

# Isavsmelting og senglacial strandforskyvning på Bokn i Rogaland

Masteroppgave i geovitenskap  
Kvartærgeologi og paleoklima

Karina Strømsnes



Institutt for geovitenskap

Universitet i Bergen

Desember 2018

## Sammendrag

I denne masteroppgaven er det arbeidet med isolasjonsbassenget Søre Kobbervatnet ( $20,95 \pm 0,75$  m o.h.) på Vestre Bokn i Boknafjorden, i Rogaland kommune. Det er gjort analyser for å påvise og datere isolasjonskontakten i bassenget, og resultatene er brukt til å forbedre den eksisterende senglasiiale strandforskyvningskurven for området. Det er i tillegg gjort en ny tolkning av deglasiasjonsforløpet i Boknafjordområdet, basert på tidligere data og nye dateringer fra dette arbeidet.

Isolasjonskontakten i Søre Kobbervatnet er funnet ved hjelp av fytoplanktonanalyse, litostratigrafisk tolkning og XRF-analyse. Fytoplanktonanalysen er basert på at ulike typer fytoplankton (dinoflagellatcyster og grønnalger) trives i vann med forskjellig salinitet. Disse blir undersøkt i pollenpreparater og har blitt brukt som indikator på tidligere salinitetsforhold i bassenget. Det er gjort 11 radiokarbondateringer for å konstruere en aldersmodell for sedimentene avsatt i Søre Kobbervatnet, noe som gjør det mulig å aldersbestemme isolasjonskontakten og tidspunktet da området ble isfritt. Basert på aldersmodellen ble Søre Kobbervatnet isolert fra havet mellom 15600 og 15200 kalenderår før nåtid (kal. år BP). Det ligger en kort marin fase under isolasjonskontakten, og de eldste sedimentene i kjernen er datert til 15850-15260 kal. år BP, noe som antas å være tett opptil alderen på isavsmeltingen. Bassenget var en del av havet i relativt kort tid (ca. 100-200 år) etter deglasiasjonen, noe som tyder på at marin grense ikke kan ligge langt over høyden til Søre Kobbervatnet. Dette viser også at alderen på marin grense i området mest sannsynlig sammenfaller med deglasiasjonen (15850-15260 kal. år BP), og ikke yngre dryas-transgresjonen slik det tidligere har vært antatt. Havet ser ikke ut til å ha steget over terskelen til Søre Kobbervatnet under yngre dryas-transgresjonen, noe som gir en maksimumsgrense for transgresjonen på  $20,95 \pm 0,75$  m o.h.

## Abstract

The study area for this master thesis is the isolation basin Søre Kobbervatnet ( $20,95 \pm 0,75$  m.a.s.l.) at Vestre Bokn in Boknafjorden, Rogaland. Analyses have been performed to detect and date the isolation contact in the basin, and the results have been used to improve the existing late-glacial shoreline displacement curve for the area. Additionally, a new interpretation of the deglaciation history of the Boknafjord area has been made based on already existing data and new radiocarbon dates from this work.

The isolation contact in Søre Kobbervatnet has been determined by analysis of phytoplankton, lithostratigraphic interpretation, and XRF-analysis. Phytoplankton analysis is based on the fact that different types of phytoplankton (dinoflagellate cysts and green algae) thrive in water with different salinity. The phytoplankton is examined through pollen preparation analysis, and the result have been used as an indicator of previous salinity in the basin. Eleven radiocarbon dates have been determined in order to construct an age model for the sediments deposited in Søre Kobbervatnet. This makes it possible to determine the age of the isolation contact and the time of the deglaciation of the area. Based on the age model, Søre Kobbervatnet was isolated between 15 600 and 15 200 calendar years BP (cal. yr BP). There is a short marine phase below the isolation contact, and the oldest sediments in the core are dated to 15 850-15 260 cal. yr BP, which is believed to be close to the age of deglaciation. The basin was part of the ocean for a relatively short period of time (approximately 100 to 200 years) after deglaciation, suggesting that the marine limit can not be far above the height of Søre Kobbervatnet. This also shows that the age of the marine limit in the area most likely coincides with deglaciation (15 850 to 15 260 cal. yr BP), and not the Younger Dryas transgression as previously assumed. The sea does not appear to have risen above the threshold of Søre Kobbervatnet during the Younger Dryas transgression, giving a maximum limit for the transgression of  $20.95 \pm 0.75$  m.a.s.l.

## Forord

Med dette vil jeg takke min hovedveileder John Inge Svendsen og medveileder Kristian Vasskog for råd, veiledning og tilbakemeldinger gjennom arbeidet av masteroppgaven.

Når det gjelder feltarbeid vil jeg rette en stor takk til Kristian, Fanny og Johannes for godt arbeid under meget varierende værforhold. Uten deres hjelp ville ikke feltarbeidet blitt gjennomført på en så effektiv og underholdene måte.

Tusen takk til alle ved EarthLab ved Universitet i Bergen som har stilt opp for veiledning og spørsmål underveis i labarbeidet. En spesiell stor takk rettes til Jordan og Kristian som har stilt opp og grundig forklart prosedyrer og metoder for labarbeidet. Jeg vil og trekke frem Lars Evje og takke for hjelp med opplæring og preparering ved Kosmolaben.

Jeg vil takke alle ved Institutt for biologi, Høyteknologisenteret som har stilt opp under arbeidet med mikroskopering og fytoplanktonanalyse. Takk til Aage for hjelp med indentifisering, og Lene for hjelp med Core.

Jeg vil også takke alle de utrolige menneskene jeg har blitt kjent med gjennom studietiden som har vært med på å skape et hav av flotte minner.

Til slutt vil jeg takke familie, venner og kjære som har støttet og komt med motiverende ord gjennom studieløpet og innspurten av masterstudiet.

# Innholdsfortegnelse

<b>Sammendrag</b> .....	1
<b>Abstract</b> .....	2
<b>Forord</b> .....	3
<b>1 Introduksjon</b> .....	6
1.1 Målsetning.....	6
1.2 Studieområdet .....	7
<b>2 Geologisk rammeverk</b> .....	9
2.1 Feltområdet.....	9
2.2 Regional geologi.....	11
2.3 Klima og tidevann .....	11
2.4 Strandforskyvningen i Boknafjorden.....	12
2.5 Isavsmeltingshistorien .....	13
<b>3 Metoder og datagrunnlag</b> .....	16
3.1 Isolasjonsbassenger.....	16
3.2 Feltmetoder.....	17
3.3 Kartlegging av basseng og kjernetaking .....	19
3.4 Røntgenfluorescens-analyse, XRF .....	21
3.5 Magnetisk susceptibilitet .....	22
3.6 Datering og aldersmodellering.....	23
3.7 Glødetapsanalyse .....	24
3.8 Fytoplanktonanalyse .....	24
3.8.1 Preparering av fytoplanktonprøver.....	24
3.8.2 Mikroskopering.....	25
3.8.3 Identifisering av alger, slekts- og artsbestemmelse .....	26
3.8.4 Fytoplanktondiagram .....	29
<b>4 Resultater og tolkning</b> .....	30
4.1 Søre Kobbervatnet.....	30
4.2 Batymetri og seismisk stratigrafi .....	31
4.3 Litostratigrafi .....	33
4.4 XRF-data .....	37
4.5 Aldersbestemmelse .....	40

4.6 Fytoplanktonanalyse .....	43
4.6.2 Miljøtolkning .....	44
<b>5 Diskusjon .....</b>	<b>49</b>
5.1 Isavsmeltingshistorien til Boknafjorden .....	49
5.1.1 Når ble Bokn isfri? .....	49
5.1.2 Deglasiasjonen.....	50
5.2 Strandforskyvning på Bokn .....	54
5.2.1 Strandforskyvningskurve (for Bokn) .....	54
5.3 XRF- analyse.....	58
5.4 Vurdering av resultatene .....	59
5.4.1 Fytoplankton.....	59
5.4.2 Aldersmodell.....	61
5.4.3 XRF .....	63
<b>Konklusjon.....</b>	<b>64</b>
<b>Forslag til videre arbeid.....</b>	<b>65</b>
<b>Referanseliste .....</b>	<b>66</b>

# 1 Introduksjon

Denne masteravhandlingen er en del av Eurasian Ice Sheet Climate Interactions (EISCLIM) prosjektet. Det er et tverrfaglig prosjekt med flere samarbeidsgrupper internasjonalt, og som har som mål å modellere og rekonstruere klimaet og utbredelsen av det eurasiske isdekkets gjennom siste istid. Bakgrunn for min studie er å forbedre den sennglasiale havnivåkurven for Bokn konstruert under masterarbeidet av Hernar (2017) og Johnsen (2017). I dette arbeidet er det brukt fytoplanktonanalyse, radiokarbondateringer og XRF-analyse som metoder for å tolke og tidfeste miljøendringer i et isolasjonsbasseng som var antatt å ligge nær marin grense på Bokn.

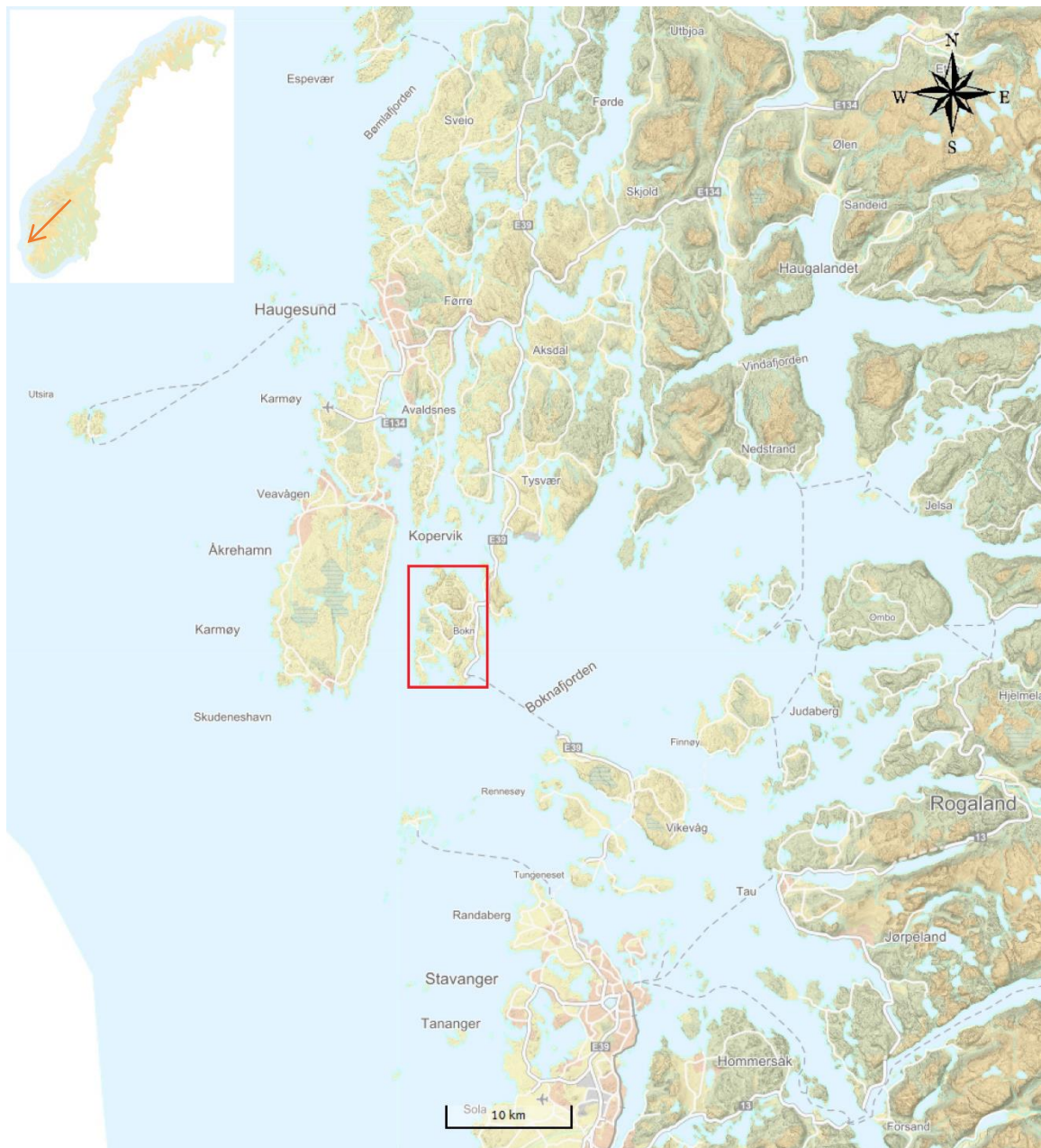
## 1.1 Målsetning

Målet for denne masteroppgaven har vært å konstruere en strandforskyvningskurve som bygde videre på tidligere studier fra Vestre Bokn (Johnsen, 2017 og Hernar, 2017). I tillegg var det som mål å kunne tidfeste deglasiasjonen i området. Likeså å finne ut om havet sto på sitt høyeste under yngre dryas transgresjonen eller om det kunne vært høyere ved et tidligere tidspunkt, samt å finne maksimumsgrensen for yngre dryas-transgresjonen.

Eksponeeringsdateringer fra Bokn (Gump et al., 2017) viser at området var isfritt ved 15-16 tusen år før nåtid (ka BP), mens radiokarbondateringer fra Johnsen (2017) og Hernar (2017) tilsier at Bokn ble isfri en gang før 14 tusen kalenderår før nåtid (kal. ka BP). For økiradiokarbondateringer av bunnsedimenter fra isolasjonsbassenget Søre Kobbervatnet på Vestre Bokn. For å bestemme avsetningsmiljøet i sedimentene i bassenget er det hovedsakelig blitt brukt fytoplanktonanalyse, samt XRF-analyse og litostratigrafisk undersøkelse for å bygge opp om tolkningen og fastsettingen av isolasjonskontakten.

## 1.2 Studieområdet

Studieområdet til denne masteroppgaven befinner seg i Rogaland fylke, nærmere bestemt i Bokn kommune på en øy kalt Vestre Bokn i Boknafjorden (Figur 1.1). Vestre Bokn befinner seg i den ytterste delen av Boknafjorden. Dette er en øy som skilles fra Karmøy av Karmsundet i vest, og Austre Bokn av Boknasundet i øst (Figur 1.2). Den høyeste toppen er Boknafjellet og ligger 294 m o.h. De resterende delen av øyen ligger i hovedsak under 100 m o.h. Søre Kobbervatnet som er undersøkt i denne oppgaven ligger på 21,7 m o.h. (Figur 1.2).



Figur 1.1: Kart over Bokafjorden i Rogaland. Markert i den røde firkanten er Vestre Bokn hvor studieområdet med Søre Kobbervatnet ligger. Kartet er modifisert fra Kartverket (2018).





Figur 1.2: I Boknafjorden ligger Vestre Bokn og Austre Bokn som tilhører Bokn kommune. Søre Kobbervatnet ligger nord på Vestre Bokn, dette er studieområdet i denne oppgaven (rød firkant). Kartet er modifisert fra Kartverket (2018).

## 2 Geologisk rammeverk

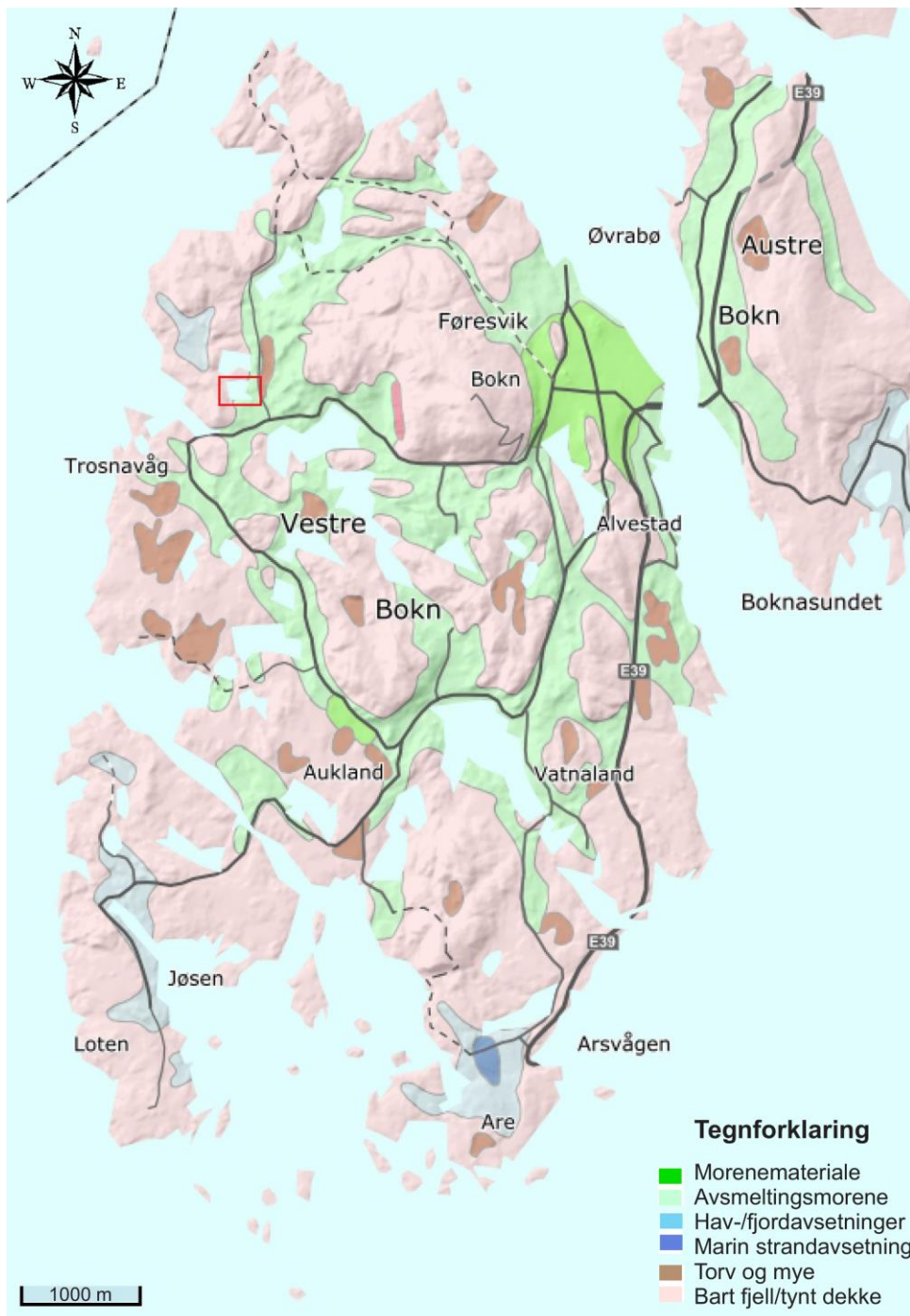
### 2.1 Feltområdet

Feltområdet for oppgaven er Søre Kobbervatnet som ligger nordvest på øyen Vestre Bokn. Terrenget er kupert med mye blottet fjell og tynt dekke av usammenhengende morenemateriale (NGU, 2018a). Enkelte områder er delvis vegetert, med gress, busker og klynger av små trær (Figur 2.1).

Resten av øyen består for det meste av morenemateriale og bart fjell. Enkelte partier av hav-, fjord- og strandavsetninger opptrer helt sør på øyen og et stykke nordvest for Søre Kobbervatnet (NGU, 2018a) (Figur 2.2). På østbredden av vannet er det en liten steinete strand, som er bygget opp over terskelen til bassenget. En liten bekk renner inn i vannet fra samme side. En traktorvei gjør at det er lett å komme seg til vannet i øst.



Figur 2.1: Området rundt Søre Kobbervatnet er preget av et kupert terrenget med mye blottet fjell og tynt dekke av usammenhengende morenemateriale, hvor det er delvis vegetert, med gress, busker og klynger av små trær. (Borepunktene til sedimentkjernene er markert på bildet, bestemmelse for disse punktene vil bli presentert i kap. 3).



Figur 2.2: Kart over hvordan løsmassene er fordelt på Vestre Bokn. Studieområdet er markert på kartet (rød firkant). Kartet er modifisert fra NGU (2018a).

Hovedsakelig består berggrunnen på Vestre Bokn og dreneringsområdet til Søre Kobbervatnet av diorittisk til granittisk gneis. Mens det finnes også enkelte partier med andre berggrastyper, som granitt, granodioritt, kvartsdioritt, metasandstein og glimmerskifer på øyen (NGU, 2018b). NGUs berggrunnskart viser ikke funn at kalkholdige bergarter på Vestre Bokn.

## 2.2 Regional geologi

I Sørvest-Norge er det observert flere forkastninger som muligens kan være knyttet til neoteknikk (Helle et al. 2007), altså unge postglasiale forkastninger. Slike forkastninger kan gjøre det vanskelig å rekonstruere havnivåendringene og strandlinjegeometrien.

Det er en del seismisk aktivitet i Skandinavia, selv om landmassene ligger på midten av kontinentalplanten. Det er således ikke urimelig at en del forkastningssoner fremdeles kan være aktive (Fjeldskaar et al., 2000). Det er funnet indikasjoner på slike unge forkastninger på en del steder i Sørvest-Norge, blant annet ved Karmsundet (Bøe et al., 2000), i Yrkje, ved Førdefjorden og i Vindafjorden (Helle et al., 2007).

## 2.3 Klima og tidevann

Ofte blir klima bestemt på grunnlag av målinger gjennom normalperioder på 30 år. Da beskrives hvilke typer værforhold og hvor ofte disse oppstår i et gitt område. Dette kan gjøres ved å ta middelerverdier av eksempelvis nedbør og temperatur på et sted over 30 år. For normalperiodene 1961-1990 og 1971-2000 viser undersøkelser fra NVE at en normal årstemperatur og årsnedbør på Bokn er 6-8°C og 1500-200 mm (NVE, 2018).

Det er nivået på isolasjonsbassengets utløpsterskel som vil avgjøre om bassenget får tilførsel av saltvann under tidevannsperioder. Hvor raskt terskelen heves vil være bestemmende for varigheten på den brakke fasen under isolasjonsfasen. Det høyeste og laveste astronomiske tidevann (HAT og LAT) er ikke påvirket av været. Middel høyvann er et gjennomsnitt av høyvann over en periode på 19 år (Kartverket, 2018). Om terskelen ligger i nærheten av middel høyvann vil marint vann fra tid til annen komme inn i bassenget og en vil kunne få brakkvannforhold i bassenget. Dette vil kunne reflekteres i sammensetningen av alger i sedimentene (Owe, 2014). For Bokn kommune ligger middel høyvann på 80 cm over sjøkartnull, mens HAT og LAT ligger henholdsvis 110 cm og 20 cm over sjøkartnull (Kartverket, 2018).

## 2.4 Strandforskyvningen i Boknafjorden

Gjennom geologisk tid har det skjedd havnivåendringer, som har ført til strandforskyvninger (Lambeck & Chappell, 2001). Det er hovedsakelig vann bundet på land i større isdekker som er skyld i de globale havnivåendringene (Lambeck & Chappell, 2001), mens vertikale tektoniske bevegelser påvirker lokalt og regionalt havnivå (Lambeck et al., 2014). Kysten av Sørvest-Norge opplevde en tidlig postglasial havnivåstigning på omkring 10 m, yngre dryas transgresjonen (Anundsen, 1985; ref. i Helle et al., 2007). Denne hendelsen skjedde under havnivåstigningen som skjedde etter at isen trakk seg tilbake fra området. Dette førte til en enda raskere og høyere havnivåstigning på Sørvest-Norge og i Boknafjordområdet. Denne havnivåstigningen oppsto i en periode fra slutten av bølling-allerød og nådde sitt høyeste punkt i siste del av yngre dryas. Grunnen for at denne hendelsen ble så stor er et samspill mellom glasi-isostasi og gravitasjonen mellom havet og de voksende ismassene, i tillegg til det stigende glasi-eustatiske havnivået (Anundsen & Fjeldskaar, 1983; Helle et al., 2007). Før havnivåstigningen var det en periode på omkring 500-600 kal. år under bølling-allerød hvor havet lå på sitt laveste. Perioden hvor havet var på sitt høyeste under yngre dryas varte i omtrent 200-300 kal. år (Helle et al., 2007). Som nevnt er det en del seismisk aktivitet og forkastningssoner i området (kap 2.2), men studier viser at strandforskyvningen som skyldes havnivåendringene under yngre dryas-transgresjonen ikke ble påvirket av forkastningene (Helle et al., 2007).

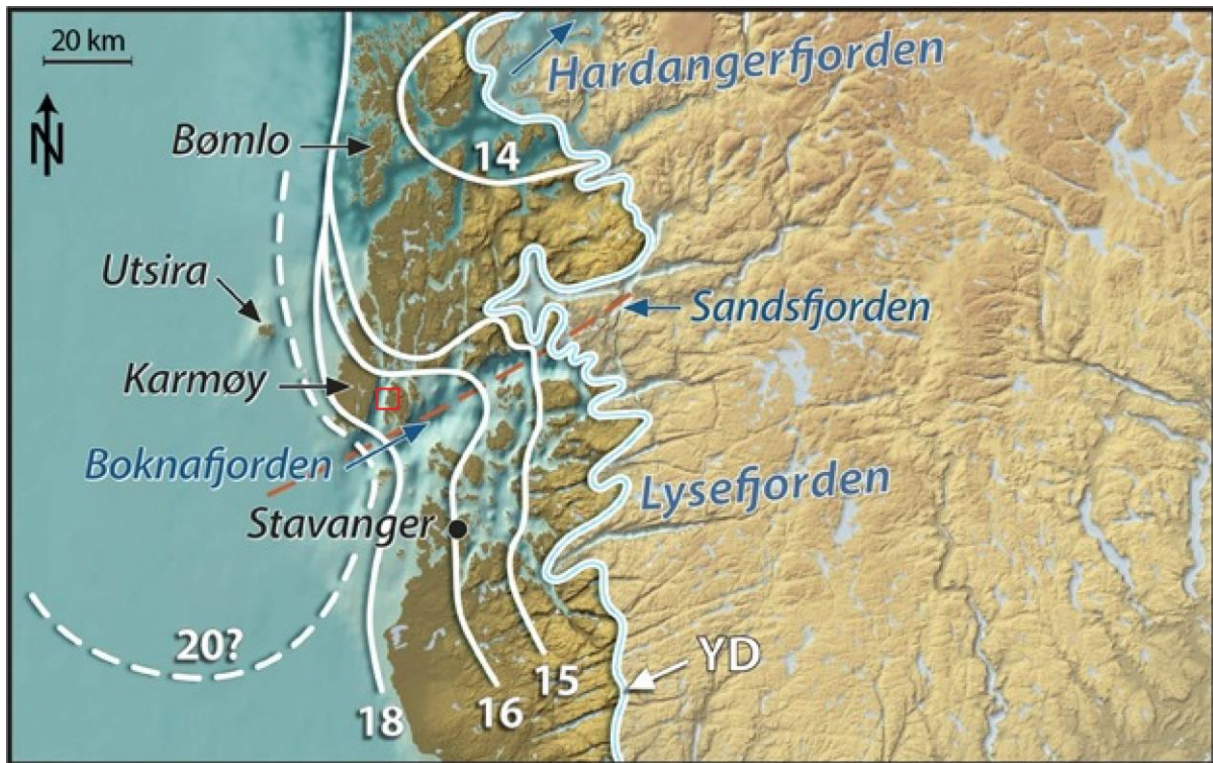
Hvilke geofysiske prosesser som påvirker det relative havnivået når et isdekke smelter er blitt illustrert i en figur av Anundsen & Fjeldskaar (1983). Først vil litosfæren presses ned av innlandsisen, og det blir oppstå en konveks havbunn. Videre vil vannmassene i havet øke på grunn av isens smeltevann, altså glasi-eustasi. Deretter vil det skje en geoidedeformasjon. Dette fordi tiltrekningskraften mellom havet og isdekket blir svakere når isen smelter. Det oppstår så hydroisostasi, grunnet økt havvolum. Havbunnen og den underliggende litosfæren blir presset ned. Til slutt når isen er borte vil landmassene løftes opp, og det skjer ny geoidedeformasjon som følge av de oppløftede landmassene som trekker på havvannet (Anundsen & Fjeldskaar, 1983).

## 2.5 Isavsmeltingshistorien

Store deler av de nordlige områdene i Europa og Asia var dekket av is under siste glasiale maksimum (LGM) for litt over 20000 år siden. LGM-isdekket besto av tre deler: Det skandinaviske isdekket (SIS), det britisk-irske isdekket (BIIS) og Svalbard-Barentshav-Kara isdekket (SBKIS) (Hughes et al., 2016; ref. i Gump et al., 2017) (Figur 2.3). På denne tiden var isstrømmen i Norskerenna aktiv (Sejrup et al., 2009). Dateringer fra borekjerner i Norskerenna tyder på at isen i Norskerenna brøt opp for ca. 18500 år siden (Sejrup et al., 2016). Eksponeringsdateringer av flyttblokker fra Utsira og Karmøy kunne imidlertid tyde på isfrie forhold så tidlig som for 20000 år siden, men disse antas nå å gi for høy alder grunnet arv fra tidligere isfrie perioder (Briner et al., 2016). Bunndateringene fra Karmøy (Lunnan, 2017; Svean, 2017) er i tråd med dateringene fra Norskerenna, altså at munningen av Boknafjorden ble isfri omkring 18000 år siden, og disse dateringene er i likhet med dateringene fra Norskerenna gjort på bunnlevende foraminiferer. I den innerste delen av Boknafjorden er det tatt eksponeringsdateringer på Leiken-morenen. Disse tilsier at det ble isfritt ca. 14 ka BP (Briner et al., 2014; ref. i Gump et al., 2017). Det ble også gjort eksponeringsdateringer av Gump et al., (2017) i områdene rundt Boknafjorden. Ved å sammenstille disse funnene ble det fastsatt at Boknafjorden ble isfri en gang i perioden 16,3 ka BP og 14,0 ka BP (Gump et al., 2017). Ved hjelp av radiokarbondateringer tatt av Anundsen (1977; ref. i Gump et al., 2017) på hvalbein og skjell i marine avsetninger i indre del av Boknafjorden tyder det på at isfremstøtet i yngre dryas ikke nådde lengre ut enn innerst i fjorden. På figur 2.4 er yngre dryas marginen markert med en lyseblå strek.



Figur 2.3: LGM-isdekket strakk seg over store deler av nordlige Asia og Europa. Det besto av tre deler: Det skandinaviske isdekket (SIS), det britisk-irske isdekket (BIIS) og Svalbard-Barentshav-Kara isdekket (SBKIS). Modifisert fra Hughes et al. 2016).



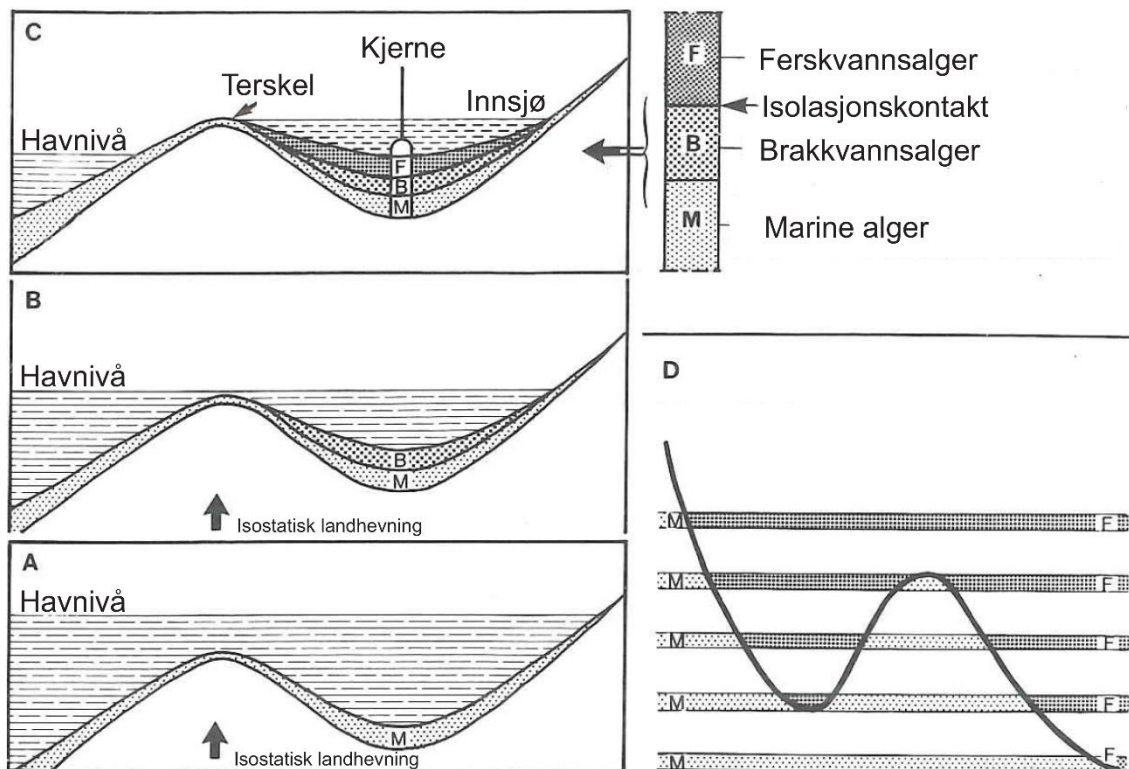
Figur 2.4: Figuren viser kystlinjen på Sørvest-Norge, ved Boknafjorden, og hvor det er tolket at ismarginen har lagt til forskjellige tider. Yngre dryas ismarginen er markert i lyseblått. Denne oppgavens studieområdet er markert i rød firkant. Modifisert fra Gump et al., (2017).



## 3 Metoder og datagrunnlag

### 3.1 Isolasjonsbassenger

Relativt havnivå blir påvirket av forskjellige faktorer som isostasi, eustasi og geoidendringer (Mörner, 1976; ref. i Svendsen & Mangerud, 1987). En klassisk metode, som er brukt mye i Skandinavia for å konstruere og undersøke havnivåendringene, er undersøkelser av isolasjonsbassenger (Figur 3.1). Dette er en metode som kan bestemme alder og høyde på tidligere havnivå. Sedimentene i slike bassenger, som ofte er glasialt overfordypet med fjellterskel, kan gi verdifulle data for å rekonstruere havnivåendringer i fortiden. Når havoverflaten faller under utløpsterskelen isoleres bassenget, mens når havet stiger over terskelen (ingresjon) endres miljøet fra ferskt til marint (Romundset et al., 2018). Man finner hovedsakelig sedimenter som er avsatt kontinuerlig, men også spor fra større hendelser kan ha satt sitt preg på sedimentene. Det kan for eksempel være snakk om kraftige stormer, tsunamibølger, eller isbrefluktaasjoner (Long et al., 2011). For å få sikre data som kan brukes til å lage havnivåkurver bør en helst bruke bassenger hvor utløpsterskelen går over berggrunn, hvor det har vært lite erosjon etter isolasjonsfasen. Det er terskelhøyden som brukes til å knytte isolasjons- eller ingresjonskontaktene i sedimentene til et bestemt havnivå (Svendsen & Mangerud, 1987).



Figur 3.1: Her illustreres isolering av et basseng. Det starter med at et basseng ligger under havnivået (A), videre blir bassenget hevet over havnivået og det skjer en trinnvis isolering ved at det blant annet skjer isostatisk landheving (B). Til slutt vil det skjer en full isolering av bassenget, og man får ferskvannsmiljø i bassenget (C). Sedimentene avsatt i kjernen vil representere det miljøet det ble avsatt i. En sedimentkjerne vil da inneholde marine-, brakke- og ferskvannssedimenter, med en isolasjonskontakt mellom de brakke og lakustrine. Ved å ta sedimentkjerner fra flere isolasjonsbasseng som ligger i ulike høyder, og datere isolasjons- og ingresjonskontakter, er det mulig å danne en strandforskyvningskurve for området (E). Figur modifisert fra Hafsten (1983).

### 3.2 Feltmetoder

For å kunne rekonstruere endringer i det relative havnivået blir det tatt ut kjerner fra innsjøer og myrer som har ulike terskelhøyder i forhold til dagens havnivå (Svendsen & Mangerud, 1987). De potensielt mest gunstige prøvestedene blir først lokalisert ved hjelp av topografiske kart og terrengmodeller hvoretter det gjøres en feltbefaring for å finne ut om lokalitetene er velegnet til slike undersøkelser. Det gjøres så kartlegging av bunnsedimentene før man starter boring. Til dette kan ekkoloddundersøkelser ved hjelp av chirp brukes (se delkap. 3.3 for videre beskrivelse).

Etter at borekjerner er tatt beskrives disse visuelt og det gjøres rutinemessig skanning med XRF. For å rekonstruere endringer i sedimentasjonsmiljøet og salinitet gjøres mikrofossilanalyser og det tas ut makrofossiler for datering. Det er i tillegg vanlig å måle glødetap og magnetisk suseptibilitet (Long et al., 2011). Under isolering av bassenget vil

det som regel skje nokså store endringer i miljøet, noe som gjenspeiles i biostratigrafien (Romundset et al., 2018). For å finne ut av dette brukes det blant annet diatomeer, pollen, makrofossiler, foraminiferer og dinoflagellatcyster (Long et al., 2011). Forskjellige arter av alger trives i vannmasser med ulik salinitet. Noen lever bare i ferskvann, mens andre bare holder til i fullmarine miljøer eller i brakkvann. Ved å analysere stratigrafiske endringer i sammensetningen av alger som er sensitive for salinitetsendringer kan en i mange tilfeller bestemme miljøendringer nokså presist (Kaland, 1984; Lohne et al., 2007).

I bassenger som er blitt isolert fra havet finner en gjerne tre hovedfaser; 1) Fullmarin fase fra perioden da terskelen lå under lavvannstanden, 2) Brakkvannsfase når terskelen har ligget i tidevannsonen og vannmassene består av en blanding av sjø- og ferskvann. 3) Ferskvannsfasen oppstår etter at bassenget er helt avskilt fra havet, selv under høyvann.

Når havet er stigende vil disse endringene skje i motsatt rekkefølge. Dersom miljøendringene skjer fort vil den brakke fasen være kortvarig og laget kan enten være tynt eller fraværende i sedimentkjerner. Brakkvannssedimenter kan ofte gjenkjennes rent visuelt ved en karakteristisk laminering, noen ganger med fargerike lamina (Long et al., 2011). Lakustrine sedimenter i små bassenger består som regel av gytje med en brun farge. Om bassenget isoleres i kaldt klima, eksempelvis før Bølling, vil man imidlertid også kunne finne mer siltige sedimenter i en ferskvannsfase.

Kjemperud (1986) beskriver hvordan en isolasjonsprosess kan gi opptil fire ulike overganger, eller kontakter, i sedimentstratigrafien til et isolasjonsbasseng. De fire kontaktene er:

- Fytologisk isolasjonskontakt: dette er kontakten når vannet i den fotiske sonen blir til ferskvann.
- Hydrologisk isolasjonskontakt: denne oppstår når all tilførsel av havvann til bassenget stanser. Den fytologiske og hydrologiske isolasjonskontakten sammenfaller ofte.
- Sedimentologisk isolasjonskontakt: kontakten markerer når det endres fra minerogene marine sedimenter til mer organiske sedimenter som blir produsert

i isolasjonsbassenget. Denne kontakten ligger ofte under diatomologiske og hydrologiske isolasjonskontakten, der hvor havet slutter å tilføre havvann til bassenget. Den sammenfaller også gjerne med utvikling av anoksisk bunnvann.

- Sediment/ferskvanns kontakt: kontakten kommer frem hvor alle rester av marint vann her forvunnet fra bassenget. Denne kontakten oppstår bare hvor det befinner seg fanget havvann i dype innsjøer.

Den komplekse relative havnivåhistorien langs ytre deler av norskekysten gjør at isolasjonsbassenger i dette området gjerne kan inneholde flere enn én marin fase, og dermed også ha flere isolasjons- og ingresjonskontakter oppbevart i sedimentene (Lohne et al., 2007).

### 3.3 Kartlegging av basseng og kjernetaking

Under feltundersøkelser av Søre Kobbervatnet ble det benyttet en såkalt Chirp, som er et penetrerende ekkolodd. Ved å kjøre profiler på kryss og tvers ble bunnsedimentene kartlagt og det ble laget batymetriske kart (se kapittel 4.2). Det ble kjørt ni seismiske profiler. Profileringen ga et godt grunnlag til å lokalisere velegnete borelokaliteter i bassenget. Plasseringen av borekjernene ble valgt ut på grunnlag av dybdekartet og geometrien på sedimentlagene som fremkom under profileringen, hovedsakelig fra chirpprofil nummer 4 (markert med rødt på figur. 4.2). Det var blant annet ønskelig å oppnå en komplett, uforstyrret sedimentsekvens fra bassenget ble isfritt (figur 4.3). Sedimenttykkelsen ble beregnet til 3-4 m ved hjelp av toveis gangtid hvor lydshastighet ble satt til 1500m/s. Ekkoloddundersøkelsene ble gjort i forbindelse med feltarbeidet til Marie Klopstad Hernar og Ingrid Stenquist Johnsen i november 2015 (Hernar, 2017, Johnsen, 2017). Feltarbeidet hvor prøvekjerner ble tatt ved hjelp av Nesjeprøvetaker ble gjort i juni 2017. Nesjeprøvetakeren ble montert på en flåte, ført ut på vannet og ankret til land på tre steder (Figur 3.3 og 3.4). Det ble til sammen tatt tre kjerner fra Søre Kobbervatnet, to av dem rett ved siden av hverandre. Kjernene ble nummerert 507-19 (363 cm), 507-20 (325,5 cm) og 507-21 (272). Hver kjerne ble delt i tre lengder for å lettere kunne forflyttes.

Kjernene ble tatt med til Universitet i Bergen hvor de ble splittet på langs. Kjerne 507-20 ble valgt ut som hovedkjerne gjennom arbeidet. Denne kjernen antas å ha skåret seg inn i morene under de finkornede sedimentene.



Figur 3.2: I Søre Kobbervatnet ble det brukt chirp (gul) for å samle inn seismikk. Dette ble gjort av Johnsen (2017) og Hernar (2017) under deres feltarbeid. Bildet er hentet fra Johnsen, 2017.



Figur 3.3: Oversiktsbilde fra feltarbeid i Søre Kobbervannet. Røde piler markerer borepunktene for kjernene. Kjernene ble tatt ved hjelp av Nesjeprøvetaker som var montert på en plattform. De ble så fraktet til land ved hjelp av en liten gummibåt.



Figur 3.4: Bildet viser utstyret som ble brukt under feltarbeidet i Søre Kobbervatnet. Nesjeprøvetaker montert på en flåte ble brukt til å ta kjernene. Gummibåt ble brukt for å ankre flåten til land, og forflytte sedimentkjernen til land. Bildet viser også den oppbygde terskelen til bassenget.

### 3.4 Røntgenfluorescens-analyse, XRF

Den geokjemiske sammensetningen i kjernen ble analysert ved hjelp av en ITRAX XRF-skanner fra Cox Analytics (Croudace et al., 2006) på sedimentlaboratoriet ved EARTHLAB, Universitetet i Bergen. En slik analyse er en rask måte å få stratigrafisk informasjon uten å ødelegge sedimentene i kjernen. Ved å se på endringer i sammensetningen av de ulike kjemiske elementene kombinert med en visuell identifikasjon av sedimentstruktur, kan en få en indikasjon på mulige miljøendringer som kan brukes som et utgangspunkt for de videre biostratigrafiske undersøkelsene. XRF-data har tidligere vært forsøkt brukt til å identifisere isolasjonskontakter, blant annet på Grønland (Sparrenbom et al., 2013; Strunk et al., 2018) og i tidligere masterprosjekter på Karmøy (Svean, 2016) og Bokn (Hernar, 2017).

ITRAX XRF-maskinen består av et kammer med et røntgenrør som sender ut røntgenstråler, og sensorer som fanger opp den sekundære strålingen (fluorescensen) som oppstår når sedimentet blir bestrålt (Croudace et al., 2006). Fluorescensen oppstår når atomene i materialet blir ionisert, og elektroner faller innover i atomet til skall med lavere energinivå for å erstatte elektroner som blir slått ut av røntgenstrålingen. Det blir da avgitt et foton med et energinivå som vil være karakteristisk for hvert enkelt

grunnstoff. På den måten kan XRF-skanning kartlegge stratigrafiske endringer i forholdet mellom grunnstoffer i en sedimentkjerne, selv om dette ikke gir et direkte kvantitativt mål på konsentrasjonen av hvert grunnstoff (Croudace et al., 2006).

Prosedyren for å skanne en kjerne i XRF-maskinen starter med å legge den delte kjernen på en skinne iført en tynn plastfilm på overflaten. Dette for å beskytte kjernen mot uttørking under skanningen, som gjerne tar mange timer. Skinnen fører kjernen inn i maskinen, hvor det blir tatt et overflatebilde samtidig som topografien på overflaten blir målt ved hjelp av laser. Topografien blir målt for å unngå at XRF-sensoren skal skjære seg ned i sedimentene, samtidig som den må komme tett nok på sedimentoverflaten til å få et godt signal (Croudace et al., 2006). Videre bestemmes hvilken strøm (mA) og spenning (kV) som gir et best mulig XRF-signal, og den stratigrafiske oppløsningen blir valgt. Kjerne 507-20-03 ble skannet med en oppløsning på 500  $\mu\text{m}$  med et molybden-røntgenrør (Croudace et al., 2006). Når skanningen av kjernen er ferdig blir dataene prosessert i dataprogrammet Q-Spec.

### 3.5 Magnetisk susceptibilitet

Ved å måle den magnetiske susceptibiliteten til en kjerne kan man identifisere endringer i den magnetiske mineralogien som ikke nødvendigvis blir fanget opp av andre fysiske undersøkelser (Gunn & Best, 1997). Selve analysen gjøres ved at den splittede kjernen blir plassert på et bånd som forflytter kjernen via en MS2E punktsensor. Kjernen dekkes av en tynn plastfilm for å hindre kontaminering og uttørking av sedimentene (Gunn & Best, 1997). Under en isolasjon vil opphavet til sedimenter som avsettes i et isolasjonsbasseng endres fra hovedsakelig alloktone, minerogene sedimenter tilført gjennom havstrømmer, til hovedsakelig autoktone, og vanligvis mer organiske, lakustrine sedimenter (Kjemperud, 1986). En slik miljøendring vil derfor ofte kunne registreres som et fall i magnetisk susceptibilitet, men for bassenger som isoleres i svært kaldt klima vil de lakustrine sedimentene kunne ha et høyere minerogent innhold, noe som gjør dem vanskeligere å skille fra de marine på bakgrunn av magnetisk susceptibilitet (Svean, 2016; Strunk et al., 2018).

### 3.6 Datering og aldersmodellering

For å datere de rekonstruerte miljøendringene i sedimentsekvensene ble det plukket ut terrestre planterester fra ulike nivåer i kjerne nr. 507-20-03. Arbeidet ble gjort på EARTHLAB ved Institutt for geovitenskap, UiB. Det ble i første omgang plukket ut åtte prøver som ble sendt til datering ved Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. Resultatene viste imidlertid at flere dateringer var invertert i forhold til den stratigrafiske rekkefølgen, og det ble derfor bestemt å ta ut ytterligere tre dateringsprøver for å få en mer presis og pålitelig kronologi. Disse ble også sendt til Polen for datering.

Materialet som ble datert besto i hovedsak av bladfragmenter, små kvister og rakleskjell (se tabell 4.1). Noen av bladfragmentene kunne identifiseres som musøre (*Salix herbacea*), mens rakleskjellene sannsynligvis stammer fra dvergbjørk (*Betula nana*). Det ble funnet en del egg fra vannlopper (*Daphnia spp.*) i sonen omkring det som viste seg å være en isolasjonskontakt i bunnen av kjernen, men disse ble ikke tatt ut til datering da egg fra vannlopper tidligere har vist seg å gi feilaktige aldre, antagelig på grunn av en reservoaralder knyttet til hardvannseffekt, på Bokn (Johnsen, 2017). Vannlopper kan imidlertid ha en verdi som miljøindikator, og kan ofte finnes nær isolasjonskontakter (Romundset et al., 2018).

Makrofossilene ble plukket ut gjennom våtsikting av 1 cm tykke sedimentskiver, der skivene ble tatt ut midt i kjernehalvdelen for å unngå kontaminering fra ytterkantene av PVC-røret. Maskestørrelse på silen var 250 mikron, og makrofossilene ble plukket fra silen ved hjelp av pinsett og identifisert under stereolupe. Om det ikke var tilstrekkelig med materiale i den første cm, ble det tatt ut flere sedimentskiver over og under, som deretter ble slått sammen til én prøve.

Når dateringsresultatene forelå ble det laget en aldersmodell for den undersøkte delen av kjernen i den statistiske programvarepakken R, ved hjelp av kodepakken Clam (Blaauw, 2010). Her ble  $^{14}\text{C}$ -aldrene først kalibrert til kalenderår med den terrestriske kalibreringskurven InCal13 (Reimer et al., 2013), før aldersmodellen ble konstruert ved hjelp av en *smooth spline*-funksjon (smooth=0.5) i Clam (Blaauw, 2010).



### 3.7 Glødetapsanalyse

For å få et mål på innholdet av organisk materiale ble det utført glødetapsanalyse på kjerne 507-20-03 for hver cm nedover i kjernen. Prøvene ble veid våte, tørket over natten på 105°C, for så å bli brent med en temperatur på 550 grader i én time. De brente prøvene ble veid på nytt og glødetapet ble til slutt beregnet som vekttapet relativt til prøvenes tørrvekt før brenning.

### 3.8 Fytoplanktonanalyse

Endringer i avsetningsmiljø (marint vs. lakustrint) gjennom en kjerne kan rekonstrueres ved bruk av fytoplanktonanalyse (Tjemsland 1983; Kaland, 1984). Tabell 3.1 viser en oversikt over halobiegruppene fytoplankton blir delt inn i ut fra hvor høy salinitetstoleranse arten/slekten har.

Tabell 3.1: Halobiegrupper inndelt etter salinitetstoleransen til fytoplankton. Tabell basert på Tjemsland (1983), Vasskog (2006) og Johnsen (2017).

Halobiegruppe	Miljø	Salinitet
Polyhalobe	Marint	>30‰
Mesohalobe	Brakkvann	0,3-30‰
Oligohalobe halofile	Brakkvann/ferskvann, hovedsakelig i brakkvann	Varierende
Oligohalobe indifferente	Brakkvann/ferskvann, hovedsakelig i ferskvann	Varierende
Halofobe	Ferskvann	0-0,2‰

#### 3.8.1 Preparering av fytoplanktonprøver

Før selve analysearbeidet kan starte må prøvene prepareres på samme måte som for pollenprøver, der målet er å fjerne uønsket minerogent og organisk materiale. Det ble tatt ut og preparert til sammen 13 prøver fra kjerne 507-20-03, der hver prøve hadde et volum på 1cm<sup>3</sup>. Prøvene ble tatt ut på forskjellige dyp i kjernen med utgangspunkt i litologiske endringer. Analysene ble utført ved laboratoriet for kosmogene dateringer ved Institutt for geovitenskap. Prepareringen følger standard prosedyre for pollenanalyse som er beskrevet av Fægri og Iversen (1989). Under prepareringen

fjernes det meste av uønsket materiale med unntak av pollen og mikrofossiler som inneholder sporopollenin i celleveggene (Jankovská og Komárek, 2000).

Under prosessen ble prøvene behandlet med 10% saltsyre (HCl), 10% kaliumhydroksid (KOH), flussyre (HF), iseddik og en blanding bestående av eddiksyre og konsentrert svovelsyre. Før man kan starte med selve HF behandlingen må prøvene behandles med 10% saltsyre (HCl) for å fjerne kalsiumkarbonat ( $\text{CaCO}_3$ ), og deretter 10% kaliumhydroksid (KOH) for å fjerne humussyre. For å fjerne minerogent materiale ble prøvene tilført 40% HF, satt på varmeblokk og oppvarmet til 100 grader over to timer, før de ble avkjølt og plassert i avtrekksskap over natten. Neste dag ble prøvene behandlet med en 1:9-blanding av konsentrert svovelsyre ( $\text{H}_2\text{CO}_4$ ) og eddiksyre-anhydrid ( $\text{A}_2\text{O}$ ) i en prosess som kalles acetolyse (Fægri & Iversen, 1989). Ved slutten av pollenprepareringen blir prøvene tilsatt fargestoff slik at algene som analyseres blir mer synlig i mikroskop. Prøvene tilsettes noen dråper med glyserol som siste steg i prosessen før de blir plassert på varmeplate for å fordampe det overflødig vannet (Fægri & Iversen, 1989).

For å kunne beregne konsentrasjonen av alger i hver enkelt prøve ble det tilsatt tre kalktabletter (batchnummer 177745) som inneholder et kjent antall av sporen lycopodium, i dette tilfellet  $18584 \pm 370$  sporer per tablett. Lycopodiumsporene brukes som markør for å bestemme tettheten av de identifiserte mikrofossilene, og kan ved å kombineres med en aldersmodell brukes til å regne ut influx-verdier for hver enkelt fytoplanktongruppe.

### 3.8.2 Mikroskopering

Mikroskoperingen ble gjort i pollenlaboratoriet på Institutt for biologi ved Høytteknologisenteret, Universitetet i Bergen. Mikroskopet som ble brukt til dette arbeidet er et Zeiss lysmikroskop, der to objektiver ble benyttet: Zeiss Planapo 40x/1,0 og Zeiss Planapo 63x/1,4, samt 8X okular. For å kunne se mikrofossilene gjennom mikroskopet ble det lagt på en dråpe med immersjonsolje på mikroskopglasset. Det var ønskelig å telle over 100 individer per prøve for å få et godt nok statistisk grunnlag til å lage et diagram. For de fleste prøvene var dette uproblematisk, men i nedre delen av kjernen var tettheten av fytoplankton såpass lav at dette ikke var mulig.

### 3.8.3 Identifisering av alger, slekts- og artsbestemmelse

Til identifikasjonsarbeidet ble det benyttet bestemmelsesnøkler fra Komárek og Jankovská (2000, 2001), samt identifikasjonsarbeidet i masterprosjektene til Vasskog (2006) og Lunnan (2016). Tabell 3.2 viser hvilke halobiegruppe hver identifiserte fytoplankton tilhører. De ulike artene/slektene av fytoplankton kan beskrives slik:

*Dinophyceaecyster* (Figur 3.5 (1)):

Dinoflagellatcyster er en marin indikator. Cystene kan variere i form mellom runde og ovale, men fellestrekket er hornlignende utvekster langs ytterkantene av cysten som har varierende T-formede ender.

*Tetraedron minimum* (Figur 3.5 (2)):

Denne arten opptrer som en enkelt celle, ikke i kolonier slik mange av de andre artene som ble observert. Den har en firkantet form med avrundede hjørner med små forsenkninger imellom.

*Botryococcus braunii* (Figur 3.5 (3)):

Kolonien til arten *botryococcus braunii* består av eggformede celler som er flettet sammen i en klase. Det er ikke lett å skille hver celle fra hverandre (Tjemsland, 1983). Den får en sterk oransje/rød farge i mikroskopet fordi den lett tar til seg fuchsin.

*Pediastrum spp.*

De fleste av artene i *Pediastrum*-slekten er nokså lette å identifisere med sin stjerneformede og regulære oppbygging (Tjemsland, 1983). Denne stjerneformede oppbyggingen består av flate, sirkulære kolonier som inneholder et ulikt antall celler. Antall celler er vanligvis mellom 4 og 32, og kan ha hornlignende utvekster på de ytterliggende cellene (Komárek og Jankovská, 2001). De forskjellige artene av *Pediastrum* ble identifisert ved å se på oppbyggingen av cellene og de hornlignende utvekstene under mikroskoperingen.

Følgende arter av slekten *Pediastrum* ble funnet:

*Pediastrum boryanum* (Figur 3.5 (4-6)):

Av *Pediastrum* artene er *Pediastrum boryanum* var. *boryanum* den vanligste arten. Artens koloni har en rund form, og hver randcelle har to horn med en V-formet fordypning mellom seg. Selve overflaten er dekket av små vorter som framstår som prikker under lysmikroskopet. En annen variant av *Pediastrum boryanum* er *Pediastrum boryanum* var. *longicorne*. Denne arten er lett å kjenne igjen på sine karakteriste langstrakte horn på randcellene. Disse har dypere kløft mellom seg, og vortene/prikkene på overflaten er større enn hos *Pediastrum boryanum* var. *boryanum*. Det ble funnet to varianter til av *Pediastrum boryanum*; var. *cornutum* og var. *forcipatum*. Var. *cornutum* har åpning mellom hver celle og har en mer kornete overflate. Den siste varianten, var. *forcipatum*, har kortere horn, med en U-formet fordypning mellom seg. Overflaten er dekket at rette, små vorter.

*Pediastrum integrum* (Figur 3.5 (7)):

Kolonien har ofte en irregulær, sirkulær form, og cellene i *Pediastrum integrum* har ikke hull mellom seg. Hornene er små, og man finner ingen eller svært liten fordypning mellom disse. Overflaten på cellene er også vanligvis glattere enn hos *Pediastrum boryanum*.

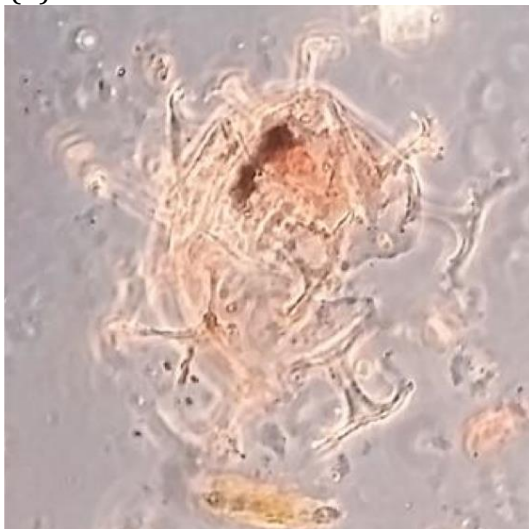
*Pediastrum privum* (Figur 3.5 (8)):

Arten gjenkjennes ved at det ikke er noen horn på randcellene. Antall celler i *Pediastrum privum* er 4 til 8.

Tabell 3.2: Slektene/artene funnet i Søre Kobbervatnet og halobiegruppene de tilhører. Inndelingen er i hovedsak basert på Tjemsland (1983) og Vasskog (2006).

Slekt/art	Halobiegruppe
Dinoflagellatcyster	Polyhalob
Tetraedron minimum	Halofil oligohalob
Botryococcus braunii	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum var. longicorne	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum var. cornutum	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum var. forcipatum	Indifferent oligohalob
Pediastrum integrum	Indifferent oligohalob
Pediastrum privium	Indifferent oligohalob

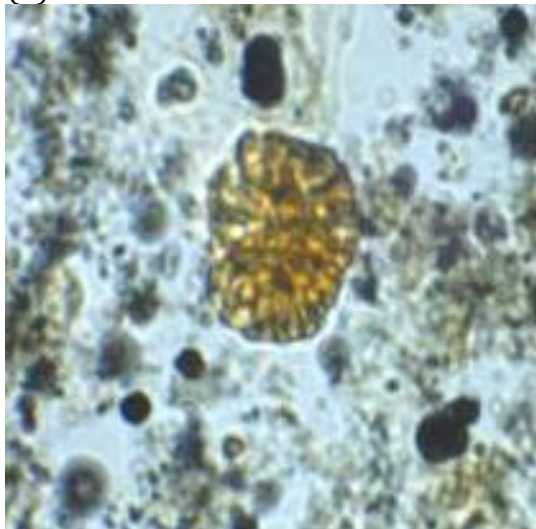
(1)



(2)



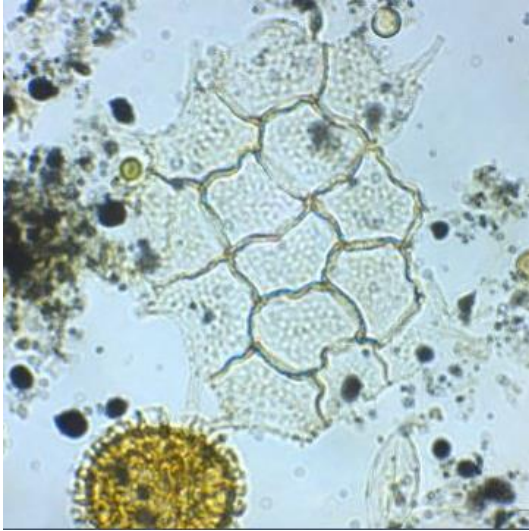
(3)



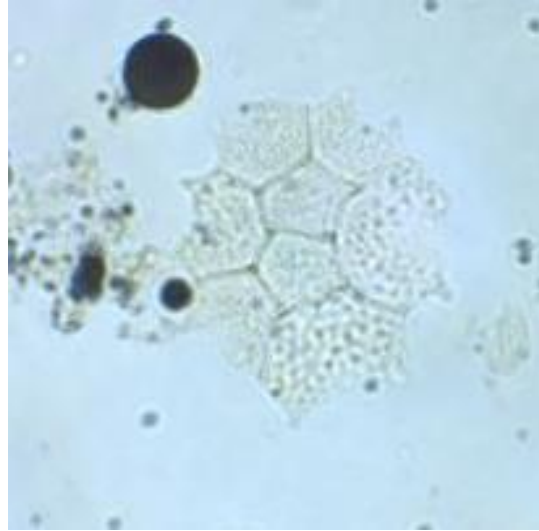
(4)



(5)



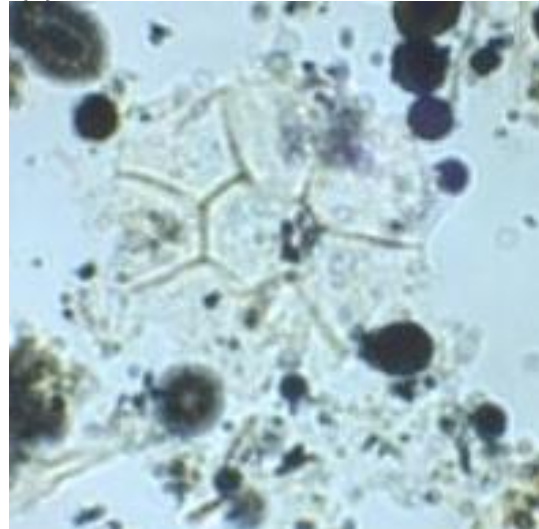
(6)



(7)



(8)



Figur 3.5: Viser bilde av de ulike fytoplankton som er observert under mikroskopering (med unntak av *Pediastrum boryanum* var. *forcipatum*) Enkelte av bildene er hentet fra Johnsen (2017). (1) Dinoflagellat cyster, (2) *Tetraedron minimum*, (3) *Botryococcus braunii*, (4) *Pediastrum boryanum*, (5) *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* (6) *Pediastrum boryanum* var. *cornutum*, (7) *Pediastrum integrum* (8) *Pediastrum privium*.

### 3.8.4 Fytoplanktondiagram

Etter alger var identifisert og telt opp ble det laget to diagrammer for kjernen, et prosentvis fytoplanktondiagram og et influx-diagram. Prosent-diagrammet viser den prosentvise fordelingen av slekt og arter på en oversiktlig måte. Et influx-diagram viser hvor mye det er avsatt av en art per cm<sup>2</sup> over tidsperioden som er reflektert i sedimentkjernen. Diagrammene ble laget i programmet CORE 2.0 (Kaland & Natvig, 1993).

## 4 Resultater og tolkning

### 4.1 Søre Kobbervatnet

UTM: 32V Ø294076 N6570012

M o.h.: 21,7 (vannflaten)

Terskelhøyde: 20,2-21,7 m o.h. Estimeres til  $20,95 \pm 0,75$  m o.h.

Innsjøbassenget Søre Kobbervatnet (Figur 4.1) ligger 21,7 m o.h. nordvest på Vestre Bokn. Bakgrunnen for å studere Søre Kobbervatnet er for å forbedre den senglasiiale havnivåkurven for Bokn konstruert av Hernar (2017) og Johnsen (2017). Søre Kobbervatnet ligger ca. 300 m nord for deres studieområde. Vegetasjonen rundt inneholder trær, busker og lyng, samt noen partier uten vegetasjon. De fleste sidene av bassenget er preget av bratt, kupert terreng (Figur 4.1). Ved hjelp av en grusvei kan man lett ta seg frem til bassenget fra øst. På samme side finner man utløpsterkselen til bassenget. Den naturlige terskelen, som er av berggrunn, er påbygd av løsmasser for å demme opp vannet. Dette er gjort for å ta ut vann til fiskeoppdrett fra bassenget (pers. kom. Kristian Vasskog, 2018). Det kommer tilførsel av vann til bassenget via en liten bekk i øst.

På grunn av de påbygde løsmassene kan man ikke fastsette høyden på den naturlige terskelen helt presist. Det ble derfor tatt en høydemåling med differensiell GPS i berggrunnen foran demningen, og en måling ved vannoverflaten. Den førstnevnte målingen gir en minimumshøyde på den opprinnelige terskelen før bassenget ble demmet opp, og det opprinnelige terskelnivået antas derfor å ligge i intervallet 20,2-21,7 m o.h. Med grunnlag i feltobservasjonene er terskelnivået dermed estimert til å være  $20,95 \pm 0,75$  m o.h.

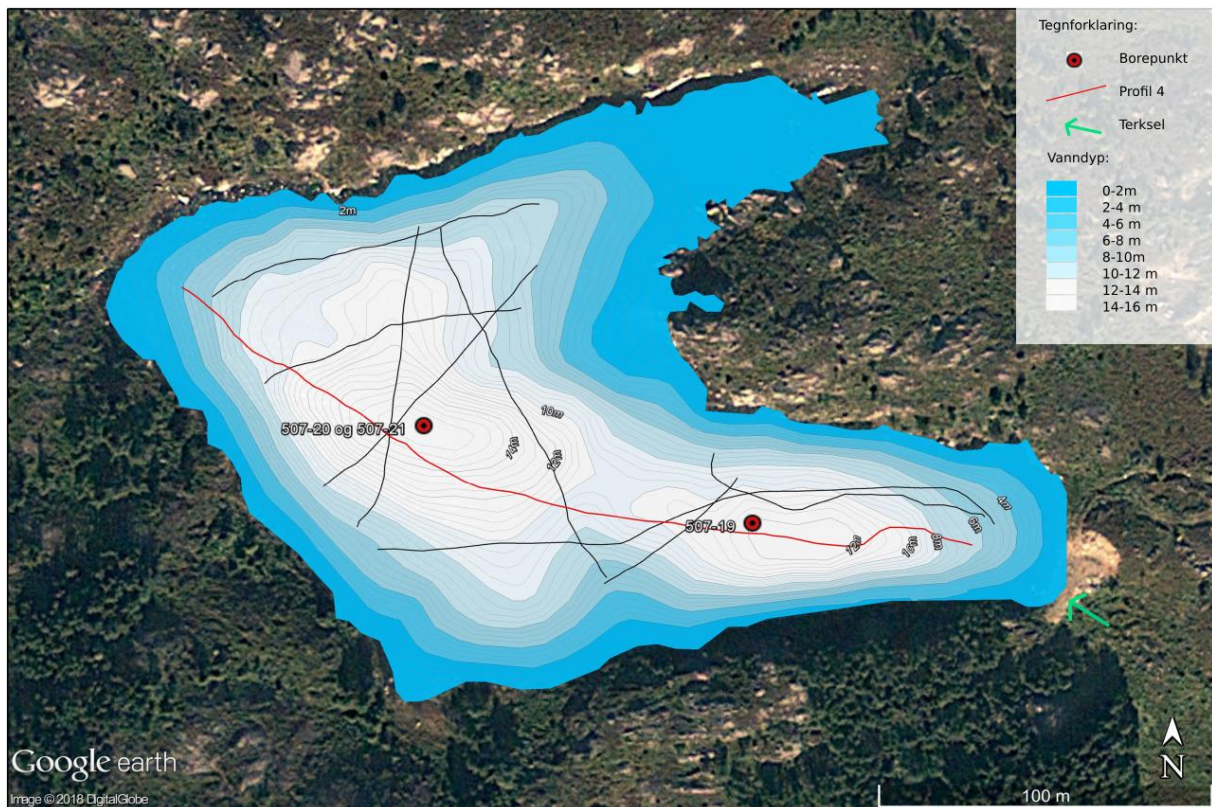


Figur 4.1: Søre Kobbervatnet. Oversiktsbilde av innsjøen tatt fra øst. På bildet ser man ikke hele vannet. Vegetasjonen og landskapet som preger omgivelsene rundt vannet er godt representert her. Bekken ser man i bunn av bildet.

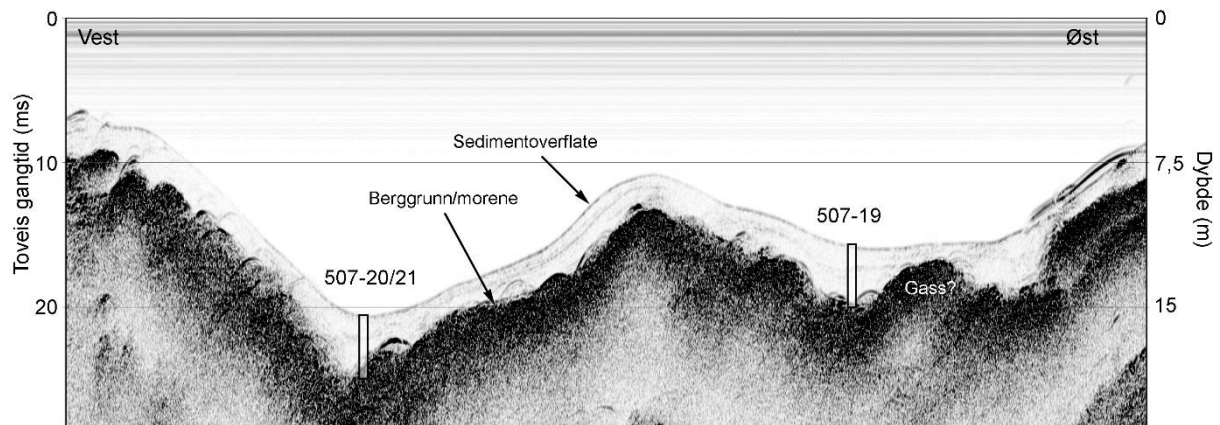
## 4.2 Batymetri og seismisk stratigrafi

Bassengets batymetri og bunnsedimenter ble kartlagt ved hjelp av ekkolodd og chirp. Borepunktene ble lokalisert langs profil nr. 4 (markert med rødt i figur. 4.2) som strekker seg gjennom de dypeste delene av bassenget. Sedimenttykkelsen i bassenget ble beregnet til å være 3-4 m på grunnlag av de seismiske profilene, og dette anslaget samsvarer godt med lengden (325,5 cm) på kjerne 507-20 (se kap. 4.3). Den sterke reflektoren under de transparente sedimentene antas å være fast fjell og/eller et tynt morenedekke (Figur 4.3). Videre undersøkelser av kjerne 507-20-03 viser at det er grovere materiale i bunn av kjernen (se kap. 4.3), og det blir tolket til å være morenemateriale.





Figur 4.2 Batymetriske kart over Søre Kobbervatnet fra GoogleEarth. Kartet er laget ved hjelp av ekkolodd. De svarte linjene viser de ni profilene kjørt med chirp. Borepunktene ble tatt langs profil nr 4 (rød linje) og er markert på kartet. Den grønne pilen markerer terskelen til bassenget i øst.



Figur 4.3: Figuren viser seismikken ved profil 4. På profilet er det markert hvor kjernene ble tatt og hva som er tolket til å være sedimentoverflaten og berggrunn/morene. På y-aksene vises det både toveis gangtid (ms) og dyp (m).

### 4.3 Litostratigrafi

Kjernen tatt fra Søre Kobbervatnet er delt i tre seksjoner. De to øverste seksjonene, 507-20-01 og 507-20-02, besto av homogen, lakustrin gytje, og var dermed ikke interessante for problemstillingen i denne oppgaven. Den nederste seksjonen, 507-20-03, strekker seg fra 177,5-325,5 cm dyp, og er delt inn i sju enheter. Den litostratigrafiske inndelingen er basert på farge, kornstørrelse, sedimentære strukturer, samt glødetapsverdier (Figur 4.4). Hver enhet blir kalt K etter navnet på innsjøen kjernen er hentet fra, og de er nummerert fra bunn til topp.

#### **Enhet K1 (325,5 – 306 cm):**

Sedimentene helt nederst i denne kjernen inneholder en del stein og antas å markere toppen av et diamikton som kjernen stoppet i under prøvetakingen. Sedimentene over er tydelig laminert, og består hovedsakelig av silt. Fargene og tykkelsen på lamineringen varierer, med tykkelse mellom 1-5 mm. I bunn er det vekselvis blå, blågrå og brune farger. Deretter får laminaene mer rødlige toner, før det går over til brunt og grått i øvre del av enheten. Grensen mot de lyse grå sedimentene over (enhet K2) er nokså markert, men overgangen er ikke helt skarp. Glødetapsverdiene i enhet K1 er gjennomgående ca. 5%, med unntak av to topper på 7%, i det røde og det grå laminerte laget.

Denne karakteristiske lamineringen antas å ha sammenheng med at sedimentene er avsatt i en brakkvannsfase i forbindelse med at bassenget isoleres fra havet.

Lamineringene kan være en indikator på at saltvann kan ha lagt seg under ferskvann, og derved dannet et anoksisk miljø i bassenget (Long et al., 2011). Isolasjonskontakten antas å ligge ved 316 cm i sedimentkjernen. Dette er basert på fytoplanktonanalyse og vil bli diskutert videre i delkapittel 4.5 og 4.6.

#### **Enhet K2 (306 -270 cm):**

Enhet K2 består for det meste av silt som mot toppen blir noe mer organisk. K2 er gjennomgående lysegrå med enkelte innslag av lysebrune flekker, men ingen laminering slik som i enheten under. Mot overgangen mellom K2 og K3 blir sedimentene mørkere og får mer brunlige innslag. Det befinner seg et tynt, svart lamina ved 277 cm dyp. I overgangen mot den overliggende enheten (K3) er det et distinkt 2 cm tykt svart lag.

Gjennom det meste av enhet K2 svinger glødetapsverdiene litt under og over 5%, men sedimentene blir markant mer organisk i overgangen til enhet K3.

#### **Enhet K3 (270 - 242 cm):**

Enhet K3 består av en mørk brun, findetritus siltig gytje som skiller seg markant fra de lyse sedimentene under. Glødetapet i enhet K3 varierer rundt 15% og skiller seg klart fra de mer minerogene sedimentene under.

Sedimentene har en tilnærmet massiv struktur, men en svak horisontal bånding kan anes. I øvre del blir sedimentene noe mørkere enn under. Overgangen til neste enhet (K4) er mer gradvis enn overgangen mellom K2 og K3. Dateringene tyder på at sedimentene er avsatt i perioden Bølling-Allerød.

#### **Enhet K4 (242 - 231,5 cm):**

K4 består av en lagdelt siltig gytje. Fargen varierer mellom brun, grå og svart. Lagene her er tykkere og ikke like tette sammenlignet med lamineringen i enhet K1. I en sone mellom 237 cm og 231,5 cm er det nokså mye organiske plantefibrer i sedimentene, som er tolket til å være vannmose, med et innslag av lysegrått materiale ved ca. 234,5 cm - 234 cm.

K4 har en svingende glødetapskurve mellom 10 og 17% som reflekterer fargenyansene i sedimentene og innholdet av planterester. I denne enheten er det flere lag med vannmose som trolig er grunnen til de brå svingningene i glødetapskurven.

Vannmose kan være et tegn på at vannet i bassenget har vært klart, slik at lys har sluppet ned til bunnen. Dateringene tyder på at sedimentene er avsatt i en tidlig fase av yngre dryas.

#### **Enhet K5 (231,5 -214,5 cm):**

Det er en relativ skarp overgang mellom enhet K4 og over til enhet K5 som er delvis laminert og skiller seg ut ved en lysere farge. Nederst er sedimentene lysegrå, men oppover veksler det mellom lysegrå og mer brunlige lamina. De enkelte lamina er gjennomgående 1-2 mm tykke. Midt i sekvensen (ved ca. 223 cm) er det et svart og et grått lag som er ca. 5 mm tykke. I den øvre delen blir lamineringen tydeligere og fargene endres til å bli mer gul- og oransjebrun. Glødetapet er ca. 10%, og har en del svingninger. Dateringene tyder på at sedimentene er avsatt i siste halvdel av yngre dryas stadialen.

Lignende todelte yngre dryas-avsetninger er tidligere funnet både på Bokn (Johnsen, 2017; Hernar, 2017) og Karmøy (Lunnan, 2016; Svean, 2016).

**Enhet K6 (214,5 -191 cm):**

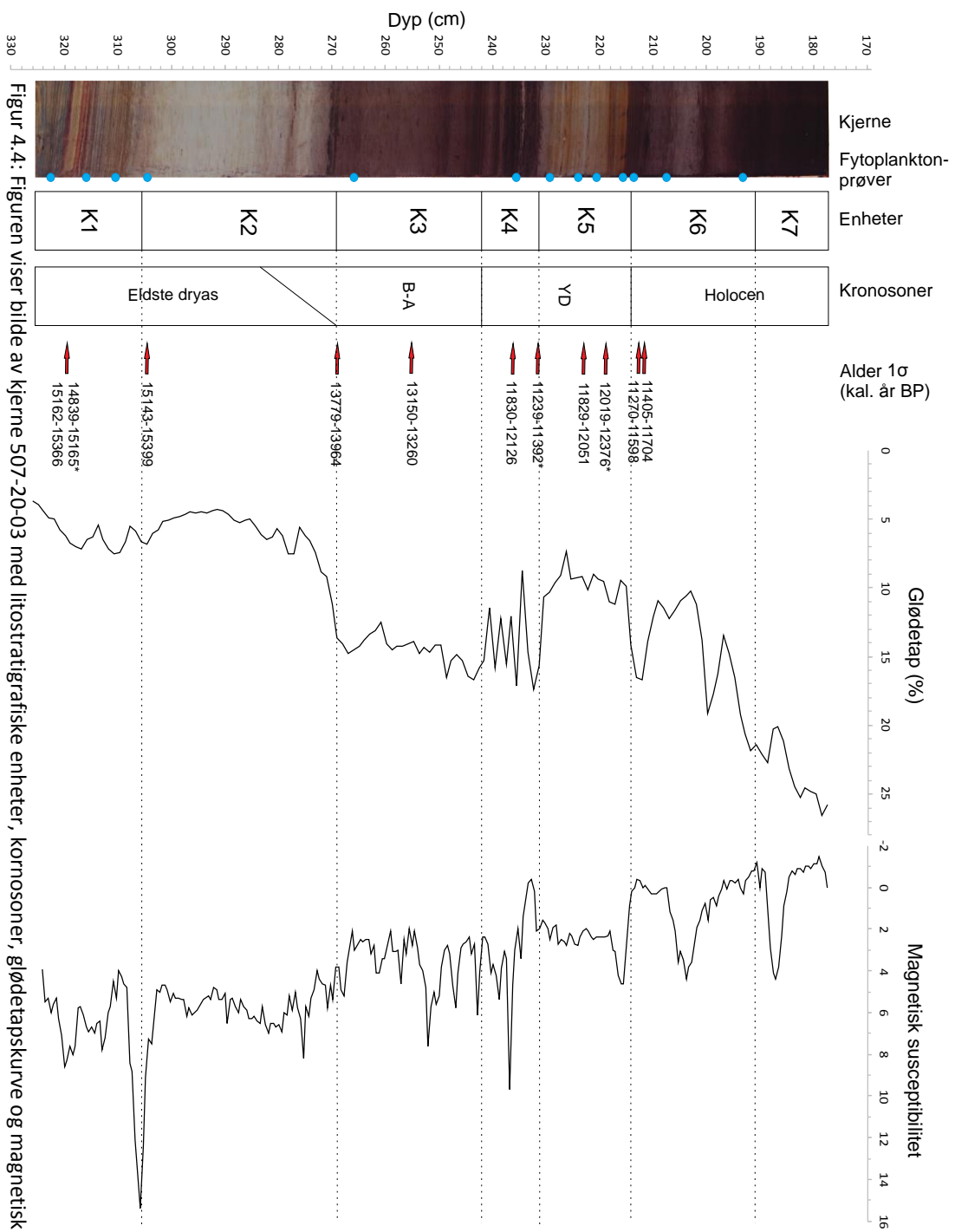
K6 er en mørk brun, siltig gytje. I nedre del er sedimentene delvis laminert med 1-2 mm tykke lamina. Den er noe lysere i en sone mellom 205 cm -195 cm.

Undergrensen er nokså markant og sees ved en brå økning i organisk innhold.

Glødetapsverdiene faller noe i den lysere siltige sonen, men generelt blir sedimentene mer organisk oppover og glødetapskurven når verdier mer enn 20% i overgangen mellom K6 og K7. Enhet K6 er avsatt i en tidlig fase av holocen.

**Enhet K7 (191 - 177,5 cm):**

Overgangen mellom K6 og K7 er jevn og gradvis og grensen er plassert der sedimentene får et mer massivt preg bestående av gytje. Fargen er brun og blir gradvis mørkere oppover. Sedimentene videre oppover (507-20-01 og 507-20-02) består også av ren gytje med et massivt preg. Glødetapet stiger jevnt og trutt oppover i dette kjernesegmentet, men det er ikke målt høyere oppe i gytjesekvensen.



Figur 4.4: Figuren viser bilde av kjerne 507-20-03 med illustratigrafiske enheter, kronosoner, glødetapskurve og magnetisk susceptibilitet. Magnetisk susceptibilitet identifiserer endringer i den magnetiske mineralogien, og sedimentene går fra å være alloktone, minerogene sedimenter, til autoktone, og vanligvis mer organiske, lakustrine sedimenter. De blå sirklene er markert hvor det er blitt tatt ut fytoplanktonprøver. Røde piler viser hvor aldersdateringene er tatt ut og alderen på dateringene (\*tolket til feil alder).

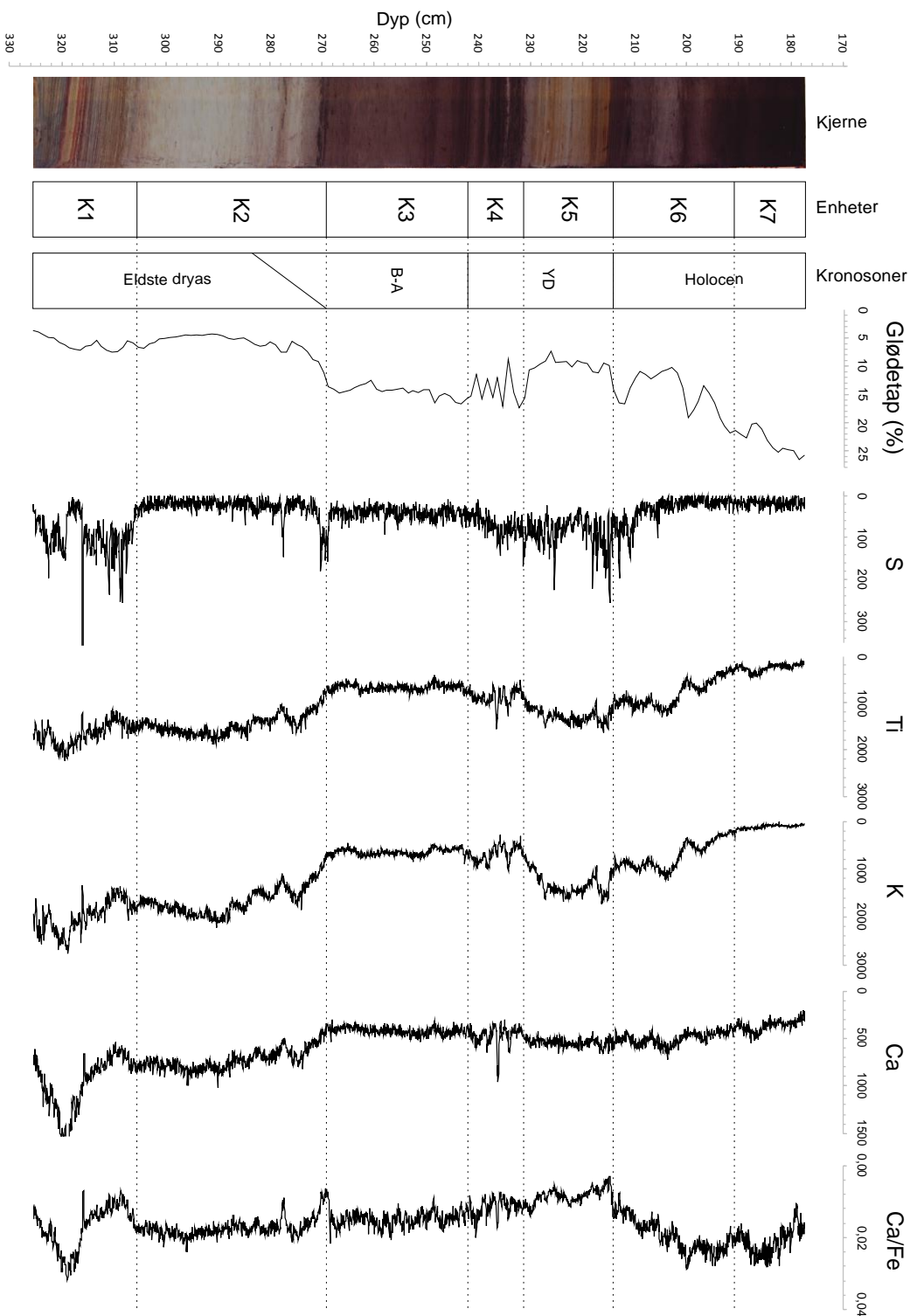
## 4.4 XRF-data

For å studere opprinnelsen til kildematerialet og avsetningsmiljøet ble enkelte elementer fra XRF-analysen plukket ut. I figur. 4.5 er det fremstilt elementprofiler som viser glødetap og konsentrasjon av svovel (S), titan (Ti), kalium (K), kalsium (Ca), samt forholdet mellom kalsium og jern (Ca/Fe). Disse elementene ble valgt grunnet deres egenskap til å vise miljøendringer som oppstår i bassenget over tid. Både Ti og Ca finner man i vanlige bergarter, og disse grunnstoffene vil derfor kunne bli tilført innsjøsedimentene fra dreneringsområdet rundt. Man ser imidlertid gjerne en økning i Ca-verdiene i marine sedimenter, dette fordi det blir tilført karbonat fra marine skjell og foraminiferer. Marine sedimenter er derfor forventet å ha et høyere Ca/Fe-forhold enn lakustrine (Strunk et al., 2018).

Svovolverdiene er relativt lave gjennom hele kjerne 507-20-03, men med enkelte topper gjennom. Økte verdier av svovel kan være forårsaket av at det har vært sjøvann i bassenget, og konsentrasjonen av S har tidligere vært brukt til å indikere marine eller brakkvannsforhold i isolasjonsbassenger (Balascio et al., 2011; Svean, 2016). Svovel kan felles ut under anoksiske forhold. Dette oppstår gjerne når stratifisering forhindrer at det skjer en omrøring av vannsøylen, noe som igjen tyder på at det har kommet inn sjøvann i bassenget (Balascio et al., 2011). Høye verdier av svovel kan imidlertid også reflektere lag som er rike på organisk materiale (Croudace et al., 2006), og i situasjoner hvor det oppstår anaerobisk bakteriell produksjon gjennom nedbrytning av organisk materiale (Konhauser, 2007). I overgangen mellom K1 og K2 skjer det en markant nedgang i svovelkurven som kan ha en sammenheng med at bassenget isoleres fra havet. På grensen mellom K2 og K3 er det også en kortvarig økning i svovelkurven som strekker seg over noen få cm. Denne toppen samsvarer med et distinkt svart lag i kjernen. Dette kan ha sammenheng med at organisk materiale er blitt begravd fort og med dannelse av sulfid ved anaerobisk bakteriell produksjon. I den laminerte enheten K5 øker svovolverdiene nok en gang. En mulig forklaring er at det har kommet inn saltvann fra havet i tilstrekkelige mengder til at vannmassene i bassenget er blitt stratifisert

Konsentrasjonen av Ti og K kurven er tilnærmet lik gjennom hele kjernen. Grunnstoffet titan er kjemisk stabilt, og man finner et høyt innhold av Ti i motstandsdyktige mineraler som forvitrer langsomt (Croudace et al., 2006). Det vil derfor kunne skje en nedgang i Ti hvor det er en økning i organisk materiale (Balascio et al., 2011). Det fremgår av målingene at Ti-kurven og glødetapskurven speiles motsatt i forhold til hverandre, og viser en omvendt korrelasjon. Ti-verdiene minker oppover i kjernen, noe som mest sannsynlig ikke reflekterer endring i sedimentkilde, men en økning i organisk innhold. Det ser man igjen i glødetapskurven.

Kalsium-verdiene varierer lite gjennom hele kjernen, bortsett fra i K1. Som tidligere nevnt finner man kalsium i en mengde vanlige mineraler og dermed i bergarter i nedslagsfeltet til bassenget. Det faktum at kalsium-verdiene er noe høyere i enhet K1 enn i sedimentene over kan reflektere marin tilførsel i denne fasen. Høye Ca verdier kan forekomme når det er høyt innhold av karbonat i sedimentene, som skjell og foraminiferer som kommer fra havet (Balascio et al., 2011). Dette ser man igjen i forholdet Ca/Fe. Ved å finne forholdstallet mellom Ca og andre grunnstoff som har en utelukkende terrestrisk kilde, er det lettere å få frem om det er en annen kilde til kalsium i tillegg til den terrestriske. Høyt forholdstall i Ca/Fe kan dermed indikere marine forhold. Det faktum at Ca/Fe-forholdet er relativt høyt i enhet K6 og K7 skyldes trolig et høyere innhold av organisk materiale i sedimentene.



Figur 4.4: Figuren viser bilde av kjerne 507-20-03 med litostratigrafiske enheter, kornosoner, glødetapkurve og magnetisk susceptibilitet. Magnetisk susceptibilitet identifiserer endringer i den magnetiske mineralogien, om sedimentene går fra å være alloktone, minerogene sediment, til autoktone, og vanligvis mer organiske, lakustrine sediment. De blå sirklene er markert hvor det er blitt tatt ut fyttoplanktonprøver. Røde piler viser hvor aldersdateringene er tatt ut og alderen på dateringene (markert med \* er dateringene som er tolket til å ikke stemme overens med resten av funnene).



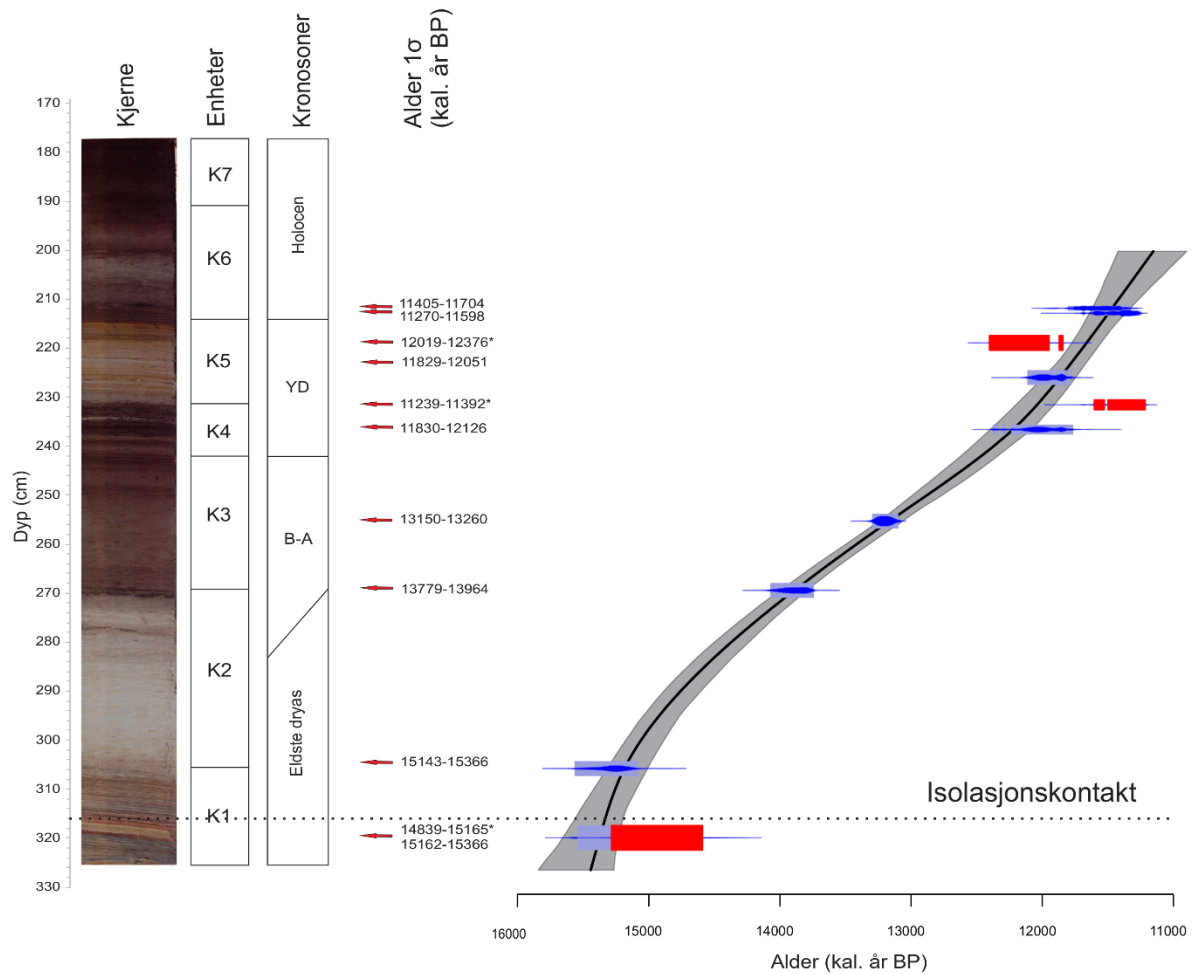
## 4.5 Aldersbestemmelse

Aldersmodellen for Søre Kobbervatnet (Figur 4.6) er konstruert på bakgrunn av 11 radiokarbondateringer som er utført på plantemateriale fra sedimentene (tabell 4.1). Aldrene er kalibrert i Clam (Blaauw, 2010) ved hjelp av den terrestriske kalibreringskurven IntCal13 (Reimer et al., 2013). Tre av dateringene avviker mye i forhold til de andre og er forkastet ut fra antakelsen om at de gir feilaktige aldre. Det betyr at de ikke er brukt til å konstruere den ferdige aldersmodellen. Dateringene som antas å gi feilaktige aldre er markert med en stjerne i tabell 4.1. De er plottet i aldersmodellen, men markert med rødt. Datering Poz-100282 (12019-12376 kal. år BP), som er tatt fra nivået 217-220 cm gir en urealistisk høy alder sammenlignet med de andre. Dette kan skyldes resedimentasjon av plantemateriale, men vi kan heller ikke utelukke andre årsaker. Datering Poz-100283 (11239-11392 kal. år BP) fra 230-232 cm gir en avvikende ung alder. Det kan her nevnes at dateringsprøven var nokså liten (1,6 mg) i forhold til ønsket vekt på 3 mg, noe som gir en økt sårbarhet for kontaminering av yngre materiale. Den nederste dateringen, Poz-100298 (14839-15165 kal. år BP), ga i utgangspunktet en alder som virket for ung i forhold til dateringen over, og det ble derfor tatt ut en ny datering fra samme nivå. Kronosonene eldste dryas, bølling-allerød, yngre dryas og holocen er satt med hjelp av den konstruerte aldersmodellen.

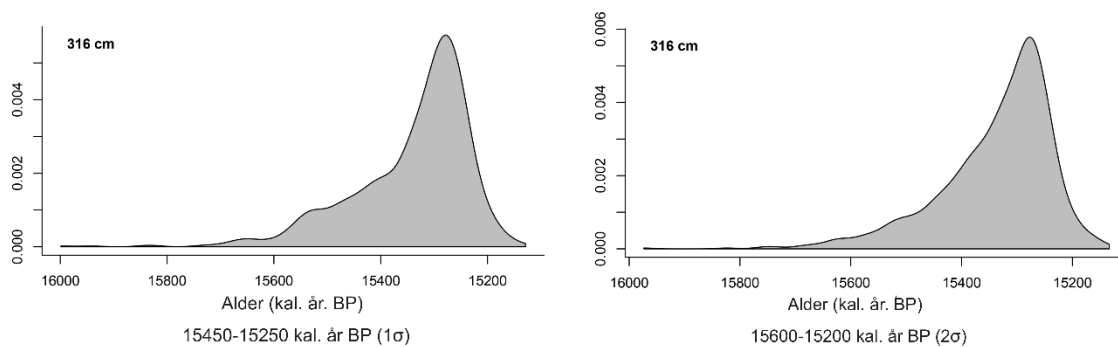
Sedimentasjonsraten gjennom den daterte delen av kjernen er i begynnelsen rask, for så å flate litt ut, deretter stige igjen mot toppen av kjernen (figur 4.6). I den marine fasen helt nederst er sedimentasjonsraten rundt 1 mm/år. Gjennom perioden bølling-allerød faller sedimentasjonsraten til omkring 0,2 mm/år, mens når man kommer inn i yngre dryas øker den igjen til 0,35 mm/år.

Tabell 4.1: Radiokarbondateringer fra Søre Kobbervatnet, kjerne 507-20-03. Tabellen viser aldrene i <sup>14</sup>C-alder, kalibrert alder med ett og to standardavvik, samt dateringsmateriale og vekt på den daterte prøven.

Lab. nr.	Dyp (cm)	<sup>14</sup> C alder BP, 1σ	Kalibrert alder, 1σ (kal.år BP)	Kalibrert alder, 2σ (kal.år BP)	Materiale	Vekt (mg)
<b>Poz-100278</b>	211-212	10050±50	11405-11704	11325-11806	Bladfragmenter	11,8
<b>Poz-100281</b>	212-213	9970±50	11270-11598	11249-11621	Bladfragmenter	8,3
<b>Poz-100282*</b>	217-220	10320±60	12019-12376	11947-12402	Bladfragmenter saliks poliaris Museøre	3,3
<b>Poz-102843</b>	224-227	10230±40	11829-12051	11801-12114	Kvist Rakleskjell Museøre- bladfragmenter Bjørkefrukt	4,9
<b>Poz-100283*</b>	230-232	9910 ±60	11239-11392	11214-11499	Barnål Kvist Barkbiter Bladfragmenter	1,6
<b>Poz-100284</b>	235-237	10260±60	11830-12126	11765-12238	Kvist Bladfragmenter	3,7
<b>Poz-102844</b>	253-256	11360±50	13150-13260	13098-13297	Uidentifisert plante- materiale	5,4
<b>Poz-100296</b>	267-270	12030±70	13779-13964	13741-14073	Bladfragmenter Kvist	3,3
<b>Poz-100297</b>	303-306	12810±70	15143-15366	15081-15566	Uidentifisert plante- materiale	8,4
<b>Poz-100298*</b>	316-321 (- 319- 320)	12630±80	14839-15165	14601-15285	Rakleskjell Bladfragmenter	3,8
<b>Poz-102845</b>	316-321	12820±60	15162-15366	15106-15544	Bladfragmenter	4,0



Figur 4.6: Aldersmodell for søre Kobbervatnet. Figuren inneholder bilde av kjernen, litostratigrafiske enheter, kronosoner og kalibrerte aldersdateringer med ett standardavvik (rød pil). Isolasjonskontakten er markert med en stiplet linje. De røde firkantene er dateringer som er tolket til å ikke stemme med resten av aldersmodellen.



Figur 4.7a og b: Figuren viser alderen på isolasjonskontakten beregnet ut fra aldersmodeller med henholdsvis ett (4.7a) og to (4.7b) standardavvik.

## 4.6 Fytoplanktonanalyse

Hensikten med å utføre en fytoplanktonanalyse er for å kunne rekonstruere endringer i salinitet. Miljøendringer i bassenget kan spores ved å studere sammensetningen av forskjellige algetyper som har bestemte krav til salinitet. Slike alger kan deles inn i grupper utfra hvor salinitetstolerente de er (Kaland, 1984). Isolasjonskontakter i sedimentsekvenser bestemmes i prinsippet ut fra der vi ser en endring fra dominans av marine arter til en dominans av ferskvannsarter (motsatt for ingresjonskontakter), men man må være oppmerksom på at alger som er tolerante for sjøvann også kan opptre i bassenger som er isolert fra havet, dersom det kommer inn sjøvann i perioder med ekstrem springflo eller under sterke stormer hvor bølgene kan skylle inn i bassenget (Lohne et al., 2007). I tillegg vil små mengder ferskvannsalger kunne avsettes under marine forhold, dersom de skylles inn fra nedslagsfeltet.

Tidligere studier har definert isolasjonskontakten til nivået der de indifferente oligohalobe algene får en konsentrasjon som dominerer den totale sammensetning av fytoplankton (Corner & Haugane, 1993; Kjemperud, 1981; ref. i Owe, 2014), og isolasjonskontakten har vært tolket til å bety at bassenget ble hevet over høyeste astronomiske tidevann (HAT). Owe (2014) studerte imidlertid en innsjø på Sotra hvor terskelen i dag ligger på nivå med middel høyvann (40 cm lavere enn HAT), og fant her en moderne algesammensetning der dinoflagellater utgjorde omkring 10 %. I tråd med dette har jeg i denne oppgaven satt isolasjonskontakten i nivået der innholdet av dinoflagellatcyster faller under 10% av den totale fytoplanktonsammensetningen, og antar med det at isolasjonskontakten tilsvarer tiden da terskelen til Søre Kobbervatnet lå på nivå med middel høyvann. Middel høyvann ligger i dag kun 16 cm over middelvann på Bokn.

Fytoplanktonanalysen viser hovedsakelig indifferente oligohalobe algetyper, med enkelte innslag av de andre halobiegruppene, i sedimentene i Søre Kobbervatnet (Figur 4.8 og 4.9). Arten som det er mest av er *Pediastrum boryanum* i forskjellige varianter. I den nederste prøven ble det funnet hovedsakelig polyhalobe dinoflagellatcyster. Etter hvert som man beveger seg oppover i kjernen blir det større innslag av *Pediastrum boryanum* arter, spesielt var. *longicorne*. Når man kommer inn i sedimentene som skal

representere yngre dryas og holocen øker antallet fytoplanktonarter. Da ser man en ansamling av arter som *Pediastrum integrum*, *Botryococcus braunii*, og forskjellige varianter av *Pediastrum boryanum*. Mot slutten av yngre dryas ser man en ansamling av *Tetraedron minimum*, en oligohalob halofil art, som kan tyde på at det har skjedd en endring i bassengets miljø. Miljøtolkning av fasene i sedimentkjernen vil bli presentert i neste delkapittel. For å få en lettere oversikt over fasene er fytoplanktonprøvene delt i spekter. Hver fase kan inneholde mange spekter, og hvert spekter er markert med «S» og dypet prøven er tatt fra. Hvert spekter kan inneholde flere preparater fra samme dyp, og alle telte alger er lagt sammen til en total konsentrasjon.

#### 4.6.2 Miljøtolkning

Marin fase: spekter S322,5

Under telling i spekter S322,5 ble det funnet svært få alger. Her ble det funnet 33 forskjellige alger på totalt seks preparater. På det første preparatet ble det funnet 489 *lycopodium* og kun 12 fytoplanktonindivider, hvor ni av dem var dinoflagellatcyster. For å spare tid ble det derfor ikke telt *lycopodium* for de resterende preparatene i dette spekteret, mens antallet *lycopodium* fra det første preparatet ble ganget opp med det totale antall preparater for bruk i utregning av influx. På bakgrunn av et høyt innhold av polyhalobe dinoflagellatcyster (76%) ble spekter S322,5 tolket til å reflektere fullmarine forhold i bassenget. Allerede i neste spekter, S316, synker andelen dinoflagellater til under 10% (9 %), og isolasjonskontakten er dermed tolket til å ligge på 316 cm.

I litostratigrafien ser man tydelige, fargesterke laminerte lag mellom 325,5 cm og 306 cm, som er karakteristisk for en isolasjonskontakt. Det tolkes dermed til å være en marin fase fra bunnen av kjernen, med en kort brakkvannsfase eller overgangsfase mellom de to spektrene S322,5 og S316. Den korte marine fasen i bunnen av kjernen tyder på at det ikke kan ha tatt lang tid etter at området ble isfritt før bassenget ble isolert. De marine indikatorene avtar oppover (Figur 4.8 og 4.9), men brakkvannsfasen ser ut til å ha vært kortvarig da endringen skjer fort, noe som også tyder på rask isolasjon. Funn av fiskebein kan også muligens tyde på marine forhold under avsetningen av K1, men siden fiskebeina ikke ble artsbestemt kan man ikke si med sikkerhet om de kommer fra fisk som har levd i ferskvann eller i havet.

Lakustrin fase: S310,5-S193

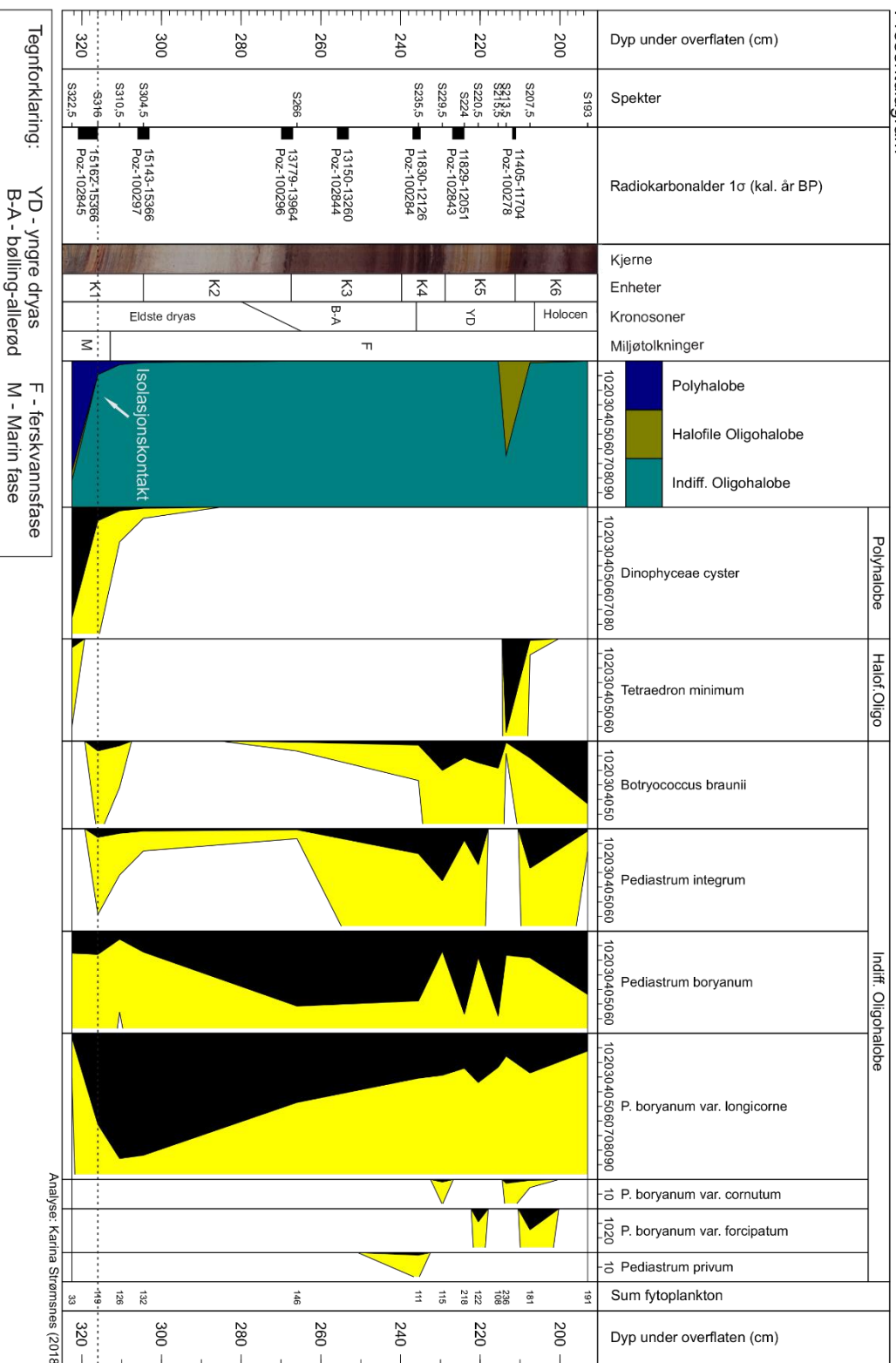
Samtidig med at konsentrasjonen av dinoflagellatcyster avtar markant i øvre del av K1, øker antallet fytoplankton i halobiegruppen indifferente oligohalobe. Det fremgår av forekomsten av arter som *P. boryanum*, *P. privium* og *P. integrum*. Disse har en varierende salinitetstoleranse (Tjemsland, 1983). Jevnt over ligger innholdet av *P. boryanum* mellom 40-50%. *P. boryanum* var. *longicorne* øker gradvis i enhet K1, for deretter å avta langsomt oppover i kjernen (Figur 4.8). Individuer identifisert til å være *P. boryanum* var. *cornutum* og *P. boryanum* var. *forcipatum* ble funnet i midten og mot øvre del av kjernen. Årsaken til dette er ikke kjent, og det er ikke funnet hvilken salinitetstoleranse disse artene har fra andre studier. Disse artene er plassert i den indifferente oligohalobe gruppen i lys av at *Pediastrum* slekten har varierende salinitetstoleranse og vanligst regnes å tilhøre denne halobiegruppen.

Den store forekomsten av indifferente oligohalobe arter viser nokså tydelig at sedimentene er avsatt i et lakustrint miljø. Det ble registrert svært høye verdier av *Tetraedron minimum* i S213,5 og S207,5. Dette er regnet som en oligohalob halofil art, noe som betyr at en svak økning i salinitet og næringsstoffer fra havet kan gi et positivt utslag på bestanden. Dermed kan økningen i *Tetraedron minimum* i disse spektrene være et resultat av økt sjøsprøyt fra havet, noe som kan tyde på at havnivået på denne tiden har ligget like under utløpsterskelen. Økningen i *Tetraedron minimum* ser ut til å skje i slutten av yngre dryas. Det ble observert høy konsentrasjon av planterester av akvatisk mose ved 238-230cm, og dette indikerer et lakustrint avsetningsmiljø i tiden før den høye konsentrasjonen av *Tetraedum minimum*.

Oppsummert er miljøtolkningen av Søre Kobbervatnet gjort ved hjelp av litostratigrafiske observasjoner og fytoplanktonanalyse. Basert på resultatene fra fytoplanktonanalyser (se figur 4.8 og 4.9) kan deles inn i en marin fase med en overliggende isolasjonskontakt etterfulgt av en lakustrin fase. Endringer i sammensetningen av fytoplankton viser at polyhalobe alger dominerer i nedre del av den litostratigrafiske enheten som er betegnet K1. Indifferente oligohalobe arter finnes gjennom hele sekvensen, men øker kraftig i overgangen mellom spekter S322,5 og S316. Isolasjonskontakten er satt til å tilsvare spekter S316, da det er her andelen marine dinoflagellatcyster synker under 10 % (Owe, 2014). Sedimentene er tydelig laminerte

helt opp til 306 cm dyp, noe som kan tyde på stratifisering av vannmassene i noe tid etter isolasjonen. Det er en liten anrikning av halofile oligohalobe arter (*Tetraedron minimum*) ved ca. 211 cm dyp som svarer til overgangen mellom yngre dryas og holocen. Influx-diagrammet (Figur 4.9) illustrerer størrelsen på produksjonen av de forskjellige artene, og det er en tydelig oppblomstring av grønnalger i perioden etter isolasjonen, noe som kan tyde på gode næringsforhold i innsjøen.

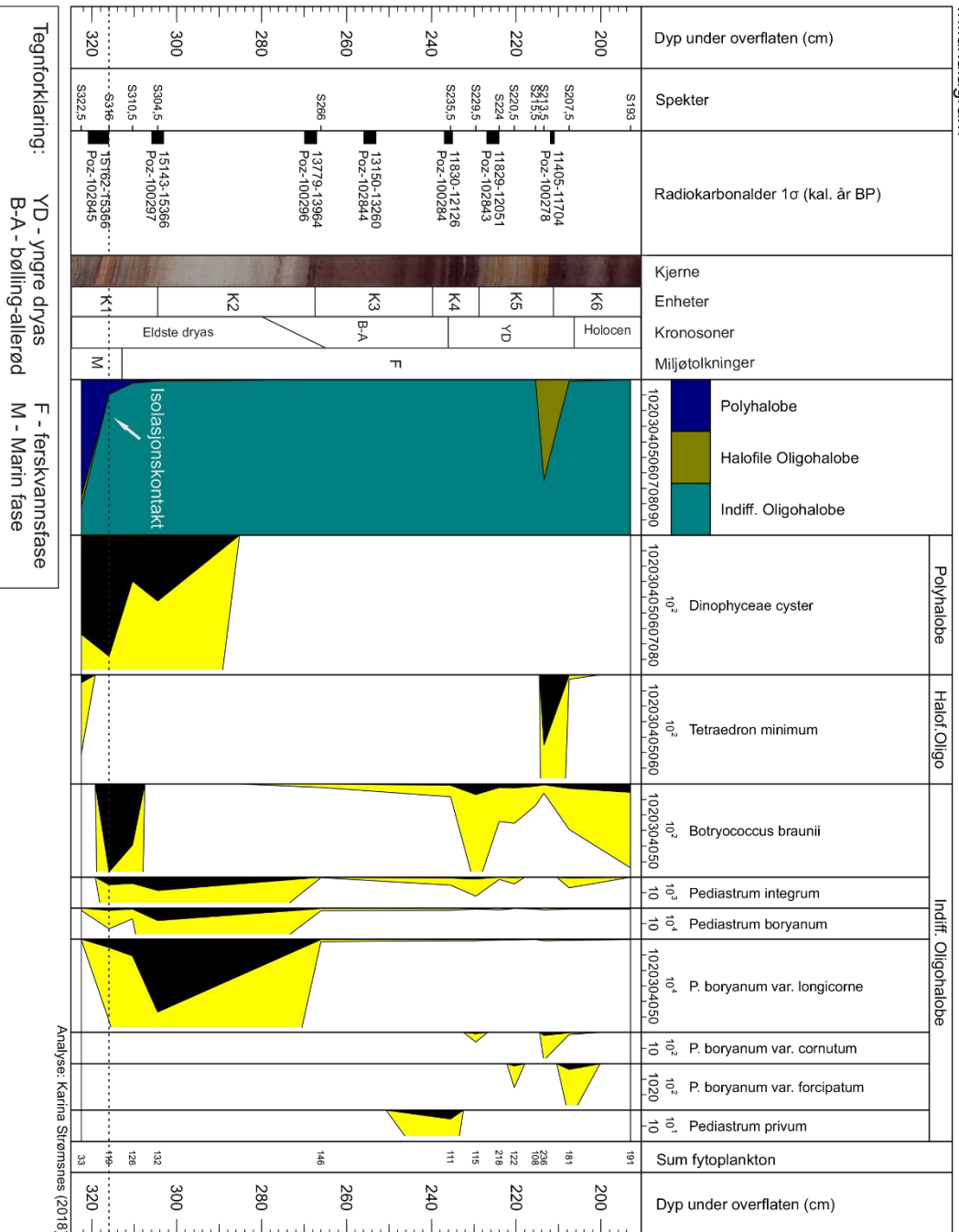
Søre Kobbervatnet, 21 moh, Bokn  
 Prosendiagram



Figur 4.4: Figuren viser bilde av kjerne 507-20-03 med litostratigrafiske enheter, kronosoner, glødetapskurve og magnetisk susceptibilitet. Magnetisk susceptibilitet identifiserer endringer i den magnetiske mineralogien, om sedimentene går fra å være alloktone, minerogene sediment, til autoktone, og vanligvis mer organiske, lakustrine sediment. De blå sirklene er markert hvor det er blitt tatt ut fytoplanktonprøver. Røde piler viser hvor aldersdateringene er tatt ut og alderen på dateringene (markert med \* er dateringene som er tolket til å ikke stemme overens med resten av funnene).



Søre Kobbervatnet, 21 moh, Bokn  
Influxdiagram



Figur 4.9: Influx-diagrammet illustrerer størrelsen på produksjonen av de forskjellige typer alger i Søre Kobbervatnet. Området som er svart viser den relative, mens det gule markerer forekomsten x10, dette for å vise endringene mer tydelig. Det er satt inn bilde av kjernen, enheter, kronosoner, og miljøtolkning, i tillegg til en stiple linje som markerer isolasjonskontakten.

## 5 Diskusjon

Det er i dette arbeidet blitt brukt litostratigrafiske tolkninger, XRF-data, radiokarbondateringer og fytoplanktonanalyse for å kartlegge når området rundt Søre Kobbervatnet først ble isfritt, samt når bassenget ble isolert fra havet. Dette er videre brukt til å revidere isavsmeltingshistorien for ytre deler av Boknafjorden og den eksisterende strandforskyvningskurven fra Bokn (Hernar, 2017; Johnsen, 2017). I tillegg vil det bli diskutert usikkerheter og gjort en vurdering av dataene.

### 5.1 Isavsmeltingshistorien til Boknafjorden

Det er gjort en god del undersøkelser i Boknafjorden for å finne ut når fjorden ble isfri. Gump et al., (2017) har sammenstilt eksponerings- og radiokarbondateringer som er gjort over tid i Boknafjordområdet. Det er gjort  $^{14}\text{C}$ -dateringer på Karmøy (Svean, 2016; Lunnan, 2016) og på Bokn (Johnsen, 2017; Hernar, 2017). Radiokarbonaldrene fra Bokn ga en minimumsalder for når Bokn ble isfri på omkring 14000 kal. år BP, men det var ikke mulig å fastslå alderen nøyaktig grunnet manglende bunndateringer i kjernene (Johnsen, 2017; Hernar, 2017). De nye dateringene som er presentert i denne masteroppgaven inkluderer bunndateringer fra sedimentene i Søre Kobbervatnet, og kan dermed gi en mer nøyaktig alder på isavsmeltingen i området.

#### 5.1.1 Når ble Bokn isfri?

I Søre Kobbervatnet er bunnsedimentene datert med radiokarbondatering. Den nederste datering ligger på 322,5-316 cm dyp og har en alder på 15160-15370 kal. år BP ( $1\sigma$ ). Ved å ekstrapolere aldersmodellen til bunnen av kjernen på 325,5 cm (figur 4.6) får vi et aldersspenn fra 15850-15260 kal. år BP for isavsmeltingen ( $2\sigma$ ), og en mest sannsynlig alder på 15440 kal. år BP. Etter det har det ikke lagt is over Bokn igjen. Johnsen (2017) og Hernar (2017) manglet bunndateringer i sitt arbeid og brukte dermed en utregnet sedimentasjonsrate for å ekstrapolere hvor gammel bunnsedimentene var. Det ble kommet frem til at Bokn ble isfri før 14000 kal. år BP

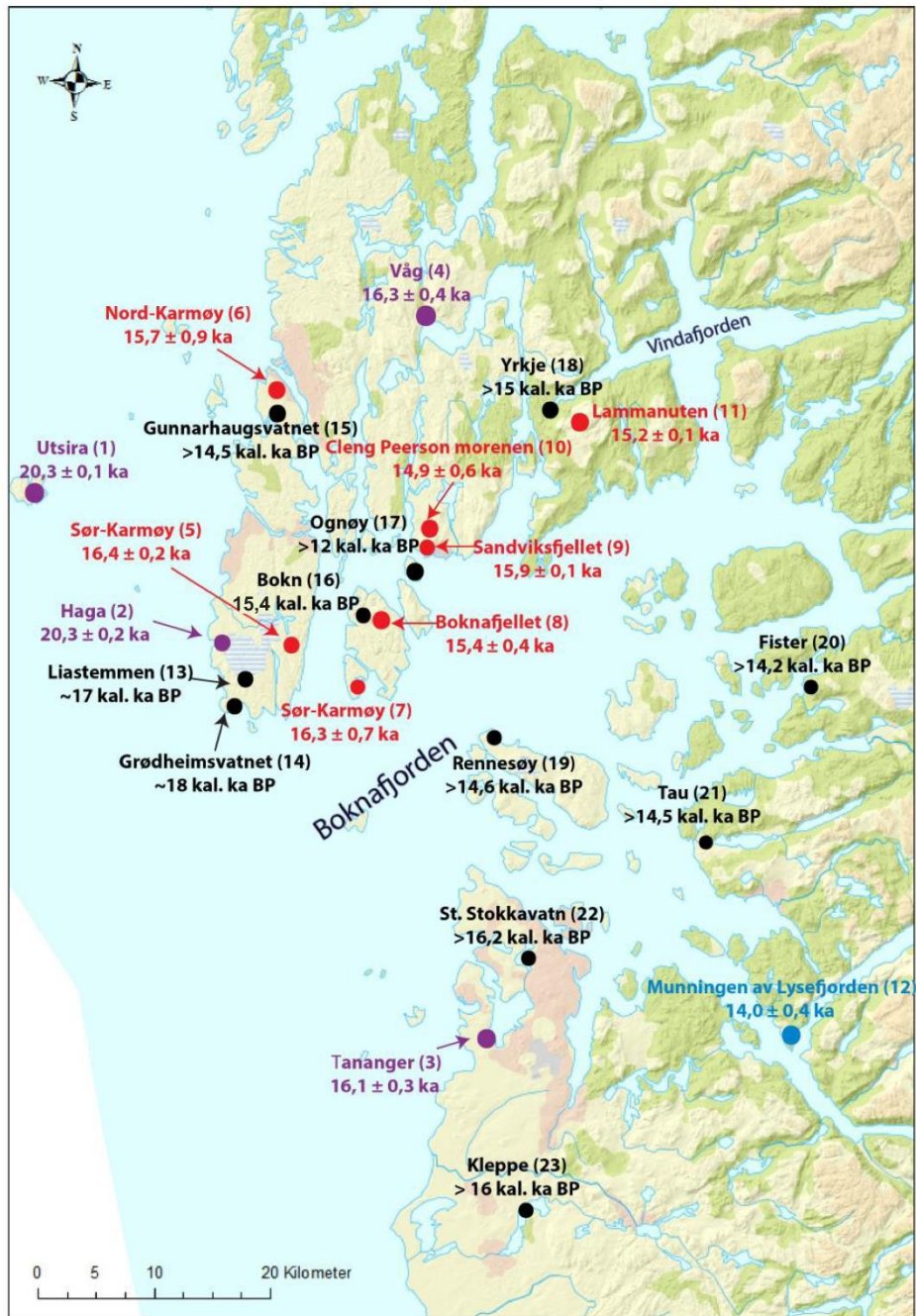
(1 $\sigma$ ). Det ble laget en alternativ aldersmodell som viste at Bokn ble isfri mellom 15 ka BP og 14,2 ka BP, med hensyn til de yngste dateringene til Gump et al., (2017).

Eksponeringsdateringer, på Boknfjellet, tatt av Gump et al., (2017) antyder at det ble isfritt mellom 15-16 ka BP, gjennomsnittet på dateringene ligger på 15,4  $\pm$ 0,4 ka BP. Det har en rimelig god overenstemmelse med radiokarbondateringen på bunnsedimentene som er funnet i dette arbeidet, mens eksponeringsdateringene tatt sør på Bokn viser en eldre alder, som kan tilsi at området ble isfritt tidligere enn i nord (Gump et al., 2017). I bunn av Søre Kobbervatnet er det funnet morenemateriale, som vil si at sedimentene over vil være avsatt rett etter at isen har trukket seg tilbake fra området. Dette forsterker argumentet om at området ble isfritt omkring 15,4 kal. ka BP.

### 5.1.2 Deglasiasjonen

For å få oversikt over Boknafjordens deglasiasjon må man se på undersøkelser og dateringer fra flere steder enn Bokn. Gump et al., (2017) har sammenstilt data fra flere studier med eksponeringsdateringer fra Bokn og områdene rundt (Briner et al., 2014 (Lysefjorden), Svendsen et al., 2015 (Karmøy og Utsira), Gump et al., 2017 (ytre Boknafjorden)). Det er i tillegg som nevnt gjort <sup>14</sup>C-dateringer på Karmøy (Svean, 2016; Lunnan, 2016). I følge radiokarbondatering tatt av Paus (1989b) på Liastemmen, Karmøy ble området isfritt for ca. 17 kal. ka BP. Lengre sør på Karmøy er det datert til et isfritt område ved ca. 18 kal. ka BP (Svean, 2016; Lunnan, 2016). Den nye bunndateringen fra Bokn tyder på at øyen ble isfri 15,4 ka BP. Med tanke på aldersforskjellen mellom dateringene på Karmøy og Bokn kan det tolkes til at isens tilbaketrekning har gått sakte eller brefronten har hatt et mulig opphold mellom 18 og 15,4 kal. ka BP.

I figur 5.1 (Johnsen, 2017) er det sammensatt dateringer fra flere steder i Boknafjordområdet, blant annet Karmøy, Klepp i Jæren og Bokn. I tillegg er figuren modifisert slik at dateringen fra dette studiet er tatt med. Dette gjør det lettere å følge avsmeltningskronologien videre.



Eksponeringsdateringer	Radiokarbondateringer	●
1-4: Svendsen et al. (2015)	13: Paus (1989b)	18: Braaten og Hermansen (1985)
5-11: Gump et al. (2017)	14: Lunnan (2016)	19: Prøsch-Danielsen (1993)
12: Briner et al. (2014)	15: Austad og Erichsen (1987)	20: Kaland (1988)
	16: Dette arbeidet	21: Flatekval (1991)
	17: Thomsen (1989) (referert i Helle et al. (2007))	22: Thomsen (1981) (referert i Helle et al., (2007))
		23: Paus (1989a)

Figur 5.1: Kartet over Boknafjorden viser eksponeringsdateringer og radiokarbondateringer tatt under flere undersøkelser fra området (kilder listet opp i figuren). Disse er blitt brukt for dannet seg et bilde avisavsmeltingsforløpet i Boknafjorden. Den nye radiokarbondateringen (15,4 kal. ka BP) fra dette arbeidet er byttet med den gamle dateringen fra Johnsen (2017) og Hernar (2017). Modifisert fra Johnsen (2017).

### **18 ka BP**

Isen i Norskerenna startet å trekke seg tilbake fra eggakanten for ca. 19 kal. ka BP siden, og havbunnen ved sørvest kysten ble isfri ~18,5 kal. ka BP (Sejrup et al., 1995; ref. i Gump et al., 2017). De eldre eksponeringsdateringene angir et isfritt Utsira og Karmøy for 20,3 ka BP. Men radiokarbondateringene tatt av Lunnan (2016) sør på Karmøy viser isfritt omkring 18 kal. ka BP. Det kan antas at de eldre dateringene har en nedarvet alder fra tidligere isfrie perioder. Ved å se på figur 5.2 ser man hvor Gump et al., (2017) antar at ismarginen har ligget i forskjellige tidsperioder. Både Utsira og deler av sørlige Karmøy er tolket til å være isfri ved 18 kal. ka BP (Lunnan, 2016; Svean, 2016; Gump et al., 2017).

### **16 ka BP**

Eksponeringsdateringer viser at ved 16 ka BP var deler av Karmøy fri for is, henholdsvis 16,4±0,2 ka BP på sørsiden og 15,7±0,9 ka BP på nordsiden (Gump et al., 2017). Dermed kan ismarginen ha ligget mellom dateringslokalitetene. Isen lå vest for Bokn, og øyen var dermed isdekket ved 16 ka BP. I Karmsundet er det funnet glasimarine sedimenter som kan stamme fra en stillstand i isdekkets bevegelse (Bøe et al., 2000). Gump et al., (2017) sine eksponeringsdateringer fra sørlige Bokn har en alder på 16,3±0,7 ka BP. En mulig forklaring på dette er at sørlige Bokn ble tidligere isfri enn den nordlige delen. Det er også dateringer fra Jæren (Paus, 1989a) og Tananger (Svendsen et al., 2015) som viser isfrie områder omkring 16 ka BP. En ny mulig tolkningen av hvor ismarginen har lagt ved 16 ka BP er markert med hvit stiplet linje på figur 5.2. Den er trukket med henhold til at de nye dateringene fra dette arbeidet tilsier at Vestre Bokn var isfri ved 15,4 kal. ka BP.

### **15 ka BP**

I tillegg til radiokarbondateringer fra dette arbeidet, viser eksponeringsdateringer fra toppen av Boknafjellet (Gump et al., 2017) at isen hadde trukket seg tilbake omkring 15 ka BP. Boknafjellet sies å være isfritt ved 15,4 ±0,4 ka BP, noe som kan stemme med bunndateringen fra Søre Kobbervatnet på 15,4 kal. ka BP. Det blir påpekt i Gump et al., (2017) at toppen ikke skal ha blitt isfri veldig mye tidligere enn resten av øyen. De argumenterer også for at områder nord-øst for Bokn, Sandviksfjellet og Lammanuten,

ble tidlig isfrie. Disse lokalitetene ligger på fjelltopper som kan ha blitt isfrie tidligere enn i lavlandet ved at isen smeltet vertikalt ned. Dateringen fra Søre Kobbervatnet stemmer dermed godt overens med resultatene fra Gump et al., (2017).

### 14 ka BP

Både Bokn og Boknafjorden antas å være isfrie ved 14 ka BP. Eksponeringsdateringer ved munningen av Lysefjorden, som ligger sørøst for Boknfjorden, tilsier at området ble isfritt omkring  $14,0 \pm 0,4$  ka BP (Briner et al., 2014).



Figur 5.2: Figuren er modifisert fra Gump et al., (2017) og viser ismarginens tilbaketrekning. Ut i fra arbeidet i denne oppgaven tilsier det at Bokn ikke var isfri før 15,4 kal. ka BP. Dermed må ismarginen fra 16 ka BP flyttes til vestsiden av Vestre Bokn (markert med hvit stiplet linje), på utsiden av Søre Kobbervatnet. Linjen er kun en indikator på hvor isen kan ha lagt, den er ikke fastsatt til å ha lagt akkurat på det stedet.

## 5.2 Strandforskyvning på Bokn

### 5.2.1 Strandforskyvningskurve (for Bokn)

For å få en mest mulig pålitelig strandforskyvningskurve bør det være minst mulig usikkerhet ved dateringen av isolasjonskontakten i bassenget. I denne oppgaven er strandforskyvningskurven (Figur 5.3) basert på åtte punkter (Tabell 5.1). Disse kommer fra studiene til Johnsen (2017) og Hernar (2017) på Boknamyr (11,86 ± 0,43 m o.h.) og Gunnarstadvatnet (17,44 m o.h.), samt Søre Kobbervatnet (20,95 ± 0,75 m o.h.) fra dette studiet. Punktene fra Gunnarstadvatnet og Boknamyr er ingresjons- og isolasjonskontakter, og aldrene er gitt med to standardavvik, i likhet med isolasjonskontakten fra Søre Kobbervatnet. En vertikal usikkerhet er lagt inn for punktene fra Boknamyr og Søre Kobbervatnet, dette fordi det er usikkerheter knyttet til myrens og bassengets reelle terskelhøyde på den tiden bassengene ble isolert. På alle lokalitetene er isolasjons- og ingresjonskontaktene definert etter Owe (2014) sin studie, der grensene fastsettes hvor ansamlingen av marine fytoplankton ligger ved 10%, og som viser til at bassengenes terskel har lagt ved middel høyvann.

### **Bølling-allerød**

Det befinner seg en kort marine fase datert 15440 kal. år BP til 15 350 ± 100 kal. år BP (1σ) i Søre Kobbervatnet, før isolasjonskontakten på 316 cm dyp. Det har vært marine forhold i bassenget i en periode på omkring hundre år. Dette blir tolket til at isen trakk seg tilbake fra Bokn før starten av bølling (14,7 kal. ka BP) og bassenget ble isolert fra havet. Dette ser man igjen i fytoplankton sammensetningen i bunnsedimentene fra bassenget.

Havnivået faller fort like etter starten av bølling, og Gunnarstadvatnet og Boknamyr isoleres ved henholdsvis ~13,9 kal. ka BP og ~13,8 kal. ka BP. En mulig forklaring på det raske havnivåfallet er en kombinasjon med hurtig isavsmelting og landheving. Den globale havnivåkurven stiger i denne tidsperioden, noe som betyr at landhevingen må ha gått tilsvarende raskere. I Boknamyr tar det omkring 300 år før havet stiger igjen og man får en ingresjonskontakt. På grunn av det korte intervallet med lakustrine sedimenter kan ikke havet ha falt lengre enn til ca. 12 m o.h., og det konkluderes med at dette tilsvarer regresjonsminimum i bølling-allerød (Hernar, 2017; Johnsen, 2017). Mot

slutten av bølling-allerød stiger havet svakt, men mot overgangen til yngre dryas akselererer havnivåstigningen.

### **Yngre dryas**

Det at havnivået startet å stige raskt i overgangen mellom bølling-allerød og yngre dryas, kan bety at isen begynte å vokse i slutten av bølling-allerød når man var på vei inn i yngre dryas kuldeperioden. Ismarginen på Vestlandet rykket kraftig frem under yngre dryas, mens andre steder i Skandinavia er det observert opphold (Mangerud, 2004). Lengre nord langs kysten lå ismarginen lengre ute enn i Boknafjorden. Ved øye Sotra vest for Bergen er yngre dryas transgresjonen opptil 10 m (Lohne et al., 2007). Ut i fra funnene i Søre Kobbervatnet har ikke havet kommet inn i bassenget under yngre dryas, men det kan ha vært veldig nært. Dette vil da fastsette at maksimal høyde på transgresjonen er rundt 21-22 m o.h., noe som vil tilsvare omkring 10 m transgresjon, slik som det er observert på Sotra. Bakgrunnen for denne tolkningen er funn at *Tetraedron minimum* i fytoplanktonsammensetningen fra slutten av yngre dryas, en oligohalob halofil art som kan respondere med oppblomstring under svake brakkvannsforhold. En mulig forklaring er at det har kommet sjøsprøyt inn i bassenget som har ført til gunstige og næringsrike forhold for denne algetypen. Det tyder på at havet ikke har kommet inn i bassenget, men har ligget like under bassengets terskel.

### **Holocen**

Ved inngangen til holocen isoleres Gunnarstadvatnet og Boknamyr i rask rekkefølge. Johnsen (2017) viser til at standardavvikene er relativt store på disse isolasjonskontaktene, og at de overlapper i alder. Dette betyr at havnivået har falt raskt, og begge bassengene blir isolert i løpet av noen hundre år. Dette reflekterer at isdekket har trukket seg raskt tilbake etter framrykket i yngre dryas, og at landhevingen har vært svært rask i tidlig holocen.

### **Marin grense**

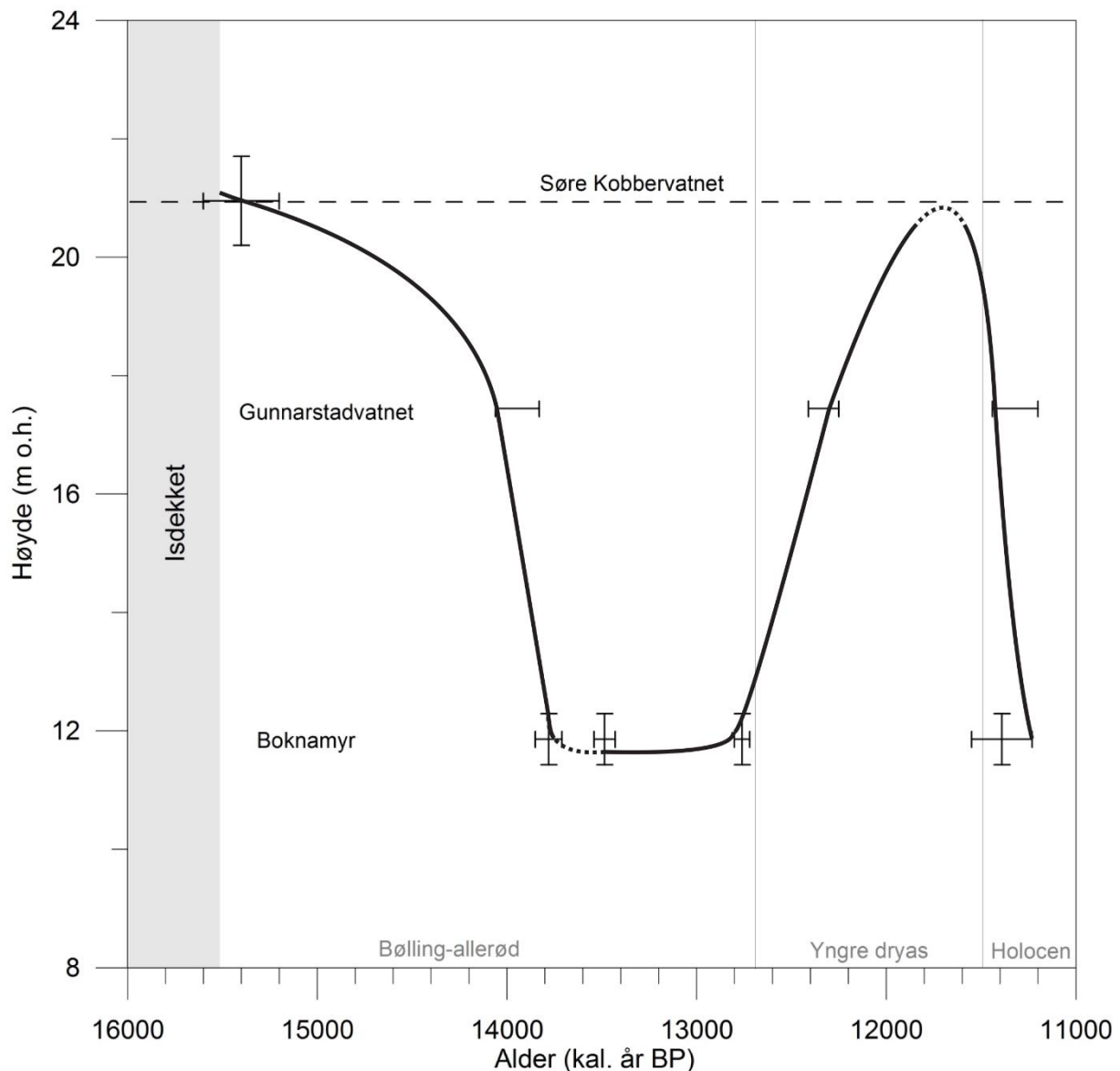
Tidligere har det vært antatt at marin grense på Bokn sammenfalt med yngre dryas, i likhet med de fleste områder rundt ytre deler av Boknafjorden (Helle et al., 2007). Ved å datere bunnsedimentene og isolasjonskontakten i Søre Kobbervatnet er det derimot vist



her at havnivået sto høyere like etter isavsmeltingen enn i løpet av yngre dryas, og dermed at marin grense er betydelig eldre enn tidligere antatt og at den må ligge noe over 21,7 m o.h. På grunn av den korte marine sekvensen i bassenget kan ikke havet ha lagt over Søre Kobbervatnet over lengre tid. Da ville den marine sekvensen vært tykkere. Det ligger også en viss usikkerhet ved toppunktet på 21,7 m o.h. Grunnen for dette er at terskelhøyden ikke er helt presist bestemt, og er satt til å ligge på  $20,95 \pm 0,75$  m o.h. Det ble observert en terrasse ved 22 m o.h. på Bokn av Johnsen (2017) og Hernar (2017), som ble tolket til å markere marin grense. Det ble utviklet to teorier om når terrassen ble dannet; ved maksimum av yngre dryas transgresjonen, eller like etter deglasiasjonen av Bokn. Det ble brukt punkter fra strandforskyvningskurven på Karmøy (Lunnan, 2016), og de konkluderte med at terrassen ble dannet under yngre dryas. Med de nye dataene som er presentert her virker det derimot mer sannsynlig at denne terrassen kan ha blitt dannet når isen trakk seg tilbake for 15,4 kal. ka BP, og at havnivået sto ved omkring 22 m o.h.

Tabell 5.1: Tabell over alder, med usikkerheter, på isolasjons- og ingresjonskontaktene (pluss slutten av brakkvannsfasen\* i Boknamyr) for isolasjonsbassengene brukt for å konstruere strandforskyvningskurven (Figur 5.3) samt høyde over havet med usikkerheter.

Lokalitet	Alder (kal. år BP)	(+/-) alder	Høyde (m o.h.)	(+/-) høyde
Søre Kobbervatnet	15400	200	20,95	0,75
Gunnarstadvatnet	13945	115	17,44	0
Gunnarstadvatnet	12330	80	17,44	0
Gunnarstadvatnet	11320	120	17,44	0
Boknamyr	13780	70	11,86	0,43
Boknamyr	13485	55	11,86	0,43
Boknamyr *	12760	40	11,86	0,43
Boknamyr	11390	160	11,86	0,43



Figur 5.3: Basert på åtte punkter fra tre isolasjonsbasseng er det konstruert en strandforskyvningskurve for Bokn. Tabell 5.1 viser en oversikt over datagrunnlaget for plassering av punktene. Yngre dryas kornosonet er plassert etter Lohne et al., (2014).

Linjen, på figur 5.3, mellom isolasjonskontakten i Søre Kobbervatnet og første isolasjonskontakt i Gunnarstadvatnet er trukket utfra hva som er mest "sannsynlig" havnivåfall i denne perioden. Det finnes mange ulike muligheter. Havet kan ha falt jevnt gjennom hele perioden, eller lagt ved 20-21 m o.h. over en lengre periode før det falt drastisk mot Gunnarstadvatnets høyde på 17,44 m o.h. Men dette er noe usannsynlig, da ville man hatt en lengre brakkvannsfase enn det som er representert i Søre Kobbervatnet.

### 5.3 XRF- analyse

Ved å identifisere marine og lakustrine faser i sedimentkjernen ved hjelp av fytoplanktonanalyse kan det diskuteres opp mot hvor godt XRF resultatene reflekterer miljøendringene i kjernen. Elementene S, Ti, K, Ca og forholdet mellom Ca/Fe ble brukt for å finne endringer i avsetningsmiljøet. Svovelverdiene viste en økning i bunn av kjernen hvor sedimentene er laminerte, en liten økning ved mørkt lag ved overgangen mellom K2 og K3, og i overgangen mellom K5 og K6 hvor lagene er delvis laminert og vi ser en oppblomstring av *Tetraedron minimum*. Tolkningen av disse tilsier at lagene muligens kan reflektere stratifisering av vannsøylen og et anoksisk miljø (Balascio et al., 2011) Svovelkurven fra Søre Kobbervatnet viser dermed potensiale til å være en god indikator på miljøendringer i bassenget, i likhet med det som tidligere har vært gjort blant annet på Karmøy (Svean, 2017). Både Ti og K verdiene varierer mer eller mindre likt, og ser ut til å respondere mer på endringer i organisk innhold enn miljøendringer knyttet til isolasjon av bassenget. Ofte har studier som bruker Ti som indikator marine kjerner fra dyphavet, der det brukes for å finne ut om sedimentene kommer fra land (Croudace et al., 2006). Kurven med Ca forteller heller ikke så mye om miljøendringene i seg selv, men forholdet Ca/Fe derimot ser ut til å reagere på isolasjonen av bassenget. Generelt vil man forvente et økt Ca/Fe-forhold i et marint miljø (Strunk et al., 2018). Både jern og kalsium finner man i vanlige bergarter i nedslagsfeltet til bassenget og begge grunnstoffene vil kunne tilføres innsjøsedimentene gjennom avsetning av minerogene sedimenter. Ved marine forhold vil det imidlertid kunne tilføres kalsium også fra marine organismer, som for eksempel skjell og foraminiferer. Ca/Fe-forholdet i Søre Kobbervatnet er høyt i den marine fasen i bunn, mens det i resten av kjernen ligger på et relativt jevnt, lavt nivå, før det stiger igjen i slutten av kjernen. Her er det ikke en marin fase, men de høye verdiene kan skyldes mer organisk materiale i sedimentene, noe som støttes av glødetapsverdiene. Ca/Fe forholdet reflekterte godt endringene i avsetningsmiljøet i studiene til Strunk et al., (2018). For denne oppgaven fungerte det greit å bruke enkelte elementer fra XRF-resultatene til å reflektere miljøendringene i kjernen, men da opp mot endringene som allerede var fastsatt fra tolkningen av fytoplanktonanalysen. XRF-resultatene kan da brukes for å underbygge disse tolkningene.

## 5.4 Vurdering av resultatene

### 5.4.1 Fytoplankton

Fytoplanktonanalysen ble brukt i dette arbeidet for å kunne tolke endringene i miljøet i bassenget og for å fastsette den fytologiske isolasjonskontakten. I delkapittel 5.4.1 diskuterer jeg utfordringer og feilkilder forbundet med denne form for analyse.

#### **Fragmentering i prepareringsprosessen og identifisering**

Under en prepareringsprosess vil fytoplanktonprøven gå gjennom flere steg som kan føre til mulighet for skade. Prøvene røres i, sentrifugeres og ristes kraftig. Det kan også oppstå skader når prøvene smøres mellom to glassplater før mikroskoperingen kan starte. Slike fragmenterte fytoplankton ble det funnet mer eller mindre i alle preparatene. Dette fører til at det ikke er fullt så lett å identifisere arten. Dermed må det tas forbehold om feil ved identifisering. Dette gjelder hovedsakelig slekten *Pediastrum*.

#### **Resedimentering**

Det kan oppstå resedimentering i kjernen som kan føre til feiltolkning av fytoplanktonarter. Analysen går ut på å bestemme hvilken slekt og art et fytoplankton hører til slik at det kan bli plassert i den halobiegruppen som representerer hvilket miljø arten lever i. Johnsen (2017) etterprøvde Lunnan (2016) sin observasjon om mye fragmenterte fytoplankton i prepareringsprøver som kan stamme fra morenemateriale i nedslagsfeltet. Det ble konkludert med at resedimentasjon fra morenematerialet var en uvesentlig feilkilde for hennes arbeid. Det kan videreføres til denne oppgaven.

#### **Lav produksjon**

I den marine fasen i Søre Kobbervatnet (507-20-03) ble det observert svært lav konsentrasjon av fytoplankton. Den lave influxen førte til et omfattende arbeid for å oppnå nok telte fytoplankton til en miljøtolkning av kjernedelen. I studiene til Lunnan (2016), på sørlige Karmøy, og Johnsen (2017), på Bokn, ble det observert det samme. Lunnan (2016) argumenterer for at grunnen til den lave fytoplankton-influxen kan skyldes at bassenget blir stengt for sollys etter deglasiasjonen grunnet glasial leire i suspensjon. Dette vil føre til en reduksjon av fytoplanktons utførsel av fotosyntese. Flere

faktorer som virker inn på produksjonen og sammensetningen av fytoplankton, i tillegg til sollys og sedimentsjonsrate, er næringstilførsel, pH, vannhardhet og temperatur (Bellinger & Sigeo, 2010, s.19). Den lave produksjonen i den marine fasen i kjerne 507-20-03 kan dermed være på grunn av høy sedimentasjonsrate og lav produksjon av fytoplankton.

### **Tilførsel av saltvann**

For å få tilførsel av saltvann til et basseng er det flere elementer som virker inn, og som er viktig å huske på under tolkning av sammensetningen av fytoplankton. Blant disse nevner Johnsen (2017) beliggenheten til bassenget, om det er svært skjermet, hvor teskelhøyden ligger i forhold til tidevannsamplituden, havnivåendringenes hurtighet og meteorologiske faktorer. I studiet til Owe (2014), ble det gjort studier på et basseng i tidevannsonen hvor fytoplanktonansamlingen ble berørt av tidevannsforskjeller. Det ble konkludert med at sammensetningen ville bestå av under 10% polyhalobe fytoplankton om bassengets terskel ligger i nivå med middel høyvann. Både Johnsen (2017) sin studie og denne masteravhandlingen fulgte dette under tolkning av fytoplanktonansammelingen. I den marine fasen, under 316 cm, i kjerne 507-20-03 består sammensetningen av over 10% dinoflagellatcyster. Ved 316 cm er det fastsatt at bassenget ble isolert, og mener da at isolasjonen tilsvarer middel høyvann. Det kan oppstå ansamlinger av arter som trives bedre i salt/brakkvann i sedimentene på steder hvor bassenget skal være isolert fra havet. Dette kan skje ved at meteorologiske faktorer som lufttrykk, temperatur og vind gir stormflo og springflo. I tillegg kan sjøsprøyt blåses inn i bassenget og avsette marine fytoplankton, og/eller gi gunstige vilkår for andre arter å leve. Dette ser man som en mulighet i Søre Kobbervatnet ved en større ansamling av arten *Tetraedron minimum* under overgangen mellom yngre dryas og holocen.

### **Brakkvannsfase**

Under en isolasjon eller ingresjon av et basseng vil det i en tid oppstå en brakkvannsfase mellom den marine og lakustrine fasen. Men det er imidlertid ikke alltid den kommer godt frem i de avsatte sedimentene, eller den kan være svært kort ved rask isolasjon av bassenget (Romundset et al., 2018). Som en hjelp kan man bruke XRF-data og litostratigrafi for å fastsette fasen dersom fytoplanktonprøver ikke kan tas tett nok. Det

antas at fasen er svært tynn i Søre Kobbervatnet, og at overgangen ligger mellom de to fytoplanktonspektrene på S322,5 cm og S316 cm.

### **Vurdering av fytoplanktonanalyse**

For denne studien var fytoplanktonanalyse en relativt bra måte å rekonstruere salinitetsendringene i bassenget, men med forbehold om at fragmenterte fytoplankton kan ha resultert i feilidentifisering, og lav produksjon i den marine fasen grunnet glacial leire i suspensjon.

#### **5.4.2 Aldersmodell**

Når man utfører radiokarbondateringer må man være påpasselig og tenke over hvilke usikkerheter og feilkilder som følger med dateringsmetoden. I kjernen fra Søre Kobbervatnet (507-20-03) ble tre av dateringene (Poz-100282, Poz-100283, Poz-100298) tolket til å ikke stemme overens med resten, da de ikke lå i kronologisk rekkefølge.

### **Hardvannseffekt**

En feilkilde man bør være oppmerksom på er hardvannseffekten. Kommer det inn karbon i bassenget fra andre kilder, som for eksempel omkringliggende kalkholdige bergarter, kan dette påvirke den opprinnelige konsentrasjonen, og vil gi feilaktige  $^{14}\text{C}$ -dateringer (Walker, 2005). Man bør derfor være påpasselig med hvilket materiale man velger å datere. Akvatiske organismer kan få endret  $^{14}\text{C}$ -konsentrasjon grunnet hardvannseffekten. Denne type materiale ble dermed ikke datert under arbeidet med denne masteravhandlingen. Under studiet til Johnsen (2017) ble det forsøkt å datere eggsekker fra vannlopper *Daphnia spp.* Da resultatet kom ble det fort fastsatt at alderen var for høy, og at vannloppene var kontaminert med eldre karbon. *Daphnia spp.* ble funnet i sedimentene fra Søre Kobbervatnet, men ble ikke forsøkt datert grunnet dette. Vannloppene kan i midlertidig brukes som en indikator på isolasjonsfase.

En annen kilde til kontaminering er resedimentert materiale som skylles inn i bassenget. Om man gjør dateringer på akvatiske organismer eller bulkdateringer kan det gi en betraktelig feil alder (Björck & Wohlfarth, 2001).

Det ble funnet akvatisk mose i Søre Kobbervatnet (507-20-03), men denne ble heller ikke sendt til datering grunnet hardvannseffekten.

## **Resedimentering**

For noen av de avvikende dateringsprøvene i kjerne 507-20-03 kan resedimentering være årsaken. Da vil makrofossiler bli datert til en for høy alder. Dette er noe som er problematisk å oppdage, om ikke det er store uoverensstemmelser fra andre dateringer i kjerne. En måte å minske risikoen på feildateringer er å bruke kronologiske markører, for så å korrelere det til makrofossilene. Man kan blant annet bruke Veddeasken som en slik markør. I dette arbeidet ble dessverre ikke den funnet, og man må da stole på radiokarbondateringene.

## **Feilkilder i laboratoriet**

Når det blir tatt ut sedimentskiver fra kjernen hvor det skal tas ut makrofossiler til datering, må man ofte ta flere skiver ved hvert dyp for å få nok materiale. Men ved å øke tykkelsen på de daterte sedimentene vil det igjen øke dateringsprøvens usikkerhet (Kjemperud, 1986). Områder med lav sedimentasjonsrate vil øke usikkerheten. Det vil ligge en usikkerhet i dateringsprøvene Poz-102843, Poz-100284, Poz-102844, Poz-100296, Poz-100297 og Poz-102845 fra Søre Kobbervatnet grunnet sedimentskivene var på 3 cm eller mer.

En annen feilkilde som kan oppstå i laboratoriet ved uttakning av dateringsprøver er å få nok materiale. Vekten på prøvematerialet bør være 3 mg eller mer. De fleste av dateringsprøvene fra Søre Kobbervatnet var over denne vekten, med enkelte unntak (Poz-100283\*). Dateringen ble ikke tatt med i dateringsmodellen.

I alle laboratorier kan det skje kontaminering av prøven, enten ved at det ligger uønsket materiale i vannet som brukes for å rense prøven, eller ved urent utstyr. Det ble observert enkelte tynne fibre i det sterile vannet, som man ikke vet hvor kommer fra. De synlige fibre ble plukket ut. En annen form for kontaminering er dannelse av sopp på dateringsprøven (Wohlfarth et al., 1998). Alle våte prøver ble dermed fryst ned for å unngå dette.

### 5.4.3 XRF

Fra XRF-dataene ble det plukket ut elementer som skulle reflektere miljøendringene i Søre Kobbervatnet. Det bør tas i betraktning at konsentrasjonen av de forskjellige elementene kan bli påvirket av sedimentenes vann- og organiske innhold (Bakke et al., 2013). Ved å gjøre glødetapsanalyse på kjernesedimentene finner man ut i hvor stor grad XRF-elementene er blitt påvirket. Under Hernar (2017) sitt arbeid ble det konkludert med at XRF-analyse stemte godt overens med fytoplanktonanalysen, men metoden kan ikke brukes som en uavhengig undersøkelse på miljøendringer i sedimentkjernen. Den kan brukes som en rask måte å få høyoppløselige data som igjen kan være med å finne gunstige områder for dateringsprøver, og underbygge tolkning av miljøet i kjernesedimentene.



## Konklusjon

- Bunndateringer fra aldersmodellen konstruert ved hjelp av radiokarbondateringer fra Søre Kobbervatnet tilsier at Vestre Bokn ble isfri for 15,4 kal. ka BP.
- Isolasjonsbassenget Søre Kobbervatnet ( $20,95 \pm 0,75$  m o.h.) ble isolert mellom 15600-15200 kal. år BP ( $2\sigma$ ).
- Marin grense på Vestre Bokn må ha lagt høyere enn  $20,95 \pm 0,75$  m o.h., og er eldre enn det man trodde før som var toppen av yngre dryas transgresjonen. Marin grense er satt til like etter deglasiasjonen av Bokn.
- Men resultater fra dette arbeidet har man kunnet avgrense maksimumshøyden for transgresjonen i yngre dryas. Havet kommet ikke inn i Søre Kobbervatnet, som da tilsvarer en maksimumsgrense for transgresjonen på  $20,95 \pm 0,75$  m o.h.

## Forslag til videre arbeid

- Videre er det mulig å ta borekjerne i fra Nordre Kobbervatnet, som ligger på ca. 27 m o.h., for å undersøke om det er marine sedimenter der. Man kan da få en absolutt sikkerhet at marin grense ligger under dette.
- Bokn er et godt egnet område for strandforskyvningsundersøkelser. Det kan da anbefales å finne egnede lokaliteter hvor man kan innhente data for å konstruere en kurve for hele holocen.

## Referanseliste

- Anundsen, K. 1977. *Sediments, pollen and diatoms from two basins in south-western Norway*, Universitetet i Trondheim: Institutt for geovitenskap, 1-43.
- Anundsen, K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 39, 205-225.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983. Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, south-west Norway. In: Schroeder- Lanz, H. (red). *Late- and Postglacial Oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms*. Rotterdam: A. A. Balkema, 133-170.
- Bakke, J., Trachsel, M., Kvisvik, B. C., Nesje, A., & Lyså, A. 2013. Numerical analyses of a multi-proxy data set from a distal glacier-fed lake, Sjørendalsvatn, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 73, 182-195.
- 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, B. G. & Sigeo, D. C. 2010. *Freshwater algae: identification and use as bioindicators*, Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 269.
- Blaauw, M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Björck, S. & Wohlfarth, B. 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. In: Last, W.M. & Smol, J.P. (red.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*. Dordrecht: Springer, 205-245.
- Briner, J. P., Goehring, B. M., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016. The deep accumulation of <sup>10</sup>Be at Utsira, southwestern Norway: Implications for cosmogenic nuclide exposure dating in peripheral ice sheet landscapes. *Geophysical Research Letters*, 43, 9121-9129.
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. & Young, N. E. 2014. A <sup>10</sup>Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period. *Journal of Quaternary Science*, 29, 370-380.
- Bøe, R., Hovland, M., Instanes, A., Rise, L., & Vasshus, S. 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: Morphology and evolution. *Marine Geology*, 167, 147-165.
- Corner, G. & 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*, 267, 51-63.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. & Fjeldskaar, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1413-1422.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1989. *Textbook of pollen analysis 4th edition* (Fægri, K., Kaland, P.E. &

- Krzywinski, K.). New Jersey, USA: The Blackburn Press.
- Gump, D. J., Briner, J. P., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2017. Deglaciation of Boknafjorden, southwestern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 32, 80-90.
- Gunn, D. E. & Best, A., I. 1997. A new automated nondestructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, 18, 70-77.
- Hafsten, U. 1983. Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 37, 63-79.
- Helle, S. K., Rye, N., Stabell, B., Prösch-Danielsen, L., & Hoel, C. 2007. Neotectonic faulting and the Late Weichselian shoreline gradients in SW Norway. *Journal of Geodynamics*, 44, 96-128.
- Hernar, M. K. 2017. *Deglasiasjon og strandforskyvning på Bokn, Sørvest-Norge* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- 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*, 45, 1-45.
- Jankovská, V. & Komárek, J. 2000. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica*, 35, 59-82.
- Johnsen, I. S. 2017. *Strandforskyvning på Bokn og deglasiasjonen av Boknafjorden, Rogaland*. [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Kaland, P.E., 1984. Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13, 203-242.
- Kaland, P. E. & Natvig, Ø. 1993. CORE 2.0. Unpublished computer program for stratigraphical data. Universitetet i Bergen.
- Kartverket. 2018. *Vannstands- og tidevannsinformasjon, Trosnavågen (Rogaland)* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/sehavniva/sehavniva-lokasjonside/?cityid=506430&city=Bokn%20kommune#> [Lest 28.11.18].
- 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*. J. Cramer.
- Konhauser, K., 2007. Introduction to geomicrobiology. Malden, Mass. Blackwell.
- Lambeck, K. & Chappell, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lambeck, K., 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, 15296-15303.

- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2128-2151.
- Lohne, Ø. S., 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), s. 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 sørlige Karmøy* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J. 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. In: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) *Developments in Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier, 271-294.
- Mörner, N. 1976. Eustasy and geoid changes. *The Journal of Geology*, 84, 123-151.
- NGU 2018a. *Løsmassekart og marin grense* [Online]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 30.11.2018].
- NGU. 2018b. *Berggrunnskart* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/?lang=Norsk&Box=-214586:6452754:1270610:7939800&map=Berggrunn%2EN250%2Emed%2Elineamenter> [Lest 30.11.2018].
- NVE. 2018. *Klima - Norge* [Online]. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/index.html?p=klima>. [Lest 30.11.2018].
- Owe, L. M. 2014. *Holocen strandforskyvning og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Paus, A. 1989a. Late Weichselian vegetation, climate and floral migration at Eiebakken, South Rogaland, southwestern Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 61, 177-203.
- Paus, A. 1989b. Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Liastemmen, North Rogaland, south-western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 4, 223-242.
- Reimer, P. J., Bared, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. & Friedrich, M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50 000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- 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.
- Sejrup, H. P., Aarseth, I., Haflidason, H., Løvlie, R., Bratten, Å., Tjøstheim, G., Forsberg, C. F. & Ellingsen, K. I. 1995. Quaternary of the Norwegian Channel: glaciation history and palaeoceanography. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 75, 65-87.
- Sejrup, H. P., Clark, C. D. & Hjelstuen, B. O. 2016. Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debudding: Evidence from the North Sea. *Geology*, 44, 355-358.

- Sejrup, H.P., Nygård, A., Hall, A.M. & Haflidason, H. 2009. Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, 28(3-4), pp.370-380.
- Sparrenbom, C. J., Bennike, O., Fredh, D., Randsalu-Wendrup, L., Zwartz, D., Ljung, K., Björck, S., & Lambeck, K. (2013). Holocene relative sea-level changes in the inner Bredefjord area, southern Greenland. *Quaternary Science Reviews* 69, 107–124.
- 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, 129.
- Svean, A. 2016. *Glasiasonshistorie og strandforskyvning i Boknafjordsområdet i Rogaland* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- 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.
- Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J. & Young, N. E. 2015. Early break-up of the Norwegian channel ice stream during the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 107, 231-242.
- Tjemsland, A. E. 1983. *Vegetasjonshistoriske og Paleøkologiske Undersøkelser av Rekingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Vasskog, K. 2006. *Holosen strandforskyvning på sørlige Bømlo* [upublisert masteroppgave]. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Walker, M. 2005. *Quaternary dating methods*. Cheichester: John Wiley & Sons, Ltd., 279.
- Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G. & Holmquist, B. 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *Journal of Quaternary Science*, 13, 137- 145.