

Seismostratigrafi av glasiøle og postglasiøle sedimenter i innsjøen Bolshoye Shchuchye, Polar Ural, Russland

Masteroppgave i kvartærgeologi og paleoklima

Julie Lundekvam Zweidorff



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2017

Sammendrag

I denne masteroppgaven har målet vært å kartlegge og undersøke avsetningen i innsjøen Bolshoye Shchuchye ved bruk av seismisk data. Dette gir et innblikk i hvordan sedimentasjonsforholdene i denne arktiske innsjøen reflekterer miljø- og klimaendringer gjennom store deler av weichsel og holocen (siste 55–60 000 årene). Studien er hovedsakelig basert på et sparker-seismisk datasett som har blitt tolket for å danne en seismostratigrafi (med ulike enheter) av bassenget. Seismostratigrafien har blitt sammenstilt med en tidligere analysert og datert sedimentkjerne fra bassenget. På denne måten kan sedimentavsetningen settes inn i kronologisk og geologisk rammeverk. De akustiske dataene viser generelt store mektigheter av glasilakustrine avsetninger, og de eldste sedimentene er estimert til å ha en alder på ~ 56 000 år. Dette tyder på at Bolshoye Shchuchye har vært isfri siden midt-weichsel (60–70 000 år siden), noe som stemmer godt overens med tidligere studier fra de polare Uralfjellene. Gjennom sen-weichsel eksisterte det mindre breer i fjellområdene rundt Bolshoye Shchuchye, som tilførte innsjøen smeltevann med finkornede sedimenter som ble avsatt fra suspensjon. Disse hemipelagiske sedimentene danner en horisontalt laminert lagdeling som identifiseres gjennom store deler av bassenget. En lavstandsperiode for ~ 23 500 år siden, der innsjøen stod 26 m lavere enn i dag, tyder på at fordampningen var stor i denne perioden. Deglasiasjonen startet for ~ 18 500 år siden, der en endring sedimentasjonsraten fra 1,97 mm/år til 0,93 mm/år reflekterer tilbaketrekning av breene som eksisterte i fjellene. Overgangen til holocen er preget av finkornede sedimenter med en økning av organisk innhold. Vannstanden steg gjennom holocen, og terrasser som ligger 6–8 m over dagens innsjø markerer antagelig holocen-maksimum. Innsjøen er preget av skred/slump og turbidittavsetninger, og skredprosessene har vært aktiv mer enn de siste 24 000 årene. En betydelig endring i denudasjonsraten fra 19,6 mm/1000 år gjennom weichsel til 7,4 mm/1000 år i holocen tyder på at breaktiviteten i fjellene har vært betraktelig lavere siden deglasiasjonen startet for ~ 18 500 år siden.

Forord

Jeg vil gjerne benytte denne anledningen til å takke mine to veiledere, professor John Inge Svendsen og professor Hafliði Haflidason, som har gitt meg svært god oppfølging og veiledning gjennom masterstudiet. Takk for at dere alltid har døren åpen, og har tatt dere tid til en prat når behovet har vært der. Jeg vil også takke Carl Regnéll for gode diskusjoner og samtaler.

Tusen takk for at jeg fikk muligheten til å dra på ekspedisjon til Bolshoye Shchuchye våren 2016. Der fikk jeg være en del av et team bestående av godt erfarne og dyktige fagfolk, hvor jeg fikk utvikle meg som geolog. Ekspedisjonen har gitt meg verdifull erfaring som jeg vil ta med meg videre i livet.

Takk til alle som er en del av prosjektene EISCLIM og CHASE, og som har bidratt til diskusjoner og konstruktive tilbakemeldinger på møtene.

En stor takk til gode venner jeg har fått gjennom disse seks årene på Universitetet i Bergen. Vi har stått sammen fra dag én, og jeg sitter igjen med masse gode minner jeg aldri vil glemme.

En spesiell takk til Marie som har tatt seg tid til å lese korrektur av oppgaven i tiden like før innlevering, det setter jeg veldig stor pris på.

Takk til familie og gode venner, for god moralsk støtte og oppmuntring gjennom hele studietiden. En siste takk rettes mot min kjære Christian som hele tiden har hatt troen på meg og støttet meg gjennom alle disse årene. Takk for at du har tatt deg tid til å høre på min frustrasjon, selv om du selv har vært opptatt med egne masterstudier i Stavanger.

Bergen, 30.06.2017

Julie Lundekvam Zweidorff

Innholdsfortegnelse

1. INNLEDNING	1
1.1 FORMÅL	4
2. BAKGRUNN	5
2.1 OMRÅDEBESKRIVELSE	5
2.1.1 <i>Bolshoye Shchuchye</i>	5
2.2 REGIONAL GEOLOGI	7
2.3 DAGENS KLIMA	10
2.4 KLIMA UNDER SEN-WEICHSEL	12
2.5 GLASIASJONSHISTORIE	12
3. DATA OG METODE	16
3.1 INNSAMLING AV SEISMISK DATA	16
3.1.1 <i>Penetrasjonsekkolodd (SBP-profiling)</i>	18
3.1.2 <i>Sparker «array» seismisk system</i>	18
3.2 SEISMISK FILTRERING	19
3.3 BENYTTET KJERNEMATERIALE	19
3.4 SEISMISKE PRINSIPPER	22
3.5 SEISMISKE FACIES	24
3.6 PROGRAMVARER BENYTTET I STUDIEN	26
3.7 UTFORDRINGER VED SEISMISK TOLKNING	28
3.7.1 <i>Artefakter</i>	28
3.7.2 <i>Gass i sedimentene</i>	31
4. RESULTATER	32
4.1 SEISMOSTRATIGRAFI	32
4.1.1 <i>Enhet E3</i>	35
4.1.2 <i>Enhet E2</i>	40
4.1.3 <i>Enhet E1</i>	45
4.2 SEDIMENTFORDELING OG SEDIMENTMEKTIGHETER	46
4.2.1 <i>Sedimentmektighet</i>	47
4.2.2 <i>Sedimentmektighet Enhet E3</i>	47
4.2.3 <i>Sedimentmektighet Enhet E2</i>	48
4.2.4 <i>Sedimentmektighet Enhet E1</i>	48

4.2.5 Sedimentmektigheter i volum.....	51
4.3 MORFOLOGISKE FORMER.....	53
4.4 SAMMENSTILLING AV LITOSTRATIGRAFI OG SEISMOSTRATIGRAFI	57
4.5 ALDERSMODELL.....	60
5. DISKUSJON.....	62
5.1 KRONOLOGI OG SEDIMENTASJONSRATE	62
5.2 SEDIMENTFORDELING OG SEDIMENTMEKTIGHETER	64
5.2.1 Morfologiske former: prosesser og utvikling	69
5.2.2 Nedadgående gravitasjonsprosesser.....	84
5.2.3 Vertikale prosesser	87
5.2.4 Gassholdige sedimenter.....	88
5.3 AKKUMULASJONSRATE	90
5.4 SISTE ISTIDSGLASIASJON OG DEGLASIASJONEN AV BOLSHOYE SHCHUCHYE-OMRÅDET.....	94
6. KONKLUSJON	97
VIDERE ARBEID	99
REFERANSELISTE.....	101
VEDLEGG.....	I
PROFIL A.....	II
PROFIL B.....	III
PROFIL C.....	IV
PROFIL D	V
PROFIL E.....	VI
PROFIL F	VII
PROFIL G.....	VIII
PROFIL H	IX
PROFIL I	X
PROFIL J	XI

1. Innledning

Studieområdet i denne oppgaven omfatter Bolshoye Shchuchye-innsjøen som er lokalisert i de polare Uralfjellene i Nord-Russland (Figur 1.1-B). De polare Uralfjellene er den nordligste delen av den langstrakte fjellkjeden som danner grensen mellom Europa og Asia (Figur 1.1-A). Dette er et område der lite er kjent fra før, spesielt når det gjelder kunnskap om glasiasjonshistorien. Foreløpige studier av denne innsjøen viser store mektigheter av lakustrine sedimenter. Disse vil kunne gi grunnlag for å rekonstruere utviklingshistorien langt inne i fjellene gjennom en sammenhengende periode som må ha stukket seg over flere titalls tusen år. Det er derfor av stor interesse å kartlegge og undersøke sedimentene i innsjøen og de nærliggende områdene for å få økt forståelse om miljøendringene som har funnet sted, herunder fremveksten og tilbaketrekningen av lokale isbreer som har ligget i de omkringliggende fjellene.

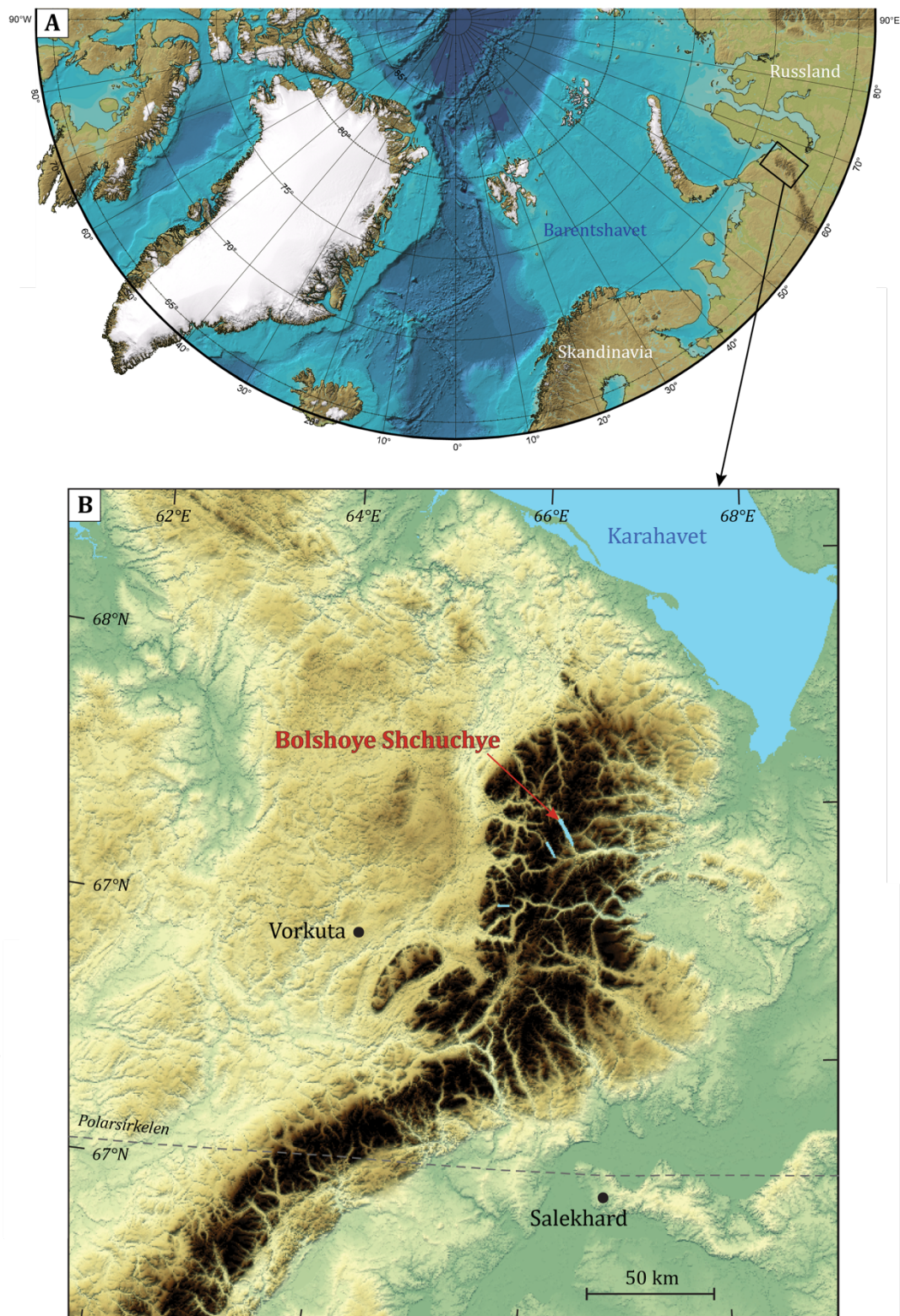
De polare Uralfjellene har ved flere perioder under istidene vært påvirket av de store isdekkene i Barents- og Karahavet, samt lokale iskapper og mindre fjellbreer (Astakhov et al., 1999; Svendsen et al., 2004). Periodene for når disse isdekkene eksisterte og hvilke dimensjoner de hadde har vært mye omdiskutert de siste tiårene. Det er imidlertid nå bred enighet om at isen som bygget seg opp over Barents- og Karahavet under den siste store glasiasjonen som kulminerte i sen-weichsel, ikke bredde seg innover landområdet i Nord-Russland øst for Arkhangelskregionen (Svendsen et al., 2014; Hughes et al., 2016). Svendsen et al. (2004) konkluderte med at det siste store framrykket som nådde de nordlige delene av Russland skjedde i midt-weichsel (~ 60000 år siden). Resultater fra senere undersøkelser tyder på at det i denne fasen av istiden (60–70 000 år siden) eksisterte et større brekompleks over de polare Uralfjellene som trolig var koblet til det store Barents-Kara isdekket i nord (Svendsen et al., 2014).

De få tilgjengelige geologiske observasjonene og dateringene som eksisterer tyder på at det kun dannet seg mindre breer i de polare Uralfjellene under siste istids globale ismaksimum (LGM) (Mangerud et al., 2008; Svendsen et al., 2014). LGM er definert som perioden hvor det globale isvolumet nådde et maksimum, omtrent 25–21 000 år siden (Clark et al., 2009). I forbindelse med det tidligere NRF-prosjektet ICEHUS (Ice Age Development and Human Settlement in Northern Eurasia), ledet av professor John Inge

Svendsen (Institutt for Geovitenskap, UiB), har Færseth (2011) på grunnlag av eksponeringsdateringer konkludert med at det dannet seg små breer i fjellene i senweichsel, men at det var betydelige isfrie områder i hoveddalene.

I sommersesongene 2007 og 2008 ble det utført omfattende seismisk profilering av innsjøbassenget Bolshoye Shchuchye ved hjelp av sparker og penetrerende ekkolodd. I den påfølgende sesongen i 2009 ble det foretatt prøveboringer ved to lokaliteter i innsjøen. Feltarbeidet ble utført i forbindelse med det tidligere NRF-prosjektet ICEHUS. Den ene kjernen (506-48) er analysert og datert av Hovland (2015), som blant annet konstruerte en aldersmodell basert på 12 radiokarbondateringer. I senere tid har det blitt tatt ytterligere 12 radiokarbondateringer for å forbedre det kronologiske rammeverket.

Denne masteroppgaven er et bidrag til det pågående prosjektet CHASE (Climate History along the Arctic Seaboard of Eurasia), ledet av professor John Inge Svendsen. Hovedmålet er å studere og forstå klima- og landskapsutviklingen i Nord-Russland gjennom den siste interglasiale- og glasiale syklusen (de siste ~ 130 000 år).



Figur 1.1: Oversiktskart over studieområdet. A) De polare Uralfjellene er markert med svart boks. Kartet er modifisert fra Jakobsson et al. (2012). B) Oversiktskart over de polare Uralfjellene. Lokasjonen av studieområdet, innsjøen Bolshoye Shchuchye, er indikert med rød pil. Kartet er modifisert fra Svendsen et al. (2014).

1.1 Formål

I denne studien vil hovedmålet være å kartlegge sedimentavsetningen i innsjøen Bolshoye Shchuchye ved hjelp av seismiske data. Dette er i høyarktiske miljøer som gir en unik mulighet til å studere sedimentasjonshistorien i en stor arktisk innsjø, hvor sedimentasjonen har vært mer eller mindre sammenhengende over en lengre tidsperiode. Kartleggingen av sedimentene vil gjøre det mulig å avgrense sedimentene i ulike enheter. En viktig del av arbeidet vil være å sammenstille tolkningen av de seismiske profilene og litostratigrafien av kjerne 506-48. Dette vil kunne gi økt kunnskap om sedimentasjonsforholdene i Bolshoye Shchuchye og om hvordan lagfølgene reflekterer ulike fysiske og biologiske miljøendringer. Med en godt datert kjerne som gir grunnlag for aldersmodellen i kombinasjon med det seismiske datasettet gir det mulighet til å kvantifisere og sette sedimentavsetningen inn i kronologisk og geologisk rammeverk. Dersom dette arbeidet lykkes vil resultatene gi en økt forståelse av hvordan miljø- og klimaendringer reflekteres i sedimentasjonsforholdene i Bolshoye Shchuchye gjennom store deler av weichsel og holocen.

Problemstillinger knyttet til denne studien:

- Kan man ut i fra aldersmodellen og det seismiske datasettet estimere en alder for de eldste sedimentene i innsjøen? I så fall; hva er alderen på sedimentavsetningen i Bolshoye Shchuchye, og samsvarer dette med andre lokale og regionale geologiske observasjoner?
- Når var viftesystemene på land sist aktive?
- Har vannstanden stått lavere i tidligere perioder? I så fall; hvor mye og når?
- Kan man benytte volumetriske målinger til å kvantifisere denudasjonsrater?

Denne masteroppgaven har følgende oppbygging:

- Kapittel 2 presenterer bakgrunnsinformasjon om studieområdet.
- Kapittel 3 gjennomgår metoder og data som er benyttet i oppgaven.
- Kapittel 4 presenterer resultater.
- Kapittel 5 gjennomgår diskusjon av resultatene, samt forslag til videre arbeid.
- Kapittel 6 gir en kort konklusjon.

2. Bakgrunn

I dette kapittelet vil det først bli gitt en generell oversikt av de polare Uralfjellene samt en beskrivelse av studieområdet som omfatter Bolshoye Shchuchye-innsjøen. Videre blir det gjort kort rede for den regionale geologien i området, og klimaforholdene i de polare Uralfjellene. Kapittelet avsluttes med en oversikt over glasiasjonshistorien.

2.1 Områdebeskrivelse

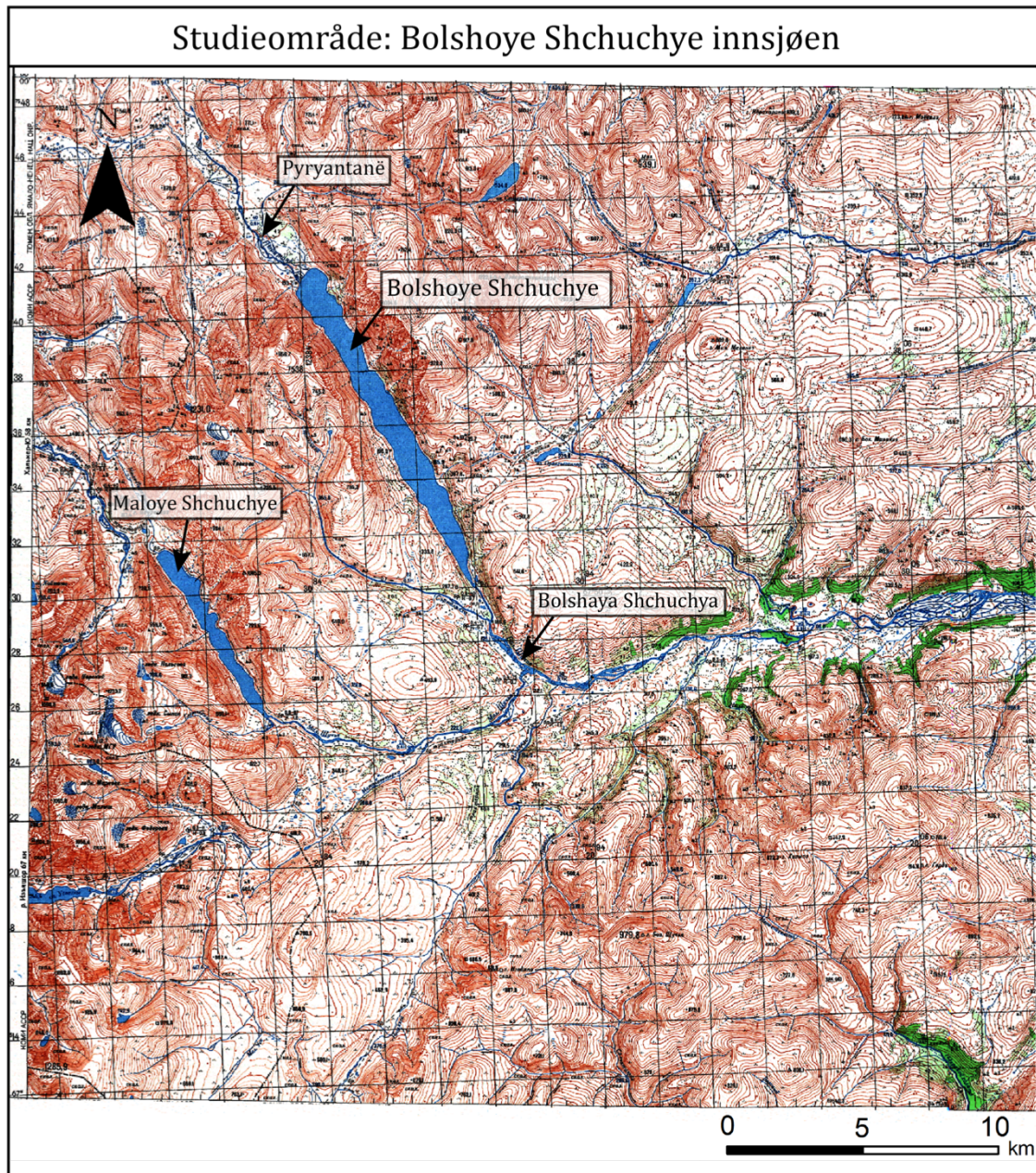
Uralfjellene strekker seg ca. 2500 km fra den arktiske kysten i nord (68°N) til Det Kaspiske hav i sør (48°N) (Glodny et al., 2004), og fungerer som et skille mellom det europeiske og det asiatiske Russland. Studieområdet ligger nord i de polare Uralfjellene (fjellområdet nord for Polarsirkelen), og er en del av Yamal-Nenets, den nordligste regionen i Vest-Sibir, Russland (Figur 1.1).

I studieområdet er fjellkjeden 70-80 km bred, og karakteriseres av glisiale landformer som botner, U-daler og innsjøer. De høyeste fjelltoppene har en høyde på 900-1400 m o.h. mens dalbunnene ligger 200-300 m o.h. Selv om den klimatiske glasiasjonsgrensen i dag ligger over de høyeste fjellene finner man imidlertid en hel del breer i fjellområdene. Disse er små, tynne botnbreer som eksisterer på grunn av lokale forhold som skyggeeffekt, snødrift og snøskred (Mangerud et al., 2008; Solomina et al., 2010; Svendsen et al., 2014).

2.1.1 Bolshoye Shchuchye

Innsjøen som studeres er Bolshoye Shchuchye (67°51'N, 66°22'Ø) (Figur 2.1) som ligger sentralt i den polare delen av Uralfjellene, ca. 118 km sør for Karahavet, ca. 105 km nordøst for gruvebyen Vorkuta og ca. 150 km nordvest for Salekhard (Figur 1.1). Innsjøen ligger 187 m o.h., og strekker seg i NV-SØ-retning. Det er den lengste (ca. 12,8 km) og dypeste innsjøen i området med en gjennomsnittlig bredde på ca. 950 m, og et maksimalt vanddyb på 136 m. Innsjøens areal er på omtrent 11,80 km². Utløpsterskelen er lokalisert i den sørøstlige enden av innsjøen, der vannet renner ut i elven Bolshaya Shchuchya som videre drenerer sørøstover og inn i Ob-vassdraget i Vest-Sibir. I nordenden av innsjøen er det et delta ved munningen av elven Piryantanë som renner gjennom Piryantanë-dalen og inn i Bolshoye Shchuchye (Figur 2.1). Bolshoye Shchuchye

er omkranset av bratte fjell i nordøst og i sørvest. Den høyeste fjelltoppen i området ligger 1005 m o.h. og fjellsidene er preget av forvitring og torer. Torer er oppstikkende fjellknauser som står igjen etter at omkringliggende områder har vært preget av kjemisk og fysisk forvitring (Ballantyne, 2010).

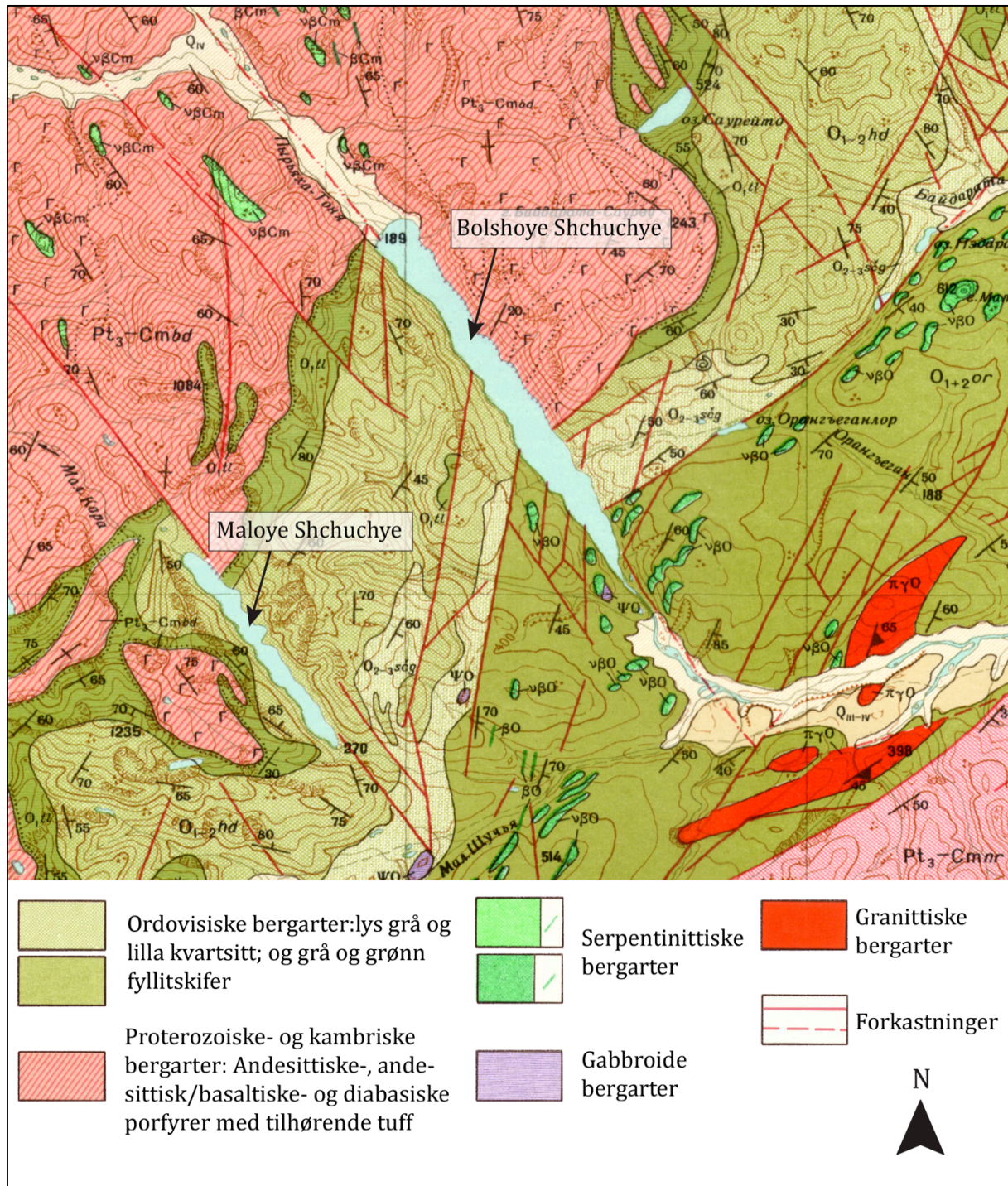


Figur 2.1: Oversiktskart over studieområdet. Kartet er et utklipp fra topografikartet q42-01-02 og er lastet ned fra www.loadmap.net.

2.2 Regional geologi

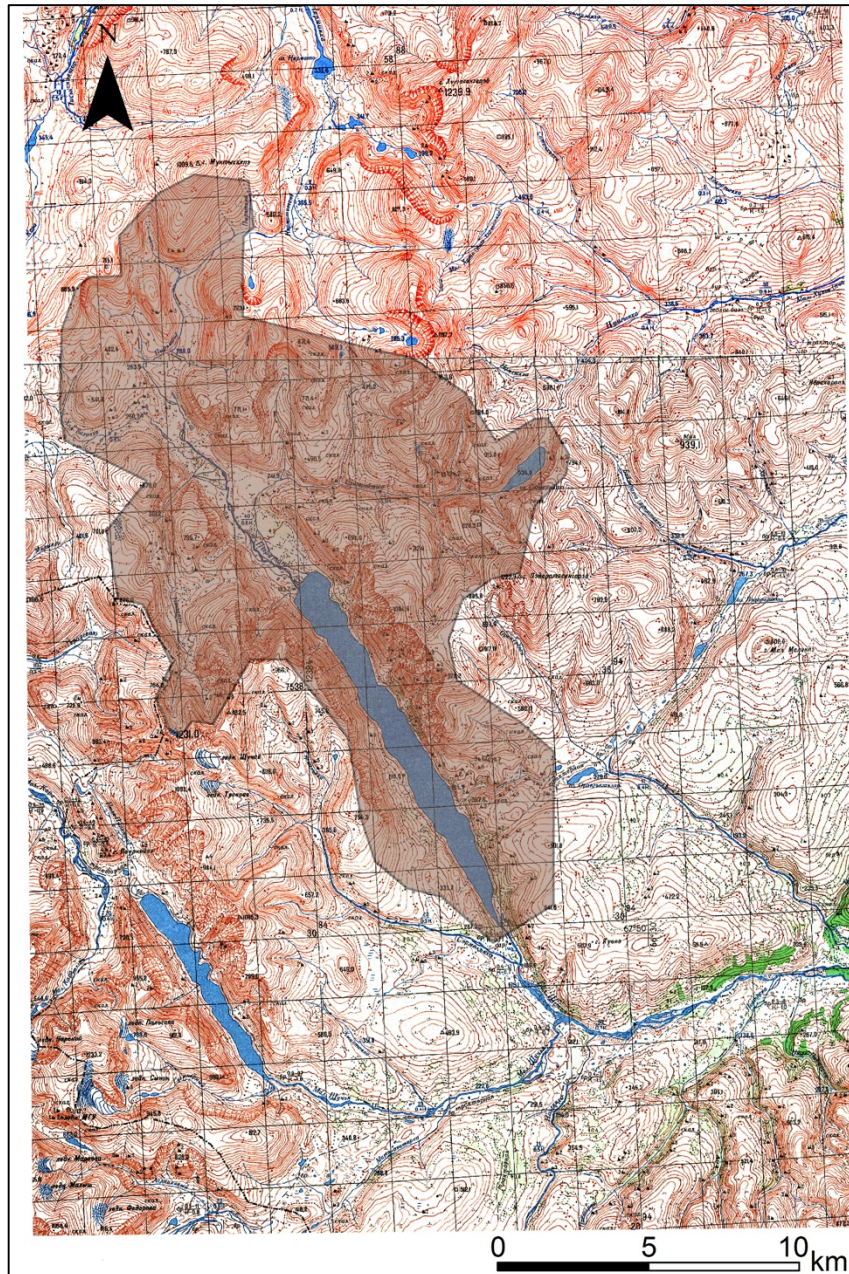
Uralfjellkjeden er et resultat av den paleozoiske kollisjonen mellom det passive kontinentet, Laurentsia, og det aktive kontinentet, Kazakhstan. Orogenesen av Ural startet under midt-Karbon for ca. 300 millioner år siden og varte til rundt sen-Perm, ca. 252 millioner år siden (Puchkov, 1997).

Berggrunnen rundt Bolshoye Shchuchye består hovedsakelig av bergarter med proterozoisk-, kambrisk og ordovisisk alder (Figur 2.2). Proterozoiske- og kambriske bergarter preger nedslagsfeltet rundt de nordlige områder av innsjøen. Disse bergartene forekommer i form av diabasiske porfyrer og tuff av andesittisk- og basaltisk lava. Resten av nedslagsfeltet er preget av ordovisiske bergarter som består av kvartsittisk sandstein og siltstein og fyllittskifer. I den sørlige og nordlige delen av nedslagsfeltet er det innslag av serpentinitiske bergarter. Hele området er preget av tektoniske prosesser i form av forkastninger (Russisk Institutt for geologisk forskning, 1966). Disse forkastningene har enten nord-sørlig utstrekning eller nordvest-sørøstlig utstrekning. Både Maloye Shchuchye og Bolshoye Shchuchye er dannet i tilknytning til slike tektoniske prosesser i prekvartær tid, og senere modifisert av glisiale prosesser (H. Haflidason og J. I. Svendsen 2017, pers. med.).



Figur 2.2: Kart som viser berggrunnsgeologien rundt studieområdet. Kartet er et utklipp fra berggrunnskart Q-42-1 i målestokk 1:200 000 fra Russisk institutt for geologisk forskning (VSEGEI) (1966).

Nedslagsfeltet til Bolshoye Shchuchye har et areal på omtrent 220 km² (Figur 2.3). Den største delen av nedslagsfeltet har sin utstrekning i de nordlige områdene av innsjøen. Dreneringen kommer hovedsakelig via elven Pyryantanë som entrer Bolshoye Shchuchye i den nordlige enden (Figur 2.1).



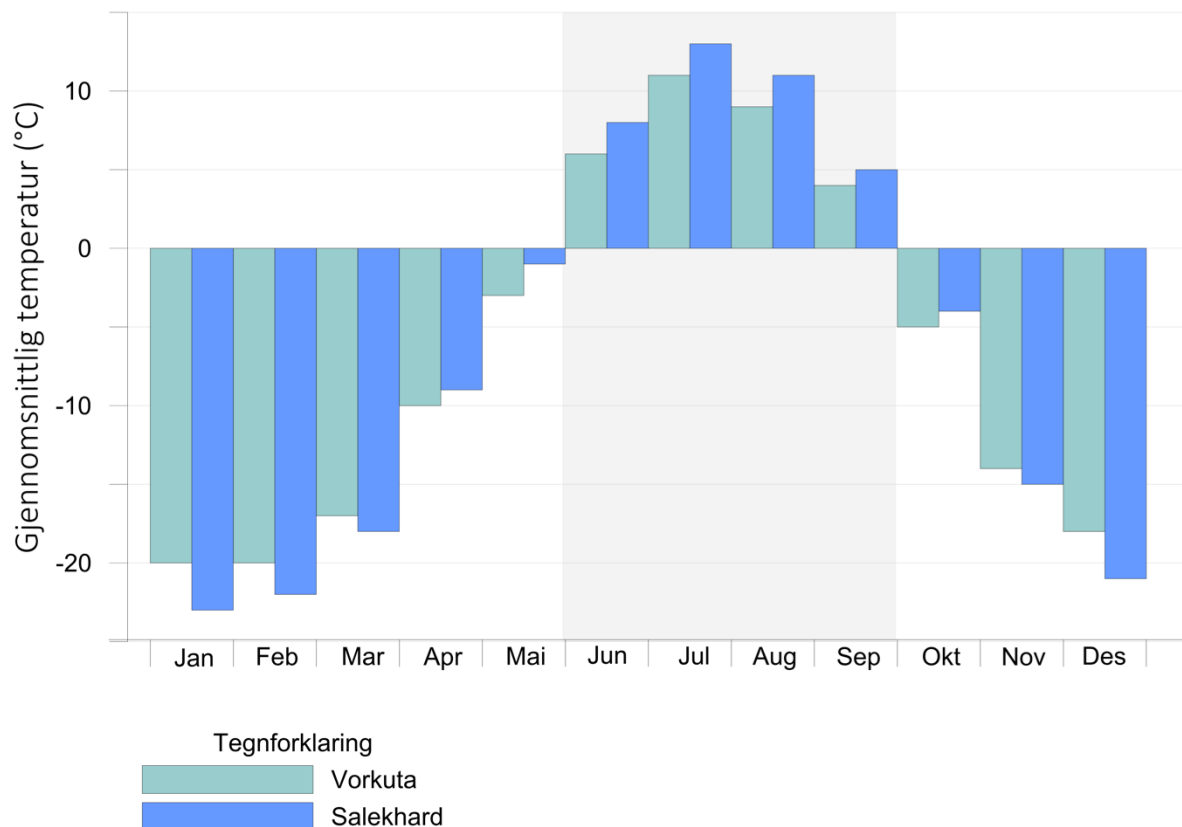
Figur 2.3: Nedslagsfeltet til Bolshoye Shchuchye innsjøen markert med transparent svart. Kartet er et utklipp fra topografikartet q42-01-02.

2.3 Dagens klima

Dagens Polar Ural er preget av et kontinentalt klima med permafrost, og vintre som er lange og kalde (Solomina et al., 2010; Svendsen et al., 2014). Områdets plassering ved høyere breddegrader gjør at kuldeperioden er lengre enn varmeperioden (Ivanov, 2012). I de polare Uralfjellene er lufttemperaturen generelt lav gjennom hele året (Shahgedanova et al., 2012). Den årlige gjennomsnittstemperaturen er under 0°C for hele området, og de laveste verdiene er registrert i fjellområdene (Ivanov, 2012). Kuldeperioden regnes å vare fra oktober til mai (Ivanov, 2012) og hyppige sykkloner resulterer i brå temperaturendringer, sterke vinder og rikelig med nedbør (Solomina et al., 2010). Somrene i Polar Ural er kjølige men våte, og nedbør forekommer i form av regn. Den gjennomsnittlige månedstemperaturen når over frysepunktet kun i perioden juni–september. Selv om Polar Ural er preget av et kjølig klima, viser likevel målinger fra værstasjonen i Salekhard at klimaet har blitt varmere og fuktigere siden 1920-tallet (Shiyatov og Mazepa, 2011). I følge Shahgedanova et al. (2012) er det en nær korrelasjon mellom lufttemperaturer i Salekhard og Polar Ural. Målingene fra Salekhard viser at gjennomsnittlig sommertemperatur (juni–august) har økt med 0,7°C de siste 120 årene, fra 10°C i perioden 1883–1920 til 11,4°C i perioden 1920–2004. Gjennomsnittlig vintertemperatur (november–mars) økte med 1,1°C i samme tidsperiode, fra henholdsvis -20,8°C til -19,7°C. Også nedbørsmengden har økt siden slutten av 1800-tallet. Målingene viser at den totale sommernedbøren økte med 32 mm fra 147 til 179 mm, mens den totale vinternedbøren økte med 46 mm fra 67 til 113 mm i de nevnte periodene (Shiyatov og Mazepa, 2011).

Basert på temperaturmålinger ved værstasjonene i Salekhard (66°31'N, 66°31'Ø) og Vorkuta (67°28'N, 64°01'Ø) regnes dagens gjennomsnittlige sommertemperatur til å være henholdsvis 9,3°C og 7,5°C, og dagens gjennomsnittlige vintertemperatur til å være -14,1°C og -13,4°C (<http://meteo.infospace.ru/main.htm>) (Figur 2.4). Den gjennomsnittlig årlige nedbøren i Polar Ural kan variere mellom 450 og 820 mm (Solly et al., 2016).

Nedre og øvre nedbørsgrense for årlig gjennomsnittsnedbør fra Solly et al. (2016) gir en gjennomsnittlig årlig avrenning på henholdsvis ca. 0,10 og 1,18 km³/år fra nedslagsfeltet.



Figur 2.4: Månedlige gjennomsnittstemperaturer (°C) fra værstasjonene i Vorkuta (grønn) og Salekhard (blå). Grått område viser månedene (juni-september) der den gjennomsnittlige temperaturen når over frysepunktet, og som regnes for å være varmeperioden. Grafen er generert på bakgrunn av temperaturverdier hentet fra (<http://meteo.infospace.ru/main.htm>).

I Polar Ural er det tundra som dominerer vegetasjonen (Astakhov, 1992; Solomina et al., 2010; Solly et al., 2016). Sibirsk lerk forekommer i lavereliggende terreng og er den dominerende trearten i de Polar Uralfjellene (Solly et al., 2016). Den øvre tregrensen er 250 m o.h. (Solomina et al., 2010), men det er ingen bartrær eller bjørk i nedslagsfeltet til Bolshoye Shchuchye. I nordenden av sjøen vokser det imidlertid en hel del med grønnor (*Alnus fruticosa*), en løvfallende busk i bjørkefamilien som kan bli opptil 5 meter høy (J. I. Svendsen 2017, pers. med.).

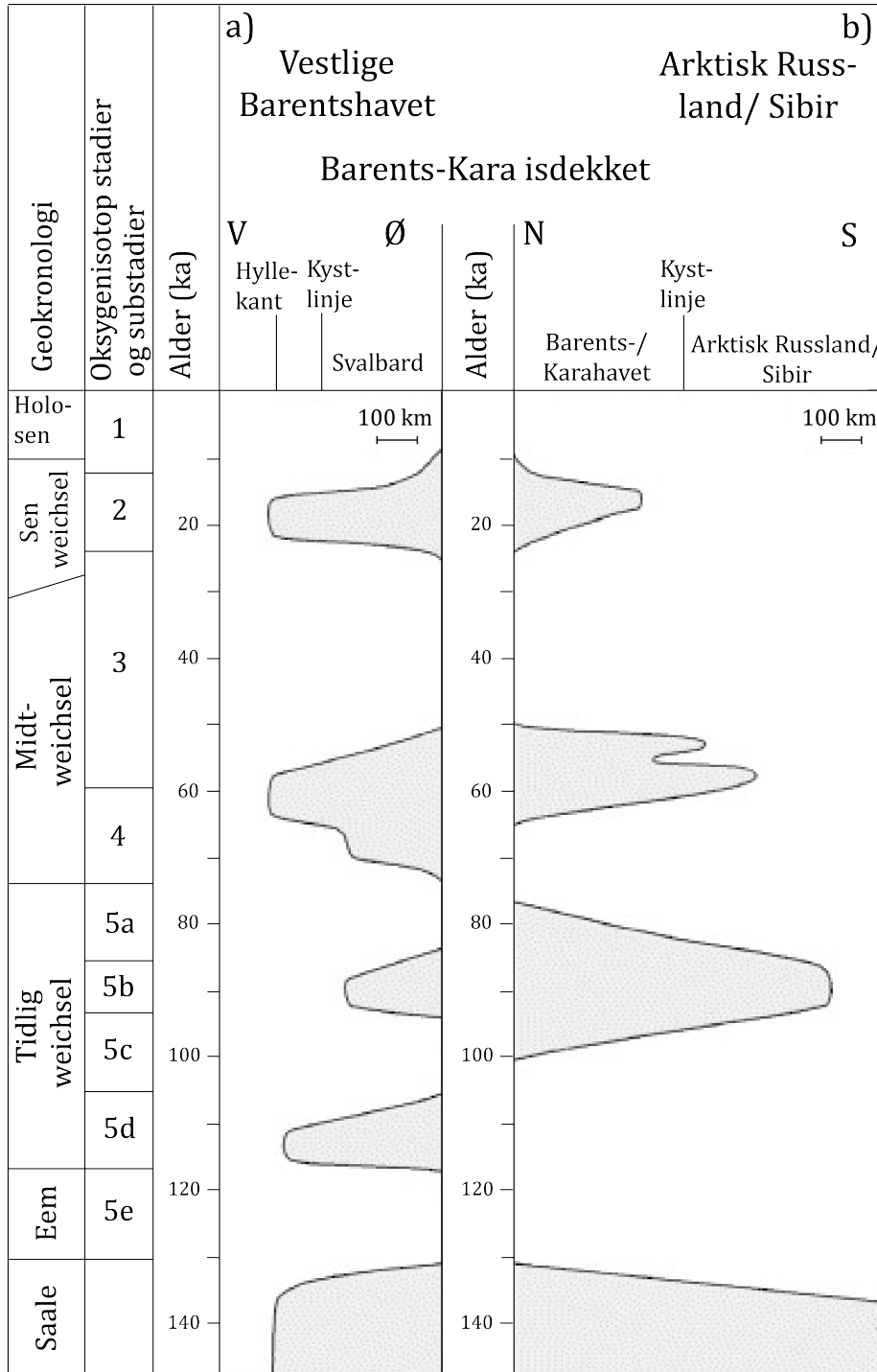
2.4 Klima under sen-weichsel

Ved starten av sen-weichsel (marin isotoptrinn 2, MIS 2) ble klimaet i nord-Eurasia kjøligere. I denne perioden vokste isdekkene over Skandinavia og nord-vestlige deler av Barentshavet vokste seg store, men nådde ikke innover land i arktisk Russland øst for Arkhangelskregionen (Svendsen et al., 2004). Klimaforholdene øst og sør for dette isdekket var ekstremt tørt og kaldt under siste istids glasiale maksimum (LGM) og som forhindret bredannelse i fjellene (Mangerud et al., 2002; Hubberten et al., 2004; Mangerud et al., 2008). Både Siegert og Marsiat (2001) og Hubberten et al. (2004) har kalkulert akkumulasjonsraten over isdekkene under LGM ut i fra modellering. Begge studiene viser at nedbørsmengden over vestlige områder av Skandinavia og vestlige områder av Barentshavet var mye høyere enn over de arktiske landområdene i Nord-Russland. Resultatene fra Siegert og Marsiat (2001) viser at raten for snøakkumuleringen over vestlig Skandinavia og Barentshavet var 300 mm/år og <200 mm/år for sentrale deler av Barents- og Karahavet. I Karahavet var raten mindre enn 100 mm/år. Hubberten et al. (2004) konkluderte med at akkumulasjonsraten var mer enn 600 mm/år ved den vestlige flanken til det Skandinaviske isdekket, mens nedbørsraten over arktisk Sibir langs Karahavet var mindre enn 50 mm/år. Resultatene viser at det var store klimaforskjeller i arktisk Europa under LGM, og at det ikke var tilstrekkelig med nedbør i arktisk Sibir for breene til å vokse.

2.5 Glasiasjonshistorie

Polar Ural har ved flere anledninger vært påvirket av både Barents-Kara isdekket og mer lokale isbreer i fjellene (Astakhov, 1992; Mangerud et al., 2002; Astakhov, 2004; Astakhov, 2011; Svendsen et al., 2014). Periodene for når disse isdekkene var aktive og hvilke dimensjoner de hadde, har vært mye omdiskutert de siste tiårene. Som et resultat av feltbaserte undersøkelser i perioden 1996–2002 som ble utført av det europeiske ESF prosjektet «Quaternary Environment of the Eurasian North» (QUEEN) ble det konkludert med at det har vært fire store glasiasjoner sentrert i Barents-Kara havet gjennom de siste 160 000 år (Svendsen et al., 2004). Disse omfatter glasiasjonen i sen-saale-glasiasjonen (> 130 ka), tidlig-weichsel (90–80 ka), midt-weichsel (60–50 ka) og sen-weichsel (20–15 ka) (Figur 2.5). Utbredelsen av den siste glasiasjonen (sen-weichsel) var tidligere omdiskutert. Debatten var spesielt sentrert rundt spørsmålet om fastlands-Russland var dekket av Barents-Kara isdekket under den siste store

nedisingen eller om områdene da var isfrie, selv under LGM. Det er i dag stor enighet i forskermiljøet om at den sørøstlige marginen til Barents-Kara isdekket ikke nådde Russland, men at fjellområdene var preget av lokale botnbreer.



Figur 2.5: Tid-avstand diagram som viser vekst og tilbaketrekning av Barents-Kara isdekket: a) på Svalbard i vestlige Barentshavet (Mangerud et al., 1998) og b) i Nord-Russland/Sibir (Svendsen et al., 2004). Figuren er modifisert fra (Svendsen et al., 2004).

Tidlig weichsel (117-75 ka)

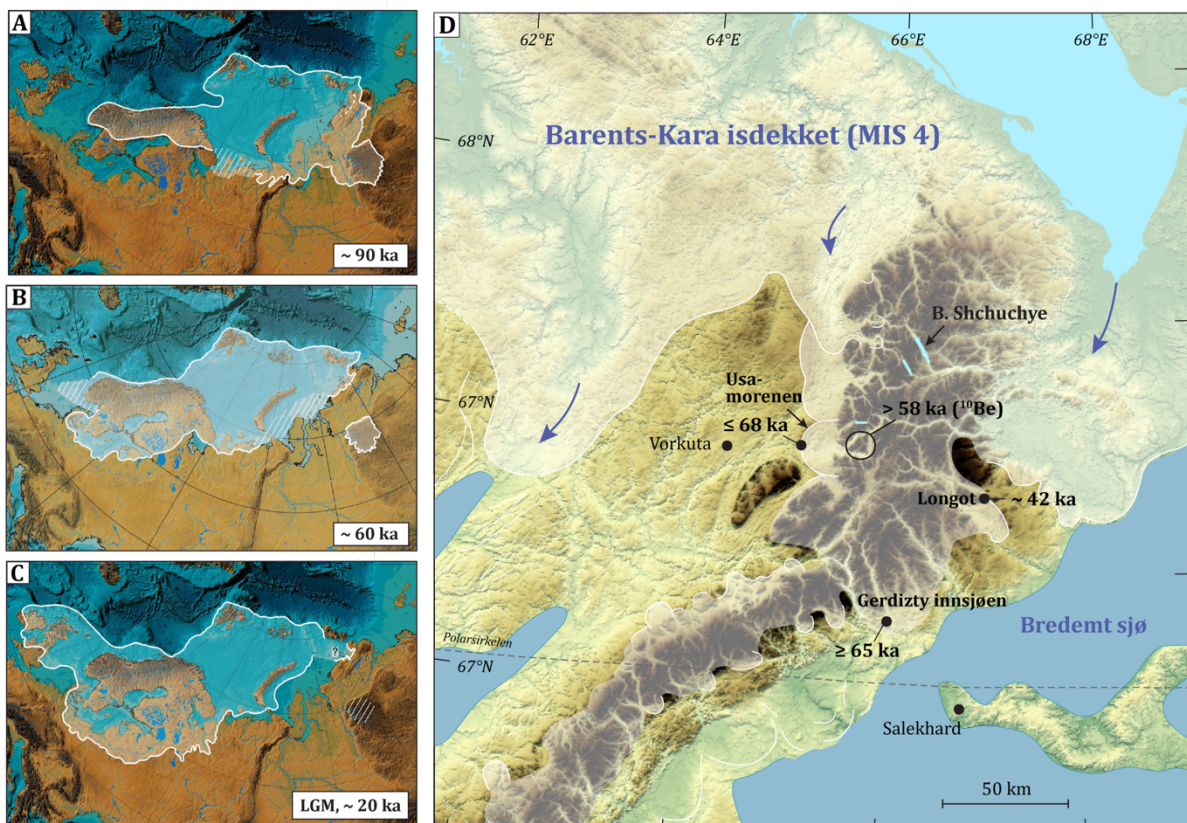
I lavlandet langs Pechoraelven vest for Uralfjellene er det funnet spor etter en svær innsjø, kalt Komisjøen, som var demmet opp av Barents-Kara isdekket i en tidlig fase av siste istid (Mangerud et al., 2001). Innsjøen formet strandlinjer som er kartlagt og datert til omkring 90 ka ved hjelp av OSL-dateringer og denne gliasasjonen antas å korrelere med MIS 5b (Astakhov et al., 1999; Mangerud et al., 2001; Mangerud et al., 2004) (Figur 2.6-A).

Midt weichsel (75-25 ka)

Det er også funnet spor etter et yngre fremstøt av Barents-Kara-isen som har avsatt endemorener langs nord-marginen av kontinentet (Mangerud et al., 2001; Svendsen et al., 2004). Dette fremstøtet er antatt å ha skjedd for omkring 60–70 ka (MIS 4) (Figur 2.6-B). Ved den vestlige fotenden av Uralfjellene ligger Usa-morenen, formet som en hestesko framfor Bolshaya Usa-dalen (Astakhov et al., 1999; Mangerud et al., 2008) (Figur 2.6-D). Denne morenen er antatt å ha vært avsatt av utløpsbreer fra et brekompleks som lå over de polare Uralfjellene for omkring 60 ka. Dateringsprøver av flyttblokker i Bolshaya Usa-dalen øst for Usa-morenen viser at dalen har vært isfri de siste 50–60 ka og at det ikke har vokst frem store iskapper etter dette (Mangerud et al., 2008) (Figur 2.6-D). I sedimentkjerner fra Gerdizty-innsjøen ved østflanken av Polar Ural er det identifisert morenemateriale som er datert til 65 ka (Svendsen et al., 2014) (Figur 2.6-D). Forfatterne bak studien antar at morenen representerer et større brekompleks over de polare Uralfjellene under MIS 4, og korrelerer den med Usa-morenen ved vestflanken av fjellkjeden. Under glisial maksimum i MIS 4 var noen av breene i fjellområdene tilknyttet Barents-Kara isdekket som på dette tidspunktet nådde nordenden av kontinentet (Svendsen et al., 2014).

Sen-weichsel (25-10 ka)

Det er ingen observasjoner som tyder på at det store isdekket vokste frem i Barents-Karahavet under sen-weichsel (Svendsen et al., 2004). Maringeologiske observasjoner antyder at dette isdekket terminerte på havbunnen i den sørlige delen av Barentshavet og i Karahavet (Mangerud et al., 1999; Polyak et al., 2000; Gataullin et al., 2001; Svendsen et al., 2004) (Figur 2.6–C). Svendsen et al. (1999) konkluderte også med at Russlands fastlandsområder øst for Hvitehavet ikke var dekket av Barents- eller Kara-isdekket under sen-weichsel. Studier utført rundt Chernov-breen, Polar Ural, viser at en morenerygg avsatt 1 km framfor dagens brefront er datert til 21,5 ka og representerer maksimal utbredelse av denne breen under LGM (Mangerud et al., 2008). Mangerud et al. (2008) konkluderte også at Chernov-breen er representativ for breer generelt i de Polare Uralfjellene.



Figur 2.6: Kart over den rekonstruerte isutbredelsen til det Eurasiske isdekket for ca. 90 000 (A), 60 000 (B) og 20 000 år siden (C) modifisert fra Svendsen et al. (2004). D) Rekonstruksjon av Barents-Kara isdekket under MIS 4 som viser at noen breer i de polare Uralfjellene var tilknyttet det store isdekket, modifisert fra Svendsen et al. (2014).

3. Data og metode

I dette kapitlet presenteres de seismiske dataene og kjernematerialet som er benyttet i denne studien. Det vil også bli gitt en gjennomgang av tolkningsprosedyrer og hvilke programvarer som har vært benyttet i forbindelse med utarbeiding av resultater. Til slutt vil det bli gitt en oversikt over ulike feilkilder som kan innvirke på resultatene av analysen.

3.1 Innsamling av seismisk data

Det ble valgt to seismiske profileringsystemer for å få kartlagt sedimentavsetningene i Bolshoye Shchuchye-innsjøen. For å penetrere gjennom de dypeste og tykkeste sedimentpakkene og ned til akustisk basement (*acoustic basement*) ble det benyttet Sparker «Array». For å få høyoppløselig informasjon over de yngste avsetningene ble det også benyttet penetrasjonsekkolodd (sub-bottom-profiler system (SBP)). Innsamling av SBP datasettet fra innsjøen ble gjennomført sommeren 2007 hvor det ble samlet inn 98 km av tverrprofiler og 98 km lengdeprofiler. Denne innsamlingen ble fulgt opp sommeren 2008 med innsamling av Sparker (Array) seismiske profiler; 72 km tverrprofiler og 136 km lengdeprofiler (Figur 3.1). Den seismiske mottakeren som ble benyttet var et 1-kanals- digitalt hydrofonsystem.



Figur 3.1: Kart med oversikt over innsamlet sparker-profiler. Sparker-datasettet består av totalt 91 seismiske profiler hvorav 12 er lengdeprofiler og 79 er tverrprofiler.

3.1.1 Penetrasjonsekkolodd (SBP-profiling)

Penetrasjonsekkolodd av typen SONIC-M242 ble benyttet for å oppnå høyoppløselig seismisk data av de øverste ca. 20–25 meterne av sedimentene. Penetrasjonsekkoloddet opererte med en frekvens på ca 4.0 kHz, som gir en oppløsning på omtrent 35-40 cm. I denne studien har SBP-profilene vært brukt til å studere de grunne sedimentene i innsjøen. Dette gjelder spesielt den stratigrafisk øverste enheten som er identifisert.

3.1.2 Sparker «array» seismisk system

Sparker seismisk kilde

Sparker Array er en impulsiv gnistkilde som danner akustiske lydbølger i vann ved å konvertere elektrisk energi til akustisk energi (Kearey et al., 2002). Elektrodene som danner elektrisk energi må være omslukt av salint vann for at ledningsevnen mellom elektrodene og array-rammen skal kunne produsere gnist. Derfor er sparker som regel best egnet til marin seismisk datainnsamling. For å benytte den som seismisk kilde i ferskvann kan det plasseres saltposer rundt sparkeren slik at ledningsevnen opprettholdes (Alpar et al., 2003). Sparkeren ble operert med en spenning på 5200 V, 400 J og en sentral frekvens på 300–600 Hz.

Energien som sendes ut fra en seismisk kilde propagerer i omnidireksjonale retninger. Det ble derfor sørget for at sparkeren ikke ble plassert for nær vannoverflaten under innsamlingen, for å unngå at energi skulle gå tapt til luften istedenfor vannsøylen.

I denne studien er det sparker-datasettet som er vektlagt når det gjelder tolkningen av seismikken. Sparker-systemet gir høyere oppløsning enn SBP-systemet ved dypere nivåer i sedimentavsetningen, noe som gjør det mulig å tolke større deler av sedimentmektigheten.

Seismisk mottaker - hydrofoner

Hydrofonkabelen som ble benyttet for å registrere de reflekterte seismiske signalene var en fire meter lang 1-kanalsystem med fire hydrofoner (en hydrofon per meter). Siden innsjøen er nokså smal var det nødvendig å benytte et kort hydrofonsystem for å kunne manøvrere båten med mest mulig fleksibilitet som mulig. Det ble brukt fire hydrofoner i en kort hydrofonkabel for å kunne fjerne mest mulig bølge- og motorstøy.

På denne måten maksimaliseres «signal-noise-ratio» og resultatet blir mer støyfrie data (Urlick, 1983). Det ble under innsamlingen benyttet analogt frekvensfilter med «high-pass-filter» (HPF) på 130 Hz og «low-pass-filter» (LPF) på 2000 Hz.

3.2 Seismisk filtrering

Den geofysiske forståelsen av bølgeformer kombinerer både signal og støy. Den delen av bølgeformen som relateres til den geologiske strukturen, og som derav er av interesse for undersøkelsen, anses som signal. Støyet relateres derfor til alle andre komponenter av bølgelengden (Kearey et al., 2002). Under prosesseringen av det seismiske datasettet ble det benyttet digitale frekvensfiltre for å filtrere vekk uønskede signaler, som anses som støy. Det ble benyttet HPF på 150 Hz og LPF på 2000 Hz. HPF fjerner all lavfrekvent støy og sørger for at alle frekvenser høyere enn 150 Hz slipper gjennom. LPF fjerner høyfrekvent støy og slipper gjennom frekvenser lavere enn 2000 Hz (Kearey et al., 2002).

3.3 Benyttet kjernemateriale

De seismiske resultatene i denne studien er korrelert med resultatene fra den 23,9 m lange kjernen 506-48, analysert av Hovland (2015). Kjernen ble tatt med en UWITEC Piston Corer hvor PVC- og stålrør hadde en diameter på henholdsvis 100 mm og 90 mm. 2 m lange kjernerørene ble senket gjennom et hull i innsjøisen fra en flåte som sto sikret på isen. På sjøbunnen var det plassert en trakt for å sikre at kjernene ble tatt i samme hull ved hver prøvetaking.

Kjernen ble beskrevet og analysert ved hjelp av visuell beskrivelse, XRF-analyse og datert ved hjelp av 12 AMS ^{14}C -dateringer (Figur 3.2). Senere ble det tatt ut ytterlige 12 radiokarbondateringer for å forbedre det kronologiske rammeverket. I tillegg til AMS-dateringene ble det også tatt ut U-kanal skinner for magnetiske undersøkelser (S. Ólafsdóttir 2017, pers. med.). Kjerne 506-48 korresponderer til tverrprofil 0210-08032033 som er 0,79 km langt og har en posisjon ca. 2,4 km fra sørøstenden av bassenget (Figur 4.6). Kjernen er av Hovland (2015) delt inn i tre uformelle litologiske enheter (A, B og C), hvor enhet A er den stratigrafisk øverste og enhet C er den stratigrafisk nederste enheten.

Enhet C (22 m –)

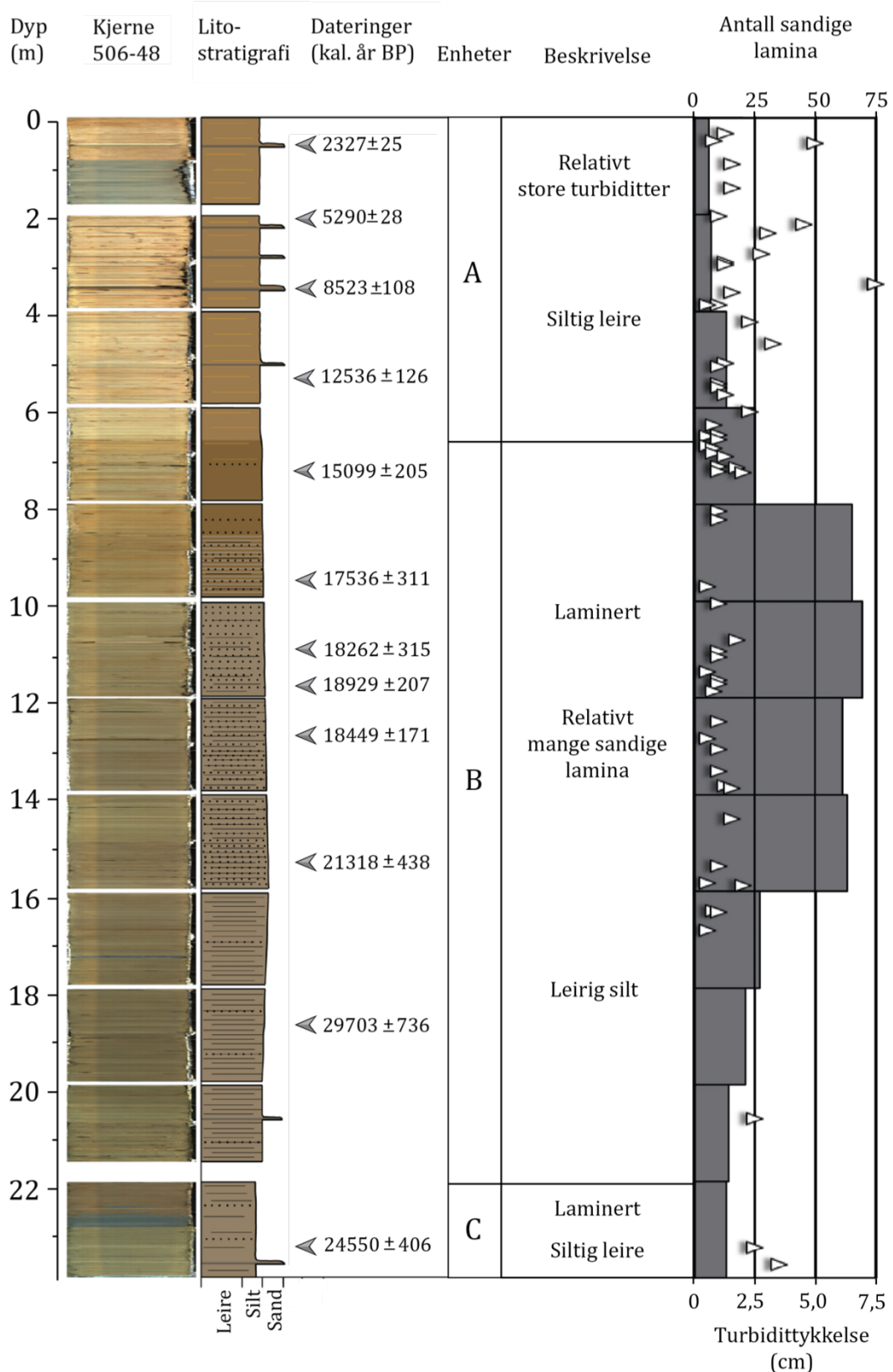
Enhet C er den stratigrafisk nederste enheten av kjernen hvor nedre grense ikke er definert, men er avgrenset av penetrasjonen av kjernen på 23,9 m. Enheten består av siltig leire med sporadisk laminasjon.

Enhet B (6,6 – 22 m)

Enhet B er lokalisert stratigrafisk over enhet C og avgrenses mellom 6,6 og 22 m dyp. Enheten er karakterisert av kornstørrelsen leirig silt. Bortsett fra de øverste om lag 3 m preges enheten av laminerte lag. Det forekommer sporadisk isolerte sandige lamina i nedre del av enheten, og forekomsten av disse lamina øker ved enhetens midtre del og forsvinner helt i det øverste om lag 3 m av enheten. Enheten bærer preg av sprekker som er et resultat av at gass har blitt frigjort under kjerneprøvetakingen.

Enhet A (0 – 6,6 m)

Enhet A ligger stratigrafisk over enhet C og er kjernens stratigrafisk øverste enhet. Enheten avgrenses mellom 0 og 6,6 m dyp. Kornsammensetningen er vurdert av Hovland (2015) som siltig leire. Den øvre delen av enheten preges i stor grad av relativt store turbiditter av normalgraderte lag. De største turbidittene har en tykkelse på 5–7,5 cm.



Figur 3.2: Litostratigrafi av kjerne 506-48 analysert av Hovland (2015) og kalibrerte dateringer som er plottet ved de korresponderende dypene (m). Til høyre er et histogram som indikerer antall sandige lamina ved ulike dyp i kjernen, og plottene indikerer observerte turbiditter med tykkelse (cm).

3.4 Seismiske prinsipper

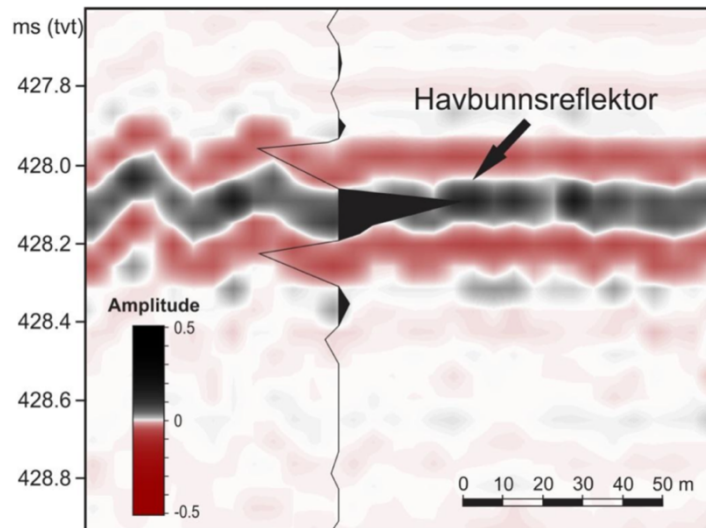
Akustisk impedans

Seismiske bølger propagerer som akustisk energi gjennom materiale av definerte egenskaper, som tetthet og hastighet. Ulike typer materiale opptrer med ulike egenskaper. Når den seismiske energien treffer en grenseflate, vil noe av energien bli reflektert opp mot mottakere på overflaten mens resten av energien vil brytes og transmitteres ned i underliggende lag. Ved neste grenseflate vil igjen noe energi bli reflektert mens resten blir transmittert. Mengden energi som blir reflektert og transmittert bestemmes ut i fra kontrastene i *akustisk impedans* (I) langs en grenseflate (Kearey et al., 2002; Fossen, 2008). Akustisk impedans er produktet av materialets tetthet (ρ) og hastighet (v):

$$I = \rho v$$

Jo lavere kontrast i akustisk impedans langs en grenseflate, desto større mengde energi transmitteres gjennom grenseflaten og ned i underliggende materiale. Etter hvert som de seismiske bølgene propagerer nedover i dypet vil mer og mer energi bli reflektert til overflaten for hver grenseflate, noe som medfører at mindre energi går med til den transmitterte energien. Dette betyr at den seismiske bølgen etter en viss tid vil dø ut fordi mesteparten av energien allerede har blitt reflektert. Av den grunn vil det være få tydelige reflektorer og begrenset datakvalitet i de dypeste delene av seismikken.

Under tolkning i tolkeprogrammet Petrel blir sparker-datasettet fremstilt i fargekoder der fargekodene definerer positive- (topper) og negative (trau) amplituder (Figur 3.3).



Figur 3.3: Illustrasjon av positive- (topper) og negative (trau) amplituder, med tolket havbunn på positiv amplitude. Figuren viser et utsnitt av TOPAS data med "wiggle-trace", og er fra Schäuble (2012).

Lydhastighet og dybdekonvertering

Under seismiske refleksjonsundersøkelser måles reisetiden til den seismiske energien i toveis gangtid (tvt). Dette er tiden det tar for seismiske lydbølger å reise fra den seismiske kilden til å bli reflektert i en grenseflate i undergrunnen for så å bli registrert i mottakere på vannoverflaten. Denne reisetiden blir vanligvis målt i sekunder (s) eller millisekunder (ms). Under tolkning av seismisk data er det av interesse å kunne vite tykkelsen til sedimentære enheter for å beregne hvor mye sedimenter som har akkumulert i avsetningsperioden. Den totale tykkelsen (Z) for den aktuelle enheten kan beregnes dersom gjennomsnittshastighet (V) og tvt (t) er kjent ved bruk av formelen:

$$Z = V \cdot t / 2$$

For det seismiske sparker-datasettet fra Bolshoye Shchuchye-innsjøen har det blitt antatt at lydhastigheten gjennom sedimentene er konstant. I denne studien har det blitt regnet med en lydhastighet på omtrent 1550 m/s gjennom sedimentene, og en lydhastighet på omtrent 1440 m/s gjennom vannsøylen. Lydhastigheten gjennom sedimentene er funnet ved å ta utgangspunkt i den totale dybden til kjerne 506-48 og

ved å benytte tvf (ms) fra sparker-profil 0210-08032033 (Figur 4.6) som korresponderer med lokasjonen til kjernen. Ettersom det er antatt at lyd hastigheten er konstant vil det foreligge usikkerheter knyttet til dybdekonvertering mellom seismostratigrafien og litostratigrafien. Vannsøylens lyd hastighet på 1440 m/s er funnet basert på sparker-profil 0238-08081144 (Figur 4.3). Ved dette profilet er det kjent at vanddypet er på 136 m (M. Melles 2016, pers. med.).

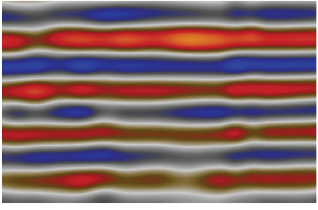

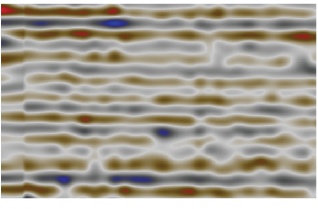

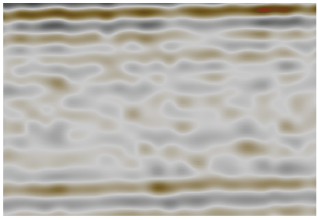

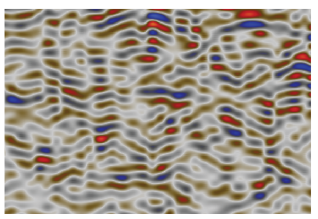

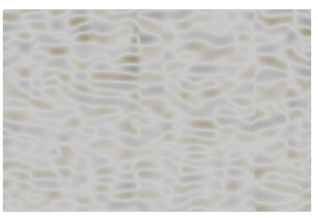

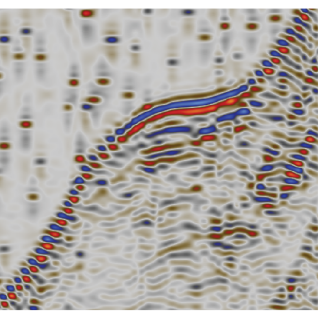
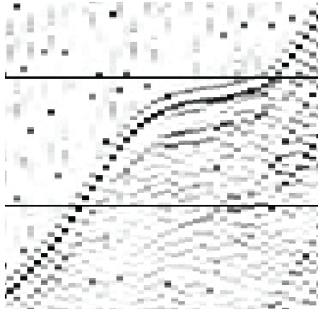
Profilene som har blitt brukt til å illustrere seismostratigrafien (se Kapittel 4) er dybden (i meter) konvertert fra tvf (ms) med en lyd hastighet på 1450 m/s. Dette gjør at profilene ikke viser den faktiske dybden. Det som nevnes i teksten (kapittel 4) angående tykkelse av enheter er oppgitt med riktig dybde, altså konvertert med en lyd hastighet på 1550 m/s.

3.5 Seismiske facies

De seismostratigrafiske enhetene som identifiseres i innsjøen Bolshoye Shchuchye beskrives og defineres på bakgrunn av den seismiske karakteren (facies). En seismostratigrafisk enhet er definert som en gruppe reflektorer som er mulig å kartlegge der akustisk seismisk facies er forskjellig fra karakteren i andre enheter. Akustisk seismisk facies beskrives på bakgrunn av kontraster i amplitude og kontinuitet. Dette er de mest brukte parameterne for miljøtolkning (Sangree og Widmier, 1979). I denne studien skilles det mellom seks ulike akustisk seismisk facies som senere brukes til å beskrive de ulike seismostratigrafiske enhetene i kapittel 4.

De ulike seismiske facies som identifiseres i sparker-datasettet beskrives under, med påfølgende eksempler i Tabell 3.1. I tabellen gis det eksempler på akustisk seismisk facies fra Petrel i en kolonne og tilsvarende eksempler fra sparker-profilene i en egen kolonne. Grunnen til at det vises eksempler fra både Petrel og sparker-profilene er at tolkningen av datasettet er gjort i Petrel, men under fremstillingen av resultatene i kapittel 4 har sparker-profilene vært benyttet som eksempler. Som det fremgår i tabellen er eksemplene på akustisk facies fra sparker-datasettet av begrenset kvalitet.

Tabell 3.1: Oversikt over de ulike typene akustisk seismisk facies som er beskrevet i teksten. Seismiske eksempler fra Petrel i en kolonne, og tilsvarende eksempler fra sparker-profilene i en egen kolonne. Beskrivelse av akustisk facies gis i kolonnen til høyre.

Facies nr.	Akustisk seismisk facies	Seismisk facies (Sparker profil)	Beskrivelse
1			Akustisk høy-amplitude facies av parallelle, kontinuerlige reflektorer
2			Akustisk kontinuerlig til tilnærmet kontinuerlig facies av reflektorer med varierende amplitude
3			Akustisk lav-amplitude facies av ikke-kontinuerlige reflektorer. Øvre og nedre grense består av lav-amplitude, kontinuerlige reflektorer
4			Akustisk kaotisk facies av ikke-kontinuerlige reflektorer med varierende amplitude
5			Akustisk kaotisk nesten transparent facies av lav-amplitude reflektorer
6			Akustisk facies av delvis skrånstille og delvis horisontale reflektorer. Enkelte tilnærmet kontinuerlige reflektorer av medium til høy amplitude.

3.6 Programvarer benyttet i studien

Petrel v.2014 (64-bit)

Hovedfokuset under tolkningen har vært sparker-datasettet for å kunne tolke så mye som mulig av stratigrafien. Datasettet består av SEG-Y formaterte filer og inkluderer 79 tverrprofiler og 21 lengdeprofiler som er tolket i programmet Petrel v.2014. Petrel var opprinnelig utviklet i Norge av selskapet Technoguide, men eies i dag av Schlumberger som kjøpte opp selskapet og programvaren i 2002. Under tolkningen av de ulike horisontene har det blitt vekslet mellom å benytte funksjonene «Manual interpretation», «Guided autotracking» og «Seeded 2D autotracking» som er en del av «Seismic Interpretation» verktøyet. Totalt sett er mesteparten av tolkningen gjennomført ved bruk av funksjonen «Manual interpretation» da datasettet er av begrenset datakvalitet. For kontinuerlige reflektorer med høy amplitude og frekvens har tolkefunksjonen «Seeded 2D autotracking» vært benyttet. Når denne funksjonen er i bruk vil Petrel automatisk tolke den reflektoren som er valgt. I tilfeller der reflektoren er kontinuerlig, men av lav amplitude og høy frekvens, har funksjonen «Guided autotracking» vært benyttet. Denne funksjonen velger den mest optimale tolkningen ut i fra punkter som er foretrukket.

Ved hjelp av tolkeverktøyet i Petrel har det i dette studiet blitt identifisert og kartlagt fem reflektorer nummerert R0 til R3. Disse deler sedimentavsetningene inn i tre hovedenheter; E1, E2 og E3 (se kapittel 4). Horisontene er tolket i sparker-lengdeprofilene ved hjelp av kryssende horisonter fra samtlige 79 tverrprofil.

Etter at tolkningsarbeidet var fullført var det av interesse å generere mektighetskart, eller isopakkart. Et mektighetskart er et 2D kart som illustrerer sedimentmektigheten i bassenget og viser sann vertikal tykkelse i ms (tv). Et mektighetskartet består av konturintervaller og en fargeskala som representerer mektighetsvariasjonene i bassenget. Det har i denne studien oppstått en del utfordringer knyttet til utarbeidingen av slike mektighetskart. Datasettet ble formatert fra rådata til SEG-Y filer i forkant av denne studien. Problemer under formateringen har ført til at målestokken i Petrel er feil. I tillegg har det vist seg at hvert annet sparker-profil er speilvendt og at østkoordinatene avtar mot øst. Feil målestokk gjør at mektighetsberegningen ikke blir riktig. Dessverre ble dette oppdaget i tiden etter at datasettet var tolket og for å generere et

mektighetskart med riktig skala, måtte sparker-datasettet på nytt ha blitt lastet inn i Petrel, noe som ville krevd at datasettet måtte ha blitt tolket fra start igjen. Det hadde det dessverre ikke vært tid til under denne studien. Mektighetsbeskrivelsen i kapittel 4.2 tar derfor utgangspunkt i lengdeprofilene i bassenget. Dette vil selvsagt føre til større usikkerheter da lengdeprofilene kun representerer 2D-linjer gjennom bassenget. Lengdeprofilene vil likevel kunne gi en indikator på hvordan sedimentene er fordelt i bassenget og hvor sedimentmektigheten er størst og minst ved de enkelte profilene.

Det har blitt generert flatekart for sjøbunnen (reflektor R0), reflektor R1, R2 samt akustisk basemante (reflektor R3). Flatekartene representerer øvre og nedre grense for de ulike enhetene som er tolket i Petrel. Ved å finne volumet mellom to flatekart vil dette tilsvare volumet til enheten som avgrenses av de to flatekartene. Dette har blitt kalkulert i Petrel gjennom funksjonen "Volume below surface (surface)". Volumet av enhetene E1, E2 og E3, samt volumet av den totale sedimentavsetningen har blitt kalkulert. Siden målestokken er feil, og dybden er målt i tvf (ms), vil utregningen gi ukorrekt tall for volum. Det kan derimot brukes til å finne volumforholdet mellom ulike enheter. Resultatet blir hvor stor andel hver av enhetene utgjør av den totale sedimentavsetningen.

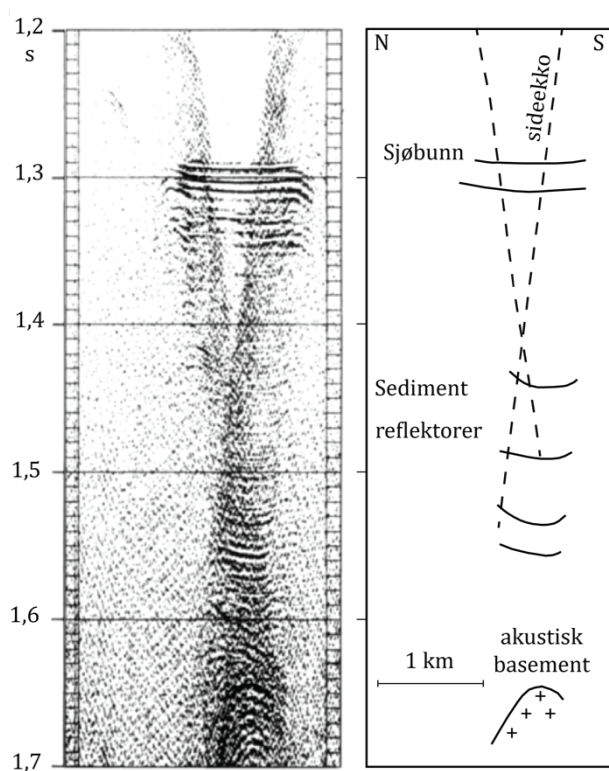
Andre programmer som er benyttet

Utarbeiding av grafer har blitt utført i Grapher 10. Adobe Illustrator CS6 (64 bit) og CorelDRAW X7 (64-Bit) har vært benyttet under fremstilling og redigering av figurer. Generering og modifisering av kart har blitt gjort i ArcMap 10.4, som er en programvare av ArcGIS.

3.7 utfordringer ved seismisk tolkning

3.7.1 Artefakter

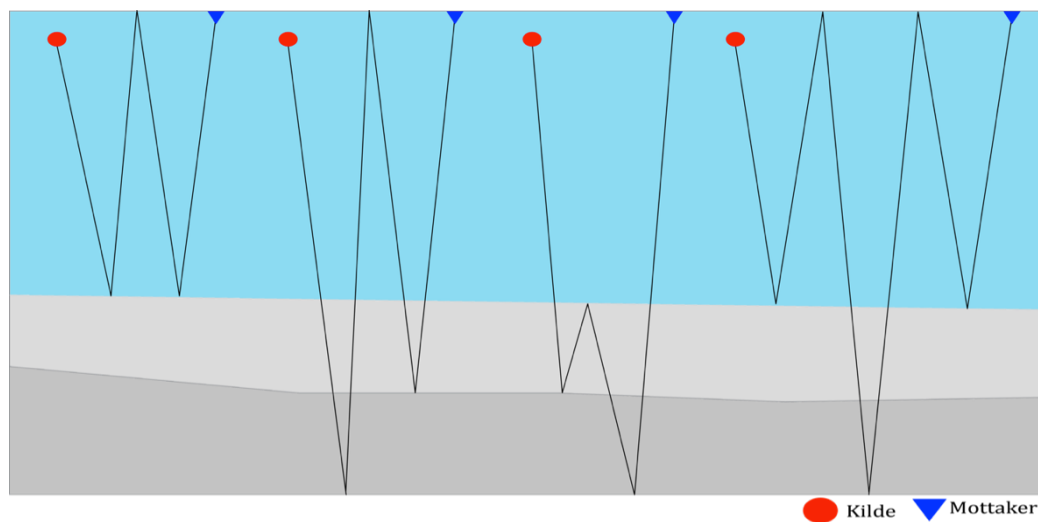
Under seismisk datainnsamling i smale innsjøer med bratte fjellsider hvor det seismiske signalet er generert i overflaten, fører ofte *sideekko* til at det oppstår falske reflektorer. Disse reflektorene kan gjøre det særdeles utfordrende å tolke hvor den egentlige (den primære) reflektoren for sjøbunnen eller sedimentære grenser går (Figur 3.4). I dype fjorder og innsjøer kan det være utfordrende å definere akustisk basement, som vanligvis er berggrunnen under sedimentene. Grunnen til dette er effekten av sideekko fra fjordsider som er brattere enn 45° (Aarseth, 1997). Dette gjelder spesielt lengdeprofilene da hydrofonene mottar signal fra fjord- eller bassengsidene samtidig. I noen tilfeller kan dybden på *hyperbolsignaler* indikere dybden på akustisk basement (Shiple, 1978; Aarseth, 1997). Hyperboler kan være et resultat av at den seismiske energien reflekteres i et irregulært eller spisst medium som kan danne punktreflektorer (Shiple, 1978). Punktreflektorer, eller hyperbole-reflektorer, fremstår som et vertikalt halvmånesignal i seismikken.



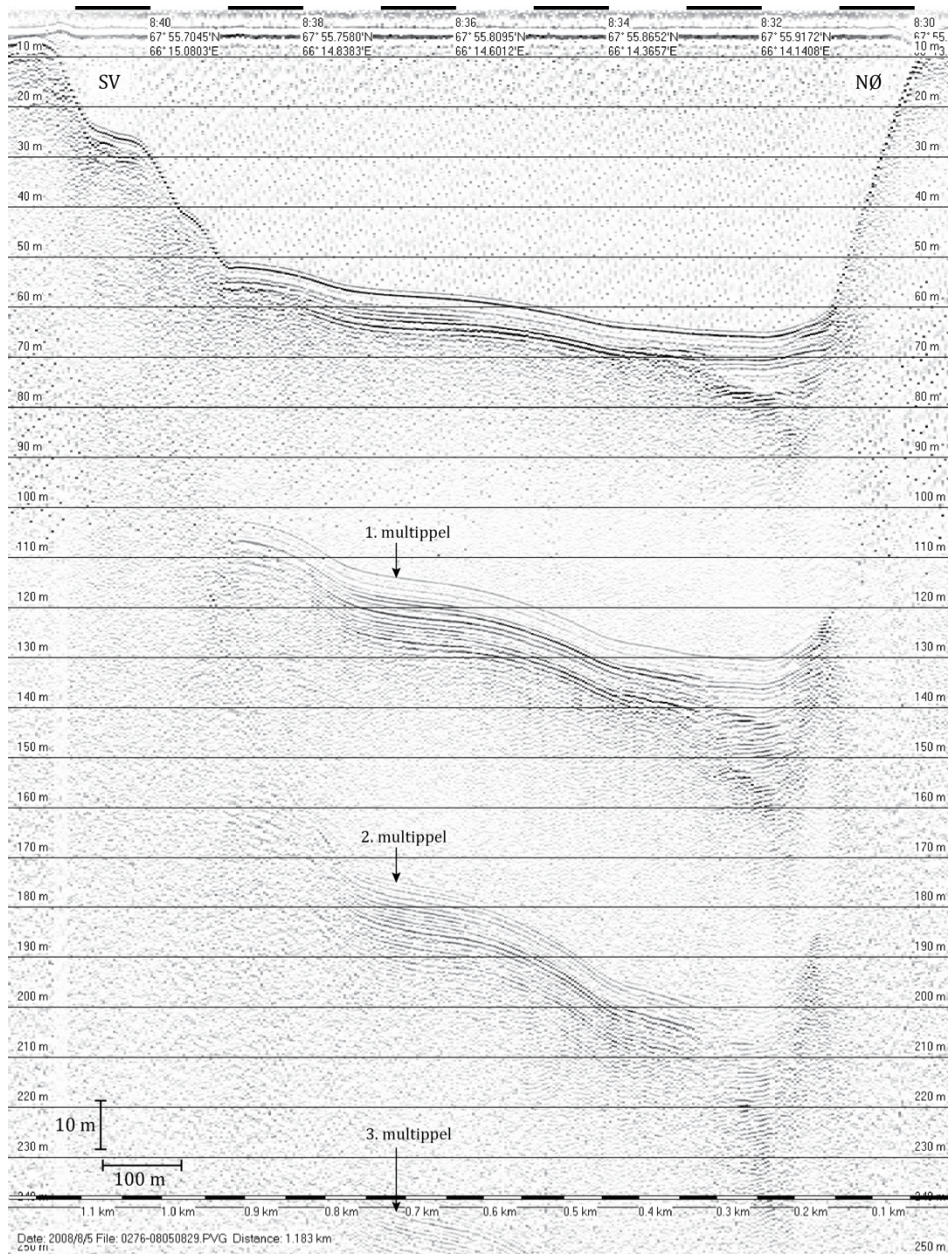
Figur 3.4: Figuren demonstrerer utfordringene med sideekko hvor de første akustiske signalene kommer fra de to fjordsidene. Figuren er modifisert fra Aarseth (1997).

Multipler

Seismisk energi som treffer en grenseflate og reflekteres mot overflaten er kjent som den primære pulsen. Det er dette signalet som danner det seismiske avtrykket av undergrunnen som er av interesse. Dersom seismisk energi reflekteres mer enn en gang i løpet av reisetiden, før den når overflaten, vil det bli dannet multiplere refleksjoner (Kearey et al., 2002) (Figur 3.5). Multipler har som regel lavere energi enn primærreflektoren grunnet energitapet for hver refleksjon (Kearey et al., 2002). Under tolkningen av seismisk data kan multipler føre til utfordringer fordi multiplene danner reflektorer som egentlig ikke eksisterer. Under tolkningen av sparker-datasettet i denne studien forekommer multipler i stor grad. Ved de dypeste områdene har det vært problematisk å tolke grensen for akustisk basement, dels på grunn av begrenset datakvaliteten, men også fordi multipler av sjøbunnen oppstår på dette dypet (Figur 3.6).



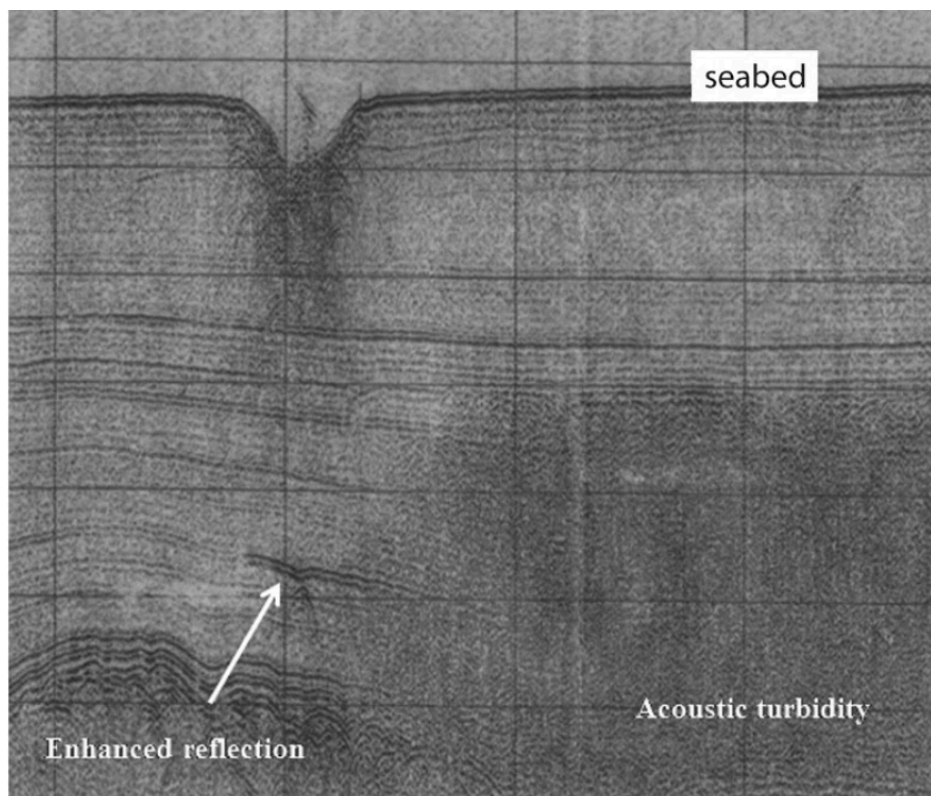
Figur 3.5: Forenklet illustrasjon av hvordan multipler i seismikken dannes. Figuren viser eksempler på ulike typer multipler: vann-multiplere, "pegleg multiplere" og "intra bed multiplere". Figuren er basert på Kearey et al., (2002).



Figur 3.6: Eksempler på tre sett med multipler på sparker-profil 0276-08050829

3.7.2 Gass i sedimentene

Gjennom seismiske undersøkelser av sedimentmektigheter kan forekomsten av gass føre til utfordringer under tolkningen. Tilstedeværelsen av gass kan påvirke seismikken på ulike måter. I noen tilfeller kan gassholdige sedimenter gjenkjennes i seismikken ved at reflektorene har høy amplitude over et begrenset område, der reflektoren brått mister amplitudestyrken i lateral retning. Slike reflektorer er i litteraturen beskrevet som "enhanced reflection" (Judd og Hovland, 1992) (Figur 3.7).



Figur 3.7: "Enhanced reflection" representerer forekomsten av fri gass i sedimentene. Figuren er modifisert fra Judd og Hovland (2009).

Gass kan også forekomme som vertikale transparente lommer. Disse formene avbryter eller ødelegger den primære seismiske karakteren i det gitte området.

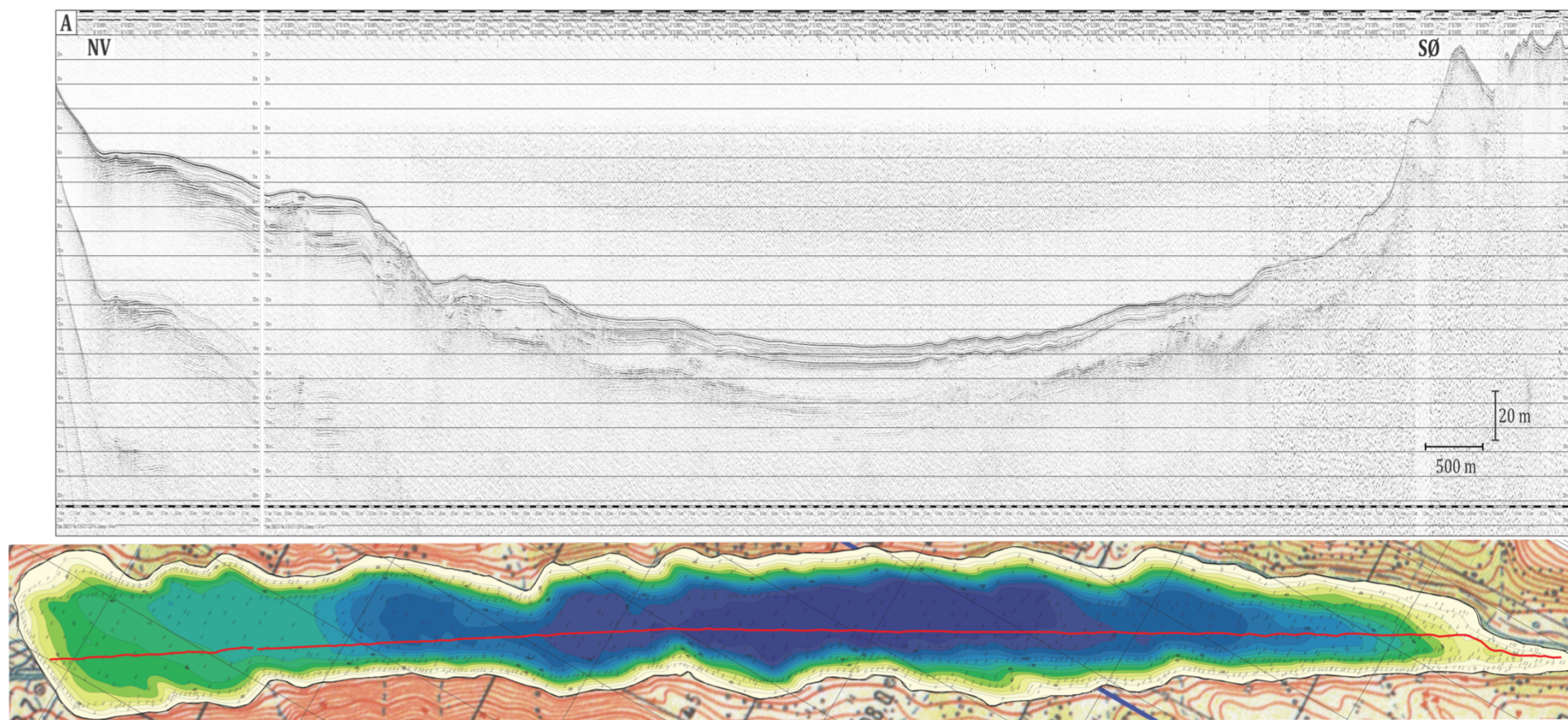
Gassholdige sedimenter kan vises i seismikken som transparente områder, som bryter den primære seismiske karakteren (Judd og Hovland, 1992). Ofte kan slike transparente områder hindre penetrasjon av det seismiske signalet.

4. Resultater

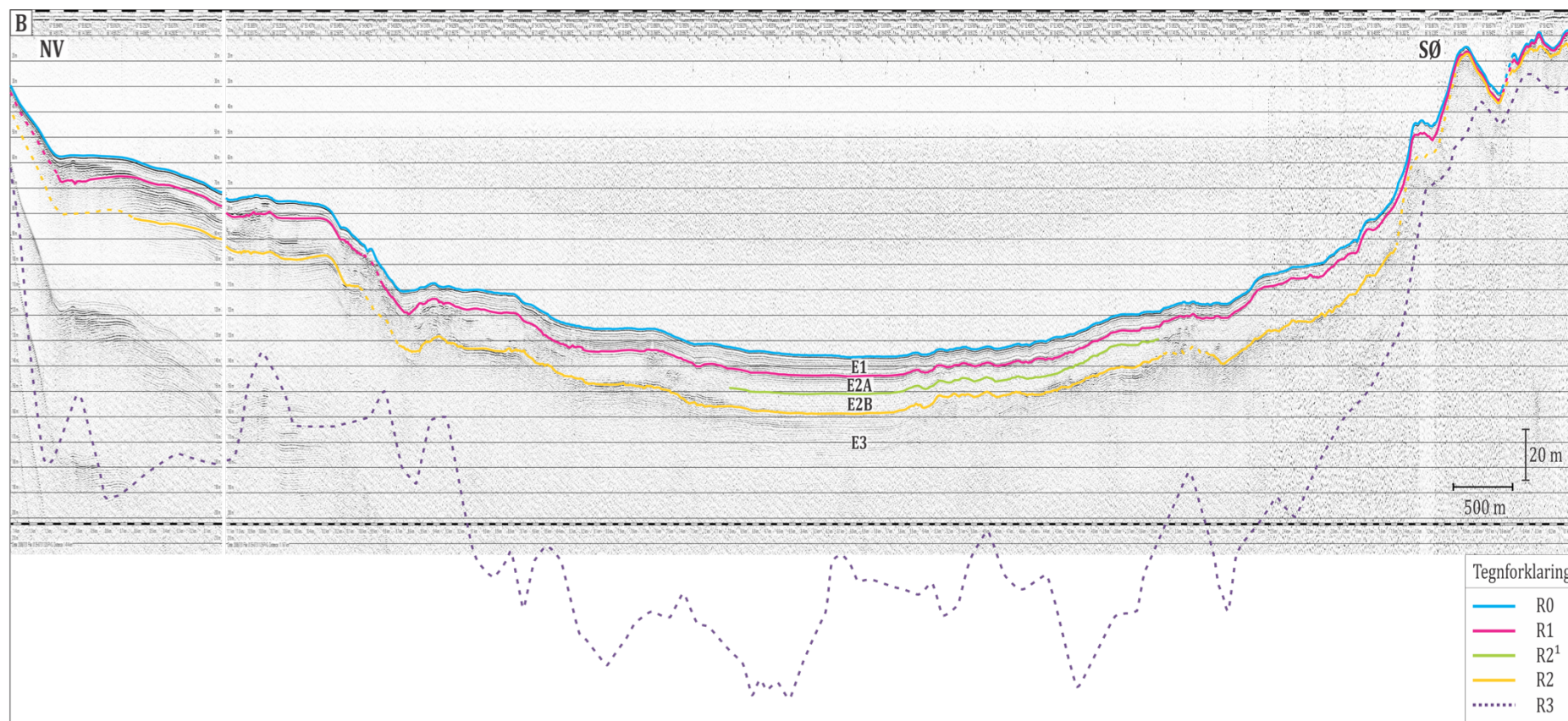
I dette kapitlet er resultatene fra det seismiske datasettet presentert. Det seismiske datasettet består av SBP-profiler og sparker-profiler. Under tolkningen er det sparker-datasettet som er vektlagt, men SBP-profilene har blitt tatt i bruk ved analyse av de grunne sedimentene. Sparker-systemet visualiserer bedre de dypere delene av sedimentavsetningen, mens SBP-systemet gir mer høyoppløselig informasjon om den grunnere delen. Resultatene inkluderer beskrivelse av tolkede reflektorer og innsjøens seismostratigrafi (med ulike enheter), samt mektighetsbeskrivelse. Videre presenteres en sammenstilling av litostratigrafien og seismostratigrafien, og til slutt en aldersmodell og beskrivelse av denne.

4.1 Seismostratigrafi

En seismostratigrafisk analyse av sparker-datasettet og SBP-profilene fra Bolshoye Shchuchye innsjøen har gjort det mulig å identifisere fire uformelle stratigrafiske enheter (E1–E3) med ulike akustiske seismisk facies. Enhet E2 er videre delt inn i to seismostratigrafiske underenheter (E2A og E2B). Enhet E1 er den stratigrafisk øverste enheten, og enhet E3 er den stratigrafisk nederste enheten. Samtlige enheter er identifisert gjennom hele bassenget, men underenhetene E2A og E2B kan kun tydelig identifiseres i de dypeste delene sentralt i bassenget og mot den sørøstlige delen. I områdene hvor disse underenhetene ikke kan skilles er enheten omtalt som seismostratigrafisk enhet E2.



Figur 4.1-A: Sparker-lengdeprofilene 0135-07311320 (kortstrakt lengdeprofil i nordvest) og 0135-07311129 uten tolkning, som til sammen strekker seg gjennom hele bassenget fra nordvest til sørøst. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet nederst i figuren.

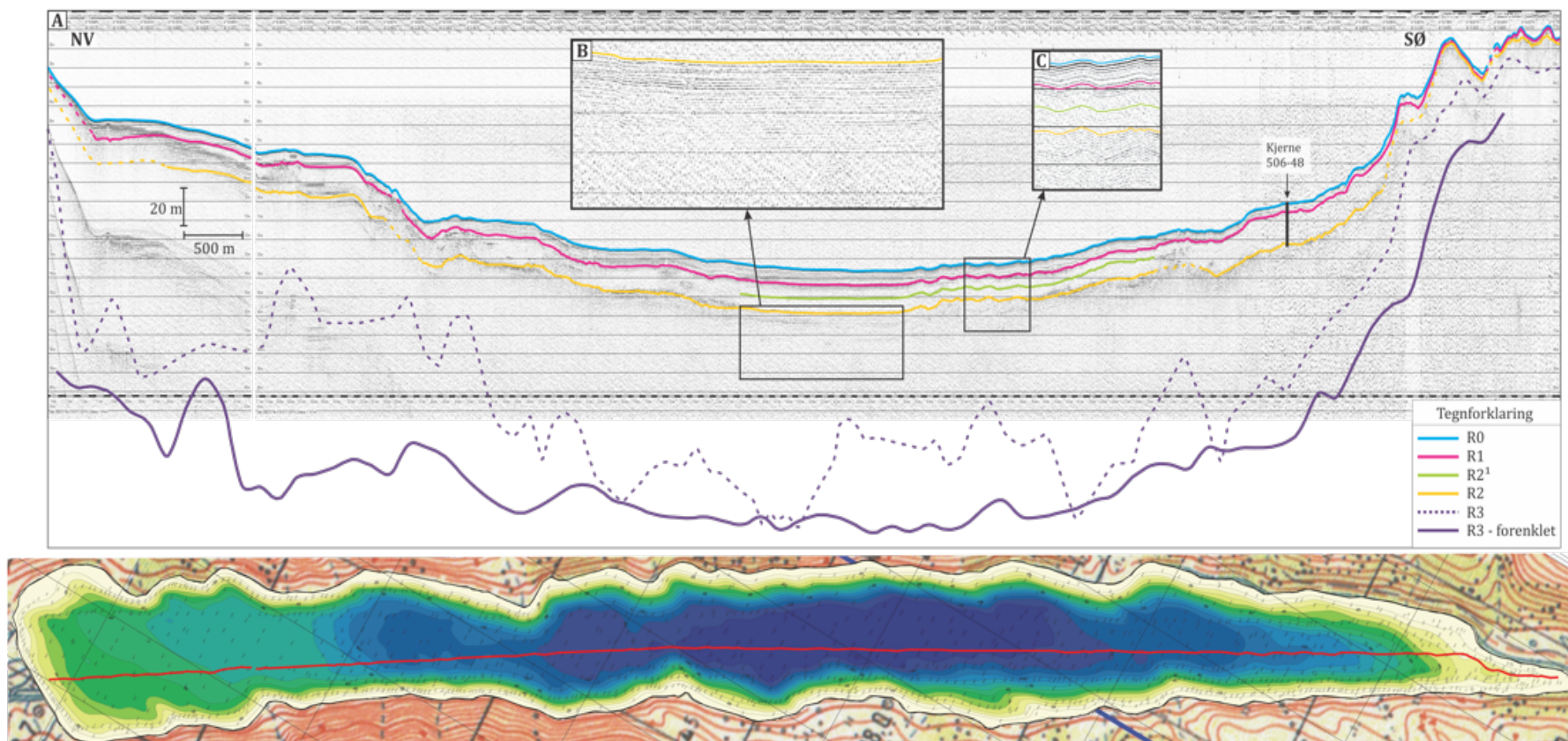


Figur 4.1-B: Tolket seismisk profil som viser utformingen av de identifiserte enhetene E1 – E3 adskilt av reflektorene R0 – R3. Reflektor R2¹ identifiseres kun i de sentrale delene av bassenget.

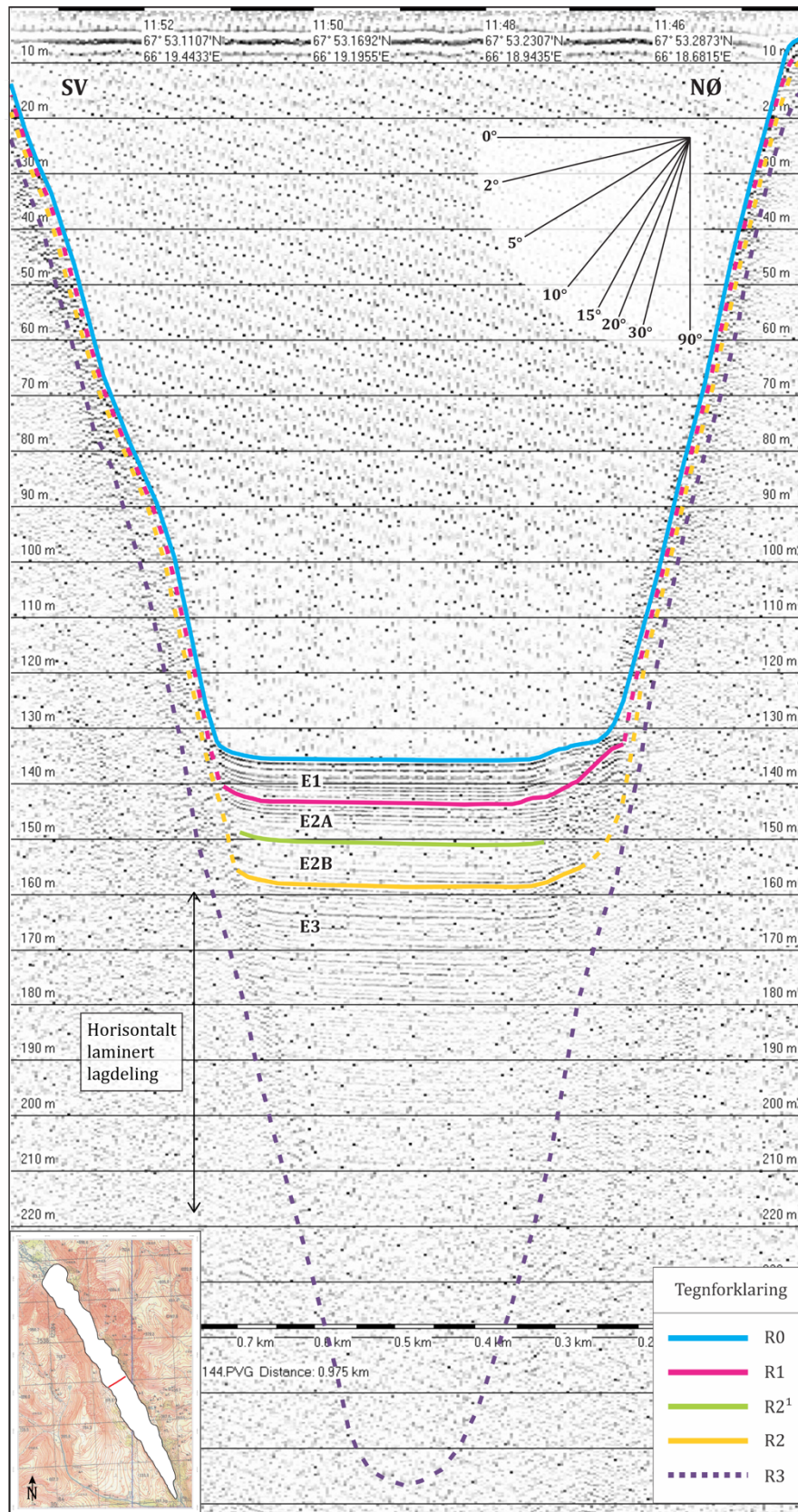
4.1.1 Enhet E3

Enhet E3 er den stratigrafisk nederste enheten som observeres i sparker-datasettet, der enhetens nedre grense er definert av akustisk basement og er gitt benevnelsen reflektor R3 (Figur 4.1–B). Reflektor R3 er utfordrende å kartlegge i innsjøen grunnet begrenset datakvalitet eller penetrasjon. Det vil derfor være knyttet noen usikkerheter til enhetens nedre grense og totale mektighet. Enheten karakteriseres av en akustisk svakt laminert til nesten transparent seismisk facies av lav-amplitude reflektorer, men de danner som regel en kontinuerlig til tilnærmet kontinuerlig seismisk horisontal lagdeling (Figur 4.2–B). Disse svake reflektorene er mest fremtredende i de dypeste delene av bassenget hvor sedimentmektigheten i denne enheten er størst; målt opp til 160 ms tv (ca. 125 m) (Figur 4.3). Den horisontalt laminerte lagdelingen kan visualiseres i de øvre 77 ms tv (ca. 60 m) av enheten. Dypere enn dette er datakvaliteten så begrenset at det er vanskelig å gi en beskrivelse av enheten. Enhetens tykkelse avtar mot den nordvestlige og sørøstlige enden av bassenget, målt til henholdsvis 30 ms tv (ca. 23 m) og 18 ms tv (ca. 14 m). Der er kun den øvre delen av enhet E3 tydelig synlig i seismikken. Den horisontalt laminerte lagdelingen som generelt karakteriserer denne enheten er noen steder, både i den sørøstlige og den nordvestlige delen av bassenget, avbrutt av en akustisk kaotisk facies i noen avmerkede områder (eksempler vises i Figur 4.4 og 4.5). Totalt har akustisk kaotisk facies i enhet E3 en utstrekning på omtrent 5,4 km. Disse områdene korresponderer som regel med vifteavsetninger på land.

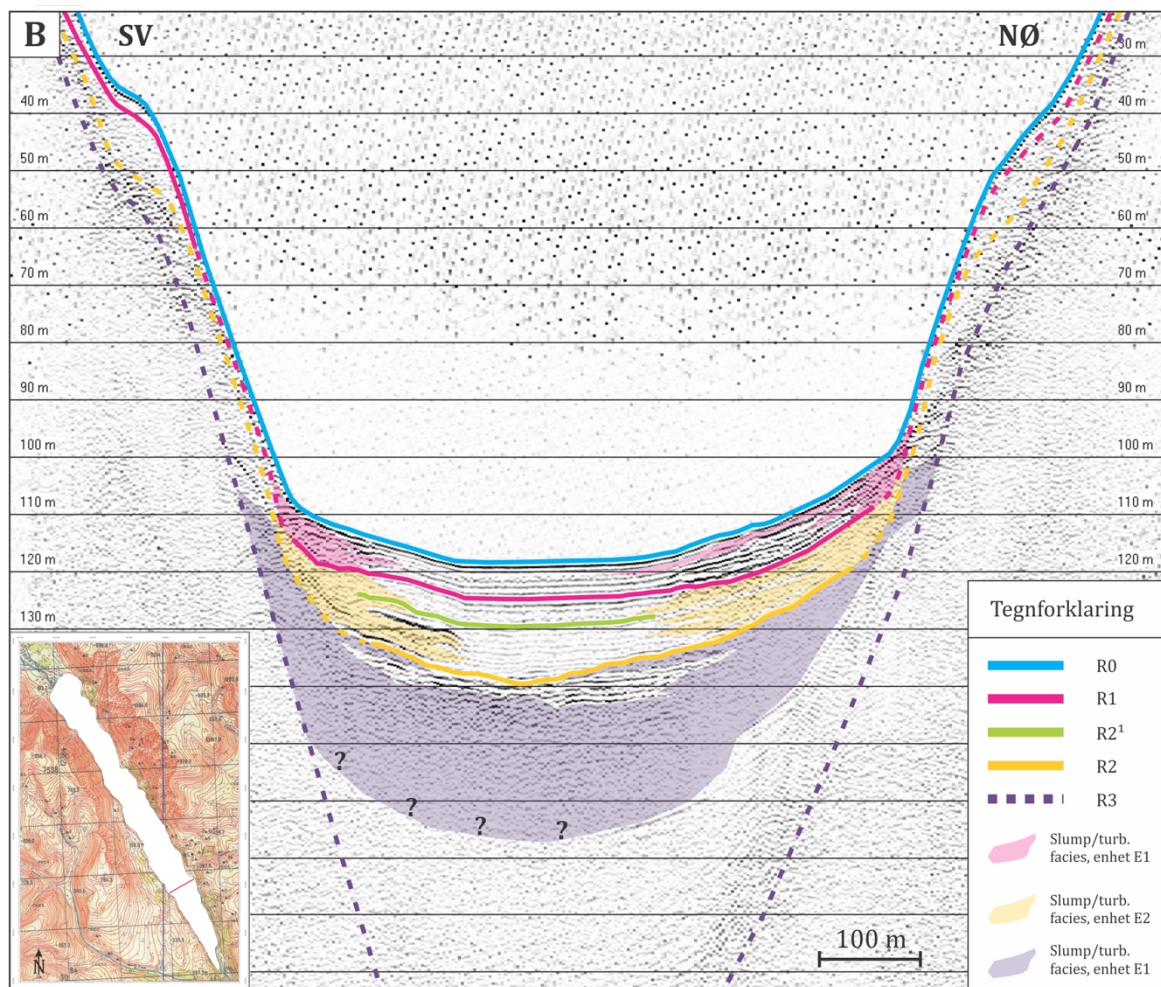
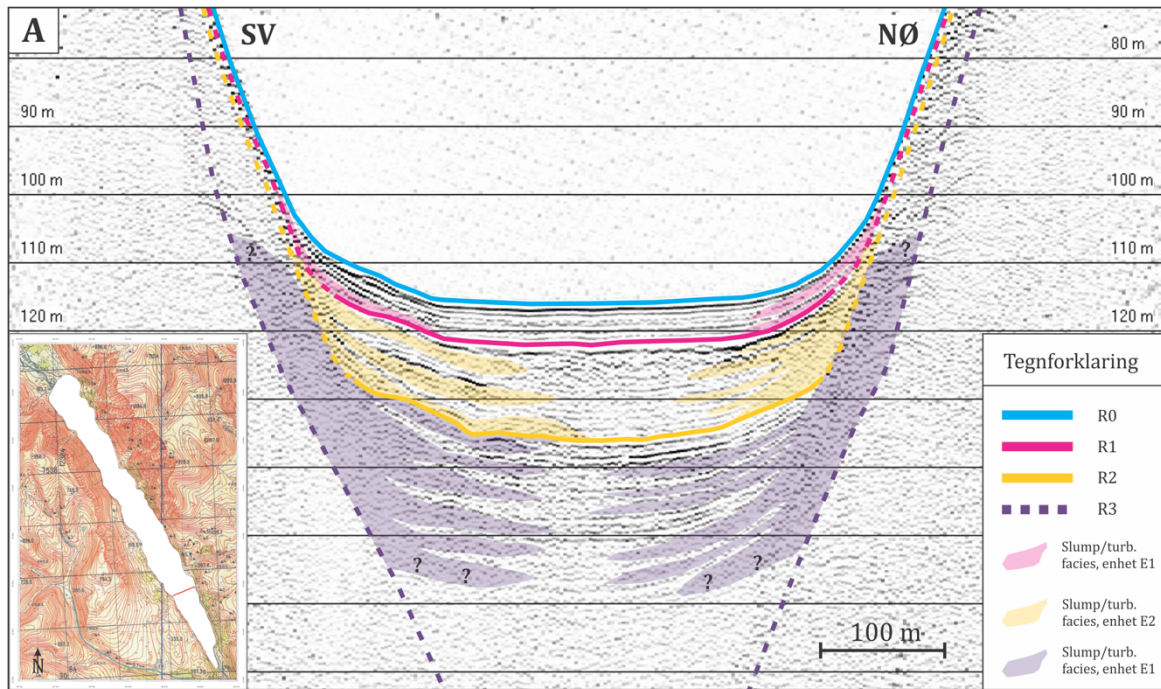
I de dypeste delene av bassenget hvor akustisk seismisk facies danner en tilnærmet kontinuerlig seismisk horisontal lagdeling av enheten viser signalene av reflektorene at kontinuiteten brytes lateralt mot akustisk basemente (Figur 4.3). Dette tyder på at sedimentene i bassenget har vært avsatt ved innfylling. En forenklet versjon av akustisk basement er konstruert med utgangspunkt i de 79 tverrprofilenes dypeste punkt (i senter av bassenget) (Figur 4.2). Denne forenklingen illustrerer akustisk basement på en litt annen måte enn det som er tegnet inn med lilla stiplet linje på lengdeprofilet (Figur 4.2), men får likevel frem utformingen av akustisk basement. Illustrasjonen av forenklet akustisk basement viser også at sedimentene i enhet E3 er avsatt ved innfylling.



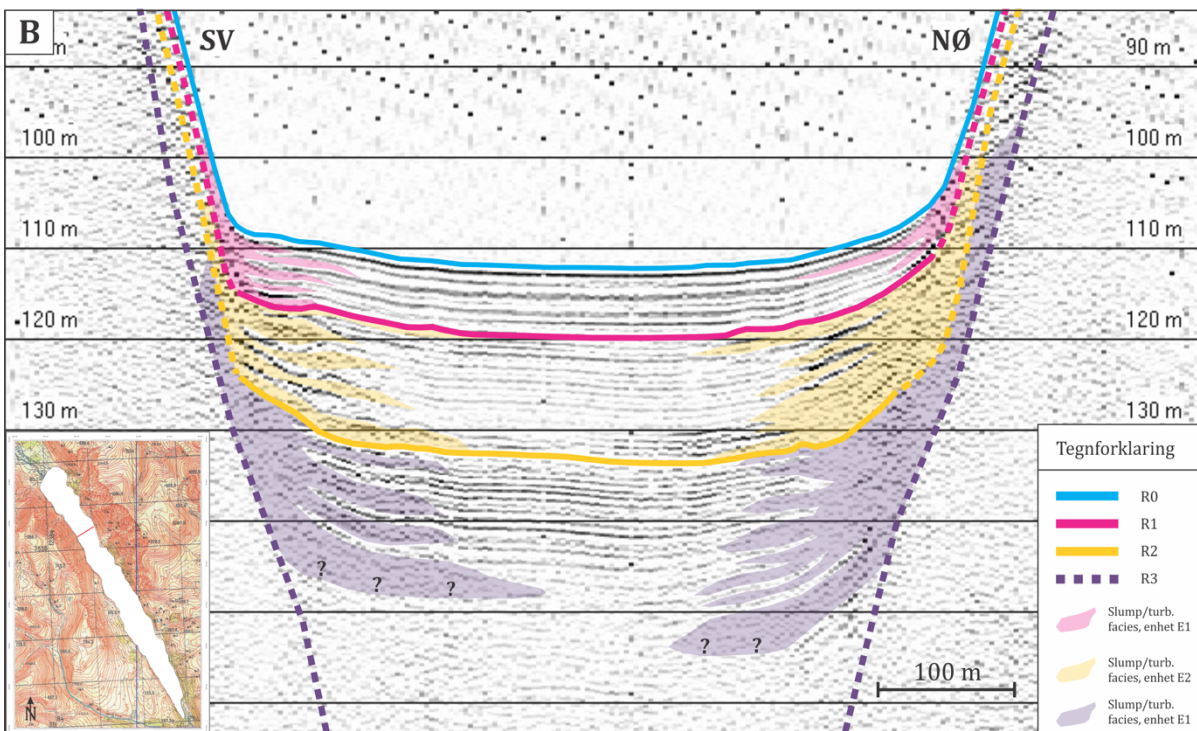
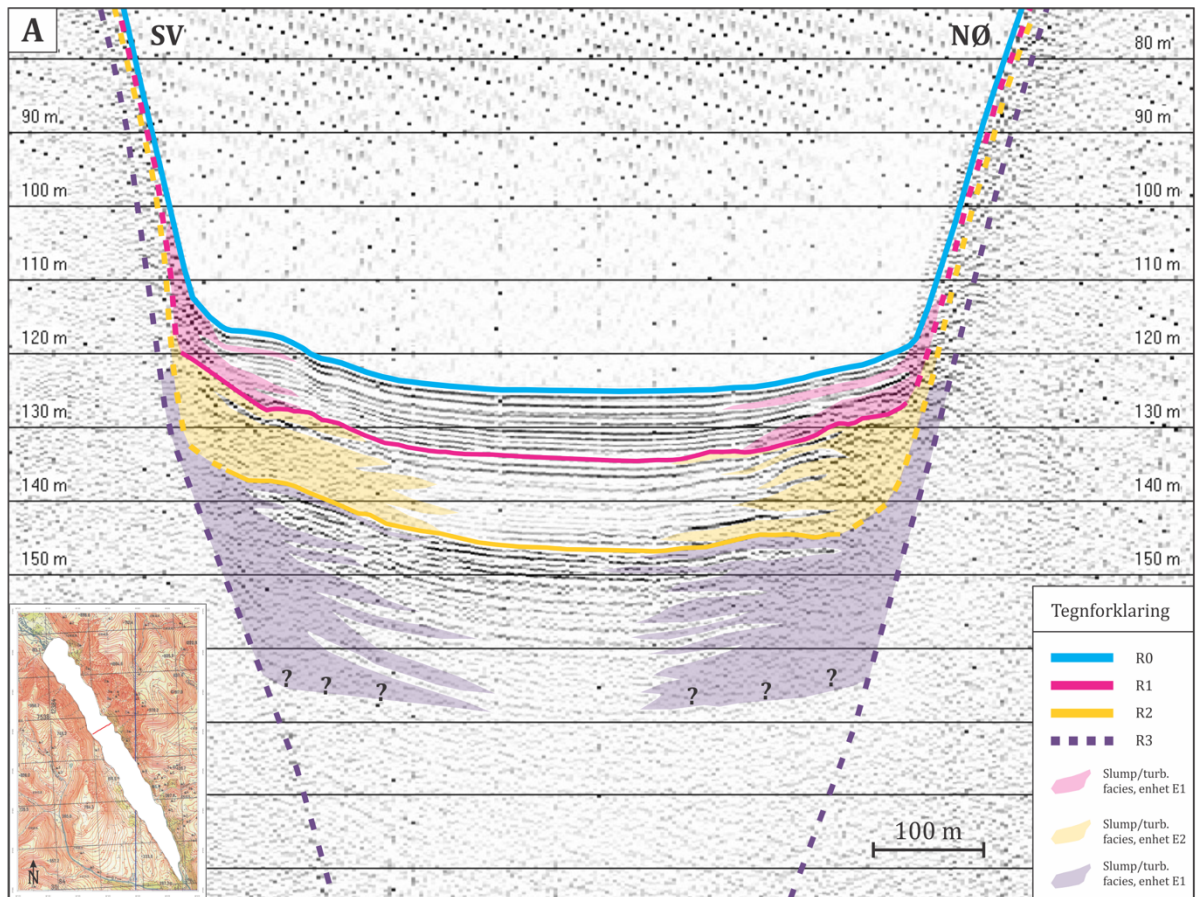
Figur 4.2: Sparker-profil 0135-07311320 og 0135-07311129. Lokasjonen er markert med rød linje på kartet nederst i figuren. Kjerne 506-48 har lokasjon i sørøstlig del av bassenget. A) Tolket seismisk profil der enhetene E1 – E3 er adskilt av reflektorene R0 – R3. Heltrukket lilla linje er en forenklet kurve av akustisk basement konstruert ut i fra dypeste punkt av akustisk basement fra de totalt 79 sparker-tverrprofilene. B) Utsnitt av enhet E3 fra de dypeste områdene av bassenget som viser kontinuerlig til tilnærmet kontinuerlig seismisk horisontal lagdeling. C) Utsnitt av enhetene E1 – E3 som viser reflektorer som danner sinusoidal akustisk facies. Denne facies karakteristikken identifiseres gjennom alle enhetene i dette området, som betyr at enhetene E2 og E1 draperer enhet E3.



Figur 4.3: Sparker-tverrprofil 0238-08081144 viser enhetene E1 – E3 adskilt av reflektorene R0 – R3. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet i venstre hjørne. Den svarte pilen indikerer området i enhet E3 som karakteriseres av en horisontalt laminert lagdeling. Denne laminerte lagdelingen er synlig i de øvre 77 ms tvt (ca. 60 m) av enheten.



Figur 4.4: Sparker-tverrprofilene 0216-08032152 (A) og 0217-08032206 (B). Lokasjonen er indikert med rød linje på kartene i venstre hjørne. Tverrprofilene er to eksempler som viser akustisk kaotisk og stedvis transparent facies som smaler av mot bassenget. B) kaotisk facies i enhet E3 preger store deler av de sentrale delene av bassenget. Eksemplene har lokasjon i den sørøstlige delen av bassenget. Turb. = turbiditter.



Figur 4.5: Sparker-tverrprofilene 0254-08081223 (A) og 0266-08081431 (B). Lokasjonen er indikert med rød linje på kartene i venstre hjørne. Tverrprofilene er to eksempler som viser akustisk kaotisk facies som smaler av som tungelignende nesten transparente lag mot de sentrale delene av bassenget. Eksemplene har lokasjon i den nordvestlige delen av bassenget. Turb. = turbiditter

Omtrent 5 km fra bassengets sørøstlige ende er det identifisert kontinuerlige reflektorer i den øverste delen av enhet E3 som former sinusoidale strukturer (Figur 4.2–C). I alle tverrprofilene som krysser dette området opptrer reflektorene med en jevn, skrå helning fra øst inn mot senter av bassenget (Figur 4.7). Fra sparker-lengdeprofil 0135-07311129 (Figur 4.2) og sparker-tverrprofil 0226-08081031 (Figur 4.7) ser man at denne trenden fortsetter opp gjennom de overliggende enhetene (E2 og E1), som betyr at enhetene E2 og E1 draperer enhet E3.

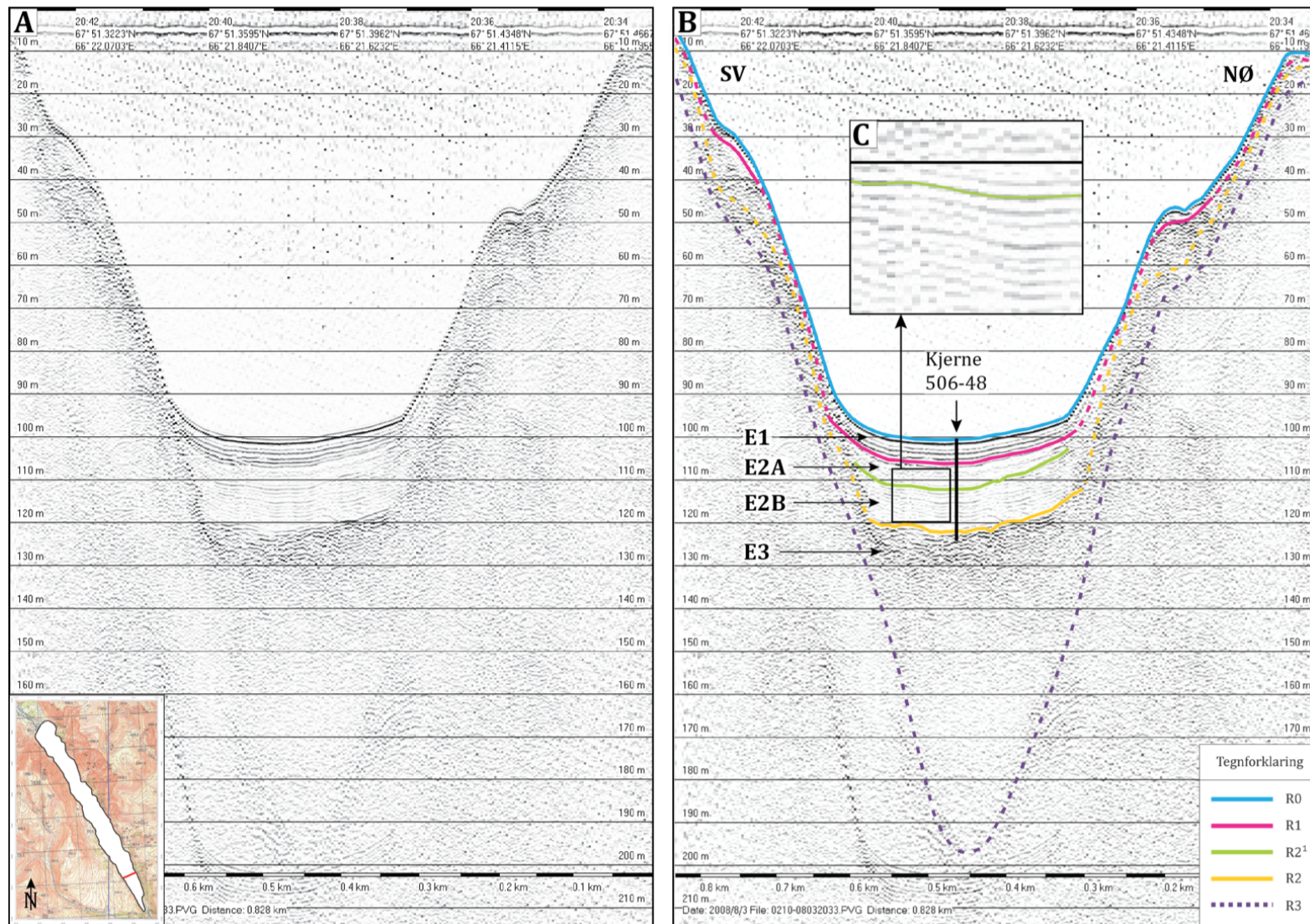
4.1.2 Enhet E2

Enhet E2 har en nedre grense definert av reflektor R2 (Figur 4.1–B). Horisonten følger en irregulær, ikke-kontinuerlig til stedvis kontinuerlig reflektor i store deler av bassenget. I de sentrale delene av bassenget følger den en nokså kontinuerlig positiv reflektor over et område på omtrent 2 km. Generelt varierer amplitudestyrken mellom medium til høy. Enheten er generelt karakterisert av akustisk lav-amplitude facies av kontinuerlige til tilnærmet kontinuerlige reflektorer. Tykkelsen til enheten varierer noe gjennom bassenget, og er tykkest i de nordvestlige og sørøstlige delene; målt til henholdsvis 21 ms tv (16 m) og 23 ms tv (18 m). Sedimentmektigheten avtar noe mot de dypeste delene i senter av bassenget der den vertikale tykkelsen av enheten er målt til 19 ms tv (15 m). Enhet E2 kan deles inn i to uformelle underenheter; E2A (øverst) og E2B (nederst) adskilt av reflektoren R2¹ (Figur 4.1–B). Reflektor R2¹ identifiseres i de sørøstlige og sentrale delene av bassenget hvor den observeres som en kontinuerlig til tilnærmet kontinuerlig reflektor av lav amplitudestyrke. Reflektoren følger positiv amplitude med en utstrekning på ca. 3,8 km fra de sentrale delene av bassenget mot sørøst.

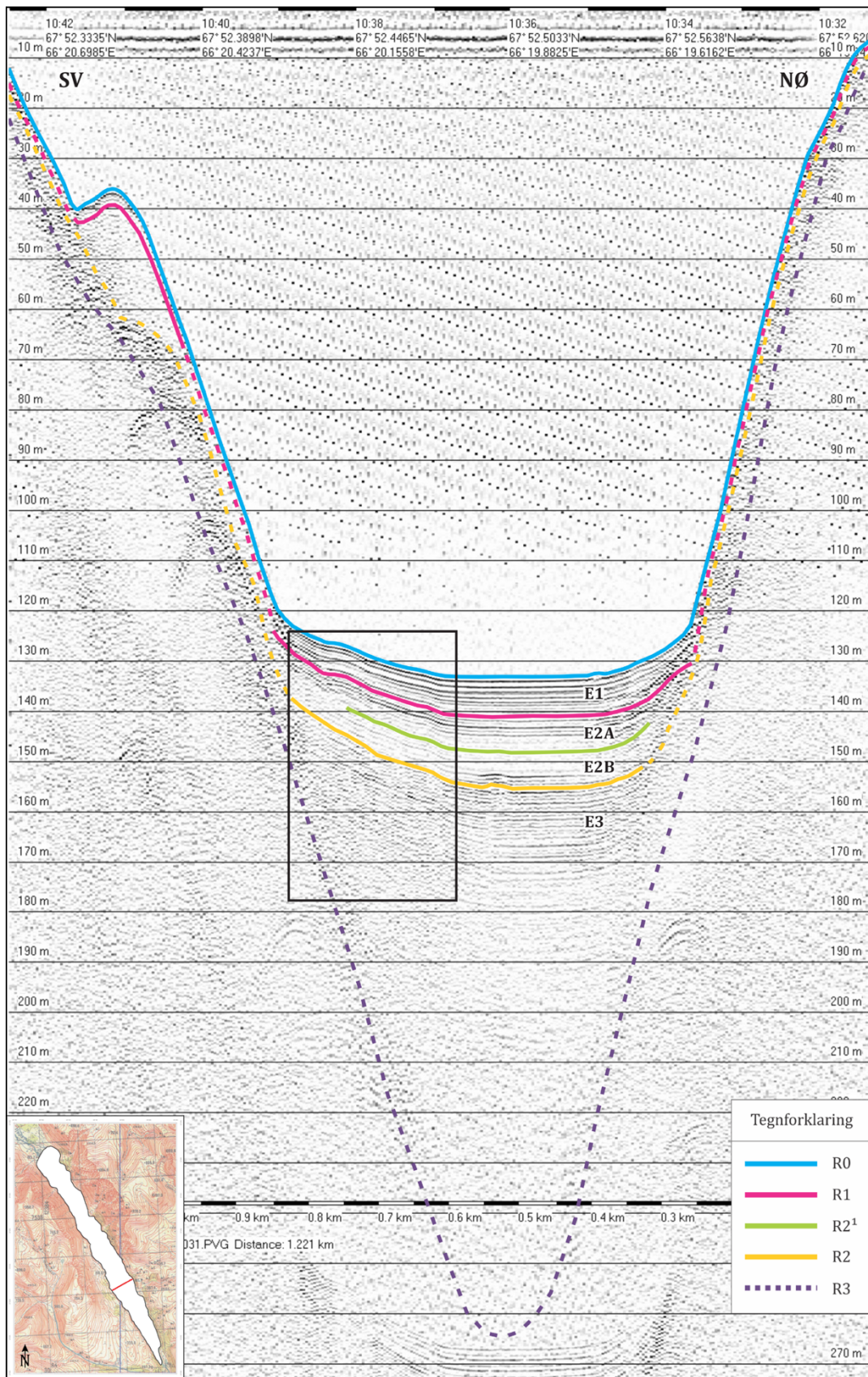
Underenhet E2B er karakterisert av akustisk lav-amplitude parallell facies. Reflektorene er kontinuerlige til tilnærmet kontinuerlige og danner som regel en parallell seismisk lagdeling (Figur 4.6–B og C).

Underenhet E2A ligger stratigrafisk over underenhet E2B og karakteriseres av akustisk lav-amplitude facies av ikke-kontinuerlige reflektorer (Figur 4.6–B og C). Mot toppen av underenheten kan det forekomme enkelte høy-amplitude, kontinuerlige reflektorer. Forekomsten av disse høy-amplitude reflektorene øker fra sørøstlig del av bassenget og inn mot senter (eksempel Figur 4.7).

I noen områder i nordvestlige og sørøstlige deler av bassenget er akustisk lav-amplitude seismisk facies, som generelt karakteriserer enhet E2, avbrutt av kaotisk facies av medium til høy amplitude (eksempler vises i Figur 4.4 og 4.5). Denne facies karakteristikk observeres på tverrprofiler ved nedre del av bassengsidene. Kaotisk facies smaler av mot senter av bassenget som nesten transparente tungelignende former (Figur 4.4 og 4.5). Akustisk kaotisk facies har som regel tilknytning til raviner og aktive viftesystemer på land. Ved de sentrale delene av bassenget, der fjellsidene er svært bratte og viftesystemer på land er fraværende, er enheten så å si uforstyrret av akustisk kaotisk facies (Figur 4.3).

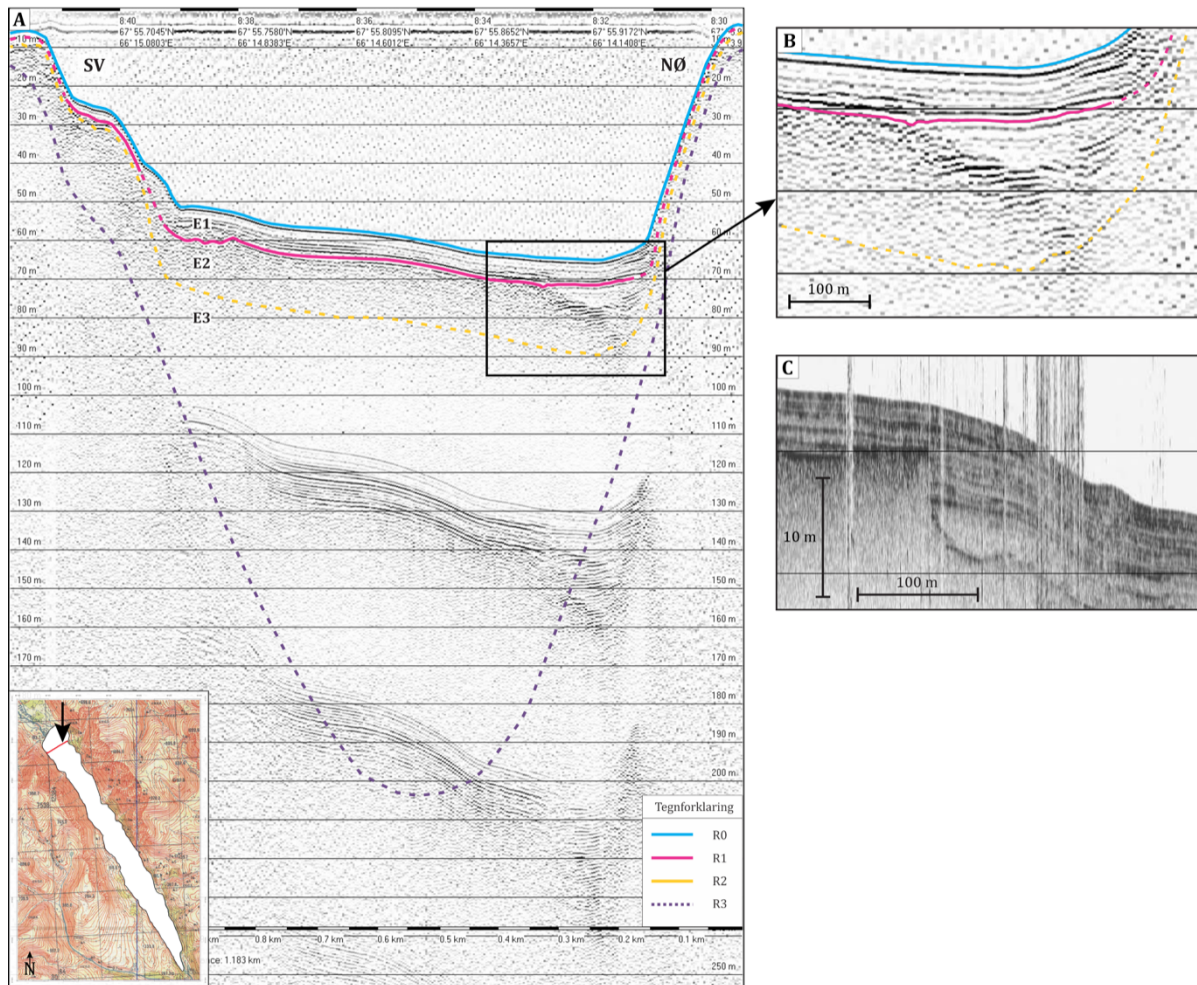


Figur 4.6: Sparker-profil 0210-08032033. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet i nedre venstre hjørne. A) Sparker-profil uten tolkning. B) Kjerne 506-48 er indikert med svart linje og har en posisjon i senter av det seismiske profilet. C) Utsnitt fra enhet E2 viser underenhetene E2A og E2B.



Figur 4.7: Sparker-profil 0226-08081031. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet i nedre venstre hjørne. Svart boks definerer et område av akustisk kontinuerlig facies av skrå hellende reflektorer. Figur 4.2 viser hvordan denne typen akustiske facies visualiseres på sparker-lengdeprofil 0135-07311129. Det observeres fire tydelige høy-amplitude reflektorer i øvre del av enhet E2A.

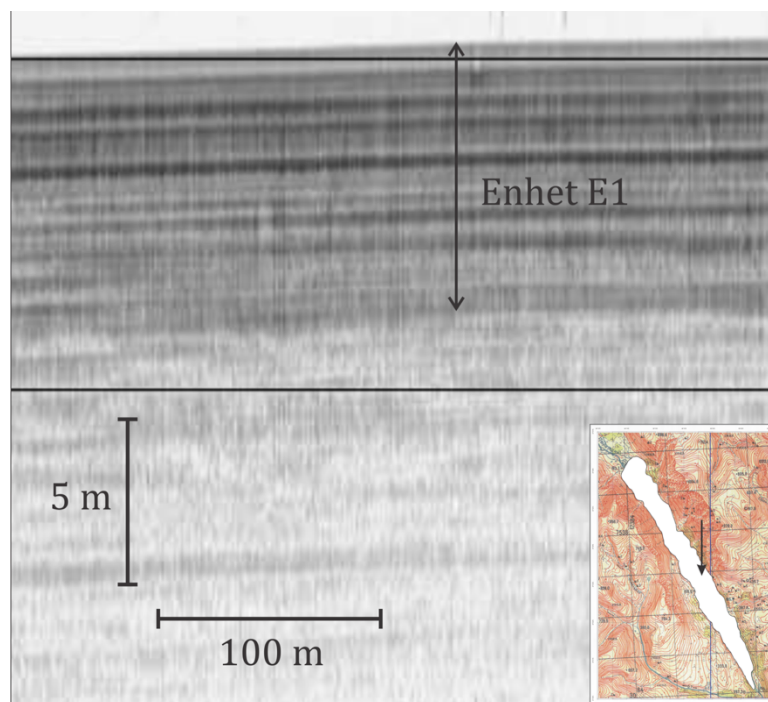
I den nordlige enden av bassenget er det identifisert akustisk høy-amplitude seismisk facies av kontinuerlige reflektorer som brått mister amplitudestyrken i lateral retning (Figur 4.8-A og B). Tilsvarende fenomen kan observeres på SBP-profiler der kontinuiteten av reflektorene brytes av et større transparent område (Figur 4.8-C).



Figur 4.8: Sparker-profil 0276-08050829 er vist i figur A og B. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet i nedre venstre hjørne. B) Utsnitt som viser akustisk høy-amplitude facies som brått mister amplitudestyrken lateralt og danner noe som kan ligne en forsenkning på sparker-profilet. C) Utsnitt fra SBP-profil 007. Lokasjonen for utsnittet er indikert med svart pil på kartet i venstre hjørne. SBP-profilet viser at høy-amplitude reflektorer brytes av en tydelig kant som forstyrrer seismikken.

4.1.3 Enhet E1

Enhet E1 er tolket som den stratigrafisk øverste enheten og er avgrenset av nedre reflektor R1 og sjøbunnen i topp med benevnelsen R0 (Figur 4.1-B). Reflektor R1 er stort sett kontinuerlig med høy amplitude gjennom hele bassenget med unntak av områdene helt i nordvest og sørøst, hvor reflektoren stort sett har lav kontinuitet og varierende amplitudestyrke. Reflektoren følger positiv amplitude. Sedimentmektigheten er størst i senter av bassenget; målt til 11 ms tvt (ca. 8,5 m), og avtar mot sørøstlig og nordvestlig ende; målt til henholdsvis 6 ms tvt (ca. 4,7 m) og 8 ms tvt (ca. 6,2 m). Enhet E1 er karakterisert av akustisk høy-amplitude seismisk facies som er separert av akustisk nesten transparent seismisk facies av lav-amplitude reflektorer, og som danner en kontinuerlig seismisk parallell lagdeling. Enheten divergerer mot senter av bassenget fra nordvest og sørøst. Akustisk høy-amplitude facies av kontinuerlige reflektorer separert av akustisk lav-amplitude facies kommer spesielt godt frem på SBP-lengdeprofilene (Figur 4.9). Avstanden mellom akustisk høy-amplitude reflektorer blir gradvis mindre mot toppen av enheten. Ved alle tverrprofilene kan det identifiseres en kraftig reflektor av høy amplitude og kontinuitet i toppen av enheten som strekker seg gjennom bassenget.



Figur 4.9: Utsnitt av SBP-lengdeprofilprofil 007. Akustisk høy-amplitude facies separert av akustisk lav-amplitude facies i enhet E1. Lokasjonen er markert med svart pil på kartet i nedre høyre hjørne.

I noen områder av bassenget er enhet E1 preget av ikke-kontinuerlige, til tider transparente facies. Denne karakteristikken visualiseres på tverrprofiler ved nedre del av bassengsidene. Transparent facies og ikke-kontinuerlige reflektorer ligner tungelignende former som smaler av mot senter av bassenget. Disse bryter den ellers parallelle lagdelingen som generelt karakteriserer enheten.

4.2 Sedimentfordeling og sedimentmektigheter

Den mest nøyaktige måten å beskrive mektighetsvariasjonene i bassenget på ville vært og tatt utgangspunkt i et mektighetskart. Siden det ikke var mulig å generere en riktig fremstilling av mektighetskart i denne studien har mektighetsbeskrivelsen tatt utgangspunkt i sparker-lengdeprofilene (se kapittel 3.6). Det har blitt generert flatekart av reflektorene (R0, R1, R2 og R3) (Figur 4.10), som har vært brukt til å regne ut volumet av samtlige enheter og volumet av den totale avsetningen i Petrel. Volumberegningen har blitt brukt til å finne mektighetsforholdene mellom de ulike enhetene (se kapittel 4.2.3).

Samtlige seismostratigrafiske enheter er identifisert gjennom hele bassenget. Grunnet begrenset datakvalitet og seismisk penetrasjon, spesielt i de dypeste delene av sedimentavsetningen, vil det være knyttet usikkerheter til den totale sedimentmektigheten (enhetene E1 – E3). Ut i fra det som er tolket av akustisk basement fra lengdeprofilene kan det likevel gjøres en vurdering av mektighetsvariasjonene. Siden sedimentmektigheten vurderes ut ifra 2D-lengdeprofil, blir utstrekningen (i km) av mektigheten beskrevet i nordvest-sørøst retning. Av den grunn vil det foreligge en del usikkerheter knyttet til mektighetsbeskrivelsen. Det gjøres først en beskrivelse av sedimentfordelingen av den totale sedimentavsetningen før det gjøres nærmere beskrivelse av sedimentfordelingen og sedimentmektigheten for hver av enhetene. Når det gjelder sedimentfordelingen av enhet E2 gjøres det en total beskrivelse av enheten. Det vil si, det blir ikke gjort egne beskrivelser for underenhet E2A og E2B.

4.2.1 Sedimentmektighet

Sedimentmektigheten varierer i innsjø-bassenget og er størst i de sentrale delene av bassenget. Der er den målt til 205 ms tv (ca. 160 m) på det dypeste, med en utstrekning på ca. 4,3 km (Figur 4.10–A og D). Omtrent 5 km sør for innløpet til bassenget smaler bassenget av og akustisk basement langs østlig del av bassenget er relativt grunt; målt til 30 ms tv (ca. 23 m) på det grunneste. Nord for dette området øker sedimentmektigheten til 190 ms tv (ca. 147 m) over en strekning på ca. 3,1 km, før mektigheten avtar opp mot innløpet til bassenget i nordvest. I sørlig del av bassenget, ca. 3,5 km nord for utløpet av bassenget avtar sedimentmektigheten til 160 ms tv (ca. 124 m). Denne mektigheten strekker seg over et område på ca. 1 km. Videre sør i bassenget avtar mektigheten gradvis mot utløpet i sørøst. Den delen av sedimentmektigheten som er minst er områdene langs østlig og vestlig langside, grunnet bratte bassengsider (30° på det bratteste).

4.2.2 Sedimentmektighet Enhet E3

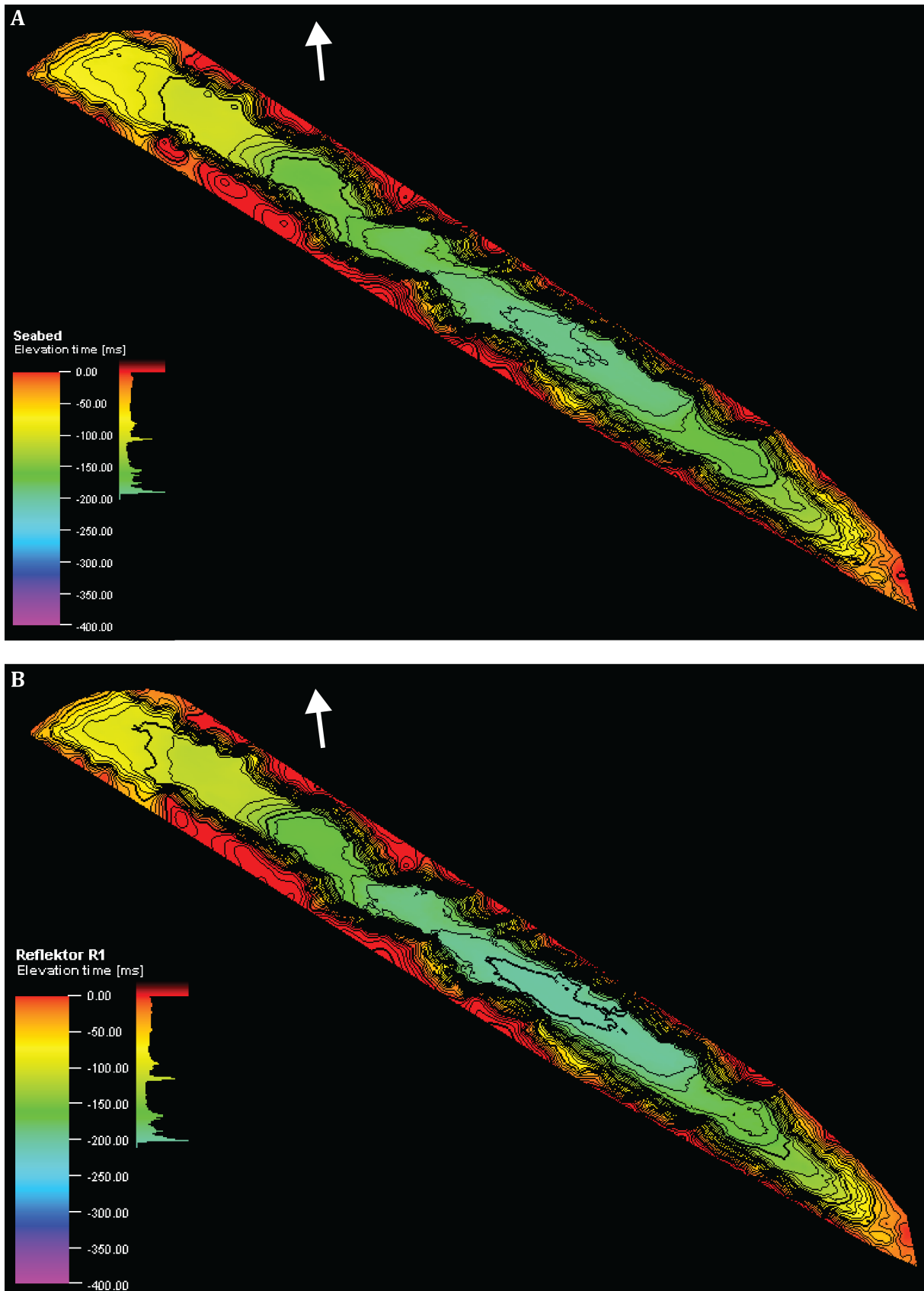
Enhet E3 er avsatt ved innfylling. Det vil si at sedimentene har akkumulert i de sentrale (og dypeste) delene av bassenget før sedimentene har blitt avsatt i endene. Dette er den enheten i bassenget som utgjør størst mektighet, og er karakterisert ved at mektigheten er aller størst i den sentrale delen av bassenget og avtar betydelig til begge endene av bassenget. Den tykkeste delen av enheten forekommer i de sentrale delene av bassenget (fra ca. 67°54.2217'N til 67°52.4088'N). Der er tykkelsen til enheten målt til 160 ms tv (ca. 125 m) og har en utstrekning på ca. 4 km (Figur 4.10–C og D). I området hvor bassenget smaler inn ca. 5 km sør for innløpet i nordvest blir enheten tynnere langs østlig langside av bassenget. Der er tykkelsen målt til 14 ms tv (ca. 11 m). Videre nord for dette området øker tykkelsen av enheten og er målt til 150 ms tv (ca. 116 m) over en strekning på ca. 1 km (Figur 4.10–C og D). Omtrent 1,5 km (67°55.5602'N, ca. ved tverrprofil 0273-08041459) sør for bassengets innløp, øker tykkelsen til 176 ms tv (ca. 125 m) over en strekning på omtrent 1 km. Enheten blir tynnere mot bassengets innløp i nord. Omtrent 3,4 km nord for bassengets utløp blir bassenget noe smalere langs østlig langside. Der er enheten tynnere, målt til 75 ms tv (ca. 58 m). Tykkelsen øker mot sørøst, målt til 130 ms tv (ca. 100 m) med en utstrekning på mindre enn 1 km. Videre sør blir enheten gradvis tynnere mot sørøstlig ende og mot utløpet til bassenget.

4.2.3 Sedimentmektighet Enhet E2

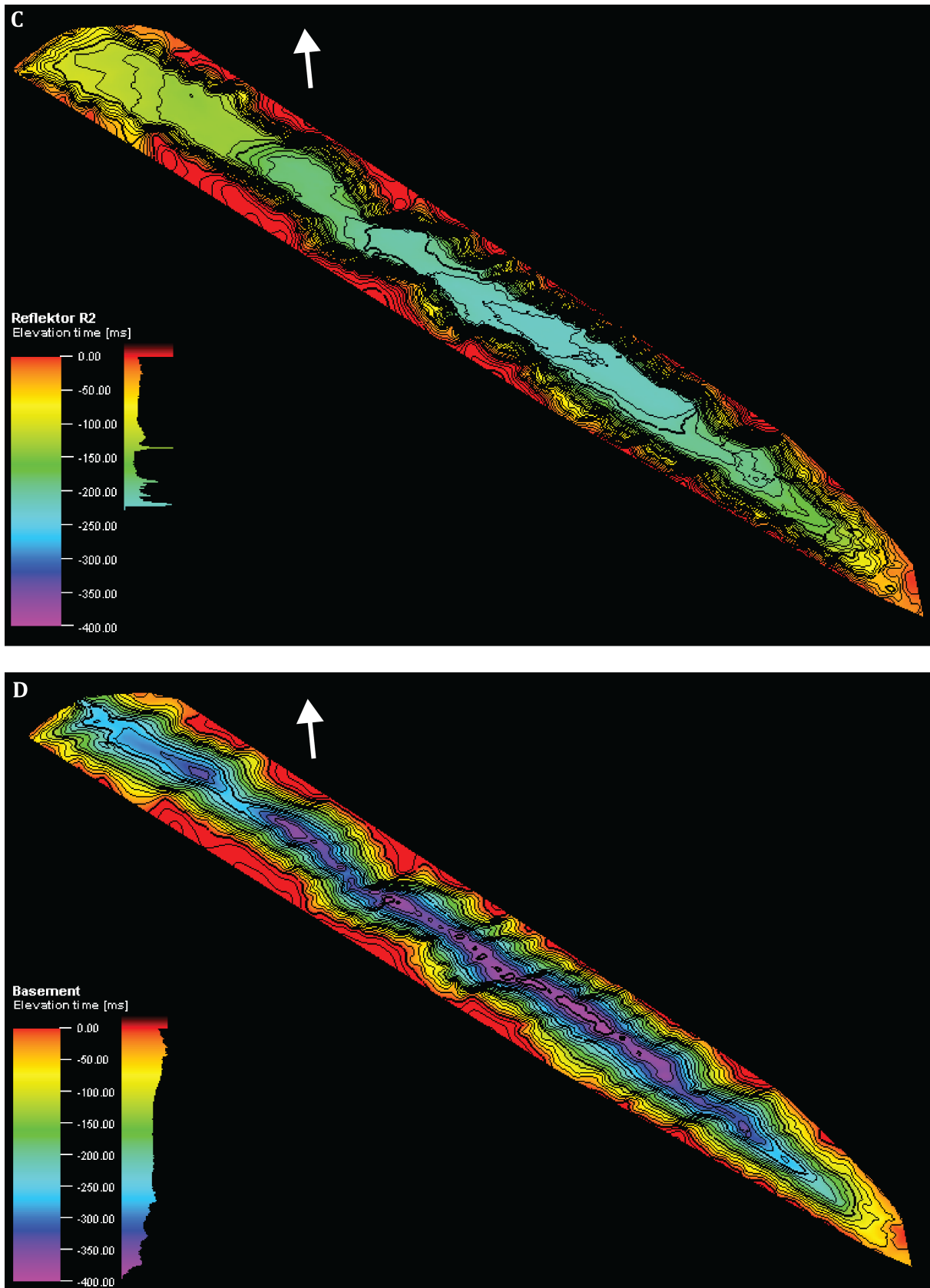
Enhet E2 draperer enhet E3 og fordelingen av sedimentene er stort sett jevn over hele bassenget. Den største mektigheten av enhet E2 er å finne i den sørøstlige og den nordvestlige delen av bassenget, målt til 23 ms tvf (ca. 17,8 m) (Figur 4.10-B og C). Denne tykkelsen har en lateral utstrekning på ca. 0,4 km i de nordlige delene av bassenget. Nordvest for dette området blir enheten tynnere og er målt til 20 ms tvf (ca. 15,5 m) på en ca. 1,5 km strekning, før tykkelsen gradvis avtar mot den nordvestlige enden og mot innløpet til bassenget. I sørøstlig del av bassenget, omtrent 1,8 km nord for utløpet til bassenget, har enheten en mektighet på 23 ms tvf (ca. 17,8 m) med en utstrekning på om lag 0,4 km. Videre sør blir enheten tynnere mot utløpet til bassenget i sørøstlig ende.

4.2.4 Sedimentmektighet Enhet E1

Enhet E1 draperer enhet E2 og er den enheten i bassenget som utgjør minst mektighet. Enheten når sin maksimale mektighet i den sentrale delen av bassenget. Der er tykkelsen målt til 11 ms tvf (ca. 8,5 m) med en utstrekning på ca. 4,2 km (Figur 4.10-A og B). Mot nordvestlig og sørøstlig del av bassenget tynnes enheten gradvis ut og når en mektighet på henholdsvis 10 ms tvf (ca. 7,8 m) og 6 ms tvf (ca. 4,7 m). Omtrent 3 km sør for innløpet til bassenget i nord avtar vannstanden fra 157 ms tvf (ca. 113 m) til 104 ms tvf (ca. 75 m) som et resultat av at sedimentene har blitt avsatt ned langs en skråning, med en gradient på ca. 5° mot sørøst. I denne skråningen er tykkelsen til enheten tynnere og målt til 7 ms tvf (ca. 5,4 m). I øvre del av skråningen flater enheten ut med en tykkelse målt til 10 ms tvf (ca. 7,8 m). Mot nordøstlig og sørvestlig ende av bassenget blir enheten gradvis tynnere mot innløpet i nord og mot utløpet i sør.



Figur 4.10 A og B: Flatekart av sjøbunnen, reflektor R0, representerer innsjøen etter avsetning av enhet E1(A). Flatekart av reflektor R1 som representerer innsjøen etter avsetning av enheten E2 (B). Dybden er gitt i tvt (ms).



Figur 4.10 C og D: Flatekart av reflektor R2 representerer Bolshoye Shchuchye etter avsetning av enhet E3 (C). Flatekart av akustisk basement, reflektor R3, representerer innsjøen før avsetning av enhet E3. Usikkerheter er knyttet til reflektor R3 grunnet begrenset datakvalitet, men det fremgår fra flatekartet at de dypeste delene er i de sentrale delene av bassenget (D).

4.2.5 Sedimentmektigheter i volum

Selv om det i denne studien ikke var mulig å generere et riktig mektighetskart som kunne ha blitt brukt til å forklare mektighetsvariasjonene, har det likevel blitt gjort et forsøk på å fremstille flatekart over de fire horisontene (R0, R1, R2 og R3). Dette har blitt gjort for at Petrel skulle kunne regne ut volumet av samtlige enheter og den totale avsetningen (Figur 4.10). Med tanke på at målestokken er feil, har volumutregningen fra Petrel blitt brukt til å se på mektighetsvariasjonene av de ulike enhetene i forhold til volumet av den totale avsetningen. Det antas dermed at forholdet mellom de ulike enhetene og det totale volumet er riktig selv om selve volumutregningen er feil. Resultatene viser, som forventet, at enhet E3 er den største enheten og utgjør ca. 73 % av den totale avsetningen. Enhet E2 utgjør omtrent 17 % av det totale volumet, mens enhet E1 er den minste enheten og utgjør kun 10 % av det totale sedimentvolumet.

Det har blitt gjort et forsøk på å manuelt regne ut omtrentlig volum av enhet E1 ettersom forholdet mellom samtlige enheter og det totale volumet av avsetningen er kjent. Dersom volumet av en enhet er kjent kan man ved hjelp av forholdet mellom enhetene (målt i prosent, %) regne ut omtrentlig volum av de resterende enhetene. For å regne ut volumet av sedimentavsetningene i innsjøen er det nødvendig å først regne ut arealet. Arealet av innsjøen deles inn i tre områder; de grunneste områdene (0–50 m dybdekoten), semi-dype områder (50–100 m dybdekoten) og de dypeste områdene (100–136 m dybdekoten). Arealet av disse områdene er gitt i Tabell 4.1:

Tabell 4.1: Tre inndelinger av innsjøen med tilhørende areal, samt totalarealet.

Bassenginndeling	Areal (km ²)
0 – 50 m dybdekoten	3,50
50 – 100 m dybdekoten	3,65
100 – 136 m dybdekoten	4,65
TOTAL AREAL	11,80

Ut i fra mektighetsvariasjonene i enhet E1 antas det en gjennomsnittlig tykkelse på ca. 50 cm i områdene mellom 0 og 50 m dybdekotene og ca. 4 m gjennomsnittlig tykkelse i områdene mellom 50 m og 100 m dybdekotene. For den dypeste delen av bassenget er

det antatt en gjennomsnittlig tykkelse på ca. 8 m for enhet E1. Ut i fra dette kan man finne volumet ved å multiplisere gjennomsnittlig dybde med arealet. Volumet av de ulike bassenginndelingene er gitt i Tabell 4.2:

Tabell 4.2: Tre bassenginndelinger med tilhørende volum av enhet E1, samt totalvolumet.

Bassenginndeling	Volum (km ³)
0 – 50 m dybdekoten	0,00175
50 – 100 m dybdekoten	0,0186
100 – 136 m dybdekoten	0,029
TOTAL VOLUM (enhet E1)	~ 0,05

Siden volumet av enhet E1 er regnt ut ifra gjennomsnittlige tykkelser vil det foreligge usikkerheter i beregningene med tanke på at tykkelsene varierer gjennom bassenget.

Ettersom volumet av enhet E1 er kjent, kan volumet av enhetene E2 og E3 regnes ut ved hjelp av det prosentvise forholdet mellom enhetene og det totale volumet av avsetningen. Volumet for alle enhetene og det totale volumet er gitt i Tabell 4.3:

Tabell 4.3: Volumet av samtlige enheter, samt volumet av den totale sedimentavsetningen.

Enheter	Andel av totalvolumet (%)	Volum (km ³)
E1	10	~ 0,05
E2	17	~ 0,085
E3	73	~ 0,365
TOTAL VOLUM	100	~ 0,5

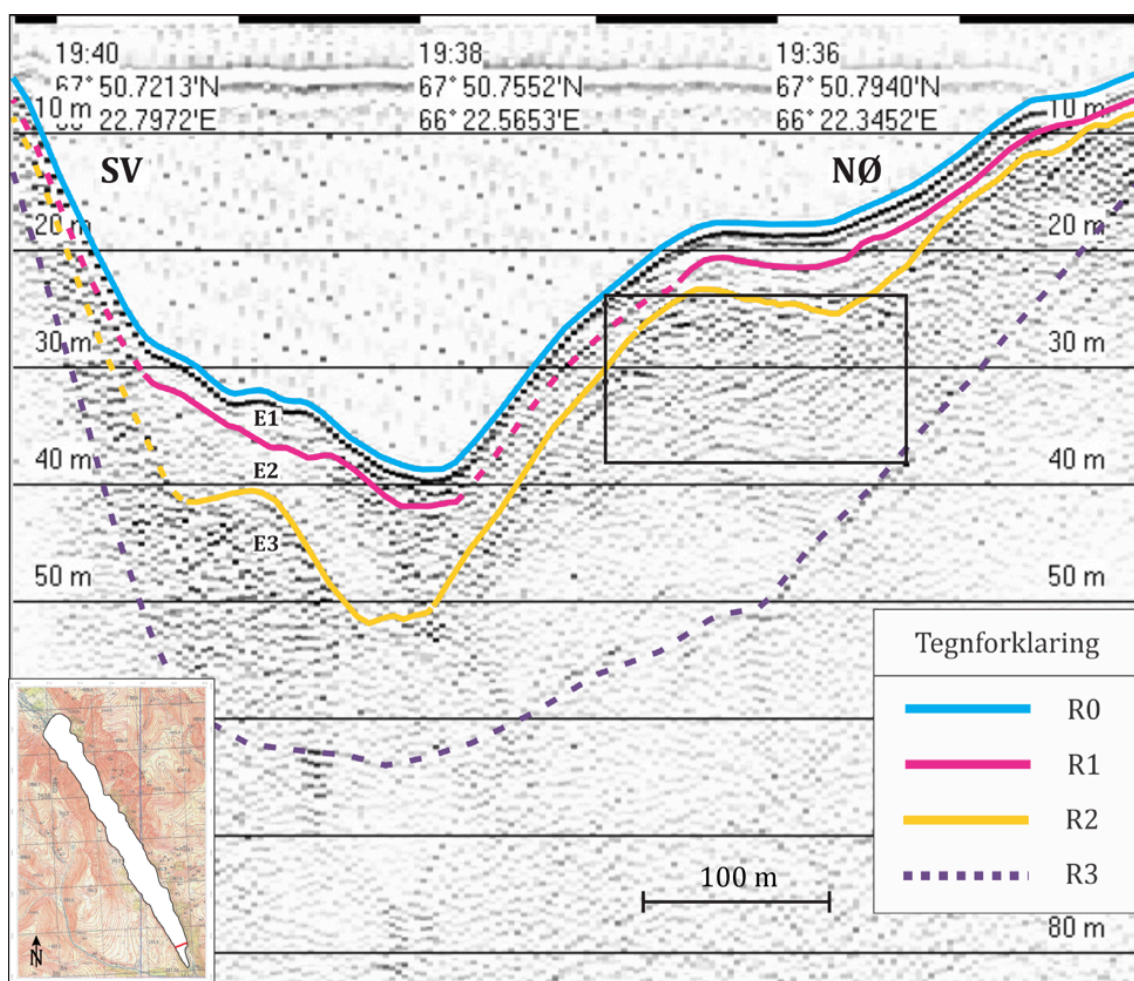
4.3 Morfologiske former

Langs østlig og vestlig langside av bassenget kan det noen steder identifiseres hyllelignende former. Disse geometriske formene er identifisert på 24 av totalt 79 tverrprofiler langs østlig og/eller vestlig langside av bassenget (Figur 4.12). Den totale utbredelsen til hylleformene er målt over en distanse på ca. 2,6 km, der omtrent 1,4 km av disse formene er identifisert i den sørlige delen av området. I nordlig ende av bassenget er hyllene identifisert over en strekning på rundt 1 km. Disse morfologiske formene er totalt fraværende i de dypeste delene sentralt i bassenget. Der er bassengsidene så bratte (med en gradient på 30° på det bratteste) at sedimentmektigheten er veldig liten.

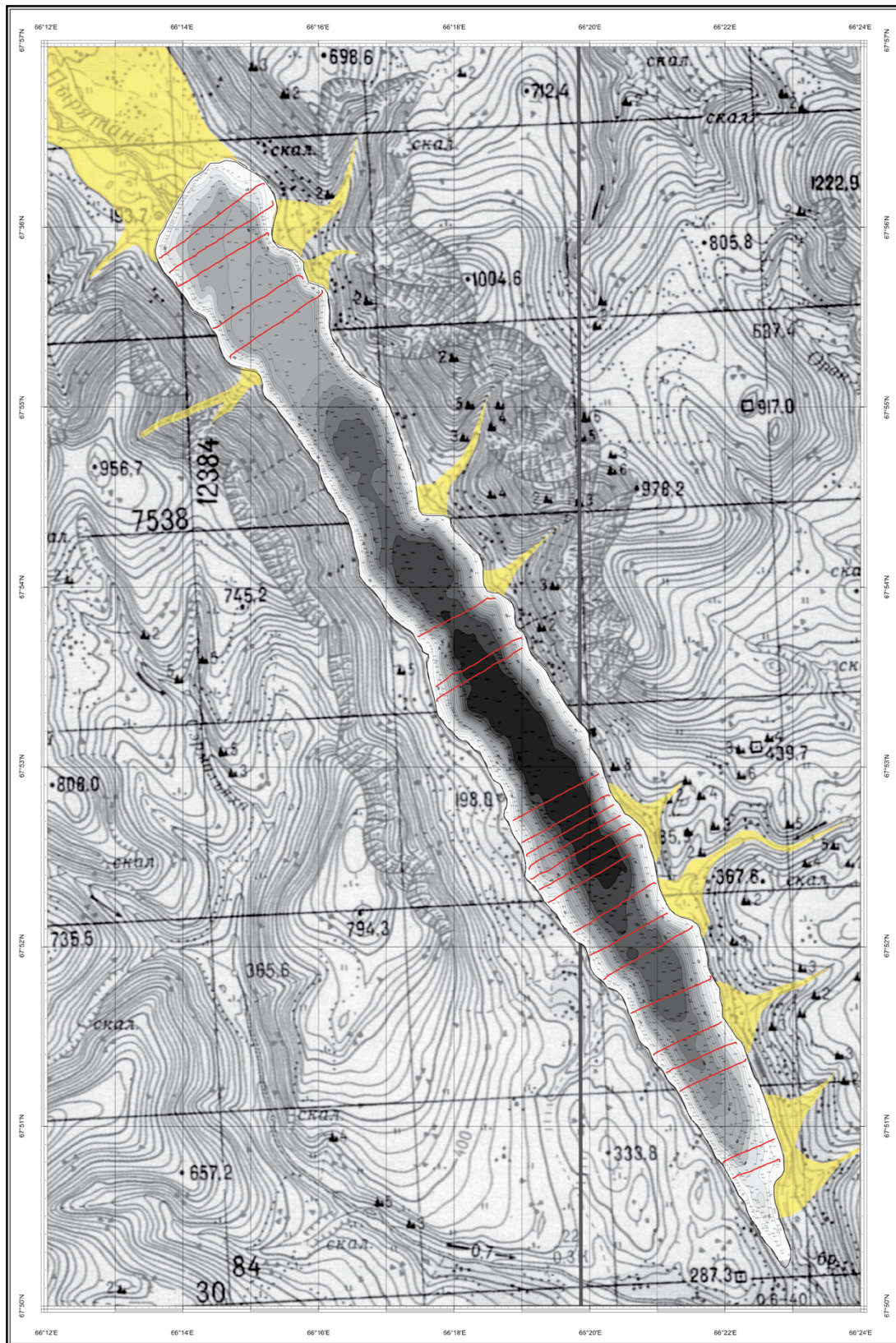
Hyllene som identifiseres i enhet E3 er karakterisert av akustisk medium- til høy-amplitude facies av ikke-kontinuerlige og tilnærmet kontinuerlige reflektorer som er delvis skråstilt og delvis horisontale (Figur 4.11). Dette mønsteret kommer tydeligst fram på sparker-tverrprofil 0204-08031934 i sørøstlig ende av bassenget (Figur 4.11). Skråstilte- og horisontale reflektorer kan ikke visualiseres like godt på de resterende hyllelignende formene, men viser delvis skråstilte lag.

Stratigrafisk over hyllene i enhet E3 identifiseres det hylleformer i enhet E2. Disse er karakterisert av akustisk lav-amplitude facies med ikke-kontinuerlige reflektorer. Reflektorene danner likevel en tilnærmet skrå hellende lagdeling. Enhetens tykkelse øker noe ved hyllene i forhold til den ellers jevnt bratte og smale mektigheten opp langs bassengsidene. Tykkelsen av hylleformene varierer gjennom bassenget. Den tykkeste er målt til 28 ms tv (ca. 22 m) ved tverrprofil 0226-08081031, like sør for de sentrale delene av bassenget (Figur 4.7). Den tynneste har en tykkelse på 2 ms tv (i underkant av 2 m) ved tverrprofil 0277-08050842, like sør for innløpet til bassenget (Figur 4.13). Reflektor R1 adskiller hylleformene i enhet E2 fra enhet E1 som draperer de underliggende sedimentene i enhet E2. Hylleformene i enhet E2 er identifisert på 22 av de totalt 24 tverrprofilene som viser hyllelignende former. På de resterende to tverrprofilene, hvor det ene profilet har lokasjon i sørøstenden av bassenget (Figur 4.11) og det andre er lokalisert i den nordvestlige enden, har enhet E2 en draperende form over hylleformen i enhet E3. Enhet E2 ved disse to tverrprofilene er karakterisert av akustisk lav-amplitude facies med horisontalt tilnærmet kontinuerlige reflektorer (Figur 4.11).

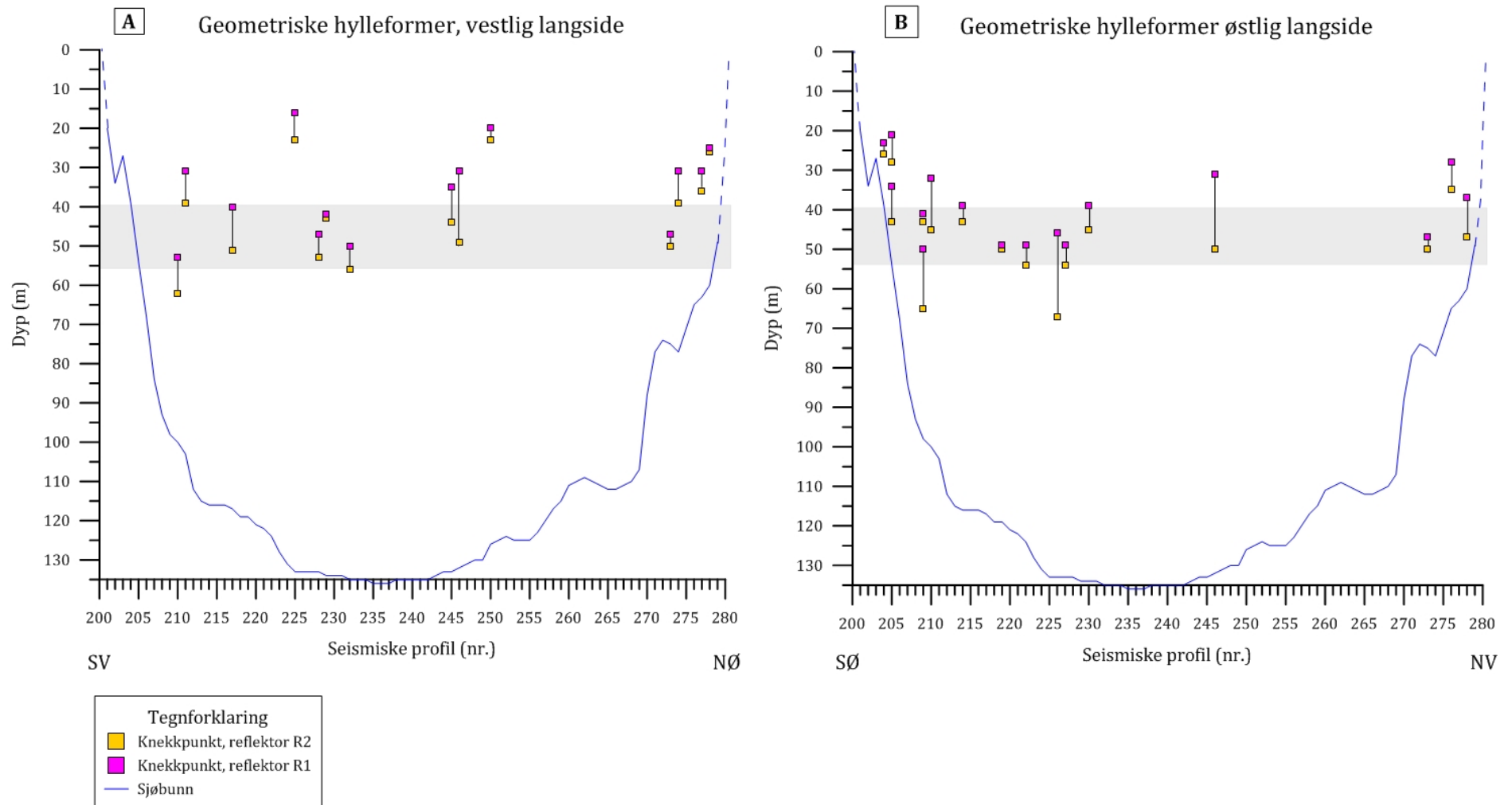
Disse morfologiske formene viser seg å ha god korrelasjon med raviner og aktive viftesystemer på land (Figur 4.12). Hylleformene er identifisert ved ulike dyp gjennom bassenget, fra 34 ms tvt (ca. 23 m) til 98 ms tvt (ca. 76 m) dyp. Figur 4.13 viser to plott over identifiserte hylleformer i enhet E2 langs østlig og vestlig langsida av bassenget. Plottet viser de ulike dypene som hylleformene er identifisert ved samt tykkelsen av disse. Som det fremgår i plottene er det store dybdevariasjoner, men det kan likevel observeres en trend omtrent mellom 55 m og 39 m dyp for henholdsvis nedre (reflektor R2) og øvre (reflektor R1) knekkpunkt for enhet E2 (Figur 4.13).



Figur 4.11: Sparker-profil 0204-08031934. Lokasjonen er indikert med rød linje på kartet i nedre venstre hjørne. Geometrisk hylleform i enhet E3 er indikert med svart boks.



Figur 4.12: Kartet viser en illustrasjon over de mest fremtredende ravinene og aktive viftesystemene (markert med gult) på land langs Bolshoye Shchuchye. Røde linjer indikerer seismiske profiler med tydelige hylleformer langs vestlig og/eller østlige langs side av bassenget.



Figur 4.13: Plott over de mest fremtredende viftelignende geometriske formene i enhet E2, ved vestlig langside (A) og østlig langside (B). Begge plottene viser en trend mellom 54 og 40 m dyp (vist i grå bokser). Smal gul linje viser dybden på hylleformen ved sparker tverrprofil 0204-08031934 (Figur 4.11), samt en hylleform kartlagt i nordvestlig del av bassenget (A).

4.4 Sammenstilling av litostratigrafi og seismostratigrafi

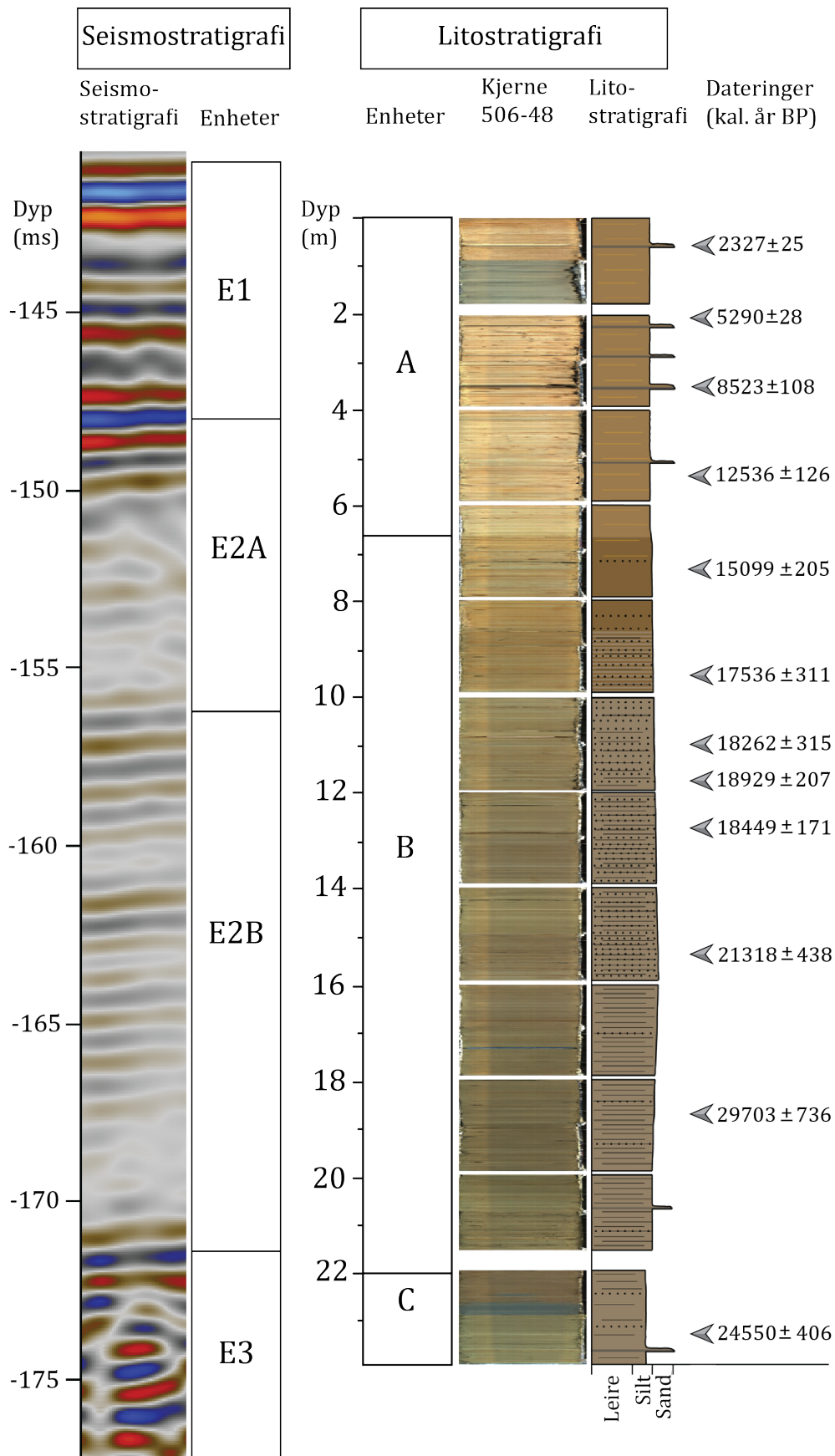
De seismiske resultatene fra denne studien er kombinert og korrelert med analysen av sedimentkjernen for å kalibrere de seismiske enhetene, og for å rekonstruere utviklingen av Bolshoye Shchuchye fra den siste sen-glasiøse perioden og frem til i dag. Litologien av sedimentkjernerne 506-48 fra innsjøen som er benyttet i denne studien er analysert og beskrevet i detalj av Hovland (2015). Kjernen korresponderer til tverrprofil 0210-08031934 med en posisjon ca. 2,4 km fra sørøstenden av bassenget (Figur 4.6). Kjernen er beskrevet og tolket til å inneholde tre ulike litostratigrafiske enheter. Korrelasjonen mellom disse litostratigrafiske enhetene og de seismostratigrafiske enhetene (E1 – E3) fra denne studien er oppsummert i Figur 4.14. Ut i fra magnetisk susceptibilitets analyse ble det kjent at det mangler ca. 75 cm av den øvre delen av kjerne 506-48 (S. Ólafsdóttir 2017, pers. med.). Det er derfor tatt høyde for disse 75 cm når det gjelder sammenstillingen av seismostratigrafien og kjernen med litostratigrafi i Figur 4.14.

Kjernen penetrerte totalt 23,9 m (+ 75 cm), og har penetrert de seismostratigrafiske enhetene E1 og E2 samt de øvre ~ 2 m av enhet E3. Under kjernetakingen var det ikke mulig å penetrere dypere enn 23,9 m (+ 75 cm) på grunn av grov eller kompakt bunn (J.I. Svendsen 2016, pers. med.). Stempelet var oppskrapet, noe som tyder på at kjernen stoppet i grovere, hardt materiale. Den øvre grensen for seismostratigrafisk enhet E3 korrelerer nokså bra med øvre grense for litostratigrafisk enhet C, som er målt til henholdsvis 30,5 ms tv (ca. 23,6 m) dyp og 22 m (+ 75 cm) dyp (Figur 4.14). Den dypeste dateringen fra kjernen er tatt fra litostratigrafisk enhet C ved ca. 23,4 m (+ 75 cm) dyp og er datert til 24550 kal. år BP (Figur 4.14 og 4.15).

Den seismostratigrafiske underenheten E2B korresponderer med deler av litostratigrafisk enhet B (Figur 4.14). Den øvre grensen for seismostratigrafisk enhet E2B er definert ved 15,5 ms tv (ca. 12 m) dyp, mens øvre grense for litostratigrafisk enhet B er definert ved 6,6 m (+ 75 cm) dyp. Den seismostratigrafiske underenheten E2B korrelerer dermed med de nedre 12 m (+ 75 cm) av litostratigrafisk enhet B. Det er tatt en rekke dateringer fra litostratigrafisk enhet B, og den øverste av disse er ved ca. 7,2 m (+ 75 cm) dyp og er datert til 15099 kal. år BP (Figur 4.14 og 4.15). Denne dateringen ligger omtrent midt i den seismostratigrafiske underenheten E2A (Figur 4.14). Øvre grense for denne underenheten (E2A) er definert ved 7 ms tv (ca. 5,4 m)

dyp, og ligger midt i overgangen mellom de litostratigrafiske enhetene A og B (Figur 4.14).

De øvre 7 ms tvt (ca. 5,4 m) er definert ved seismostratigrafisk enhet E1. Denne enheten korrelerer med øvre del av litostratigrafisk enhet A. Fra denne litostratigrafiske enheten er det tatt fire dateringer. Den nederste av disse er tatt ved 5,5 m (+ 75 cm) dyp, som ligger i øvre del av seismostratigrafisk enhet E2A, og er datert til 12536 kal. år BP. Den øverste dateringen er tatt ved 0,5 m (+ 75 cm) dyp, som ligger i øvre del av seismostratigrafisk enhet E1, og er datert til 2327 kal. år BP (Figur 4.14 og 4.15).

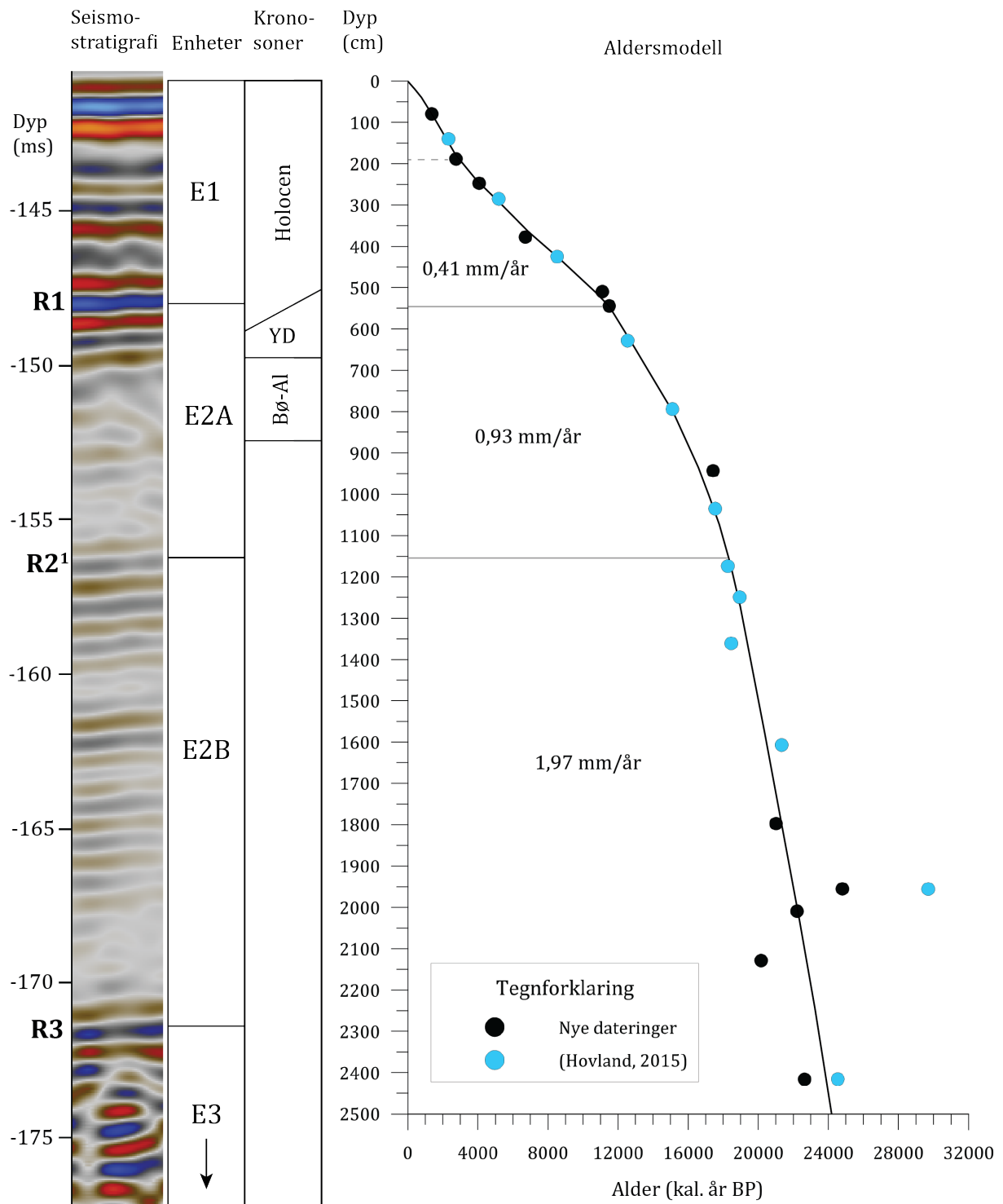


Figur 4.14: Sammenstilling av seismostratigrafi og litostratigraf, men inndeling av ulike enheter. Kjernens litostratigrafi med enheter og dateringer er fra Hovland (2015).

4.5 Aldersmodell

Aldersmodellen bygger på 24 radiokarbondateringer av makrofossiler hvor 12 av dateringene er fra Hovland (2015) mens ytterlige 12 prøver er radiokarbondatert i senere tid. Samtlige dateringsprøver er tatt fra kjerne 506-48, ca. 2,4 km nord for bassengets utløp (Figur 4.6). Aldersmodellen tar høyde for de 75 cm som mangler i toppen av kjernen (se kapittel 4.4).

Det fremgår av aldersmodellen i Figur 4.15 at det trer frem to tydelige knekkpunkt ved henholdsvis ca. 5,5 m dyp og ca. 11,5 m dyp, som deler den tilsynelatende sedimentasjonsraten inn i tre sedimentasjonsperioder. I de øvre 5 m er sedimentasjonsraten lavest med en årlig gjennomsnittsrate på 0,41 mm/år. Ved den midtre sedimentasjonsperioden, ca. 5,5–11,5 m, er gjennomsnittlig sedimentasjonsrate regnet til 0,93 mm/år. Sedimentasjonsraten er høyest i den nederste sedimentasjonsperioden, mellom 11,5 m og 25 m dyp. I denne perioden er sedimentasjonsraten regnet til 1,97 mm/år.



Figur 4.15: Figuren viser seismostratigrafien ved kjernelokaliteten med inndeling av ulike enheter samt kronosoner. Dateringer fra kjerne 506-48 danner grunnlag for aldersmodellen til høyre. Blå prikker representerer dateringer fra Hovland (2015), mens svarte prikker viser dateringer tatt i senere tid.

5. Diskusjon

Dette kapittelet vil gjennomgå diskusjon av resultatene fra kapittel 4. Det vil først gjøres en kort gjennomgang av kronologien og sedimentasjonsratene, før diskusjonen tar for seg sedimentfordelingen i bassenget. Det gjøres så en tolkning av de morfologiske formene som er identifisert langs bassengside, samt en kort gjennomgang av vertikale og nedadgående prosesser. Det gjøres rede for akkumulasjonsrater i de ulike enhetene, før kapittelet avsluttes med en gjennomgang av glasiasjonshistorien.

5.1 Kronologi og sedimentasjonsrate

I de øverste ~ 12 m av kjernen er det relativt kort avstand mellom dateringene på grunn av rikelig tilgang på daterbart materiale. Fordelingen mellom dyp og alder viser en gradvis endring i sedimentasjonsraten uten stor spredning av dateringene (Figur 4.15). Disse dateringene danner grunnlaget for konstruksjon av aldersmodellen i denne delen av kjernen. Det foreligger større usikkerheter ved de nederste ~ 13 m. I denne delen av kjernen er det mye større spredning mellom dateringene på grunn av mindre daterbart materiale. Det er derfor ikke like iøynefallende hvordan kurven skal konstrueres.

Samtlige sparker-profiler fra seismostratigrafisk enhet E2B viser at reflektorene i hele bassenget har en jevn lav amplitude i denne perioden, som reflekterer regelmessig akkumulasjon av sedimenter (F.eks Figur 4.6). Det er dermed grunn til å tro at sedimentasjonsraten i denne delen av kjernen har vært jevn. De laminerte lagene i litostratigrafisk enhet B, som delvis sammenfaller med seismostratigrafisk enhet E2B, observeres som sedimenter med en varv-lignende karakter (C. Regnéll 2017, pers. med.). Disse varv-lignende lagene har blitt telt fra omkring 13 m dyp og ned til bunnen av kjernen. Tellingene viser at lagene stort sett har jevn tykkelse i denne perioden og at laminae er jevnt fordelt (C. Regnéll 2017, pers. med.). Variasjoner i lamina-tykkelse reflekterer raten for avrenningen fra nedslagsfeltet (Leemann og Niessen, 1994b), som kontrollerer sedimentasjonen. Etersom tykkelsen på laminae er nokså jevn kan det tyde på at sedimentasjonsraten har vært stabil i denne perioden. Den seismiske karakteren for enhet E3 viser også at sedimentasjonen har vært tilsynelatende lik enhet E2B (F.eks Figur 4.3).

Antall lamina-tellinger fra 13 m og nedover i kjernen stemmer godt overens med ^{14}C -kronologien. Det er dermed sannsynlig at laminae representerer varv (C. Regnéll 2017, pers. med.). I tillegg er kornstørrelsen (silt og leire) lik gjennom denne delen av kjernen, noe som støtter opp under jevn tilførsel av sedimenter (C. Regnéll 2017, pers. med.). Disse argumentene støtter også konklusjonen fra Hovland (2015) som i sin studie antar at datering på ca. 29 700 kal. år BP gir for høy alder i forhold til datering på rundt 24 550 kal. år BP, og at de høye aldrene er tolket til å være resedimentert materiale. På bakgrunn av dette er aldersmodellen konstruert med en bratt og jevn gradient i de nederste omtrent 13 m (Figur 4.15).

Når det gjelder de to nederste dateringene på 22 630 kal. år BP og 24 550 kal. år BP, som er tatt fra omtrent samme dyp, er forskjellen mellom disse ~ 2000 år. Tatt i betraktning at de nye dateringene sammenfaller bra med de overliggende dateringene fra Hovland (2015) og at seismo- og litostratigrafien antyder jevn akkumulasjon av sedimenter, er det grunn til å tro at det er mest sannsynlig at kurven ligger nærmere datering på 24 550 kal. år BP. Det er dermed minst sannsynlig at datering på 22 630 kal. år BP er riktig. Dette gir en alder på ca. 24 000 kal. år BP i bunn av kjernen (ca. 25 m dyp).

I de øverste 5,5 m av kjernen varierer sedimentasjonsraten over korte perioder, men er gjennomsnittlig regnet til 0,41 mm/år og avgrenses av reflektor R1 (Figur 4.15). Denne regionale reflektoren forekommer som en tydelig og sammenhengende reflektor gjennom hele bassenget. Basert på aldersmodellen er reflektor R1 datert til ca. 12 000 kal. år BP, som korreleres til yngre dryas-perioden. I den midtre delen av aldersmodellen, det vil si fra reflektor R1 til R2¹, er den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten på 0,93 mm/år med en nedre dybdegrens på ca. 11,5 m dyp (Figur 4.15). Reflektor R2¹ har en alder på omtrent 18 500 kal. år BP. Reflektor R2¹ kan kun identifiseres i de sentrale og sørøstlige delene av bassenget. I området mellom ca. 11,5 m og 25 m er den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten 1,97 mm/år. Reflektor R2, som skiller enhet E2 fra enhet E3, vil ut i fra aldersmodellen ha en alder på $\sim 23 500$ kal. år BP og korreleres til perioden rundt siste istids maksimum (LGM).

5.2 Sedimentfordeling og sedimentmektigheter

Figur 5.1 viser den geometriske utformingen til enhetene E1, E2 og E3 i et 2D lengdeprofil (satt sammen av lengdeprofilene 0135-07311320 og 0135-07311129). Det som er karakteristisk for den totale sedimentavsetningen er at den generelt er tykkest i de nordvestlige områdene og tynnere i de sørøstlige delene av bassenget (Figur 5.1). Årsaken til dette kan være fordi innløpet til Bolshoye Shchuchye er lokalisert i den nordvestlige delen av bassenget. Sedimentene entrer innsjøen fra elven Piryantanë, som renner gjennom Piryantanë-dalen (Figur 5.4). Det vil være naturlig at de største partiklene avsettes ved elvemunningen i den nordvestlige enden av bassenget. Mindre partikler som fin silt og leire kan flyte i vannsøylen og avsettes lengre ute i bassenget.

Enhet E3

Enhet E3 er innsjøens største enhet, og representerer ca. 73 % av den totale sedimentmektigheten (se kapittel 4.2.3). Akustisk basement, som er tolket til å være enhetens nedre grense, er på Figur 5.1 tegnet inn med forenklet linje (se beskrivelse kapittel 4.1.1). I de dypeste delene gjennom hele bassenget er datakvaliteten veldig begrenset, slik at det foreligger store usikkerheter knyttet til tolkningen av akustisk basement. Den største mektigheten av enhet E3 er lokalisert i de nordvestlige områdene av bassenget (Figur 5.1). Den geometriske utviklingen av enheten kan tyde på at mesteparten av sedimenttilførselen har kommet inn fra nord, men at det også har vært tilført sedimenter i den sørlige enden. Enheten smaler stort sett av mot sør, men omtrent 2 km nord før utløpet i sør er mektigheten noe større. Dette tyder på akkumulasjon av sedimenter i dette området. Ved bassengets innløp endres den geometriske formen på enhet E3 (Figur 5.2). Sedimentene er avsatt langs en bratt skråning på $\sim 15^\circ$, før enheten flates ut med en gradient på $1-2^\circ$ mot sør (Figur 5.2). Enheten heller bratt mot sør med en gradient på 7° , omtrent 2,5 km fra innløpet i nord (Figur 5.2). Geometrien på denne formen kan minne om et druknet delta, og at overgangen fra $\sim 1^\circ$ til 7° kan antyde en hyllekant. Hyllekanten ligger på ca. 95 m dyp. Dersom dette er korrekt kan deltaet tyde på at vannstanden har stått ca. 95 m lavere enn dagens innsjø i tidligere perioder. Det fremgår fra Figur 5.2 at enheten karakteriseres av

en laminert lagdeling. Det er ingen tegn til skråstilte lag i denne delen av enheten, noe man ville forventet i en eventuell deltaavsetning. Basert på det seismiske datasettet i denne studien kan man ikke trekke konklusjonen om at denne geometriske formen er et delta som representerer lavere vannstand. Det er vanskelig å si hva som er årsaken til utformingen av enheten i denne delen av bassenget. På grunnlag av begrenset datakvalitet i de dypeste delene er det vanskelig å si om det er avsetninger i bunnen som gjør at øvre del av enheten har en deltalignende geometrisk utforming. Mer datainnsamling trengs for å kunne gi en mulig tolkning til denne utformingen.

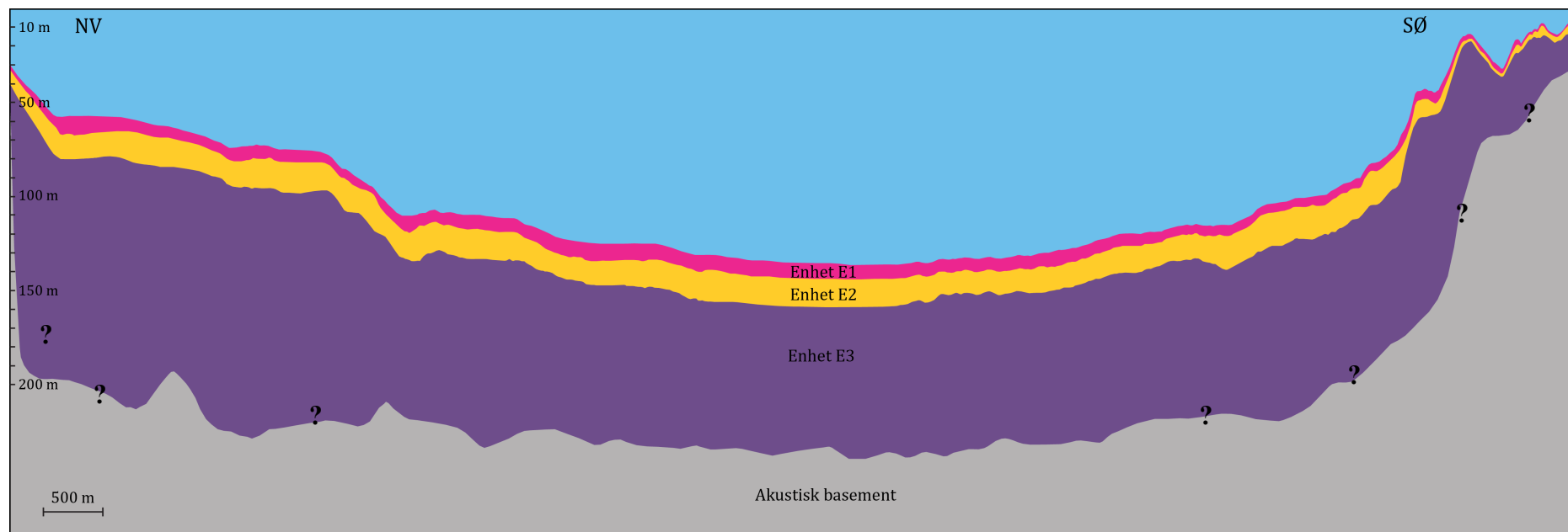
Langs skråningene i bassenget er det observert geometriske plattformer i enhet E3 som har god relasjon til vifteavsetninger på land (se kapittel 4.3). Det gis en mer detaljert beskrivelse av plattformene i kapittel 5.2.1. Mektigheten i disse plattformene er særdeles liten i forhold til den ellers store mektigheten av enhet E3 i bassenget. Den mektigste delen av enhet E3 i bassenget har en tykkelse på ca. 160 ms tvf (ca. 125 m), mens plattformene varier i tykkelse mellom ca. 4 og 20 m. Det er uvisst hva som er årsaken til de store mektighetsvariasjonene mellom plattformene og den generelle mektigheten til enhet E3 i bassenget. En mulig årsak kan være at vannstanden har stått lavere enn plattformene i tidligere perioder, som kan forklare de store mektighetsvariasjonene. Den dypeste plattformen er kartlagt på ca. 67 m dyp (Figur 5.3), som betyr at de ligger grunnere enn den deltalignende utformingen i nord (Figur 5.2). En annen mulig årsak kan være at sedimentene ved plattformene etter en tid raser ut i bassenget, fordi bassensidene er så bratt (med en gradient på $\sim 30^\circ$ på det bratteste), at det oppstår ustabiliteter i den interne lagdelingen. Det er for øvrig ikke observert større skredavsetninger i bassenget hvor plattformene er kartlagt. Kun mindre slump- og turbidittavsetninger er identifisert, og mindre skredpakker i enkelte områder (se kapittel 5.2.2). På bakgrunn av datasettet som benyttes i denne studien er det vanskelig å gi en forklaring på hvorfor mektighetsvariasjonene er så store mellom plattformene i enhet E3 og den generelle mektigheten av enheten i bassenget. Det trengs mer datainnsamling for å kunne gi en mulig forklaring på disse variasjonene.

Enhet E2

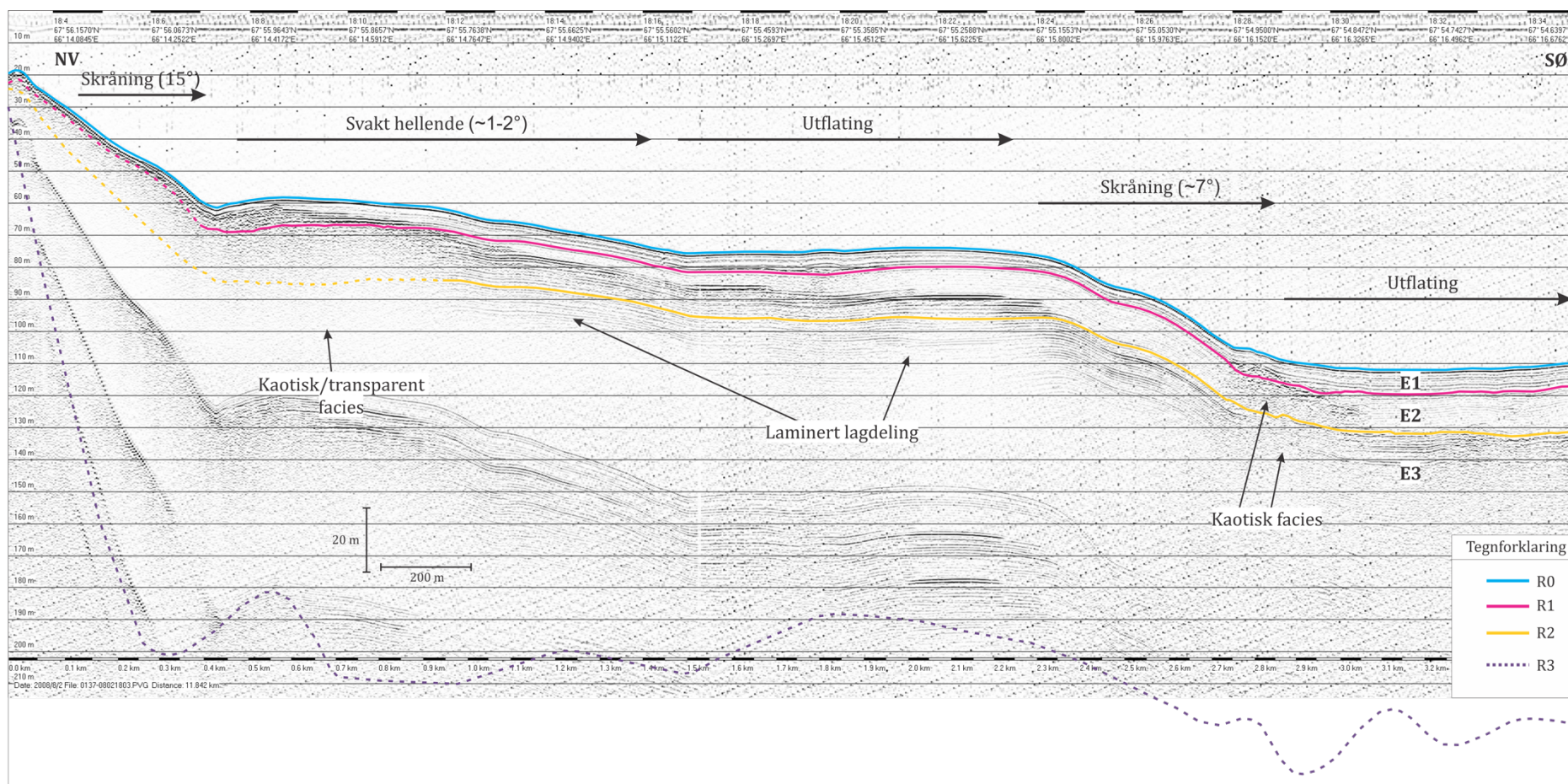
Enhet E2 har en draperende geometrisk form over enhet E3 (Figur 5.1). Enheten har størst mektighet i nordvestlig og sørøstlig del av bassenget, mens i de sentrale delene er den noe tynnere. Ved utløpet i sør er enheten tynnest (Figur 5.1). Det er observert plattformer langs skråningene i enhet E2 som også har gode relasjoner til vifteavsetninger på land. Det er dermed antatt at disse viftene var aktive under avsetningen av sedimentene i plattformene. I de sentrale delene av bassenget er vifter på land fraværende på grunn av de bratte fjellsidene (Figur 4.12). Dette kan være en mulig forklaring på at enheten er tynnest i de sentrale delene av bassenget. Basert på mektighetsfordelingen er det antatt at sedimentene stort sett har entret innsjøen ved innløpet i nord. Viftene langs østlig og vestlig side av bassenget tolkes til å ha vært aktive under avsetningsperioden, som har ført til akkumulasjon av sedimenter i nordlig og sørlig del av bassenget.

Enhet E1

Enhet E1 er den stratigrafisk øverste enheten, og draperer enhet E2 (Figur 5.1). Enheten er generelt tykkest i de sentrale delene av bassenget, og smaler ut mot endene. Den minste mektigheten er observert i de sørligste delene av bassenget (Figur 5.1). Plattformene som nevnes i enhetene E2 og E3 er drapert av enhet E1. Dette kan tyde på at viftesystemene på land ikke har vært aktive i avsetningsperioden. Ut i fra mektighetsfordelingen er det grunn til å tro at hovedkilden for sedimenttilførsel er Pyryantanë-elven, som renner gjennom Pyryantanë-dalen i den nordlige forlengelsen av Bolshoye Shchuchye (Figur 5.4).



Figur 5.1: Sedimentfordelingen i Bolshoye Shchuchye-innsjøen basert på sparker-lengdeprofil 0135-07311320 og 0135-07311129. Den største mektigheten er i nordvestlig del av bassenget, og den minste i sørøstlig del. Enhet E3 utgjør 73% av den totale mektigheten, mens enhet E2 utgjør 17%. Enhet E1 holder kun 10% av det totale sedimentvolumet. Grensen mellom akustisk basement og enhet E3 er den forenklete linjen for akustisk basement fra Figur 4.2.



Figur 5.2: Utklipp fra sparker lengdeprofil 0137-08021803 som viser deltaligende utforming. Kun de øvre ca. 20 m av enhet E3 er synlig, og viser laminert lagdeling. Grunnet fravær av skråstilte reflektorer kan man ikke dra konklusjonen om at denne geometriske utformingen av enhet E3 representerer et delta.

5.2.1 Morfologiske former: prosesser og utvikling

Det er observert hyllelignende geometriske former på 24 av i alt 79 tverrprofiler langs de vestlige og østlige skråningene av bassenget (se kapittel 4.3). Disse geometriske formene, i enhet E3, kan deles inn i to kategorier. *Kategori 1*: plattformer som karakteriseres av delvis skråstilte og delvis horisontale reflektorer. *Kategori 2*: plattformer der den seismiske karakteren av skråstilte lag og horisontale reflektorer ikke er like fremtredende som i den første kategorien.

Plattformer enhet E3 – Kategori 1

Det typiske mønsteret av skråstilte og horisontale lag kommer tydeligst fram i enhet E3 på sparker-tverrprofil 0204-08031934 lokalisert langs østlig langside i sørøstlig ende av bassenget (Figur 4.11). Ved dette tverrprofilet forekommer det tilnærmet horisontale reflektorer i bunn av de skråstilte lagene. På toppen av de skråstilte reflektorene er det observert tilnærmet kontinuerlige horisontale reflektorer (Figur 4.11). Skråstilte reflektorer som flater ut mot bassenget og har et topplag av horisontale reflektorer er typisk for delta-type avsetninger. Topplaget er karakterisert av akustisk ikke-kontinuerlig høy-amplitude facies, som kan tolkes til grovere sedimenter som grus og stein. Deltaavsetninger i innsjøer består av sedimenter avsatt ved utløpet av en elv som renner inn i innsjøen (Marshark, 2012). På bakgrunn av dette er plattformen i *kategori 1* tolket til å være deltaavsetning dannet under en (eller flere) periode(r) da vannstanden i innsjøen må ha stått lavere. Det antas at elveløp i dalførene nordøst eller sørøst for lokaliteten har bygget ut deltaet i innsjøen (Figur 4.12). Øvre knekkpunkt for deltaavsetningen i enhet E3 er definert ved reflektor R2 (Figur 4.11). Ved deltaet i sørøstlig ende av bassenget (tverrprofil 0204-08031934) er knekkpunktet ved reflektor R2 målt ved 34 ms tvf (ca. 26 m) dyp (Figur 4.11).

Basert på aldersmodellen har reflektor R2 en alder på 23 500 kal. år BP ved kjernelokaliteten (Figur 4.15). Reflektor R2 ved deltaavsetningene i sørøst (Figur 4.11) korrelerer med reflektor R2 ved kjernelokaliteten (Figur 4.6). Det er dermed antatt at deltaavsetningene i enhet E3 ved sørøstlig ende har en minimumsalder på 23 500 kal. år BP, som korresponderer til LGM.

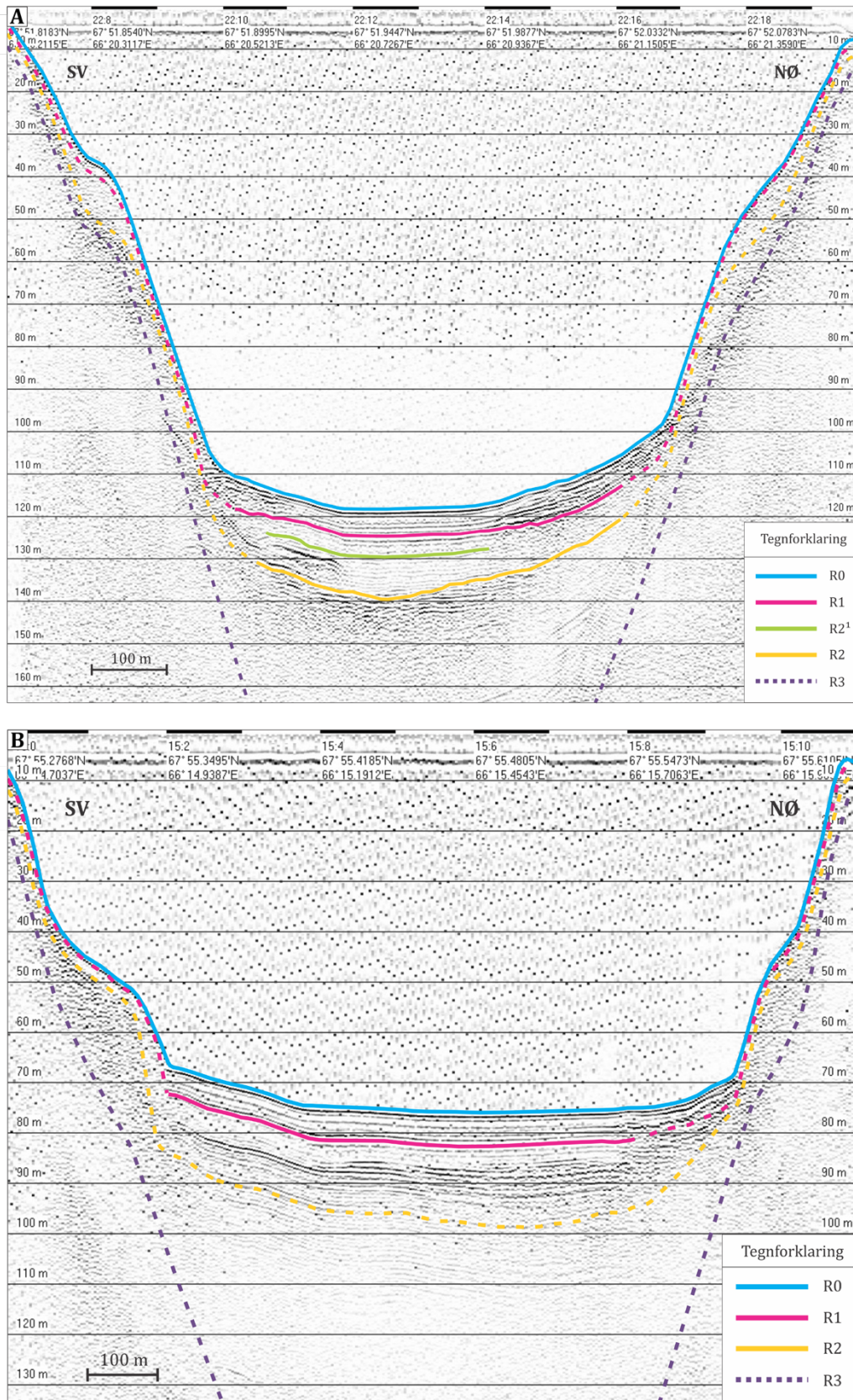
Plattformer enhet E3 – Kategori 2

Denne kategorien representerer geometriske plattformer der mønsteret av skråstilte- og horisontale reflektorer ikke kommer like tydelig frem som i plattformen i *kategori 1*. Disse plattformene har oppsiktsvekkende god korrelasjon med raviner og vifter på land (Figur 4.12). Det fremgår i Figur 4.13 at det er store variasjoner i dybden på disse plattformene, men at det observeres en trend mellom ca. 54 m og 43 m dyp for knekkpunktene ved reflektor R2 (Figur 5.4–B). Siden skråstilte- og horisontale reflektorer ikke visualiseres like bra som deltaene i *kategori 1*, er det usikkert å si om plattformene i *kategori 2* representerer deltaavsetninger. Plattformene har likevel en vertikal viftelignende geometrisk form, men på grunnlag av seismisk karakter kan det ikke sikkert sies om disse viftelignende formene er indikasjoner på lavere vannstand. På noen tverrprofiler der viftelignende former er observert har akustisk basement en slags hyllelignende geometrisk form langs bassensidene (Figur 5.3–A). På andre tverrprofil er denne geometrien i akustisk basement fraværende (Figur 5.3–B), men har en bratt gradient. Ut i fra systematisk kartlegging og den seismiske karakteren av disse viftelignende formene er det antatt to mulige scenarioer for hvordan disse er dannet.

Det ene scenarioet er at geometrien til akustisk basement har ført til akkumulasjon av sedimenter akkurat i disse områdene. I dette tilfellet er det naturlig at sedimentene avsettes i skråstilte lag ettersom gradienten på bassensidene er såpass bratt. Det som er forunderlig med denne forklaringen er at enhet E3 er den enheten i bassenget med størst mektighet (ca. 73% av den totale avsetningen). Når det gjelder plattformene langs bassensidene er mektigheten av enhet E3 særdeles liten i forhold til mektigheten av enhet E3 i bassenget (se kapittel 5.2). Etter hvert som sedimentene bygget ut disse plattformene ville det vært forventet ustabiliteter i den interne lagdelingen som ville ført til utrasing i form av skred. Det er for øvrig ikke observert større skredpakker i innsjøen som kunne forklart den store mektighetsvariasjonen mellom enhet E3 i bassenget og enhet E3 ved plattformene. Kun mindre skred som slump og turbidittavsetninger er antatt å ha opphav fra plattformene (se kapittel 5.2.2).

Det andre scenarioet er at plattformer langs bassensidene representerer vifter avsatt som en forlengelse av viftesystemene på land under periode(r) da vannstanden i innsjøen stod lavere enn i dag. Den største usikkerheten ved dette scenarioet er de store dybdevariasjonene i avsetningene. Dersom det er riktig at avsetningene representerer

vifteavsetninger som indikerer lavere vannstand, er det lite sannsynlig at viftene har vært aktive på samme tid. Grunnet begrenset datakvalitet og på bakgrunn av den seismiske karakteren, foreligger det usikkerheter i hvorvidt reflektor R2 i disse områdene er riktig tolket. Denne usikkerheten kan være en mulig forklaring på de store dybdeforskjellene av plattformene som er kartlagt. Det interessante er igjen de store mektighetsvariasjonene mellom enhet E3 i bassenget og enhet E3 ved plattformene. De betydelige forskjellene i mektighetene fører til spekulasjoner om vannstanden kan ha stått lavere enn de dypeste viftene som er kartlagt på ca. 68 m dyp. Dersom vannet har stått lavere enn dette, kan det være en forklaring på de store mektighetsvariasjonene. Det trengs mer datainnsamling for å forkaste et av disse scenarioene, men ut i fra det som er av tilgjengelig data i denne studien kan man ikke utelukke at vannstanden har stått ca. 50 m lavere enn dagens vannstand.

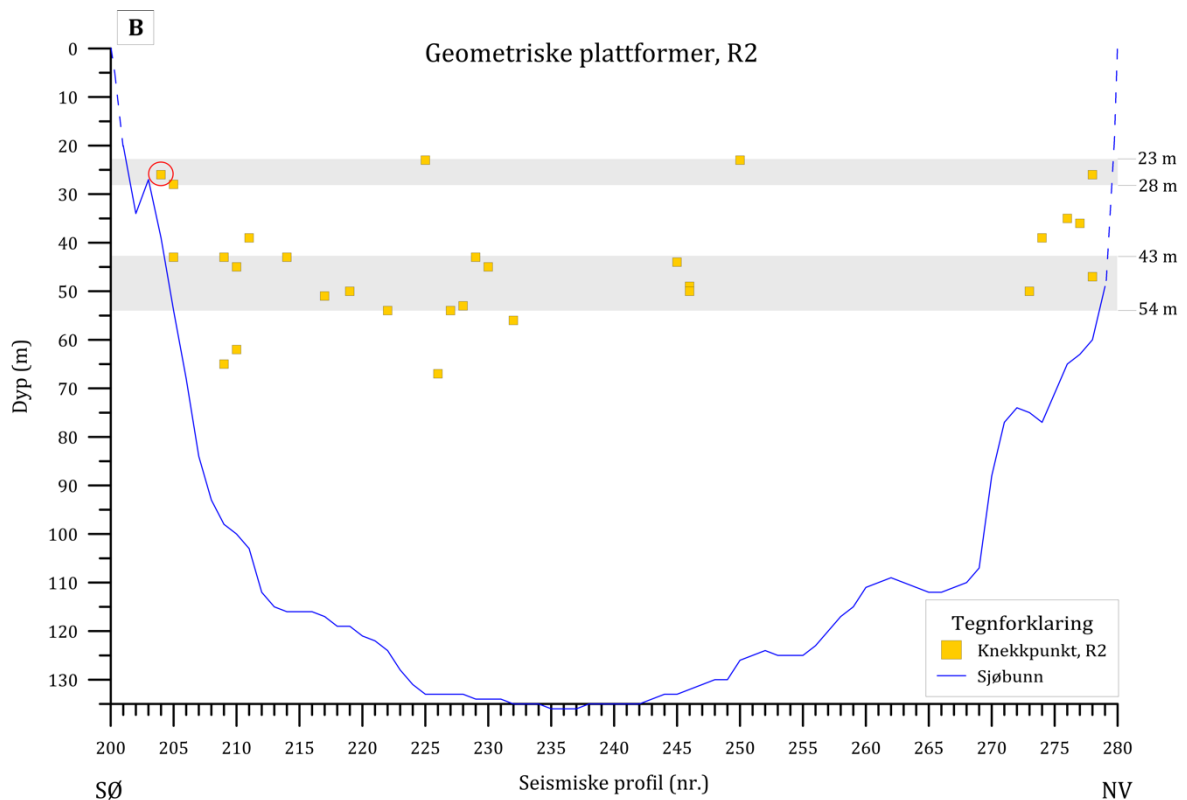
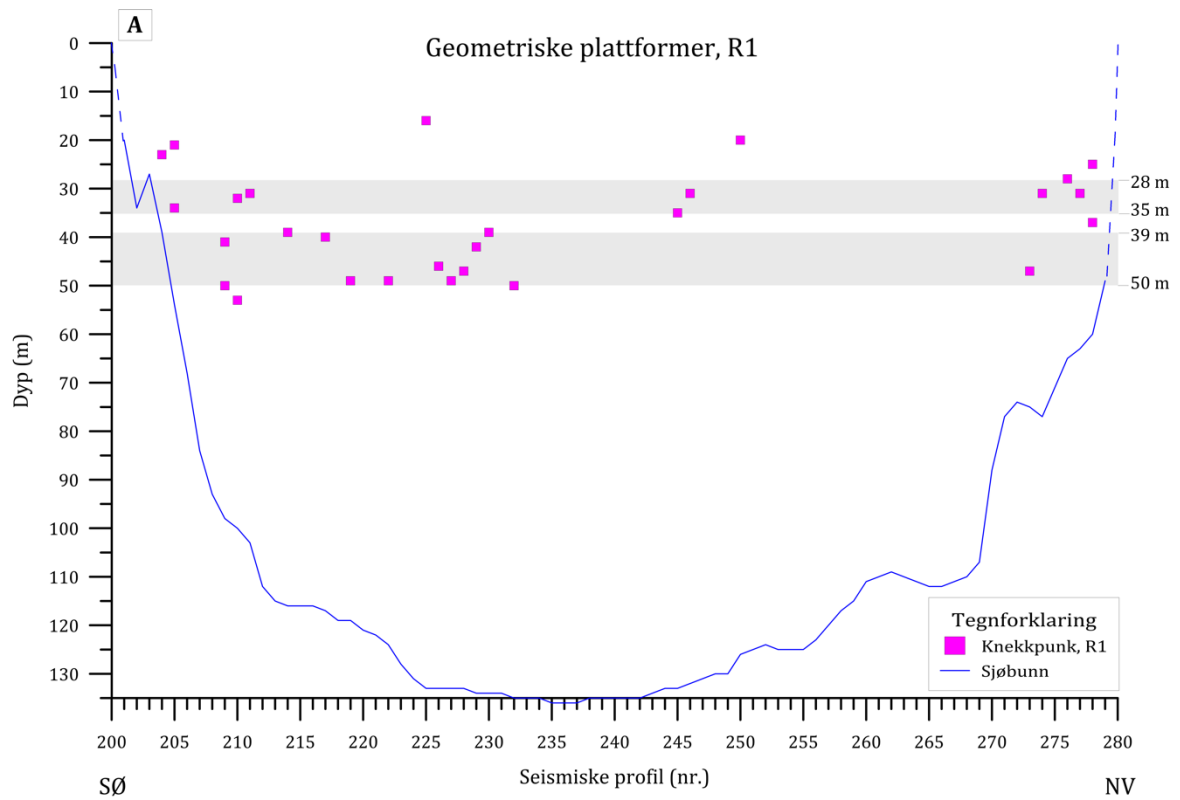


Figur 5.3: Eksempler på plattformer, begge langs sørvestlig langsida. A) Tverrprofil 0217-08032206 (lokalisert i sørlig del av bassenget. Sedimentene i plattformen kan se ut til å være styrt av den hylleformede geometrien av akustisk basement. B) Tverrprofil 273-08041459 (lokalisert i nordlig del av bassenget. Utbyggingen av plattformen ser ikke ut til å være påvirket av akustisk basement. I begge tilfellene er reflektor R2 kartlagt på ca. 55 m dyp.

Plattformer enhet E2

Ved 22 av de totalt 24 tverrprofilene hvor plattformer er kartlagt i enhet E3 (*kategori 2*), er det observert plattformer i den overliggende enheten E2. Plattformene i enhet E2 er lokalisert ved ulike dyp, og dybdeforskjellene er ganske store. Det observeres en trend mellom ca. 50 m og 40 m dyp (Figur 5.4–A). Delvis skråstilte reflektorer kan forekomme i enhet E2 ved noen av tverrprofilene, men enheten mangler de horisontale lagene man skulle forventet å finne i bunn og på toppen av skrålagene dersom plattformene i enhet E2 representerer delta-type avsetninger. Den geometriske formen og den seismiske karakteren på plattformene i enhet E2 ved disse 22 tverrprofilene kan minne om formen på plattformene som er beskrevet i enhet E3 (*Kategori 2*). Men den seismiske karakteren for enhet E3 er karakterisert av høy-amplitude facies, og enhet E2 er karakterisert av lav-amplitude facies. På bakgrunn av dette er det antatt at de samme scenarioene for dannelsen av enhet E3 ligger til grunn for utviklingen av plattformene i enhet E2. Det vil si at plattformene i enhet E2 enten har blitt dannet ved at sedimentene har akkumulert på den allerede eksisterende plattformen i enhet E3, eller at de har blitt dannet som et resultat av lavere vannstand. Dersom det sistnevnte scenarioet er riktig er det antatt at vannstanden stod høyere enn den mulige lavstandsperioden under dannelsen av plattformene i enhet E3 ved de 22 tverrprofilene, ettersom enhet E2 er yngre enn enhet E3 (Figur 4.15). Reflektor R1 som skiller enhet E2 fra den overliggende enheten E1 har, basert på aldersmodellen, en alder på omkring 12 000 kal. år BP (Figur 4.15). Dette utgjør minimumsalderen for de underliggende sedimentene i enhet E2.

Basert på vurderingen gjort av plattformene i enhet E2 og E3 (*kategori 1 og 2*) er deltaavsetningene i enhet E3 (*kategori 1*) lokalisert i sørøstlig del av bassenget tolket til å representere en lavstandsperiode da innsjøen stod omtrent 26 m lavere for ~ 23 500 år siden. På bakgrunn av den seismiske karakteren og geometrien av plattformene i enhet E3 som er kartlagt på ca. 40–50 m dyp kan man ikke utelukke at vannet har stått lavere enn dette i tidligere perioder uten mer datainnsamling.

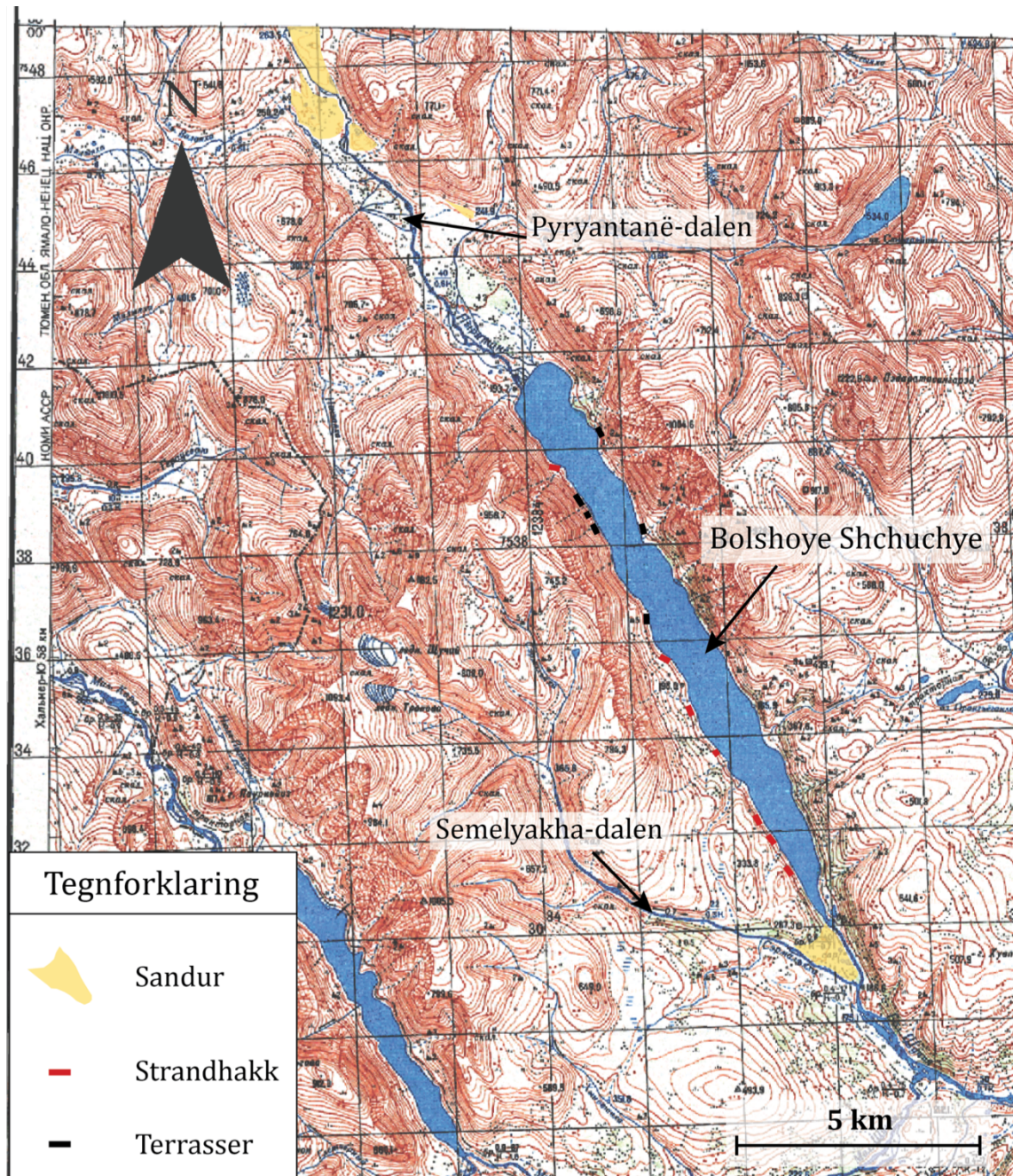


Figur 5.4: Plott over geometriske plattformer ved knekkpunkt for reflektor R1 (A) og reflektor R2 (B). De lysegrå boksene indikerer områder som følger en dybdetrend. Dybden for disse er notert på høyre side av plottet. Blå linje indikerer sjøbunn. B) Rød sirkel indikerer knekkpunkt for deltaavsetningen i sørøst.

Lokale/regionale observasjoner

Funnene av deltaavsetningen på 26 m dyp tolket til å representere perioder med lavere vannstand strider imot Færseth (2011) som konkluderte med at vannstanden i innsjøen stod 6–8 m *høyere* enn dagens vannstand under LGM. Færseth (2011) kartla områdene rundt Bolshoye Shchuchye og daterte en sanduravsetning i Piryantanë-dalen (i den nordlige forlengelsen av Bolshoye Shchuchye) (Figur 5.5). De to dateringene fra sanduren ga aldrene 18 000 og 22 000 år. Færseth (2011) antar at sanduren ble avsatt av en større bre fra fjellområdene i sen-weichsel. Langs østlig og vestlig langside av Bolshoye Shchuchye har Færseth (2011) kartlagt terrasser og strandhakk som har en gjennomgående høyde 6–8 m over dagens vannoverflate (Figur 5.5). Disse formene ligger på samme høyde som en sanduravsetning i Semelyakha-dalen, sør for Bolshoye Shchuchye (Figur 5.5) (Færseth, 2011). Færseth (2011) antar i sin studie at sanduravsetningen sør for innsjøen, i Semelyakha-dalen, er av samme alder som sanduravsetningen i Piryantanë-dalen, og at terrassene og strandhakkene er en indikasjon på at vannstanden stod 6–8 m høyere under LGM da sanduren i sør demmet opp innsjøen.

Upubliserte dateringer fra terrasser som er identifisert et par meter over Bolshoye Shchuchye i nordlig del av bassenget langs østlig langside er datert til 2–3 ka (J. I. Svendsen 2017, pers. med.). Disse terrassene ligger noe lavere enn de terrassene som Færseth (2011) kartla. Samtlige terrasser i området skjærer inn i de tørrlagte elveløpene (J. I. Svendsen 2017, pers. med.), noe som indikerer at terrassene er yngre enn elveløpene. Ettersom de druknede vifteformene er observert på tverrprofiler som ligger inn til vifteavsetninger på land (Figur 4.12), antas det at det er de samme elveløpene som har vært den aktive og styrende prosessen bak avsetningen av de druknede vifteformene.

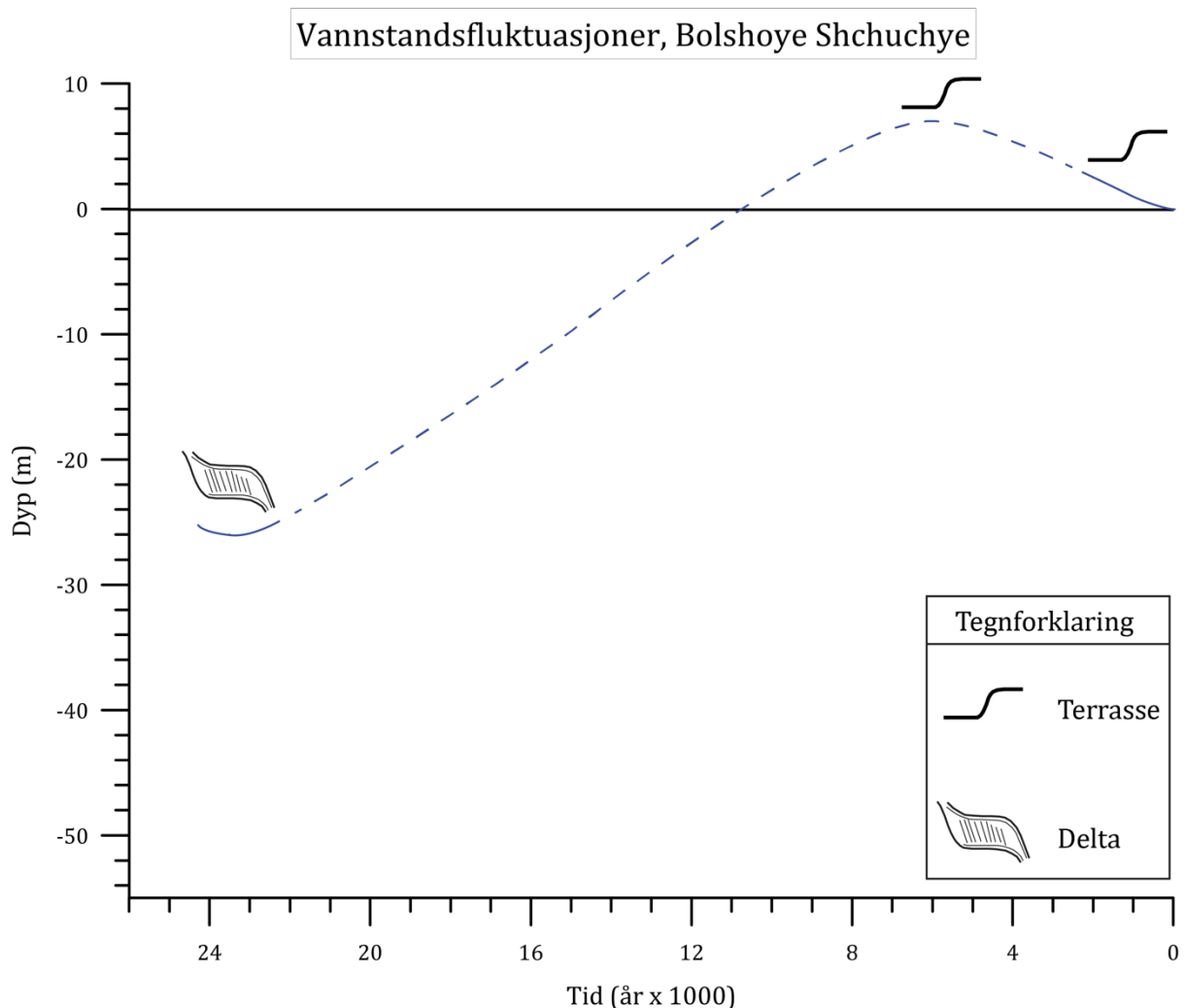


Figur 5.5: Sandurer er indikert med gule områder i Pyryantanë-dalen og Semelyakha-dalen, som nevnt i teksten. Terrasser er indikert med svart linje rundt Bolshoye Shchuchye og strandlinjer med røde linjer. Figuren er basert på Færseth (2011).

I en studie fra Harrison et al. (1996) ble det kartlagt vannstandsvariasjoner i innsjøer i nord-Eurasia i perioden fra siste istids maksimum og fram til i dag. Forfatterne bak studien konkluderte med at klimaet i Vest-Sibir var fuktigere for ca. 6000 år siden enn i dag, og at vannstanden i innsjøer i dette området stod høyere enn dagens (Harrison et al., 1996). MacDonald et al. (2000) dokumenterte utviklingen av tregrensen i Nord-Russland (inkludert Sibir) gjennom holocen, og fant ut at skoggrensen stod nærme dagens arktiske kystlinje i store deler av områdene i perioden 9000 til 4000 år BP. For 4–3000 år siden trakk skoggrensen seg tilbake til dagens grense (MacDonald et al., 2000). Under perioden med maksimal skogutbredelse antar MacDonald et al. (2000) at gjennomsnittstemperaturen i juli langs den nordlige kystlinjen av Russland kan ha vært 2,5° til 7°C varmere enn i dag. Dette sammenfaller med resultatene fra pollenprøver fra innsjøen Labaz (72°N, 99°Ø) i det nord-sibirske lavlandet (Andreev et al., 2002). Resultatene viser at en varmeperiode skjedde for omtrent 8 500 ¹⁴C år BP, men at et temperaturmaksimum i holocen forekom i siste halvdel av atlantikum perioden (ca. 6–4500 ¹⁴C år BP) (Andreev et al., 2002). Varme og kalde faser viser endringer i nedbørsfordelingen (Velichko et al., 1997), som er et viktig moment for vannstandsfluktuasjoner i innsjøer. I områder nord for 65°N økte nedbøren under varmere faser og avtok under kalde faser gjennom den sen-glasiale perioden og holocen (Velichko et al., 1997).

Tatt varmeperioden i sen-atlantikum i betraktning og at terrassene som er identifisert et par meter over Bolshoye Shchuchye er datert til 2–3 ka, kan man spekulere i om terrassene som ligger 6–8 m over innsjøen gjenspeiler holocen-maksimum. Dette er spekulasjoner med store usikkerheter med tanke på at det ikke er utført noen dateringer på disse terrassene. Det trengs mer data og analyser til for å aldersbestemme disse terrassene og plassere de i historien.

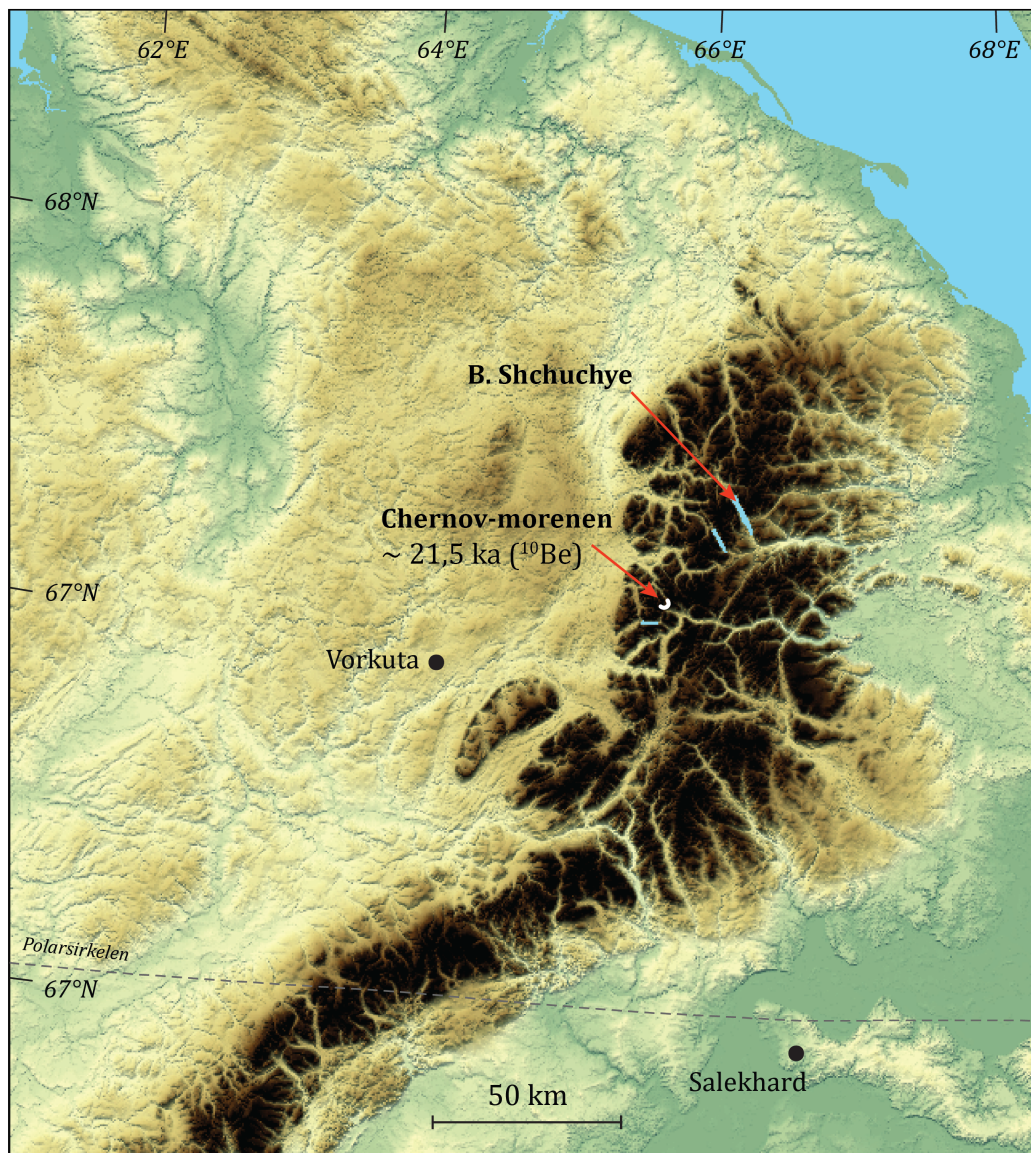
Basert på tidligere studier og vurderingen gjort i denne studien av druknede deltaavsetninger i sørøstlig ende av innsjøen, antas det at vannstanden sto ~ 26 m lavere enn dagens innsjø for ~ 23 500 år siden (Figur 5.6). Etersom terrassene som er observert på land kutter de uttørkede elveløpene og dermed må være yngre enn elveløpene, gjøres det en antakelse om at disse ble dannet da vannstanden sto høyere enn dagens. Det antas at terrassene 6–8 m over dagens innsjø representerer holocen maksimum (Figur 5.6). Vannstanden sank mot slutten av holocen, og hadde en periode med stillstand for ca. 2–3000 år siden hvor terrasser ble dannet et par meter over dagens innsjø (Figur 5.6).



Figur 5.6: Forenklet illustrasjon av hvordan vannstanden i Bolshoye Shchuchye har fluktuert de siste ~ 23 500 årene. Kurvene er basert på observasjoner og analyser beskrevet i teksten.

Mulige årsaker til lavstandsperiode

Som det er kjent fra tidligere studier eksisterte det breer under LGM som ikke var mye større enn dagens breer i de polare Uralfjellene (Mangerud et al., 2008). Den kjente Chernov-morenen som ligger avsatt 1 km foran Chernov-breen er datert til 21,5 ka og representerer maksimal utbredelse av breen under LGM (Mangerud et al., 2008) (Figur 5.7).



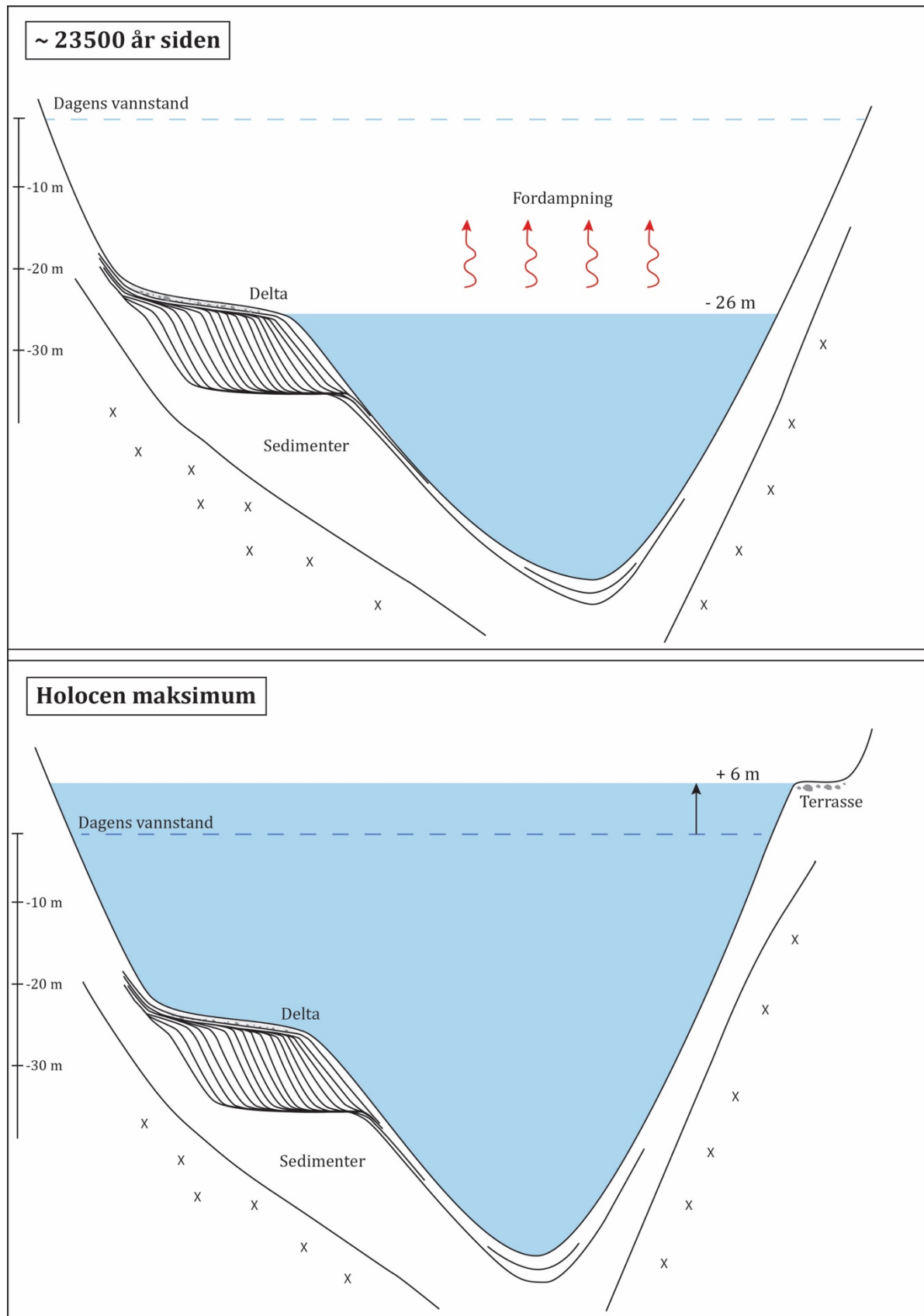
Figur 5.7: Kartet viser lokasjonen til Chernov-morenen som ligger 1 km foran Chernov-breen. Chernov-morenen er datert til 21,5 ka og representerer maksimal utbredelse av Chernov-breen under LGM. B. Shchuchye = Bolshoye Shchuchye. Kartet er modifisert fra Svendsen et al. (2014).

Ettersom det eksisterte breer i fjellområdene under LGM er det naturlig at smeltevann fra breene rant inn i innsjøene. I følge Færseth (2011) er utløpsterskelen til Bolshoye Shchuchye innsjøen lokalisert i berggrunnen. Det betyr at drenering fra innsjøen ikke kan ha vært årsaken til lavere vannstand i innsjøen under LGM. En mulig forklaring på lavstandsperioden på samme tid som det eksisterte større breer i området kan være at fordampingen fra innsjøen var såpass stor at det førte til lavere vannstand. Det vil dermed være en forutsetning at fordampingen var større enn avrenningen mot innsjøen under perioden med lavstand. Dette impliserer at nedbørsmengden må ha vært lav. Bolshoye Shchuchye-innsjøen som i dag er et åpent basseng med utløpsterskel i den sørøstlige enden, må dermed ha vært et lukket basseng uten terskel under LGM.

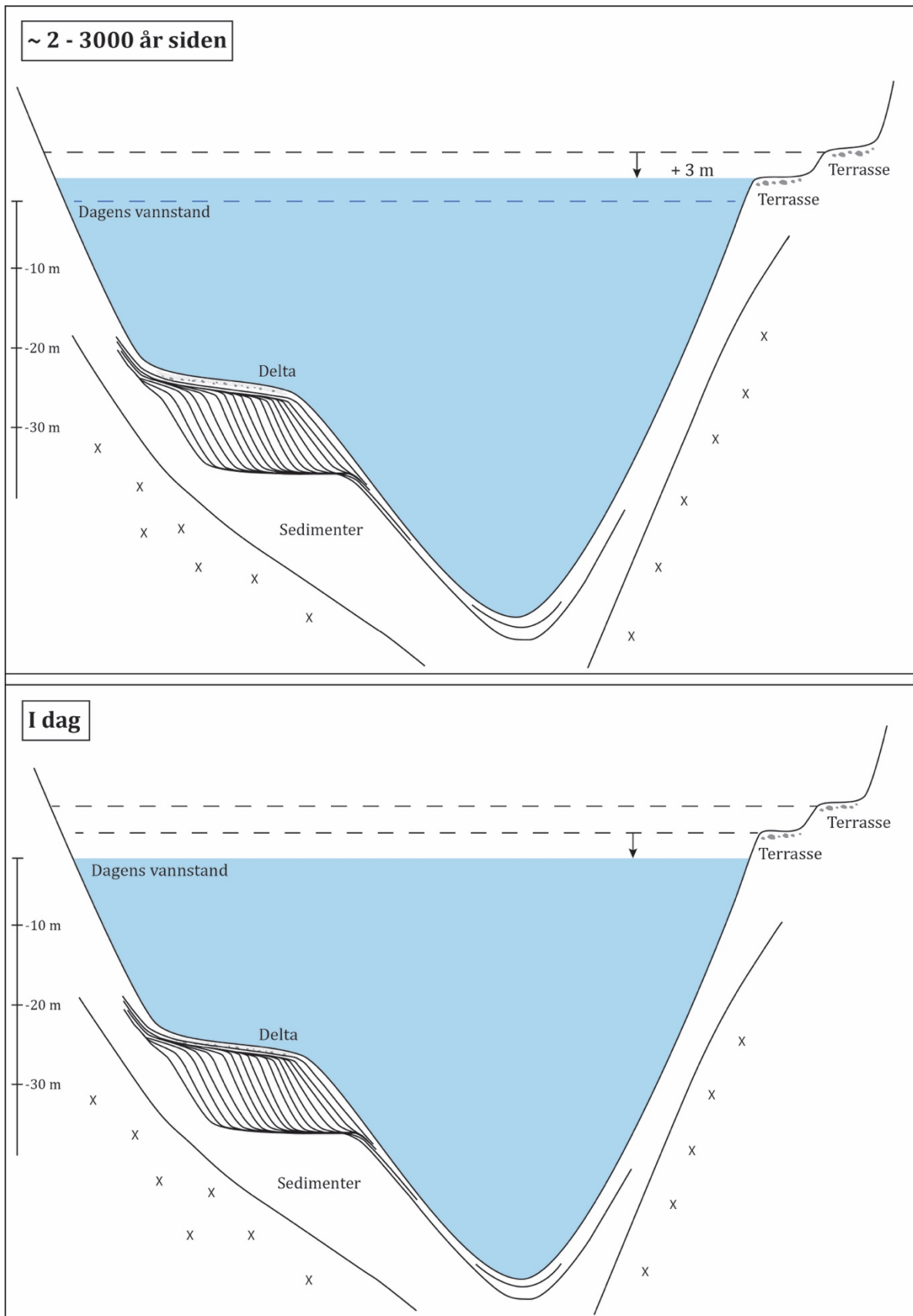
Det eksisterer derimot lite geologiske observasjoner og data som viser til nedbør og fordampning over de polare Uralfjellene under sen-weichsel. En studie fra Hubberten et al. (2004) har benyttet numerisk modellering til å beregne klimaforholdene over Eurasia gjennom sen-weichsel. Resultatene viser at kalde og tørre vindstrømmer fra det Skandinaviske isdekket resulterte i polare ørkenforhold over den sørøstlige marginen av det Eurasiske isdekket og de nordvestlige områdene av Sibir. Nedbørsratene i arktisk Sibir var mindre enn 50 mm/år under LGM (Hubberten et al., 2004). Også over de polare Uralfjellene var klimaet under LGM mye kaldere og tørrere enn i dag, og vinterakkumulasjonen var lav (Hubberten et al., 2004). Dette korrelerer med geologiske observasjoner fra Pechora-lavlandet, kystområdene og Vest-Sibir, hvor eoliske avsetninger representerer LGM perioden (Mangerud et al., 1999; Mangerud et al., 2002; Velichko et al., 2011). Optimale forhold for eoliske prosesser er tørt og kaldt klima, og under LGM lå Vest-Sibir i en ekstremt tørr sone (Hubberten et al., 2004; Velichko et al., 2011). I en studie fra det nord-sibirske lavlandet konkluderer Andreev et al. (2002) med at sen-weichsel var den kaldeste perioden fra midt-weichsel til i dag. Temperaturene var 4°–5°C lavere og nedbøren var 75–100 mm mindre enn i dag (Andreev et al., 2002). Studien viser også at nedbørstrendene følger temperaturvariasjonene. Det betyr at nedbøren økte i varme perioder, og avtok i kalde perioder (Andreev et al., 2002).

Det er stor enighet blant disse studiene at Vest-Sibir opplevde ekstremt kalde og tørre klimaforhold under LGM. De geologiske observasjonene og dateringen sammen med numerisk modellering tilsier at forholdene lå til rette for at fordampingen kan ha vært stor under LGM.

En oppsummering av hvordan vannstanden i Bolshoye Shchuchye har fluktuert de siste ~ 23 500 årene er gitt i Figur 5.8. Denne oppsummeringen er basert på tolkningen av deltaavsetningen i sørøstlig del av bassenget, samt terrassene som er kartlagt i skråningene over innsjøen. Det er ikke tatt hensyn til plattformene som er kartlagt på ~ 50 m dyp, da det er knyttet usikkerheter til disse. Illustrasjonene i Figur 5.8 er ikke i målestokk, men skal få frem hovedpoengene knyttet til vannstandsfluktuasjonene i Bolshoye Shchuchye gjennom de siste ~ 23 500 årene.



Figur 5.8–A: Forenklet illustrasjon av hvordan vannstanden i Bolshoye Shchuchye har fluktuert de siste ~23 500 årene. Basert på deltaavsetningen i sørøstlig ende av bassenget tolkes vannstanden å ha stått 26 m lavere for ca. 23 500 år siden. Basert på varmeprioden i sen-atlantikum perioden kan man spekulere i om terrassene og strandhakkene kartlagt 6–8 m over innsjøen definerer vannstandsmaksimum i midten av holocen. Disse terrassene er ikke datert, se forklaring i teksten.

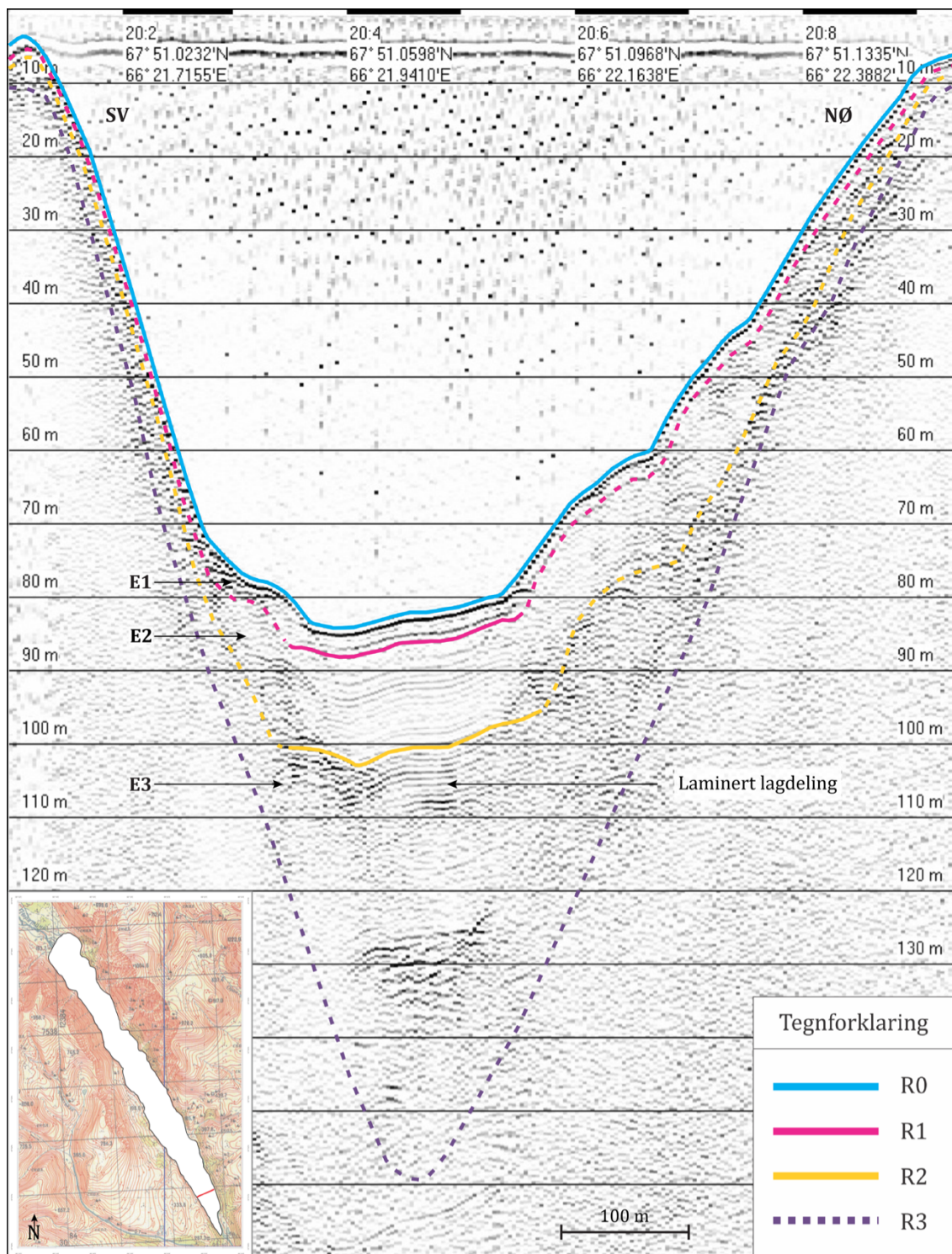


Figur 5.8-B: Mot slutten av holocen stod vannstanden ~ 3 m over dagens vannnivå for 2-3000 år siden, før den sank til dagens vannivå. Illustrasjonen er ikke i målestokk. Figuren er basert på geologiske funn fra både sørlig og nordlig del av bassenget. Vanndypet i senter av bassenget varierer mellom ca. 40 m og 60 m i henholdsvis sørlig og nordlig del av bassenget, derfor er ikke vanndypet i figuren definert.

5.2.2 Nedadgående gravitasjonsprosesser

Den horisontalt laminerte lagdelingen som generelt karakteriserer enhet E3 er noen steder avbrutt av akustisk forstyrret eller kaotisk facies. Denne karakteren er i litteraturen beskrevet som sedimenter avsatt som et resultat av skråningsprosesser (Prior et al., 1984; Baster et al., 2003; Schnellmann et al., 2006) eller moreneavsetninger (Landmesser et al., 1982).

Det fremgår i kapittel 4.4 at det ikke var mulig å penetrere dypere enn 23,9 m under kjernetakingen av kjerne 506-48 grunnet grov eller kompakt bunn. Stempelet som ble brukt under kjernetakingen var tydelig oppskrapet. Dette kan tyde på at de underliggende sedimentene i enhet E3 på kjernelokalitet 506-48 består av skred- eller morenemateriale (Figur 4.6). Dersom akustisk kaotisk facies i øvre del av enheten er en indikasjon på morenemateriale ville det vært naturlig at et eventuelt breframstøt hadde kommet fra det nærmeste fjellpartiet i den sørøstlige enden av innsjøen. En annen mulighet hvor et eventuelt breframstøt kunne kommet fra er ved et dalføre i øst ca. 3 km fra sørøstenden av bassenget. En tredje mulighet for et eventuelt breframstøt ville vært fra Poryantanë-dalen i den nordlige forlengelsen av Bolshoye Shchuchye (Figur 5.5). Ettersom det seismiske datasettet benyttet i denne studien inneholder tette seismiske profiler, ville det da vært forventet å finne lignende akustisk seismisk facies også i de sentrale og den nordlige delen av bassenget. Som det fremgår i kapittel 4.1.1 er enhet E3 i disse områdene karakterisert av uforstyrret akustisk svakt laminert facies med innslag av akustisk kaotisk facies noen steder langs vestlig og østlig bassengside (eksempler vist i Figur 4.4 og 4.5). Også områder i sørlig del av bassenget, ca. 0,6 km sørøst for kjernelokaliteten, viser seismisk tverrprofil at øvre del av enhet E3 er karakterisert av akustisk svakt laminert facies (Figur 5.9). Basert på dette er den øvre delen av seismostratigrafisk enhet E3 ved kjernelokaliteten som er karakterisert av akustisk kaotisk facies tolket til å være sedimenter avsatt av skredprosesser som mindre skred/slump. Bunnen av kjerne 506-48 er datert til ca. 24 000 kal. år BP, som utgjør en minimumsalder for skred/slump-avsetningene.



Figur 5.9: Sparker-tverrprofil 0207-08032001. Lokasjonen er indikert med rød pil på kartet i venstre hjørne. Profilet viser sedimentavsetningen ca. 0,6 km sørøst for kjerneområdet. Øvre del av enhet E3 er karakterisert av laminert lagdeling.

Figur 4.4 og 4.5 viser eksempler på skred/slump eller turbiditter på henholdsvis to tverrprofil i de sørøstlig delene av bassenget og to tverrprofil i den nordvestlig delen. I de delene av bassenget hvor disse avsetningene er identifisert kan de som regel visualiseres i samtlige enheter. Skred/slump-avsetningene er karakterisert av akustisk kaotisk facies av reflektorer med medium til høy amplitude, og er lokalisert ved nedre del av bassensidene. Turbidittene karakteriseres som lav-amplitude tungelignende former som tynnes av mot senter av bassenget (eks. Figur 4.4 og 4.5). Skred/slump-avsetningene og turbidittene bryter den ellers parallelle lagdelingen som generelt karakteriserer disse enhetene. Turbidittene er som regel adskilt av en eller flere kontinuerlig(e) reflektor(er) (eks. Figur 4.4 og 4.5). På tverrprofiler hvor disse avsetningene er identifisert, kan de som regel visualiseres gjennom hele avsetningen langs vestlig og østlig side i enhetene E2 og E1 (eks. Figur 4.4 og 4.5). Dette tyder på at skråningsprosessene har vært aktive gjennom hele avsetningsperioden når det gjelder disse to enhetene. Dersom skred/slump-avsetningene og turbidittene var avsatt i en engangshendelse ville det vært naturlig at den ellers parallelle lagdelingen draperte disse avsetningene. De kontinuerlige reflektorene blir derimot brutt av skred/slump-avsetningene og turbidittene, noe som betyr at disse er yngre enn den primære stratifiserte lagdelingen. Det er mer utfordrende å definere avgrensningen av turbidittene i enhet E3 grunnet begrenset datakvalitet, men de kan generelt visualiseres i de øverste ca. 30 m av enheten.

Sedimenttransport i form av slumps kan forekomme ned langs skråninger under vann dersom sedimentene brytes langs interne skjærplan (Baster et al., 2003). Undervannsskred er en vanlig prosess langs deltaskråninger og kan forekomme på ekstremt slakke skråninger ($<1^\circ$) (Mandl og Crans, 1981). Skred/slump-avsetningene som er kartlagt i sedimentavsetningen i Bolshoye Shchuchye viser seg å ha god korrelasjon med viftelignende avsetninger på 40–50 m dyp langs vestlig og østlig bassengside (se kapittel 5.2.1). Bassensidene er veldig bratte gjennom hele bassenget, med en gradient på ca. 30° på det bratteste (Figur 4.3), og etter hvert som sedimentene blir avsatt vil det kunne oppstå ustabiliteter i den interne lagdelingen. Ustabilitetene vil kunne føre til at sedimentene etter en tid raser ut i form av slumps eller slides (Varnes, 1958). På bakgrunn av dette er det antatt at skred/slump-avsetningene er et resultat av utrasing fra de viftelignende formene langs de bratte bassensidene. Det er også

observert skred/slump-avsetninger i noen områder der vifteformene er fraværende, i slike områder er det antatt at ustabiliteter på den bratte skråningen har resultert i utrasing av sedimenter ut i bassenget.

5.2.3 Vertikale prosesser

I innsjøer er vannet relativt rolig og kan ikke frakte med seg grovere sedimenter som grus- og steinpartikler. Grove partikler som tilføres innsjøer via elver blir avsatt nær elvemunningen ved innløpet til innsjøen. Som et resultat av at kompetansen reduseres i skiftet mellom fluviale- og lakustrine miljø, vil kun finere partikler som silt og leire flyte i vannsøylen over lengre områder og blir avsatt fra suspensjon. Den største andelen av sedimentene i Bolshoye Shchuchye har blitt avsatt fra suspensjon. Dette kan forklare den horisontalt laminerte lagdelingen av akustisk lav-amplitude facies som generelt karakteriserer enhetene E2B og E3, spesielt i de dypeste delene av bassenget, og som antakelig skyldes stabil tilførsel av finkornede sedimenter i avsetningsperioden. Dette støttes av den litologiske analysen av kjerne 506-48 som består av laminerte lag av silt og leire i den delen av kjernen som korrelerer til de seismostratigrafiske enhetene E2B og E3 (Hovland, 2015). Den største andelen av sedimentene i kjerne 506-48 er minerogene, noe som gjør at sedimentene anses som hemipelagiske. Under en ekspedisjon til Bolshoye Shchuchye i 2016 ble det utført kjerneprøvetakning i de sentrale delene av bassenget. Detaljert lokasjonen for prøvetakningen er å finne på tverrprofil 0238-08081144 (Figur 4.3). Kjernen penetrerte 54 m gjennom sedimentavsetningen, og sedimentene bestod nesten utelukkende av finfraksjoner som silt og leire (M. Melles 2016, pers. med.). Det fremgår i kapittel 5.1 at bunndateringen fra kjerne 506-48 er datert til ca. 24 000 kal. år BP, basert på analysen fra Hovland (2015) og nye dateringer, og vil dermed utgjøre en minimumsalder for de underliggende sedimentene i seismostratigrafisk enhet E3 ved lokaliteten for kjerne 506-48.

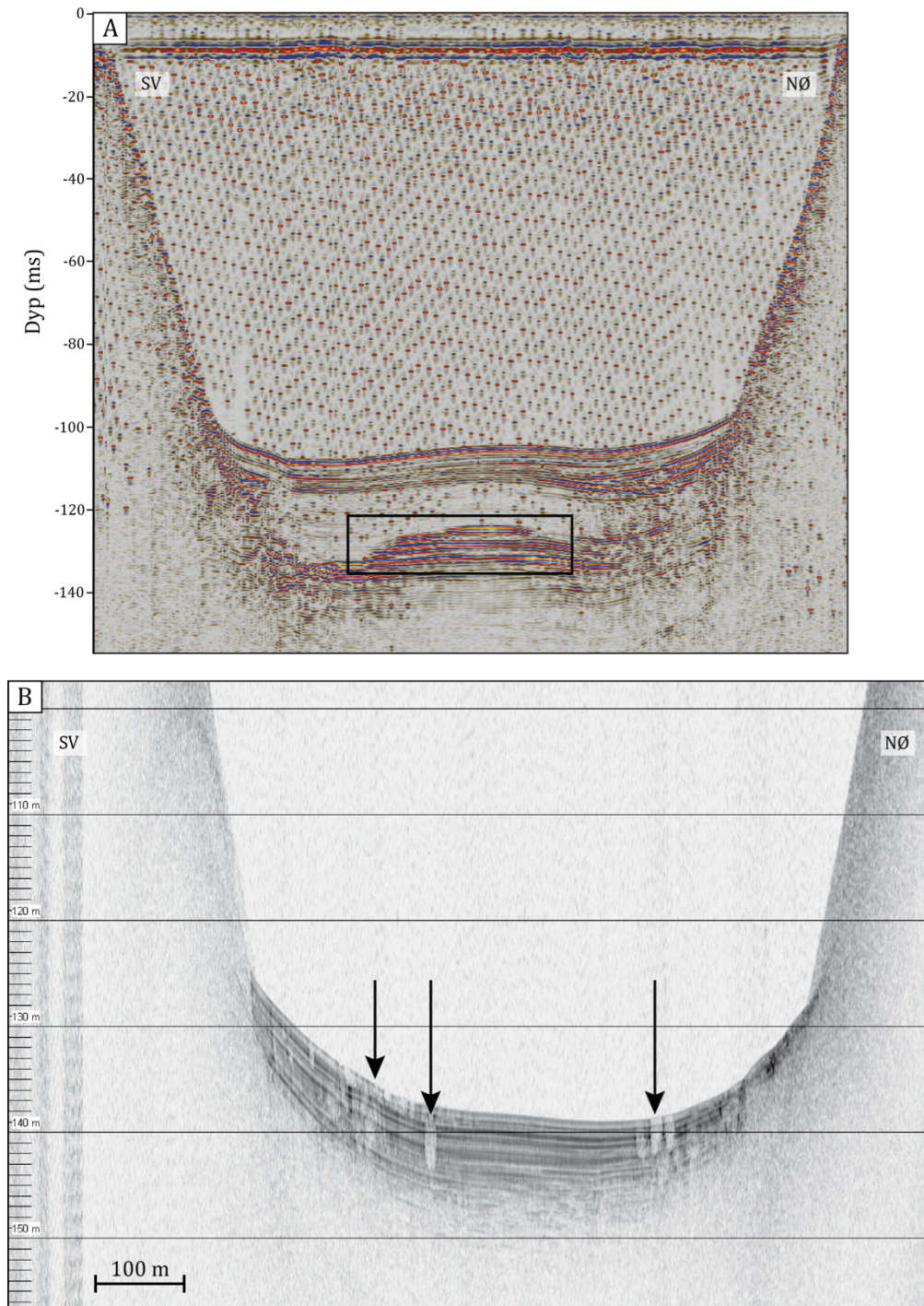
Seismostratigrafisk enhet E2A er karakterisert av akustisk ikke-kontinuerlig lav-amplitude facies. I øvre del av enheten er et tynt draperende lag av akustisk kontinuerlig facies med middels til høy amplitude. Akustisk ikke-kontinuerlig facies tyder på at sedimentene som er avsatt er dårlig sortert (Van Rensbergen et al., 1998). Dette støttes av den litologiske beskrivelsen av kjernen som viser at forekomsten av turbitter øker i denne delen av kjernen, og at laminerte lag ikke er like tydelige (Hovland, 2015). Kjernen består av finkornede fragmenter som silt og leire (Hovland, 2015). Den

gjennomsnittlige sedimentasjonsraten i denne delen av kjernen er lavere (0,93 mm/år) sammenlignet med gjennomsnittlig sedimentasjonsrate i de underliggende enhetene av kjernen (1,97 mm/år). Seismostratigrafisk enhet E2A er adskilt fra enhet E2B ved reflektor R2¹. Det fremgår i kapittel 5.1 at denne reflektoren har en alder på omkring 18 500 kal. år BP.

Den øverste seismostratigrafiske enheten i bassenget, enhet E1, karakteriseres av akustisk høy-amplitude stratifisert facies av kontinuerlige reflektorer separert av lav-amplitude nesten transparente lag. Reflektorene danner en horisontal parallell lagdeling. Enheten tolkes til å bestå av finkornede sedimenter i form av silt avsatt fra suspensjon. Dette støttes av den litologiske beskrivelsen av denne delen av kjernen (Hovland, 2015). Den litostratigrafiske enheten A, som delvis korrelerer til seismostratigrafisk enhet E1, er den enheten med høyest organisk innhold (Hovland, 2015). Sedimenter som har et rikt organisk innhold kan danne akustisk høy-amplitude facies med kontinuerlige reflektorer, som karakteriserer enhet E1 (Hardardóttir et al., 2001). Seismostratigrafisk enhet E1 er adskilt fra enhet E2A ved reflektor R1, som har en alder på rundt 12 000 kal. år BP (se kapittel 5.1).

5.2.4 Gassholdige sedimenter

Akustisk høy-amplitude reflektorer som brått mister amplitudestyrken i lateral retning (Figur 4.8–A og B og Figur 5.10–A) er i litteraturen beskrevet som "enhanced reflections" og representerer tilstedeværelsen av fri gass i sedimentene (Judd og Hovland, 1992; Cukur et al., 2013). Denne typen akustisk facies er observert sporadisk i enhet E2 i nordlig del av innsjøen omtrent 2,5 km fra bassengets innløp. I nordlig del av bassenget er det på SBP-lengdeprofil 007 identifisert et transparent område (Figur 4.8–C) som hindrer penetrering av det seismiske signal i enhetene E2 og E1. Dette området er omkranset av normal penetrasjon av kontinuerlige reflektorer som brytes lateralt av det transparente området. Den transparente delen tolkes til å være gass som har akkumulert opp via permeable sedimenter. Lignende facies har blitt observert i andre innsjøsedimenter som for eksempel i Baster et al. (2003) og Cukur et al. (2013). Dette gass-fenomenet er i litteraturen kjent som "gas blanking" (Judd og Hovland, 1992). Forekomsten av gass har også blitt observert som vertikale transparente lommer i sedimentene (Figur 5.10–B). Disse fenomenene kommer tydelig fram på SBP-profilene. Gass-lommene kan visualiseres i enhet E1 gjennom store deler av bassenget.



Figur 5.10: Tilstedeværelsen av gass i sedimentene. A) Seismisk tverrprofil 0271-08041439 viser "enhanced reflections" som representerer fri gass i sedimentene. B) SBP-profil 077 viser vertikale gasslommer i enhet E1.

5.3 Akkumulasjonsrate

Ettersom volumet av samtlige enheter er kjent (se kapittel 4.2.3) og de regionale reflektorene R1 og R2, som adskiller enhetene, er aldersbestemt (se kapittel 5.1), kan man regne ut akkumulasjonsratene for de ulike enhetene og spekulere i alderen på innsjøen. Tabell 5.1 gir en oversikt over enhetenes alder og volum:

Tabell 5.1: Oversikt over aldersspennet til de ulike enhetene samt volumet av disse.

Enheter	Aldersspenn (kal. år BP)	Volum (km ³)
E1	0 – 12 000	0,050
E2	~ 12 000 – 23 500	0,085
E3	~ 23 500 –	0,365

Estimert alder – Enhet E3

På bakgrunn av at den seismiske karakteren til enhet E3 er ganske lik enhet E2B med tanke på kontinuerlig laminerte reflektorer og lav-amplitude signal, antas det at akkumuleringen av sedimenter har vært jevn gjennom disse periodene. Dette støttes av litologien fra kjernen som ble hentet fra de sentrale delene av bassenget i 2016. Kjernen penetrerte de øverste 54 m av den totale avsetningen og bestod nesten utelukkende av finkornede sedimenter som silt og leire (se kapittel 5.2.3). Den horisontalt laminerte lagdelingen i enhet E3 kan visualiseres ned til 77 ms tv (ca. 60 m) dyp i de dypeste delene av bassenget. Dypere enn dette er datakvaliteten såpass begrenset at det ikke er mulig å definere akustisk seismisk facies. Dersom man antar at den nederste delen av enhet E3 er lik den horisontalt laminerte delen som preger de øvre ca. 60 m av enhet E3, kan det gjøres et estimat på alderen til de eldste sedimentene i enhet E3. Dette vil kunne gi en indikasjon på når innsjøen sist var dekket av is. Det går fram i Tabell 5.1 at enhet E2 har et volum på 0,085 km³ og et aldersspenn på om lag 11 500 år, som inkluderer både enhet E2B og E2A. Enhet E2A, som ligger stratigrafisk over enhet E2B, har forskjellig seismisk karakter og en lavere gjennomsnittlig sedimentasjonsrate (0,93 mm/år) (Figur 4.15) enn enhet E2B. Dette må derfor tas høyde for under utregningen av

aldersestimatet for enhet E3. Det gjøres en gjennomsnittlig beregning av forholdet mellom enhet E2B og E2A som tilsier at enhet E2B tilsvarer ca. 66% av volumet til enhet E2, og enhet E2A tilsvarer ca. 34%. Basert på dette har enhet E2B et volum på omtrent 0,056 km³, mens enhet E2A har et volum på rundt 0,029 km³. Basert på aldersmodellen (Figur 4.15) har enhet E2A et aldersspenn på omkring 6500 kal. år BP, mens enhet E2B har et aldersspenn på omtrent 5000 kal. år BP. Multipliserer man alderen til enhet E2B med forholdet mellom volumet i enhet E3 og enhet E2B, vil man få et estimat på aldersspennet til enhet E3. For å få den estimerte alderen på den totale avsetningen i innsjøen må alderen på enhet E1 (~ 12 000 år) og enhet E2 (~ 11 500 år) legges til:

$$\frac{E3 (volum)}{E2 (volum)} = \frac{0,365 \text{ km}^3}{0,056 \text{ km}^3} = \sim 6,52$$

$$\text{Estimert alder av enhet E3: } 6,52 \times 5000 \text{ år} = 32\,600 \text{ år}$$

Estimert alder (hele avsetningen):

$$32600 \text{ år} + 12000 \text{ år} + 11500 \text{ år} = 56\,100 \text{ år}$$

Akkumulasjonsrate

Basert på antakelsene om jevn akkumulasjon i periodene da sedimentene i enhetene E2B og E3 ble avsatt vil den estimerte alderen på de eldste sedimentene være ~ 56 000 kal. år BP, som korrelerer til tidlig midt-weichsel. Aldersestimatet på hele sedimentavsetningen tyder på at innsjøen har vært isfri gjennom de siste ~ 56 000 årene. Det betyr at dersom denne alderen er et reelt estimat, kan det indikere at den siste gangen innsjøen var dekket av is var under midt-weichsel (MIS 4).

Ettersom volumet og alderen på de ulike enhetene er kjent kan man regne ut akkumulasjonsratene for å finne ut hvor mye sedimenter som har akkumulert per

tidsenhet. Ved å dele arealet av innsjøen (11,80 km²) på volumet av en enhet finner man ut hvor mye sedimenter som har akkumulert i den gjeldende perioden:

$$\text{Enhet E1} = \frac{0,050 \text{ km}^3}{11,80 \text{ km}^2} = 0,00424 \text{ km} \approx 4,24 \text{ m}$$

Dette gir en akkumulasjonsrate på ca. 35 cm/1000 år for enhet E1.

Akkumulasjonsraten for enhetene E2A, E2B og E3 er gitt i Tabell 5.2.

Denudasjonsrate

Samtlige enheter består av finkornede sedimenter som silt og leire. Den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten av silt og leire er avhengig av mengden finfraksjoner som entrer innsjøen og som blir avsatt fra suspensjon (Leemann og Niessen, 1994b). Dette avhenger av erosjonen i nedslagsfeltet (Leemann og Niessen, 1994a). Erosjonen i nedslagsfeltet er definert av denudasjonsraten. Denudasjonsraten er definert som den gjennomsnittlige erosjonen av berggrunnen per tidsenhet, og er estimert ved å konvertere volumet av de lakustrine sedimentene over til det korresponderende volumet til berggrunnen og dele på arealet av nedslagsfeltet (Svendsen et al., 1989). Ettersom volumet og alderen til de ulike enhetene er kjent, kan man regne denudasjonsraten i nedslagsfeltet for hver av enhetene. Arealet til nedslagsfeltet er på omtrent 220 km² (se kapittel 2.2).

Denudasjonsraten for enhet E1 er gitt ved:

$$\text{Enhet E1} = \frac{0,050 \text{ km}^3}{220 \text{ km}^2} = 0,000227 \text{ km} \approx 23 \text{ cm}$$

Dette betyr at volumet av enhet E1 tilsvarer et 23 cm tykt dekke av sedimenter over nedslagsfeltet. For å få denudasjonen må dette deles på tettheten til berggrunnen. Det er antatt at berggrunnen har en tetthet på 2,6 g/cm³:

$$\text{Denudasjon} = \frac{23 \text{ cm}}{2,6 \text{ g/cm}^3} \approx 8,85 \text{ cm}$$

Sedimentene i enhet E1 er avsatt over en periode på omtrent 12 000 år, som tilsvarer denudasjon på ca. 8,85 cm. Denudasjonsraten vil dermed være omtrent 7,4 mm/1000 år.

Denudasjonsraten for enhetene E2A, E2B og E3 er gitt i Tabell 5.2:

Tabell 5.2: Oversikt over aldersspennet til de ulike enhetene, samt akkumulasjons- og denudasjonsratene.

Enheter	Aldersspenn (kal. år BP)	Akkumulasjonsrate (cm/1000 år)	Denudasjonsrate (mm/1000 år)
E1	0 – 12 000	35	7,4
E2A	~ 12 000 – 18 500	38	7,8
E2B	~ 18 500 – 23 500	95	19,6
E3	~ 23 500 – 56 000	95	19,6

Tabell 5.2 viser at det er god sammenheng mellom akkumulasjonsratene og denudasjonsratene. I de periodene hvor akkumulasjonsraten er lavest (enhet E1 og E2A) er også denudasjonsraten lavest. Lave denudasjonsrater betyr at det eroderes mindre i nedslagsfeltet, noe som fører til at mindre sedimenter entrer innsjøen og akkumuleres på bunnen. Silt- og leirefraksjoner er hovedsakelig dannet ved glisiale erosjonsprosesser som abrasjon (Karlén, 1976). Mengden erodert materiale er blant annet kontrollert av størrelsen på breen (Leemann og Niessen, 1994a). Når en bre er stor og under stabile forhold, vil det være mer erosjon enn når en bre er mindre. Dette knytter denudasjonsratene fra de ulike seismostratigrafiske enhetene opp mot breaktivitet i områdene rundt Bolshoye Shchuchye. De høye denudasjonsratene (ca. 19,6 mm/1000 år) i perioden ca. 56 100–18 500 kal. år BP kan tyde på at breene var mer aktive i dette tidsrommet, enn i senere perioder (fra ~ 18 500 år siden til i dag).

5.4 Siste istidsglasiasjon og deglasiasjonen av Bolshoye Shchuchye-området

Midt-weichsel: MIS 4 (60–50 000 år siden)

Det siste framrykket av Barents-Kara isdekket som nådde den nordlige enden av de polare Uralfjellene skjedde i tidlig midt-weichsel (MIS 4: > 60 000 år siden) (Astakhov et al., 1999; Svendsen et al., 2004; Svendsen et al., 2014). Under denne perioden strakk isdekket seg opp langs den nordlige delen av fjellkjeden og avsatte endemorener i Karadalen i den nordøstlige delen av de polare Uralfjellene (Astakhov et al., 1999). Breene over de polare Uralfjellene hadde på dette tidspunktet trukket seg tilbake, noe som gjorde det mulig for Barents-Kara isdekket å vokse sørover mot fjellkjeden (Svendsen et al., 2014). Det er antatt at et større brekompleks dekket de polare Uralfjellene under MIS 4, og at noen av disse breene var i kontakt med Barents-Kara isdekket (Svendsen et al., 2014).

På bakgrunn av tolkningen av sedimentene i den nederste enheten (E3) i Bolshoye Shchuchye, beskrevet i kapittel 5.2.3, tolkes disse sedimentene til å være glasilakustrine (Van Rensbergen et al., 1998). Silt og leire har blitt transportert til de sentrale delene av bassenget og blitt avsatt fra suspensjon. Enhet E3 har en denudasjonsrate på ca. 19,6 mm/1000 år, som tilsier at det har vært høy breaktivitet i avsetningsperioden (Leemann og Niessen, 1994a). Det fremgår i kapittel 5.3 at sedimentene i enhet E3 ble avsatt i perioden omkring 56 100–23 500 kal. år BP. Enhet E3 tolkes dermed til å ha blitt avsatt i glasiøle miljø under midt-weichsel (MIS 4). Dersom dette aldersestimatet er riktig kan det bety at innsjøen Bolshoye Shchuchye var dekket av is under midt-weichsel. Den estimerte alderen for enhet E3 i Bolshoye Shchuchye har god korrelasjon til andre geologiske observasjoner og dateringer fra fjellområdene som antyder at siste store brekompleks som ble utviklet over de polare Uralfjellene skjedde under midt-weichsel (Svendsen et al., 2014). Andre studier viser også at fjellområdene har vært isfrie de siste om lag 50–60 000 årene, selv om større breer eksisterte under LGM. Dette er blant annet basert på eksponeringsdateringer fra flyttblokker i Usa-dalen ved den vestlige delen av fjellsiden av de polare Uralfjellene (Mangerud et al., 2008).

Sen-weichsel: MIS 2 (24–12 000 år siden)

De få tilgjengelige geologiske observasjonene og dateringene fra de polare Uralfjellene indikerer at det eksisterte mindre breer i fjellområdene under LGM (Mangerud et al., 2002). Mangerud et al. (2008) antyder at breene som eksisterte under LGM ikke var mye større enn dagens breer i de polare Uralfjellene.

Bolshoye Shchuchye-innsjøen er tolket til å ha stått minst 26 m lavere enn i dag for rundt 23 500 kal. år siden (LGM). Dette er basert på analysen av deltaavsetningen på 26 m dyp og plattformene på 50 m dyp langs vestlig og østlig skråning av bassenget (se kapittel 5.2.1). Seismostratigrafisk enhet E2B er ganske lik enhet E3, gjennom hele bassenget, med tanke på den seismiske karakteren og jevn sedimentasjons- og akkumulasjonsrate. Enhet E2B tolkes til å bestå av glasilakustrine sedimenter (Van Rensbergen et al., 1998). Det fremgår i kapittel 5.1 at enhet E2B er avsatt i perioden 23 500–18 500 kal. år BP, som korrelerer til sen-weichsel. Den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten (1,97 mm/år) og denudasjonsraten (19,6 mm/1000 år) i denne delen av kjernen kan antyde at større breer eksisterte i områdene rundt innsjøen da sedimentene i enhet E3 ble avsatt (Svendsen et al., 1989; Dahl et al., 2003). Dette støtter konklusjonen til Færseth (2011) om at breer eksisterte i områdene rundt Bolshoye Shchuchye i sen-weichsel. Nærliggende breer i sen-weichsel er en motsetning med tanke på lavstandsperioden i innsjøen på denne tiden, ettersom breene produserer smeltevann som drenerer inn i innsjøen. Det fremgår i kapittel 5.2.1 at klimaforholdene lå til rette for høy fordamping fra innsjøer under LGM. Med tanke på de polare ørkenforholdene som eksisterte i Vest-Sibir og i de polare Uralfjellene (Hubberten et al., 2004), er det ikke usannsynlig at innsjøen har stått lavere selv om det eksisterte breer i de nærliggende områdene.

På bakgrunn av analysen av seismostratigrafisk enhet E2A (se kapittel 5.2.3) tolkes denne enheten til å bestå av glasilakustrine sedimenter avsatt i starten av deglasiationsfasen for ~ 18 500 kal. år BP siden (Van Rensbergen et al., 1998; Charlet et al., 2008). Disse sedimentene består av dårlig sortert silt og leire. Denudasjonsraten på ca. 7,8 mm/1000 år viser at det var mindre erosjon i denne perioden, som kan bety at breene trakk seg tilbake (Leemann og Niessen, 1994a). Dette stemmer godt overens med den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten (0,93 mm/år) som er betraktelig lavere i denne delen av kjernen, sammenlignet med de dypere delene av kjernen (1,97 mm/år)

som indikerer glasiale forhold. Den gradvise økningen i stratifiserte lag mot toppen av enheten kan indikere bedre sortering av sedimentene i et lav-energi miljø (Van Rensbergen et al., 1998; Baster et al., 2003). Ut i fra aldersmodellen (Figur 4.15) skjer skiftet mot en mer stratifisert lagdeling i overgangen bølling/allerød–yngre dryas.

Holocen: MIS 1 (12 000 år siden til i dag)

Enhet E1 som er karakterisert av høy-amplitude reflektorer separert av tynne transparente lag, kan representere en normalgradert sekvens (Waldmann et al., 2008). Dette støttes av kjernebeskrivelsen som viser en økning i normalgraderte lag i denne delen av kjernen (Hovland, 2015). Sedimentene består av leire og silt avsatt fra suspensjon. Det høye organiske innholdet i forhold til de underliggende enhetene tyder på lav breaktivitet i avsetningsperioden (Karlén, 1976; Karlén, 1981), og at fluviale prosesser har vært mer aktiv i denne perioden. Denudasjonsraten for enhet E1 som er regnet til ca. 7,4 mm/1000 år, tyder også på at breaktiviteten i denne perioden har vært lav (Leemann og Niessen, 1994a). Den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for seismostratigrafisk enhet E1 er målt til ca. 0,41 mm/år, og er betydelig lavere enn sedimentasjonsraten for enhetene E2 og E3, som er henholdsvis 0,93 mm/år og 1,97 mm/år (Figur 4.15). Enheten er avsatt i løpet av siste omtrent 12 000 årene, som korrelerer til holocen. Fra aldersmodellen kan man observere en liten økning i sedimentasjonsraten de siste ~ 3000 årene (Figur 4.15). Gjennom holocen ble klimaet mildere og fuktighere (Harrison et al., 1996; MacDonald et al., 2000). Det er antatt at terrassene som ligger 6–8 m over innsjøen representerer holocen-maksimum. Før innsjøen nådde dagens nivå, var det en stillstandsperiode for 2-3000 år siden markert ved terrasser som ligger et par meter over dagens innsjø.

6. Konklusjon

Sedimentavsetningen i Bolshoye Shchuchye-innsjøen har blitt kartlagt basert på seismiske refleksjonssystemer. Systematisk analyse og tolkning av dette høyoppløselige seismiske datasettet har gjort det mulig å indentifisere fire seismostratigrafiske enheter (Enhet E1, E2A, E2B og E3). Disse har blitt stilt sammen med den litostratigrafiske tolkningen av kjerne 506-48, analysert og datert av Hovland (2015), som har bidratt til bedre forståelse av sedimentasjon og sedimentasjonsprosesser gjennom store deler av weichsel og holocen. Følgende konklusjoner trekkes som et resultat av denne studien:

- De lakustrine sedimentene i Bolshoye Shchuchye har blitt avsatt over en lengre periode på ~ 56 000 år, og strekker seg tilbake til midt-weichsel. Dette stemmer godt overens med de få tidligere studiene som eksisterer og antyder isfrie forhold i de polare Uralfjellene de siste 50–60 000 årene.
- Enhetene E2B og E3 er tolket til å være glasilakustrine. De høye verdiene for sedimentasjonsraten (1,97 mm/år) og akkumulasjonsraten (95 cm/1000 år), antyder sammenhengende breaktivitet i fjellene i periodene fram til starten av deglasiasjonen for ~ 18 500 år siden.
- Delta i sørøstlige deler av bassenget ble bygget ut på 26 m dyp for ~ 23 500 år siden. Deltaet markerer en lavstandsperiode i innsjøen i denne perioden. Dette betyr at fordampingen må ha vært høyere enn avrenningen i denne perioden. Plattformene på 40–50 m dyp kan muligens representere perioder med lavere vannstand.
- Terrassene langs innsjøen kutter uttørkede elveløp, og markerer grensen for høyere vannstandsperioder. Det antas at terrassene 6–8 m over innsjøen representerer holocen-maksimum. Terrassene som er dannet et par meter over innsjøen er tidligere datert til 2–3000 kal. år BP, og representerer en stillstandsperiode før innsjøen nådde dagens nivå.
- Enhet E1 har en gjennomsnittlig sedimentasjonsrate på 0,41 mm/år som tyder på mindre breaktivitet gjennom holocen. Dette reflekteres også i sedimentasjonsraten som avtar ved slutten av yngre dryas-perioden.
- Denudasjonsraten på 19,6 mm/1000 år i perioden 56 100–23 500 år siden tyder på at breene i fjellområdene var mer aktive i dette tidsrommet enn i senere perioder. Gjennom deglasiasjonen (18 500–12 000 år siden) var denudasjonsraten på 7,8

mm/1000 år, og antyder at breene trakk seg tilbake i dette tidsrommet. Holocen har en denudasjonsrate på 7,4 mm/1000 år. Dette kan bety at alpine breer i holocen er de minste som har eksistert siden midt-weichsel.

- Hovedkilden for sedimenttilførsel inn i bassenget er fra elven Pyryantanë som entrer Bolshoye Shchuchye i den nordvestlige enden. Viftesystemer langs sørvestlig og nordøstlig langside av innsjøen har vært aktive under tidligere perioder. Plattformene som er kartlagt langs bassengskråningene tyder på at viftesystemene på land var aktive fram til starten av holocen, men at disse ikke nødvendigvis har vært aktive til samme tid.
- Hemipelagiske sedimenter som består av minerogene sedimenter av silt og leire fra suspensjon, er avsetningsprosessen som hovedsakelig preger innsjøen. Skråningsprosesser som har avsatt mindre skred/slump- og turbidittavsetninger har vært aktive gjennom store deler av avsetningsperioden.

Videre arbeid

Observasjonene og tolkningene som er gjort i denne studien er hovedsakelig basert på seismiske data. Det foreligger begrensninger og usikkerheter knyttet til disse dataene. Det gis derfor noen forslag til videre arbeid for å kunne avkrefte eller bekrefte noen av tolkningene som er gjort i denne studien:

- Foreta prøveboringer i den nordlige delen av innsjøen. Det eksisterer allerede en godt datert kjerne fra sørlig del av innsjøen (kjerne 506-48), samt pågående analyser av kjerne 506-49 fra omtrent samme lokasjon. Det pågår analyser av en 54 m lang kjerne fra de sentrale delene. Resultatene fra denne kjernen er per dags dato ikke publisert. Det ville vært interessant å innhente en kjerne fra den nordlige delen av innsjøen for å korrelere alle kjernene. En slik korrelasjon ville vært veldig nyttig for den seismiske tolkingen av sedimentasjonen og avsetningsprosessene. Spesielt i de nordlige områdene av bassenget hvor forekomsten av gass i sedimentene fører til utfordringer under den seismiske tolkingen. Det foreslås at det utføres kjerneboringer i nordlig ende hvor sedimentfordelingen danner en deltalignende geometrisk form. På denne måten kunne man muligens bekrefte eller avkrefte tolkingen fra denne studien om at det sannsynligvis ikke er en deltautbygging.
- Det er av stor interesse å få datert terrassene som ligger 6–8 m over innsjøen. Dette vil gi en bedre forståelse av hvordan vannfluktuasjonene har variert i Bolshoye Shchuchye.
- Deltaavsetningen som er kartlagt på 26 m dyp i sørlig del av bassenget er tolket til å representere lavstandsperiode for ~ 23 500 år siden. Det er av interesse å innhente en sedimentkjerne fra dette deltaet som kan gi en litologisk beskrivelse av avsetningen. Dersom det hadde vært mulig å datere kjernen ville man fått en mer presis alder på når deltaet ble avsatt.
- Det ville vært interessant å vite om plattformene som er kartlagt på 40–50 m dyp representerer perioder med lavere vannstand. Det foreslås derfor å utføre seismisk profilering av innsjøen ved å bruke en annen form for seismisk kilde, som for eksempel Boomer.
- Det foreslås også at rådataene formateres til SEG-Y filer på nytt. Da kunne man sikret at det seismiske datasettet i Petrel fremstilles med riktig målestokk. På denne måten

kunne et mektighetskart blitt generert, som ville vært til stor fordel når det kommer til beskrivelsen av mektighetsvariasjonene og volumutregningen. En konkret utregning av volumet ville gitt et mer presist estimat av alderen til de eldste sedimentene i enhet E3. Ved å formatere rådataene på nytt kunne man kontrollert at samtlige profiler innehar riktige koordinater.

Referanseliste

- Alpar, B., Öztürk, K., Adatepe, F., Demirel, S. og Balkis, N. (2003) Sparker in lakes; reflection data from Lake Iznik. *Journal of Black Sea/Mediterranean Environment*, 9, 195-206.
- Andreev, A. A., Siegert, C., Klimanov, V. A., Derevyagin, A. Y., Shilova, G. N. og Melles, M. (2002) Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the Taymyr lowland, northern Siberia. *Quaternary Research*, 57, 138-150.
- Astakhov, V. (2004) Middle Pleistocene glaciations of the Russian north. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1285-1311.
- Astakhov, V. (2011) Ice margins of Northern Russia revisited. I Ehlers, J., Gibbard, P. L. og Hughes, P. D. (red.) *Quaternary glaciations—Extent and chronology. Part IV: A closer look*. Amsterdam, Elsevier B.V., 323-336.
- Astakhov, V. I. (1992) The last glaciation in West Siberia. *Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca*, 81, 21-30.
- Astakhov, V. I., Svendsen, J. I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. og Tveranger, J. (1999) Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia. *Boreas*, 28, 23-45.
- Ballantyne, Colin K. (2010) A general model of autochthonous blockfield evolution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 289-300.
- Baster, I., Girardclos, S., Pugin, A. og Wildi, W. (2003) High-resolution seismic stratigraphy of an Holocene lacustrine delta in western Lake Geneva (Switzerland). *Lake Systems from the Ice Age to Industrial Time*. Springer, 11-20.
- Charlet, F., De Batist, M., Chapron, E., Bertrand, S., Pino, M. og Urrutia, R. (2008) Seismic stratigraphy of Lago Puyehue (Chilean Lake District): new views on its deglacial and Holocene evolution. *Journal of Paleolimnology*, 39, 163-177.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. og McCabe, A. M. (2009) The last glacial maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Cukur, D., Krastel, S., Tomonaga, Y., Çağatay, M. N., Meydan, A. F. og Team, The PaleoVan Science (2013) Seismic evidence of shallow gas from Lake Van, eastern Turkey. *Marine and petroleum geology*, 48, 341-353.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. og Nesje, A. (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-287.
- Fossen, H. (2008) Olje, gass og kull. *Geologi: stein, mineraler, fossiler og olje*. Bergen, Fagbokforlaget, 9-169
- Færseth, L. M. B. (2011) Glasiasjonshistorie i Bolshaja-og Malaja Shutsjeområdet, Polar Ural. Masteroppgave i kvartærgeologi. Universitet for miljø- og biovitenskap, 1-65
- Gataullin, V., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2001) The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea. *Global and Planetary Change*, 31, 453-474.
- Glodny, J., Pease, V., Montero, P., Austrheim, H. og 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, 87-105.

- Hardardóttir, J., Geirsdóttir, Á. og Sveinbjörnsdóttir, Á. E. (2001) Seismostratigraphy and sediment studies of Lake Hestvatn, southern Iceland: implications for the deglacial history of the region. *Journal of Quaternary Science*, 16, 167-179.
- Harrison, S. P., Yu, G. og Tarasov, P. E. (1996) Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia. *Quaternary Research*, 45, 138-159.
- Hovland, M. N. (2015) Innsjøsedimentasjon og klimautvikling i de polare Uralfjellene. Masteroppgave i kvartærgeologi/paleoklima. Universitetet i Bergen, 1-55
- Hubberten, H. W., Andreev, A., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Jakobsson, M., Kuzmina, S., Larsen, E., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Moller, P., Saarnisto, M., Schirmermeister, L., Sher, A. V., Siegert, C., Siegert, M. J. og Svendsen, J. I. (2004) The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1333-1357.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. og Svendsen, J. I. (2016) The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45, 1-45.
- Ivanov, M. N. (2012) Polar Urals Glaciers and Periglacial Geomorphology. *Tenth International Conference on Permafrost*. Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous District, Russia.
- Jakobsson, M., Mayer, L. A., Coakley, B., Dowdeswell, J. A., Forbes, S., Fridman, B., Hodnesdal, H., Noormets, R., Pedersen, R., Rebesco, M., Schenke, H. W., Zarayskaya, Y., Accettella, D., Armstrong, A., Anderson, R. M., Bienhoff, P., Camerlenghi, A., Church, I., Edwards, M., Gardner, J. V., Hall, J. K., Hell, B., Hestvik, O. B., Kristoffersen, Y., Marcussen, C., Mohammad, R., Mosher, D., Nghiem, S. V., Pedrosa, M. T., Travaglini, P. G. og Weatherall, P. (2012) *The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0* <http://www.ibcao.org>.
- Judd, A. og Hovland, M. (2009) Pockmarks, shallow gas, and seeps: initial appraisal. *Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment*. Cambridge University Press., 7-44.
- Judd, A. G og Hovland, M. (1992) The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12, 1081-1095.
- Karlén, W. (1976) Lacustrine sediments and tree-limit variations as indicators of Holocene climatic fluctuations in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 1-34, 1-34.
- Karlén, W. (1981) Lacustrine sediment studies. A technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 273-281, 273-281.
- Kearey, P., Brooks, M. og Hill, I. (2002) Seismic reflection surveying. *An introduction to geophysical exploration*. 3. utg., Blackwell Publishing, 43-98.
- Landmesser, C. W., Johnson, T. C. og Wold, R. J. (1982) Seismic reflection study of recessional moraines beneath Lake Superior and their relationship to regional deglaciation. *Quaternary Research*, 17, 173-190.
- Leemann, A. og Niessen, F. (1994a) Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene*, 4, 259-268.
- Leemann, A. og Niessen, F. (1994b) Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data. *The Holocene*, 4, 1-8.

- MacDonald, G. M., Velichko, A. A., Kremenetski, C. V., Borisova, O. K., Goleva, A. A., Andreev, A. A., Cwynar, L. C., Riding, R. T., Forman, S. L., Edwards, T. W. D., Aravena, R., Hammarlund, D., Szeicz, J. M. og Gattaulin, V. N. (2000) Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. *Quaternary Research*, 53, 302-311.
- Mandl, G. og Crans, W. (1981) Gravitational gliding in deltas. *Geological Society, London, Special Publications*, 9, 41-54.
- Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A. og 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, 321-336.
- Mangerud, J., Astakhov, V. og Svendsen, J. I. (2002) The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 111-119.
- Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó, Landvik, J. Y., Mejdahl, V., Svendsen, J. I. og Vorren, T. O. (1998) Fluctuations of the Svalbard–Barents Sea Ice Sheet during the last 150 000 years. *Quaternary Science Reviews*, 17, 11-42.
- Mangerud, J., Gosse, J., Matiouchkov, A. og 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, 1047-1057.
- Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G. K. C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J. P., Moller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M. og Svendsen, J. I. (2004) Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1313-1332.
- Mangerud, J., Svendsen, J. I. og Astakhov, V. I. (1999) Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia. *Boreas*, 28, 46-80.
- Marshark, S. (2012) Pages of Earth's Past: Sedimentary Rocks. *Earth: Portrait of a planet*. 4. utg., W. W. Norton & Company, 184-211.
- Polyak, L., Gataullin, V., Okuneva, O. og 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, 611-614.
- Prior, D. B., Bornhold, B. D. og Johns, M. W. (1984) Depositional characteristics of a submarine debris flow. *The Journal of Geology*, 92, 707-727.
- Puchkov, V. N. (1997) Structure and geodynamics of the Uralian orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 121, 201-236.
- Sangree, J. B. og Widmier, J. M. (1979) Interpretation of depositional facies from seismic data. *Geophysics*, 44, 131-160.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F. S., Giardini, D. og Mckenzie, J. A. (2006) 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99, 409-428.
- Schäuble, C. (2012) Siste istids maksimum og deglasiasjon av nordøstlige deler av Nordsjøen; glasielle prosesser og landskapsformer. The University of Bergen.
- Shahgedanova, M., Nosenko, G., Bushueva, I. og Ivanov, M (2012) Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia, 1950–2008. *Journal of Glaciology*, 58, 953-964.
- Shipley, T. H. (1978) Sedimentation and echo characteristics in the abyssal hills of the west-central North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 397-408.
- Shiyatov, S. G. og Mazepa, V. S. (2011) Climate-driven dynamics of the forest-tundra vegetation in the Polar Ural Mountains. *Contemporary Problems of Ecology*, 4, 758-768.

- Siegert, M. J. og Marsiat, I. (2001) Numerical reconstructions of LGM climate across the Eurasian Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1595-1605.
- Solly, E. F., Djukic, I., Moiseev, P. A., Andreyashkina, N. I., Devi, N. M., Göransson, H., Mazepa, V. S., Shiyatov, S. G., Trubina, M. R., Schweingruber, F. H., Wilmking, M. og Hagedorn, F. (2016) Treeline advances and associated shifts in the ground vegetation alter fine root dynamics and mycelia production in the South and Polar Urals. *Oecologia*, 1-16, 1-16.
- Solomina, O., Ivanov, M. og Bradwell, T. (2010) Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 92, 81-99.
- 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., Kjaer, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lysa, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Moller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F. og Stein, R. (2004) Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Svendsen, J. I., Astakhov, V. I., Bolshiyakov, D. Y., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H. W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Moller, P., Saarnisto, M. og Siegert, M. J. (1999) Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28, 234-242.
- Svendsen, J. I., Kruger, L. C., Mangerud, J., Astakhov, V. I., Paus, A., Nazarov, D. og 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.
- Svendsen, J. I., Mangerud, J. og Miller, G. H. (1989) Denudation rates in the Arctic estimated from lake sediments on Spitsbergen, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, 153-168.
- Urick, R. J. (1983) *Principles of underwater sound*, McGraw-Hill Book Company.
- Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, Ch. og Manalt, F. (1998) High-resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of Lake Annecy (northwestern Alps): evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geology*, 117, 71-96.
- Varnes, D. J. (1958) Landslide types and processes. *Landslides and engineering practice*, 24, 20-47.
- Velichko, A. A., Andreev, A. A. og Klimanov, V. A. (1997) Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene. *Quaternary International*, 41, 71-96.
- Velichko, A. A., Timireva, S. N., Kremenetski, K. V., MacDonald, G. M. og Smith, L. C. (2011) West Siberian Plain as a late glacial desert. *Quaternary International*, 237, 45-53.
- Waldmann, N., Ariztegui, D., Anselmetti, F. S., Austin Jr., J. A., Dunbar, R., Moy, C. M. og Recasens, C. (2008) Seismic stratigraphy of Lago Fagnano sediments (Tierra del Fuego, Argentina) - A potential archive of paleoclimate change and tectonic activity since the Last Glacial. *Geologica Acta*, 6, 101-110.
- Aarseth, I. (1997) Western Norwegian fjord sediments: age, volume, stratigraphy, and role as temporary depository during glacial cycles. *Marine Geology*, 143, 39-53.

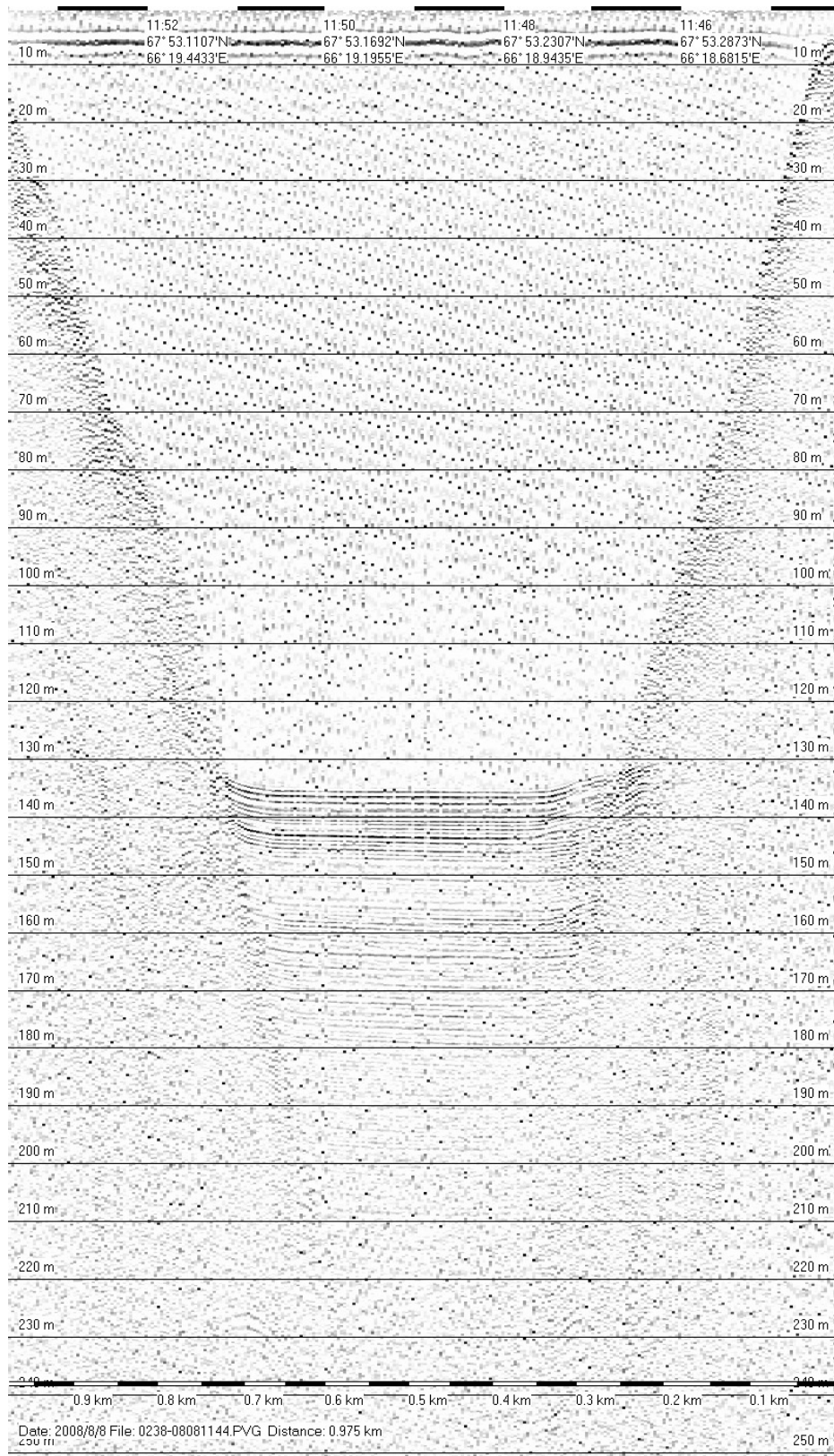
Vedlegg

Sparker-profiler fremvist i kapittel 4 og 5 i utolket form.

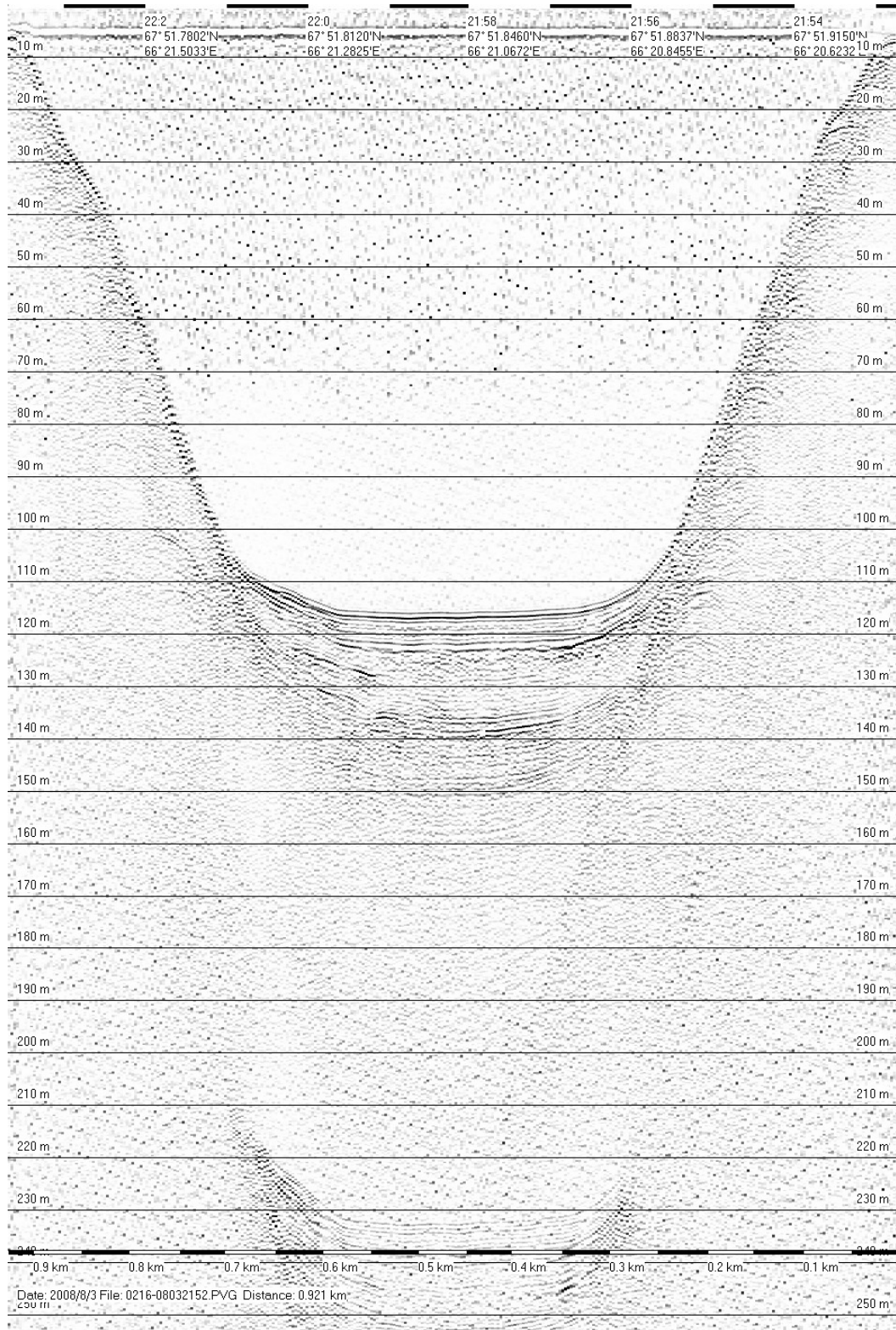
Sparker-profiler:

Profil A	Sparker-profil 0238-08081144	(Figur 4.3)
Profil B	Sparker-profil 0216-08032152	(Figur 4.4-A)
Profil C	Sparker-profil 0217-08032206	(Figur 4.4-B)
Profil D	Sparker-profil 0254-08081223	(Figur 4.5-A)
Profil E	Sparker-profil 0266-08081431	(Figur 4.5-B)
Profil F	Sparker-profil 0226-08081031	(Figur 4.7)
Profil G	Sparker-profil 0276-08050829	(Figur 4.8)
Profil H	Sparker-profil 0204-08031943	(Figur 4.11)
Profil I	Sparker-profil 0273-08041459	(Figur 5.3)
Profil J	Sparker-profil 0207-08032001	(Figur 5.9)

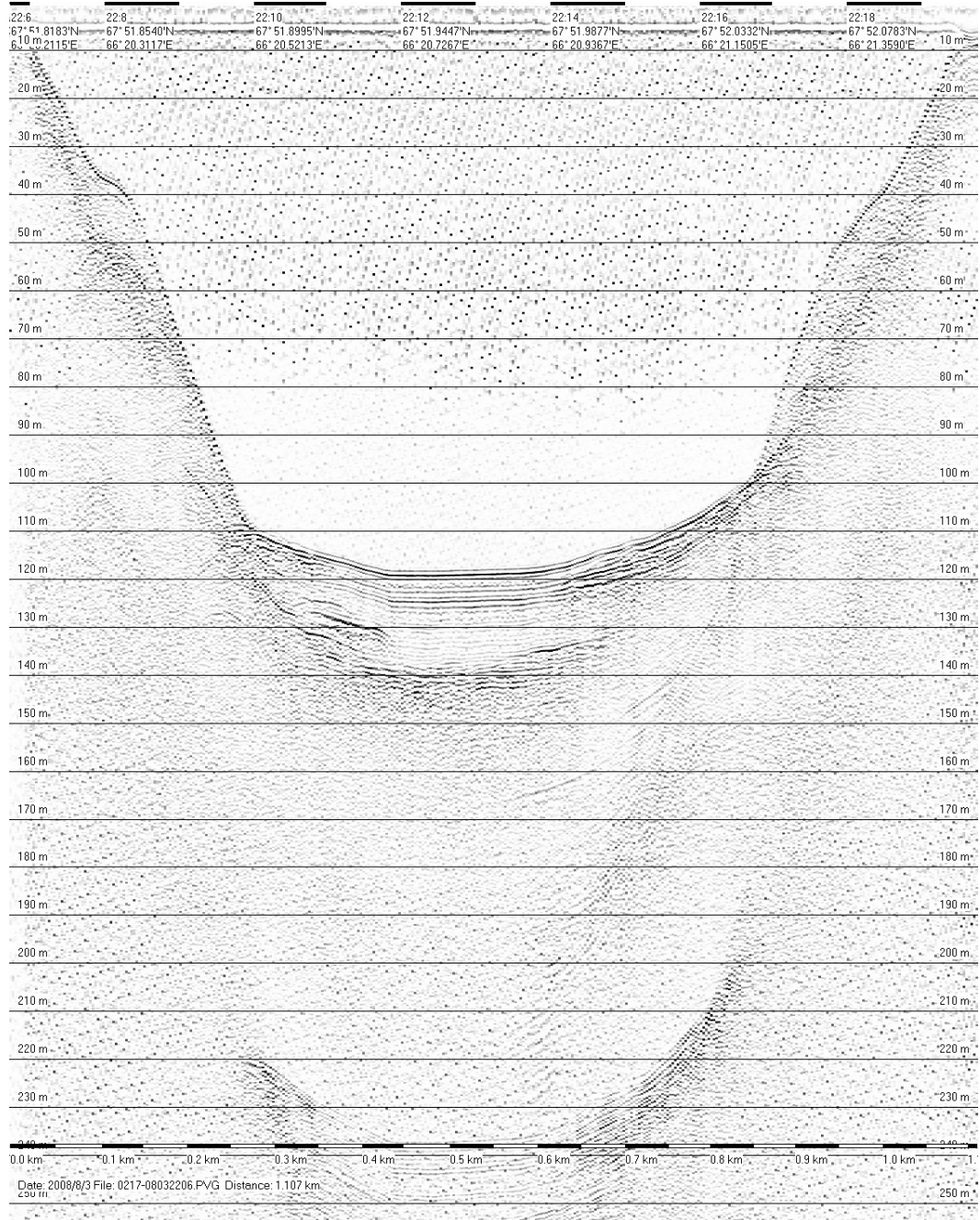
Profil A



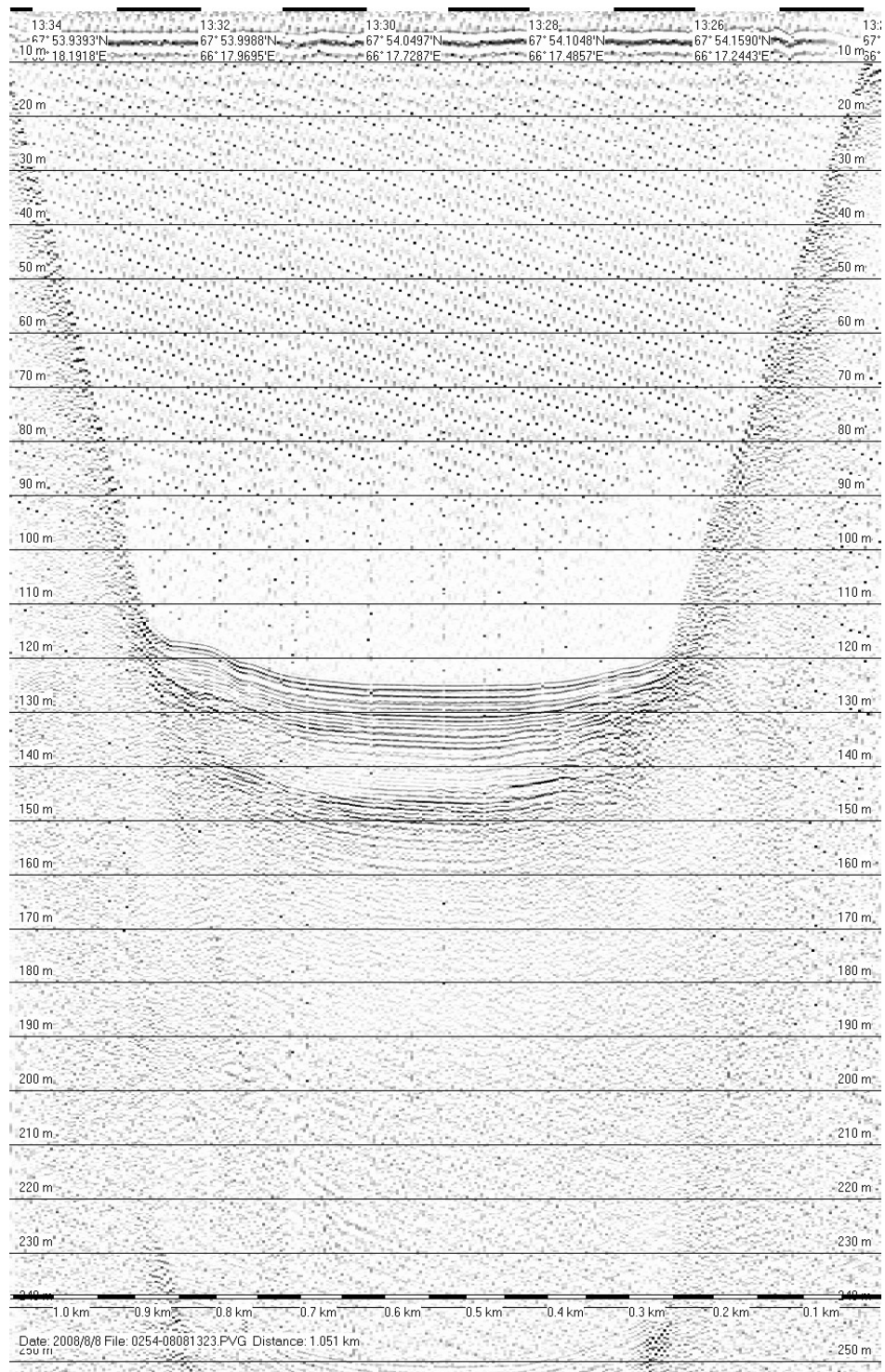
Profil B



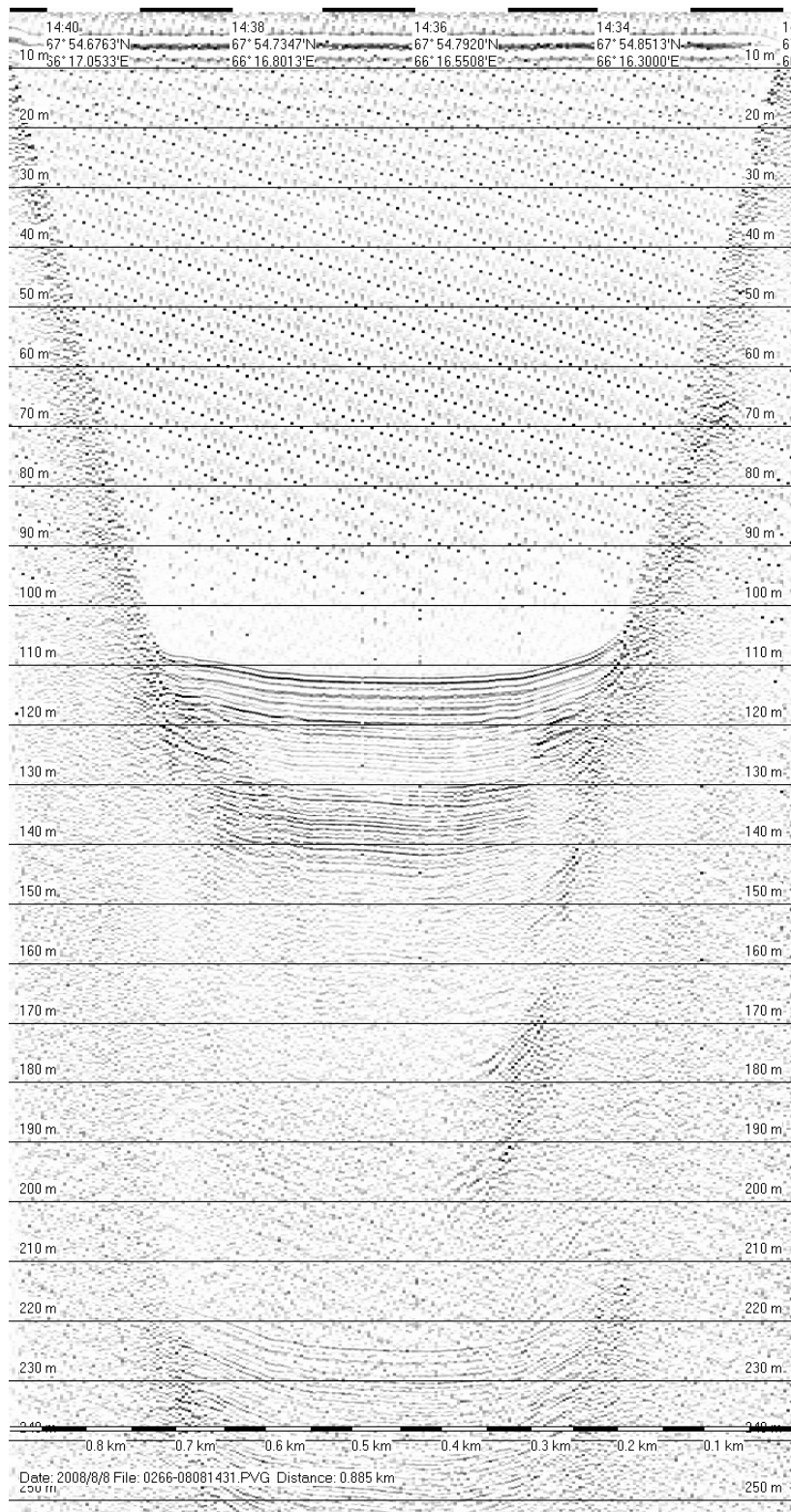
Profil C



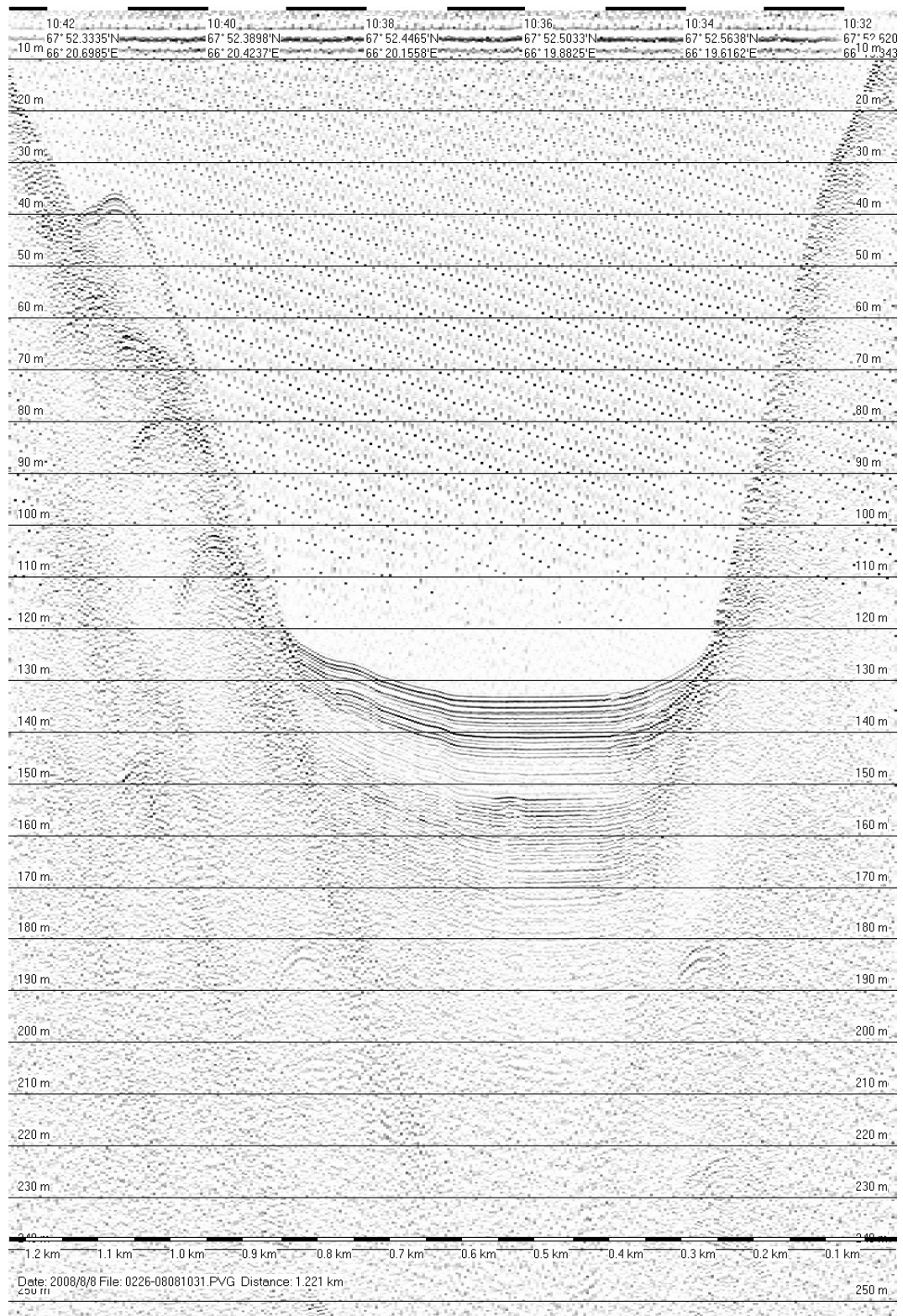
Profil D



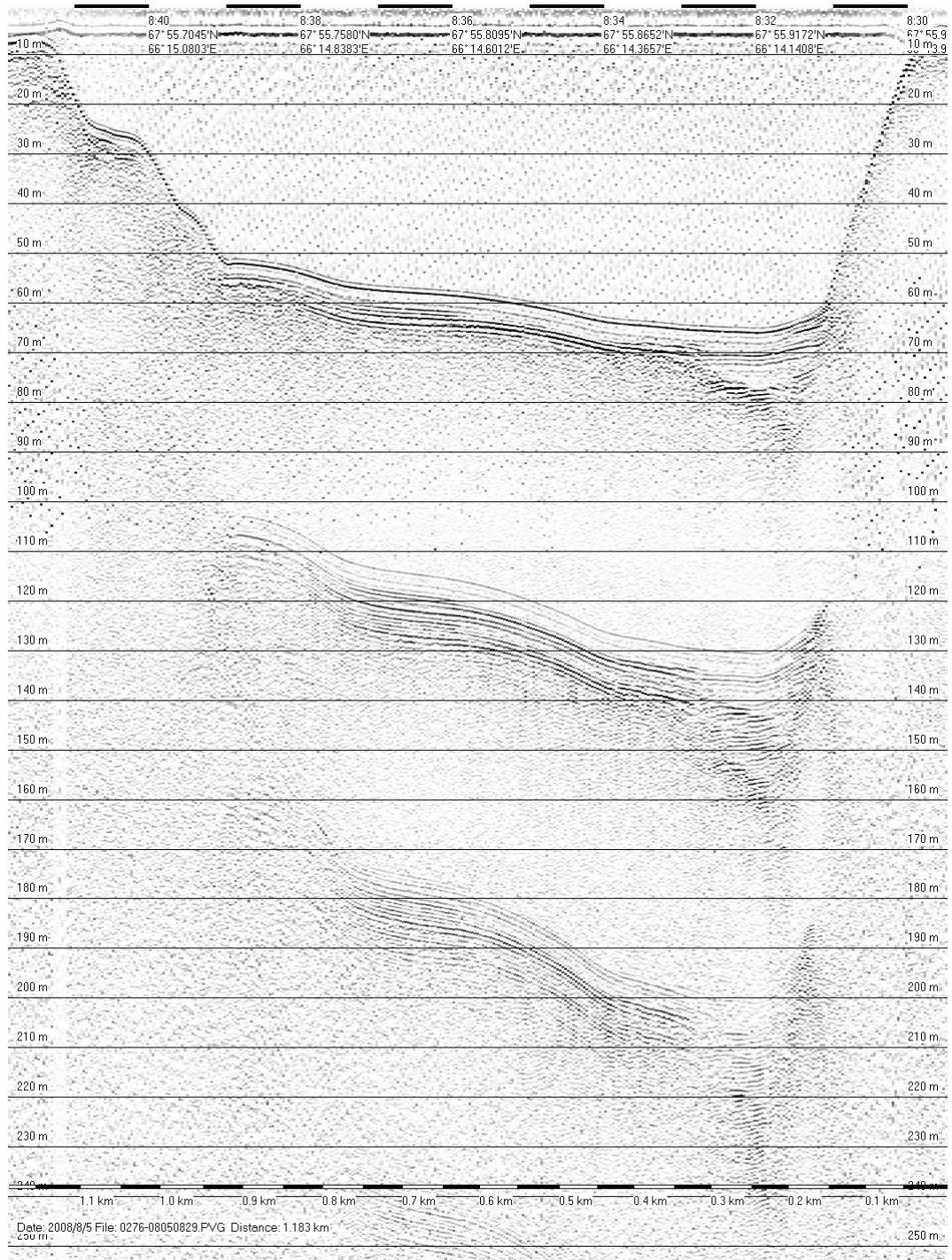
Profil E



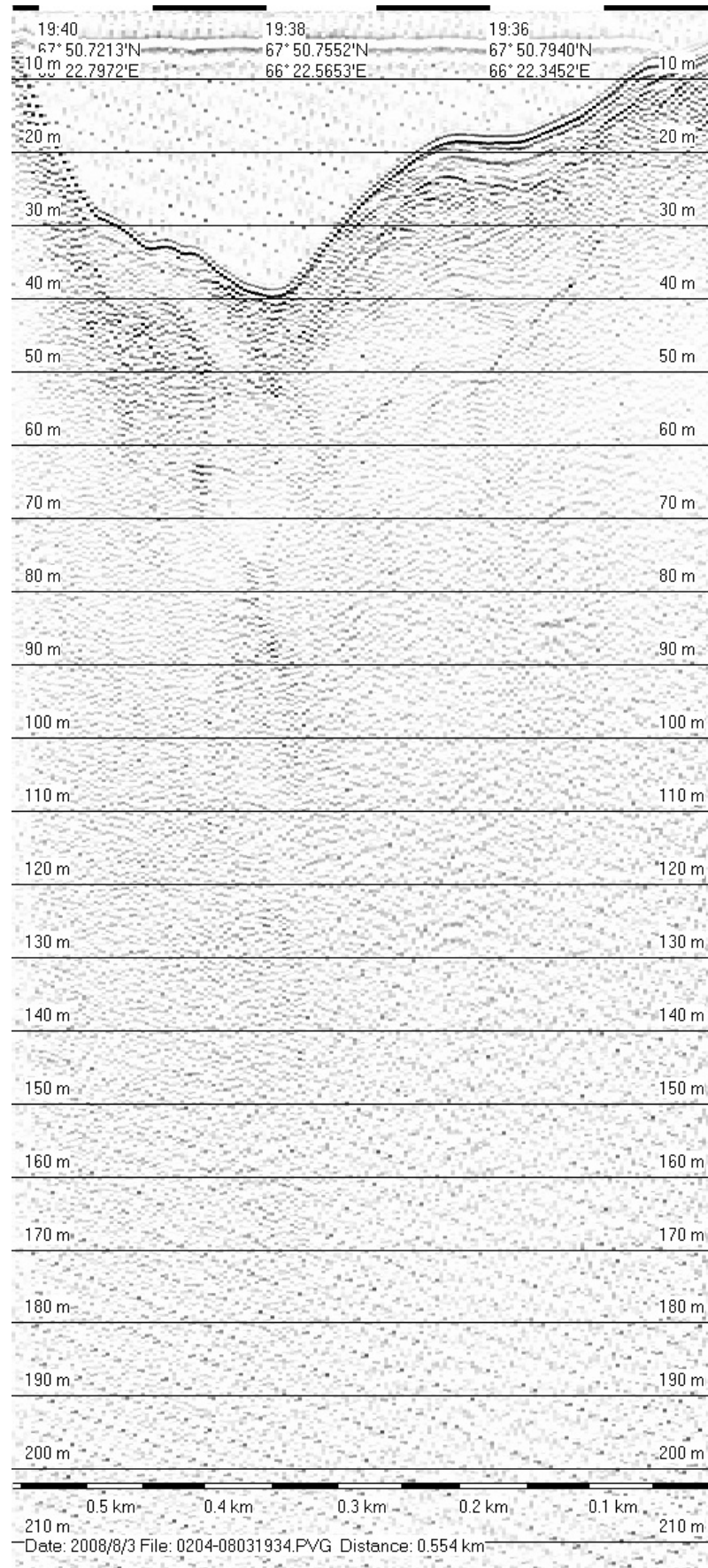
Profil F



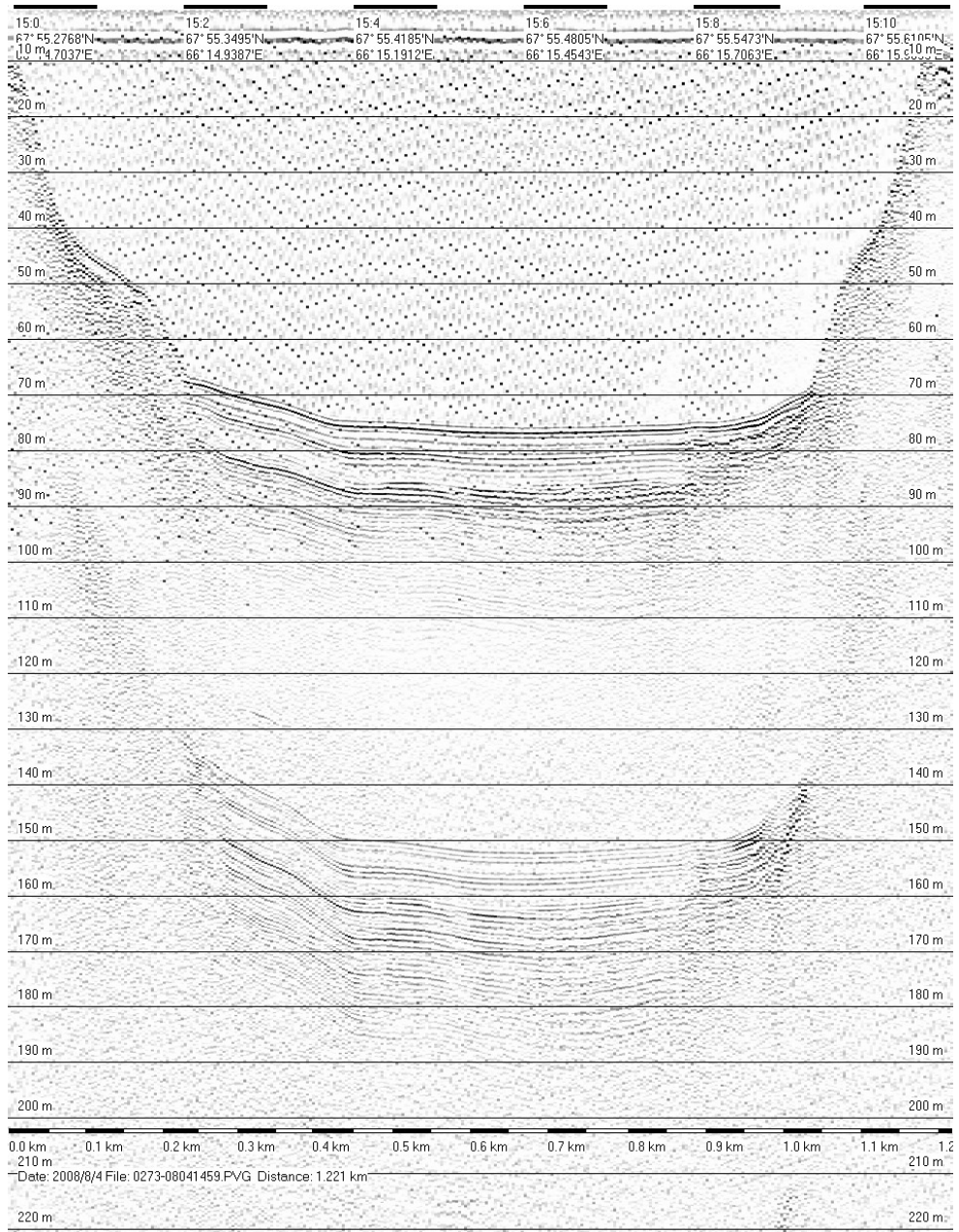
Profil G



Profil H



Profil I



Profil J

