

Innsjøsedimentasjon og klimautvikling i de polare Uralfjellene

Masteroppgave i geovitenskap

Kvartærgeologi / paleoklima

Morten Nordvik Hovland



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2015

Sammendrag

Denne oppgaven vil prøve å avdekke hvor lenge Bol. Schuchye (67°51'N, 66°22'Ø) i de polare Uralfjellene har vært isfri, og hvordan innsjøsedimentasjonen og klimautviklingen har vært i denne perioden. 102 sparker-profiler ble skutt i sommersesongen 2008, før kjerneprøven ble hentet i sommersesongen 2009. Mens feltarbeidet var forbundet med NFR-prosjektet ICEHUS (Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia) er analysene i denne oppgaven forbundet med det pågående prosjektet EISCLIM (Eurasian Ice Sheet and Climate Interactions).

I denne studien ble det foretatt analyser av en 23,9 m lang sedimentkjerne fra innsjøens sørøstlige del, som siden ble sett opp mot sparker-profiler fra Bol. Schuchye for slik å relatere kjerneanalysene til resten av innsjøen.

Arbeidshypotesen var at Bol. Schuchye hadde vært isfri siden MIS 4, basert på studier ved bl.a. Chernobreen og ved Lake Gerditzky. Ved bruk av en litostratigrafisk vurdering, utvalgte XRF-verdier (Inc/Coh, Ba/Fe, S/Fe, Mn/Fe og Fe/Ti), 12 radiokarbondateringer og seismiske sparker-profiler er det konkludert med at Bol. Schuchye ikke har vært dekket av is de siste 34,5-37,9 ka. Det er derimot funnet glasilakustrine sedimenter frem til om 14 ka, som indikerer at det har ligget større breer i området rundt Bol. Schuchye i sen weichsel. Det er videre også identifisert klimatisk optimum i holocen i perioden 5-9 ka BP.

Forord

Etter fem år ved UiB er jeg utrolig takknemlig for at jeg har hatt muligheten til å utvikle meg i et av de fremste fagmiljøene i Norge, med engasjerte og kunnskapsrike forelesere og professorer som har gitt meg en bred forståelse og innsikt i geologiens verden.

I denne forbindelse ønsker jeg å takke mine veiledere prof. John Inge Svendsen og prof. Hafliði Hafliðason for alltid å ha en åpen dør, og for alle konstruktive diskusjoner og tilbakemeldinger.

Jeg ønsker også å takke alle som deltok på ekspedisjonen til Bol. Schuchye i 2009, et år før jeg i det hele tatt startet på mastergraden min, samtidig som jeg ønsker å takke Kristian Vasskog og Jordan Hall for hjelp på sedimentlabben

Jeg ønsker også å rette en takk til "Flokken" med Christine T. Andersen, Knut W. Jørgensen, Andreas G. Kongsgården, Bjarne Lønøy, Matias G. Sundal, Arve R. A. Svean, Tine Sørby og Eirik S. Vårdal for alle de lange kveldene med lesing og eksamensforberedelser, og for deres støtte og vennskap som jeg ikke kunne vært foruten da jeg kom som en ung geologi-student fra lille Haugesund til en ny stor by i 2010. Det har vært noen utfordringer på veien, men jeg vil for alltid være takknemlig for at de aldri lot meg glemme at jeg hadde venner jeg kunne komme til.

Til slutt ønsker jeg å takke min mor Astrid Nordvik, min stefar Michael W. Larsen og min søster Hanne Goodwin for all deres støtte. Det har blitt mange lange dager ved universitetet og få besøk til Haugesund og Arendal, men jeg er takknemlig for deres forståelse og for at dere alltid har vært der når jeg har trengt det. Samtidig ønsker jeg å takke mine nevøer Benjamin og Oscar Goodwin for å gjøre meg til verdens stolteste onkel og for å gi meg motivasjonen jeg trengte de kveldene jeg ble sittende til langt på natt med arbeidet.

Bergen, 2015



Morten Nordvik Hovland

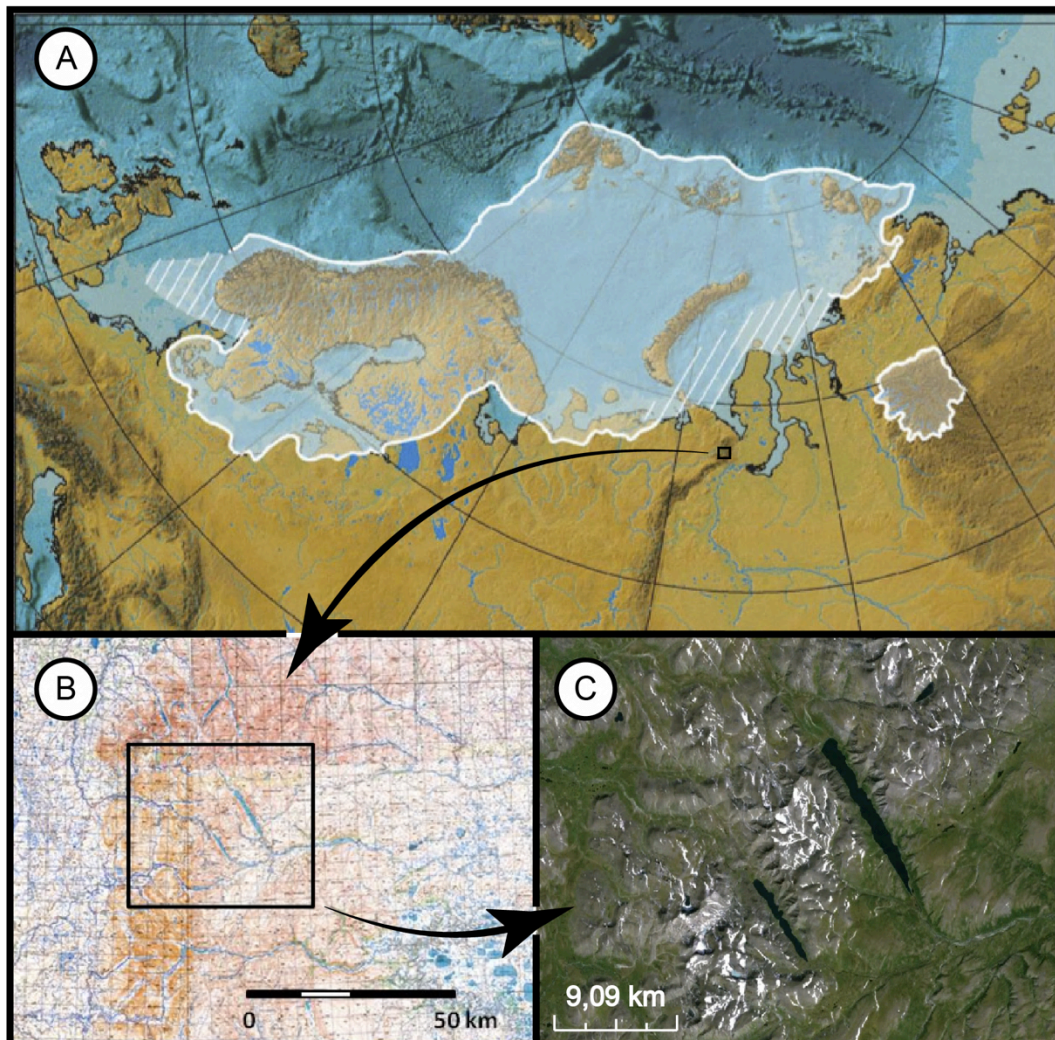
Innholdsfortegnelse

SAMMENDRAG	I
FORORD	II
1 INNLEDNING	1
1.1 INTRODUKSJON.....	1
1.2 MÅLSETNING	2
2 BAKGRUNN	4
2.1 OMRÅDEBESKRIVELSE.....	4
2.2 REGIONAL GEOLOGI.....	4
2.3 ISUTBREDELSE I DE POLARE URALFJELLENE.....	6
2.4 PERMAFROST OG KLIMA	8
2.5 VEGETASJON.....	9
3 METODER	11
3.1 FELTMETODER	11
3.1.1 <i>Seismikk</i>	11
3.1.2 <i>Kjerneprøver</i>	12
3.2 LABORATORIEMETODER.....	13
3.2.1 <i>Sedimentbeskrivelse</i>	13
3.2.2 <i>ITRAX XRF kjerneskaner</i>	13
3.2.3 <i>Prøvetaking for radiokarbondatering</i>	14
4 RESULTATER	17
4.1 LITOLOGISK KJERNEBESKRIVELSE.....	17
4.1.1 <i>Enhet C (22-23,9 m)</i>	17
4.1.2 <i>Enhet B (6,6-22 m)</i>	17
4.1.5 <i>Enhet A (0-6,6 m)</i>	19
4.2 RØNTGENFLUORESCENT (XRF) KJERNESKANNING	20
4.2.1 <i>Analyse</i>	20
4.2.2 <i>Sammenheng mellom de forskjellige XRF-verdiene</i>	24
4.3 AMS ¹⁴ C-DATERING	24
4.3 SEISMISK STRATIGRAFI.....	30
4.3.1 <i>Enhet S3</i>	30
4.3.2 <i>Enhet S2</i>	30
4.3.3 <i>Enhet S1</i>	31
5 DISKUSJON	32
5.1 ALDERSMODELL.....	32
5.2 KORRELASJON MELLOM XRF OG SEDIMENTSTRATIGRAFI	34
5.3 KORRELASJON MELLOM SEISMISK PROFIL OG KJERNERESULTATER	35
5.4 BREDANNELSE VED BOL. SCHUCHYE.....	38
5.5 GLASIALHISTORIE FOR BOL. SCHUCHYE.....	40
5.6 VIDERE FORSKNING.....	44
6 KONKLUSJON	45
7 REFERANSER	46
8 APPENDIKS	49
8.1 APPENDIKS 1.....	49
8.2 APPENDIKS 2.....	49
8.3 APPENDIKS 3.....	50
8.4 APPENDIKS 4.....	50
8.5 APPENDIKS 5.....	51

8.6	APPENDIKS 6.....	51
8.7	APPENDIKS 7.....	52
8.8	APPENDIKS 8.....	52
8.9	APPENDIKS 9.....	53
8.10	APPENDIKS 10.....	53
8.11	APPENDIKS 11.....	54
8.12	APPENDIKS 12.....	54
8.13	APPENDIKS 13.....	55

1 Innledning

1.1 Introduksjon



Figur 1: (A) Oversiktskart over Nord-Europa og Sibir, hvor den antatte maksimale isutbredelsen under MIS 4 er tegnet inn (Svendsen et al. 2004). (B) Kartutsnitt fra Q41 05-06 og Q42 01-02 over de polare Uralfjellene øst for Vorkuta (Færseth 2011) og satellittbilde av Bol. og Mal. Schuchye (Google Earth).

Bolshaya Schuchye ($67^{\circ}51'N$, $66^{\circ}22'O$) ligger i de polare Uralfjellene i Nord-Russland, 105 km nordøst for gruvebyen Vorkuta. Innsjøen ligger 187 m o.h., og er den innsjøen i Uralfjellene med desidert størst utbredelse (fig. 1). På grunnlag av seismiske undersøkelser, foretatt i sommersesongene 2007 og 2008, ble det i perioden 23.06.2009-17.07.2009 foretatt prøveboring ved to lokaliteter i innsjøen (kjerne 506-48 og 506-49). Dette arbeidet ble utført i forbindelse med det tidligere NFR-prosjektet ICEHUS (Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia) som ble ledet av prof.

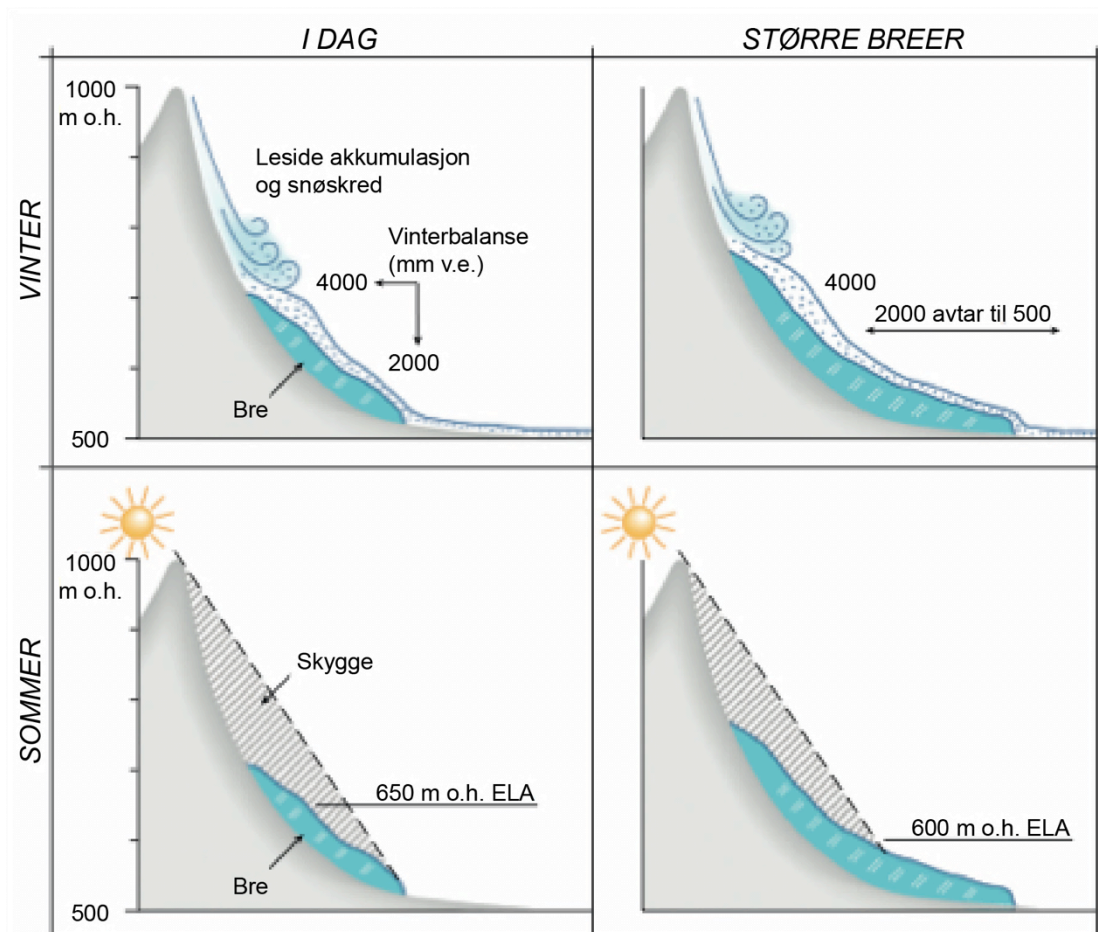
John Inge Svendsen (Institutt for geovitenskap), mens analysene utført i forbindelse med denne masteroppgaven er et bidrag til det pågående prosjektet EISCLIM (Eurasian Ice Sheet and Climate Interactions).

Ved kjernesnes ankomst til Universitetet i Bergen (UiB) ble kjerne 506-48 (med unntak av kjerneseksjon 02-02, 13-01 og 13-02) splittet og fotografert. Videre ble det tatt tre prøver av Øystein S. Lohne (Sweco Norge) som ble sendt til Beta Analytic Inc. (Florida, USA) for radiokarbondatering, samt foretatt en pollenanalyse av prof. Anne E. Bjune (Institutt for biologi, UniResearch). Det er også gjort feltbaserte undersøkelser i de omkringliggende områdene som del av en tidligere masteroppgave ved Universitetet for Miljø- og Biovitenskap (UMB) ved Ås (Færseth 2011).

Boringene som er utført i Bol. Schuchye er en videreføring av tidligere undersøkelser i denne delen av Uralfjellene og tilgrensende områder av Russland. Disse undersøkelsene tydet på at isutbredelsen i fjellene hadde vært svært begrenset under siste istids glasiale maksimum (LGM)(fig. 2)(Mangerud et al. 2008), i kontrast til utviklingen i midtre weichsel for om lag 70-60 ka (MIS 4) da isutbredelsen var mye større (Svendsen et al. 2014). I henhold til en ny rekonstruksjon av Svendsen et al. (2014) vokste det på dette tidspunktet frem et stort brekompleks eller et system av sammenkoblede dalbreer som fylte de sentrale dalene i de polare Uralfjellene. Denne iskappen antas å vokst sammen med Barents-Kara-bredekket som da bredde seg sørover på begge sider av fjellkjeden. (Svendsen et al. 2014).

1.2 Målsetning

En av problemstillingene i dette arbeidet er å teste disse rekonstruksjonene, samt dokumentere utviklingshistorien gjennom den siste isfrie perioden. Ettersom Bol. Schuchye er omgitt av botner og relikte vifter inn mot innsjøsidene, vil det også gjøres en vurdering av hvorvidt det har forekommet botnbreer i dette området for denne perioden, og hvor store disse eventuelt har vært. Primærmålsetningen for denne oppgaven vil være å undersøke hvor lenge det har vært isfritt i området rundt Bol. Schuchye, og å få mer kunnskap om glasial- og klimahistorien.



Figur 2: Illustrasjonsfigur som viser at en større andel av dagens breer tjener på økt akkumulasjon grunnet "leside-effekten" og snøskred om vinteren og skygge om sommeren, enn i perioder hvor breene har større utbredelse (modifisert etter Mangerud et al. 2008).

2 Bakgrunn

2.1 Områdebeskrivelse

Bol. Schuchye er en forkastningsbettinget innsjø som strekker seg i NV-SØ retning. Innsjøen har en utbredelse på om 11 km² og et nedslagsfelt på 215,5 km² (fig. 4), med en lengde og maksimalt dyp på henholdsvis 12,8 km og 136 m. Utløpet er lokalisert ved innsjøens sørøstre ende, hvor vannet derfra renner ut i Bol. Schuchya-elven som drenerer videre østover.

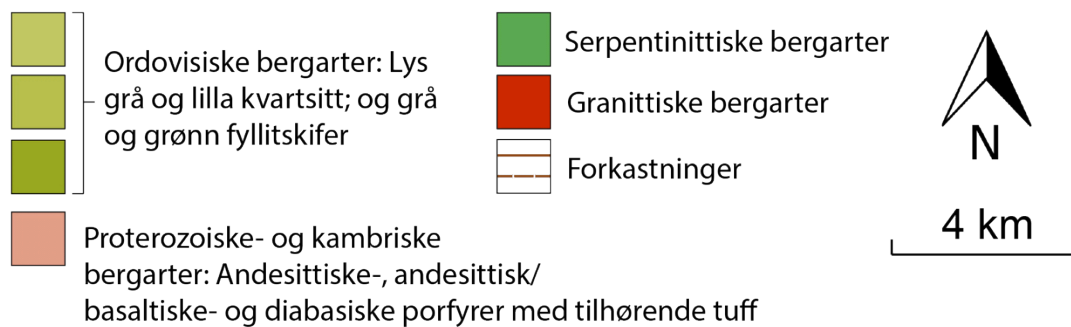
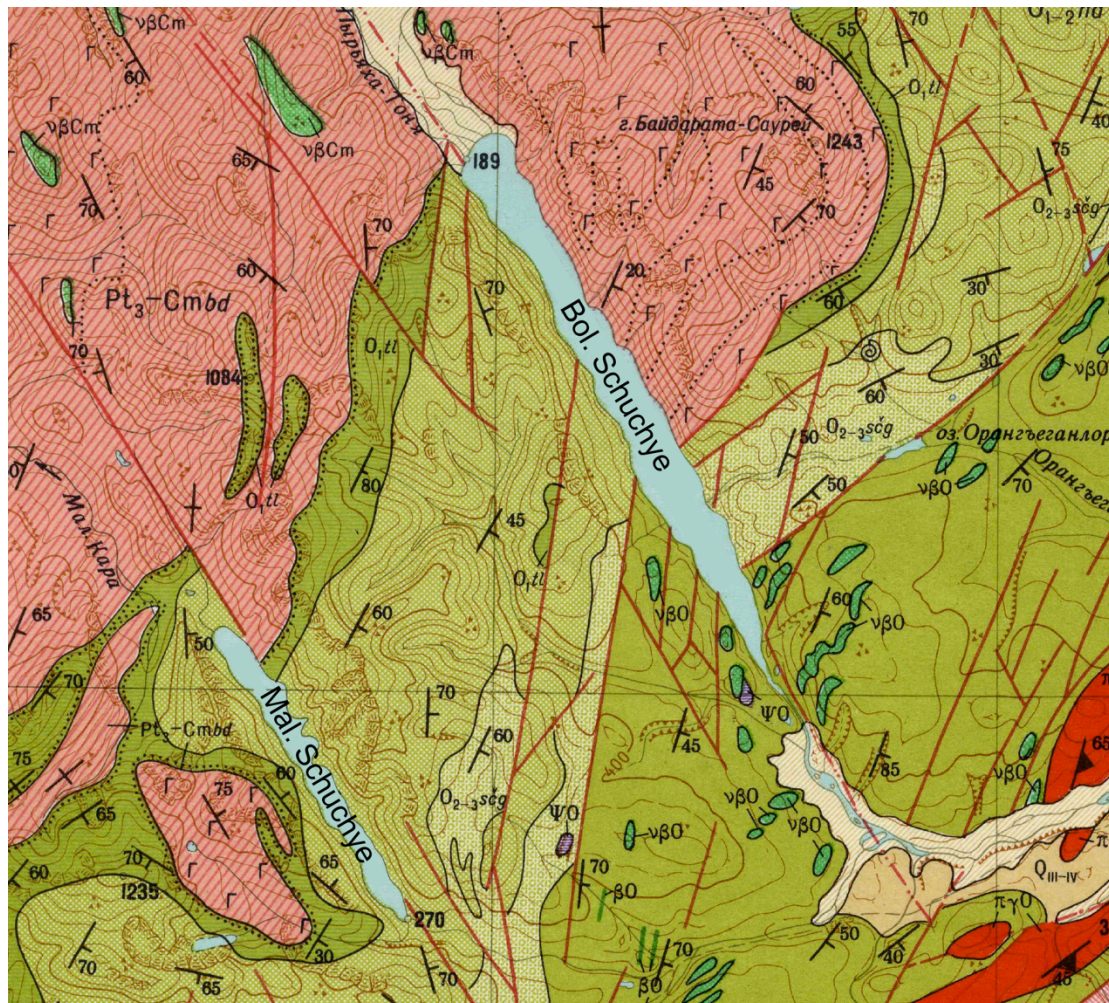
Innsjøen ligger 189 m o.h., og er omgitt av relativt høye fjelltopper både i nordøst og sørvest. Mens disse toppene rager 500-1.000 m o.h. ved innsjøens nordvestlige halvdel, er det omkringliggende terrenget på om lag 300-500 m o.h. ved innsjøens sørøstlige halvdel. Den høyeste toppen innenfor innsjøens nedslagsfelt er 1.188 m o.h., og er lokalisert sørvest for Bol. Schuchyes innløp. Sørvest for Mal. Schuchye, 9,4 km sør for Bol. Schuchye, ligger MGU-breen som er den største breen i denne delen av fjellkjeden. Breen ligger ved om lag 1.000-1.200 m o.h., og er i likhet med de fleste breene i de polare Uralfjellene lokalisert under den teoretiske klimatiske snølinjen som er estimert til om lag 1.600 m o.h. (Troitsky et al. 1966).

2.2 Regional geologi

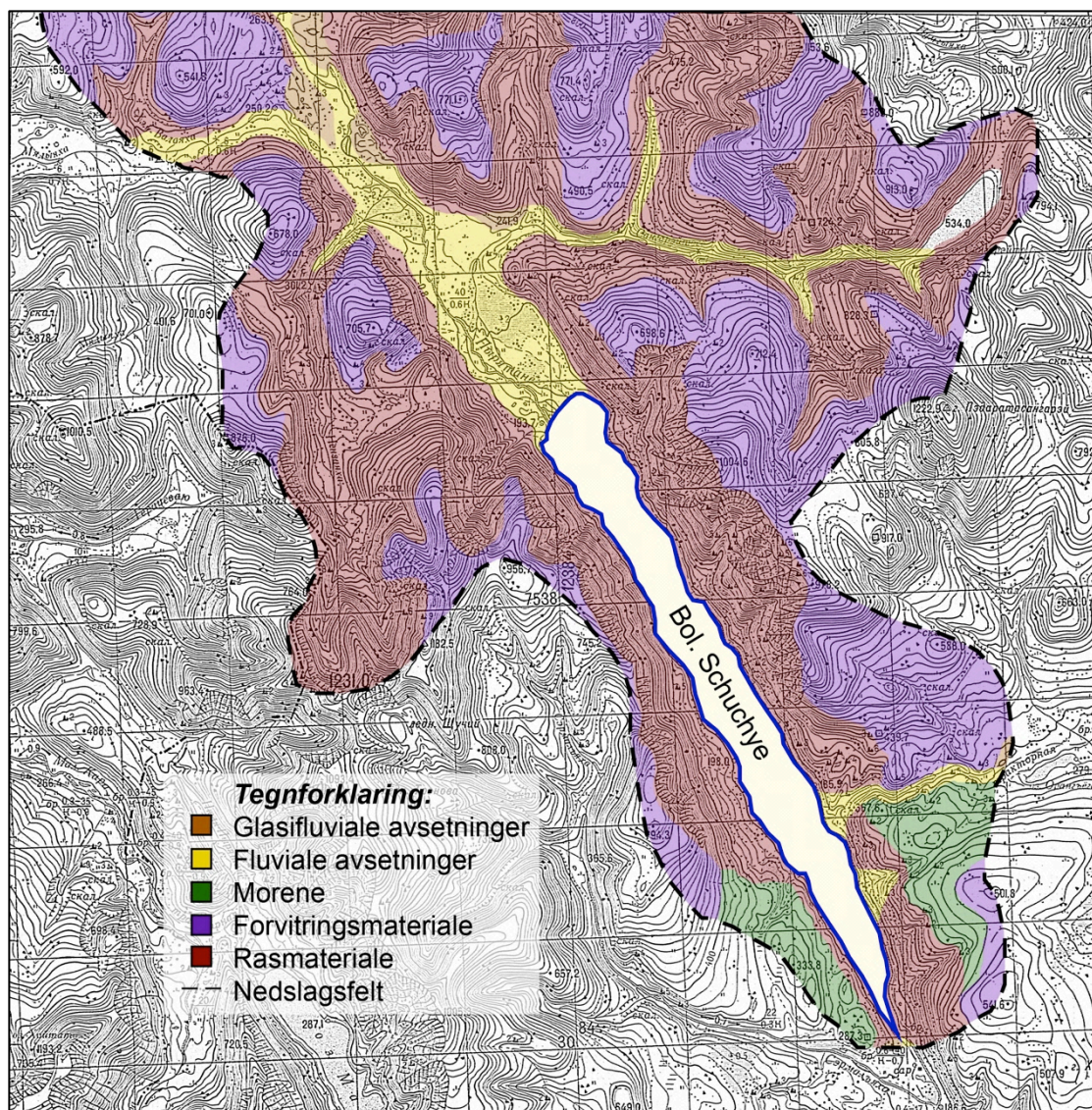
Berggrunnen rundt Bol. Schuchye preges hovedsakelig av bergarter med proterozoisk-ordovisisk alder (fig. 3). Nedslagsfeltets proterozoiske/kambriske bergarter er lokalisert ved innsjøens nordlige del, og preges av tufflava i form av andesittisk og basaltisk porfyritt. Nedslagsfeltets ordovisiske bergarter kan observeres i det resterende området rundt Bol. Schuchye, og preges av kvartsittisk sandstein, siltstein og skifer, med lag av vulkanske bergarter og tuff av varierende pH. Det kan videre observeres vinduer av serpentinitiske bergarter rundt innsjøens mest sørvestlige del (Russisk institutt for geologisk forskning 1966).

Løsmassene i Pyryatayudalen ved Bol. Schuchyes innløp, antas å være deltaiske sedimenter, mens sedimentene lenger oppe i dalen beskrives som grove elveavsetninger (fig. 4)(Færseth 2011). I det sørlige vannskillet mellom Bol. Schuchye-dalen og Semel'yakhadalen kan det ses fluviale nedskjæringer som kan følges over vannskillet. På bakgrunn av dette har Færseth (2011) konkludert med at dette mest sannsynlig er spor etter subglasiale smeltevannsløp da det hydrauliske trykket ved atmosfærisk trykk ikke ville være tilstrekkelig til å danne dette elveløpet.

Det kan også flere steder rundt Bol. Schuchye observeres sedimentære vifter inn mot innsjøen som vurderes til å være relikte (J. I. Svendsen, pers. med.).



Figur 3: Berggrunnskart over området rundt Bol. og Mal. Schuchye fra berggrunnskart Q42 VII fra Russisk institutt for geologisk forskning (VSEGEI)(1966).



Figur 4: Kart over løsmassene i området rundt Bol. Schuchye, basert på Færseth (2011). Løsmassekartet er tegnet over et utsnitt fra Q42 13-14.

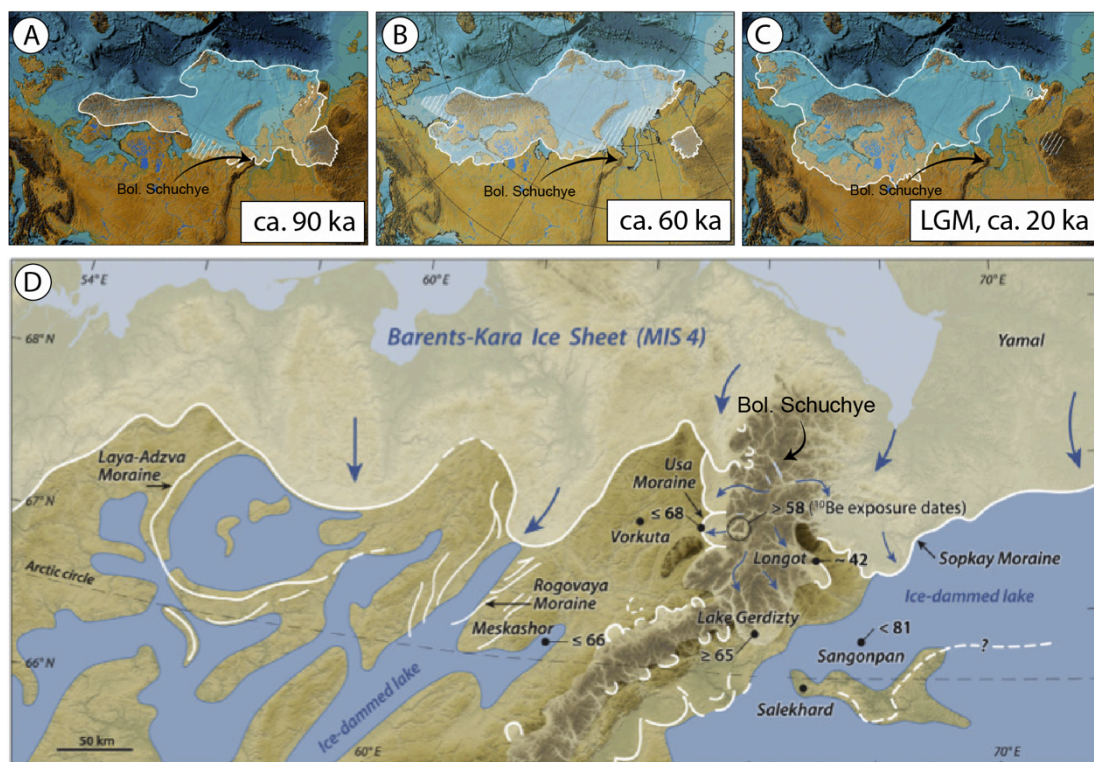
2.3 Isutbredelse i de polare Uralfjellene

Isbredekkets utbredelse i Barents- og Kararegionen var lenge mye omdiskutert. Nyere undersøkelser i regi av det Europeiske ESF prosjektet QUEEN (Quaternary Environment of the Eurasian North) i perioden 1996-2003 har konkludert med at Barents-Kara-isdekket som bygget seg opp under MIS 2 ikke nådde inn over kontinentet, samt at kystområdene øst for Arkangelsregionen var isfritt under LGM (fig. 5C)(Mangerud et al. 2001; Svendsen et al. 2004). Videre tyder undersøkelser i områdene ved Chernovbreen på vestsiden av fjellkjeden at denne breen kun var om lag 1 km større enn i dag i denne perioden (Mangerud et al. 2008).

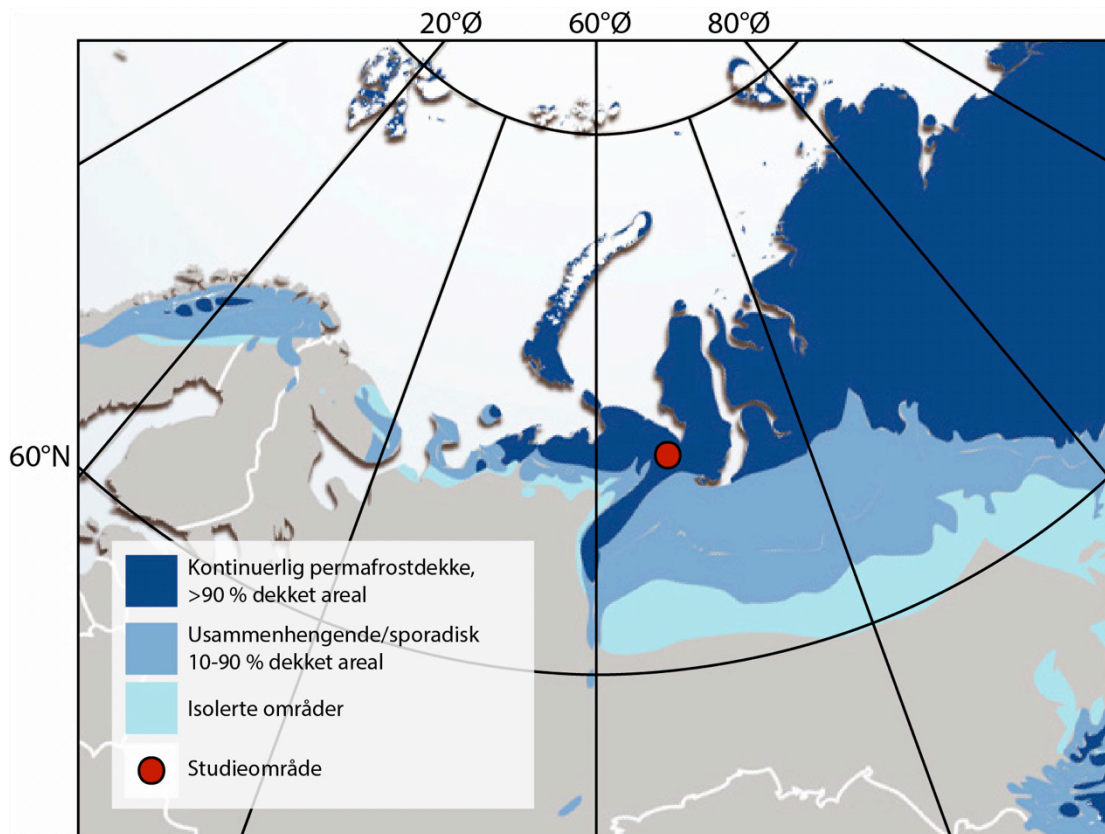
I Pechora-lavlandet mellom Timan-ryggen og Uralfjellene er det kartlagt morenerygger som indikerer en sørlig isbevegelse, hvor iskulminasjonen har ligget ved

sokkelområdene i Barents og Karahavet. Den sørlige grensen for det siste store fremstøtet er definert ved et belte av endemorener som kalles Markhidalinjen, som strekker seg østover mot Uralfjellene (Astakhov et al. 1999). En stor morenelobe øst for gruvebyen Vorkuta ble i 2008 kartlagt, og antas å være avsatt av en utløpsbre fra en iskappe som har ligget over de polare Uralfjellene rundt 60-70 ka BP (Mangerud et al. 2008; Svendsen et al. 2014). I 2014 ble det videre borer i Gerditzysjøen som viser at det har vært isfrie forhold siden iskappen smeltet tilbake for 60-65 ka (Svendsen et al. 2014).

En eldre glasiering er representert ved sedimenter og strandlinjer i en stor bredemte innsjø som ble kalt Komisjøen, hvor en serie OSL-dateringer av disse bresjøsedimentene indikerer at denne bredemte innsjøen eksisterte for 90-80 ka (Astakhov et al. 1999; Mangerud et al. 2001; Mangerud et al. 2004; Svendsen et al. 2014). Under denne glasieringen har isen beveget sørover langs begge sider av Uralfjellene, hvor morenerygger tyder på at isen ved fjellkjedens nordspiss hadde en tykkelse på om lag 600 m o.h. (fig. 5A)(Astakhov et al. 1999; Svendsen et al. 2004; Tveranger et al. 1995).



Figur 5: Kart over den rekonstruerte isutbredelsen av det Eurasiske isbredekket for om lag 90.000 (A), 60.000 (B) og 20.000 år siden (C) (Svendsen et al. 2004), og den rekonstruerte isutbredelsen rundt de polare Uralfjellene under MIS 4 fra Svendsen et al. (2014)(D), hvor nye oppdagelser beskrevet i bl.a. Mangerud et al. (2008) og Svendsen et al. (2014) er tatt med.



Figur 6: Kart permafrostutbredelsen i de arktiske områdene rundt Uralfjellene (modifisert fra Brown et al. 1998). Den røde prikken viser hvor studieområdet befinner seg.

2.4 Permafrost og klima

Det er i dag antatt at dannelsen av permafrost kan forekomme hvor den gjennomsnittlige årlige temperaturen (MAAT) er under $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, og under $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ i fjellregioner (Lowe & Walker 2014). Mens den termale grensen for permafrost i dag er på om lag $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ MAAT ved Taz Penninsula i NV-Sibir (Velichko et al. 1984), ligger grensen for kontinuerlig permafrost i Norge på $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ MAAT (Lowe & Walker 2014).

I dag preges de polare Uralfjellene av et kontinentalt klima med en vinterperiode i perioden oktober-mai, og en sommerperiode i perioden juni-september (Ivanov 2012). Vintrene er kalde og tørre, mens somrene preges av hyppige sykloner som et resultat av brå endringer i temperatur, sterk vindstyrke og mye nedbør. Basert på målinger fra værstasjonene ved Pechora ($65^{\circ}07'N$, $57^{\circ}05'Ø$) og Vorkuta ($67^{\circ}28'N$, $64^{\circ}01'Ø$) i Komi regionen, og ved Salekhard ($66^{\circ}31'N$, $66^{\circ}31'Ø$) i Tyumen regionen, kan man beregne en gjennomsnittlig sommertemperatur på henholdsvis $8,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $7,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ og en gjennomsnittlig vintertemperatur på $-9,25\text{ }^{\circ}\text{C}$, $-13,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $-14,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (fig. 7)(<http://meteo.infospace.ru/climate/html/index.ssi>). Dette tilsier en MAAT på om lag $-2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ved Penchora, og om lag $-6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ved Vorkuta og Salekhard. Basert på analyser av

gjennomsnittlig månedlig temperatur over de siste 40 årene, postuleres det at den gjennomsnittlige årlige temperaturen i perioden 2001-2011 har steget med 1 °C (Ivanov 2012).

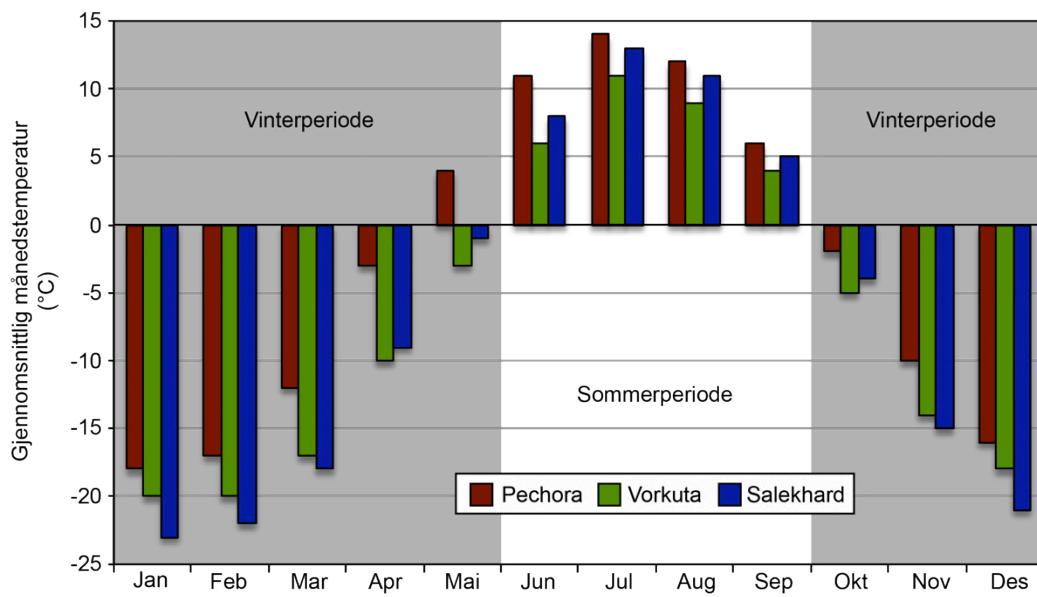
Temperaturendring påvirker også nedbørmengden, hvor Ivanov (2012) beregner en vinternedbør på om lag 240 mm ved Salekhard i perioden 2001-2011 og 192 mm i perioden 1891-2011. Det blir da postulert at nedbørmengden i perioden 2001-2011 økte med om lag 50 mm, hvor disse verdiene vil tredobles for de sentrale områdene i de polare Uralfjellene.

Under siste istid ser det ut til å skjedd en gradvis nedkjøling fra 30 ka BP i nordre Eurasia (Hubberten et al. 2004). Under LGM, som antas å ha vært den kaldeste fasen av istiden strakk permafrostbeltet seg over nesten hele den europeiske delen av Russland (Velichko et al. 1984). I slutfasen av siste istid for om lag 17-15 ka begynte den sørlige grensen til permafrostbeltet å trekke seg nordover som et resultat av et varmere klima (Velichko et al. 1984). Som følge av at MAAT på dette tidspunktet økte med om lag 12-13 °C trakk permafrostbeltet seg tilbake i Eurasia og Vest-Sibir henholdsvis 20 ° og 13 ° nord (Velichko et al. 1984). Etter nådd klimatisk optimum rundt 7,5-4 ka BP, strakk permafrostbeltet seg 1-2 ° sør til dagens posisjon (Velichko et al. 1984), hvor det i dag beregnes til å være om lag 400-500 m tykt i de nordlige områdene (fig. 6)(Popov 1967).

2.5 Vegetasjon

Dagens tregrense er antatt å ligge ved om lag 200-250 m o.h., hvor lerketre kan forekomme opp til 300 m o.h., basert på undersøkelser foretatt i Sob' River-bassenget (Panova et al. 2003). Bol. Schuchye ligger nær den nordlige grensen for lerketre, og nord for grensen for både bjørk og gran (Kremenetski et al. 1998). Dagens vegetasjon rundt Bol. Schuchye-bassenget preges derimot av et busklignende tre av oreslekten *Alnaster* (J. I. Svendsen, pers. med.).

Inngangen til holocen blir flere steder markert ved en signifikant økning av bjørk (Panova et al. 2003; Paus et al. 2003). I perioden 9-8 ka BP spredte den nordlige bjørkgrensen seg til kystlinjen ved Barentshavet ved Bolshezemelskaya-tundraen, samtidig som også gran (8-4,5/4,3 ka BP) og lerketrær (10-5/4,5 ka BP) hadde relativ stor utbredelse (Kremenetski et al. 1998; Panova et al. 2003). Denne perioden med et mer utbredt taigaskogdekke reflekterer en periode med varmere sommerklima som varte til om lag 3,3 ka BP da dagens vegetasjon ble etablert (Kremenetski et al. 1998; Panova et al. 2003).



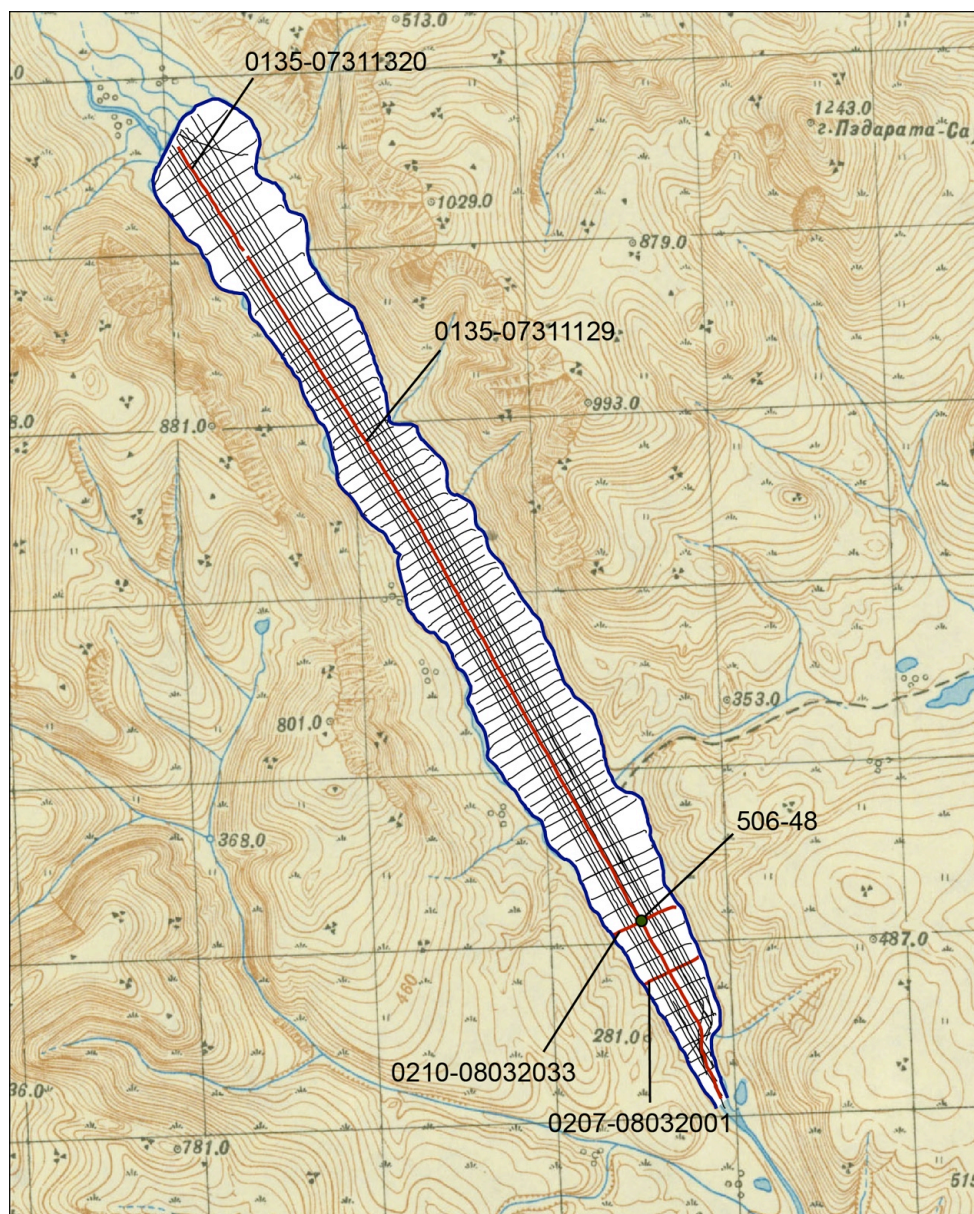
Figur 7: Månedlige gjennomsnittstemperaturer basert på værstasjoner ved Pechora, Vorkuta og Salekhard.

3 Metoder

3.1 Feltmetoder

3.1.1 Seismikk

De seismiske profilene som ble foretatt i Bol. Schuchye fordeler seg på 120 profiler med penetrerende ekkolodd og 102 sparker-profiler, som videre er fordelt på 12 lengdeprofiler og 79 tverrprofiler (fig. 8). I denne oppgaven er det hovedsakelig lagt vekt på tolkningen av sparker-profilene, for slik å kunne tolke mest mulig av stratigrafien.



Figur 8: Kart over Bol. Schuchye (Q42 13-14), hvor sparker-profilene er inntegnet. Av disse er lengdeprofilene 0135-07311320 og 0125-07311129, samt tverrprofilene 0210-08032033 og 0207-08032001, merket med rødt da hovedsakelig disse er vektlagt i forbindelse med denne oppgaven grunnet deres relasjon til kjerneprøve 506-48 som er merket med en grønn prikk.

3.1.2 Kjerneprøver



Figur 9: Fotografi av prøvetakingen under ekspedisjonen i perioden 23.06.2009-17.07.2009 (Foto: John Inge Svendsen).

For prøvetakingen ble det benyttet en UWITEC Piston Corer, hvor PVC- og stål-rør med en diameter på henholdsvis 100 mm og 90 mm senkes fra en flåte og ned i en trakt som er festet på havbunnen, for slik å sikre at kjerneprøvene blir foretatt i samme hull (fig. 9).

Prøvetakeren ble dunket ned i sedimentene ved hjelp av vinsj og tunge lodd. For de øverste 6 meterne ble det benyttet lodd på 40 kg, mens det for den videre boringen ble benyttet lodd på 60 kg. Prøvene ble tatt fortløpende nedover med 2 m lang prøvetaker, hvor de fleste prøvene ble tatt med PVC-rør. I forbindelse med de to dypeste prøvesegmentene (48-13 og 48-14) ble det derimot benyttet stålør, men grunnet komplikasjoner i forbindelse med prøvetakingen inngår ikke kjerneseksjon 48-14 i denne studien. Alle prøvene ble tatt fra isoverflaten, hvor det også ble forsøkt å komme dypere ned. Dette måtte derimot avbrytes da isen begynte å bryte opp (J. I. Svendsen, pers. med.).

3.2 Laboratoriemetoder

3.2.1 Sedimentbeskrivelse

Det ble først gjennomført en litostratigrafisk beskrivelse med tanke på tekstur, struktur og organisk innhold, hvor sedimentets fargetone ble bestemt basert på Munsell jordfargekart. Ettersom kjerneseksjon 02-02, 13-01 og 13-02 ikke ble åpnet i 2010, ble disse tre kjerneseksjonene splittet i januar 2014, og beskrevet på samme måte som de andre kjerneseksjonene.

Det ble videre foretatt u-tube-prøveuttak i forbindelse med magnetiske undersøkelser av sedimentet. Denne prøvetakingen ble foretatt av Sædis Ólafsdóttir (Institutt for geovitenskap) som gjennomførte disse analysene i Canada i 2014 (Ólafsdóttir et al. 2015).

3.2.2 ITRAX XRF kjerneskaner

For å måle den kjemiske sammensetningen kjernestratigrafien ble det gjennomført en røntgenfluorescens (XRF)-skanning med intervaller på 500 μm ved bruk av ITRAX XRF kjerneskaneren fra Cox Analytical Systems (Göteborg, Sverige). Målingen ble foretatt ved Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen (UiB), Norge.

XRF-skanningen baserer seg på den fotoelektriske fluorescensen som er karakteristisk for hvert grunnstoffs sekundære røntgenstråler når det utsettes for et gitt primærfoton (Boyle 2000), og kan på denne måten gi en semikvantitativ vurdering av sedimentets kjemiske sammensetning (Croudace et al. 2006). Dette primærfotonet ble oppnådd ved bruk av et 3 kW røntgenrør, bestående av molybden (Mo), som ble stilt inn på 30 kV og 50 mA med en telletid på 10 sekunder for samtlige kjerneseksjoner.

Det ble også generert et radiografisk positivt bilde ved bruk av røntgensensitive dioder som er installert på apparatets røntgenlinjekamera, samt et høyoppløselig fargefotografi av hele kjernen (Croudace et al. 2006). Ettersom hver skanning totalt varte i om lag 6-7 timer ble kjernen dekket med Mylar-film under skanning for å redusere faren for forurensing av sedimentet, samt uttørring (Kido et al. 2006; Tjallingii et al. 2007).

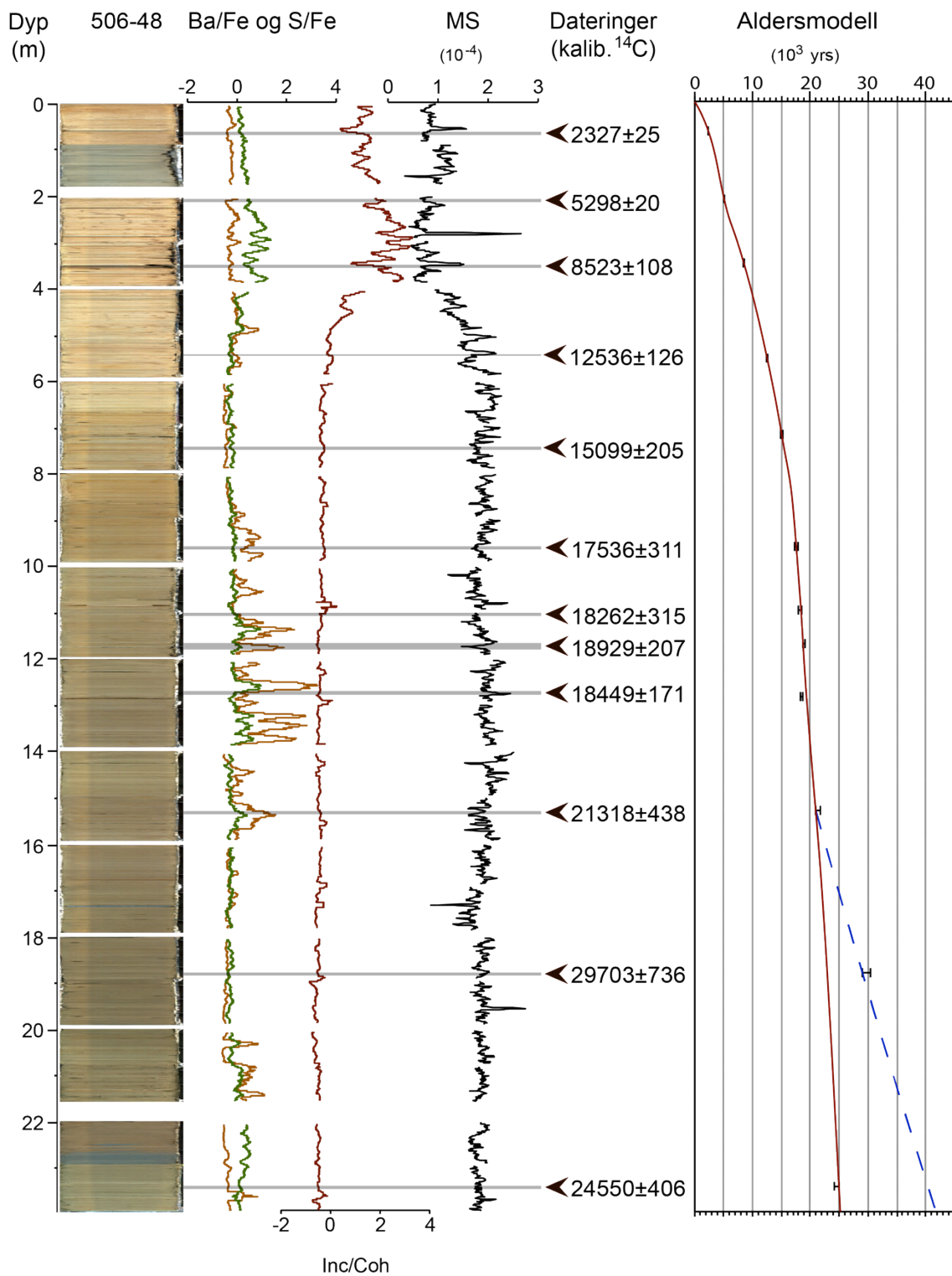
For å gi en mer hensiktsmessig fremstilling av de forskjellige XRF-verdiene er det benyttet et 10-punkts løpende middel for fremstillingen i figur 13 og 19, mens det er benyttet et 200-punkts løpende middel for fremstillingen i figur 10 og 14. Dette er gjort da oppløsningen for disse figurene ikke tillater for ytterligere tolkning av trender på mindre skalaer, og fluktueringer på denne skalaen vil dermed hovedsakelig distrahere for tolkningen av den overliggende trenden.

Det er videre benyttet et filter på $>0,0008$ kcps for S/Fe, $>0,1$ kcps for Mn/Fe og <30 kcps og >100 kcps for Fe/Ti. Dette skyldes forekomster av ”spikes” som fremstår som uteliggere i den grafiske fremstillingen av dataene. Filtrene er dermed valgt på en slik måte at de hovedsakelig fokuserer de statistiske uteliggerne, mens de øvrige verdiene forblir uberørt. Uteliggerne forekommer tilsynelatende hovedsakelig med tilsvarende negative ”spikes” i Fe-verdiene. Disse forekommer hovedsakelig ved endestykkene av kjerneseksjoner eller i forbindelse med sprekker i kjernen, noe som er årsaken til at majoriteten av disse kan observeres i den midtre delen av kjernen.

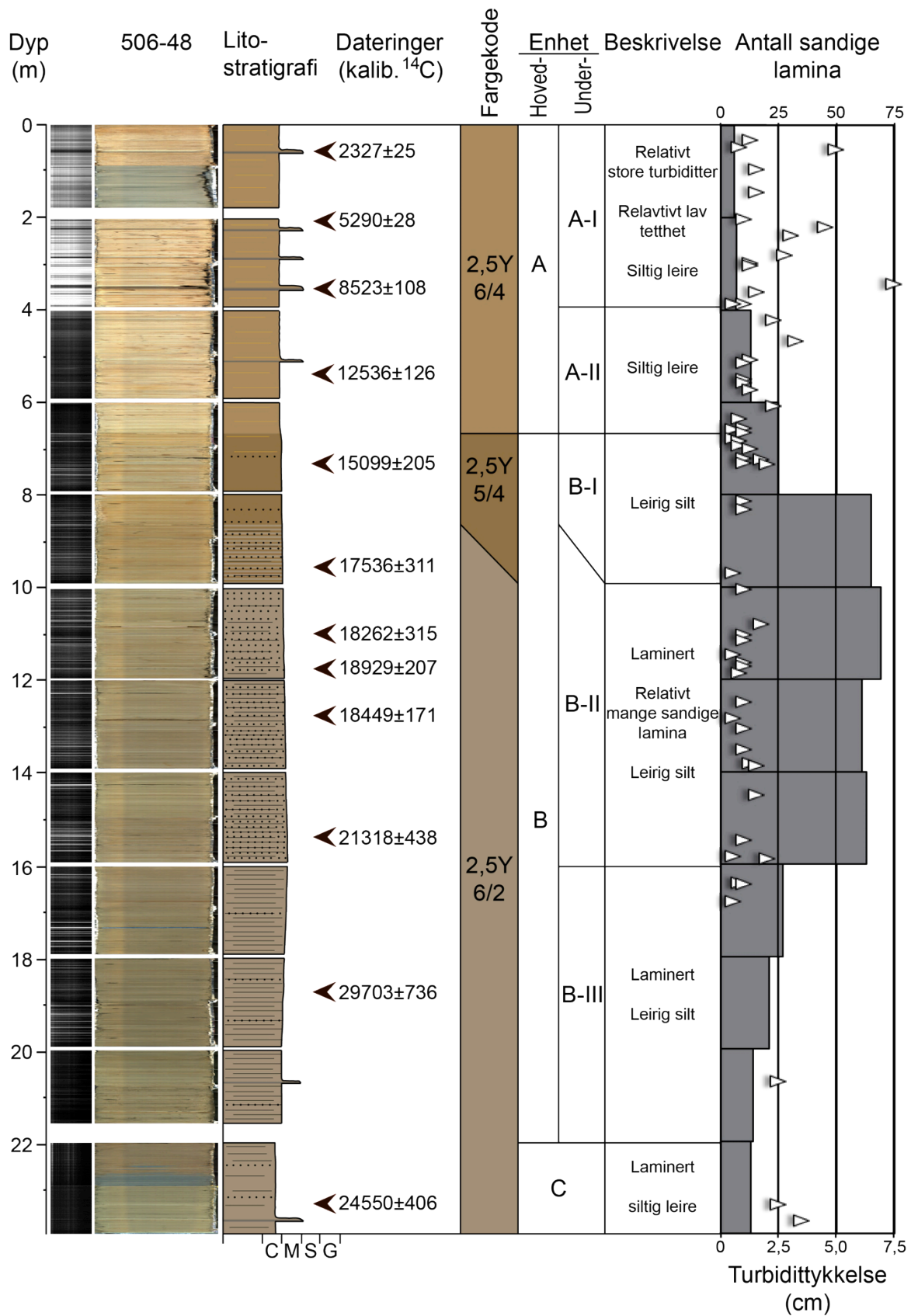
3.2.3 Prøvetaking for radiokarbondatering

I arbeidet med å finne tilstrekkelig plantemateriale for AMS ^{14}C -datering, ble det benyttet forskjellige indikatorer som (i) magnetisk susceptibilitet, (ii) Inc/Coh-forholdet og (iii) Ba/Fe-forholdet (begrunnelsen for bruken av disse XRF-verdiene diskuteres nærmere i kapittel 4.2.1). Av totalt 228 prøver ble det plukket ut 9 prøver bestående av små uidentifiserte planterester som ble ansett for å inneholde tilstrekkelig organisk materiale for AMS ^{14}C -datering. Disse prøvene ble deretter sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory (Polen) for datering.

Ettersom andelen organisk materiale er relativt høyt for enhet A ble de benyttede indikatorene vektlagt i mindre grad i denne delen av kjernen, hvor prøvenes posisjon i større grad spilte en rolle for slik å danne et best mulig grunnlag for å konstruere en aldersmodell. Som det fremgår av figur 10 ble prøvene ved 1.170 cm, 1.529,3 cm tatt ved dyp som samsvarer relativt godt med de benyttede indikatorene. For de øvrige prøvene forekommer det derimot ikke noe samsvar med de benyttede indikatorene, hvor prøven ved 1.285 cm er tatt på et dyp som strider med disse. Dette tilsier at det ikke er en statistisk korrelasjon mellom de benyttede indikatorene og forekomster av organisk materiale, og at disse indikatorene, gitt faktorene som spiller inn i forbindelse med innsjøsedimentasjonen for Bol. Schuchye, fungerer som relativt dårlige indikatorer vedrørende organisk materiale.



Figur 10: Fotografi av kjernen sett opp mot de benyttede indikatorene på organisk materiale (Ba/Fe, Inc/Coh og MS (Ólafsdóttir et al. 2015)), samt S/Fe for å korrigere for potensielt minerogent opphav av Ba. Videre er de kalibrerte radiokarbondateringene og aldersmodellen plottet til venstre, hvor dateringsprøvenes dyp er markert for å potensielt samsvar med de benyttede indikatorene.



Figur 11: Sedimentlogg, hvor kalibrerte dateringer er plottet ved korresponderende dyp. Til høyre er det konstruert et histogram som viser endringen i antall sandige lamina nedover i kjernen, mens plottene viser endringer i observerte turbiditter.

4 Resultater

4.1. Litologisk kjernebeskrivelse

Basert på de litologiske observasjonene er kjernen fordelt inn i tre uformelle enheter (A, B og C), hvor enhet A og B videre er fordelt på henholdsvis to (A-I og A-II) og tre (B-I, B-II og B-III) underenheter (fig. 11).

4.1.1 Enhet C (22-23,9 m)

Enhet C utgjør kjernens nederste 2 m og består av relativt fint sediment vurdert til siltig leire med noe sporadisk laminasjon. Det kan også observeres noen forekomster av mer sandige lamina, samt to normalgraderte lag på om lag 2,5 cm (fig. 12f).

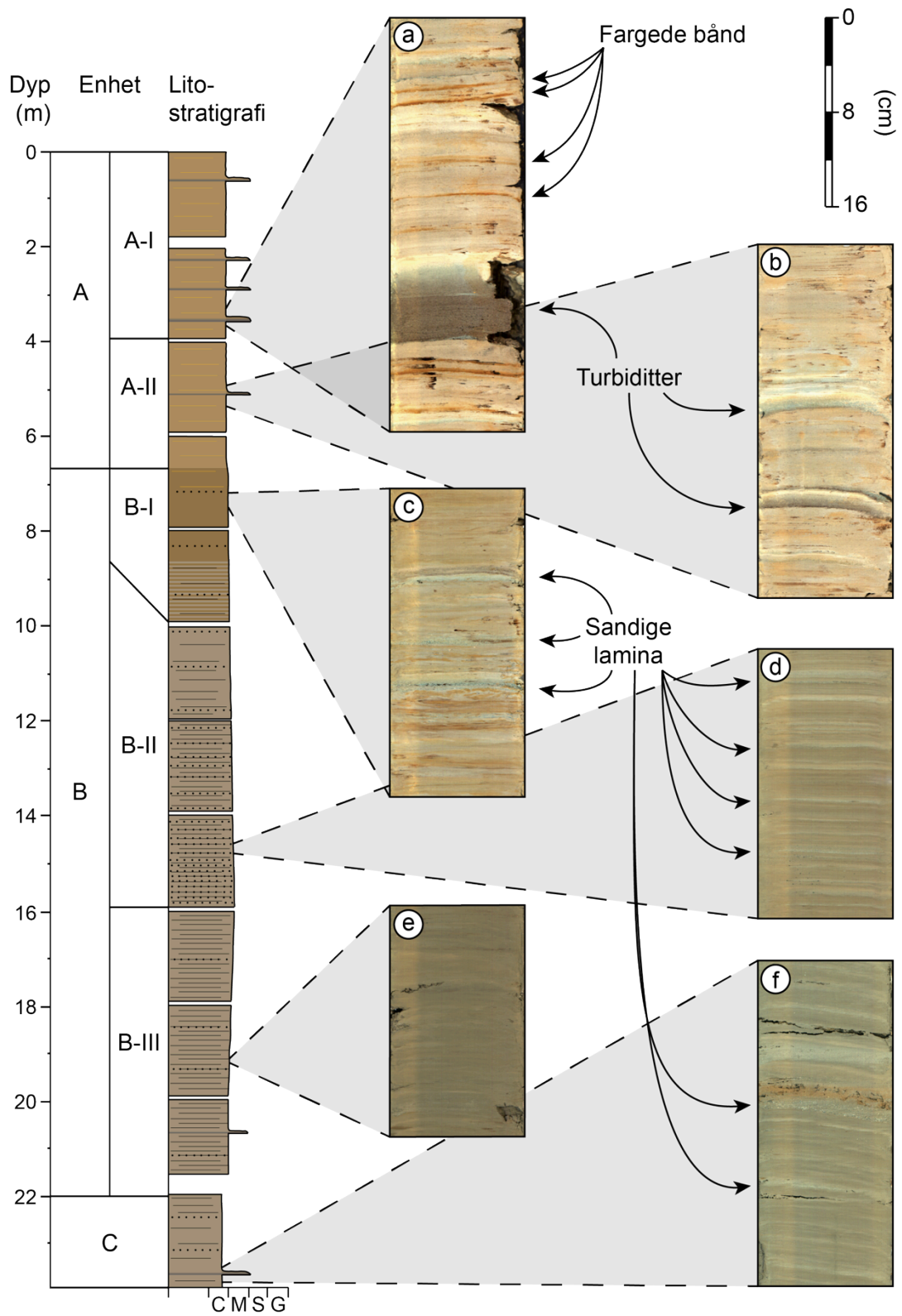
De originale fargenyansene for denne enheten er av en relativt grålig farge, hvor hele kjerneseksjon 13-02 og nedre del av 13-01 samsvarer med Munsell fargekode 2,5Y 5/1 (grå), mens den øvre delen av kjerneseksjon 13-01 samsvarer med Munsell fargekode 2,5Y 5/4 (lys olivenbrun). Etersom fargeovergangen i kjerneseksjon 13-01 ikke fulgte noen synlig litologisk lagdeling i kjernen, er dette avviket ansett å være et resultat av at oksideringsprosessen i disse kjerneseksjonene ikke har kommet like langt som for den resterende kjernen. Basert på en reevaluering av disse kjerneseksjonenes farge i 2015, ble fargekoden vurdert til Munsell fargekode 2,5Y 6/2 (lys brunlig grå).

4.1.2 Enhet B (6,6-22 m)

Underenhet B-III (16-22 m) har en tilsynelatende skarp grense til den underliggende enheten, og er hovedsakelig bestående av laminert leirig silt (fig. 12e). Det forekommer også sporadisk isolerte sandige lamina som til tider representerer områder med relativt lav tetthet. Det kan videre observeres noen få normalgraderte strukturer ved underenhetens øvre og nedre del på henholdsvis 1 cm og 2,5 cm. I enhetens øvre del forekommer det en del sprekker som er forbundet med gassbobler som ble sluppet ut under kjerneboringen (J. I Svendsen, pers. med.).

Underenheten har gjennomgående en fargenyanse som samsvarer med Munsell fargekode 2,5Y 6/2 (lys brunlig grå). Kjerneseksjon 12-02 avviker derimot noe fra den generelle kjernen, da mørke flekker kan observeres gjennomgående i kjerneseksjonen. Disse antas å være sulfidutfellinger.

Underenhet B-II (8,6/10-16 m) ligger stratigrafisk over underenhet B-III, hvor den nedre grensen er karakterisert av en avgrenset overgang til en relativ økning i



Figur 12: Sedimentlogg med utvalgte detaljerte fotografier av hver enhet/underenhet.

sporadisk isolerte lamina. Sett bort ifra dette minner sedimentet i underenheten mye om B-III vedrørende farge og generell kornstørrelse (fig. 12d). Sprekkene som kan observeres i øvre del av B-III fortsetter gjennom hele underenhet B-II.

Underenhet B-I (6,6-8,6/10 m) befinner seg stratigrafisk over underenhet B-II, og grenser til denne ved en om lag 1,4 m lang overgang mellom 8,6 m og 10 m. Sedimentet i underenheten deler mange av de samme karakteristikkene som i de underliggende underenhetene vedrørende generell kornstørrelse, men mangler den tydelige lamineringen som dominerer disse underenhetene (fig. 12c). B-I preges hovedsakelig av en fargenyans som korresponderer med Munsell fargekode 2,5Y 5/4 (lys olivenbrun), med innspill av 2,5Y 6/2 (lys brunlig grå) i underenhetens nederste meter.

4.1.5 Enhet A (0-6,6 m)

Underenhet A-II (4-6,6 m) ligger stratigrafisk over underenhet B-I og avgrenses av en relativt skarp nedre grense. Underenheten karakteriseres av en langt mer utydelig og sporadisk laminasjon, samt en noe finere kornsammensetning med en større andel leire. På dette grunnlaget er sedimentet i denne underenheten vurdert til siltig leire. Man kan videre se en noe økning i normalgraderte lag, som ved underenhetens øvre sjikt er på om lag 2,5 cm (fig. 12b). Den generelle fargenyansen for A-II korresponderer med Munsell fargekode 2,5Y 6/4 (lys gulig brun), med mindre innspill av 2,5Y 7/8 (gul).

Underenhet A-I (0-4 m) representerer den øverste stratigrafiske enheten i kjernen, og grenser til underenhet A-II ved en klar grense rundt 4 m. Sedimentet i underenheten minner mye om A-II i henhold til farge, kornstørrelse, tekstur og struktur, men preges av en relativt lavere tetthet som også vises i det radiografiske bildet ved lysere nyanser. Det mest karakteristiske trekket for denne enheten er en signifikant økning i antall store normalgraderte lag, hvor de største kommer opp på om lag 5-7,5 cm (fig. 12a).

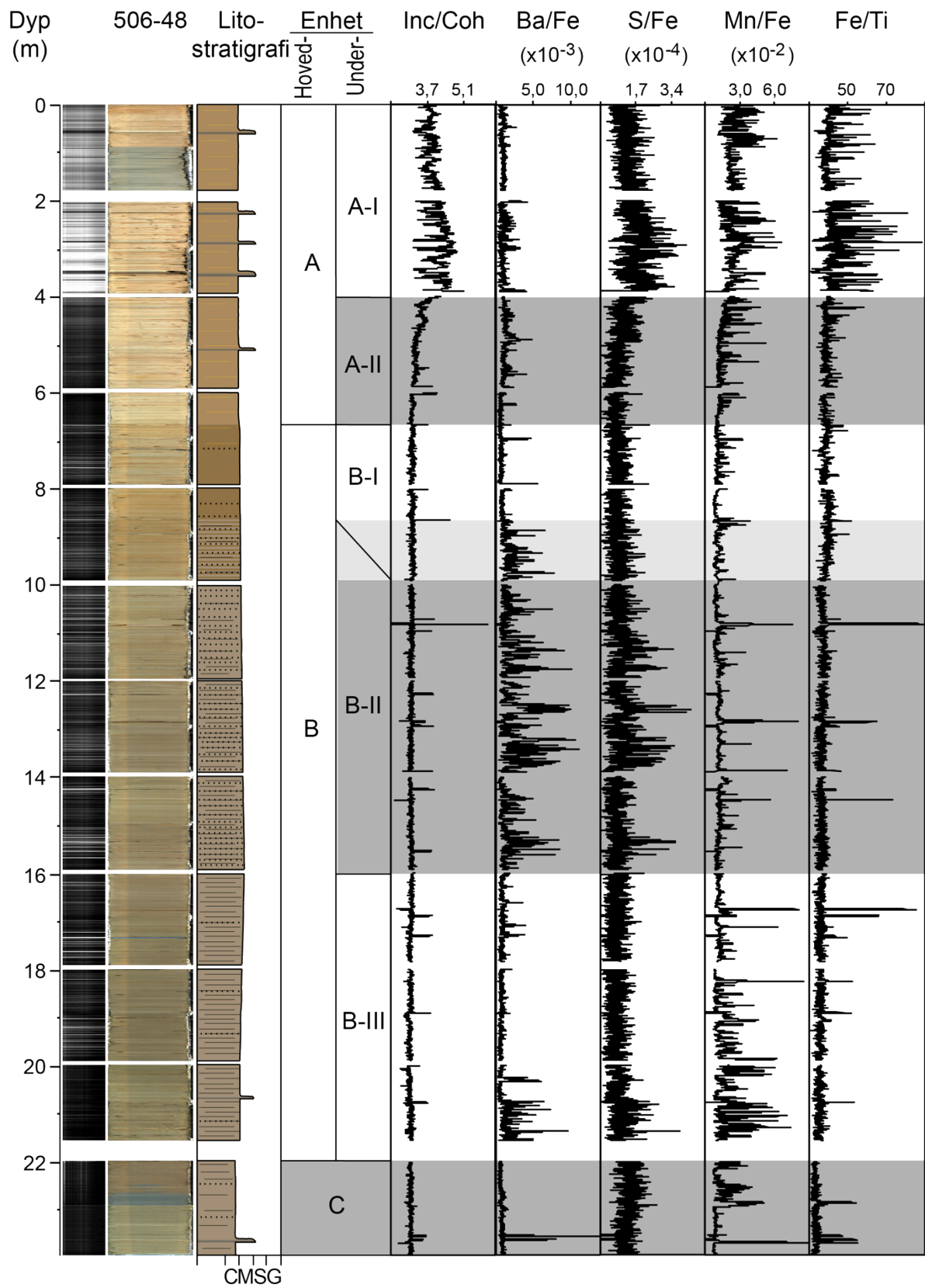
Enheden har gjennomgående en fargenyans som samsvarer med Munsell fargekode 2,5Y 6/4 (lys gulig brun), for utenom forekomster av fargede bånd som går på langs av lagdelingen med mindre avvik. Båndenes fargenyans korresponderer med Munsell fargekode 2,5Y 7/8 (gul). I likhet med kjerneseksjon 13-01 og 13-02 ble kjerneseksjon 02-02 åpnet senere enn den resterende kjernen, noe som medfører at fargenyansen for denne kjerneseksjonen avvek noe fra de omkringliggende kjerneseksjonene. Basert på samme kriterier som er beskrevet i kapittel 4.1.1 ble også dette avviket vurdert til å være et resultat av ufullstendig oksidasjon.

4.2 Røntgenfluorescent (XRF) kjerneskaning

4.2.1 Analyse

Det er i denne oppgaven valgt å vise målinger av barium (Ba), svovel (S), mangan-jernforholdet (Mn/Fe), titan (Ti), samt forholdet mellom inkoherent og koherent røntgenstrålings-intensitet (Inc/Coh). Sammenhengen mellom Ba assosiert med organisk materiale er beskrevet i Thomson et al. (2006) og brukes derfor i denne oppgaven som en mulig indikator på forekomster av organisk materiale. Ettersom Ba-konsentrasjonen også kan være assosiert med minerogene endringer brukes S for å undersøke en potensiell forbindelse mellom Ba og S i form av barytt. Mn/Fe-forholdet benyttes som en mulig indikator på sedimentasjonsmiljøet, hvor lavere verdier indikerer mer reduserte sedimentasjonsforhold (Melles et al. 2012). Dette skyldes forskjeller i reduksjonspotensial (E_h), hvor Fe(II) oksideres hurtigere enn Mn (Melles et al. 2012). Koblingen mellom Ti og forvittringsmateriale er mye benyttet i terrestriske arkiver (Rothwell et al. 2006). Bruk av Ti som en indikator på glacial sedimentasjon, i områder hvor glasiale avsetninger utgjør majoriteten av Ti tilførselen inn i innsjøen som følge av glacial erosjon, har vært benyttet i for eksempel Bakke et al. (2009)

Ettersom inkoherent (Compton) stråling medfører at den primære røntgenstrålen mister noe av sin energi til det sekundære elektronet og forekommer oftere i forbindelse med grunnstoffer med høyere atomnumre, mens koherent (Rayleigh) stråling medfører at primærstrålen refrakteres uten å miste energi og forekommer oftere i forbindelse med grunnstoffer med lavere atomnumre, kan Inc/Coh forholdet for eksempel fungere som en indikator på andelen organisk materiale. Dette skyldes at organisk materiale gjennomsnittlig har lavere atomnumre enn andre komponenter som for eksempel karbonater, aluminiumsilikater og kvarts (Liu et al. 2013). Denne indikatoren er derimot noe usikker da Guyard et al. (2007) påviste et samsvar mellom Inc/Coh og totalt organisk innhold (% TOC). Grunnet kornstørrelse/tetthetsrelaterte mineralfraksjonering, hvor Inc/Coh-forholdet reduseres i forbindelse med silt og sandlag, kan dette forholdet også benyttes som en kornstørrelsesindikator (Croudace et al. 2006; Rothwell et al. 2006).



Figur 13: Radiografisk positivt bilde, fotografi og sedimentlogg av kjernen sammenstilt med de benyttede XRF-forholdene (Inc/Coh, Ba/Fe, S/Fe, Mn/Fe og Fe/Ti), hvor disse er prosessert med et 10-punkts løpende middel for å få frem trendene i datasettet.

For enhet C kan man observere generelt lave verdier ved kjerneseksjon 13-02 (22,9-23,9 m) for samtlige XRF-forhold, med kun ett kort, signifikant høyt utslag ved 23,5 m. I kjerneseksjon 13-01 (22-22,9 m) kan man derimot se relativt høye utslag for Mn/Fe, og en relativ stigning for S/Fe mot toppen av enheten (fig. 13).

For enhet B kan man observere fortsatt lave verdier for Inc/Coh og Fe/Ti. Ved underenhet B-III kan man derimot se signifikant høye verdier for Mn/Fe ved bunnen av underenheten som blir gradvis lavere mot toppen av underenheten. Her kan man også observere signifikant høye utslag for Ba/Fe og S/Fe som er avgrenset til kjerneseksjon 12-02 (20,7-21,5 m). Gjennom underenhet B-II kan man videre observere signifikant høye verdier for Ba/Fe, og relativt høye verdier for S/Fe, som varer opp til henholdsvis 6,6 m og 10 m dyp (fig. 13).

I enhet A kan man se en eksponentielt økende tendens for Inc/Coh, S/Fe og Mn/Fe ved underenhet A-II. Ved underenhet A-I kan man videre se generelt høye verdier for samtlige XRF-forhold, med unntak av Ba/Fe, hvor verdiene besitter en mer fluktuerende karakter i intervallet 2-4 m. Gjennom kjerneseksjon 02-02 (0,9-1,8 m) kan man for Mn/Fe og Fe/Ti se en relativt mindre fluktuerende trend enn for verdiene relatert til de omkringliggende kjerneseksjoner (fig. 13).

4.2.2 Sammenheng mellom de forskjellige XRF-verdiene

For forholdet mellom Ba/Fe og S/Fe kan man se en generelt god korrelasjon i enhet B (fig. 14). De signifikant høye utslagene som her kan observeres i underenhet B-II viser relativt god korrelasjon, hvor kraftige utslag i Ba/Fe korresponderer med relativt høye verdier i S/Fe. Avviket mellom disse verdiene må videre ses i sammenheng med at S ligger i grenseområdet for hva ITRAX-skanneren kan registrere ved bruk av Mo-rør, og derfor har generelt lave verdier i forhold til de andre XRF-forholdene (Croudace et al. 2006; Richter et al. 2006). For den øvrige kjernen besitter derimot disse forholdene relativt dårlig korrelasjon, med en mulig svak korrelasjon ved øvre halvdel av underenhet A-I.

For Mn/Fe og Fe kan man se en relativt god korrelasjon gjennom underenhet B-II og de øvre 1,9 m av underenhet B-III (fig. 14). Disse korrelerer også relativt godt med verdiene for Inc/Coh i dette intervallet. Det foreligger derimot relativt dårlig korrelasjon mellom disse forholdene ved de resterende dypene i enhet B og C. Gjennom enhet A er det relativt god korrelasjon mellom Mn/Fe og Fe/Ti, hvor Mn/Fe videre korrelerer godt med Inc/Coh.

Som det fremgår av figur 14 korresponderer ikke de relativt fremtredende utslagene for Ba/Fe og S/Fe, ved underenhet B-II, med tilsvarende negative utslag for Fe. Dette indikerer at Fe fungerer relativt godt til å normalisere XRF-verdiene ved dette dypet. Ved enhet A er det derimot mer samsvar mellom lave verdier for Fe og relativt høye verdier for de benyttede XRF-forholdene (med unntak av Ba/Fe). Fe anses derimot fortsatt som relativt god faktor for å normalisere verdiene, ettersom de relativt høye verdiene i intervallet 2-4 m også kan observeres når Inc, S og Mn observeres isolert. De relativt lave verdiene som kan observeres for Ti i dette intervallet, og den korresponderende oppgangen for Fe/Ti, argumenterer for antagelsen om at endringer i Fe har en begrenset innvirkning på de benyttede XRF-forholdene i også denne delen av kjernen.

4.3 AMS ¹⁴C-datering

Samtlige 12 radiokarbondateringer ble kalibrert ved bruk av IntCal13 basert på den alderskalibrerte radiokarbonkurven utarbeidet i Reimer et al. (2013)(tabell 1). Som det fremgår i appendiks 1 og 5-12 gir de fleste dateringene relativt entydige kalibrerte aldre. I forbindelse med prøven ved 209 cm (appendiks 2), 348,5 cm (appendiks 3) og 553 cm (appendiks 4) korresponderer derimot radiokarbondateringene med platåer på den

alderskalibrerte radiokarbonkurven, noe som medfører at det foreligger en relativt høy usikkerhet rundt disse prøvenes kalibrerte aldre. Ettersom den totale 2σ -usikkerheten ved 209 cm, 348,5 cm og 553 er på henholdsvis 270, 215 og 251 år avviker ikke disse mye fra 1σ -usikkerheten forbundet med prøvene ved 1.285 cm (192,5 år), 1.529,3 cm (206 år) og 1.879 cm (362,5 år), og vil ikke ha stor påvirkning på den totale aldersmodellen.

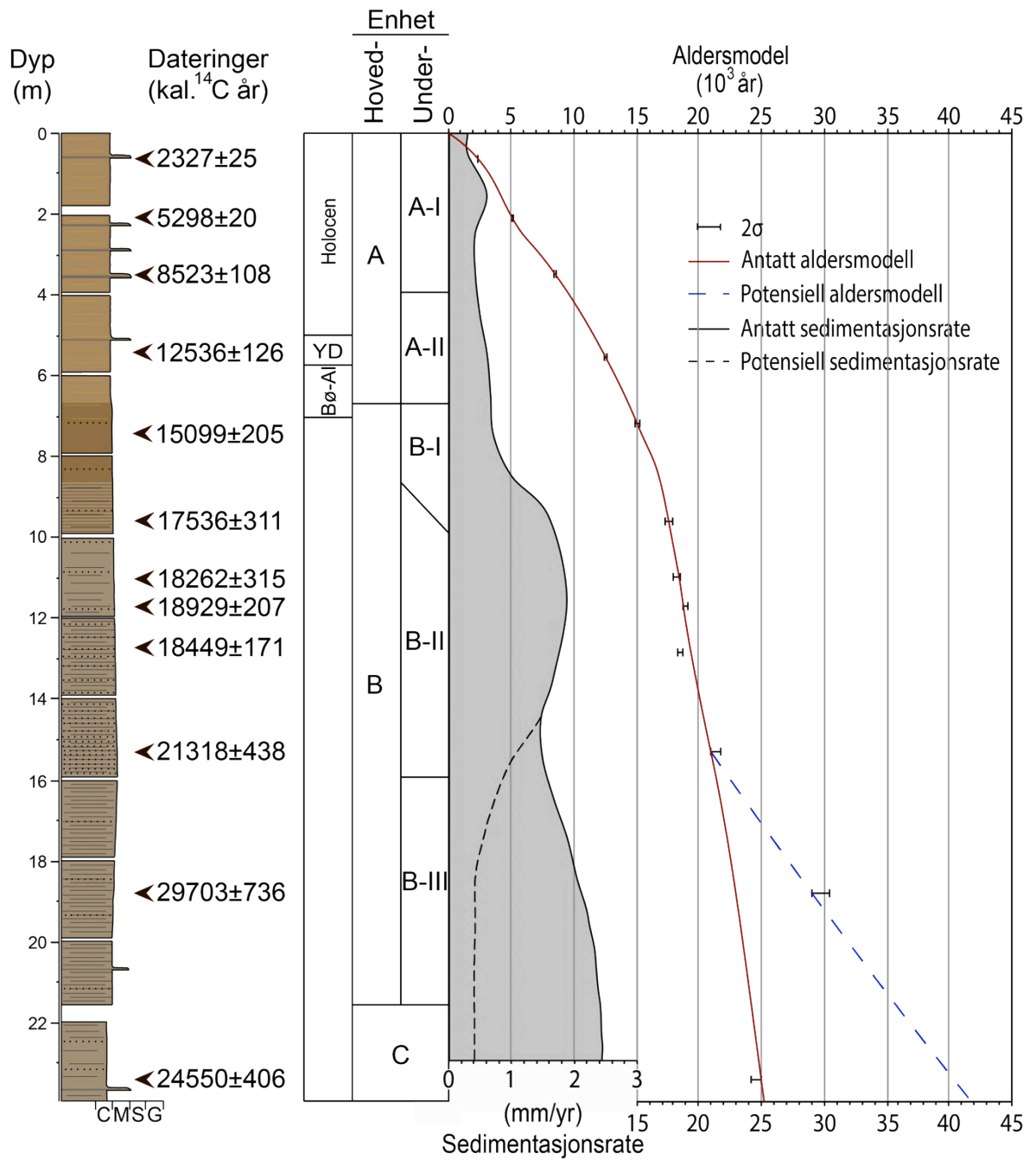
Tabell 1: Radiokarbondatering gjennomført av Beta Analytic Inc. (Florida, USA) og Poznan Radiocarbon Laboratory (Polen), og kalibrert ved bruk av IntCal13 basert på Reimer et al. (2013). For hver datering er de forskjellige kalibrerte aldre ved 1σ og 2σ ført opp basert på den statistiske sannsynligheten for hvert kalibrert intervall.

Kjerne	Lab no.	Dyp (cm)	Material	mg C	Radiokarbon	Kalibrert alder	
					$\pm 1\sigma$	1σ	2σ
02-01	Poz-69670	64,0-66,0	Makrofossil	-	2285 \pm 30	2309-2348 2211-2220	2302-2352 2178-2243 2163-2167
03-01	Poz-69671	209,0-210,5	Makrofossil	-	4565 \pm 35	5279-5318 5132-5164 5074-5106	5053-5189 5257-5323 5417-5441 5232-5247 5214-5225
03-02	Poz-69673	348,5-350,0	Makrofossil	0,5	7750 \pm 60	8508-8588 8457-8499	8415-8630
04-02	Beta-282484	553,0	Makrofossil	-	10560 \pm 50	12521-12616 12429-12474	12410-12661
05-02	Beta-282485	718,0-720,0	Makrofossil	-	12700 \pm 50	15054-15228	14894-15303
06-02	Poz-69674	959,4-961,4	Makrofossil	0,3	14390 \pm 100	17390-17685	17225-17847
07-02	Poz-69675	1097,0-1101,5	Makrofossil	0,2	15030 \pm 130	18092-18428	17947-18576
07-02	Poz-69677	1170,0-1178,0	Makrofossil	0,6	15660 \pm 90	18801-18990	18722-19136
08-01	Beta-282486	1285,0-1287,0	Makrofossil	-	15180 \pm 60	18365-18535	18278-18620
09-02	Poz-69678	1529,3-1534,3	Makrofossil	0,3	17620 \pm 150	21068-21524	20880-21756
11-01	Poz-69679	1879,0-1884,0	Makrofossil	0,4	25520 \pm 270	29282-30065	28967-30438
13-02	Poz-69680	2339,0-2342,0	Makrofossil	0,7	20380 \pm 120	24268-24676	24144-24956

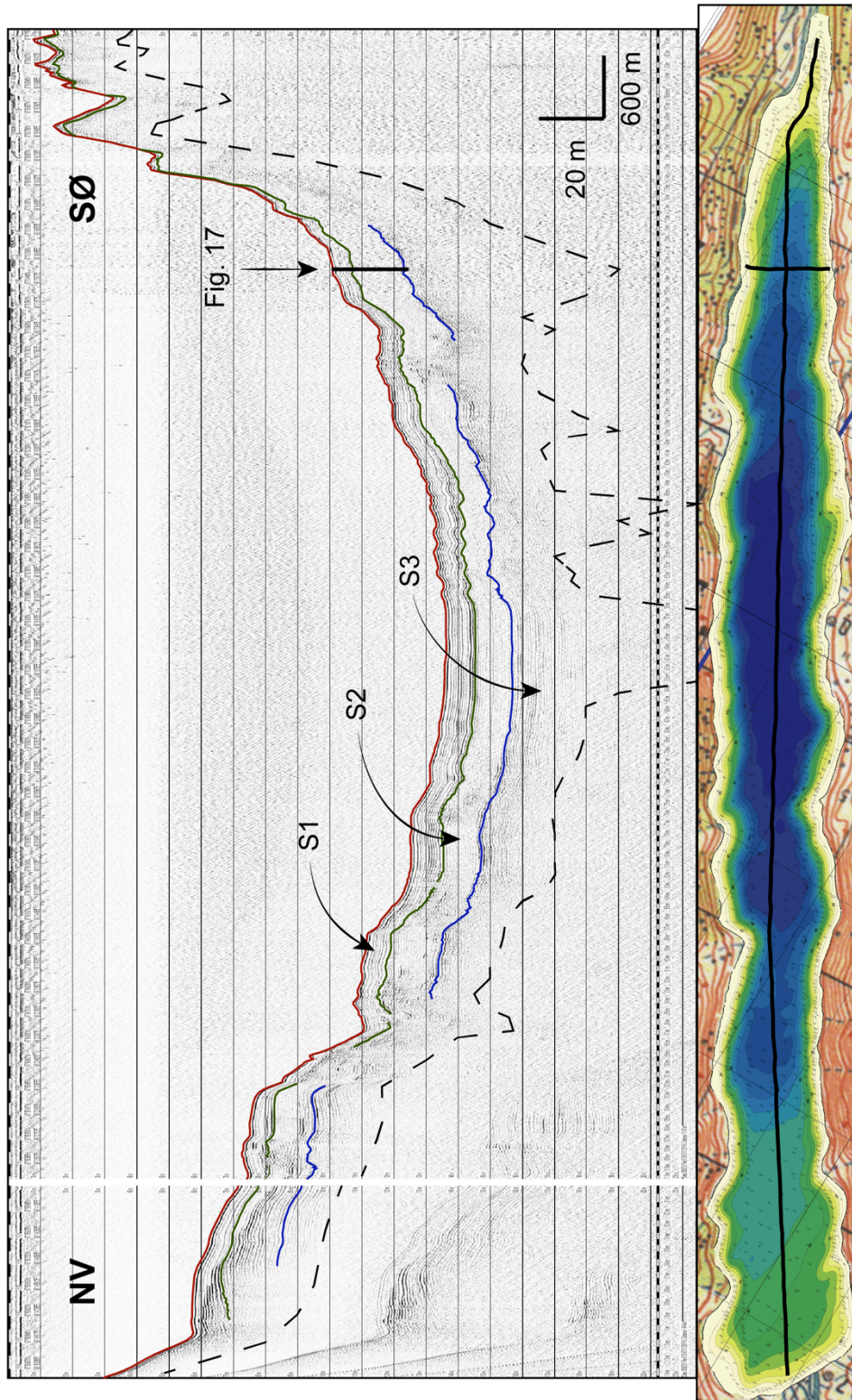
Som det fremgår i figur 15 hvor de kalibrerte dateringene er plottet mot kjernen, er dateringene relativt godt konsentrert. Det foreligger derimot noe usikkerhet rundt denne aldersmodellen, da bl.a. prøven ved 1.285 cm (18.278-18.620 år [2σ]) og 1.170 cm (18.722-19.136 år [2σ]) er reversert. I dette tilfellet er det antatt at prøven ved 1.285 cm er kontaminert med yngre karbon og at dateringene ved 1.170 cm utgjør en mer korrekt alder, ettersom denne samsvarer bedre med de omkringliggende plottene. Da det foreligger en relativt stor usikkerhet om hvorvidt dette er en riktig vurdering er aldersmodellen blitt konstruert på en slik måte at dateringene ved 1.285 cm influerer på kurven.

Den største usikkerheten vedrørende denne aldersmodellen befinner seg derimot rundt de to nederste dateringene, hvor dateringene ved 1.879 cm (28.967-30.438 år [2σ]) og 2.339 cm (24.144-24.956 år [2σ]) er reversert. I motsetning til de reverserte aldre rundt 12 m dyp, vil vurderingen rundt disse verdiene ha en stor påvirkning på den videre tolkningen. På dette grunnlaget er det konstruert to mulige aldersmodeller for å anerkjenne begge scenarioer.

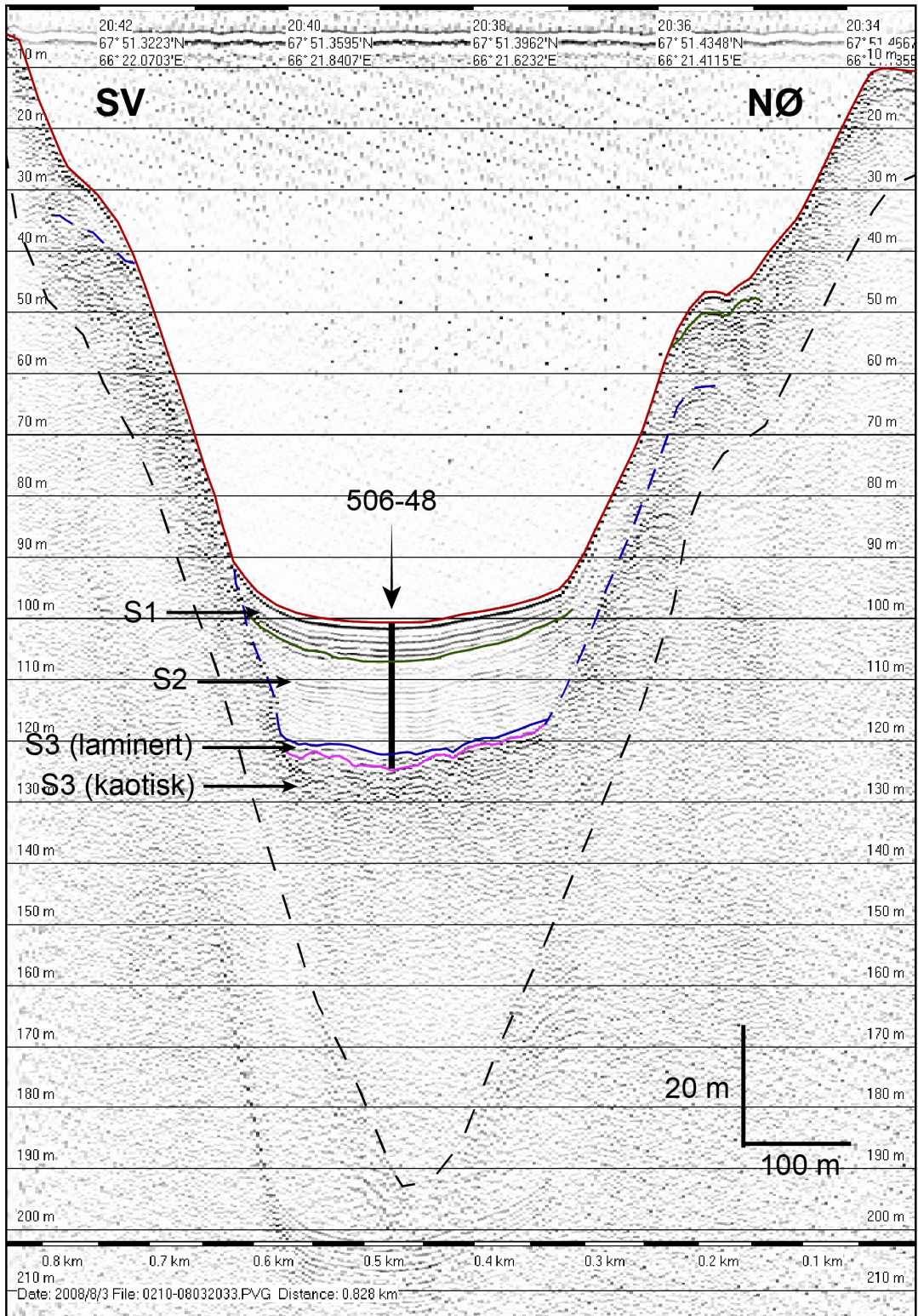
Basert på den konstruerte aldersmodellen kan man dele den tilsynelatende sedimentasjonsraten inn i hovedsakelig tre intervaller. Det nederste intervallet (14-23 m) vil da avhenge av hvilket scenario man ønsker å anerkjenne, hvor akseptering av dateringene ved 1.879 cm og 2.339 cm tilsier gjennomsnittlige tilsynelatende sedimentasjonsrater på henholdsvis 0,55 og 1,97 mm år⁻¹. I det midtre intervallet (8-14 m) kan det beregnes en gjennomsnittlig tilsynelatende sedimentasjonsrate på 1,53 mm år⁻¹, mens den tilsynelatende sedimentasjonsraten deretter faller frem til mot dag (0-8 m) til et gjennomsnitt på om lag 0,47 mm år⁻¹.



Figur 15: Aldersmodell av kjernen, hvor den antatte og potensielle aldersmodellen er illustrert med rødtrukket og blå stiplet linje. På samme måte er de korresponderende sedimentasjonsratene illustrert med trukket og stiplet linje.



Figur 16: Seismisk tolkning av lengdeprofilene 0135-07311320 og 0125-07311129, hvor profilers posisjon i innsjøen er markert på kartutsnittet nederst. På profilet representerer den røde linjen bunnen av innsjøen, mens den grønne og blå linjen henholdsvis representerer nedre grense av de seismiske enhetene S1 og S2. De svarte linjen i profilet representerer den akustiske basementen.



Figur 17: Seismisk tolkning av tverrprofil 0210-08032033, hvor kjerneprøvens (506-48) posisjon og lengde er illustrert med en svart strek midt i profilet. På profilet representerer den røde linjen bunnen av innsjøen, mens den grønne, blå og rosa linjen henholdsvis representerer nedre grense av de seismiske enhetene S1, S2 og S4. De svarte linjen i profilet representerer den akustiske basementen.

4.3 Seismisk stratigrafi

Det er valgt ut et lengdeprofil for å illustrere hvordan sedimentfordelingen er i hele innsjøbassenget og et tverrprofil lokalisert ved kjernelokaliteten (fig. 16 og 17). I det valgte lengdeprofilet er det identifisert tre seismiske hovedenheter (S1, S2 og S3), markert med seismiske reflektorer (forskjellige farger) som kan bli identifisert gjennom hele bassengstratigrafien. På tverrprofilet ved kjernelokaliteten er kun den øverste delen av den stratifiserte delen av S3 bevart på toppen av en kaotisk debri-lignende struktur.

4.3.1 Enhet S3

Enhet S3 er den nederste definerte seismiske enheten i innsjøen, og fremgår som en samlebetegnelse for to seismiske facies (fig. 17). Mens det seismiske signalet ved innsjøens nordvestlige del er mer laminert, preges seismikken sør for 67°52, 89'N av langt større påvirkning fra en mer kaotisk underliggende facies. En nærliggende tolkning for denne underliggende enheten er skred- og/eller moreneavsetninger, men dette er derimot vanskelig å avgjøre basert på det seismiske signalet. Enhetens nedre grense defineres ved den akustiske basementen, som besitter en langt mer fluktuerende karakter enn ved innsjøens nordvestlige del. Basert på tverrprofilet (fig. 17) er denne enheten antatt å være den enheten med høyest tilførsel fra innsjøens sørvestlige side ved kjernelokaliteten basert på seismikkens karakter.

4.3.2 Enhet S2

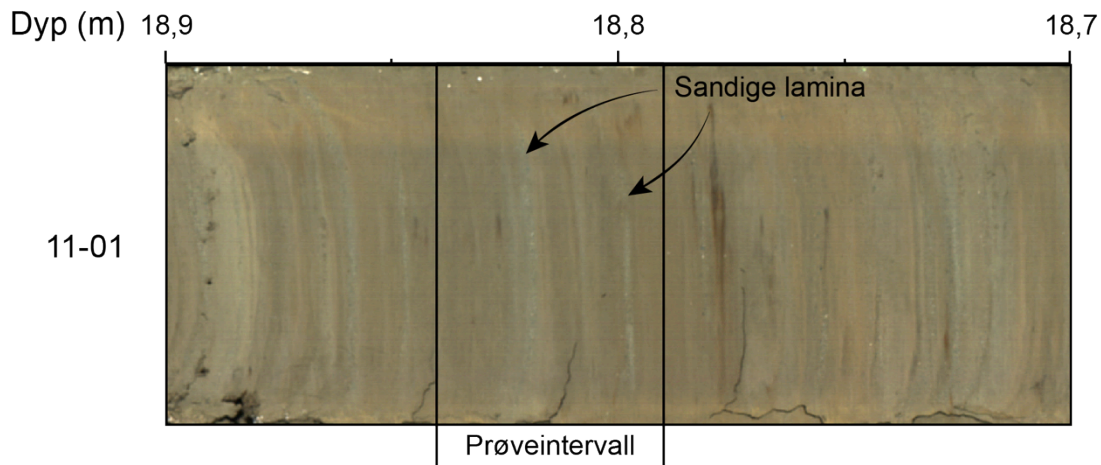
S2 ligger stratigrafisk over S3, og preges av vekslinger mellom lag med sterke og svake seismiske signaler (fig. 16). Enhetens nedre grense fremstår som noe utydelig ved innsjøens inn- og utløp, samt ved 67°54,83'N 66°22,28'Ø og 67°51,89'N 66°17,74'Ø. Ved sistnevnte område preges stratigrafien av tilsynelatende skredmateriale fra innsjøens sør-sørvestlige side, samt sedimentpakker av mer kaotisk karakter fra innsjøens nord-nordøstlige side. Grunnet usikkerhet rundt enhetens nedre grense, foreligger det også noe usikkerhet ved enhetens generelle tykkelse. I områdene hvor den nedre grensen tydelig kan defineres besitter derimot S2 en relativt konstant tykkelse på om lag 11 m, hvor enheten er om lag 10 m ved kjernelokaliteten. Videre besitter S2 ved innsjøens innløp tydeligere reflektorer, samt forstyrrelser av mer kaotiske sedimentpakker flere steder langs lengdeprofilet. Basert på tverrprofilet kan det virke som denne enheten har en relativt høy tilførsel fra innsjøens nordøstlige side (fig. 17). Dette er derimot noe usikkert da det ikke forekommer noen klare sammenhengende reflektorer langs sidene, og denne antagelsen er hovedsakelig foretatt basert på seismikkens karakter.

4.3.3 Enhet S1

S1 definerer den øverste seismiske enheten i innsjøen og preges av tydelige vekslinger mellom lag med sterke og svake seismiske signaler (fig. 16). For utenom en uttynning ved endene har enheten en relativt konstant tykkelse gjennom tverrprofilet, og er ved kjernelokaliteten om lag 6 m, mens det når en tykkelse på om lag 9 m ved innsjøens dypeste punkt. Den nedre grensen kan følges gjennom nesten hele lengdeprofilet, med noe mer utydelig karakter rundt $67^{\circ}55,36'N$ $66^{\circ}22,83'Ø$, $67^{\circ}54,9427'N$ $66^{\circ}22,44'Ø$, $67^{\circ}54,73'N$ $66^{\circ}22,10'Ø$ og $67^{\circ}54,21'N$ $66^{\circ}21,26'Ø$. Det største området av disse forekommer rundt $67^{\circ}55,36'N$ $66^{\circ}22,83'Ø$, hvor en enhetens nedre grense forstyrres av en underliggende seismisk enhet av en mer kaotisk karakter. Basert på tverrprofiler i dette området kan det late til at dette skyldes en skredpakke/morene med opphav ved innsjøens nord-nordøstlige side (bl.a. tverrprofilet vist i fig. 17). Basert på S1s draperende karakter ved denne enheten fremgår det derimot at denne enheten er kronologisk eldre enn S1.

5 Diskusjon

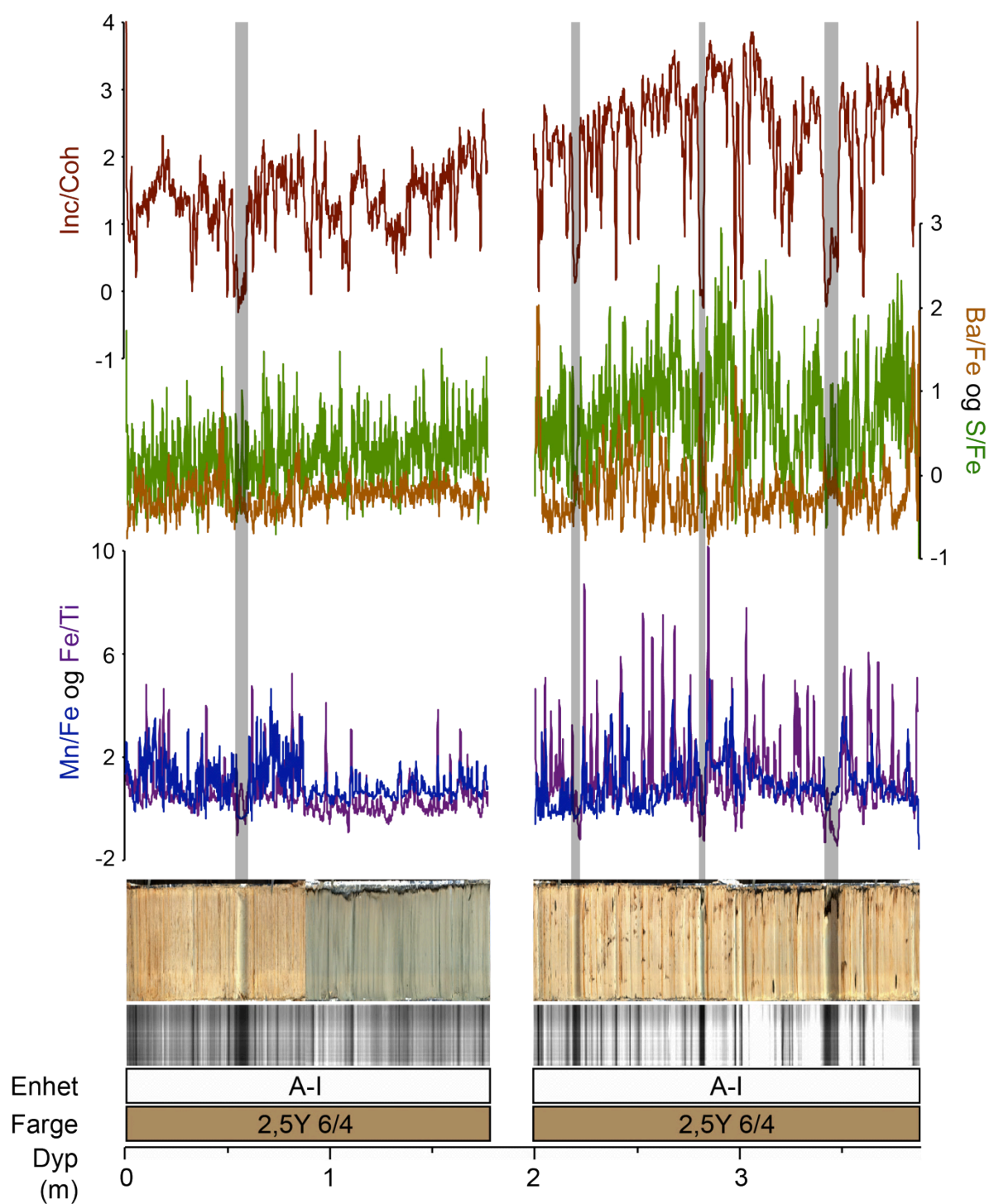
5.1 Aldersmodell



Figur 18: Detaljert fotografi av intervallet hvor dateringsprøven ved 18,79 m er tatt.

Som det fremgår i kapittel 4.3 og figur 15 er aldersmodellen noe usikker i nedre del hvor dateringene ved 1.879 cm og 2.339 cm ga reverserte aldre. Det er i denne studien antatt at prøven ved 2.339 cm gir riktig alder, da den faller oppsiktsvekkende godt på linje med de overliggende dateringene. Det medfører at dateringen ved 1.879 cm gir for høy alder, og etter all sannsynlighet er resedimentert. Som det fremgår av figur 18 utgjør prøven et relativt stort prøveintervall (5 cm), hvor man tydelig kan observere minst to relativt fremtredende sandige lamina. Ettersom kornstørrelse ofte er forbundet med kompetansen til det avsettende medium er det ikke usannsynlig at ”gammelt” karbon kan ha blitt skyldt ned i innsjøen i forbindelse med avsetningen av sanden. Denne antagelsen gir sedimentet på bunnen av kjernen en alder på om lag 25 ka BP.

Man kan derimot ikke utelukke muligheten for at det er prøven ved 1.879 cm som gir den korrekte alderen. Det ville bety at bunndateringen underestimerer den reelle alderen, som følge av kontaminering av ”ungt” karbon. Ettersom det ikke forekommer mye organisk materiale i denne delen av kjernen, og ettersom prøvene derfor ble datert på bakgrunn av små, uidentifiserte plantefragmenter, er dette ikke en usannsynlig forklaring. Denne antagelsen ville gitt sedimentet på bunnen av kjernen en alder på om lag 42 ka BP.



Figur 19: Radiografisk positivt bilde og fotografi av kjernen ved underenhet A-I, hvor de standardiserte XRF-forholdenes (Inc/Coh, Ba/Fe, S/Fe, Mn/Fe og Fe/Ti) reaksjoner på forekomster av turbiditter er markert. For å kunne observere eventuelle reaksjoner i XRF-forholdene av sedimentære endringer i denne størrelsesordenen er XRF-verdiene prosessert med et 10-punkts løpende middel.

5.2 Korrelasjon mellom XRF og sedimentstratigrafi

For å kunne vurdere XRF-verdiene er det av interesse å avdekke hvordan disse korresponderer med litologiske endringer i kjernen. Noen av de graderte lagene ser ut til å korrespondere med de nivåer som har størst utslag i XRF-verdiene, spesielt i enhet A-I (fig. 19). Disse lagene antas å være turbiditter basert på samsvar med Bouma-sekvensen, hvor det foreligger større sikkerhet rundt denne vurderingen for de større strukturene. For Inc/Coh og Mn/Fe kan man observere tydelige negative utslag ved disse strukturene, med tilsynelatende størst utslag ved turbidittens øvre del, fulgt av noe høyere utslag mot bunnen. Dette er tolket til å være forbundet med den relativt høye andelen silt- og sandfraksjoner, samt den antatt relativt hurtige sedimentasjonen. En lignende reaksjon kan også spores for S/Fe, men er derimot mindre fremtredende grunnet dette forholdets mer fluktuerende karakter. Ser man dette opp mot Ba/Fe, hvor turbidittene samsvarer med relativt moderate positive utslag, indikerer dette at andelen organisk materiale forbundet med disse strukturene er relativt høy. Dette er derimot ikke alltid tilfellet. Videre kan det ikke identifiseres en entydig sammenheng mellom turbidittene og Fe/Ti. Noen steder kan man allikevel spore en tilsynelatende sammenheng mellom turbidittene og negative utslag for Fe/Ti, noe som ville indikere en økning i forvittringsmateriale, men det foreligger derimot noe usikkerhet rundt dette.

Ser man videre på XRF-verdiene i forhold til hele kjernen (fig. 13 og 14), representerer de høye utslagene for Mn/Fe og de relativt lave verdiene for Fe/Ti ved enhet C og underenhet B-III henholdsvis sedimentasjon i et relativt oksygenrikt miljø med relativt høy tilførsel av forvittringsmateriale.

For underenhet B-II indikerer derimot de langt mer reduserte verdiene for Mn/Fe et relativt mer anoksisk sedimentasjonsmiljø. Videre indikerer de fremtredende utslagene for Ba/Fe hovedsakelig enten (i) en økning i organisk materiale eller (ii) en relativ økning av for eksempel barytt. Grunnet den relativt høye korrelasjonen med S/Fe for denne underenheten, er (ii) ansett som den mest sannsynlige forklaringen for disse utslagene. Dette styrkes av at det heller ble observert en relativ reduksjon av organisk materiale for denne underenheten i forhold til de overliggende enheter, fremfor en økning.

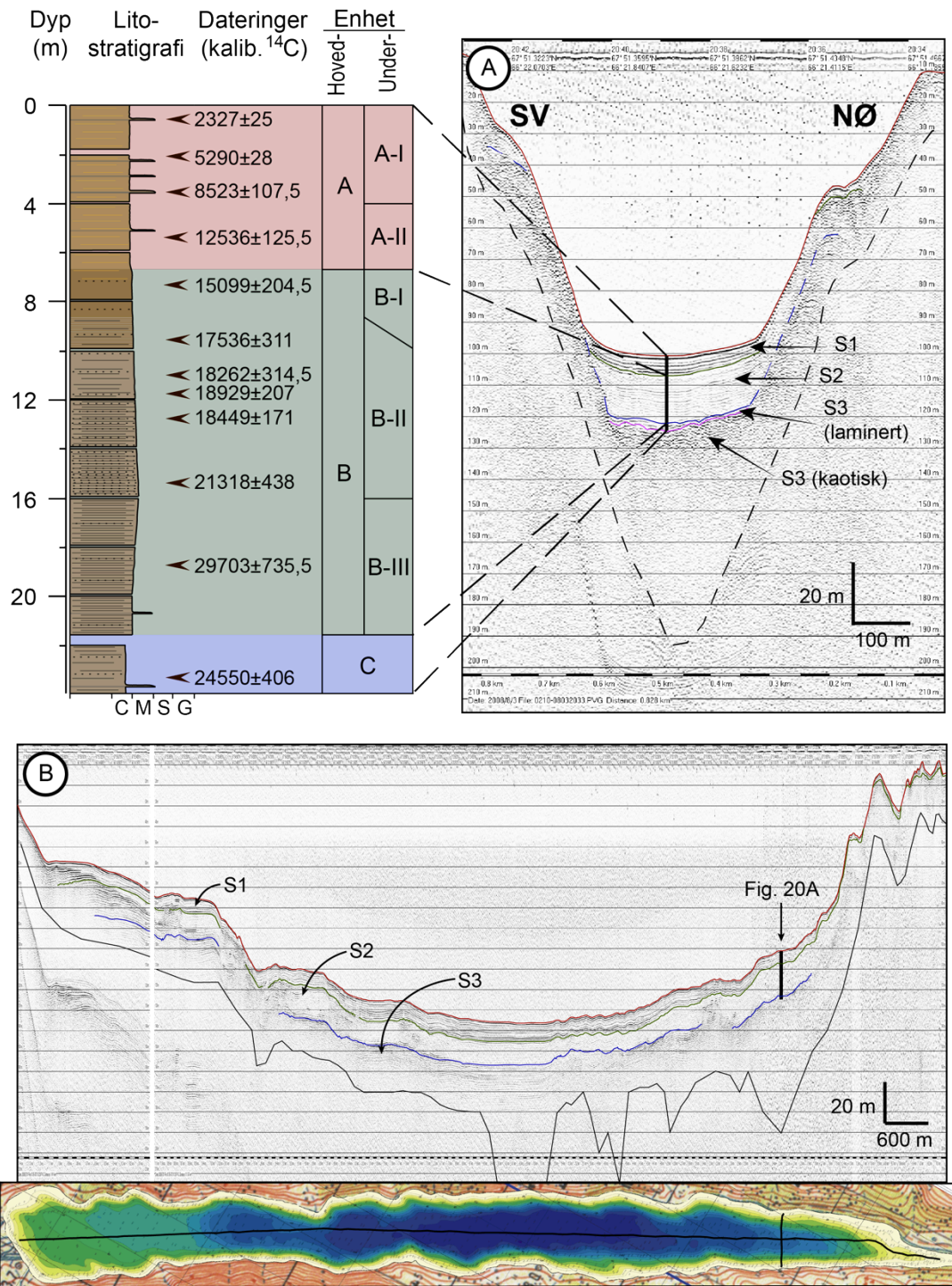
Den relative økningen for Fe/Ti som kan observeres i B-I indikerer en relativ nedgang i andelen forvittringsmateriale. Denne økningen i Fe/Ti fortsetter eksponentielt ved inngangen til underenhet A-II, før det i nedre ende av underenhet A-I (2-4 m) ender i et intervall preget av relativt høye fluktuerende svingninger for Inc/Coh, S/Fe, Mn/Fe

og Fe/Ti (som diskuteres ytterligere i kapitel 4.2.1). Mens utslagene for Mn/Fe indikerer et relativt oksygenrikt avsetningsmiljø, tolkes de høye verdiene for Fe/Ti til en relativ lav tilførsel av forvittringsmateriale. Den fluktuerende karakteren for dette forholdet antas derimot å være forbundet med Fe/Ti relasjon til kjernens turbiditter, som fremgår i figur 19. De relativt høye utslagene for S/Fe forklares ved både organiske og minerogene tolkninger. Basert på observasjoner under letingen etter dateringsmateriale er det derimot mye som tyder på at økningen for S/Fe er forbundet med en økning i andelen organisk materiale. Det antas derfor at de høye utslagene for Inc/Coh for dette intervallet ikke representerer en nedgang i organisk materiale, men er forbundet med tolkninger nytt til kornstørrelse og tetthet. XRF-dataenes økning i dette intervallet samsvarer med en relativ økning i sedimentasjonsraten som kan observeres i figur 15, mens stabiliseringen av forholdene samsvarer med en relativt stabilisering vedrørende sedimentasjonsraten.

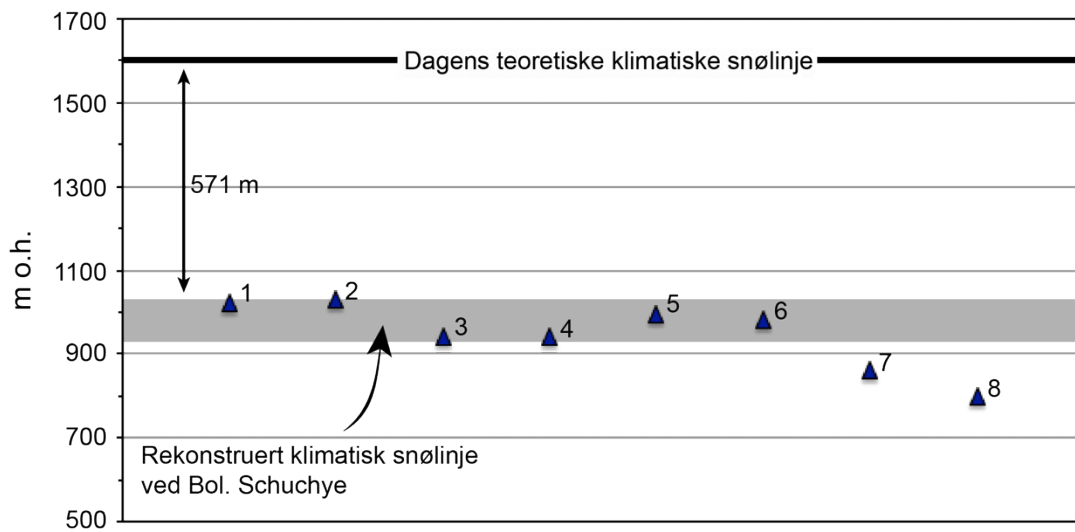
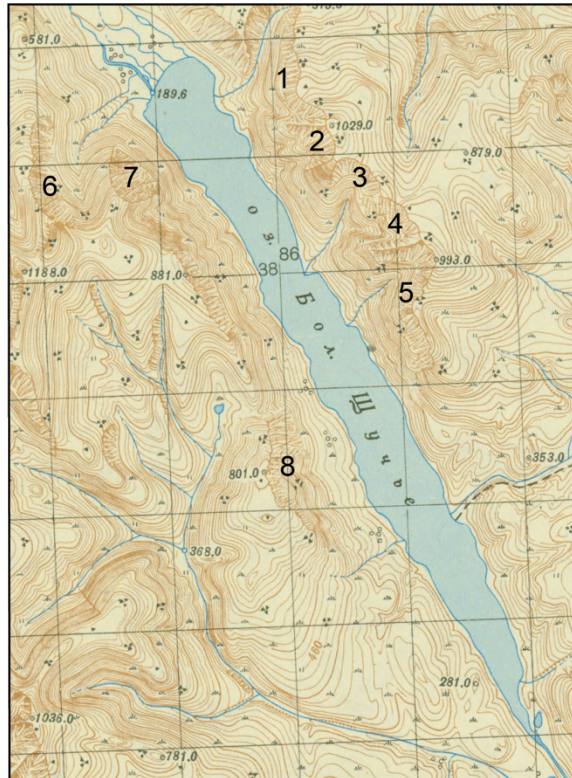
5.3 Korrelasjon mellom seismisk profil og kjernerresultater

Ser man på den litostratigrafiske loggen opp mot det seismiske tverrprofilet ved kjernelokaliteten korresponderer de seismiske enhetene S1, S2 og den laminerte faciesen i S3 med henholdsvis de litostratigrafiske enhetene A, B og C (fig. 20). For S1 og den laminerte faciesen av S3 kan det tyde på at de sterke reflektorene som kan observeres i disse enhetene representerer de relativt store turbidittene som preger enhet A og C i litostratigrafien. Dette vil være relativt sannsynlig da skalaen og kornstørrelsessammensetningen for disse strukturene representerer relativt klare potensielle reflektorer. Dette er derimot avhengig av den seismiske oppløsningen.

Basert på lengdeprofilet (fig. 16) kan man se indikasjoner på at sedimenttilførselen til enhet A hovedsakelig kommer fra innløpet til Bol. Schuchye. Dette kan ses ved S1s geometri, hvor enheten har en større akkumulasjon ved innsjøens innløp. Når det derimot kommer til S2, og den korresponderende litostratigrafiske enheten B, har denne enheten en relativt konstant tykkelse gjennom innsjøen. S3 er derimot noe vanskelig å avgjøre, da den nedre grensen er noe usikker, men det kan tyde på at den laminerte faciesen i S3 har en større konsentrasjon ved Bol. Schuchyes nordvestlige ende, mens den mer kaotiske faciesen er konsentrert i den sørøstlige enden.



Figur 20: Den seismiske tolkningen av tverrprofil 0210-08032033, hvor de korresponderende dypene til de seismiske enhetene er merket i sedimentloggen.



Figur 21: Rekonstruert klimatisk snølinje for området rundt Bol. Schuchye basert på høydemetrene ved botnene i nedslagsfeltet. Gitt at den teoretiske klimatiske snølinjen fra Troitsky et al. (1966) og den rekonstruerte snølinjen presentert i denne oppgaven er korrekt, tilsier dette en senkning på om lag 571 m for at man skal kunne danne grunnlag for bredannelse rundt Bol. Schuchye.

5.4 Bredannelse ved Bol. Schuchye

Som det fremgår i kapittel 2.1 er den teoretiske klimatiske snølinjen beregnet til om lag 1.600 m o.h., noe som medfører at eventuell bredannelse i de polare Uralfjellene er et resultat av at denne grensen senkes på enten regional eller lokal skala.

Basert observerte botner i området rundt Bol. Schuchye er det forsøkt å estimere en klimatisk snølinje som vil tillate bredannelse i disse. I denne forbindelse er det tatt utgangspunkt i de høyeste toppene som grenser til disse botnenes høyeste punkt. Som det fremgår av figur 21 vil det kunne dannes breer i 6 av 8 utvalgte botner dersom den klimatiske snølinjen faller under en sone på rundt 1029-929 m o.h. (fig. 21). Det er derfor rimelig å anta at snølinjen har ligget mer enn 500 m lavere enn dagens linje i de periodene når det har ligget breer i disse botnene.

Færseth (2011) har rekonstruert likevekstlinjen (ELA) for moreneryggene ved MGU-breen (fig. 22) ved bruk av (i) ”toe-to-headwall altitude ratios” (THAR)-metoden, (ii) ”toe-to-summit altitude” (TSAM)-metoden og (iii) ”maximum elevation of lateral moraines” (MELM)-metoden. Disse metodene baserer seg i henholdsvis på formlene

$$ELA_{THAR} = Z(bre)_{min} + ((Z(bre)_{maks} - Z(bre)_{min}) \times forholdstall) \quad (i)$$

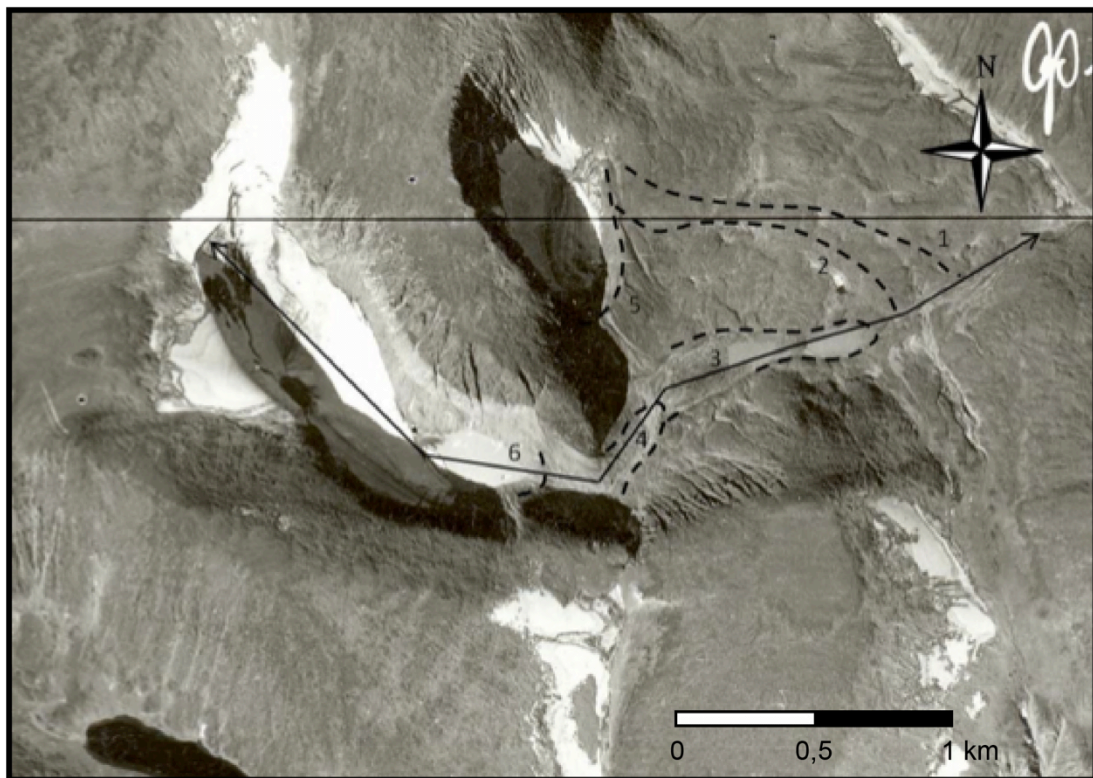
$$ELA_{TSAM} = Z(bre)_{min} + ((Z(nedslagsfelt)_{maks} - Z(bre)_{min}) \times 0,5) \quad (ii)$$

hvor Z_{min} og Z_{maks} henholdsvis representerer laveste og høyest punkt, og (iii) antagelsen om at laterale morener avsettes under ELA (Benn & Lehmkuhl 2000). I denne forbindelse har det blitt foretatt en antagelse om at breen tidligere lå opp til den øverste kanten i botnen, som gir en høyde på om lag 1.000 m o.h. (tabell 2).

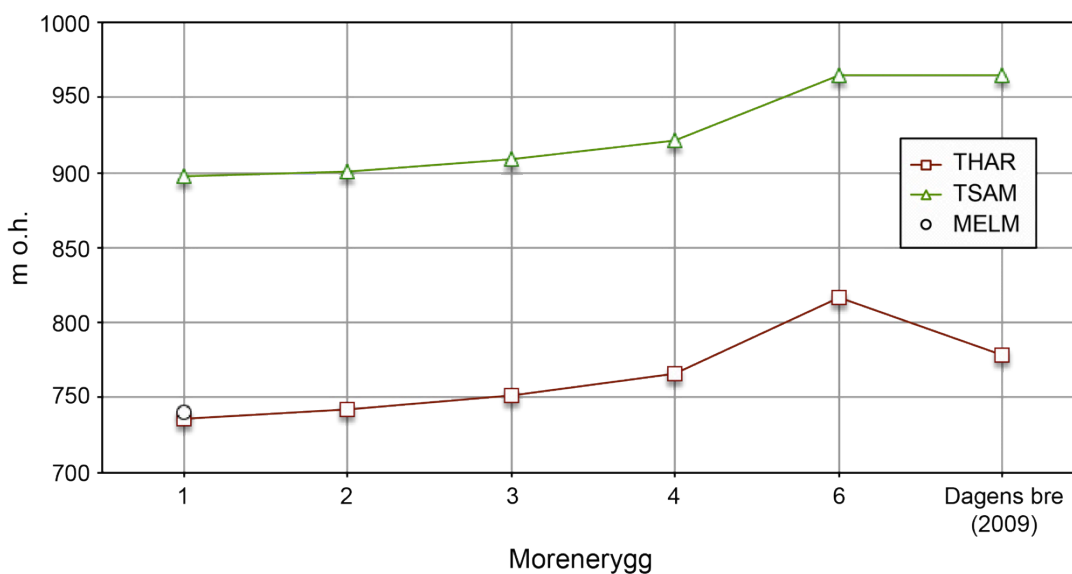
Som det fremgår i figur 23 estimerer TSAM en langt høyere ELA enn THAR og MELM. Det er i Færseth (2011) antatt at denne metoden i dette tilfellet overestimerer ELA basert på samsvaret mellom grafen for THAR og beregningen for MELM. Både TSAM og THAR indikerer derimot den samme trenden, hvor begge metodene indikerer en senkning av ELA på henholdsvis 68 og 81 m i perioden mellom morenerygg 1 og 1977. Færseth (2011) konkluderer med at disse moreneryggene går tilbake til den lille istid (LIA) på basis av en antagelse om at disse ble avsatt under det minste og yngste kartlagte brefremstøtet i området.

Tabell 2: Benyttede verdier i forbindelse med beregningen av ELA for observerte morenerygger ved MGU-breen sørvest for Bol. Schuchye (Færseth 2011).

Morenerygg	Alder/ Relativ alder	Maksimumshøyde for bre (m)	Maksimumshøyde i nedslagsfeltet (m)	Høyde ved terminus (m)	ELA (m o.h.)		
					THAR	TSAM	MELM
1	Eldste rygg	1000 (antatt høyde)	1233	560	736	897	740
2	Yngre enn- /samtidig med rygg 1	1000 (antatt høyde)	1233	570	742	901	
3	Yngre enn rygg 1 og 2	1000 (antatt høyde)	1233	586	752	909	
4	1953	1000 (antatt høyde)	1233	610	766	921	
6	1977	1000 (kart)	1233	696	817	965	
Dagens bre	2009	900 (feltobservasjoner)	1233	696	778	965	



Figur 22: Flybilde av området rundt MGU-breen fra 1989, hvor observerte morenerygger er nummerert og merket med stiplede linjer (Færseth 2011).



Figur 23: Beregnet ELA for de observerte moreneriggene ved MGU-breen basert på THAR-, TSAM- og MELM-metoden. Grafen er modifisert fra Færseth (2011), hvor de to siste moreneriggene i grafen er nummerert ”5” og ”6”. I denne modifiserte grafen er det antatt at nummereringen av moreneriggene i Færseth (2011) er feil, da morenerigg 5 utelukkende stammer fra Synokbreen nordøst for MGU-breen. Denne antagelsen styrkes basert på de benyttede verdiene som er gjengitt i tabell 2, og for denne grafen er derfor de to moreneriggene lengst til høyre i grafen endret til ”morenerigg 6” og ”dagens bre (2009)”.

5.5 Glasialhistorie for Bol. Schuchye

Før 25 ka BP (sen weichsel)

Ettersom bunnen av kjernen er datert til 25 ka BP, utgjør dette en minimumsalder for det underliggende sedimentet. Som det fremgår i kapittel 4.3.2 har reflektorene ved dette dypet en relativt kaotisk karakter, som antas å være enten skred- eller moreneavsetninger. I tverrprofil 0207-08032001 (appendiks 13), 0,6 km sørøst for kjernelokaliteten, besitter derimot de 10 øverste m av S3 en mer laminert karakter. Videre kan man på lengdeprofilen (fig. 16) observere 5,6 m og 11,3 m tykke laminerte seismiske enheter i toppen av S3, henholdsvis 0,6 km og 1,4 km nordvest for kjernelokaliteten. Dette indikerer at den kaotiske pakken i toppen av S3 er avgrenset til området rundt kjernelokaliteten. Som det fremgår på kartet i figur 8, er det ingen daler like ved kjernelokaliteten som sannsynliggjør et brefremstøt i akkurat dette området. Ved et potensielt brefremstøt i dalene nær kjernelokaliteten, ville man derimot forvente å finne den kaotiske pakken lenger oppe i S3 i profilene nordvest og/eller sørøst for kjernelokaliteten. Grunnet dette er den kaotiske pakken like under kjernen antatt å være skredmateriale, med en minimumsalder på 25 ka BP.

Ettersom den laminerte komponenten av S3 fremstår som uforstyrret i den nordvestlige delen av innsjøen, er det gjort en antagelse om at de seismiske reflektorene i

denne delen av innsjøen kan interpoleres til Bol. Schuchyenes sørøstlige del. Tar man utgangspunkt i området 4,3 km nordvest for kjernelokaliteten, kan man observere en laminert karakter i de øverste 23,2 m i S3. For å estimere alderen på denne laminerte enhetens nederste del er det benyttet den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for C (2,44 mm år⁻¹), samt den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for C og B (1,8 mm år⁻¹). Dette er gjort ettersom det kun foreligger én datering i enhet C, og fordi avstanden fra denne dateringen opp til dateringen ved 1.529,3 cm dyp anses som relativt stor. Aldersberegningen av bunnen til den seismisk laminerte pakken er på denne måten anslått til å være om lag 34,5-37,9 ka BP. Dette indikerer at Bol. Schuchye har vært isfri gjennom store deler av sen weichsel.

Fra 25 ka til 24 ka BP (sen weichsel)

Tidsintervall 25-24 ka BP korresponderer med enhet C i kjernestratigrafien, og er beregnet til å besitte en relativt høy sedimentasjonsrate (2,44 mm år⁻¹). En studie fra Svalbard viser at sedimentfluksen i en lignende arktisk innsjø (Linnévatnet) er nokså lav i de periodene da det ikke forekommer breer i nedslagsfeltet, mens den øker markant når det dannes breer i sen holocen (Svendsen et al. 1989). På dette grunnlaget er det antatt at markant høye sedimentasjonsrater ved Bol. Schuchye er relatert til relativt store breer i innsjøens nedslagsfelt. Dette er også forbundet med en generell antagelse om at større breer produserer mer minerogent materiale enn mindre breer (Bakke et al. 2010; Dahl et al. 2003), og at dette reflekteres i kornstørrelsesfordelingen i innsjøens lengdeprofil (Bakke et al. 2010). Denne antagelsen støttes av Fe/Ti som indikerer at tilførselen av forvittringsmateriale til dette intervallet er relativt høyt (Bakke et al. 2009).

Basert på den stratigrafiske posisjonen til de seismisk laminerte og kaotiske faciesene i S3, antas det at den seismisk laminerte faciesen ved kjernelokaliteten korresponderer med den seismisk laminerte faciesen i den nordvestlige delen av Bol. Schuchye. Om denne antagelsen stemmer følger den konklusjon at dette sedimentet entrer innsjøen ved Bol. Schuchyenes innløp. Dette overensstemmer med den relativt fine kornstørrelsen som kan observeres i enhet C ettersom man vil forvente at de største kornfraksjonene avsettes nær innløpet, hvor kompetansen reduseres i overgangen fra fluvialt til lakustrint, med gradvis finere kornfraksjoner innover i innsjøen.

Sedimentet i enhet C antas dermed å være glasilakustrine avsetninger, samtidig som denne tolkningen indikerer at det har ligget en bre nordvest for Bol. Schuchye i perioden 25-24 ka BP.

Fra 14 ka til 24 ka BP (sen weichsel)

For perioden mellom 24 ka BP og 21 ka BP er det beregnet en gradvis nedadgående sedimentasjonsrate, fra 2,44 mm år⁻¹ ved 24 ka BP til 1,48 mm år⁻¹ ved 21 ka BP. Dette kan indikere at breen som antas å ha ligget nordvest for Bol. Schuchye i perioden 25-24 ka BP begynte å trekke seg tilbake (Bakke et al. 2010).

For perioden 17-21 ka BP er det derimot beregnet en økning i sedimentasjonsraten, med et maksimum på 1,89 mm år⁻¹ ved 19 ka BP. Basert på samme grunnlag som diskutert over, er denne økningen antatt å reflektere større breer i området (Bakke et al. 2010; Dahl et al. 2003; Svendsen et al. 1989). Denne antagelsen er støttet av lave verdier for Fe/Ti gjennom hele dette intervallet (Bakke et al. 2009). Ettersom den relativt høye sedimentasjonsraten og forekomstene av organisk materiale argumenterer i mot at Bol. Schuchye har vært dekket av is i denne perioden, antas de lave Mn/Fe-verdiene å være forbundet med sedimentasjonsraten (Melles et al. 2012). Sedimentet er dermed blitt begravet hurtig nok, til at oksyderingsprosessen er blitt redusert. Dette støttes av den relative økningen av gassrelaterte sprekker i dette intervallet, som indikerer at sedimentet er relativt impermeabelt. Årsaken til at dette ikke er tilfelle i bunnen av kjernen kan muligens forklares ved de signifikant høye verdiene av Ba/Fe og S/Fe, som indikerer en relativ økt tilførsel av for eksempel barytt. Dette tilsier at (i) breen som antas å ha ligget nordvest for Bol. Schuchye i perioden 24-25 ka BP har hatt et nytt, større fremrykk og avsatt mer sediment ved kjernelokaliteten, eller at (ii) sedimentet for perioden 17-21 ka BP har et annet opphav.

Ettersom perioden 17-21 ka BP samsvarer relativt godt med S2, kan denne seismiske enheten benyttes til å vurdere sannsynligheten for (i) og (ii). Som det fremgår i lengdeprofilen (fig. 16) er tykkelsen til S2 relativt konstant gjennom hele innsjøen. Dette indikerer at opphavet til sedimentet i dette intervallet ikke er lokalisert ved en av endene til Bol. Schuchye. Man kan derimot se noe sterke reflektorer ved innsjøens innløp, men ettersom det er lite trolig at glasilakustrine avsetninger (selv relativt nær kildeområdet) er i en størrelsesorden som vil gi slike reflektorer, antas det at disse representerer andre prosesser.

Ser man videre på tverrprofilen (fig. 17) kan det tyde på at S2 mottar en del sediment fra innsjøens nordøstlige side, da det kan se ut som om man kan følge denne enheten et stykke opp dalsiden. Denne indikasjonen på en mer nærliggende bre, støttes av de relativt grovere laminaene i dette intervallet. Om denne tolkningen stemmer, er det nærliggende å tro at sedimentet har kommet ut gjennom Orang'joganlordalen. I denne

dalen, 4,6 km fra kjernelokaliteten, kan man observere en glasifluvial vifte som avsettes i Orang'joganlordalen fra en nordlig sidedal (Færseth 2011). Elven som i dag renner ut av denne sidedalen drenerer i sørøstlig retning, men ettersom viften brer seg over vannskillet i vest, er det mulig deler av disse glasifluviale avsetningene drenerte mot Bol. Schuchye i sen weichsel.

Etter denne perioden med relativt høy sedimentasjonsrate, er det beregnet et fall ved 17 ka BP. Sedimentasjonsraten legger seg her på $0,7 \text{ mm år}^{-1}$, og antas å representere at breene i denne perioden trekker seg tilbake.

Begge de potensielle bredannelsene som diskuteres over (24-25 ka BP og 17-21 ka BP) støtter konklusjonen i Færseth (2011) om at det har ligget større breer i dette området under sen weichsel. Færseth (2011) viser bl.a. til to eksponeringsdateringer som ble tatt ved den nordlige Pyryatayusanduren, som gir 22 ka BP og 18 ka BP. Han konkluderer samtidig at sanduren ved Semel'yakhasanduren korrelerer med denne. Videre viser Færseth (2011) til fem eksponeringsdateringer som ble tatt ved Hynota'yakhamorenen på 23, 25, 17, 25 og 23 ka BP [ICEHUS 2009]. Ettersom ingen av disse eksponeringsdateringene er behandlet, er det vanskelig å si noe eksakt om hva disse forteller oss (J. I. Svendsen, pers. med.). Det fremgår derimot at den nordlige Pyryatayusanduren og Hynota'yakhamorenen gir aldre fra MIS 2, og dermed korrelerer med den ene eller begge de potensielle bredannelsene som diskuteres over.

Ved en større bredannelse i områdene rundt Bol. Schuchye vil det foreligge en stor mulighet for bredannelse i botnene som omgir den nordvestlige delen av innsjøen. Om dette er tilfellet må det, som diskutert i kapittel 5.4, etableres en snølinje ved 929-1.029 m o.h.. Dette er 571 m under dagens teoretiske klimatiske snølinje.

Fra i dag til 14 ka (holocen til bølling)

For de siste 14 ka er det beregnet en gradvis nedadgående sedimentasjonsrate fra $0,67 \text{ mm år}^{-1}$ 14 ka BP til dagens $0,30 \text{ mm år}^{-1}$. Ser man bort fra den relativt høye sedimentasjonsraten mellom 2,3 ka BP og 5,3 ka BP, kan man beregne en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på $0,43 \text{ mm år}^{-1}$. Den relativt høye sedimentasjonsraten som er fremstilt i figur 15 i perioden 2,3-5,3 ka BP skyldes hovedsakelig dateringene ved 64 cm dyp. Årsaken til dette er at denne dateringene gir en alder som er litt for høy til å ligge på linje med resten av dateringene siden bølling. Det

kan derimot ikke observeres noen klare litostratigrafiske eller geokjemiske indikasjoner som kan forklare dette.

Basert på Fe/Ti kan det tyde på at andelen forvittringsmateriale ned i Bol. Schuchye har vært relativt lav de siste 14 ka. Det antas derfor at eventuell bredannelser i området rundt innsjøen, har hatt relativt liten påvirkning på innsjøsedimentasjonen (Bakke et al. 2009).

For samtlige XRF-forhold (med unntak av Ba/Fe) kan man observere relativt høye utslag for perioden 5-9 ka BP. Dette er også intervallet i kjernen hvor man kan observere de tykkeste turbidittene i stratigrafien, samt intervallet hvor de største plantefragmentene til radiokarbondatering ble funnet. Denne tidsperioden samsvarer relativt godt med det klimatiske optimum rundt 7,5-4 ka BP, hvor permafrostbeltet lå ved sin nordligste posisjon (Velichko et al. 1984). Den samsvarer også relativt godt med en svært fruktbar periode for bl.a. bjørk, gran og lerketre (Kremenetski et al. 1998; Panova et al. 2003).

5.6 Videre forskning

I forbindelse med den videre forskningen vil det først av alt være av interesse å gjennomføre nye dateringer i enhet C og underenhet B-III, for på denne måten å sikre at det videre arbeidet bygger på en korrekt aldersmodell.

Det vil også være anbefalt å arrangere en ny ekspedisjon til Bol. Schuchye for å ta en kjerneprøve av det underliggende sedimentet, som på det seismiske profilet representerer den kaotiske faciesen i S3. Om tolkningen i denne masteroppgaven er feil, og denne enheten viser seg å være morenemateriale, vil dette ha store konsekvenser for vår forståelse av dette områdes glasielle historie.

Videre bør man også gjennomføre en grundigere studie av de seismiske dataene, da oppløsningen og kvaliteten på disse er svært god. Dette vil mest sannsynlig også gi et bedre bilde av sedimentasjonen i Bol. Schuchye, hvor S3 kan deles inn i minst to klare seismiske facies. På denne måten vil man oppnå et mer realistisk bilde av innsjøens sedimentdistribusjon, samt få en bedre forståelse av hver enhets opphav.

Om det er mulighet for det burde man også vurdere å gjennomføre flere dateringer i innsjøens nedslagsfelt, for på denne måten å få en bedre forståelse av glasielasjonshistorien.

6 Konklusjon

- Basert på kjerneprøven kan det konstateres at Bol. Schuchye har vært isfri gjennom de siste 34,5-37,9 ka.
- Innsjøsedimentasjonen har tilsynelatende vært relativt stabil de siste 17 ka.
- Studiene indikerer at det har ligget breer i området rundt Bol. Schuchye ved 24-25 ka BP og 17-21 ka BP, og avsatt sedimenter ned i innsjøen. Ettersom det ikke kan observeres morenemateriale i Bol. Schuchye er det vanskelig å si nøyaktig hvilken fremvekst breene har hatt under LGM.
- Basert på de seismiske profilene er sedimentene under kjernens maksimale dyp identifisert som skredmateriale med en minimumsalder på om lag 25 ka BP.

7 Referanser

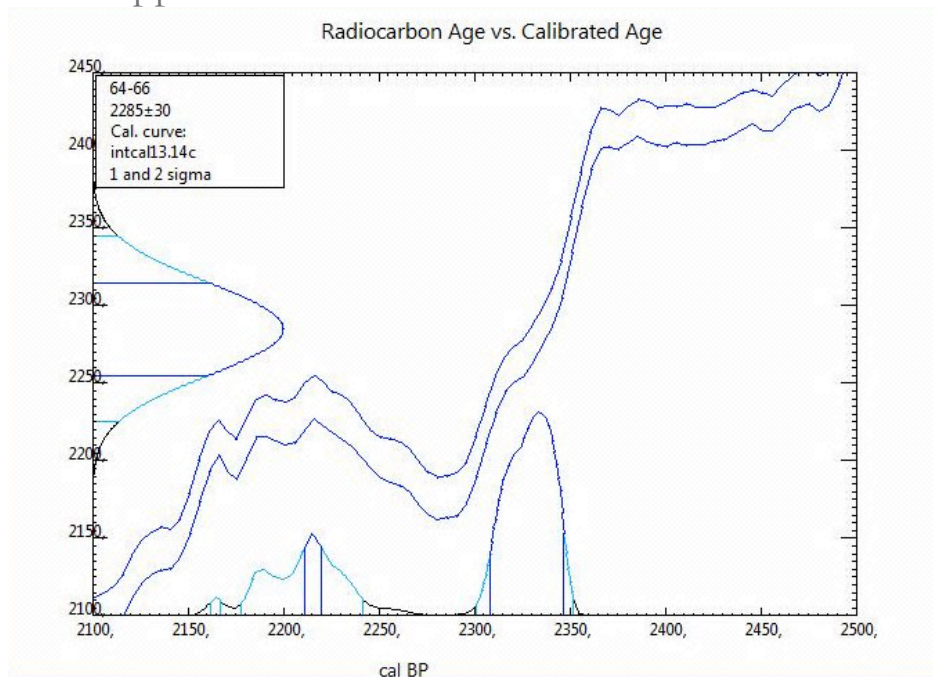
- Astakhov, V. I., Svendsen, J. I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. & Tverangre, J. (1999). Marginal Formations of the Last Kara and Barents Ice Sheets in Northern European Russia. *Boreas*, 28 (1): 23-45.
- Bakke, J., Lie, O., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P. & Nilsen, T. (2009). Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci*, 2 (3): 202-205.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29 (9–10): 1246-1262.
- Benn, D. I. & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65–66 (0): 15-29.
- Boyle, J. F. (2000). Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. *Journal of Paleolimnology*, 23 (2): 213-221.
- Brown, J., Ferrians, O. J. J., Heginbottom, J. A., & Melnikov, E. S. (1998, 2001). Permafrost extent in the Northern Hemisphere. Hentet 5 Januar 2015, fra <http://maps.grida.no/go/graphic/permafrost-extent-in-the-northern-hemisphere>
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special Publication-Geological Society of London*, 267: 51.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22 (2): 275-287.
- Færseth, L. M. B. (2011). Glasiasjonshistorie i Bolshaja-og Malaja Shutsjeområdet, Polar Ural.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Mélières, M.-A. (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26 (19–21): 2644-2660.
- Hubberten, H. W., Andreev, A., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M. & Kuzmina, S. (2004). The Periglacial Climate and Environment in Northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11): 1333-1357.
- Ivanov, M. N. 2012, Tenth International Conference on Permafrost (TICOP): Resources and Risks of Permafrost Areas in a Changing World. Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. TICOP Excursion Guidebook/ M.N. Ivanov. Translated by E.V. Medvedeva. –Tyumen, Russia: Pechatnik, 2012. –50 c.

- Kido, Y., Koshikawa, T. & Tada, R. (2006). Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediments using an XRF microscanner. *Marine Geology*, 229 (3): 209-225.
- Kremenetski, C. V., Sulerzhitsky, L. D. & Hantemirov, R. (1998). Holocene History of the Northern Range Limits of Some Trees and Shrubs in Russia. *Arctic and Alpine Research*, 30 (4): 317-333.
- Liu, X., Colman, S. M., Brown, E. T., Minor, E. C. & Li, H. (2013). Estimation of carbonate, total organic carbon, and biogenic silica content by FTIR and XRF techniques in lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 50 (3): 387-398.
- Lowe, J. J. & Walker, M. J. C. (2014). *Reconstructing Quaternary Environments*: Routledge.
- Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A. & Svendsen, J. I. (2001). The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents–Kara Ice Sheet advances, Northern Russia. *Global and Planetary Change*, 31 (1–4): 321-336.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Clarke, G. K. C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J.-P., Möller, P., et al. (2004). Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11–13): 1313-1332.
- Mangerud, J., Gosse, J., Matiouchkov, A. & Dolvik, T. (2008). Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today. *Quaternary Science Reviews*, 27 (9): 1047-1057.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P. S., Nowaczyk, N. R., Wennrich, V., DeConto, R. M., Anderson, P. M., Andreev, A. A., Coletti, A., Cook, T. L., et al. (2012). 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia. *Science*, 337 (6092): 315-320.
- Ólafsdóttir, S., Svendsen, J. I., Bakke, J., Haflidason, H., Stoner, J. & Hovland, M. N. (2015). New magnetostratigraphic results from the Polar Urals, Russia: indication of a short lasting excursion. *The 45th International Annual Arctic Workshop 10-13. May 2015 Bergen, Norway*.
- Panova, N. K., Jankovska, V., Korona, O. M. & Zinov'ev, E. V. (2003). The Holocene Dynamics of Vegetation and Ecological Conditions in the Polar Urals. *Russian journal of ecology*, 34 (4): 219-230.
- Paus, A., Svendsen, J. I. & Matiouchkov, A. (2003). Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia. *Quaternary Science Reviews*, 22 (21–22): 2285-2302.
- Popov, A. I. (1967). Merzlotnye javleniya v zemnoi kore, Kriolitologiya [Permafrost phenomena in the crust, Cryolithology] Moskow State Univ. (1967) (Russisk)
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., et al. (2013). *IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP*. 2013.

- Richter, T. O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H. & van Weering, T. C. E. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1): 39-50.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. & Frenz, M. (2006). Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1): 79-98.
- Svendsen, J. I., Mangerud, J. & Miller, G. H. (1989). Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76 (1–2): 153-168.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. & Houmark-Nielsen, M. (2004). Late Quaternary Ice Sheet History of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11): 1229-1271.
- Svendsen, J. I., Krüger, L. C., Mangerud, J., Astakhov, V. I., Paus, A., Nazarov, D. & Murray, A. (2014). Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2. *Quaternary Science Reviews*, 92 (0): 409-428.
- Thomson, J., Croudace, I. W. & Rothwell, R. G. (2006). A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1): 65-77.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. & Bickert, T. (2007). Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (2).
- Troitsky, S.L., Hodakov, V., Mihalev, V., Guskov, A., Lebedeva, I., Adamenko, V., Jivkovitch, I., 1966. Glaciation of the Urals. In: *Glaciology. IV Section of the IGY Program*, vol. 16. NAUKA Akademia, Moscow, p. 308 (Russisk).
- Tveranger, J., Astakhov, V. I. & Mangerud, J. (1995). The Margin of the Last Barents-Kara Ice Sheet at Markhida, Northern Russia. *Quaternary Research*, 44 (3): 328-340.
- Velichko, A. A., Wright, H. E., & Barnosky, C. W. (1984). *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. Minneapolis: University of Minnesota Press

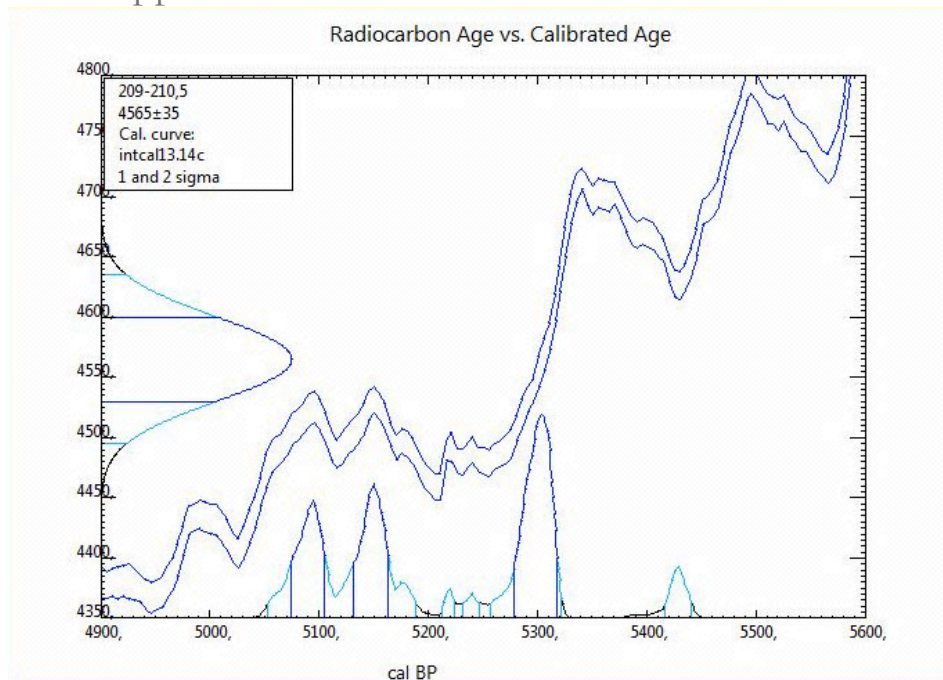
8 Appendiks

8.1 Appendiks 1



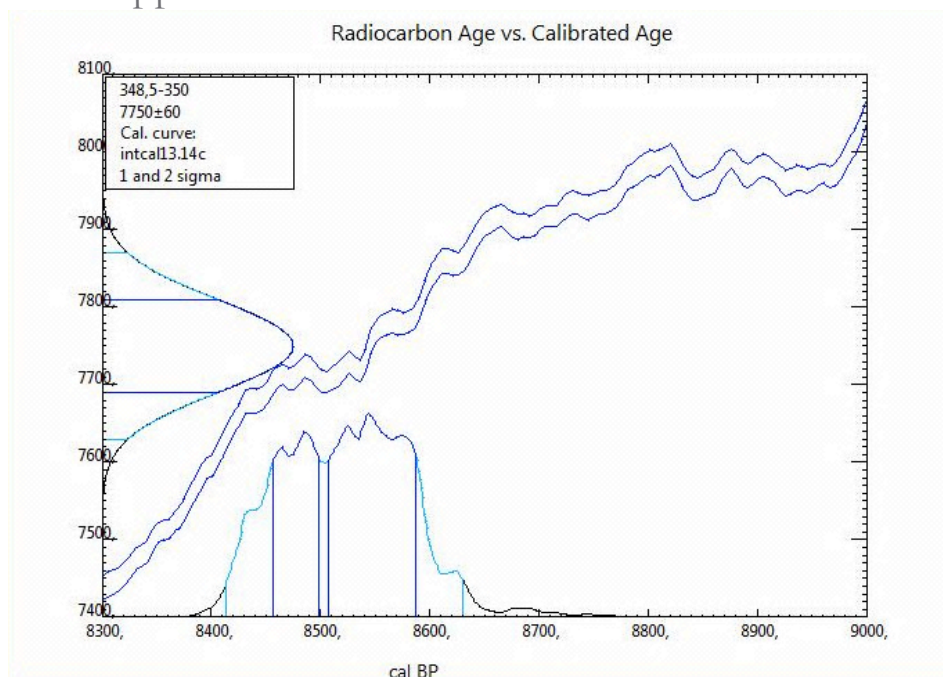
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 64-66 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.2 Appendiks 2



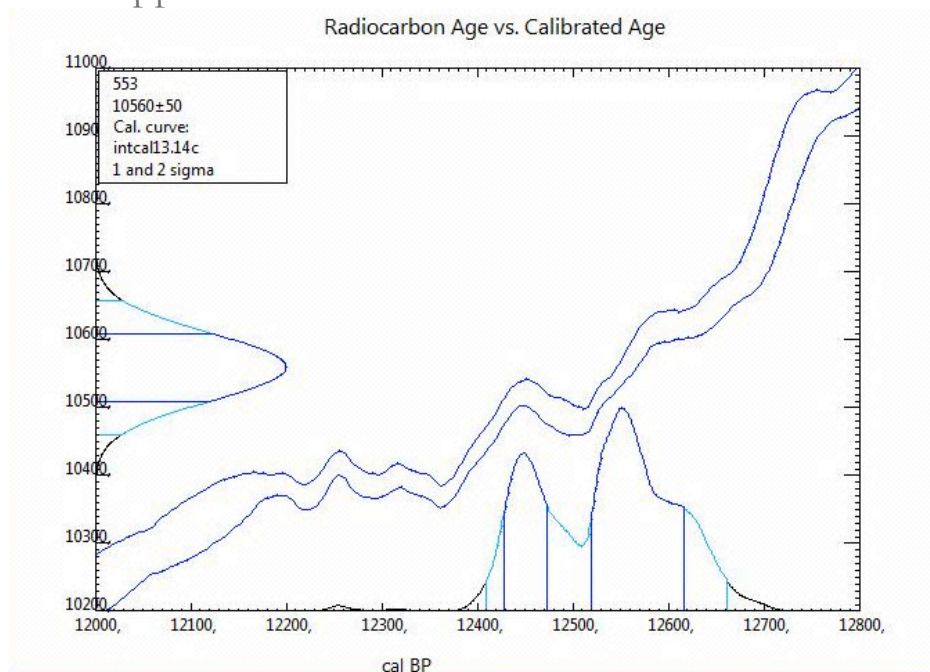
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 209-210,5 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.3 Appendiks 3



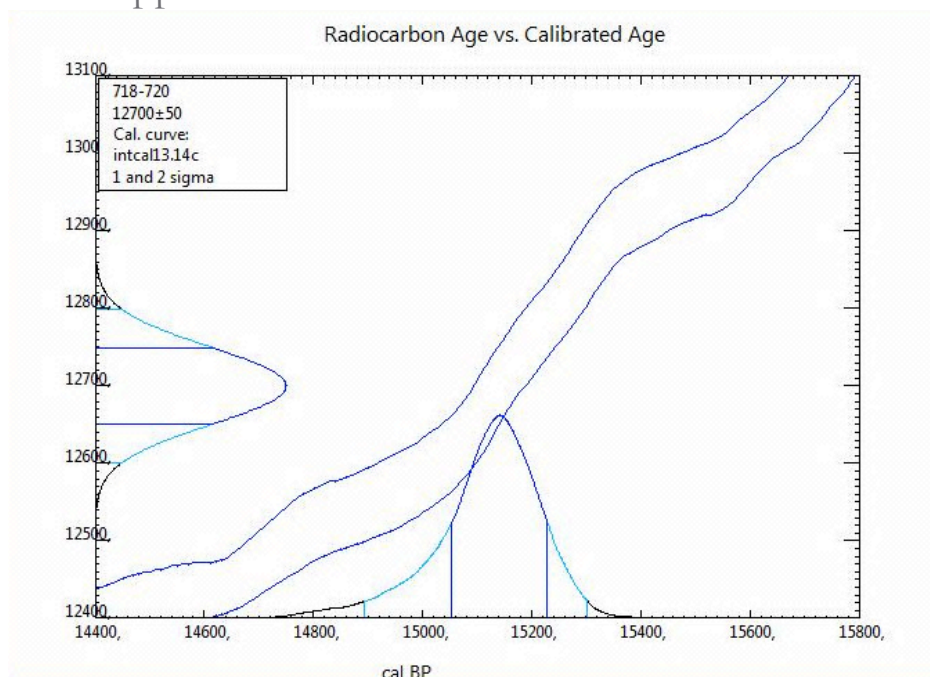
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 348,5-350 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.4 Appendiks 4



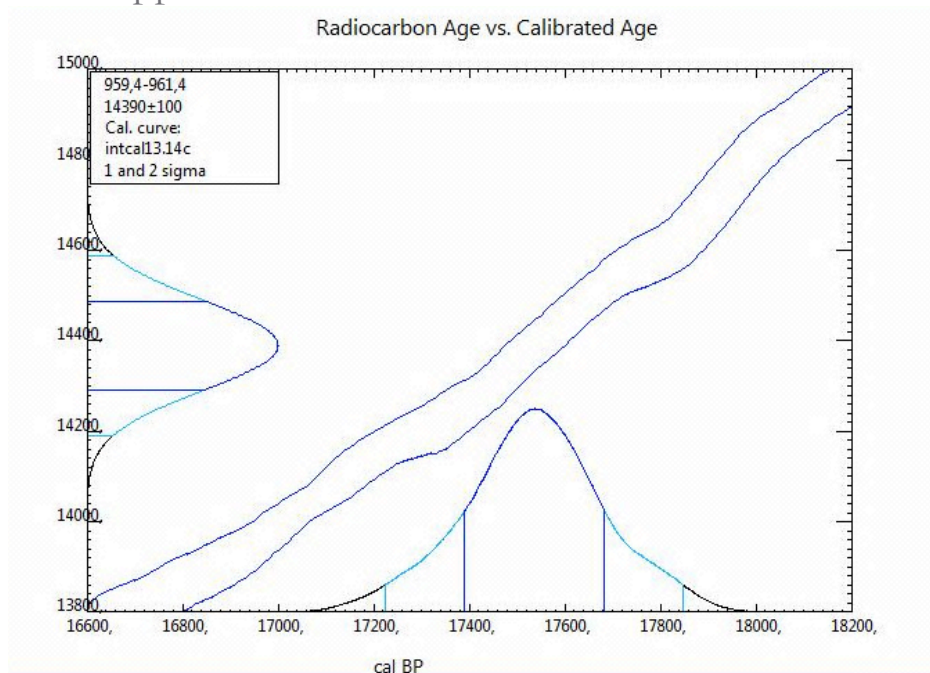
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 553 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.5 Appendiks 5



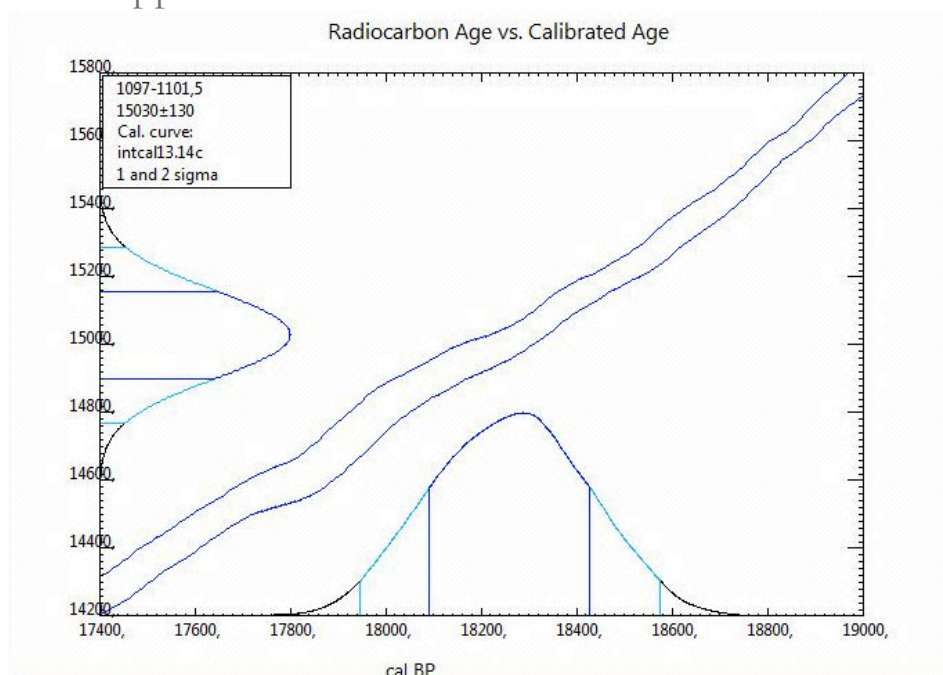
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 718-720 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.6 Appendiks 6



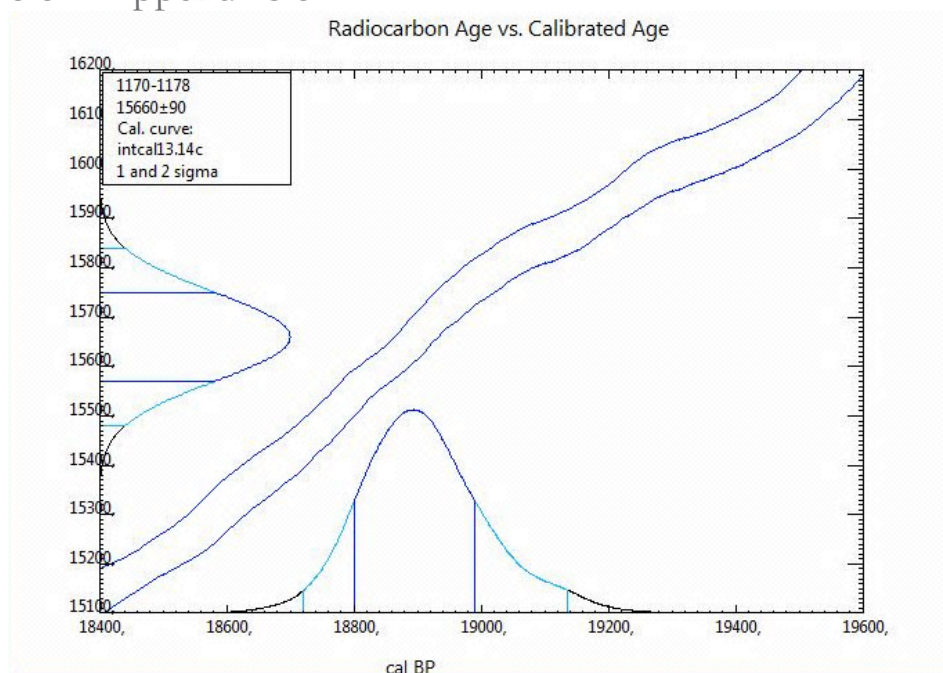
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 959,4-961,4 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.7 Appendiks 7



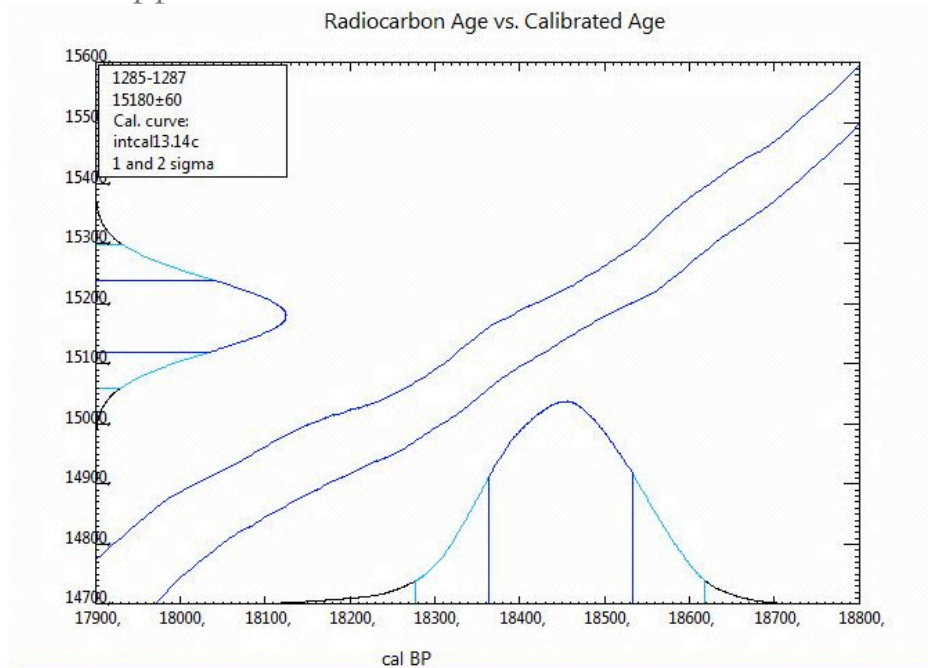
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 1.097-1.101,5 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.8 Appendiks 8



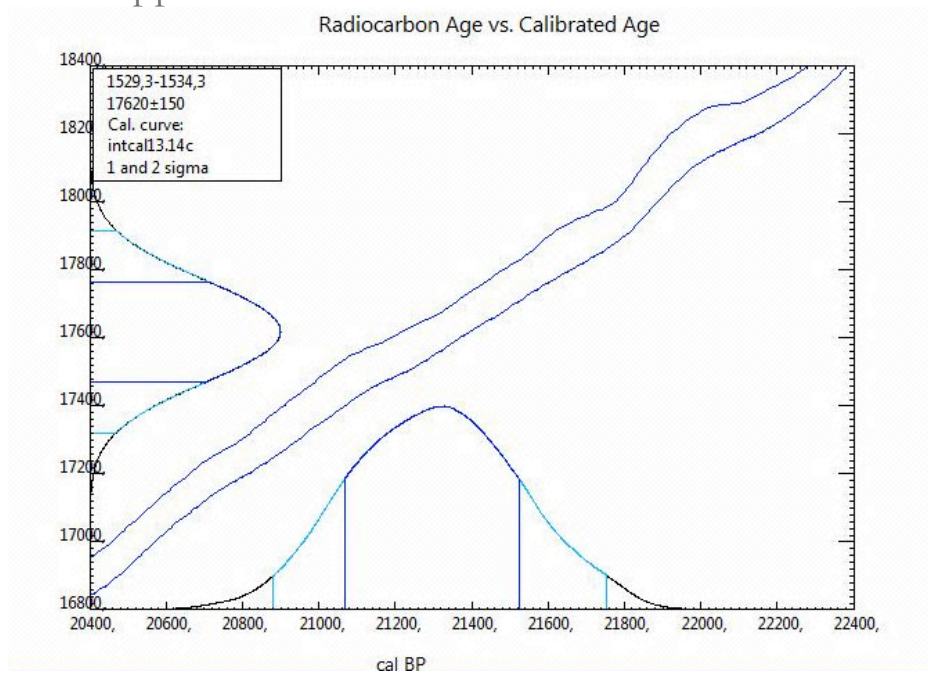
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 1.170-1.178 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.9 Appendiks 9



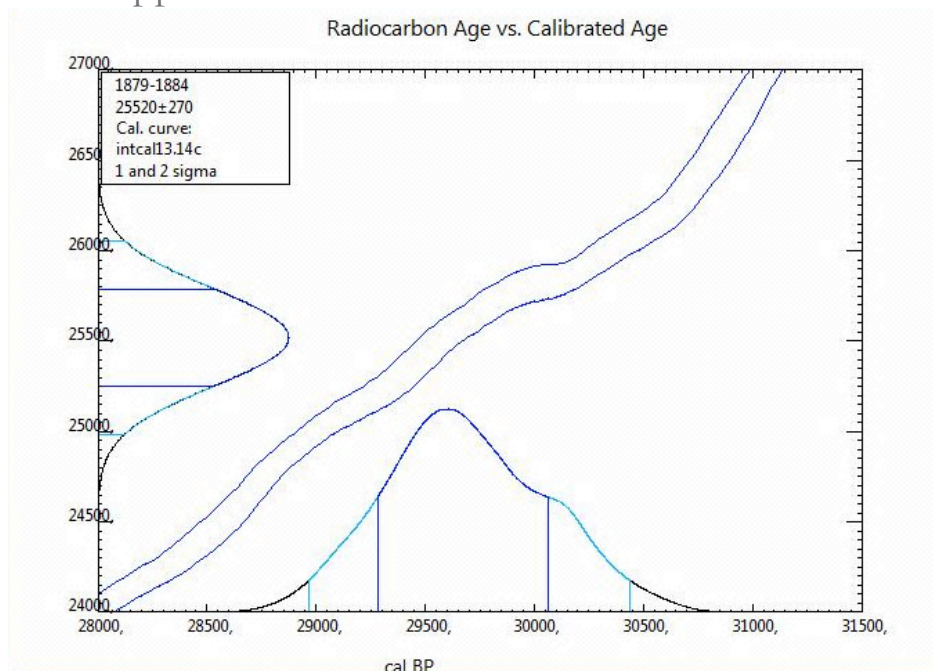
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 1.285-1.287 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.10 Appendiks 10



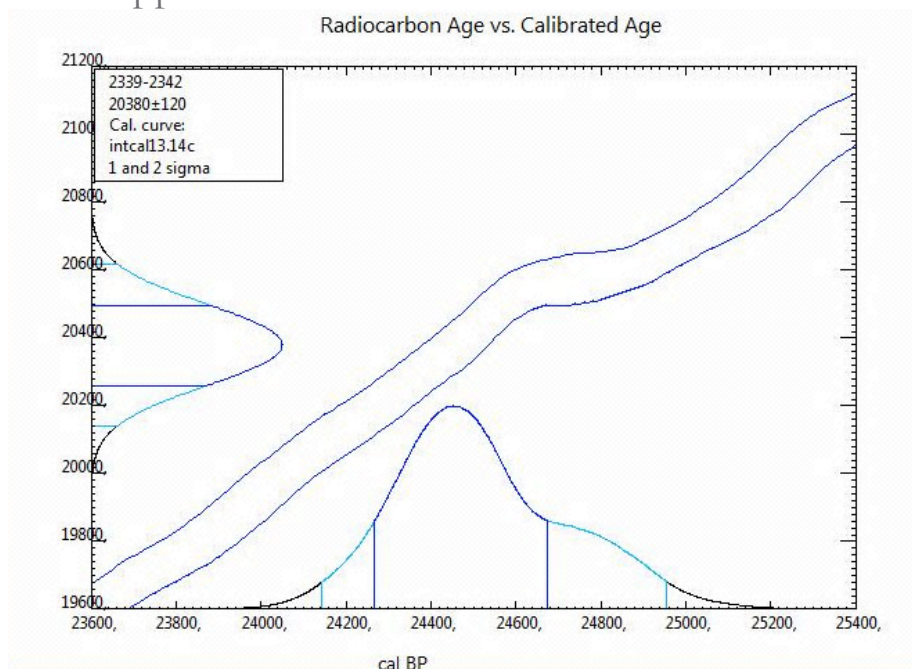
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 1.529,3-1.534,3 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.11 Appendiks 11



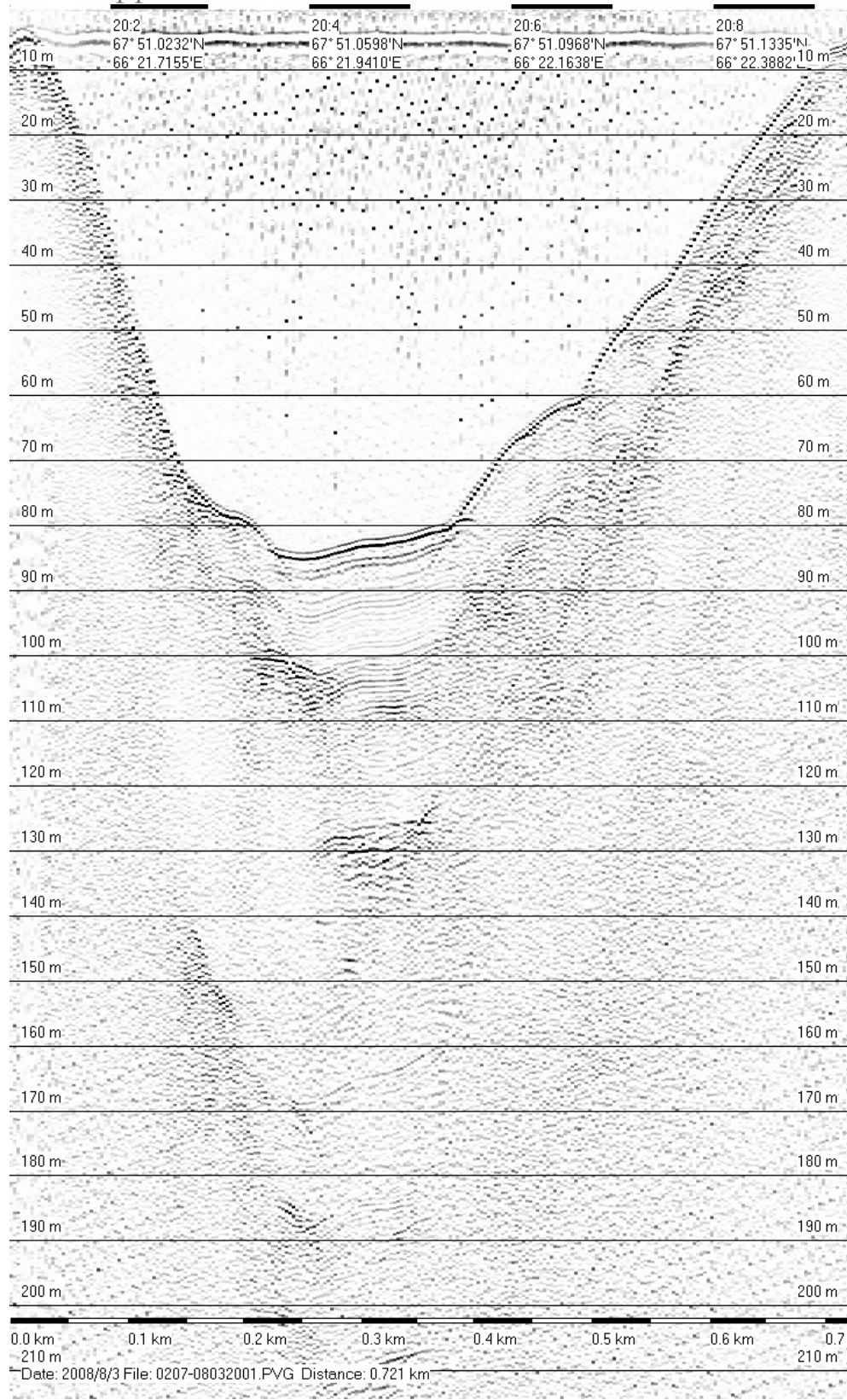
Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 1.879-1.884 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.12 Appendiks 12



Sannsynlighetsfordeling av dateringen ved 2.339-2.342 cm, sett mot den alderskalibrerte radiokarbonkurven fra Reimer et al. (2010).

8.13 Appendiks 13



Tverrprofil 0207-08032001. Det har dessverre ikke vært tid til å tegne inn de forskjellige seismiske reflektorene i dette tverrprofilet.