

Holocen strandforskyvning ved Skånland, Troms

Masteroppgave i geografi, retning Naturgeografi



Av:

Kjersti Aalvik Lid



Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen

Mai 2019

Forord

Først vil jeg rette en stor takk til min hovedveileder Kristian Vasskog, UiB, for gode faglige diskusjoner og råd i løpet de to årene dette arbeidet har pågått. Jeg vil også takke Kristian for god oppfølging og hjelp ved arbeid på laboratoriet. Takk til medveiledere Svein Olaf Dahl (Institutt for Geografi, UiB) og Aage Paus (Institutt for Biologi, UiB).

Takk til Svein Olaf Dahl, Pål Ringkjøp Nielsen, Kristian Vasskog og Joe Buckby for god hjelp under feltarbeidet sommeren 2018. Takk for hjelp til å ta opp kjerne, og for gode råd og tips underveis.

Jeg vil også få rette en spesiell takk til Lars Evje (UiB) for god hjelp med preparering av fytoplankton prøver og opplæring med flussyrebehandling, og Aage Paus for god hjelp til identifisering av fytoplankton under mikroskoperingen, samt god hjelp til å lage fytoplanktondiagrammer.

Takk til alle medstudenter som har gjort årene som masterstudent til en flott tid. Takk for god oppmuntring i den siste tiden før levering, tiden som masterstudent hadde ikke vært den samme uten dere.

Takk til familie og venner for støtte, og for å ha tilbudt sin hjelp til korrekturlesing den siste tiden, det har vært til stor hjelp.

Jeg vil også spesielt få takke foreldrene mine for moralsk og delvis økonomisk støtte, samt for at dere har hatt troen på meg hele tiden selv når jeg ikke har hatt det selv.

Sist men ikke minst vil jeg rette en stor takk til Erlend som har vært en stor støtte i både opp- og nedturen underveis, og for å få til avbrekk fra studiehverdagen når dette har vært nødvendig!

Bergen, mai 2019

Kjersti Aalvik Lid

Abstract

The aim for this master thesis was to construct a relative sea-level curve for the area of Skånland municipality, northern Norway. The relative sea-level curve is based on the results from bio- and lithostratigraphic investigations of two basins, Store Trøsevatnet (73,5 m a.s.l.) and Svartvatnet (38,9 m a.s.l.), combined with results from previous work in the area. A simple type of phytoplankton analysis has been performed on sediment cores from both basins, which is based on the fact that the composition of microscopic phytoplankton (green algae and dinoflagellate cysts) in the sediment reflects changes in the depositional environment (marine or fresh water). By using this method it was determined that Store Trøsevatnet did not qualify as an isolation basin, which indicates that the marine limit for the area must be located below 73,5 m a.s.l. For Svartvatnet, the results from the phytoplankton analysis were combined with the results from loss on ignition and X-ray fluorescence (XRF) scanning to determine the isolation contact. In total, six samples for radiocarbon dating were collected from Svartvatnet, and the isolation contact was dated to 9315 ± 100 calendar years before present (cal. yr BP). One radiocarbon date was also performed on basal sediments from Store Trøsevatnet, which gave an age of 10695 ± 205 cal. yr BP, and this represents the minimum age for when the area became deglaciated. To avoid problems related to the hard-water effect, terrestrial plant macrofossils were preferred for dating. However, two of the samples from Svartvatnet were performed on marine material, which included a single shell of *Macoma calcarea* and unidentified shell fragments, respectively. Based on the results from the phytoplankton analysis, radiocarbon dating, and XRF-data, the brackish transitional phase in Svartvatnet seems to have been relatively short (2 cm), and represent a time period of about 180 years. This indicates that the rate of sea level regression was relatively fast (1,5 cm/yr) at the time of isolation. The finished sea-level curve shows an assumed high regression rate (on average 2,13 cm/yr) in the time between deglaciation and the isolation of Svartvatnet, followed by a flattening of the curve around 30 m a.s.l. during the period when the outer coastal regions experienced a transgression (around 9500 – 7500 cal. yr BP). The regression rate may then have increased somewhat towards around 4000 cal. yr BP, before dropping again towards the present time.

Sammendrag

Formålet med dette arbeidet var å konstruere en strandforskyvningskurve for Skånlandområdet i Troms basert på lito- og biostratigrafiske analyser av to mulige isolasjonsbassenger, i tillegg til resultater fra tidligere arbeid i området. Bassengene som er undersøkt i dette arbeidet er Svartvatnet (38,9 m o.h.), og Store Trøsevatnet (73,5 m o.h.). Kjerner fra begge bassengene gjennomgikk en enkel form for fytoplanktonanalyse, som baserer seg på at sammensetningen av mikroskopiske fytoplankton (grønnalger og dinoflagellatcyster) i sedimentet reflekterer endringer i avsetningsmiljøet (marint eller ferskvann). Ved bruk av denne metoden kom det frem at Store Trøsevatnet etter all sannsynlighet ikke er et isolasjonsbasseng, noe indikerer at den marine grensen for området ligger lavere enn 73,5 m o.h. For Svartvatnet ble fytoplanktonanalysen kombinert med resultater fra glødetapsanalyse, røntgenfluorescens (XRF) for å fastslå hvor i kjernen isolasjonskontakten lå. Totalt ble det tatt ut 6 dateringer fra Svartvatnet for å kunne bestemme når isolasjonen av bassenget fant sted, og resultatet viste at bassenget ble isolert 9315 ± 100 kalender år før nåtid (kal. år BP). Det ble også tatt ut en datering fra Store Trøsevatnet, der resultatet viste 10965 ± 205 kal. år BP, og denne representerer en minimumsalder for når området ble isfritt. For å unngå problemer med hardvannseffekten ble det tatt ut terrestriske makrofossiler der dette var mulig, men ved to av prøvene fra Svartvatnet måtte det plukkes ut skjell (*Macoma calcarea*) og skjellfragmenter til dateringen. På bakgrunn av fytoplanktonanalysen, dateringer, og XRF-analysen er det indikert en relativt kort brakkvannsfase på 2 cm (tilsvarende ca. 180 år) for Svartvatnet, som indikerer en relativt rask regresjonsrate (1,5 cm/år) for området under isolasjonsfasen. Den ferdige strandforskyvningskurven viser en antatt høy regresjonsrate (i snitt 2,13 cm/år) i tiden mellom isavsmeltingen og isolasjonen av Svartvatnet, fulgt av en utflating rundt 30 m o.h. i perioden da de ytre kyststrøkene opplevde en transgresjon (ca. 9500-7500 kal. år BP). Deretter kan regresjonsraten ha økt noe fram mot ca. 4000 kal. år BP, før den igjen har sunket fram mot i dag.

Innholdsfortegnelse

Forord	III
Abstract	V
Sammendrag	VII
Innholdsfortegnelse	IX
Figurliste	XI
Tabelliste	XIII
1. Introduksjon	1
1.1 Målsetting	1
1.2 Strandforskyvning	2
1.3 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser.....	6
2. Feltområdet	10
3. Geologisk bakgrunn	13
3.1 Berggrunnsgeologi.....	13
3.2 Løsmasser	15
3.3 Paleoklima og glasieringshistorie.....	16
3.4 Tidevann	20
4. Metoder	21
4.1 Bassengundersøkelse	21
4.1.1 Isolasjonsfasen	23
4.2 Feltmetoder	25
4.3 Laboratoriemetoder	27
4.3.1 XRF-skanning	27
4.3.2 Glødetapsanalyse	29
4.3.3 Datering.....	29
4.3.4 Fytoplanktonanalyse	32
5. Resultater	44
5.1 Store Trøsevatnet	44
5.1.1 Batymetrisk kart.....	47
5.1.2 Litostratigrafi	49
5.1.3 Fytoplankton	51
5.1.4 Datering.....	53
5.2 Svartvatnet	53

5.2.1 Batymetrisk kart.....	56
5.2.2 Litostratigrafi	58
5.2.3 XRF – data	62
5.2.4 Fytoplankton	64
5.2.5 Datering.....	70
6. Diskusjon	71
6.1 Når ble det isfritt i Skånland-området?.....	71
6.2 Strandforskyvningskurve.....	72
6.2.1 Marin grense	72
6.2.2 Svartvatnet	74
6.3 Strandforskyvningskurve for Sandstrand	79
6.4 Regresjonsrater	80
7. Konklusjon.....	83
8. Forslag til videre arbeid	84
9. Referanseliste	85

Figurliste

Figur 1.1: Oversikt over ulike faktorer som bidrar til endringer i det relative havnivået. Blant disse er smeltevann fra isbreer/isdekker, vertikal landbevegelse, tetthetsforandringer, havsirkulasjon, vannlagring på land, og samspillet mellom hav og atmosfære (fordamping og kondensering) (Milne et al., 2009).	3
Figur 1.2: Endringer i det eustatiske havnivået de siste 35 ka BP (Lambeck et al., 2014).	4
Figur 1.3: Viser en oppsummering av faktorene som bidrar til relative havnivåendringer under en deglasiasjon. A) Havnivået før isdekket smelter. B) Eustatisk havnivåøkning (smeltevann tilføres) C) Geoidedeforrasjon oppstår fordi isens masse ikke lengre trekker til seg vannet. D) Forebulge-regionen senkes og fører til en hydroisostatisk endring av havnivået. E) Isostatisk heving og dannelse av ny geoider som følge av den hevede landmassen. (Vasskog, 2006).....	5
Figur 1.4: Strandforskyvningskurve for Lofoten og Vesterålen. (Vorren & Moe, 1986).	8
Figur 1.5: Strandforskyvningskurver for Stormyra, (Rasmussen et al., 2018). Kurven presentert i Corner & Haugane (1993) er også synlig.	9
Figur 2.1: Oversiktskart over hvor bassengene befinner seg. Kartene er hentet fra norgeskart.no og modifisert	11
Figur 2.2: Oversiktsbilde av Svartvatnet retning sørvest. Foto: Kjersti Aalvik Lid.	12
Figur 2.3: Oversiktsbilde av Store Trøsevatnet retning sørøst. Synlig berggrunn i forgrunnen av bildet. Foto: Kjersti Aalvik Lid.	12
Figur 3.1: Berggrunnskart over området bassengene befinner seg, og disse er markert med rød sirkel. Kartet er hentet fra NGU sine kartressurser på ngu.no og modifisert.	14
Figur 3.2: Løsmassekart over interesseområdet. Bassengene er markert ved rød sirkel. Modifisert fra NGU sine kartressurser på ngu.no.	15
Figur 3.3: Kart som viser den maksimale utbredelsen av isdekket under LGM. Stiplede hvite linjer viser tilnærmet grensene for de tre eurasiske isdekkene: SBKIS = Svalbard- Barents- Kara isdekkene; SIS = Skandinaviske isdekket; BIIS= Britisk- Irsk isdekket. (Hughes et al., 2016).	17
Figur 3.4: Kart over det glasiiale scenarioet under "Tromsø-Lyngen glacial readvance" i tidlig YD. Det kontinentale isdekket rykket fram over Tjeldsundet og okkuperte de østlige delene av Hinnøya der det kom sammen med lokale isbreer. Områder for bassengene i denne oppgaven er markert med rød sirkel, men selve Svartvatnet er lokalisert bak tegnforklaringen og synes derfor ikke i denne figuren. Modifisert fra Bergstrøm et al. (2005).	19

Figur 4.1: Prosessen for isolering av et basseng. A: før isolasjonen, B: under isolasjonen, C: etter isolasjonen. Strandforskyvningskurven (D) er trukket gjennom isolasjon- og ingresjonskontaktene til 5 bassenger i ulike høyder. E: Stratigrafien til borekjernen i C. Modifisert fra Long et al. (2011) & Vasskog (2006).	22
Figur 4.2: Dannelsen av de fire isolasjonskontaktene beskrevet av Kjemperud (1986). Figuren representerer et basseng som er godt beskyttet, og stormpåvirkningen er minimal. Modifisert fra Kjemperud (1986).	24
Figur 4.3: Kjernetakning ved bruk av russerbor ved Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid	26
Figur 4.4: Diverse funn til datering. A) <i>Betula</i> frukt fra SVAP117, B) Rakleskjell (<i>Betula</i>) fra SVAP117, C) Skjellfragment av <i>Macoma calcarea</i> fra SVAP117, D) Kvist fra TRØR118. .	30
Figur 4.5: Viser hvor algeprøvene er tatt ut i kjernene SVAP117 og TRØR118.	36
Figur 4.6: Bilder av alger funnet i dette arbeidet. A: <i>Botryococcus braunii</i> , B-C: <i>Pediastrum boryanum</i> , D: <i>Tetraedron minimum</i> , E: <i>Pediastrum tetras</i> , F: <i>Scenedesmus</i> spp., G: <i>Pediastrum braunii</i> , H-I: <i>Pediastrum intergrum</i> , J: <i>Pediastrum boryanum</i> var. <i>longicorne</i> , K-L: Dinophyceae cyster.	43
Figur 5.1: Store Trøsevatnet med markert borepunkt for TRØR118, og markert utløpsterskel. Modifisert fra norgeskart.no.....	45
Figur 5.2: Berggrunnsterskel for Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid.....	46
Figur 5.3: Forvitret berggrunn i vannkanten av Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid	46
Figur 5.4: Batymetrisk kart over Store Trøsevatnet. Borepunkt for TRØR118 markert med rødt punkt. Ekvidistansen er 5 m.	48
Figur 5.5: Foto av TRØR118 tatt under feltarbeidet sommeren 2018. Foto: Kjersti Aalvik Lid	50
Figur 5.6: Fytoplanktondiagram for TRØR118. Viser endringer i algesammensetningen i forhold til dyp i kjernen.....	52
Figur 5.7: Svartvatnet med markert borepunkt og utløpsterskel. Modifisert fra norgeskart.no	55
Figur 5.8: Foto av utløp fra Svartvatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid	56
Figur 5.9: Batymetrisk kart over Svartvatnet, borepunkt for SVAP117 markert med rødt punkt. Ekvidistansen er 5 m.	57
Figur 5.10: Oversikt over litostratigrafien for Svartvatnet, samt kurver fra XRF-analyse, og kurve for glødetap. For XRF-kurvene representerer den svarte kurven et 5-punkts løpende gjennomsnitt. Isolasjonskontakt er markert med rød stiple linje.	61

Figur 5.11: Utsnitt av overgang mellom enhet B og enhet C. Overgangen mellom enhetene er antatt for å være den sedimentære isolasjonskontakten.	62
Figur 5.12: Fytoplanktondiagram for SVAP117. viser endringer i innhold av forskjellige arter av fytoplankton i forhold til dyp i kjernen.	68
Figur 5.13: "Influx"-diagram for Svartvatnet (SVAP117). Viser hvor mange fytoplankton som er avsatt per 1 cm ³ , og antallet er opphøyd i 10 ²	69
Figur 6.1: Kart som viser den marine grensen estimert av NGU. Hentet fra http://geo.ngu.no/kart/losmasse/	73
Figur 6.2: Aldersmodell for SVAP117. A) Viser bilde av kjernen, hver enkelt datering, miljøtolkning og aldersmodell for hele kjernen. B) Nærbilde av aldersmodell ved isolasjonskontakten. C) Alder for selve isolasjonskontakten.....	77
Figur 6.3: Viser situasjon for terskel for Svartvatnet. Punkt målt med stikkestenger er markert, samt den antatte terskelen for bassenget basert på den målte dybden.	78
Figur 6.4: Strandforskyvningskurve fra Sandstrand. Aldrene er oppgitt i ¹⁴ C-alder. (Møller, 1989).....	79
Figur 6.5: Strandforskyvningskurve for Skånlandområdet sammen med strandforskyvningskurven for Sandstrand (Møller, 1989).	82

Tabelliste

Tabell 4.1: Klassifikasjon av halobiegruppene etter salinitetstoleranse. Modifisert etter Tjemsland (1983) og Vasskog (2006).....	33
Tabell 4.2: Oversiktstabell over hvilket dyp i kjernen prøvene er tatt ut, samt hvor mange Lycopodium-tabletter som ble tilsatt hver prøve.	35
Tabell 4.3: Oversikt over artene og de tilhørende halobiegruppene. Inndelingen er hovedsakelig gjort etter arbeidet til Tjemsland (1983).	42
Tabell 5.1: Oversiktstabell over alle alger som er talt for prøvene i kjernen TRØR118 fra Store Trøsevatnet.	51
Tabell 5.2: Viser alder for Store Trøsevatnet i ¹⁴ C-alder, kalibrert aldersintervall og kalibrert gjennomsnittsalder.	53
Tabell 5.3: Oversiktstabell over alle fytoplankton som er talt i kjernen SVAP117. For prøven på 110 cm er det blitt talt to (2) preparater, grunnet for få alger i det første preparatet.....	67
Tabell 5.4: Oversikt over alle dateringer for oppgaven, både ¹⁴ C-alder, det kalibrerte aldersintervallet, gjennomsnittsalderen og hva prøvene innhold av materiale. Nivå merket med (*) representerer den inverterte alderen. Aldrene er oppgitt med både 1 σ og 2 σ.	70

1. Introduksjon

1.1 Målsetting

Det overordnede målet med denne masteroppgaven var å konstruere en strandforskyvningskurve for området Skånland, og med dette finne ut hvordan havnivået har endret seg i tidligere tider. Tidsintervallet som har hatt fokus i oppgaven er første del av holocen, som begynte for ca. 11,7 ka BP (tusen år før nåtid (2000)) (Rasmussen et al., 2006). For å kunne lage strandforskyvningskurven ble det undersøkt sedimentkjerner fra to utvalgte bassenger, Svartvatnet og Store Trøsevatnet. Bassengene ble valgt ut fordi de befant seg i interessante høyder over dagens havnivå, og disse høydene kan knyttes til tidlige havnivåendringer og marin grense for området. Store Trøsevatnet, der vannoverflaten ligger på 74 m o.h., er antatt til å ligge nær marin grense for området. Svartvatnet, med vannoverflate på 39,4 m o.h., ligger såpass høyt at det antas at dette bassenget har blitt isolert relativt kort tid etter at isen forsvant fra området. Undersøkelsene fra Svartvatnet kan derfor si noe om de første endringene i havnivået etter at isen forsvant. Undersøkelser av dette bassenget kan dermed gi informasjon knyttet til om bassenget ligger over, under eller på den antatte marine grensen. Utformingen på bassengene tydet også på at de kunne være gode isolasjonsbassenger.

Det er tidligere ikke utarbeidet en egen strandforskyvningskurve for dette området, noe som gjorde arbeidet med denne oppgaven, og dette området, ekstra interessant. For områdene Lofoten og Vesterålen har det derimot blitt utarbeidet flere strandforskyvningskurver (Martinussen 1962; Møller 1984 og 1989; Vorren & Moe 1986). Disse befinner seg imidlertid lenger vest enn området denne oppgaven fokuserer på, og har dermed opplevd betydelig mindre landheving etter at isen forsvant etter siste istid. Dette gir store ulikheter i strandforskyvningshistorien, og kurvene fra Lofoten og Vesterålen er dermed ikke representative for Skånland-området.

Et delmål for denne oppgaven var å finne marin grense for området. Store Trøsevatnet ble plukket ut som en lokalitet for dette formålet fordi det ligger på en interessant høyde i forhold til den marine grensen. Vannoverflaten til Store Trøsevatnet er lokalisert 74 m o.h., og er ifølge NGU sitt kart akkurat innenfor den foreslåtte marine grensen for området (http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/). Hvis denne tolkningen av den marine grensen er korrekt, vil bassenget inneholde marine sedimenter. Ble det funnet marine sedimenter i

bassenget, var det også et delmål å bestemme en eventuell isolasjon av Store Trøsevatnet. Resultatene av undersøkelsene av Store Trøsevatnet vil samtidig bidra med informasjon som enten vil bekrefte eller avkrefte NGU sitt estimat av den marine grensen.

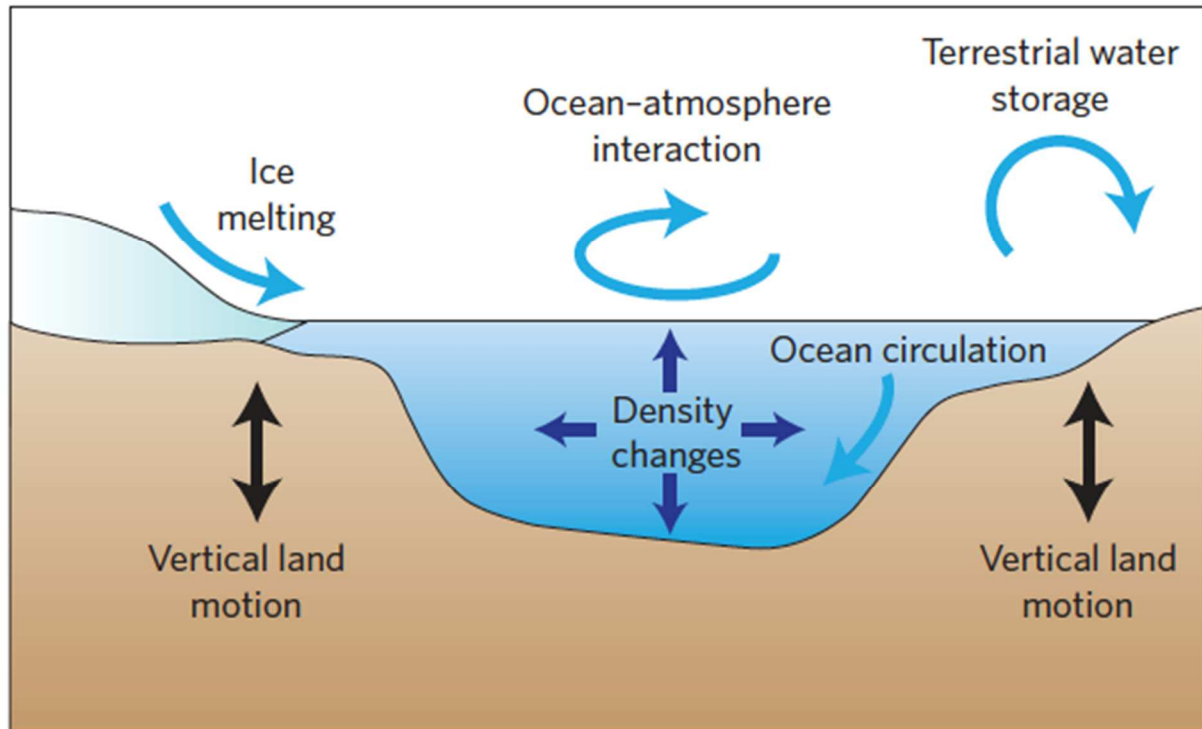
Datagrunnlaget for denne oppgaven kommer for det meste fra en sedimentkjerne (3 deler) som ble hentet fra Svartvatnet, men det er også tatt med data fra en russerkjerne fra Store Trøsevatnet, samt at det har blitt brukt LiDAR-data fra Statens Kartverk. LiDAR-data ble brukt for å bestemme høyden på tersklene til de forskjellige bassengene, da dette ikke kunne gjennomføres i felt. For å finne ut når bassengene ble isolert har det blitt gjort analyser av litostratigrafi, geokjemi, og innhold av mikroskopiske fytoplankton, i kombinasjon med datering terrestriske makrofossiler. Fytoplanktonanalysen har vært hovedfokuset i denne oppgaven, og baserer seg på innholdet av grønnalger og dinoflagellater i sedimentene.

1.2 Strandforysning

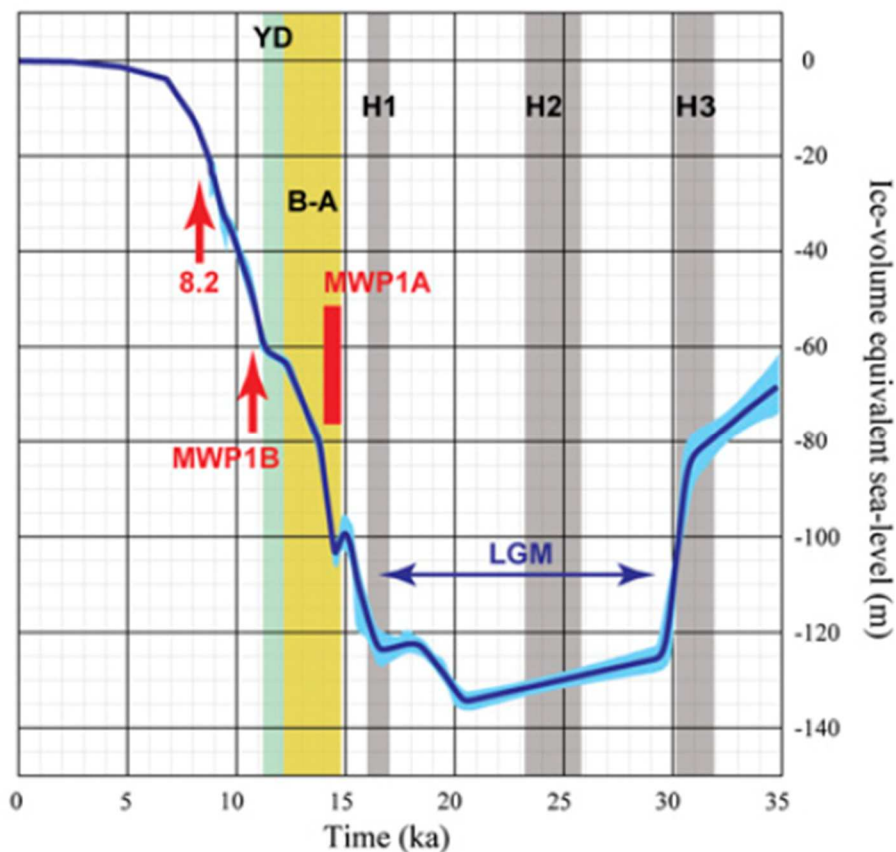
Gjennom tidene har havnivået variert mye, og fortidens havnivå blir i dag målt i forhold til den nåværende posisjonen for havnivået. Samspillet mellom vertikal bevegelse av landmassene, vannlagring på land, havsirkulasjon, tetthetsforandringer i havet, og ismelting er faktorer som er med å bidra til at det skjer forandringer i det relative havnivået (Milne et al., 2009), og disse er oppsummert i figur 1.1. Jorden har vært preget av mange istider og mellomistider gjennom kvartærtiden (siste 2,6 millioner år). Fremveksten og tilbakegangen av store isdekker har vært en av de største årsakene til store svingninger i det globale havnivået, sammen med jordens dynamiske respons til endringer i hvor mye jordskorpen var presset ned (Lambeck et al., 2014). I Norge har man relativt lite tektonisk aktivitet, og derfor vil lokale endringer i havnivået være summen av de globale (eustatiske) havnivåendringene og andre lokale faktorer som hovedsakelig består av de isostatiske og geoidale (endringer i jordens gravitasjonsfelt) komponentene (Svendsen & Mangerud, 1987).

Havnivåhistorien for områder som har vært dekket av store isdekker under siste istid er ganske forskjellig fra den globale havnivåkurven (figur 1.2). Dette skyldes den isostatiske landhevingen som forekommer etter at isen har trukket seg bort fra et område. Flere steder i verden kan man i dag se spor etter gamle strandlinjer som har blitt hevet over havet på grunn av landheving. De eustatiske endringene er blitt studert i områder ved lave breddegrader, f. eks. Barbados, Tahiti og Papa Ny-Guinea (Lambeck & Chappell, 2001). Ved slike undersøkelser er

det viktig at områdene enten er tektonisk inaktive, eller at man vet den tektoniske raten for dette området slik at det kan korrigeres for eventuelle jordskorpebevegelser (Lambeck et al., 2014).



Figur 1.1: Oversikt over ulike faktorer som bidrar til endringer i det relative havnivået. Blant disse er smeltevann fra isbreer/isdekker, vertikal landbevegelse, tetthetsforandringer, havsirkulasjon, vannlagring på land, og samspillet mellom hav og atmosfære (fordamping og kondensering) (Milne et al., 2009).



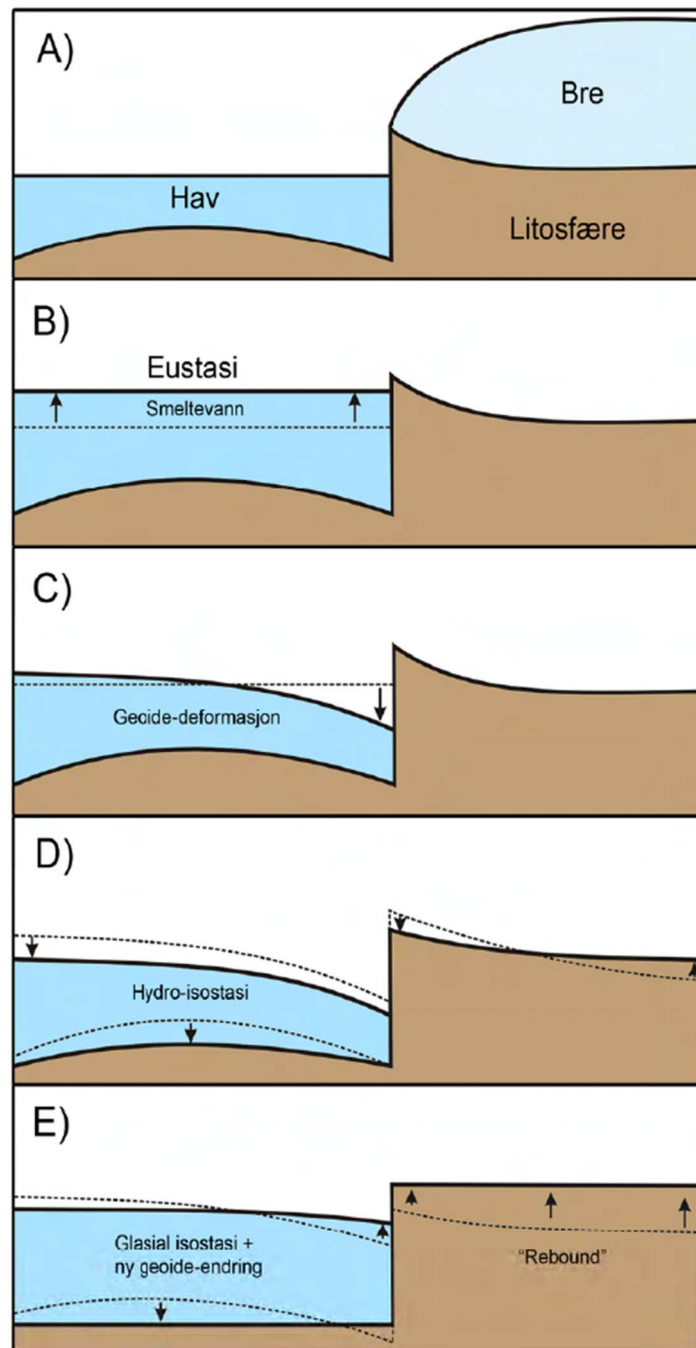
Figur 1.2: Endringer i det eustatiske havnivået de siste 35 ka BP (Lambeck et al., 2014).

Fra siste istids maksimum, LGM (Last Glacial Maximum), og frem til i dag har Skandinavia opplevd store endringer i det relative havnivået. Dette skyldes, som tidligere nevnt, glasi-isostatisk landheving, global havnivåstigning, og deformasjon av geoiden som en konsekvens av at de store isdekkene har vokst frem og smeltet bort fra området (Svendsen & Mangerud, 1987).

Der isen har vært tykkest, har også landmassene vært mest nedpresset. Disse områdene opplever derfor mest landheving etter at isen har forsvunnet. Denne landhevingen avtar ut mot de områdene som lå nærmere ismarginen. Hvor mye landheving et område har hatt relativt til havnivå, blir ofte vist som isobaselinjer. Isobaser er dermed linjer som knytter sammen områder som har opplevd like mye endring i relativt havnivå siden isen trakk seg tilbake (Sigmond et al., 2013).

Over Fennoskandia lå isen tykkest over Ångermanland i Sverige (Berglund, 2004), dermed lå issenteret under LGM øst for Norge. Landhevingen vil da være størst i Ångermanland, og

videre avta mot Norge og jo lengre ut mot norskekysten man kommer. Områder som lå foran isdekket, i «forebuldge»-regionen, ble hevet opp når isen eksisterte, og har dermed opplevd en innsynking etter deglasiasjonen (figur 1.3). Dette gjelder land som for eksempel Nederland.



Figur 1.3: Viser en oppsummering av faktorene som bidrar til relative havnivåendringer under en deglasiasjon. A) Havnivået før isdekket smelter. B) Eustatisk havnivåøkning (smeltevann tilføres) C) Geoidedeformasjon oppstår fordi isens masse ikke lenger trekker til seg vannet. D) Forebulge-regionen senkes og fører til en hydroisostatisk endring av havnivået. E) Isostatisk heving og dannelse av ny geoider som følge av den hevede landmassen. (Vasskog, 2006)

1.3 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser

For området ved Evenes og Skånland har det ikke blitt konstruert en kontinuerlig strandforskyvningskurve tidligere, men det er blitt gjort observasjoner av tidligere havnivåer i området rundt (Møller, 1989). Dette er enkeltobservasjoner som hovedsakelig er basert på geomorfologi knyttet til terrasser og strandvoller. Sandstrand er lokalisert rett nord for primærområdet for denne oppgaven, og ved denne lokaliteten har Møller (1989) funnet en eksponert terrasse som ligger 16,5 m o.h. Møller (1989) presenterer også en modell som viser relative havnivåendringer for holocen i Nord-Norge, som er basert på tilgjengelige observasjoner av strandvoller og terrasser. I artikkelen presenteres det en modellert strandforskyvningskurve for Sandstrand, og denne diskuteres mer i kapittel 6.

På 60- og 80-tallet ble det gjort strandforskyvningsundersøkelser lenger vest i Lofoten og Vesterålen. Marthinussen (1962) undersøkte og daterte drivved som var funnet ved forskjellige lokaliteter, og sammenlignet dette med strandlinjer for området. Han fant også beviser for transgresjoner ved funn av torv som var blitt dekket av marin sand og grus, og utførte dateringer på denne torven. Marthinussen (1962) konstruerte til slutt en strandforskyvningskurve for Ramså på Andøya. Denne strandforskyvningskurven har en del usikkerheter, og det er derfor blitt laget to forslag til hvordan denne kurven ser ut for yngre dryas (YD). Det er også en del usikkerheter og diskusjoner knyttet til hvor mange transgresjoner som har funnet sted gjennom holocen. Marthinussen (1962) tegnet inn fire separate transgresjonsfaser i sin rekonstruksjon, noe som er ulikt rekonstruksjoner fra Sør-Norge, der Tapestransgresjonen består av én enkelt fase med relativ havnivåstigning (Svendsen & Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2015).

På 80-tallet har blant annet Møller (1984) gjort strandforskyvningsundersøkelser ved Nappstraumen i Lofoten, med fokus på holocen tid, noe som resulterte i at det ble gjort endringer på strandforskyvningskurven som Marthinussen (1962) hadde utarbeidet. Metodene Møller (1984) brukte, for å blant annet finne marine grenser for området, var å kartlegge topper av strandrygger/strandvoller og marine terrasser. Han fant også færre transgresjonsfaser i holocen enn det Marthinussen (1962) beskrev, og den nye kurven fra Møller (1984) inneholder derfor to transgresjonsfaser.

Noen år etter at Møller (1984) la fram sine resultater, kom det et nytt arbeid med strandforskyvningsundersøkelser fra Vorren & Moe (1986). I dette arbeidet ble det undersøkt

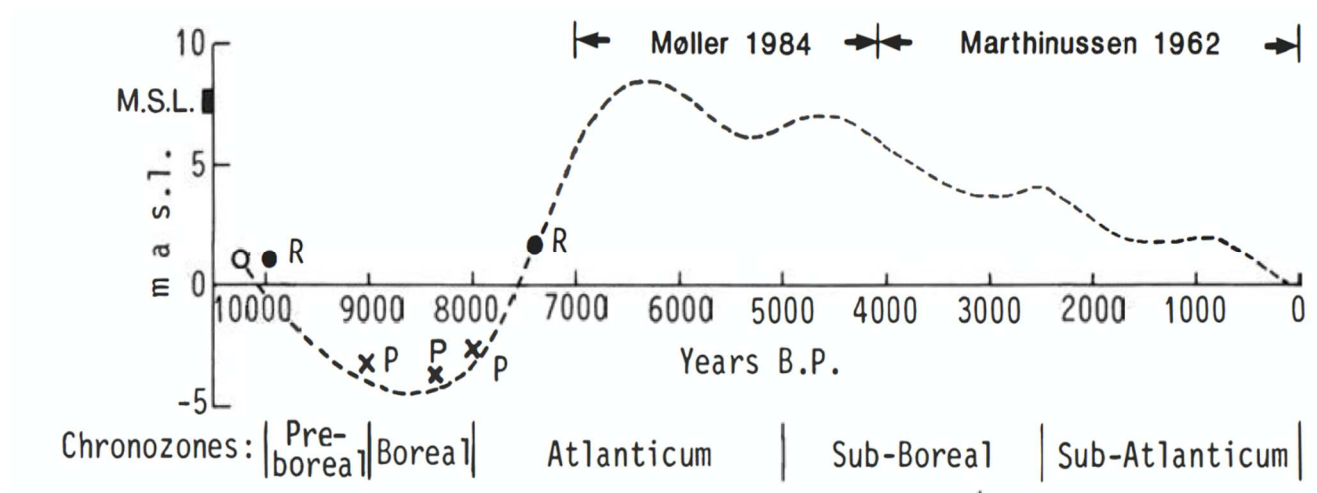
kjerner med undersjøisk torv, som var lokalisert ved Petvik i Lofoten. Torven lå under dagens havnivå og var dekket av marine avsetninger, noe Vorren & Moe (1986) tolket til å ha blitt avsatt under Tapestransgresjonen. Vorren & Moe (1986) presenterte enda en versjon av strandforskyvningskurven til Marthinussen (1962) kombinert med endringene gjort av Møller (1984) (figur 1.4).

Corner & Haugane (1993) har utført strandforskyvningsundersøkelser i Troms ved Lyngen og Vanna, som er lokalisert nordøst for interesseområdet for denne oppgaven. I dette arbeidet ble det utført analyser av isolasjonsbassenger for å finne isolasjon- og ingresjonskontaktene. Strandforskyvningskurven som Corner & Haugane (1993) presenterte for disse områdene (figur 1.5), baserte seg på radiokarbondateringer av isolasjons/ingresjons kontaktene, en datert paleosol, og den estimerte høyden og alderen til regionale fremtredende strandlinjer.

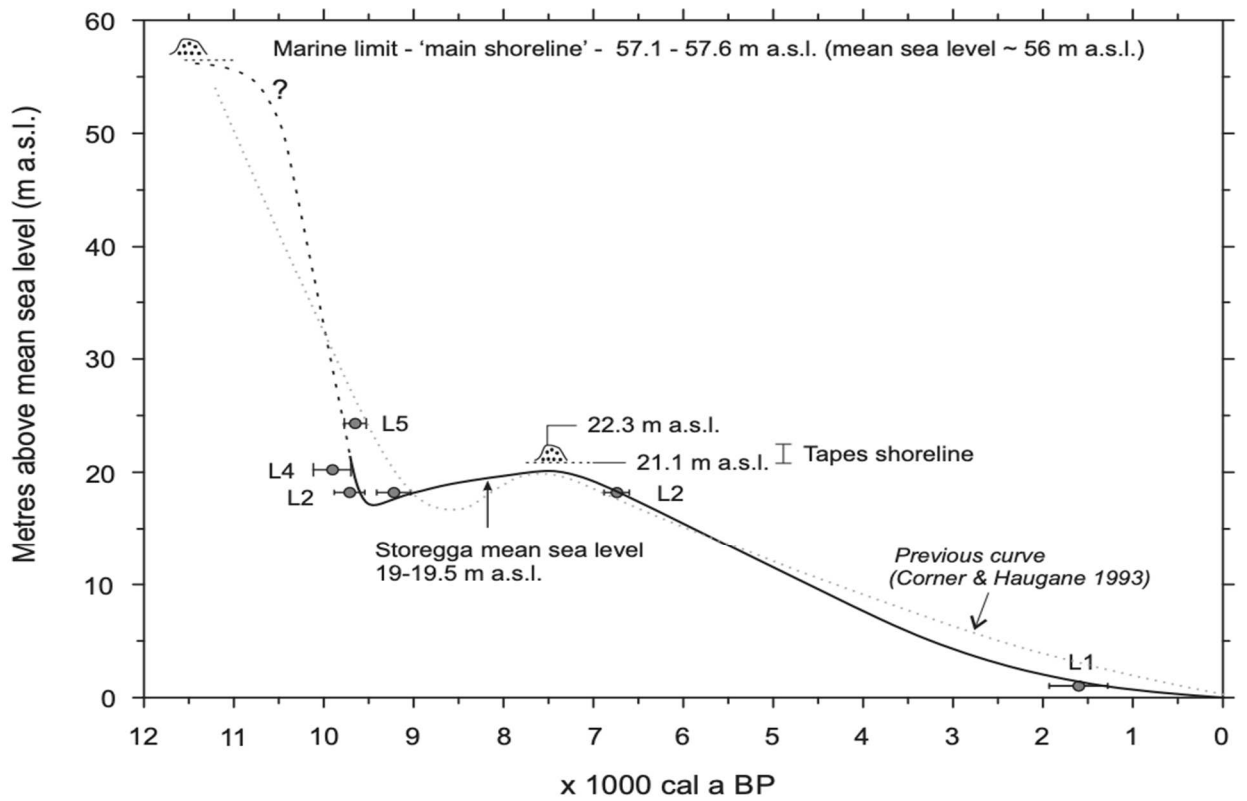
Det har i senere tid blitt utført et nytt arbeid i tre av bassengene undersøkt av Corner & Haugane (1993) (Basseng L2, L4 og L5). Arbeidet gjennomført av Rasmussen et al. (2018) ble utført for å se nærmere på noen sedimentære enheter, tidligere kjente avsetninger fra Storegga tsunamien. Rasmussen et al. (2018) hadde som mål for undersøkelsen å bedre kunne bestemme opphavet til enhetene som ble undersøkt. I artikkelen konkluderer Rasmussen et al. (2018) med at enhetene, som Corner & Haugane (1993) tolket til å være avsetninger fra Tapestransgresjonen, er typiske avsetninger fra Storegga tsunamien. De har også presentert en ny strandforskyvningskurve (figur 1.5) for Stormyra i Troms. Sammenlignet med strandforskyvningskurven vist i figur 1.4, ser man store forskjeller i hvordan havnivået har endret seg i holocen etter hvor i landet man befinner seg.

Som nevnt var det ikke gjort så mange undersøkelser i området som denne oppgaven fokuserer på, og det tidligere arbeidet bygger for det meste på observasjoner av strandvoller/strandrygger og torv. Corner & Haugane (1993) og Rasmussen et al., (2018) brukte i likhet med denne oppgaven isolasjonsbassenger til å rekonstruere havnivå, en metode som ikke har blitt utført like systematisk i Nord-Norge slik som det er blitt gjort i Sør-Norge (Corner & Haugane, 1993). Møller (1989) konstruerte som tidligere nevnt en strandforskyvningskurve for Sandstrand, og dermed er dette den eneste kurven som man kan ta utgangspunkt i for hvordan det er forventet at havnivåhistorien har vært i feltområdet for dette arbeidet. Det er viktig å understreke at denne kurven er konstruert ut fra kun ett datapunkt, og resten av kurven er konstruert basert på en storskala modell for hele Nord-Norge. Dette gjør at den kan være unøyaktig på lokal skala.

Denne oppgaven kan dermed bidra med ny kunnskap om endringer i havnivået i området rundt Skånland og Evenes kommune.



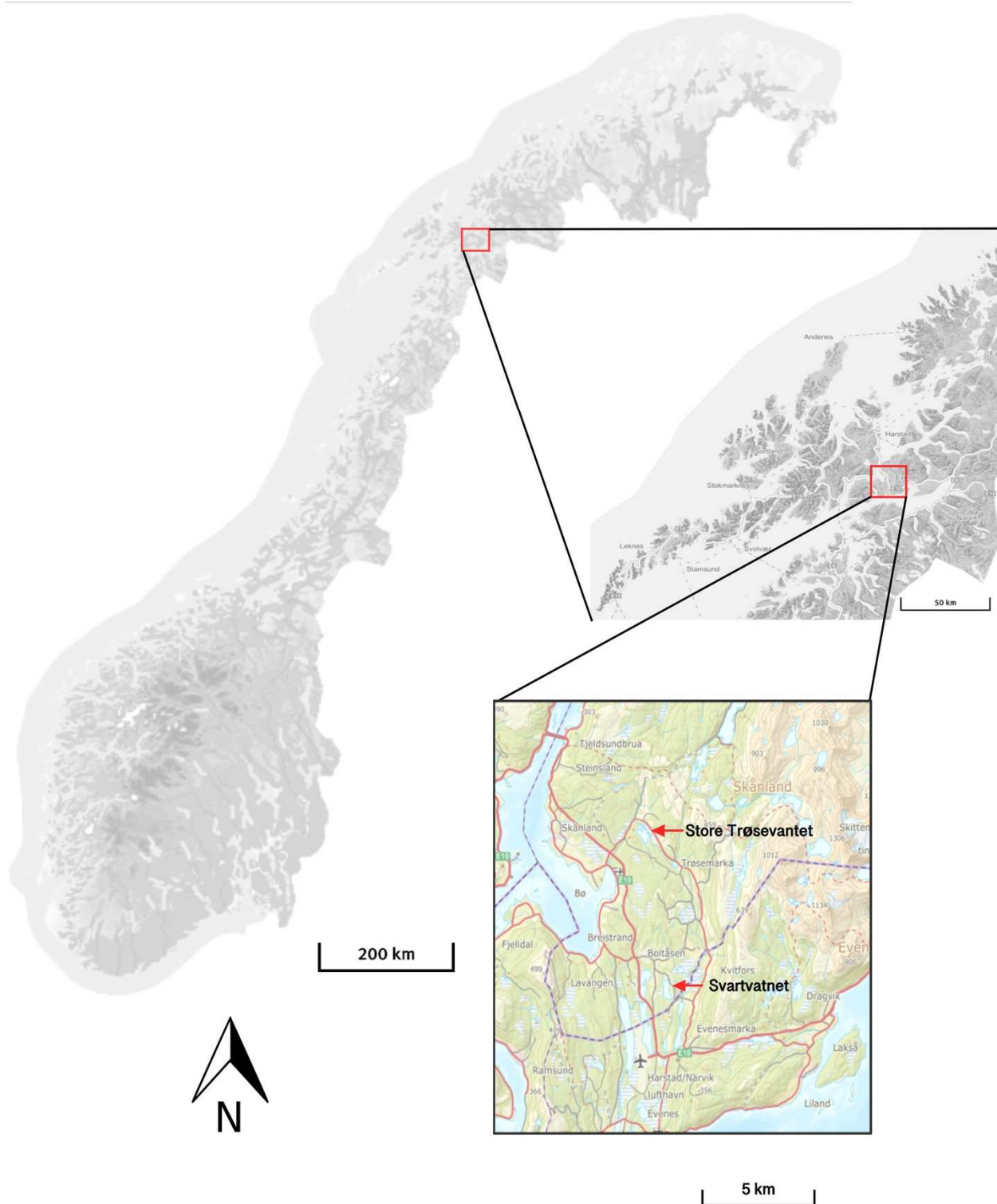
Figur 1.4: Strandforsryvingskurve for Lofoten og Vesterålen. (Vorren & Moe, 1986).



Figur 1.5: Strandforskyvningskurver for Stormyra, (Rasmussen et al., 2018). Kurven presentert i Corner & Haugane (1993) er også synlig.

2. Feltområdet

Denne masteroppgaven tar for seg to bassenger lokalisert i Skånland kommune i Troms. Skånland kommune befinner seg mellom byene Harstad og Narvik, og hovedbassenget for denne oppgaven, Svartvatnet, er lokalisert like nord for Harstad/Narvik lufthavn Evenes. Det andre bassenget, Store Trøsevatnet, er lokalisert lenger nord mot kommunesenteret i Skånland, Evenskjer (figur 2.1). Generelt er området hvor bassengene er lokalisert preget av et lavrelieff landskap der store områder er dekket av skog. Nordvest og nordøst for området befinner det seg flere høyere fjell, som strekker seg opp til over 1000 m o.h. Området i umiddelbar nærhet til bassengene har imidlertid lavt relieff, noe som gjør at det er lite sannsynlig at lagrekken i sedimentet er blitt forstyrret av skred eller andre typer massebevegelse. Figurene 2.2 og 2.3 viser oversiktsbilder over de to bassengene.



Figur 2.1: Oversiktskart over hvor bassengene befinner seg. Kartene er hentet fra norgeskart.no og modifisert



Figur 2.2: Oversiktsbilde av Svartvatnet retning sørvest. Foto: Kjersti Aalvik Lid.



Figur 2.3: Oversiktsbilde av Store Trøsevatnet retning sørøst. Synlig berggrunn i forgrunnen av bildet. Foto: Kjersti Aalvik Lid.

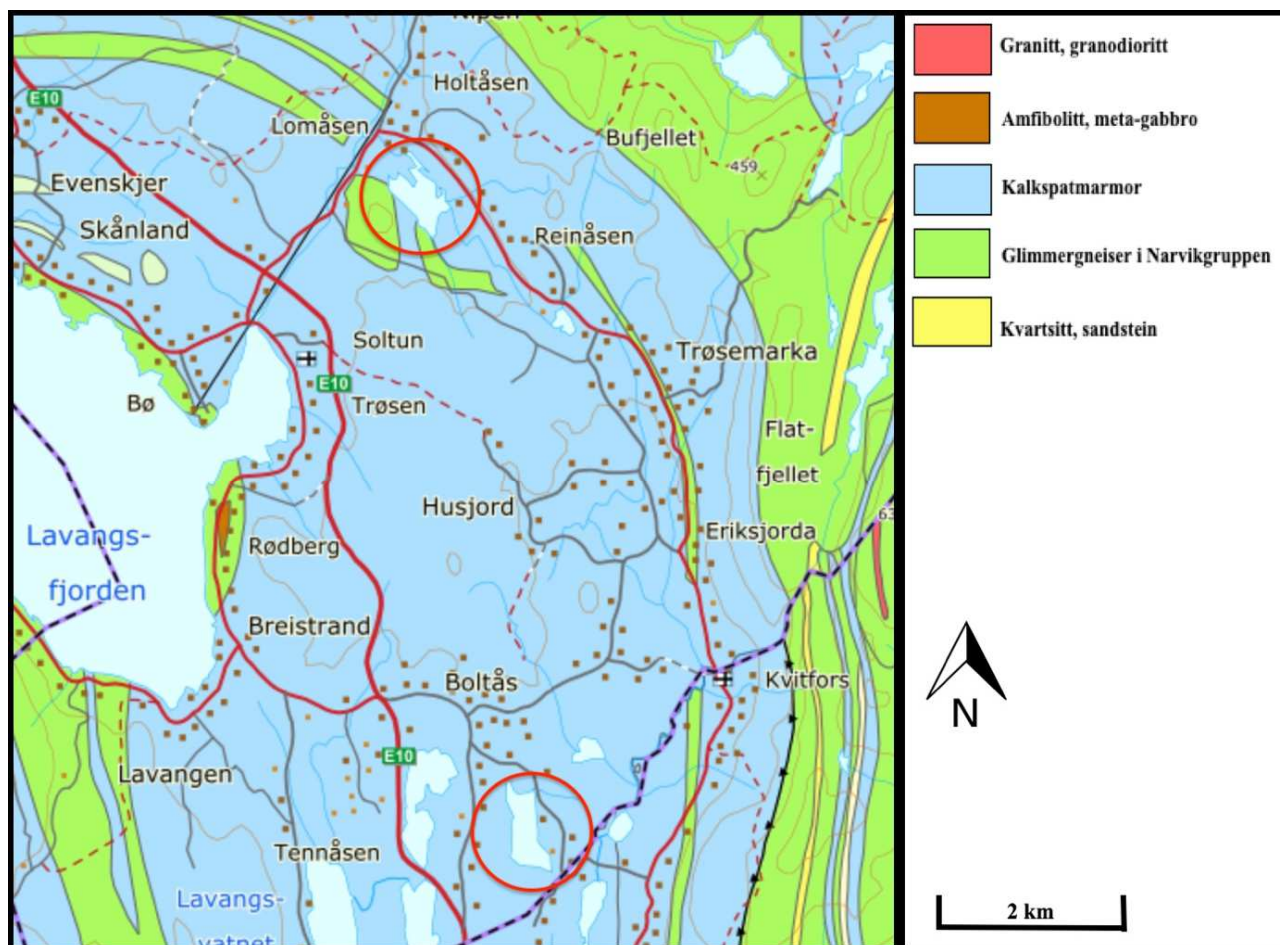
3. Geologisk bakgrunn

3.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i et område, og eventuell aktivitet i berggrunnen, er en viktig faktor når man studerer forandringer i havnivået. Bevegelse av landmassene er, som tidligere nevnt, en av faktorene som påvirker havnivået i et område. Den seismiske aktiviteten i Fennoskandia er uvanlig stor for et område som ligger midt inne på en kontinentalplate (Fjeldskaar et al., 2000). Fjeldskaar et al. (2000) nevner også at det har vært en del diskusjon om dette skyldes den postglasiale landhevingen eller andre faktorer. Områder som har vært påvirket av isdekker, opplever en heving eller senkning av landmassene etter hvert som isdekkene forsvinner eller vokser. Dette kan skape uro i berggrunnen, noe som kan føre til jordskjelv og dannelser av forkastninger, men det er likevel isdekkene som i hovedsak har hatt en innvirkning på endringene i havnivået (Svendsen & Mangerud, 1987).

Det er viktig å vite hvilke bergarter som finnes i interesseområdet, spesielt når man skal utføre dateringer ved radiokarbonmetoden. I området der bassengene for dette prosjektet befinner seg, er berggrunnen dominert av kalkspatmarmor (figur 3.1). Området er kartlagt grundig av NGU (Swaan et al., 2002), i forbindelse med at det kan finnes karbonatforekomster av økonomisk interesse i området. I rapporten til Swaan et al. (2002) er det også beskrevet at Evenes og Skånland kommune har flere ulike karbonatbergarter, og befinner seg i en komplisert tektonisk lagrekke. Den tykke lagrekken av kalkspat- og dolomittiske marmor i Ofotsynformen i det nordlige Nordland og sydlige Troms består av neoproteroiske, kambriske og tidlig siluriske bergarter som ble tektonisk skjøvet sammen i en ikke-kronostratigrafisk rekkefølge ved dannelsen av den kaledonske fjellkjeden (Swaan et al., 2002).

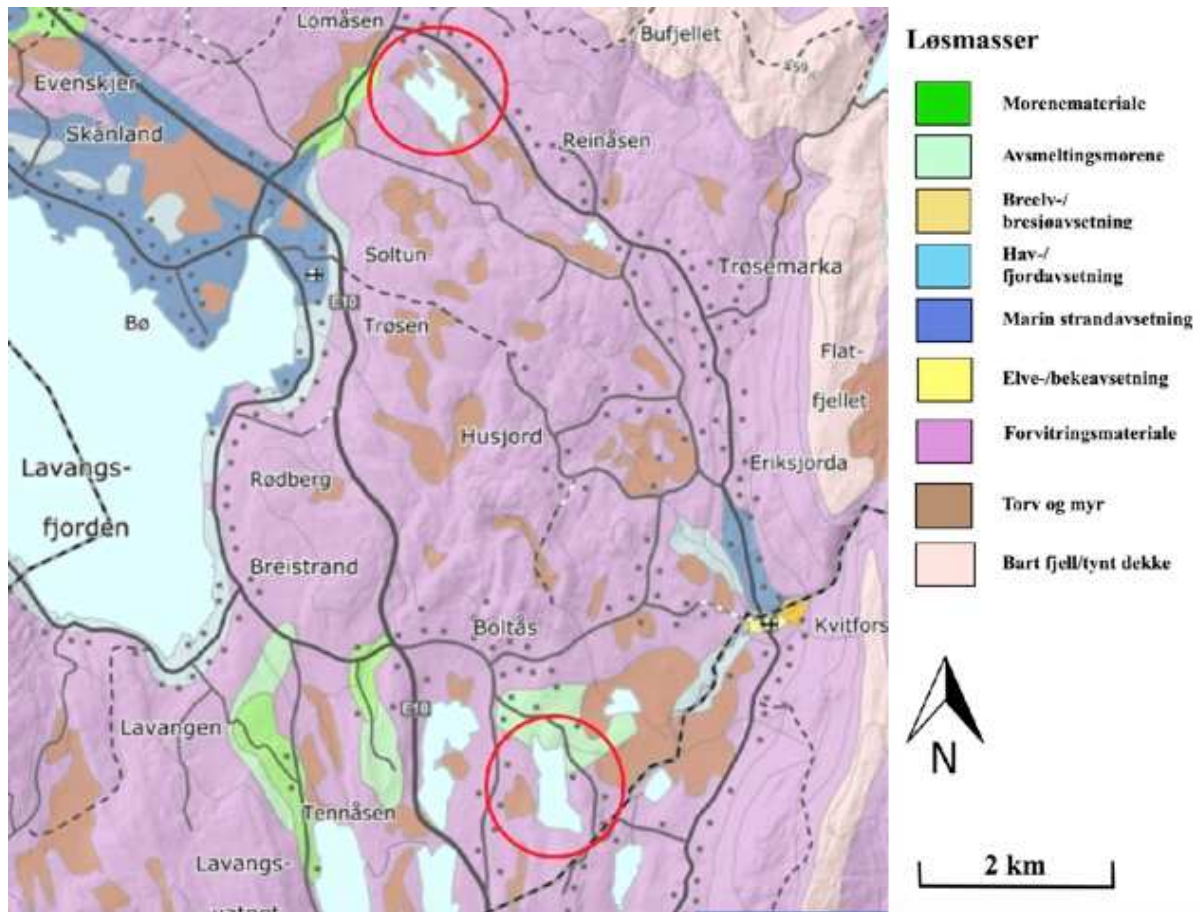
Berggrunn med mye kalkinnhold kan lett bli forvitret, og løses fort opp av vann. Dette kan føre til at det dannes nedsynkninger og grotter i området, samt at kalkholdig berggrunn kan føre til at store mengder salter blir oppløst i innsjøer og tjern. Hvis dette skjer oppstår det en tilstand som kalles for hardt vann (Sigmoid, et al., 2013). Hardheten til vannet er primært definert av konsentrasjonen av magnesium og kalsium, som ofte kommer fra karbonatbergarter (Philippsen et al., 2009). Hardvannseffekten kan føre til at dateringer av organisk materiale, som har levd i vannet blir feil. En løsning på dette problemet er å utføre dateringer på terrestriske makrofossiler som da ikke har vært påvirket av hardvannseffekten.



Figur 3.1: Berggrunnskart over området bassengene befinner seg, og disse er markert med rød sirkel. Kartet er hentet fra NGU sine kartressurser på ngu.no og modifisert.

3.2 Løsmasser

Løsmassekartet fra NGU (<http://geo.ngu.no/kart/losmasse>), viser at feltområdet for det meste er dominert av forvittringsmateriale (figur 3.2). Observasjoner fra feltarbeidet støtter kartene fra NGU. Flere steder var berggrunnen eksponert, mens den andre steder lå under et tynt dekke av løsmasser. Løsmassene og jordsmonnet i området så ut til å være dominert av sandige sedimenter.



Figur 3.2: Løsmassekart over interesseområdet. Bassengene er markert ved rød sirkel. Modifisert fra NGU sine kartressurser på ngu.no.

3.3 Paleoklima og glasiasjonshistorie

Denne oppgaven tar for seg kronosonen holocen, med mest vekt på den tidligste delen. Holocen var en varmere epoke som begynte etter epoken pleistocen, som omfatter tiden fra de store istidene begynte for ca. 2,6 millioner år siden. Den siste perioden i pleistocen var yngre dryas (YD), som var en kaldere periode. Holocen, som begynte for ca. 11500 år siden, deles inn i flere perioder; preboreal, boreal, atlantikum, subboreal, og subatlantikum. I YD, den siste kuldeperioden (stadialen) i siste istid, opplevde Vestlandet et framrykk av ismarginen på flere titalls kilometer, mens det andre steder i landet var stillstand eller fortsatt tilbaketrekning av isen (Hughes et al., 2016). Kronosonene som omtales i denne oppgaven tar utgangspunkt i arbeidet som er presentert Lohne et al. (2014) som har kalibrert aldre til Vedde- og Saksunarvatnasken, samt yngre dryas-grensen med kalibreringskurven IntCal13. Lohne et al. (2014) gir en mer lokal definisjon av kronosonene i senglasialen enn f. eks. arbeidet til Rasmussen et al. (2006), som brukte iskjerner fra Grønland i sitt arbeid.

Istider og store isdekker har vært viktige bidragsytere til endringer i havnivået gjennom tidene, og i de store istidene skjedde det ofte store endringer i det globale og det lokale havnivået. Den rekonstruerte glasiasjonshistorien for et område viser kun utbredelsen til det tidligere isdekket. Kombinerer man glasiasjonshistorien med data om havnivåhistorien kan dette si noe om tykkelsen på isen. Havnivåendringene gjenspeiler landhevingen, som igjen reflekterer tykkelsen på isen.

Under siste istid (weichsel) dekket det eurasiske isdekket hovedsakelig områder i Norge, Sverige, Danmark, Nord-Tyskland, Polen, og Russland. I tillegg lå isen ut over kontinentalsokkelen utenfor Norge, Nordsjøen og Østersjøen, som i dag er dekket av hav (Nesje, 2012). Hughes et al. (2016) har arbeidet med rekonstruksjon av det eurasiske isdekket under siste istids maksimum, og figur 3.3 viser et bilde på hvordan det kan ha sett ut den gangen. Det eurasiske isdekket bestod av flere mindre isdekker, som det Skandinaviske isdekket, isdekket over Svalbard, isdekket over Barentshavet og Karahavet, og det Britiske-Irske isdekket (Hughes et al., 2016).

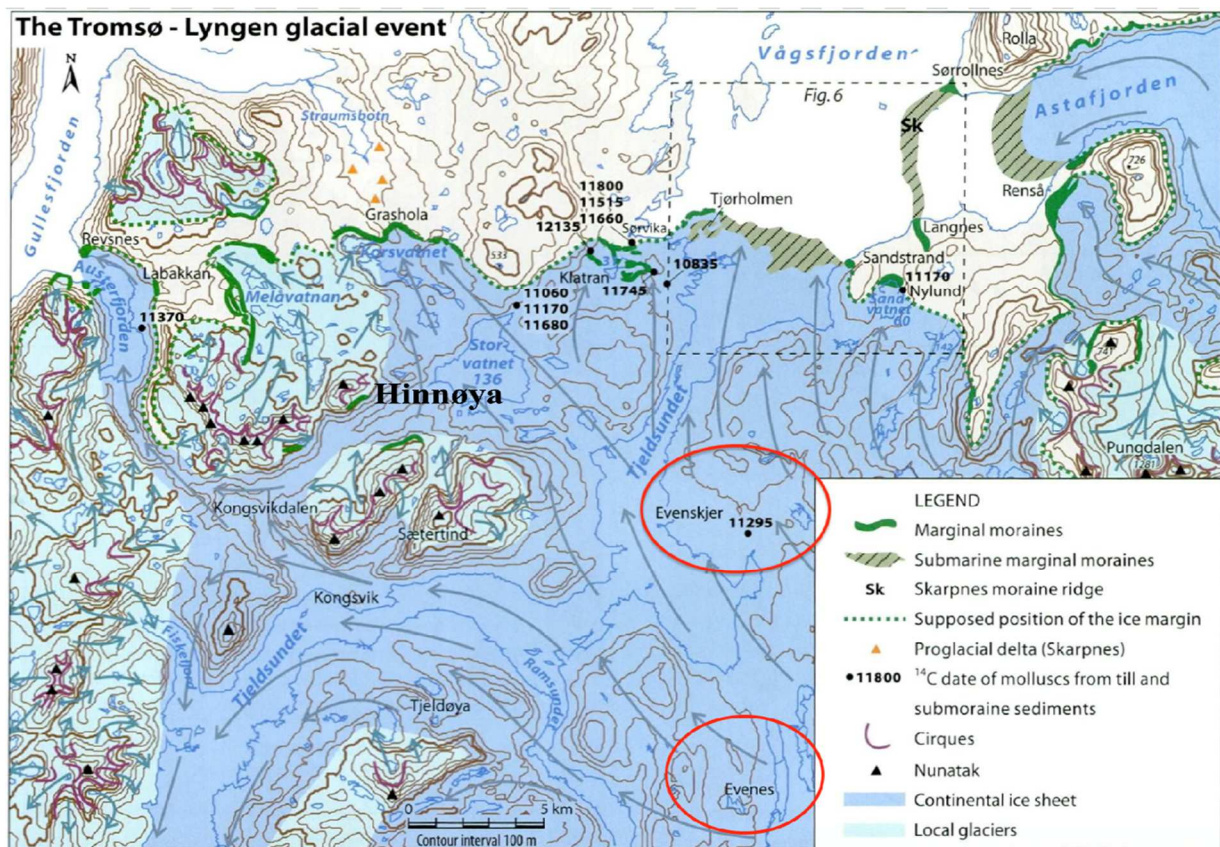
Olsen (2002) presenterer i sitt arbeid forskjellige variasjoner i isdekket nordvest for Svartisen i Nordland. Han har sett på tidligere kvartærgeologisk kartlegging fra området, sammen med noe nyere arbeid. Området artikkelen beskriver er lokalisert sør for interesseområdet for denne masteroppgaven, men disse isfremrykkene kan likevel ha hatt en innvirkning på

Skånlandområdet. Isfremrykkene beskrevet av Olsen (2002) skjedde for ca. 40 ¹⁴C ka BP (tusen år før nåtid), 22 ¹⁴C ka BP (Last Glacial Maximum (LGM)), 16 ¹⁴C ka BP (LGM), 12,2 ¹⁴C ka BP (eldre dryas), og 11-10 ¹⁴C ka BP (yngre dryas). Disse isfremrykkene samsvarer også med variasjonen i den vestlige delen av det Skandinaviske isdekket.



Figur 3.3: Kart som viser den maksimale utbredelsen av isdekke under LGM. Stiplede hvite linjer viser tilnærmet grensene for de tre eurasiske isdekkene: SBKIS = Svalbard- Barents- Kara isdekkene; SIS = Skandinaviske isdekket; BIIS= Britisk- Irsk isdekket. (Hughes et al., 2016).

Lenger nord mot feltområdet har det vært en lokalt komplisert glasieringshistorie. På Hinnøya er det ved dateringer antatt at området var isfritt under sen bølling. Radiokarbondateringer fra Ofotfjorden og indre Vestfjorden indikerer at isfronten trakk seg tilbake østover i allerød, før den rykket fram igjen i YD og okkuperte Vestfjorden samt sørlige deler av Hinnøya (Bergstrøm et al., 2005). Det er avsatt flere fremtredende randmorener i området, og Skarpnes-morenene er et eksempel på dette. Disse er antatt å ha en alder fra sen bølling til eldre dryas. Tidlig i YD rykket flere isbreer frem og avsatte nye prominente randmorener innenfor Skarpnes-morenene. Disse avsetningene har blitt kalt for Tromsø-Lyngen (T-L) morenene (Bergstrøm et al., 2005), og regnes som det samme som YD-morenene i Sør-Norge (Halsnøy-Herdla på Vestlandet og Raet på Østlandet). Bergstrøm et al. (2005) har presentert et ganske stort isframrykk i tidlig YD for området Hinnøya og Ofotfjorden, dette er basert på radiokarbondateringer, seismikk, og kvartærgeologisk kartlegging. Dette isframrykket har blitt korrelert med Tromsø-Lyngen-morenene (figur 3.4). Posisjonen til isen da T-L- morenene ble avsatt i YD er foreslått til å være i den indre/midtre delen av Ofotfjorden, men mangelen på bevis gjør at den maksimale utbredelsen av YD isen i Ofotfjorden og Vestfjorden er noe usikker. Under siste del av YD trakk ismarginen seg tilbake til indre deler av Ofotfjorden der Narvik-Bjerkvik morenene ble avsatt for ca. 10 ¹⁴C ka BP (Bergstrøm et al., 2005). At isen forsvant inn i fjordene er også omtalt av Forwick & Vorren (2002) som den siste tilbaketrekningen fra T-L-morenene. Forwick & Vorren (2002) har jobbet med deglasiasjonen i Balsfjord i Troms, som er lokalisert nordøst for Skånland kommune. Radiokarbondateringer fra deres arbeid indikerer at Balsfjord og Lyngenfjord var isfritt før 9,6 ¹⁴C ka BP.



Figur 3.4: Kart over det glasiiale scenarioet under "Tromsø-Lyngen glacial readvance" i tidlig YD. Det kontinentale isdekket rykket fram over Tjeldsundet og okkuperte de østlige delene av Hinnøya der det kom sammen med lokale isbreer. Områder for bassengene i denne oppgaven er markert med rød sirkel, men selve Svartvatnet er lokalisert bak tegnforklaringen og synes derfor ikke i denne figuren. Modifisert fra Bergstrøm et al. (2005).

Selv om holocen var en varmere tidsperiode inneholdt den også svingninger i temperatur. For ca. 8200 kal. år BP var det en kaldere periode, der store deler av Europa opplevde en nedkjøling. Invasjonen av bjørk i Petvik-området i Lofoten er omtalt av Vorren & Moe (1986), og er en indikator på et varmere klima. De fant ut at bjørk var tilstede for ca. 9800 ¹⁴C BP, men at den så forsvant igjen før den kom tilbake for rundt 8550 ± 100 ¹⁴C BP. Denne nedgangen i bjørk ble tolket til å komme av en klimaforverring. I Nord-Norge viser også pollendiagrammer at bjørkeskogen var rik på bregner, noe som indikerer kalde og maritime forhold, men i sentrale deler av Troms var den bregnedominerte skogen også gjeldende i den varmere perioden atlantikum (Vorren & Moe, 1986). Dette vil være relevant for denne oppgaven, da klimaet på det tidspunktet et isolasjonsbasseng blir isolert fra havet vil kunne spille inn på hvordan algefloaraen i bassenget utvikler seg etter isolasjonen.

3.4 Tidevann

Tidevannsforskjellene i et område kan sees på som en endring i havnivået flere ganger om dagen. Tidevann og faktorene som står bak denne prosessen er kompliserte, og det er fremdeles store utfordringer i modelleringen av dagens tidevann (Egbert et al., 2004). Tidevannet oppstår fra månens og solens tiltrekningskrefter, og de innbyrdes bevegelsene i jord-, måne-, og solsystemet. Meteorologiske faktorer kan også virke inn på tidevannet, som f. eks. lufttrykket og vindmønsteret. Kraftig pålandsvind kan føre til høyere vannstand, mens fralandsvind har motsatt effekt. Bidraget fra de meteorologiske faktorene kan gi endringer i vannstand på opptil 1 m langs norskekysten (Kartverket, 2019).

Ved bruk av metoden for isolasjonsbassenger er det viktig å se på hvor lenge bassenget har blitt påvirket av både saltvann og ferskvann, noe som vil tilsvare den perioden der terskelen ligger i tidevannssonen. Forskjellen i tidevannet kan derfor bestemme, sammen med hastigheten på landhevingen, eustatisk havnivåendring, og mengden ferskvann som strømmer inn fra nedslagsfeltet, hvor lang brakkvannsfasen vil bli ved en isolasjon av bassenget (Shennan et al., 2000). Det kan dermed være forskjellig fra sted til sted hvilket havnivå i tidevannssyklusen som samsvarer med isolasjonskontakten i et isolasjonsbasseng. I tidligere studier har dette ofte vært tolket til å samsvare med høyeste astronomiske tidevann (HAT) (Lohne et al., 2007; Long et al., 2011), men også middel spring høyvann har vært brukt (Shennan et al., 2000;2018).

Videre i denne oppgaven er det tatt utgangspunkt i middelvann (1996-2014) som nullpunkt. Det er brukt middel spring høyvann og middel spring lavvann som høyeste og laveste punkt for tidevannet i området, og mellom disse er det en forskjell på 268 cm. Dette blir kommentert videre i kap. 6.4, i forbindelse med regresjonsrater i strandforskyvningskurven.

4. Metoder

4.1 Bassengundersøkelse

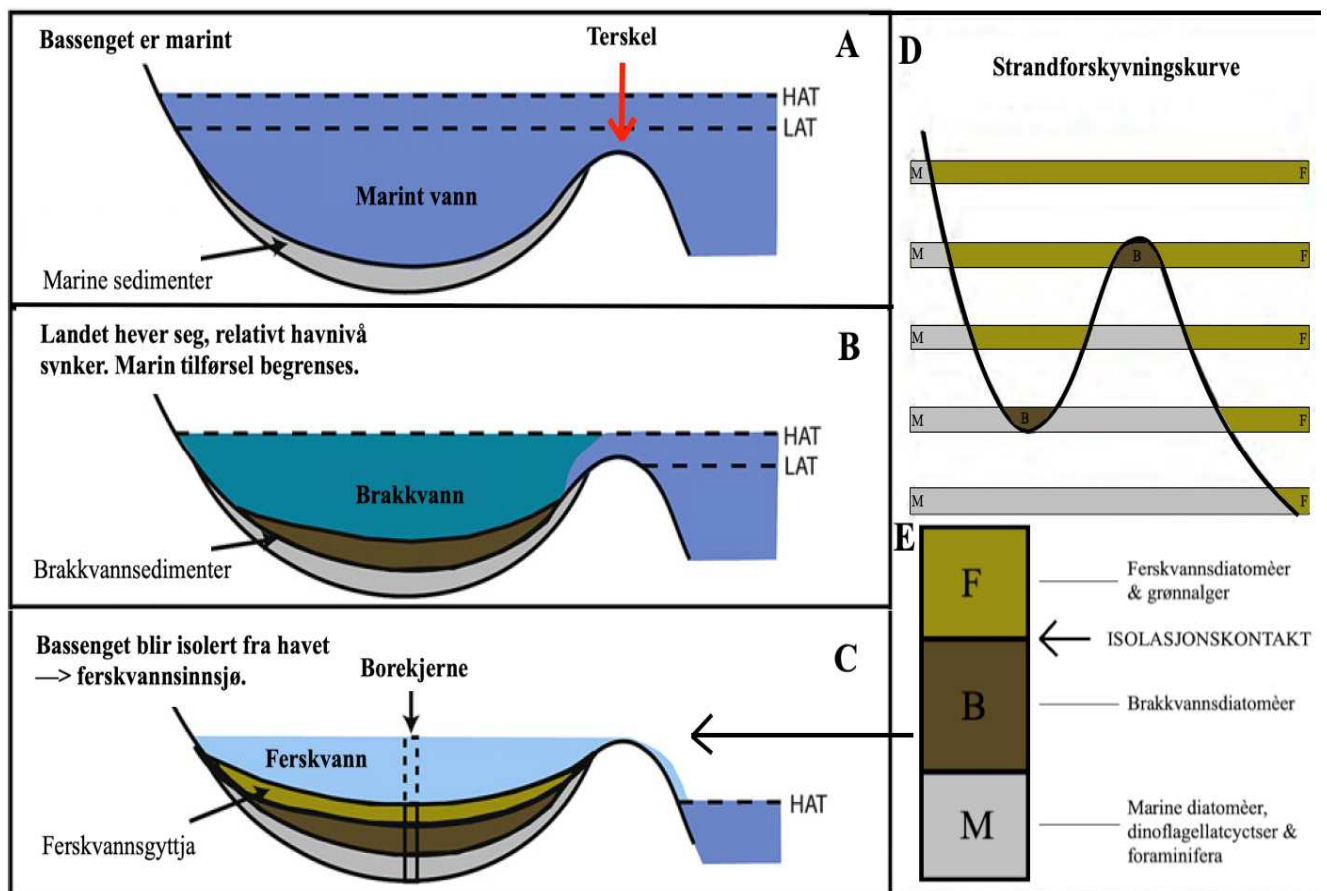
Metoden som ble brukt for å undersøke strandforskyvningen i Skånland området, tar utgangspunkt i isolasjonsbassenger. Dette er en metode som er mye brukt i forbindelse med strandforskyvningsundersøkelser i Skandinavia (Kjemperud, 1986; Svendsen & Mangerud, 1987; Romundset et al., 2018). Metoden omtales som den mest presise metoden for å finne høyden og alderen til tidligere havnivåer i Skandinavia (Svendsen & Mangerud, 1987), og isolasjonsbassenger gir også verdifull informasjon knyttet til det å spore storskala endringer i det relative havnivået over tusener av år (Long et al., 2011).

Områder som har opplevd glasi-isostatisk landheving, og som er dominert av berggrunn, er egnede områder for å kartlegge de relative havnivåendringene ved å analysere sedimentære overganger fra marint til lakustrint miljø, og motsatt (Romundset et al., 2018). Isolasjonsbassengene er gjerne glasialt eroderte forsenkninger i berggrunnen, under den postglasiale marine grensen (MG) for området, og kan i dag ofte sees som en myr eller innsjø.

En terskel bestående av berggrunn, og ikke løsmasser, kan eliminere potensielle feilkilder som erosjon, da en terskel av berggrunn ikke er like utsatt for erosjon som løsmasser. Siden terskelen er referansenivået som viser hvor høyt havet stod på tidspunktet bassenget ble isolert, er det viktig å måle høyden på denne så nøyaktig som mulig. Isolasjons-/ingresjonskontakten i sedimentene reflekterer dermed perioden når høyden på bassengets terskel korresponderte med lokalt høyvannsnivå. Høyden på tersklene for bassengene i denne oppgaven ble ikke målt nøyaktig under feltarbeidet grunnet mangel på utstyr for å gjøre dette. For å finne høyden på tersklene ble det derfor brukt LiDAR-data kombinert med feltundersøkelser. Usikkerhetene knyttet til det å finne høyden på tersklene er diskutert videre under diskusjonskapittelet (kap. 6).

Ved isolasjon av bassenget (havnivået synker under terskel), eller ved en ingresjon (havet trenger seg inn i bassenget), vil sedimentasjonen i bassenget forandre seg. Dette vil oftest gi en litostratigrafisk endring som kan observeres i sedimentene, men det er vanlig å gjøre ulike biostratigrafiske analyser for å bestemme isolasjons/ingresjonskontaktene med større sikkerhet. Dette kan for eksempel være analyser av makrofossiler (Romundset et al., 2018), geokjemiske endringer (Strunk et al., 2018), diatomèr (Kjemperud, 1986; Lohne et al., 2007) eller

fytoplankton i pollenprøver, slik som i denne oppgaven (Kaland, 1984). Radiokarbondatering av terrestriske makrofossiler fra disse overgangene i sedimentet, kan tidfeste når isolasjonen/ingresjonen har skjedd. Når en skal konstruere en strandforskyvningskurve basert på flere isolasjonsbassenger er det også viktig at bassengene man undersøker befinner seg nær hverandre geografisk. Dette for å unngå problemer knyttet til ulik landheving, og at høydeforskjellene mellom bassengene ikke er så stor at viktige detaljer i strandforskyvningshistorien ikke blir fanget opp. Figur 4.1 oppsummerer hva som skjer når et basseng blir isolert, og hvordan sedimentasjonen i bassenget endres gjennom en slik isolasjonsfase.



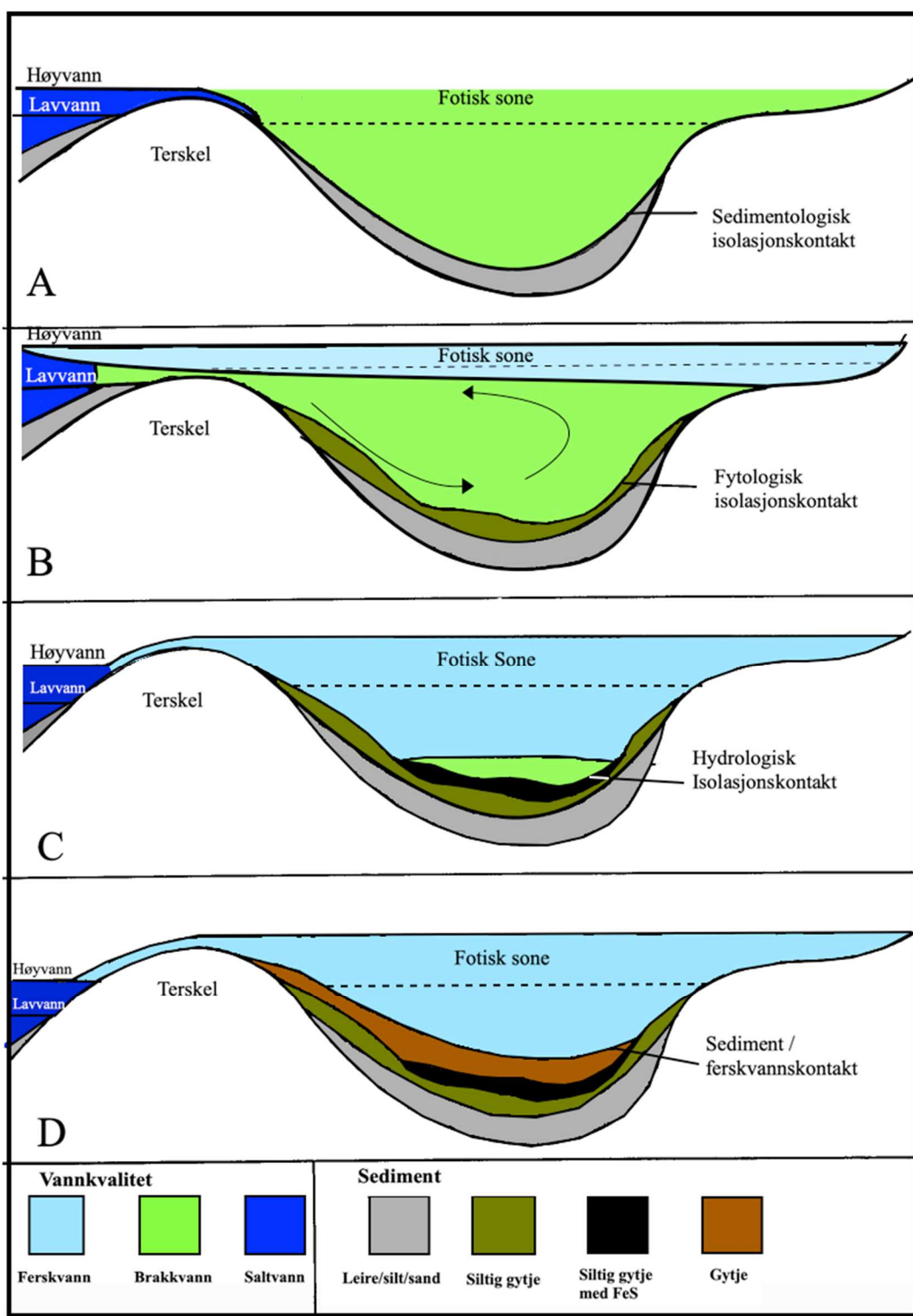
Figur 4.1: Prosessen for isolering av et basseng. A: før isolasjonen, B: under isolasjonen, C: etter isolasjonen. Strandforskyvningskurven (D) er trukket gjennom isolasjon- og ingresjonskontaktene til 5 bassenger i ulike høyder. E: Stratigrafien til borekjerne i C. Modifisert fra Long et al. (2011) & Vasskog (2006).

4.1.1 Isolasjonsfasen

Hvor raskt et basseng isoleres er avhengig av faktorer som f. eks. hvor rask den relative havnivåsenkningen er, hvor stor tidevannsforskjellen er, hvor beskyttet bassenget er i forhold til det åpne havet, og hvor stor gjennomstrømningen av ferskvann er (Shennan et al., 2000). Et basseng vil bli hurtig isolert hvis bassenget ligger godt beskyttet, tidevannsforskjellen er liten, den relative havnivåsenkningen er rask, og gjennomstrømningen av ferskvann er stor. Kjemperud (1986) beskriver begrepet isolasjonskontakt som en grense i sedimentet som representerer tidspunktet når bassenget ble isolert fra havet. Kjemperud (1986) forklarer at det potensielt kan være minst fire forskjellige kontakter i sedimentet som blir avsatt i en isolasjonsfase (figur 4.2). Det er mulig at alle fire kontaktene kan finnes på samme sted i sedimentet hvis isoleringen har vært veldig hurtig, men de som oftest er separert vertikalt på grunn av at de aktive prosessene opererer til forskjellig tid (Kjemperud, 1986). De fire kontaktene som Kjemperud (1986) beskriver er listet opp nedenfor:

1. **Den sedimentologiske isolasjonskontakten** beskriver overgangen fra minerogene, alloktone sedimenter til mer organiske, autoktone sedimenter som da produseres i bassenget. Dette skjer da havstrømmene ikke lenger er sterke nok til å frakte mye minerogent sediment inn i bassenget.
2. **Den fytologiske isolasjonskontakten** er den horisonten som representerer kontakten mellom sedimentet og vannet på det tidspunktet da vannet i den fotiske sonen i bassenget ble ferskt. Den fotiske sonen vil si den sonen der det er nok sollys til at fytoplankton kan drive fotosyntese. Denne horisonten regnes for å representere selve isolasjonskontakten videre i dette arbeidet.
3. **Den hydrologiske isolasjonskontakten** beskriver horisonten da det er totalt stopp for marin tilførsel i bassenget. Denne kontakten kan teoretisk ligge høyere (inntreffe senere) enn den fytologiske kontakten, hvis det tyngre marine vannet i en periode kan sirkulere inn og ut av bassenget under den fotiske sonen. Dette kan skje om bassenget ligger veldig godt beskyttet.
4. **Sediment/ferskvannskontakten** defineres som den til enhver tid eksisterende kontakten mellom sedimentoverflaten og det overliggende ferskvannet, noe som betyr at alt havvannet i bassenget er vasket ut. I større bassenger kan tungt marint vann bli

liggende langs bunnen av bassenget i lengre tid. Et eksempel på en slik innsjø er Tokke, som i dag ligger 60 m o.h. (Strøm, 1957).



Figur 4.2: Dannelsen av de fire isolasjonskontaktene beskrevet av Kjemperud (1986). Figuren representerer et basseng som er godt beskyttet, og stormpåvirkningen er minimal. Modifisert fra Kjemperud (1986).

4.2 Feltmetoder

Feltarbeidet for denne oppgaven ble utført i perioden fra 31.07.18 til 06.08.18. Tidligere var det hentet opp en sedimentkjerne fra Svartvatnet på ca. 3 m, og en russerkjerne (1 m), ved bruk av russerbor med 110 mm diameter, fra Store Trøsevatnet. Kjernen fra Svartvatnet har betegnelsen SVAP117, mens russerkjernen tatt opp fra det første feltarbeidet ikke er brukt videre i denne oppgaven da det ble tatt en ny kjerne under feltarbeidet sommeren 2018. Det tidligere feltarbeidet ble gjort i august 2017 av Svein Olaf Dahl, Pål Ringkjøb Nielsen, Matthew Jenkin, Joe Buckby og Kristian Vasskog, som en del av et større feltprosjekt.

Målet med feltarbeidet sommeren 2018 var å bli kjent med de aktuelle områdene, og finne og beskrive tersklene for bassengene. I tillegg ble det undersøkt tre myrer i ulik høyde (ca. 50-55 m o.h.) mellom de to andre bassengene. Dette ble gjort for å finne et tredje isolasjonsbasseng, som potensielt kunne gitt et ekstra punkt til strandforskyvningskurven for området. Myrene ble utpekt før avreise ved å se på kart over området, og ble i felt undersøkt med stikkestenger for å se hvor dypt man kunne komme i sedimentene. Tilsammen var det tatt med 4 stikkestenger på 1 m hver, slik at man totalt kunne stikke 4 m ned i sedimentene. Disse undersøkelsene viste at ingen av de tre myrene var egnede bassenger for videre isolasjonsanalyser, da de generelt var veldig grunne og manglet definerte terskler.

Et siste mål med feltarbeidet var å finne en annen lokalitet ved Store Trøsevatnet for å ta en ny kjerne med russerbor (figur 4.3). Russerboret som ble brukt hadde en diameter på 90 mm og en lengde på 1 m. Når russerboret hentes opp og åpnes, har kjernen en halv sylindrisk form, og det er viktig at det observeres om det er forurensning (sediment fra omkringliggende lag) i kantene på kjernen. Tanken bak det å ta enda en russerkjerne fra dette bassenget var at det var ønskelig å komme dypere ned enn det som ble gjort under feltarbeidet i august 2017 (ca. 2,5 m). Det ble brukt stikkestenger for å finne et område som var minst 4 m dypt, og dette ble den nye lokaliteten for russerbor ved Store Trøsevatnet. Den nye russerkjernen (TRØR118), ble tatt opp fra 4,88 m under overflaten, og dekker dypet fra 3,88 m – 4,88 m. Etter at kjernen ble åpnet og studert, ble den tatt bilde av og pakket inn. Den ble plassert i et PVC – rør som var kuttet på langs og deretter pakket godt inn i plast og aluminiumsfolie for å bevare den best mulig til den var tilbake på Universitetet i Bergen.



Figur 4.3: Kjernetakning ved bruk av russerbor ved Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid

4.3 Laboratoriemetoder

Laboratoriearbeidet som har blitt utført i denne oppgaven ble gjort på EARTHLAB (Earth Surface Sediment Laboratory) på Institutt for Geovitenskap ved Universitetet i Bergen, samt ved kosmo-laboratoriet (Earthlab Cosmogenic Nuclide Preparation Facility), også ved Universitetet i Bergen. Kjernen, SVAP117 (Svartvatnet), ble først splittet i to halvdel der den ene delen ble lagret som en referansedel. Det ble likevel tatt ut et par prøver fra referansedelen til de siste algeprøvene. Kjernen ble så pakket forsiktig ut, og deretter rengjort ved å skrape overflaten ren slik at endringene i sedimentet kom tydeligere frem. Kjernen ble også visuelt beskrevet ved farge, kornstørrelse, kompaktet og strukturer i en litostratigrafisk logg.

4.3.1 XRF-skanning

Det ble også foretatt en skanning av SVAP117 med en ITRAX røntgen-fluorescens (XRF) kjerneskaner for å se relative endringer i grunnstoffene gjennom kjernen. Maskinen som ble brukt befinner seg på EARTHLAB på Institutt for Geovitenskap ved UiB. Prinsippet bak denne metoden baserer seg på eksitering av elektroner ved røntgenstråler. Elektronene flytter seg da fra et indre atomskall til et ytre atomskall. Dette fører til ledige plasser i de indre atomskallene, og nye elektroner fra de ytre atomskallene faller tilbake og opptar de ledige plassene. Under denne prosessen blir det frigitt energi, som da registreres av maskinen som en sekundær stråle. Denne energien og spekteret for bølgelengdene er unike for hvert grunnstoff, og målingene av denne sekundære strålingen gir da muligheter for å beregne stoffenes relative hyppighet i sedimentet (Weltje & Tjallingii, 2008).

Denne metoden er en ikke-destruktiv og høyoppløselig metode, som gir et sammenhengende datasett, og som innehar informasjon om variasjoner i geokjemien og teksturen i sedimentkjernen (Croudace et al., 2006). Metoden gir høyoppløselige data av relative (semi-kvantitative) variasjoner av de vanligst forekommende grunnstoffene, og kan brukes på sedimenter fra mange forskjellige typer miljøer, fra marint til ferskt, fra subtropiske til arktiske miljøer (Löwemark et al., 2011). Avhengig av hvilken type røntgenrør maskinen bruker, kan det registreres grunnstoffer fra aluminium (Al) til Uran (U). Variasjonene som vises i grunnstoffene etter en skanning kan gi informasjon om miljøendringer, endringer i klima, og om mulige antropogene påvirkninger på det sedimentære systemet (Löwemark et al., 2011). XRF-resultatene fra en gitt sedimentkjerne må alltid tolkes ut fra settingen den kommer fra, som for eksempel hvilke bergarter og avsetninger som befinner seg i nedslagsfeltet til

bassenget. Det kan også være nyttig å sammenligne XRF-data med resultater fra andre analyser, slik at variasjonene i grunnstoffene kan kobles opp mot avsetningsmiljø. Hvis for eksempel enkelte grunnstoffer reflekterer miljøendringer mellom marint og ferskvann, som også reflekteres av andre analyser, vil dette kunne gi ekstremt høyoppløselige data.

XRF-metoden har noen begrensninger, og den mest åpenbare er at variasjonene i grunnstoffene måles i CPS («counts per second»), og ikke i konsentrasjoner. Andre faktorer som har en begrensende effekt er vanninnholdet, om overflaten til kjernen er ujevn, og variasjoner i kornstørrelsen. Alderen til røntgenrøret har også noe å si for tellingen av grunnstoffene under en skanning, og for å kunne sammenligne resultatene fra forskjellige kjerner, må disse ha blitt skannet med samme rør, og ikke så langt fra hverandre i tid (Löwemark et al. 2011). I en paleoklimatisk kontekst er det imidlertid de relative endringene i grunnstoffprofilene over tid, heller enn de absolutte konsentrasjonene av elementene, som er av interesse (Kylander et al., 2011), og XRF-data kan dermed være svært nyttige selv om de regnes som semi-kvantitative (Croudace et al., 2006).

Røntgensignalet som sendes ut fra sedimentoverflaten er en funksjon av sammensetningen til sedimentet, og dermed kan tilstedeværelsen av lette grunnstoffer som ligger utenfor målerekkevidden til maskinen (karbon, oksygen og nitrogen), føre til en såkalt utvanningseffekt (Kylander et al., 2011). Dette resulterer i lavere tellinger for de grunnstoffene som faktisk registreres. Med andre ord vil en økning i organisk materiale, kunne resultere i lavere registrerte tellinger for alle målte grunnstoffer, og omvendt. Endringer i vanninnhold, organisk innhold og kjernens overflatestruktur/porøsitet vil kunne påvirke den totale telleraten under XRF-skanning, og dette kan gi tilsvarende endringer i telleratene for hvert enkelt grunnstoff som ikke nødvendigvis reflekterer en reell endring i konsentrasjonen. En måte å kompensere for denne effekten er å normalisere rådataene (Croudace & Rothwell, 2015). Her ble normalisering av rådataene gjort ved å dele telleraten på summen av koherent og inkoherent spredning av røntgenstrålingen ($inc + coh$) (Croudace & Rothwell, 2015). Høye verdier av $inc + coh$ gjenspeiler et økt innhold av organisk materiale, og dette kan brukes som en indikator på mengden organisk materiale i sedimentet (Croudace & Rothwell, 2015). En økning av organisk materiale betyr mer innhold av f. eks. oksygen og karbon, og som tidligere nevnt kan dette føre til en utvanningseffekt. Ved å dele alle elementene på $inc + coh$, vil påvirkningen fra det organiske materiale og vanninnholdet i sedimentet bli mindre, og dermed blir informasjonen

om faktiske endringer i de enkelte grunnstoffene mer pålitelig. Resultatene for XRF - skanningen er fremstilt i figur 5.10 og videre omtalt i kapittel 5.2.3.

XRF-maskinen skanner alt på kjernen, også området som ikke er sediment. I denne oppgaven har det blitt slettet verdier fra rådataene ved overgangen fra første del av kjernen til andre del, da skanningen hadde tatt med deler av PVC-røret i enden av hver del av kjernen. Det ble plassert tape over noen deler av sedimentet i del 2 og 3 av SVAP117 grunnet større klaster (2-4 cm) og groper i sedimentet, og disse områder ble også kuttet bort fra resultatene.

4.3.2 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse ble utført på 1 cm³ prøver som ble tatt ut fra SVAP117-kjernen ved hjelp av en målesprøyte. Prøvene ble tatt hver 5 cm, bortsett fra intervallet 80 cm – 130 cm, der det ble tatt ut hver cm for å få ekstra høyoppløselige data. Basert på den litostratigrafiske analysen ble det antatt at dette representerer området for isoleringen av bassenget, og det var derfor ønskelig å få tettere målepunkter her. Prøvene ble lagt i hver sin digel, der vekten var kjent. Digen med prøvene ble veid og deretter satt i tørkeskap på 105 °C gjennom natten. Neste dag ble prøvene veid igjen for å få tørrvekten, før de deretter ble satt i ovnen og glødet på 550 °C i en time for å brenne bort alt det organiske materialet. Etter glødingen ble prøvene kjølt ned til romtemperatur i en eksikator, og til slutt veid en siste gang. Ved å registrere vektene kan man da regne ut tørrvekten og glødetapet. Glødetapsmetoden gir et overblikk over vanninnholdet og det organiske innholdet i sedimentet, som vil endre seg gjennom kjernen ettersom klimaet og/eller avsetningsmiljøet har forandret seg. Metoden er videre beskrevet i Dean (1974) og Heiri et al. (2001).

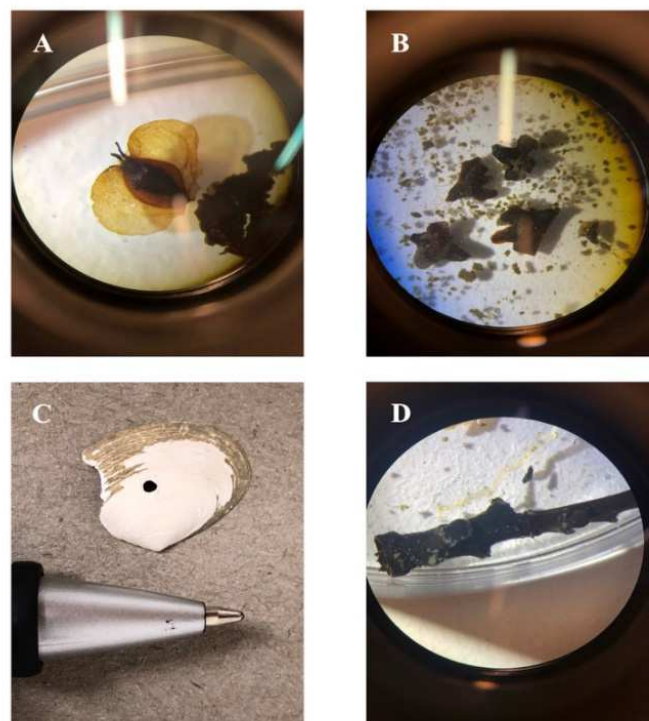
4.3.3 Datering

Dateringsprøvene for denne oppgaven ble plukket ut på ERATHLAB på Institutt for Geovitenskap ved Universitetet i Bergen. Det ble totalt plukket ut 7 prøver som ble sendt til datering, 1 prøve fra Store Trøsevatnet (TRØR118) og 6 prøver fra Svartvatnet (SVAP117). Prøvene ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen.

Det er alltid å foretrekke å bruke terrestriske makrofossiler til datering for å unngå utfordringer knyttet til reservoaralder og hardvannseffekt, men i den marine delen av SVAP117 var ikke dette mulig. I denne delen ble det derfor plukket ut skjell og skjellfragmenter som ble sendt til datering, og dette gjelder de to dypeste prøvene tatt fra kjernen fra Svartvatnet (SVAP117). I

begge kjernene i dette arbeidet var det ekstra viktig å unngå å plukke ut akvatisk materiale (vannplanter) med tanke på den karbonholdige berggrunnen og hardvannseffekten (kap. 3.1).

Ved uthenting av dateringsmaterialet ble det tatt ut 1 cm tykke skiver med sediment fra kjernen, som deretter ble løst opp i vann og våtsiktet. Det ble brukt en sikt med maskestørrelse på 250 µm. Materialet ble etter sikting plukket ut med pinsett og lagt i en petriskål, og deretter studert under en stereolupe. Om det ikke var tilstrekkelig med terrestriske makrofossiler i én enkelt cm, ble det tatt ut en ny prøve like over eller under den forrige, som deretter gjennomgikk samme prosess. Disse prøvene ble så slått sammen slik at mengden materiale ble stor nok. Ifølge nettsidene til laboratoriet i Poznan (<https://radiocarbon.pl/en/>), bør prøvene inneholde en viss mengde med makrofossiler for at det skal kunne bli foretatt en datering, avhengig av prøvematerialet. For skjell bør det være minst 20-50 mg, og for prøver med planterester bør det helst være over 5 mg. Alle prøvene som ble sendt fra denne oppgaven oppnådde disse vektkravene. Prøvene som ble sendt inneholdt blant annet bladfragmenter, kvister, rakleskjell, frukt fra *Betula* (bjørk), frukt fra *Alnus* (or), marine skjell, og bark. Figur 4.4 oppsummerer noen av funnene som ble sendt til datering, og resultatene fra dateringen omtales videre i kapittel 5.1.4 og 5.2.5.



Figur 4.4: Diverse funn til datering. A) *Betula*frukt fra SVAP117, B) Rakleskjell (*Betula*) fra SVAP117, C) Skjellfragment av *Macoma calcarea* fra SVAP117, D) Kvist fra TRØR118.

Kalibrering av ¹⁴C-aldre

Etter at det ble oppdaget at ¹⁴C-år ikke tilsvarer et kalender år, ble det gjort mye arbeid for å fremstille kalibreringskurver som omgjorde ¹⁴C-aldrene til kalenderår. ¹⁴C-aldre vil i økende grad avvike fra den reelle alderen i kalenderår ettersom vi går bakover i tid (Shennan et al. 2015). De første studiene (Suess 1970, referert i Shennan 2015) av dette viste at jordens magnetfelt var en stor kontrollerende faktor for de langsiktige svingningene i ¹⁴C. Senere arbeid (Hughen et al. 2004, referert i Shennan 2015) har bekreftet at tusenårsskala variasjoner i ¹⁴C i hovedsak er påvirket av intensiteten til jordens magnetfelt, samt av forandringer i havets sirkulasjon, spesielt i ventilasjonsraten for dyphavet. Middels langsiktige svingninger i ¹⁴C assosieres sterkt med variasjoner i solaktiviteten, der en økning i solaktivitet reduserer produksjonen av ¹⁴C (Shennan et al., 2015). Fra perspektivet til denne oppgaven, er de langsiktige variasjonene i ¹⁴C veldig viktige fordi det bør brukes kalenderår og ikke ¹⁴C-aldre når det skal bestemmes tidligere rater av endringer i havnivået (Shennan et al., 2015).

Prøvene som ble datert, kom tilbake oppgitt i ¹⁴C-alder, og måtte derfor kalibreres til kalenderår før nåtid (kal. BP). For å gjøre dette ble den åpne programvaren R brukt, sammen med pakken som kalles Clam (Blaauw, 2010). I programmet setter man inn ¹⁴C-alderen som skal kalibreres, og velger deretter enten kalibreringskurven IntCal13 eller Marine13 etter hvilket miljø materialet kommer fra, i forhold til om det er henholdsvis terrestrisk eller marint materiale som er blitt datert, da marint materiale også må korrigeres for marin reservoaralder (Reimer et al., 2013). Den yngre delen av kalibreringskurven IntCal13 (< 14 kal. ka BP, som inkluderer hele holocen) er basert på kronologier av treringer, og det er lite sannsynlig at denne kurven kommer til å se store modifikasjoner i fremtiden grunnet påliteligheten til slike kronologier (Shennan et al., 2015). Kalibreringskurvene som er nevnt her er videre beskrevet i Reimer et al. (2013).

Ved kalibrering av marint materiale må det tas hensyn til den marine reservoaralderen som gjelder for området prøven er hentet fra. Marine organismer får en tilsynelatende høyere radiokarbonalder enn det som er reelt, noe som kommer av både forsinkelse mellom utvekslingsraten av CO₂ og bikarbonat mellom atmosfæren og havet, samt utvanningseffekt forårsaket av blanding av overflatevann og dypvann. Kalibreringskurven Marine13 legger til grunn en global reservoaralder i kalibreringen, og denne kan være forskjellig fra reservoaralderen der dateringsmaterialet kommer fra. Forskjellen i lokal reservoaralder i forhold til den globale kalles for ΔR , og denne må legges til under kalibreringen av marine dateringer for området. Mangerud et al. (2006) har kartlagt reservoaralder langs norskekysten

opp til Svalbard ved å datere hvalbein og mollusker. De fant en ΔR verdi for Nord-Norge på 71 ± 21 år, og denne verdien (med tilhørende usikkerhet) ble lagt til Marine13 kurven under kalibreringen av de marine ^{14}C -aldrene i dette arbeidet.

4.3.4 Fytoplanktonanalyse

Fytoplankton er betegnelsen på en gruppe fotosyntetiske mikroorganismer som er tilpasset til å leve delvis eller fullstendig i åpent vann. De lever i den eufotiske sonen der det kommer nok lys, slik at fytoplanktonet kan drive fotosyntese. Fytoplankton er autotrofe planteplankton og er en av de viktigste primærprodusentene i åpent vann, både marint og lakustrint (Reynolds, 2006).

Endringer i salinitet, og da også avsetningsmiljø, samt å fastsette isolasjonskontakten i en kjerne, kan bestemmes ved å analysere sammensetningen av fytoplankton i sedimentet. Diatomèanalyse er den mest kjente metoden for slike undersøkelser, og den er blant annet brukt i arbeidet til Lohne et al. (2007) og Kjemperud (1981). Denne metoden krever et veldig høyt kunnskapsnivå på grunn av den store artsrikdommen som finnes for diatomèene, og er dermed veldig tidkrevende å utføre. Kaland (1984) mener imidlertid at det kan være nok å utføre en enklere analyse av fytoplankton for å bestemme endringer i salinitet. Denne typen fytoplanktonanalyse av pollenpreparater har ikke vært mye brukt i nyere publisert forskning etter arbeidet til Kaland (1984), men metoden har vært brukt i flere masterstudier ved Universitetet i Bergen (Johnsen, 2017; Lunnan, 2016; Owe, 2014; Tjemsland, 1983; og Vasskog, 2006).

Fytoplankton finnes både i lakustrine, marine og brakkvannsmiljøer, men algefloraen vil variere mellom disse miljøene grunnet ulike salinitetstoleranser hos de ulike algetypene. Tjemsland (1983) har i sitt arbeid oppsummert salinitetstoleransene for de ulike grønnalgene. Denne inndelingen (tabell 4.1) er basert på et klassifikasjonssystem som opprinnelig ble utviklet for diatoméer, og danner i dette arbeidet grunnlaget for fytoplanktonanalysen.

Arter som tilhører gruppen for mesohalobe arter lever i brakkvannsmiljø, men deles likevel opp i to undergrupper som skilles ved 4 ‰ salinitet. Inndelingen går på om arten bare lever i brakkvann, eller om den også kan leve i ferskvann (Vos & Wolf, 1993). Denne underinndelingen vises ikke i tabell 4.1. De oligohalobe og halofobe gruppene er i hovedsak ferskvannsarter, men de oligohalobe artene kan deles videre inn i indifferente (tåler noe

brakkvannspåvirkning) og halofile (veksten kan stimuleres av svak brakkvannspåvirkning). De halofobe artene forekommer bare i ferskvann og skyr miljøer som blir påvirket av brakkvann (Tjemsland, 1983).

Tabell 4.1: Klassifikasjon av halobiegruppene etter salinitetstoleranse. Modifisert etter Tjemsland (1983) og Vasskog (2006)

Halobiegruppe	Miljø	Salinitetstoleranse
Polyhalobe	Kun marint	>30 ‰
Mesohalobe	Brakkvann	0,2 – 30 ‰
Oligohalobe halofile	Ferskvann og brakkvann, optimalt i brakkvann	Varierende
Oligohalobe indifferente	Ferskvann og brakkvann, optimalt i ferskvann	Varierende
Halofobe	Kun ferskvann	0 – 0,2 ‰

Preparering av fytoplanktonprøver

Prepareringen av fytoplanktonprøvene ble utført på kosmo-laboratoriet (Earthlab Cosmogenic Nuclide Preparation Facility) ved Universitetet i Bergen. Metoden som ble benyttet er beskrevet av Fægri & Iversen (1989), og er den samme metoden som brukes for pollenpreparater. Metoden går ut på å ta ut en bestemt mengde prøvemateriale fra sedimentet, i dette tilfellet 1 cm³ prøver, og deretter behandle prøvene med forskjellige kjemiske stoffer for å fjerne uønsket materiale. Prøvene ble tatt ut fra forskjellige dyp i sedimentkjernene (SVAP117 og TRØR118), alt etter hvilke nivåer som var av interesse (figur 4.5). Dette var basert på foreløpige tolkninger gjort på grunnlag av de visuelle observasjonene av litostratigrafien.

Noen slekter og arter av fytoplankton har sporopollenin i celleveggene, og sporopollenin regnes som et av de mest motstandsdyktige kjente organiske stoffene (Atkinson et al., 1972). Dette gjør at fytoplanktonet tåler den tøffe kjemiske behandlingen de gjennomgår ved metoden for prepareringen av pollenprøver (Fægri & Iversen, 1989). Ved å preparere prøvene slik det er beskrevet av Fægri & Iversen (1989), fjernes minerogent materiale, humus, cellulose og annet materiale som ikke er ideelt å ha i prøvene når de skal analyseres.

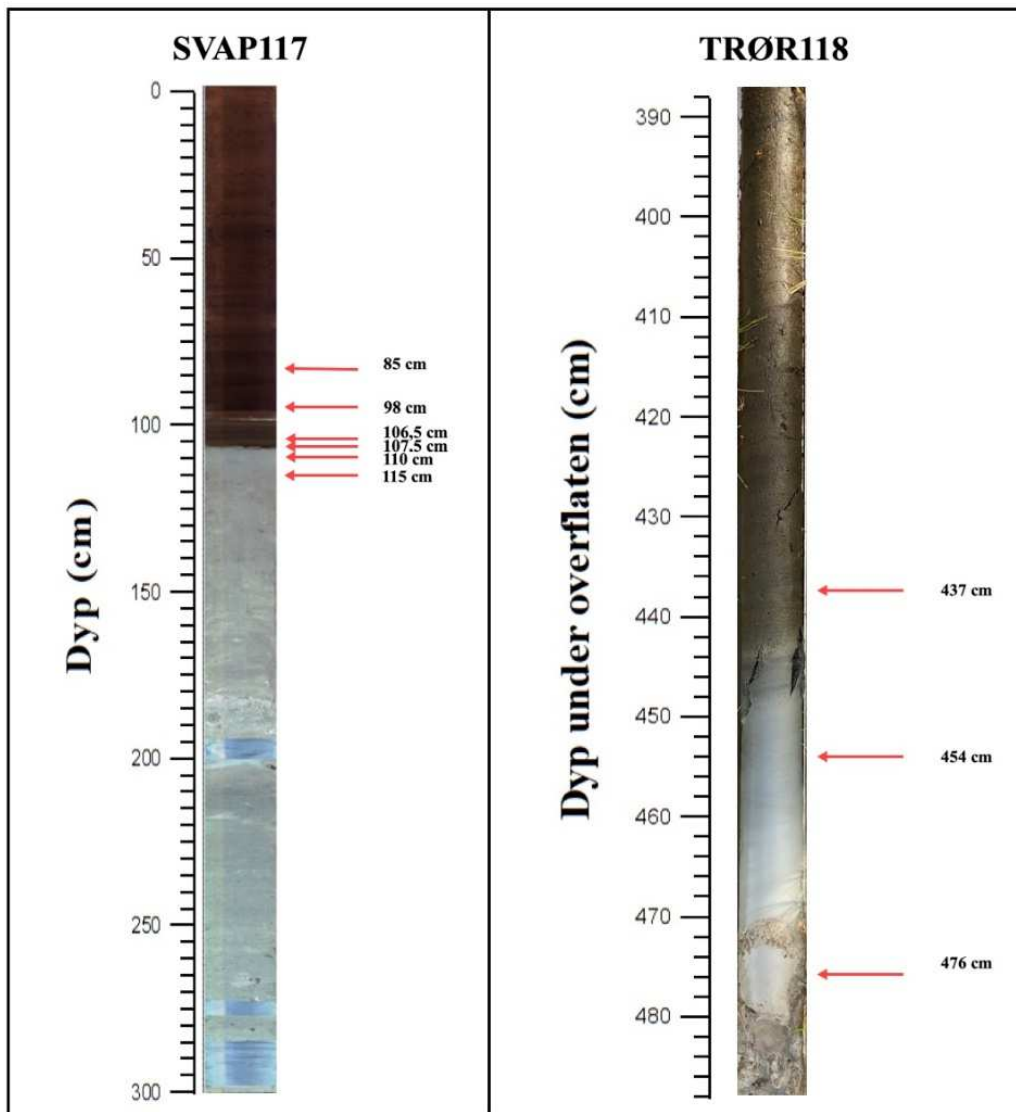
Før selve behandlingen av prøvematerialet startet ble prøvene tilsatt kalktabletter (batchnummer 177745), som inneholdt sporen *Lycopodium clavatum*. Tablettene ble tilsatt prøven for å senere kunne beregne absolutt tetthet og avsetningsrate for fytoplanktonet (Stockmarr, 1972). Tablettene som ble brukt i dette arbeidet inneholdt 18584 ± 370 *Lycopodium*-sporer per tablett. Ved at disse tablettene ble tilsatt før selve prepareringen begynte, fikk dermed *Lycopodium*-sporene samme behandling som prøvematerialet. Et eventuelt tap av prøvemateriale under prepareringen vil derfor ha hatt lik effekt på markørsporene og prøvematerialet (Fægri & Iversen, 1989). Tabell 4.2 viser en oversikt over hvor mange *Lycopodium*-sporer hver enkelt prøve ble tilsatt. Ved analysen av prøvene telles *Lycopodium*-sporene på samme måte som fytoplanktonet, noe som gjør at de da kan brukes til å beregne den absolutte konsentrasjonen av fytoplankton i hver prøve (per 1 cm^3). Dette kan videre brukes til å fastslå hvor mye fytoplankton som har blitt avsatt over tid («influx»), om dataene fra fytoplanktonanalysen kombineres med en aldersmodell for sedimentkjernen de er hentet fra.

Den første behandlingen under prepareringen av prøvene var med 10 % saltsyre (HCl), for å fjerne kalsiumkarbonat (CaCO_3) fra prøvene og for å løse opp *Lycopodium*-tablettene. Videre ble prøvene behandlet med 10 % kaliumhydroksid (KOH), for å fjerne humus. Prøvene ble kokt en liten stund få å få løst opp hele prøven i KOH. Etter behandlingen med HCl og KOH ble prøvene utsatt for behandling med 40 % flussyre (HF), som da fjernet det minerogene materialet i prøven. Ved flussyrebehandlingen ble prøven varmet opp til $100 \text{ }^\circ\text{C}$ i ca. 2 timer. Det ble rørt i prøvene en gang per time under oppvarmingen. Prøvene ble så nedkjølt til romtemperatur, og deretter satt i avtrekkskap over natten. Da flussyrebehandlingen var ferdig ble det foretatt en acetolyse med en kombinasjon av eddiksyreanhydrid ($\text{C}_4\text{H}_6\text{O}_3$) og konsentrert svovelsyre (H_2SO_4) for å fjerne stivelse fra prøvene (Fægri & Iversen, 1989). Mellom hver behandling ble prøvene vasket og sentrifugert flere ganger. Under den siste vaskingen ble prøvene tilsatt et sterkt fargestoff (fuksin), og til slutt noen dråper med glyserol. Glyserolen ble tilsatt for at prøvene ikke skulle tørke helt inn da de til slutt ble plassert på en varmeplate slik at vannet skulle fordampe.

Prøvene fra den marine delen (110 og 115 cm) fra SVAP117, måtte behandles med flussyre to ganger for å få bort de største kornene av det minerogene materialet. Prepareringen for prøvene fra TRØR118 ble gjort ved en tidligere anledning av Kristian Vasskog og Karina Strømsnes. Disse prøvene ble tatt ut fra 437 cm, 454 cm og 476 cm (figur 4.5).

Tabell 4.2: Oversiktstabell over hvilket dyp i kjernen prøvene er tatt ut, samt hvor mange *Lycopodium*-tabletter som ble tilsatt hver prøve.

Kjerne: SVAP117	Antall <i>Lycopodium</i> -tabletter
85 cm	4
98 cm	3
106,5 cm	4
107,5 cm	3
110 cm	3
115 cm	3
Kjerne: TRØR118	Antall <i>Lycopodium</i> -tabletter
437 cm	3
454 cm	3
476 cm	3



Figur 4.5: Viser hvor algeprøvene er tatt ut i kjernene SVAP117 og TRØR118.

Mirkoskopering

Mirkoskoperingen ble utført med et Carl Zeiss mikroskop på pollenlaboratoriet ved Institutt for Biovitenskap ved UiB. Under mikroskoperingen ble det hovedsakelig brukt objektivene Zeiss Planapo 63X/1,4 og 40X/1,0, men ved noen tilfeller ble Zeiss Neofluar 100X/1,3 brukt for å se nærmere på enkelte trekk ved algene. Okularene på mikroskopet brukt i denne oppgaven var av typen Kpl 8X. Under indentifiseringen av de forskjellige algetypene i prøvene, ble det brukt bestemmelsesnøkler fra Tjemsland (1983), og Jankovskå og Komàrek (2000). For mer detaljert informasjon om de forskjellige *Pedastrium*-algene ble Komàrek og Jankovskå (2001) brukt.

Ved klargjøring av prøven for mikroskopering, ble en liten mengde prøvemateriale plassert på et objektglass. Det ble deretter lagt et dekkglass oppå prøven, og prøven ble forsøkt fordelt så jevnt som mulig under dekkglasset. For å forsegle prøven, ble det lagt blank neglelakk rundt kantene på dekkglasset. Ved bruk av objektivene 63X/1,4, 40X/1,0 og 100X/1,3 må det brukes immersjonsolje på dekkglasset, og denne må være i kontakt med objektivet for at prøvematerialet skal kunne sees tydelig i mikroskopet.

Slekts- og artsbeskrivelser

Fytoplanktonet som har blitt identifisert i dette arbeidet blir videre beskrevet etter karakteristiske trekk, og hvilke miljøkrav de har for å leve og formere seg. Miljøkravet som blir lagt mest vekt på i dette arbeidet er hvilke salinitetsnivåer de forskjellige fytoplanktonene foretrekker. I tabell 4.3 vises de forskjellige algetypene inndelt etter salinitetsgruppene som er lagt til grunn videre i denne oppgaven, basert på Tjemsland (1983). Bildene i figur 4.6 viser noen av algene som ble funnet i dette arbeidet, med unntak av *Pediastrum angulosum*, som det er utfordrende å ta bilde av grunnet det spesielle åremønsteret på overflaten av cellene.

Grønnalger (fylumet *Chlorophytes* og klassen *Chlorophyceae*), sammen med arter fra klassen *Dinophyceae*, er det som er blitt undersøkt i denne oppgaven. Grønnalgene ble skilt fra hverandre under mikroskoperingen ut fra forskjeller i morfologien. Det var ikke alltid like lett å se forskjellene mellom de ulike artene, og bestemmelsesnøkklene var derfor til god hjelp. Likevel ble det funnet noen *Pediastrum* som ikke ble identifisert, og disse ble lagt i gruppen for ukjent *Pediastrum sp.* Under indentifiseringen av de forskjellige algene er det viktig å kunne se randcellene til algen, for det er her de viktigste kjennetegnene til algene befinner seg. Hovedsakelig opptrer grønnalgene i cellekolonier, men det finnes også arter som bare består av bare én celle.

Scenedesmus spp. (figur 4.6 F)

Denne slekten inneholder ca. 150 arter (Bourrely 1966, referert i Tjemsland 1983), men å skille alle disse artene fra hverandre er vanskelig i et slikt lysmikroskop som er brukt i denne oppgaven. *Scenedesmus spp.* kjennetegnes ved at kolonien består av flere avlange celler, som også kan ha to lange horn på randcellene. Hornene har ikke blitt observert i dette arbeidet, trolig fordi de brytes ned enten under oppbevaring i sedimentet eller under pollenprepareringen. Kolonien av *Scenedesmus spp.* består vanligvis av en enkelt rad med celler, men kan også forekomme i to rader. Noen av de karakteristiske trekkene til de forskjellige artene, som f. eks.

hornene, oppbevares ikke i pollenpreparater, noe som gjør at det blir ekstra vanskelig å skille de forskjellige artene fra hverandre. Derfor blir denne algegruppen bare bestemt til slektsnivå og ikke art (Tjemsland, 1983). *Scenedesmus spp.* anses som en eutrof gruppe, som forekommer hyppig i svakt sure til nøytrale miljøer. Den har sitt optimale miljø for utvikling i den eutrofe innsjøfasen, rett etter en isolasjon av bassenget. Denne fasen karakteriseres av Tjemsland (1983) som næringsrik, og med noe høye pH-verdier. Slekten foretrekker også gode lysforhold, relativt høy vanntemperatur, og mye organisk materiale. På grunn av at denne slekten har sin hovedutbredelse i ferskvann, men likevel kan få stor oppblomstring under svake saliniteter, karakteriserer Tjemsland (1983) denne slekten som en halofil oligohalob gruppe. Tjemsland (1983) nevner også at forekomsten av *Scenedesmus spp.* viser en betydelig nedgang hvis saliniteten i vekstsesongen kommer over 4,2 – 6,4 ‰.

Botryococcus braunii (figur 4.6 A)

I mikroskopet kjennetegnes denne arten ved at den ofte har en veldig sterk oransje/rød farge fordi den lett tar til seg det tilsatte fargestoffet fuksin. Arten ser ut som en samling av små celler som henger tett sammen i en koloni. Kolonien har en ujevn form, og det kan se ut som cellene har vokst ut i forskjellige retninger, men at de likevel har beholdt en rundaktig form. Denne arten er tilpasset et langt bredere miljøspekter enn de fleste andre Chlorophyceer. Det kan derfor være vanskelig å benytte arten til å bestemme et økologisk miljø. Den trives ikke i dystrofe, næringsfattige innsjøer, og under slike forhold finnes den bare spredt (Tjemsland, 1983). Tjemsland (1983) beskriver også at denne arten aldri oppnår tilsvarende forekomster som *Scenedesmus spp.* ved avtagende salinitet, men at den kan forekomme ved saliniteter på opptil 6,3 – 7,8 ‰. Den tåler altså relativt høye saliniteter, men forekommer sjelden i store mengder ved slike forhold. Derfor karakteriseres denne arten som en indifferent oligohalob art.

Pediastrum boryanum (figur 4.6 B-C)

Denne arten kan sees i mikroskopet som en koloni av celler som henger sammen på alle kanter, med en form som varierer fra nesten rund til mer kantet. Randcellene har to horn med en V-form mellom seg. Overflaten av cellene har en ruglete form med små vorter. Dette er den mest tilpasningsdyktige, og mest vanlige arten innen slekten *Pediastrum*. Denne arten har størst forekomst i eutrofe innsjøer med overskudd av organisk materiale. Tjemsland (1983) beskriver at *Pediastrum boryanum* kan forekomme i store mengder ved salinitetsverdier på mellom 2,7 – 3 ‰. I brakkvannsmiljø, mellom 3 – 6 ‰, forekommer denne arten i mindre mengder.

Tjemsland (1983) beskriver også at det er registrert spredte forekomster av *Pediastrum boryanum* ved saliniteter på 20 ‰, men det er da usikkert om dette er naturlige forekomster eller om cellekolonien er transportert til området. Tjemsland (1983) karakteriserer derfor denne arten som en indifferent oligohalob art.

Pediastrum boryanum* var. *longicorne (figur 4.6 J)

Denne arten er lik *P. boryanum*, men har betydelig lengre horn på randcellene. Det er også en dyp kløft mellom disse hornene. Randcellene kan være lette å kjenne igjen i og med at det ofte er færre, men større vorter på disse enn hos *P. boryanum*. Ut i fra Tjemsland (1983) sine undersøkelser kommer det ikke frem om denne typen alge krever andre miljøforhold enn det som er beskrevet for *P. boryanum*, og disse to variantene blir ofte registrert samtidig. Mengden av *P. boryanum* var. *longicorne* som registreres er ofte en del mindre enn for *P. boryanum*. *P. boryanum* var. *longicorne* kommer da med lite ny informasjon om miljøforhold, og karakteriseres derfor også som en indifferent oligohalob art.

Pediastrum integrum (figur 4.6 H-I)

P. integrum består av en koloni av celler som danner en sirkulær form. Randcellene har to små, korte horn, men det er ingen innskjæringer mellom disse. *P. integrum* kan minne om *P. boryanum*, men det at det ikke er innskjæringer mellom hornene for *P. integrum* skiller den fra *P. boryanum*. Det har likevel vært en diskusjon om *P. integrum* er en egen art, eller om den er en variasjon av *P. boryanum*, men som opptrer hyppigere når vannet har et høyt ioneinnhold (Tjemsland, 1983). *P. integrum* er ikke registrert i så mange fytoplanktonundersøkelser på grunn av mange usikkerheter knyttet til artens systematiske inndeling. Derfor finnes det få opplysninger om artens økologiske krav (Tjemsland, 1983). Forekomsten av denne arten sammenfaller ofte med utbredelsen av *P. boryanum*, men i mye mindre mengder. Arten er vanlig å finne i kalde, rene oligotrofe innsjøer, ofte sammen med arten *P. kawraiskyi* (Jankovská & Komárek, 2000). I Tjemsland (1983) sine undersøkelser ser det ut som at *P. integrum* har en større toleranse for salinitetsmengder enn *P. boryanum*. Denne arten er derfor blitt karakterisert som en indifferent oligohalob art.

Pediastrum tetras (figur 4.6 E)

Arten består av flere celler i en koloni, der cellene henger sammen uten luft mellom hverandre. Cellene har også en innskjæring på den ene siden av cellen. Randcellene har også denne

innskjæringen, sammen med to spisse og brede horn. I dette arbeidet var ikke hornene veldig synlig, men innskjæringen var lett å se. Det er ikke alltid lett å indentifisere *P. tetras* fordi arten er liten, og har en tynn cellevegg som ofte kan bli oversett. Dette gjør at man ikke kan fastslå miljøindikatorverdien dens (Komárek & Jankovská, 2001). *P. tetras* er en tilpasningsdyktig art, men foretrekker miljøforhold med lavt organisk innhold. *P. tetras* avtar ved brakkvannspåvirkning, men har blitt registrert ved salinitet mellom 3 – 8 ‰. Tjemsland (1983) karakteriserer denne arten som en indifferent oligohalob art som er mer ømfintlig overfor salinitet enn *P. boryanum*

Pediastrum braunii (figur 4.6 G)

Arten består av en koloni med celler som ligger tett sammen uten mellomrom mellom hverandre. Formen på kolonien er flat og sirkulær. Randcellene har fire korte horn, der to er orientert i samme plan som selve kolonien, og to er orientert i ulike plan ut fra kolonien. For denne arten finnes det ikke mange opplysninger om miljøkrav. Tjemsland (1983) karakteriserer denne arten som halofob basert på sine resultater, og dette etterfølges her.

Pediastrum angulosum

Denne arten kan ofte lett kjennes igjen ved at den har en type nettmønster på cellene, i motsetning til vortene som er beskrevet ved andre arter. Randcellene har også to bredere horn adskilt av en U-formet kløft. Det kan også forekomme hull mellom cellene, og den kan ha en irregulær form. Tjemsland (1983) har karakterisert denne arten som en halofob art og viser til at maksimal salinitetsverdi er på ca. 1,8 ‰. Den er altså svært ømfintlig i forhold til saltpåvirkning. Det nevnes også at arten trives i oligotrofe innsjøer, og at den under slike forhold er den mest vanlige *Pediastrum*-arten.

Tetraedron minimum (figur 4.6 D)

Dette er en encellet alge, som har en firkantet form med svake innsynkninger mellom hjørnene. I dette arbeidet ble *T. minimum* observert i store mengder ved enkelte nivåer, og ifølge Tjemsland (1983) sitt arbeid har denne arten sin hovedutbredelse i isolasjonsfasen til bassenger som ble isolert i preboreal (tidlig holocen). Denne arten er også registrert i store forekomster i hypertrofe basseng som er svakt saltvannspåvirket, med opptil 3 ‰. Denne arten er derfor karakterisert som en halofil oligohalob art.

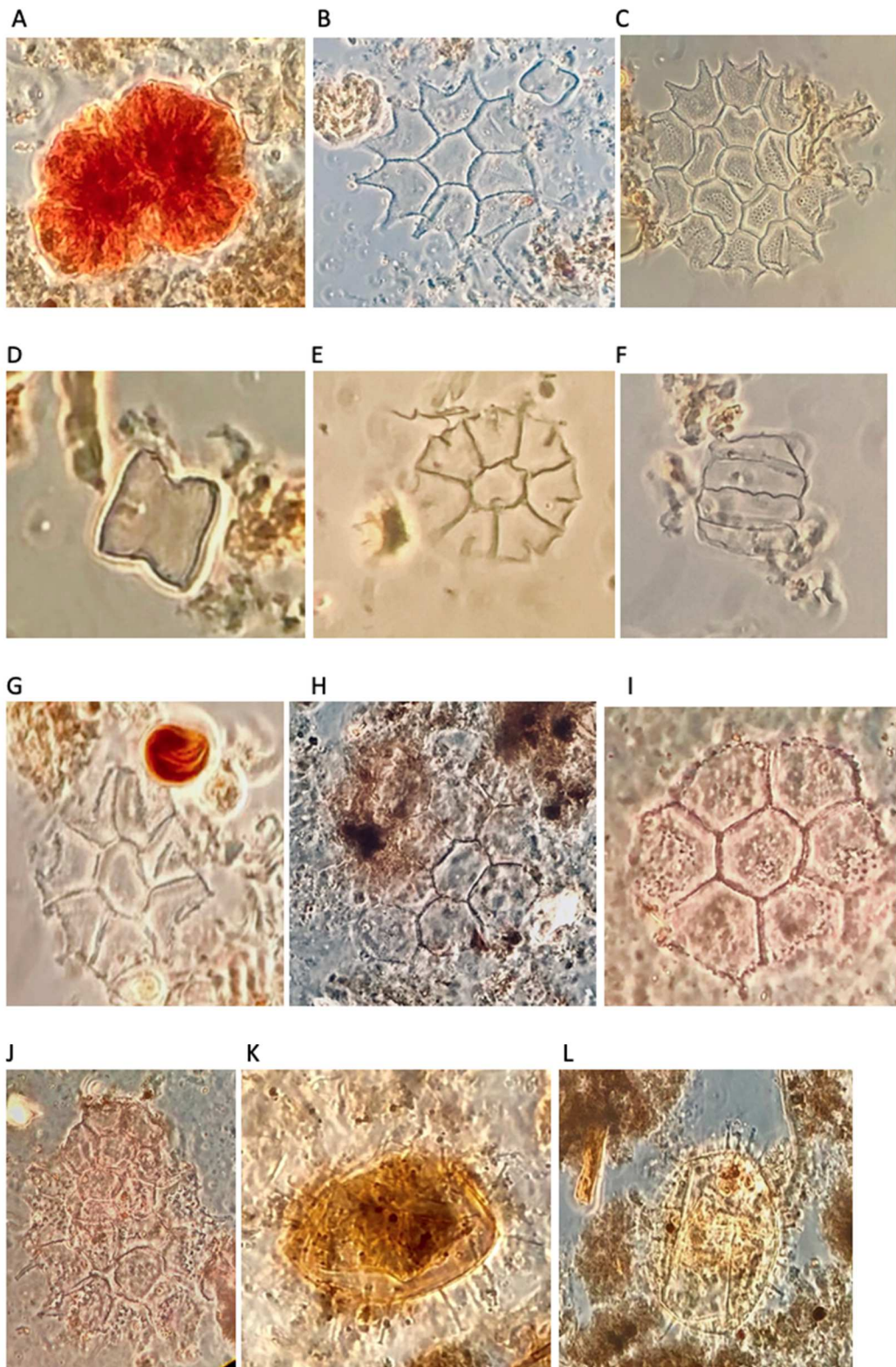
Dinophyceae cyster (figur 4.6 K-L)

I dette arbeidet er det blitt registrert flere hvilecyster fra dinoflagellater, men det har ikke blitt forsøkt å artsbestemme dinoflagellatene noe nærmere. Dette på grunn av at slekts- og artsmangfoldet er svært stort. Dinoflagellatene har en varierende form fra oval til nesten helt rund, som også er omkranset av hornlignende utvekster. Disse utvekstene har ofte en form som ligner bokstaven T, og de kan forekomme i forskjellige lengder og tykkelser. Det er ikke alltid like lett å se T-formen i mikroskopet. Dinoflagellater finnes hovedsakelig i marine miljø, og 90 % av de kjente artene er marine (Bellinger & Sigeo, 2010). Derfor blir hvilecystene av dinoflagellater karakterisert som polyhalobe arter her.

Tabell 4.3 viser en oversikt over hvilke arter som ble identifisert i denne oppgaven, og hvilken halobiegruppe de tilhører.

Tabell 4.3: Oversikt over artene og de tilhørende halobiegruppene. Inndelingen er hovedsakelig gjort etter arbeidet til Tjemsland (1983).

Slakt/art	Halobiegruppe
<i>Dinophyceae</i> cyster	Polyhalob
<i>Scenedesmus</i> spp.	Halofil oligohalob
<i>Tetraedron minimum</i>	Halofil oligohalob
<i>Botryococcus braunii</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum integrum</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum tetras</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum boryanum</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum boryanum</i> var. <i>longicorne</i>	Indifferent oligohalob
<i>Pediastrum braunii</i>	Halofob



Figur 4.6: Bilder av alger funnet i dette arbeidet. A: *Botryococcus braunii*, B-C: *Pediasstrum boryanum*, D: *Tetradron minimum*, E: *Pediasstrum tetras*, F: *Scenedesmus* spp., G: *Pediasstrum braunii*, H-I: *Pediasstrum intergrum*, J: *Pediasstrum boryanum* var. *longicorne*, K-L: *Dinophyceae* cyster.

5. Resultater

5.1 Store Trøsevatnet

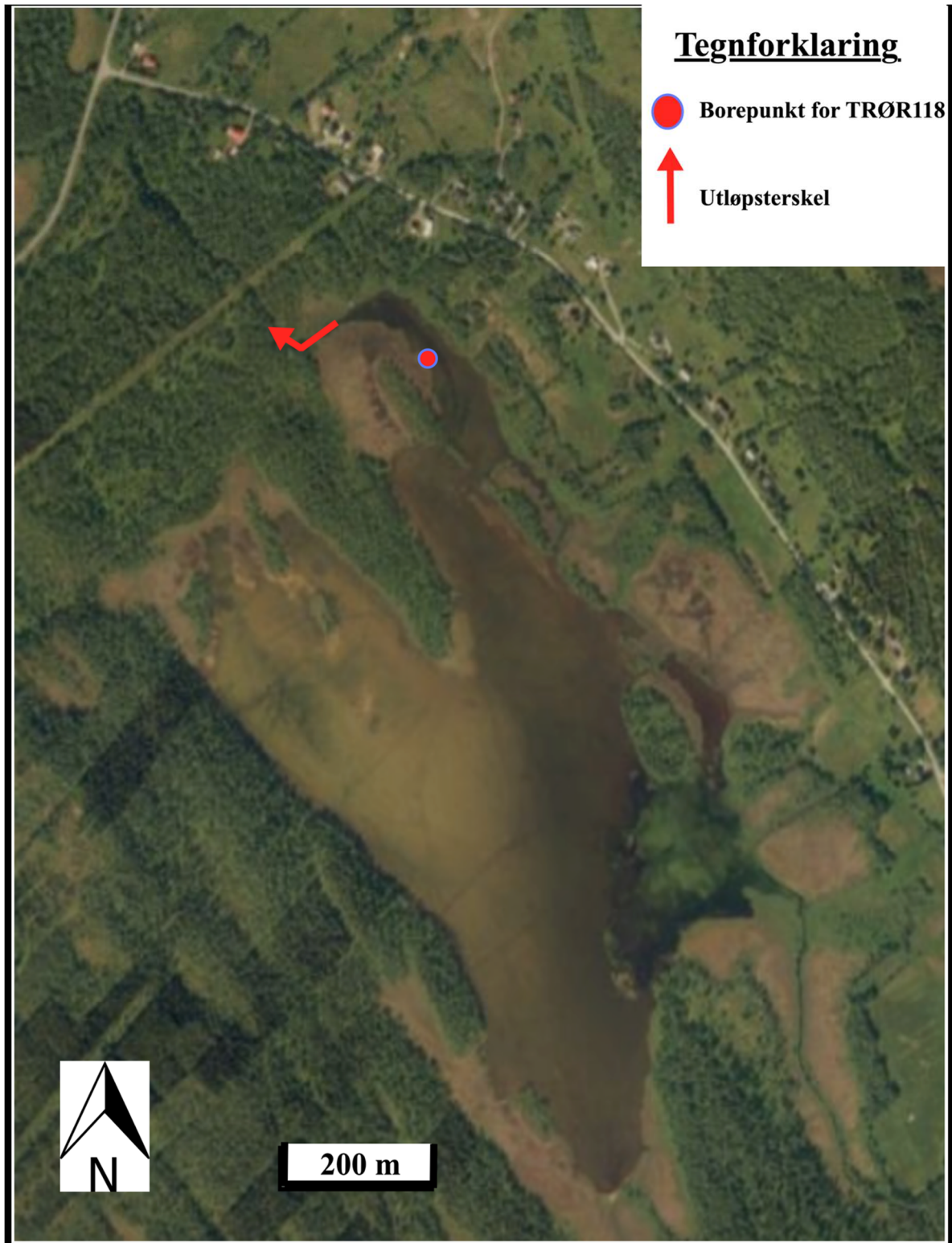
UTM koordinater: 33W 568759 760949 (borepunkt for russerkjerne TRØR118)

Terskelhøyde: 73,5 m o.h. (beregnet ved bruk av LiDAR-data og feltundersøkelser)

Areal: 0,282 km²

Store Trøsevatnet er et innsjøbasseng på 0,282 km² med et vanddyb på maksimalt 1 m, og vannoverflaten ligger på 74 m o.h. Bassenget ligger i et område som kalles for Trøsemarka, og er lokalisert ca. 3,7 km rett øst for kommunesenteret i Skånland, Evenskjer. Rett nord og øst for bassenget er det noe bebyggelse, samt at det er en veg i dette området. Området er dominert av skog- og myrområder, og på den vestlige og østlige siden av bassenget er det to åser, der åsen på den østlige siden strekker seg ca. 100 m opp. Et flyfoto av området (figur 5.1) viser hvordan området rundt bassenget ser ut, og man kan tydelig se bebyggelsen og de skogkledde områdene. På denne figuren er også utløpsterskelen og borepunktet for russerkjernen TRØR118 markert. NGU har estimert marin grense til å ligge like over terskelhøyden for dette bassenget.

Ved kanten av bassenget finnes det noen blotninger av berggrunnen (figur 2.3), og denne viste også tydelige spor av forvitring (figur 5.3). I kapittel 3.1 ble det omtalt at berggrunnen i området inneholdt mye kalk (kalkspatmarmor), og berggrunn som inneholder mye kalk forvitres ofte relativt lett og kan dermed gi en hardvannseffekt i innsjøer. På figur 5.2 kan man se terskelen tydelig, og at den går over berggrunn. Som tidligere nevnt er dette en stor fordel ved bruk av metoden for isolasjonsbassenger. I dette tilfellet ble det brukt LiDAR-data fra kartverket for å bestemme terskelhøyden ved å ta utgangspunkt i vannhøyden (74 m o.h.). Terskelhøyden for dette bassenget har blitt justert ned til 73,5 m o.h. ut fra vanddybet over terskelen.



Figur 5.1: Store Trøsevatnet med markert borepunkt for TRØR118, og markert utløpsterskel. Modifisert fra norgeskart.no



Figur 5.2: Berggrunnsterskel for Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid

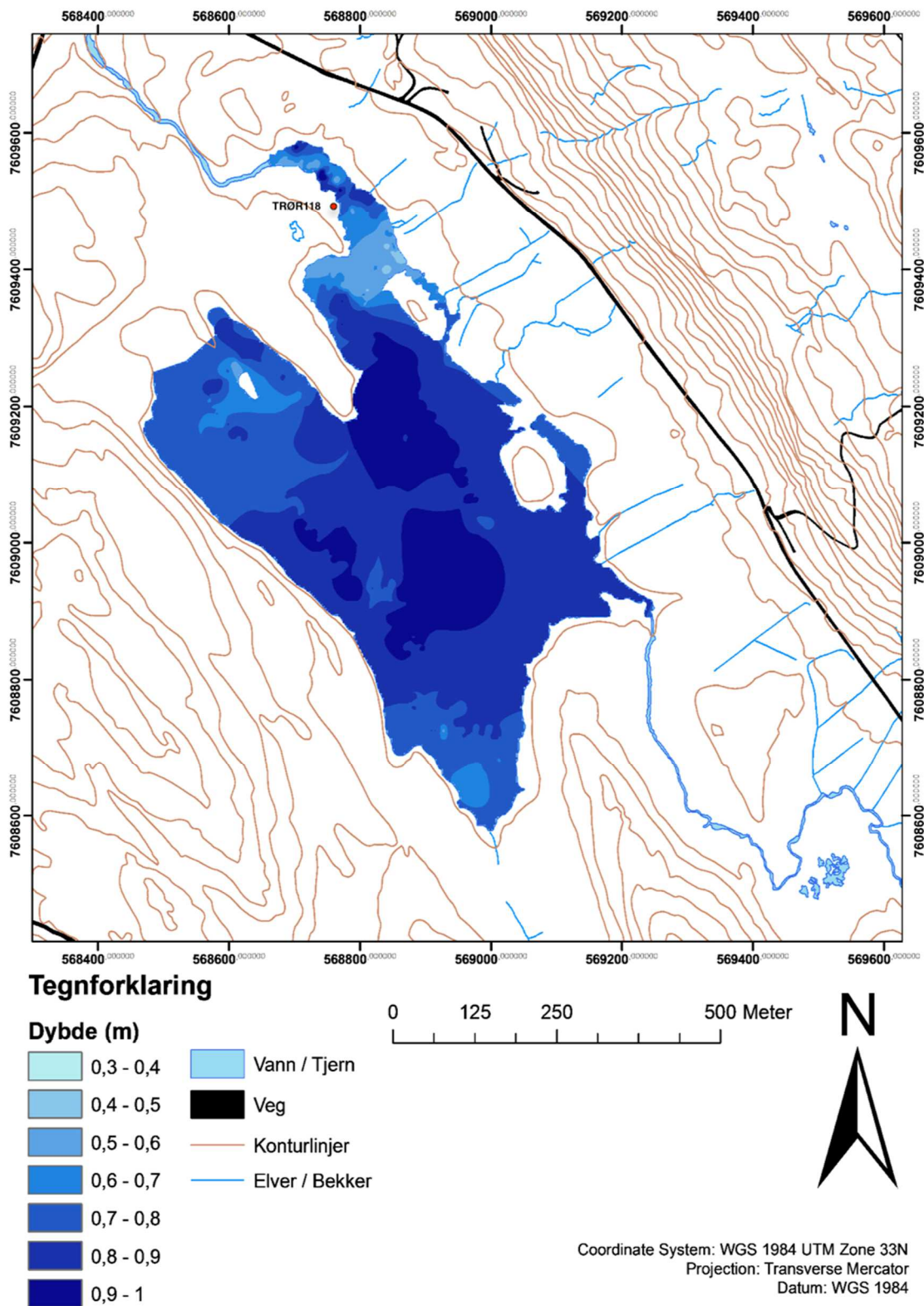


Figur 5.3: Forvitret berggrunn i vannkanten av Store Trøsevatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid

5.1.1 Batymetrisk kart

For Store Trøsevatnet ble det også hentet inn batymetriske data ved det tidligere feltarbeidet gjennomført i august 2017. Dette ble gjort ved samme metode som for Svartvatnet (se kap. 5.2.1), og resultatet er presentert i et batymetrisk kart vist nedenfor (figur 5.4). Dette kartet viser at Store Trøsevatnet er veldig grunt, på det dypeste ikke mer enn 1 m. Dette kan også tydelig sees på flyfotoet på figur 5.1, der bunnen er godt synlig.

Store Trøsevatnet

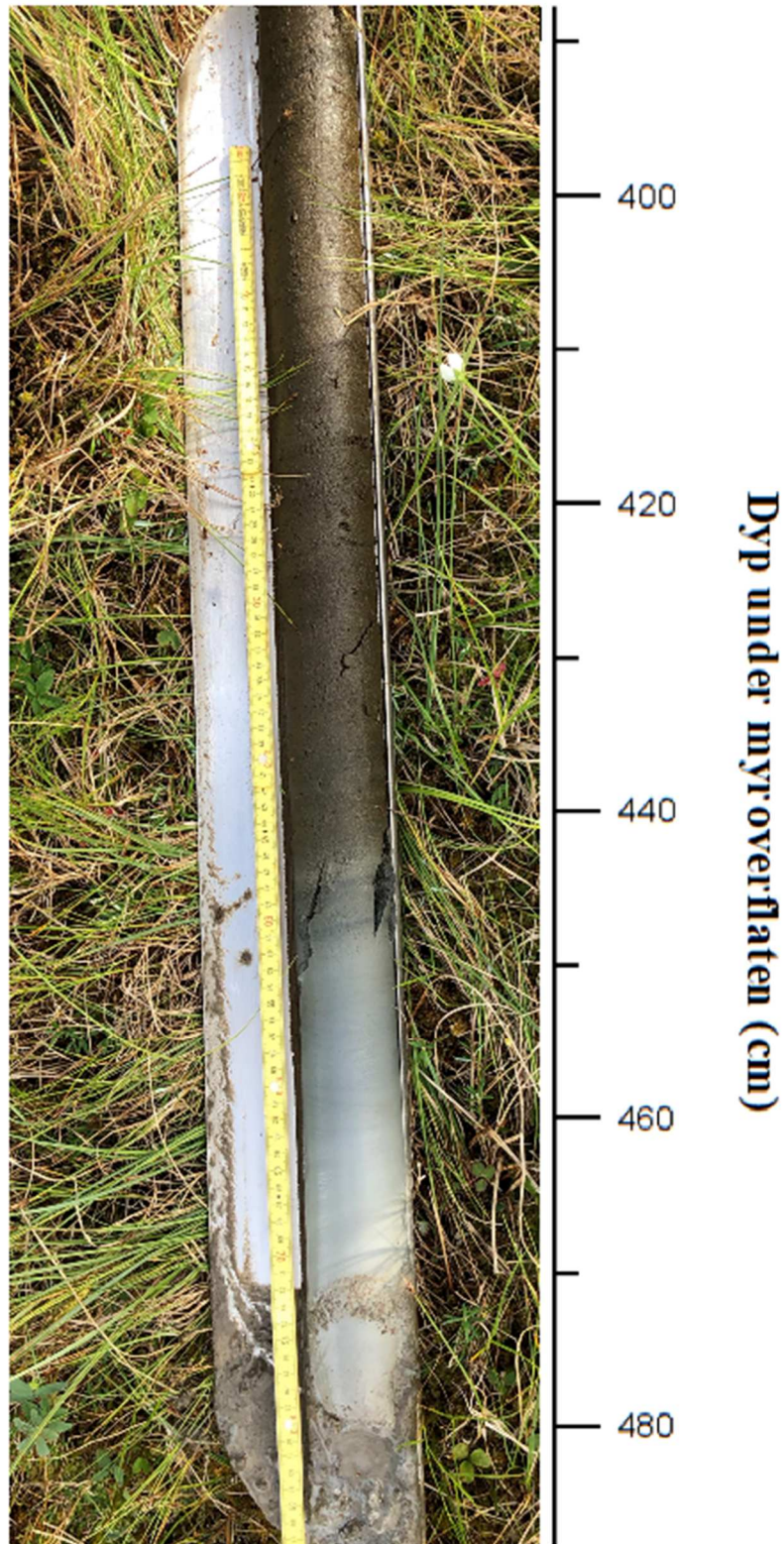


Figur 5.4: Batymetrisk kart over Store Trøsevatnet. Borepunkt for TRØR118 markert med rødt punkt. Ekvidistansen er 5 m.

5.1.2 Litostratigrafi

TRØR118 ble hentet opp fra 388 cm til 488 cm under myroverflaten. Sedimentet i bunnen av kjernen inneholdt mye vann og fløt noe utover da kjernen ble åpnet. Den nederste delen av kjernen ble derfor skrappt bort, og har ikke vært sett på i etterkant. Fra kjernen er det tatt ut en prøve for datering ved 450 cm – 451 cm. Målet med å ta opp denne kjernen var å se om den kunne inneholde marint sediment i bunnen, og å få en datering så nært bunnen av kjernen som mulig. Det har ikke blitt gjort glødetapsanalyse eller XRF analyse for denne kjernen, men undersøkelser av fytoplankton ble gjort for å bestemme avsetningsmiljø. Prøvene til undersøkelsen av fytoplankton ble hentet ut fra dypene 437 cm, 454 cm og 476 cm.

Figur 5.5 nedenfor viser et bilde av russerkjernen fra feltarbeidet der den nylig har blitt åpnet. På figuren ser man en endring fra lyst grått minerogent sediment i bunnen til et mer organisk sediment mot toppen. Under 470 cm var sedimentet forstyrret, men det består av både fint og grovt materiale, og har et høyt vanninnhold. Opp til ca. 447 cm består sedimentet hovedsakelig av gråfarget og helt minerogent silt, men med noen forskjellige nyanser av gråfarge opp mot grensen på 447 cm. Fra dette punktet og videre oppover kan man se gradvis overgang fra grå silt til brun gytje som vi finner fra ca. 451 cm og oppover.



Figur 5.5: Foto av TRØR118 tatt under feltarbeidet sommeren 2018. Foto: Kjersti Aalvik Lid

5.1.3 Fytoplankton

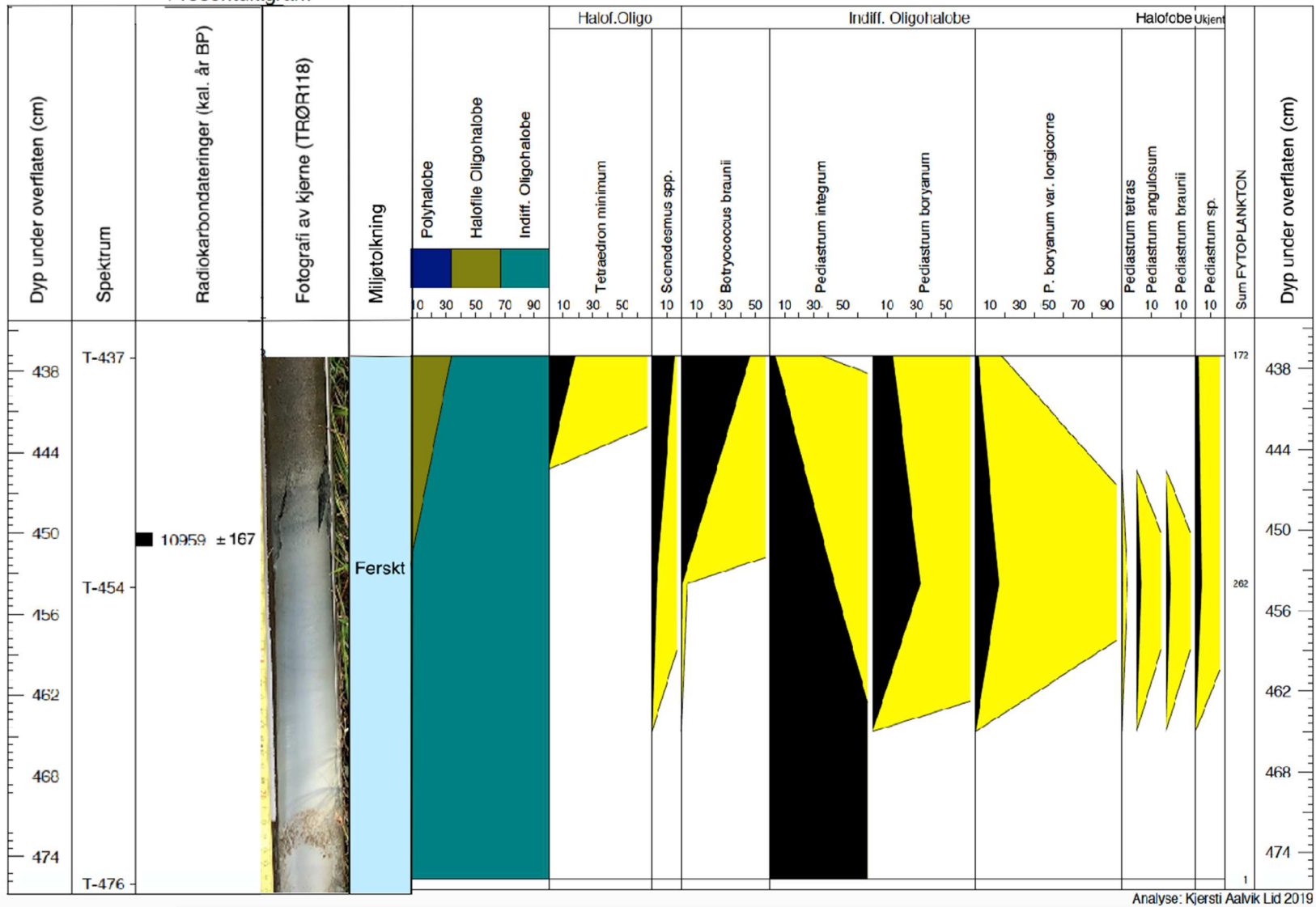
Målet med å undersøke TRØR118 sin algesammensetning var for å kunne fastslå om bassenget noen gang har vært påvirket av saltvann, og resultatet er vist i figur 5.6. Ved tellingen av algene for denne kjernen ble det registrert flere *Pediastrum sp.* som ikke kunne artsidentifiseres og som dermed er blitt plassert i gruppen for ukjente *Pediastrum sp.* Halofobe arter ble også registrert i denne kjernen, men i likhet med Svartvatnet var det registrert for få individer av disse til at de var synlige i fremstillingen av salinitetsgruppene.

I den nederste prøven for denne kjernen (476 cm), ble det bare registrert en enkelt alge av arten *Pediastrum integrum*, mens de to øverste prøvene viser en mer sammensatt algeflora dominert av indifferente oligohalobe arter (figur 5.6 og tabell 5.1). Tjemsland (1983) beskriver i sin oppgave at *Pediastrum integrum* trives i kalde, rene, oligotrofe innsjøer, og funnet av denne algetypen i bunnen av kjernen kan dermed tyde på at det har vært svært kaldt og næringsfattig da dette sedimentet ble avsatt. Det må imidlertid understrekes at det ikke er mulig å gjøre en sikker miljøtolkning basert på funn av bare ett individ, og fraværet av polyhalobe alger kan heller ikke brukes som et sikkert bevis på at sedimentene i bunnen av kjernen er lakustrint avsatt. Basert på de tilgjengelige dataene er det imidlertid ingenting som tyder på at havet noen gang har stått inn i Store Trøsevatnet, og den marine grensen er derfor mest sannsynlig lokalisert lavere enn terskelen til dette bassenget (73,5 m o.h.).

Tabell 5.1: Oversiktstabell over alle alger som er talt for prøvene i kjernen TRØR118 fra Store Trøsevatnet.

Slekter og arter	TRØR118 476 cm	TRØR118 454 cm	TRØR118 437 cm
<i>Dinophyceae cyster</i>			
<i>Scenedesmus spp.</i>		8	26
<i>Tetraedron minimum</i>			31
<i>Botrycoccus braunii</i>		1	80
<i>Pediastrum integrum</i>	1	116	6
<i>Pediastrum boryaanum</i>		85	24
<i>P. boryanum v. longicorne</i>		41	3
<i>Pediastrum tetras</i>		1	
<i>Pediastrum angulosum</i>		3	
<i>Pediastrum braunii</i>		3	
<i>Pediastrum sp.</i> (ukjent)		4	2
SUM (fytoplankton)	1	262	172
<i>Lycopodium</i> - sporer	588	356	286

Store Trøsevatnet, 74 moh, Skånland, Troms
 Prosentdiagram



Figur 5.6: Fytoplanktondiagram for TRØR118. Viser endringer i algesammensetningen i forhold til dyp i kjerne.

5.1.4 Datering

For Store Trøsevatnet ble det bare hentet ut én datering (tabell 5.2), som etter kalibrering fikk en alder fra tidlig holocen. Dateringen som det blir tatt utgangspunkt i videre i oppgaven er oppgitt med to standardavvik (2σ). Materialet som ble datert i denne prøven var en kvist som er vist i figur 4.4D. Alderen er plukket ut og kalibrert etter metoden beskrevet i kapittel 4.3.3, og er diskutert nærmere i kapittel 6.2.1

Tabell 5.2: Viser alder for Store Trøsevatnet i ^{14}C -alder, kalibrert aldersintervall og kalibrert gjennomsnittsalder.

Dybde (cm)	Prøve ID	^{14}C – alder (BP)	Kalibrert alder (2 σ -intervall)	Kalibrert alder (1 σ -intervall)	Kalibrert gjennomsnittsalder 2 σ (1 σ) kal. BP	Innhold i prøve
TRØR118 451-450	Poz- 108993	9610 \pm 60	10790 – 11125	10757–11172	10965 \pm 205 (10960 \pm 165)	Kvister, bladfragment (lite)

5.2 Svartvatnet

UTM koordinater: 33W 570 006 7601997 (borepunkt for SVAP117)

Terskelhøyde: 38,9 m o.h. (beregnet ved bruk av LiDAR-data og feltundersøkelser)

Areal: 0,309 km²

Svartvatnet er et innsjøbasseng med et areal på 0,309 km² og maksimalt vanddyb på 16 m, og ligger 39,4 m o.h. Bassenget befinner seg ca. 1,8 km nordøst for den nordlige delen av rullebanen på Harstad/Narvik flyplass Evenes (figur 5.7). Det er ikke funnet noe litteratur som beskriver at det tidligere er blitt gjort noen havnivåundersøkelser ved dette bassenget. Utløpet er lokalisert i det nordøstlige hjørnet av bassenget (figur 5.8). Området består som tidligere nevnt (kap. 2) av mye skog, noe løvskog, og noe barskog. Det er lite bebyggelse i området, og det er en del myrområder rundt innsjøbassenget. Noe av området rundt vannet er også beiteområder for husdyr.

Bassengets terskel består av sedimenter, noe som introduserer en usikkerhet i høyden på terskelen knyttet til mulig erosjon etter at bassenget ble isolert. Det ble gjort undersøkelser av dybden på sedimentet ved utløpet ved hjelp av stikkestenger, for å få et inntrykk av hvor langt

under sedimentet berggrunnen befant seg, da dette vil være det teoretiske laveste punktet for terskelen under isolasjonen. Berggrunnen ble målt til å ligge mellom 0,5-1 m under sedimentoverflaten, men det kan være en usikkerhet knyttet til om stikkestengene stoppet i berggrunn eller større blokker. Ut fra målingene ligger dermed den høyeste mulige berggrunnsterskelen 0,5 m under sedimentoverflaten. Beregnet terskelhøyde for Svartvatnet blir derfor 38,9 m o.h. med en usikkerhet anslått til $\pm 0,5$ m. Se kapittel 6 for en nærmere diskusjon av usikkerhet i terskelhøyden.



Figur 5.7: Svartvatnet med markert borepunkt og utløpsterskel. Modifisert fra norgeskart.no

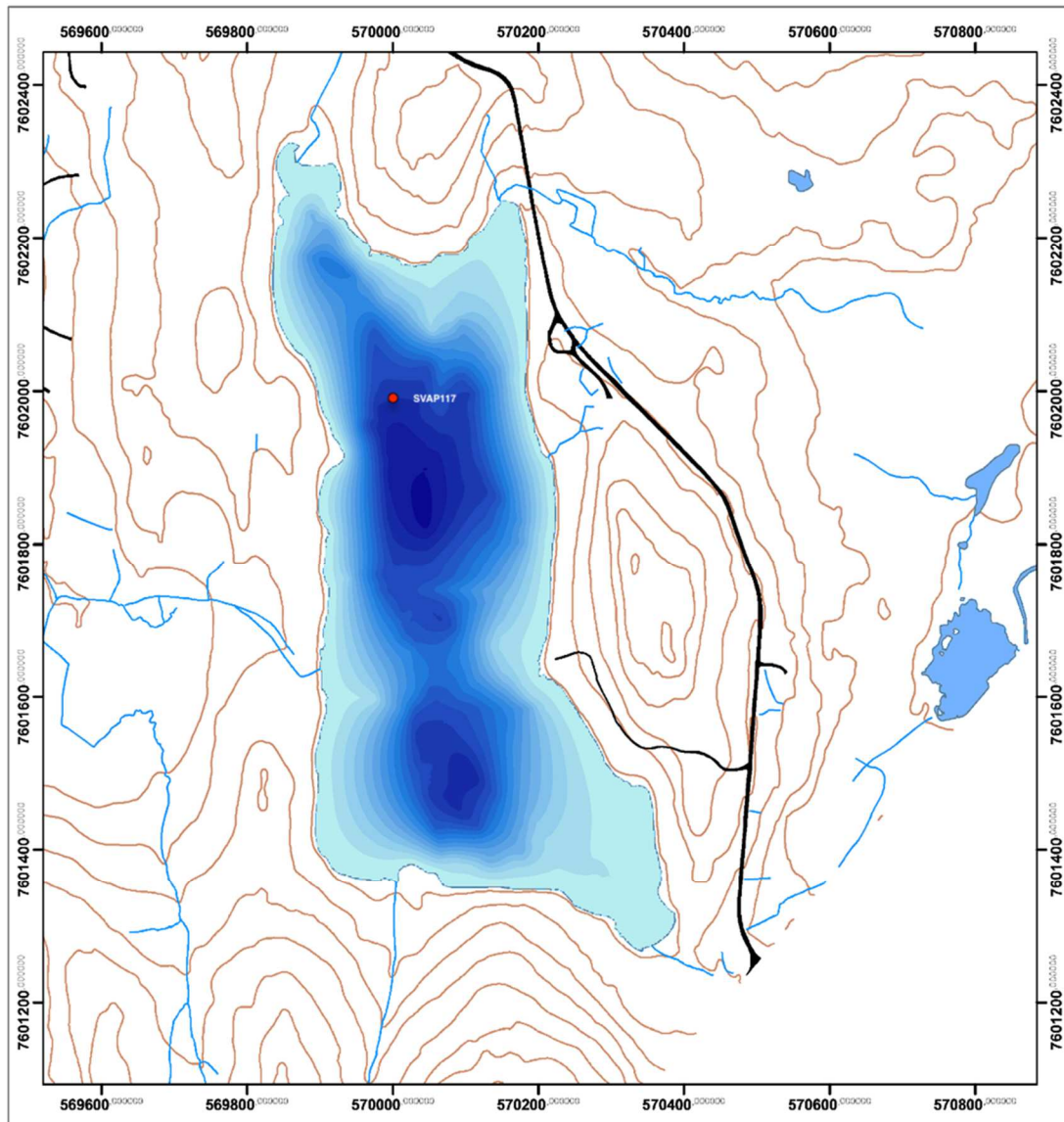


Figur 5.8: Foto av utløp fra Svartvatnet. Foto: Kjersti Aalvik Lid

5.2.1 Batymetrisk kart

Under det tidligere feltarbeidet, som ble utført i august 2017, ble det hentet inn batymetriske data ved hjelp av et ekkolodd av typen Garmin GPSMAP 721xs. Av disse dataene har det blitt laget et batymetrisk kart over bassenget som viser hvordan topografien i bassenget ser ut under vannoverflaten. Det batymetriske kartet (figur 5.9) viser at det er to bassenger i innsjøen, et sørlig basseng og et nordlig basseng. Det nordlige bassenget er dypest og størst, og det var der kjernen SVAP117 ble hentet opp, på 13 meters vanddyp.

Svartvatnet



Tegnforklaring

Dybde (m)

0 - 1	8 - 9	Vann / Tjern
1 - 2	9 - 10	Veg
2 - 3	10 - 11	Elver/ Bekker
3 - 4	11 - 12	Konturlinjer
4 - 5	12 - 13	
5 - 6	13 - 14	
6 - 7	14 - 15	
7 - 8	15 - 16	

0 125 250 500 Meter



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 33N
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

Figur 5.9: Batymetrisk kart over Svartvatnet, borepunkt for SVAP117 markert med rødt punkt. Ekvidistansen er 5 m.

5.2.2 Litostratigrafi

I kjernen fra Svartvatnet (SVAP117) har det blitt foretatt en visuell beskrivelse av de forskjellige enhetene kjernen har blitt delt inn i. Beskrivelse av disse enhetene er presentert nedenfor, samt hva enhetene er tolket til å representere. Enhetene er beskrevet og navngitt i kronologisk rekkefølge fra bunnen av kjernen og oppover. En litostratigrafisk logg av kjernen og resultatet fra glødetapet kan sees i figur 5.10. Verdier for vanninnhold og glødetap er regnet ut som gjennomsnitt per enhet fra resultatene fra glødetapsanalysen, og vanninnholdet er beregnet som prosent av prøvenes våtvekt.

Enhet A (301 cm – 200 cm)

Enhet A har en klar grå farge, med noe grønnkjær innimellom. Kornstørrelsen er hovedsakelig silt med noe innslag av fin sand og leir. Ved ca. 210 cm, og ca. 263 cm er det noen lommer med grovere materiale (fin/medium sand). Sedimentet er pakket godt sammen, og inneholder relativt lite vann (22,3 %), og lite organisk materiale (0,98 % glødetap). Det finnes noen spredte områder med skjellfragmenter, blant annet ved 275-270 cm, 262 cm, og 227 cm. Det er også noen spredte grusklaster i denne enheten. Ved 264 cm, 280 cm, 285 cm, 288 – 290 cm, 291 – 294 cm, og 296 – 298 cm er det lokalisert større klaster (opp til ca. 3 cm). Overgangen fra enhet A til enhet B skråer oppover i kjernen fra venstre side mot høyre, ca. 3 cm forskjell fra den ene siden til den andre.

Enheten er blitt tolket til å være avsatt da bassenget var marint. Funn av skjellfragmenter og grusklaster, samt den grå fargen på sedimentet, og det lave organiske innholdet, tyder på dette. Klastene kan være droppstein fra sjøis, men kan også tyde på større energi i bassenget i denne perioden. Glødetapskurven viser også veldig lave verdier for denne enheten, noe som er vanlig for marine avsetninger.

Enhet B (200 cm – 173 cm)

Enheten har en litt lysere farge enn enhet A, noe som skyldes at den har et høyt innhold av skjellfragmenter som gjør at den fremstår lysere. Enheten har også en noe grovere kornstørrelse enn enhet A, og består hovedsakelig av sand, opp til grov sand. Mot den nedre grensen av enheten finnes det også noen større klaster på ca. 2 - 4 cm. Sedimentet har også i denne enheten en grå farge, og inneholder lite organisk materiale (0,66 % glødetap). Sedimentet fremstår

kompakt og inneholder lite vann (18,01 %). Overgangen fra enhet B til enhet C er buet som en halvsirkel, der buen går opp i enhet C.

Enhet B er også blitt tolket til å være minerogene sedimenter avsatt under den marine fasen for bassenget. Tolkningen av hvorfor denne enheten har flere skjellfragment, større kornstørrelse, og større klaster kan være at energien i bassenget har vært større ved tidspunktet for avsetningen av denne enheten. En annen mulig forklaring er at enheten er avsatt av en type submarin massebevegelse, der grovere sediment og skjellfragmenter har rast ut fra grunnere vann og blitt avsatt i de dypere delene av bassenget. Normalgraderingen fra grovere til mer finkornede sedimenter opp igjennom enheten kan understøtte denne tolkningen (Mulder & Alexander, 2001).

Enhet C (173 cm – 107 cm)

Enhet C har en relativt klar, lys grå farge, og består av minerogent sediment (0,79 % glødetap), i hovedsak silt og fin sand. I enheten finnes det også en del skjellfragmenter (spesielt i området 141 cm til 152 cm), og noen spredte gruskorn. Sedimentet er ellers kompakt, og det inneholder ikke så mye vann (19,18 %). Den øvre grensen for denne enheten viser en tydelig overgang til brune, langt mer organiske sedimenter i den overliggende enhet D. Overgangen er relativt skarp, men noe kaotisk, med linser av minerogent materiale, og mer organisk sediment flettet inn i hverandre (figur 5.11).

Enhet C har også blitt tolket til å være minerogent sediment avsatt i den marine fasen for bassenget. Det lave organiske innholdet er typisk for et marint miljø. Det at kornstørrelsen er større, og det at det finnes skjell i denne enheten, bygger også opp under tolkningen om en marin avsetning.

Enhet D (107 cm - 96 cm)

Enhet D består av en siltig gytje (25,6 % glødetap) med en brunlig farge, men inneholder noen lysere nyanser av gråbrunt i nedre halvdel av enheten. Fargeendringene kan sees som svak lagdeling. Glødetapet reflekterer også den skarpe overgangen mellom enhetene C og D, og viser en stor endring ved dette punktet (fra under 1 % til over 20 %). Det er noe synlig plantemateriale ved ca. 100 cm dybde. Denne enheten inneholder tydelige korn av silt/sand, som glitrer noe under lys. Enheten er mer organisk, har lavere tetthet, og høyere vanninnhold

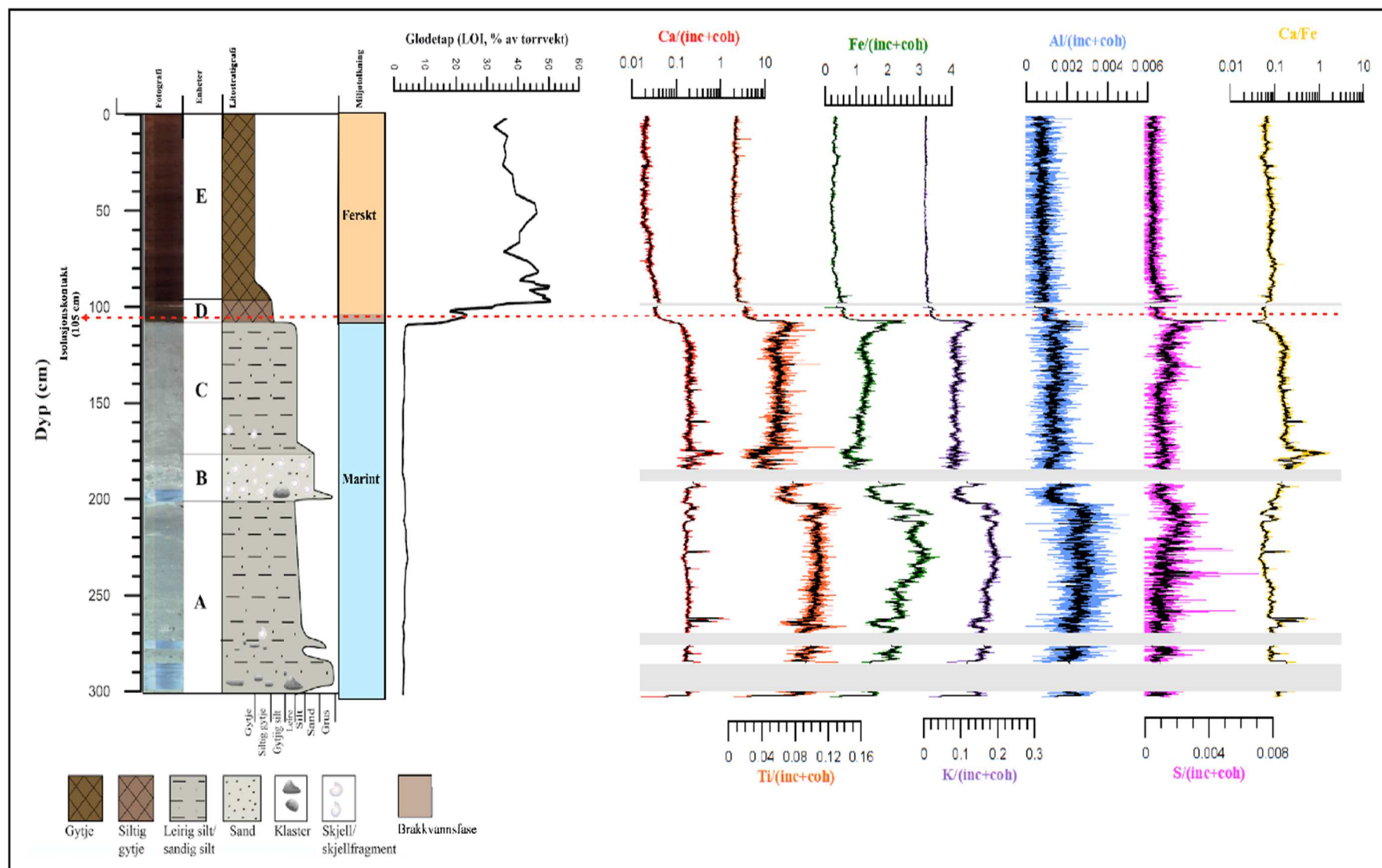
(71 %) enn enhetene A, B og C. Overgangen til enhet E skjer gradvis, og glødetap og vanninnhold øker også ved denne overgangen.

Den skarpe overgangen fra det minerogene sedimentet til siltig gytje viser at det har skjedd en brå endring i sedimentasjonsmiljøet. Siltig gytje avsettes vanligvis i innsjøer (Romundset et al., 2018), noe som gjør at denne enheten er blitt tolket til å bestå av innsjøsediment. Overgangen til enhet E viser at denne (E) er enda mer organisk, noe som gjør at enhet D kan tolkes som en overgangsfase fra marint til veldig organisk, lakustrint sediment.

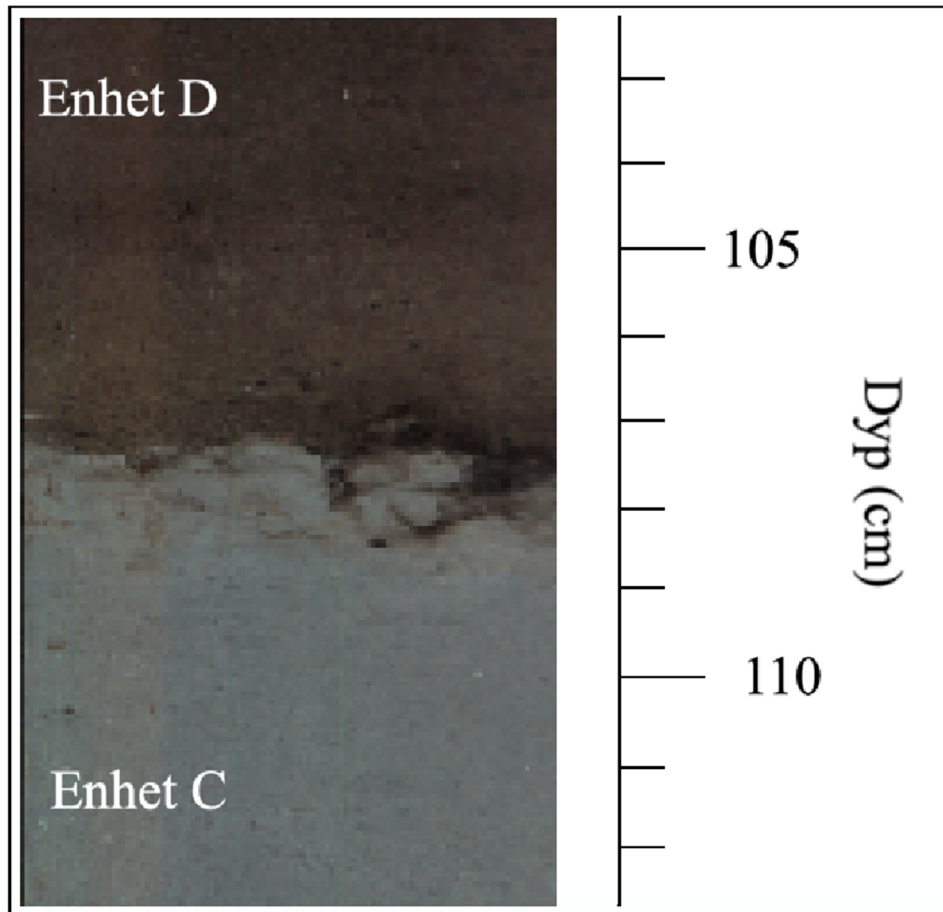
Enhet E (96 cm – 0 cm)

Denne enheten består av gytje (44,12 % glødetap) med en mørk brun farge, og er relativt homogen gjennom hele enheten. Enheten er også preget av høyt vanninnhold (88,76 %). Ved enkelte dybder finnes det noe synlig plantemateriale (12 cm, 26 cm, 45 cm og 80 cm). I noen områder i enheten finnes det innslag av sandkorn. Ved å berøre sedimentet er det mulig å kjenne noen få minerogene korn, ellers bare organisk materiale.

Sedimentet i enhet E består av gytje, noe som gjør at denne enheten er blitt tolket til å være avsatt i den lakustrine fasen for bassenget. Denne enheten er derfor blitt avsatt etter at Svartvatnet ble isolert fra havet.



Figur 5.10: Oversikt over litostratigrafien for Svartvatnet, samt kurver fra XRF-analyse, og kurve for glødetap. For XRF-kurvene representerer den svarte kurven et 5-punkts løpende gjennomsnitt. Isolasjonskontakt er markert med rød stiple linje.



Figur 5.11: Utsnitt av overgang mellom enhet B og enhet C. Overgangen mellom enhetene er antatt for å være den sedimentære isolasjonskontakten.

5.2.3 XRF – data

XRF har ved flere anledninger tidligere blitt brukt til å undersøke avsetningsmiljø i isolasjonsbassenger. I dette arbeidet har det blitt sett nærmere på variasjonene i kalsium (Ca), titan (Ti), jern (Fe), kalium (K), aluminium (Al), og svovel (S), i tillegg til forholdet mellom Ca/Fe (figur 5.10). Grunnstoffene Ca, S og forholdet mellom Ca/Fe ble valgt da disse ofte indikerer marine forhold (Blalascio et al., 2011; Croudace & Rothwell, 2015; Strunk et al., 2018; Svean, 2016). S kan utfelles i bassenger der man har en stratifisering av vannsøylen, noe som skaper et anoksisk bunnmiljø der svovel blir dannet. Svovelverdiene kan dermed være en parameter for å bestemme om stratifisering av vannsøylen har funnet sted, og S kan være en god indikator på brakkvannsforhold med stratifisering mellom ferskvann og saltvann (Svean, 2016). Ca og forholdet mellom Ca/Fe viser ofte høyere verdier ved marint miljø grunnet påvirkning av innholdet av marine skjell og foraminiferer fra sedimentet. Fe alene kan indikere

et miljø preget av redoksreaksjoner, men også tilførsel av minerogent materiale. Innholdet av Fe er også ofte nært knyttet til innholdet av Al, K og Ti, som alle ofte viser høyere verdier for minerogent innhold (Balascio et al. 2011; Croudace & Rothwell, 2015; Kylander et al., 2011; Svean, 2016). Ti er et kjemisk stabilt grunnstoff som er relativt vanlig i berggrunnen, noe som gjør at Ti kan være en god indikator på minerogene avsetninger i innsjøer (Bakke et al. 2010). Det forventes ofte at Ti viser et motsatt bilde av det som er registrert i glødetapsverdiene (organisk innhold).

Resultatene for Ca viser relativt høye verdier gjennom enhetene A-C, men det viser også enkelte skarpe topper med høyere verdier. Ved overgangen fra enhet C til D synker verdien til nærmere 0, og den forblir slik gjennom hele enhet E til toppen av kjernen. Dette viser at det finnes en del kalsium i enhetene A-C, noe som kan stemme med at disse enhetene er blitt tolket til å være marine basert på litostratigrafien, og at disse enhetene inneholder en del skjell som består av kalsiumkarbonat (CaCO_3). De høye og skarpe toppene som Ca-kurven viser er antatt å komme fra målinger direkte på skjell i sedimentet. Ca-kurven er oppgitt med logaritmisk skala for å bedre få frem endringene som skjer gjennom enhetene i kjernen. Resultatene for Ti, Fe, K, og Al viser stort sett de samme trendene gjennom kjernen. I enhet A har disse grunnstoffene relativt høye verdier, mens verdiene synker noe inn i enhet B, og forblir lavere gjennom enhet C. Ti, Fe, og K får en skarp nedgang i verdiene sine ved ca. 260 cm dyp som også er samme sted som Ca får en skarp topp. Ti, Fe, K, og til dels Al viser også en brå endring til lavere verdier ved overgangen mellom enhet C og D. Rett før overgangen fra enhet C til D viser disse grunnstoffene også en økning i verdien før de synker i enhet D. I enhet E blir verdiene enda litt lavere, og forblir på samme nivå, nær 0, gjennom hele denne enheten. Kurven for S viser mye det samme som grunnstoffene Ti, Fe, K og Al, med høyere verdier gjennom enhet A-C og lave verdier fra enhet D-E. Den viser også samme økning i verdier rett før overgangen til enhet D. Kurven for Ca/Fe har relativt lave verdier gjennom enhet A, men disse øker gjennom enhet B, før de synker litt igjen til enhet C. Gjennom enhet B og C viser forholdet mellom Ca/Fe relativt høye verdier, men også her vises det en nedgang i verdiene fra enhet C til D, samt at verdiene forblir lave gjennom enhet E. Ca/Fe-kurven er også oppgitt med logaritmisk skala for å få en bedre oversikt over endringer gjennom kjernen, men også spesielt for å bedre kunne se overgangen fra enhet C til D.

Felles for XRF-dataene er at de viser en brå endring ved overgangen mellom enhet C og D. Verdiene for de fleste grunnstoffene ser ut til å synke ved overgangen til enhet D, noe som

sannsynligvis skyldes en utvanningseffekt (se kap. 4.3.1) på grunn av det høye organiske innholdet. Dette reflekterer uansett en kraftig endring i sedimentasjonsmiljø som fanges godt opp av XRF-dataene, og endringen i Ca/Fe-forholdet kan indikere at miljøet endrer seg fra marint til lakustrint miljø i denne overgangen (Strunk et al., 2018). Det er også verdt å nevne at Ti, Fe, K, Al og S alle har en felles økning i verdiene fra ca. 110 cm til 105 cm. Økningen i S kan ifølge Svean (2016) indikere brakkvannsforhold, og økningen av S ved dette dypet kan kobles til området for brakkvannfasen i dette bassenget. En økning i Al, K, Fe og Ti kan derfor muligens også kobles til brakkvannsfasen for SVAP117 i dette arbeidet.

5.2.4 Fytoplankton

Fytoplanktondiagrammet for SVAP117 er vist nedenfor i figur 5.12. Ved tellingen av alger for denne kjernen ble det registrert flere *Pediastrum sp.* som ikke kunne artsidentifiseres. Disse har blitt plassert i gruppen kalt ukjent. Det er også blitt registrert noen halofobe arter, men disse er ikke blitt tatt med i fremstillingen av salinitetsgruppene grunnet for få individer til at dette kom synlig frem i diagrammet.

De dypeste prøvene, S-115 og S-110, inneholder nesten bare dinoflagellatcyster (polyhalob art), og prosentandelen for dinoflagellatcystene er nær 100 %. Ved tellingen av preparatetene for disse dypene, ble det bare talt ett enkelt individ i hver prøve som ikke tilhørte de polyhalobe artene. Videre i prøvene S-107,5 og S-106,5 vises det en helt annen algesammensetning enn i prøvene S-115 og S-110. Selve antallet av dinoflagellatcyster har blitt mer enn halvert, men prosentandelen av dinoflagellatcystene viser bare ca. 2-3 %. Dette kan forklares ved at det registreres en stor oppblomstring av *Tetraedron minimum*, som gjør at dinoflagellatcystene får en langt lavere prosentandel enn *Tetraedron minimum* (ca. 89 % i S-107,5, og ca. 75 % i S-106,5). I tillegg har antallet individer av andre arter også økt, og dette gjør at prøvene har et generelt mye større innhold av fytoplankton enn for S-110 og S-115. Det er laget et «influx»-diagram for SVAP117 (figur 5.13), som viser det totale antallet individer av hver art som har blitt avsatt per 1 cm³ /år. Dette er regnet ut fra antallet fytoplankton som er talt (tabell 5.3) per prøve i forhold til antallet *Lycopodium*-sporer som er talt for samme prøve. Dette er også koblet opp mot dateringene som er gjort for kjernen få å få antall individer avsatt per år. Ved å se på dette diagrammet blir det lettere å forstå hvor mange individer det finnes av hver enkelt art i hver prøve (1 cm³), og ikke hvor mye det er av hver art relativt til hvor mange det er av de andre artene.

Den store oppblomstringen av *Tetraedron minimum* kan ifølge Tjemsland (1983) representere at bassenget hadde en salinitet på opptil 3 ‰. *Scenedesmus spp.* blir også registrert for første gang i disse prøvene, og dette er også en alge som ofte finnes i brakkvannsfasen. *Scenedesmus spp.* vil ifølge Tjemsland (1983) være sjeldne om saliniteten kommer over 4,2 ‰. Resultatene viser også at det er talt relativt mange individer av *Pediastrum boyanum* i disse prøvene, selv om prosentandelen ikke er så stor (6-8 ‰). *Pediastrum boryanum* er en tilpasningsdyktig art, som også kan leve under svake saliniteter, selv om den har optimum i ferskvann (Tjemsland, 1983).

I prøven S-98 er det blitt registrert én enkelt dinoflagellatcyste, ellers er det en overvekt av arter i salinitetsgruppen indifferent oligohalob, som representerer arter som kan leve i fersk- og brakkvann, men med optimum i ferskvann (tabell 4.1). I denne prøven er det mest individer av *Botryococcus braunii* (60 ‰), og *Scenedesmus spp.* (19 ‰). Det har også vært en klar nedgang av *Tetraedron minimum* fra prøvene S-107,5 og S-106,5 til denne prøven, og prosentandelen av *Tetraedron minimum* er bare 4,8 ‰ i prøven S-98. Videre i prøve S-85 er det ikke blitt registrert noen dinoflagellatcyster, men det har skjedd en relativt stor økning i innholdet av *Scenedesmus spp.* (75,4 ‰), som da er den dominerende algen for S-85. I denne prøven er det også funnet noen halofobe arter, som kun lever i ferskvann.

Basert på algesammensetningen i de forskjellige prøvene er S-115 og S-110 tolket til å være avsatt i en marin fase, grunnet det store innholdet av dinoflagellatcyster og få andre alger. S-107,5 og S-106,5 er tolket til å representere en brakkvannsfase på grunn av den store oppblomstringen av *Tetraedron minimum* sammen med nedgangen av dinoflagellatcyster. S-98 og S-85 er tolket til å være avsatt da bassenget var blitt helt isolert, og miljøet helt ferskt. Mangelen på dinoflagellatcyster, nedgangen i *Tetraedron minimum*, og tilstedeværelsen av rene ferskvannsalger (halofobe arter) bygger opp om denne tolkingen.

Økningen av *Scenedesmus spp.* i S-98 og S-85, i forhold til nedgangen av *Tetraedron minimum* i de samme prøvene, kan være påvirket av klimatiske forhold, selv om begge artene i utgangspunktet trives i brakkvann. *Scenedesmus spp.* kan også få store oppblomstringer under svakt saline forhold, i likhet med *Tetraedron minimum*, og Tjemsland (1983) skriver i sitt arbeid at *Scenedesmus spp.* trives i næringsrike bassenger med relativt høy vanntemperatur, og mye organisk materiale. Tjemsland (1983) registrerte i sine undersøkelser en stor oppblomstring av *Tetraedron minimum* i et basseng som var blitt isolert i tidlig holocen da det var et kaldere klima, mens Vasskog (2006) observerte store oppblomstringer av *Scenedesmus spp.* i sen-

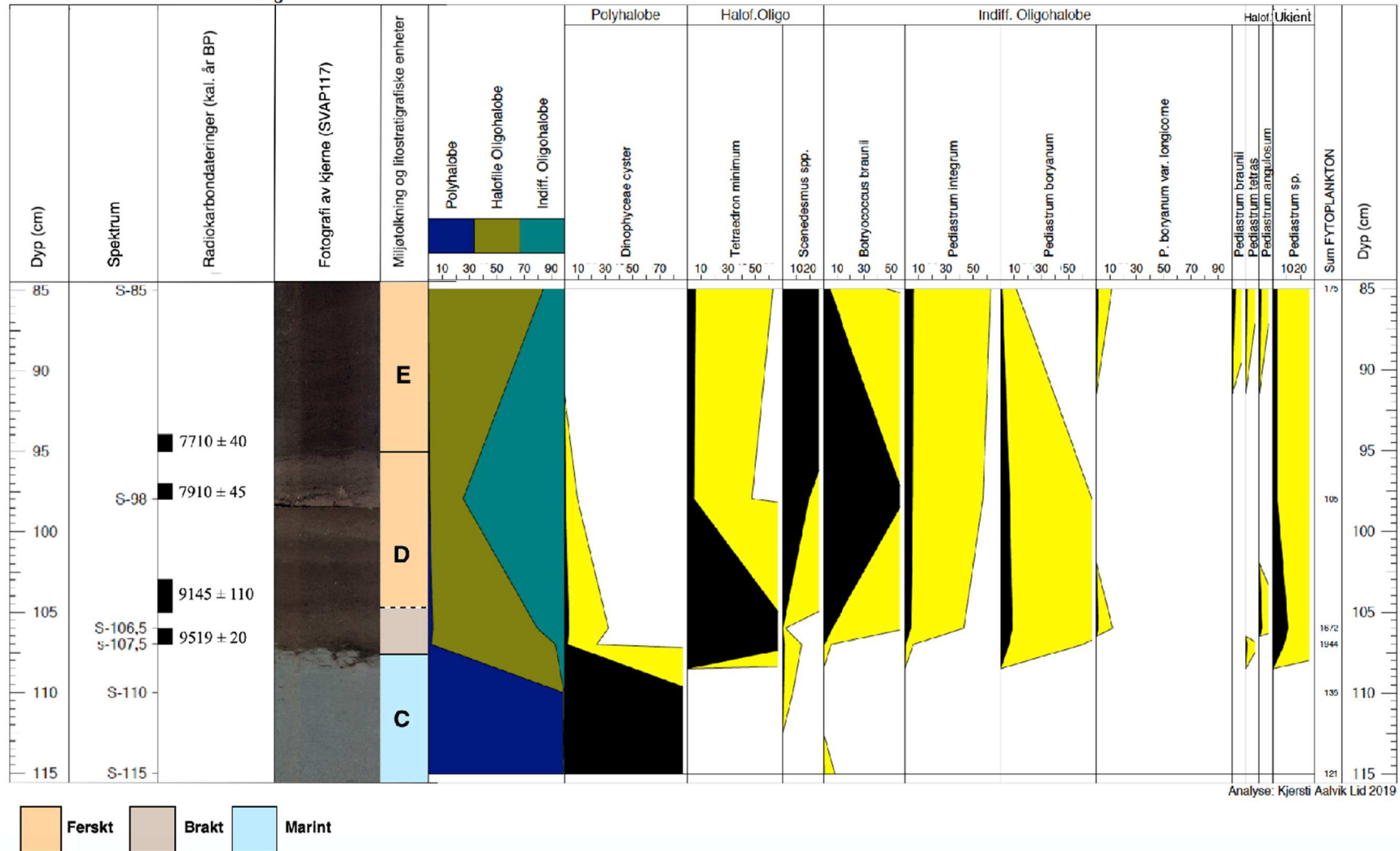
holocene isolasjonsfaser da klimaet var noe varmere. Svartvatnet kan derfor ha vært såpass kaldt i perioden for isolasjonen, at det har favorisert *Tetraedron minimum* i forhold til *Scenedesmus spp.* Etter hvert når vanntemperaturen og næringstilgangen har økt, har *Scenedesmus spp.* tatt over og *Tetraedron minimum* nesten forsvunnet.

Ut fra endringene fytoplanktondiagrammet viser, og det som er kommentert over, har det blitt tolket slik at isolasjonsfasen starter ved 107 cm. Denne dybden er blitt tolket til å være den sedimentologiske isolasjonskontakten (Kjemperud, 1986), representert ved overgangen fra minerogent til organisk sediment (bunnen av enhet D). Deretter følger en brakkvannsfase, som ut fra fytoplanktondiagrammet er tolket til å ta slutt ved 105 cm, representert ved nedgangen i *Tetraedron minimum*. Dette nivået (105 cm) er dermed tolket til å representere den fylogiske isolasjonskontakten (selv isolasjonskontakten) (Kjemperud, 1986). At brakkvannsfasen bare strekker seg over 2 cm kan tyde på at Svartvatnet har opplevd en relativt rask isolasjon fra havet.

Tabell 5.3: Oversiktstabell over alle fytoplankton som er talt i kjernen SVAP117. For prøven på 110 cm er det blitt talt to (2) preparater, grunnet for få alger i det første preparatet.

Slekter og arter	SVAP117 115 cm	SVAP117 110 cm (2)	SVAP117 107,5 cm	SVAP117 106,5 cm	SVAP117 98 cm	SVAP117 85 cm
<i>Dinophyceae</i> <i>cyster</i>	120	134	46	54	1	
<i>Scenedesmus</i> <i>spp.</i>		1	27	2	20	132
<i>Tetraedron</i> <i>minimum</i>			1722	1264	5	11
<i>Botrycoccus</i> <i>braunii</i>	1		11	105	63	8
<i>Pediastrum</i> <i>integrum</i>			12	72	6	11
<i>Pediastrum</i> <i>boryaanum</i>			117	142	7	2
<i>P. boryanum</i> v. <i>longicorne</i>				20		2
<i>Pediastrum</i> <i>tetras</i>			1			1
<i>Pediastrum</i> <i>angulosum</i>				2		1
<i>Pediastrum</i> <i>braunii</i>						4
<i>Pediastrum</i> sp. (ukjent)			8	11	3	3
SUM (fytoplankton)	121	135	1944	1672	105	175
<i>Lycopodium</i> - sporer	407	368	260	211	163	216

Svartvatnet, 39,4 moh, Skånland, Troms
 Prosentdiagram

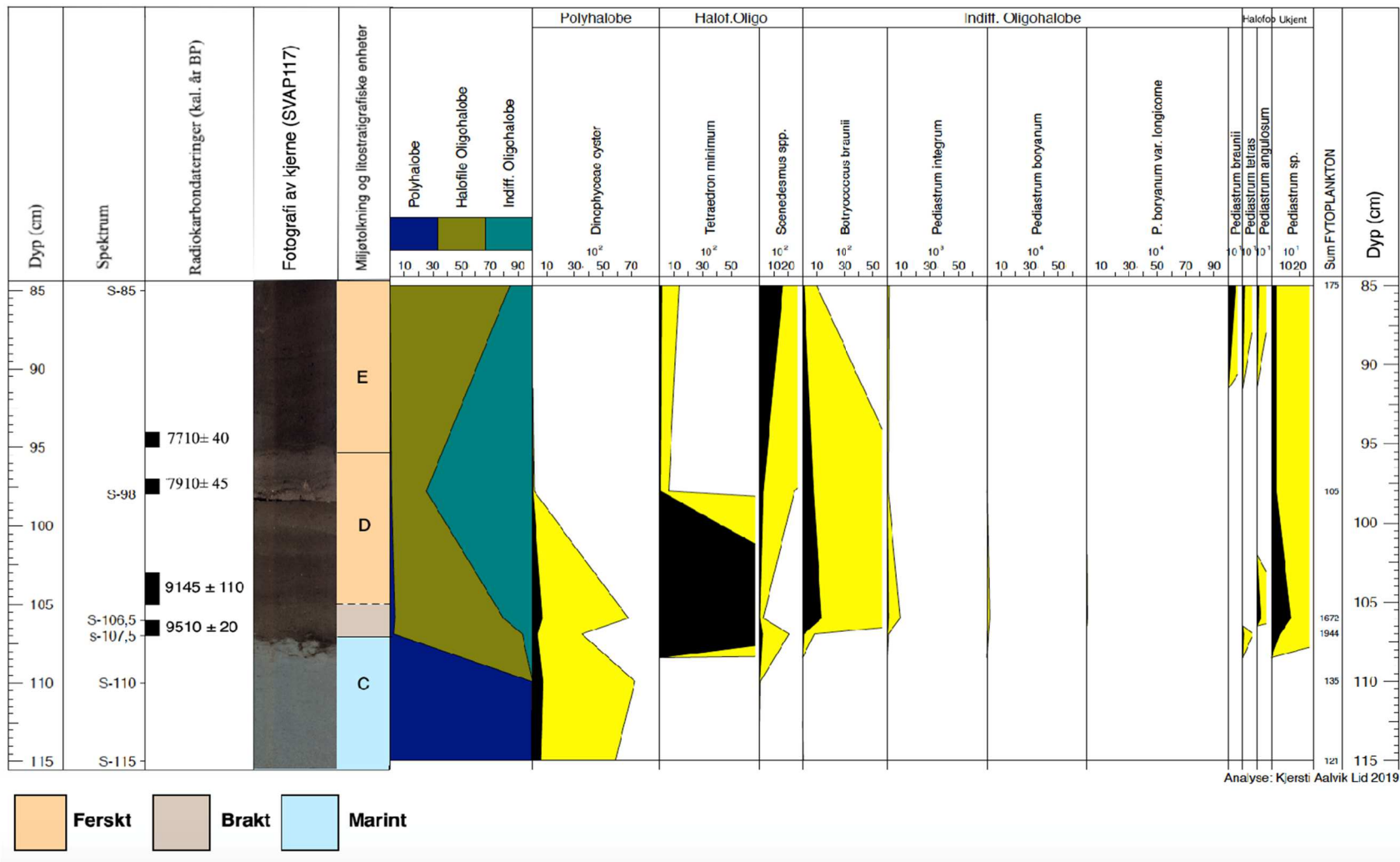


Analyse: Kjersti Aalvik Lid 2019

Figur 5.12: Fytoplanktondiagram for SVAP117. viser endringer i innhold av forskjellige arter av fytoplankton i forhold til dyp i kjernen.

Influxdiagram

Svartvatnet, 39,4 moh, Skånland, Troms



Figur 5.13: "Influx"-diagram for Svartvatnet (SVAP117). Viser hvor mange fytoplankton som er avsatt per 1 cm³, og antallet er opphøyd i 10².

5.2.5 Datering

I tabell 5.4 er det satt opp en oversikt over alle dateringene som ble tatt fra SVAP117.

Aldrene er kalibrert etter metoden beskrevet i kapittel 4.3.3. Aldrene representerer første del av holocen, noe som var forventet for dette bassenget. Dateringen fra nivået på 183-182 cm har fått en eldre alder enn den som er tatt fra nivået under på 300-298 cm. Årsakene til hvorfor alderen for dette nivået har blitt invers, og fått en eldre alder enn det som mest sannsynlig er reelt, er diskutert videre i kapittel 6.2.3 sammen med en aldersmodell for bassenget. I tabellen er aldrene oppgitt med både ett og to standardavvik, men videre i oppgaven brukes aldrene med to standardavvik (2σ).

Tabell 5.4: Oversikt over alle dateringer for oppgaven, både ^{14}C -alder, det kalibrerte aldersintervallet, gjennomsnittsalderen og hva prøvene inneholdt av materiale. Nivå merket med (*) representerer den inverterte alderen. Aldrene er oppgitt med både 1σ og 2σ .

Dybde (cm)	Prøve ID	^{14}C -alder (BP)	Kalibrert alder (2σ -intervall)	Kalibrert alder (1σ -intervall)	Kalibrert gjennomsnittsalder 2σ (1σ) (kal. BP)	Innhold i prøve
SVAP117 300-298	Poz- 108612	9550 \pm 50	10207-10480	10239 – 10389	10345 \pm 135 (10315 \pm 75)	Skjell (<i>Macoma calcarea</i>)
SVAP117 183-182*	Poz- 108610	10250 \pm 50	11054-11288	11125 – 11227	11170 \pm 115 (11175 \pm 50)	Diverse skjellfragmenter
SVAP117 107-106	Poz- 109217	8510 \pm 50	9453-9547	9488 - 9533	9500 \pm 45 (9510 \pm 20)	<i>Betula</i> -frukt, rakleskjell, bladfragment (lite)
SVAP117 105-103	Poz- 109216	8200 \pm 50	9017-9296	9035 - 9252	9155 \pm 140 (9145 \pm 110)	Bladfragmenter, <i>Betula</i> -frukt, bark, rakleskjell
SVAP117 98-97	Poz- 109215	7080 \pm 40	7834-7977	7864 - 7957	7905 \pm 70 (7910 \pm 45)	<i>Betula</i> -frukt, bladfragmenter, rakleskjell
SVAP117 95-94	Poz- 108994	6880 \pm 40	7621-7794	7670 - 7750	7705 \pm 85 (7710 \pm 40)	Bladfragment, <i>Betula</i> -frukt, rakleskjell, kvist, <i>Alnus</i> -frukt

6. Diskusjon

Dateringer og miljøtolkninger presentert i dette arbeidet kan gi indikasjoner på når Skånlandområdet ble isfritt, og når Svartvatnet ble hevet over havnivået. Dette er brukt til å sette sammen en strandforskyvningkurve (figur 6.5) for Skånland, basert på data fra dette arbeidet, i tillegg til et punkt hentet fra Møller (1989). Strandforskyvningskurven er også diskutert opp mot med kurven fra Stormyra, Troms (Rasmussen et al., 2018). Bassengene i dette arbeidet befinner seg relativt nærme hverandre geografisk, og det er derfor ikke nødvendig å korrigere for forskjellig landheving ved konstruksjonen av strandforskyvningkurven.

6.1 Når ble det isfritt i Skånland-området?

Som nevnt i kap. 3.3 har Skånlandområdet hatt en komplisert glasiasjonshistorie, og det er flere som har jobbet med dette temaet i regionen (Bergstrøm, 2005; Olsen, 2002; Forwick & Vorren, 2002). Hinnøya, like vest for feltområdet, er antatt isfri under sen bølling, i allerød trakk isen østover inn i Vestfjorden og Ofotfjorden (Bergstrøm et al., 2005), mens den i YD rykket frem igjen til sørlige deler av Hinnøya («Tromsø-Lyngen Glacial Readvance») (figur 3.4). Bergstrøm et al. (2005) har også beskrevet at isen trakk seg videre østover, og innover til indre deler av Ofotfjorden der det ble avsatt morener som er datert til ca. 10 ¹⁴C ka BP. Nordøst for feltområdet har det blitt gjort dateringer som indikerer at Balsfjord og Lyngenfjord var isfritt før 9,6 ¹⁴C ka BP (Forwick & Vorren, 2002).

Den eldste dateringen i dette arbeidet (Poz-108993) er hentet fra Store Trøsevatnet, og i strandforskyvningkurven (figur 6.5) blir denne dateringen regnet for å være en minimumsalder for når dette området ble isfritt. Selve alderen viste 9610 ¹⁴C år BP (10965 ± 205 kal. år BP), og dette er nesten eksakt samme datering som Forwick & Vorren (2002) fikk for når Balsfjord og Lyngenfjord ble isfrie. Dateringen fra Store Trøsevatnet må regnes som en minimumsalder for når området ble isfritt, fordi det fortsatt kan finnes materiale dypere ned i sedimentet som kan ha en eldre alder, og dermed vise at det har vært isfritt noe tidligere enn det som er satt i denne oppgaven. Hvis ismarginen lå i indre deler av Ofotfjorden ved ca. 10 ¹⁴C ka BP, ville det vært naturlig at Skånlandområdet også var isfritt ved dette tidspunktet, fordi feltområdet da befant seg lengre vest enn ismarginen. Det kan også være at isen først forsvant fra selve fjorden, og at det fortsatt kunne være is igjen over landområdene, slik at disse ble isfri litt seinere. Siden alderen fra Store Trøsevatnet er en minimumsalder, er ikke dette i konflikt med alderen presentert av Bergstrøm et al. (2005). Det kan tenkes at en datering fra bunnen av kjernen, eller

dypere i stratigrafien, ville ha vist en noe eldre alder enn hva dateringen viser på grunn av at det kan være noe tid i sedimentet som ligger dypere enn 451-450 cm under overflaten.

I fytoplanktonanalysen for Store Trøsevatnet ble det i den nederste prøven (476 cm) funnet én alge av arten *Pediastrum integrum* (ferskvannsalge), og ifølge Tjemsland (1983) liker denne seg i kalde, rene innsjøer med lite næring. Sedimentet i denne delen av kjernen var minerogent med små kornstørrelser (silt og leir). Sammen med funnet av *Pediastrum integrum* kan det tenkes at klimaet var relativt kaldt med lite organisk materiale i området da dette ble avsatt, noe som kan tyde på at det har lagt is i nærheten av bassenget ved dette tidspunktet. Siden algen ble funnet dypere i kjernen enn dateringsmaterialet (450 – 451 cm), er det naturlig at dette sedimentet har en høyere alder og at det dermed kan ha vært isfritt noe tidligere enn 10965 ± 205 kal. år BP. Dette blir bare spekulasjoner før det eventuelt utføres flere undersøkelser av dette. Derfor brukes alderen for Store Trøsevatnet som en minimumsalder for når området ble isfritt i strandforskyvningskurven.

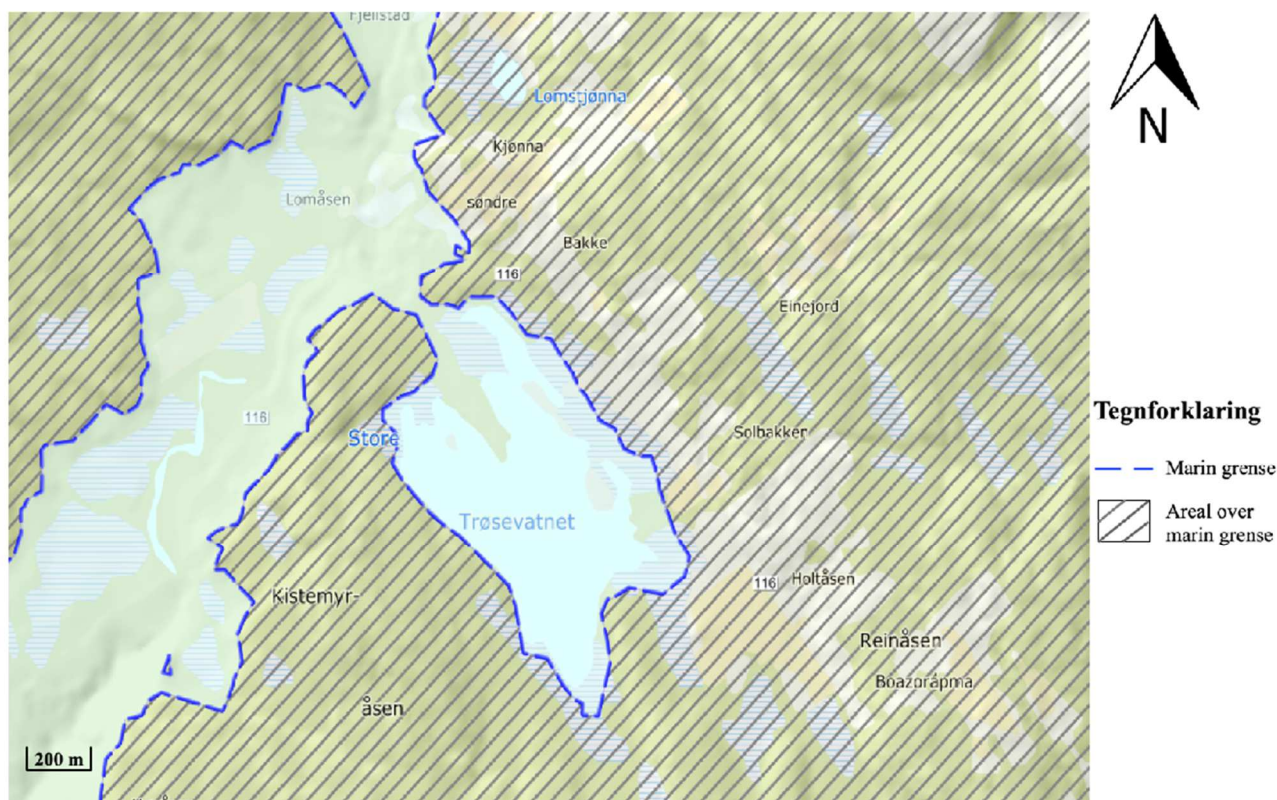
6.2 Strandforskyvningskurve

Strandforskyvningskurven for Skånland gjennom holocen (figur 6.5) er utarbeidet fra tre punkter, der to av punktene er basert på resultatene fra dette arbeidet, og ett punkt basert på undersøkelser gjort i arbeidet til Møller (1989). Aldrene til punktene utarbeidet i denne oppgaven er angitt med to standardavvik, og punktet hentet fra Møller (1989) har blitt kalibrert til kalenderår med kalibreringskurven Marine13 (Reimer et al., 2013), samt korrigert for lokal reservoaralder (kap. 4.3.3). I strandforskyvningskurven for Skånland er også strandforskyvningskurven fra Sandstrand (Møller, 1989) lagt inn i bakgrunnen til sammenligning, og aldrene for denne kurven er blitt kalibrert med kalibreringskurven IntCal13. Strandforskyvningskurven presentert i dette arbeidet reflekterer havnivåendringene der middelvann (1996-2014) er brukt som referansepunkt, noe også Møller (1989) har lagt til grunn i sin strandforskyvningskurve.

6.2.1 Marin grense

Alderen på det første punktet på strandforskyvningskurven er hentet fra Store Trøsevatnet, og tilsvarer minimumsalderen for når området ble isfritt (se kap. 6.1). Punktet representerer også den marine grensen for området, altså det høyeste relative havnivået området har hatt etter at isen forsvant. Fra før har NGU beregnet den marine grensen til å ha vært akkurat høy nok til at havet har gått inn over terskelen til Store Trøsevatnet som ligger på 73,5 m o.h. (figur 6.1). Som

et delmål for denne oppgaven (kap. 1.1) skulle det derfor undersøkes om det fantes marine alger i de eldste sedimentene fra bassenget, noe som ville underbygget den tidligere antatte høyden på marin grense. Dette ble imidlertid ikke funnet, noe som indikerer at den marine grensen kan befinne seg noe lavere enn det NGU har tegnet inn i sine kart (figur 6.1). Høyden til Store Trøsevatnets terskel kan dermed brukes som en øvre begrensning for marin grense, og basert på NGUs resultater virker det samtidig usannsynlig at den skulle ligge mer enn 10 m lavere enn dette. I strandforskyvningskurven for Skånland er derfor punktet lagt inn på 69 m o.h. med en usikkerhet på ± 5 m. Som nevnt i kap. 5.1.3 kan det være flere grunner til at marine alger ikke ble funnet i dette bassenget, så det er derfor fortsatt noe usikkerhet knyttet til den øvre begrensningen for marin grense som er brukt her. Usikkerheten i alder for dette punktet er hentet fra dateringen for Store Trøsevatnet, som hadde en usikkerhet på ± 205 kal. år BP.



Figur 6.1: Kart som viser den marine grensen estimert av NGU. Hentet fra <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>.

6.2.2 Svartvatnet

Aldersmodell

Et av hovedmålene for dette arbeidet var å bestemme når Svartvatnet ble isolert fra havet, og bruke dette som et punkt i strandforskyvningskurven. Ut fra de dateringene som ble hentet fra SVAP117 er det laget en aldersmodell (2σ) (figur 6.2A) som viser hvordan alderen endrer seg med dyp gjennom kjernen. Der det var mulig ble det tatt ut terrestriske makrofossiler til datering, for å unngå problemer med hardvannseffekt og reservoaralder (kap. 4.3.3), ble likevel to av prøvene fra SVAP117 datert ut ifra skjellfragmenter grunnet mangel på terrestrisk materiale. Det var også viktig å unngå å plukke deler av akvatiske planter, som sannsynligvis hadde vært påvirket av en eventuell hardvannseffekt. Da prøvene kom tilbake fra laboratoriet i Poznan, viste prøven fra 183-182 cm i SVAP117 (rødt punkt i figur 6.2A) en eldre alder enn prøven fra 298-300 cm. Denne prøven bestod av diverse små skjellfragmenter (tabell 5.4), og det var ikke mulig å identifisere hvilken art fragmentene kunne stamme fra. Enkelte arter av skjell får næring ved å spise direkte fra havbunnen, og kan slik få i seg eldre karbon lagret i sedimentet. Dersom dette var tilfellet for noen av skjellfragmentene i prøven fra 183-182 cm, så kan dette ha forårsaket at dateringen viste en eldre alder enn det som er reelt. Den nederste prøven (300-298 cm) er datert ut fra ett enkelt skall som er identifisert som *Macoma calcarea* (pers. komm. Jan Mangerud, UiB), en art som får næring fra plankton i vannmassene, noe som gjør at resultatet fra denne dateringen er mer troverdig enn i prøven fra 183-182 cm.

I figur 6.2B vises det at kurven i aldersmodellen flater relativt mye ut ved ca. 107 cm, og den viser store avstander i alder på relativt liten avstand i sedimentet, som indikerer at sedimentasjonshastigheten har avtatt merkbart i overgangen fra marint til et lakustrint miljø. Mellom 9155 ± 140 kal. år BP og 7905 ± 70 kal. år BP flater aldersmodellen enda mer ut og det er usikkert hva som forårsaker dette, men en mulig forklaring kan være at det finnes en hiatus i dette området. Ved ca. 100 cm stopper del 1 av SVAP117 og går over til del 2, noe som kan forklare en eventuell hiatus, ved at det under oppdelingen av kjernen kan ha forsvunnet et par cm av sedimentet. Hvis det eksempelvis har forsvunnet ca. 2 cm av sedimentet under oppdeling av kjernen kan dette representere mange år som er borte (ca. 405 år). Dette vil imidlertid ikke påvirke aldersbestemmelsen av isolasjonskontakten, siden det basert på fytoplanktonanalysen ble fastslått at brakkvannsfasen gikk fra ca. 107 cm til 105 cm, og at isolasjonskontakten befinner seg på 105 cm. Alderen for selve isolasjonskontakten ble funnet i programvaren R (kap. 4.3.3), siden det ikke var tatt en datering direkte på denne. Ved hjelp av aldersmodellen har isolasjonskontakten blitt datert til 9315 ± 100 kal. år BP, som er

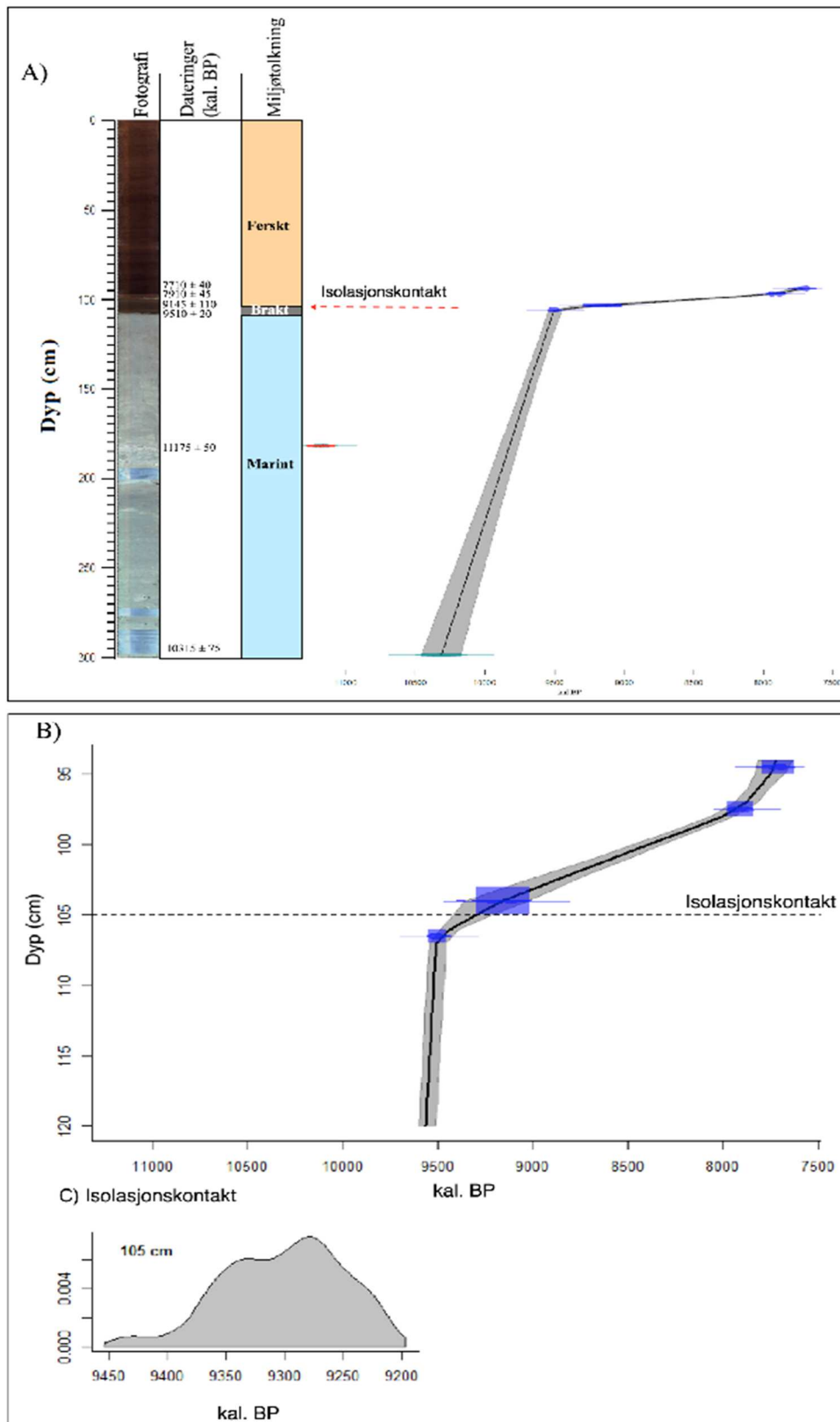
gjennomsnittsalderen fra aldersspennet vist i figur 6.2C med en usikkerhet på to standardavvik (2σ). Den sedimentologiske isolasjonskontakten (Kjemperud, 1986) ble også datert ved hjelp av aldersmodellen til å være 9500 ± 50 kal. år BP. Brakkvannsfasen er derfor ca. 2 cm tykk, med et aldersspenn på ca. 180 år, noe som viser at bassenget har opplevd en relativ rask isolasjon fra havet.

Terskelhøyde

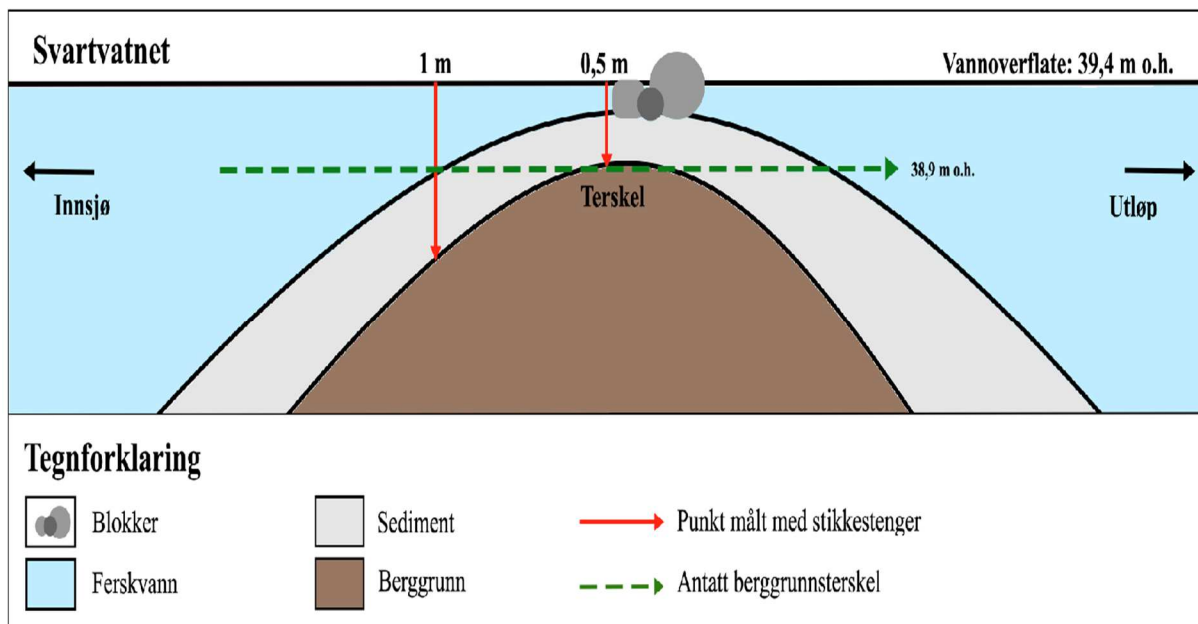
I og med at den synlige terskelen for Svartvatnet ikke består av fast berggrunn slik som den gjør for Store Trøsevatnet, ble det gjort flere undersøkelser i felt ved Svartvatnet for å kunne bestemme høyden på denne terskelen (se kap. 5.2). Resultatet fra disse undersøkelsene viser at det var mulig å komme ned fra 0,5 m til 1 m under overflaten med stikkestengene. 0,5 m vil da representere det grunneste punktet en berggrunnsterskel kan befinne seg på, men det er ikke mulig å vite sikkert om stikkestengene stoppet i blokker eller berggrunn. Videre i denne oppgaven er det derfor tatt utgangspunkt i at bassenget har en berggrunnsterskel som ligger på 0,5 m dyp, mens en usikkerhet på $\pm 0,5$ m er lagt til for å ta høyde både for mulig erosjon (dersom terskelen har vært dekket av sediment siden isavsmeltingen), og at den egentlige berggrunnsterskelen kan ligge noe dypere (og at den ikke vær dekket av sediment da bassenget ble isolert). Det er blitt laget en illustrasjon for terskelsituasjonen ved Svartvatnet (figur 6.3), der begge stikepunktene er markert. Siden punktet på 0,5 m dyp under overflaten ved utløpet regnes for selve berggrunnsterskelen, må det trekkes fra 0,5 m fra høyden på bassenget for å få høyden på terskelen, som da får en høyde på $38,9 \pm 0,5$ m. Vann- og sedimentoverflaten i utløpet for Svartvatnet regnes som samme overflate på grunn av for lite vanddyb til at dette er blitt regnet med.

Isolasjonsfasen av bassenget tilsvarer den tiden det tar for terskelen å bevege seg gjennom tidevannssonen slik at bassenget til slutt ikke lenger blir påvirket av saltvann. Owe (2014) studerte fytoplankton i et basseng som i dag ligger på nivå med middel spring høyvann, og fant en algeflora dominert av ferskvannsarter i sedimentoverflaten. Dette indikerer at den fytologiske isolasjonskontakten kan tilsvare omtrentlig det tidspunktet når terskelen til et isolasjonsbasseng ligger i nivå med middel spring høyvann. Tidevannssonen for Svartvatnet er derfor antatt å tilsvare forskjellen mellom middel spring høyvann og middel spring lavvann. Forskjellen mellom disse tidevannsnivåene er hentet fra Kartverket sine nettsider om vannstand (<https://www.kartverket.no/sehavniva>) ved punktet $68^{\circ}26,9' N 16^{\circ}41,4' O$, og viser en forskjell på 268 cm. I strandforskyvningskurven for Skånlandområdet har punktet for Svartvatnet i utgangspunktet en høyde på 38,9 m o.h. (terskelhøyde), men siden det brukes middelvann

(1996-2014) om referansepunkt har punktet blitt korrelert ved å trekke fra 1,34 m, som da representerer middelvann mellom middel spring høyvann og middel spring lavvann for området som vil føre til at punktet har en høyde på ca. 37,6 m o.h. Ved at brakkvannsfasen omfattet ca. 180 år, vil dette gi en regresjonsrate for isolasjonen på ca. 1,5 cm/år, noe som kan stemme med tolkningen om en relativt rask isolasjon.



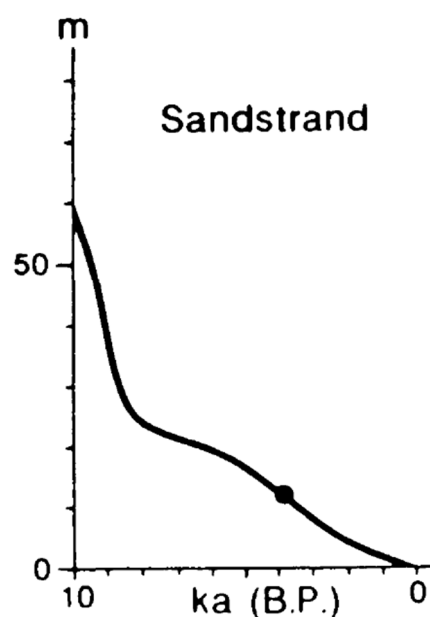
Figur 6.2: Aldersmodell for SVAP117. A) Viser bilde av kjernen, hver enkelt datering, miljøtolkning og aldersmodell for hele kjernen. B) Nærbilde av aldersmodell ved isolasjonskontakten. C) Alder for selve isolasjonskontakten



Figur 6.3: Viser situasjon for terskel for Svartvatnet. Punkt målt med stikkestenger er markert, samt den antatte terskelen for bassenget basert på den målte dybden.

6.3 Strandforskyvningskurve for Sandstrand

Som nevnt i kap. 1.3 har det ikke blitt konstruert en kontinuerlig strandforskyvningskurve for Skånlandområdet tidligere, men det har blitt gjort observasjoner av tidligere havnivåer av Møller (1989). Ved Sandstrand, som også ligger i Skånland kommune (ca. 11 km nord for Store Trøsevatnet og ca. 19 km nord for Svartvatnet), har Møller (1989) modellert en strandforskyvningskurve basert på ett punkt. Dette punktet er en observert terrasse som befinner seg 16,5 m o.h. (middelvann), og som har blitt tolket til å være en stormavsetning. Middelvannet på den tiden da terrassen ble avsatt er estimert til å ligge 4-5 m lavere enn det skråningen på terrassen tilsier. Det ble datert et skjell fra denne terrassen (*Arctica islandica*) til en alder på 4010 ¹⁴C år BP. Dette stammer fra et lag med skjell i terrassen som Møller (1989) har tolket til å ha blitt vasket opp under stormhendelser, og som han korrelerer til å ligge omtrent 12 m over middelvann etter en høydekorleksjon på 4-5 m. Når Møller (1989) har satt inn dette punktet i strandforskyvningskurven for Sandstrand (figur 6.4) kan det se ut som at det har blitt trukket fra en marin reservoaralder, men i artikkelen kommer det ikke frem om dette er gjort eller ikke.



Figur 6.4: Strandforskyvningskurve fra Sandstrand. Aldrene er oppgitt i ¹⁴C-alder. (Møller, 1989).

Sandstrandkurven er den eneste strandforskyvningskurven i nærheten av feltområdet for denne oppgaven, og derfor er det naturlig å sammenligne den med kurven presentert i denne oppgaven (figur 6.5). Skjellet fra Sandstrand, 4010 ¹⁴C år BP, har blitt kalibrert med kalibreringskurven Marine13, der også lokal reservoaralder på 71 ± 21 år (Mangerud et al., 2006) har blitt lagt til,

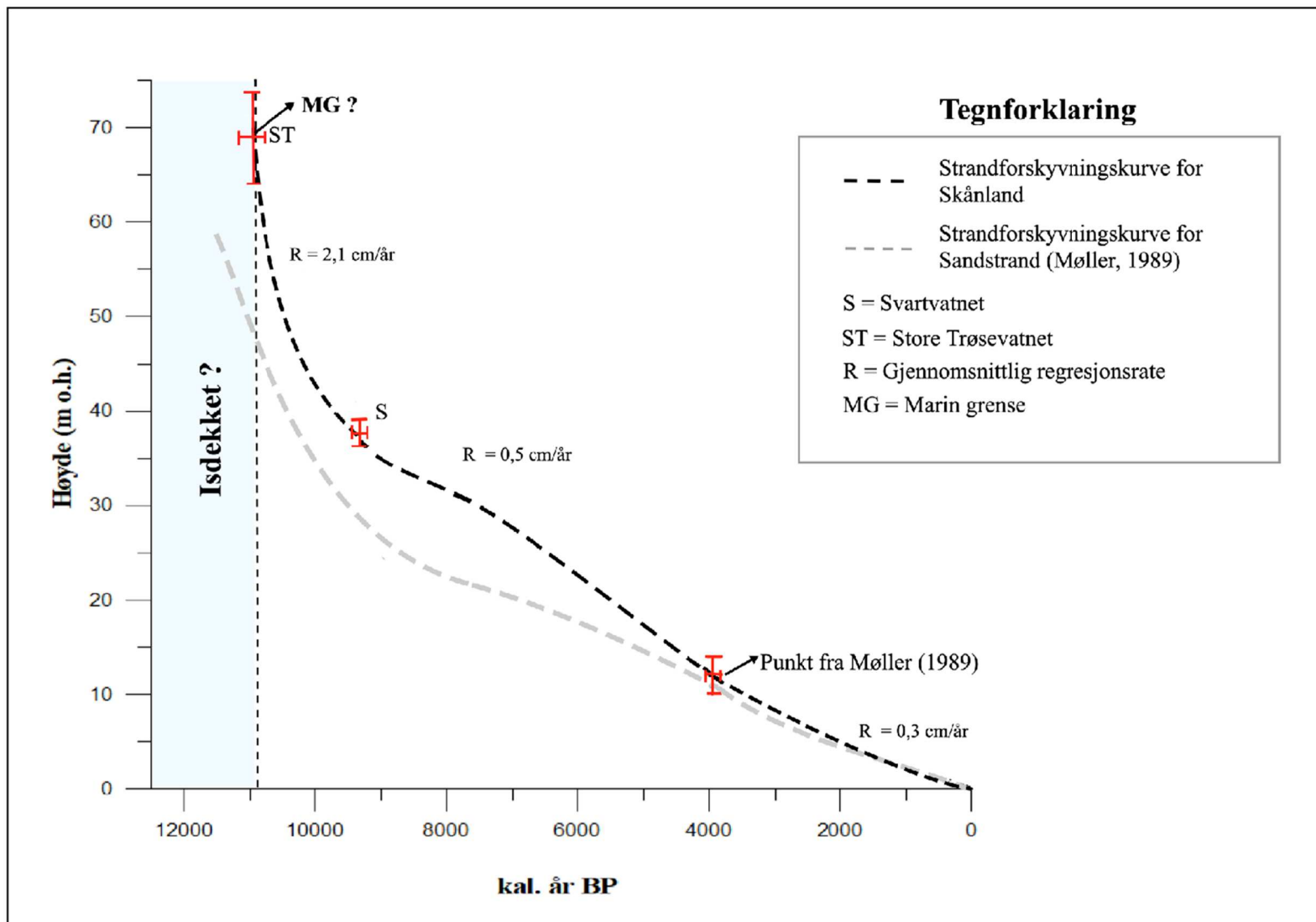
noe som gir en alder på 3940 ± 115 kal. år BP. Dette punktet har blitt tatt med i strandforskyvningskurven for Skånlandområdet, men også selve kurven som Møller har modellert for Sandstrand er lagt i bakgrunnen slik at det er lettere å sammenligne. Ut fra det Sandstrandkurven viser er den marine grensen for Sandstrand en del lavere (ca. 60 m) enn det som gjelder for Store Trøsevatnet, og også lavere enn det som er anslått av NGU. Ved Sandstrand skal marin grense ifølge NGU være mellom 70 og 80 m o.h., som er basert på observasjoner av Andersen (1968), Møller & Sollid (1972) og Sveian et al. (2006). Det er derfor fortsatt store usikkerheter knyttet til høyden på marin grense i områdene som ligger innenfor yngre dryas-marginen i Skånland. For Sandstrandkurven er det også usikkerheter i forbindelse med modelleringen som kun er basert på ett enkelt punkt.

6.4 Regresjonsrater

Regresjonsrater viser hvor fort havet synker relativt til landmassene, og i strandforskyvningskurven vises dette ved om kurven er bratt eller slakere. Som vist i kapittel 1.3, er det utarbeidet en strandforskyvningskurve for Stormyra (figur 1.5) i Troms (Rasmussen et al., 2018) som viser en transgresjonsfase mellom ca. 9500-7500 kal. år BP. Dette skyldes at landhevingen har gått stadig saktere, slik at den globale havstigningen en periode var raskere enn landhevingen i området ved Stormyra. I Skånland har landhevingen vært generelt større, og det er derfor ikke forventet å finne en transgresjon her, slik det også kommer fram på kurven fra Sandstrand (Møller, 1989). Det kan imidlertid forventes at regresjonsraten i Skånland sakket noe ned i det samme tidsintervallet som Stormyra opplevde en transgresjon. Dette er brukt til å styre formen på strandforskyvningskurven for Skånland i tidsrommet mellom isolasjonen av Svartvatnet, og punktet hentet fra Møller (1989). Ut fra dette har det blitt regnet ut gjennomsnittlige regresjonsrater mellom de forskjellige punktene. Mellom punktene fra Store Trøsevatnet (69 m o.h.) og punktet for Svartvatnet (37,6 m o.h.) er den gjennomsnittlige regresjonsraten regnet ut til å være ca. 2,13 cm/år, men det er antatt at denne raten vil være størst i begynnelsen av perioden og slakke av mot punktet for Svartvatnet, der regresjonsraten for isolasjonen ble beregnet til ca. 1,5 cm/år basert på lengden på brakkvannsfasen. Mellom 9500 og 7500 kal. år BP var det forventet at regresjonsraten skulle være ganske lav med tanke på transgresjonen som vises i strandforskyvningskurven for Stormyra, og gjennomsnittsraten for regresjonen ble beregnet til å være ca. 0,5 cm/år. Fra punktet til Møller (1989), ca. 4000 kal. år BP, og frem til i dag, er den gjennomsnittlige regresjonsraten beregnet til å være ca. 0,3

cm/år. For denne perioden er det antatt at regresjonsraten er relativt jevn gjennom perioden, men at den er noe raskere i begynnelsen og deretter avtar mot dagens nivå.

De gjennomsnittlige regresjonsratene vil i utgangspunktet symbolisere en lineær linje mellom de punktene de er beregnet fra, men grunnen til at det ikke er tegnet inn en rett linje er at det antas at landhevingen stadig går saktere. Dette vil føre til at den relative havnivåsenkningen også går saktere.



Figur 6.5: Strandforykningskurve for Skånelandområdet sammen med strandforykningskurven for Sandstrand (Møller, 1989).

7. Konklusjon

- Fra undersøkelsene ved Store Trøsevatnet ble det fastslått at Skånlandområdet senest ble isfritt for 10965 ± 205 kal. år BP.
- Det ble ikke registrert noen isolasjonskontakt i Store Trøsevatnet (73,5 m o.h.), noe som indikerer at den marine grensen for området er satt for høyt i NGU sine kart. Det er uvisst hvor mye lavere den ligger, men det er her antatt at den ligger innenfor ti meter fra NGUs estimer.
- Svartvatnet (38,9 m o.h.) ble isolert for første gang siden deglasiasjonen ved 9315 ± 100 kal. år BP. Fytoplanktondiagrammet viser sammen med aldersmodellen at isolasjonen skjedde relativt raskt (over en periode på ca. 180 år).
- Strandforskyvningskurven for holocen viser en generell nedgang i havnivået etter at området ble isfritt, men med noe varierende regresjonsrater gjennom kurven. Den raskeste regresjonsraten fant sted like etter isavsmeltingen, mens det er antatt at den gikk noe saktere mellom 9500 og 7500 kal. år BP og de siste ca. 4000 år.

8. Forslag til videre arbeid

- Det bør bores i flere bassenger som ligger i høyder mellom Svartvatnets terskel (38,9 m o.h.) og Store Trøsevatnet (73,5 m o.h.) for å kunne bestemme den marine grensen for området mer nøyaktig.
- Det kan også bores i bassenger som ligger lavere enn Svartvatnet, og bestemme isolasjonen av disse for å få flere punkter til den delen av kurven som tar for seg midtre- og sen-holocen. Det er allerede satt i gang et nytt prosjekt der det er blitt boret i Pålvatnet som ligger på 25 m o.h., og ifølge strandforskyvningskurven for Skånlandområdet kan det forventes at isolasjonen av dette bassenget har en alder på ca. 6500 kal. år BP. Med flere punkter fra strandforskyvningsundersøkelser vil man få et mer høyoppløselig datagrunnlag for å danne en mer sikker strandforskyvningskurve.
- Noe som også kunne vært interessant er å undersøke isolasjonsbassenger flere steder, både utover mot ytre Lofoten, innover Ofotfjorden mot Narvik, samt lenger sør og nord for feltområdet i denne oppgaven. På Leknes, i ytre deler av Lofoten, pågår det et annet masterprosjekt som også tar for seg strandforskyvning i regi av UiB og Institutt for Geografi. Settes strandforskyvningskurven fra Skånlandområdet sammen med kurven som det jobbes med i Leknesområdet, kan disse brukes til å rekonstruere strandlinjegradienter utover i Lofoten. I dag er det ikke utført så mange slike undersøkelser i disse områdene, slik at det derfor kan være mange interessante lokaliteter å undersøke i fremtiden.

9. Referanseliste

- Andersen, B. (1968). *Glacial geology of western Troms, North Norway* (Vol. Nr. 256, Norges geologiske undersøkelse (trykt utg.)). Oslo: Universitetsforlaget.
- Atkinson, A. W., Gunning, B. E. S., & John, P. C. L. (1972). Sporopollenin in the cell wall of *Chlorella* and other algae: ultrastructure, chemistry, and incorporation of ¹⁴C-acetate, studied in synchronous cultures. *Planta*, 107, 1-32.
- Bakke, J., S. O. Dahl, Ø. Paasche, J. R. Simonsen, B. Kvisvik, K. Bakke & A. Nesje (2010). A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews* 29(9), 1246-1262.
- Balascio, N. L., Zhang, Z., Bradley, R. S., Perren, B., Dahl, S. O., & Bakke, J. (2011). A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, 75, 288-300.
- Bellinger, E. G. & Sigeo, D. C. (2010). *Freshwater Algae: Identification and Use as Bioindicators*. Storbritannia: John Wiley & Sons.
- Berglund, M. (2004). Holocene shore displacement and chronology in Ångermanland, eastern Sweden, the Scandinavian glacio-isostatic uplift centre. *Boreas*, 33, 48-60.
- Bergstrøm, B., Olsen, L., & Sveian, H. (2005). The Tromsø-Lyngen glacier readvance (early Younger Dryas) at Hinnøya-Ofotfjorden, northern Norway: a reassessment. *NGU-BULL*, 445.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for `classical` age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Corner, G. D. & Haugane, E. (1993). Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73, 175-197.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society London Special Publications*. doi:10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04

- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (red.). (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (17). Dordrecht, NL: Springer.
- Dean, W. E. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44(1), 242-248.
- Egbert, G. D. (2004). Numerical modeling of the global semidiurnal tide in the present day and in the last glacial maximum. *Journal of geophysical research*, 109. doi:10.1029/2003JC001973
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F., & Fjeldskaar, I. (2000). Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1413-1422.
- Forwick, M., & Vorren, T. O. (2002). Deglaciation history and post-glacial mass movements in Balsfjord, northern Norway. *Polar Research*, 21(2), 259-266.
- Fægri, K., & Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis* (IV). England: JOHN WILEY & SONS
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J.-I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. DOI: 10.1111/bor.12142
- Jankovská, V., & Komárek, J. (2000). Indicative Value of *Pediastrum* and Other Coccal Green Algae in Palaeoecology. *Folia Geobotanica*, 35, 59-82.
- Johnsen, I. (2017). *Strandforskyvning på Bokn deglasiasjonen av Boknafjorden, Rogaland*. (Mastergradsavhandling). Bergen: Universitetet i Bergen.
- Kaland, P. E. (1984). Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13, 203-243.

Kartverket. (2019). *Tidevannstabeller for Den Norske Kyst Med Svalbard, Samt Dover, England*. Kartverket sjødivisjonen, Stavanger. 82. Årgang.

Kjemperud, A. (1981). Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions in Frosta, Nord-Trøndelag, Norway. *Boreas*, 10, 27-38.

Kjemperud, A. (1986). Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, 15, 61-82.

Komárek, J. & Jankovská, V. (2001). Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollenanalytical Research. *Bibliotheca Phycologica*, 108.

Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26(1), 109-117.

Lambeck, K. & Chappell, J. (2001). Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.

Lambeck, M., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303.

Lohne, Ø., Bondevik, S., Mangerud, J., & Svendsen, J. (2007). Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 2007(26).

Lohne, Ø., Mangerud, J., & Birks, H. H. (2014). IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 29(5), 506-507.

Long, A. J., Woodroffe, S. A., Roberts, D. H., & Dawson, S. (2011). Isolation basins, sea-level changes and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3748-3768.

Lunnan, E. M. (2016). *Strandforskyvning og isavsmeltingshistorie på Sørilige Karmøy*. (Mastergradsavhandling). Bergen: Universitetet i Bergen.

- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., ... & Jarvis, S. (2011). Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, *40*, 1250-1256.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K., & Høisæter, T. (2006). Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science reviews*, *25*, 3228-3245.
- Marthinussen, M. (1962). C₁₄-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelser*. Hentet fra
- Milne, G. A., Gehrels, W. R., Hughes, C. W., & Tamisiea, M. E. (2009). Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, *2*, 471-478.
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* *48*(2), 269-299.
- Møller, J. J. & Sollid, J. L. (1972). Deglaciation Chronology of Lofoten – Vesterålen – Ofoten, North Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, *26*, 101-133.
- Møller, J. (1984). Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1-5.
- Møller, J. (1989). Geometric Simulation and Mapping of Holocene Relative Sea-Level Changes in Northern Norway. *Journal of Coastal Research*, *5*(3), 403-417.
- Nesje, A. (2012). *BRELÆRE: BRE, LANDSKAP, KLIMAENDRINGER OG DATERING*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Olsen, L. (2002). Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin* *440*, 39-52.
- Owe, L. (2014). *Holosen strandforskyvning og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra*. (Mastergradsavhandling). Bergen: Universitetet i Bergen.
- Philippsen, B., Kjeldsen, H., Hartz, S., Paulsen, H., Clausen, I., & Heinemeier, J. (2009). The hardwater effect in AMS 14C dating of food crusts on pottery. *Nuclear Instruments and*

Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 268 (7-8), 995-998. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.10.082>

Rasmussen, H., Bondevik, S., & Corner, G. D. (2018). *Journal of Quaternary Science*, 33(4), 393-408.

Rasmussen, S. O., Andersen, K K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., . . . Ruth, U. (2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., . . . van der Plicht, J. (2013). INTCAL13 AND MARINE13 RADIOCARBON AGE CALIBRATION CURVES 0-50,000 YEARS CAL BP. *RADIOCARBON*, 55 (4), 1869-1887.

Reynolds, C. (2006). *Ecology of Phytoplankton*. New York: Cambridge University Press.

Romundset, A., Fredin, O., & Høgaas, F. (2015). A Holocene sea-level curve and revised isobase map based on isolation basins from near the Southern tip of Norway. *Boreas*, 44, 383-400.

Romundset, A., Lakeman, T. R., & Høgaas, F. (2018). Quantifying variable rates of postglacial relative sea level fall from a cluster of 24 isolation basins in southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 197, 175-192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.041>

Sigmond, E., Bryhni, I., & Jorde, K. (2013). *Norsk Geologisk Ordbok*. Trondheim: Akademika Forlag.

Shennan, I., Bradley, S. L., Edwards, R. (2018). Relative sea-level changes and crustal movements in Britain and Ireland since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 188, 143-159.

Shennan, I., Lambeck, K., Horton, B., Innes, J., Lloyd, J., McArthur, J., . . . Rutherford, M. (2000). Late Devensian and Holocene records of relative sea-level changes in northwest Scotland and their implications for glacio-hydro-isostatic modelling. *Quaternary Science Reviews*, 19(11), 1103-1135.

Shennan, I., Long, A. J. & Horton, B. P. (Red.). (2015). *Handbook of sea-level research*. Storbritannia: John Wiley & Sons

- Stockmarr, J. (1972). Tablets with spores used in absolute pollen analysis, *Pollen et spores* 13. *Geological Survey of Denmark*, 615-621.
- Strunk, A., Larsen, N. K., Nilsson, A., Seidenkrantz, M.-S., Levy, L. B., Olsen, J., & Lauridsen, T. L. (2018). Relative Sea-Level Changes and Ice Sheet History in Finderup Land, North Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 6.
- Strøm, K., (1957). A Lake with Trapped Sea-Water?. *Nature*, 180(4593), 982-983.
- Svean, A. (2016). *Glasiasjonshistorie og strandforskyvning i Boknafjordsområdet i Rogaland*. (Mastergradsavhandling). Bergen: Universitetet i Bergen.
- Sveian, H., Bergstrøm, B., Olsen, L. & Tønnesen, J. F. (2006). *Leirkartlegging i Troms: Kwartærgeologien ved Sandstrand, Ånestad og Ibestad i kommunene Skånland og Ibestad – et grunnlag for videre skredfarekartlegging* (Vol. 2005.018, NGU-rapport (trykt utg.)). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Svendsen, J.-I. & Mangerud, J. (1987). Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2, 113-132.
- Swaan, K. B., Motuza, G., Melezhik, v. A., Solli, A., & Roberts, D. (2002). Berggrunnsgeologisk kartlegging av karbonatforekomster i Evenes og Skånland kommune. (2002.088). Hentet fra <https://www.ngu.no/publikasjon/berggrunnsgeologisk-kartlegging-av-karbonatforekomster-i-evenes-og-sk-nland-kommune>
- Tjemsland, A. E. (1983). *Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekkingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland*. (Hovedfagsoppgave). Bergen: Universitetet i Bergen.
- Vasskog, K. (2006). *Holosen strandforskyvning på sørlige Bømlo*. (Mastergradsavhandling). Bergen: Universitetet i Bergen.
- Vorren, K.-D. & Moe, D. (1986). The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 66, 135-143.
- Vos, P. C. & De Wolf, H. (1993). Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269, 285-296.

Weltje, G J. & Tjallingii, R. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and planetary Science Letters*, 274, 423-438.