

**Glasiasjons- og klimahistorie
de siste 22 000 år, basert på sedimentstratigrafi i
Maloya Shchuchye, Polar Ural, Russland**

Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima

Reidun Fagerheim Eldegard



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Januar 2019

Sammendrag

Formålet med denne oppgaven har vært å beskrive og tolke sedimentstratigrafien i innsjøen Maloya Shchuchye, Polar Ural, med hovedfokus på litologiske, fysiske og geokjemiske endringer i borekjerne 506-51 hentet herfra. En viktig målsetning har vært å rekonstruere glasiasjons- og klimahistorien for området rundt innsjøen.

I forbindelse med oppgaven har det blitt foretatt XRF-analyse, kornstørrelsesanalyse og glødetapsanalyse av kjerne 506-51, for å studere geokjemiske og fysiske endringer gjennom denne. Kjernens litologi er også studert og beskrevet. Basert på AMS ^{14}C -dateringer fra kjerne 506-51 og paleomagnetisk korrelasjon mot en godt datert kjerne i naboinnsjøen Bolshoye Shchuchye, har det blitt konstruert en aldersmodell for kjerne 506-51. Et seismisk profil, sparkerprofil 0387, er også tolket med hovedvekt på å undersøke geometri og sedimentinnfylling i bassenget ved borepunktet for kjerne 506-51.

Av aldersmodellen går det frem at kjerne 506-51 strekker seg tilbake til 22,2 kal. k år BP, og kjernen gir med dette mulighet for å rekonstruere glasiasjons- og klimahistorie for området fra siste istids maksimum (26,5-19 ka) og til i dag. Kontinuerlig sedimentasjon indikerer at innsjøen ikke var dekket av en stor iskappe under siste glasiale maksimum. Høy sedimentasjonsrate og identifikasjon av årlig avsatte laminae i nedre del av kjernen (22,2-18,4 kal. k år BP) er tolket til at der lå lokale breer i nedslagsfeltet ved denne tiden. Fall i sedimentasjonsraten og dårligere preservering av laminae etter 18,4 kal. k år BP, er tolket til at deglasiasjon av de lokale breene startet omkring 18,4 kal. k år BP, og at disse forsvant helt fra nedslagsfeltet like etter 12,7 kal. k år BP. Det er antatt at breene dro fordel av å ligge i vest- og/eller nordvendte botner, og at dette var medvirkende til at der lå breer i nedslagsfeltet helt frem til 12,7 kal. k år BP. Ved overgangen til holocen indikerer resultater fra geokjemiske og fysiske analyser at området blir varmere, og der er gjenkjent et tidlig- til midt-holocen termal optimum i perioden 9-6 kal. k år BP. Etter dette er en dreining mot noe kaldere klima for siste del av holocen. Av datasettet er timing for fremvekst av dagens breer vanskelig å fastsette, men det er antatt at dette skjedde en gang etter 6 kal. k år BP.

Forord

Jeg vil benytte denne anledningen til å takke mine veiledere, professor John Inge Svendsen og professor Haflidi Haflidason, som har gitt meg god veiledning og oppfølging gjennom masterstudiet. En stor takk må også rettes til Carl Regnéll, for veldig mye god hjelp med oppgaven, samt gode diskusjoner og samtaler.

Videre vil jeg takke Jordan Donn Holl og Eivind Støren for god veiledning og hjelp under laboratoriearbeidet.

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon	1
2. Bakgrunn	4
2.1 Områdebeskrivelse	4
2.1.1 <i>Mal. Shchuchye og innsjøens nedslagsfelt</i>	4
2.2 Dagens klima	8
2.3 Klima under sen-weichsel	9
2.4 Glasiasjonshistorie	10
2.5 Feltarbeid	12
3. Materiale og metode	13
3.1 Materiale	13
3.2 Laboratoriemetode	13
3.2.1 <i>Sedimentbeskrivelse</i>	13
3.2.2 <i>ITRAX XRF kjerneskanner</i>	13
3.2.3 <i>Kornfordelingsanalyse</i>	14
3.2.4 <i>Glødetapsanalyse</i>	15
3.2.5 <i>Prøvetaking for radiokarbondatering</i>	16
3.3 Telling av laminae	16
3.4 Fremstilling av aldersmodell	17
3.5 Bearbeiding av seismikk	18
4. Resultater	19
4.1 Litologisk kjernebeskrivelse	19
4.1.1 <i>Enhet C</i>	19
4.1.2 <i>Enhet B</i>	21
4.1.3 <i>Enhet A</i>	21
4.2 Sedimentologiske analyser	22
4.2.1 <i>XRF analyse</i>	22
4.2.2 <i>Kornstørrelsesanalyse</i>	23
4.2.3 <i>Glødetapsanalyse</i>	23
4.3 AMS ¹⁴ C-datering	25
4.4 Aldersmodell	26
4.5 Sedimentasjonsrate	28
4.6 Seismikk	30
5. Diskusjon	32
5.1 Tolkning av resultater	32
5.1.1 <i>Dateringsresultater</i>	32
5.1.2 <i>Aldersmodell</i>	34
5.1.3 <i>Identifikasjon av varv</i>	35
5.1.4 <i>Sedimentasjonsrate og varv</i>	36
5.1.5 <i>XRF-profiler og fysiske parametere</i>	37
5.1.6 <i>Seismikk</i>	39
5.2 Glasiasjons- og klimahistorie for Mal. Shchuchye	41
5.2.1 <i>Før LGM (>26,5 kal. k år BP)</i>	42
5.2.2 <i>Fra LGM og inn i Bølling (22,2-14,2 kal. k år BP)</i>	42

5.2.3 <i>Bølling-Allerød og Yngre Dryas (14,2-11,7 kal. k år BP)</i>	45
5.2.4 <i>Holocen (<11,7 kal. k år BP)</i>	48
6. Konklusjon	49
7. Videre arbeid	50
8. Referanseliste	51

1. Introduksjon

Studieområdet for denne oppgaven omfatter innsjøen Maloya Shchuchye (forkortet Mal. Shchuchye) og dens nedslagsfelt. Innsjøen er lokalisert i den sentrale delen av de polare Uralfjellene nord i Russland (Fig. 1.1-A). De polare Uralfjellene utgjør den nordligste delen av den langstrakte fjellkjeden som danner grensen mellom europeisk og asiatiske Russland (Fig. 1.1-B). Ved høye nordlige breddegrader er det sjeldent å finne bassenger med kontinuerlig sedimentasjon tilbake til siste glasiale maksimum (LGM), grunnet stor utbredelse av isdekker ved denne tiden. LGM (ca. 26,5-19 ka) er definert som perioden hvor det globale isvolumet nådde et maksimum under siste glasiasjon (Clark et al., 2009)

Det siste store isdekket som dekket arktiske Russland øst for Arkhangelsk-regionen hadde sin maksimale utbredelse omkring 60 ka (marin isotoptrinn 4, MIS 4), og området er antatt å ikke ha vært påvirket av store isdekker under LGM (Svendsen et al., 2004). Innsjøer i denne regionen kan derfor potensielt inneholde kontinuerlige arkiver for hele tidsrommet etter MIS 4, og til i dag. Det er derfor gjort flere forsøk på å hente sedimentkjerner fra innsjøer i regionen, men flere steder har det vist seg at selve innsjøbassengene ble dannet rundt 13-9 ka, som resultat av at begravd, glasial is smeltet som respons på varmere klima (Henriksen et al., 2003; Andreev et al., 2005). Innsjøsedimentene i disse bassengene kan med dette kun gi informasjon om klimatiske forhold de siste 13-9 ka. I Gerdizty-innsjøen, som ligger ved den østlige foten av Polar Ural ble det funnet lakustrine sedimenter som strakk seg tilbake til MIS 4, men her er datasettet preget av noe dårlig oppløsning grunnet svært lav sedimentasjonsrate i innsjøen (Svendsen et al., 2014).

Da man ble oppmerksomme på at de lokale breene i de polare Uralfjellene hadde begrenset utstrekning under LGM (Mangerud et al., 2008), begynte man å se etter egnede arkiver i de dypere innsjøene i fjellene. I forbindelse med det tidligere norsk-russiske ICEHUS-prosjektet («Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia»), ble det i 2007 foretatt seismisk profilering av de to innsjøene Mal. Shchuchye og Bolshoye Shchuchye (forkortet Bol. Shchuchye), hvor man fant tykke avsetninger av akustisk laminerte sedimenter (Haflidason et al., i trykk). De påfølgende sommersesongene ble det utført omfattende seismisk profilering av begge innsjøene og området rundt ble kartlagt. Videre ble kjerne 506-51 hentet i Mal. Shchuchye, og kjernene 506-48, 506-49 og 506-50 hentet i Bol. Shchuchye.

I forbindelse med det pågående norsk-russiske prosjektet CHASE («Climate History along the Arctic Seaboard of Eurasia») har seismiske profiler og sedimentkjerner fra Bol. Shchuchye blitt analysert (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018; Haflidason et al, i trykk). Denne masteroppgaven er et videre bidrag til CHASE-prosjektet med fokus på innsjøen Mal. Shchuchye.

Problemstillingen i denne oppgaven er å beskrive og tolke sedimentstratigrafien i Mal. Shchuchye, med hovedfokus på litologiske, fysiske og geokjemiske endringer i borekjernen herfra (506-51). Jeg har også benyttet meg av seismiske data som foreligger fra innsjøen, men etter råd fra mine veiledere har jeg ikke foretatt en fullstendig bearbeiding av dette datasettet, da dette ville blitt en for stor og tidkrevende jobb for mitt masterprosjekt. I forbindelse med oppgaven er litologiske endringer, samt geokjemiske og fysiske parametere i sedimentene blitt studert og sammenholdt med den seismiske stratigrafien. Videre har det blitt tatt ut totalt 14 prøver for AMS ^{14}C -datering. Dels basert på disse, og dels basert på paleomagnetisk korrelasjon med kjerne 506-48 fra Bol. Shchuchye og dateringer herfra, har det blitt konstruert en aldersmodell for kjerne 506-51. For å visualisere geometrien og sedimentinnfyllingen i bassenget ved borepunktet for kjernen, er kjernen markert i et tolket nærliggende sparkerprofil (0387). Dette profilet går på tvers av sjøen. De øverste reflektorene i dette tverrprofilet er korrelert med de litologiske grensene som ble funnet i sedimentkjernen.

En viktig målsetning med oppgaven har vært å rekonstruere glasiasjons- og klimahistorien for området rundt Mal. Shchuchye. Resultatene er sammenholdt med sedimentstratigrafien i Bol. Shchuchye som ligger kun 10 km unna (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018). Oppgaven bygger med dette videre på resultatene fra Bol. Shchuchye, med sikte på å få en bedre forståelse av sedimentasjonsprosessene, og derved også glasiasjons- og klimahistorien i de polare Uralfjellene.



Figur 1.1: Oversikt over studieområdet. A) Oversiktskart over de polare Uralfjellene. Innsjøene Mal. Shchuchye og Bol. Shchuchye er markert. Værstasjonen Bolshaya Khadata (B-K) er markert. B) Oversiktskart over arktiske Russland, hvor Polar Ural er markert med sort boks. Figuren er modifisert fra Regnéll et al. (2018).

2. Bakgrunn

I dette kapittelet vil det blir gjort rede for oppgavens studieområde, som omfatter nedslagsfeltet til innsjøen Mal. Shchuchye. Det vil også kort bli gjort rede for klimaforholdene i de polare Uralfjellene, slik de er i dag og slik de er antatt å ha vært under LGM. Kapittelet inneholder også en kort oversikt over glasiasjonshistorien for arktiske Russland og Polar Ural. Kapitlet avsluttes med en kort redegjørelse av feltarbeidet som ble utført i forbindelse med datainnsamling.

2.1 Områdebeskrivelse

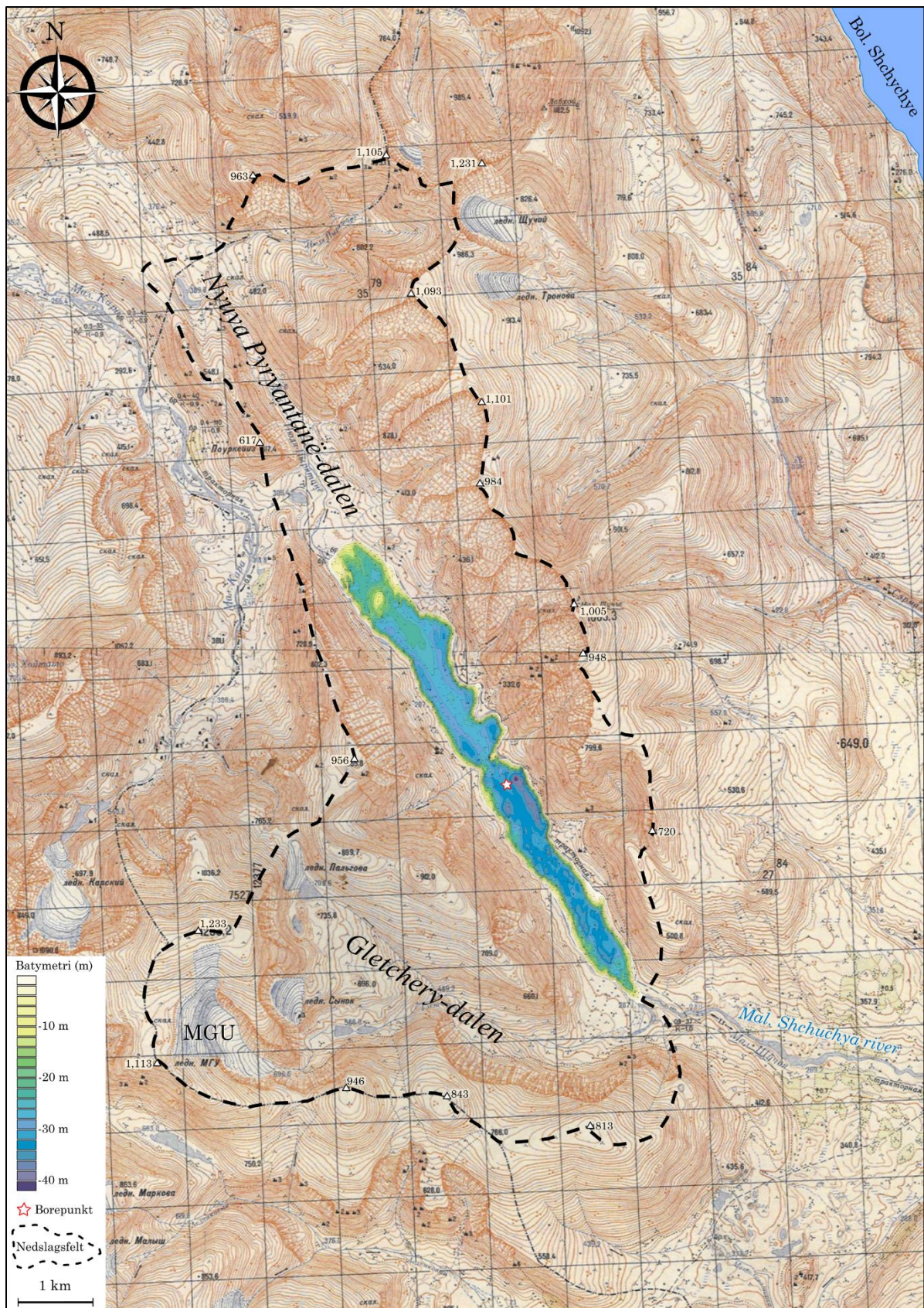
Studieområdet for denne oppgaven ligger nord i de polare Uralfjellene (fjellområdet nord for polarsirkelen), og er en del av den nordligste regionen i Vest-Sibir, Yamal-Nenets (Fig. 1.1). I denne delen av Uralfjellene karakteriseres landskapet av glasielle landformer som botner, U-daler og innsjøer. De fleste områdene over 500-600 m o.h. er dekket av blokklandskap, dannet av fysisk forvitring (Svendsen et al., 2018). Dalbunnene i området ligger 200-300 m o.h., mens de høyeste fjelltoppene ligger 900-1400 m o.h. I denne delen av Uralfjellene har fjellkjeden en bredde på 70-80 km.

Den klimatiske glasiasjonsgrensen for området ligger over de høyeste fjelltoppene, men likevel forekommer flere botnbreer i fjellene. Disse botnbreene er små (<1km²) og de fleste ligger under fjellvegger som vender mot nord og/eller øst. Breene er svært avhengig av lokale forhold som skyggeeffekt, snødrift og snøskred (Troitsky, 1961; Mangerud et al., 2008; Solomina et al., 2010; Svendsen et al., 2014).

2.1.1 Mal. Shchuchye og innsjøens nedslagsfelt

Innsjøen Mal. Shchuchye (67°82'N, 66°16'Ø) (Fig. 2.1 og 2.2) ligger sentralt i den nordlige delen av Uralfjellene, litt over 100 km sør for Karahavet og i underkant av 10 km fra innsjøen Bol. Shchuchye (Fig. 1.1). Mal. Shchuchye strekker seg i NV-SØ-retning, og ligger 287 m o.h. Innsjøens lengde er på 7,15 km, gjennomsnittlige bredde er omkring 0,6 km, og innsjøens areal er 3,8 km². Maksimalt vanddyp er omtrent 40 m, mens vanddypet hvor kjerne 506-51 ble hentet er 30 m.

Innsjøens utløpsterskel ligger i den sørøstlige enden, og her renner vannet ut i elven Maloye Shchuchya. Denne elven drenerer sørøstover og inn i Ob-vassdraget i Vest-Sibir, og videre ut i Karahavet. Like vest for utløpsterskelen renner Gletcheryelven ut i innsjøen. Denne fører med seg vann og sedimenter fra Gletchery-dalen, som utgjør den sørvestlige delen av Mal.



Figur 2.1: Oversiktskart over studieområdet, med batymetrisk kart av Mal. Shchuchye. Nedslagsfeltet er markert med sort, stiplet linje. Borepunkt for kjerne 506-51 er markert med rød og hvit stjerne. Øverst til høyre ser man en del av naboinnsjøen, Bol. Shchuchye



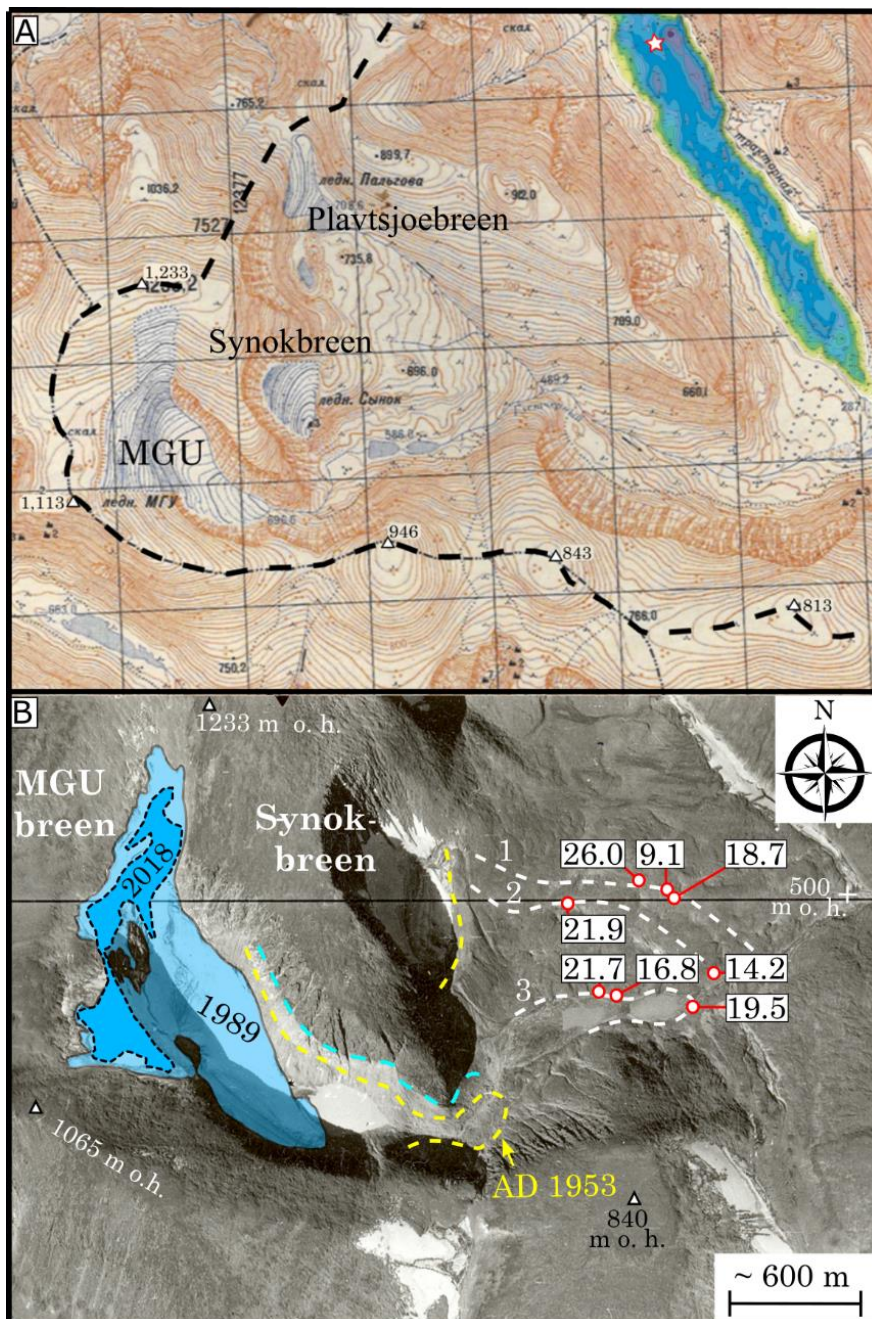
Figur 2.2: Fotografi av Mal. Shchuchye tatt fra sør-øst mot nord-vest. Utløpet til Mal. Shchuchya-elven ses til høyre i bildet. Foto er tatt av John Inge Svendsen.

Shchuchyes nedslagsfelt (Fig. 2.1). Elven har bygget ut et delta i den sørvestlige enden av innsjøen. I nordenden av innsjøen ligger et noe større delta ved munningen av elven som renner gjennom Nyuya Pyryantanë-dalen og ut i Mal. Shchuchye (Fig. 2.1).

Innsjøens nedslagsfelt har et areal på 51 km² med størst utstrekning i nord og sør-vest for innsjøen (Fig. 2.1). Mal. Shchuchye er omkranset av bratte fjellsider både i nordøst og sørvest. Fjellsiden i nordøst er karakterisert av flere tydelige botnformasjoner (Fig. 2.1). På sørvestlig side av innsjøen ligger også en markant botn (Fig. 2.1), og i front av denne ble det under feltarbeid observert en tydelig morenerygg, men denne ble ikke undersøkt ytterligere (J. I. Svendsen, 2018, pers. med).

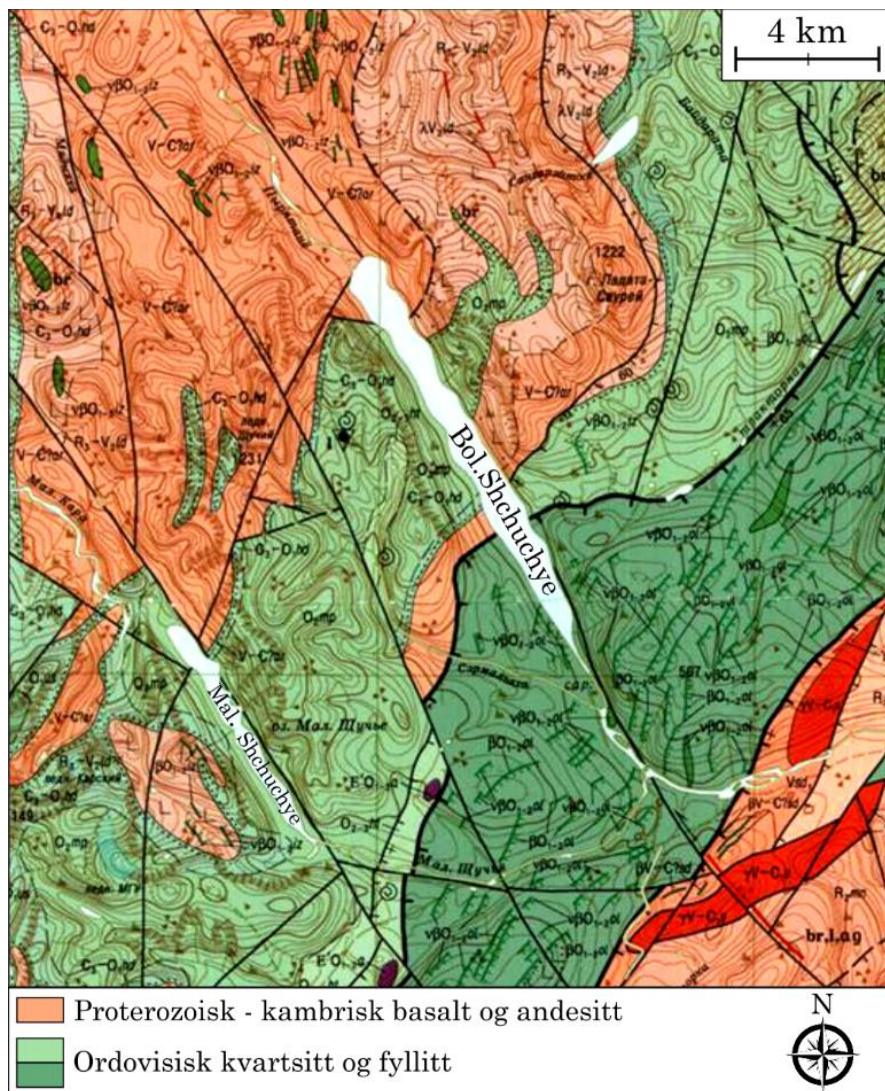
I den indre delen av Gletchery-dalen, omtrent 5 km fra Mal. Shchuchye, ligger *Moscow University Glacier* (MGU-breen). Inntil nylig huset dalen også to små nærliggende breer, Synokbreen og Plavtsjoeobreen (Fig. 2.3), men disse er nå smeltet bort. Også MGU-breen har de siste årene smeltet kraftig tilbake grunnet varmere klima, og er i dag nesten helt borte (Solomina et al., 2010). I forbindelse med sin masteroppgave kartla Førseth (2011)

morenerygger i fremkant av breen (Fig. 2.3). De tre ytterste ryggene ble datert med ^{10}Be eksponeringsdatering, der prøvene fra den ytterste ryggen ga aldrene 26.0 ± 0.5 , 18.8 ± 0.4 og 9.1 ± 0.2 ka, den parallelle ryggen like innenfor ga 14.2 ± 0.3 og 21.9 ± 0.4 ka, mens den innerste ryggen ga 21.7 ± 0.4 , 19.5 ± 0.4 og 16.8 ± 0.3 ka (Svendsen et al., 2018). Det ble konkludert med at de tre ytterste ryggene ble avsatt i tidsrommet omkring LGM eller kort tid etter.



Figur 2.3: A) Oversiktskart over MGU- breen, Synok-breen og Plavtsjoebreen. Kjerne 506-51 er markert med rød og hvit stjerne. B) Flyfoto av MGU-breen og Synok-breen med inntegnete morenerygger (hvite, stiplede linjer) og resultater fra ^{10}Be -dateringer på disse. Breutbredelse i 1953 (gul, stiplet linje), breutbredelse i 1989 (da flyfoto ble tatt) og breutbredelse i 2018 er markert. Figur 2.3-B er modifisert fra Svendsen et al (2018).

Berggrunnen rundt Mal. Shchuchye består i hovedsak av bergarter av ordovisisk, proterozoisk og kambrisk alder (Fig. 2.4). De ordovisiske bergartene består av kvartsittisk sandstein og siltstein, samt fylittskifer. De proterozoisk-kambriske bergartene består av basalt og andesitt (Dushin et al., 2009). Det er antatt at innsjøbassengene i Mal. Shchuchye og Bol. Shchuchye er dannet av glisjal erosjon langs pre-kvartære forkastningssoner med NV-SØ retning (Svendsen et al., 2018).



Figur 2.4: Kart over berggrunnsgeologien i området rundt Mal. Shchuchye og Bol. Shchuchye. Forkastningssoner er markert med sorte linjer. Kartet er modifisert fra Svendsen et al. (2018).

2.2 Dagens klima

Studieområdet er preget av kaldt, kontinentalt klima med kontinuerlig permafrost. Ved værstasjonen Bolshaya Khadata (260 m o.h.), som ligger omtrent 23 km sør for Mal. Shchuchye (Fig. 1.1), var gjennomsnittlig sommer- og vintertemperatur på henholdsvis +7 °C

og $-14.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ i perioden 1958 – 1980. Den årlige gjennomsnittstemperaturen var på $-6.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, med temperatursvingninger mellom $-29\text{ }^{\circ}\text{C}$ og $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Solomina et al., 2010).

Gjennomsnittlig årlig nedbør i Polare Ural varierer mellom 450 og 820 mm (Solly et al., 2016).

Vintrene i Polar Ural er kalde og lange, og kuldeperioden regnes fra oktober til mai. I dette tidsrommet forekommer hyppige sykloner som resulterer i brå endringer i lufttemperatur, sterke vinder og mye nedbør. De korte somrene er regnfulle og kalde, og maksimal nedbørstotal forekommer i løpet av sommermånedene. Ablasjonsperioden for breene i Polare Ural regnes fra mai til september, men lengden av ablasjonssesongen kan variere mye (Solomina et al., 2010). Den dominerende vindretningen i området er fra vest, noe som kan medføre betydelig snødrift fra vest vinterstid (Svendsen et al., 2018).

Den dominerende vegetasjonstypen i Polar Ural er tundra, men sibirsk lerk forekommer i lavere områder i fjellene (Solomina et al., 2010; Solly et al., 2016). Tregrensen strekker seg opp til 250 m o. h. (Solomina et al., 2010), og der er ikke bartrær i nedslagsfeltet til Mal. Shchuchye.

2.3 Klima under sen-weichsel

Klima i arktisk Russland, øst for Hvitehavet, var ekstremt tørt og kaldt under sen-weichsel (marin isotoptrinn 2, MIS 2) (Siegert og Marsiat, 2001; Mangerud et al., 2002; 2008; Hubberten et al., 2004; Svendsen et al., 2004). Under denne glasieringen nådde ikke Barents-Kara isdekket innover land i arktisk Russland, slik det gjorde under tidligere glasieringer i weichsel (avsnitt 2.5) (Fig. 2.5-C).

Hubberten et al. (2004) konkluderer med at nedbørsmengden langs kystlinjen i arktisk Sibir var mindre enn 50 mm år^{-1} under LGM. Siegert og Marsiat (2001) kommer også til at dette området hadde ekstreme forhold, karakterisert som en polar ørken under LGM. Begge studiene peker også på en stor nedbørsgradient nordøstover, der vestlige områder av Skandinavia og vestlige områder av Barentshavet fikk betydelig større nedbørsmengder enn de arktiske områdene nord i Russland.

Videre var breene i Polare Ural ikke mye større under LGM enn hva de er i dag, til tross for at temperaturene var betydelig lavere under LGM. Også dette kan forklares ved lite nedbør og tørt klima i området under sen-weichsel (Mangerud et al., 2008).

2.4 Glasiasjonshistorie

De polare Uralfjellene har flere ganger vært påvirket av Barents-Kara isdekket og lokale breer i fjellene (Svendsen et al., 1999; 2004; 2014; Mangerud et al., 2002; Astakhov, 2004).

Dimensjonene og periodene for når disse isdekkene var aktive har vært mye omdiskutert de siste tiårene, og debatten var spesielt sentrert rundt Barents-Kara isdekkets utbredelse under LGM. I dag er det dog stor enighet om at den sørøstlige marginen av Barents-Kara isdekket ikke nådde Russlands fastland under LGM, men at fjellområdene var preget av lokale breer.

I perioden 1996-2002 ble det gjennom det europeiske prosjektet «Quaternary Environment of the Eurasian North» (QUEEN) utført en rekke feltbaserte undersøkelser. På bakgrunn av disse ble det konkludert med at det har vært fire store glasiasjoner sentrert i Barents-Karahavet i løpet av de siste 160.000 år (Svendsen et al., 2004). Den første store glasiasjonen etter siste mellomistid fant sted i tidlig-weichsel (90-80 ka), den neste i midt-weichsel (60-50 ka) og den siste i sen-weichsel (20-15 ka).

Tidlig weichsel (MIS 5d-5a, 109-71ka)

Den rekonstruerte grensen for isutbredelse under glasiasjonen tidlig i weichsel (Fig. 2.5-A), er definert av kartlagte morenerygger mellom sørlige Tajmyr og Pechoralavlandet (Svendsen et al., 2004). Nord for den konstruert grensen for maksimal isutbredelse finnes flere lokaliteter hvor marine sedimenter avsatt under eem, ligger stratigrafisk under morenemateriale. I Pechoralavlandet er det funnet spor etter en stor bredemmet innsjø, kalt Komisjøen. OSL-dateringer av kartlagte strandlinjer fra denne innsjøen, er datert til omkring 90 ka (Mangerud et al., 2001).

Midt weichsel (MIS 4-3, 82-29ka)

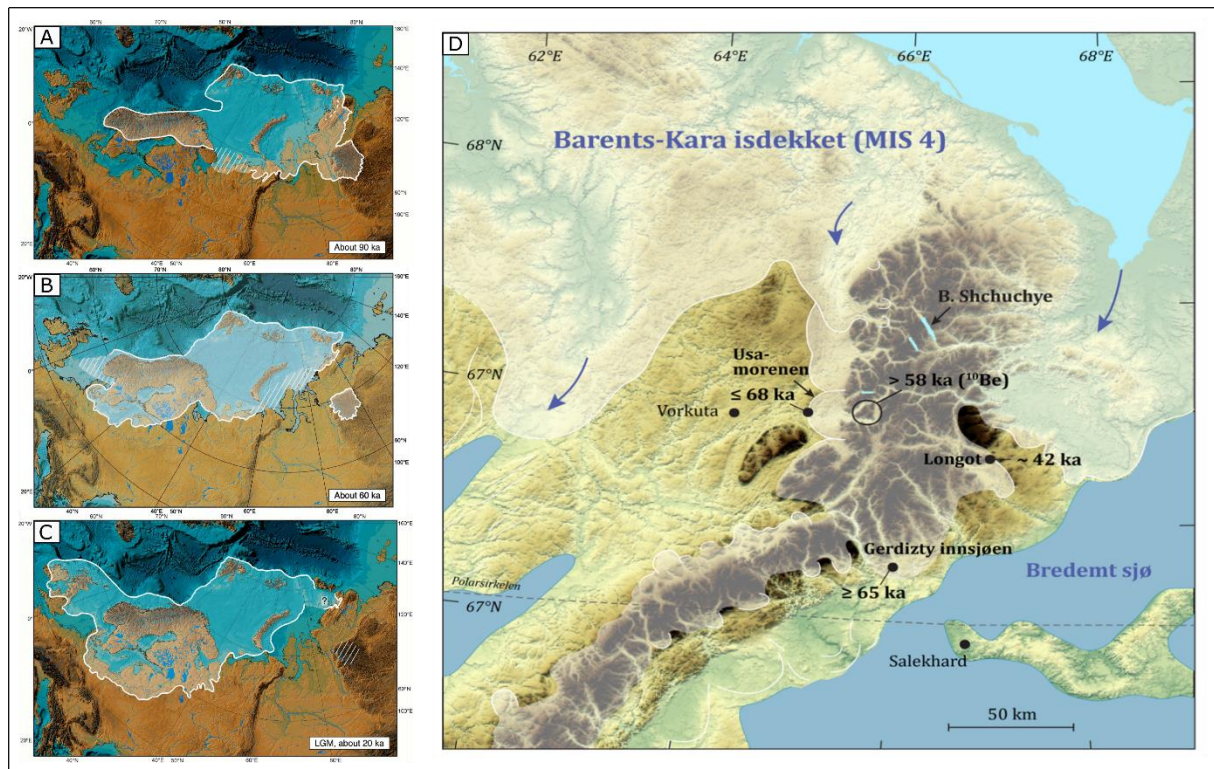
Endemorener langs nord-marginen av kontinentet er antatt å være avsatt under et nytt fremstøt av Barents-Kara isdekke, omkring 60 ka (MIS 4) (Mangerud et al., 2001; Svendsen et al., 2004) (Fig. 2.5-B). Under samme periode er det antatt at det lå et brekompleks over de polare Uralfjellene. Ved den vestlige fotenden av Uralfjellene ligger den hesteskoformede Usa-morenen fremfor Bolshaya Usa-dalen (Astakhov et al., 1999; Mangerud et al., 2008) (Fig. 2.5-D). Denne er antatt å være avsatt av en utløpsbreer fra brekomplekset over de polare Uralfjellene. I Bolshaya Usa-dalen, øst for Usa-morenen, indikerer dateringer av flyttblokker at dalen har vært isfri de siste 50-60 ka (Mangerud et al., 2008) (Fig. 2.5-D).

Dateringsresultater fra de sentrale delene av de polare Uralfjellene indikerer også at

hoveddalene i Polare Ural var okkupert av et brekompleks i MIS 4, og at disse har vært isfrie siden (Svendsen et al., 2018). Noen av breene fra dette brekomplekset antas å ha vokst sammen med Barents-Kara isdekket (Svendsen et al., 2014).

Sen weichsel (MIS 2, 29-11,7ka)

Under sen-weichsel er der ingen observasjoner som tyder på at Barents-Kara isdekket nådde inn over land i Russland, kanskje med unntak av den nordligste delen av Tajmyrhalvøyen (Alexanderson et al., 2001; Svendsen et al., 2004) (Fig. 2.5-C). Maringeologiske observasjoner indikerer at isdekkets maksimale utbredelse fant sted på havbunnen i den sørlige delen av Barentshavet og i Karahavet i denne perioden (Polyak et al., 2000; Svendsen et al., 2004). I de polare Uralfjellene har det blitt vist noen av de lokale breene som her vokste frem under LGM, kun var litt større enn de har i dag (Mangerud et al., 2008).



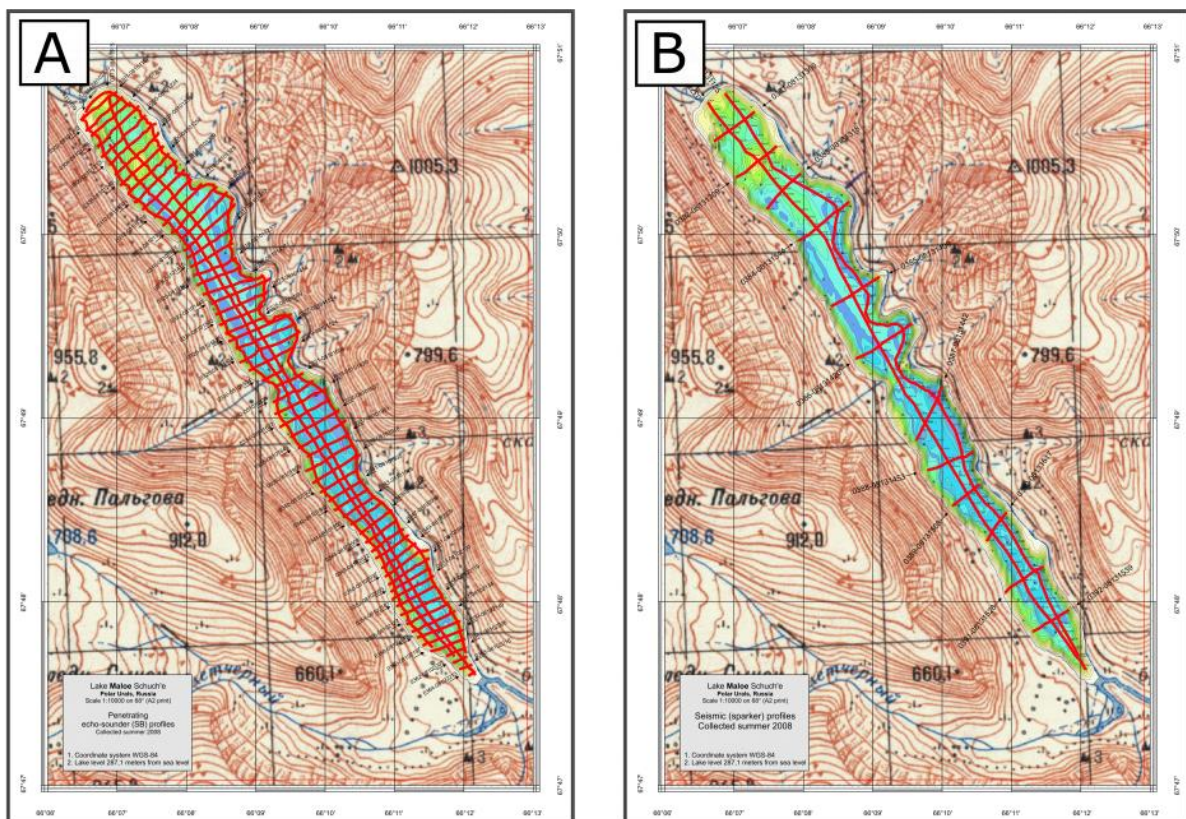
Figur 2.5: Kart over rekonstruert isutbredelse av det Eurasiske isdekket omkring 90 ka (A), 60 ka (B) og 20 ka (C). Modifisert fra Svendsen et al. (2004). D) Rekonstruksjon av Barents-Kara isdekket under MIS 4 som viser at enkelte breer i Polar Ural var tilknyttet Barents-Kara isdekket. Modifisert fra Svendsen et al. (2014). Noter at isdekket over polare Ural ved MIS 4, på bakgrunn av nye resultater, har blitt justert i Svendsen et al. (2014) i forhold til tidligere rekonstruksjon (Svendsen et al., 2004).

2.5 Feltarbeid

Sommeren 2008 ble det utført seismisk profilering av innsjøbassenget i Mal. Shchuchye. Totalt 74 Chirp-profiler ble samlet inn, hvor 4 av disse er lengdeprofiler og de resterende 70 er tverrprofiler (Fig. 2.6-A). Videre ble det tatt 14 sparkerprofiler, 2 lengdeprofiler og 12 tverrprofiler (Fig. 2.6-B).

I 2009 ble området rundt Mal. Shchuchye og naboinnsjøene Bol. Shchuchye kartlagt, og det ble innhentet prøver for eksponeringsdateringer, blant annet fra moreneryggene i forkant av MGU-breen i Mal. Shchuchyes nedslagsfelt. Videre ble det foretatt boring i begge innsjøene, og kjerne 506-51 fra Mal. Shchuchye ble boret under denne feltsesongen. Kjerneboring ble foretatt med en UWITECH Piston Corer (<http://www.uwitech.at>).

Feltarbeidet ble utført i forbindelse med det tidligere norsk-russiske ICEHUS-prosjektet («Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia»).



Figur 2.6: Oversiktskart over dekkningen av seismiske A) Chirp-profiler i Mal. Shchuchye, B) Sparker-profiler i Mal. Shchuchye.

3. Materiale og metode

I dette kapittelet vil det først blir gjort greie for hvilket materiale og datasett som ligger til grunn for oppgaven. Deretter vil metodene som er benyttet bli forklart.

3.1 Materiale

Materialet benyttet i denne oppgaven omfatter kjerne 506-51 fra Mal. Shchuchye, samt sparkerprofil 0387. Kjerne 506-51 er 25,07 m lang og er stykket opp i 24 kjernesegmenter som er om lag 1 m lange. Kjernene ble splittet og rensset ved Institutt for Geovitenskap ved Universitetet i Bergen våren 2017. For å unngå at kjernesegmentene skulle tørke eller oksideres, har de vært innpakket i plast og blitt oppbevart på instituttets kjølelager. I tillegg til metodene som er beskrevet under, har Sædis Ólafsdóttir (som tidligere var tilknyttet Institutt for geovitenskap) foretatt u-tube-prøveuttak for analyse av sedimentenes paleomagnetisme. Analysene ble utført ved Oregon State University, Paleomagnetic & Environmental magnetic research Laboratory.

Sparkerprofil 0387 er et tverrprofil av Mal. Shchuchye, tatt i den sentrale delen av bassenget (Fig. 3.1). Det foreligger et stort seismisk datasett for innsjøen, men da denne oppgaven har hovedvekt på de sedimentologiske endringene i kjerne 506-51, er bare et av disse profilene vist i denne oppgaven. Det er valgt å vise dette tverrprofilet ettersom det ligger bare 150 m fra borepunktet til kjerne 506-51.

3.2 Laboratoriemetode

Alle laboratoriemetoder som er beskrevet under, er foretatt ved Institutt for Geovitenskap, Universitet i Bergen.

3.2.1 Sedimentbeskrivelse

Hele kjernesekvensen har blitt visuelt logget. Basert på dette er det utført en litostratigrafisk beskrivelse og inndeling i henhold til sedimentenes tekstur, struktur og farge. Kjernen har blitt inndelt i 3 uformelle litologiske enheter (A, B og C), med tilhørende underenheter (B1, B2, C1 og C2), utelukkende basert på denne litostratigrafiske beskrivelsen.

3.2.2 ITRAX XRF kjerneskaner

Alle kjernesegmentene ble skannet med en ITRAX røntgen fluorescens (XRF) kjerneskaner

fra Cox Analytical Systems (Göteborg, Sverige), for å undersøke kjemisk sammensetning i kjernestratigrafien, samt anskaffe høyoppløselige bilder. Metoden er ikke-destruktiv og baseres på at et spesifikt grunnstoff vil avgi røntgenfluorescens i et karakteristisk energi- og bølgespekter når det utsettes for røntgenstråling (Jansen et al., 1998). Skannerens detektor registrerer hvor mange tellinger per sekund (*counts per second*, cps) den fanger opp av de ulike grunnstoffenes bølgespekter, og gir oss med dette den relative sammensetningen av elementer i kjernen (Croudace et al., 2006). ITRAX skanneren tar også høyoppløselige bilder av kjernen, og disse har blant annet blitt brukt til å telle laminae i nedre del av kjernestratigrafien (Kapittel 3.3).

For analysering av kjerne 506-51 ble det benyttet et molybedum (Mo) rør, som kan registrere elementer fra aluminium (Al) til uran (U). Konsentrasjonsgrense for å bli identifisert (*detection limit*) er for mange av elementene nede på deler per million (ppm) (Löwemark et al., 2011). Da elementer som C, H og N ikke fanges opp av skannerens detektorer, vil økt organisk materiale og/eller vanninnhold gjenspeiles som relative, synkende tellinger for alle andre elementer (Löwemark et al., 2011). For å unngå feiltolkning av elementsammensetning på grunn av organisk innhold, kan man normalisere tellingene mot et annet element (Löwemark et al., 2011), eller mot eksterne målinger for organisk innhold, som for eksempel glødetap.

Kjerne 506-51 fra Mal.Schuchye ble skannet med en stratigrafisk oppløsning på 500 µm. Spenning ble satt til 30 kV, strøm til 50 mA, mens talletiden var satt på 10 sekunder. For å se på sedimentologiske endringer gjennom sedimentsekvensen, har i hovedsak forholdene mellom Incoherent/Coherent (Inc/Coh), Fe/Mn og K/Ti blitt brukt.

Gap og sprekker i kjernen gir henholdsvis utslag som fallende tellinger for alle elementer, og brått fallende tellinger fulgt av brått stigende tellinger (Löwemark et al., 2011). Data har blitt rensset for slike utslag som heller forstyrrer data, enn å fortelle oss noe om komposisjonen av sedimentene nedover i kjernestratigrafien.

3.2.3 Kornfordelingsanalyse

Det ble tatt ut prøve for kornstørrelsesanalyse gjennom hele kjernen med intervaller på omtrent 20 cm. Turbiditter ble unngått under prøvetakingen, noen som førte til at noen av intervallene ble kortere eller større enn 20 cm. Prøvene ble lagt i en blanding av vann og

Calgon, og ristet til alle partikler var i suspensjon. Selve kornstørrelsesanalysen ble utført med en Mastersizer 3000 fra Malvern Instruments Ltd.

Metoden baseres på diffraksjon av laserstråler. Instrumentet sender laserstråler på materialet som undersøkes, og detektorer fanger opp laserbølgene som har blitt avbøyd i kontakt med materialet. På bakgrunn av diffraksjonsvinkelen beregnes kornstørrelse i programmets software (Ryzak og Bieganowski, 2011).

Instrumentet har flere mulige innstillinger. Man kan benytte ultralydbehandling av prøvene, for å løse opp alle partiklene. Sperazza et al. (2004) konkluderer med at en ultralydbehandling på 60 sekunder er optimalt for finkornede sedimenter. For å kompensere for ulikheter i kornstørrelse og tetthet i prøver fra forskjellige studier, er instrumentet operativt med ulike pumpehastigheter. Finkornede sedimenter er stabile fra 1000 til 2500 rotasjoner per minutt (rpm) (Sperazza et al., 2004). Videre må man sette absorpsjons- og refraksjonsindeks, som er angis på bakgrunn av hvor mye av laserstrålene man antar vil absorberes og refrakteres av partiklene (Sperazza et al., 2004).

Absorpsjons- og refraksjonsindeks for partikler ble satt til henholdsvis 0,01 og 1,7.

Pumpehastighet ble satt til 2,400 rpm, og en ultralydbehandling på 60 % ble gjennomført i 60 sekunder før analyse av hver prøve. Telleid for hver måling ble satt til 25 s, og hver prøve ble målt fem ganger før det ble beregnet et gjennomsnitt av disse fem målingene.

3.2.4 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse, på engelsk *loss on ignition* (LOI), gir et mål på andel organisk materiale i sedimentene. Metoden baseres på at alt organisk materiale oksideres til aske og karbondioksid ved 500 - 550 °C. Organisk innhold i prøven kan derfor beregnes på bakgrunn av vektøstet brenning av prøven medfører (Dean, 1974; Heiri et al., 2001).

Det ble tatt ut 2 ml prøvemateriale hver 20 cm gjennom kjernesekvensen, men da det var ønskelig å unngå turbiditeter avviker avstandene noe enkelte steder. Prøvene ble oppbevart i digeler under veiing, tørking og brenning. For å unngå kontaminasjon fra eventuelt organisk materiale som kunne ligge i disse fra før, ble digelene varmet til 950 °C før prøvetaking. Vekt av de ulike, nummererte digelene ble så registrert, før prøver ble tilført. Videre ble vekt av våt prøve registrert. All registrering av vekt har blitt utført når digelene har holdt romtemperatur.

Da resultatene skal speile organisk innhold, og ikke vanninnhold, ble prøvene tørket ved 105 °C i 24 timer, og tørr prøve ble så veid før brenning. Prøvene ble brent på 550 °C i 1 time, før de så ble nedkjølt i vakuum og veid på nytt..

3.2.5 Prøvetaking for radiokarbondatering

Det ble tatt ut til sammen 14 prøver for AMS ¹⁴C datering ved ulike dyp i kjernen.

Kjernesekvensen inneholder relativt lite organisk materiale, og det meste som ble plukket var små plante- og insektfragmenter. For å unngå kontaminasjon ble det kun benyttet destillert vann gjennom hele prosessen, og prøveglass ble brent på 950 °C i 1 time før bruk. Alle prøver og prøveglass ble også tildekket med aluminiumsfolie for å unngå kontaminasjon fra partikler i luften.

Det ble tatt ut prøvebiter av sedimentene, og disse ble ristet i vann til alle partikler var i suspensjon. Deretter ble sedimentene vasket og siktet med en 63 µm sikt, før de ble lagt over i en ren petriskål. Ved dyp hvor det var tilstrekkelig organisk materiale, ble det tatt ut mer sedimenter for risting og vasking/sikting.

Videre ble petriskålen med vaskede/siktede sedimenter lagt under mikroskop, og organisk materiale ble plukket for hånd. I de øverste to meterne lot det seg delvis gjøre å plukke organisk materiale med pinsett, men det meste ble plukket ved hjelp av pipette, da fragmentene var for små til å fås tak i med pinsett.

Det organiske materiale ble lagt på prøveglass, som ble tildekket og tørket. De tørre prøvene ble veid, og etter det var oppnådd en minimumsvekt på ca. 2,5 mg ble disse så oppbevart i fryser til de ble sendt til laboratorium for datering.

12 av prøvene ble sendt til Beta Analytic, Florida, USA, mens 2 prøver ble sendt til ETH Zürich, Sveits. Prøveresultatene ble siden kalibrert mot IntCal13 kalibreringskurve (Reimer et al., 2013).

3.3 Telling av laminae

Nedre del av kjernesekvensen består av vekselvis lyse og mørke laminae, som sammen utgjør

et oppoverfinende sekvens. Fra 8,12 m dyp og til bunnen av kjernesekvensen, har disse laminae blitt talt som par bestående av et lyst og et mørkt lamina. Hvert lag ble talt ved det øvre, mørke lamina som generelt har en skarp grense mot overliggende lag (Kapittel 4.1.1). Tellingene ble utført ved bruk av høyoppløselige bilder av kjernesekvensen. Utydelige lag ble talt som ± 0.5 etter Rasmussen et al. (2006) sin metode for telling av årlige lag i iskjerner. Tellingene ble utført av Carl Regnéll ved Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen.

3.4 Fremstilling av aldersmodell

Aldersmodellen er dels basert på AMS ^{14}C dateringer av organisk materiale plukket fra kjernesekvensen i Mal. Shchuchye, og dels basert på korrelasjon med en godt datert kjerne (kjerne 506-48) fra nabosjøen Bol. Shchuchye (Svendsen et al., 2018; Regnéll et al., 2018). Prøver for analyse av paleomagnetisme ble tatt ut fra begge kjerner av Sædis Ólafsdóttir ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (Olavsdottir, under forberedelse). På bakgrunn av tydelige svingninger i inklinaisonsvinkel i begge kjernene, har det vært mulig å korrelere de to. Selve korrelasjonen er utført av Carl Regnéll (Institutt for Geovitenskap, Universitetet i Bergen). I de paleomagnetiske «knutepunktene» korrelasjonen er basert på, ble de respektive aldre fra Bol. Shchuchyes aldersmodell benyttet. Totalt har 8 paleomagnetiske «knutepunkt» med tilhørende aldre, blitt benyttet i fremstillingen av aldersmodellen for Mal. Shchuchye.

Aldersmodellen ble fremstilt ved bruk av Clam 2.2 (Blaauw, 2010). AMS ^{14}C dateringene blir kalibrert etter IntCal13 kalibreringskurven i programmet (Reimer et al., 2013). Da 6 av dateringene avviker fra forventet alder (Kapittel 5.1.1), ble programmet innstilt til å se bort fra disse under den statistiske utregningen av aldersmodellen. Videre ble 8 aldre, gitt av paleomagnetiske «knutepunkt», lagt inn. Disse ble gitt en usikkerhet på ± 100 år. Aldersmodellen er med dette basert på 8 AMS ^{14}C dateringer fra Mal. Shchuchye og 8 paleomagnetiske «knutepunkt».

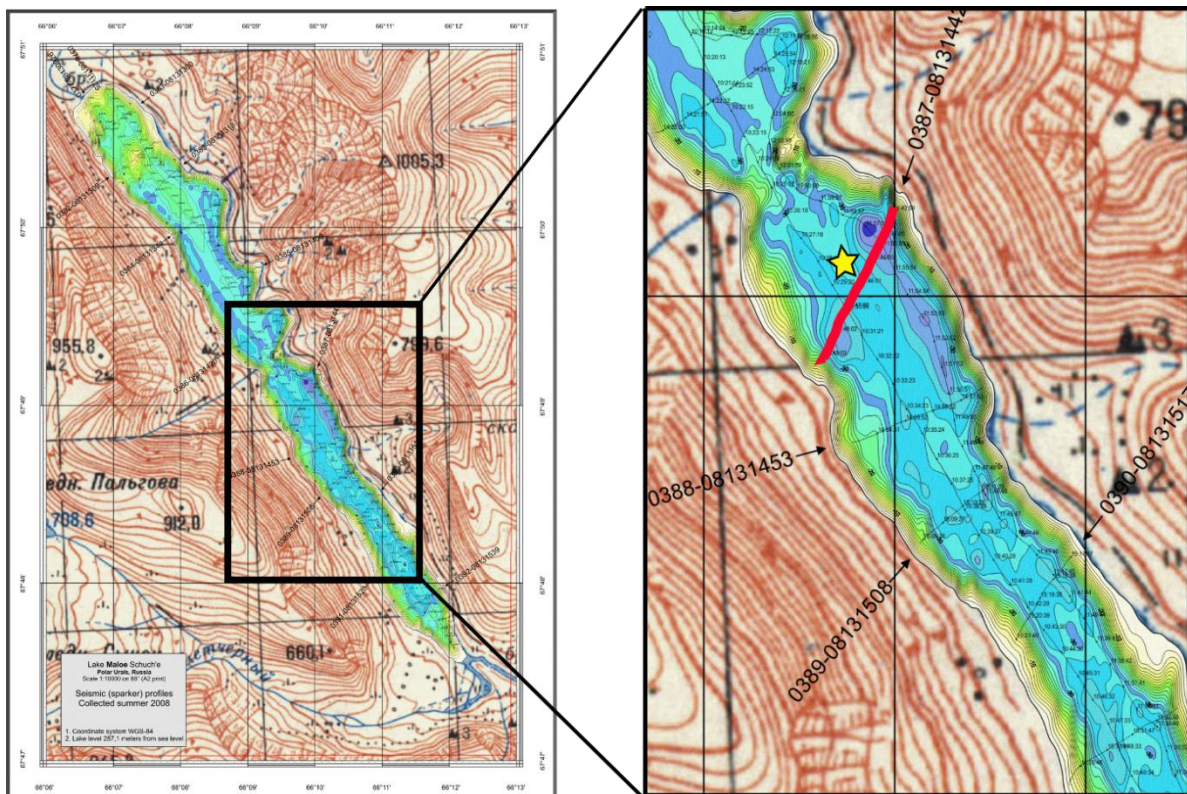
I utgangspunktet beregner Clam 2.2 alder mellom dyp hvor man har en datering eller gitt alder. Da det er flere turbiditter gjennom kjernesekvensen (Kapittel 4.1), har det blitt benyttet en funksjon som kalles «slumps». Ved bruk av denne funksjonen, angir man dypene for øvre og nedre grense av en momentan avsetning, og programmet blir fortalt at alderen skal være den samme ved øvre og nedre grense for avsetningen. Aldersmodellen ble fremstilt ved bruk

av en *smooth-spline* interpolasjon med en *smoothing* på 0.4.

3.5 Bearbeiding av seismikk

Av alle sparkerprofilene som er tilgjengelige fra Mal. Shchuchye, er profil 0387 valgt ut på grunn av sin plassering kun 150 m sørøst for borepunktet til kjerne 506-51 (Fig. 3.1). Dette profilet har blitt tolket med hovedvekt på å få frem geometrien i bassenget, ved hjelp av identifisering av akustisk basement, samt å korrelere de øverste reflektorene til litologiske grenser i kjerne 506-51. For å koble sammen sparkerprofil 0387 og kjerne 506-51, har omtrentlig plassering og dybde av kjernen blitt lagt over sparkerprofilet. Det må understrekes at profilet er tatt 150 m fra borepunktet, og at kjernedypene ved de ulike reflektorene må anses som omtrentlige.

Enkelte steder i det sparkerprofilet forekommer reflektorer med høye seismiske amplituder, som kan overskygge omkringliggende reflektorer. Disse er tolket å representere forekomst av gass i sedimentene, og kan gjøre tolkningen utfordrende ved å maskere ut reflektorer som representerer litologiske grenser.



Figur 3.1: Oversiktskart over plasseringen av sparkerprofil 0387 (rød linje). Borepunkt for kjerne 506-51 er markert med gul stjerne.

4. Resultater

I dette kapitlet vil resultater bli presentert. Innledningsvis vil de uformelle lithologiske enhetene presenteres og beskrives. Videre vil resultater fra sedimentologiske analyser, resultater fra AMS ¹⁴C-dateringer, aldersmodell og sedimentasjonsrate bli presentert, før kapitlet avsluttes med en tolkning av sparkerprofil 0387.

4.1 Litologisk kjernebeskrivelse

Basert på visuell logging av kjerne 506-51, har den blitt delt inn i tre hovedenheter; A (øverste), B og C (nederst), hvor enhet B og enhet C består av to underenheter, B1, B2 og C1, C2. Gjennom hele kjernesekvensen finnes karakteristiske, oppoverfinende lag tolket som turbiditter. Disse er lys grå på farge, og i bunnen består de av noe grovere sedimenter enn hva man finner ellers i kjernen. Turbidittene utgjør til sammen 26 % av den totale sedimentpakken. Det er ikke observert erosive kontaktflater mellom turbiditter og underliggende sedimenter.

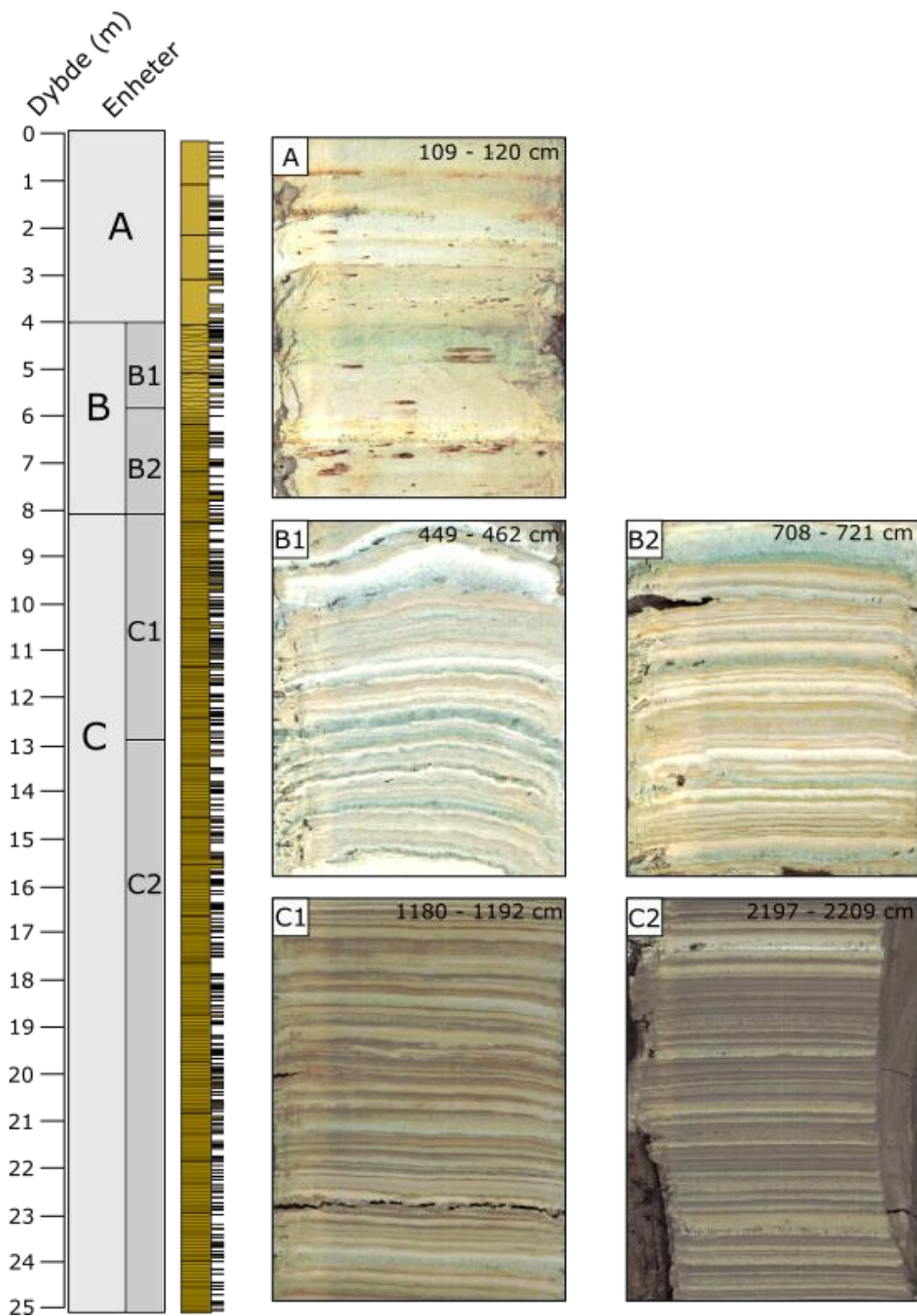
4.1.1 Enhet C (8,12 – 25,07 m)

Nedre grense av enhet C er definert som bunnen av kjernen. Enhet C består av horisontale og godt definerte laminae av silt og leire (Fig. 4.1). Disse utgjør rytmiske avsetninger karakterisert av repeterende lag av lyse og mørke laminae. To slike laminae utgjør sammen en oppoverfinende sekvens, fra lyst til mørkt lamina, som er typisk 1-5 mm tykk. De lyse laminae har grå til lys brun farge og består i hovedsak av silt. Mørke laminae har mørk, brun farge og består i hovedsak av leirig silt. Grensen mellom de mørke, mer finkornede laminae, og overliggende lyse laminae er som regel skarp og lett gjenkjennelig.

Enheden er videre inndelt i underenhetene C1 (8,12 – 12,98 m) og C2 (12,98 – 25,07 m). Gjennom hele underenhet C2 ser man lite endring i sedimentenes karakter, og disse er her karakterisert ved svært godt definerte laminae (Fig. 4.1). Fra nedre grense av underenhet C1 forekommer en gradvis endring mot mer diffuse laminae (Fig. 4.1).

Selv om laminae blir noe mer diffuse gjennom underenhet C, finner man kontinuerlige laminae også her. Hele enhet C er med dette karakterisert av kontinuerlige, rytmiske avsetninger av laminae. Disse har blitt talt som par, hvor et par består av et lyst lamina i bunn og et overliggende mørkt lamina. Det ble talt totalt 4884 tydelige par av lyse og mørke

laminae. Videre ble det talt 242 par hvor man var usikker på øvre grense. Disse ble talt som $\pm 0,5$. Dette gir en total telling på 4884 ± 121 par av lyse og mørke laminae gjennom enhet C.



Figur 4.1: Oversikt over inndelingen av de uformelle, litologiske enhetene, A, B og C, med tilhørende underenheter B1, B2 og C1, C2 i kjerne 506-51. Figuren viser også bildeutsnitt fra de ulike enhetene- og underenheterne.

Gjennom underenhet C1 har turbidittene en gjennomsnittlig tykkelse på 10 mm, og utgjør 30 % av den totale sedimenttykkelsen. For underenhet C2 er gjennomsnittlig tykkelse på 11 mm, og turbidittene utgjør 25 % av underenhetens tykkelse.

4.1.2 Enhet B (4,02 – 8,12 m)

Enhet B er en overgangsenhet som går fra laminerte sedimenter i bunnen til mer massive og homogene sedimenter mot toppen. Nedre grense for enheten er definert ved overgangen fra kontinuerlige til ikke-kontinuerlige laminae.

Enheten er videre inndelt i underenhetene B1 (4,02 – 5,84 m) og B2 (5,84 – 8,12 m).

Gjennom underenhet B2 har man fremdeles godt definerte laminae, selv om disse ikke lengre er kontinuerlige (Fig. 4.1). Laminae blir videre gradvis mer diffuse og sporadiske gjennom underenheten. Nedre grense av underenhet B1 er definert av en noe brå endring mot mer homogene og massive sedimenter, samt mer diffuse og sporadiske laminae (Fig. 4.1).

Gjennom underenhet B1 har man videre en gradvis endring mot mer massive sedimenter og mer diffuse og sporadiske laminae mot toppen.

Fra 3,4 – 5,9 m dyp er sedimentene noe deformerte. Dette omfatter hele underenhet B1 og øvre del av underenhet B2, samt de nederste 60 cm av enhet A. Turbidittene i underenhet B1 har en gjennomsnittlig tykkelse på 23 mm, og utgjør 40 % av underenhetens totale tykkelse. I underenhet B2 er gjennomsnittlig turbidittykkelse 15 mm, og disse utgjør 22 % av den totale tykkelsen av underenheten.

4.1.3 Enhet A (0,00 – 4,02 m)

Nedre grense for enhet A er definert av at man ikke kan gjenkjenne laminae over dette dypet.

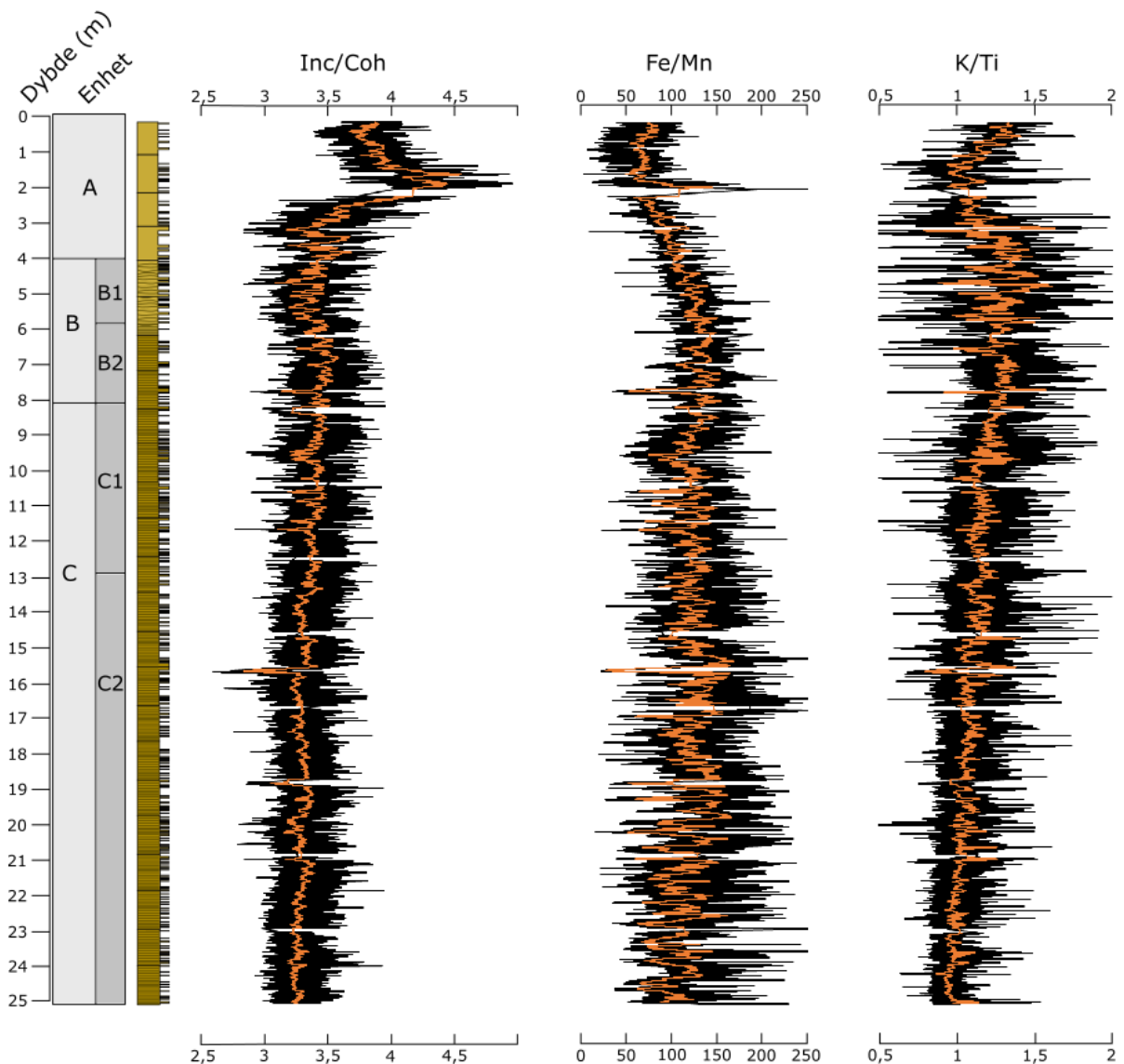
Enheten består av mer massive og homogene sedimenter enn i enhet C og B (Fig. 4.1).

Stedvis har man noe diffus lagdeling. Gjennomsnittlig tykkelse av turbidittene i enhet A er 22 mm, og disse utgjør 21 % av enhetens totale sedimenttykkelse.

4.2 Sedimentologiske analyser

4.2.1 XRF analyse

Av Figur 4.2 fremgår det at alle XRF-profilene viser stabile trender gjennom hele enhet C og gjennom underenhet B2. Verdiene for Fe/Mn er dog noe kaotiske i denne delen av kjernen, med store svingninger i verdiene. Ved overgangen til underenhet B1 får man en endring i verdiene for Fe/Mn. Disse begynner her å synke, og synker jevnt til omtrent midten av enhet A. Herfra og til toppen av kjernen holder Fe/Mn verdiene en trend av stabile verdier.



Figur 4.2: Resultater fra XRF-analyse av kjerne 506-51; forholdene Inc/Coh, Fe/Mn og K/Ti oppstilt mot de uformelle litologiske enhetene for kjernen.

Ved overgangen til underenhet B2 skjer der også en endring i verdiene for K/Ti, som blir noe kaotiske gjennom underenheten (Fig. 4.2). Ved overgangen til enhet A begynner K/Ti verdiene å synke, og når et minimum omtrent ved midten av enhet A. Fra midten av enhet A og mot toppen av kjernen stiger så K/Ti verdiene igjen.

Verdiene for Inc/Coh holder en trend av stabile verdier gjennom hele enhet C, enhet B og nedre del av enhet A (Fig. 4.2). Fra nedre del av enhet A stiger verdiene brått mot et maksimum omtrent ved midten av enheten. Fra midten av enhet A og mot toppen av kjernen synker så Inc/Coh verdiene igjen.

Felles for de tre profilene, er stabile trender i nedre del av kjernen (enhet C og underenhet B2). Ved midten av enhet A ser man videre en samtidig endring i samtlige profiler.

4.2.2 Kornstørrelsesanalyse

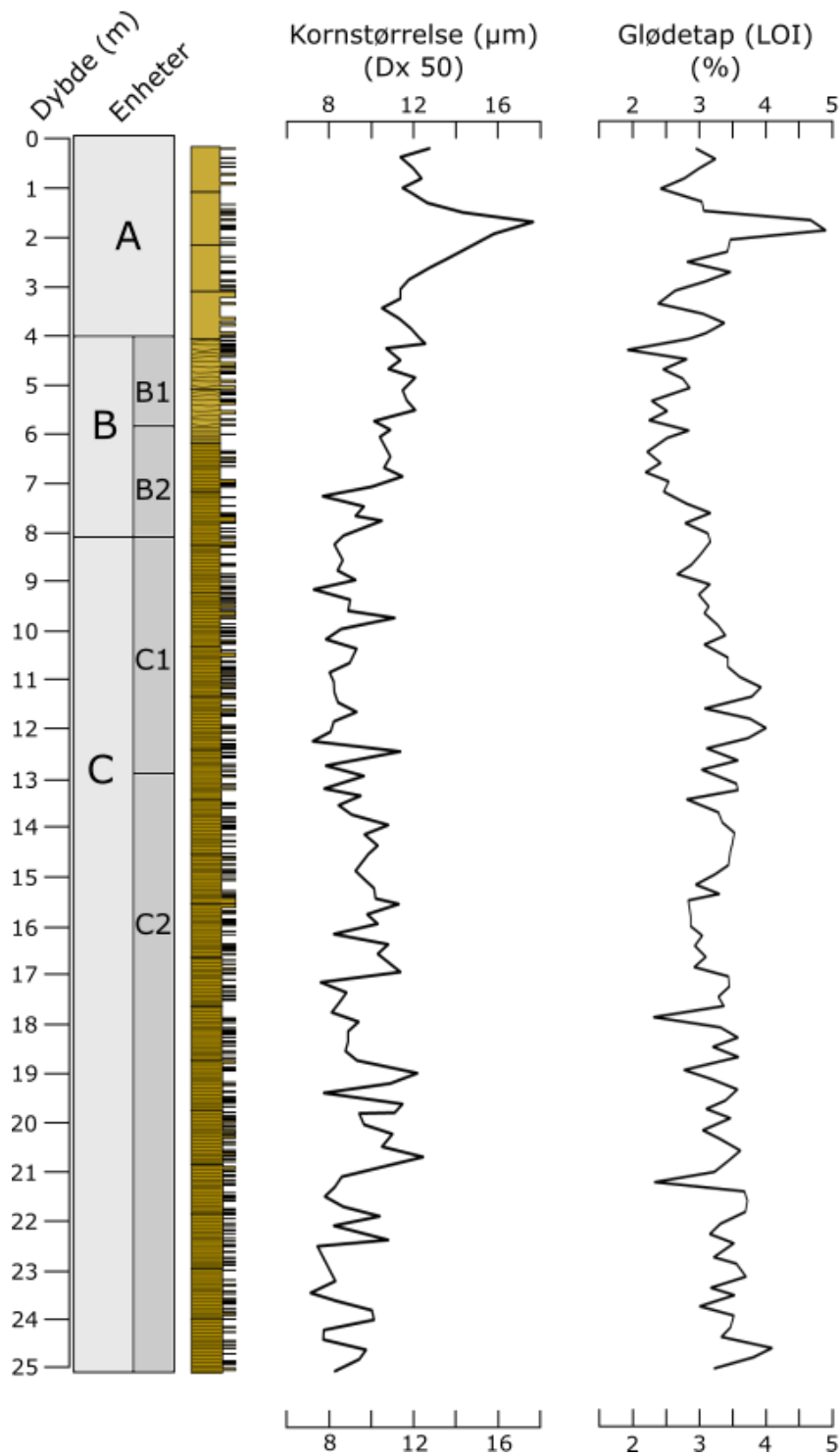
Hele kjerneseksjonen er karakterisert ved svært fine sedimenter, og gjennomsnittlig kornstørrelse (D50) spenner fra 7,0 μm til 17,8 μm (Fig. 4.3). Gjennomsnittsverdiene ligger derfor sentrert rundt fin silt kornstørrelse (8 - 31 μm), men som beskrevet i avsnitt 4.1 er der også leirige sedimenter i kjernen, spesielt gjennom enhet C. Ved prøvetaking ble det unngått å prøveta turbiditter, da disse generelt har grovere kornstørrelser.

Gjennom hele enhet C varierer kornstørrelse mellom 7,0 μm og 12,5 μm (Fig. 4.3), hvor gjennomsnittet for verdiene i dette intervallet er på 9,2 μm . Fra nedre grense av enhet B og til nedre del av enhet A øker kornstørrelsene gradvis, og her spenner størrelsene fra 10,0 – 12,7 μm . Fra midten av enhet A øker kornstørrelsen brått og når et maksimum på 17,8 μm , før den igjen synker mot toppen av kjernen (Fig. 4.3). Denne raske økningen i kornstørrelse baseres på totalt fire prøver som alle gir større kornstørrelser enn hva man finner over- og under. For den øvre delen av enhet A spenner kornstørrelsene mellom 11,3 – 12,8 μm , med en gjennomsnittlig verdi for intervallet på 12,1 μm .

4.2.3 Glødetapsanalyse

Fra analyse av glødetap fremgår det at der er lite organisk innhold i kjernen, med verdier som spenner fra 1,9 % til 4,9 % glødetap (Fig. 4.3). For enhet C og enhet B ligger glødetapsverdiene mellom 1,9 % og 4,1 %. Den mest markante endringen i glødetap ser man i

midten av enhet A, hvor der er et tydelig utslag i kurven mot høyere verdier. Her forekommer maksimalt glødetap gjennom kjernen på 4,9 %. Videre synker verdiene igjen og ligger mellom 2,4 % og 3,5 % for øvre del av enhet A.



Figur 4.3: Resultater fra kornstørrelsesanalyse og glødetapsanalyse av kjerne 506-51, satt opp mot uformelle, litologiske enheter i kjernen. Grafen for kornstørrelse angir gjennomsnittlig kornstørrelse, oppgitt i μm . Graf for glødetap angir prosentvis vekt tap etter brenning.

4.3 AMS ¹⁴C-datering

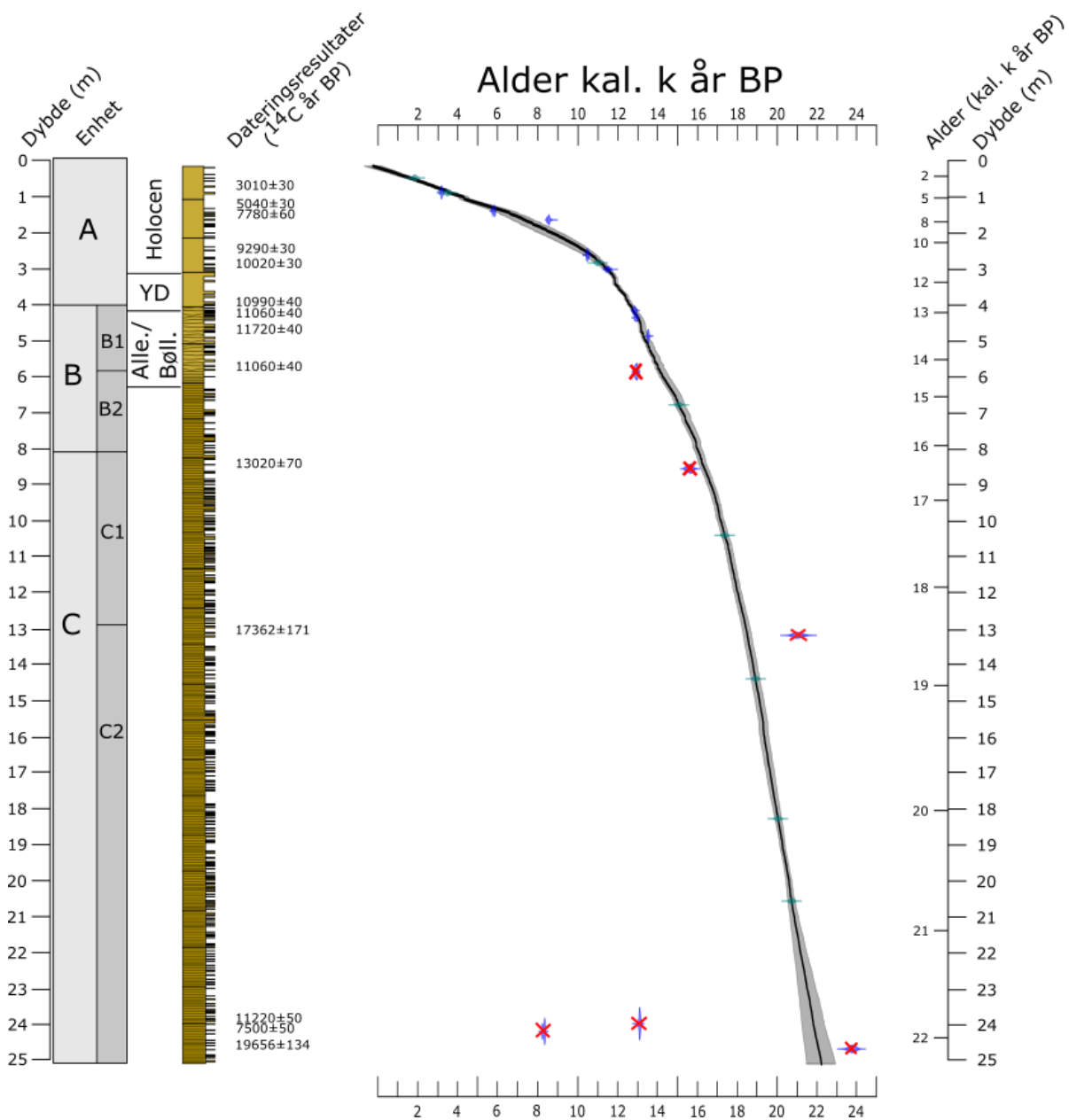
Totalt 14 prøver ble sendt til datering. 12 av disse ble sendt til Beta Analytic, USA og 2 prøver ble sendt til ETH Zürich, Sveits. Av prøvenavnene (tabell 4.1) går det frem hvilke prøver som er datert på de ulike laboratoriene. Seks av dateringsresultatene ble ekskludert fra fremstillingen av aldersmodellen, da de ikke ble ansett som troverdige. Dette gjelder prøvene Beta489589, Beta489590, Beta489591 og Beta489592, som gir yngre aldre enn forventet, samt ETH-89643 og ETH-89642 som gir eldre aldre enn forventet. Ser man bort fra disse fire resultatene, går det frem av tabell 4.1 at man på bakgrunn av dateringsresultater fra denne kjernen har dårlig kontroll på kronologien i nedre halvdel av kjernesekvensen. Dette har vært utslagsgivende for at aldersmodellen er basert på en kombinasjon av de 8 øverste dateringene og korrelasjon mot den godt daterte kjernen 506-48 fra nabosjøen Bol. Shchuchye (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018). Diskusjon rundt de avvikende resultatene for prøvene Beta489589, Beta489590, Beta489591, Beta489592, ETH-89643 og ETH-89642 er gitt i Kapittel 5.1.1.

Tabell 4.1 – Dateringsresultater fra AMS ¹⁴C-dateringer fra Mal. Shchuchye, datert på planterester

Lab.-ID	Prøvedyp (m)	Vekt av prøve (mg)	Ukalibrerte ¹⁴ C aldre (y BP)	1σ	Kalibrerte aldre (kal. år BP)				
					65 % konf. intervall		95 % konf. intervall		Median
					Fra	Til	Fra	Til	
Beta486108	0.7	6,2	3010	30	3319	3159	3335	3078	3201
Beta486109	1.26	11	5040	30	5888	5737	5901	5666	5823
Beta486110	1.50	6,1	7780	60	8607	8460	8704	8418	8557
Beta486111	2.48	6,7	9290	30	10556	10433	10579	10306	10495
Beta486112	2.88	10,3	10020	30	11606	11400	11704	11331	11504
Beta486114	4.03	6,7	10990	40	12904	12761	12984	12733	12842
Beta489587	4.23	6,1	11060	40	12998	12853	13051	12801	12928
Beta489588	4.74	2,5	11720	40	13563	13481	13701	13443	13527
Beta489589	5.75	2,6	11060	40	12998	12853	13051	12801	12928
Beta489590	8.45	3,7	13020	70	15729	15438	15834	15302	15584
ETH-89643	13.09	-	17362	171	21192	20705	21460	20518	20962
Beta489591	23.90	6,1	11220	50	13129	13051	13190	12996	13090
Beta489592	24.12	7,8	7500	50	8383	8216	8394	8199	8324
ETH-89642	24.60	5,6	19656	134	23866	23509	24042	23306	23681

4.4 Aldersmodell

Som det fremgår av Figur 4.4 plotter de øverste 8 AMS ^{14}C -dateringene fra Mal. Shchuchye godt langs alder-dyp kurven (blå punkter). Av figuren fremgår også de seks avvikende AMS ^{14}C -dateringene som ble ekskludert fra aldersmodellen (markert med røde kryss). Tre av disse, Beta489589, Beta489591 og Beta489592 gir inverse aldre. Beta489590 plotter nært alder-dyp kurven, mens EHT-89643 og EHT-89642 plotter til høyre for kurven (Fig. 4.4). Disse diskuteres nærmere i Kapittel 5.1.1.



Figur 4.4: Konstruert aldersmodell for Mal. Shchuchye. AMS ^{14}C -dateringer er markert med blå punkter, og paleomagnetiske knutepunkt er markert med grønne punkter. AMS ^{14}C -dateringer som ble ekskludert fra aldersmodellen er markert med røde kryss. Videre fremgår ukalibrerte AMS ^{14}C -dateringer, og grenser for Bølling-Allerød, Yngre Dryas (YD) og holocen.

Aldre hentet fra paleomagnetiske knutepunkt fra korrelasjon mot kjerne 506-48 i Bol. Shchuchye (tabell 4.2) er vist med grønne punkter i Figur 4.4. For de øvre fem meterne av kjernen er aldersmodellen basert både på AMS ^{14}C -dateringene og aldre hentet fra paleomagnetiske knutepunkt. Her plotter AMS ^{14}C -dateringene og paleomagnetiske knutepunkt tett langs kurven. Under dette dypet er aldersmodellen utelukkende basert på de paleomagnetiske knutepunktene.

Av aldersmodellen går det frem at kjernesekvensen går tilbake til omtrent 22,2 kal. k år BP, og med dette strekker seg tilbake til LGM (ca. 26 – 19 kal. k år BP).

Tabell 4.2 – Oversikt over Paleomagnetiske knutepunkt med respektive aldre, samt aldre gitt av AMS ^{14}C -datering

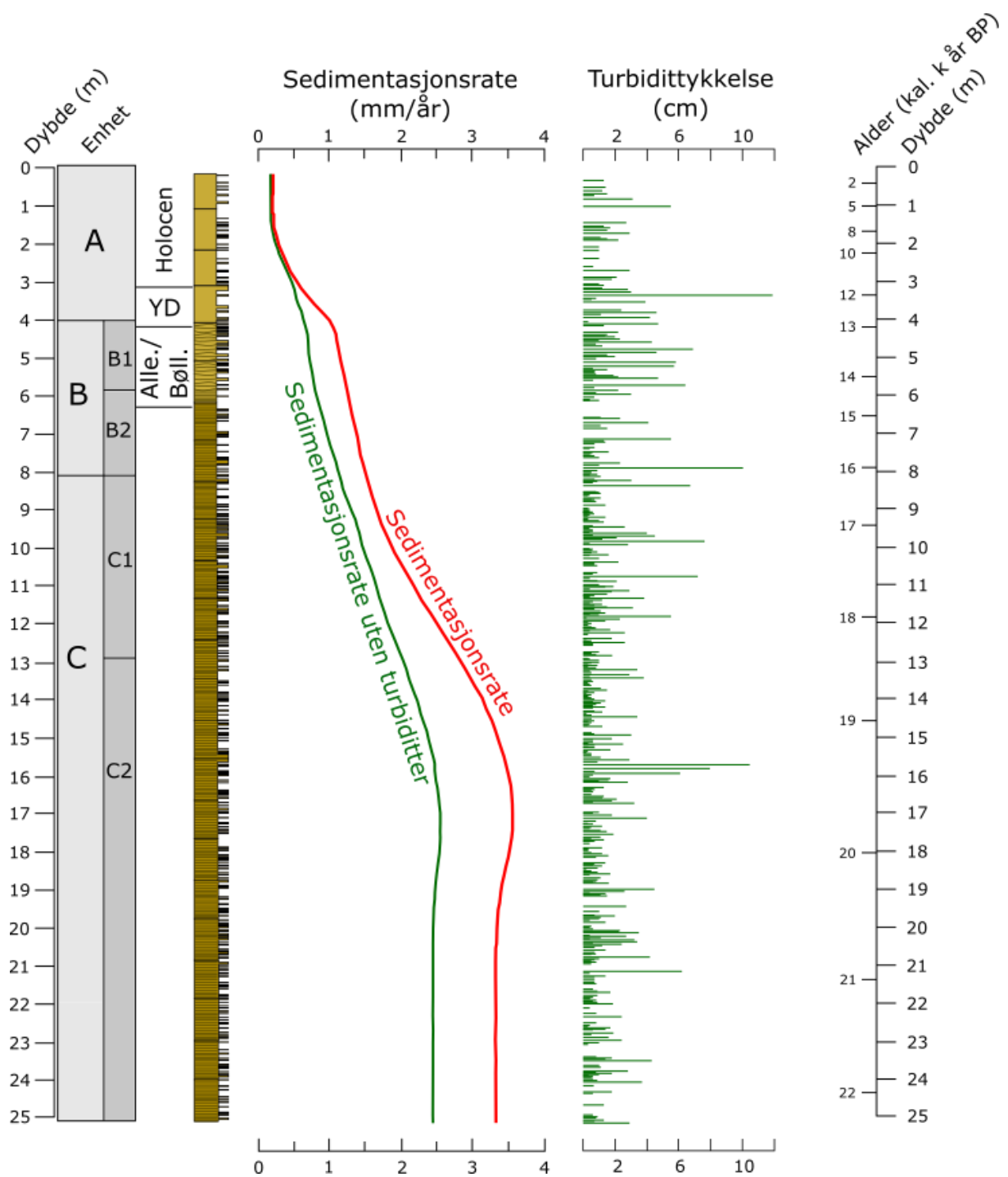
Navn	Dyp (cm)	Kal. år BP	Usikkerhet (1σ)	Inkludert i aldersmodell
Paleomag1	33	1860	100*	Ja
Beta486108	70	3201	80	Ja
Paleomag2	75	3490	100*	Ja
Beta486109	126	5823	75,5	Ja
Beta486110	150	8557	73,5	Ja
Beta486111	248	10495	61,5	Ja
Paleomag3	270	11000	100*	Ja
Beta486112	288	11504	103	Ja
Beta486114	403	12842	71,5	Ja
Beta489587	423	12928	72,5	Ja
Beta489588	474	13527	41	Ja
Beta489589	575	12928	72,5	Nei
Paleomag4	666	15060	100*	Ja
Beta489590	845	15584	145,5	Nei
Paleomag5	1030	17350	100*	Ja
ETH-89643	1309	20962	243,5	Nei
Paleomag6	1430	18900	100*	Ja
Paleomag7	1820	20014	100*	Ja
Paleomag8	2050	20700	100*	Ja
Beta489591	2390	13090	39	Nei
Beta489592	2412	8324	83,5	Nei
ETH-89642	2460	23681	178,5	Nei

* Usikkerhet knyttet til paleomagnetiske knutepunkt samsvarer ikke med 1σ , men er gitt en usikkerhet på ± 100

4.5 Sedimentasjonsrate

Programmet Clam 2.2, som ble benyttet til å fremstille aldersmodellen, beregner automatisk sedimentasjonsrate ved å fordele sedimentpakken utover statistisk utregnet alder-dyp kurve. Når man kjører modellen med «slumps»-funksjonen, for å behandle turbiditter som momentane avsetninger (Kapittel 3.4), medfører dette at turbidittene ikke blir inkludert i den beregnede sedimentasjonsraten. Turbidittene utgjør totalt 26 % av den totale sedimentpakken, og er en vesentlig andel av den totale sedimentasjonen. Det er derfor ønskelig å få med turbidittene i beregnet sedimentasjonsrate gjennom kjernen. For å oppnå dette ble aldersmodellen beregnet både med og uten «slumps»-funksjonen. Resultatet er vist i Figur 4.5, hvor den røde grafen viser beregnet sedimentasjonsrate uten bruk av «slumps»-funksjonen, og den grønne grafen viser beregnet sedimentasjonsrate med bruk av «slumps»-funksjonen. Den grønne grafen blir med dette mer en fremstilling av bakgrunns sedimentasjonen når turbiditter ekskluderes fra beregningen, mens den røde grafen gir et bedre bilde av faktisk sedimentasjonsrate. For å supplere grafen for bakgrunns sedimentasjon, fremstilles denne sammen med stolpediagram for turbiditthekkelser (Fig. 4.5).

Av sedimentasjonsraten (rød kurve, Fig. 4.5) går det frem at det er svært høy sedimentasjonsrate gjennom underenhet C2, hvor den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten ligger på omtrent 3,4 mm/år. Den høyeste sedimentasjonsraten gjennom kjernen forekommer med dette i underenhet C2. Videre faller sedimentasjonsraten brått gjennom underenhet C1, og ved overgangen til enhet B2 er den nede i 1,5 mm/år. Gjennom hele enhet B faller sedimentasjonsraten jevn, men med en lavere gradient enn i underenhet C1. Ved toppen av enhet B har sedimentasjonsraten falt til 1,0 mm/år. Ved overgangen til enhet A får man en ny, brå nedgang i sedimentasjonsraten, og ved midten av enhet A har sedimentasjonsraten falt til 0,2 mm/år. Enhet A har med dette den laveste sedimentasjonsraten.



Figur 4.5: Sedimentasjonsrate og tykkelse av turbiditter. Rød linje, merket «sedimentasjonsrate» er basert på aldersmodell kjørt uten «slumps»-funksjon. Grønn linje er basert på aldersmodell kjørt med «slumps»-funksjonen, og medregner ikke turbiditter. Stolpediagram for turbidittykkelse må ses som et supplement til grønn linje.

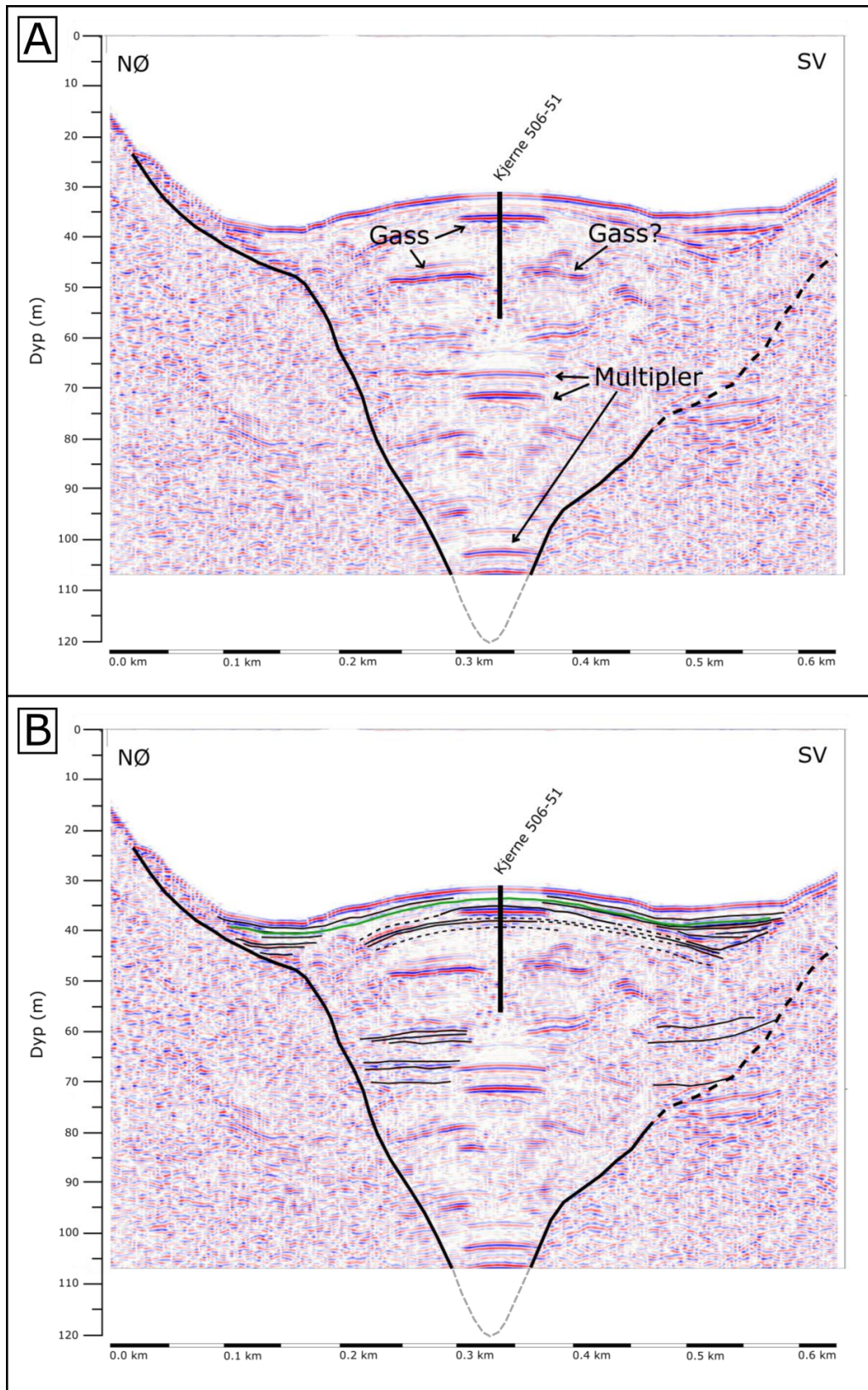
4.6 Seismikk

Figur 4.6 viser sparkerprofil 0387 med tolkede reflektorer. Datakvaliteten på profilet er noe begrenset, og tilstedeværelse av sterke multipler overskygger enkelte steder reflektorer det har vært ønskelig å kartlegge. Dette har komplisert tolkningen noe, og der denne er usikker er dette markert med stiplet linje (Fig. 4.6). Av Figur 4.6 fremgår tolket akustisk basement, samt noen tolkede reflektorer som er antatt å representere faktiske, akustiske forhold i bassenget. Videre er omtrentlig plassering og dybde av kjerne 506-51 markert. Det må dog understrekes at profil 0387 ligger 150 m fra det faktiske borepunktet, og med dette ikke går nøyaktig over punktet hvor kjernen er hentet.

Akustisk basement var ikke spesielt tydelig gjennom bassenget, og spesielt i den sørvestlige enden av bassenget var det stedvis vanskelig å avgjøre hvor denne går. Usikkerhet knyttet til tolkningen av denne går frem av stiplet linje (Fig. 4.6). Da de mektigste dypene av innsjøen ikke inngår i sparkerprofilet, er tenkt berggrunn tegnet inn som grå, stiplet linje under profilet (Fig. 4.6). Gitt av denne ligger der omtrent 65 m med sedimenter under kjernedypet for kjerne 506-51.

I de øvre ti meterne er der flere reflektorer som kan følges et stykke gjennom bassenget (markert med sorte linjer, Figur 4.6-B). Kun en av disse kan følges gjennom hele lengden av bassenget, og denne er markert med grønn linje (Fig. 4.6-B). Tolkede reflektorer under 55 m er horisontale, mens tolkede reflektorer over dette dypet viser at sedimentpakken buler noe oppover i de sentrale delene av bassenget (Fig. 4.6-B). Over 45 m dyp har man horisontale reflektorer i begge kortendene av bassenget, og der man kan følge disse mot midten av bassenget ser de ut å drapere underliggende, bulende reflektorer (Fig. 4.6-B).

Videre er reflektorer med høy amplitude, som brått får lavere amplitude i lateral retning, tolket å indikere gassholdige sedimenter (Fig. 4.6-A). Der er også gjenkjent flere multipler i profilet, der doble multipler av sjøbunnen og den øverste tolkede gassforekomsten er de sterkeste (Fig. 4.6-A).



Figur 4.6: Sparkerprofil 0387 med tolket akustisk basement (tykk, sort linje) og omtrentlig plassering av kjerne 506-51. Der tolkningen er usikker er dette markert med stiplet linje. Grå, stiplet linje markere antatt akustisk basement under profilet. A) Viser reflektorer tolket som gass og multipler B) Viser tolkede reflektorer som antas å representere faktiske, akustiske forhold i bassenget (sorte linjer). Grønn linje markerer reflektoren som kan følges gjennom hele profilet.

5. Diskusjon

I dette kapittelet vil først dateringsresultater og aldersmodell, samt den kronologiske kontrollen gitt av disse, diskuteres. Videre vil laminae, og tolkningen av disse som årlig avsatte varv bli diskutert. Deretter vil endringer i geokjemiske, fysiske og litologiske parametere, samt hva disse endringene er tolket å reflektere, diskuteres. Videre vil sparkerprofil 0387, og hvordan dette er sammenholdt med kjerne 506-51 bli diskutert. Til slutt vil postulert glasiasjons- og klimahistorie bli presentert, og satt inn i nord-vest europeisk, kronostratigrafisk rammeverk.

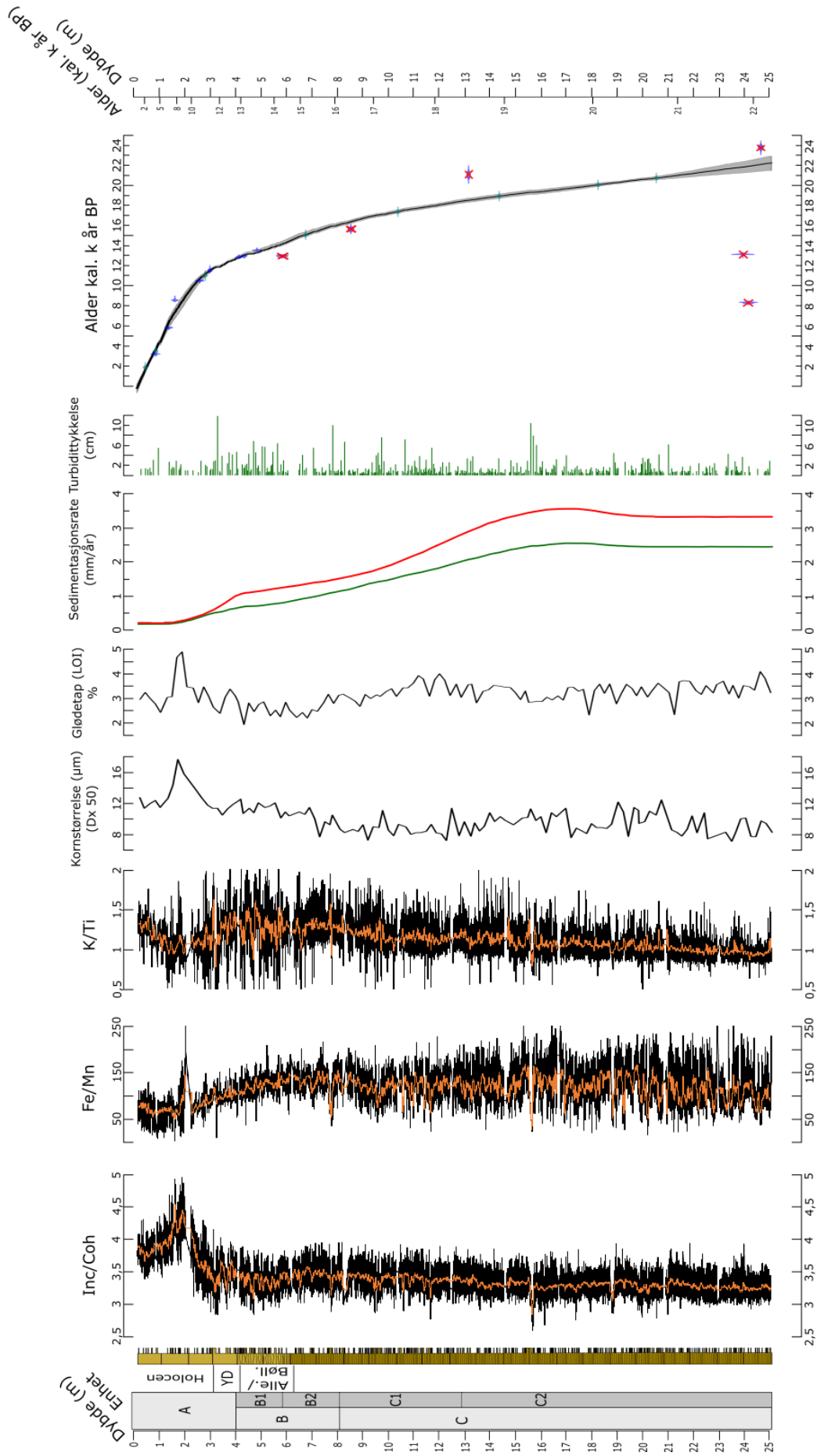
5.1 Tolkning av resultater

5.1.1 Dateringsresultater

Det ble tatt ut totalt 14 prøver for AMS ^{14}C -datering, hvorav de øverste 8 dateringene plotter tett rundt kurven på aldersmodellen (Fig. 5.1). Av dateringsresultatene lengre nede i kjernen går det frem at 3 av disse, Beta489589 (5,75 m dyp), Beta489591 (23,9 m dyp) og Beta489592 (24,1 m dyp) gir inverse aldre (Fig. 5.1). Disse er derfor ansett å gi for unge aldre. Ser man bort fra disse dateringene har man kun tre dateringer, Beta489590 (8,45 m dyp), ETH-89643 (13,1 m dyp) og ETH-89642 (24,6 m dyp), for de nedre 20 meterne av kjernen. Dette gir dårlig kronologisk kontroll for nedre del av kjernen, noe som var utslagsgivende for at denne ble korrelert mot kjerne 506-48/50 i Bol. Shchuchye.

I Bol. Shchuchye er aldersmodellen basert på totalt 27 AMS ^{14}C -dateringer og Vedde-asken, samt en flytende varvkronologi for nedre del av kjernen (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018; Haflidason et al., i trykk). Her har man med andre ord betydelig bedre kontroll på kronologien. Da de to kjernene ble korrelert, og man fikk konstruert en aldersmodell dels basert på AMS ^{14}C -dateringer, og dels basert på paleomagnetiske knutepunkt, fremgikk det at de tre dateringene Beta489590 (8,45 m dyp), ETH-89643 (13,1 m dyp) og ETH-89642 (24,6 m dyp) plottet utenfor kurven de paleomagnetiske knutepunktene ga (Fig. 5.1).

Grunnet god alderskontroll i Bol. Shchuchye og dårlig alderskontroll for nedre del av kjernen i Mal. Shchuchye, ble alle de seks nederste dateringene ekskludert fra aldersmodellen (Kapittel 5.1.2). Dateringene Beta489589 (5,75 m dyp), Beta489591 (23,9 m dyp) og Beta489592 (24,1 m dyp) er antatt å gi for unge aldre, mens ETH-89643 (13,1 m dyp) og ETH-89642 (24,6 m dyp) er antatt å gi for gamle aldre.



Figur 5.1: Sammenstilling av resultater fra alle geokjemiske og fysiske analyser, samt sedimentasjonsrate og konstruert aldersmodell, satt opp mot kjernens uformelle, litologiske enheter.

For gamle aldre kan forkomme dersom prøvene er kontaminert av gammelt karbon. Innsjøsedimenter er spesielt utsatt for denne typen kontaminasjon, da gammelt organisk materiale i nedslagsfeltet kan skylles inn i innsjøen (Walker, 2005). Dette kan være årsaken til at ETH-89643 (13,1 m dyp) og ETH-89642 (24,6 m dyp) tilsynelatende gir for gamle aldre.

Videre vil prøver som kontamineres av ungt karbon kunne gi for unge aldre, og en svært liten tilførsel av ungt karbon kan gi store utslag i dateringsresultatene (Walker, 2005). I nedre del av kjernen er der generelt svært lite organisk materiale. Dette medførte at det tok betydelig lengre tid å samle tilstrekkelig organisk materiale for prøvene i nedre del av kjernen enn for prøvene i de øvre meterne. Da prøvene ikke er tildekket under selve prøvetakingen, betyr dette at prøvene fra nedre del av kjernen har hatt lengre eksponeringstid for kontaminasjon fra støv og partikler i luften, enn prøvene fra øvre del av kjernen. Det er derfor ikke umulig at prøvene som gir for unge aldre kan ha blitt kontaminert under prøvetakning.

Beta489590 (8,45 m dyp) plotter nært kurven i aldersmodellen (Fig. 5.1), og da aldersmodellen videre undervurderer usikkerheten noe (Kapittel 5.1.2) er denne dateringen ikke nødvendigvis ansett å gi feil alder. Grunnet dårlig kronologisk kontroll for de nedre 20 meterne, har man likevel valgt å utelukkende basere aldersmodellen på palomagnetiske knutepunkt i dette intervallet. Beta489590 (8,45 m dyp) er derfor ekskludert fra aldersmodellen.

5.1.2 Aldersmodell

Basert på AMS ^{14}C -dateringer fra kjerne 506-51 i Mal. Shchuchye alene, ville man hatt svært dårlig kronologisk kontroll på de nedre 20 meterne av kjernen. Aldersmodellen for kjerne 506-48/50 i Bol. Shchuchye er basert på 27 AMS ^{14}C -dateringer, Vedde-asken og en flytende varvkronologi, og her har man god kronologiske kontroll (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018; Haflidason et al., i trykk). En tilsynelatende vellykket korrelasjon mot denne kjernen gir betydelig bedre alderskontroll for nedre del av kjerne 506-51.

Det faktum at aldersmodellen er dels basert på korrelasjon mot en annen kjerne, medfører videre noe usikkerhet knyttet til selve korrelasjonen mellom disse. De paleomagnetiske knutepunktene de to kjernene er korrelert ved er dog tydelige i begge kjerner. Videre fremgår det av aldersmodellen at aldrene hentet fra korrelasjonen stemmer godt over ens med AMS

¹⁴C-dateringene fra Mal. Shchuchye i de øvre meterne av kjernen (Fig. 5.1), hvor man har bedre kronologisk kontroll. Dette bekrefter at korrelasjonen i hvert fall er riktig i de øvre 7 meterne, og gjør korrelasjonen, og derav også aldersmodellen, betydelig mer troverdig.

Clam 2.2, programmet som ble benyttet til å lage aldersmodellen, er kjørt med «smooth spline interpolation». Det tar derfor ikke høyde for at usikkerheten mellom dateringspunktene øker, og underestimerer derfor usikkerheten mellom disse (Trachsel og Telford, 2017). Da aldersmodellen i denne oppgaven brukes til å se på større endringer, som skjer over større tidsrom, anses ikke dette å ha noen påvirkning på de konklusjoner som blir nådd.

5.1.3 Identifikasjon av varv

Den sedimentologiske karakteren av laminae i nedre del av kjernen, samsvarer godt med hva som forventes å finne i avsettingsmiljøer hvor det forekommer store sesongvariasjoner i sedimenttilførsel. Smeltevann fra breer og snø i nedslagsfeltet forventes å øke vassføringen sommerstid, noe som resulterer i at grovere sedimenter avsettes i bassenget på sommeren, mens finere partikler holdes i suspensjon til smeltevannsstrømmen avtar. Når strømmen avtar høst- og vinterstid vil de finere partiklene avsettes fra suspensjon i vannet. Dette vil resultere i at man får avsatt to lag av ulik sedimentologisk karakter i løpet av et år; et grovere sommerlag og et finere vinterlag, som sammen utgjør et varv-sett.

Laminae i Mal. Shchuchye (gjenkjent fra 4,02 – 25,07 m) er tolket som varv, basert på deres sedimentologiske karakter, hvor de lyse og noe grovere lagene er tolket som sommerlag, og de mørke og noe finere lagene er tolket som vinterlag. Den sedimentologiske karakteren av laminae gjennom enhet C, hvor disse er kontinuerlige, er veldig lik varvige sedimenter fra andre brematede innsjøer (Desloges, 1994; Menounos og Clague, 2008). Fra bunnen av kjernen og til toppen av enhet C, hvor tellingene stopper (Kapittel 4.1.1), er der talt 4884 ± 121 antall varv-sett. Basert på tolkningen av disse lagene som årlig avsatte lag, vil dette tilsvare 4884 ± 121 år.

I toppen av noen av de 24 kjernesegmentene (Kapittel 3.1) mangler der noe sedimenter. Gjennom enhet C mangler totalt 62,8 cm sedimenter i kjernesegmentene. Da der ikke finnes en parallell kjerne, har man ikke kontroll på hvor mange cm sedimenter som eventuelt mangler mellom kjerneseksjonene. 62,8 cm blir med dette et minimumsanslag på hvor mye

sedimenter som mangler i enhet C. Av aldersmodellen ser vi at enhet C går fra 22,2 kal. k år BP til 16,1 kal. k år BP, og altså strekker seg over en periode på 6100 år. Gitt at der mangler minimum 62,8 cm sedimenter i enhet C, samt at aldersmodellen ikke er svært detaljert (Kapittel 5.1.2), må det kunne sies at antall år gitt av aldersmodell og talte varv stemmer godt nok over ens til å støtte oppunder at dette er årlige avsetninger.

5.1.4 Sedimentasjonsrate og varv

Gjennom underenhet C2 (22,2 kal. k år BP – 18,4 kal. k år BP) har vi veldig høy sedimentasjonsrate (Fig. 5.1), samtidig som der er avsatt tydelige og kontinuerlige varv gjennom hele perioden. I samme periode er klima i dette området tolket til å tilsvare en polar ørken, med ekstremt lite nedbør (Kapittel 2.3) (Siegert og Marsiat, 2001; Hubberten et al., 2004). Den høye sedimentasjonsraten, sammen med varv-avsetninger, er derfor tolket å reflektere at der lå breer i Mal. Shchuchyes nedslagsfelt da enhet C2 ble avsatt. Tilstedeværelse av breer i nedslagsfeltet vil ha medført glasial erosjon og produksjon av finkornede sedimenter, samt at smelting av breer sommerstid ga høy nok vassføring i breelvene til å transportere sedimentene til innsjøen og avsette varv.

Gjennom underenhet C1 (18,4 kal. k år BP – 16,1 kal. k år BP) faller sedimentasjonsraten fra 2,9 mm/år til 1,5 mm/år. I samme periode blir varvene gradvis mer diffuse, og toppen av enhet C1 markerer øvre grense for kontinuerlige varv. Dette kan indikere at breene i området begynte å trekke seg tilbake etter 18,4 kal. k år BP, og at dette resulterte i stadig mindre glasial erosjon samt lavere vassføring i bre- og smeltevannselver i nedslagsfeltet.

Gjennom enhet B (16,1 kal. k år BP – 12,7 kal. k år BP) fortsetter sedimentasjonsraten å falle, samtidig som sedimentene gradvis blir mer homogene og massive, og varvene blir mer diffuse og sporadiske. Øvre grense for enhet B markerer øvre grense i kjernen for hvor man kan identifisere laminae av samme sedimentologiske karakter som varvene i enhet C. Videre faller sedimentasjonsraten brått ved overgangen til enhet A. Den stadig synkende sedimentasjonsraten gjennom enhet B, som også samsvarer med stadig mer diffuse og sporadiske avsetninger av varv, kan indikere at breene ble gradvis mindre i perioden 16,1 kal. k år BP – 12,7 kal. k år BP. At varvige avsetninger forsvinner totalt, samtidig som vi får en brå nedgang i sedimentasjonsraten ved toppen av enhet B, kan være et signal om at breene i nedslagsfeltet smeltet helt bort rundt denne tiden (12,7 kal. k år BP). En annen mulig årsak for

denne nedgangen i sedimentasjonsrate vil bli diskutert i Kapittel 5.1.6.

Videre må det påpekes at skillet mellom underenhet B2 og underenhet B1 (14,2 kal. k år BP) representerer en sedimentologisk endring i sedimentene. Gjennom underenhet B2 blir varvene gradvis mer diffuse, mens det ved overgangen mellom underenhetene ser ut for at der forekommer en mer brå endring til mer massive sedimenter og mer sporadiske varv. Etter overgangen følger en ny gradvis endring av sedimentene gjennom underenhet B1. Også her blir varvene gradvis mer diffuse og sporadiske, og sedimentene blir mer massive og homogene mot toppen av underenheten. Denne endringen i sedimentene ved skillet mellom underenhet B2 og B1 vil bli diskutert videre under.

5.1.5 XRF-profiler og fysiske parametere

Fe/Mn:

Gjennom enhet C og underenhet B2 viser ingen av XRF-profilene store endringer, men ved overgangen til underenhet B1 (14,2 kal. k år BP) endrer forholdet Fe/Mn seg (Fig. 5.1). Forholdet Fe/Mn blir ofte benyttet til å undersøke tidligere forhold for redoksreaksjoner i innsjøer. Fe har lavere redokspotensiale enn Mn, og oksideres derfor fortere. Videre er den oksiderte formen av Fe mindre stabil i vannmassen enn den oksiderte formen av Mn, og vil derfor fortere avsettes på bunnen under anoksiske forhold. Dette medfører at forholdet Fe/Mn vil være høyere under forhold hvor det er lite eller ingen oksygen i vannet, samt synke dersom mer oksygen blir tilført (Schmidt et al., 2008; Cuven et al., 2011).

I dag har Mal. Shchuchye maksimalt tre måneder i året hvor innsjøen ikke er islagt. På bakgrunn av at klima var betydelig kaldere under LGM, er det ikke utenkelig at innsjøen på denne tiden var islagt året rundt. Et vedvarende islag vil kunne ha redusert innsjøens oksygenopptak, samt forhindret vindpåvirket blanding av vannsøylen, noe som trolig vil ha skapt anoksiske forhold i bunnvannet. Det faktum at forholdet Fe/Mn holder høye og stabile verdier gjennom hele enhet C og underenhet B2, og så begynner å synke ved overgangen til underenhet B1 (14,2 kal. k år BP), kan signalisere at innsjøen var kontinuerlig isdekket før 14,2 kal. k år BP, og siden hadde kortere perioder uten isdekke sommerstid. De stadig synkende verdiene i Fe/Mn fra nedre grense av underenhet B1 og til midten av enhet A (ca. 9 kal. k BP), kan indikere stadig lengre isfrie perioder sommerstid.

Samtidig som verdiene for Fe/Mn begynner å synke ved nedre grense for underenhet B1, blir sedimentene mer homogene og varvene mer sporadiske. Da kjernen er hentet fra et vanddyb på ca. 30 m, vil vindpåvirket blanding av vannmassene kunne nå helt til bunnen av vannsøylen. En endring fra kontinuerlig isdekket innsjø med stratifisert vannmasse, til tidvis åpent vann med blanding av hele vannsøylen, vil påvirke avsetingsmiljøet. En slik endring kan, sammen med mindre tilførsel av sedimenter (indikert av lavere sedimentasjonsrate), forklare hvorfor sedimentene blir gradvis mer homogene og massive, mens varvene blir mer sporadiske gjennom underenhet B1.

Øvre grense for kontinuerlige varv er ved toppen av enhet C (16,1 kal. k år BP), altså før verdiene for Fe/Mn indikerer perioder med åpent vann sommerstid. Videre blir sedimentene markant mer homogene og massive, og varvene mer sporadiske ved overgangen til underenhet B1 (14,2 kal. k år BP). Dette indikerer at dannelse av varvige sedimenter avhenger av høy nok sedimenttilførsel, samt at de bevares bedre i en stratifisert vannmasse.

K/Ti:

Ved overgangen til enhet A (12,7 kal. k år BP) begynner verdiene for K/Ti å synke (Fig. 5.1). Verdiene synker til et minimum ved 2,1 m dyp (9,1 kal. k år BP), holder seg stabile til 1,3 m dyp (5,8 kal. k år BP), og stiger så igjen mot toppen av kjernen. Forholdet K/Ti kan brukes til å undersøke grad av kjemisk forvitring i nedslagsfelt, da K fortrinnsvis vaskes ut i forvittringsprosesser, og derfor har generelt lavere konsentrasjon i forvitrede sedimenter (Arnaud et al., 2012). De synkende verdiene gjennom nedre del av enhet A kan med dette indikere økt kjemisk forvitring i nedslagsfeltet i perioden 12,7 kal. k år BP – 9,1 kal. k år BP, samt at dette holdt seg stabilt til 5,8 kal. k år BP. Etter 5,8 kal. k BP kan de stigende verdiene av K/Ti indikere at kjemisk forvitring i nedslagsfeltet gradvis avtok. Økt kjemisk forvitring i denne perioden kan i sin tur indikere varmere forhold.

Glødetap:

Som det fremgår av glødetapkurven (Fig. 5.1) stiger verdiene ved overgangen til enhet A (12,7 kal. k år BP). Denne økningen, som indikerer økt organisk innhold, reflekterer at klima blir varmere. Videre er der en markant topp i glødetapkurven, mellom 1,3 m (5,8 kal. k år BP) og 2,1 m (9,1 kal. k år BP). Denne er, sammen med verdiene for K/Ti og Inc/Coh, tolket til å reflektere den varmeste perioden i området de siste 22,2 kal. k år BP.

Inc/Coh:

I nedre del av enhet A ser vi første endring i verdiene for Inc/Coh ved et dyp på 1,3 m (11,7 kal. k år BP) (Fig. 5.1). Her, ved overgangen til holocen, stiger verdiene for Inc/Coh brått mot et maksimalt utslag mellom 1,3 m (5,8 kal. k år BP) og 2,1 m (9,1 kal. k år BP), før de igjen synker mot toppen av kjernen. Etersom Inc/Coh reflekterer andel lette og tunge atomer, der Inc/Coh stiger ved overvekt av lave atomnummer (Croudace et al., 2006), kan forholdet reflektere organisk innhold. Det økte Inc/Coh forholdet ved overgangen til holocen er derfor tolket å indikere økt produktivitet i innsjøen. Som nevnt over er toppen fra 9,1 kal. k år BP – 5,8 kal. k år BP tolket å reflektere den varmeste perioden de siste 22,2 kal. k år BP. Nedgang i Inc/Coh og glødetap, samtidig med økning i K/Ti etter denne perioden, er videre tolket som en dreining mot kaldere klima fra 5,8 kal. k år BP til i dag.

Kornstørrelse:

Kornstørrelsen holder seg stabil og lav gjennom hele enhet C, hvor vi har kontinuerlige varv. Ved overgangen til enhet B (16,1 kal. k år BP) får vi en økning i kornstørrelse. Ved denne tiden har sedimentasjonsraten falt kraftig sammenlignet med enhet C2, noe som indikerer at breene ikke lenger mater innsjøen med like mye breslam og finkornede sedimenter. Det er derfor ikke gitt at økningen i kornstørrelse reflekterer større tilførsel av grovere partikler, men trolig reflekterer lavere tilførsel av de fineste kornstørrelsene.

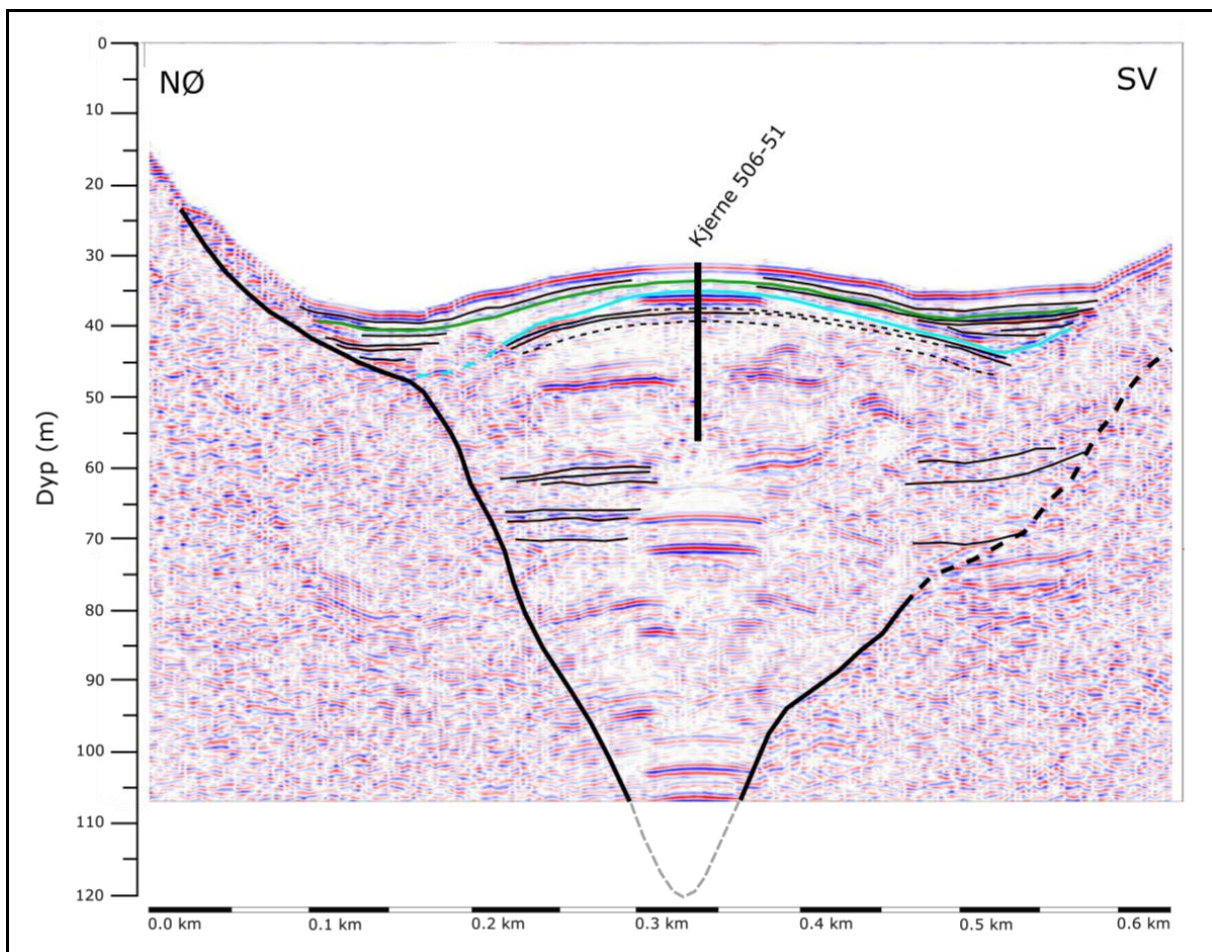
5.1.6 Seismikk

Den sammenhengende reflektoren som kan følges gjennom hele lengden av bassenget, er tolket å være en holocen reflektor (grønn linje, Fig. 5.2). Denne ligger på et omtrentlig kjernedyp på 2,6 m, noe som av aldersmodellen for kjerne 506-51 gir en alder på 10,7 kal. k år BP, altså noe for ungt. Det må dog påpekes at profilet går 150 m sør for borepunktet.

Reflektorene som er tolket som gass (Kapittel 4.6) ligger på et omtrentlig kjernedyp på 4–6 m (Fig. 5.2). Da sedimentene er deformert mellom 3,4–5,9 m (Kapittel 4.1.2), er det nærliggende å tro at deformasjonen skyldes tilstedeværelse av gass i sedimentpakken ved dette dypet.

Øvre grense for de buede reflektorene i den sentrale delen av bassenget, som samsvarer med nedre grense for horisontale reflektorer langs bassengkantene, er markert med turkis linje i Figur 5.2. Årsaken til at sedimentene ligger på denne måten, bulende oppover i den sentrale

delen av bassenget, er ikke kjent. Vindmønster kan i enkelte tilfeller forklare ikke-horisontale, lakustrine avsetninger, ved at vinden transporter sedimenter i en bestemt retning (Håkanson, 1977; 1982). Basert på endringer i Fe/Mn ved et kjernedyp på 5,84 m, er det postulert at innsjøen var dekket av is gjennom hele året før 14,2 kal. k år BP. Dette kjernedypet ligger mot toppen av de buede sedimentene, og det må derfor antas at innsjøen var isdekket året rundt da hovedparten av disse ble avsatt. Det er derfor usannsynlig at geometrien de aktuelle sedimentene er relatert til vindmønster.



Figur 5.2: Sparkerprofil 0387 med tolkede reflektorer. Holocen reflektor er markert med grønn linje. Øvre grense for sedimenter som buler oppover er markert med turkis linje. Øvrige reflektorer markert med sorte linjer. Merk horisontale reflektorer i hver ende av bassenget over denne linjen, og under kjernedyp for kjerne 506-51. Akustisk basement er markert med tykk, sort linje. Der tolkning er usikker er dette markert med stiplede linjer.

Av seismikken ser man videre at der stedvis er gass i sedimentene (Kapittel 4.6), samt at reflektorer under omtrentlig kjernedyp for kjerne 506-51 ligger horisontalt. En mulig forklaring på de bulende sedimentene kan være at tyngden av sedimentpakken som ble avsatt

rundt LGM og i tiden etter, hvor man hadde høy sedimentasjonsrate, kan ha tynget nok på sedimentene under til å presse ut gass fra disse. Dette kan i så tilfelle ha presset de overliggende sedimentene oppover, og dannet den bulende formen disse har i dag.

Selv om årsaken til de bulende sedimentene ikke er kjent, går det frem av seismikken at deres geometri påvirker sedimentasjonsraten ved borepunktet for overliggende sedimenter. Over den øvre grensen for de bulende sedimentene (turkis linje, Fig. 5.2), ser man at sedimenter legger seg horisontalt i, og fyller opp, de to gropene som er dannet i hver ende av bassenget. Da store deler av sedimentene avsettes i disse gropene, vil sedimentasjonsraten bli lavere ved borepunktet. Nedre grense for avsetning i disse gropene (turkis linje, Fig. 5.2) ligger på et omtrentlig kjernedyp på 3,4 m (11,9 kal. k år BP). Da sparkerprofilet ligger 150 m fra borepunktet til kjerne 506-51, kan denne grensen (turkis linje, Fig. 5.2) trolig korrespondere med den brå knekken man ser i sedimentasjonsraten ved 4,0 m (12,7 kal. k år BP).

Da sedimentasjonsraten ved borepunktet trolig er sterkt påvirket av endrede avsetningsforhold i bassenget etter 12,7 kal. k år BP, blir det noe usikkert å definere fullstendig borts melting av breene i nedslagsfeltet på bakgrunn av sedimentasjonsrate og øvre grense for varvige sedimenter ved dette tidspunktet. Dette medfører at data ikke gir grobunn for å fastsette når breene forsvant. Tilstedeværelse av varvige sedimenter til toppen av enhet B (12,7 kal. k år BP), indikerer at der i hvert fall lå noen breer i nedslagsfeltet frem til 12,7 kal. k år BP.

Av profilet går det videre frem at der er en tykk sedimentpakke med akustisk laminerte sedimenter under kjernedypet for kjerne 506-51 (Fig. 5.2). Dette indikerer kontinuerlig sedimentasjon i innsjøbassenget i lang tid før sedimentene i kjernen ble avsatt, altså før 22,2 kal. k år BP. Basert på dette profilet alene er det ikke mulig å avgjøre alderen av de nederste sedimentene, men tykkelsen av sedimentpakken gir en tydelig indikasjon på at det er lenge siden området sist var dekket av et stort isdekke, da en slik hendelse høyst sannsynlig ville erodert bort de myke sedimentene i innsjøen.

5.2 Glasiasjons- og klimahistorie for Mal. Shchuchye

På bakgrunn av resultatene og tolkningen av disse, vil glasiasjons- og klimahistorien for nedslagsfeltet til Mal. Shchuchye bli rekonstruert og satt inn i det nord-vest europeiske, kronostratigrafiske rammeverket (Mangerud et al., 1974; Rasmussen et al., 2014).

5.2.1 Før LGM (> 26,5 kal. k år BP)

Kjerne 506-51 går tilbake til 22,2 kal. k år BP, og kjernen kan med dette ikke fortelle oss noe om forholdene før LGM. Av seismikken går det dog frem at der er en tykk sedimentpakke med akustisk laminerte sedimenter under kjernedypet, og dette forteller oss at der har vært kontinuerlig sedimentasjon i bassenget i tiden før LGM. Tidligere var der stor uenighet om utbredelsen av Barents-Kara isdekket under LGM, og enkelte mente at dette nådde et godt stykke innover land i arktiske Russland, og at de polare Uralfjellene var dekket av en stor iskappe på denne tiden (Grosswald, 1993; 1998). En rekke studier har siden avvist denne hypotesen (Svendsen et al., 1999; 2004; 2018; Mangerud et al., 2008; Regnéll et al., 2018), og den kontinuerlige sedimentasjonen i Mal. Shchuchye før 22,2 kal. k år BP er enda et bevis for at området ikke var dekket av et stort isdekke under LGM eller tiden før. Dette da et slikt isdekke er forventet å tømme bassenget for sedimenter.

I naboinnsjøen Bol. Shchuchye har man på bakgrunn av seismisk korrelasjon og ekstrapolering av sedimentasjonsraten, estimert at bassenget sist ble tømt for sedimenter like før 50 – 60 kal. k år BP (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018). Videre viser dateringsresultater fra omkringliggende lokaliteter at hoveddalene i de polare Uralfjellene var okkupert av større breer under MIS 4 (65 – 74 kal. k år BP), som siden smeltet bort under et tidlig fase av MIS 3 (Svendsen et al., 2018). Gitt disse funnene i områdene rundt Mal. Shchuchye er det nærliggende å tro at innsjøbassenget sist var dekket av et større isdekke under MIS 4, og at den kontinuerlige sedimentasjonen startet etter dette. Det må dog påpekes at en slik konklusjon ikke kan trekkes på bakgrunn av de data som diskuteres i denne oppgaven.

5.2.2 Fra LGM og inn i Bølling (22,2-14,2 kal. k år BP)

Basert på den høye sedimentasjonsraten og de tydelige og kontinuerlige varvene gjennom underenhet C2 (22,2 – 18,4 kal. k år BP), er det postulert at der lå breer i nedslagsfeltet til Mal. Shchuchye under LGM. Dateringsresultater fra morenerygger nedenfor MGU-breen indikerer at de tre ytterste ryggene ble avsatt under LGM eller kort tid etter (Kapittel 2.1.1) (Svendsen et al., 2018). Den ytterste ryggen ligger omtrent 1 km utenfor området hvor breen lå i 1953, noe som indikerer at MGU-breen ikke var veldig mye større under LGM enn i 1953. Også i andre deler av de polare Uralfjellene har man funnet at breene ikke var betydelig større under LGM enn hva de er i dag (Mangerud et al., 2008). Om den høye sedimentasjonsraten

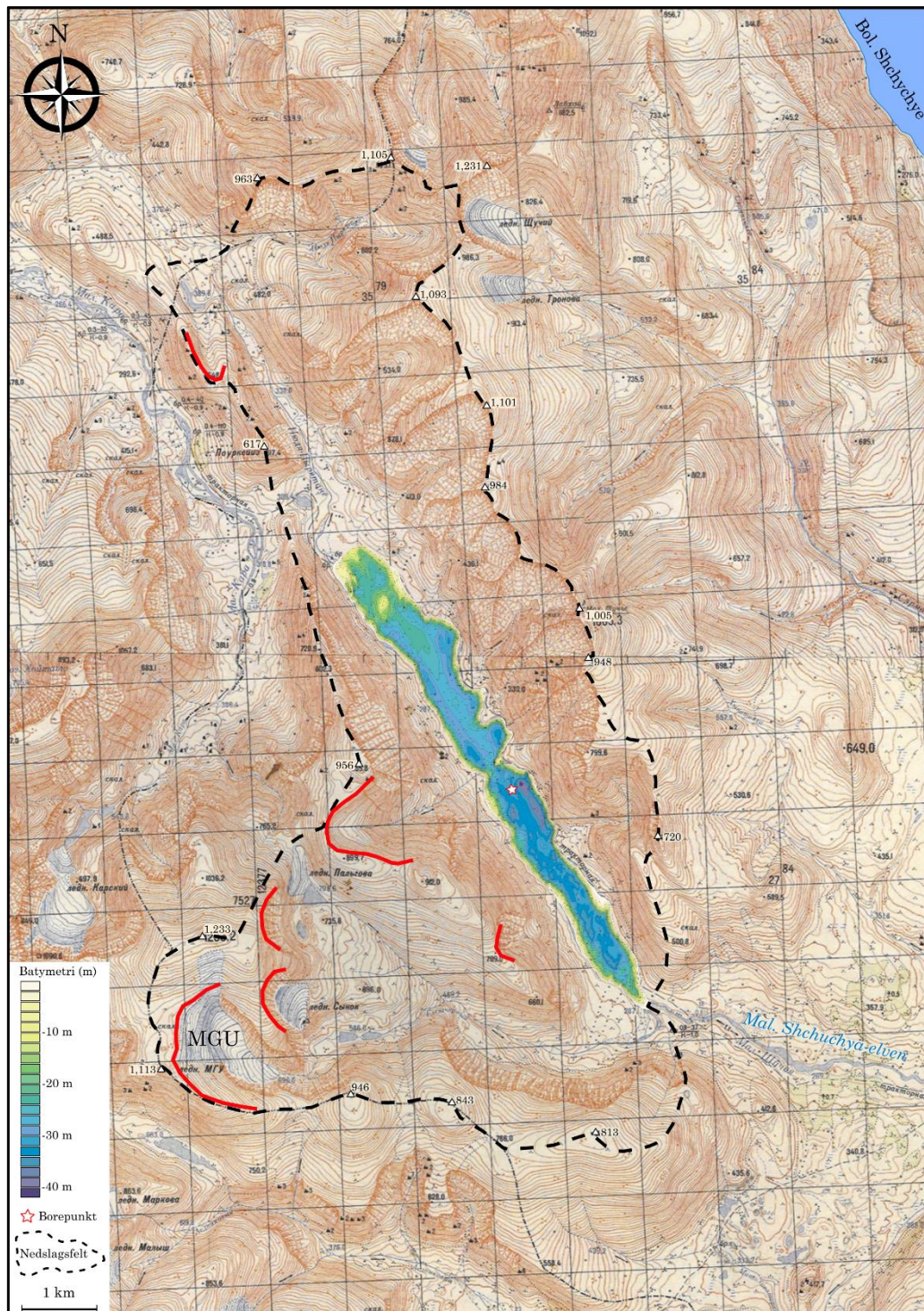
gjennom underenhet C2 ikke alene kan forklares ved breenes størrelse, reflekterer den trolig et høyere antall breer i nedslagsfeltet. Der er mange glasialt eroderte botner i innsjøens nedslagsfelt, og trolig var flere disse okkupert av breer under LGM. Da nedslagsfeltet ikke er detaljert kartlagt har man dog ikke datagrunnlag for å konkludere med hvor mange, og hvilke av disse botnene som huset breer.

Det faktum at breene ikke ble stort større under LGM enn hva de har vært i moderne tid, forklares av Mangerud et al. (2008) med lav akkumulasjon på breene. Dette er igjen et resultat av et ekstremt tørt og kaldt klima under LGM (Kapittel 2.3) (Siegert og Marsiat, 2001; Hubberten et al., 2004; Mangerud et al., 2008). Breene man finner i Polar Ural i dag er avhengig av akkumulasjon ved snødrift og snøskred, samt skygge fra fjellsidene de ligger under. Av disse årsakene ligger de fleste av dagens breer i botner som munner ut mot nord og/eller vest. Mangerud et al. (2008) argumenterer at breene ikke ble mye større under LGM, da breenes fordel av å ligge i en nord- og/eller vestvendt botn forsvant om breen vokste seg ut av denne. Med andre ord postulerer Mangerud et al. (2008) at topografien rundt breene var av viktighet også under LGM.

I Figur 5.3 er botner i Mal. Shchuchyes nedslagsfelt, som peker mot nord og/eller vest, markert. Gitt argumentasjonen til Mangerud et al. (2008), er dette botner som trolig har vært fordelaktige for fremvekst av breer under LGM. Ut fra flybilder kan det se ut som de aktuelle botnene er noe ferskere enn de som vender ut mot øst, men dette er noe usikkert. Uansett, det anses som en god mulighet at det her har ligget breer under LGM. Av Figur 5.3 går det videre frem at en av disse botnene ligger svært tett på innsjøen, med et elveutløp som renner ut i Mal. Shchuchye like i nærheten av borepunktet for kjerne 506-51. I fremkant av denne ble det observert en tydelig morenerygg under feltarbeid (J. I. Svendsen, 2018, pers. med), og det er derfor nærliggende å tro at det lå en bre her under LGM. Grunnet sin plassering tett på borepunktet vil man kunne forvente et sterk bresignal fra denne.

Gjennom underenhet C1 (18,4-16,1 kal. k år BP) faller sedimentasjonsraten kraftig (Fig. 5.1), samtidig som de varvige sedimentene endrer karakter og blir gradvis noe mer utydelige gjennom underenheten. Dette er tolket å reflektere lavere produksjon av glasialt erodert materiale, samt lavere vassføring i bre- og smeltevannselvene sommerstid. Overgangen ved 18,4 kal. k år BP gir med dette starten av deglasiasjonen for området, og breene i området antas å ha smeltet kraftig tilbake fra 18,4-16,1 kal. k år BP, dette basert på den hurtige

nedgangen i sedimentasjonsraten. I naboinnsjøen Bol. Shchuchye er deglasiasjonen antatt å starte ved 18,7 kal. k BP (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018), og de to aldrene for deglasiasjon må kunne sies å stemme godt over ens.



Figur 5.3: Oversiktskart over Mal. Shchuchyes nedslagsfelt (markert med sort, stiplet linje), hvor botner som munnar ut mot vest- og/eller nord er markert med røde linjer. Borepunkt for kjerne 506-51 er markert med rød og hvit stjerne.

Gjennom underenhet B2 (16,1-14,2 kal. k år BP) fortsetter sedimentasjonsraten å falle, men ikke like hurtig som i første fase av deglasiasjonen. Etter 16,1 kal. k år BP har man ikke lengre kontinuerlige varv i kjernen, og kornstørrelsen begynner å øke (Fig. 5.1). Dette indikerer at breene på denne tiden har smeltet såpass tilbake at produksjon og transport av glasialt eroderte sedimenter ikke er stor nok til å få dannet kontinuerlige varv. Den økende kornstørrelsen er tolket til at breerodert materiale ikke lengre alene dominerer sedimentasjonen i innsjøen.

5.2.3 Bølling-Allerød og Yngre Dryas (14,2-11,7 kal. k år BP)

Ved overgangen til underenhet B1 (14,2 kal. k år BP) blir sedimentene brått mer homogene og massive, samtidig som varvene blir mer diffuse og sporadiske. Dette skjer samtidig som Fe/Mn synker, og denne overgangen er tolket å reflektere perioder med åpent vann sommerstid (Kapittel 5.1.5). At man fremdeles har sporadiske varv i kjernen indikerer at der fremdeles ligger breer i nedslagsfeltet, til tross for at den stadig synkende sedimentasjonsraten indikerer at disse blir gradvis mindre. Gradvis lengre perioder med åpent vann sommerstid, og stadig mindre breer indikerer at området blir gradvis varmere.

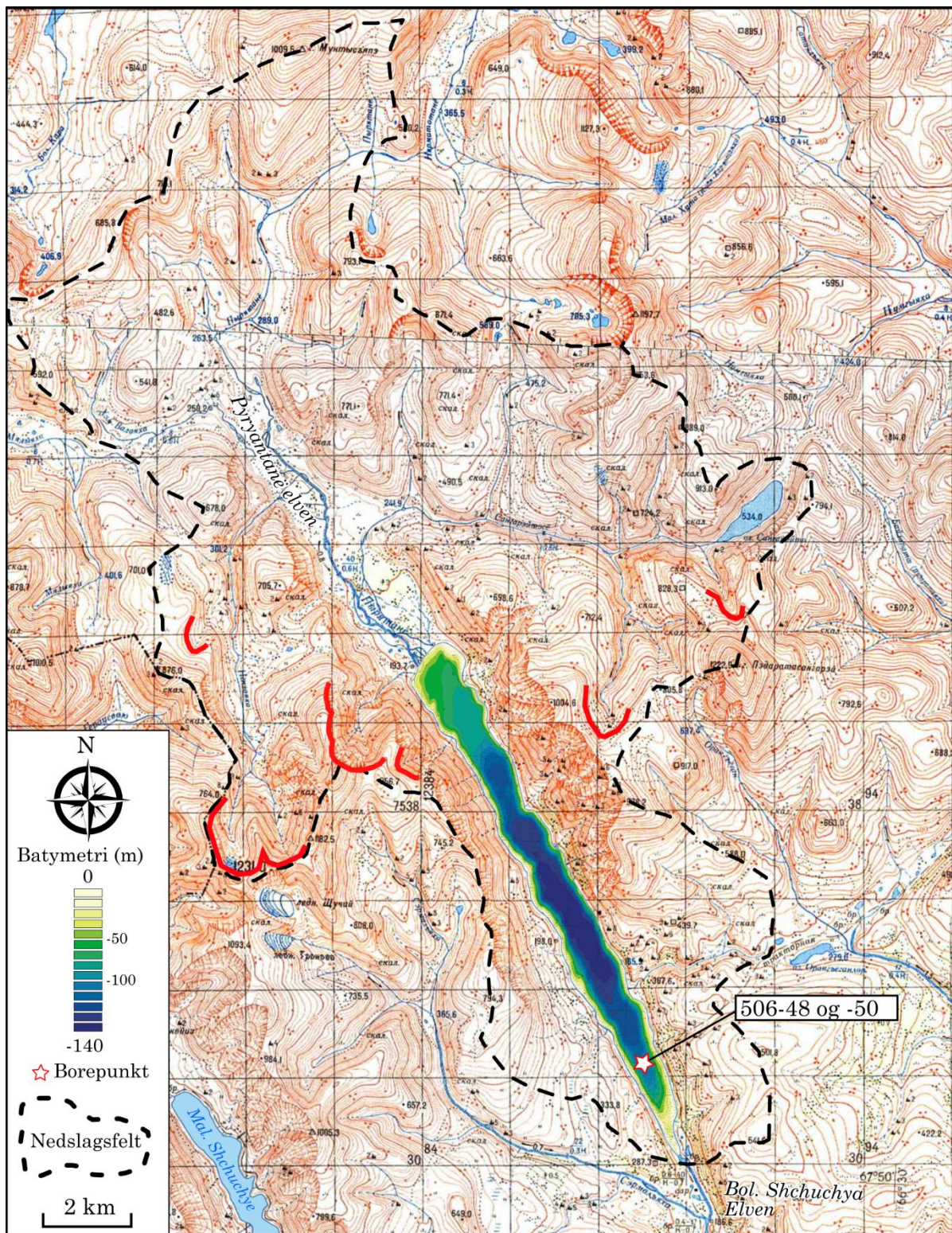
Overgangen mellom enhet B og enhet A markerer øvre grense for hvor man kan gjenkjenne varv i kjernen. Denne gir en alder på 12,7 kal. k år BP, og faller med dette innunder Yngre Dryas (12,8-11,7 kal. k år BP). Som diskutert over er trolig endringer i avsetningsbassenget medvirkende til den brå nedgangen i sedimentasjonsrate etter 12,7 kal. k år BP (Kapittel 5.1.6). Det blir derfor vanskelig å fastsette et tidspunkt for total tilbakesmelting av breene i nedslagsfeltet basert på sedimentasjonsrate og tilstedeværelse av varv. At man fremdeles har varv før 12,7 kal. k år BP indikerer dog at de siste breene fremdeles lå igjen i nedslagsfeltet frem til 12,7 kal. k år BP. Like etter 12,7 kal. k år BP synker K/Ti, samtidig som glødetap øker. De synkende K/Ti verdiene indikerer økt kjemisk forvitring, og økende glødetap indikerer mer organisk materiale (Kapittel 5.1.5). Begge disse endringene reflekterer en endring mot varmere forhold, og det kan derfor tenkes at breene forsvant like etter 12,7 kal. k år BP. Det kan heller ikke utelukkes at den brå knekken i sedimentasjonsrate reflekterer en kombinasjon av endrede sedimentasjonsforhold i bassenget og lavere tilførsel av sedimenter.

I Bol. Shchuchye finner man at breene i nedslagsfeltet forsvinner helt ved 14,3 kal. k år BP (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018). Dette medfører at der har eksistert breer i Mal.

Shchuchyes nedslagsfelt 1500 år lengre enn i nedslagsfeltet til Bol. Shchuchye. Dette til tross for at de to innsjøene ligger kun 10 km fra hverandre. Mal. Shchuchye ligger noe høyere enn Bol. Shchuchye, og enda viktigere er der også høydeforskjell på botnene i nedslagsfeltene. Det må også påpekes at det i dag finnes breer i Mal. Shchuchyes nedslagsfelt, mens dette ikke er tilfellet for Bol. Shchuchyes. Videre er det interessant å merke seg at man ser en klimatisk endring i begge innsjøene omtrent ved 14 kal. k år BP. Perioder med åpent vann sommerstid reflekterer varmere forhold ved Mal. Shchuchye, samtidig som totalt bortsmelting av breer reflekterer varmere forhold ved Bol. Shchuchye.

Av sedimentasjonsraten går det frem at denne synker kraftig i første fase av deglasiasjonen (18,4-16,1 kal. k år BP), mens den siden synker med lavere gradient fra 16,1-12,7 kal. k år BP. Dette kan indikere at breene, som hadde sin maksimale utbredelse rundt LGM, responderte kraftig på varmere klima etter 18,4 kal. k år BP, og trakk seg hurtig tilbake i første del av deglasiasjonen. Gitt Mangerud et al. (2008) sin argumentasjon, kan det tenkes at breene ved 16,1 kal. k. år BP hadde trukket seg tilstrekkelig tilbake i sine respektive botner, til å ha større utbytte av de topografiske fordelene disse ga (skyggeeffekt og akkumulasjon ved snødrift og snøskred). Dette kan muligens ha medvirket til en langsom tilbakesmelting etter 16,1 kal. k år BP.

Om dette er tilfelle, kan det videre være med på å forklare hvorfor bresignalene forsvinner tidligere i Bol. Shchuchye enn i Mal. Shchuchye. I Mal. Shchuchye har man flere botner i umiddelbar nærhet til innsjøen som vender mot øst (Fig. 5.3). Den største av disse ligger videre veldig nært borepunktet for kjerne 506-51, og tilstedeværelse av en bre i denne botnen må forventes å gi signaler i kjernen. I Bol. Shchuchye har man to botner i umiddelbar nærhet til innsjøen som vender mot øst/nordøst (Fig. 5.4). Disse ligger dog i nordenden av innsjøen, mens kjerne 506-48, som rekonstruksjonen i hovedsak er basert på, ligger i sørenden av innsjøen (Fig. 5.4) (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018). Videre har innsjøen et stort nedslagsfelt, og det kan tenkes at eventuelle små breer som lå igjen i de to botnene i nordenden av innsjøen, ikke har gitt bresignaler i kjerne 506-48 etter 14,3 kal. k år BP. Av høydeforskjellene på botnene i de to nedslagsfeltene, er det også godt mulig at alle breer i Bol. Shchuchyes nedslagsfelt faktisk var smeltet bort ved 14,3 kal. k år BP.



Figur 5.4: Oversiktskart over Bol. Shchuchyeh nedslagsfelt (markert med sort, stiplet linje), hvor botner som vender mot vest- og/eller nord er markert. Borepunkt for kjerne 506-48/50 er markert.

Gitt høydeforskjellen mellom Mal. Shchuchye og Bol. Shchuchye, samt flere botner som vender mot øst og/eller nord i umiddelbar nærhet til borepunktet i Mal. Shchuchye, er det ikke overraskende at timingen for totalt tilbakesmelting er ulik for de to nedslagsfeltene. Videre har tidligere studier vist at Yngre Dryas i nordlige Russland hadde relativt varme, men korte somre, med temperaturer som var lignende eller til og med høyere enn i dag (Väliranta et al., 2006). Gitt plasseringen i Polar Ural er det derfor ikke overraskende at der ligger breer inn i Yngre Dryas, som siden forsvinner i løpet av denne kronosonen.

5.2.4 Holocen (<11,7 kal. k år BP)

Overgangen til holocen kan ikke sees som en litologisk grense i sedimentene, men verdiene for Inc/Coh øker brått ved overgangen til holocen, og indikerer økt produktivitet og varmere forhold. Både Inc/Coh og glødetap når sine maksimale verdier mellom 9,1 – 5,8 kal. k år BP, og i samme periode når K/Ti sitt minimum. Etter 5,8 kal. k år BP synker verdiene for Inc/Coh og glødetap, mens verdiene for K/Ti stiger igjen. Disse verdiene indikerer økt produktivitet og mer kjemisk forvitring i perioden fra 9,1 – 5,8 kal. k år BP, som siden avtar etter 5,8 kal. k år BP. Dette er tolket som at man hadde holocen termal optimum omkring 9 – 6 kal. k år BP, og at klima ble kjøligere igjen etter dette.

Breene vi finner i området i dag har de siste årene smeltet kraftig tilbake på grunn av den industrielle oppvarmingen (Solomina et al., 2010), og man må derfor anta at ingen breer kunne eksistere i nedslagsfeltet under holocen termal optimum. Man ser ingen glasiøle signaler mot toppen av kjernen, og den eksakte timingen for når breene vokste frem igjen, er derfor vanskelig å fastsette. Man må dog kunne anta at dette i hvert fall skjedde etter 5,8 kal. k år BP.

Videre ser man at breene som ligger i nedslagsfeltet i dag er i ferd med å smelte helt tilbake (Solomina et al., 2010; Svendsen et al., 2018). Disse breene, som vokste frem igjen som et resultat av at klima ble kjøligere etter holocen termal optimum, holder i dag på å forsvinne som resultat av den industrielle oppvarmingen. MGU-breen har trukket seg dramatisk tilbake fra sin posisjon i 1953 (Kapittel 2.1.1), og der er trolig et spørsmål om tid før denne forsvinner helt.

6. Konklusjon

Basert på analyser av litologiske, geokjemiske og fysiske endringer gjennom kjerne 506-51, og tolkning av sparkerprofil 0387 kan man trekke følgende konklusjoner om glasiasjons- og klimahistorien for området rundt Mal. Shchuchye:

- Området var ikke dekket av et stort isdekke eller en stor iskappe under LGM, eller i perioden like før LGM. Området var trolig sist dekket av en større iskappe under MIS 4.
- Under LGM lå der flere lokale breer i innsjøens nedslagsfelt, og utstrekningen av MGU-breen var på denne tiden ikke mye større enn i dag. Det er antatt at alle lokale breer hadde begrenset utstrekning under LGM.
- Deglasiasjon av de lokale breene i nedslagsfeltet startet omkring 18,4 kal. k år BP. Breene smeltet kraftig tilbake mellom 18,4-16,1 kal. k år BP, etterfulgt av en noe mer langsom tilbakesmelting. Der lå breer i nedslagsfeltet frem til 12,7 kal. k år BP, altså inn i Yngre Dryas. Timing for total bortsmelting kan ikke fastsettes sikkert på bakgrunn av data, men det er antatt at breene forsvant like etter 12,7 kal. k år BP.
- Det antas at breene i nedslagsfeltet var avhengige av topografiske fordeler med å ligge i vest- og/eller nordvendte botner. Beliggenheten i vest- og/eller nordvendte botner er videre antatt å være avgjørende for at der eksisterte breer frem til 12,7 kal. k år BP.
- Ved overgangen til holocen blir klima varmere, og det er gjenkjent et tidlig- til midt-holocen termal optimum rundt 9-6 kal. k år BP. Etter dette blir klima igjen noe kaldere frem mot i dag. Timing for fremveksten av dagens breer i nedslagsfeltet kan ikke fastsettes av data, men disse er antatt å ha vokst frem en gang etter 6 kal. k år BP.

7. Videre arbeid

Et naturlig neste steg i arbeidet med Mal. Shchuchye vil være å analysere det omfattende, seismiske datasettet som foreligger for innsjøen. Ved seismisk korrelasjon og ekstrapolering av sedimentasjonsrate, kan man estimere omtrentlig alder for start av sedimentasjon i bassenget, slik det er gjort for Bol. Shchuchye (Regnéll et al., 2018; Svendsen et al., 2018; Haflidason et al., i trykk). Dette vil kunne gi bedre forståelse for glasieringshistorien i området, da det vil kunne gi en omtrentlig alder for når siste store iskappe dekket området. Det hadde også vært interessant om seismisk data kunne bidratt til å forklare hvorfor deler av sedimentpakken buler oppover i den sentrale delen av bassenget ved sparkerprofil 0387, da det per i dag ikke foreligger noen god forklaring på denne geometrien.

Videre ville det vært interessant å kartlegge feltområdet mer detaljert. Som nevnt tidligere ligger der en morenerygg i forkant av botnen som drenerer ut i Mal. Shchuchye like ved borepunktet for kjerne 506-51. På bakgrunn av botnens orientering og plassering er det antatt at det har ligget en bre i denne under LGM, samt at denne vil ha gitt tydelige glasierings signaler i kjerne 506-51. Datering av moreneryggen i front av denne botnen vil kunne bekrefte eller avkrefte om denne er avsatt under LGM, noe man kan anta at den er gitt resonansen gjennom denne oppgaven. Det ville videre vært interessant å kartlegge den indre delen av denne botnen, for å undersøke om der også finnes yngre morenerygger.

En mer detaljert kartlegging av studieområdet kunne også bidratt til å styrke eller svekke antakelsen om at breene, kanskje spesielt etter LGM, var svært avhengig av skyggeeffekt og akkumulasjon ved snødrift og snøskred. Det hadde vært interessant om man fant ulike beviser for tidligere breer i botner som vender mot nord- og/eller vest, og botner som vender mot sør- og/eller øst.

For å få bedre kontroll på glasieringshistorien gjennom holocen og neoglasieringen, hadde det vært ønskelig med en uforstyrret toppkjerne. Dette kunne muligens gitt bedre kontroll på når breene vokste frem igjen etter holocen termal optimum. Gitt av tolkningen av sparkerprofil 0387, vil man trolig få høyest oppløsning gjennom holocen i endene av bassenget. Hadde man tatt én kjerne i en av endene, og én kjerne nær borepunktet for 506-51, ville dette videre gjort det mulig å korrelere en høyoppløselig, holocen kjerne med kjerne 506-51.

8. Referanseliste

- Alexanderson, H., Hjort, C., Möller, P., Antonov, O. & Pavlov, M. (2001). The North Taymyr ice-marginal zone, Arctic Siberia—a preliminary overview and dating. *Global and Planetary Change*, 31(1-4), 427-445.
- Andreev, A. A., Tarasov, P. E., Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Cremer, H., Hermichen, W. D. & Hubberten, H. W. (2005). Holocene environmental history recorded in Lake Lyadhej-To sediments, Polar Urals, Russia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223(3), 181-203.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J. & Magny, M. (2012). Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews*, 51, 81-92.
- Astakhov, V. I., Svendsen, J. I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. & Tveranger, J. (1999). Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. *Boreas*, 28(1), 23-45.
- Astakhov, V. (2004). Middle Pleistocene glaciations of the Russian north. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1285-1311.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary geochronology*, 5(5), 512-518.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. & McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 51-63.
- Cuven, S., Francus, P. & Lamoureux, S. (2011). Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 30(19-20), 2651-2665.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.
- Desloges, J. R. (1994). Varve deposition and the sediment yield record at three small lakes of the southern Canadian Cordillera. *Arctic and Alpine Research*, 26(2), 130-140.
- Dushin, V. A., Serdyukova, O. P., Malyugin, A. A., Nikulina, I. A., Kozmin, V. S., Burmako, P. L. & Kozminal, I. (2009). *State Geological Map of the Russian Federation 1: 200 000. Polar Ural Series. Sheet Q-42-I, II (Laborovaya)*. VSEGEI, St. Petersburg (på russisk).
- Færseth, L. M. B. (2011). Glasiasjonshistorie i Bolshaja-og Malaja Shutsjeområdet, Polar Ural. Masteroppgave i kvartærgeologi. Universitet for miljø- og biovitenskap, 1 – 65
- Grosswald, M. G. (1993). Extent and melting history of the Late Weichselian ice sheet, the Barents-Kara continental margin. In Peltier, W. R. (ed.): *Ice in the Climate System*, 1-20. NATO ASI series I, 12. Springer Verlag, Berlin/Heidelberg.
- Grosswald, M. G. (1998). Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia. *Quaternary International* 45/46, 3-18.

- Glodny, J., Pease, V., Montero, P., Austrheim, H. & Rusin, A. I. (2004). Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre-and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin. *Geological Society, London, Memoirs*, 30(1), 87-105.
- Haflidason, H., Zweidorff, J.L., Baumer, M., Gyllencreutz, Svendsen, J.I., Gladyshev, S., & Elizaveta, L. (i trykk). The Lastglacial and Holocene Seismostratigraphy and sediment distribution of Lake Bolshoye Shchuchye, Polar Ural Mountains, Arctic Russia. *Boreas*.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & 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(1), 101-110.
- Henriksen, M., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Paus, A. & Svendsen, J. I. (2003). Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia. *Journal of Quaternary Science*, 18(7), 663-679.
- Hubberten, H. W., Andreev, A., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Henriksen, M. & Larsen, E. (2004). The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), 1333-1357.
- Håkanson, L. (1977). The influence of wind, fetch, and water depth on the distribution of sediments in Lake Vänern, Sweden. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 14(3), 397-412.
- Håkanson, L. (1982). Lake bottom dynamics and morphometry - the dynamic ratio. *Water Resources Research*. 18(5), 1444-1450.
- Jansen, J. H. F., Van der Gaast, S. J., Koster, B. & Vaars, A. J. (1998). CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151(1), 143-153.
- Löwemark, L., Chen, H. F., Yang, T. N., Kylander, M., Yu, E. F., Hsu, Y. W. & Jarvis, S. (2011). Normalizing XRF-scanner data: a cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(6), 1250-1256.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3(3), 109-126.
- 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), 321-336.
- Mangerud, J., Astakhov, V. & Svendsen, J. I. (2002). The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 111-119.
- 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(9-10), 1047-1057.
- Menounos, B., & Clague, J. J. (2008). Reconstructing hydro-climatic events and glacier fluctuations over the past millennium from annually laminated sediments of Cheakamus Lake, southern Coast Mountains, British Columbia, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 27(7-8), 701-713.

- Polyak, L., Gataullin, V., Okuneva, O. G. & Stelle, V. (2000). New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea. *Geology*, 28(7), 611-614.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B. & Bigler, M. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111, D06102, <https://doi.org/10.1029/2005jd006079>.
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J. & Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.
- Regnéll, C., Haflidason, H., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2018). Glacial and climate history of the last 24 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from partly varved lake sediments. *Boreas*.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D.L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Ryżak, M. & Bieganski, A. (2011). Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174(4), 624-633.
- Schmidt, R., Roth, M., Tessadri, R. & Weckström, K. (2008). Disentangling late-Holocene climate and land use impacts on an Austrian alpine lake using seasonal temperature anomalies, ice-cover, sedimentology, and pollen tracers. *Journal of Paleolimnology*, 40(1), 453-469.
- Siegert, M. J. & Marsiat, I. (2001). Numerical reconstructions of LGM climate across the Eurasian Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 20(15), 1595-1605.
- Solly, E. F., Djukic, I., Moiseev, P. A., Andreyashkina, N. I., Devi, N. M., Göransson, H. & Wilmking, M. (2016). Treeline advances and associated shifts in the ground vegetation alter fine root dynamics and mycelia production in the South and Polar Urals. *Oecologia*, 183(2), 571-586.
- Solomina, O., Ivanov, M. & Bradwell, T. (2010). Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler* 92A, 81–99
- Sperazza, M., Moore, J. N. & Hendrix, M. S. (2004). High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74(5), 736-743.
- Svendsen, J. I., Astakov, V. I., Bolshiyakov, D. Y., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H. W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Möller, P., Saarnisto, M. & Siegert, M. J. (1999). Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the

Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28(1), 234-242.

- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingolfsson, O., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. & Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews* 23, (11-13) 1229–1271.
- Svendsen, J. I., Færseth, L. M. B., Gyllencreutz, R., Haflidason, H., Henriksen, M., Hovland, M. N., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Nazarov, D., Regnéll, C. & Schaefer, J. M. (2018). Glacial and environmental changes over the last 60 000 years in the Polar Ural Mountains, Arctic Russia, inferred from a high-resolution lake record and other observations from adjacent areas. *Boreas*.
- 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, 409-428.
- Trachsel, M. & Telford, R. J. (2017). All age–depth models are wrong, but are getting better. *The Holocene*, 27(6), 860-869.
- Troitsky, L. S. (1961). Some features of modern glaciation of Polar Urals. (Nekotoriye osobennosti sovremennogo oledeneniya Poliarnogo Urala). *Glaciological Studies (Gliatsiologicheskiye issledovaniya)*, 6, 70-85 (på russisk).
- Väliranta, M., Kultti, S. & Seppä, H. (2006). Vegetation dynamics during the Younger Dryas-Holocene transition in the extreme northern taiga zone, northeastern European Russia. *Boreas*, 35(2), 202-212.
- Walker, M. J. C. (2005). *Quaternary Dating Methods*. John Wiley and Sons, Chichester, 286 pp.