ålfotbreen, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 133, 28-47.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C. og Röhl, U. (2001) Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Hjulström, F. (1935) *Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Inaugural Dissertation*, Almquist & Wiksells.
- Jansen, E., et al. (2007) Paleoclimate. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jansson, P., Rosqvist, G. og Schneider, T. (2005) glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio - lacustrine sediments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 37-50.
- Karlén, W. (1973) Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise mountains, Swedish Lapland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 29-63.
- Karlén, W. (1976) Lacustrine sediments and tree-limit variations as indicators of Holocene climatic fluctuations in Lapland, northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 1-34.
- Kjøllmoen, B. og Andreassen, L.M. (2010) *Glaciological investigations in Norway in 2010*, Oslo, Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- Lanci, L. og Lowrie, W. (1997) Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 581-592.
- Langevin, P. (1905) Sur la théorie du magnétisme. *J. Phys. Theor. Appl.*, 4, 678-693.
- Leibbrandt, S. og Le Pennec, J.-L. (2015) Towards fast and routine analyses of volcanic ash morphometry for eruption surveillance applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297, 11-27.
- Leonard, E.M. (1986) Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation. *Quaternary Research*, 25, 199-214.
- Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A., Matthews, J.A. og Sandvold, S. (2004) Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1925-1945.
- Malvern (2013) *Morphologi G3 User Manual*, Malvern Instruments Ltd.
- Marshall, M.H., et al. (2011) Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Global and Planetary Change*, 78, 147-161.
- Matthews, J.A., Dahl, S.O., Nesje, A., Berrisford, M.S. og Andersson, C. (2000) Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1625-1647.

- Nesje, A. (1992) A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, 257-259.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Andersson, C. og Matthews, J.A. (2000a) The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Dahl, S.O. og Løvlie, R. (1995) Late Holocene glaciers and avalanche activity in the Ålfotbreen area, western Norway ; evidence from a lacustrine sedimentary record. *Norsk geologisk tidsskrift*.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. og Løvlie, R. (1991) Holocene glacial and climate history of the Jostedalsbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S. og Andersson, C. (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Andersson, C. og Matthews, J.A. (2000b) The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Sjøstrøm, K.H. og Bjørseth, E. (2012) *Brelære : bre, landskap, klimaendringer og datering*, Kristiansand, Høyskoleforl.
- Paasche, Ø. (2004) *Paleoclimate variability of arctic Norway constrained by physical parameters of lake sediments*, Bergen, University of Bergen.
- Rye, N., Nesje, A., Lien, R., Blikra, L., Eikenæs, O., P., H. og Torsnes, I. (1997) Glacial geology and deglaciation chronology of the area between inner Nordfjord and Jostedalsbreen - strynejellet, western Norway.
- Ryzak, M. og Bieganski, A. (2011) Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174, 624-633.
- Sandgren, P. og Snowball, I. (2001) Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. I Last, W.M., Smol, J.P. og Birks, H.J.B. (red.) *Tracking environmental change using lake sediments : Vol. 2 : Physical and geochemical methods*, Dordrecht, Kluwer Academic.
- Selley, R.C. (2000) *Applied sedimentology*, Elsevier.
- Smith, N.D. (1978) Sedimentation processes and patterns in a glacier-fed lake with low sediment input. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 741-756.
- Sochan, A., Zieliński, P. og Bieganski, A. (2015) Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. *Sedimentary Geology*, 327, 14-20.
- Solli, A. og Nordgulen, Ø. (2013) Berggrunnskart over Norge og kaledonidene i Sverige og Finland–M1: 2 000 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Sperazza, M., Moore, J.N. og Hendrix, M.S. (2004) High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry: research methods papers. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 736-743.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P. og Long, B. (2007) Continuous physical properties of cored marine sediments. *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*. Elsevier, 63-98.

- Stockhausen, H. og Zolitschka, B. (1999) Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 18, 913-925.
- Thompson, R. og Oldfield, F. (1986) *Environmental magnetism*, London, Allen & Unwin.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J.F. og Birks, H.J.B. (2012) A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.
- Vefring, I.N. (2016) Identifisering av opphavet til minerogene avsetninger i sedimentkjerner. *Institutt for geovitenskap*. Bergen, Universitetet i Bergen.
- Verosub, K.L. og Roberts, A.P. (1995) Environmental magnetism - past, present, and future. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 100, 2175-2192.
- Weltje, G.J. og Tjallingii, R. (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274, 423-438.
- Wittmeier, H.E., Bakke, J., Vasskog, K. og Trachsel, M. (2015) Reconstructing Holocene glacier activity at Langfjordjøkelen, Arctic Norway, using multi-proxy fingerprinting of distal glacier-fed lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 114, 78-99.
- Østrem, G., Selvig, K.D. og Tandberg, K. (1988) *Atlas over breer i Sør-Norge = Atlas of glaciers in South Norway*, Oslo, Norges vassdrags- og energiverk.

Internettkilder

- GinkgoMaps. 2016. GinkgoMaps.com [Internett]. Tilgjengelig fra: http://www.ginkgomaps.com/en/r13c_no_norway_map_plaindcw_ja_mres.jpg [Hentet 21.04 2016].
- Kartverket. 2016. Norgeskart.no [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no/-/10/2763/6876474> [Hentet 21.04 2016].
- Malvern. 2015. Mastersizer 3000 user manual [Internett]. Malvern.com. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/Assets/Mastersizer-3000-User-Manual-English-MAN0474-07-EN-00.pdf> [Hentet 21.04 2016].
- Malvern. 2016a. Mastersizer 3000 - laser particle size analyzer [Internett]. <http://www.malvern.com>. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/en/support/product-support/mastersizer-range/mastersizer-3000/default.aspx> [Hentet 14.03 2016].
- Malvern. 2016b. Morphologi G3 - particle size and particle shape image analyzer [Internett]. <http://www.malvern.com>. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/en/products/product-range/morphologi-range/morphologi-g3/default.aspx> [Hentet 14.03 2016].
- NGU. 2016. Bergrunnskart [Internett]. geo.ngu.no: NGU. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/bergrunn/> [Hentet 20.05 2016].
- Retsch. 2016. Kulemølle PM 100 [Internett]. retsch.no. Tilgjengelig fra: <http://www.retsch.no/no/produkter/knusing-og-nedmaling/kulemoller/planetary-ball-mill-pm-100/funksjon-og-egenskaper/> [Hentet 19.04 2016].
- Siebtechnik. 2010. Laboratory disc mill [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.siebtechnik-gmbh.de/index.php?id=178&L=1> [Hentet 20.04 2016].