

Holocen rekonstruksjon av Kongsbreen, Svalbard

En studie av passpunktinnsjøen Sarsvatnet

Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima



Ane Brun Bjerkås

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2019

Sammendrag

Dette masterprosjektet har ved bruk av innsjøsedimenter og kvartærgeologisk kartlegging rekonstruert posisjonen til brefronten til Kongsbreen gjennom holocen. Studien er basert på en sedimentkjerne fra Sarsvatnet, nordvest på Spitsbergen. Breer er gode klimaindikatorer da de er sensitive for klimaendringer, og ved hjelp av innsjøer nedstrøms breen er det mulig å rekonstruere breen og dermed også klimaet.

Proksyanalysene som er benyttet er røntgenfluorescens (XRF), røntgen computertomografi (CT), magnetisk susceptibilitet (MS), glødetap (LOI), laserdiffraksjon, røntgendiffraksjon (XRD), radiokarbon- og blydatering. Resultatet fra analysene indikerer en deglasiasjon innerst i Kongsfjorden før 11 860 kal. år BP. Fra 11 860 frem til 7000 kal. år BP er Sarsvatnet hovedsakelig dominert av organisk gytje, med lite tilførsel av minerogene sedimenter til innsjøen. Ved 7000 kal. år BP er det spor av de første glasiale sedimentene avsatt av breelver fra Kongsbreen. Dette er samtidig som temperaturen faller etter klimatisk optimum i tidlig-holocen, en nedkjøling av det regionale overflatevannet og en 3,5 °C nedkjøling av overflatevannet ved Framstredet. Fra 7000 kal. år BP frem til lille istid er det flere perioder med tilførsel av breslam fra Kongsbreen inn i Sarsvatnet. Ved omtrent 5440 kal. år BP har det vært en lokal turbiditt-avsetning. Starten på lille istid starter omtrent i år 1650 i Sarsvatnet, noe senere sammenlignet med andre brerekonstruksjoner fra Nordvest-Spitsbergen.

Rekonstruksjonen av Kongsbreens brefront skiller seg ut fra andre rekonstruksjoner ved at bresignalet etter siste istid starter tidligere i holocen. Bresignalet på lille istid derimot, starter noe senere i Sarsvatnet. Dette kan tyde på at det er en annen dominerende faktor som bestemmer brestørrelsen til Kongsbreen i sammenligning med de andre breene.

Forord

De siste fem årene har vært utfordrende, men også svært lærerike og interessante. Det skal bli rart, men også litt godt å starte et nytt kapittel i livet. Det er flere som har vært med å bidra til denne oppgaven, enten med faglig innspill eller motivasjon, og det er flere jeg dermed ønsker å takke.

Først av alt vil jeg takke min hovedveileder professor Jostein Bakke, først for muligheten til å skrive en så interessant oppgave, men også for engasjementet rundt oppgaven. Jeg ønsker også å takke medveileder, senioringeniør Eivind Støren, for god oppfølging med alt fra laboratoriearbeid til oppgaveskriving. Takk til Torgeir Røthe, som har sendt meg feltnotater og fotografier fra felt, og som alltid har vært behjelpelig på mail. Også takk til Willem van der Bilt for hjelp til figurlaging og gode diskusjoner rundt disse. En takk til Jordan Holl for hjelp på sedimentlaboratoriet, og en takk til Irina Dimutri for god hjelp på kronologilaboratoriet. Jeg vil også takke Johannes Hardeng og Kenneth Mangersnes for hjelp i GIS.

Jeg vil også takke alle på Midtrommet, som har bidratt til faglige diskusjoner, god stemning og solfylte pauser. Takk til Melissa Langnæs og Monika Øksnes for et ekstra spark bak når motivasjonen har skrantet. En spesiell takk til Anna Mæland, Eli Anne Støfring, Audun Mikal Risti Hitland og Monikas gamle norsklærer, Jan Nordø, for gjennomlesning, kommentarer og en opplæring i tegnsetting og ord deling. Jeg ønsker også å takke alle medstudenter på Institutt for geovitenskap for fem fine studieår, både innenfor og utenfor MatNats vegger.

Tilslutt ønsker jeg også å takke mamma og pappa som alltid heier på meg og som stiller opp når jeg trenger det. Takk til pappa for korrekturlesing, og takk til mamma for stadig oppmuntrende ord.

Bergen, 2019
Ane Brun Bjerkås

SHIFTS-prosjektet (Shifting Climate States of the Polar Regions)

Sedimentkjernene i dette prosjektet er hentet i regi av prosjektet Shifting Climate States of the Polar Regions (SHIFTS). SHIFTS-prosjektet er et tverrfaglig forskningsprogram som vil samle og produsere informasjon om klimavariabilitet over de siste 10 000 årene i de polare regionene. Kjernetakingen ble gjort den 3. og 4. september 2014 av Raymond S. Bradley, Greg DeWet, William J. D'Andrea, Nicholas Balascio, Sædis Ólafsdóttir, Torgeir Røthe, Marthe Gjerde, Jostein Bakke og Willem van der Bilt.

Innholdsfortegnelse

SAMMENDRAG	II
FORORD	IV
SHIFTS-PROSJEKTET (SHIFTING CLIMATE STATES OF THE POLAR REGIONS)	VI
1 INNLEDNING	1
1.1 FORMÅL	5
<i>1.2 Hovedproblemstilling</i>	<i>5</i>
<i>1.3 Underproblemsstillinger</i>	<i>5</i>
2 BAKGRUNN	7
2.1 GENERELL OMRÅDEBESKRIVELSE.....	7
2.2 KONGSBREEN.....	9
2.3 SARSVATNET.....	10
2.4 KLIMA.....	11
2.4.1 Oseanografiske forhold i Kongsfjorden.....	11
2.4.2 Temperatur og nedbør.....	13
2.4.3 Vegetasjon.....	14
2.5 TIDLIGERE ARBEID.....	15
3 METODE.....	21
3.1 KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING	21
3.2 KJERNETAKING	22
3.3 SEDIMENTANALYSER	24
3.3.1 Visuell logging og fotografering	24
3.3.2 Røntgenfluorescens	25
3.3.3 Røntgen computertomografi.....	27
3.3.4 Magnetisk susceptibilitet.....	28
3.3.5 Glødetap og massetetthet.....	30
3.3.6 Laserdiffraksjon	32
3.3.7 Røntgendiffraksjon	34
3.3.8 Kronologi	36
4 RESULTATER	39
4.1 KVARTÆRGEOLOGISK KARTLEGGING	39
4.1.1 Glasiale prosesser og avsetninger	42
4.1.2 Fluviale prosesser og avsetninger	45
4.1.3 Skredprosesser og avsetninger.....	46
4.1.4 Forvitningsavsetninger.....	47

4.2 SEDIMENTKJERNER	48
4.2.1 CT-eksperiment	50
4.2.2 SAP-01-14	53
4.2.3 SAP 02-14.....	65
4.2.4 SAP 03-14.....	68
4.2.5 SAD 01-14	71
4.3 KORNSTØRRELSE	74
4.4 MINERALFORDELING	75
4.5 KRONOLOGI	77
4.5.1 Radiokarbonaldersmodell	77
4.5.2 Korrelasjon mellom SAP-01-14 og SAD-01-14	79
4.5.3 Blydaterings aldermodell	80
5 DISKUSJON	85
5.1 KRONOLOGI	85
5.2 TOLKNING AV AVSETNINGSPROSESSER OG MATERIALE FRA SARSVATNET	87
5.2.1 Enhet E – Glasialdominert materiale	87
5.2.2 Enhet D – Organiskdominert materiale	87
5.2.3 Enhet C – Massebevegelse	92
5.2.4 Enhet B – Organiskdominert materiale	93
5.2.5 Enhet A – Glasialdominert materiale	94
5.3 MILJØ- OG KLIMAIMPLIKASJONER.....	97
6 KONKLUSJON	107
6.1 FORSLAG TIL VIDERE ARBEID.....	108
7 REFERANSER	109
VEDLEGG 1 – RESULTAT FRA RØNTGENDIFFRAKSJONSANALYSEN.....	I

1 Innledning

Det er ingen andre steder på jorden hvor klimaet endres raskere enn i Arktis, dette som følge av globaloppvarming og regionale tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet (Miller et al., 2010). På tross av de observerte endringene og de forventede konsekvensene, vet en lite om den naturlige variabiliteten i det arktiske klimasystemet, da de instrumentelle observasjonene bare går tilbake en kort tidsperiode på rundt 100 år. For å få mer informasjon om naturlig klimavariasjon er det behov for flere klimarekonstruksjoner for å se på sammenhenger og sensitiviteten i det arktiske klimasystemet (Bakke et al., 2018). Flere perioder i løpet av holocen er ansett som potensielle paralleller til fremtidens klima, men datasett fra de arktiske områdene er få og har en ujevn geografisk fordeling. Flere studier dekker bare en liten del av holocen og mangler en robust kronologisk kontroll (Sundqvist et al., 2014).

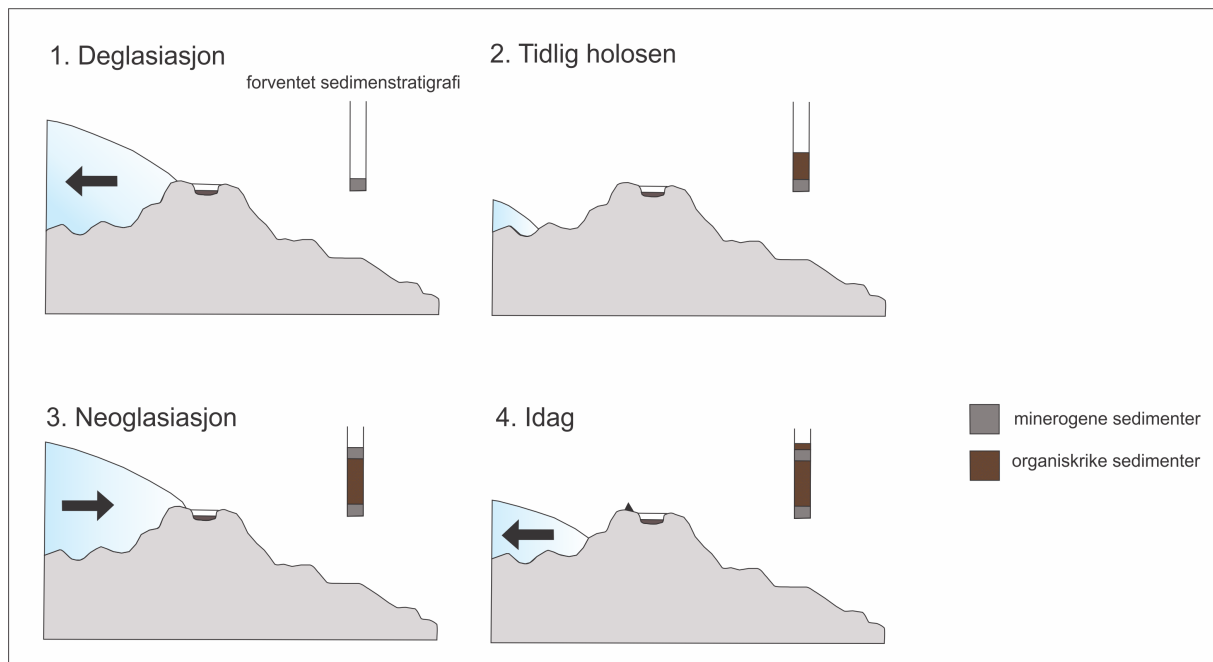
Rekonstruksjon av breer verden over kan gi oss en pekepinn på hvordan klimaet har variert. Isbreer har en global utbredelse, er sensitive for klimaendringer og variasjon i breens størrelse påvirker mengden breerodert materiale som blir avsatt i proglasiale innsjøer (Bakke et al., 2018; Reusche et al., 2014; Røthe et al., 2015; Svendsen og Mangerud, 1997; van Der Bilt et al., 2015; Werner, 1993). Innsjøsedimenter er et arkiv som ofte er brukt for å rekonstruere klima da de er et utmerket arkiv for endringer i miljøet, samt at de kan gi kontinuerlige data med høy (ned til årlig) oppløsning. I alle tilfeller er innsjøsedimenter en metode for klimarekonstruksjoner på lokalt og regionalt nivå, og i noen tilfeller kan de bli korrelert med iskjerner og marine arkiver som reflekterer endringer i supraregionale og globale mønstre (Battarbee, 2000).

Karlén (1976) var den første til å bruke innsjøsedimenter som en metode for å rekonstruere brefluktasjoner. I tillegg til å bruke morenerygger foreslo Karlén å bruke innsjøsedimenter for å rekonstruere kontinuerlig brestørrelse tilbake i tid. En proglasial innsjø vil bli tilført breslam fra isbreen og ligge uforstyrret i lange tidsperioder. Variasjon i sedimenttilførselen kan gi verdifull informasjon om størrelsen på breen, og selv mindre endringer vil bli arkivert i innsjøsedimentene nedstrøms. Studier av brevariasjoner gir informasjon om tidspunkt for kaldere og/eller våtere perioder, og til en viss grad informasjon om varigheten av klimaendringen (Karlén, 1976; Karlén, 1981).

Ved å koble endringer i innsjøsedimenter opp til tidligere brestørrelse, for eksempel rekonstruert ved hjelp av en datert morenerygg, er det mulig å gjøre svært presise rekonstruksjoner (Andrews, 1975; Bakke et al., 2010). Endringer i de fysiske egenskapene av sedimentene kan også gi informasjon om tidligere brestørrelse, da endringene kan være koblet til brefremrykk der breen krysser et lokalt vannskille, som ved et passpunkt, eller hvis breen krysser en lokal bergart som vil gi endring i litostratigrafien, geokjemien og/eller de magnetiske parameterne (Svendsen and Mangerud, 1997; Paasche et al., 2007).

På Svalbard er det få randmorener utenfor lille istids (LIA) randmorene. Dette begrenser muligheten for å kalibrere innsjøsedimenter til en gitt brestørrelse. Her vil en passpunktinnsjø kunne gi verdifull informasjon siden sedimentene vil bli lagret i innsjøen uavhengig av dannelsen av morenerygger og eventuell oppbevaring av disse. I tillegg er det i en passpunktinnsjø mulig å datere brehendelsene med radiokarbondatering og gi et estimat på hvor lenge et brefremstøt har vart. Dette gir oss muligheten til å si noe om brestørrelsen i perioden mellom yngre dryas (YD)/preboreal (PB) og LIA som en ikke kan få andre steder. Det er foretrukket at slike lokale vannskiller/passpunkt består av fast fjell, for å være sikker på at terskelen har vært stabil gjennom hele holocen. Ved å bruke passpunktinnsjøer får en ofte et sterkt av-på signal og rekonstruksjonene basert på metoden gir ofte nøyaktige estimater (Dahl et al., 2003).

Sarsvatnet er en passpunktinnsjø lokalisert nord på Ossian Sarsfjellet. En passpunktinnsjø er en innsjø som mottar smeltevann og glasiale sedimenter bare når breen er større enn en viss størrelse slik at den drenerer over et passpunkt. Dette kan gi tidspunkt for tidlig-holocen tilbaketrekning og senere ismarginer. Glasiale sedimenter er klastiske sedimenter som kommer med smeltevannet, som for eksempel silt og leire. Når breen trekker seg tilbake og endrer dreneringsfelt, vil ikke innsjøen lenger motta glasiale sedimenter da passpunktet vil ligge for høyt. Det vil heller bli avsatt sedimenter fra området rundt innsjøen og sedimenter som for eksempel gytje fra organisk produksjon i innsjøen (figur 1) (Kaplan et al., 2002).

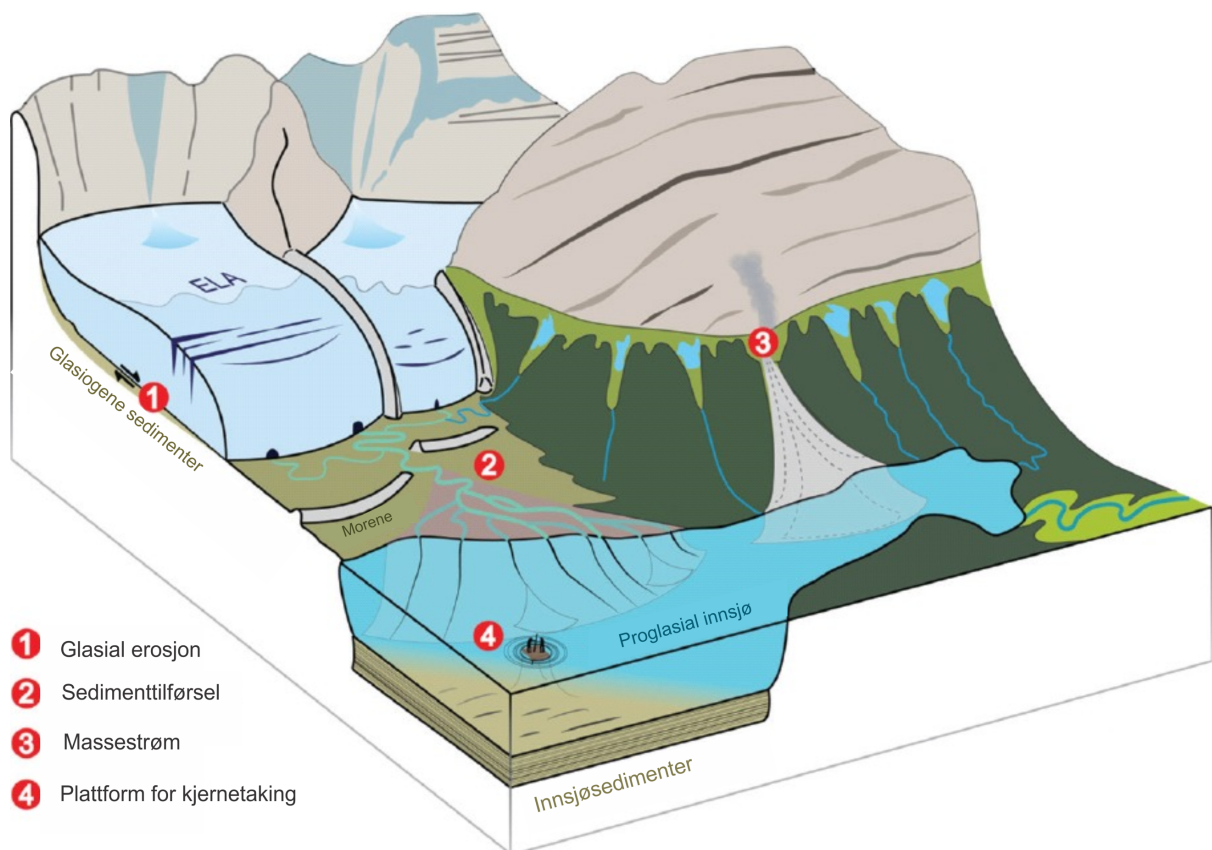


Figur 1: Skjematisk illustrasjon av hvordan sedimentasjonen i en passpunktinnsjø varierer med brestørrelse. (1) Når isen har en stor utbredelse vil den drenere ned i passpunktinnsjøen og en får en minerogen avsetning. (2) Når isen trekker seg tilbake igjen vil passpunktinnsjøen ligge for høyt, og det vil i stedet bli avsatt organiske sedimenter i innsjøen. (3) Når isbreen har et fremrykk og blir stor vil den igjen kunne drenere ned i innsjøen og avsette minerogene sedimenter. (4) En får igjen organiske sedimenter i innsjøen når isbreen trekker seg tilbake. Den svarte trekanten representerer randmorenen. Modifisert fra Briner et al. (2010).

I de fleste arbeidene der en har brukt innsjøsedimenter til å rekonstruere brefluktasjoner antar en at de minerogene komponentene er sterkt knyttet til brestørrelse. Dette er i mange tilfeller en forenkling da det ofte er et mer komplekst forhold mellom brestørrelse, vannføring og sedimenttransport i glasielle smeltevannsmiljøer (Diodato et al., 2013). I Diodato et al. (2013) fremlegges det data som viser at det er en positiv ikke-lineær korrelasjon mellom gjennomsnittlig årlig sedimenttilførsel og brestørrelse ved ni norske breer. Det er ikke bare isbreer som kan avsette minerogene sedimenter i en proglacial innsjø, andre prosesser slik som skred, elveerosjon og forvitring kan også tilføre minerogene sedimenter til innsjøen (figur 2).

Tilbaketrekningen av en bre eksponerer et ustabil landskap som er utsatt for hurtige endringer. Bratte fjellsider som tidligere har vært støttet av bre kan resultere i ustabile skråninger med steinsprang og andre mekaniske forvitningsprosesser når breen trekker seg tilbake. Særlig skråninger med lite vegetasjon er sårbare for hurtig bearbeiding av massestrømmer, snøskred og utvasking av skråningene. Glasielle landskap er også utsatt for vinderosjon og frostforvitring. Bekker og elver tar med seg og resedimenterer store mengder av ukonsoliderte, glasielle sedimenter som ligger i nedslagsfeltet. Disse geomorfologiske prosessene blir samlet kalt

paraglasial aktivitet, et begrep først introdusert av Ryder (1971a) og Ryder (1971b). Church og Ryder (1972, s. 3059) definerte det som «ikke-glasiale prosesser som er direkte betinget glasiering», og kan forekomme som en forbigående sedimentasjon gjennom den paraglasiale justeringsperioden. På alle tidsskalaer er paraglasiale prosesser sensitive for forstyrrelser, som kan føre til en remobilisering av glasiogene sedimenter. Slike forstyrrelser kan for eksempel være regionalt oppløft, klimaendringer, ekstreme klimatiske forandringer, antropogen aktivitet og, i kystnære områder, havnivåendringer (Ballantyne, 2002a; Ballantyne, 2002b).



Figur 2: Skematisk diagram av nedslagsfeltet til en proglasial innsjø, med landformer og prosesser som vanligvis etterlater seg spor i et lakustrint sedimentarkiv. Modifisert fra van der Bilt et al., (2016).

Innsjøsedimenter som prokxy for bre- og klimavariasjoner har de siste tiårene blitt brukt i flere studier (Bakke et al., 2010; McKay og Kaufman, 2009; van Der Bilt et al., 2015; Bakke et al., 2018; Daigle og Kaufman, 2009) og er regnet som en av de beste høyoppløselige terrestriske prokxyarkivene som er tilgjengelig (Ashley, 2002). Ved å studere sedimentkjerner fra Sarsvatnet kan en få et innblikk i hvor ofte og til hvilken tid Kongsbreen har vært stor nok til å drenere ned i Sarsvatnet.

1.1 Formål

Formålet med dette masterprosjektet er å rekonstruere bre- og klimavariasjoner i området ved Sarsvatnet, nær Ny-Ålesund. Regionen er sensitiv for klimaendringer da den ligger i et område der atlantiske og arktiske vannmasser møtes (Rasmussen et al., 2014). Lokaliteten for oppgaven, Sarsvatnet, er en såkalt passpunktinnsjø som vil gi svar på om brefremstøtet i den lille istid var det største siden slutten på siste istid, eller om Kongsbreen har vært like stor også tidligere i holocen.

1.2 Hovedproblemstilling

- Hvordan har størrelsen til Kongsbreen variert gjennom holocen?

1.3 Underproblemstillinger

- Hvordan kan en differensiere mellom de ulike kildene til minerogene sedimenter avsatt i Sarsvatnet produsert av breerosjon versus andre prosesser som skred, flom og forvitring?
- Hvilke klimatiske og geomorfologiske prosesser styrer sedimentasjonen i Sarsvatnet?

Alle sedimentanalysene er gjort på EARTHLAB ved Institutt for geovitenskap. Ved å bruke ulike metodiske tilnærminger er målet å gjenkjenne hvilke prosesser som har produsert sedimenter til innsjøen. Det er avgjørende å forstå dagens prosessmiljø i nedslagsfeltet for å få en full forståelse av sedimentene avsatt i innsjøen. Det er dermed gjort en kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet. Sedimentanalysene som er benyttet er magnetisk susceptibilitet, røntgenfluorescens, røntgen computertomografi, glødetap, laserdiffraksjon og røntgendiffraksjon. For å kunne tidfeste endringene i sedimentasjonsmiljøet i Sarsvatnet er det gjort seks radiokarbondateringer, og en blydatering av de øverste lagene som er gjort for et par tiår tilbake i tid. Til slutt blir resultatene fra dette studiet sammenlignet og diskutert opp mot resultatene fra andre høyoppløselige proksystudier fra Svalbard.

2 Bakgrunn

I dette kapittelet gis en presentasjon av områdets berggrunnsgeologi, topografi og klimatiske forhold. Kunnskap om disse faktorene er avgjørende for å forstå avsetningshistorien til sedimentene i Sarsvatnet.

2.1 Generell områdebeskrivelse

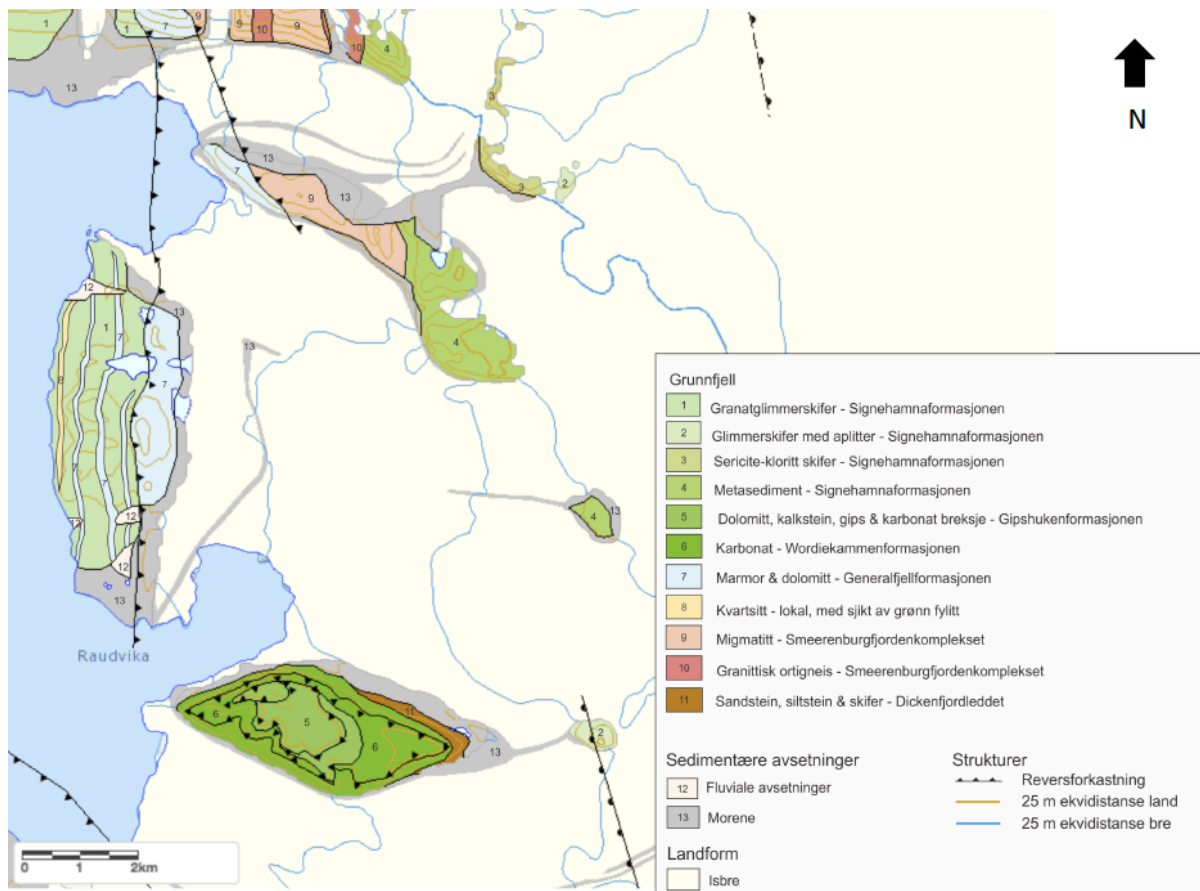
Svalbard er en arktisk øygruppe som ligger mellom $76^{\circ}30'N$ og $80^{\circ}30'N$ og $35^{\circ}E$. Den totale landmassen er omtrent $63\,000\text{ km}^2$, og to tredeler av regionen er permanent dekket av breer (Humlum et al. 2003). Studieområdet ligger ikke langt fra Ny-Ålesund, som er en av verdens nordligste bosteder, på Spitsbergen på vestkysten av Svalbard (Wang et al. 2007; Xia og Xie 2007; Yuan et al. 2009).



Figur 3: Studieområdet omfatter det 2 kilometer brede Ossiå Sarsfjellet på vestkysten av Spitsbergen. Kartet er hentet fra svalbardkartet.no (Norsk Polarinstitut, 2018).

Ossiå Sarsfjellet er et 364 meter høyt fjell lokalisert i østenden av Kongfjorden på Nordvest-Spitsbergen (figur 3), som strekker seg nord-sør. Det består av grunnfjell og representerer en lokal grein av den kaledonske fjellkjeden, ofte referert til som Hekla Hoek-

formasjonen (Worsley, 1986). Ossian Sarsfjellet er dominert av to ulike bergarter. En bergart fra undre og midtre proterozoikum, som består av glimmerskifer med lag av karbonat og kvartsitt. Den andre bergarten er fra øvre proterozoikum og består av kalkstein, dolomittstein og marmor. De to bergartene er delt av en skyveforkastning som går omtrent N-S gjennom fjellet hvor kalkstein, dolomitt og marmor er skjøvet opp over glimmerskiferen (figur 4). Strukturelt ligger Ossian Sarsfjellet på den østlige sjenkelen av en stor antyklinalstruktur i det proterozoiske grunnfjellet (Hjelle, 1993).



Figur 4: Kart over berggrunnsgeologien i området. Ossian Sarsfjellet består hovedsakelig av granatglimmerskifer med marmor- og dolomitt-årer. Kartet er modifisert fra svalbardkartet.no (Norsk Polarinstitutt, 2018). Hjelle (1999) er brukt for ytterlige detaljer.

Hele området er et fredet naturreservat på omtrent 11,4 km². Det er fredet for å beskytte et nesten urørt naturområde som består av frodig vegetasjon av sjeldne og krevende plantearter (Forskrift om Ossian Sars naturreservat, 2003). Området er ikke preget av menneskelig aktivitet (Birks et al., 2004) men det er utsatt for tråkk, særlig av gås og rein (Alsos et al., 2011).

2.2 Kongsbreen

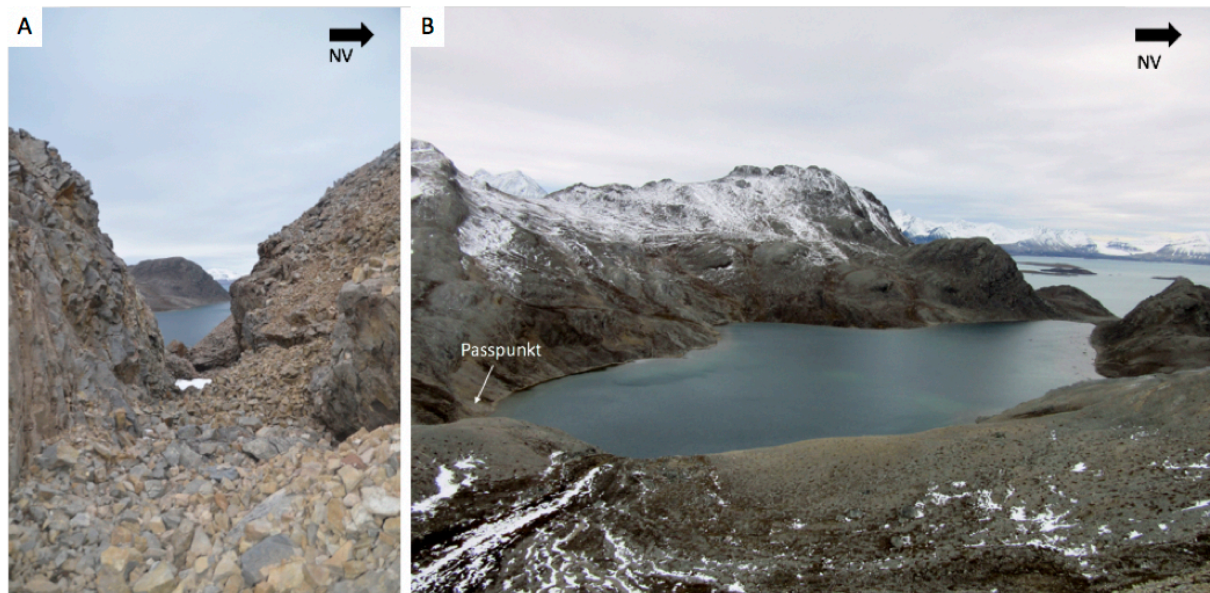
Ossian Sarsfjellet grenser til Kongsbreen i nord, øst og sør. Kongsbreen er en tidevannsbre og er en av breene som kalver mest på Svalbard (Lefauconnier et al., 1994). Kongsbreen sammen med akkumuleringsområdet Isachsenfonna har et areal på 378 km² og en høyde som strekker seg fra havnivå opp til 1400 meter over havet (m o.h.) (figur 5). Isbreen er splittet i to med en nordgående gren som er fort-flytende og ender opp i fjorden, og en sakte-flytende gren som terminerer delvis på land (Schellenberger et al., 2015). Når Kongsbreen er større enn i dag, vil breen sende smeltevann over det lokale vannskille, og breelvene vil drenere ned i Sarsvatnet på Ossian Sarsfjellet.



Figur 5: Oversikt over Kongsbreen og Isachsenfonna. Området har et areal på 378 km² og strekker seg fra havnivå opp til 1400 m o.h. Grensen mellom Kongsbreen/Isachsenfonna og Holtedahlfonna/Kronebreen er noe usikker. Kartet er hentet fra svalbardkartet.no (Norsk Polarinstittutt, 2018) og brestørrelsen er modifisert fra Nuth et al. (2012).

2.3 Sarsvatnet

Arealet av Sarsvatnet er 0,22 km² i utstrekning (Pearce et al., 2007) og ligger på 100 m o.h. Nedslagsfeltet er omtrent 1,3 km², og de tre høyeste fjelltoppene rundt innsjøen ligger på 364 m o.h., 347 m o.h. og 219 m o.h. I dag er det ingen store elver som drenerer ned i Sarsvatnet, men når Kongsbreen sender smeltevann over passpunktet som ligger på rett under 150 m o.h. (figur 6) er dette den største elven. Innsjøen består av fire ulike basseng, der det dypeste er 22 meter dypt. Innsjøen drenerer ned til Kongsfjorden i vest. Siden det er lite vegetasjon i nedslagsfeltet, er vannet klart og blir karakterisert som en ultraoligotropisk innsjø (Lindström og Leskinen, 2002). En ultraoligotropisk innsjø er en innsjø med blått til grønt, klart vann, lavt innhold av næringsstoffer, lav primær produktivitet og sedimenter med lavt innhold av organisk materiale (Laybourn-Parry et al., 2001).



Figur 6: **A)** Passpunktet som drenerer ned i innsjøen (foto: Sædis Ólafsdóttir). **B)** Oversiktsbilde av Sarsvatnet med passpunktet som drenerer ned i innsjøen i øst og utløpet til Kongsfjorden i vest (foto: Sædis Ólafsdóttir).

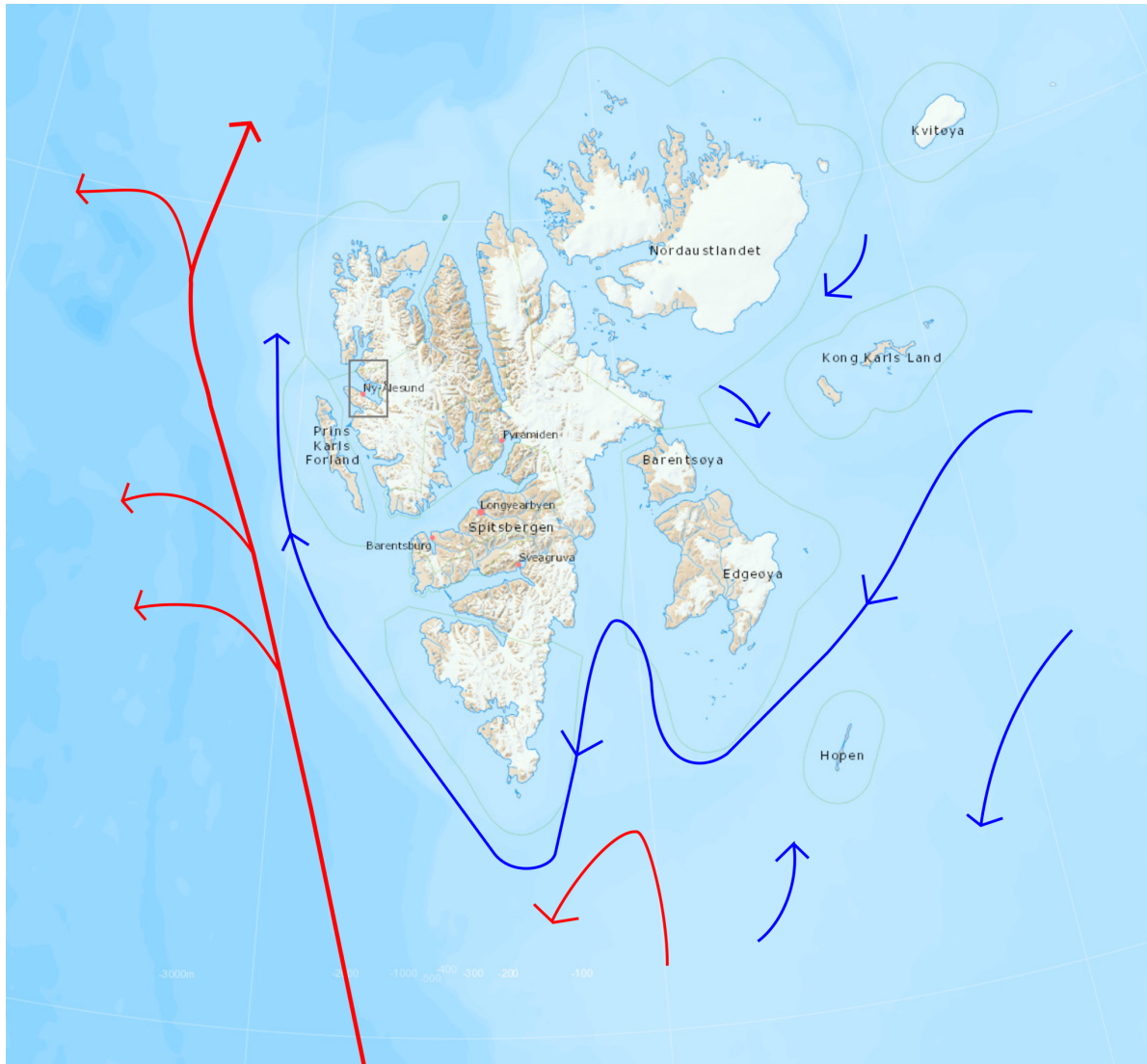
2.4 Klima

De arktiske landområdene har de siste 20-30 årene hatt en raskere oppvarming enn noen andre regioner på jorden. Denne forsterkningen i Arktis kan ha en sammenheng med endringer i tilbakekoblingsmekanismene, slik som mindre havis eller endringer i den atmosfæriske og oseaniske sirkulasjonen (Førland et al., 2011).

2.4.1 Oseanografiske forhold i Kongsfjorden

Kongsfjorden er 20 km lang, og bredden varierer fra 4 til 10 km. Den indre fjorden er markert med et grunnere basseng på under 100 m dyp mens den ytre fjorden er over 300 m dyp. Det totale volumet av Kongsfjorden er estimert til å være omtrent 29,4 km³. Kongsfjorden er orientert sørøst til nordvest og går sammen med Krossfjorden i nord som er orientert fra nord til sør. Kongsfjorden og Krossfjorden består av submarine kanaler som går sammen og danner et dypt glasialt basseng kalt Kongsfjordrenna (Ito og Kudoh, 1997).

Kongsfjorden er en glisial fjord og blir påvirket av smeltevann fra breen og fra innstrømming av atlantisk vann ved fjordmunningen (Svendsen et al., 2002). Vestkysten av Svalbard blir påvirket av varmt atlantisk vann fra Vest-Spitsbergenstrømmen (WSC), kaldere arktisk vann (ArW) som strømmer nordover langs kysten (figur 7) og lokalt polart vann fra isbreer, elver, snøsmelting og andre ferskvannskilder (Rasmussen et al., 2014; Svendsen et al., 2002). I Kongsfjorden ligger det varme atlantiske vannet med høy tetthet under det kaldere arktiske vannet med lavere tetthet. Om våren og sommeren er det en sterk pyknoklin på grunn av mye smeltevann fra omkringliggende områder, som skiller de to vannmassene fra hverandre. Om vinteren kan lokale bassenger og nedsenkninger bli fylt med kaldt vann med høy tetthet. Temperaturen ved bunnen av fjorden endres dermed med sesongen, med 3°C med atlantiskdominans og 2°C ved arktisk-/polardominans (Svendsen et al., 2002).



Figur 7: Skjematisk figur av havstrømmene rundt Spitsbergen. De røde pilene representerer den varmere Vest-Spitsbergstrømmen (WSC), mens de blå pilene representerer det kaldere vannet fra Arktis (ArW). Modifisert fra Svendsen et al. (2002).

2.4.2 Temperatur og nedbør

Svalbard har en av de lengste meteorologiske tidsseriene fra Arktis, og den første værstasjonen ble etablert i Grøn fjorden i 1911. Svalbard er preget av et arktisk kontinentalklima (Førland og Hanssen-Bauer, 2003; Humlum et al., 2003) og blir beskrevet som en polar ørken med relativt lite nedbør. På grunn av klimatiske gradienter og vanskelige klimaforhold kan mindre endringer på arktiske målesteder føre til betydelige endringer i måleforholdene. Vanskelige klimaforhold innebærer sterke vinder, snø transportert bort av vinden og snø som ikke bli fanget opp av målerne (Førland et al., 2011). Tabell 1 viser de gjennomsnittlige og de sesongbaserte temperaturene og nedbøren ved Ny-Ålesund gjennom 1961-1990 og 1981-2010. I normalperioden, fra 1961-1990, var den gjennomsnittlige årstemperaturen ved Ny-Ålesund -6,3 °C, mens i perioden fra 1981-2010 var den gjennomsnittlige årstemperaturen økt med 1,1 °C til -5,2 °C. Den største økningen i temperatur finner en om vinteren der temperaturen har økt med 1,8 °C.

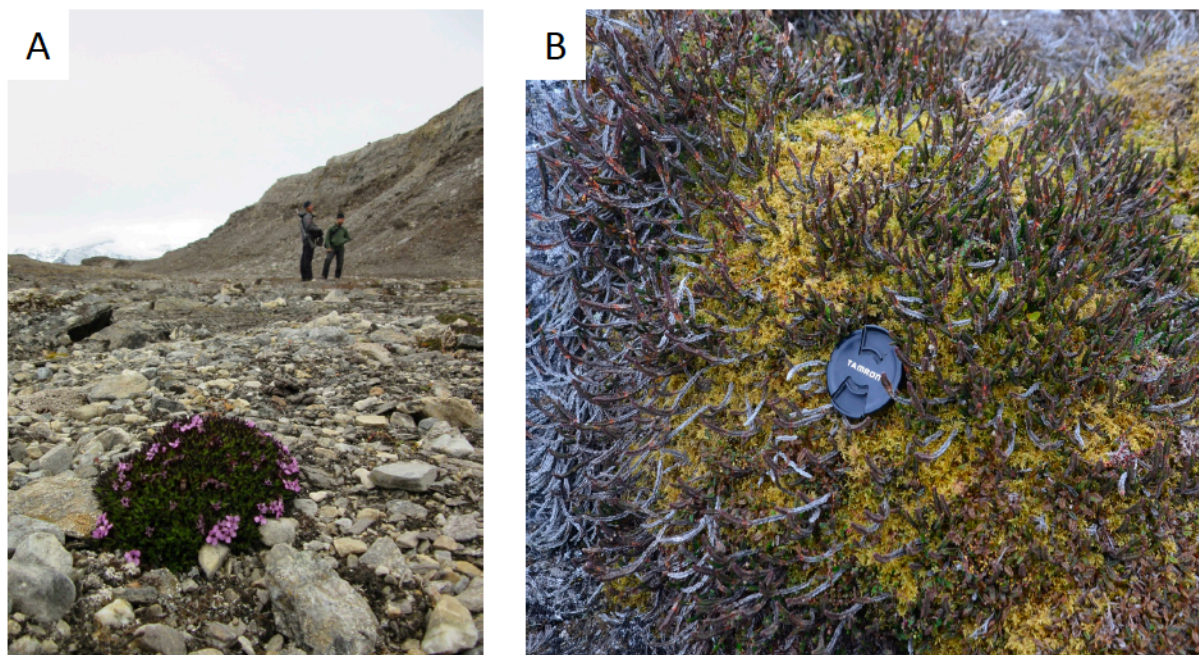
Tabell 1: Tabell over temperatur og nedbør ved Ny-Ålesund over periodene 1961-1990 og 1981-2010. Dataene viser en økning i både gjennomsnittlig temperatur og nedbør fra perioden 1961-1990 til 1981-2010. Tabellen er hentet fra Førland et al. (2011).

Ny-Ålesund	1961-1990					1981-2010				
	Gj.snittlig	Vinter	Vår	Sommer	Høst	Gj.snittlig	Vinter	Vår	Sommer	Høst
Temp. (°C)	-6,3	-13,8	-9,8	3,4	-5,3	-5,2	-12	-8,5	3,8	-4,4
Nedbør (mm)	385	99	86	84	116	427	132	78	82	136

Observasjoner antyder at den totale gjennomsnittlige nedbøren har økt med omtrent 14 % i de arktiske områdene nord for 60 grader over det siste århundre. Av tabell 1 kan en se at nedbøren ved Ny-Ålesund er blitt redusert gjennom vår- og sommermånedene, mens det er en økning i nedbøren gjennom vinteren og høsten. For Ny-Ålesund er den gjennomsnittlige årlige nedbøren økt med henholdsvis 10 % fra perioden 1961-1990 til 1981-2010. Fuktigheten kommer fra sør/sørvest og faller hovedsakelig som snø i høst- og vintermånedene. På grunn av det tørre klimaet kan en liten endring i nedbør spille en stor rolle i massebalansebudsjettet til lokale breer. Gjennom alle sesongene er det et positivt forhold mellom temperatur og mengde nedbør (Førland et al., 2011).

2.4.3 Vegetasjon

På klippene rundt Sarsvatnet finner man en rik flora bestående av *Salix reticulatam*, *Empetrum nigrum*, *Carex nardina*, *Cassiope tetragona* (Birks et al., 2004; Moen, 1999) og *Silene acaulis* (figur 8). Det er også flere forekomster av rødlistede arter i området (Alsos et al., 2011). Denne floraen tilhører den mellom-arktiske tundrasonen, med en temperatur på 5-7 °C i sommermånedene (Birks et al., 2004; Moen, 1999). Den sør-arktiske tundrasonen, som representerer områder med en sommertemperatur mellom 7-9 °C, er ikke representert med sikkerhet på Svalbard, men bør bli vurdert for små områder med en høy konsentrasjon av termofile (varmekjære) planter, f.eks. *Betula Nana*. Denne arten blir blant annet funnet på Ossian Sarsfjellet (Wielgolaski og Goodall, 1997), trolig fordi Ossian Sarsfjellet er lokalisert innerst i fjorden og derfor har høyere temperaturer enn i kystområdene ytterst i fjorden (Birks et al., 2004).



Figur 8: A) *Silene acaulis* (foto: Sædis Ólafsdóttir). B) *Cassiope tetragona* med mose (foto: Willem van der Bilt).

2.5 Tidligere arbeid

På grunn av nærheten til feltstasjonen i Ny-Ålesund, noe som gjør tilkomsten lett, er det gjort flere ulike studier i og rundt Sarsvatnet og på Ossian Sarsfjellet.

2.5.1 Bakteriestudier

Pearce et al. (2007) og Lindström og Leskinen (2002) har gjort noen studier på bakterioplankton i Sarsvatnet og sammenlignet med nærliggende innsjøer på Svalbard, i Sverige og i Antarktisk. Begge studiene bruker DNA-basert teknologi for å avgjøre hvilke bakterier som er bredt utbredt, hvilke arter som dominerer og hvilke faktorer som bestemmer hvilke bakterier som dominerer ved de ulike lokasjonene.

2.5.2 Forurensingsstudier

I et større forskningsprosjekt ble 24 innsjøer på Svalbard brukt i en studie av miljøforandringer og atmosfærisk forurensning. Innsjøene ble beskrevet ut fra deres geografiske posisjon, nedslagsfeltets karakteristikk, vannkjemi og flora. Det ble gjort analyser av alger, fjærmygg, pollen, uorganisk geokjemi, atmosfæriske forurensninger og vedvarende organiske forurensninger (Birks et al., 2004). Åtte av disse innsjøene ble også radiometrisk datert ved bruk av naturlige (^{210}Pb) og kunstige (^{137}Cs og ^{241}Am) utfelte radionuklider, inkludert Sarsvatnet. Resultatene finnes i Appleby (2004).

2.5.3 Rekonstruksjon av deglasiasjonen i Kongsfjorden

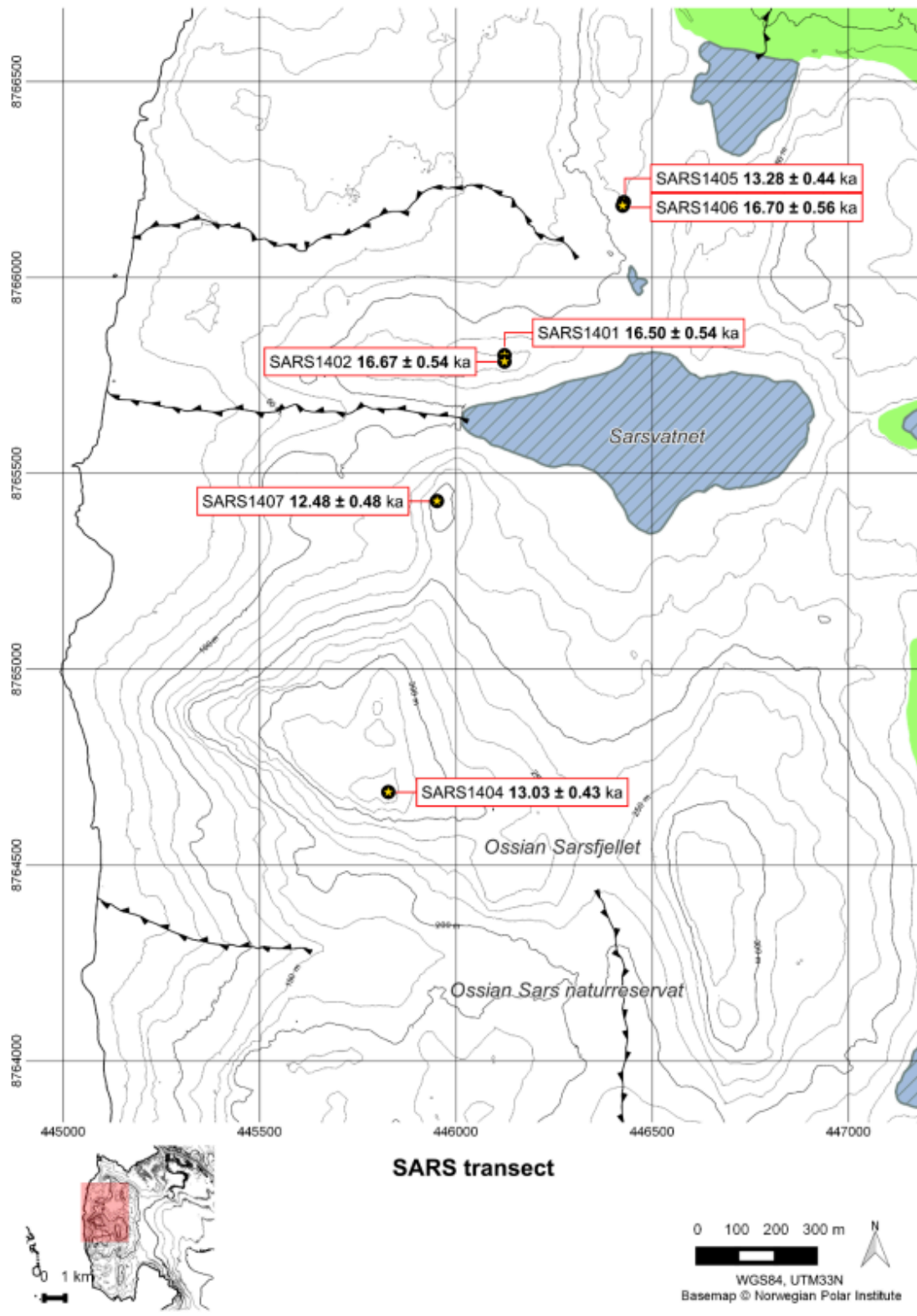
Lehman og Forman (1992) har publisert en studie av deglasiasjonsforløpet i Kongsfjorden fra sen-weichsel til holocen. De baserte studien på geomorfologi og radiokarbondateringer fra stratigrafiske kilder. De konkluderte med at isstrømmen lå helt i munningen av fjorden rundt 13 000 år før nåtid (kal. år BP), men utelukker ikke at isstrømmen har hatt en større utbredelse tidligere i weichsel. De mener også at deglasiasjonen har skjedd i to steg: Første del skjedde mellom 13 000-12 000 kal. år BP, og siste del av deglasiasjonen skjedde 10 000-9500 kal. år BP. Fjorden var helt isfri ved 9440 ± 130 kal. år BP. Denne to-stegs deglasiasjonen skjedde i en periode med akselerert global havissmelting og hurtig hav- og atmosfærisk oppvarming i mer tempererte områder av den atlantiske regionen. Dette skyldes trolig økningen i den polare varmetransporten fra havet i samme tidsperiode (Lehman og Forman, 1992).

Liestøl (1988), Streuff (2013) og Streuff et al. (2015) fokuserte mer på sen-holocen, lille istid og surgeaktiviteten til breene i Kongsfjorden. Liestøl (1988) studerte breene rundt Kongsfjorden og kartla detaljer om strømningshastigheter og tidligere brefrontposisjoner for noen av de største breene som Blomsterstrandbreen, Conwaybreen, Kongsbreen, Kronebreen og Kongsvegen. Streuff (2013) og Streuff et al. (2015) brukte høyt-oppløselige batymetriske data fra den indre delen av fjorden for å karakterisere landformene dannet av surgende breer. De fant at alle landformene i den indre delen av fjorden er avsatt i løpet av de siste 150 årene.

På Blomsterhalvøya og Ossian Sarsvatnet er det gjort eksponeringsdateringer av ulike landformer i forbindelse med et masterprosjekt av Grant (2016, s. 61-64). Dateringene på Ossian Sarsfjellet ble gjort på fire flyttblokker og to kvartsårer i grunnfjellet og kan bli delt inn i en eldre og en yngre alder (figur 9) (tabell 2). De eldste prøvene (SARS1401, SARS1402 og SARS1406) har en gjennomsnittsalder på $16,6 \pm 1,3$ ka. To av prøvene ble tatt på fast fjell (SARS1402 og SARS1406) og én prøve ble tatt på en flyttblokk (SARS1401). De yngre aldrene (SARS1404, SARS1405 og SARS1407) er alle tatt på flyttblokker og har en gjennomsnittsalder på $12 \pm 1,3$. Den yngre alderen gir aldre nær bølling-allerød til yngre dryas-overgangen. Den vertikale forskjellen på 235 m mellom SARS1404 og SARS1405 kan indikere en hurtig nedsmelting av isstrømmen i Kongsfjorden ved starten på yngre dryas eller i allerød. De eldre aldrene ($16,6 \pm 1,3$) er tolket til å være nedarvet aldre der ^{10}Be -konsentrasjonen er påvirket av en tidligere periode der grunnfjellet på Ossian Sarsfjellet var eksponert (Dunai, 2010), noe som stemmer med andre studier (Hormes et al., 2011; Landvik et al., 2013). Dette impliserer da at den glasiiale erosjonen ikke klarte å erodere bort de øverste 2-3 m av tidligere eksponert berggrunn ved prøvelokalitetene (Grant, 2016).

Eksponeringsdateringene som ble gjort på Ossian Sarsfjellet gir grunnlaget for en lateral og vertikal forståelse av variabiliteten til isstrømmen gjennom sen-glasiasjonen i Kongsfjorden. Dateringene fra Blomsterhalvøya og Ossian Sarsfjellet impliserer en stegvis deglasiasjon av Kongsfjorden etter sen-weichsels glasiiale maksimum (Grant, 2016, s. 85). Tidspunktet og utbredelsen til isdekket over Svalbard i sen-weichsels glasiiale maksimum har vært debattert lenge da det er manglende eller motstridende bevis. Det er enighet om at isen dekket hele Barentshavet og Svalbard, og at glasiasjonen var relativt kort (Mangerud et al., 1992; Landvik et al., 1998). Grant (2016, s. 111) konkluderer med at Blomsterhalvøya mest sannsynlig var

isfri i overgangen mellom preboreal og holocen, og det er da naturlig å tro at Ossian Sarsfjellet også var helt isfri ved omtrent samme tid.



Figur 9: Oversiktsbilde over hvor det er gjort eksponeringsdateringer rundt Sarsvatnet. Hentet fra Grant (2016).

Tabell 2: Eksponeringsdateringer fra Ossian Sarsfjellet. Modifisert fra Grant (2016).

Prøve	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Høyde (m o.h.)	Litologi	Topografisk skjerming	Tykkelse (cm)	9Be carrier (g)	10Be/9Be (x10⁻¹⁵)	10Be kons. (x10⁴ av g ¹SiO₂)	Ukorrigert 10Be alder (ka)	Korrigert 10Be alder (ka)
SARS1401	78.952193	12.480793	154	Granitt	0.9992	0.33	0.2405	150.22±4.55	89.16±2.91	16.25±0.82 (0.53)	16.50 ± 0.83 (0.54)
SARS1402	78.952056	12.481666	167	Kvarts	0.9979	1.31	0.2415	149.17±4.47	90.51±2.93	16.41±0.82 (0.53)	16.67±0.84 (0.54)
SARS1404	78.942097	12.469229	360	Granitt	0.9999	2.63	0.2415	137.06±4.14	85.83±2.83	12.84±0.65 (0.42)	13.03±0.66 (0.43)
SARS1405	78.955810	12.494206	125	Granitt	0.991	2.42	0.2410	121.32±3.63	69.14±2.30	13.08±0.66 (0.55)	13.28±0.68 (0.44)
SARS1406	78.955728	12.494084	122	Kvarts	0.9991	1.27	0.2416	135.82±4.14	85.42±2.84	16.44±0.84 (0.55)	16.70±0.85 (0.56)
SARS1407	78.948796	12.473513	210	Granitt	0.9992	2.83	0.2288	123.00±4.07	71.41±2.71	12.30±0.66 (0.47)	12.48±0.67 (0.48)

2.5.4 Klimastudier

Det er gjort en rekke studier av fortidsklimaet på Svalbard gjennom de siste tiårene, basert på terrestriske avsetninger, innsjøkjerner, marine sedimentkjerner og datering av landformer.

Mange av de holocen terrestriske paleoklimastudiene på Svalbard er rekonstruksjoner fra breer da de er allestedsværende og gode klimaindikatorer. En fellesnevner for studiene gjort på Nordvest-Spitsbergen (Bakke et al., 2018; Gjerde et al., 2018; Svendsen og Mangerud, 1997; de Wet et al., 2018; Røthe et al., 2015; van Der Bilt et al., 2015; van der Bilt et al., 2018) er at de indikerer en deglasiasjon rundt 11 300 kal. år BP, etterfulgt av en varm og ustabil tidlig-holocen og en gradvis nedkjøling frem til starten på neoglasiasjonen rundt 4000 kal. år BP (Bakke et al., 2018; Gjerde et al., 2018; Røthe et al., 2015). Den maksimale breutbredelsen i holocen var under LIA som startet på 1400- eller 1500-tallet (Svendsen og Mangerud, 1997; van Der Bilt et al., 2015).

Studieområdets plassering på vestkysten av Svalbard gjør også at paleoceanografiske studier gir viktig informasjon om det tidligere klimaet. Marin-baserte holocen paleoklimatiske rekonstruksjoner indikerer at tidlig-holocen ble markert av tilførsel av varmt, atlantisk overflatevann etter 10 000 kal. år BP (Rasmussen et al., 2014; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Maksimum holocen temperatur som følge av maksimum tilførsel av varmetransport fra Atlanterhavet og sommerinnstråling var rundt 9000 kal. år BP (Risebrobakken et al., 2011; Werner et al., 2016). Sarnthein et al. (2003) og Rasmussen et al. (2012) antyder en nedkjøling av det regionale overflatevannet etter 7400 kal. år BP, mens Werner et al. (2013) rapporterer om en 3,5 °C (sommer) nedkjøling av overflatevannet i Framstredet mellom 7200 og 7000 kal. år BP. En økning i polare foraminifera ved 8200, 6900 og 6100 kal. år BP indikerer også kortvarige kaldere faser (Werner et al., 2013). Etter 6000 kal. år BP startet en nedkjøling (Werner et al., 2016) som sammenfaller med en utbredelse av havis i Framstredet (Müller et al., 2012) og en gradvis avtagende sommerinnstråling (Huybers, 2006). Neoglasiasjonen ble karakterisert med kaldere forhold fra 5200 til 2000 kal. år BP (Werner et al., 2013). Aagaard-Sørensen et al. (2014) foreslår en økning i varmt overflatevann på kontinentalsokkelen utenfor Svalbard etter 3000 kal. år BP, mens Sarnthein et al. (2003) rapporterer om flere hundreårssykluser med kuldehendelser som forstyrrer varmen fra den forsterkede atlantiske påvirkningen. Rekonstruksjon av havis indikerer også dynamiske forhold i sen-holocen, markert av fluktasjoner av havismarginen (Müller et al., 2012).

3 Metode

3.1 Kwartærgeologisk kartlegging

For å få en oversikt over hvilke prosesser og avsetninger som har virket og som virker i studieområdet er det gjennomført en kvartærgeologisk kartlegging. Siden det ikke var mulig å besøke området, er kartleggingen basert på flyfoto og satellittbilder. Kartene er laget i ArcMap med utgangspunkt i en DEM-fil på 2 meter, altså er hver piksel 2x2 m. DEM-filen som er benyttet er lastet ned fra ArcticDEM (Porter, 2018). ArcticDEM er et NGA-NSF (The National Science Foundation og National Geospatial-Intelligence Agency) offentlig-privat initiativ som muliggjør å automatisk produsere høyoppløselig, høykvalitets digitale overflatemodeller av arktiske områder nord for 60 grader, ved hjelp av optisk stereobildetakning, høytytelse databehandling og åpen fotogrammetriprogramvare (Porter, 2018).

For å lage en terrengmodell ble «hillshade»-verktøyet brukt med solen stående 45 grader på terrenget og en asimut på 90 grader. «Hillshade» fremhever terrengkontrastene ved å definere solforholdene. Terrenget der solen skinner vil bli belyst, og der hvor topografien vender mot vil det dannes skygger. I terrengmodellen er det også brukt strømningsretningsverktøy (flow direction tools) for å kalkulere dreneringsfeltet og hvor bekkene vil renne i terrenget. Nedslagsfeltet ble definert ved å lage et «pour point», før en brukte «watershed»-verktøyet. Nedslagsfeltet blir kalkulert ut fra DEM-filen, og det vil dermed bli en liten feilmargin da hver piksel er 2x2 m.

Det kvartærgeologiske kartet er laget manuelt gjennom studier av løsmassene på flyfoto, satellittbilder og fotografier fra feltarbeidet. Kartet er laget etter NGU sin standard både når det gjelder symbol- og fargebruk.

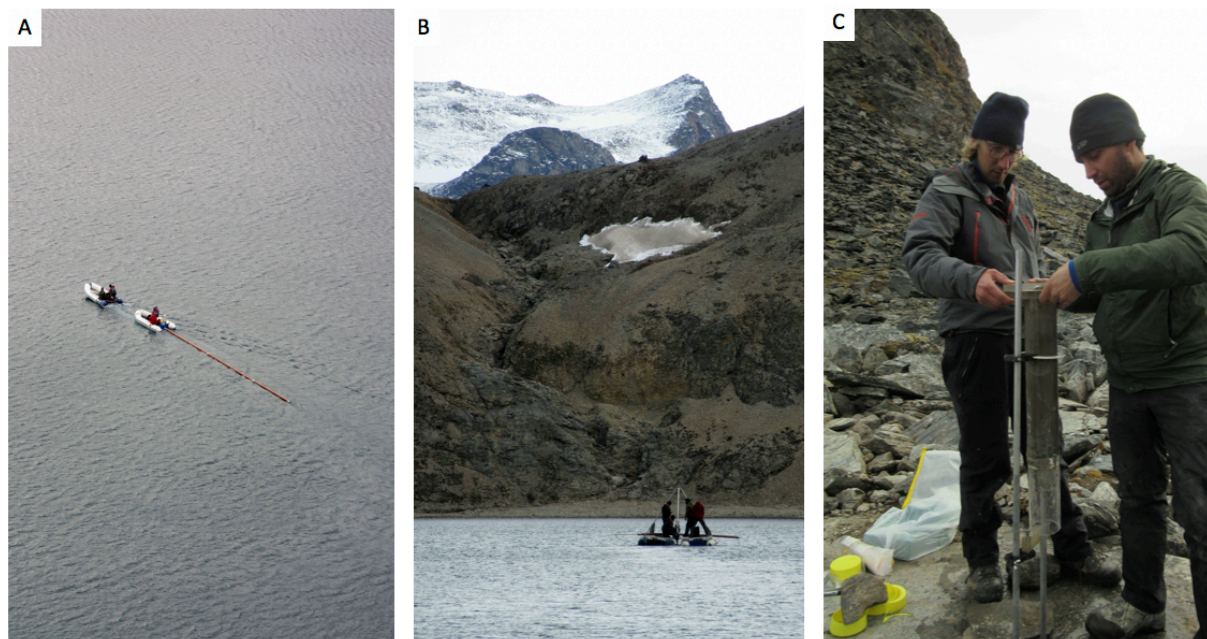
3.2 Kjernetaking

Det ble tatt tre lange sedimentkjerner (også kalt stempelprøvekjerner, eller Nesje-corer) (Nesje, 1992) og fire korte overflatekjerner (UWITEC) i Sarsvatnet. Det ble også tatt to korte overflatekjerner i Øvre Sarsvatnet (UDS-01-14 og USD-02-14) oppstrøms for Sarsvatnet (tabell 3). Stempelprøvetaker fungerer på den måten at et 6 meter langt rør senkes ned til overflaten av sedimentene og deretter bankes ned i sedimentene, mens stempelet låses ved sedimentoverflaten. Fremst på røret sitter en sedimentfanger slik at sedimentene blir fanget inni røret både ved vakuum og ved at sedimentfangeren mekanisk lukker kjernen. En UWITEC overflateprøvetaker, slippes ned gjennom vannsøylen og gravitasjonskraften fører til at røret penetrerer sedimentene og fanger dem inni røret. For å få sedimentene opp igjen er det en lukkemekanisme i toppen slik at det blir vakuum inni røret. De to måtene å ta sedimentprøver på utfyller hverandre da stempelprøvetakeren ofte vil føre til at toppen blir forstyrret av den relativt stive sedimentfangeren, men en får til gjengjeld opp lengre kjerner og det er mulig å bore gjennom mer kompakte sedimenter, slik som for eksempel morene. UWITEC fallprøvekjernenetakeren har ikke sedimentfanger for å sikre at toppen forblir uforstyrret. Sedimentkjernetakingen ble gjort fra en oppblåsbar flåte under isfrie forhold (figur 10).

Før kjernene ble hentet opp, ble det gjort en GPR-undersøkelse for å måle vanddybden og tykkelsen på sedimentpakkene i Sarsvatnet. Undersøkelsen ble gjort både med en 25 MHz og 50 MHz GPR-antenne plassert bak en gummibåt. Signalet forsvant ved de dypeste områdene i innsjøen, og det var derfor ikke mulig å lage sedimenttykkelseskart over innsjøen. Det batymetriske kartet laget under feltarbeidet av Torgeir Røthe, ble dermed utgangspunktet for hvor en skulle hente opp kjernene.

Tabell 3: Oversikt over sedimentkjernene som ble hentet i Sarsvatnet.

Kjerne ID	Koordinater	Vanddybde (m)	Lengde (cm)	Type
SAP-01-14	78.95015°N 12.49997°Ø	20	137	Nesje-corer
SAD-01-14	78.95067°N 12.50079°Ø	22	120	UWITEC corer
SAP-02-14	78.95072°N 12.48839°Ø	10,5	120	Nesje-corer
SAD-02-14	78.95016°N 12.49971°Ø	22	42	UWITEC-corer
SAP-03-14	78.95098°N 12.51079°Ø	18,5	96	Nesje-corer
SAD-03-14	78.95080°N 12.48885°Ø	10,5	68 (inkludert oasis)	UWITEC-corer
SAD-04-14	78.95093°N 12.51025°Ø	18,5	61 (inkludert oasis)	UWITEC-corer
USD-01-14	78.95093°N 12.53242°Ø	6,5	60 (inkludert oasis)	UWITEC-corer
USD-02-14	78.95095°N 12.5327°Ø	Ukjent	34 (inkludert oasis)	UWITEC-corer



Figur 10: **A)** Måling av vanddyb og sedimenttykkelse med georadar i Sarsvatnet (foto: Willem van der Bilt). **B)** Prøvetaking fra flåte på Sarsvatnet september 2015. Passpunktet mellom Øvre Sarsvatnet og Sarsvatnet sees i bakgrunnen (foto: Willem van der Bilt). **C)** Kjernene ble delt i omtrent 150 cm lange deler før transport til Bergen (foto: Willem van der Bilt).

3.3 Sedimentanalyser

3.3.1 Visuell logging og fotografering

Det aller første som ble gjort, var en visuell logging av kjernene. Kjernen ble skrapet ren med hjelp av spatel før logging av både farge, visuelle strukturer, tekstur og kornstørrelse. Det er også viktig å notere seg om det er noe uvanlig som skiller seg ut i kjernen og som kan sees igjen i dataene fra senere analyser.

Kjernene ble så fotografert og skannet med røntgenfluorescens-skanner, magnetisk susceptibilitet og røntgen computertomografi. Dette gir et presist bilde av de litologiske endringene gjennom kjernen før en går i gang med andre metoder som vil «ødelegge» kjernen. Disse metodene kan også gi bilder av litologiske endringer og strukturer en ikke kan se med det blotte øyet.

3.3.2 Røntgenfluorescens

Røntgenfluorescens (XRF) er en ikke-destruktiv metode som kvantifiserer de geokjemiske grunnstoffene fra aluminium til uran i sedimentene. Variasjoner i de ulike geokjemiske grunnstoffene kan bli brukt til å forstå miljø-, sedimentologiske og diagenetiske endringer. XRF-data blir også ofte brukt når en skal korrelere data med andre studier. Instrumentet som er brukt i dette prosjektet er en ITRAX XRF-kjerneskaner ved EARTHLAB ved Institutt for geovitenskap, UiB (figur 11). ITRAX er utviklet for å kunne ta optiske og radiografiske bilder, samt kvantifisere grunnstoffer i sedimentkjerner opp til 1,8 m med en diameter på 2-12 cm. Den maksimale oppløsning er en måling per 200 μm (Croudace et al., 2006).

Instrumentet består av et sentralt måletårn som inneholder en røntgenfokuseringsenhet og en rekke sensorer. Disse sensorene inkluderer et optisk kamera, en laser-topografisk skanner, et røntgenkamera for å måle de overførte røntgenstrålene og et XRF deteksjonssystem (Croudace et al., 2006).

Grunnstoffene i en prøve vil respondere på røntgenstråler med at de sender ut fluoriserende røntgenstråler med adskilt energi som er karakteristisk for hvert enkelt grunnstoff. Det er dermed mulig å bestemme hvilke grunnstoff prøven består av ved å måle energiene av strålene som blir avgitt av prøven (Brouwer, 2006). Resultatene fra en XRF-skan blir regnet som semi-kvantitative, da dataene blir gitt i tellerater per sekund (counts per second - cps) (Croudace et al., 2006).



Figur 11: Fotografi av ITRAX XRF-kjerneskanereren ved Institutt for geovitenskap.

XRF-skanningen i dette prosjektet ble gjennomført med 200 μm oppløsning, med 10 sekunders måletid og et Molybden (Mo) røntgenrør med spenning på 30 Kv og strømstyrke 25 mA.

Feilkilder

Ulike faktorer som kornstørrelse, mineralogi, porøsitet og vanninnhold kan potensielt føre til feilkilder ved en XRF-skan (Croudace et al., 2006). Det er viktig at den splittede kjernen har en flat og jevn overflate. For lav måletid på hvert målepunkt kan føre til at en ikke får utslag på grunnstoffer som finnes i kjernen. Ved å øke måletiden vil en kunne avdekke grunnstoffer i kjernen som ikke kommer frem med for lav måletid. Det er spesielt for kjerner med fin laminering nødvendig å øke måletiden (Cuven et al., 2015).

3.3.3 Røntgen computertomografi

Røntgen computertomografi (CT) er en metode som blir brukt i økende grad i geovitenskap. Metoden ble først benyttet i geologisk sammenheng ved karakterisering av reservoarbergarter (Vinegar og Wellington, 1987; Wellington og Vinegar, 1987), men er også benyttet for analyse av sedimentkjerner, hvor en kan se interne strukturer slik som lagdeling, små-skala kornfordeling og tetthetsvariasjoner (Orsi et al., 1994; Støren et al., 2010; Bendle et al., 2015; van der Bilt et al., 2018; Røthe et al., 2018; Røthe et al., 2019).

CT-skanning er komplisert, og dette er kun en forenklet beskrivelse av virkemåten. Prinsippene bak metoden er en svekkelse av røntgenstråler som passerer gjennom objektet som blir studert. Prøven plasseres horisontalt inn i skanneren, mellom en strålekilde og -mottaker. Skanneren ved UiB er en ProCon-X-Ray CT-ALPHA. Røntgenstråler sendes gjennom prøven, og mottakeren registrerer strålingens styrke. Prøven roteres, og strålekilden og -mottakeren beveger seg opp og ned slik at prøven skannes fra alle vinkler. Målingene ble gjort med 128 kV og 1100 μA . Dataene ble så visualisert og dataprosessert med FEI Avizo 3D programvare.

Metoden er basert på Beer's lov, som formulerer den mottatte intensiteten I av en monokromatisk røntgenstråle som passerer et objekt:

$$I = I_0 e^{-\int \mu(s) ds} \quad (1)$$

I_0 er stråleintensiteten som blir sendt ut. $\mu(s)$ er den lineære dempningskoeffisienten langs strålingslengden s (Cnudde og Boone, 2013).

Feilkilder

En av de største artefaktene ved CT-skanning er stråleherding (beam hardening). Dette er en effekt som følge av den energiavhengige lineære dempningskoeffisienten μ , som impliserer at lav-energiske røntgenstråler har en høyere sannsynlighet for å bli absorbert enn høy-energiske. Resultatet av dette er en høyere absorpsjon av røntgenstråler på utsiden av en prøve, og gir en såkalt «cupping effekt», som refererer til formen det lager på et tverrsnitt. Denne «cupping effekten» kan unngås ved å sette inn et stråleherdingsfilter, som eliminerer de lavenergiske røntgenstrålene før de penetrerer prøveobjektet (Cnudde og Boone, 2013). Dette blir videre illustrert i kapittel 5.2.1.

3.3.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er definert som mengden magnetisering som er oppnådd i et materiale som svar på et applikert magnetfelt. MS er en dimensjonsløs parameter som indikerer mengden av dia-, para- og ferromagnetiske mineraler (Dearing, 1994). Siden MS er en dimensjonsløs parameter blir enheten SI (Det internasjonale enhetssystem) benyttet. MS-signalet kan reflektere miljøforandringer og blir ofte brukt som en basis for korrelering av sedimentkjerner fra holocen avsetning (Walker, 2005).

Miljømagnetiske studier har blitt brukt i klimarekonstruksjoner for blant annet å evaluere klimaendringer (Nolan et al., 1999), for å bestemme utbredelsen av is (Walden og Ballantyne, 2002) og for å markere omfanget av glacial tilbaketrekning (Gurney og White, 2005) i glasierte regioner. Nolan et al. (1999) indikerte at det var en sammenheng mellom breakaktivitet og tilførsel av magnetiske sedimenter til innsjøen. Walden og Ballantyne (2005) så på konsentrasjonen av magnetiske sedimenter over og under trimline ved ulike lokaliteter, noe som gir en indikasjon på det høyeste punktet av glacial erosjon ved siste istids maksimum. Gurney og White (2005) bruker forskjeller i magnetiske parametere som et bevis på avstand fra brefronten og lengden av eksponering av overflaten, da den magnetiske susceptibiliteten sank bort fra brefronten, kanskje på grunn av forvitring.

I dette studiet ble det gjort magnetiske susceptibilitetsmålinger fra overflaten av de splittede kjernene. Susceptibilitetsmålingene er gjort ved bruk av en Bartington MS2E punktsensor på en multi sensor core logger (MSCL), med en oppløsning på 0,2 cm. Dette gjøres ved å legge den splittede kjernen på et horisontalt motorisert bånd som flytter kjernen for hver måling. Målingene blir gjort ved at en sensor senkes ned til overflaten av kjernen og måler følsomheten med en romlig oppløsning på 3,8 mm.

Feilkilder

Når en skal gjøre en magnetisk susceptibilitets-skan, er det to områder for feilkilder; en instrumentell feil og en driftsfeil. Den instrumentelle feilen inneholder nøyaktighetsfeil ved målingen. Måleren som er brukt i dette prosjektet er kjent for å ha et problem med tyngre kjerner, da transportbåndet ikke klarer å forflytte kjernen 2 mm for hver måling. Dette gjør at skalaen på målingene potensielt kan bli litt forskjøvet. Alle pistonkjernene er relativt tunge, og en må dermed ta dette i betraktning når en studerer resultatene. Feilkilder koblet til driften går ut på eksterne faktorer slik som endringer i temperaturen på sensoren og/eller prøven,

orienteringen på sensoren i forhold til prøven, vibrasjon, elektromagnetiske forstyrrelser, med mer (Kozhevnikov et al., 2014).

3.3.5 Glødetap og massetetthet

Å bestemme mengden av organisk innhold er en av basis analysene når en jobber med innsjøsedimenter. Organisk innhold er styrt av både den biologiske produktivitet i innsjøen men også produksjonen av organisk materiale rundt innsjøen. Før en skal gjøre radiokarbondatering av en kjerne, er det viktig å kvantifisere hvor mye organisk materiale som er tilgjengelig slik at en vet om det er mulig å gjennomføre en radiokarbondatering av kjernen (Lowe og Walker, 2015). Glødetap (loss on ignition – LOI) er den vanligste og enkleste metoden for å kvantifisere innholdet av organisk materiale i innsjøsedimenter (Dean, 1974), og kan bli brukt på både organisk karbon og karbonat i sedimenter (Lowe og Walker, 2015).

Massetetthet (g/cm^3) (DBD - dry bulk density) er en parameter som sier noe om egenskapene til sedimentet da tettheten er særlig koblet til innholdet av organisk materiale, kornstørrelse og sorteringsgrad. Parameteren har mellom annet vært brukt for å kvantifisere variasjoner i mengde glasiiale sedimenter i en innsjø. Når LOI-verdiene synker, vil glasiogene sedimenter av leire og silt dominere kornstørrelsesdistribusjonen. Organiske sedimenter vil potensielt ha lave DBD-verdier, mens de høye verdiene er å finne i finkornete, dårlig sorterte minerogene sedimenter (Bakke et al., 2005)

Ulike tilnærminger bruker en konseptuell modell av smeltevann fra breer til å indukere sedimentasjonen hvor de minerogene (ikke-organiske) komponentene av sedimentasjonen er relatert til tilstedeværelsen av en bre og størrelsen på nedslagsfeltet (Bakke et al., 2005, Karlén, 1976). Endringer i mengden minerogent materiale kan også ha andre årsaker, som for eksempel peri- og paraglasiiale prosesser, skråningsprosesser, massestrømmer og smelting av permafrost (Bakke et al., 2005, Bakke et al., 2010). Metoden har vist seg å være en utmerket prokxy for paleoklimatiske undersøkelser i innsjøer på høyere breddegrader (Nesje et al., 2004; Nesje og Dahl, 2001).

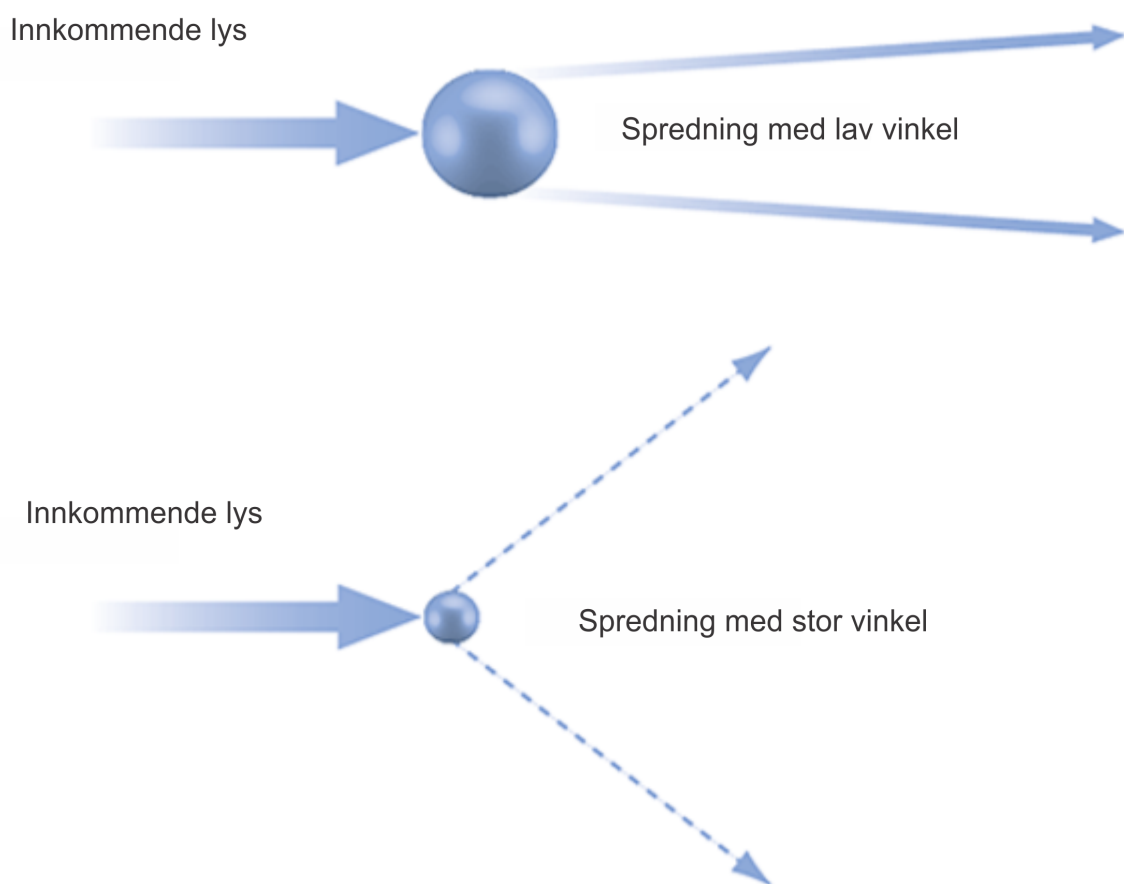
Glødetap ble gjort for hver halv centimeter på 1 ml prøver. Diglene blir først veid, før en fylte dem med prøver. Diglene blir igjen veid for å måle våtvekt, før de blir satt inn i ovnen ved 105 °C. Diglene blir igjen veid for å måle DBD, før de blir satt inn i ovnen på 550 °C i omtrent 1 time. Når ovnen er avkjølt til 250 °C, blir prøvene satt direkte i en eksikator hvor prøvene blir avkjølt. Når prøvene har nådd romtemperatur, blir de veid en siste gang for å måle glødetapet.

Feilkilder

Ved en glødetapsanalyse er det viktig å passe på å være nøyaktig. Dette innebærer blant annet at alle prøvene har den samme størrelsen, og står like lenge i ovnen. Det er viktig at en ikke tar på diglene med hendene, da fingeravtrykk og fett fra hendene påvirker vekten. Det er også viktig å passe på at eksikatoren er helt tett, slik at ikke fuktighet fra luften påvirker den tørre prøven. For å unngå feilkilder og muligheten for å reprodusere og sammenlikne resultat fra andre laboratorier, bør en følge et standard oppsett (Heiri et al., 2001).

3.3.6 Laserdiffraksjon

Kornstørrelsesanalyse ble gjort ved bruk av Mastersizer 3000. Instrumentet bruker laserdiffraksjon til å måle partikkelstørrelsesfordeling, og kan måle kornstørrelser fra 0,01 mikrometer til 3,5 millimeter (Malvern Instruments Ltd., 2015). Metoden er basert på målinger av spredte laserstråler målt mot partikler. De spredte laserstrålene blir registret på en detektor, og vinkelen laserstrålen blir spredt med, er omvendt proporsjonal med partikkelstørrelsen (figur 12). Programvaren kalkulerer informasjonen fra detektoren og gir resultatet i volumetrisk partikkelstørrelsesfordeling (Ryżak og Bieganowski, 2011).



Figur 12: Skjematisk illustrasjon av hvordan Mastersizer 3000 fungerer. Store partikler vil gi en lav vinkel på de diffrakterte strålene, mens en liten partikkel vil gi en stor vinkel på strålene. Bildet er hentet fra Malvern Instruments Ltd. (2015).

Her ble det tatt ut prøver i flere av de lyse lagene i kjernen, for å undersøke om de er avsatt av samme prosess. Alle prøvene ble behandlet med hydrogenperoksid (35 % H₂O₂) for å fjerne alt organisk materiale. Innstillingene som ble benyttet ved testing var $Ri = 1,543$ $Ai = 0,01$. Målingene ble gjort på 20 sekunder, og målt 5 ganger. Omrøringshastigheten var på 2500 rpm

(runder per minutt) for å holde sedimentene i suspensjon, og det ble brukt en ultralyd på 60 % i 80 sekunder for å løse opp partikler som eventuelt hang sammen.

Feilkilder

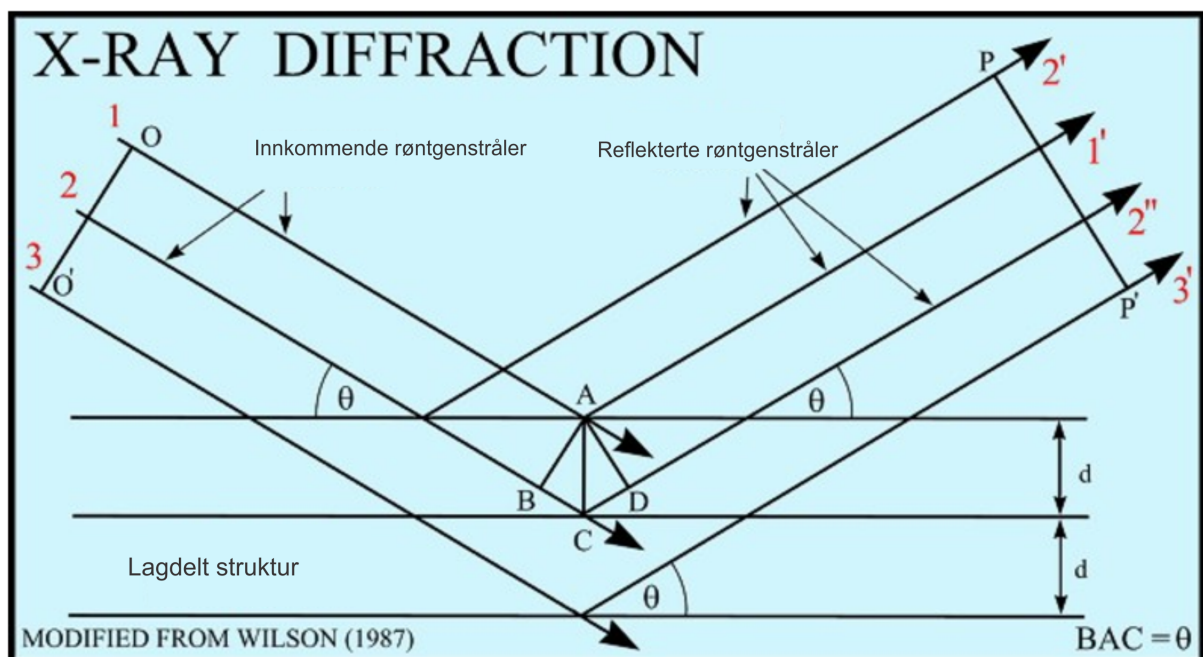
Ved en kornstørrelsesanalyse er det viktig å passe på at en ikke har for stor omrøring da dette kan føre til luftbobler som kan mistolkes til å være sedimentkorn. Metoden har også en tendens til å overestimere størrelsen til ikke-sfæriske partikler (Jonasz, 1991).

3.3.7 Røntgendiffraksjon

Røntgendiffraksjon (XRD) er en av de mest brukte metodene for å studere de karakteristiske krystalline strukturene og for å bestemme mineralogien av finkornete sedimenter, spesielt leire. Metoden er mye brukt da den krever lite tid og arbeid, og bare en liten mengde prøvemateriale (Poppe et al., 2001).

Når en enkelt røntgenstråle treffer et krystallgitter, vil strålen reflekteres. De fleste strålene vil eliminere seg selv ved interferens, men diffraksjon vil oppstå når spredningen går i en spesiell retning, som sammenfaller med spredning fra andre atomplan (figur 13). Metoden er basert på Braggs lov:

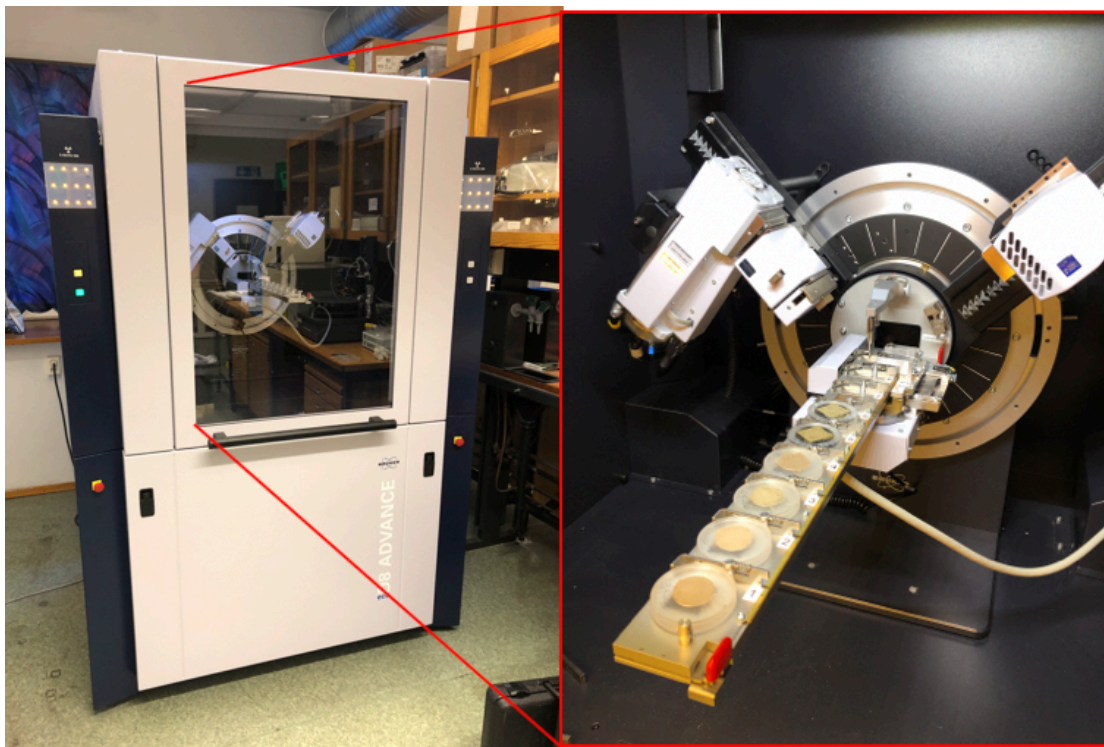
$$2d(\sin\theta) = \lambda_0 \quad (2)$$



Figur 13: Illustrasjon av prinsippene bak laserdiffraksjon. Et krystallgitter fra et spesifikt mineral vil reflektere røntgenstråler i et karakteristisk mønster som kan identifisere mineralet. Modifisert fra Poppe et al., (2001).

d er avstanden mellom atomplan i krystallgitteret, θ er røntgenvinkelen (Braggs vinkel) og λ er bølglengden for den karakteristiske røntgenstrålen. Fordi ethvert krystallint materiale har en karakteristisk atomstruktur, vil det diffraktere røntgenstrålene i et unikt karakteristisk mønster (Poppe et al., 2001).

Prøver ble tatt ut på samme dyp i kjernen som prøvene brukt til laserdiffraksjon for å undersøke om de lyse lagene inneholder den samme mineralogien og dermed har samme kildeområdet. Prøvene ble tørket over natten på 50 °C, før de ble knust i en morter av marmor. Alt utstyret som ble brukt ble tørket av med etanol. De knuste prøvene ble så lagt oppi prøveskiver. Noen av prøvene inneholdt for lite materiale for prøveskivene og ble istedenfor lagt på en spesiallaget glassplate som ikke reflekterer lys sammen med acetone. Prøvene ble så satt i en Bruker D8 ADVANCED ECO X-ray diffraksjometer, som består av en strålekilde og -mottaker, plassert i omkretsen rundt prøvematerialet (figur 14).



Figur 14: Bilde av røntgendiffraksjometeret ved Institutt for geovitenskap. Prøvene ble satt på ulike skinner som roterer, samtidig som laser og mottaker roterer i omkretsen av hvor prøvene er plassert. De fire første prøvene på bildet er lagt på vanlige prøveskiver mens de to bakerste prøvene er lagt på spesiallaget glasskiver.

Feilkilder

De to største feilkildene ved en røntgendiffraksjonsanalyse er at det er mange ulike krystallplan som kan reflektere strålene når det er flere ulike materialer i prøven, og at man kan få et dårlig diagram fra dårlig krystalliserte og/eller små krystaller (Brindley, 1955). Det er også flere systematiske feil, blant annet aksial divergens, at prøven er flat, komposisjonsforskjeller mellom prøven som blir klargjort og eksemplaret en bruker i XRD-analysen, forskyvning av

eksemplaret i røntgendiffraksjometeret, hvor tykke eksemplarene er og foretrukket orientering. Feilkildene er diskutert i Connolly (2005).

3.3.8 Kronologi

Det er avgjørende å etablere et alder-dyp-forhold for sedimentkjernene for at de skal kunne brukes i paleoklimatiske studier. Tilnærmingen som er brukt for å lage alder-dybde-modellen, er programvaren Bacon 2.2 i statistikkprogrammet R. Bacon har en tilnærming som bruker Bayesian-statistikk til å konstruere en akkumulasjonshistorie for avsetninger (Blaauw og Christen, 2013). En kurve er tilpasset radiokarbondateringen (^{14}C -dateringer) og interpolert for å få en datering for hver dybde i kjernen. Bacon kan bruke hvilken som helst absolutt datering (f.eks. ^{210}Pb , OSL, tefra) for å lage en alder-dybde-modell, men brukes ofte ved hjelp av radiokarbondateringer. Radiokarbondateringer bør kalibreres med IntCal13 for terrestriske avsetninger på den nordlige halvkule. Moderne ^{14}C -dateringer må bli kalibrert med en post-bomb-kurve (Blaauw og Christen, 2013). Det er flere restriksjoner en må ta med i en vurdering av en alder-dybde-modell. Den første restriksjonen en bør vurdere er at aldre i teorien skal øke med dybden da sedimenter ikke kan bli akkumulert bakover i tid. Noen kjerner kan også ha noen flate partier i dybde-modellen da det mangler noen seksjoner i kjernen (Blaauw og Christen, 2011).

3.3.8.1 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en direkte dateringsmetode av radioisotoper eller av halveringsprodukter (^{14}C og K/Ar). Det var en av de første radiometriske metodene som ble tatt i bruk, selv om den bare kan brukes til å tidfeste en liten del av kvartær-perioden. Likevel er den en av de mest brukte radiometriske metodene som brukes til datering (Lowe og Walker, 2015). Radiokarbondateringer er blant de viktigste dateringsmetodene for å rekonstruere tidligere breaktivitet fra innsjøsedimenter. Radiokarbonkronologiene fra innsjøsedimenter er ofte basert på akselerator massespektrometri (AMS)-radiokarbondatert terrestrisk makrofossiler av planter (Dahl et al., 2003).

Metoden er basert på at alle levende planter og vesener tar opp ^{14}C fra atmosfæren. Når en organisme dør, stopper denne utvekslingen av ^{14}C mellom atmosfæren og organismen, og radiokarbonet starter en nedbrytning med en kjent halveringstid. Ved å sammenligne mengden av radiokarbonet i fossilt organisk materiale kan en med moderne verktøy regne ut alderen på prøven (Allaby, 2010).

Prøvene ble tatt på SAP-01-14 og er listet i tabell 4. De ble siktet med en 63 µm sikt før de ble studert i et mikroskop. De ble så tørket i ovnen på 50 °C og oppbevart i forseglede beholdere før innsending for AMS-datering ved Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. På grunn av lite organisk materiale i kjernen var det vanskelig å finne tilstrekkelig med materiale for datering, og enkelte av prøvene var på minimum av hva som trengtes. De fleste prøvene bestod av insektsfragmenter og planterester.

Feilkilder

En feilkilde med radiokarbondatering er at materialet en prøvetar er innvasket og på den måten kan inneholde gammelt karbon som ikke representerer rett alder for sedimentene de er avsatt sammen med.

3.3.8.2 Blydatering

Blydatering (^{210}Pb -datering) blir brukt for å etablere nyere kronologier for sedimenter og andre naturlig akkumulerte avsetninger, og kan derfor komplementere ^{14}C -metoden. Metoden blir hovedsakelig brukt for å utlede kronologier fra ulike systemer som is, ferskvannssedimenter, marine sedimenter og torvavsetninger (Appleby, 2004; Appleby og Oldfield, 1978; Eades et al., 2002; Nijampurkar og Rao, 1993). Metoden baserer seg på prinsippet der ^{210}Pb produsert i atmosfæren fra nedbrytningen av ^{222}Rn , blir avsatt i en konstant rate direkte på overflaten av is og torv, eller indirekte via vannsøylen på innsjøer eller marine sedimenter (MacKenzie et al., 2011).

Kjernen for prøver av blydatering, ble hentet av Birks et al (2004) i 1995. Blydateringer er gjort av Appleby et al. (2004). Prosedyren for dateringen er beskrevet i Appleby et al. (2004).

Feilkilder

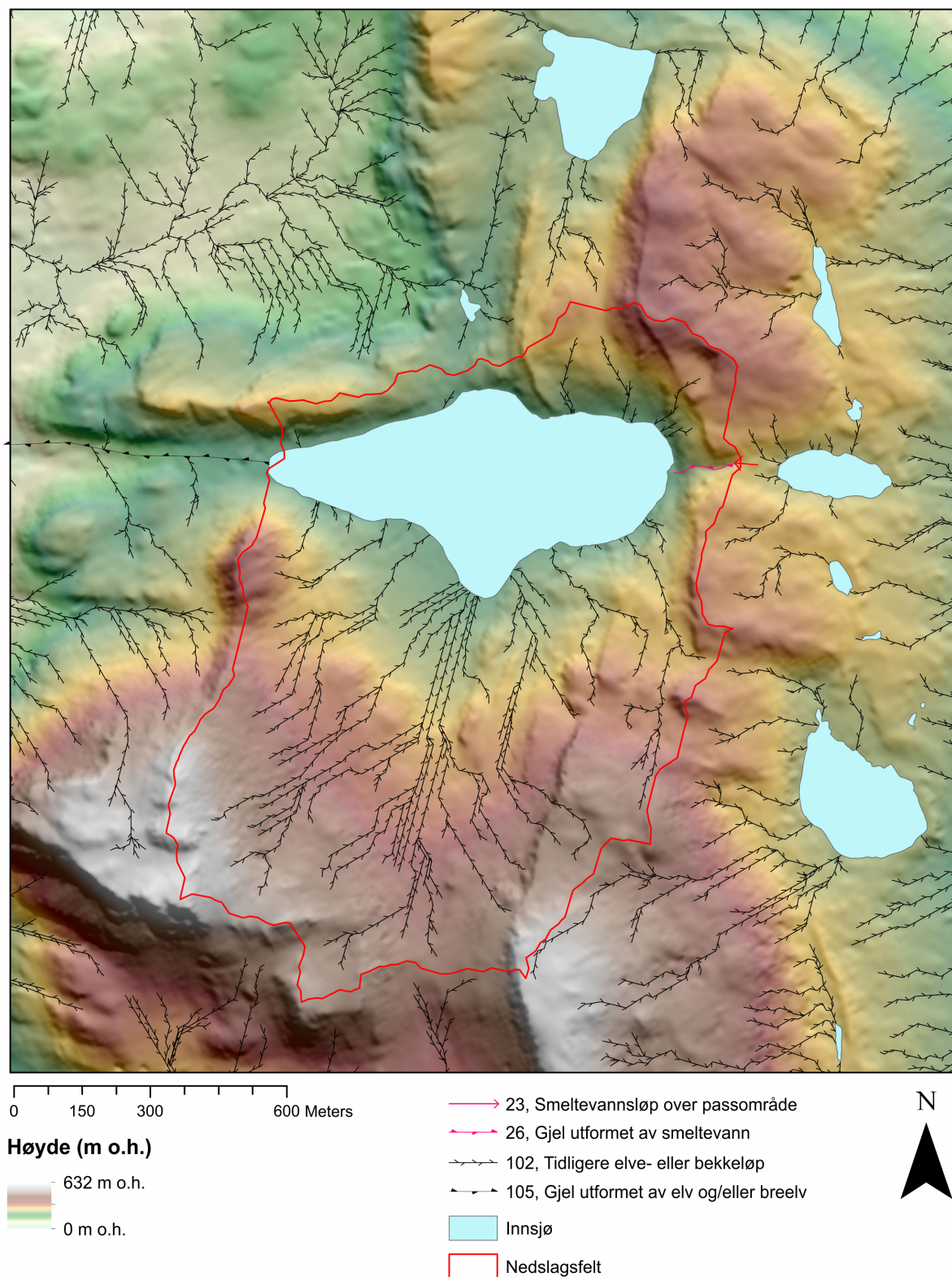
I blydatering blir det brukt to ulike modeller. Med CIC (constant initial concentration)-modellen vil det bli store feil hvis det er signifikant miksing i toppsedimentene, mens med CRS (constant rate supply)-modellen kan det bli feil om det er hull i sedimentasjonsarkivet (Appleby, 1998)

4 Resultater

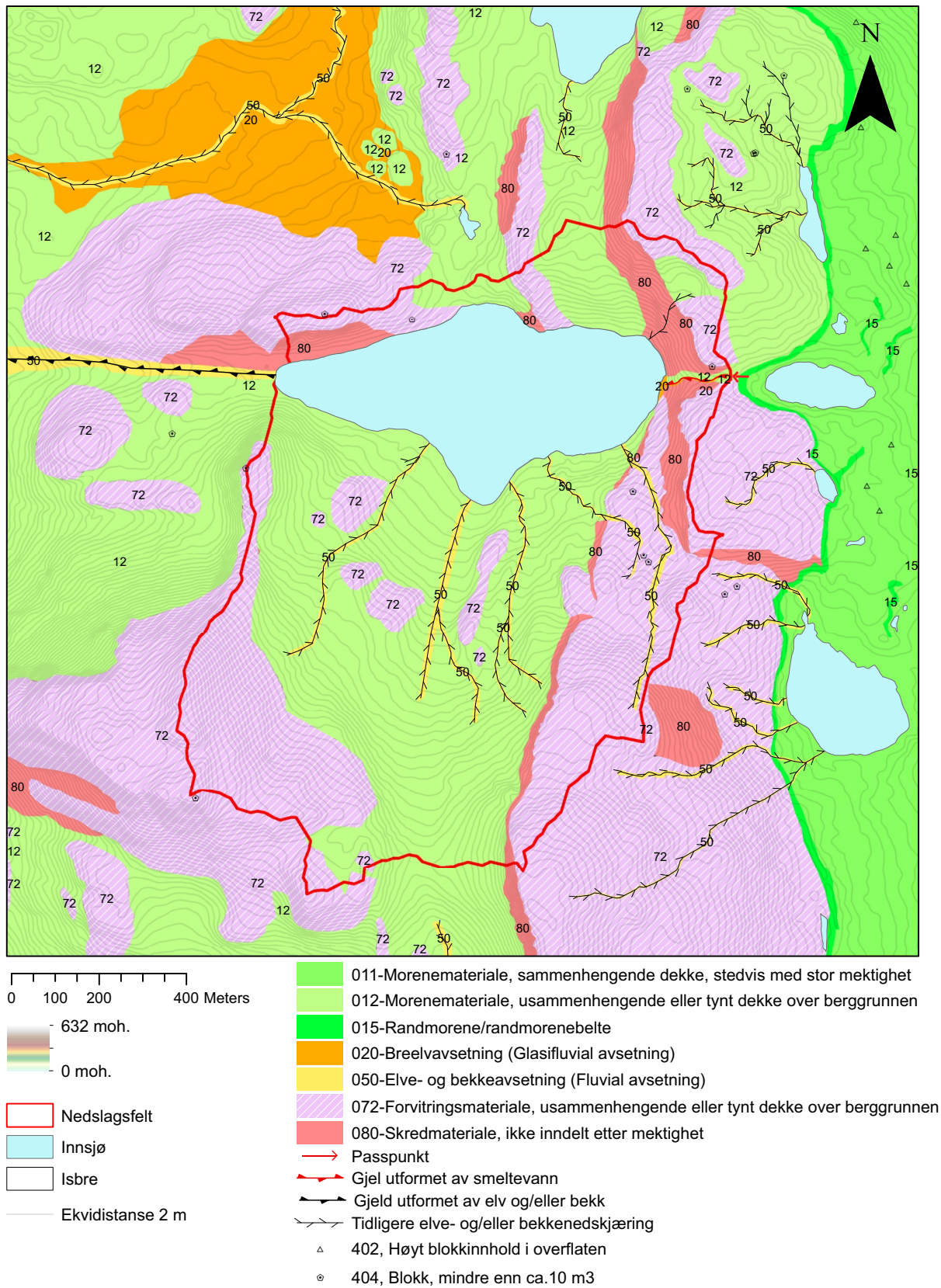
I dette kapitlet blir alle resultatene fra kartleggingen og laboratoriearbeidet presentert.

4.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Ut fra det kvartærgeologiske kartet (figur 16) kan en se at det er hovedsakelig fire dominerende avsetningsprosesser i området; glasiøle, fluviale, skred og forvitring. Områdene på Ossian Sarsfjellet består i stor grad av bart fjell, med løsmasser i form av morene, skred og forvitningsmateriale og med bekkesystem nedover de bratteste fjellsidene.



Figur 15: Terrenngmodell av Ossian Sarsfjellet. Nedslagsfeltet er markert med den røde linjen. Modellen er utarbeidet i ArcMap ved å kombinere en digital terrenngmodell (DEM) og en skyggereliefmodell. DEM-filen har en oppløsning på 2x2 m og er hentet fra ArcticDEM (Porter, 2018). Kartet er i målestokk 1:12 500.



Figur 16: Kvartærgeologisk kart over studieområdet. Kartet er i målestokk 1:12 500. Kartleggingen er i tråd med NGUs standard for kvartærgeologisk kartlegging.

4.1.1 Glasiale prosesser og avsetninger

Observasjoner

Langs hele nord-, øst- og sørsiden av Ossian Sarsfjellet inn mot Kongsbreen ligger det dels tykke (1-5 m) overdekninger av løsmasser. Løsmassene består av usortert materiale fra leire til store blokker. Området strekker seg fra brekanten og omtrent 500 m inn mot Ossian Sarsfjellet (figur 17). Her finnes det også en rekke ryggformer som varierer i størrelse mellom én meters høyde opp til ti meters høyde. Ryggformene er stort sett symmetriske og ligger spredt utover hele området, hovedsakelig med lengderetning parallelt med brefronten.

Det er også flere store blokker omkring på Ossian Sarsfjellet. De ligger spredt i nedslagsfeltet, på de høyeste toppene og midt i fluviale kanaler, og varierer i størrelse fra 20 cm til over 1 m.



Figur 17: Satelittbilde av det store løsmassedekket mellom Sarsvatnet og Kongsbreen. Løsmassedekket inneholder flere små innsjøer og en rekke ryggformer. Bildet er hentet fra svalbardkartet.no (Norsk Polarinstitutt, 2018).



Figur 18: Fotografi i utkanten av løsmassedekket og andre type avsetninger. Løsmassedekket er tolket til å være morenemateriale fra LIA. Kanten hvor breen har ligget, er markert med den røde stiplede linjen. På bildet ser en også en del av Øvre Sarsvatnet hvor det ble tatt to kjerner (Foto: Willem van der Bilt).

Tolkning

Den store mektigheten av løsmasser langs hele nord-, øst- og sørsiden av Ossian Sarsfjellet er tolket til å være et morenesystem fra LIA. Morenen er en iskjernemorene, da morenen inneholder et stort volum av is. Her ligger det et par innsjøbasseng (figur 18), men på grunn av beliggenheten er disse mest sannsynlig ikke egnet til brerekonstruksjoner og paleoklimatiske undersøkelser. Sarsvatnet derimot, ligger utenfor morenesystemet og er mer egnet for undersøkelser.

De store blokkene er tolket til å være flyttblokker som en del av ablasjonsmorene. Disse må ha blitt avsatt etter siste istid da isdekket må ha dekket hele området og lagt fra seg sedimenter når breen trakk seg tilbake.

4.1.2 Fluviale prosesser og avsetninger

Observasjoner

Det er flere kanaler i området, som går fra de høyeste fjelltoppene helt ned til Sarsvatnet. Kanalene består av forgreininger som fletter seg i hverandre og ligger rundt forhøyninger i terrenget (figur 19). Det er størst antall av kanaler på sørsiden av Sarsvatnet, og det er illustrert i terrengmodellen (figur 15) for området. Kanalene er erodert ned i løsmassedekket. Det er små strender av grus og grovt materiale der hvor kanalene leder ut i Sarsvatnet. I noen av kanalene er det også vekst av vegetasjon.



Figur 19: Fotografi av sørsiden av nedslagsfeltet. De røde stipla linjene indikerer hvor det er flere elver og bekker som renner ut i Sarsvatnet. Ser også godt den brune vegetasjonen som ligger i kanalene (Foto: Willem van der Bilt).

Tolkning

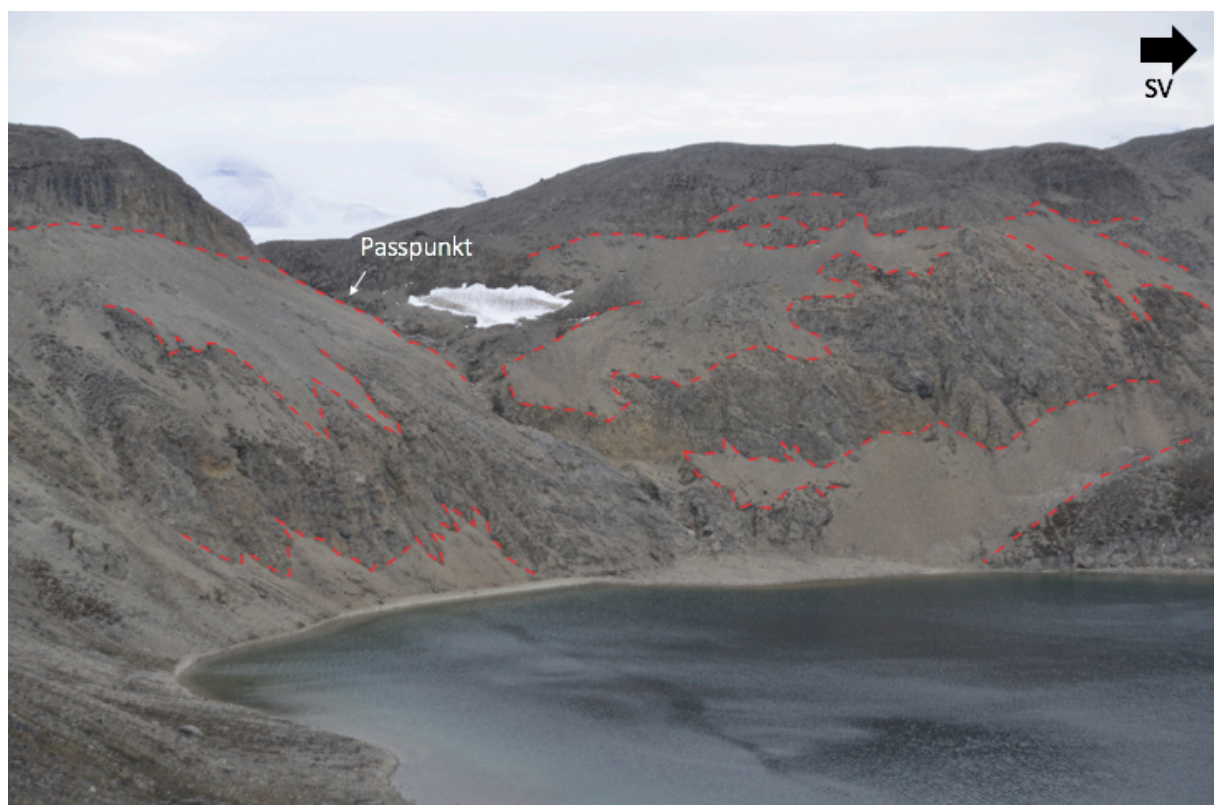
Kanalene er tolket til å være aktive og inaktive bekke- og elveløp. Vegetasjon i kanalene tyder på at de ikke har vært aktive på en stund. Strendene i vannkanten hvor bekkeløpene renner ut i Sarsvatnet, tyder på en sedimenttransport. At bekke- og elveløpene er forgreinet, tyder også på en høy energi, og det kan derfor antas at bekkene har hatt stor nok kapasitet til å avsette sedimenter i innsjøbassenget. Det er tynt vegetasjonsdekke og permafrost i området, noe som

kan resultere i en hurtig avrenning etter perioder med kraftig nedbør (Church, 1973), som igjen kan føre til avsetning av sedimenter i Sarsvatnet.

4.1.3 Skredprosesser og avsetninger

Observasjoner

Det er omtrent et kontinuerlig belte av løsmaterialer langs de bratte fjellsidene rundt Sarsvannet. Materialet avsatt nedenfor sprekker i fjellsiden, har en typisk vifteform. Topografien er mest dramatisk på vestsiden, og det er også her en finner den største mektigheten. Materialet består av grus og stein, og det er en tydelig fallsortering i avsetningene. De fineste kornstørrelsene finner en øverst i avsetningen, mens de største fraksjonene nederst. Noen av skredviftene ligger helt nede ved vannkanten (figur 20). Ifølge Birks et al. (2004) er det også noe solifluksjon langs fjellsidene, men dette er ikke mulig å observere ut fra fotografier, flyfoto og satellittbildene som er tilgjengelige.



Figur 20: Bilde mot østsiden av nedslagsfeltet med passpunktet omtrent midt i bildet. De røde stipla linjene signaliserer de store massene med skredmateriale som ligger nedenfor de bratte skråningene (Foto: Willem van der Bilt).

Tolkning

Materialet er tolket til å være skredmateriale. Skredmateriale dannes typisk ved forvitring av fjellsider, hvor små bergstykker til slutt vil falle ut. I dette tilfellet er det mest sannsynlig frostforvitring som er årsaken til avsetningen. Avsetningen som ligger i en vifteform er en typisk talusvifte. På figur 20 ser en også at snøfonnen er dekket med skredmateriale. Dette er et tegn på at det er en aktiv prosess.

4.1.4 Forvittringsavsetninger

Observasjoner

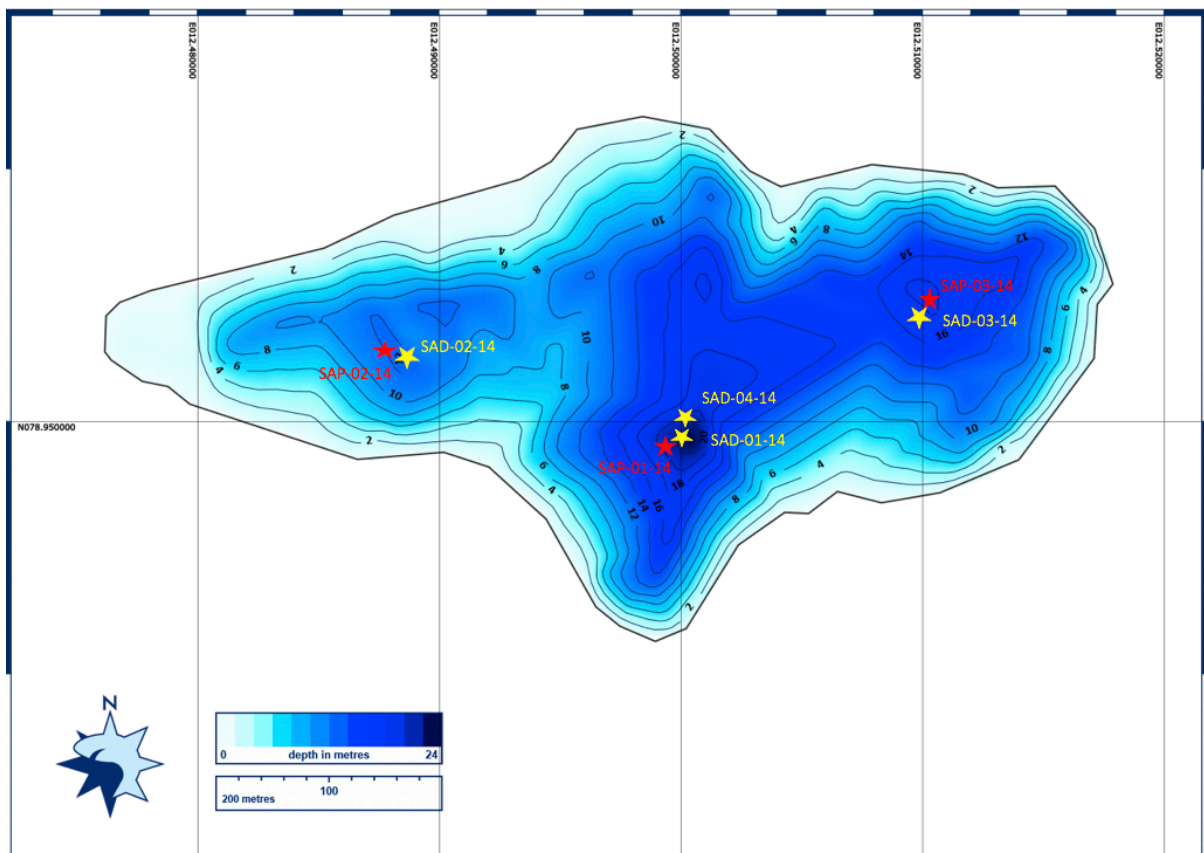
De høyereliggende områdene av Ossian Sarsfjellet består av store områder stein og grus over bart fjell. Materialet er kantet og ligger i nedsenkninger i bergarten.

Tolkning

Materialet er tolket til å være forvittringsmateriale av både mekaniske og kjemiske forvittringsprosesser. Forvittringsmaterialet er karakterisert med *in situ* granulær desintegrasjon av grove krystalliske bergarter. Forvitring av bergarter danner groper og nedsenkninger med *in situ* produsert stein og grus. Marmor, og andre karbonatrike bergarter, er spesielt utsatt for fysisk og kjemisk forvitring (Eppes og Griffing, 2010).

4.2 Sedimentkjerner

Det er tatt kjerner i tre av innsjøens bassenger (figur 21). Kjernene som er analysert og tolket i dette prosjektet, er SAP-01-14, SAP-02-14, SAP-03-14 og SAD-01-14. SAP-01-14 er brukt som hovedkjerne da det er den lengste kjernen som inneholder alle enhetene og har tydeligst laminering. Alle kjernene er delt inn i de samme enhetene A-E. Enhet A er dermed antatt å være den samme sedimentpakken i alle kjernene.



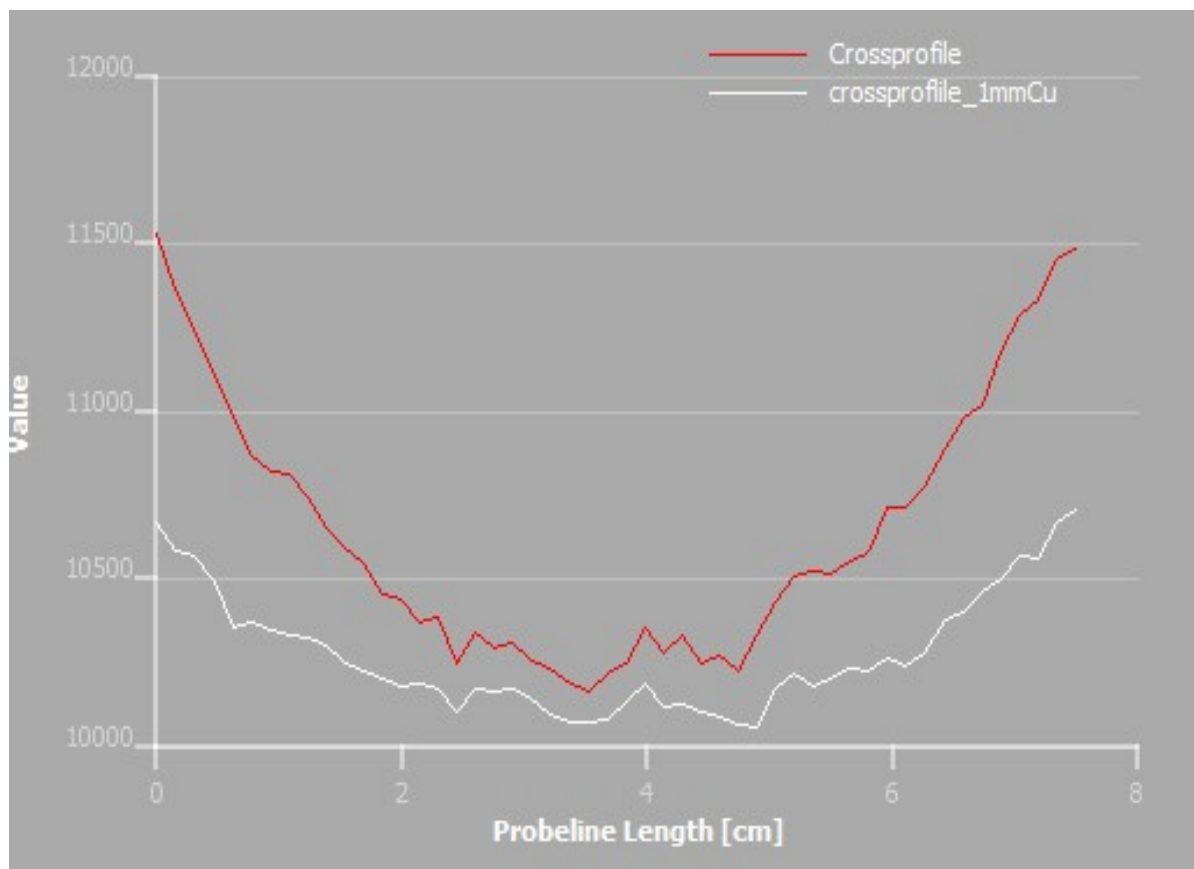
Figur 21: Dybdekart av Sarsvatnet som viser innsjøens fire bassenger. Røde stjerner markerer posisjonen for pistonkjernene SAP-01-14, SAP-02-14 og SAP-03-14, mens de gule stjerner markerer posisjonen for UWITEC-kjernene SAD-01-14, SAD-02-14, SAD-03-14 og SAD-04-14.

Kjernene ble fraktet til Universitetet i Bergen hvor de ble skåret i to, dekket i plastfilm og pakket i plastposer. Dette for å unngå uttørking. Kjernene ble så lagret på kjølelageret til Institutt for geovitenskap. Den ene kjernehalvdelen ble brukt til prøvetakning og logging, mens den andre kjernehalvdelen er en referansekjerne og forble urørt.

Det ble gjort XRF-skan av alle kjernene, og en CT-skan og glødetapsanalyse ble gjort på SAP-01-14 på EARTHLAB ved Institutt for geovitenskap ved UiB i 2014. Det resterende laboratoriearbeidet ved starten av dette prosjektet var dermed å måle magnetisk susceptibilitet på alle kjernene og hente ut prøver for laserdiffraksjon, røtgendiffraksjon og radiokarbondatering fra SAP-01-14.

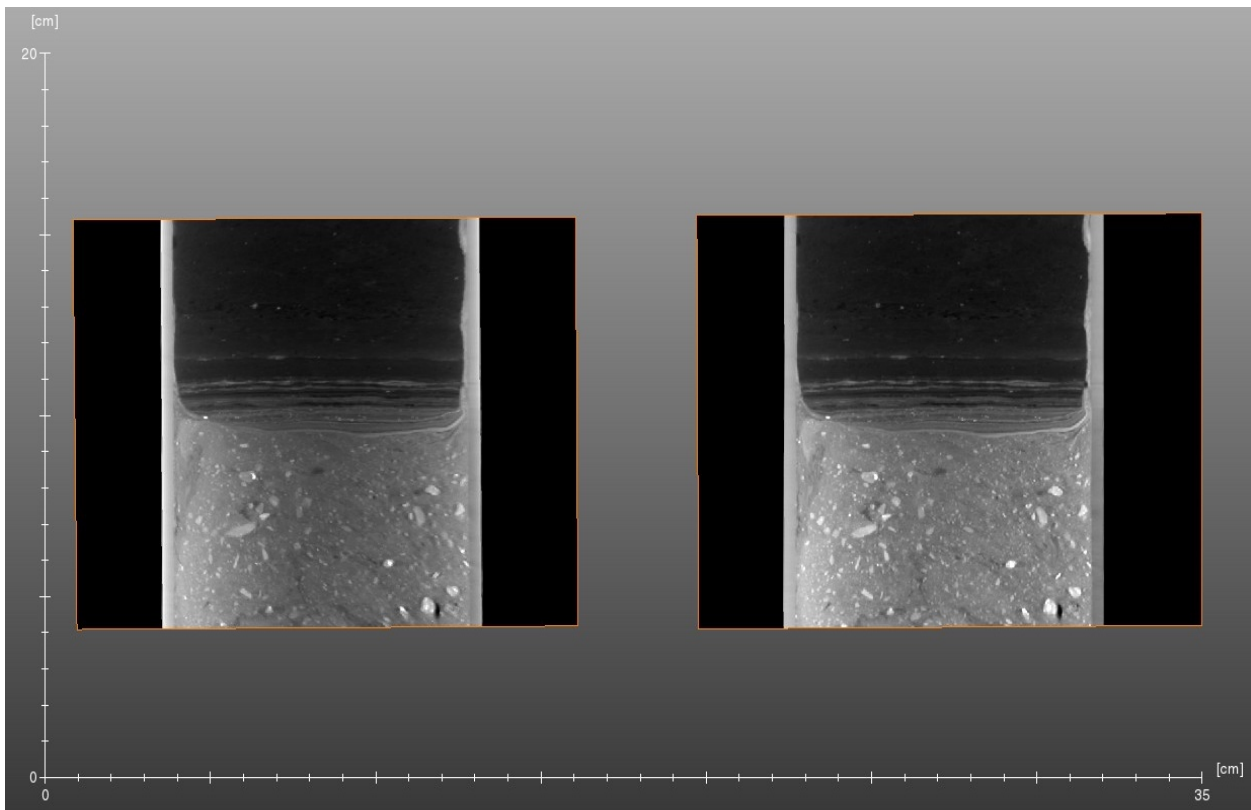
4.2.1 CT-eksperiment

CT-bilder er som allerede nevnt en ny metode innenfor geovitenskapen. I dette kapittelet blir effekten av stråleherding demonstrert, og hvorfor det er viktig å ta høyde for denne effekten ved bruk av CT. I dette prosjektet ble det benyttet et 1 mm kobberfilter mellom strålingsobjektet og kjernen for å herde røntgenstrålen før den treffer prøven. Strålene må da først penetrere kobberplaten, før strålene penetrerer prøveobjektet. Kobberfilteret vil absorbere en stor andel av de lav-energiske strålene, og en vil få et mer korrekt bilde av kjernen. Figur 22, 23 og 24 er en test-skan av en seksjon av SAP-01-14. Først ble seksjonen skannet uten kobberfilter, før den etterpå ble skannet med et kobberfilter. Figur 22 illustrerer «cupping effekten» en vil få på et tverrsnitt med og uten stråleherdingsfilter. Den røde linjen symboliserer en skan uten kobberfilter med den største «cupping effekten», der en får absorbert mest stråler på utsiden av kjernen. Den hvite linjen symboliserer en skan med kobberfilter og gir en mindre «cupping effekt», da de lav-energiske strålene allerede er absorbert av kobberfilteret.



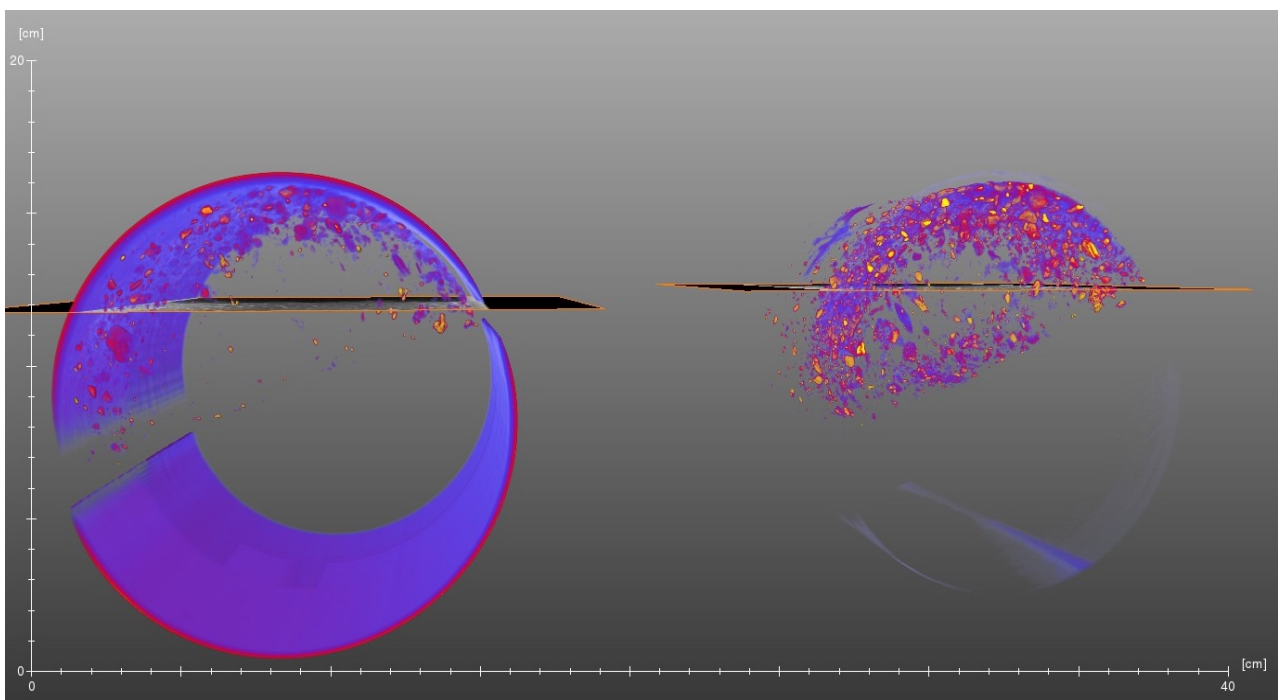
Figur 22: Illustrasjon av "cupping effekt" på SAP-01-14. Den røde linjen viser et tverrsnitt av sedimentkjernen fra en skan uten filter, mens den hvite linjen er fra en skan med filter for å minimere «cupping effekten». Ser tydelig at den røde linjen har en høyere andel røntgenstråler som blir absorbert i kanten av kjernen, mens den hvite linjen har en betydelig lavere andel av stråler som blir absorbert i kanten, og dermed har en mindre «cupping effect».

I figur 23 kan en se en variasjon av gråtoner gjennom kjernene i et tverrsnitt. Kjernen til venstre er uten stråleherdingsfilter hvor en kan se en variasjon i gråtonene, mens kjernen til høyre er skannet med et stråleherdingsfilter der det ikke er like mye variasjon i gråskalaen gjennom kjernen.



Figur 23: Ser en betydelig større variasjon i gråskalaen i den venstre kjernen som er skannet uten stråleherdingsfilter kontra den høyre kjernen som er skannet med stråleherdingsfilter.

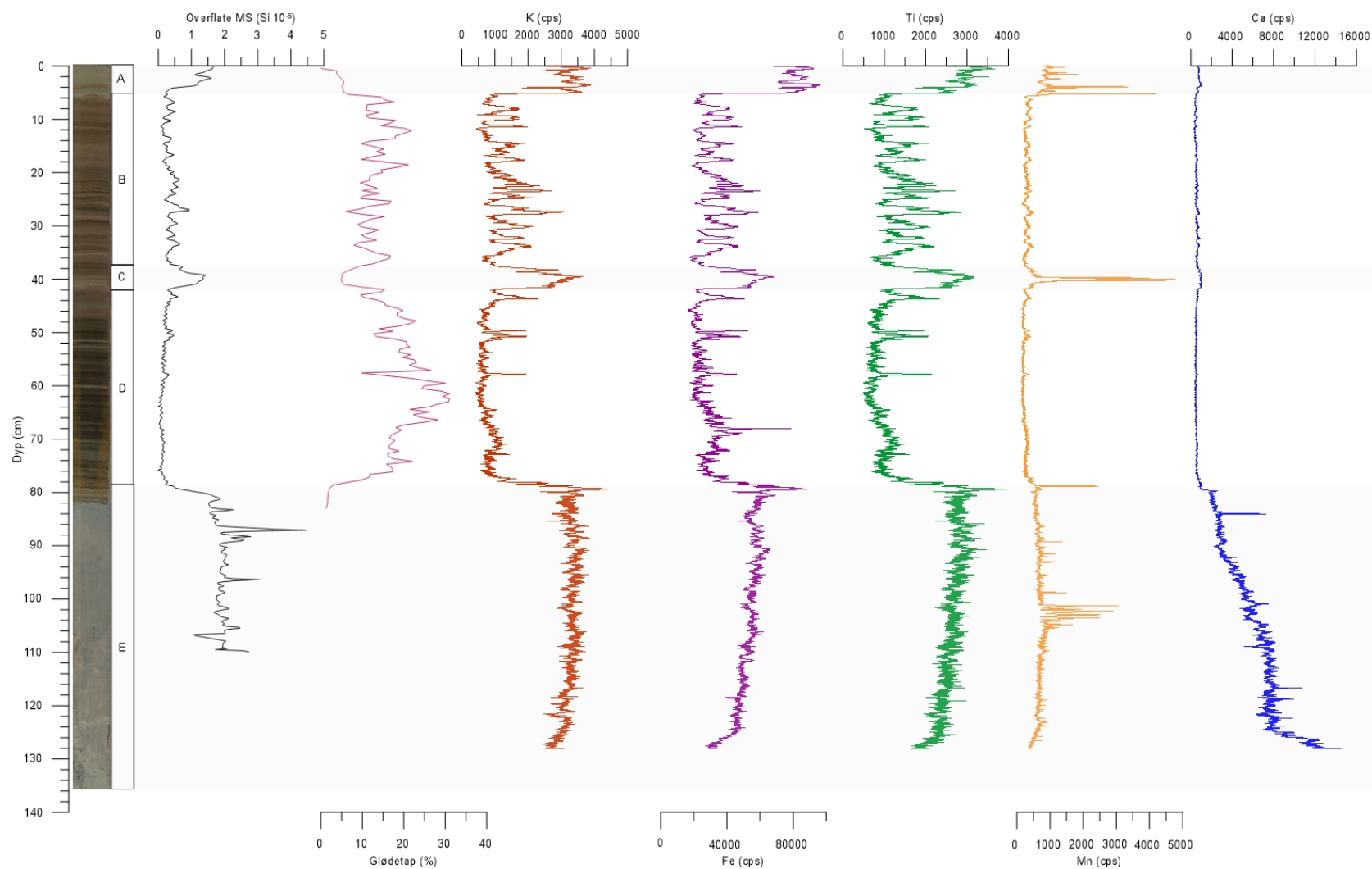
Figur 24 demonstrerer hvordan de lav-energiske strålene vil bli absorbert av røret rundt sedimentkjernen om en ikke bruker et stråleherdingsfilter. I kjernen til venstre hvor det ikke er brukt et stråleherdingsfilter, blir røret fremstilt med feilaktig høy tetthet og det er lite informasjon om sedimentene inne i røret. Kjernen til venstre er derimot skannet med et stråleherdingsfilter. Her penetrerer den herdede strålen røret og det er hovedsakelig sedimentene som absorberer strålingen.



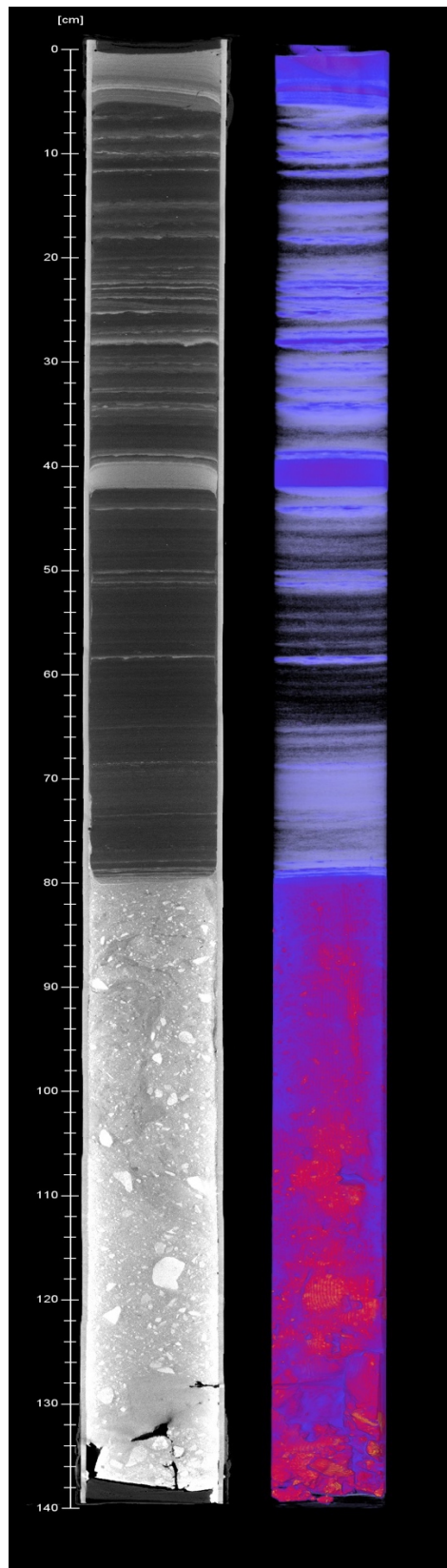
Figur 24: Illustrasjon av effekten av stråleherdingsfilter. Venstre kjerne er skannet uten stråleherdingsfilter, og det er omtrent bare røret som absorberer stråling. Den høyre kjernen er skannet med et stråleherdingsfilter, og det er her riktigere gjengivelse av tetthet hvor sedimentene med høy tetthet er mest fremtredende. Gul farge indikerer sedimenter med høyest tetthet.

4.2.2 SAP-01-14

SAP-01-14 er 137 cm lang og ble tatt på 22 meters dyp. Det er den lengste kjernen, og er tatt i det dypeste bassenget midt i innsjøen (figur 21). Alle de nevnte analysene i kapittel 4 er blitt utført på kjernen, utenom blydatering, som er hentet fra Appleby (2004). Kjernen er blitt delt inn i fem ulike enheter, basert på visuelle trekk og resultater fra MS, XRF og CT (figur 25 og 26).



Figur 25: Utvalgte magnetiske, fysiske og geokjemiske egenskaper mot dyp av SAP-01-14. Fra venstre til høyre: bilde av SAP-01-14; oppdeling i enhetene A-E basert på litostratigrafien; magnetisk susceptibilitet; glødetap; kalium-; jern-; titan-; mangan- og kalsium-verdier. De 5 enhetene er markert med lysegrå bokser og hvite bokser.

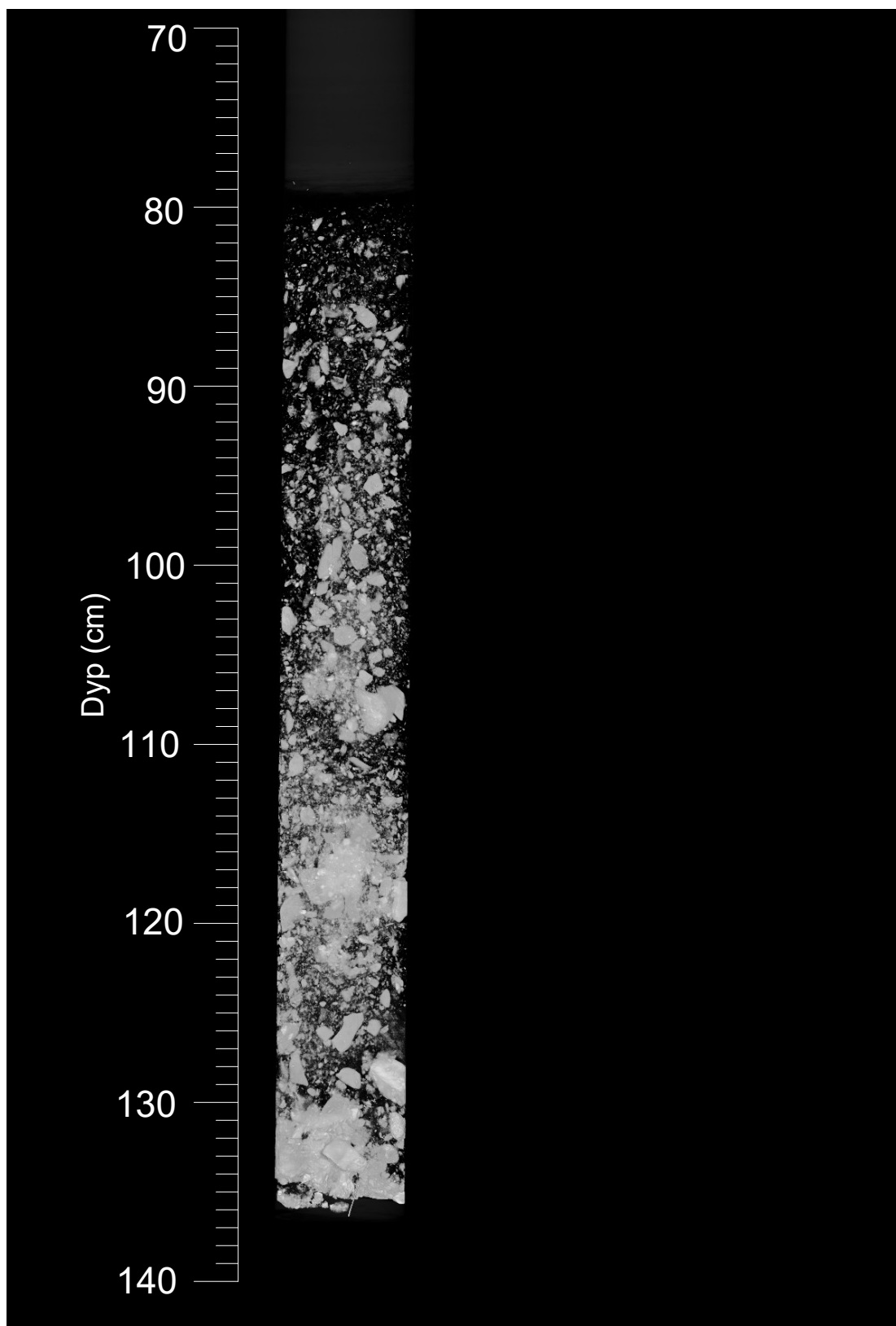


Figur 26: CT-bilde av hele SAP-01-14 med gråskala og med falske farger. Lag med høy tetthet kommer tydelig frem med lys gråfarge på gråskala-bildet mot den svarte bakgrunnsedimentasjonen med lav tetthet. På bildet med falske farger er lagene med høyest tetthet farget lilla og rosa, mens blå og hvit er lavere tetthet.

Enhet E (137-79 cm)

Enhet E består av lysegrå, kompakte sedimenter. Det er en svak oppfining i enheten fra en dårlig sortert matriks-båret diamikt med klaster opp til 3-4 cm nederst i enheten som går over til bedre sortert siltig sand øverst. Det er ingen tydelig lagdeling eller horisontale strukturer gjennom enheten. MS-dataene varierer fra en verdi på 1,6 til 2,27 SI 10^{-5} . Glødetap var ikke mulig å gjennomføre da sedimentene var for harde og kompakte. Enheten har de høyeste verdiene av kalium (K) og titan (Ti) gjennom kjernen, med de høyeste verdiene ved 91 cm på henholdsvis 3700 counts per second (cps) og 3020 cps. K har en gjennomsnittlig tellerate på 3230 cps, jern (Fe) har et gjennomsnitt på 52510 cps og Ti har et gjennomsnitt på 2600 cps. Enheten hadde en liten topp av mangan (Mn) ved 103 cm med en tellerate på 2170 cps, mens gjennomsnittet gjennom kjernen er på 700 cps. Enhet E er den eneste enheten hvor kalsium (Ca) har en betydelig høy verdi. Nederst i enheten ligger Ca på over 15000 cps, før den synker til å ligge stabilt på omtrent 550 cps gjennom kjernen. Høye Ca tellerater finner en også igjen i alle E-enheter, men er betydelig høyere i denne kjernen. Det er en tydelig overgang fra enhet E til enhet D, både visuelt og i dataene (figur 25).

CT-bildet illustrerer oppfiningen av klast størrelsene gjennom enheten. En ser en tydelig tetthetsforskjell ved omtrent 79 cm som reflekterer overgangen til enhet D. CT-bildet illustrerer at klastene i enheten er kantet og ligger kaotisk med en dårlig sortering (figur 26 og 27).

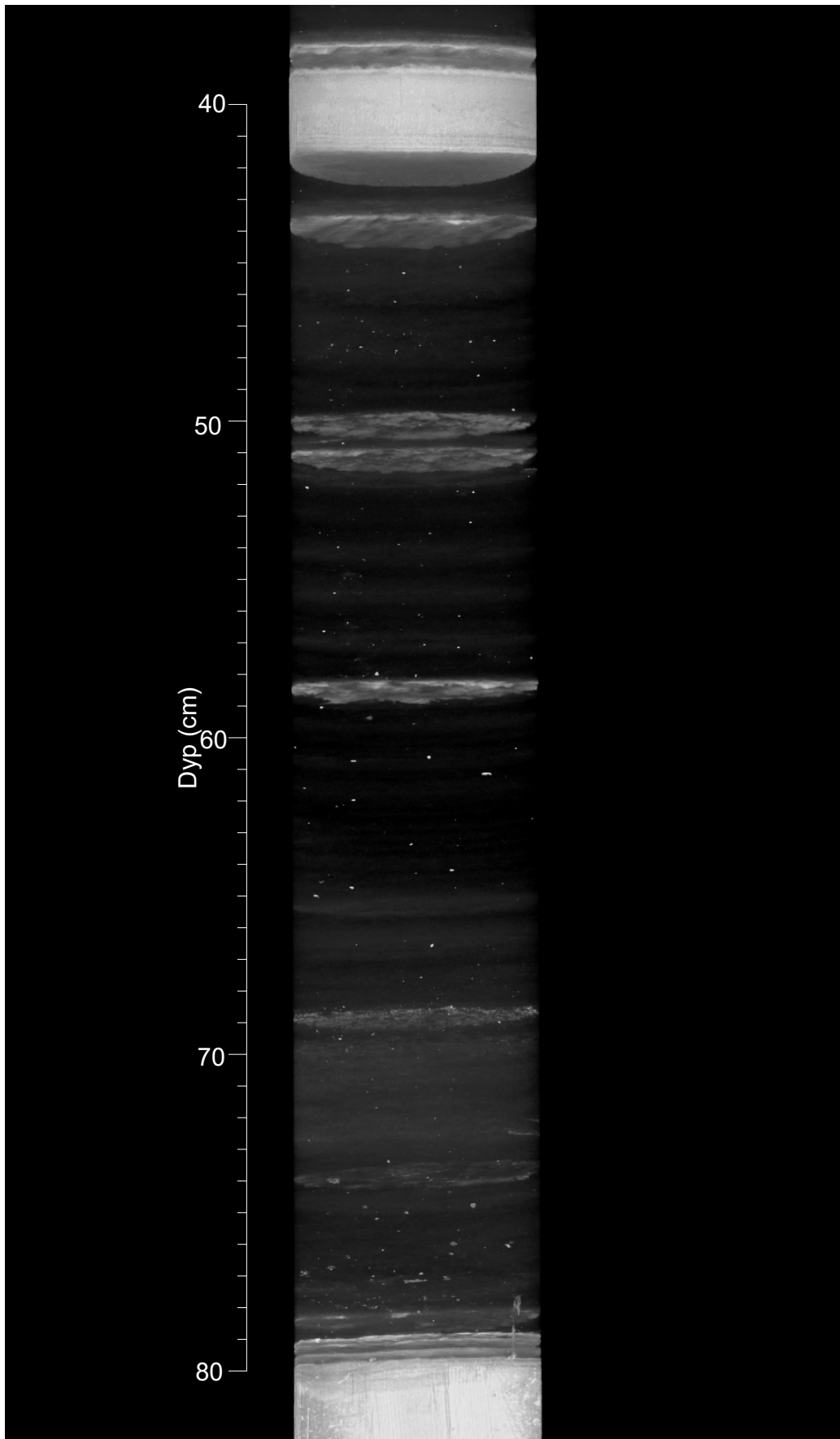


Figur 27: CT-bilde av enhet E. Bildet illustrerer de dårlig sorterte sedimentene og en finner de største klastene nederst i kjernen, før en kan se en gradvis oppfining gjennom enheten. Ser en tydelig tetthetsforskjell ved 79 cm som markerer overgangen til enhet D.

Enhet D (79-44 cm)

Enhet D består av mørkere, olivengrønne/brune siltige sedimenter bestående av akvatisk mose. Det er en tydelig lagdeling med laminering av lyse, tynne lag. Lamineringen vises tydelig i glødetap-kurven og på CT-bildet (figur 25 og 26). MS-verdiene varierer mellom 0,00 og 0,59 SI 10^{-5} , med et gjennomsnitt på 0,17 SI 10^{-5} . Enheten har det største glødetapet gjennom hele kjernen, og er høyest i de mørkebrune/olivengrønne lagene. Den høyeste verdien er på 31 % ved 63 cm, og den laveste er på 10 % i det lyse laget ved 59 cm. De gjennomsnittlige telleratene i enheten er 800 cps for K, 29330 cps for Fe, 950 cps for Ti, 240 cps for Mn og 550 cps for Ca. K, Fe og Ti er forholdsvis på sitt laveste gjennom hele enheten, men alle proksiene har en topp ved 58 cm med telleratene 1670 cps, 45260 cps og 1800 cps. Fe har også en høyere topp ved 68 cm på 78650 cps. Det ble tatt ut en prøve for radiokarbondatering ved 75,5-76 cm og en 62-62,5 cm (tabell 4), begge prøvene bestod av uidentifiserte makrofossil.

CT-bilder illustrerer at det er flere tetthetsforskjeller gjennom enheten. Lamineringen kommer godt frem på CT-bildet og viser at de lyse lagene er bare et par millimeter tykke. De lyse lagene har en noe, og gradvis, ruglete flate mot de underliggende sedimentene (figur 28). CT-bildene viser flere separate sandkorn gjennom enheten. Overgangen til enhet C er markert med en brå, skarp flate ved omtrent 44 cm.

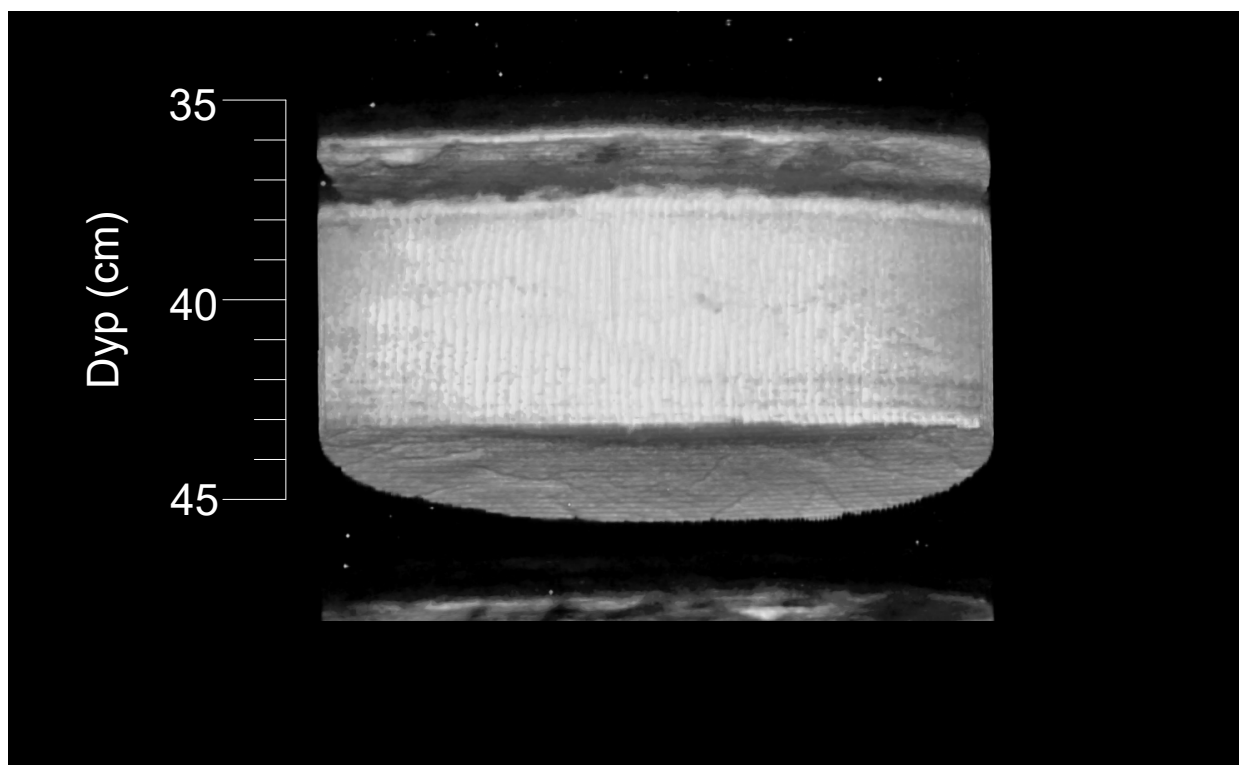


Figur 28: CT-bilde av materiale med høy tetthet i enhet D. Tydelig lagdeling med lyse lag av høyere tetthet, og separate sandkorn. Lagene i denne enheten har en ruglete underside.

Enhet C (44-37 cm)

Enhet C er et tykkere, lyst lag i kjernen, og skiller seg ut både på MS, LOI, XRF og CT-bildet (figur 25 og 26). Enheten består av grå, minerogene sedimenter av silt. MS-dataene viser en betydelig økning i enhet C, med den høyeste verdien på $1,42 \text{ SI } 10^{-5}$ og et gjennomsnitt på $0,74 \text{ SI } 10^{-5}$. Enheten har kjernens laveste glødetapsverdi på 4,86 % (av enhetene det var mulig å utføre glødetap). En kan også se en tydelig økning i K, Fe, Ti og Mn i dette laget. De høyeste verdiene ligger på 40 cm, og K har en tellerate på 3070 cps, Fe har 59220 cps og Ti har 2800 cps. Enhet C har kjernen høyeste verdi av Mn på 4360 cps. Ca-dataene gir ingen betydelig økning i denne enheten. De gjennomsnittlige telleratene i enheten ligger på 1890 cps for K, 39890 cps for Fe, 1840 cps for Ti, 860 cps for Mn og 780 cps for Ca. Det ble tatt ut én prøve ved bunnen og én ved toppen av enheten ved 46,5-47 cm og 40,5-41 cm for radiokarbondatering (tabell 4).

På CT-bilder ser en at bunnen av enhet C er helt flat, i motsetning til bunnen av de lysere lagene i enhet D og B, som består av en litt mer ruglete bunn (figur 26, 28 og 29). Enheten er et omtrent 7 cm sammenhengende lag uten tydelig lagdeling eller sedimentære strukturer. Overgangen til enhet B er markert med en tydelig tetthetsforskjell.

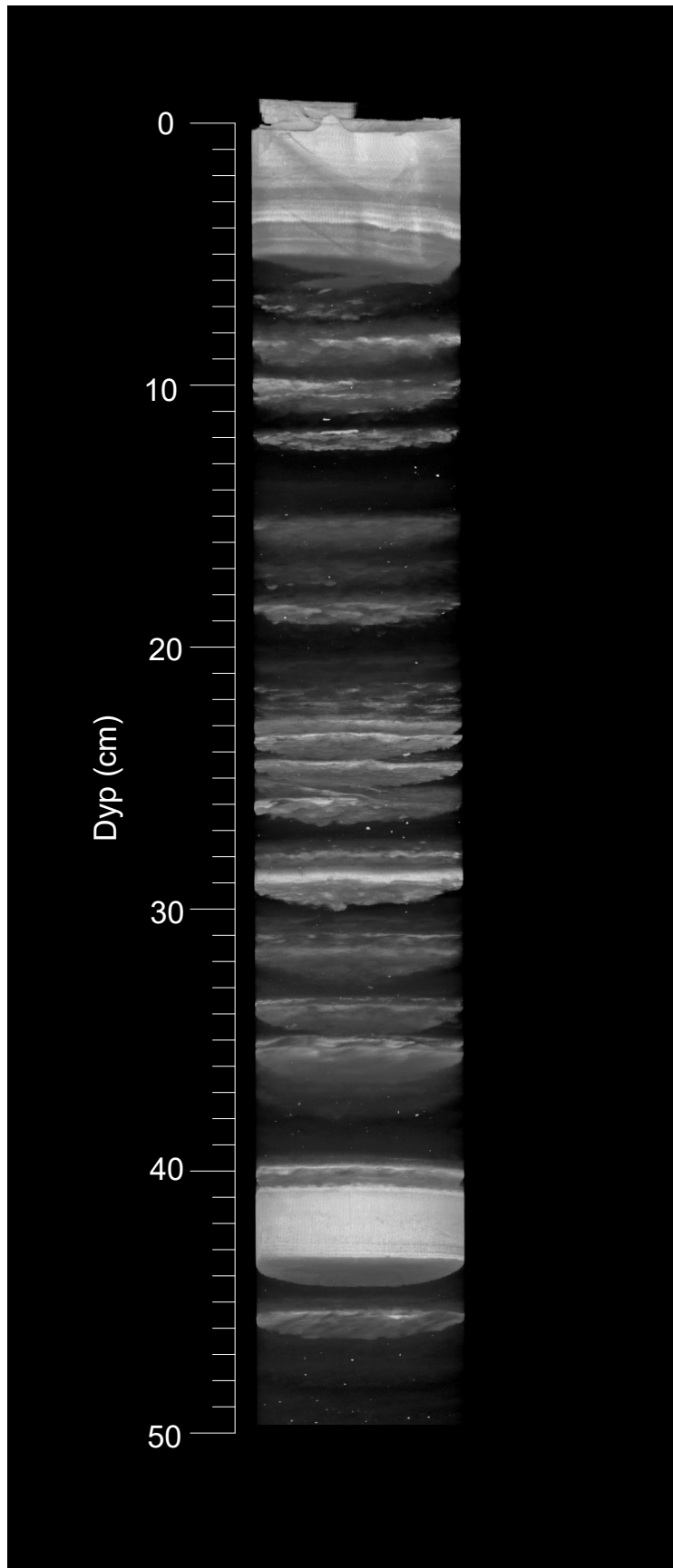


Figur 29: CT-bilde av materiale med høy tetthet i enhet C. Enheten er omtrent 7 cm tykk og har en tydelig skarp, flat bunn.

Enhet B (37-5 cm)

Enhet B består av vekslende grønnbrune lag av silt med akvatisk mose og grå lag av silt. Lamineringen er tydelig visuelt, og ved å studere MS, LOI, XRF-verdiene og CT-bildene (figur 25, 26 og 30). Det er også noen separate sandkorn i denne enheten (figur 30). MS-dataene er generelt lave gjennom kjernen med et gjennomsnitt på $0,36 \text{ SI } 10^{-5}$ med en betydelig topp på $0,94 \text{ SI } 10^{-5}$ ved 27 cm. Glødetapet har en lineær stigende trend med lavest glødetap nederst i enheten. K har et gjennomsnitt på 1160 cps. Fe har et gjennomsnitt på 30700 cps. Ti har et gjennomsnitt på 1250 cps. Mn ligger stabilt på 300 cps, og Ca ligger stabilt på 540 cps. Det ble tatt en prøve for radiokarbondatering ved 21-21,5cm (tabell 4).

CT-bilder illustrerer at det er flere lyse lamineringer gjennom enheten. Lamineringen varierer med lag på et par millimeter til omtrent en halv centimeter. Det er også her en gradvis og noe ruglete flate mot de underliggende sedimentene. Overgang fra enhet B til enhet A er markert med en tydelig tetthetsforskjell ved omtrent 5 cm (figur 30).

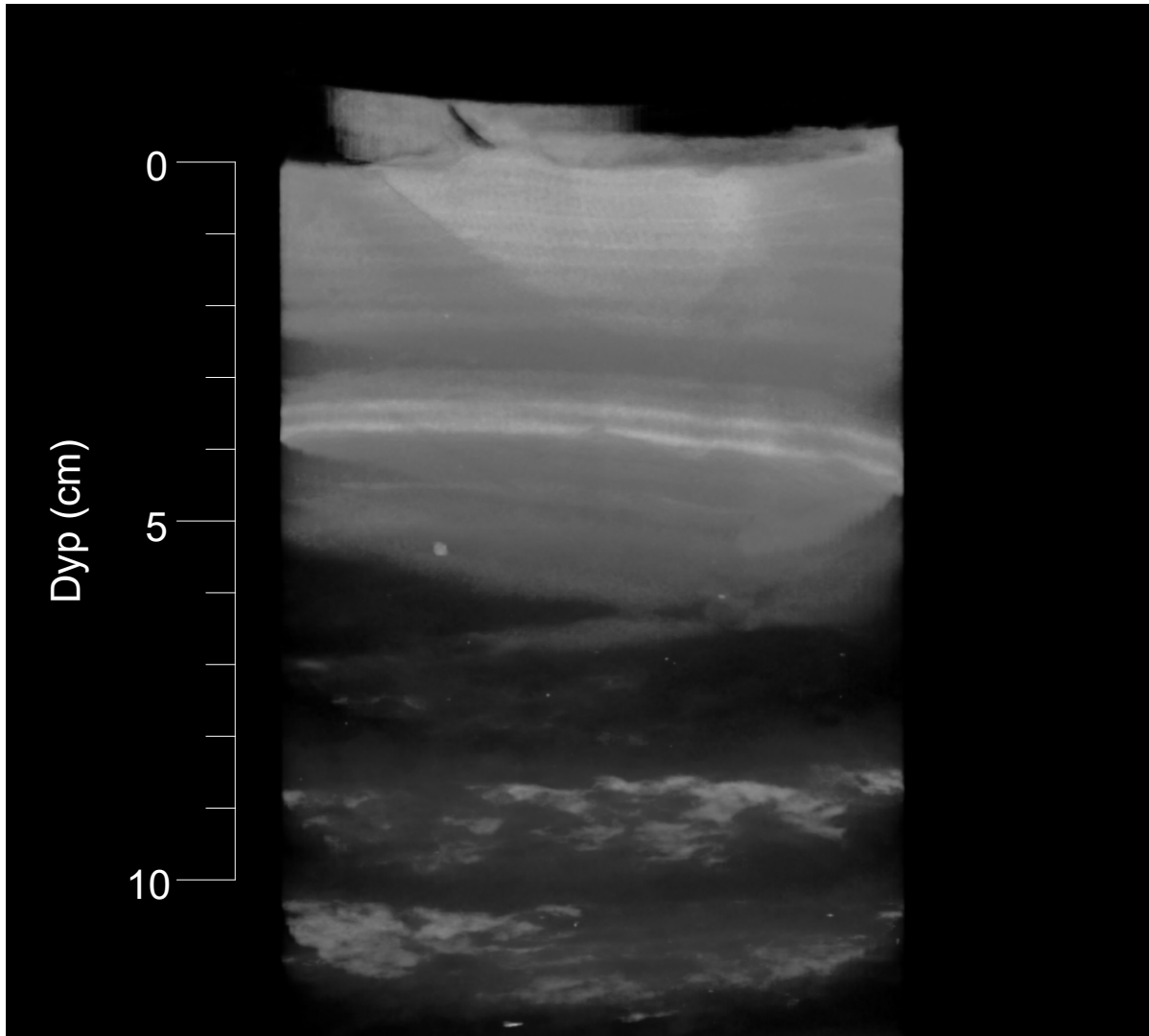


Figur 30: CT-bilde av materiale med høy tetthet i 0-50 cm av SAP-01-14. Merk forskjell på undersiden av lagene der de tynne lagene mellom 5 og 37 cm har ruglete underside mens laget på 37-44 cm dyp i kjernen har skarp og flat overgang mot underliggende sedimenter.

Enhet A (5-0 cm)

Den øverste enheten består av lysegrå, kompakt leire, med noe lagdeling i enheten. Enheten skiller seg ut med en økning i MS, K-, Fe-, Ti og Mn-verdier (figur 25) og en betydelig tetthetsøkning fra enhet B (figur 26). MS øker fra 0,27 til 1,78 SI 10^{-5} fra nederst til øverst i enheten. Glødetapet minker oppover i enheten, og synker fra 15 % til 3,9 %. K har et gjennomsnitt på 3090 cps, Fe har et gjennomsnitt på 77930 cps og Ti har et gjennomsnitt på 2770 cps. Det er betydelig økning av Mn i enheten, med de høyeste telleratene i bunnen som minker mot toppen. Den gjennomsnittlige telleraten er på 880 cps. Ingen betydelig endring i Ca.

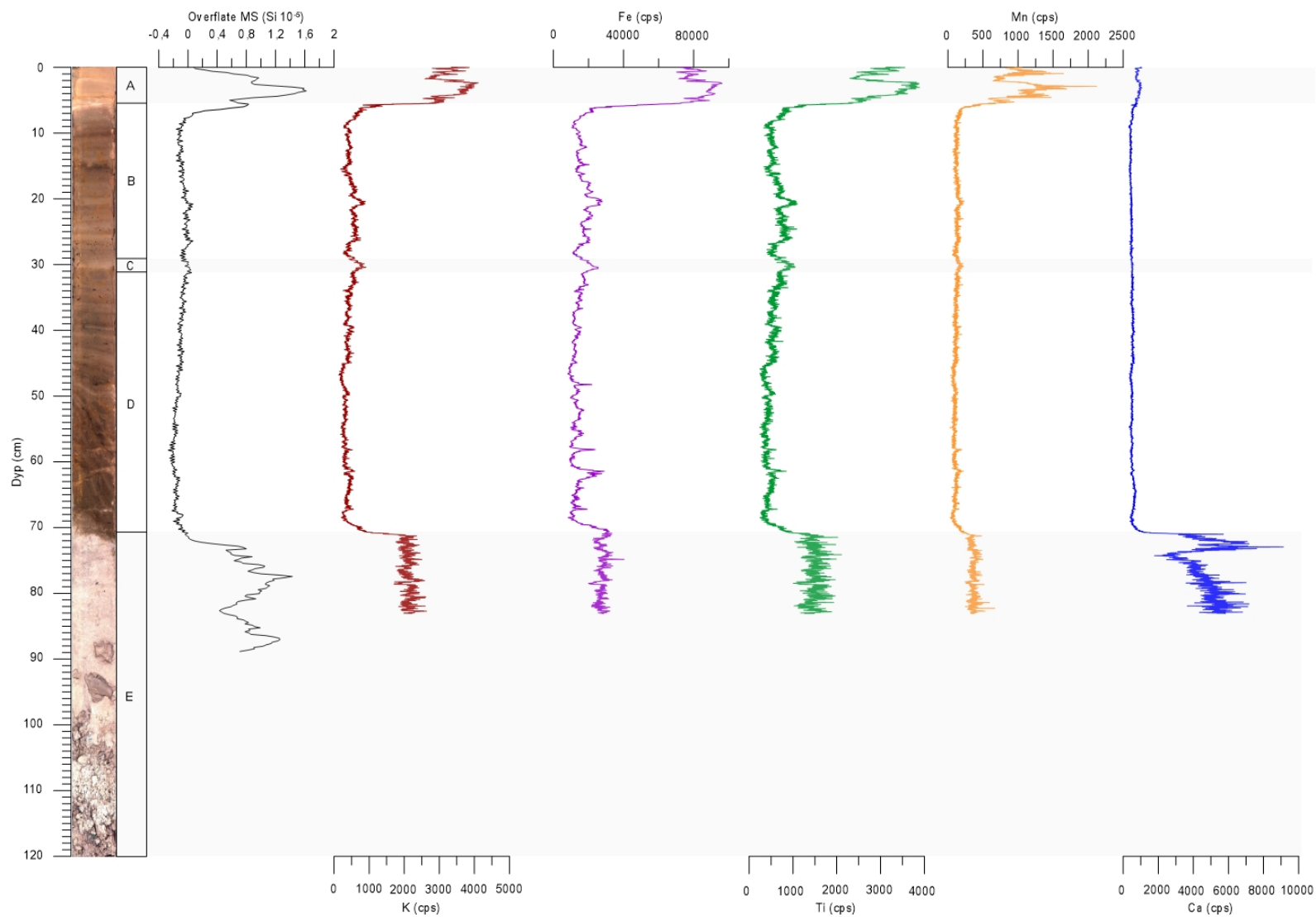
CT-bildet viser en gradvis økende tetthet fra bunnen av enheten. Ved 4 cm er det et tydelig fremtredende lag med høy tetthet. Det fremtredende laget er omtrent en halv centimeter tykt og har en skarp, flat bunn mot de underliggende sedimentene (figur 31).



Figur 31: CT-bilde av materiale med høy tetthet i enhet A. En gradvis tetthetsøkning fra omtrent 5 cm markerer starten på enheten. Det er et distinkt lag ved 3-4 cm med høyere tetthet og en skarp, flat underside. Det er også noe lagdeling oppover i enheten.

4.2.3 SAP 02-14

Kjernen er 120 centimeter lang og er tatt på 10,5 meters dyp i bassenget lengst fra innløpet. De eneste analysene som er utført på denne kjernen, er MS og XRF. Kjernen er delt inn i de samme fem enhetene som SAP-01-14 på bakgrunn av visuelle trekk og resultater fra analysene (figur 32). Det er betraktelig mindre tydelig laminering i denne kjernen sammenlignet med de andre kjernene.



Figur 32: Utvalgte magnetiske, fysiske og geokjemiske egenskaper av SAP-02-14. Fra venstre til høyre: bilde av SAP-02-14; oppdeling i enhetene A-E basert på litostratigrafien; magnetisk susceptibilitet; kalium-; jern-; titan-; mangan- og kalsium-verdier. Enhetene er delt inn med lysegrå og hvite bokser.

Enhet E (72-120 cm)

Enhet E består av grå, kompakte sedimenter. Den nederste delen av enheten består av grus, med en oppfining over til sandige og kompakte sedimenter. MS-kurven har en betydelig nedgang på grunn av ujevn overflate. Den høyeste verdien er på $1,43 \text{ SI } 10^{-5}$ i denne enheten. De gjennomsnittlige telleratene gjennom enheten er 2120 cps for K, 27300 cps for Fe, 1480 cps for Ti, 370 cps for Mn og 4860 cps for Ca. Ca har de høyeste telleratene gjennom kjernen i denne enheten.

Enhet D (31-72 cm)

Enhet D har veksling mellom mørke, olivengrønne lag og lysere, grå lag. Ikke like tydelig lagdeling i denne kjernen som i enhet D i de andre kjernene. MS gjennomsnittsverdi på $-0,13 \text{ SI } 10^{-5}$. De gjennomsnittlige telleratene i denne enheten er 400 cps for K, 14010 cps for Fe, 490 cps for Ti, 110 cps for Mn og 630 cps for Ca.

Enhet C (28-31 cm)

Enhet C skiller seg ikke like mye ut i denne kjernen som i de andre kjernene, men en kan se noen endringer i dataene. MS har en gjennomsnittsverdi på $-0,07 \text{ SI } 10^{-5}$. De gjennomsnittlige telleratene øker til 570 cps for K, 17710 cps for Fe, 720 cps for Ti og 103 cps for Mn. Telleraten for Ca minker i enheten, og har et gjennomsnitt på 480 cps.

Enhet B (6-28 cm)

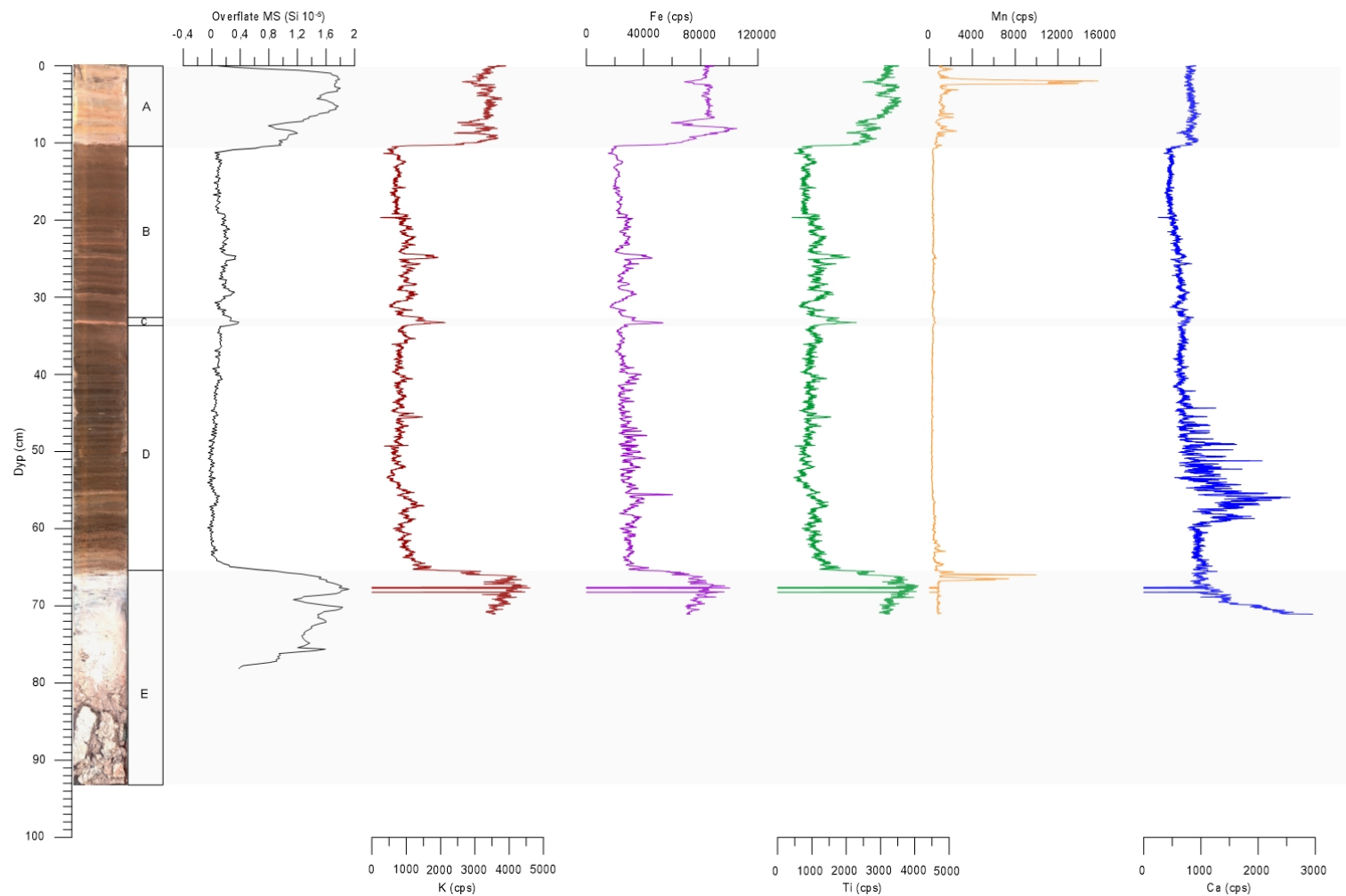
Denne enheten er tydelig laminert. Sedimentene veksler mellom brune og grå lag. MS har en gjennomsnittsverdi på $0,01 \text{ SI } 10^{-5}$. De gjennomsnittlige telleratene er 510 cps for K, 17490 cps for Fe, 650 cps for Ti, 140 cps for Mn og 450 cps for Ca.

Enhet A (0-6 cm)

Den øverste enheten av kjernen består av lysegrå sedimenter, med noe lagdeling. MS-dataene øker betraktelig i denne enheten, med tre topper. Den høyeste verdien er $1,59 \text{ SI } 10^{-5}$ og er den høyeste MS-verdien gjennom hele kjernen. Betraktelig høyere Fe-verdier i dette laget i forhold til resten av kjernen med en topp på 95866 cps ved 1,8 cm. Også generelt høye verdier av K, Ti og Mn. Liten økning også i Ca-verdier. De gjennomsnittlige telleratene er 3200 cps for K, 81870 cps for Fe, 2970 cps for Ti, 970 cps for Mn og 850 cps for Ca.

4.2.4 SAP 03-14

SAP-03-14 er 96 centimeter lang tatt på 18,5 meters dyp, i bassenget nærmest innløpet fra passpunktet. Analysene som er gjort er MS og XRF. Også denne kjernen er delt inn i enhet A-E basert på visuelle trekk og analyser (figur 33).



Figur 33: Utvalgte magnetiske, fysiske og geokjemiske egenskaper av SAP-03-14. Fra venstre til høyre: bilde av SAP-03-14; oppdeling i enhetene A-E basert på litostratigrafien; magnetisk susceptibilitet; kalium-; jern-; titan-; mangan- og kalsium-verdier.

Enhet E (96-67 cm)

Enhet E består av grå og kompakte sedimenter. Enheten består av grus nederst før en oppfining til sand. På grunn av ujevnheter på overflaten ble bare den øverste delen av enheten skannet. Grop i sedimentoverflaten av den splittede kjernen er grunnen til at alle XRF-resultatene går til 0 ved omtrent 70 cm. MS-dataene har den høyeste verdien på $1,92 \text{ SI } 10^{-5}$. Gjennomsnittet for telleratene for K er 3720 cps, for Fe er det 76040 cps, for Ti er det 3310 cps, Mn er 1360 cps og for Ca er 1400 cps. De gjennomsnittlige telleratene er regnet ut uten 0-verdiene ved 70 cm. Ca har den høyeste verdien for hele kjernene på 2460 cps.

Enhet D (67-34 cm)

Enhet D består av tydelig laminering av olivengrønne og lysegrå lag. MS-verdiene ligger i gjennomsnitt på $0,04 \text{ SI } 10^{-5}$. De gjennomsnittlige telleratene er 880 cps for K, 29120 cps for Fe, 980 cps for Ti, 340 cps for Mn og 940 cps for Ca. Spesielt høye og varierende verdier av Ca gjennom enheten. Fe har en topp som skiller seg ut ved 55 cm på 60540 cps.

Enhet C (45-33 cm)

Enhet C er i denne kjernen et tynt lyst lag, men med tydelig endring i dataene. MS har en topp på $0,38 \text{ SI } 10^{-5}$, med et gjennomsnitt på $0,20 \text{ SI } 10^{-5}$. Gjennomsnittet for telleratene er 1120 cps for K, 28730 cps for Fe, 1220 cps for Ti, 390 cps for Mn og 700 cps for Ca.

Enhet B (33-11 cm)

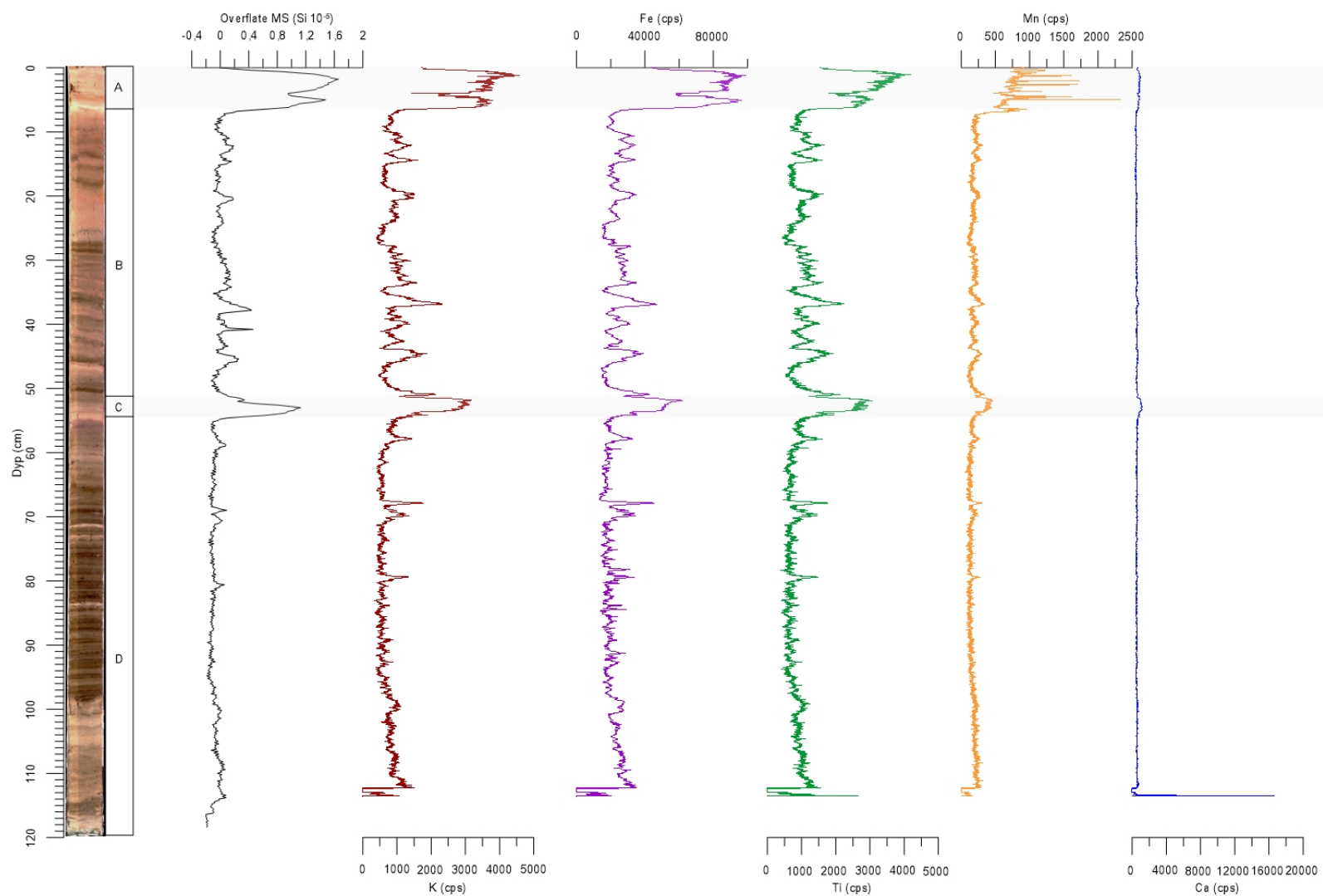
I enhet B er det tydelig laminering av mørkebrune og lysegrå lag. MS-verdiene er i gjennomsnitt $0,17 \text{ SI } 10^{-5}$. Gjennomsnittet i telleratene er 888 cps for K, 24980 cps for Fe, 1014 cps for Ti, 347 cps for Mn og 550 cps for Ca. MS-verdiene og K-, Fe- og Ti-verdiene har topper ved 31 cm og 26 cm. Ca har en synkende trend opp mot toppen av enheten.

Enhet A (11-0 cm)

Enhet A består av grå sedimenter, med tegn til lagdeling. Det er en generell økning i alle parameterne i denne enheten. MS har en gjennomsnittlig verdi på $1,30 \text{ SI } 10^{-5}$. De gjennomsnittlige telleratene er 3125 cps for K, 78622 cps for Fe, 2870 cps for Ti, 1660 cps for Mn og 808 cps for Ca. Mn har en tydelig topp på 14324 cps ved 4-2 cm.

4.2.5 SAD 01-14

Denne kjernen er 120 centimeter lang og er tatt på 22 meters dyp. Den er tatt rett ved siden av SAP-01-14, i det dypeste bassenget omtrent midt i innsjøen. Denne enheten er bare delt inn i fire enheter, basert på visuelle trekk og analyser. Enhet E er fraværende, sammenlignet med de andre kjernene (figur 34).



Figur 34: Utvalgte magnetiske, fysiske og geokjemiske egenskaper av SAD-01-14. Fra venstre til høyre: bilde av SAD-01-14; oppdeling i enhetene A-D basert på litostratigrafien; magnetisk susceptibilitet; kalium-; jern-; titan-; titan-; mangan- og kalsium-verdier. Denne kjernen mangler enhet E, som en finner i SAP-01-14, SAP-02-14 og SAP-03-14. Enhetene er delt inn i grå og hvitebokser.

Enhet D (120-55 cm)

Enheten er karakterisert med brune/olivengrønne sedimenter, med vekslende tynne, grå lag. MS-verdiene har et gjennomsnitt på $-0,07 \text{ SI } 10^{-5}$. Gjennomsnittlige tellerater er 690 cps for K, 20860 cps for Fe, 790 cps for Ti, 160 cps for Mn og 550 cps for Ca. To topper i parameterne som skiller seg spesielt ut. Disse ligger ved 79 cm og 68 cm.

Enhet C (55-51 cm)

Enhet C er ikke like tydelig visuelt i denne kjernen, men en kan se en tydelig økning i alle parameterne. Enheten består av lysegrå silt. Høyeste MS-verdien er $1,13 \text{ SI } 10^{-5}$, og gjennomsnittet ligger på $0,31 \text{ SI } 10^{-5}$. Telleratene er i gjennomsnitt 1750 cps for K, 34800 cps for Fe, 1740 cps for Ti, 270 cps for Mn og 800 cps for Ca.

Enhet B (51-6 cm)

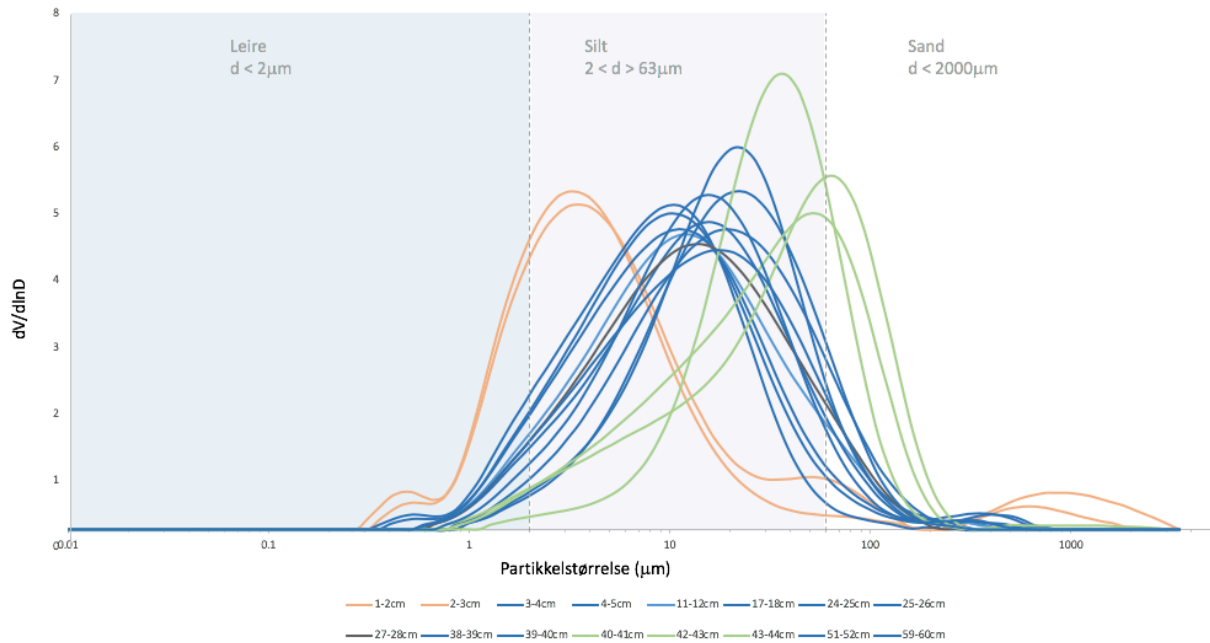
I enheten er det en tydelig laminering av brune sedimenter og tynnere lag av grå sedimenter. Det er seks distinkte topper ved 47 cm, 42 cm, 39 cm, 22 cm, 16 cm og 14 cm, som vises igjen i alle parameterne, med unntak av Ca. MS har en gjennomsnittlig verdi på $0,08 \text{ SI } 10^{-5}$ gjennom enheten. Gjennomsnittlige tellerater er 920 cps for K, 23720 cps for Fe, 1000 cps for Ti, 190 cps for Mn og 520 cps for Ca.

Enhet A (6-0 cm)

Enheten består av grå silt, hvor en kan se spor av noe lagdeling nederst i enheten. Tydelig økning i alle parameterne, med gjennomsnittlig MS-verdi på $0,9 \text{ SI } 10^{-5}$, og gjennomsnittlige tellerater på 2860 cps for K, 67920 cps for Fe, 2510 cps for Ti, 700 cps for Mn og 740 cps for Ca.

4.3 Kornstørrelse

Prøvene som ble analysert i Mastersizer 3000 (se kapittel 3.4.6), viser at det hovedsakelig er tre forskjellige kornstørrelsesfraksjoner tilstede i de ulike lagene (figur 35).

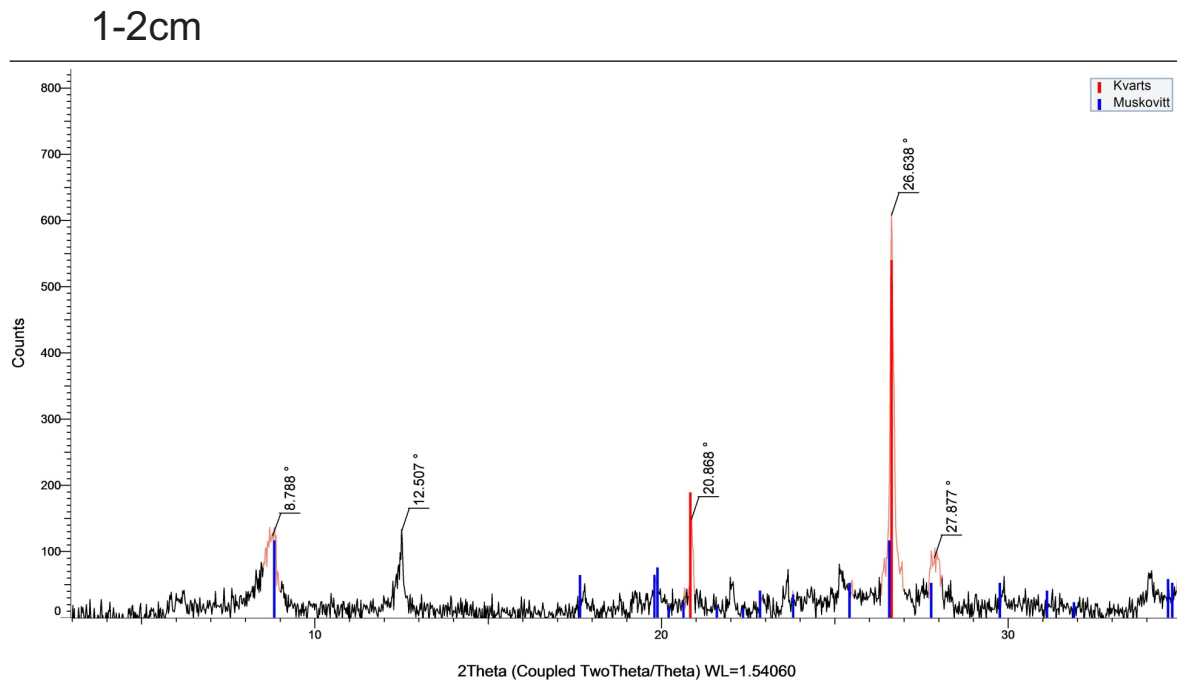


Figur 35: Resultat av kornstørrelsesanalyse. De tre ulike fargene på grafene gjenspeiler de tre ulike kornstørrelsesfraksjonene i prøvene.

Grafen viser at den fineste kornstørrelsesfraksjonen ligger i de øverste 1-3 centimeterne og består av fin silt. Den mellomste størrelsesfraksjonen er den mest dominerende kornstørrelsen av prøvene og inneholder de fleste lyse lagene gjennom kjernen. Den største kornstørrelsesfraksjonen ligger i laget ved 40-44 cm, som tilsvarer enhet C og består av fin sand/grov silt. Her ser en også en gradering gjennom laget.

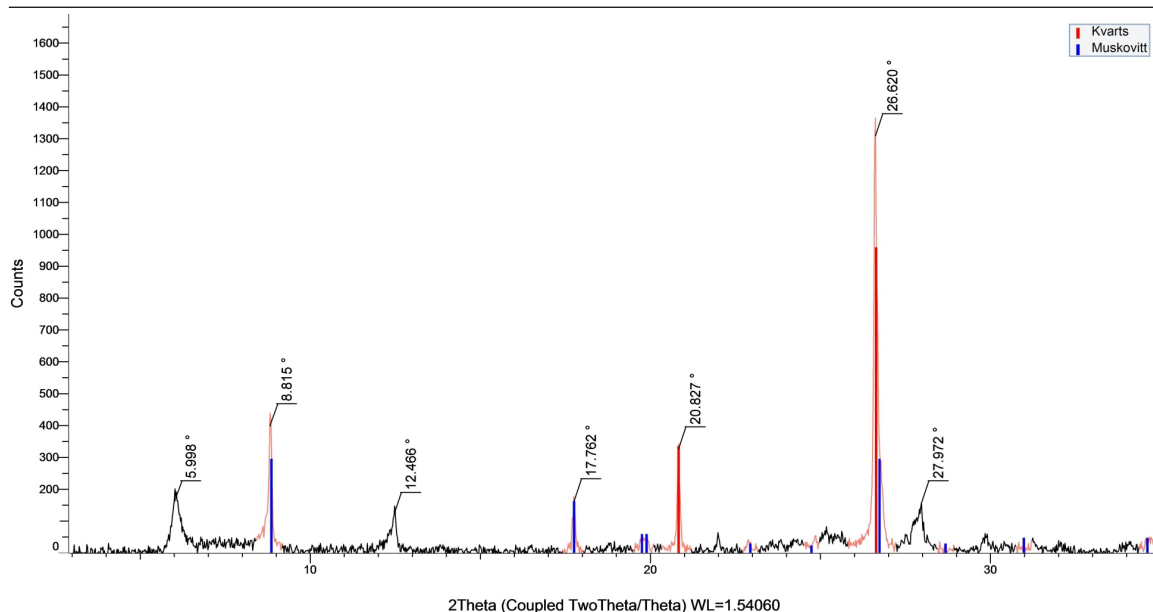
4.4 Mineralfordeling

Det ble gjort en XRD-analyse av prøver fra de samme lagene som ble brukt i kornstørrelsesanalysen. Prøven ved 17-18 cm ble forkastet da prøven ble ødelagt under forberedning. Metoden ble ikke benyttet for å klassifisere de ulike mineralene, men for å se om prøvene inneholdt de samme mineralene, eller om det var ulikheter. Alle resultatene fra analysen er oppført i vedlegg 1. Det er ingen klar forskjell mellom prøvene utenom to topper ved 6.0 og 17.7 2Theta som skiller seg ut ved noen av dem. Resultatene viser dermed at det er to ulike mineralsammensetninger. Den ene mineralsammensetningen har hovedsakelig topper ved 8.8, 12.5, 20.9, 26.6 og 27.9 (figur 36). Den andre mineralsammensetningen har de samme toppene, i tillegg til en topp ved rundt 6.0 og en topp ved 17.7 (figur 37).



Figur 36: Resultat fra XRD-analysen av prøven fra 1-2 cm av SAP-01-14. Har topper ved 8.8, 12.5, 20.9, 26.6 og 27.9.

39-40cm



Figur 37: Resultat av XRD-analysen fra prøven 39-40 cm. Toppene ved omtrent 6.0 og 17.7 2Theta skiller de to prøvene fra hverandre.

Ut fra disse resultatene kan en si at prøvene tatt fra 1-2 cm, 4-5 cm, 11-12 cm, 25-26 cm, 43-44 cm, 51-52 cm og 59-60 cm er fra en type materiale, mens prøvene fra 2-3 cm, 3-4 cm, 24-25 cm, 27-28 cm, 38-39 cm, 39-40 cm, 40-41 cm og 42-43 cm inneholder mineraler som gir utslag på 6 2Theta man ikke finner i den første gruppen og da kan stamme fra et annet kildeområde og en annen avsetningsprosess.

Avstanden i krystallgitteret ved 7, 10 og 14 2Theta er de vanligste lagene for leirmineraler, men fordi leirmineraler ofte kan være forurenset av andre materialer eller dårlig krytallisert kan det være avvik (Brindley, 1955). Siden formålet med analysen ikke var å spesifisere mineraler i prøven, er det ikke gjort noe videre testing, men man kan konkludere med at prøvene med en topp ved 6 2Theta inneholder mer leirmineraler enn prøvene uten topp ved 6 2Theta.

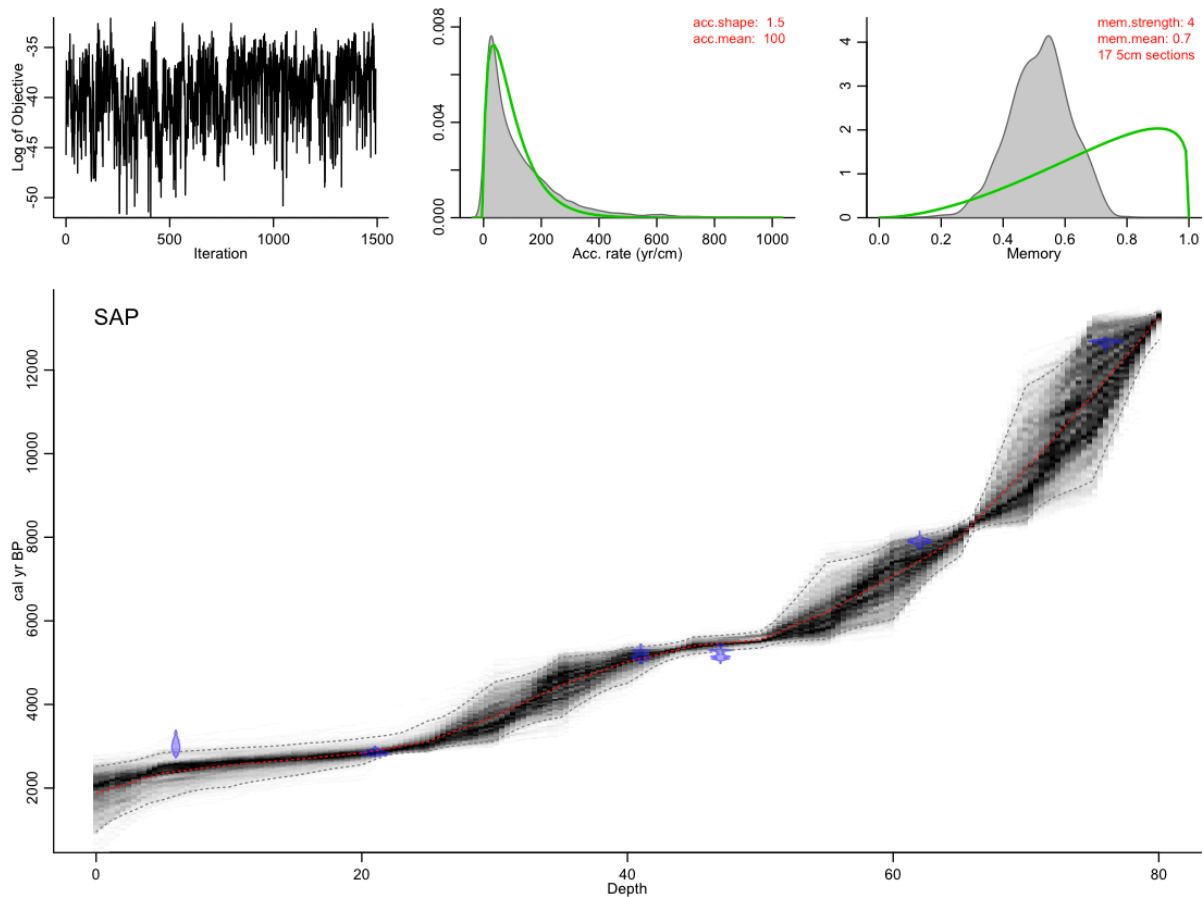
4.5 Kronologi

4.5.1 Radiokarbonaldersmodell

Kronologien til SAP-01-14 er basert på seks prøver av makrofossiler som ble datert ved Poznan Radiocarbon Laboratory (tabell 4). Som i de fleste høy-arktiske innsjøene gjør lav biologisk produksjon og dermed lavt organisk innhold det krevende å lage en solid kronologi basert på radiokarbondateringer (Snyder et al., 1994). Prøven tatt øverst i kjernen, SAP-01-14 5,5-6 cm, hadde en lav tørrvekt og inneholder derfor lite organisk materiale. Alle dateringene er gjort på makrofossil men en kunne ikke med sikkerhet fastslå om disse er akvatiske eller terrestriske, dette er en mulig feilkilde med aldersmodellen.

Tabell 4: Radiokarbondateringer fra SAP-01-14.

Prøvenavn	Lab.no	Datering	Bemerkning
SAP-01-14 5,5-6 cm	Poz-108148	2860±110 BP	0,04 mgC
SAP-01-14 21-21,5 cm	Poz-108149	2750±35 BP	0,3 mgC
SAP-01-14 40,5-41 cm	Poz-108150	4535±35 BP	0,6 mgC
SAP-01-14 46,5-47 cm	Poz-108151	4555±35 BP	0,9 mgC
SAP-01-14 62-62,5 cm	Poz-108152	7080±50 BP	0,4 mgC
SAP-01-14 75,5-76 cm	Poz-108153	10730±50 BP	0,8 mgC

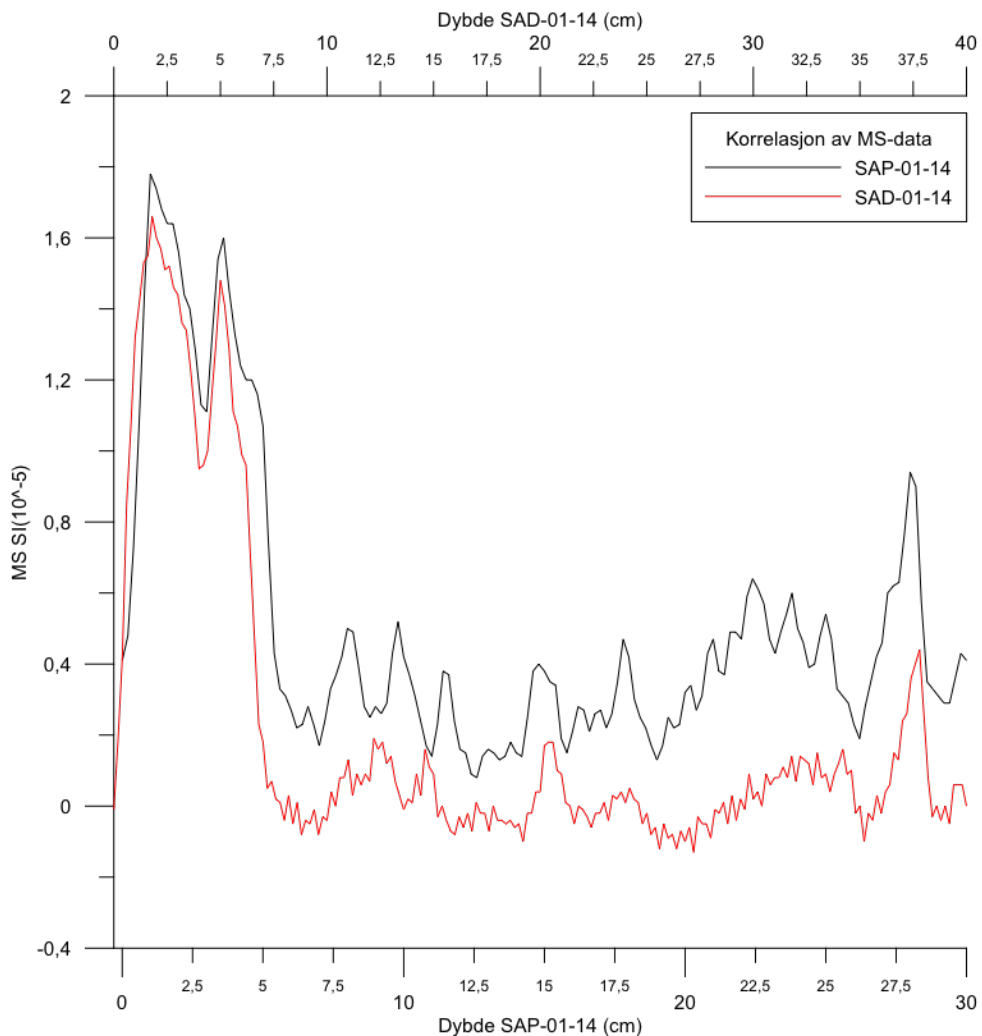


Figur 38: Alder-dybde modell av de seks radiokarbondateringene fra SAP-01-14 konstruert ved hjelp av Bacon 2.2 (Blaauw og Christen, 2013). Dateringsintervallene er markert blå. Den røde stiplede linjen er gjennomsnittet og de grå stiplede linjene er innenfor 95 % sannsynlighetsintervallet. Dateringen ved 5,5-6 cm er invers, og blir dermed tatt ut fra aldersmodellen.

Figur 38 viser alder-dybde modellen fra de seks dateringene fra SAP-01-14. Sedimentkjerne SAP-01-14 5,5-6 cm har en invers alder som ikke ble tatt med i aldersmodellen. De to dateringene tatt ved 40,5-41 cm og 46,5-47 cm har omtrent den samme alderen, noe som tyder på at sedimentene i dette laget er avsatt i en éngangshendelse.

4.5.2 Korrelasjon mellom SAP-01-14 og SAD-01-14

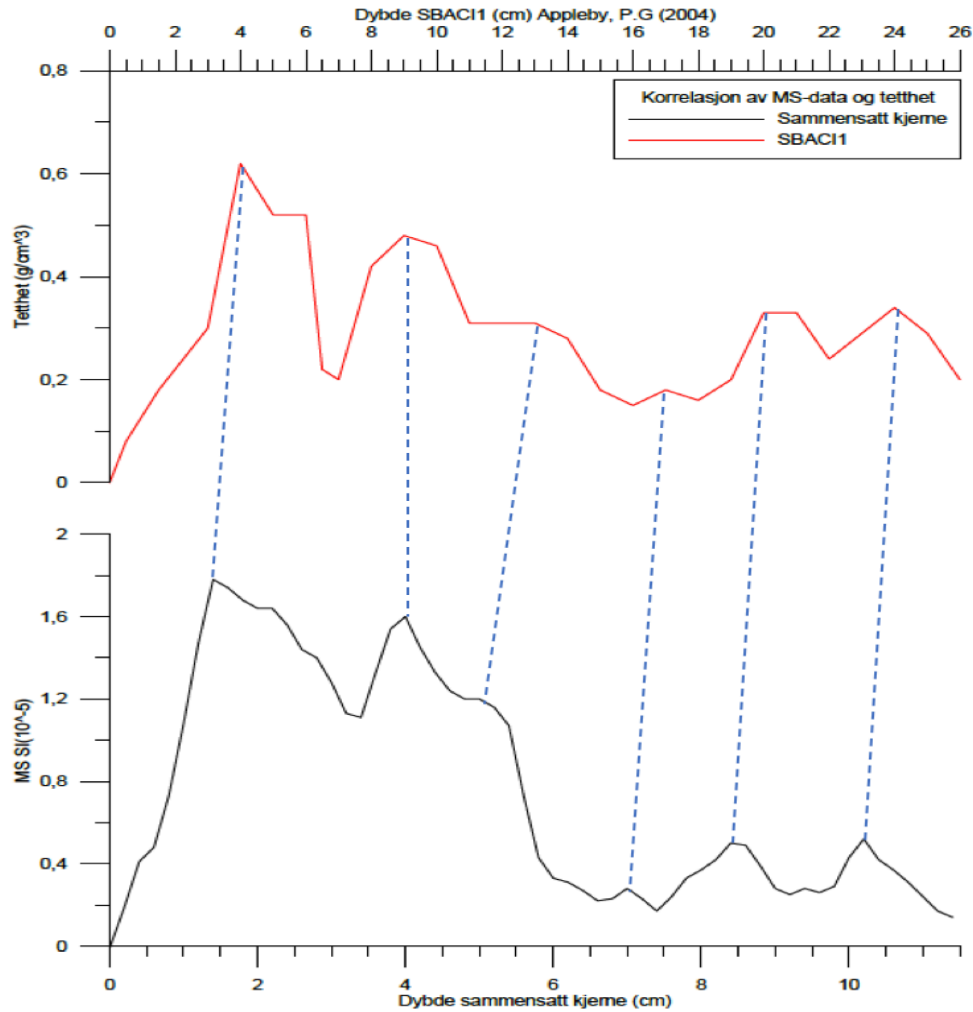
Basert på MS-data fra sedimentkjernene fra Sarsvatnet, går en i dette studiet ut fra at den lange kjernen SAP-01-14 inneholder flesteparten av toppsedimentene, da MS-dataene fra SAP-01-14 korrelerer nærmest perfekt med dataene fra SAD-01-14 (figur 39). SAD-01-14 har 0,4 cm ekstra i sedimentene i toppen. For å kunne korrelere blydateringene til Appleby (2004) mot dette prosjektet, ble det laget en sammensatt kerne av SAP-01-14 og SAD-01-14 hvor det ble lagt til 0,4 cm fra SAD-01-14 på toppen av SAP-01-14.



Figur 39: Korrelasjon av SAP-01-14 og SAD-01-14. Grafene er nesten identiske og korrelerer godt. SAP-04-14 mangler 0,4 cm i toppen.

4.5.3 Blydaterings aldermodell

For å koble sammen aldersmodellen fra blydateringen til den sammensatte kjernen ble det gjort en korrelasjon av MS-dataene fra den sammensatte kjernen mot tetthetskurven til Appleby (2004). Dette er vist i figur 40 og en ser korrelasjonen mellom de to sedimentkjernene. Resultatene fra Appleby (2004) er listet i tabell 5.

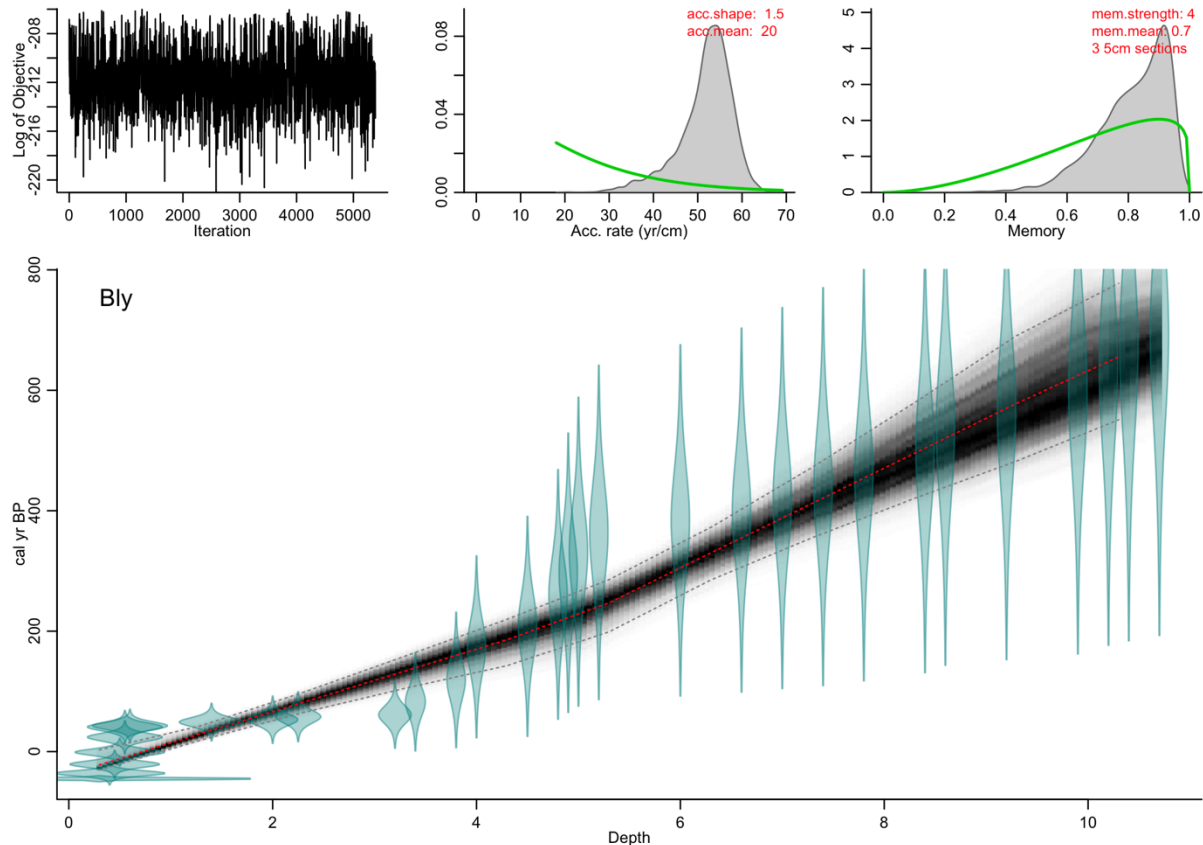


Figur 40: Korrelasjon av MS-data fra den sammensatte kjernen og tetthetskurven til SBAC11.

Tabell 5: Korrelasjon av dyp mellom SBAC11 og den sammensatte kjernen

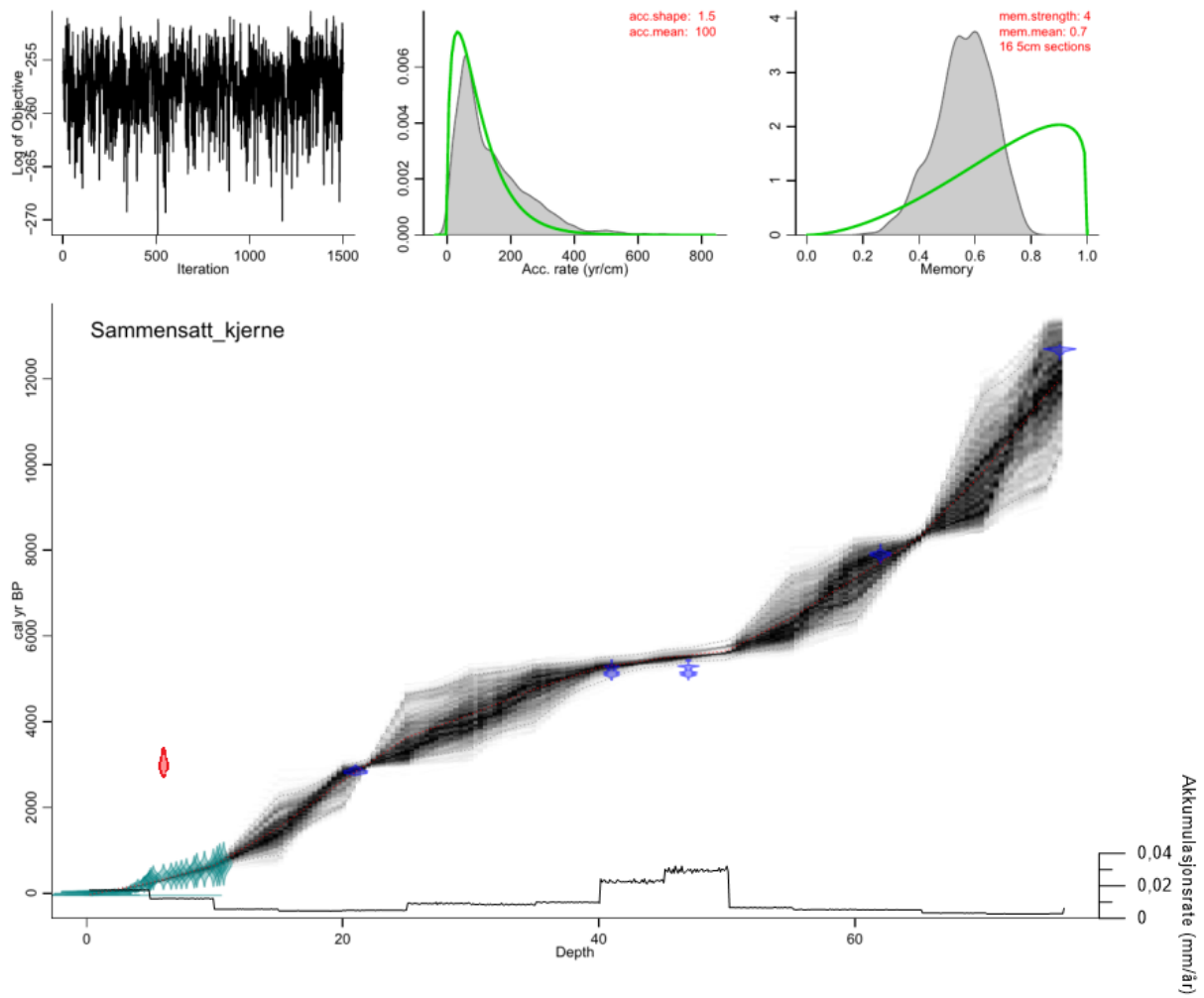
Dybde SBAC1 (cm)	Kronologi		Dybde sammensatt kjerne (cm)
	Datering AD	Usikkerhet	
0	1995	-	0,3
0,5	1986	4	0,4
1	1971	5	0,45
1,5	1951	5	0,5
2	1926	6	0,55
2,5	1909	6	0,55
3	1907	6	0,6
4	1901	7	1,4
5	1897	9	2
6	1892	10	2,25
6,5	1889	14	3,2
7	1867	23	3,4
8	1831	32	3,8
9	1776	42	4
10	1724	52	4,5
11	1689	59	4,8
12	1653	66	4,9
13	1618	73	5
14	1586	79	5,2
15	1566	83	6
16	1549	86	6,6
17	1529	90	7
18	1510	94	7,4
19	1488	98	7,8
20	1450	105	8,4
21	1413	112	8,6
22	1386	117	9,2
23	1352	124	9,9
24	1313	131	10,2
25	1281	138	10,4
26	1258	142	10,7

Aldersmodellen ble laget i Bacon 2.2 og vist i figur 41. De moderne alderne med negativ ^{14}C -verdi ble kalibrert med postbomb 1 for å kunne kjøre simuleringen. Postbomb 1 er en kalibreringskurve som blir brukt for dateringer på den nordlige halvkule.



Figur 41: Bly-dateringer av de øverste sedimentene av den sammensatte kjernen. Den røde stiplede linjen viser den beste gjennomsnittet for hvert dyp. De grå stiplede linjene viser 95 % sannsynlighetsintervallet.

Bly- og radiokarbondateringene ble satt sammen for å lage et kontinuerlig alder-dyp-forhold for den sammensatte kjernen (figur 42). Modellen viser tydelig at radiokarbondateringen ved 5,5-6,0 cm er mest trolig for gammel, og den ble derfor tatt ut av modellen. Ifølge aldersmodellen ble området isfritt omtrent 11 860 kal. år BP. Fra 11 860 kal. år BP frem til for omtrent 5440 kal. år BP var det en lav akkumulasjonsrate. Omtrent på 5440 kal. år BP var det en hendelse som førte til en stor økning i akkumulasjonsrate. Fra omtrent 5440 kal. år BP frem til 650 kal. år BP var det igjen en lav akkumulasjonsrate. Fra 650 kal. år BP frem til i dag har akkumulasjonsraten gradvis økt, med størst sedimentasjonsrate fra 245 kal. år BP (figur 42).



Figur 42: Bly- og radiokarbondateringer for den sammensatte kjernen, sammen med akkumulasjonsraten. Radiokarbondateringen ved 5,5 cm er markert rød, da den er invers og er tatt ut av aldersmodellen. Lav akkumulasjonsrate fra 80-50 cm og fra 40-10 cm. Høyeste akkumulasjonsraten er mellom 50-40 cm. Også høy akkumulasjonsrate fra 10 cm til 0 cm.

5 Diskusjon

Hovedformålet med dette prosjektet er å rekonstruere brefluktuasjonene til Kongsbreen ved hjelp av innsjøsedimenter fra Sarsvatnet. Nedenfor blir det diskutert ulike utfordringer ved bruk av innsjøsedimenter, ulike avsetningsprosesser i dreneringsfeltet og hvordan en kan skille de ulike sedimenttypene fra hverandre. Ulike kompliserende faktorer i studieområdet med kalkrik bergart blir også diskutert i forhold til hvor solid alder-dyp-forholdet er. Resultatene blir til slutt sett i et større perspektiv og sammenlignet med andre paleoklimatiske studier fra Svalbard og fra Arktis.

5.1 Kronologi

Arktiske innsjøer pleier ofte å være fattige på organisk materiale og dette gjør radiokarbondatering vanskelig. Etter at AMS ble tatt i bruk til datering, har dette ført til at en kan datere organiske fraksjoner fra små prøver (<1 mg) fra flere organisk-fattige innsjøer (Snyder et al., 1994). Sarsvatnet inneholder ekstremt lite organisk materiale, og dateringene ble gjort på det materialet som var mulig å finne i kjernen.

En radiokarbonalder reflekterer ikke alltid den faktiske alderen på sedimentet da aldre både kan være for gamle og for unge. Aktiviteten til radiokarbon i atmosfæren har blitt rekonstruert for de siste 12 000 årene for en presis kalibrering. Denne rekonstruksjonen er basert på dendrokronologistudier (Stuiver et al., 1998). En feilkilde ved for gamle aldre er reservoareffekten. Reservoareffekten oppstår på grunn av tilførsel av eldre karbon til det akvatiske systemet. Dette skyldes oppløsning av eksempelvis kalkrike bestanddeler i sedimentene i innsjøen eller av bergarter i området rundt. Dette blir kalt hardvannseffekten. Dateringene blir for gamle da de levende organismene tar opp gammelt karbon fra innsjøen som er i ubalanse med karbonkonsentrasjonen i atmosfæren (Barnekow et al., 1998).

En studie av Snyder et al. (1993) sammenlignet dateringer fra akvatiske insekter og terrestriske planter fra det samme dypet i en kjerne. Resultatet ble at akvatiske insekter fikk en 1100 ¹⁴C-år eldre alder enn de terrestriske plantene fra det samme dypet. Den store forskjellen i dateringene mellom akvatiske insekter og terrestriske planter skyldtes reservoareffekten. Tilstedeværelsen av hardvann fra oppløsning av karbonater i innsjøen og de omkringliggende områdene er den største kilden til feil i datering (Snyder et al., 1994).

Sarsvatnet er en problematisk innsjø for radiokarbondateringer. Nedslagsfeltet og området som blir utsatt for erosjon av Kongsbreen, består hovedsakelig av bergarter som er rike på karbon. I tillegg er den primære produktiviteten i innsjøen lav, det er lite vegetasjon rundt innsjøen og det er vanskelig å finne makrofossiler for datering. Siden studieområdet er fullt av kalkrike bergarter og akvatiske insekter i stor grad blir påvirket av hardvannseffekten, må en dermed regne med at dateringene i dette prosjektet kan være påvirket av hardvannseffekten. Ved å plukke mest mulig planterester forsøkte en å gjøre feilkilden minst mulig, og resultatet av aldersmodellen viser at den er troverdig.

Blydateringene til Appleby (2004) passer godt til alder-dyp-modellen, og disse dateringene vil ikke bli påvirket av en slik effekt. Dette er med å styrke troverdigheten til aldersmodellen. Dateringen for deglasiasjonen ved 76 cm på 11 860 kal. år BP, stemmer også godt overens med Grant (2016, s. 64) sin eksponeringsdatering med et gjennomsnitt på $12,6 \pm 1,3$ ka. Dette er dermed også en indikasjon på at dateringene i dette prosjektet kanskje ikke er sterkt påvirket av en hardvannseffekt.

I følge Appleby (2004) har kjernen også en uvanlig bly-profil. Fra 10,7 cm til 4 cm er det en jevn økning i blyaktiviteten, som kan tyde på en moderat sedimentasjonshastighet. Fra 4 cm til 0,5 cm avtar blyaktiviteten betydelig som kan tyde på en periode med hurtigere avsetning. Fra 0,5 cm til 0 cm er det en relativ høy blyaktivitet som kan bety at den moderne sedimentasjonshastigheten er relativ lav.

5.2 Tolkning av avsetningsprosesser og materiale fra Sarsvatnet

Hovedmålet med dette prosjektet er å rekonstruere Kongsbreens utbredelse med særlig fokus på når breen har sendt smeltevann ned i Sarsvatnet. Resultatene fra multi-proksyanalysene foreslår tre ulike prosessmiljø som har avsatt sedimenter i Sarsvatnet: Breerosjon, organisk produksjon og massebevegelse.

5.2.1 Enhet E – Glasialdominert materiale

Enhet E i bunn av SAP-01-14 består av kompakte sedimenter med høye MS-verdier (1,6 til $2,27 \text{ SI } 10^{-5}$) og høye verdier av K (3240 cps), Fe (52510 cps) og Ti (2600 cps). Enheten består av større klaster av grus, med en gradvis oppfining gjennom enheten. Høye MS-verdier tyder på en periode med høy tilførsel av magnetiske mineraler på grunn av erosjon fra bre. Det høye innholdet av Ca (12000 cps) kan indikere en glasial erosjon av det kalsium-rike grunnfjellet i området. Enheten er tilstede i alle sedimentkjernene fra innsjøen, og det er en skarp overgang til enhet D. Materialet er derfor tolket til å være avsatt som en bunnmorene fra slutten på siste istid.

5.2.2 Enhet D – Organiskdominert materiale

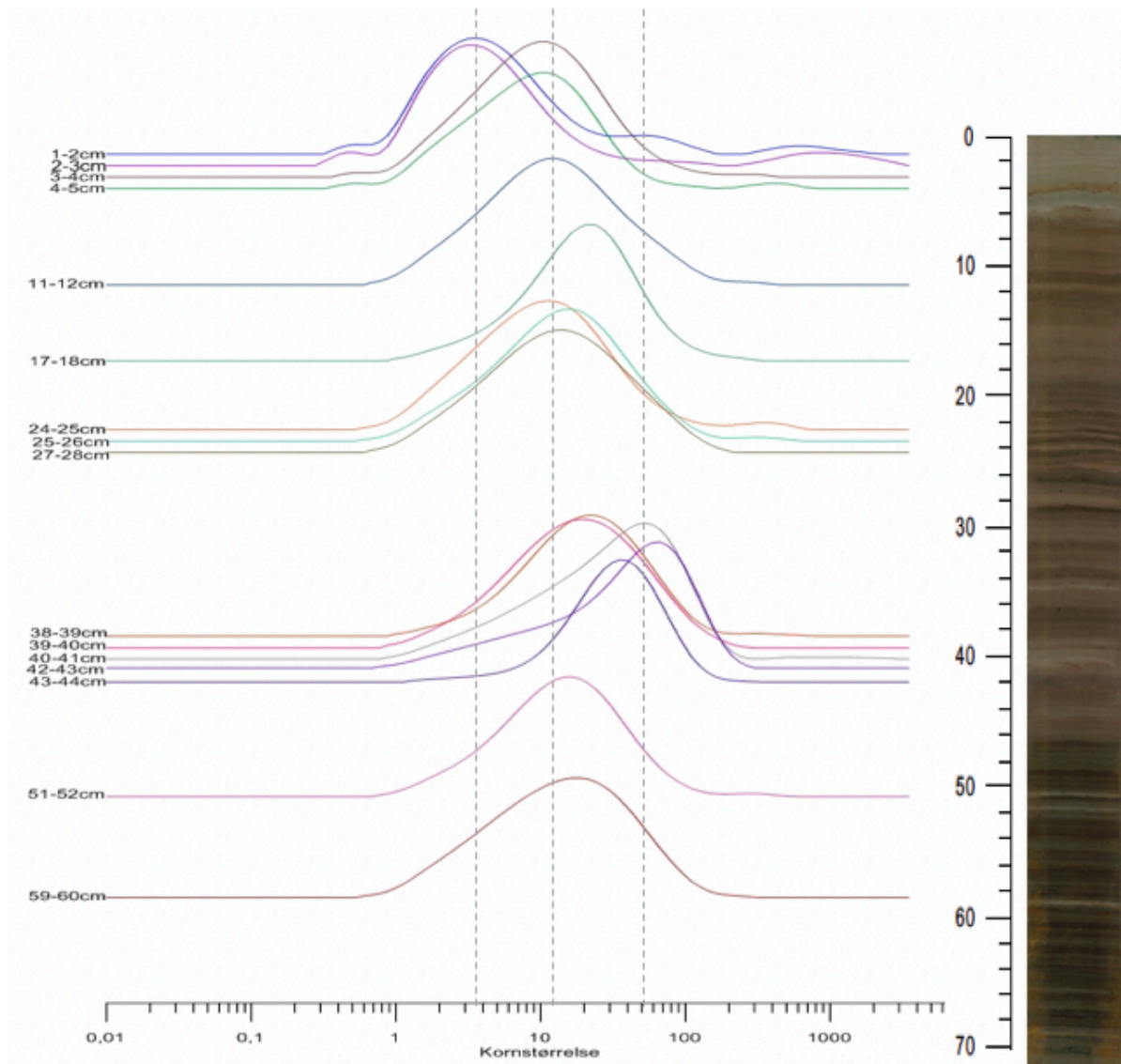
Enhet D klassifiseres som et organisk-dominert sediment. Enheten er dominert av mose, med lave MS-verdier (gj.snitt = $0,17 \text{ SI } 10^{-5}$) og generelt sett lave tellerater fra XRF-skannen (K = 800 cps, Fe = 29330 cps, Ti = 940 cps). De lave MS-verdiene er mest sannsynlig forårsaket av høyt vanninnhold i sedimentet, noe som gir lavere verdier (Røthe et al., 2019). Enheten har en lagdeling med lyse, minerogene lag. Dette reflekteres i glødetapet som er høyt i de mørke, organiske lagene og lavt i de lyse, minerogene lagene. Også K-, Fe- og Ti-telleratene fluktuerer i enheten og reflekterer lagdelingen. Økning i titantellerater har tidligere blitt tolket til å reflektere tilførsel av uorganisk materiale fra prosesser i nedslagsfeltet slik som for eksempel breaktivitet, skred og flomhendelser (Croudace et al., 2006).

En utfordring med innsjøsedimenter til bruk i brekonstruksjoner er at det er flere geomorfologiske prosesser som produserer inorganiske sedimenter til innsjøen. Dette inkluderer paraglasiale prosesser som ulike skråningsprosesser, som skred, grovmassestrømmer, leirskred og andre periglasiale prosesser. En kan dermed ikke si at alle de minerogene lagene i sedimentkjernen er et signal om breaktivitet. I nedslagsfeltet til Sarsvatnet finner en blant annet en del talus-vifter med skredmateriale nedenfor de bratteste fjellsidene.

Som vist på det kvartærgeologiske kartet (figur 16) og illustrert på fotografiet (figur 20), ligger noen av disse skredviftene helt nede mot vannkanten på både øst- og vestsiden av innsjøen og kan potensielt være en kilde for inorganiske sedimenter til Sarsvatnet. Det er dermed viktig å ha en full forståelse av nedslagsfeltets geomorfologi før en kan konkludere med hvilken av prosessene som tilfører sedimenter og hvordan de ulike prosessene responderer på de samme klimatiske faktorene. Et kaldere og våtere klima for eksempel, kan føre til et fremrykk av breen, men kan også føre til en økning i fluvial erosjon og skred i ustabile skråninger (Jansson et al., 2005; Karlén og Matthews, 1992).

Smeltevann, elver og bekker kan også ta med seg sedimenter på veien. Dette kan for eksempel være eldre morenemateriale som ligger i nedslagsfeltet. Hvis dette eldre morenematerialet består av samme kornstørrelse som det dagens bre vil akkumulere, vil det være vanskelig å differensiere mellom de to i en innsjølitostratigrafi (Jansson et al., 2005). I nedslagsfeltet rundt Sarsvatnet finner en mye gammel ablasjonsmorene og forvittringsmateriale over bart fjell som potensielt kan være kildemateriale for noe av det grovere materialet i kjernen. Fra terrengmodellen ser en blant annet at det er flere bekker på sørsiden av Sarsvatnet som kan ta med seg disse sedimentene og avsette dem i innsjøen. På nordsiden derimot er det betydelig færre bekker og et mindre areal som potensielt kan tilføre innsjøen sedimenter.

Kornstørrelsesanalysen viser at de lyse lagene ved 51 cm og 59 cm i denne fasen har samme kornstørrelse som enhet B og enhet A (figur 43) og er dermed avsatt med samme energinivå i innsjøen. De består av silt og er typiske komponenter i sedimenter produsert av breerosjon (Leemann og Niessen, 1994).



Figur 43: Illustrasjon av hvordan kornstørrelsesanalysen er fordelt gjennom kjernen. Viser at det er tre ulike kornstørrelsesfraksjoner i kjernen, med den største fraksjonen rundt 40 cm.

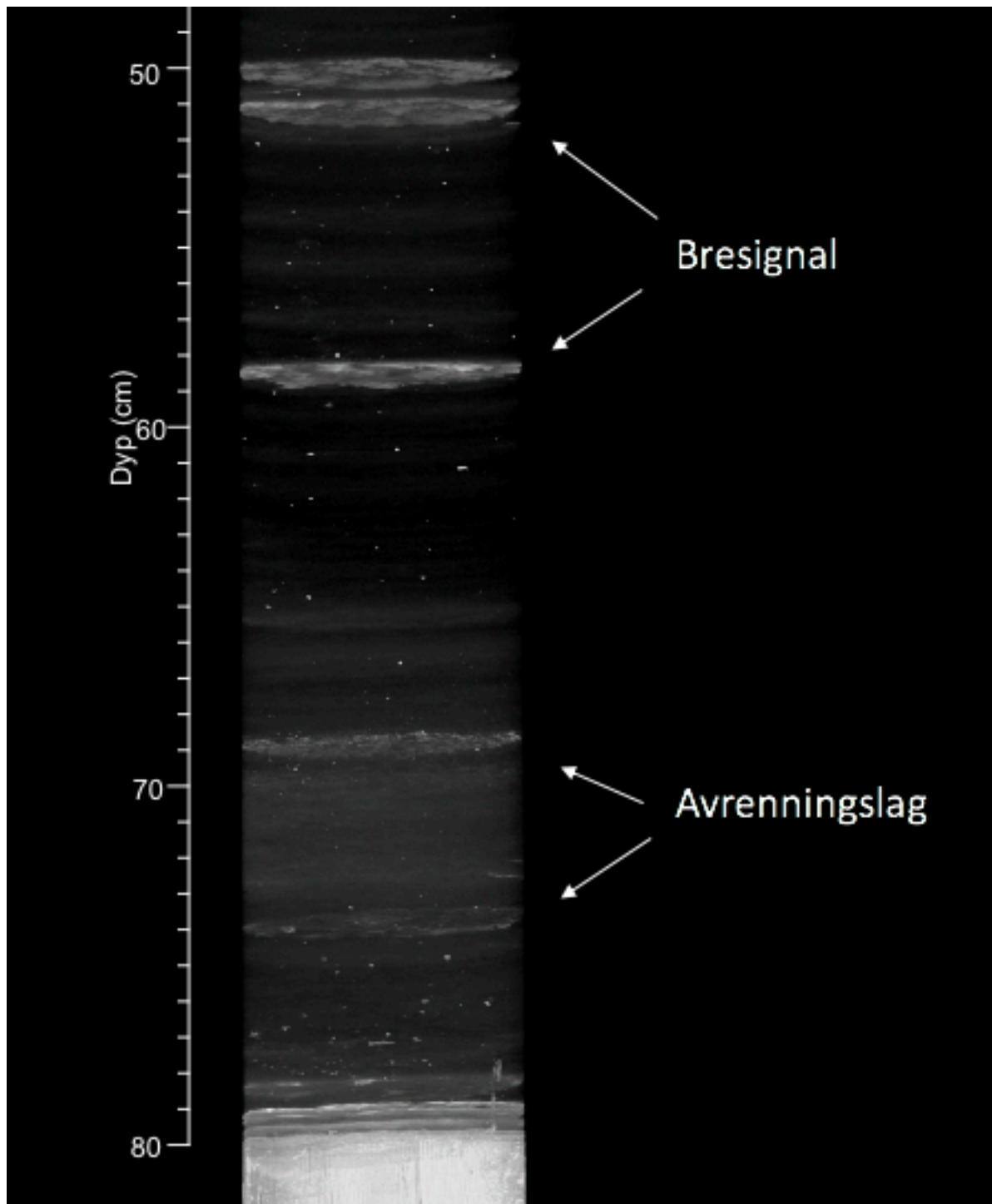
Det er flere metoder en kan bruke for å skille ulike avsetninger fra hverandre. Vasskog et al. (2012) har brukt miljømagnetisme for å prøve å spore opprinnelsen til sedimentene i en proglasial innsjø. Resultatene fra denne studien indikerer at metoden kan være nyttig, da det er et mindre tidkrevende alternativ enn en omfattende proksyanalyse av avsetninger i et nedslagsfelt. Vasskog et al. (2011) har gjort en studie på en sedimentkjerne i Oldenvatnet. Han bruker her en metode med den enkle forutsetningen at alle hendelseslag burde ha en lavere Rb/Sr-ratio enn bakgrunnsedimentasjonen i innsjøen. Ved f.eks. en flom eller massestrøm vil det blir tilført mer kjemisk forvitret materiale og en lavere konsentrasjon av glasiale sedimenter, og en kan på denne måten skille avsetningsprosessene i innsjøsedimentene fra hverandre. Mens

andre studier har brukt miljømagnetiske og Rb/Sr-ratio, er det i dette prosjektet brukt XRD-analyse for å spesifisere kildeområde for avsetningene. XRD-analysen viser også at lagene ved 51 cm og 59 cm inneholder hovedsakelig de samme mineralene som enhet A, noe som styrker tolkningen om at de representerer et bresignal (vedlegg 1).

Alle lagene i enhet D har en gradvis og noe ruglete flate mot det underliggende sedimentet (figur 28) og er dermed tolket til å være avsatt ved suspensjon fra vannsøylen, uten sterke, erosive krefter. De nederste lagene som er tydelige i CT-bildet (69 cm og 74 cm) (figur 44), er ikke tolket til å være et bresignal da de ikke slår ut på Ti-telleratene (figur 25) og har en lavere tetthet enn for eksempel laget ved 59 cm (figur 44). Disse er i stedet tolket til å være «hendelseslag».

Å identifisere «hendelseslag», f.eks. avsetninger som er avsatt hurtig fra flom eller massestrømmer, er ikke en enkel sak, men det er flere metoder som har vist seg å være suksessfulle (Støren et al., 2008; Støren et al., 2010; Røthe et al., 2019b). Støren et al. (2010) brukte endringsrate for å identifisere flomlag. Endringsrate for MS og CT viser en økning i verdi når det blir en høy transport av minerogene sedimenter under en flomhendelse, og en negativ verdi når flommen avtar og det blir en nedgang i tilførselen av sedimenter. Strukturen på avsetningen kan også være en indikator på prosessen, selv om de fysiske og kjemiske egenskapene er de samme. Røthe et al. (2019) bruker CT-bilder til å differensiere «normal» breaktivitet og GLOF-avsetninger basert på strukturen og tettheten til sedimentene. GLOF-avsetningen skiller seg fra vanlig bresediment med en betydelig høyere tetthet og skarp overgang under og over laget. Støren et al. (2008), har gjort en studie på kornstørrelsesgraderinger i en sedimentkjerne der han skiller mellom flomavsetninger og massestrømavsetninger. Han konkluderer med at en kan separere ikke-glasiale episodiske hendelser fra direkte isbre-deriverte sedimenter ved å se på karakteristikkene til sedimentsekvensene.

De minerogene lagene ved 69 cm og 74 cm er dermed tolket til å være avsatt av avrenningshendelser i perioder med mye nedbør eller mye snøsmelting.



Figur 44: CT-bilde fra et utvalgt intervall fra 58-80 cm for å illustrere forskjellen på bresignal og avrenningslag. Gråskalaen viser at bresignal har en høyere tetthet enn avrenningslagene.

Enhet D er også den enheten med flest separate sandpartikler, som kan indikere en periode med lite vegetasjon og lite snødekke, noe som fører til at vinden drar med seg løsmateriale fra nedslagsfeltet og transporterer det ut på innsjøen både sommer og vinter (Lamoureux et al., 2002). En potensiell kilde for sandpartiklene kan være sanduren nord for Sarsvatnet eller løsmateriale fra de høye fjelltoppene som omringer innsjøen. Det er vanskelig å konkludere med hvor sandpartiklene kommer fra og hvilken avsetningsmekanisme som har avsatt dem i innsjøen. Andre prosesser som kan avsette sand og grus i innsjøer, er snøskred eller istransport av sedimenter fra stranden i forbindelse med at isen bryter opp om våren (Røthe et al., 2018).

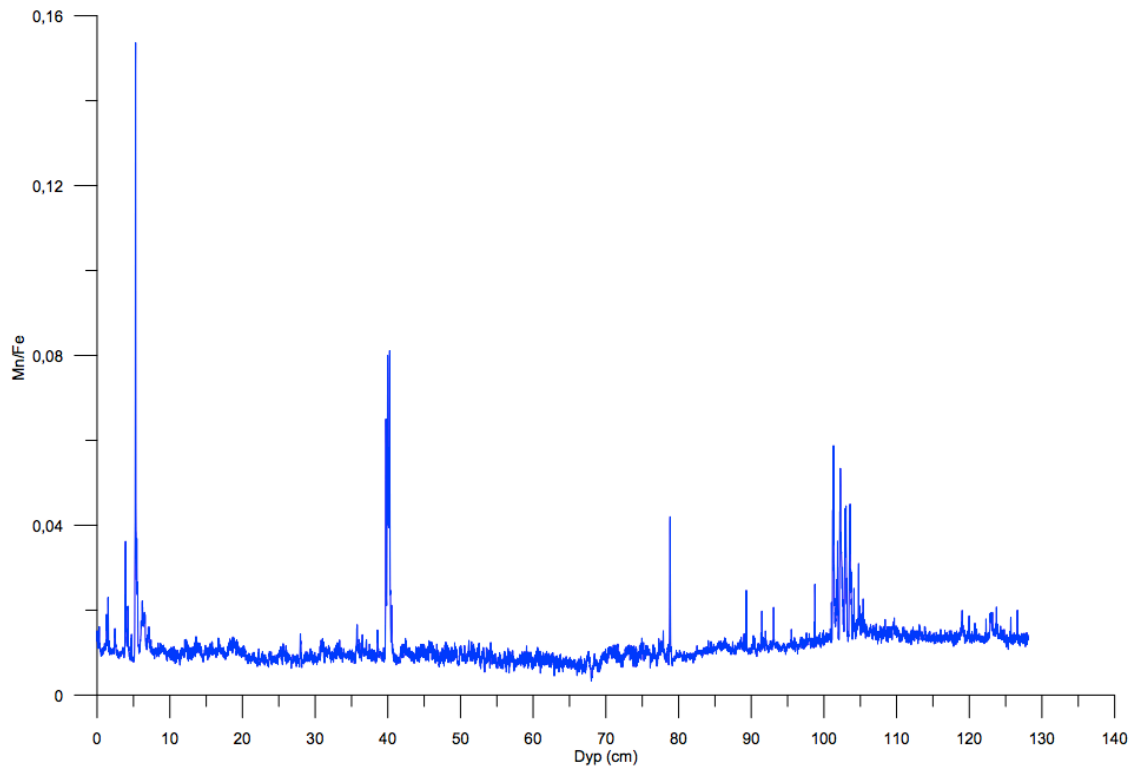
5.2.3 Enhet C – Massebevegelse

Enhet C inneholder sedimenter med de samme kjemiske og fysiske egenskapene som enhet E og A, som er tolket til å være sedimenter produsert av glacial erosjon. Enhet C har også høye MS-verdier, lavt glødetap (4,9 %) og høye XRF-verdier (K = 3070 cps, Fe = 59220 cps, Ti = 2800 cps). Enheten skiller seg derimot ut da den er mer dominerende i SAP-01-14. Den inneholder leirmineraler (figur 37) og høye Mn-verdier (4360 cps) som tyder det på at det ikke er et bresignal, da et bresignal ville vært mest dominerende i det mest proksimale bassenget av innsjøen, nærmest utløpet til passpunktet. Enhet C er dermed tolket til å være et hendelseslag, selv om en ikke skal utelukke at det også kan være et bresignal fra Kongsbreen.

Enhet C har den groveste kornstørrelsesfraksjonen gjennom hele sedimentkjernen, og kornstørrelsesanalysen viser en normalgradering fra fin sand til silt (figur 43). Fra Støren et al. (2008) konkluderte de med at en avsetning med normalgradering er typisk for en turbiditt. Flom er hendelser som følge av en periode med kraftig nedbør. Den kraftige strømmen som transporterer sedimentene i suspensjon, kommer inn i innsjøen og danner en tetthetsstrøm som resulterer i en karakteristisk avsetning som kalles turbiditt (Gilli et al., 2013). Turbiditt-avsetninger inneholder også lavt organisk innhold og kan inneholde en diskonformitet på bunnen av avsetningen på grunn av at massebevegelsens hurtige avsetningsmekanisme med erosive krefter (Støren et al., 2008). CT-bildene viser en helt flat bunn på enheten (figur 29), som styrker tolkningen av en turbidittavsetning, da enheten må ha bli avsatt av erosive krefter med høy energi.

Det som skiller enhet C fra de andre enhetene er blant annet det høye innholdet av leirmineraler. Dannelsen av leirmineraler er direkte relatert til kjemisk forvitring (Singer, 1980). Enheten har også en høy Mn-verdi (4360 cps) som ikke eksisterer andre plasser gjennom sedimentkjernen,

foruten en lavere topp i enhet A i SAP-01-14. Mn er kjent for å bli sterkt påvirket av oksideringsprosesser (redoks) og kan dermed også være et tegn på forvitring (Bencini og Turi, 1974). Topper med høy Mn-verdi i enhet C korrelerer med prøvene med leirmineraler fra XRD-analysen. Mn/Fe er også en ofte brukt indikator på paleo-redoks variabilitet i innsjøsedimenter og kan bli brukt som et signal på forvitring (Naeher et al., 2013, Olsen et al., 2012). Figur 45 er et plot av Mn/Fe fra SAP-01-14 og viser et tydelig utslag på 40 cm og 5 cm.



Figur 45: Plott av Mn/Fe som er en mye brukt indikator på paleo-redoks reaksjoner fra sedimentkjerner. Ser et tydelig utslag på 5 cm og 40 cm, som er tolket til å være avsatt av flomhendelser.

Dateringene på toppen og bunnen er henholdsvis 5440 og 5010 kal. år BP, og hele enheten må dermed ha blitt avsatt på få år. På bakgrunn av dette er enheten tolket til å være en engangshendelse, med en hurtig avsetning. Enheten er heller ikke like tydelig gjennom alle sedimentkjernene fra innsjøen og er dermed tolket til å være en mer lokal hendelse.

5.2.4 Enhet B – Organiskdominert materiale

Enhet B kan sammenlignes med enhet D, med høyt organisk innhold, og lave MS ($0,36 \text{ SI } 10^{-5}$)- og XRF (K = 1160 cps, Fe = 30700 cps, Ti = 1250 cps) -verdier. Lamineringen har dog en høyere hyppighet i enhet B. Enhet B er dermed tolket til å være fra en periode der breen med stadighet drenerte ned i Sarsvatnet. Fra aldersmodellen (figur 42), kan en se at

akkumulasjonsraten er høyere i enhet B med hyppigst lagdeling, sammenlignet med enhet D. Dette kan tyde på at det har vært mer breaktivitet i tidsperioden til enhet B.

XRD-analysen viser at lagene fra enhet B består av de samme mineralene som i enhet D og A. De lyse lagene blir dermed tolket til å være fra breaktivitet. Lagene ved 24-25 cm og 27-28 cm i enhet B derimot, inneholder noen leirmineraler som en ikke finner igjen i de andre lagene gjennom enheten (vedlegg 1). De kan dermed være avsatt av en annen avsetningsprosess. Det er også mulig at disse lagene representerer perioder med mer smeltevann, som fører til at smeltevannskanalen blir større og dermed tar med seg forvitret materialet langs smeltevannskanalen som følge av økt vannstand. Lagene har ruglete underflate på CT-bildet (figur 30) og er dermed ikke tolket til å være fra en erosiv avsetningsprosess. Det er heller ingen markant økning av Mn i disse lagene.

5.2.5 Enhet A – Glasialdominert materiale

Enhet A består også av lyse sedimenter med høye MS (0,27 til 1,78 SI 10^{-5})- og XRF (K = 3090 cps, Fe = 77930 cps, Ti = 2770 cps)-verdier og lavt glødetap, men sedimentene er ikke like kompakte som i enhet E. Det er en mer jevn overgang til enhet A fra enhet B, og enheten er tolket til å representere et bresignal fra starten på lille istid. Kornstørrelsesanalysen viser en oppfining i enheten fra silt til leire (figur 43). De øverste centimeterne har en finere kornstørrelse, som er tolket til å være fra perioden da breen trakk seg tilbake, og innsjøen i morenesystemet oppstrøms for Sarsvatnet fungerer som en felle for de større kornstørrelsene.

Enheten inneholder også et distinkt lag ved omtrent 4 cm, med en skarp bunn (figur 31), slik som enhet C. XRD-analysen viser at laget skiller seg ut ved å inneholde leirmineraler (vedlegg 1) og XRF-data viser en høy topp av Mn (6053 cps). Plottet av Mn/Fe (figur 45) viser også et kraftig utslag, som blir brukt som et tegn på forvitring. Dette distinkte laget blir dermed tolket til å være et hendelseslag. Laget i enhet A kommer godt frem i CT-bildet (figur 31), som et lag med høyere tetthet, som også er beskrevet i Appleby (2004).

Kongsbreen er klassifisert som en tidevannsbre, men Struff (2013) indikerer at det kan ha vært perioder med surgeaktivitet, basert på havbunnsbatymetrien i Kongsfjorden. I følge Struff (2013, s. 98-100 og 104) kan det ha vært surgeaktivitet i Kongsbreen i 1897. Hun diskuterer også muligheten for flere surger før 1897, blant annet før 1869 og 1848. Det er vanskelig å si

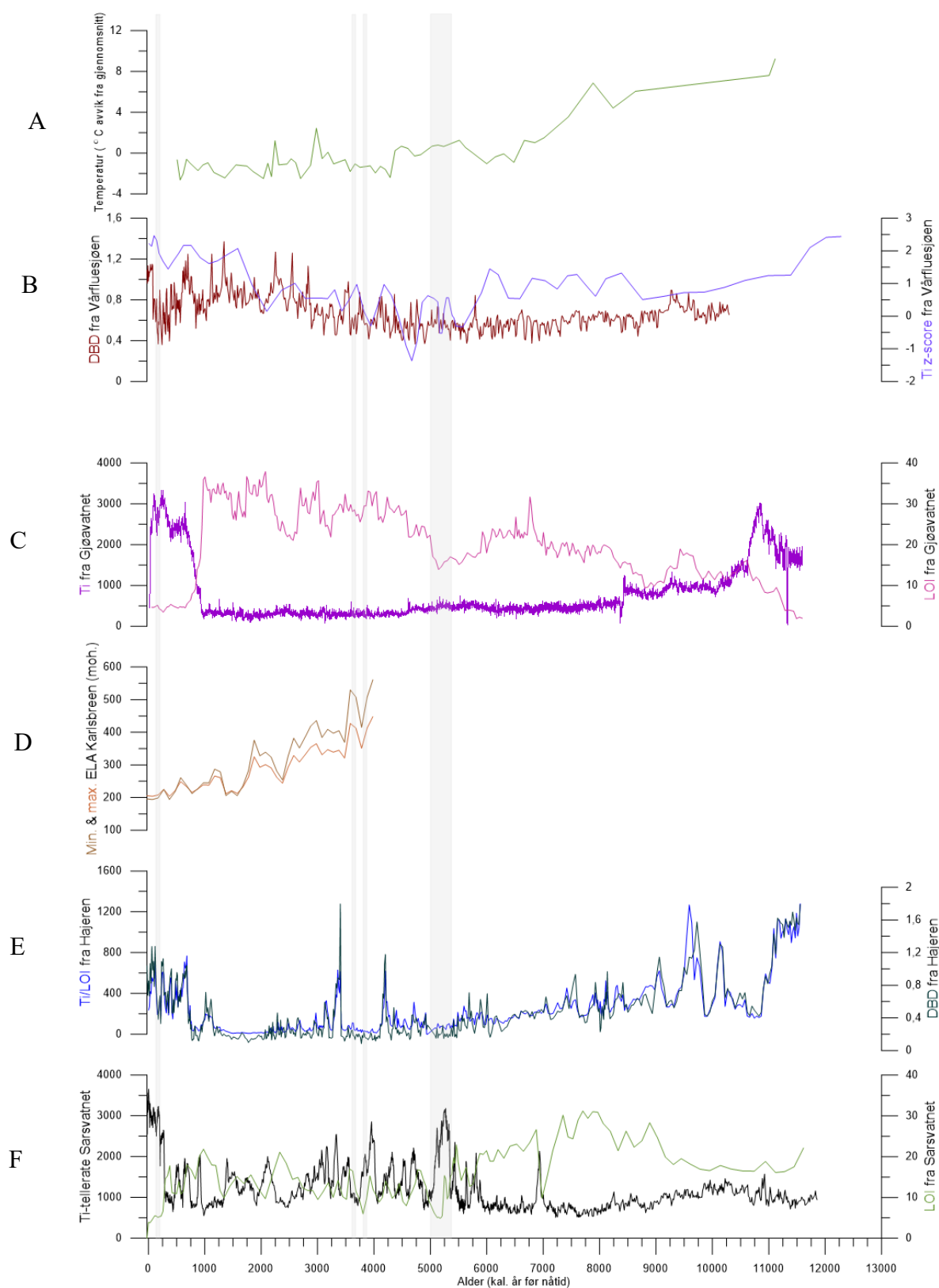
noe om hvordan sedimentasjonen i Sarsvatnet ville blitt påvirket av en mulig surge av Kongsbreen, og det forklarer heller ikke tilstedeværelsen av leirmineraler og Mn-verdier i sedimentene. En surge er en syklisk hendelse der breer øker flyte hastigheten opp til hundre ganger raskere enn den normale hastigheten. En surge skjer ofte som følge av opphopning av masse i akkumulasjonsområdet, slik at breen ikke er i likevekt. Dette fører til en massebevegelse av is nedover breen. Denne massetransporten av is nedover breen fører til en endring i breprofilen, med en senkning av overflaten i akkumulasjonsområdet og en økning i tykkelse i ablasjonsområdet (Kverndal, 1992). Siden Sarsvatnet er en passpunktinnsjø, vil spørsmålet være om Kongsbreen i det hele tatt ville vært stor nok til å drenere over passpunktet ved en eventuell surge. Det er også antatt at om avsetning stammer fra en surge, ville det ha vært en mer kaotisk sedimentasjon, enn den en finner i enhet A, på grunn av høy energi ved avsetning.

En annen forklaring på avsetningsprosessen til hendelseslaget ved 4 cm er at laget kan være en respons på økt vinternedbør i LIA (D'Andrea et al., 2012), som kan føre til økt avrenning fra nedslagsfeltet. Siden en finner økte Mn-verdier i alle kjernene (SAP-01-14, SAP-02-14, SAP-03-14 og SAD-01-14) ved enhet A, er det antatt at en har fått en økt drenering gjennom hele nedslagsfeltet og ikke bare i bekkene og elvene som er kalkulert i terrengmodellen. Det distinkte laget med erosiv bunn kan være avsatt av en turbidittstrøm som følge av økt avrenning fra nedslagsfeltet. Det er mer sannsynlig at laget ved 4 cm er avsatt av en turbidittstrøm kontra en surge fra Kongsbreen, da laget består av siltfraksjoner.

På grunn av fraværet av organisk materialet i toppsedimentene (<1cm) er det antatt at Kongsbreen har drenert over passpunktet og ned i Sarsvatnet frem til de siste årene.

5.3 Miljø- og klimaimplikasjoner

I tolkningen av avsetningsprosesser fra Sarsvatnet er det sagt at lagene med høye Fe-, Ti- og K- verdier, samt lavt glødetap og høy magnetisk susceptibilitet er koblet opp til bresignal. For enkelthetsskyld er det satt en terskel for bresignal på 1500 cps for titan. Den underliggende antagelsen her er at enhver temperert (varmbasert) bre i nedslagsfeltet vil produsere en mengde leire- og siltfraksjoner som vil overstyre alle andre potensielle kilder for sedimenter (Karlén, 1976). Gitt at tolkningen av enhetene er riktig, er det noen ulikheter som skiller Sarsvatnet fra de andre brerekonstruksjonene som er gjort på Nordvest-Spitsbergen. For å rekonstruere en brekurve for Kongsbreen er titan-telleratene fra XRF-dataene og glødetapsverdier brukt. Denne brekurven er igjen sammenlignet med studiene og rekonstruksjonene fra Vårfluesjøen, Karlbreen, Gjøavatnet og Hajeren, samt temperaturrekonstruksjonen fra Hakluyvatnet (figur 46).



Figur 46: Sammenligning med et utvalg av datasett og prokxyarkiv fra Nordvest-Spitsbergen. **A)** Rekonstruksjon av temperaturkurve fra pytoplankton fra Haukluyvatnet (van der Bilt et al., 2018). **B)** Rekonstruksjon av breaktivitet fra Vårfluesjøen (Røthe et al., 2018). **C)** Rekonstruksjon av breaktivitet fra Gjøvatnet (de Wet et al., 2018). **D)** Rekonstruksjon av likevekstlinjen til Karlsbreen (Røthe et al., 2015). **E)** Rekonstruksjon av brekurven til Håjeren (van Der Bilt et al., 2015). **F)** Rekonstruksjon av brekurven til Sarsvatnet. Den svarte linjen symboliserer Ti-telleraten mens den grønne kurven representerer glødetapet. De grå boksene signaliserer lagene som inneholder leirmineraller.

Siste istids deglasiasjon (-11 860 kal. år BP)

Enhet E er tolket til å være morene, avsatt da isdekket lå over innsjøbassenget ved siste istid. I toppen av enheten er det en gradvis oppfining. Dette kan signalisere at Sarsvatnet gikk fra å være en direkte iskontakt til å gradvis bli en mer proglasial innsjø etter tilbaketrekingen av isdekket (Evans, 2014). Enhet E er dermed koblet opp til den regionale deglasiasjonshistorien i området, og alder-dyp-modellen indikerer at dette skjedde før ~11 860 kal. BP. Dette stemmer overens med eksponeringsdateringene på flyttblokkene (Grant, 2016, s. 84-85), som har en gjennomsnittlig alder på $12,6 \pm 1,3$ ka. En av flyttblokkene hadde en høyere eksponeringsdatering på $16,5 \pm 0,5$ ka som kan tyde på at den har blitt transportert supra- eller englasialt, og dermed har en eldre alder.

Disse dateringene strider imot det Leeman og Forman (1992) fant i sin studie, som mener at deglasiasjonen ytterst i fjorden startet ~13 000-12 000 kal. år BP og at deglasiasjonen innerst i Kongsfjorden, ved Ossian Sarsfjellet, først skjedde omkring $\sim 9440 \pm 130$ kal. år BP. Isdekket trakk seg ut av Gjøavatnet ~11,1 kal. år BP, og Hajeren deglasierte en gang før ~11,3 kal. år BP til sammenligning.

Tidlig- til midt-holocen (11 860-5440 kal. år BP)

Tidlig- til midt-holocen korresponderer til perioden med lavest MS-verdier og K-, Fe- og Ti-verdier sammen med de høyeste LOI-verdiene gjennom kjernen. Det er dermed sannsynlig at Kongsbreen i denne perioden var liten eller ikke til stede i nedslagsfeltet. Alle proksydataene viser en tydelig endring ved overgangen fra enhet E til enhet D. Dette er koblet til perioden da Sarsvatnet gikk fra å være en proglasial innsjø til å være en innsjø uten bre i nedslagsfeltet da Kongsbreen må ha vært mindre eller tilsvarende dagens størrelse. Det organiske innholdet i enheten er høyt, og den minerogene tilførselen er relativt lav.

Flere rekonstruksjoner fra tidlig- og midt-holocen på vestkysten av Svalbard indikerer at breene var små eller helt fraværende (de Wet et al., 2018; Røthe et al., 2015; Svendsen og Mangerud, 1997; van der Bilt et al., 2015). Rekonstruksjonene fra figur 43 viser at bresignalet forsvant for Karlbreen rundt ~9,2 (Røthe et al., 2015), ved Gjøavatnet rundt ~8,4 (de Wet et al., 2018), og ved Hajeren rundt ~7,4-7,6 kal. år BP (van der Bilt et al., 2015). I tidlig-/midt-holocen var julitemperaturene $1,5$ °C høyere enn dagens temperatur på vestkysten av Svalbard (Birks, 1991), og tilstedeværelsen av blåskjell (*M. edulis*) tyder også på at perioden fra 9400 til 5300

kal. år BP hadde et varmere atlantisk hav enn ved nåtid. Dette er indikasjoner på et klimatisk optimum i denne tidsperioden (Salvigsen, 2002).

I rekonstruksjonen ved Hajeren er det flere indikatorer på tidlig-holocen breaktivitet, med høy men varierende minerogen tilførsel til sedimentene (van der Bilt et al., 2015). Indikatorene på breaktivitet, sammen med variasjon i haviskonsentrasjonen i Framstredet (de Vernal et al., 2013) kan indikere en dynamisk periode i tidlig-holocen. Perioden ble karakterisert med høye amplituder av glasial aktivitet ved 10 130, mellom 9700 og 9500 og 9050 kal. år BP. Det tydeligste bresignalet mellom 9700 og 9500 kal. år BP sammenfaller med et etablert skandinavisk brefremstøt, kjent som Erdalen-hendelsen (Nesje, 2009).

I Vårfluesjøen er det identifisert minerogene lag som er tolket til å være snøsmeltelag ved 9500, 8500 og 7250 kal. år BP, og betydelig mer snøsmeltelag fra perioden 10 150 til 7000 kal. år BP i forhold til 7000 til 4000 kal. år BP (Røthe et al., 2018). Dette signaliserer at breen rundt Vårfluesjøen var liten eller bortsmeltet sammen med et snøsmeltdominerende regime og mulig snørike vintre. Fra 7000-4000 kal. år BP ble snøsmeltingen redusert og indikerer et tørrere miljø rundt midt-holocen med tilførsel av sandpartikler som indikerer mer eolisk aktivitet rundt Vårfluesjøen i denne perioden. I sedimentkjernen fra Sarsvatnet er det også høy, varierende minerogen sedimentasjon nederst i enhet D. Disse lagene ved 11 600 og 10 260 kal. år BP er tolket til å være avrenningslag, kanskje på grunn av snøsmelting.

Sandpartikler er brukt som et signal på en eolisk avsetning (Røthe et al., 2018). Eoliske prosesser kan transportere store partikler og avsette dem i eller på isen av en innsjø om vinteren (DeVries-Zimmerman et al., 2014). I arktiske områder er vegetasjonen sparsom og eksponerer rikelig med materiale for eolisk aktivitet. Eolisk aktivitet er antatt å være sterkest om vinteren, da det er mindre snødekke og fuktighet (Gilbert et al., 1990). I enhet D er det flere sandkorn på CT-bildet, som derfor indikerer et tørt klima.

Etter 10 000 kal. år BP hadde Sarsvatnet en nedgang i Ti-kurven og en økning i LOI. Dette skiftet kan markere tilførselen av varmt atlantisk overflatevann til Kongsfjorden (Rasmussen et al., 2014; Ślubowska-Woldengen et al., 2007). Det første bresignalet fra Sarsvatnet kommer først på omtrent 59 cm dyp, som tilsvarer omtrent 7400 kal. år BP (figur 46). Dette reflekterer den perioden da klimaet igjen ble kaldere etter klimatisk optimum i tidlig-holocen, ifølge temperaturrekonstruksjonen (van der Bilt et al., 2018). Årsaken til denne nedkjølingen i klimaet

kan anses å være en respons på synkende sommerinnstråling på høyere breddegrader (Wanner et al., 2008). Det er også i denne perioden det har vært antydninger til en nedkjøling av det regionale overflatevannet etter 7400 kal. år BP (Sarnthein et al., 2003; Rasmussen et al., 2012) og en 3,5 °C nedkjøling av overflatevannet i Framstredet mellom 7200-7000 kal. år BP. En økning av polare foraminifera rundt 6900 kal. år BP indikerer også en kald periode ved dette tidspunktet (Werner et al., 2013). Etter den første perioden med bresignal fra 7400-6900 kal. år BP, var det også bresignal i periodene 5820-5790, 5760-5740 og 5640-5630 kal. år BP.

Det første beviset på tilbakevekst av breer på Svalbard er fra Linnébreen, som vokste frem rundt 4600±0,2 kal. år BP (Svendsen og Mangerud, 1997). I de andre brerekonstruksjonene som er brukt til sammenligning, er det ikke noe klimasignal i tidlig-/midt-holocen før ~4250 kal. år BP i Hajeren, ~3800 kal. år BP ved Karlbreen og ~3500 kal. år BP ved Vårfluesjøen. Dette kan implisere at Kongsbreen har en annen sensitivitet i forhold til klimaet, da det første bresignalet fra Kongsbreen er ved 7000 kal. år BP, og sammenfaller med når temperaturen synker til omtrent 0 °C etter klimatisk optimum.

Turbiditt (5440-5010 kal. år BP)

Det er ingen spor etter turbidittavsetninger i de andre rekonstruksjonene, og dette er derfor tolket til å være en lokal hendelse i nedslagsfeltet til Sarsvatnet.

Neoglasiasjon (5010-300 kal. år BP)

I enhet B finner en hovedsakelig høyt organisk innhold som dominerer enheten med laminering av minerogene sedimenter. I denne enheten er det en betraktelig økning i minerogen tilførsel sammenlignet med enhet D. Dette er tolket til å være starten på neoglasiasjonen, som er en historisk periode med dokumentert høyere breaktivitet. En distinkt nedkjøling fra temperaturrekonstruksjonen fra Hakluyvatnet representerer starten på den regionale neoglasiasjonen på Svalbard (van der Bilt et al., 2018). Underrepresentasjon av grovere kornstørrelse (Karlen, 1981; Rubensdotter og Rosqvist, 2009) og ruglete underside av de minerogene lagene signaliserer at perioden ikke var preget av massestrømhendelser. Alle de lyse lagene i enhet B er dermed tolket til å representere bresignal. Lagene ved 25 cm og 27 cm som inneholder leirmineraler, er tolket til å være perioder med ekstra stor vannføring fra breen, som har dratt med seg leirmineraler fra områder rundt smeltevannskanalen.

Andre breerekonstruksjoner viser en tydelig gjenvekst av breer i denne tidsperioden, som en respons på redusert sommerinnstråling (Røthe et al., 2018; Røthe et al., 2015; Svendsen og Mangerud, 1997). Marine proksydata fra Kongsfjorden (Werner et al., 2013; Rasmussen et al., 2014) foreslår at en nedgang i overflatetemperaturen og økt transport av sedimenter fra stranden i forbindelse med at isen bryter opp, markerer slutten på holocen klimatisk optimum på Svalbard etter 5000 kal. år før nåtid. Dette blir også bekreftet av terrestriske arkiv fra makrofossiler (Birks, 1991) som foreslår kaldere somre etter 4000 kal. år BP. Pollenrekonstruksjon fra vestkysten av Svalbard viser også en klimatisk avkjøling mellom 4000 til 2500 kal. år BP (Birks, 1991).

Forskjellen i tidspunktet der breer gjenoppstår ved de ulike studiene kan ha en sammenheng med individuelle forskjeller på breområdene, slik som topografi og nedbørsmønstre på grunn av topografi. Ved Vårfluesjøen finner man en økning i eolisk aktivitet mellom 3500 og 1750 kal. år BP, som indikerer en kald og tørr periode. Ved 1750 kal. år BP avtar den eoliske aktiviteten og sedimentasjonen blir hovedsakelig dominert av siltig laminert materiale, som trolig er en følge av en økning i snøsmelting. Den antatte årsaken til en redusert eolisk aktivitet er mer vinternedbør, og våtere forhold som reduserer eolisk aktivitet (Røthe et al., 2018).

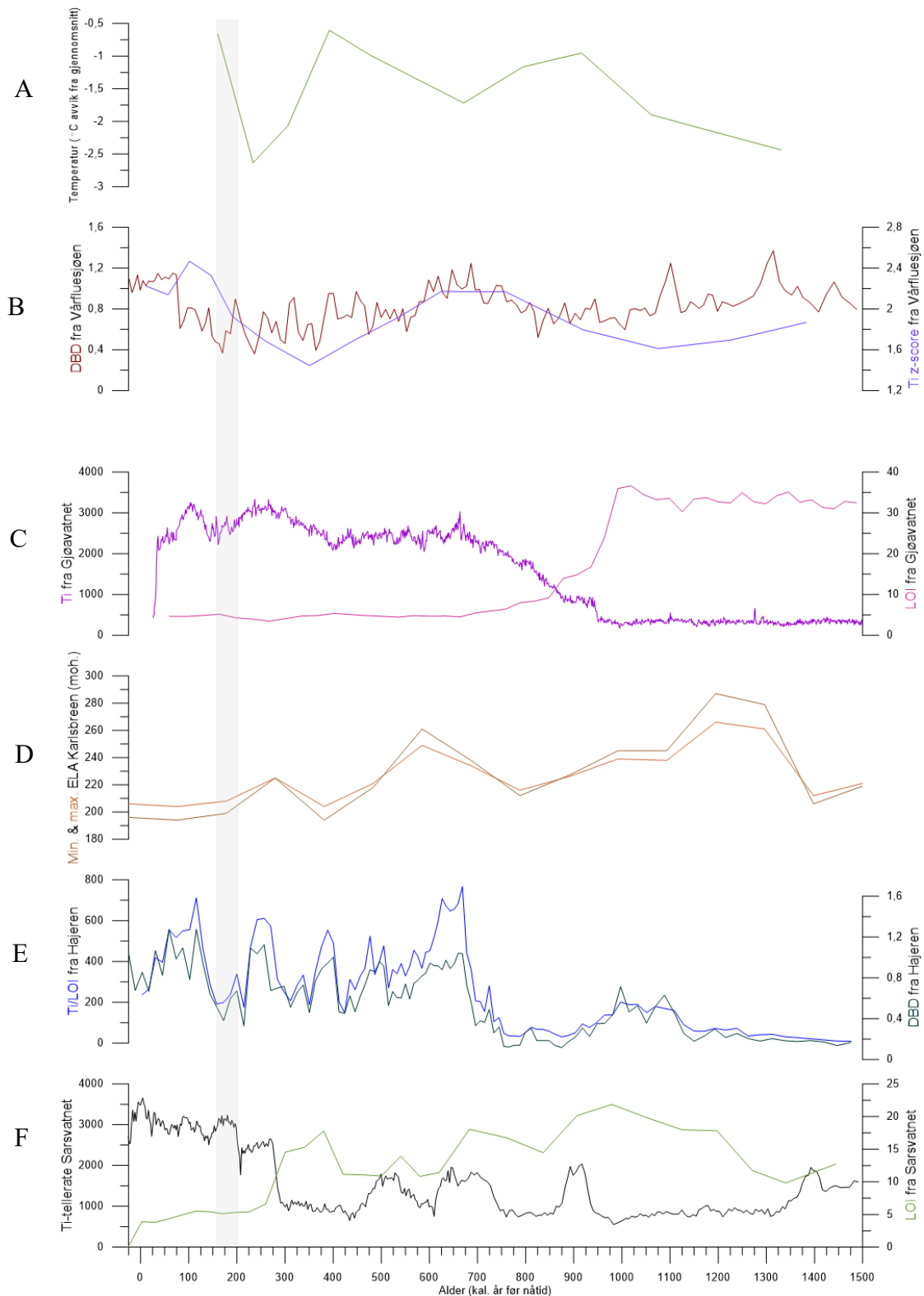
Marine arkiver fra Framstredet foreslår en generelt sterkere innflytelse av arktisk overflatevann og en økning i havisen etter 3000 kal. år BP (Rasmussen et al., 2014). Dette vil stoppe tilførselen av fuktighet til flere maritime isbreer på vestkysten av Spitsbergen og være uegnete forhold for vekst (van Der Bilt et al., 2015). Det er flere sandkorn i sedimentkjernen, som kan indikerer et tørt klima med lite nedbør. Kongsbreen har derimot ved flere anledninger i intervallet før og etter 3000 kal. år BP gått over det lokale passpunktet og tilført bresedimenter til Sarsvatnet. Dette skjedde i periodene 4770-4640, 4560-4500, 4350-4280, 4270-4250, 4020-3780, 3570-3430, 3360-3290, 3190-3140, 3110-3020, 3000-2980, 2950-2930, 2820-2800, 2180-2040, 1540-1480, 1410-1370, 920-880, 720-620, 540-490 kal. år BP.

Ved 2000 kal. år BP derimot var det ustabile forhold som førte til økt istransport fra stranden som åpnet opp for tilførselen av fuktighet til breene (Rasmussen et al., 2014), og breene ved Hajeren, Gjòavatnet, Vårfluesjøen vokste frem igjen, mens Karlbreen hadde et tydelig dropp i likevekstlinjen (figur 46). I studiet av Karlbreens likevekstlinje blir viktigheten av vinternedbør diskutert. Årsaken til at Karlbreen hadde sin største utbredelse omtrent ~1700 til ~1500 kal. år

BP kan være effekten av mindre havis på vestkysten av Svalbard, som er en kilde for mer vinternedbør i denne perioden. Dette kan tyde på at vinternedbør er den dominerende faktoren i den årlige massebalansen til maritime breer på vestkysten av Svalbard (Røthe et al., 2015).

Lille istid (300- kal. år BP)

Neoglasiasjonen på Svalbard kulminerte i den lille istid, som er generelt antatt til å være når breer på Svalbard hadde sin maksimale utbredelse i holocen (Svendsen og Mangerud, 1997; Werner, 1993). Enhet A representerer den første lange perioden med minerogen sedimentasjon i Sarsvatnet og er tolket til å markere starten på LIA i området. En to-steps modell av brefremrykk på Svalbard i LIA har blitt foreslått av Werner (1993) og Svendsen og Mangerud (1997), som argumenterte for en distinkt varmeperiode fra 200 til 250 kal. år BP.



Figur 47: Forstyrrelse av de siste 1500 kal. år BP sammenlignet med et utvalg av datasett og prokxyarkiv fra Nordvest-Spitsbergen. **A)** Rekonstruksjon av temperaturkurve fra fytoplankton fra Haukluyvatnet (van der Bilt et al., 2018). **B)** Rekonstruksjon av breaktivitet fra Vårfluesjøen (Røthe et al., 2018). **C)** Rekonstruksjon av breaktivitet fra Gjøvatnet (de Wet et al., 2018). **D)** Rekonstruksjon av likevekstlinjen til Karlsbreen (Røthe et al., 2015). **E)** Rekonstruksjon av brekurven til Hajeren (van Der Bilt et al., 2015). **F)** Rekonstruksjon av brekurven til Sarsvatnet. Den svarte linjen symboliserer Ti-telleraten, mens den grønne kurven representerer glødetapet. Den grå boksen signaliserer lagene som inneholder leirmineraler, og sammenfaller med perioder med liten bre ved de andre rekonstruksjonene og med en økning i temperaturen.

Sammenligner en starten på LIA i Sarsvatnet med de andre rekonstruksjonene, ser en at LIA starter ved et senere tidspunkt ved Sarsvatnet (figur 47). Karlbreen hadde et tydelig dropp i likevektslinjen ved omtrent 1900 kal. år BP, og hadde sannsynligvis sin største utbredelse rundt 1700 kal. år BP. En studie av blydateringer fra moreneblokker foran Linnébreen viser at også denne breen hadde sin maksimum utbredelse en gang mellom 4600 og 1600 kal. år BP. Også ved ~400, ~230 og ~130 kal. år BP var likevektslinjen til Karlbreen nær det laveste nivået, og en økning i likevektslinjen mellom 225 og 135 kal. år BP markerer den foreslåtte to-steps modellen.

Den høyeste aktiviteten av isbreer i Vårfluesjøen er fra ~1750 kal. år BP, med stor variabilitet og med høyest topp ved omtrent ~750 og ~350 kal. år BP (figur 46 og 47). Den inorganiske tilførselen til Vårfluesjøen ved ~750 og ~350 kal. år BP sammenfaller med de samme stegene som en finner ved Hajeren og Karlbreen (Røthe et al., 2018) (figur 47). I Gjøavatnet starter den minerogene tilførselen ~1,0 kal. år BP, noe senere enn ved Karlbreen og Linnébreen. Det er usikkert om det er lavere temperaturer eller en økning i nedbøren som var årsaken til tilbakeveksten av Annabreen ved Gjøavatnet. Ved Hajeren startet den minerogene tilførselen ~1100 kal. år BP. Temperaturrekonstruksjonen fra D'Andrea et al. (2019) indikerer at perioden rundt 1100 kal. år BP var karakterisert av de kaldeste somrene de siste 1800 årene. Etter 1000 kal. år BP forsvinner den minerogene tilførselen til Hajeren, som antas å være som følge av en periode med høye sommertemperaturer (D'Andrea et al., 2012). Bresignalet blir igjen tydelig ~700 kal. år BP, som sammenfaller med den laveste ELA for Karlbreen og høyeste breaktivitet ved Vårfluesjøen (figur 47) og funnene til Svendsen og Mangerud (1997) for Linnébreen (Svendsen og Mangerud, 1997). Sedimentene fra Hajeren styrker også modellen om en to-steps deglasiasjon da det igjen er økt breaktivitet nær 1800-tallet.

Bresignalet på LIA i Sarsvatnet kommer først ved omtrent ~300 kal. år BP (figur 47). Denne første toppen i bresignal i Sarsvatnet vises også igjen i bresignal ved Hajeren, Karlbreen, Vårfluesjøen og Gjøavatnet, og med en betydelig nedgang i temperaturen. Laget med leirmineraler ved ~200 kal. år BP er tolket til å være fra en periode med liten bre i nedslagsfeltet til Sarsvatnet. Ved dette tidspunktet ser man fra figur 47 at det var en økning i temperaturen, og brekonstruksjonene fra Hajeren, Karlbreen, Vårfluesjøen og Gjøavatnet viser en periode med lite breaktivitet. Ved ~150 kal. år BP får man igjen bresignal i Sarsvatnet, og figur 47 viser en ny fremvekst av bre ved Hajeren, Vårfluesjøen og Gjøavatnet.

Årsaken til at starten på lille istid har et senere signal enn ved de andre brerekonstruksjonene, kan skyldes at Sarsvatnet er en passpunktinnsjø. Kongsbreen må først bygge seg opp til en viss størrelse før den kan dreneres ned i Sarsvatnet. Enda en årsak til at signalet kommer ved et senere tidspunkt i Sarsvatnet, kan være at Kongsbreen er antatt å være mer sensitiv for temperatur enn for nedbør, slik som er diskutert tidligere. Dette gjenspeiles i figur 46, der en ser at lille istid ved Sarsvatnet starter samtidig med nedgangen av den alkenonebaserte temperaturkurven. Ved lille istid var det ikke en stor nedgang i temperaturer men en økning i nedbøren. Dette stemmer overens med D'Andrea et al. (2012) som pekte på en økning i varmetransporten fra Vest-Spitsbergstrømmen sammen med en økning i vinternedbøren som årsak til starten på lille istid på Svalbard. Den økte vinternedbøren er også den antatte grunnen til laget ved 4 cm, med skarp, erosiv bunn og tilstedeværelsen av leirmineraler og Mn.

6 Konklusjon

Resultatene, tolkningen og diskusjonen av den kvartærgeologiske kartleggingen og multi-proksyanalysen av sedimentkjerner fra Sarsvatnet kan oppsummeres som følger:

- Det er hovedsakelig fire avsetningsprosesser i nedslagsfeltet som potensielt kan tilføre Sarsvatnet sedimenter; glasiale, fluviale, skred og forvitring.
- En kan bruke både laserdiffraksjon, XRD og CT for å skille minerogene sedimenter fra hverandre og dermed bestemme avsetningsprosessene.
- Radiokarbondateringen nederst i enhet D avslører en deglasiasjon før 11 860 kal. år BP. Dette stemmer godt overens med eksponeringsdateringene gjort på Ossian Sarsfjellet på $12,8 \pm 1,3$ ka, som indikerer en rask nedsmelting ved dette tidspunktet.
- Fra 11 860 frem til 5000 kal. år BP ble det hovedsakelig avsatt organisk gytje som følge av liten breaktivitet. Det første signalet på breaktivitet i Sarsvatnet er på omtrent 7000 kal. år BP, og sammenfaller med en nedgang i rekonstruert sommertemperatur i samme periode. Det var også breaktivitet i periodene 5820-5790, 5760-5740 og 5640-5630 kal. år BP.
- På grunn av en normalgradering, erosiv bunn, mineralogi og dateringer blir enhet C tolket til å være et hendelseslag, mest sannsynlig en turbidittavsetning.
- Perioden fra 4880 frem til 1705 kal. år BP er dominert av gytjeavsetning i innsjøen, med en hyppig tilførsel av minerogent materiale i perioder. Den minerogene tilførselen signaliserer perioder hvor Kongsbreen har vært stor nok til å drenere over passpunktet og ned i Sarsvatnet. Dette skjedde i periodene 4770-4640, 4560-4500, 4350-4280, 4270-4250, 4020-3780, 3570-3430, 3360-3290, 3190-3140, 3110-3020, 3000-2980, 2950-2930, 2820-2800, 2180-2040, 1540-1480, 1410-1370, 920-880, 720-620, 540-490 kal. år BP.
- Fra 1650 til i dag har det vært kontinuerlig tilførsel av minerogent materiale. Dette er et signal på starten av LIA i området. Det er først i de senere årene at Kongsbreen har hatt en tilbaketrekning og ikke lenger drenerer ned i Sarsvatnet.
- LIA starter noe senere i Sarsvatnet sammenlignet med de andre brerekonstruksjonene. Dette er mest sannsynlig fordi Sarsvatnet er en passpunktinnsjø, slik at Kongsbreen først må bygge seg opp til en viss størrelse før den kan drenere ned i innsjøen.
- Kongsbreen er mest sannsynlig mer sensitiv for temperatur enn nedbør, i motsetning til de andre brerekonstruksjonene brukt i dette studiet.

6.1 Forslag til videre arbeid

Dette prosjektet har vært interessant og lærerikt å jobbe med, og det er fortsatt mer arbeid en kan gjøre med dataene. Det er absolutt et spennende område for videre studier av brekonstruksjon rundt Kongsfjorden.

- Først og fremst ville det vært nyttig med enda flere eksponeringsdateringer fra området. Dette ville gi ytterlig informasjon om eksponerings- og erosjonshistorien til Ossian Sarsfjellet. Dette kunne vært med å forsterke sedimentasjonshistorien og eventuelt avkrefte at Sarsvatnet er påvirket av hardvannseffekt.
- Det er flere metoder som blir brukt til å bestemme hardvannseffekt på radiokarbondateringer, blant annet kunne ^{13}C og forholdet mellom nitrogen og karbon vil kunne bedre bestemme mengden av akvatisk organisk materiale i dateringsprøvene.
- Tilsvarende analyser som er gjort i dette studiet på de to kjernene fra Øvre Sarsvatnet, vil kunne gi ytterligere informasjon om morenesystemet og breaktiviteten til Kongsbreen.

7 Referanser

- Allaby, M.** (2010) Radiocarbon Dating. Oxford University Press.
- Alsos, I. G., Elven, R., Brystin, A. K., Birkeland, S. og Skjetne, I. E. B.** (2011) *Økologiske og genetiske undersøkelser av rødlistearter på Svalbard*. Sluttrapport. Svalbards miljøvernfond, The University Center in Svalbard, Universitetet i Tromsø, Universitetet i Oslo.
- Andrews, J. T.** (1975) *Glacial systems : an approach to glaciers and their environments*, North Scituate, Mass, Duxbury Press.
- Appleby, P. G.** (2004) Environmental Change and Atmospheric Contamination on Svalbard: Sediment Chronology. *Journal of Paleolimnology*, 31, 433-443.
- Appleby, P. G. og Oldfield, F.** (1978) The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210Pb to the sediment. *CATENA*, 5, 1-8.
- Ashley, G. M.** (2002) *Glaciolacustrine environments-11*.
- Bakke, J., Balascio, N., Van Der Bilt, W. G. M., Bradley, R., D' Andrea, W. J., Gjerde, M., Ólafsdóttir, S., Røthe, T. og De Wet, G.** (2018) The Island of Amsterdamøya: A key site for studying past climate in the Arctic Archipelago of Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 183, 157-163.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. og Nnesje, 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, O., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, 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.
- Barnekow, L., Possnert, G. og Sandgren, P.** (1998) AMS ¹⁴C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden – a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120, 59-67.
- Battarbee, R. W.** (2000) Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19, 107-124.
- Bencini, A. og Turi, A.** (1974) Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, northern Apennines. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 774-782.
- Bendle, J. M., Palmer, A. P. og Carr, S. J.** (2015) A comparison of micro-CT and thin section analysis of Lateglacial glaciolacustrine varves from Glen Roy, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 114, 61-77.
- Birks, H. H.** (1991) Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen - plant macrofossils from Skardtjørna, an Arctic lake. *The Holocene*, 1, 209-218.
- Birks, H. J. B., Monteith, D. T., Rose, N. L., Jones, V. J. og Peglar, S. M.** (2004) Recent Environmental Change and Atmospheric Contamination on Svalbard as Recorded in Lake Sediments – Modern Limnology, Vegetation, and Pollen Deposition. *Journal of Paleolimnology*, 31, 411-431.
- Blaauw, M. og Christen, J. A.** (2013) Bacon Manual - v 2.2.
- Blaauw, M. og Christen, J. A. S.** (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.*, 6, 457-474.
- Brindley, G. W.** (1955) Identification of Clay Minerals by X· Ray Diffraction Analysis, Clays and Clay Technology, *California Div. of Mines, Bull.* 169, 119.

- Brouwer, P.** (2006) Theory of XRF. *Almelo, Netherlands: PANalytical BV.*
- Church, M.** (1973) *Baffin Island sandar: a study of Arctic fluvial environments.* University of British Columbia.
- Cnudde, V. og Boone, M.** (2013) High-resolution X-ray computed tomography in geosciences: a review of the current technology and applications. *EARTH-SCIENCE REVIEWS*, 123.
- Croudace, I. W., Rindby, A. og Rithwell, R. G.** (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51.
- D'Andrea, W. J., Vaillencourt, D. A., Balascio, N. L., Werner, A., Roof, S. R., Retelle, M. og Bradley, R. S.** (2012) Mild Little Ice Age and unprecedented recent warmth in an 1800 year lake sediment record from Svalbard.(Report)(Author abstract). *Geology*, 40, 1007.
- 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.
- Daigle, T. A. og Kaufman, D. S.** (2009) Holocene climate inferred from glacier extent, lake sediment and tree rings at Goat Lake, Kenai Mountains, Alaska, USA. *Journal of Quaternary Science*, 24, 33-45.
- De Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Solignac, S. og Bonnet, S.** (2013) Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas. *Quaternary Science Reviews*, 79, 111-121.
- De Wet, G. A., Balascio, N. L., D'Andrea, W. J., Bakke, J., Bradley, R. S. og Perren, B.** (2018) Holocene glacier activity reconstructed from proglacial lake Gjøvatnet on Amsterdamøya, NW Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 183, 188-203.
- Dean, W. E., JR.** (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 242-248.
- Dearing, J.** (1994) Environmental magnetic susceptibility. *Using the Bartington MS2 system.* Kenilworth, Chi Publ.
- Deveries-Zimmerman, S., Fisher, T. G., Hansen, E. C., Dean, S. og Bjorck, S.** (2014) Sand in lakes and bogs in Allegan County, Michigan, as a proxy for eolian sand transport. *Special Paper - Geological Society of America*, 508, 111-131.
- Diodato, N., Støren, E. W. N., Bellocchi, G. og Nesje, A.** (2013) Modelling sediment load in a glacial meltwater stream in western Norway. *Journal of Hydrology*, 486, 343-350.
- Dunai, T.** (2010) *Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences.*
- Eades, L. J., Farmer, J. G., Mackenzie, A. B., Kirika, A. og Bailey-Watts, A. E.** (2002) Stable lead isotopic characterisation of the historical record of environmental lead contamination in dated freshwater lake sediment cores from northern and central Scotland. *Science of The Total Environment*, 292, 55-67.
- Eepes, M. C. og Griffing, D.** (2010) Granular disintegration of marble in nature: A thermal-mechanical origin for a grus and corestone landscape. *Geomorphology*, 117, 170-180.
- Evans, D.** (2014) *Glacial landsystems*, Routledge.
- Førland, E., J., Benestad, R., Hanssen-Bauer, I. Haugen, J., E., og Skaugen, T. E.** (2011) Temperature and Precipitation Development at Svalbard 1900-2100. *Advances in Meteorology*, 2011, 247-260.
- Gilbert, R., Dowdeswell, Julian A. og Scourse, James D.,** (1990) Rafting in glacialmarine environments. *Geological Society Special Publications*, 53, pp.105-120.
- Gilli, A., Anselmetti, F., Glur, L. og Wirth, S.** (2013) Lake Sediments as Archives of

- Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. *Advances in Global Change Research*, vol. 47, Springer, pp. 225-242
- Gjerde, M., Bakke, J., D'Andrea, W. J., Balascioa, N. L., Bradley, R. S., Vasskog, K., Ólafsdóttir, S., Røthe, T. O., Perren, B. B. og Hormes, A.** (2018) Holocene multi-proxy environmental reconstruction from lake Hakluytvatnet, Amsterdamøya Island, Svalbard (79.5°N). *Quaternary Science Reviews*, 183, 164-176.
- Grant, O.** (2016) *The deglaciation of Kongsfjorden, Svalbard: based on surface exposure dating of glacial erratics and Quarternary geological mapping of Blomsterhalvøya*. Masteroppgave. University of Bergen, University Center in Svalbard.
- Gurney, S. D. og White, K.** (2005) Sediment magnetic properties of glacial till deposited since the Little Ice Age maximum for selected glaciers at Svartisen and Okstindan, northern Norway. *Boreas*, 34, 75-83.
- Heiri, O., Lotter, A. F. og Lemcke, G.** (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hjelle, A.** (1993) *Geology of Svalbard*, Oslo, Norsk polarinstitutt.
- Hjelle, A.** (1999) *Geological map Svalbard 1:100.000 Spitsbergen : nr 30 : Sheet A7G Kongsfjorden*, Tromsø, Norsk polarinstitutt.
- Hormes, A., Akçar, N. og Kubik, P. W.** (2011) Cosmogenic radionuclide dating indicates ice-sheet configuration during MIS 2 on Nordaustlandet, Svalbard. *Boreas*, 40, 636-649.
- Humlum, O., Instanes, A. og Sollid, J. L.** (2003) Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, 22, 191-215.
- Huyers, P. J.** (2006) Early Pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science -New York then Washington-*, 313.
- Ito, H. og Kudoh, S.** (1997) Characteristics of Water in Kongsfjorden, Svalbard. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Meteorology and Glaciology*, 11, 211-232.
- Jansson, P., Rosqvist, G. og Schneider, T.** (2005) Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glaciolacustrine sediments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87, 37-50.
- Kaplan, M. R., Wolfe, A. P. og Miller, G. H.** (2002) Holocene Environmental Variability in Southern Greenland Inferred from Lake Sediments. *Quaternary Research*, 58, 149-159.
- Karlén, W.** (1981) Lacustrine sediment studies a technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography*, 63, 273-281.
- Karlén, W.** (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Karlén, W. og Matthews, J. A.** (1992) Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalsbreen-Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 74, 327-348.
- Kverndal, A. I.** (1992) Glacier surge on Svalbard. *Earth science / edited by Jakob J. Møller, Per K. Reymert, Øystein Steinlien*, 43-50.
- Lamoureux, S. F., Gilbert, R. og Lewis, T.** (2002) Lacustrine Sedimentary Environments in High Arctic Proglacial Bear Lake, Devon Island, Nunavut, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34, 130-141.
- Landvik, J. Y., Bondevik, S., Elverhøi, A., Fjeldskaar, W., Mangerud, J. A. N., Salvigsen, O., Siegert, M. J., Svendsen, J.-I. og Vorren, T. O.** (1998) The Last Glacial Maximum of Svalbard and the Barent Sea Area: Ice Sheet Extent and Configuration. *Quaternary Science Reviews*, 17, 43-75.

- Landvik, J. Y., Brook, E. J., Gualtieri, L., Linge, H., Raisbeck, G., Salvigsen, O. og Yiou, F.** (2013) ^{10}Be exposure age constraints on the late Weichselian ice-sheet geometry and dynamics in inter-ice-stream areas, western Svalbard. *Boreas*, 42, 43-56.
- Laybourn-Parry, J., Quayle, W. C., Henshaw, T., Ruddell, A. og Marchant, H. J.** (2001) Life on the edge: the plankton and chemistry of Beaver Lake, an ultra-oligotrophic epishelf lake, Antarctica. *Freshwater Biology*, 46, 1205-1217.
- Leemann, A. og Niessen, F.** (1994) Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, 4, 259-268.
- Lefauconnier, B., Hagen, J. O. og Rudant, J. P.** (1994) Flow speed and calving rate of Kongsbreen glacier, Svalbard, using SPOT images. *Polar Research*, 13, 59-65.
- Lehman, S. J. og Forman, S. L.** (1992) Late Weichselian Glacier Retreat in Kongsfjorden, West Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Research*, 37, 139-154.
- Lindström, E. S. og Leskinen, E.** (2002) Do neighboring lakes share common taxa of bacterioplankton? Comparison of ^{16}S rDNA fingerprints and sequences from three geographic regions. *Microbial Ecology*, 44, 1-9.
- Lowe, J. og Walker, M.** (2015) *Reconstructing quaternary environments*, London, Routledge.
- Mackenzie, A. B., Hardie, S. M. L., Farmer, J. G., Eades, L. J. og Pulford, I. D.** (2011) Analytical and sampling constraints in ^{210}Pb dating. *Science of The Total Environment*, 409, 1298-1304.
- Malvern Instruments Ltd.** (2015). *A basic guide to particle characterization*. Brukermanual. Worcestershire, UK. WR14 1XZ
- Mangerud, J., Bolstad, M., Elgersma, A., Helliksen, D., Landvik, J. Y., Lønne, I., Lycke, A. K., Salvigsen, O., Sandahl, T. og Svendsen, J. I.** (1992) The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Research*, 38, 1-31.
- McKay, N. og Kaufman, D.** (2009) Holocene climate and glacier variability at Hallet and Greyling Lakes, Chugach Mountains, south-central Alaska. *Journal of Paleolimnology*, 41, 143-159.
- Miller, G. H., Alley, R. B., Brigham-Grette, J., Fitzpatrick, J. J., Polyak, L., Serreze, M. C. og White, J. W. C.** (2010) Arctic amplification: can the past constrain the future? *Quaternary Science Reviews*, 29, 1779-1790.
- Moen, A.** (1999) *Vegetation*, Hønefoss, Norwegian Mapping Authority.
- Müller, J., Werner, K., Stein, R., Fahl, K., Moros, M. og Jansen, E.** (2012) Holocene cooling culminates in sea ice oscillations in Fram Strait. *Quaternary Science Reviews*, 47, 1-14.
- Naeher, S., Gilli, A., North, R. P., Hamann, Y. og Schubert, C. J.** (2013) Tracing bottom water oxygenation with sedimentary Mn/Fe ratios in Lake Zurich, Switzerland. *Chemical Geology*, 352, 125-133.
- Nesje, A.** (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2119-2136.
- Nesje, A. og Dahl, S. O.** (2001) The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *JQS. Journal of Quaternary Science*, 16, 155-166.
- Nesje, A., Dahl, S. O., og Lie, Ø.** (2004) Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: DanntjFærn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.
- Nijampurkar, V. N. og Rao, D. K.** (1993) Polar fallout of radionuclides ^{32}Si , ^7Be and ^{210}Pb and past accumulation rate of ice at Indian station, Dakshin Gangotri, East Antarctica. *Journal of Environmental Radioactivity*, 21, 107-117.

- Nolan, S. R., Blomendal, J., Boyle, J. F., Jones, R. T., Oldefield, F. og Whitney, M.** (1999) Mineral magnetic and geochemical records of late Glacial climatic change from two northwest European carbonate lakes. *Journal of Paleolimnology*, 22, 97-107.
- Olsen, J., Anderson, N. J. og Knudsen, M. F.** (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience*, 5, 808.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M. og Anderson, A. L.** (1994) X-ray computed tomography a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64, 690-693.
- Pearce, D. A., Cockell, C. S., Lindstrøm, E. S. og Tranvik, L. J.** (2007) First evidence for a bipolar distribution of dominant freshwater lake bacterioplankton. *Antarctic Science*, 19, 245-252.
- Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C. og Blackwood, D. S.** (2001) A laboratory manual for X-ray powder diffraction. *Open-File Report*. - ed.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Løvlie, R., Bakke, J. og Nesje, A.** (2007) Rockglacier activity during the Last Glacial–Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. *Quaternary Science Reviews*, 26, 793-807.
- Rasmussen, T. L., Forwick, M. og Mackensen, A.** (2012) Reconstruction of inflow of Atlantic Water to Isfjorden, Svalbard during the Holocene: Correlation to climate and seasonality. *Marine Micropaleontology*, 94-95, 80-90.
- Rasmussen, T. L., Thomsen, E., Skirbekk, K., Ślubowska-Woldengen, M., Klitegaard, K., D. og Koç, N.** (2014) Spatial and temporal distribution of Holocene temperature maxima in the northern Nordic seas: interplay of Atlantic-, Arctic- and polar water masses. *Quaternary Science Reviews*, 92, 280-291.
- Reusche, M., Winsor, K., Carlson, A. E., Marcott, S. A., Rood, D. H., Novak, A., Roof, S., Retelle, M., Werner, A., Caffee, M. og Clark, P. U.** (2014) ¹⁰Be surface exposure ages on the late-Pleistocene and Holocene history of Linnébreen on Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 89, 5-12.
- Risebrobakken, B., Dokken, T., Smedrud, L. H., Andersson, C., Jansen, E., Moros, M. og Ivanova, E. V.** (2011) Early Holocene temperature variability in the Nordic Seas: The role of oceanic heat advection versus changes in orbital forcing. *Paleoceanography*, 26, n/a-n/a.
- Rubensdotter, L. og Rosqvist, G.** (2009) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19, 665-678.
- Ryder, J. M.** (1971a) Some Aspects of the Morphometry of Paraglacial Alluvial Fans in South-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 1252-1264.
- Ryder, J. M.** (1971b) The Stratigraphy and Morphology of Para-glacial Alluvial Fans in South-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 279-298.
- 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.
- Røthe, T. O., Bakke, J. og Støren, E. W. N.** (2019) Glacier outburst floods reconstructed from lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway. *Boreas*, 0.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. N. og Bradley, R. S.** (2018) Reconstructing Holocene Glacier and Climate Fluctuations From Lake Sediments in Vårfluesjøen, Northern Spitsbergen. *Frontiers in Earth Science*, 6.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Vasskog, K., Gjerde, M., D'Andrea, W. J. og Bradley, R. S.** (2015) Arctic Holocene glacier fluctuations reconstructed from lake sediments at Mitrahølvøya, Spitsbergen. *Quaternary Science Reviews*, 109, 111-125.

- Salvigsen, O.** (2002) Radiocarbon-dated *Mytilus edulis* and *Modiolus modiolus* from northern Svalbard: Climatic implications. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 56, 56-61.
- Sarnthein, M., Kreveld, S., Erlenkeuser, H., Grootes, P. M., Kucera, M., Pflaumann, U. og Schulz, M.** (2003) Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N. *Boreas*, 32, 447-461.
- Schellenberger, T., Dunse, T., KääB, A., Kohler, J. og Reijmer, C. H.** (2015) Surface speed and frontal ablation of Kronebreen and Kongsbreen, NW Svalbard, from SAR offset tracking. *The Cryosphere*, 9, 2339.
- Singer, A.** (1980) The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Science Reviews*, 15, 303-326.
- Ślubowska-Woldengen, M., Rasmussen, T. L., Koç, N., Klitegaard-Kristensen, D., Nilsen, F. og Solheim, A.** (2007) Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17,500calyr BP. *Quaternary Science Reviews*, 26, 463-478.
- Snyder, J. A., Miller, G. H., Werner, A., Jull, A. J. T. og Stafford, T. W.** (1994) AMS-radiocarbon dating of organic-poor lake sediment, an example from Linnévatnet, Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 4, 413-421.
- Struff, K.** (2013) *Land Assemblages in Inner Kongsfjorden, Svalbard: Evidence of Recent Glacial (Surge) Activity*. Masteroppgave. Universitetet i Tromsø.
- Streuff, K., Forwick, M., Szczuciński, W., Andreassen, K. og Cofaigh, C. Ó.** (2015) Submarine landform assemblages and sedimentary processes related to glacier surging in Kongsfjorden, Svalbard. *arktos 1*, 1-19.
- Stuvier, M., Reimer, P. J. og Braziunas, T. F.** (1998) High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40, 1127-1151.
- Støren, E. N., Dahl, S. O. og Lie, Ø.** (2008) Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179-1191.
- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A. og Paasche, Ø.** (2010) Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Sundqvist, H., Kaufman, D., McKay, N., Balascio, N., Briner, J., Cwynar, L., Sejrup, H., Seppä, H., Subetto, D., Andrews, J., Axford, Y., Bakke, J., Birks, H., Brooks, S., deVernal, A., Jennings, A., Ljungqvist, F., Rühland, K., Saenger, C., Smol, J. og Viau, A.** (2014) Arctic Holocene proxy climate database - new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables. *Climate of the Past*, 10, 1605.
- Svendsen, H., Beszczynska-Møller, A., Hagen, J. O., Lefauconnier, B., Tverberg, V., Gerland, S., Ørbæk, J. B., Bischof, K., Papucci, C., Zajaczkowski, M., Azzolini, R., Bruland, O. og Wiencke, C.** (2002) The physical environment of Kongsfjorden og Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Research*, 21, 133-166.
- Svendsen, J. I. og Mangerud, J.** (1997) Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 7, 45-57.
- van der Bilt, W. G. M., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W. J., Bradley, R. S. og Ólafsdóttir, S. D.** (2015) Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201-218.
- van der Bilt, W. G. M., Bakke, J., Vasskog, K., Røthe, T. og Støren, E. W. N.** (2016) Glacier-fed lakes as palaeoenvironmental archives. *Geology Today*, 32, 213-218.
- van der Bilt, W. G. M., D'Andrea, W. J., Bakke, J., Balascio, N. L., Werner, J. P., Gjerde, M. og Bradley, R. S.** (2018) Alkenone-based reconstructions reveal four-phase

- Holocene temperature evolution for High Arctic Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 183, 204-213.
- 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.
- Vinegar, H. J. og Wellington, S. L.** (1987) Tomographic imaging of three-phase flow experiments. *Review of Scientific Instruments*, 58, 96-107.
- Walden, J. og Ballantyne, C. K.** (2002) Use of environmental magnetic measurements to validate the vertical extent of ice masses at the Last Glacial Maximum. *Journal of Quaternary Science*, 17, 193-200.
- Walker, M. J. C.** (2005) *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flükiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M. og Widmann, M.** (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- Wellington, S. L. og Vinegar, H. J.,** (1987) X-Ray Computerized Tomography. *Journal of Petroleum Technology*, 39(08), pp.885-898.
- Werner, A.** (1993) Holocene moraine chronology, Spitsbergen, Svalbard: lichenometric evidence for multiple Neoglacial advances in the Arctic. *The Holocene*, 3, 128-137.
- Werner, K., Müller, J., Husum, K., Spielhagen, R. F., Kandiano, E. S. og Polyak, L.** (2016) Holocene sea subsurface and surface water masses in the Fram Strait – Comparisons of temperature and sea-ice reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 147, 194-209.
- Werner, K., Spielhagen, R. F., Bauch, D., Hass, H. C. og Kandiano, E.** (2013) Atlantic Water advection versus sea-ice advances in the eastern Fram Strait during the last 9 ka: Multiproxy evidence for a two-phase Holocene. *Paleoceanography*, 28, 283-295.
- Wielgolaski, F.-E. og Goodall, D. W.** (1997) *Ecosystems of the world : 3 : Polar and alpine tundra*, Amsterdam, Elsevier Scientific.
- Worsley, D.** (1986) *The geological history of Svalbard : evolution of an arctic archipelago*, Stavanger, Den norske stats oljeselskap a.s.
- Aagaard-Sørensen, S., Husum, K., Hald, M., Marchitto, T. og Godtliebsen, F.** (2014) Sub sea surface temperatures in the Polar North Atlantic during the Holocene: Planktic foraminiferal Mg/Ca temperature reconstructions. *The Holocene*, 24, 93-103.

Forskrifter:

Forskrift om Ossian Sars naturreservat. Forskrift 26 mars 2003 nr. 1188 om fredning av Ossian Sars naturreservat .

Nettsider:

UWITEC (u.å) *Corer*. Tilgjengelig fra: <http://www.uwitec.at/html/corer.html>
[Lest:15.02.19]

Nettbaserte karttjenester:

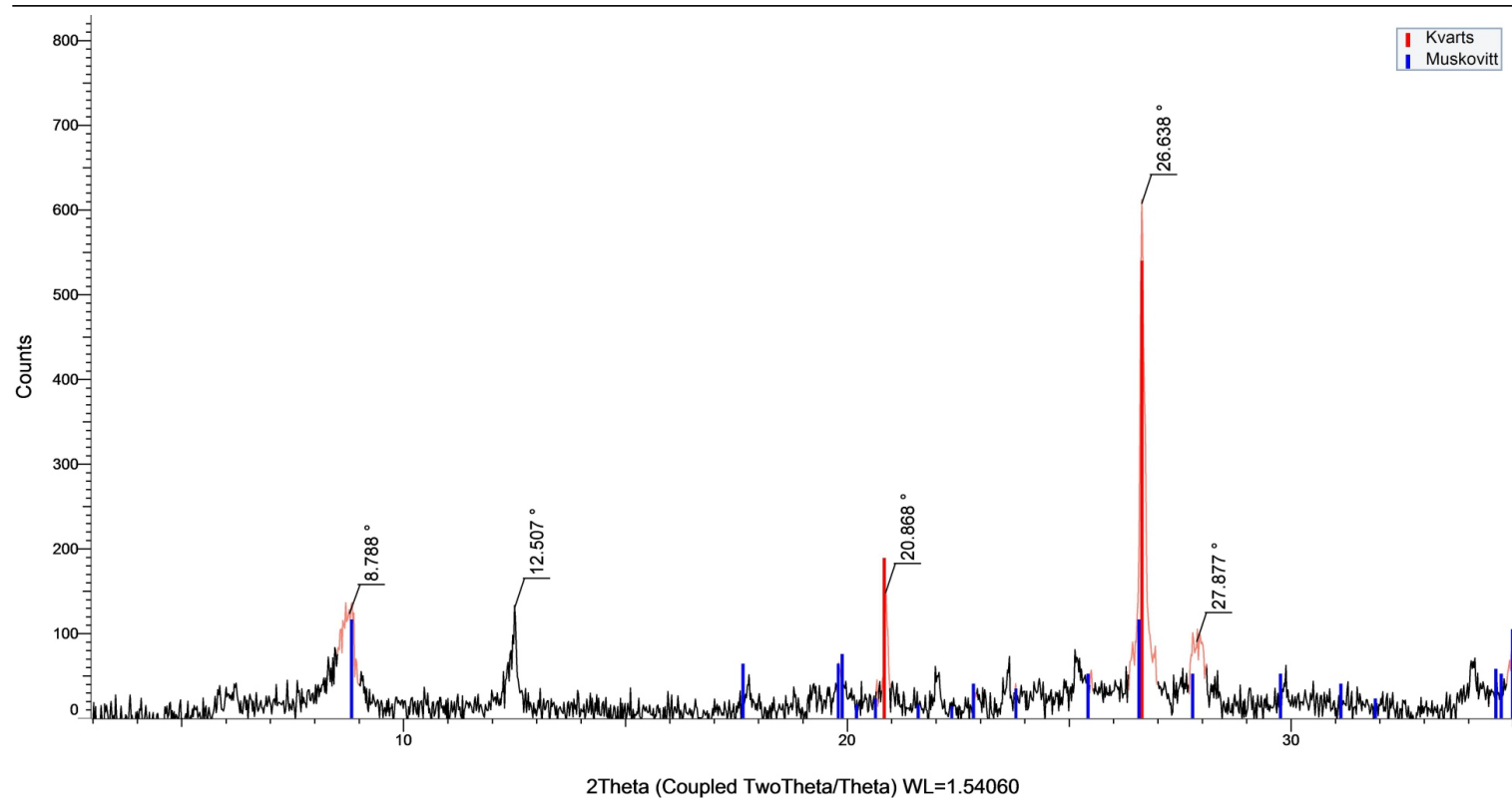
Norsk Polarinstitutt (2018) *Svalbardkartet*. Tilgjengelig fra:

<https://svalbardkartet.npolar.no/Html5Svb/index.html?viewer=Svalbardkartet> [Lest: 18.01.19]

Porter, C., Morin, P., Howat, I., Noh, M-J., Bates, B., Peterman, K., Keeseey, S., Schlenk, M., Gardiner, J., Tomko, K., Willis, M., Kelleher, C., Cloutier, M., Husby, E., Foga, S., Nakamura, H., Platson, M., Wethington, M. Jr., Williamson, C., Bauer, G., Enos, J., Arnold, G., Kramer, W., Becker, P., Doshi, A., D'Souza, C., Cummins, P., Laurier, F., Bojesen, M., (2018) "*ArcticDEM*". Tilgjengelig fra: <https://doi.org/10.7910/DVN/OHHUKH>, Harvard Dataverse, V1, [Lest: 03.03.19].

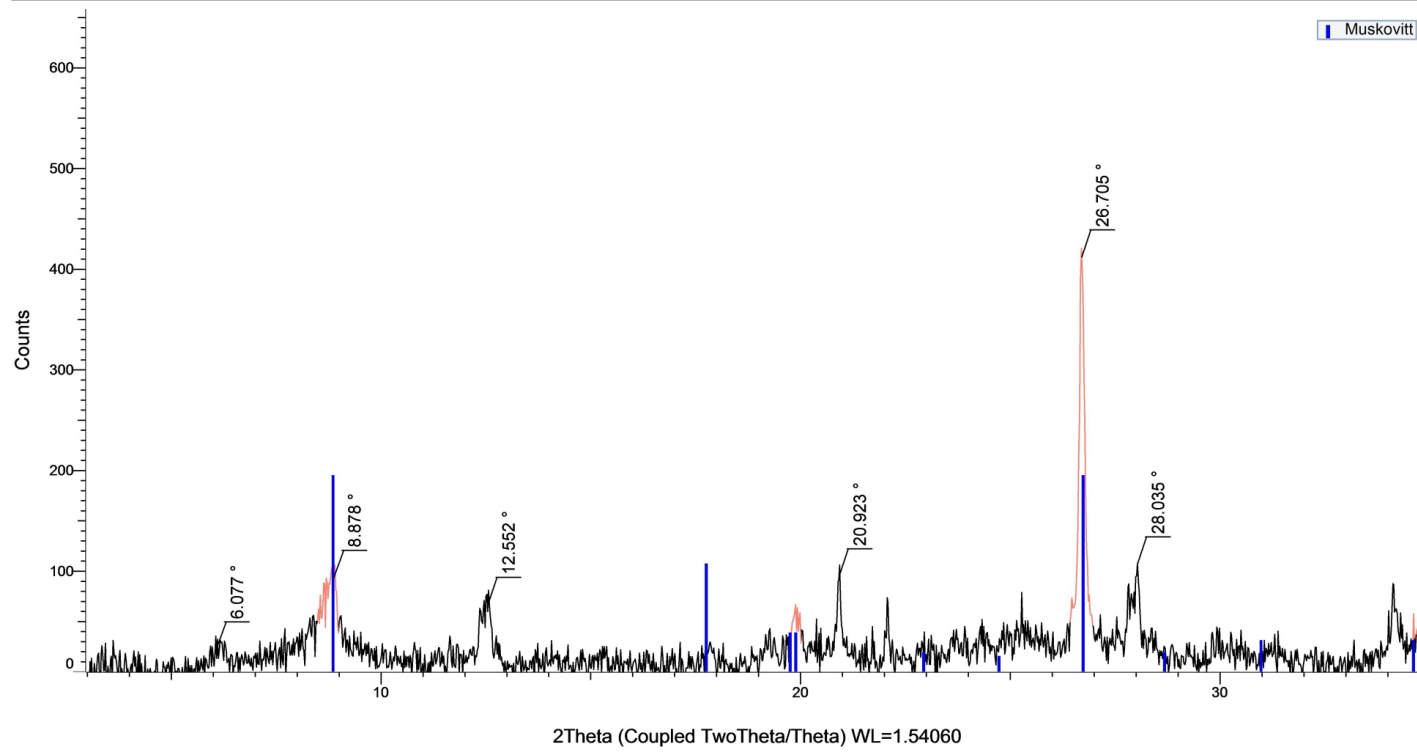
Vedlegg 1

1-2cm



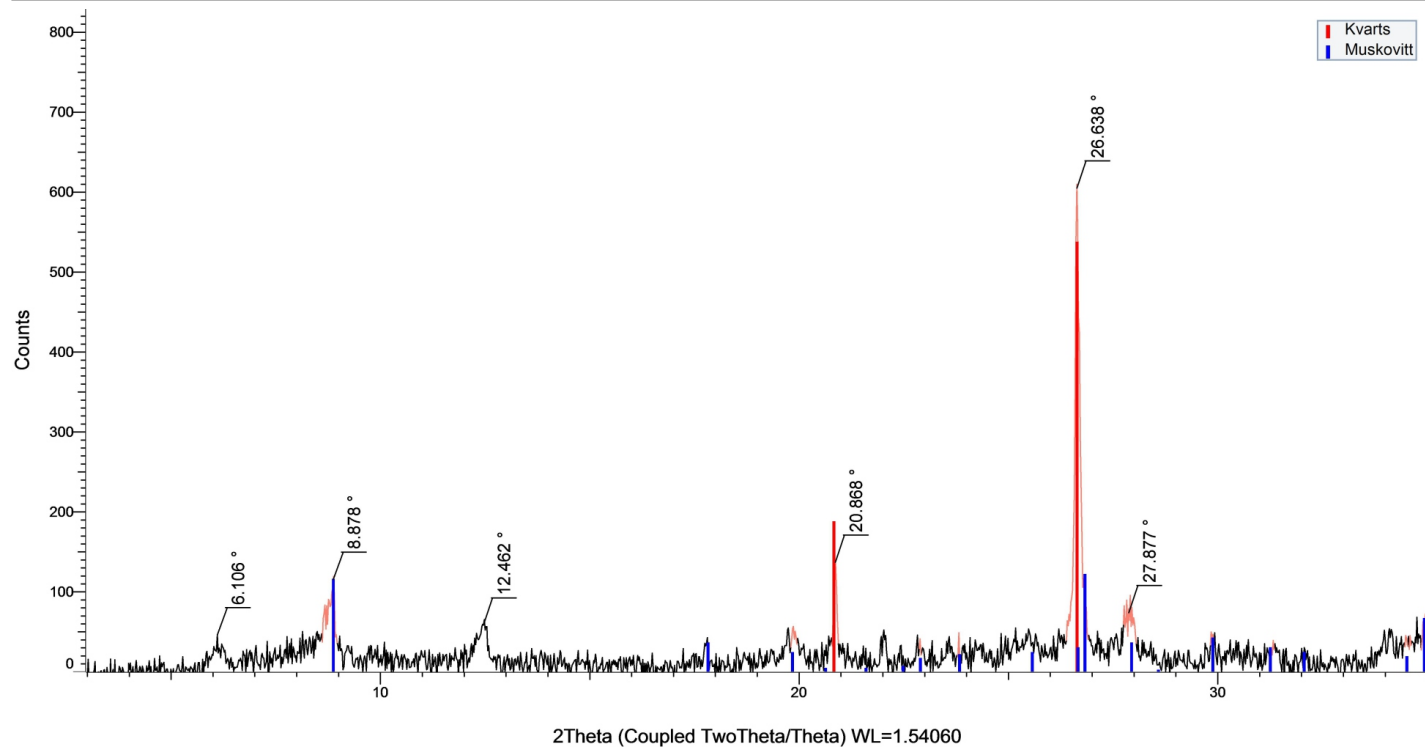
Vedlegg 1

2-3cm



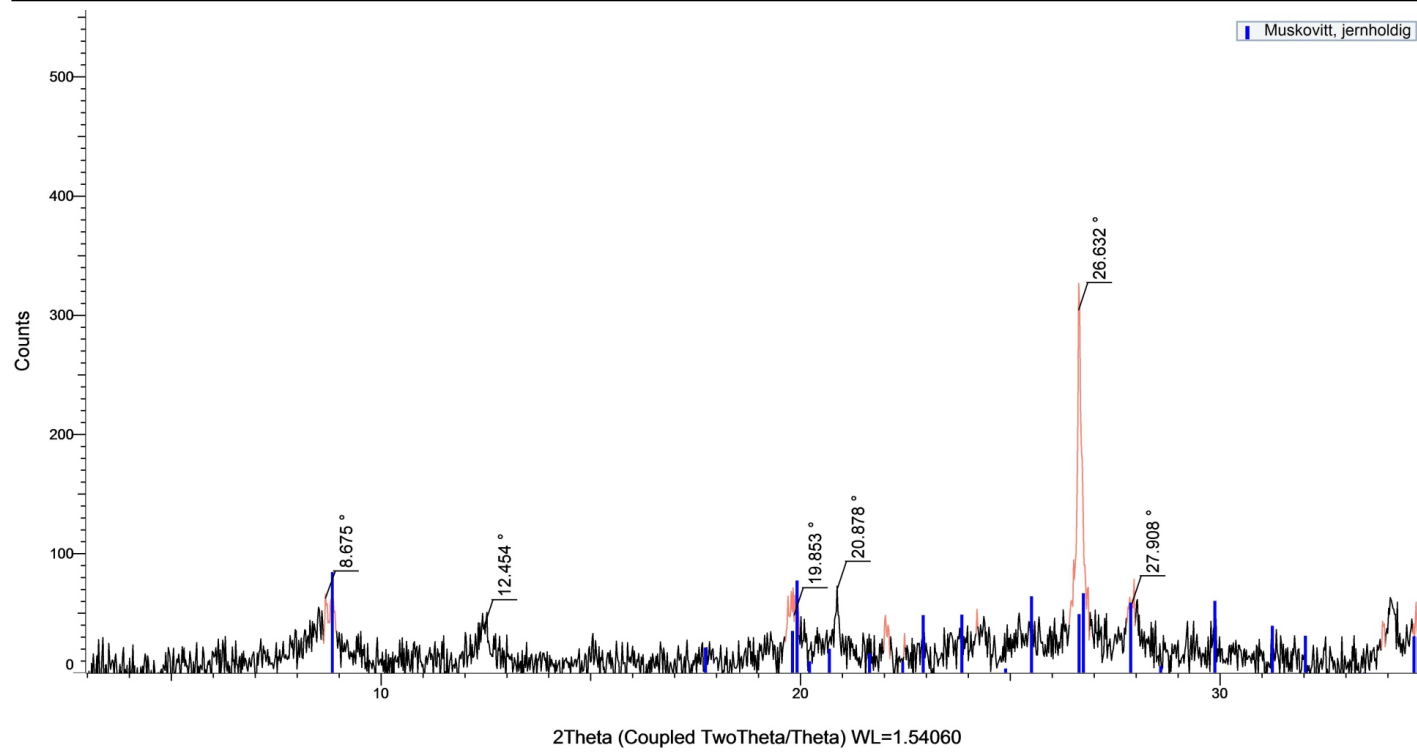
Vedlegg 1

3-4cm



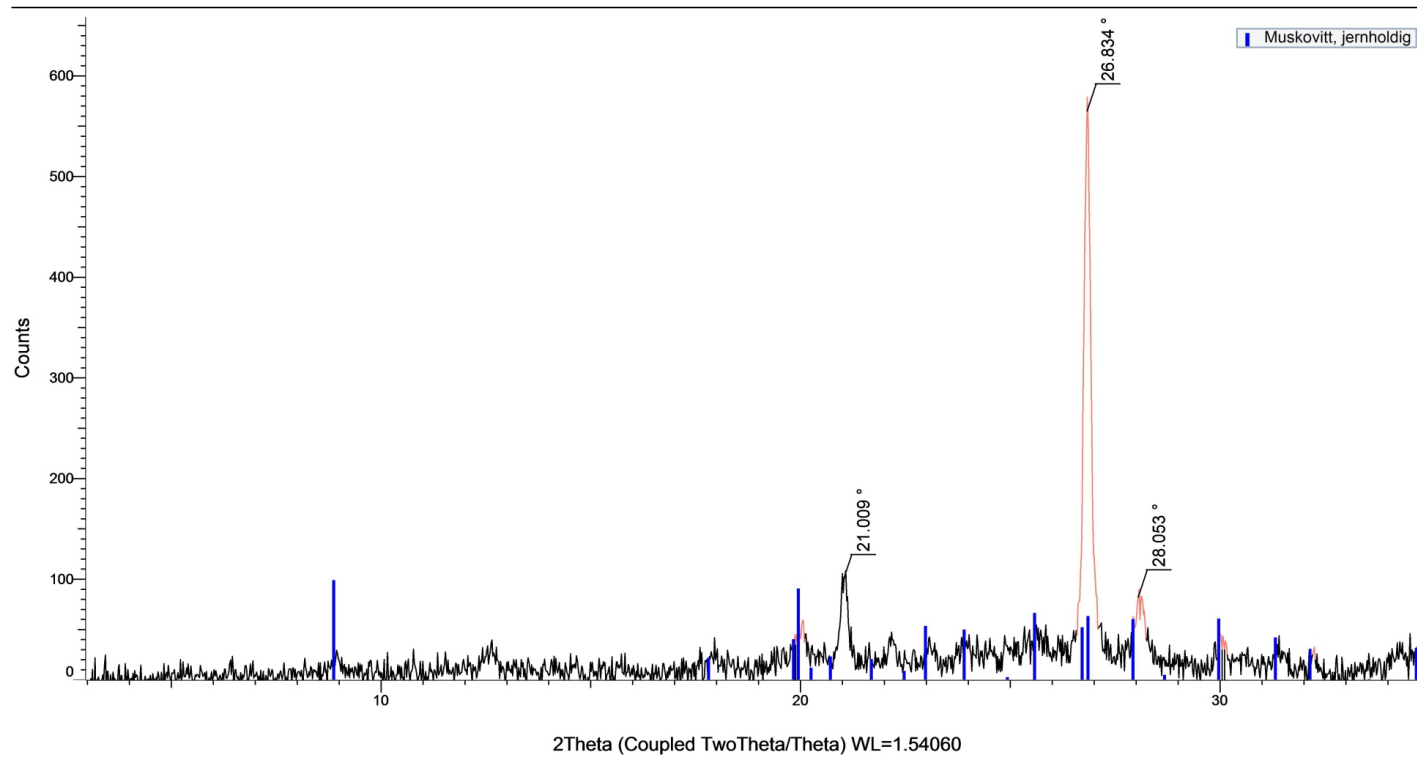
Vedlegg 1

4-5cm



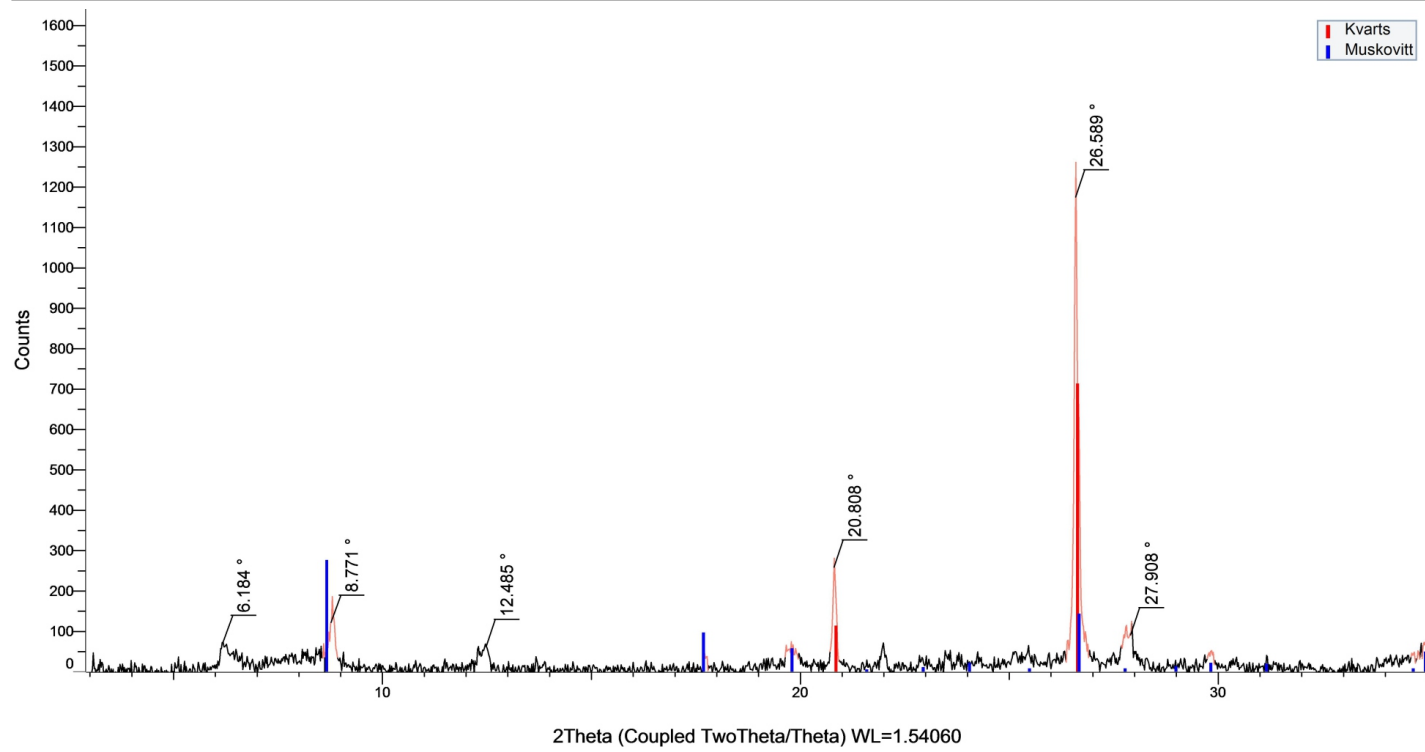
Vedlegg 1

11-12cm



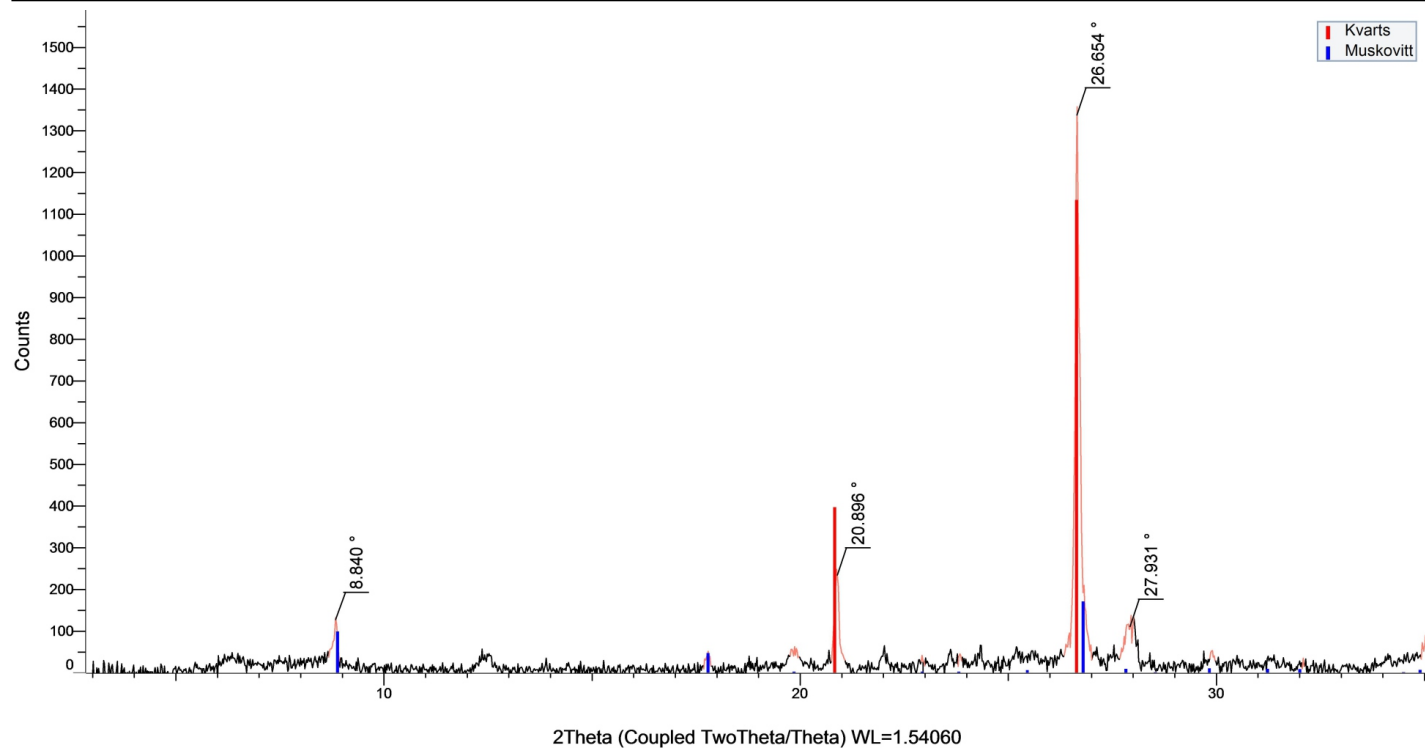
Vedlegg 1

24-25cm



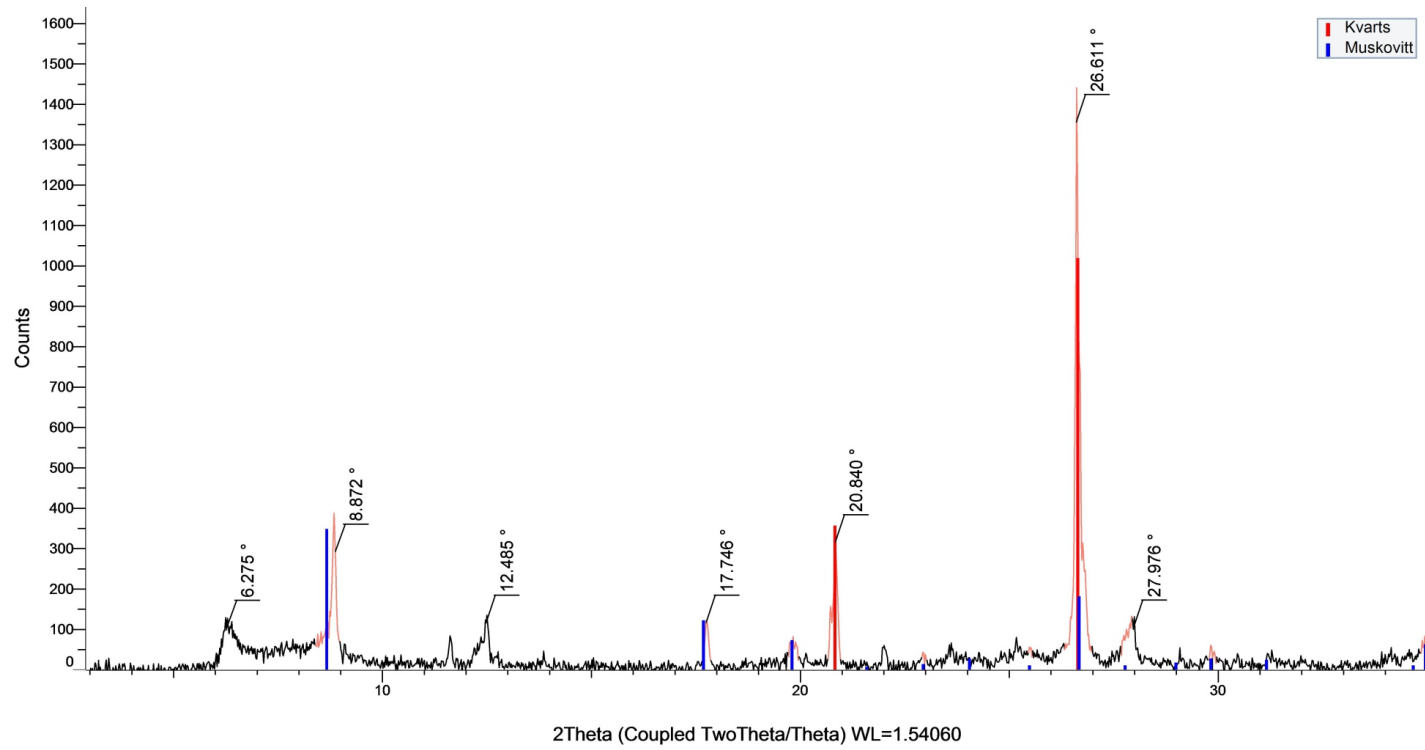
Vedlegg 1

25-26cm



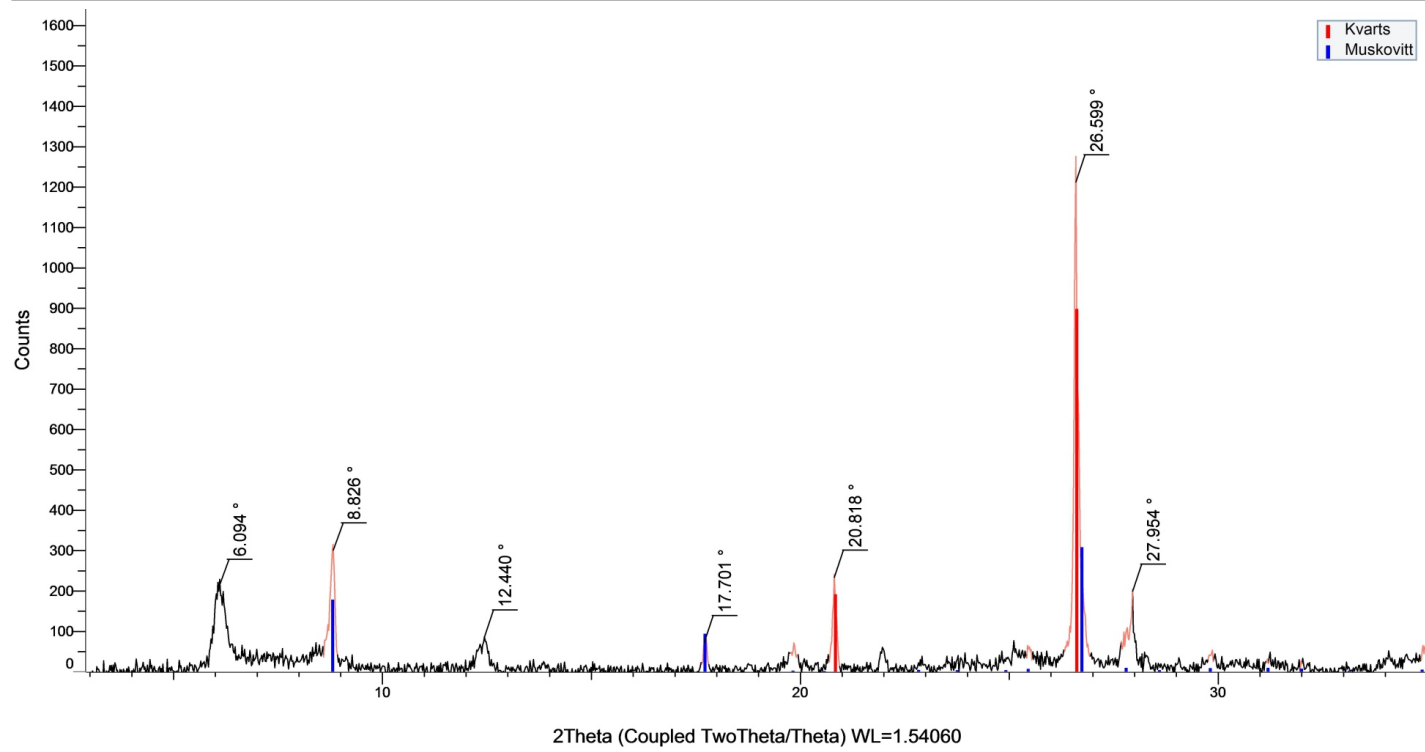
Vedlegg 1

27-28cm



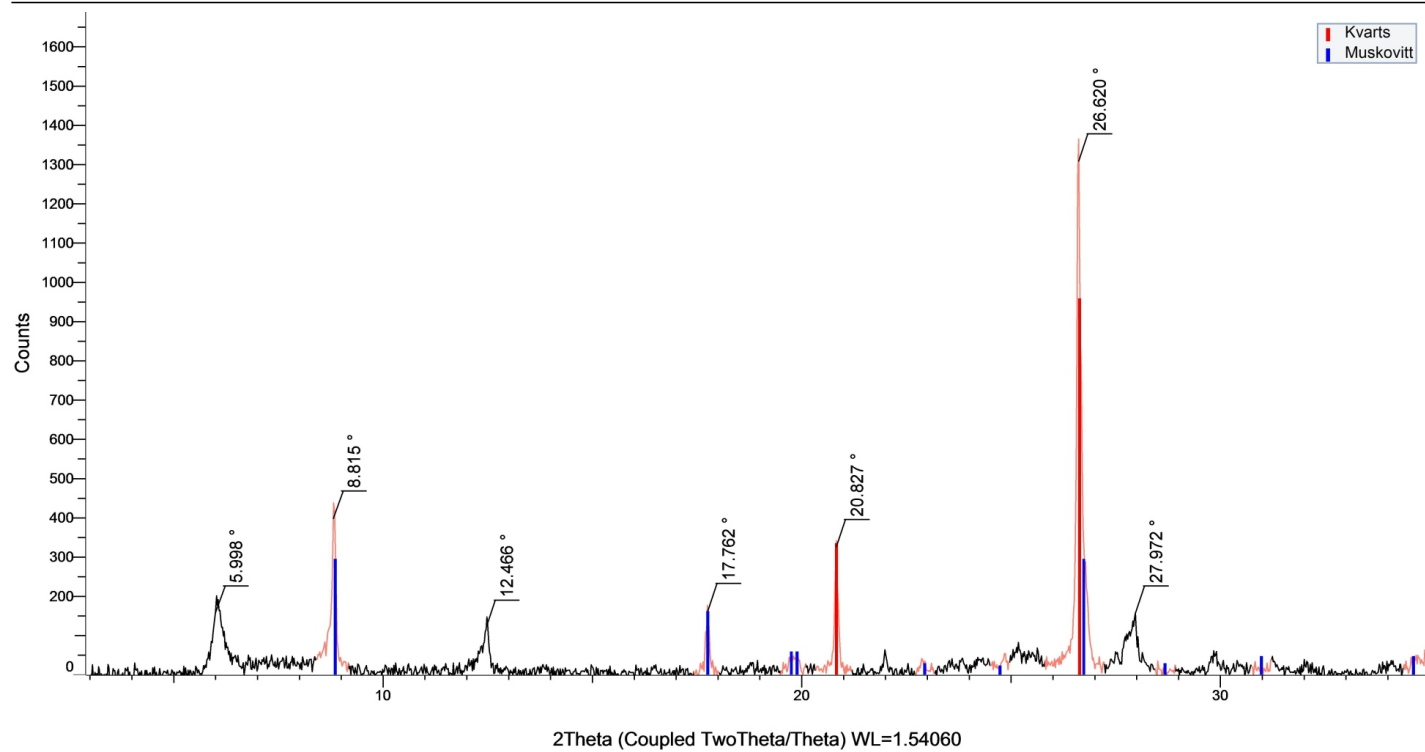
Vedlegg 1

38-39cm



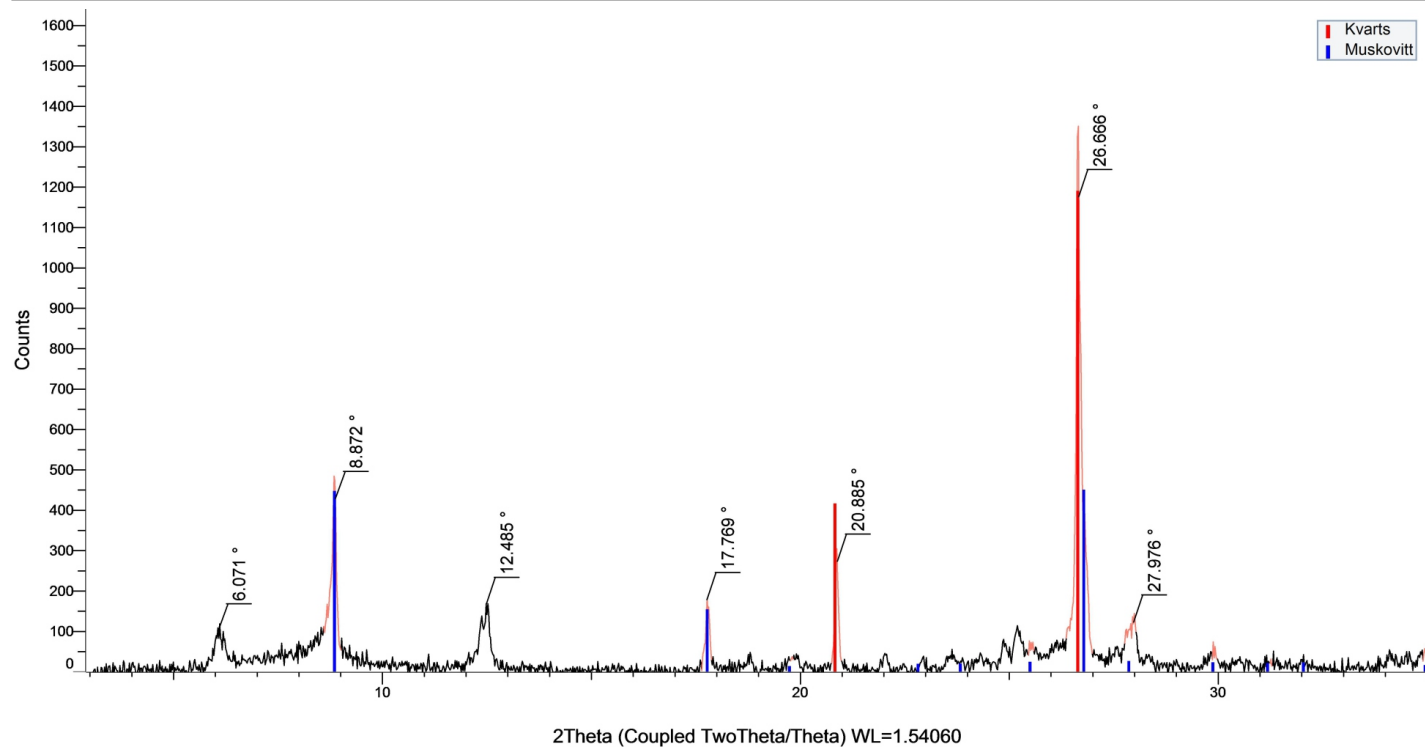
Vedlegg 1

39-40cm



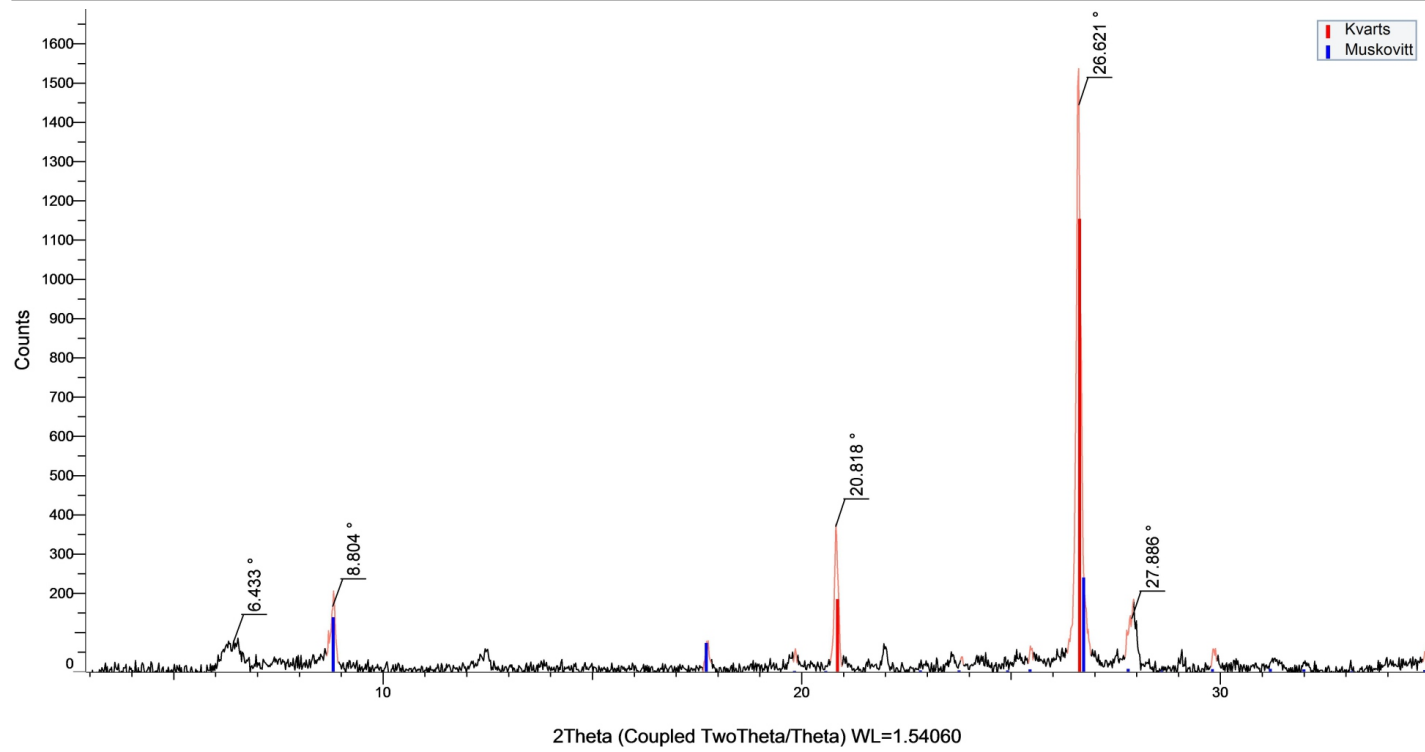
Vedlegg 1

40-41cm



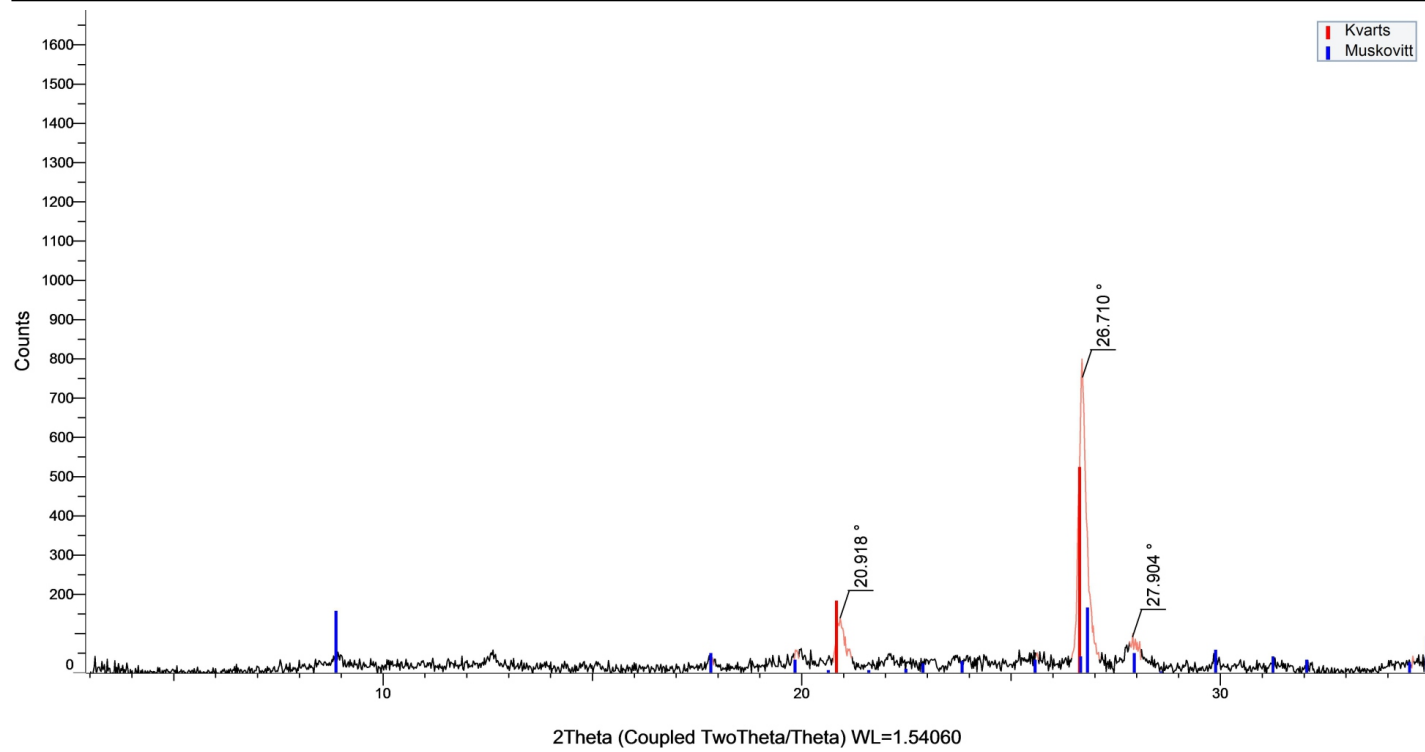
Vedlegg 1

42-43cm



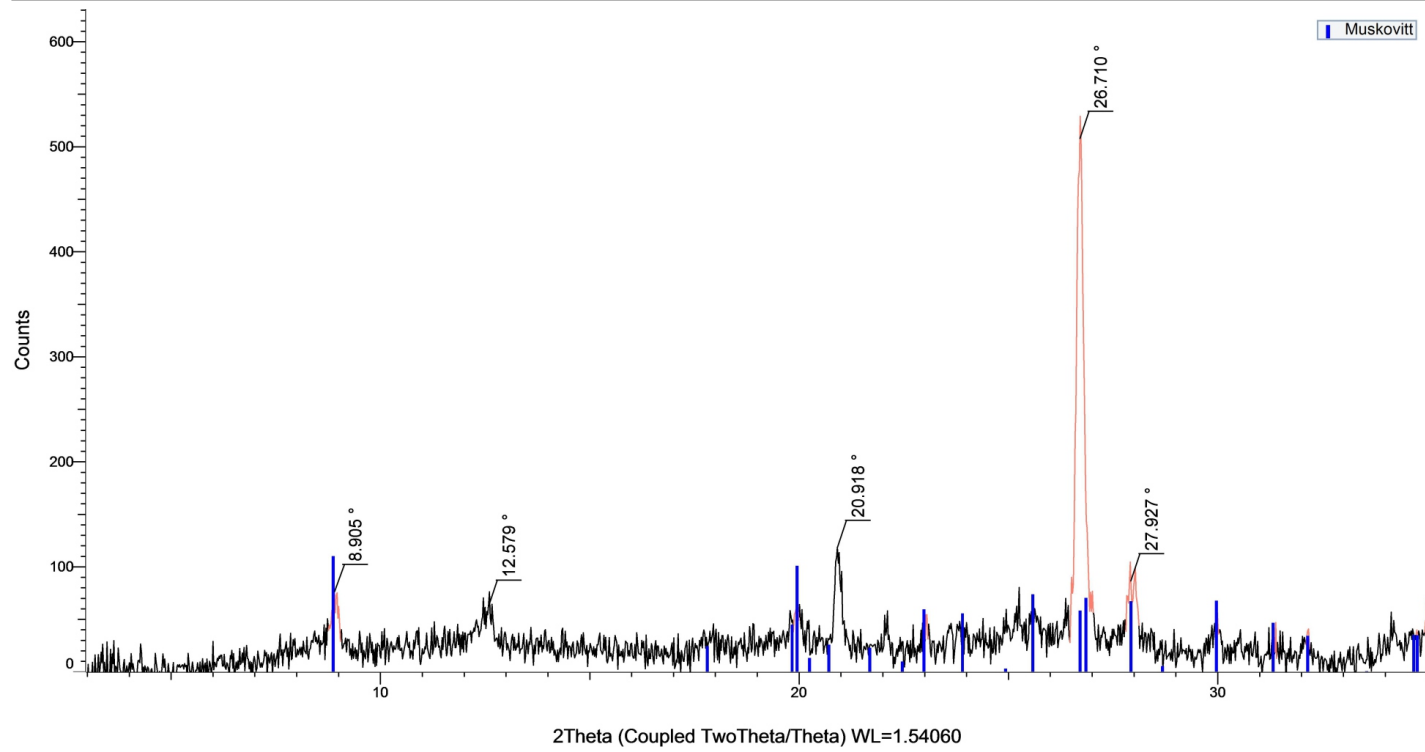
Vedlegg 1

43-44cm



Vedlegg 1

51-52cm



Vedlegg 1

59-60 cm

