

Strandforskyvning på Bokn og deglasiasjonen av Boknafjorden, Rogaland

Masteroppgave i geovitenskap, retning
kvartærgeologi og paleoklima

Ingrid Stenquist Johnsen



Institutt for geovitenskap

UNIVERSITETET I BERGEN

Juni 2017

Sammendrag

Denne masteroppgaven presenterer en sen-glacial strandforskyvningskurve for Vestre Bokn, en øy med beliggenhet i ytre deler av Boknafjorden i Rogaland fylke, samt tolkning av deglasiationsforløpet i fjorden basert på nye dateringer fra dette arbeidet og allerede eksisterende kronologi fra regionen. Strandforskyvningskurven er basert på litostratigrafiske og biostratigrafiske analyser av isolasjonsbassengene Gunnarstadvatnet (17,44 m o.h.) og Boknamyr (11,71 m o.h.). Oppgaven tar for seg fastsettelse av isolasjons- og ingresjonskontakter på grunnlag av fytoplanktonanalyse, en metode som baserer seg på analyser av mikroskopiske fytoplankton (grønnalger og dinoflagellatcyster) som oppbevares i pollenpreparater og kan brukes som indikatorer på paleosalinitet. Kronologien i bassengene er basert på tilsammen 15 radiokarbondateringer utført med akselerator massespektrometri (AMS) og danner grunnlaget for å kunne tidfeste isolasjons- og ingresjonskontaktene. Gunnarstadvatnet og Boknamyr ble isolert for første gang henholdsvis ca. 13900 kalenderår før nåtid (kal. år BP) og ca. 13800 kal. år BP, noe som betyr at det relative havnivået sank raskt i tidlig allerød. Mye tyder på at havnivået under regresjonsminimumet i allerød lå nære terskelen til Boknamyr (11,71 m o.h.) siden det er observert en kort ferskvannsfase i dette bassenget, som ble avsluttet ca. 13500 kal. år BP. En påfølgende brakkvannsfase vitner om lengre stillstand eller svært sakte stigning i det relative havnivået før bassenget igjen ble fullmarint i overgangen mellom allerød og yngre dryas (YD). Hvor stor YD-transgresjonen var på Bokn er usikkert, men observasjoner av en marin terrasse med mulig yngre dryas opprinnelse og sammenligninger med isolasjonsbassengundersøkelser fra nordlige Karmøy, tilsier at YD-transgresjonen kulminerte rundt 22 m o.h. Transgresjonen passerte terskelen til Gunnarstadvatnet (17,44 m o.h.) omkring 12350 kal. år BP, noe som viser at havnivåstigningen må ha akselerert kraftig etter overgangen allerød/YD og fram til transgresjonsmaksimumet, som antagelig ble nådd mot slutten av YD. Ved overgangen til holocen begynte havet igjen å synke raskt og bassengene ble isolert rundt 11300 kal. år BP. Det ble ikke funnet materiale til radiokarbondatering i bunnen av de undersøkte kjernene, men basert på en vurdering av sannsynlige sedimentasjonsrater i den tidligste glasimarine fasen anses det som mest sannsynlig at det ble isfritt på Bokn et stykke inn i bølling.

Abstract

This master thesis presents a late glacial shoreline displacement curve for Vestre Bokn, an island in the outer part of Boknafjorden (SW Norway) and the deglaciation history of the fjord based on the new radiocarbon dates from this work, compared with the already existing chronology around the fjord. The shoreline displacement curve was constructed using lito- and biostratigraphical analysis of the isolation basins Gunnarstadvatnet (17, 44 m a.s.l.) and Boknamyr (11,71 m a.s.l.). Isolation and ingression contacts have been determined using phytoplankton analysis, a method based on analysis of phytoplankton such as green algae and dinoflagellate cysts. Some species of green algae and dinoflagellate cysts are preserved in lake sediments and can be used as an indicator of paleo salinity. A total of fifteen accelerator mass spectrometry (AMS) radiocarbon dates have been collected to put the isolation and ingression contacts in a chronological context and identify when changes in relative sea-level occurred. Gunnarstadvatnet and Boknamyr were first isolated ca. 13900 calendar years before present (cal. yr BP) and ca. 13800 cal. yr BP, respectively. This implies that the relative sea-level dropped rapidly during the early stage of Allerød. There is a short lacustrine phase in the core obtained from Boknamyr, which ended ca. 13500 cal. yr BP, indicating that the threshold height (11,71 m a.s.l.) was slightly above the sea-level lowstand in Allerød. Following the lacustrine phase is a long brackish phase, which reflects a period of sea-level standstill or a very slow transgression before the basin became fully marine in the transition between Allerød and Younger Dryas (YD). The amplitude of the transgression on Bokn is uncertain but observations of a marine terrace, complimented by already existing studies of isolation basins at northern Karmøy, suggests that the YD transgression culminated around 22 m a.s.l. The relative sea-level reached the threshold of Gunnarstadvatnet around 12350 cal. yr BP, indicating a rapid transgression reaching the maximum level at the end of YD. The YD transgression was followed by a rapid regression at the start of Holocene and the basins were isolated around 11300 cal. yr BP. In lack of dating material from the basal part of the cores, some assumptions about the deglaciation age were made based on different sedimentation rates, indicating that Bokn might have been deglaciated in the middle or later part of Bølling.

Forord

Jeg vil takke min hovedveileder, John Inge Svendsen, UiB, og min medveileder, Kristian Vasskog, for god hjelp og veiledning gjennom de siste to årene.

Videre vil jeg takke Marie Klopstad Hernar for godt samarbeid og gode faglige diskusjoner gjennom skriveprosessen. Takk til Julie Zweidorff, Oliver Grant og Kristian Vasskog som hjalp Marie og meg med feltarbeidet, uten denne hjelpen ville ikke feltarbeidet latt seg gjennomføre.

Takk til Aage Paus og alle andre ved pollenlaboratoriet, Institutt for biologi, for god hjelp under mikroskoperingen og fytoplanktonanalysen. En stor takk rettes til Lars Evje, for hjelp med preparering og flussyreopplæring ved Kosmolaben. Takk til Eivind Støren for opplæring i instrumentet FlowCAM.

Takk til Kjersti Mortensbakke som leste korrektur de siste dagene før innlevering.

En stor takk rettes til alle de flotte menneskene jeg har vært så heldig og blitt kjent med under studietiden og takket være dere har jeg fått mange fantastiske minner etter seks år i Bergen. En ekstra takk til Julie Zweidorff for uvurderlig støtte gjennom opp- og nedturene de siste to årene. Jeg vil også takke mine venner hjemmefra for mange gode samtaler og støttende ord, selv om avstanden ofte har vært lang.

Jeg vil takke mine foreldre, bror og øvrig familie for god støtte og for alltid å ha troen på meg. Til slutt vil jeg takke Simon for mange støttende telefonsamtaler og avbrekk fra studiehverdagen!

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	II
Abstract	III
Forord	IV
1 Introduksjon	1
1.1 Målsetning	1
1.2 Boknafjorden	5
1.3 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser	7
2 Geologisk rammeverk	9
2.1 Regional geologi	9
2.2 Feltområde	11
2.3 Strandforskyvning	13
2.4 Klima og tidevann	16
2.5 Isavsmeltningshistorie	16
3 Metoder og datagrunnlag	20
3.1 Bassenganalyse	20
3.2 Feltmetoder	22
3.3 Datering og aldersmodellering	25
3.4 Fytoplanktonanalyse	27
3.4.1 Preparering av fytoplanktonprøver	28
3.4.2 Mikroskopering	29
3.4.3 Slechts- og artsbestemmelse	29
3.4.4 Fytoplanktondiagram	34
3.5 FlowCAM®	35
3.5.1 Oppsett og komponenter	35
3.5.2 Innstillinger i VisualSpreadsheet	37
3.5.3 Oppbygging av et referansebibliotek	38
3.5.4 Fremgangsmåte under forsøket	40
4 Resultater og tolkning	41
4.1 Gunnarstadvatnet	41
4.1.1 Seismikk	42

4.1.2	Litostratigrafi.....	45
4.1.3	Fytoplanktonanalyse.....	48
4.1.4	Aldersbestemmelse av isolasjons- og ingresjonskontakter i Gunnarstadvatnet.	54
4.2	Boknamyr	57
4.2.1	Litostratigrafi.....	61
4.2.2	Fytoplanktonanalyse.....	64
4.2.3	Aldersbestemmelse av isloasjons- og ingresjonskontakter i Boknamyr	69
4.3	FlowCAM.....	71
5	Diskusjon.....	73
5.1	Deglasiasjonen av Boknafjorden	73
5.1.1	Når ble det isfritt på Bokn?	73
5.1.2	Deglasiasjonen av Boknafjorden.....	77
5.2	Strandforskyvning på Bokn	84
5.2.1	Strandforskyvningskurven	84
5.2.2	Bølling-allerød strandlinjen.....	94
5.3	Vurdering av resultatene.....	96
5.3.1	Bestemmelse av fytologiske isolasjons- og ingresjonskontakter	96
5.3.2	Aldersmodellen og kronologi	99
5.4	FlowCAM.....	103
	Konklusjon	105
	Forslag til videre arbeid.....	106
	Referanseliste	107
	Vedlegg 1 – Dateringer 507-08	i
	Vedlegg 2 – Dateringer 507-09	ii
	Vedlegg 3 – FlowCAM: spekter G374	iii
	Vedlegg 4 – FlowCAM: spekter G350	iv
	Vedlegg 5 – FlowCAM: spekter M880.....	v
	Vedlegg 6 – FlowCAM: spekter M317.....	vi
	Vedlegg 7 – Terskeljusteringer	vii

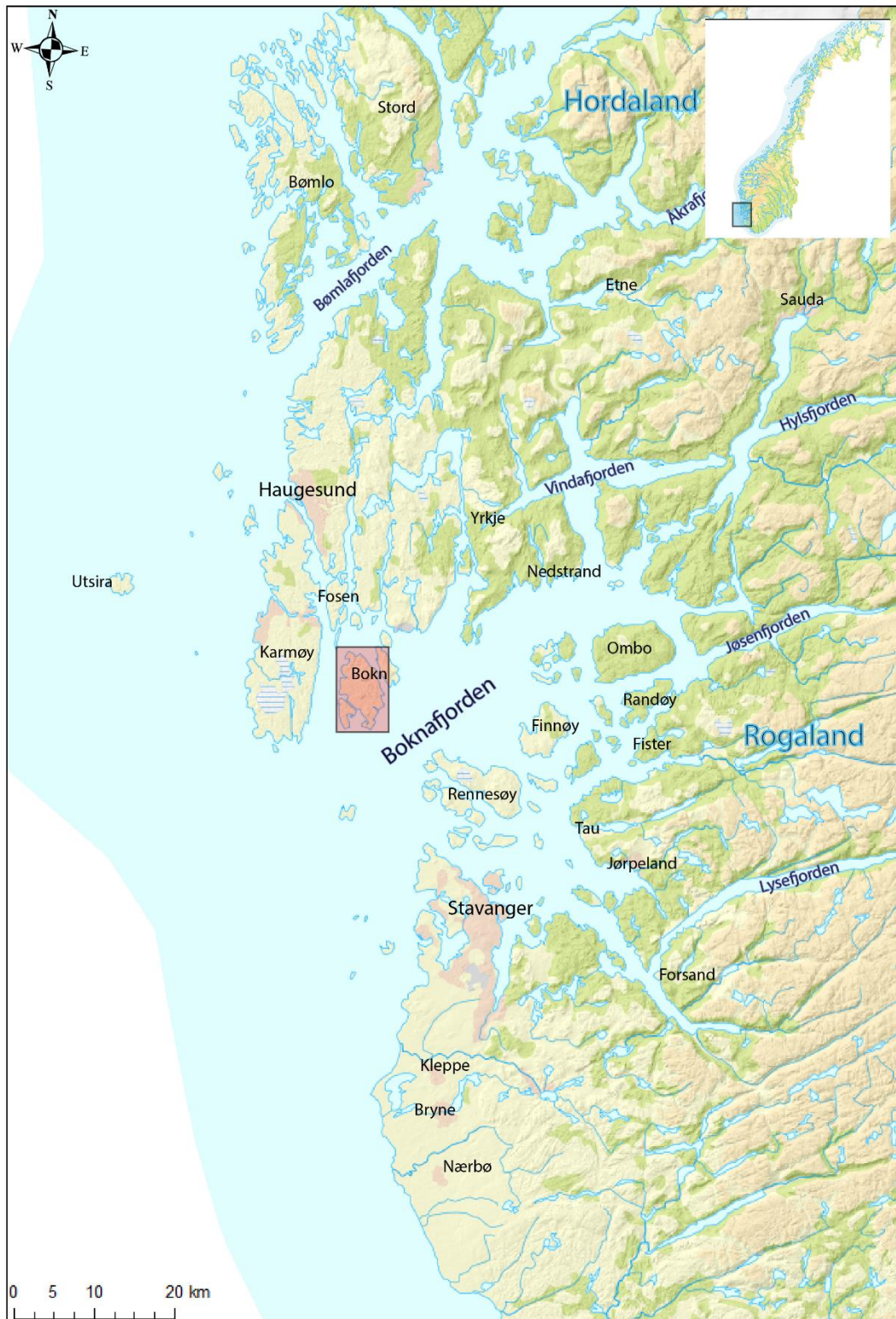
1 Introduksjon

Denne masteroppgaven er en del av det tverrfaglige prosjektet Eurasian Ice Sheet Climate Interactions (EISCLIM) som har som mål å rekonstruere og modellere klima og det eurasiske isdekkets utvikling gjennom den siste istiden. Prosjektet ledes av professor John Inge Svendsen ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen (UiB), og oppgaven har vært et samarbeid med medstudent Marie Klopstad Hernar. Jeg har i hovedsak tatt for meg analyse av biostratigrafi som metode, mens Marie har tatt for seg elementanalyse (XRF) og litostratigrafiske undersøkelser.

1.1 Målsetning

Den overordnede målsetningen med oppgaven har vært å konstruere en strandforskyvningskurve for Bokn for senglasiale tider, samt forsøke å tidfeste deglasiasjonen i området og hvordan det passer inn i deglasiasjonsforløpet av Boknafjorden (figur 1.1) i sin helhet (Figur 1.1). Det er gjort flere studier av strandforskyvning rundt Boknafjorden og målet er å bidra til å øke datagrunnlaget slik at forståelsen av deglasiasjonshistorien og de tidligste postglasiale havnivåendringene kan forbedres. Informasjon om deglasiasjon og havnivåendringer er av stor interesse for forskere som jobber med å rekonstruere den skandinaviske innlandsisen under siste istid, da dette har sammenheng med både klimaendringer og jordskorpens egenskaper (kapittel 1.2). Lunnan (2016) og Svean (2016) har konstruert en strandforskyvningskurve for senglasiale tider på sørlige Karmøy og konkluderte med at sørlige Karmøy ble isfri rundt 18 tusen kalenderår før nåtid (kal. ka BP). Vårt mål har dermed vært å undersøke hvor raskt isen trakk seg tilbake fra sørlige Karmøy til Bokn (Figur 1.2) som ligger omtrent fire kilometer øst for Karmøy. Eksponeringsdateringer indikerer at Bokn ble isfri omtrent 15-16 tusen år siden (ka BP) (Gump et al., 2017), noe som har blitt forsøkt etterprøvd med radiokarbondateringer av isolasjonskontakter i sedimentkjerner fra to isolasjonsbassenger på Vestre Bokn. Tolkningen av avsetningsmiljø har i hovedsak blitt utført med fytoplanktonanalyse, mens litostratigrafiske undersøkelser har blitt brukt til å støtte opp under tolkningene og forbedre presisjonen i plasseringen av isolasjons- og ingresjonskontakter.

I Boknafjorden er den rekonstruerte strandlinjen for regresjonsminimumet i varmeperioden bølling-allerød (B-A) basert på få observasjoner sammenlignet med den påfølgende kuldeperioden yngre dryas (YD). Et delmål for oppgaven vil derfor være å utbedre dette ved å definere regresjonsminimumet så presist som mulig for Bokn. Et annet delmål har vært å utføre et metodestudium på et instrument kalt FlowCAM. Formålet har vært å undersøke om FlowCAM eventuelt kan erstatte eller gjøre klassisk fytoplanktontelling raskere enn den manuelle metoden som benytter seg av vanlig mikroskopering.



Figur 1.1: Kart over Boknafjorden og omkringliggende områder i fylkene Rogaland og sørlige Hordaland. Bassengene som er studert ligger på Vestre Bokn (rød firkant), en øy beliggende i ytre del av Boknafjorden. Kartet er modifisert i ArcGIS fra Kartverket (2017a).

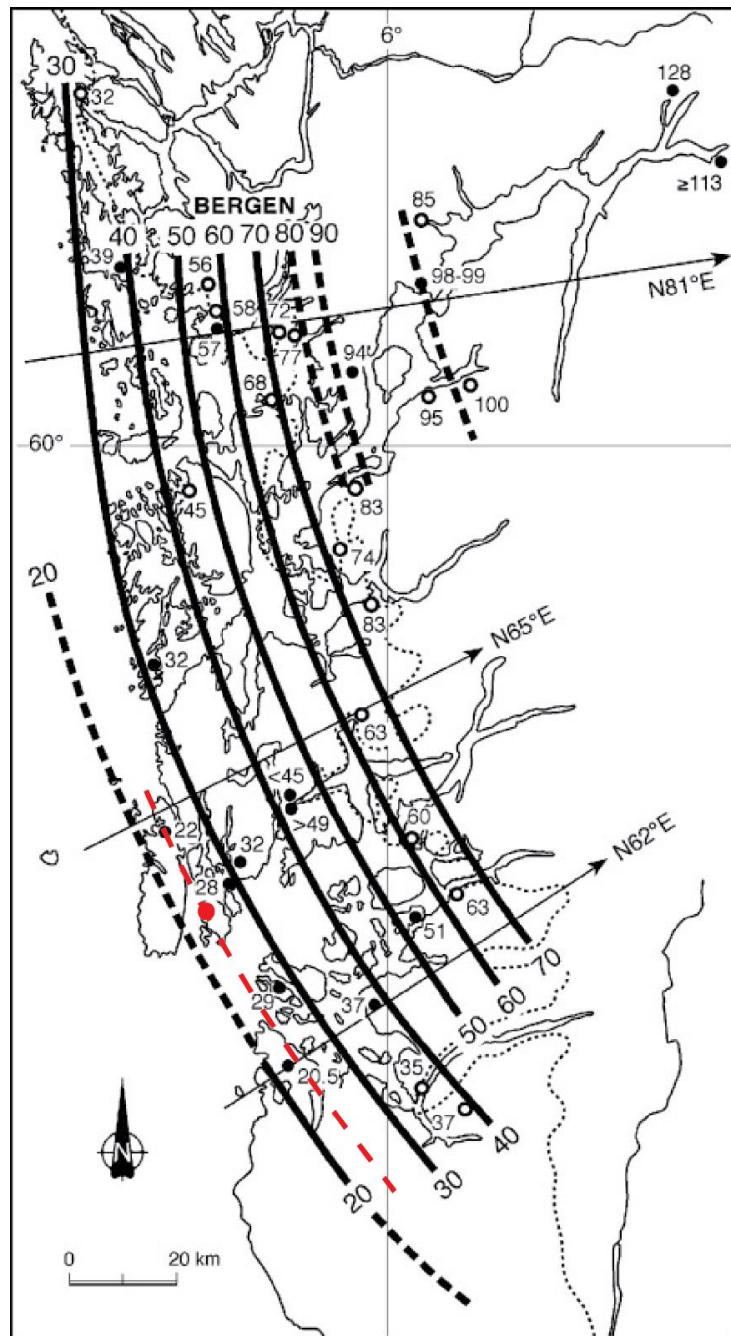


Figur 1.2: Austre og Vestre Bokn utgjør tilsammen en del av Bokn kommune som ligger i den ytre delen av Boknafjorden. Feltområdet (rødt felt) ligger på nord-vest siden av Vestre Bokn, rett ved det høyeste punktet på øya (Boknafjellet, 293 m o.h.). Kartet er modifisert i ArcGIS fra Kartverket (2017a).

1.2 Boknafjorden

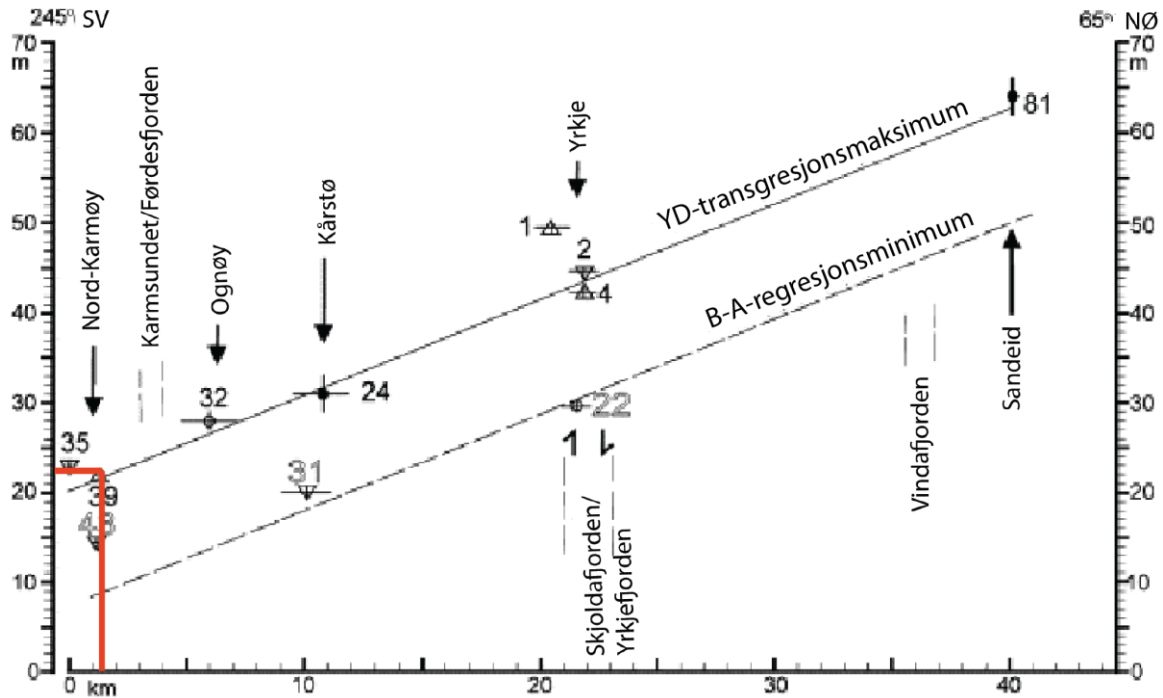
Skandinavia er en viktig region for studier av havnivåendringer, glacial isostasi og mantelviskositet fordi mange av de geologiske sporene etter landhevingen i senglasielle og postglasielle perioder er bevart (Lambeck et al., 1998). Den ytre delen av Boknafjorden (Figur 1.1) er et område som trolig ble tidlig isfritt etter siste istid (Svendsen et al., 2015) og er derfor et viktig område for å finne tidlige spor av strandforskyvning. Modeller som skal gjenskape isdekker og deres påvirkning på litosfæren er avhengig av kunnskap om det relative havnivået (Lambeck et al., 1998) for å gi resultater som ligger nærmest mulig virkeligheten.

I denne oppgaven har fokuset vært å se på relative havnivåendringer i perioden fra isavsmeltingen og frem til overgangen fra yngre dryas til holocen. For å finne bassenger i riktig høyde tok vi utgangspunkt i YD-isobaseundersøkelser oppsummert av Helle et al. (2007) (Figur 1.3) og størrelsen på YD-transgresjonen kjent fra Hordaland. Ut fra de rekonstruerte isobasene



Figur 1.3: De tykke, sorte linjene markerer YD-isobasene for Sør-Vestlandet. Isobasene er tenkte linjer som går gjennom punkt med antatt lik landheving i et avgrenset tidsrom. De sorte prikkene markerer marin grense (MG) i meter over havet funnet ved stratigrafiske undersøkelser, mens de hvite prikkene markerer MG funnet ved morfologiske undersøkelser. Den røde stippledde linjen viser at Gunnarstadvatnet og Boknamyr (rød prikk) ligger omtrent på samme YD-isobase som Gunnarhaugvatnet (sort prikk merket 22 m o.h.) på nordlige Karmøy. Den tynne, stippledde linjen markerer ismarginens posisjon under yngre dryas. Profilene til tre strandlinjediagram er markert vinkelrett på isobasene, det midterste er gjengitt i figur 1.4. Modifisert fra Helle et al. (2007).

Vestre Bokn ligger omtrent på samme YD-isobase (ca. 22 m o.h.) som nordlige Karmøy og vi kan derfor ta utgangspunkt i at den sennglasiale havnivåhistorien har vært nokså lik i disse to områdene. Om vi i tillegg antar at YD-transgresjonen på Bokn har vært omtrent like stor som i Hordaland (ca. 10 m, Lohne *et al.*, 2007), innebærer dette at det relative havnivået på Bokn kan ha falt til omkring 10-12 m over dagens havnivå etter isavsmeltingen for så å stige til 20-22 m over dagens havnivå i yngre dryas. På Vestre Bokn ble derfor Gunnarstadvatnet valgt som første lokalitet fordi det ligger 17,44 m o.h., noe som omtrentlig tilsvarer midtpunktet mellom det antatte regresjonsminimumet i bølling-allerød (10-12 m o.h.) og toppen av YD-transgresjonen (20-22 m o.h.). Derfor var det nærliggende å tro at sedimentene i Gunnarstadvatnet har fanget opp YD-transgresjonen på Bokn og dermed kunne brukes til å dokumentere varigheten av denne. B-A-strandlinjen presentert av Helle *et al.* (2007) er basert på svært få observasjoner (Figur 1.4) og en viktig del av dette studiet har derfor vært å etterprøve dette. Boknamyr ble derfor valgt som lokalitet, da terskelhøyden på 11,71 m o.h. ligger i nivået der vi ventet å finne regresjonsminimumet for bølling-allerød. Figur 1.4 viser at strandlinjene konstruert av (Helle *et al.*, 2007) for B-A og YD er parallelle og dersom disse antagelsene stemmer har det implikasjoner for glasiasjons- og landhevingshistorien på Vestlandet. Siden landhevingen alltid vil være større innover i landet ved en isavsmelting vil parallelle YD- og B-A-strandlinjer indikere at YD-transgresjonen heller skyldes en kombinasjon av glasioustasi og geoidedeforrasjon enn nedpressing av skorpen da isen rykket frem i yngre dryas (Lohne *et al.*, 2007). Hvis en tenker seg at transgresjonen ble forårsaket av isostatisk nedpressing på grunn av isens fremrykk, ville resultatet blitt en lavere gradient for B-A-strandlinjen sammenlignet med YD-strandlinjen (Lohne *et al.*, 2007).



Figur 1.4: Rekonstruerte YD- og B-A-strandlinjer for nordlige deler av Boknafjorden (profilen er markert med N65°E i figur 1.3). B-A-strandlinjen er basert på få observasjoner og en del av målsetningen har vært å etterprøve dette. Den røde linjen markerer omtrentlig beliggenhet for Bokn. Tallene markerer lokaliteter innover fjorden oppsummert i Helle et al. (2007). Modifisert fra Helle et al. (2007).

1.3 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser

På starten av 1900-tallet gjorde John Bernhard Rekstad flere observasjoner og målinger av terrasser og strandlinjer på Vestlandet (eks: Rekstad (1905; 1906; 1908)). Rekstad (1908) beskrev strandlinjer, terrasser og strandhakk i fast fjell, observert på en reise han gjorde til øyene i Boknafjorden for Norges geologiske undersøkelse. På Rennesøy ble strandvoller og terrasser beskrevet som særdeles fremtredende og tolket som merker etter tidligere høyere havstander (Rekstad, 1908).

Undås (1945) rekonstruerte et ekvidistant strandlinjediagram for området rett nord for Bergen basert på blant annet observasjoner og høydemålinger av terrasser, strandvoller og strandlinjer for å studere senglasialt og postglasialt havnivå. Han tok også i bruk funn av pimpstein driftet inn med havet som en indikator på postglasialt havnivå. Da Isak Undås publiserte sine resultater i 1945 var det ingen absolutte dateringsmetoder tilgjengelig som kunne bekrefte aldersrelasjonene mellom observasjonene gjort i felt. Dette ble imidlertid endret etter at radiokarbondatering ble tatt i bruk, som gjorde det mulig å aldersbestemme organisk materiale inkorporert i blant annet senglasiiale og postglasiiale avsetninger.

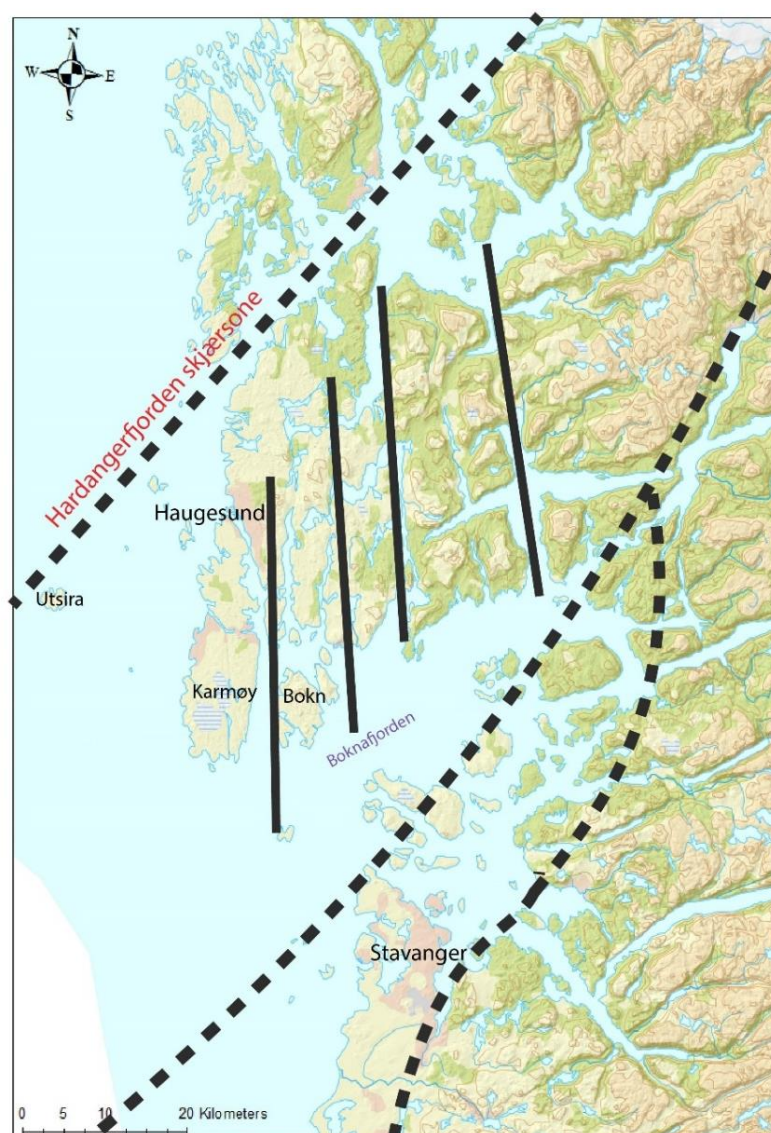
Videre utover 1970- og 1980-tallet ble det utført en rekke undersøkelser av strandforskyvning på Vestlandet av blant annet Anundsen (1977; 1978; 1985), Anundsen og Fjeldskaar (1983), Hafsten (1983), Kaland (1984), Kaland et al. (1984) og Svendsen og Mangerud (1987).

Rundt Boknafjorden er det gjort flere strandforkevningundersøkelser basert på pollen- og diatoméanalyse fra Yrkje (Anundsen, 1977; 1978; 1985; Anundsen og Fjeldskaar, 1983; Braaten og Hermansen, 1985), nordlige Karmøy (Austad og Erichsen, 1987), Tau (Flatekval, 1991), Nord-Jæren (Thomsen, 1981, referert i Helle *et al.*, (2007)), Kårstø (Thomsen, 1989, referert i Helle *et al.*, (2007)), Rennesøy (Prøsch-Danielsen, 1993) og Randøy/Fister (Kaland, 1988). Basert på disse undersøkelsene har Helle et al. (2007) konstruert isobasekartetsom har vært et viktig grunnlag for bestemmelse av lokaliteter i denne oppgaven (Figur 1.3, kapittel 1.2). Det er også utført holocene strandforskyvningsundersøkelser fra Boknafjorden basert på eget arbeid, feltrapporter og publiserte og upubliserte data fra arkeologiske og naturvitenskapelige funn (Prøsch-Danielsen, 2006; Midtbø et al., 2011). Lunnan (2016) og Svean (2016) utarbeidet en strandforskyvningskurve for sørlige Karmøy basert på egne funn og kurven fra nordlige Karmøy (Austad og Erichsen, 1987) og Stavanger (Thomsen, 1981, referert i Helle *et al.*, (2007)).

2 Geologisk rammeverk

2.1 Regional geologi

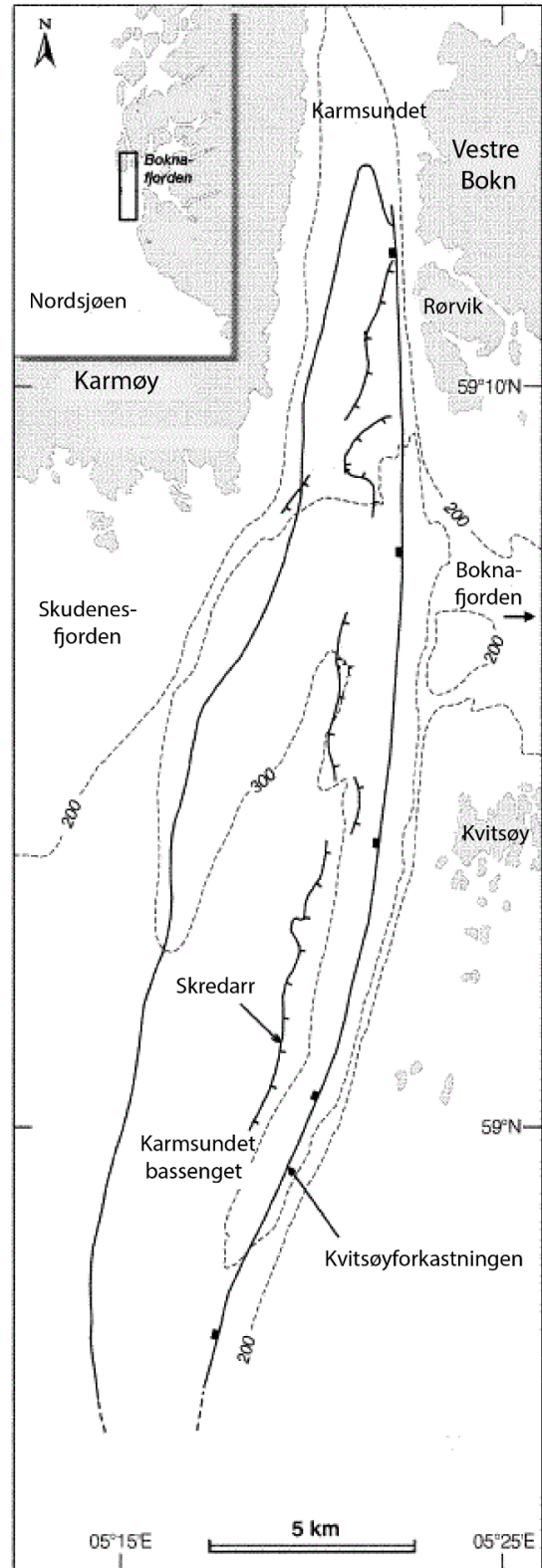
Vestre Bokn er en øy i Bokn kommune tilhørende Rogaland fylke. Øya ligger i ytre del av Boknafjorden, en åpen og vid fjord med flere øyer. Karmsundet og Boknasundet skiller Vestre Bokn fra henholdsvis Karmøy i vest og Austre Bokn i øst (Figur 1.2). Boknafjorden befinner seg i en sone dominert av lineamenter med en NNV-SSØ trend (Gabrielsen et al., 2002) (Figur 2.1).



Figur 2.1: Forenklet kart over Boknafjorden der de tektoniske hovedenhetene er markert. Nord for Boknafjorden ligger Hardangerfjorden skjærsone som er preget av regionale N-S og NNV-SSØ lineamenter (Færseth et al., 1995). Sorte, stiplete linjer markerer store ekstensjonsskjærsoner og sorte, heltrukkede linjer markerer regionale tektoniske lineamenter som i hovedsak har en N-S trend. De tektoniske enhetene er hentet fra Valle et al. (2002) og bakgrunnskartet er modifisert fra Kartverket (2017a) i ArcGIS.

Bevegelse langs forkastninger etter siste istid kalles ofte neotektonikk og vertikale bevegelser kan i så måte ha betydning for undersøkelser av havnivå. Anundsen og Fjeldskaar (1983) utførte studier av isolasjonsbassenger på Yrkje og konkluderte med at det kan ha vært en vertikal bevegelse på 10-12 m etter 10400 ^{14}C -år BP langs Yrkjesfjordforkastningen. Muligheten for neotektonikk slik som Anundsen og Fjeldskaar (1983) foreslår kan ha stor betydning for havnivåundersøkelser, spesielt rekonstruksjon av strandlinjediagrammer. Helle et al. (2007) poengterer at neoteknikk er en kilde til usikkerhet for rekonstruksjon av strandlinjer fordi en vertikal forskyvning kan gi en lokal strandlinjegradiert med betydelig avvik sammenlignet med regionale gradienter.

I følge Fjeldskaar et al. (2000) er den seismiske aktiviteten i Skandinavia høy sammenlignet med andre regioner som befinner seg langt fra plategrenser og neotektonikk har vært lagt frem som mulig årsak. Batymetriske og seismiske undersøkelser av Karmsundbassenget (Figur 2.2) har avdekket massebevegelser i tykke lagpakker bestående av kvartære avsetninger (Bøe et al., 2000). Bøe et al. (2000) finner det sannsynlig at massebevegelser ble trigget av bevegelse i forkastninger og/eller seismisk aktivitet som følge av postglacial isostatisk oppløftning før og etter det skandinaviske isdekket gjorde fremrykk i yngre dryas.



Figur 2.2: Karmsundbassenget, en halv-graben med beliggenhet sør-vest for Bokn, har en nord-sør trend avgrenset av Kvitsøyforkastningen i øst. Stiplede linjer markerer dybdekvoter og den heltrukne linjen avgrenser Karmsundbassenget. Linjer med hakk markerer hengblokken tilhørende de største skredarene. Modifisert fra Bøe et al. (2000).

Radiokarbondateringer vil være en sentral del av metoden i denne oppgaven og det er derfor viktig å ha kjennskap til berggrunnen på Bokn. Kalkholdig berggrunn i nedslagsfeltet kan ha en innvirkning på dateringer av akvatiske organismer gjennom den såkalte hardvannseffekten. Vestre Bokn består i hovedsak av foliert til gneisig granodioritt, granitt til granittisk gneis og migmatitt, mens det på den sør-østlige spissen av øya ligger et smalt belte med glimmerskifer (NGU, 2017a). Dermed skal det ikke i utgangspunktet være knyttet noen problemer til hardvannseffekten gjennom tilførsel av kalk fra den omkringliggende berggrunnen i denne oppgaven, men man må være oppmerksom på at morenemateriale også kan være en kilde til kalk (se diskusjon om hardvannseffekten i kapittel 5.3.2).

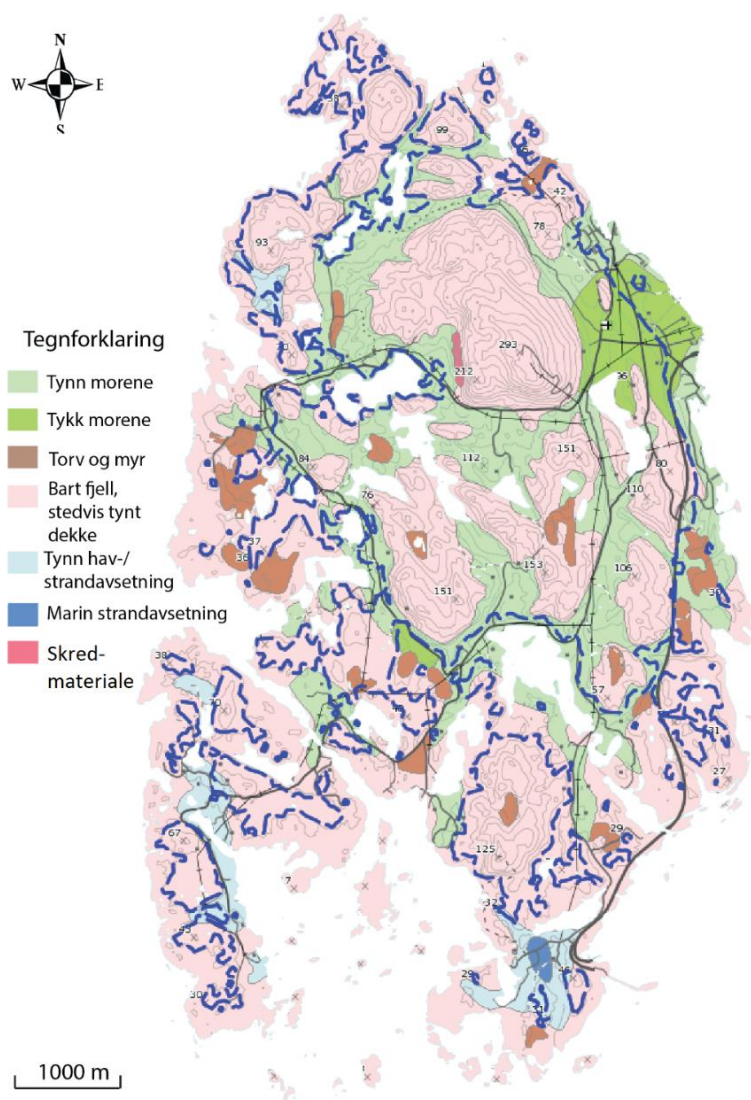
Det er ikke funnet litteratur som beskriver om marin grense (MG) kan observeres på Bokn, men Norges geologiske undersøkelse (NGU) har modellert MG synlig i Figur 2.4. Ut fra LiDAR-datasett og den postulerte marine grensen for Bokn har Hernar (2017) identifisert to mulige terrasser. Under en dagstur til Bokn ble nivåene målt med differensiell GPS til 22 m o.h. Det vil i kapittel 5.2.1 bli diskutert om denne terrassen kan markere marin grense på Bokn og om den var dannet i yngre dryas eller tidligere.

2.2 Feltområde

Studieområdet (Figur 2.3) på Vestre Bokn er lokalisert nord-vest på Vestre Bokn. Det høyeste punktet er Boknafjellet (293 m o.h.) som ligger like øst for studieområdet. Terrenget er kupert og det eksisterer mange innsjøbassenger i ulike høyder, noe som gjør området velegnet for undersøkelser av strandforskyvning. Feltområdet består i hovedsak av bart fjell, usammenhengende morenedekke samt torv- og myravsetninger (NGU, 2017b) (Figur 2.4). Gunnarstadvatnet er et innsjøbasseng og ligger ved foten av Boknafjellet, mens det andre bassenget er et gjenngrodd myrbasseng. Det var ikke mulig å oppdrive navnet på denne myra og den vil videre i oppgaven bli referert til som Boknamyr. Bassengenes nedslagsfelt ligger i et område bestående av granitt til granittisk gneis (NGU, 2017a).



Figur 2.3: Kartet viser feltområdet på Vestre Bokn, se figur 1.1 og 1.2 for oversiktskart. Gunnarstadvatnet og Boknamyr, som har vært undersøkt i dette arbeidet, ligger nærme hverandre og er omgitt av mange basseng, noe som gjør Bokn til en egnet plass for bassengundersøkelser. Havet kommer inn i Trosnavåg til venstre i kartet og i høyre del av kartet er det høyeste punktet på øya, Boknafjellet, synlig. Modifisert i ArcGIS fra Kartverket (2017a).

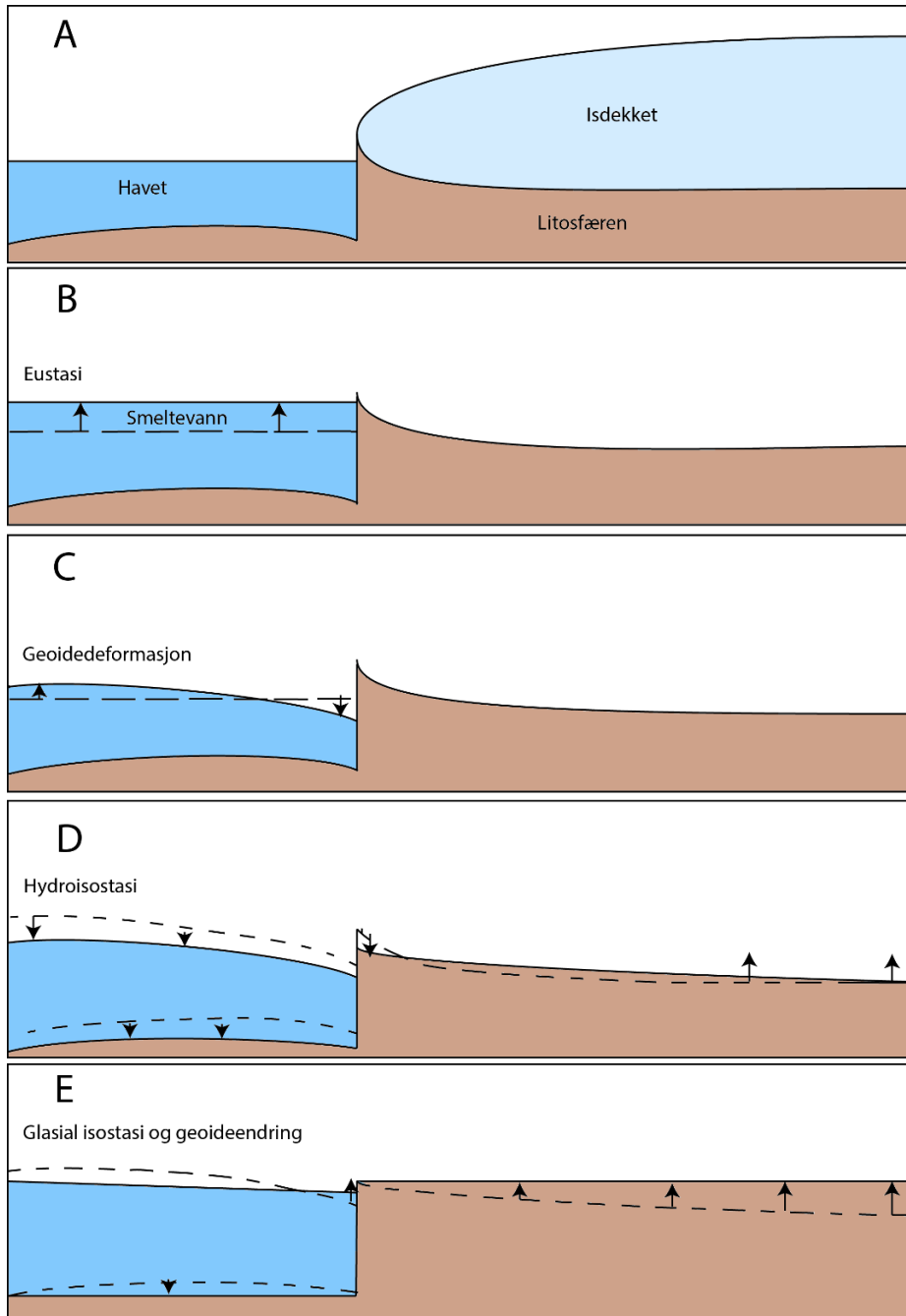


Figur 2.4: Modifisert løsmassekart over Vester Bokn (NGU, 2017b) som viser fordelingen av løsmasser på øya, samt NGU's modellert grense (blå, stiplet linje). Flere steder på øya sammenfaller den modellerte marine grense med 25-m høydekvoten.

2.3 Strandforskyvning

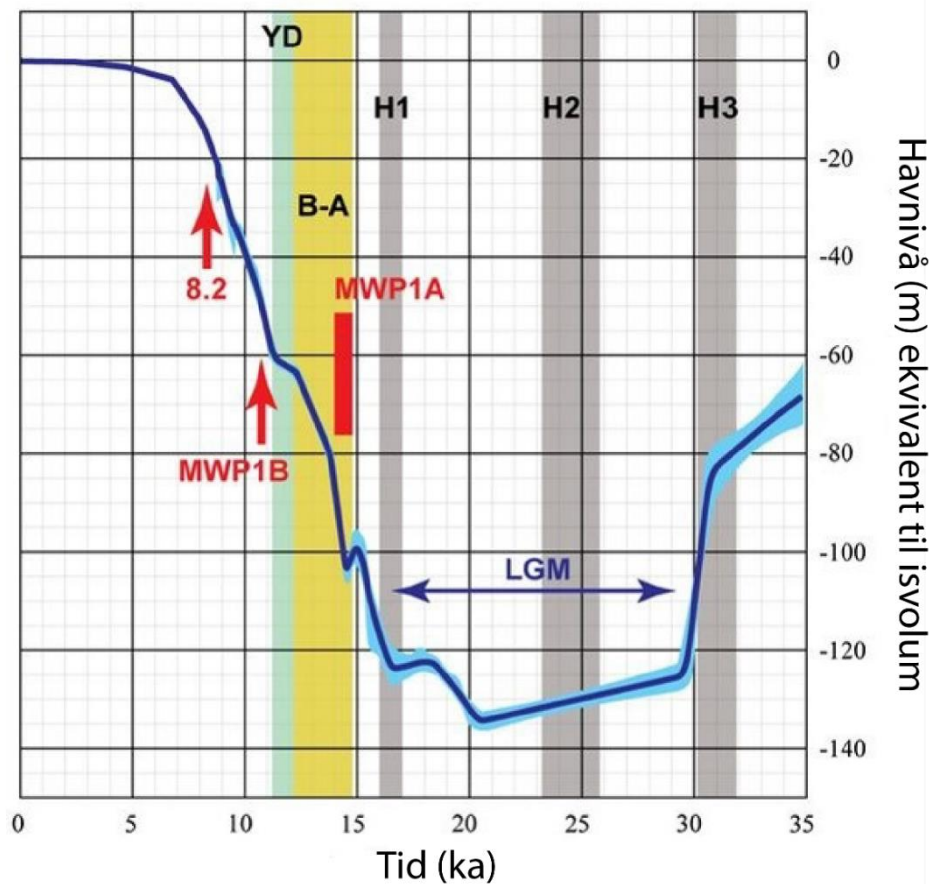
Strandlinjer observert under marin grense viser den akkumulerte landhevingen (relativt til dagens havnivå) fra den tiden de ble dannet og frem til i dag (Bakkeliid, 1986). Der det relative havnivået har endret seg raskt eksisterer det som regel ikke synlige strandlinjer og Bakkeliid (1986) påpeker at i slike tilfeller må andre metoder, som for eksempel analyse av isolasjonbassenger eller datering av bein fra strandede hvaler, benyttes for å rekonstruere

fortidens havnivå. Strandforskyvning, eller relative havnivåendringer, er en funksjon av flere faktorer som isostasi, eustasi og endringer i geoiden (Mörner, 1976) og kan gi verdifull informasjon om hvordan litosfæren responderer på store isdekker (Lambeck og Chappell, 2001) (Figur 2.5).



Figur 2.5: Illustrasjon av hvordan ulike geofysiske prosesser påvirker det relative havnivået under en deglasiasjon av et isdekke. A) Innlandsisen presser litosfæren ned og danner en forebulge region i havskorpen utenfor ismarginen. B) Smeltevann fra isen kommer ut i havene og vannvolumet i havene øker. Dette kalles glasioustasi. C) Isdekker har en tiltrekningskraft på havet og når isdekket smelter vil denne tiltrekningskraften bli svakere. Dette forårsaker en endring i geoiden. D) På grunn av glasioustasi vil havbunnen og litosfæren under bli presset ned. Denne effekten kalles hydroisostasi og forårsakes av økt volum i havene. E) Kontinentet blir løftet opp som følge av at isen forsvant. Geoiden endres fordi mer landmasse er hevet over havnivået og trekker på havet. Modifisert etter Anundsen og Fjeldskaar (1983).

Isostasi og geoide-endringer er nært knyttet til den glasiiale historien i en region (Svendsen og Mangerud, 1987) og for å undersøke litosfærens isostatiske respons på isdekker er det nødvendig å ha kunnskap om de globale eustatiske endringene, slik at disse kan tas høyde for. For å undersøke eustatiske havnivåendringer er det gjort en rekke studier av fossile strandlinjer og druknede korallrev i områder som ligger langt fra tidligere isdekker (Deschamps et al., 2012), som enten er tektonisk stabile eller der den tektoniske raten er kjent (eks: Tahiti, Barbados og Sunda-sokkelen) (Lambeck og Chappell, 2001). Rekonstruksjoner av havnivåendringer etter siste istids maksimum (LGM, ca. 26,5-19 ka BP (Clark et al., 2009)) viser at den glasioustatiske økningen i perioder var preget av svært raske havnivåstigninger, kalt smeltevanospulser (Deschamps et al., 2012). Smeltevanospulsene er synlig i kurven for globalt eustatisk havnivå (Figur 2.6) presentert av Lambeck et al. (2014).



Figur 2.6: Kurven viser de globale eustatiske endringene fra 35 ka BP frem til i dag. Under LGM var det globale havnivået nesten 140 m lavere enn det er i dag og skyldes i hovedsak at store mengder vann var lagret opp i isdekker på land. Etter LGM steg havnivået svært raskt som følge av at smeltevann fra isdekkene ble tilført havbassengene (glasioustasi). De raske endringene kalles smeltevanospulser og er markert i figuren som smeltevanospuls 1A (MWP1A) og smeltevanospuls 1B (MWP1B). Figuren markerer også flere store klimahendelser de siste 35 ka BP: H1-H3 står for Heinrich events 1-3, avkjølingshendelsen rundt 8.2 ka BP, bølling-allerød (B-A) og yngre dryas (YD). Modifisert fra Lambeck et al. (2014).

2.4 Klima og tidevann

På Bokn er normal årsnedbør og årstemperatur i lufta henholdsvis 1500-2000 mm og 6-8°C for normalperioden 1961-1990 og 1971-2000 (NVE, 2017).

Så lenge terskelen tilhørende et isolasjonsbasseng befinner seg innenfor tidevannssonen vil det i større eller mindre grad få tilført både saltvann og ferskvann, noe som vil kunne gi ulike grader av brakkvannsforhold og mulighet for stratifiserte vannmasser i bassengene (se kapittel 3.1). Tidevannsamplituden bestemmer derfor, i samspill med hastigheten på landhevingen, hvor lang brakkvannsfasen vil bli ved en isolasjon, og er derfor en betydelig faktor å ta stilling til. For Trosnavågen, en vik ca. 500 m vest for Boknamyr og Gunnarstadvatnet (Figur 2.3), er dagens forskjell mellom høyeste astronomiske tidevann (HAT, det høyeste nivået vannet kan stå uten værpåvirkninger) og laveste astronomiske tidevann (LAT, det laveste nivået vannet kan stå uten værepåvirkninger) 90 cm (Kartverket, 2017b). I denne oppgaven brukes middel høyvann som referansepunkt for strandforskyvningskurven (se kapittel 5.2.1). Middel høyvann (gjennomsnittet av alle høyvann over en 19-års periode) for Trosnavåg er i dag 80 cm over sjøkartnull, HAT er 110 cm og LAT er 20 cm (Kartverket, 2017b). Bassenget kan i midlertid bli tilført saltvann etter at det er hevet over HAT på grunn av havnivåstigninger forårsaket av meteorologiske forhold, selv om dette vil skje relativt sjeldent. Betydningen av metrologiske forhold vil bli diskutert i kapittel 5.3.1

2.5 Isavsmeltningshistorie

I denne oppgaven vil aldersbestemmelsen av øvre og nedre grense for kronosonen yngre dryas følge Lohne et al. (2014) som er basert på sammenligninger av iskjerne-kronologi fra Grønland (Rasmussen et al., 2006) med kalibrert ^{14}C -kronologi fra Kråkenes. Grunnen til at denne inndelingen blir benyttet er at strandforskyvningskurven for Bokn i hovedsak baserer seg på radiokarbondateringer, derfor vil det være naturlig for oss å benytte en inndeling basert på ^{14}C -dateringer der det er mulig. Kronosonen bølling samt nedre grense for allerød vil følge Rasmussen et al. (2006).

Boknafjorden og store deler av Skandinavia var under siste istid dekket av det skandinaviske isdekket som strakk seg ut fra sentrale fjellstrøk i Sverige og Norge (Mangerud, 2004; Mangerud et al., 2011). Det skandinaviske isdekket vokste i perioder sammen med isdekket over de britiske øyer og isdekket over Svalbard, Kara- og Barentshavet som til sammen utgjorde

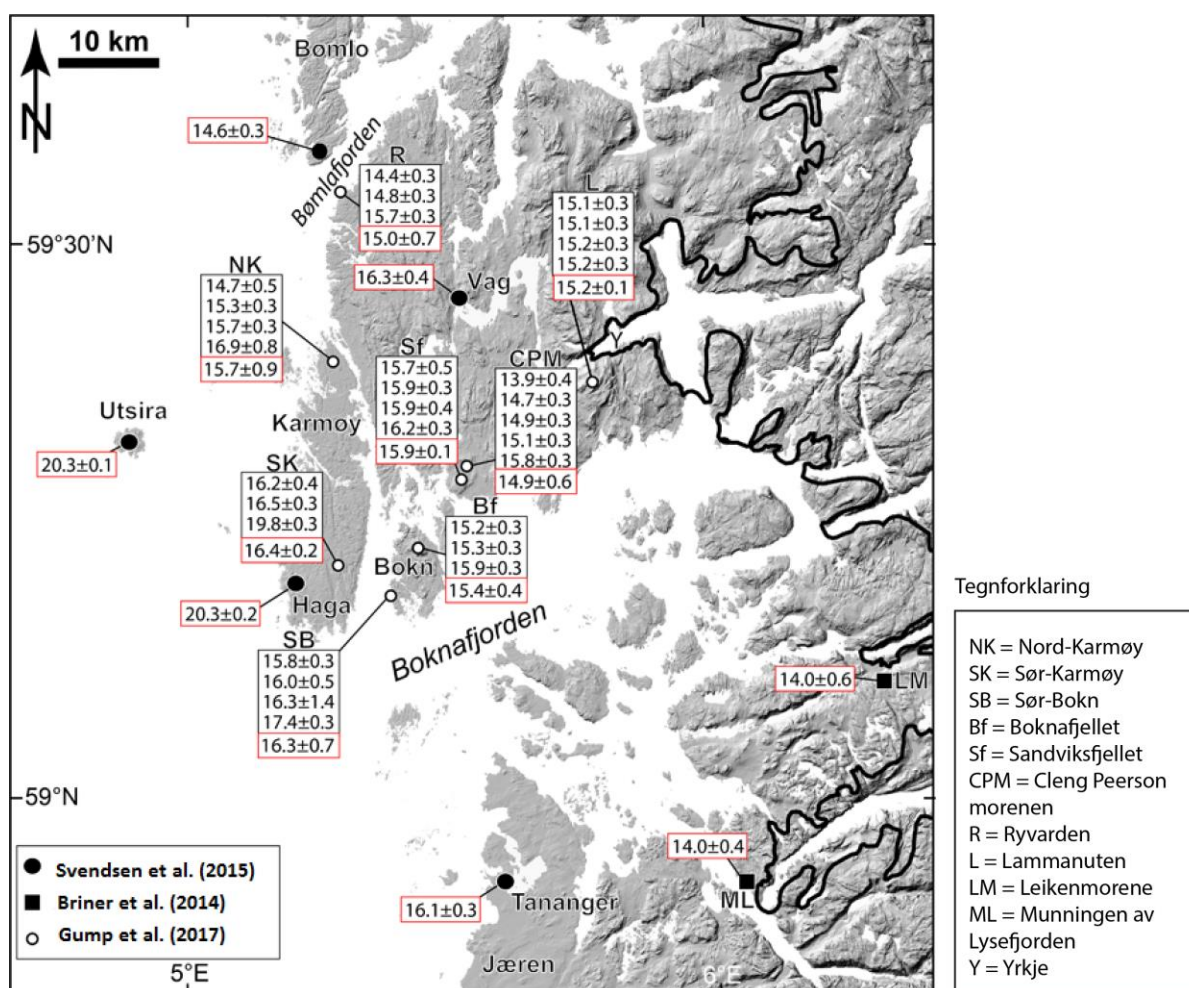
det eurasiske isdekket (Hughes et al., 2016) (Figur 2.7). Sejrup et al. (2009) viser at den vestlige sektoren av det skandinaviske isdekket nådde sin maksimale utbredelse omtrent 29-25 ka BP.

Utenfor kysten av Sør-Norge strekker det seg en ca. 800 km lang glasialt utformet fordypning kalt Norskerenna (Figur 2.7), som strekker seg fra Osloområdet helt til kontinentalmarginen utenfor Stad (Sejrup et al., 1996; Sejrup et al., 1998). Isstrømmen som fylte Norskerenna har drenert store mengder is fra det skandinaviske isdekket (Sejrup et al., 2003) og radiokarbondateringer fra Troll (lokalisert i ytre del av Norskerenna) viser at isstrømmen gikk



Figur 2.7: Kartet viser det eurasiske isdekket da det hadde sin maksimale utbredelse under LGM (heltrukken, hvit linje), men det skal legges til at ikke alle sektorene nådde sin maksimale utbredelse synkront. Isdekket besto av tre mindre deler, det største isdekket ble kalt det skandinaviske isdekket (SIS) og vokste til tider sammen med det britisk-irske isdekket (BIIS) og Svalbard-Barents-Kara isdekket (SBKIS) (hvit stiplet linje markerer omtrentlig grense mellom isdekkene). Store sedimentvifter er markert med oransje. Modifisert fra Hughes et al. (2016)

i oppløsning $>18,5$ ka BP (Sejrup et al., 2009; Sejrup et al., 2016). Svendsen et al. (2015) utførte ^{10}Be eksponeringsdateringer fra Utsira, en øy øst for Norskerenna, og konkluderer med at isstrømmen kan ha gått i oppløsning tidligere enn hva radiokarbondateringene tilsier. Eksponeringsdateringene fra Utsira ($20,3 \pm 0,1$ ka) indikerte at øya ble isfri så tidlig som 20 ka BP og at deler av Norskerenna hadde sprukket opp på daværende tidspunkt. ^{10}Be eksponeringsdateringer vil videre i oppgaven ha benevnningen ka. Briner et al. (2016) mener imidlertid at eksponeringsdateringene kan være $>10\%$ for gamle på grunn av dyp akkumulasjon av ^{10}Be fra tidligere isfrie perioder.



Figur 2.8: Kartet viser en oversikt over eksponeringsdateringene fra ulike lokaliteter rundt Boknafjorden fra Briner et al. (2014), Svendsen et al. (2015) og Gump et al. (2017). De røde boksene markerer gjennomsnittlige aldre og den sorte linjen markerer YD-marginen. Dateringene indikerer at fjorden ble tidlig isfri. Modifisert fra Gump et al. (2017).

Svean (2016) og Lunnan (2016) har utført en serie radiokarbondateringer av foraminiferskall (*Elphidium excavatum*) fra to innsjøbassenger på sørlige Karmøy og resultatene av disse har gitt aldre omkring 18 ka BP fra nedre del av de marine sedimentene. Stemmer disse dateringene betyr det at sørspissen av Karmøy var isfri omkring 18 ka BP.

Gump et al. (2017) utførte 30 eksponeringsdateringer på flyttblokker lokalisert i ytre og midtre del av Boknafjorden og kobler resultatene sammen med eksponeringsdateringer fra indre del av Boknafjorden fra Briner et al. (2014). Ved å undersøke deler av kronologien som er tilgjengelig fra Boknafjorden (Figur 2.8) konkluderer Gump et al. (2017) med at fjorden innenfor Karmøy ble isfri mellom 16,3 ka BP og 14,0 ka BP.

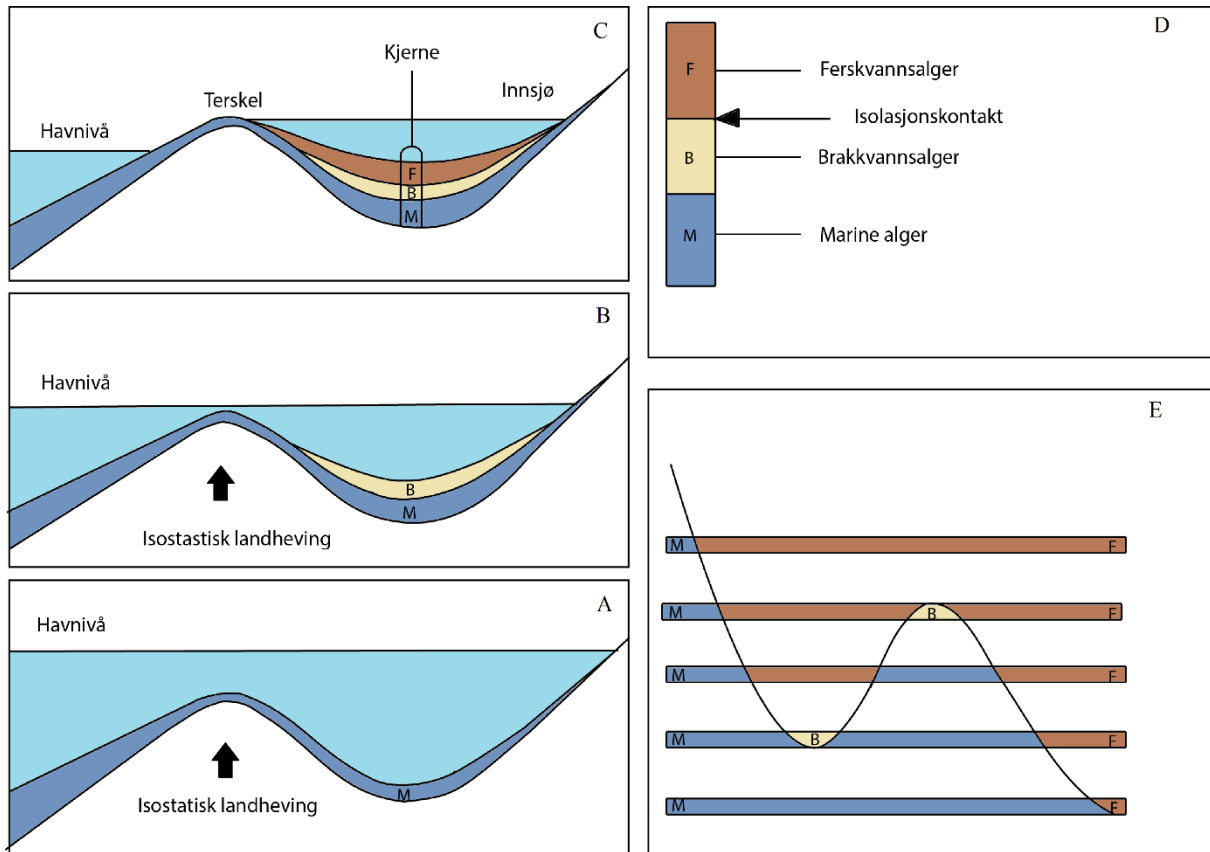
Sør-øst i Boknafjordssystemet ligger en fjordarm kalt Lysefjorden. I munningen av Lysefjorden er det avsatt en tydelig endemorene, kartlagt av Andersen (1954), som er en del av et morenesystem som strekker seg nord og sør for fjorden. Andersen (1954) refererer til morenesystemet som Lysefjordstadiet og viser til at det tilsvarer Rastadiet. I følge Blystad og Selsing (1988) ble morenesystemet trolig avsatt i yngre dryas, men Briner et al. (2014) mener imidlertid at morenesystemet representerer to ulike glasiale hendelser og viser til betydelig aldersforskjell i eksponeringsdateringer fra ytre og indre morenerygger. De fire ytterste ryggene har en gjennomsnittlig alder på 14.0 ± 0.6 ka (bølling-allerød) i motsetning til den indre ryggen som viser 11.4 ± 0.4 ka og er tolket til å være et resultat av breframstøtet under yngre dryas (Briner et al., 2014).

3 Metoder og datagrunnlag

3.1 Bassenganalyse

For å konstruere strandforskyvningskurver kan det benyttes en metode basert på sedimentkjerner fra isolasjonsbassenger i ulike høyder (Anundsen, 1985). Isolasjonsbassenger er lukkede forsengkninger under MG som en eller flere ganger har vært i kontakt med og/eller vært isolert fra havet grunnet endringer i det relative havnivået (Lohne et al., 2004; Long et al., 2011). Det er høyden til bassengets utløpstterskel i forhold til det relative havnivået som avgjør om sjøvannet kommer inn i isolasjonsbassenget og derved bestemmer om sedimentene er avsatt under marine, brakke eller ferske forhold (Hafsten, 1983; Svendsen og Mangerud, 1987)

Metoden tar i bruk analyse av sedimentenes stratigrafi og innhold av mikro- og makrofossiler for å bestemme miljøendringer i bassenget, samt radiokarbondatering for å aldersbestemme isolasjonskontakter og ingresjonskontakter (Romundset et al., 2015). *Isolasjonskontakter* markerer en senkning av det relative havnivået og *ingresjonskontakter* markerer en stigning. Sedimentasjonen i et isolasjonsbasseng der det relative havnivået synker kan deles inn i tre hovedkategorier: en fullmarin fase, en brakkvannsfase og en ferskvannsfase (Long et al., 2011). I den marine fasen er det konstant tilførsel av salt sjøvann til bassenget (Figur 3.1 A). I brakkvannsfasen ligger bassengets terskel i tidevannssonen og bassenget blir derfor kun i perioder tilført vann fra havet (Figur 3.1 B). Synker det relative havnivået vil terskelen etter hvert hindre at tidevannet oversvømmer bassenget. I ferskvannsfasen ligger bassengets terskel høyere enn den øvre tidevannssonen og bassenget er nå helt isolert fra havet (Long et al., 2011) (Figur 3.1 C). Stiger det relative havnivået vil disse tre fasene forekomme i omvendt rekkefølge, og det dannes en ingresjonskontakt i sedimentene. I en sedimentkerne er isolasjonskontakten vanligvis regnet som grensen mellom marine/brakke sedimenter og overliggende lakustrine sedimenter (Kjemperud, 1986).



Figur 3.1: Illustrasjon av hvordan et basseng blir isolert. Før bassenget ble isolert lå det under havoverflaten (A), men faktorer som blant annet isostatisk landheving sørget for at bassenget gradvis ble isolert (B), for tilslutt å bli hevet over tidevannssonen (C). Kjernen (D) er tatt etter at bassenget ble fullstendig isolert (C) med isolasjonskontakten mellom de marine/brakke sedimentene og ferskvannssedimentene. Samles det kjerner fra flere basseng i ulike høyder kan det konstrueres en strandforskyvningskurve (E) basert på aldersbestemmelse av isolasjons- og ingresjonskontakter. Modifisert fra Hafsten (1983).

I følge Kjemperud (1986) er det fire ulike stadier som er av interesse under isolasjonsprosessen, som alle kan resultere i distinkte kontakter i sedimentene. Kontaktene kan forekomme i tilnærmet samme nivå dersom isolasjonen gikk raskt eller være separert i tid og nivå dersom isolasjonen tok lang tid. *Den sedimentologiske isolasjonskontakten* markerer tidspunktet da sedimentasjonsmiljøet endret seg fra marine, minerogene sedimenter til innsjøsedimenter produsert i bassenget. *Den fytologiske isolasjonskontakten* viser til tidspunktet da den fotiske sonen i bassenget ble ferskt. De fleste organismene som brukes som markører av miljø er avhengig av fotosyntesen og vil derfor gjenspeile forholdene i den fotiske sonen. *Den hydrologiske isolasjonskontakten* oppsto da tilførselen av salt sjøvann til bassenget opphørte fullstendig. I mange tilfeller sammenfaller den hydrologiske og fytologiske isolasjonskontakten. *Ferskvannskontakten* markerer tidspunktet da alt saltvannet var ute av bassenget. Er bassenget stort og dypt kan denne prosessen ta lang tid fordi vannmassene kan være stratifisert (det tyngre saltvannet synker til bunns og ferskvann legger seg over).

Bassengene som er valgt ut i dette arbeidet er relativt grunne og små, derfor kan det antas at det er vanskelig å skille de fire fasene i isolasjonsprosessen fra hverandre.

Ved å ta sedimentkjerner fra flere isolasjonsbasseng i ulik høyde innenfor et lite området kan det utarbeides en relativ strandforskyvningskurve. Daterte isolasjons- og ingresjonskontakter fra de ulike bassengene settes da inn i et diagram som viser forholdet mellom alder og høyde over dagens havnivå, og en strandforskyvningskurve kan trekkes mellom kontaktene (Hafsten, 1983) (Figur 3.1 E). For å unngå feilkilder som følge av erosjon er det foretrukket å bruke basseng med berggrunnsterskel. Det er også viktig å ta høyde for og eventuelt korrigere for skjev landhevning hvis bassengene ligger ved ulike isobaser (Hafsten, 1983). I dette studiet ligger de to bassengene innenfor et lite område på samme isobase og skjev landhevning mellom de to lokalitetene anses ikke som et problem. Det måtte i midlertid korrigeres for skjev landhevning da resultatene fra denne undersøkelsen ble satt sammen med den holocene havnivåhistorien fra Fosenhalvøya, nord-øst for Bokn (Midtbø et al., 2011) (se kapittel 5.2.1).

3.2 Feltmetoder

Gunnarstadvatnet

Feltundersøkelsene av Gunnarstadvatnet ble utført med ekkolodd, GPS, chirp og en såkalt Nesjeprøvetaker, som er en modifisert stempelprøvetager beskrevet av Nesje (1992), i november 2015. Arbeidet ble utført i samarbeid med Marie Klopstad Hernar, Julie Lundekvam Zweidorff og Kristian Vasskog. Ekkoloddet (Lowrance Elite-5 HDI) ble brukt for å utføre batymetriske undersøkelser av bassenget. Ved bruk av ekkolodd blir det sendt ut en høyfrekvent akustisk puls fra en sensor som reflekteres av bassengets bunn og fanges opp av den samme sensoren (Kearey *et al.*, 2009, s.6). Tiden det tar fra lydsignalet sendes ut til det blir registrert av sensoren kalles to-veis gangtid og kan omregnes til dyp. For å utarbeide et batymetrisk kart av bassenget ble det tatt målinger av dyp og GPS-koordinater med jevne intervaller. Programmet Reefmaster ble benyttet i utarbeidelsen av det ferdige batymetriske kartet (kapittel 4.1.2), som er basert på interpolasjon mellom dybdemålingene og bassengets strandlinje.

De seismiske undersøkelsene ble utført med et EdgeTech 3100-P portabelt seismisk profileringsystem (chirp, Figur 3.2) tilhørende Institutt for Geovitenskap, UiB. En chirp sonar brukes til å estimere sedimentenes akustiske og fysiske egenskapene (LeBlanc et al., 1992). Chirpen sender ut FM-pulser i et bestemt spekter av frekvenser avhengig av ønskelig

opløsning og penetreringsdybde. Chirpen brukt under feltarbeidet hadde et frekvensspekter på 4-24 kHz. Pulsen som sendes ut penetrerer sedimentene og reflekteres tilbake til en mottaker. Signalene mottakeren tar opp fremstilles som et seismisk bilde der endring i lydsignalets hastighet gjennom sedimentene, som hovedsakelig henger sammen med endringer i tetthet, kommer til syne som laggrenser. I dette arbeidet ble chirp-sonaren festet på siden av en motorisert båt og det ble tatt til sammen ni tverr- og lengdeprofiler for å oppnå en god dekning av bassenget (se kapittel 4.1.1).



Figur 3.2: Bildet viser chirpen (gul) som ble brukt til å samle inn seismikk fra Gunnarstadvatnet. Under feltet ble chirpen montert fast på siden av en gummibåt og er her klar for bruk. Chirpen var koblet opp til en bærbar PC, slik at det var mulig å studere seismikken direkte i feltet.

Data fra den seismiske og batymetriske undersøkelsen ble brukt for å avgjøre hvor i bassenget prøvetakningen skulle foregå. Brede flate fordypninger med størst mektighet av tilsynelatende uforstyrrede sedimenter ble ansett som de best egnede områdene å ta boreprøver i. Samtidig var det ønskelig å treffe berggrunn eller morenemateriale i bunnen for å få en mest mulig komplett sedimentstratigrafi. Det ble utført tre prøvetakninger med Nesjeprøvetakeren installert på en flåte, der vi antar at alle stoppet i fjellgrunn. Kjernene fikk tildelt kjernenummer (lengde) 507-06 (290 cm), 507-07 (399 cm) og 507-08 (435 cm), der koden 507 angir at kjernen tilhører EISCLIM-prosjektet. Differensiell GPS ble benyttet for å måle terskelhøyden.

Kjernen fra punkt 507-06 blir ikke brukt videre i dette arbeidet fordi den traff berggrunn for tidlig og ble kortere enn hva som var planlagt, noe som kunne gi en dårlig oppløsning. Ved

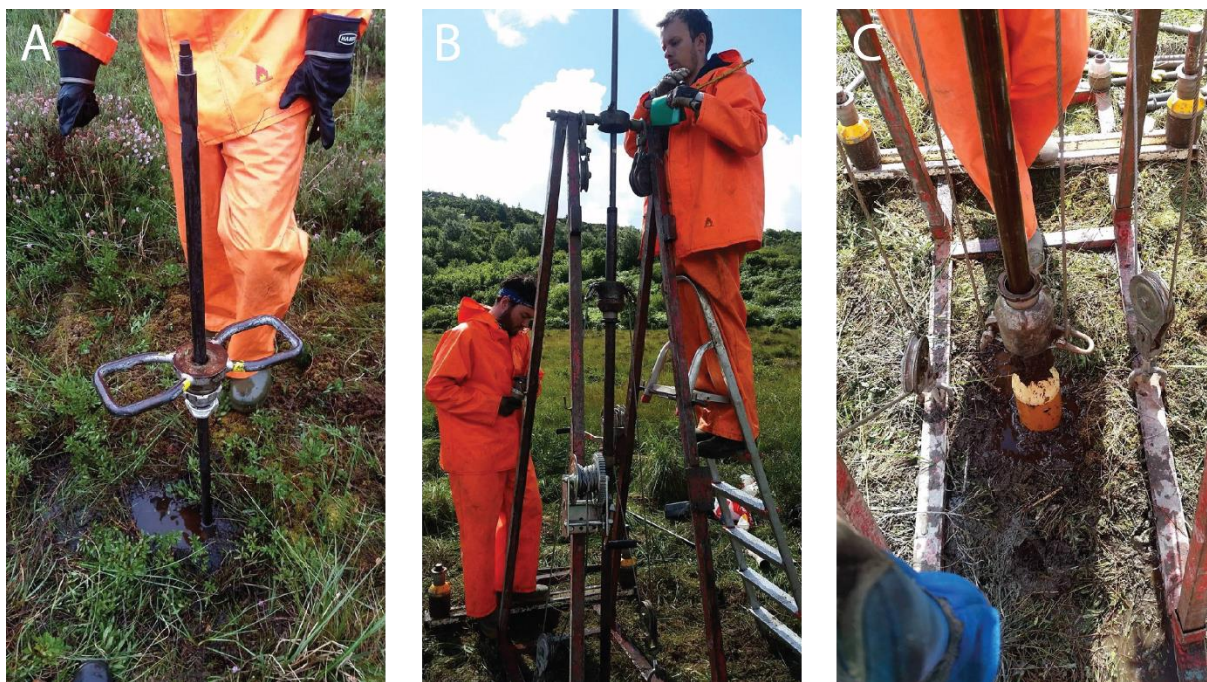
bruk av seismikken ble borepunktet justert og kjerne 507-07 og 507-08 ble tatt opp. Kjernen 507-08 blir brukt som hovedkjerne fra Gunnarstadvatnet fordi den traff berggrunn, noe som betyr at hele lagfølgen er tilstede, og sannsynligheten for god oppløsning var stor fordi kjernen ble lang.

Boknamyr

Feltundersøkelsene i Boknamyr ble utført med russerbor, GPS og stempelprøvetaker i månedsskiftet juli/august 2016. Arbeidet ble utført i samarbeid med Marie Klopstad Hernar, Oliver Grant og Kristian Vasskog. Russerbor (110 mm) og GPS ble bruk for å kartlegge myra.

Kjernene som ble tatt med russerboret ble fotografisk dokumentert i felt og beskrevet visuelt etter farge, organisk innhold, strukturer og synlige makrofossiler. Det ble boret langs transekter og kartleggingen dannet grunnlaget for bestemmelse av borepunkt med stempelprøvetageren. Det var ønskelig å velge en borelokalitet der alle lagene som ble observert i kartleggingen var representert. Det ble gjort sondérboringer (Figur 3.3 A) langs to kryssende transekt (omtrent N-S og Ø-V) med et intervall på 15 m mellom hvert borepunkt (se kapittel 4.2).

Kjernen fra borepunkt 507-09 ble tatt med en stempelprøvetaker (Figur 3.3 B-C) og ble brukt til videre analyser i dette arbeidet. Metoden følger samme prinsipp som Nesjeprøvetakeren med bruk av stempel og 110 mm brede PVC-rør. Prøvetakeren ble montert fast på en borerigg forankret i myra. Med denne metoden var det mulig å bore ned til ønsket dyp med 2 m lange seksjoner før prøvetakning, til forskjell fra Nesjeprøvetakeren som starter innskjæringen nær kontakten mellom vann og sediment. Når ønsket dybde var nådd ble stempelet låst fast før røret ble ført videre ned og fylt med sedimenter.



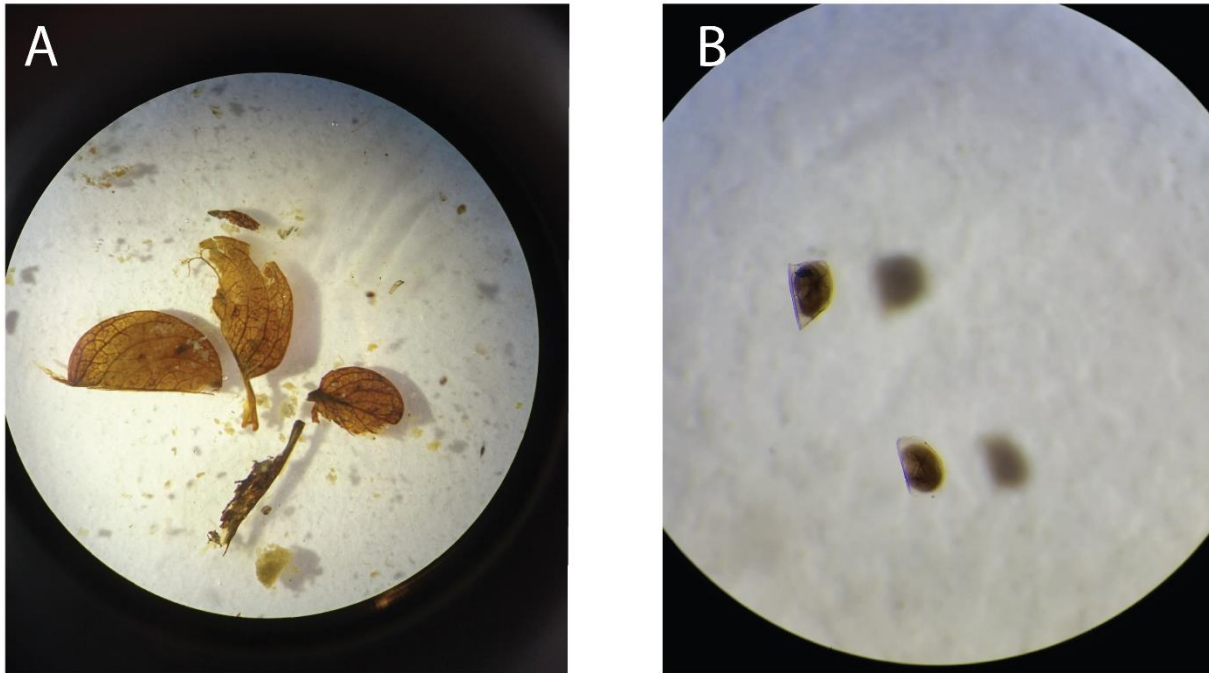
Figur 3.3: Feltarbeid på Boknamyr fra juli/august 2016. Først ble det foretatt sondérboring med russerborer (A) for å lokalisere det best egnede punktet for å hente opp arbeidskjernen med en stempelprøvetager (B og C).

3.3 Datering og aldersmodellering

For å tidfeste miljøendringer i sedimentkjernene ble det utført AMS ^{14}C -dateringer. Materiale for datering ble plukket ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTLAB) ved Institutt for geovitenskap, UiB. Prøvene ble sendt til tre ulike laboratorier: Lunds Universitet i Sverige, Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen og Beta Analytic Inc. i Florida, USA. Syv prøver fra kjerne 507-08 ble sendt til datering der én ble sendt til Sverige, tre til Florida og tre til Polen. Fra kjerne 507-09 ble det sendt inn åtte dateringer til laboratoriet i Polen.

Det foretrukke dateringsmaterialet var terrestriske planterester for å unngå problemer knyttet til hardvannseffekten og reservoaralder, men der det ikke var mulig å finne terrestriske planterester ble annet materiale brukt. Åtte av prøvene sendt inn til datering inneholdt kun bladfragmenter av terrestrisk opprinnelse, men det ble ikke gjort noe forsøk på å artsbestemme disse. En prøve bestående av polarvier (*Salix polaris*) (Figur 3.4 A) ble i tillegg sendt inn av Kristian Vasskog. Terrestriske blader er gjerne mørke i farge med tydelige årestrukturer på overflaten. Lyse, gjennomsiktige planterester uten synlig nettverk av årer ble unngått fordi det var større sannsynlighet for at disse var av marin opprinnelse. Resten av prøvene besto av terrestrisk mose, akvatisk mose og marine skjell. Prøvene bestående av terrestrisk mose ble gjenkjent som en art av slekten *Racomitrium* (pers. kom. Kristian Vasskog, 2016) og det som

trolig var en art av slekten *Polytrichum* (bjørnemose), ifølge Anne Bjune (Biologisk institutt, UiB). I tillegg ble en prøve bestående av hvilende eggsekker fra vannloppen *Daphnia spp.* (Figur 3.4 B) sendt inn, men ble raskt ansett for å gi en for høy alder, se kapittel 5.3.2 for diskusjon av dateringene.



Figur 3.4: Eksemplarer av polarvier (*Salix polaris*) (A) som ble funnet i kjernen 507-08 ved 372-375 cm dyp og *Daphnia spp.* (B) funnet i kjernen 507-08 ved 371-376 cm dyp. Det er ikke alltid materielate er like godt bevart som vist i figur A og mange av dateringene bestod av flere små fragmenter av terrestrisk materiale. Foto (A): Kristian Vasskog, UiB.

For å hente ut dateringsmateriale av kjernen ble det først tatt ut 1 cm tykke skiver av sedimentene som så ble løst opp i vann og våtsiktet. Der det ikke ble funnet tilstrekkelig materiale i én enkelt cm, ble flere skiver siktet og deretter slått sammen. I dette arbeidet ble det brukt en sikt med maskestørrelse 125 μm . Materiale ble plukket med pinsett under stereolupe, tørket i tørkeskap over natten, veid og oppbevart i steriliserte glass. Som en hovedregel ble prøver av planterester bestående av minimum 2 mg tørrvekt sendt inn til datering. For prøver bestående av marine skjell er kravet til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen, der den marine prøven ble sendt, 20-50 mg.

Når dateringsresultatene er klare blir de oppgitt i ^{14}C -år. Endringer i atmosfærens innhold av ^{14}C over tid gjør imidlertid at lengden på et «radiokarbonår» ikke er konstant ettersom vi går tilbake i tid, og det er derfor nødvendig å kalibrere radiokarbondateringer til kalenderår. Dette ble gjort ved bruk av koden Clam (2.2) (Blaauw, 2010) i programmet R (R Development Team,

2013). Clam (2.2) benytter seg av kalibreringskurven IntCal13 (Reimer et al., 2013) for terrestriske prøver.

Det var ønskelig å lage en aldersmodell som plottet alle de kalibrerte aldrene samtidig mot dypet i hver kjerne for å kunne tidsbestemme miljøendringene i bassengene. Dette ble også gjort i Clam (Blaauw, 2010). Den marine prøven måtte først kalibreres med Marine13-kurven (Reimer et al., 2013) før den kunne settes inn i aldersmodellen som baserte seg på den terrestriske kalibreringskurven IntCal13 (se kapittel 5.3.2 for diskusjon av marine dateringsprøver). I fytoplanktondiagrammene (kapittel 4.1.3 og 4.2.2) er alderene oppgitt som vektet middelvei og programmet OxCal 4.3 (Ramsey, 2009) ble brukt til dette.

3.4 Fytoplanktonanalyse

For å fastsette isolasjons-/ingresjonskontakter og avsetningsmiljø i kjernene fra Gunnarstadvatnet og Boknamyr har det i dette arbeidet blitt benyttet analyse av fytoplanktonsammensetningen i pollenpreparater (Eks: Tjemsland (1983), Kaland (1984), Vasskog (2006), Natterøy (2013), Owe (2014) og Lunnan (2016)), en metode som er tidsbesparende i forhold til klassisk diatoméanalyse (eks: Kjemperud (1981), Hafsten (1983), Lohne et al. (2004), Lohne et al. (2007) og Romundset et al. (2010)). Tjemsland (1983) gjorde et litteraturstudie av salinitetstoleransen til fytoplankton som er vanlig å finne i pollenpreparater og hennes arbeid danner mye av grunnlaget for den påfølgende inndelingen av fytoplankton i halobiegrupper. I tabell 3.1 er det gitt en oversikt over og kort beskrivelse av halobiegrupper på grunnlag av salinitetstoleranse. Artene og slektene identifisert i dette arbeidet blir i tabell 3.2 oppsummert og delt inn etter halobiegruppene i tabell 3.1.

Begrepet fytoplankton brukes om protoktister drevet av fotosyntese i suspensjon i vannkolonnen (Hoppenrath *et al.*, 2009, s.12). Fytoplanktonfloraen og produksjonen i bassenget avhenger av salinitet i tillegg til bevegelser i vannmassene, temperatur, næringstilgang, pH og vannhardhet (Bellinger & Sigeo, 2010, s.19), men i denne oppgaven vil fokuset være på hva fytoplanktons salinitetstoleranse kan fortelle om avsetningsmiljø.

Tabell 3.1: Oversikt over halobiegruppene brukt i dette arbeidet til å klassifisere fytoplankton etter salinitetstoleranse. Tabellen er basert på Tjemsland (1983) og Vasskog (2006).

Halobiegruppe	Miljø	Salinitet
Polyhalobe	Marint	$\geq 30\text{‰}$
Mesohalobe	Brakkvann	0,2-30‰
Halofile oligohalobe	Hovedutbredelse i brakkvann, kan forekomme i ferskvann	Varierer
Indifferente oligohalobe	Hovedutbredelse i ferskvann, kan forekomme i brakkvann	Varierer
Halofobe	Ferskvann	0-0,2‰

3.4.1 Preparering av fytoplanktonprøver

Før fytoplanktonanalysen kunne utføres måtte prøvematerialet prepareres for å fjerne mest mulig uønsket materiale. Det ble tatt ut 12 prøver fra 507-08 og 13 prøver fra 507-09 med et volum på én cm³ per prøve, til sammen 25 prøver, som ble preparert på Kosmolaben tilhørende Institutt for geovitenskap, UiB. Prøvene ble tatt ut på bakgrunn av litostratigrafiske tolkninger av kjernene (se kapittel 4.1.2 og 4.2.1 og Hernar (2017)). Standard prosedyre for pollenpreparering ble benyttet og er beskrevet i detalj av Fægri og Iversen (1989). Behandlingen prøvene utsettes for skal ideelt sett fjerne det meste av minerogene og uønskede organiske komponenter, mens materiale med sporopollenin i celleveggene blir bevart (Jankovská og Komárek, 2000). Sporopollenin er en komponent i celleveggen til pollen Korn, sporer og enkelte alger som sørger for at mikrofossilene blir svært resistente mot kjemisk behandling. Etter prepareringen skal prøven i teorien kun bestå av konsentrert mengde pollen, sporer og andre mikrofossiler (Fægri & Iversen, 1989, s.221). Behandling med flussyre (HF) løser opp minerogent materiale og varigheten avhenger av mengden prøvemateriale. Prøvene i dette arbeidet inneholdt betydelige mengder minerogent materiale og ble derfor satt i 40% HF og varmet til 100°C i to timer, før de ble kjølt ned og satt i avtrekksskap i romtemperatur over natten. Før prøvene kunne behandles med HF ble de behandlet med 10% saltsyre (HCl) for å fjerne kalsiumkarbonat (CaCO₃) og 10% kaliumhydroksid (KOH) for å fjerne humussyre, mens

det etter HF-behandlingen ble utført såkalt acetolyse med en blanding av eddiksyreanhydrid og konsentrert svovelsyre for å fjerne stivelse (Fægri & Iversen, 1989, s.77). Under siste vask av prøvene ble det tilsatt et fargestoff, i dette tilfellet fuksin, slik at fytoplanktonene skulle synes bedre under mikroskoperingen. Til slutt ble prøvene tilsatt noen dråper glyserol for å unngå inntørking før de ble satt på varmeplate til vannet fordampet og prøvene var klare for mikroskopering.

Til hver prøve ble det tilsatt tre kalktabletter (batchnummer 177745) med sporen lycopodium som markør i fytoplanktonanalysen. Antallet tabletter som tilsettes avhenger av mengden materiale i prøven og hver tablett som ble brukt i dette arbeidet inneholdt 18584 ± 370 lycopodiumsporer. Sporene ble tilsatt før første steg i prepareringsprosessen og ble derfor utsatt for den samme behandlingen som de naturlig forekommende mikrofossilene i prøven. Tap av prøvemateriale underveis i behandlingen har derfor hatt lik effekt på markører og mikrofossiler (Fægri & Iversen, 1989, s.84). Når lycopodiumsporene til slutt telles på samme måte som fytoplankton kan de derfor brukes til å beregne den absolute tettheten av fytoplankton i hver prøve (antall fytoplankton per cm^3) og senere også influx av fytoplankton (avsetning over tid) når disse dataene kombineres med en aldersmodell for sedimentkjernen (se kapittel 3.4.4).

3.4.2 Mikroskopering

Mikroskoperingen ble utført med et Zeiss lysmikroskop. Objektivene Zeiss Planeapo 40x/1,0 og Zeiss Planeapo 63x/1,4 med 8x okular ble tatt i bruk. Fasekontrast og immersjonsolje (518 F) ble også benyttet. I hver prøve var det ønskelig å telle >100 individer for å unngå feilaktige representeringer i prøver med lite alger. Dette viste seg å være krevende arbeid i den nedre delen av begge kjernene, der forekomsten av alger var lav (se kapittel 4.1.3 og 4.2.2). Mikroskoperingen ble utført ved pollenlaboratoriet på Institutt for biologi, UiB.

3.4.3 Slechts- og artsbestemmelse

Det vil her bli gitt en kort beskrivelse av de ulike slektene og artene funnet under mikroskoperingen. For utfyllende beskrivelse, se Vasskog (2006) og Lunnan (2016). For slekten *Pediastrum* ble bestemmelsesnøkkelen i Komárek og Jankovská (2001) brukt. *Scenedesmus spp.*, *Botriococcus barunii* og *Tetraedron minimum* er identifisert ved bruk av Jankovská og Komárek (2000). Tabell 3.2 oppsummerer artene som ble observert i dette arbeidet og hvilke halobiegruppe de tilhører.

Grønnalger

Fylumet *Chlorophytes* og klassen *Chlorophyceae*, kalt grønnalger, inkluderer flere slekter og arter enn noen annen algegruppe (Canter-Lund & Lund, 1995, s.21) og kan ha en svært varierende morfologi (Bellinger & Sigeo, 2010, s.17). Derfor var det i hovedsak grønnalgenes morfologi som ble brukt til å skille artene fra hverandre under mikroskoperingen. Generelt består grønnalger av cellekolonier, men noen arter lever som enkeltceller, for eksempel *Tetraedron minimum*. Grønnalger har ferskvann som sitt hovedhabitat, men noen arter kan også trives i vann med høyere salinitet (Vasskog, 2006). Av Tjemsland (1983) klassifiseres grønnalgene som alt fra mesohalobe arter med høy salinitetstoleranse til halofobe arter som kun forekommer ved svært lav salinitet (tabell 3.1).

Botryococcus braunii (Figur 3.5 A)

Kolonien til *Botryococcus braunii* består av mange celler som er vanskelig å skille fra hverandre. Cellene danner en rosettform som sprer seg ut fra sentrum av kolonien (Vasskog, 2006).

Scenedesmus spp. (Figur 3.5 B)

Kolonien består vanligvis av en rad med fire avlange celler som ligger parallelt, men kolonier med åtte eller 16 celler kan også forekomme. I noen tilfeller består kolonien av to cellerader. Hver randcelle kan ha to horn, men disse blir sjeldent bevart (Vasskog, 2006) og ble ikke observert under mikroskoperingen. I følge Canter-Lund og Lund (1995) finnes det hundrevis av navngitte arter og varianter av slekten *Scenedesmus*, derfor har det i dette arbeidet ikke blitt gjort noe forsøk på å skille dem fra hverandre.

Tetraedron minimum (Figur 3.5 C)

Tetraedron minimum forekommer ikke i kolonier men består av en enkelt celle. Cellen er firkantet i formen med svake fordypninger mellom hjørnene.

Pediastrum ssp. (Figur 3.5 D-M)

Slekten *Pediastrum* inneholder mange arter med runde, flate kolonier bestående av et ulikt antall celler, ofte med hornlignende utvekster (Komárek og Jankovská, 2001). I dette arbeidet er det funnet rikelige forekomster av slekten *Pediastrum* og de ulike artene er beskrevet under. Artene ble bestemt på grunnlag av formen på cellene og hornene tilhørende randcellene.

Pediastrum boryanum var. *longicorne* var arten det ble observert mest av under mikroskoperingen. Under fytoplanktonanalysen ble det også registrert «Uidentifiserte pediastrum» fordi det ble observert flere individer som hadde vokst ujevnt og dermed var vanskelig å identifisere.

Pediastrum boryanum (opptil 250 µm) (Figur 3.5 D-F): Kolonien har vanligvis en sirkulær form og består av maksimalt 256 celler. Randcellene har to horn i samme plan som kolonien adskilt av en markant V- eller U-formet fordypning. Celleveggene har vorter på overflaten. I dette arbeidet ble det valgt å skille ut to varianter av *P.boryanum* på grunnlag av karakteristisk utseende. *P.boryanum* var. *longicorne* består av celler som danner en sirkulær eller irregulær formet koloni. Randcellene har to lange horn med en dyp V-formet fordypning og celleveggene har kraftige vorter på overflaten. *P.boryanum* var. *cornutum* var også mulig å skille ut her. Denne varianten har en tett granulær overflate, og det er tydelig hull mellom cellene.

Pediastrum obtusum (opptil 144 µm) (Figur 3.5 G): Kolonien er oval til sirkulær og består av opptil 32 celler uten hull mellom hver enkelt celle. Randcellene har dype, smale nedskjæringer med to horn som hver har en svakt U-formet fordypning. Celleveggene har små vorter jevnt fordelt på overflaten.

Pediastrum angulosum (320-400 µm) (Figur 3.5 H): Kolonien har en irregulær, sirkulær eller oval form og består av opptil 128 celler. Cellene er som regel arrangert irregulært uten eller med små hull mellom. Randcellene har to korte, avrundede horn i plan med kolonien. Hornene skilles med en bred U-formet fordypning og celleveggen har en karakteristisk nettingstruktur.

Pediastrum praecox: Kolonien består av kuleformede celler uten observerte horn som ligger i ulike plan. Tjemsland (1983) påpeker at *P.praecox* kan være en misdannelse av en annen art av *Pediastrum* som oppstår under bestemte miljøbetingelser.

Pediastrum integrum (125-320 µm) (Figur 3.5 I): Kolonien er sirkulær eller irregulær og består av opptil 128 celler arrangert i et irregulært mønster. Cellene er fullstendig vokst sammen uten hull mellom hver enkelt celle. Randcellene er rundet uten fordypninger mellom to korte horn i samme plan som kolonien. Celleveggene har en granulær struktur.

Pediastrum tetras (55(-74) µm) (Figur 3.5 J): Kolonien er sirkulær eller oval og består av maksimalt 32 celler. Det er aldri hull mellom cellene og randcellene har i likhet med de indre

cellene veldig smale, U-formede fordypninger. Den ytre delen hos randcellene ender i to horn med en svak V-formet fordypning.

Pediastrum braunii (25-40 μm): Kolonien er flat, sirkulær og består av 4-16 celler. Cellene ligger tett uten åpninger mellom hver enkelt celle. Randcellene har fire korte horn, to orientert i samme plan som kolonien og to orientert i ulike plan ut fra kolonien.

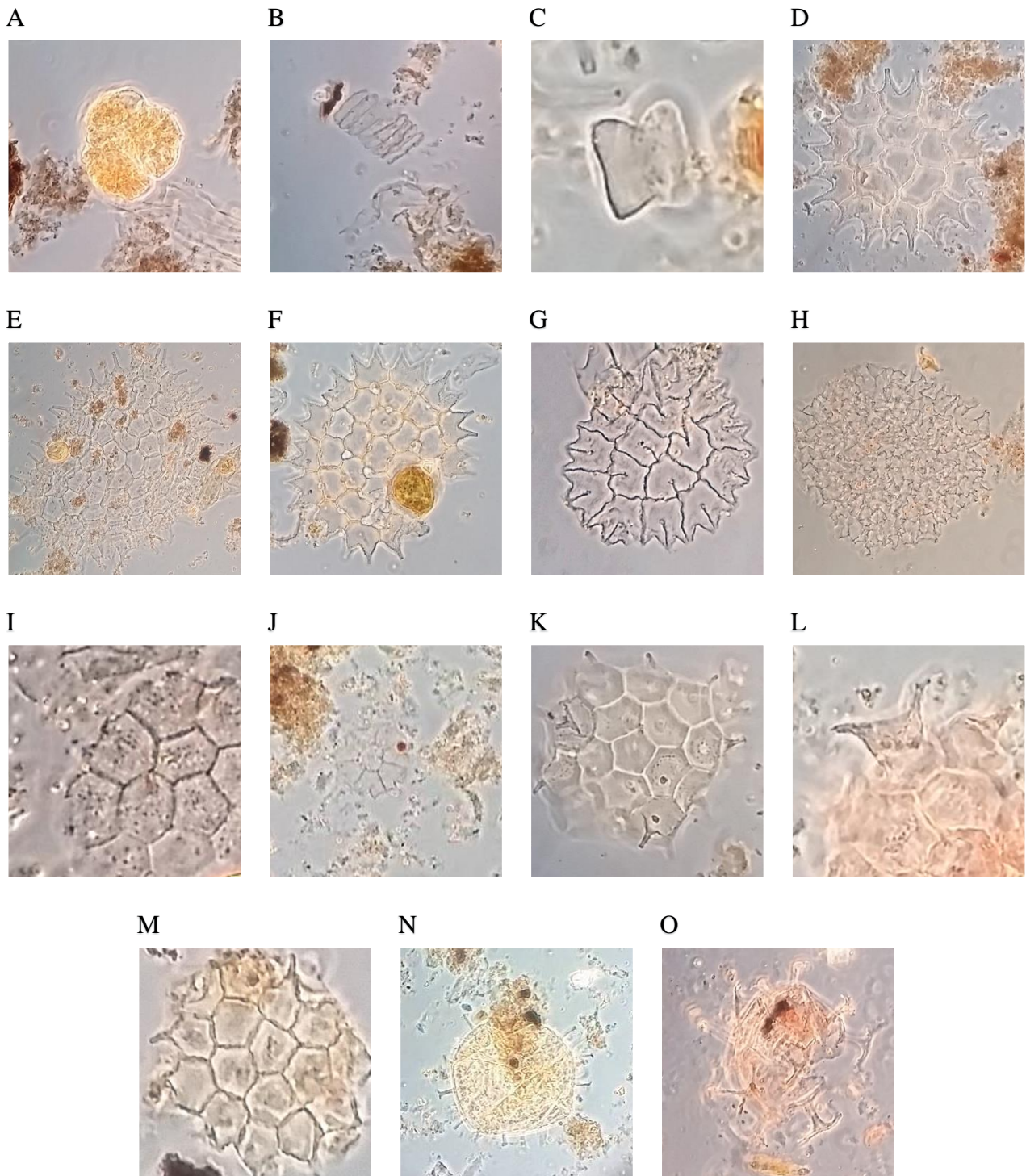
Pediastrum orientale (Figur 3.5 K): Kolonien er sirkulær eller svakt irregulær i formen og består av maksimalt 32 celler. Cellene er koblet sammen uten hull, de indre cellene danner polygon med rette sider. Randcellene har en konveks ytterside uten fordypninger med to korte horn. Hornene er orientert i ulike plan og celleveggene har vorter på overflaten.

Pediastrum kawraiskyi (opptil 100 μm) (Figur 3.5 L): Kolonien er nesten alltid sirkulær og består av 4-32 celler. De indre cellene har en polygonal irregulær form uten hull mellom. Randcellene ender i en massiv utvekst som deler seg i to sekundære horn. Disse to hornene er orientert i ulike plan. Celleveggene har til tider tydelige vorter på overflaten.

Pediastrum simplex (opptil 246 μm) (Figur 3.5 M): Kolonien er sirkulær og består av maksimalt 128 celler med eller uten hull mellom. Randcellene ender alltid i et smalt horn posisjonert i midten av cellens ytterkant. Celleveggene har vorter på overflaten.

Dinoflagellatcyster (Figur 3.5 N-O)

I botanikken omfatter dinoflagellater klassen *Dinophyceae* under fylum *Pyrrhophyta* (Evitt, 1985, s.2). Videre i oppgaven vil *Dinophyceae* bli referert til som dinoflagellater, rettere sagt dinoflagellatcyster, fordi det er cystestadiet som kan observeres i fytoplanktonpreparater. Noen få levende arter danner svært motstandsdyktige hvilecyster i løpet av livssyklusen som kan bevares i sedimentene (Evitt, 1985, s.2; Wall et al., 1997). Flesteparten av dagens dinoflagellater lever som marine plankton, men noen arter kan leve i omgivelser med lavere salinitet (Hoppenrath et al., 2009, s.114). Dinoflagellatcyster observert i dette arbeidet er derfor brukt som indikator for marint miljø og klassifiseres dermed som polyhalobe. Det ble ikke gjort forsøk på å artsbestemme dinoflagellatcystene nærmere, da disse antas å i hovedsak være marine og mangfoldet av slekter og arter er svært stor. Dinoflagellatcyster har varierende form fra oval til rund omkranset av hornlignende utvekster. Utvekstene ender i en T-form og kan variere i lengde og tykkelse.



Figur 3.5: Ulike arter og slekter av fytoplankton observert i dette arbeidet (bortsett fra *Pediastrum braunii* og *Pediastrum praecox*). Alle bildene er tatt gjennom lysmikroskop. A) *Botryococcus braunii*, B) *Scenedesmus* spp., C) *Tetraedron minimum*, D) *Pediastrum boryanum*, E) *Pediastrum boryanum* var. *longicorne*, F) *Pediastrum boryanum* var. *cornutum*, G) *Pediastrum obtusum*, H) *Pediastrum angulosum*, I) *Pediastrum integrum*, J) *Pediastrum tetras*, K) *Pediastrum orientale*, L) *Pediastrum kawraiskyi*, M) *Pediastrum simplex*, N-O) dinoflagellatcyster.

Tabell 3.2: Oppsummering av slektene/artene funnet i pollenpreparatene fra Gunnarstadvatnet og Boknamyr. Inndelingen i halobiegruppene er i hovedsak basert på Tjemsland (1983). *Lunnan (2016).

Slekt/art	Halobiegruppe
Dinoflagellatcyster	Polyhalob
Pediastrum praecox	Mesohalob
Scenedesmus ssp.	Halofil oligohalob
Tetraedron minimum	Halofil oligohalob
Pediastrum boryanum	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum var.longicorne	Indifferent oligohalob
Pediastrum boryanum var.cornutum	Indifferent oligohalob
Pediastrum integrum	Indifferent oligohalob
Pediastrum tetras	Indifferent oligohalob
Pediastrum orientale	Indifferent oligohalob*
Pediastrum kawraiskyi	Indifferent oligohalob*
Pediastrum simplex	Indifferent oligohalob*
Botryococcus braunii	Indifferent oligohalob
Pediastrum obtusum	Halofobe
Pediastrum braunii	Halofobe
Pediastrum angulosum	Halofobe

3.4.4 Fytoplanktondiagram

For å få en god og oversiktlig framstilling av data fra fytoplantonanalysen ble det laget fytoplanktondiagrammer og influx-diagrammer for hver kjerne (se kapittel 4.1.3, Figur 4.8-4.9 og 4.2.2, Figur 4.16 og 4.17). Et standard fytoplanktondiagram viser en prosentvis fordeling av de ulike slektene og artene og influx-diagrammene gir en beregning av hvor mange individer som avsettes per cm² over tid. Diagrammene ble laget i programmet CORE 2.0 (Kaland og Natvig, 1993) ved Institutt for biologi, UiB.

3.5 FlowCAM®

«Flow cytometer and microscope» (FlowCAM) fotograferer partikler suspendert i væske flytende forbi en mikroskoplinse og utfører semi-automatisk analyse av partiklene den har tatt bilde av (D’Anjou et al., 2014). Målet her var å undersøke metodens styrker og begrensninger knyttet til å gjenkjenne og estimere den relative konsentrasjonen av fytoplankton. Resultatene fra instrumentet ble sammenlignet med resultatene fra den manuelle fytoplanktonanalysen for å finne ut om FlowCAM kunne være et alternativ til den tidkrevende, tradisjonelle metoden. FlowCAM har vært tatt i bruk i biologien som et taksonomisk klassifiseringsverktøy (eks: Álvarez et al. (2012), Álvarez et al. (2014), Camoying og Yñiguez (2016)), men også i tefraanalyse for å gjenkjenne askepartikler (eks: D’Anjou et al. (2014)).

I denne oppgaven ble det testet ut hvor godt instrumentet kan skille mellom fytoplankton og andre partikler som ikke fjernes under prepareringen av prøvene. Testene ble utført under veiledning fra Eivind Støren på kronologilaboratoriet ved Institutt for geovitenskap, UiB. Det finnes ulike modeller av FlowCAM og maskinen som er tatt i bruk er fra serien FlowCAM VS (Figur 3.6).

3.5.1 Oppsett og komponenter

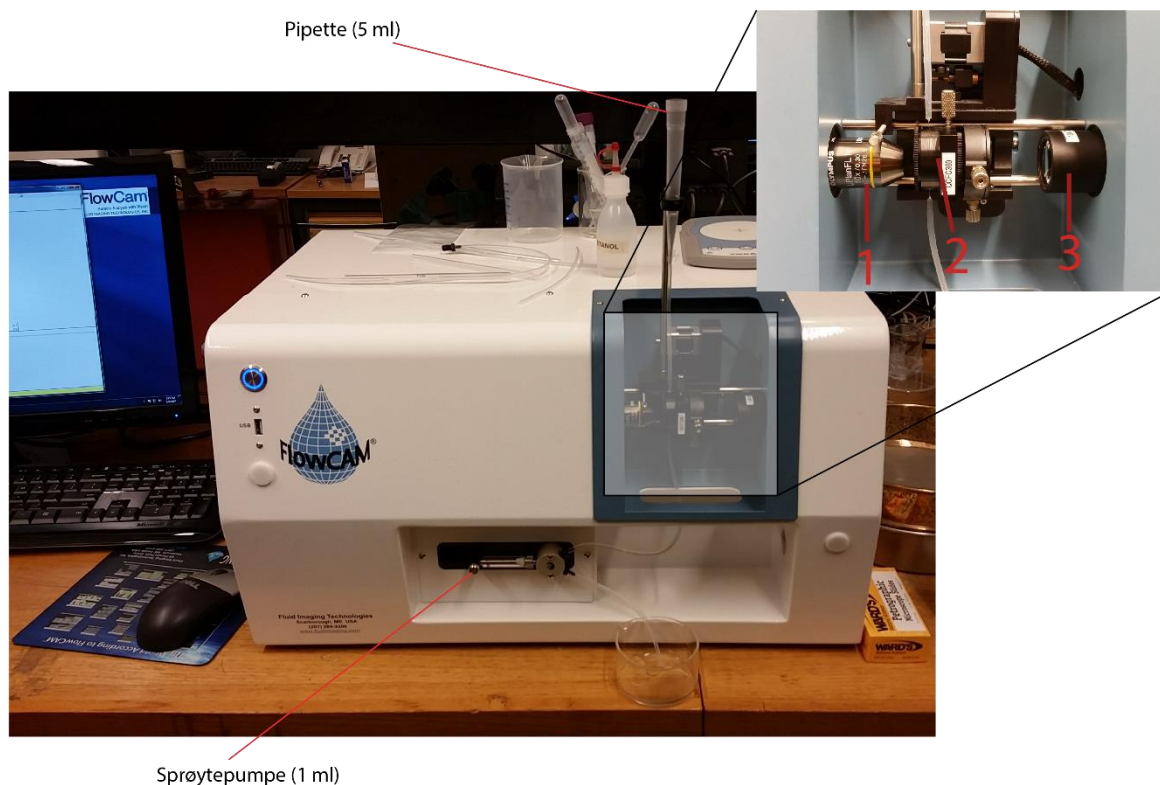
I denne oppgaven kommer ikke den avanserte elektronikken og optiske delene til å bli gjennomgått i dybden, men de viktigste komponentene og innstillingene som kreves for å replisere forsøkene vil bli oppsummert. Instrumentet skal kunne raskt telle, ta bilder av og analysere partikler i strømmende væske. Den kombinerer egenskapene til strømningscytometri, mikroskopering og fluorescens deteksjon (Spendling, 2014). FlowCAM ble opprinnelig utviklet for undersøkelser av marine plankton og kan ta bilder av partikler med en diameter mellom 2 µm og 2 mm (FlowCAM, 2017).

Oppsettet til instrumentet kan tilpasses prøvene som skal analyseres, og det viktigste momentet er at størrelsen på cellen må tilpasses partikkelstørrelsen. Prøven blir trukket gjennom en strømningscelle ved hjelp av en sprøytepumpe der de passerer en laser. Partikler med nok lysspredning som passerer laseren vil trigge kameraet som tar bilder gjennom et mikroskop, mens partiklene strømmer gjennom cellen (FlowCAM, 2017). Collimatoren forsterker lys og er tilpasset objektivet som brukes (tabell 3.3). Når prøven har passert cellen blir den pumpet ut i en beholder og kan brukes på nytt hvis det er behov for det. Programvaren heter

VisualSpreadsheet og her lagres partiklens egenskaper og bilder fortløpende (Spendling, 2014).

Tabell 3.3: Oppsettet av instrumentet som ble brukt under forsøkene. En detaljert beskrivelse over hvilke komponenter som er anbefalt å bruke sammen finnes i manualen (Spendling, 2014)

Oppsett brukt under forsøkene	
Collimator (brukt for å forsterke lys)	10X
Celle	FC100 (100 μm i dybde, 2000 μm vid)
Objektiv	10X
Feste for celle	QCFC300
Pump tubing	0.16 cm
Sprøytepumpe	1,0 ml
Pipette	NF505 (5 ml)
Størrelse på Nitex-filer (bildefilter)	NM-100 (100 μm)



Figur 3.6: FlowCAM VS er modellen som ble brukt i denne undersøkelsen. Prøven ble tilsatt pipetten, strømmet forbi objektivet (1) gjennom strømningscellen (2) og ut via en sprøytepumpe. Collimatoren (3) forsterker lyset og er tilpasset objektivet.

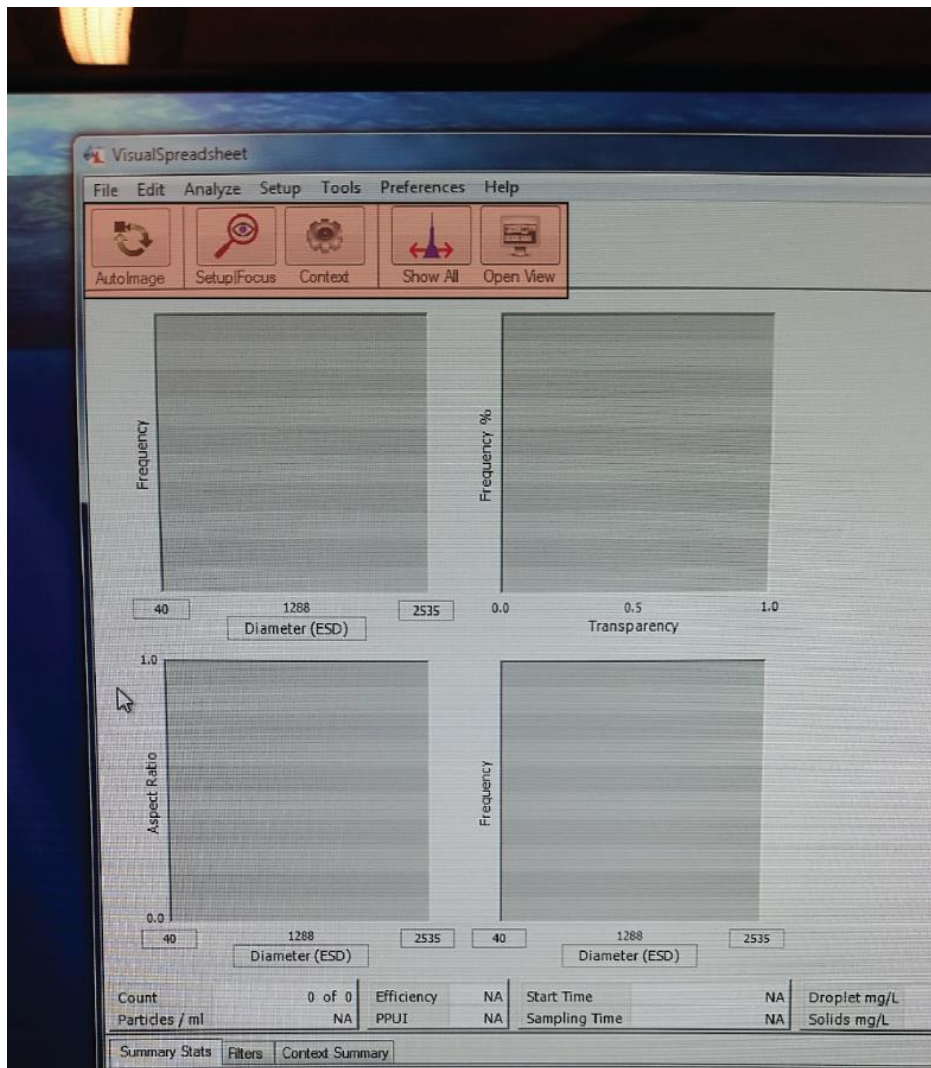
3.5.2 Innstillinger i VisualSpreadsheet

Programvaren VisulaSpreadsheet (Figur 3.7) ble brukt for å utføre forsøkene. For å få gode bilder måtte partiklene være i fokus og dette ble gjort i modusen «Setup|Focus». Først ble det tilsatt ca. 2 ml fortynnet prøve til pipetten som ble skylt gjennom cellen slik at linsens fokus kunne testes. Det ble først gjort et grovfokus og om det var nødvendig ble det gjort finjusteringer av fokuset i verktøyet «Enable manual focus».

Ved å trykke på «Context» (Figur 3.7) var det mulig å gjøre en rekke endringer, tabell 3.4 oppsummerer innstillingene brukt i dette arbeidet, for eksempel strømningshastighet, bilder pr. sekund, filterstørrelse m.m. Først ble den nedre filterstørrelsen satt til 10 μm , men instrumentet tok da svært mange bilder av små partikler som ikke var av interesse. I nesten forsøk ble den nedre partikkelstørrelsen satt til 20 μm , som viste seg å være mer praktisk fordi mengden av bildematerialet ble mer håndterlig, i tillegg er de fleste fytoplankton av interesse større enn 20 μm . For å starte prøvetagningen ble «AutoImage» modus brukt og i «Open View» var det mulig å se gjennom bildene fra den aktuelle prøven og sortere de etter forhåndslagde biblioteker eller ulike partikkelegenskaper som størrelse, form m.m.

Tabell 3.4: Innstillingene gjort i VisualSpreadsheet under forsøkene. Endringene ble gjort i «Context» (Figur 3.7).

Innstillinger i «Context» (VisualSpreadsheet)	
Partikkelsegmentering	Mørk terskel 18,00 Lys terskel 18,00
Distanse til nærmeste partikkel	10 μm
Antall bilder per sekund	20 bilder s^{-1}
Varighet av LED-blits	38,00 μs
Close holes (fyller inn små hull i bildet)	3
Strømningshastighet	0,160 ml/min
Filterstørrelse	Diameter min: 20,00 μm maks: 10000 μm



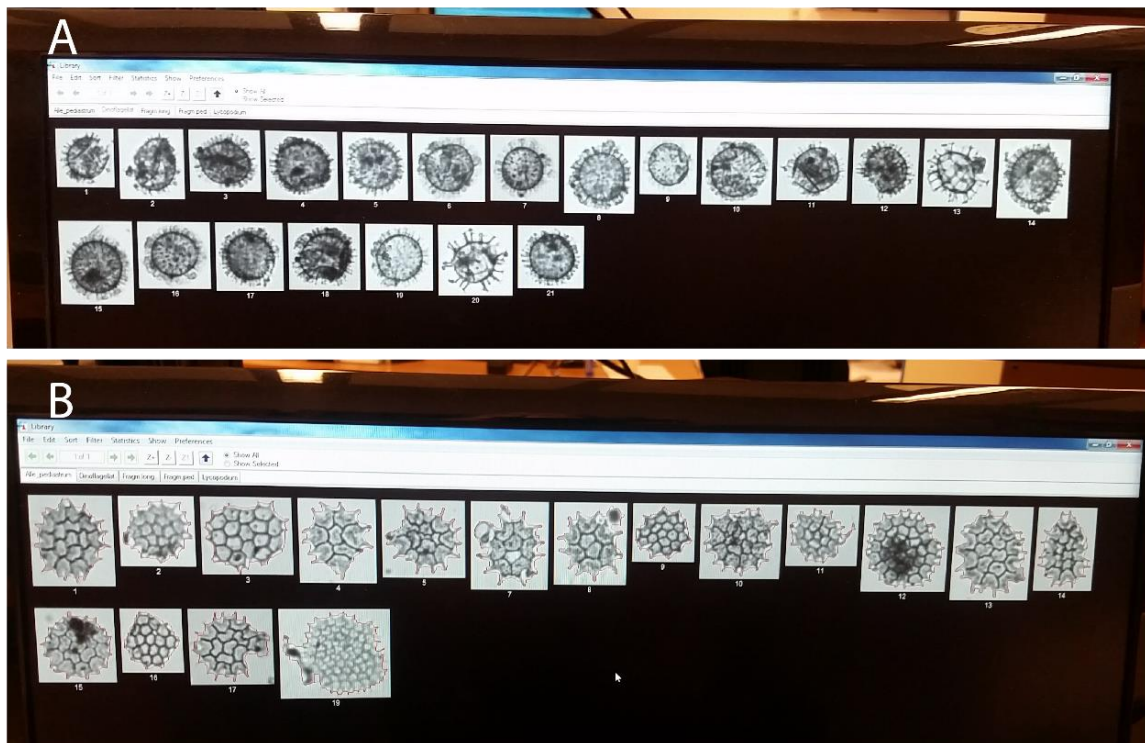
Figur 3.7: Åpningsvinduet i VisualSpreadsheet som er programvaren tilhørende instrumentet FlowCAM. Den røde boksen markerer fanene som ble brukt for å utføre ulike kommandoer tilpasset hvert enkelt forsøk.

3.5.3 Oppbygging av et referansebibliotek

For at programvaren skal kunne skille fytoplankton fra andre partikler må det bygges opp et bibliotek bestående av bilder av god kvalitet. Dette biblioteket kan VisualSpreadsheet så bruke som referanse for å sammenligne med partikler i nye prøver som blir kjørt gjennom FlowCAM. I VisualSpreadsheet kan alle bildene fra hver prøve åpnes ved å trykke File > Open list og velge den prøven som skal undersøkes. Ved å trykke «Open View» (Figur 3.7) kommer alle bildene fra den aktuelle prøven til syne. Partiklene sorteres automatisk etter bildenummer (ID), men kan sorteres etter over 30 ulike parametere som symmetri, intensitet, sirkularitet m.m. I dette arbeidet ble parametrene sirkularitet og gjennomsiktighet mest brukt fordi mange fytoplankton

har en sirkulær form. Partiklene kan filtreres etter ulike bibliotek under Filter > «Like Library Particle (Statistical) From» og bildene som ligner mest på partiklene i det aktuelle biblioteket blir markert med rødt.

Det ble lagt mye arbeid i å finne ut hvordan bildene skulle sorteres i ulike biblioteker. Først ble det forsøkt å lage egne bibliotek for arter av *Pediastrum* som har en karakteristisk morfologisk form, som eksempel for *P.boryanum* og *P.boryanum* var. *longicorne*. Det viste seg imidlertid at det var vanskelig å artsbestemme *Pediastrum* ut ifra bildene, derfor ble det laget et bibliotek for slekten *Pediastrum* uavhengig av arter (Figur 3.8). I tillegg ble det laget et bibliotek for dinoflagellatcyster. I hver prøve ble alle bildene gjennomgått slik at de beste bildene ble plassert i bibliotekene. Et godt bilde måtte ha god fokus på partikkelen, partikkelen måtte være hel og så langt det var mulig ikke henge sammen med andre partikler.



Figur 3.8: Prøvene ble sortert med utgangspunkt i bibliotekene for dinoflagellatcyster (A) og *Pediastrum* (B). Det var ikke nødvendig å ha mange bilder i hvert bibliotek, det viktige var at bildene var av god kvalitet.

3.5.4 Fremgangsmåte under forsøket

Prøvematerialet som ble benyttet under forsøkene var det samme som ble preparert etter standard prosedyre for pollenpreparering og tatt i bruk i fytoplanktonanalysen (kapittel 3.4.1). To-tre dråper av konsentrert prøvemateriale ble siktet med maskestørrelse 80 μm . Først ble det forsøkt med en sikt med maskestørrelse 100 μm og en celle med størrelse 100 μm og en med 80 μm . Cellen 80 μm ble for smal da den gjentatte ganger ble tettet igjen av materiale. Etter flere forsøk viste det seg at en sikt med maskestørrelse 80 μm og en 100 μm celle var den beste kombinasjonen. Etter at den konsentrerte prøven var siktet ble prøven tynnet ut i destillert vann til den målte ca. 20 ml. Prøven ble ført over i pipetten (Figur 3.6) og i VisualSpreadsheet ble FlowCAM stilt inn som vist i tabell 3.4 og tellingen kunne starte. Forsøket ble avsluttet ved 20 000 tellinger slik at mengden med bildemateriale skulle bli håndterbart. I noen av forsøkene ble tellingen stanset tidligere fordi partiklene satte seg fast i cellen. Etter hver prøve ble det skylt tre ganger med destillert vann og en gang med alkohol for å bli kvitt eventuelle partikler som satt igjen i cellen eller slangen.

For å teste hvor godt FlowCAM kjenner igjen partikler ved bruk av referansebibliotekene ble det satt opp en enkel framgangsmåte som vist under. Resultatene presenteres i kapittel 4.3 og fremstilt i grafer (Vedlegg 3-6). De preparerte prøvene var undersøkt med mikroskopering før testene med FlowCAM, for å kunne bedømme hvor godt metoden fungerte.

1. Fire ulike prøver ble undersøkt: To med høye forekomster av *Pediastrum* og to med høye forekomster av dinoflagellatcyster.
2. Hver prøve ble filtrert både med *pediastrumbiblioteket* og *dinoflagellatcystebiblioteket*.
3. Maskinen markerer partikler den mener er *Pediastrum*/dinoflagellatcyster. For hver prøve ble det telt hvor mange av partiklene som ble markert rødt som faktisk var *Pediastrum*/dinoflagellatcyster og hvor mange partikler som ikke var det men likevel ble markert rødt.
4. Prøven ble undersøkt for å se hvor mange *Pediastrum*/dinoflagellatcyster som ikke ble markert rødt.

4 Resultater og tolkning

4.1 Gunnarstadvatnet

UTM: 32 V 295057 6569739 (borepunkt for kjerne 507-08).

Terskelhøyde: 17,44 m o.h. (målt med differensiell GPS).



Figur 4.1: Fotografi av Gunnarstadvatnet sett mot sør-vest. Terrenget rundt bassenget er preget av bart fjell og lav vegetasjon med mindre klynger av grantrær, mens det på den nordlige bredden vokser større løvtrær (til høyre i bildet). Bildet er ikke tatt på samme tidspunkt som feltundersøkelsene fant sted, men ved en senere anledning.

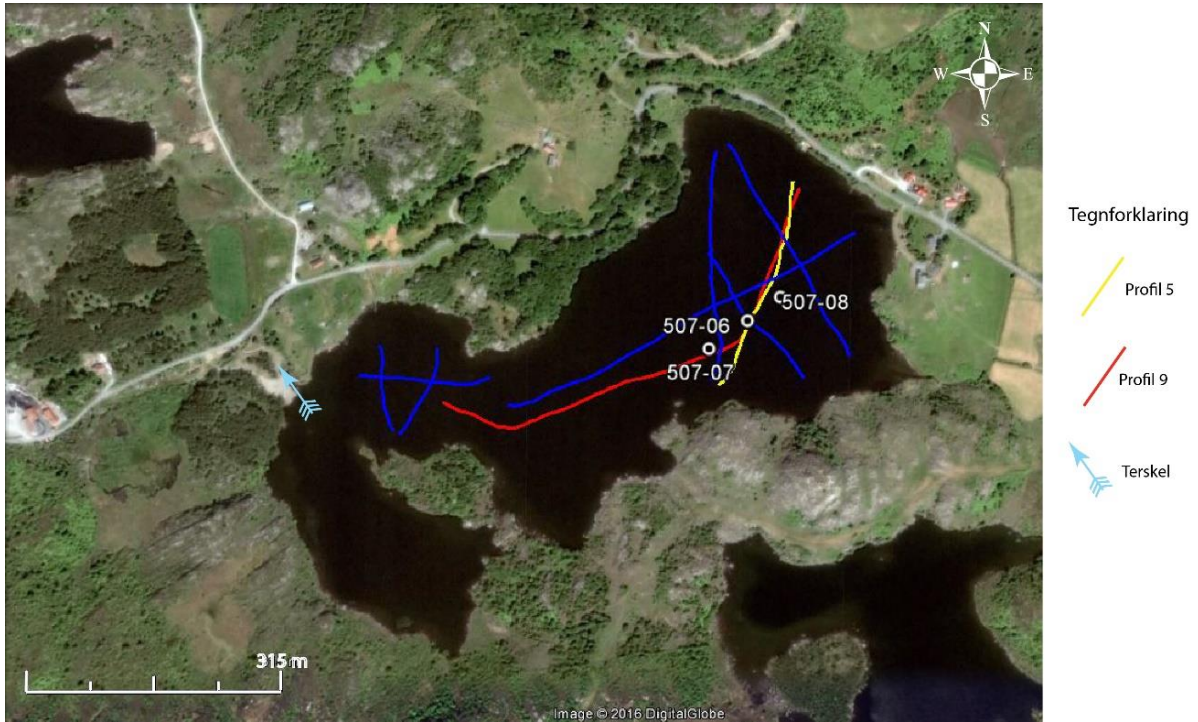
Gunnarstadvatnet (Figur 4.1) er et innsjøbasseng på nordvestsiden av Vestre Bøkn (kapittel 2.2, Figur 2.3) med et areal på omtrent 0,25 km². Det er ikke funnet litteratur som indikerer at det er gjort havnivåundersøkelser fra denne innsjøen tidligere. Ved den nordøstlige bredden ligger det bebyggelse samt et flatt område som i dag er beitemark for husdyr. Det høyeste punktet på øya, Boknafjellet, ligger rett øst for lokaliteten. Bassengets utløpsterskel ligger i nordvest (Figur 4.2) og det er bygget opp en liten (ca. 0,5 m høy) demning ved innsjøens utløp. Den naturlige terskelen ble målt i berggrunnen i utløpet like foran demningen med en differensiell GPS. En differensiell GPS kan måle høyder med en nøyaktighet ned på centimeternivå, det er derfor

liten usikkerhetsmargin knyttet til selve målingen av terskelen. Det er ingen tegn på at løsmasser har bygget opp terskelen for senere å ha blitt erodert bort.

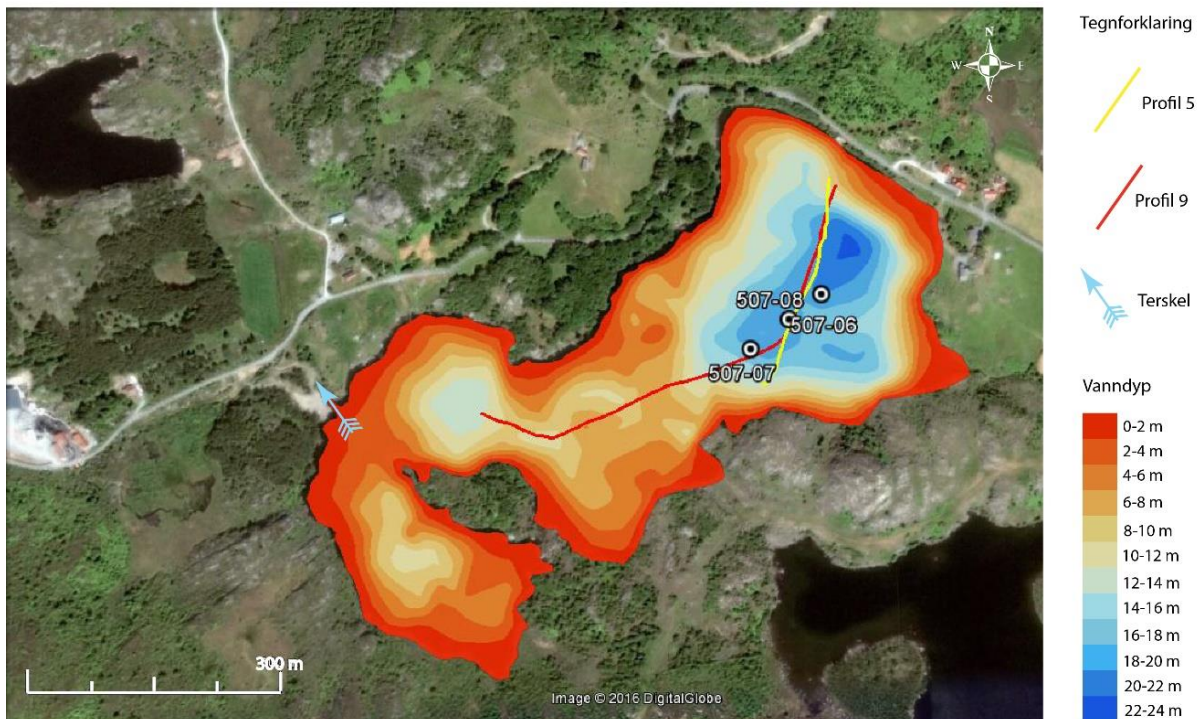
4.1.1 Seismikk

Som nevnt tidligere ble det tatt tre kjerner fra Gunnarstadvatnet der 507-08 fungerer som hovedkerne (kapittel 3.2). Ni seismiske lengde- og tverrprofiler ble samlet inn med chirp, der profil 5 og 9 ble brukt for å bestemme borepunktene (Figur 4.2 og 4.3).

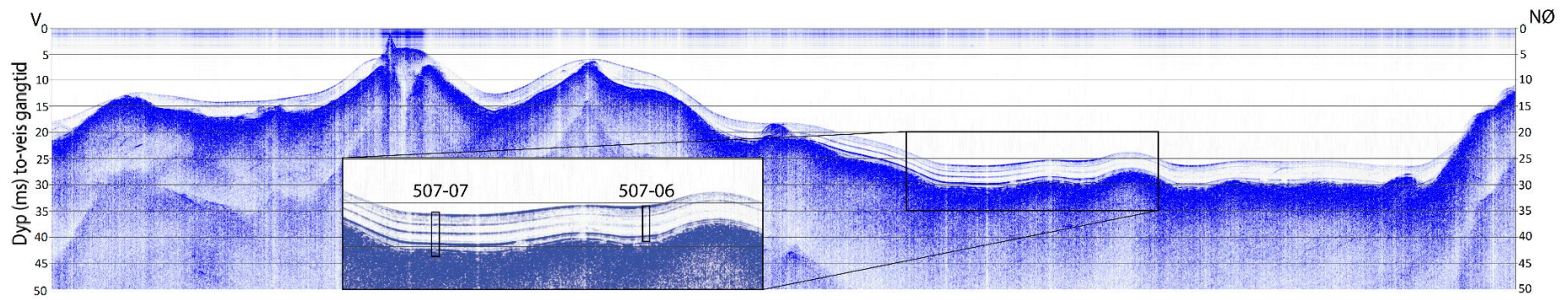
Den totale sedimenttykkelsen i bassenget ble anslått til å være 4-5 meter basert på omregning fra toveis gangtid med en lydshastighet på 1500 m/s. Ut ifra seismikken er det noe uklart hvor dypt grensen til grunnfjellet ligger da grunnfjell og morenemateriale kan fremstå likt på seismikken (Figur 4.4 og 4.5). Den lengste kjernen (507-08) er 435 cm lang, noe som ut fra seismikken tyder på at hele lagrekken skal være representert. Ingen av kjernene inneholder morenematerialet i bunnen, noe som tyder på at kjernen stoppet i grunnfjell, eller eventuelt i store moreneblokker. Enkelte tydelige reflektorer kan observeres i den seismiske stratigrafien, og flere av disse kan spores kontinuerlig over store deler av bassenget. Dette tyder på at reflektorene er knyttet opp mot endringer i sedimentasjonsmiljø i bassenget og ikke skred eller andre hendelser som kun påvirker enkeltdeler av bassenget. Reflektorene er kontinuerlig i den delen av bassenget der kjernene ble tatt, noe som tyder på at lagrekken her skal være uforstyrret.



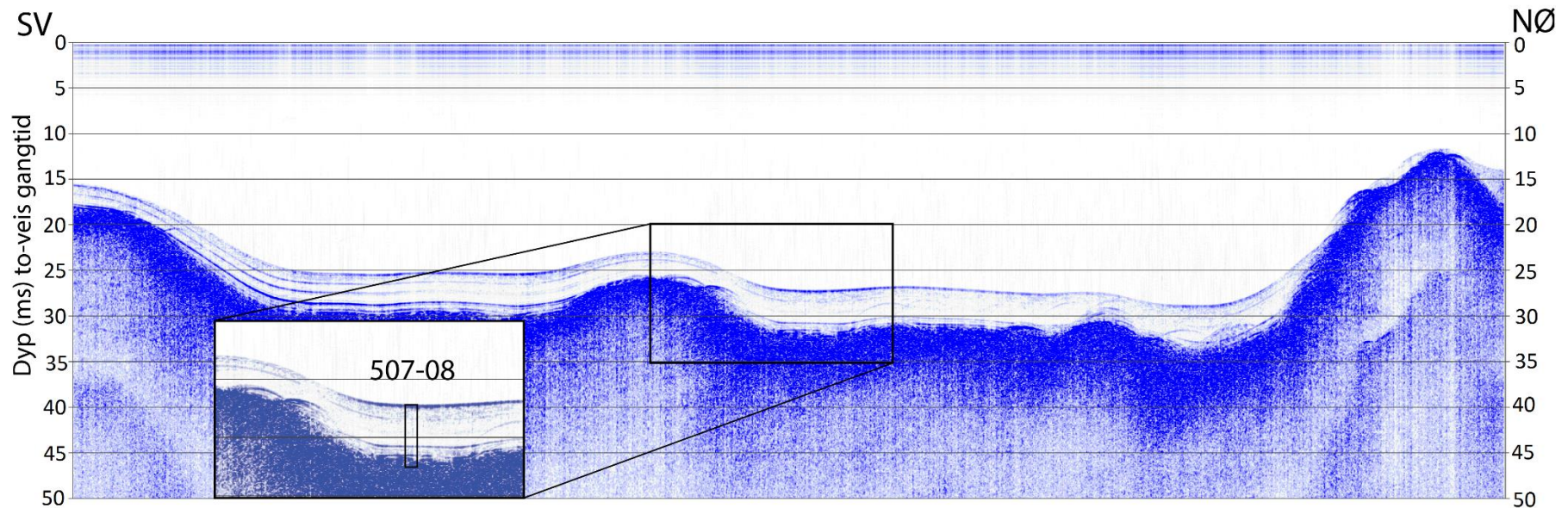
Figur 4.2: Gunnarstadvatnet sett i GoogleEarth med linjene som markerer de ni tverr- og lengdeprofilene som ble kjørt opp med chirpen. Kjerne 507-06 og 507-07 ble tatt langs profil 9, mens 507-08 ligger nærmest profil 5. Den blå pilen markerer terskelen og utløpet fra bassenget mot NV.



Figur 4.3: Det batymetriske kartet dannet med ekkoloddundersøkelser og borepunktene fra Gunnarstadvatnet satt inn i GoogleEarth viser dypet i innsjøen. Den blå pilen markerer terskelen og utløpet fra bassenget mot NV. Det dypeste punktet i bassenget ligger nær den nordøstlige bredden der innsjøbunnen skrår raskt, og kjerne 507-08 ble derfor tatt litt utenfor det dypeste punktet for å unngå bratte sider og eventuelt utraste sedimenter.



Figur 4.4: Seismikken fra profil 9 (figur 4.2 og 4.3). Dypet oppgis i to-veis gangtid (ms) og må regnes om hvis man ønsker en dybdeskala i meter. For å oppnå dette ble en hastighet på 1500 m/s tatt i bruk, som etter omregning betyr at hvert intervall (5 ms) tilsvarer 3,75 m. Den sorte firkantene viser hvor kjernene 507-06 og 507-07 ble tatt.



Figur 4.5: Seismikken fra profil 5 (figur 4.2 og 4.3). Dypet blir oppgitt i to-veis gangtid (ms) og hvert intervall (5 ms) tilsvarer 3,75 m. Den sorte firkanten viser hvor kjernen 507-08 ble tatt.

4.1.2 Litostratigrafi

De litostratigrafiske beskrivelsene av 507-08 fra Gunnarstadvatnet ble utført av Hernar (2017) og dette delkapittelet gir en rask oppsummering av resultatene og tolkningene (Figur 4.7). For resultater fra XRF-analyse, se Hernar (2017) Enhetene ble navngitt med G (for Gunnarstadvatnet) etterfulgt av et nummer fra 1-7.

Enhet G1 (436-374 cm) består i hovedsak av silt med en gradvis fargeendring fra lys til mørk olivengrå oppover, og inneholder spredte gruspartikler. Tynne lamina er synlig, og blir tettere mot toppen av enheten. Glødetapsverdiene er lave (<5%) og det kan ikke observeres skjellfragmenter eller formainiferer. Enheten er tolket til å bestå av marine sedimenter på bakgrunn av glødetapsverdiene og de minerogene sedimentene.

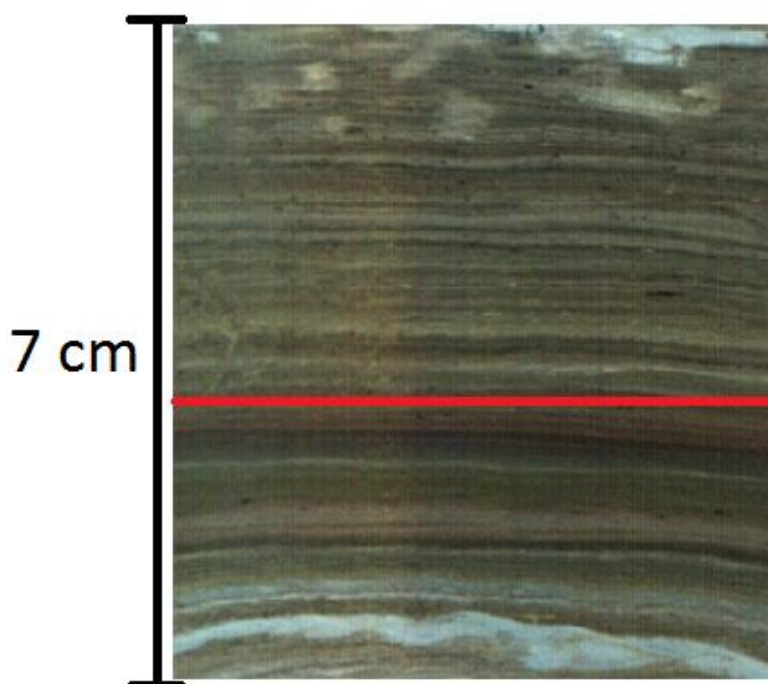
Enhet G2 (374-367 cm)

består av fint laminerte silt i sterke farger (Figur 4.6). Glødetapet stiger jevnt oppover i enheten til 15%, men faller mot toppen. En indikator som brukes for å gjenkjenne

isolasjonskontakter ut fra litostratigrafien er nettopp denne typen mørke, laminerte soner. Laminering av sedimentene kan indikere en stratifisering av vannsøylen

der saltvann har lagt seg under ferskvannet (Long et al.,

2011) og det kan oppstå et anoksisk miljø ved innsjøbunnen. Den laminerte sonen kan forekomme som en brakkvannsfase før isolasjonen og den lakustrine fasen (Kaland et al., 1984). På grunnlag av den karakteristiske lamineringen tolkes enheten til å reflektere en brakkvannsfase i perioden der bassenget ble isolert.



Figur 4.6: I enhet G2 (374-367 cm) ble det observert fargesterke lamineringer. Den fytologiske isolasjonskontakten er satt til 370 cm (kapittel 4.1.3) og markert med rød strek rett over den sterke laminerte sonen.

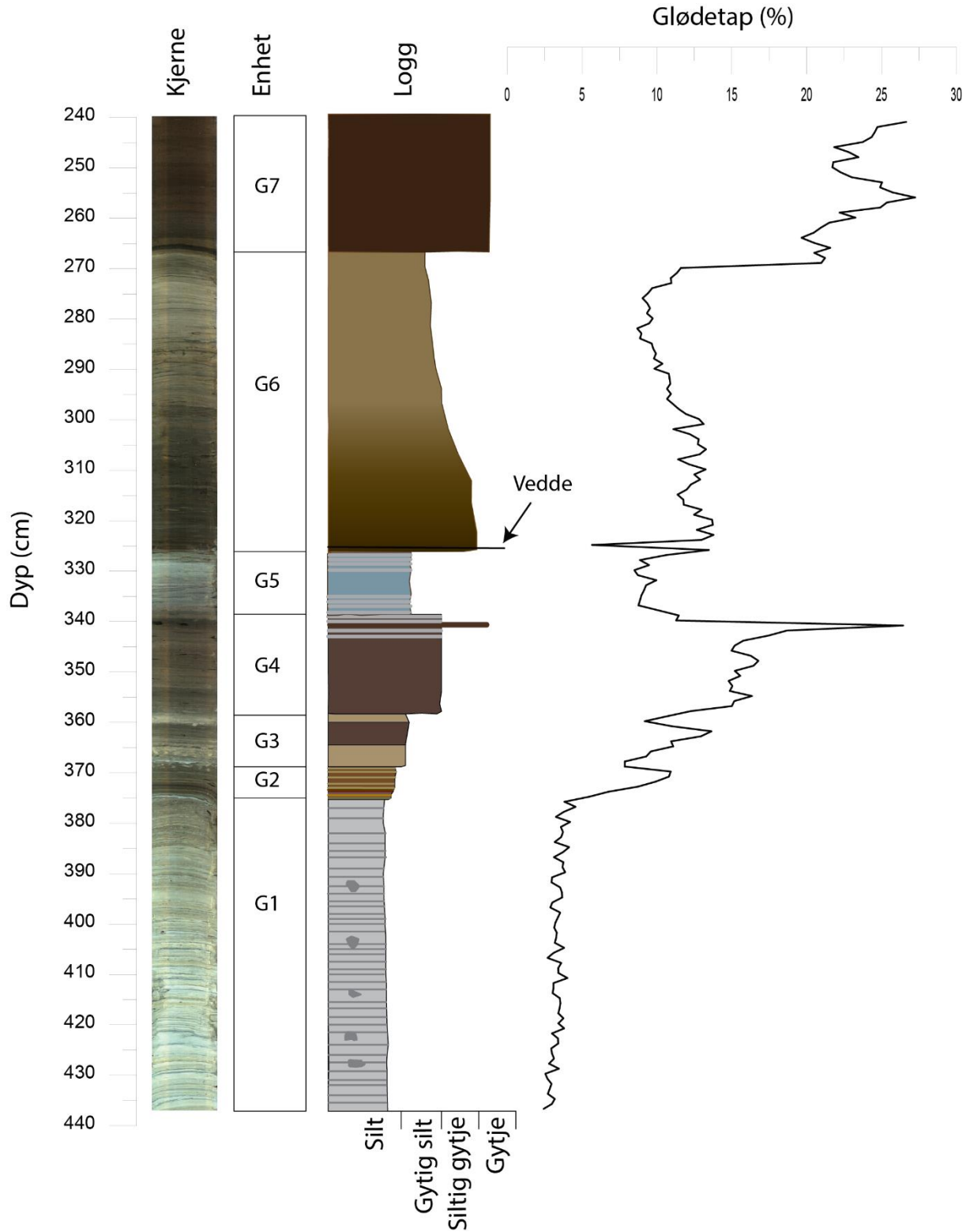
Enhet G3 (367-360 cm) viser svakt laminert silt med en gradvis fargeendring fra lysebrunt til mørkebrunt. Den øvre grensen er brå og glødetapet stiger oppover enheten fra 7% til 12%, men faller igjen i toppen. Enheten er tolket til å reflektere starten på ferskvannssedimentasjonen på grunnlag av den underliggende brakkvannsfasen samt fargeendringen og det stigende glødetapet.

Enhet G4 (360-339 cm) er i likhet med enhet G3 svakt laminert og består av silt, men sedimentene i G4 har en mørkere brunfarge. Den øvre grensen er skarp og glødetapet stiger fra 9% i bunn av enheten mot 26% i øvre grense. Enheten er tolket til å reflektere fortsettelsen av ferskvannsfasen på grunnlag av de høye glødetapsverdiene og fargen.

Enhet G5 (339-325 cm) består av olivengrå silt med tydelige lamineringer mellom 330 cm og 325 cm. Glødetapet faller fra starten av enheten og holder seg stabilt rundt 10% mot den skarpe øvre grensen. Veddeasken (Mangerud et al., 1984) er trolig funnet ved 327 cm (pers. kom. Haflidi Haflidason og John Inge Svendsen, 2017). Enheten er tolket til å gjenspeile en overgang til marin sedimentasjon, altså en brakkvannsfase, på grunnlag av den tydelige lamineringen og nedgangen i glødetap.

Enhet G6 (325-266 cm) har en skarp øvre grense og består av laminert silt der lamineringen blir tettere de siste centimeterne opp mot denne grensen. Fargen endrer seg gradvis fra mørkebrun til gråbrun oppover i enheten. Det ligger gruspartikler mellom 315 cm og 317 cm. Glødetapet faller fra 15% til 10% oppover, men stiger kraftig i overgangen til neste enhet. Enheten er tolket til å reflektere en marin fase der den tette laminerte øvre grensen markerer starten på en brakkvannsfase. Tolkningen er gjort på grunnlag av det lave glødetapet som stiger kraftig der den sterke lamineringen mot den øvre grensen starter.

Enhet G7 (266-240 cm) starter med svakt laminert brun siltig gytje og glødetapsverdiene stiger raskt til omtrent 25%. Dette er tolket til å være lakustrin gytje som reflektere en lakustrin innsjøfase.



Figur 4.7: Bildet av kjernen 507-08 med de viktigste litostratigrafiske enhetene (G1-7), logg og glødetapskurven. Modifisert fra Hernar (2017).

4.1.3 Fytoplanktonanalyse

Tolkning og fastsetting av fytologiske isolasjons- og ingresjonskontakter kan være utfordrende og ulike kriterier har blitt brukt i ulike studier. Et kriterium som går igjen er at isolasjonskontakten blir satt i overgangen der de indifferente oligohalobe artene starter å dominere den totale fytoplanktonsammensetningen. Men spørsmålet er hvor i tidevannssonen terskelen til bassenget befinner seg når dette inntreffer, altså hvor ofte det fortsatt får tilførsel av saltvann. Det har ofte vært antatt at dette tilsvarer nivået der bassenget er hevet over HAT (Lohne et al., 2007), men dette har ikke vært underbygget av dirkete observasjoner. Owe (2014) studerte et basseng hvor terskelen i dag ligger i nivå med middel høyvann, et nivå som ligger noe lavere enn HAT, og som betyr at bassenget regelmessig (ukentlig i gjennomsnitt) får tilført saltvann. I sedimentprøver fra innsjøbunnen fant Owe (2014) en klar dominans av indifferente oligohalobe arter, mens dinofalegllatcyster utgjorde ned mot 10%. I denne oppgaven velges det derfor å definere både isolasjons- og ingresjonskontakter som det nivået der dinoflagellatcyster utgjør omtrent 10% av fytoplanktonsammensetningen, da dette ut i fra Owe (2014) sine observasjoner kan tolkes til at bassengets terskel ligger nær middel høyvann. Det vil alltid være noe usikkerhet rundt denne type fastsetting av kontakter, og dette er diskutert videre i kapittel 5.3.1. Det er verdt å merke at litostratigrafiske endringer (Hernar, 2017) og funn av andre mikro- og makrofossiler kan være med på å støtte opp om tolkningen av kontaktene.

Resultatene ble beskrevet og delt inn etter miljøtolkninger, henholdsvis i marine faser, brakkvannsfaser eller lakustrine faser. Fasene kunne inneholde flere spekter som ble navngitt med G og dypet i cm for prøven. Et spekter er dybden der prepareringsprøven er tatt ut og kan inneholde flere objektglass med fytoplankton som senere blir lagt sammen. Figur 4.8 viser fytoplanktondiagrammet for Gunnarstadvatnet med den relative fordelingen av arter og slekter, mens Figur 4.9 viser influx-diagrammet.

Marin fase: spekter G410-G377

Det ble observert svært få fytoplankton i spektrene G410-G377 og resultatene fra disse spektrene vil derfor ha en betydelig usikkerhet i miljøtolkningen. Det ble observert fem dinoflagellatcyster til sammen i disse tre spektrene og noen fragmenterte *Pediastrum*. I spekter G377 ble det observert tre *Pediastrum kawraiskyi* som blir regnet som en indifferent oligohalob art i dette arbeidet. Influx-verdiene i alle tre spektrene er svært lav. På forhånd ble det satt et krav om å telle >100 individer i hvert spekter for å få et statistisk robust grunnlag for å regne ut

prosentverdier i fytoplanktondiagrammene (kapittel 3.4.2). I G410-G377 viste det seg å ikke være mulig i praksis og det ble derfor nødvendig å bruke litostratigrafiske observasjoner i tillegg til fytoplankton i den endelige miljøtolkningen i bunnen av kjerne 507-08 (se kapittel 4.1.2). Rett over spekter G377 observeres det en sone som starter ved 374 cm med tydelig laminering i mørkere, sterkere farger (kapittel 4.1.2). Endringen tolkes til å markere isolasjonen av bassenget og en overgang fra marint til lakustrint miljø, derfor tolkes fasen til å reflektere et marint miljø. Det ble ikke observert foraminiferer eller skjell som kan støtte opp om tolkningen.

Aage Paus ved Institutt for biologi, UiB, har sett etter pollen i G377 og konstanterer at det ikke finnes pollen i dette spekteret, noe som kan tyde på et kaldt klima og lite vegetasjon eller høy sedimentasjonsrate.

Fytologisk isolasjonskontakt og lakustrin fase: spekter G374-G333

Forekomsten av dinoflagellatcyster er jevnt avtagende fra G374 til G333. G374-G333 domineres av indifferente oligohalobe arter, i hovedsak *Pediastrum boryanum*, *Pediastrum boryanum* var. *longicorne* og *Pediastrum integrum*. Tjemsland (1983) påpeker at *P. boryanum* har en vid salinitetstoleranse, men er likevel klassifisert som en indifferent oligohalob art, noe som også gjelder *P. boryanum* var. *longicorne* og *P. integrum*. I Tjemsland (1983) sitt arbeid sammenfaller forekomsten av *P. boryanum* og *P. integrum*, men antallet *P. integrum* er betydelig lavere enn antallet *P. boryanum*, og dette er også tilfellet her (Figur 4.8). Det ble observert individer av *Pediastrum orientale* i nedre og øvre del av fasen, mens i midtre del var de fraværende. Det er usikkert hva grunnen til dette kan være og det er ikke funnet litteratur som har studert salinitetstoleransen til denne arten. Av Lunnan (2016) blir arten foreslått å være indifferent oligohalob men kun basert på at det er den vanligste halobiegruppen for slekten *Pediastrum*.

Det ble observert ett individ av *Pediastrum angulosum* i spekter G350 og to *Pediastrum braunii* i spekter G363. *P. angulosum* er ifølge Tjemsland (1983) sensitiv ovenfor svake brakkvannsførhold og er klassifisert som en halofob art. Det samme gjelder *P. braunii* som er til stede i de samme nivåene der *P. angulosum* forekommer i arbeidet til Tjemsland (1983).

Den halofile oligohalobe slekten *Scenedesmus* spp. ble observert i spektrene G374-G333. Fra G374 minker forekomsten av *Scenedesmus* spp. oppover før slekten forsvinner helt i spekter G333. Samtidig som *Scenedesmus* spp. avtar, øker forekomsten av *Botryococcus braunii* svakt oppover mot spekter G333. Tjemsland (1983) observerte oppblomstringer av slekten

Scenedesmus spp. i nivåer like etter isolasjonsfasen og denne typen oppblomstring ser også her ut til å være en viktig indikator for overgangen mellom marine og lakustrine forhold. Dette kan ses i de høye verdiene av *Scenedesmus spp.* observert i spektrene G374 og G363. *B. braunii* kan trives i et vidt salinitetsspekter, men klassifiseres som en indifferent oligohalob art fordi den ikke oppnår like stor oppblomstring som *Scenedesmus spp.*. Det at forekomsten av *Scenedesmus spp.* synker samtidig som at forekomsten av *B. braunii* stiger fra G374 til G333 passer derfor godt med en tolkning om avtagende salinitet.

Isolasjonskontakten ble satt til **370 cm** på grunnlag av den sterkt laminerte sonen som observeres fra 374 cm og noen centimeter opp. I tillegg er det en avtagende forekomst av dinoflagellatcyster fra 374 cm og fra 370 cm utgjør dinoflagellatcystene under 10% av den totale fytoplanktonsammensetningen. Denne sonen (374-370 cm) tolkes til å utgjøre en brakkevannsfase før isolasjonskontakten og spektrene G363-G333 ble tolket til å reflektere en lakustrin fase, da de er dominert av indifferente oligohalobe arter og de polyhalobe dinoflagellatcystene er nesten fraværende.

Fytologisk ingresjonskontakt og marin fase: spekter G325-G270

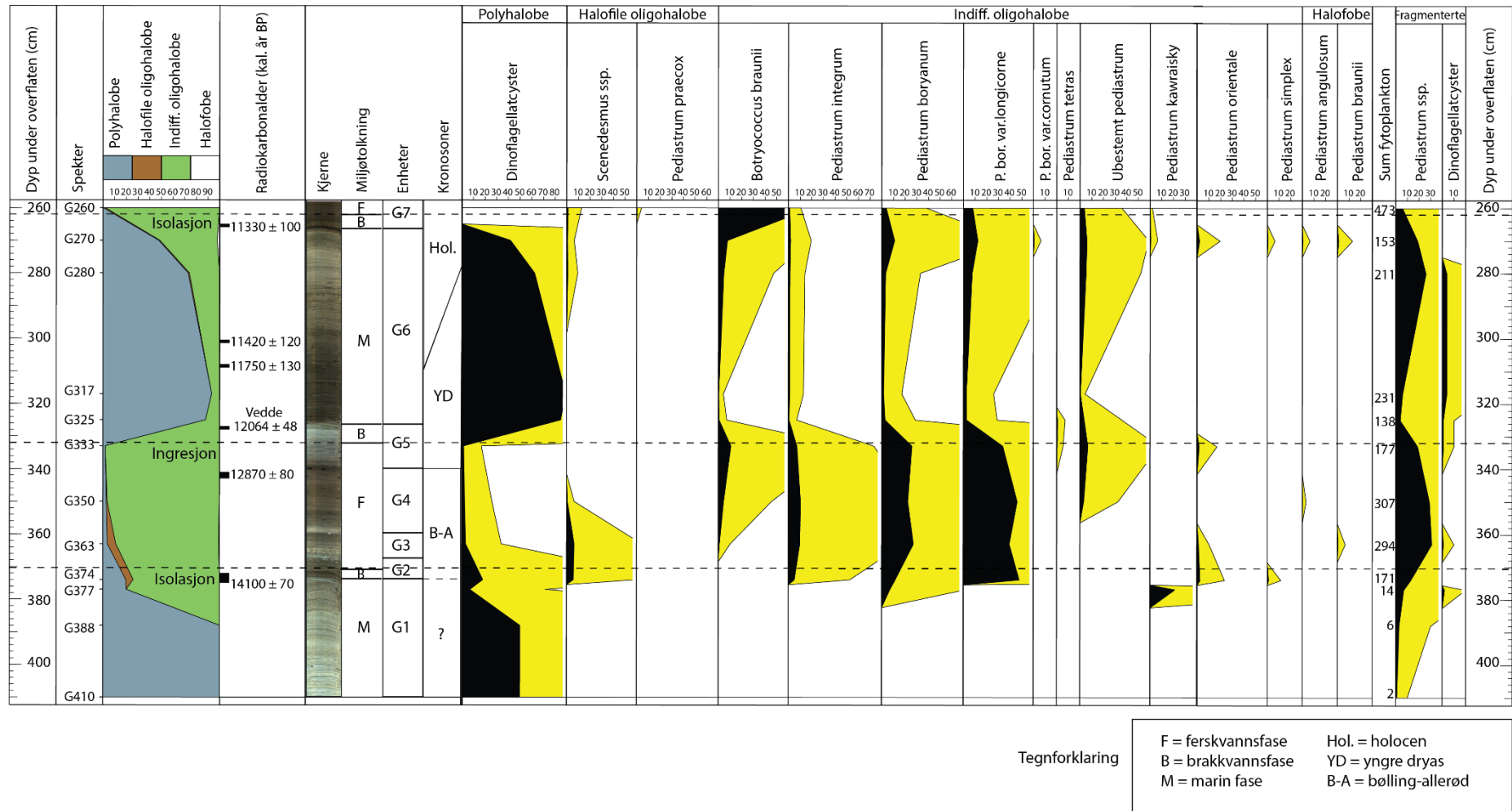
Mellom spekter G333 og G325 ble det observert en sterk økning i dinoflagellatcyster som nådde et optimum i spekter G317. Fra G317 avtar forekomsten av dinoflagellatcyster svakt mot G280 men er likevel høy, (80-90%). Det er samtidig en økning fra spekter G325 til G270 i forekomsten av *P. boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne*, *B. braunii* og *Scenedesmus spp.* På grunnlag av den høye forekomsten av dinoflagellatcyster er denne fasen tolket til å reflektere et marint miljø. Det ble observert ett individ av *P. angulosum* og to individer av *P. braunii* i G270. Dette er arter som er halofobe og tåler kun svært lave saliniteteskonsentrasjoner. Det kan tenkes at resedimentasjon er grunnen til at de forekommer ved dette nivået. Den fytologiske isolasjonskontakten ligger mellom G333 og G325 som markerer en overgangsfase fra et lakustrint miljø til et marint miljø. Ved **332 cm** passerer forekomsten av dinoflagellatcyster 10% og derfor settes ingresjonskontakten ved dette nivået.

Fytologisk isolasjonskontakt og lakustrin fase: spekter G260

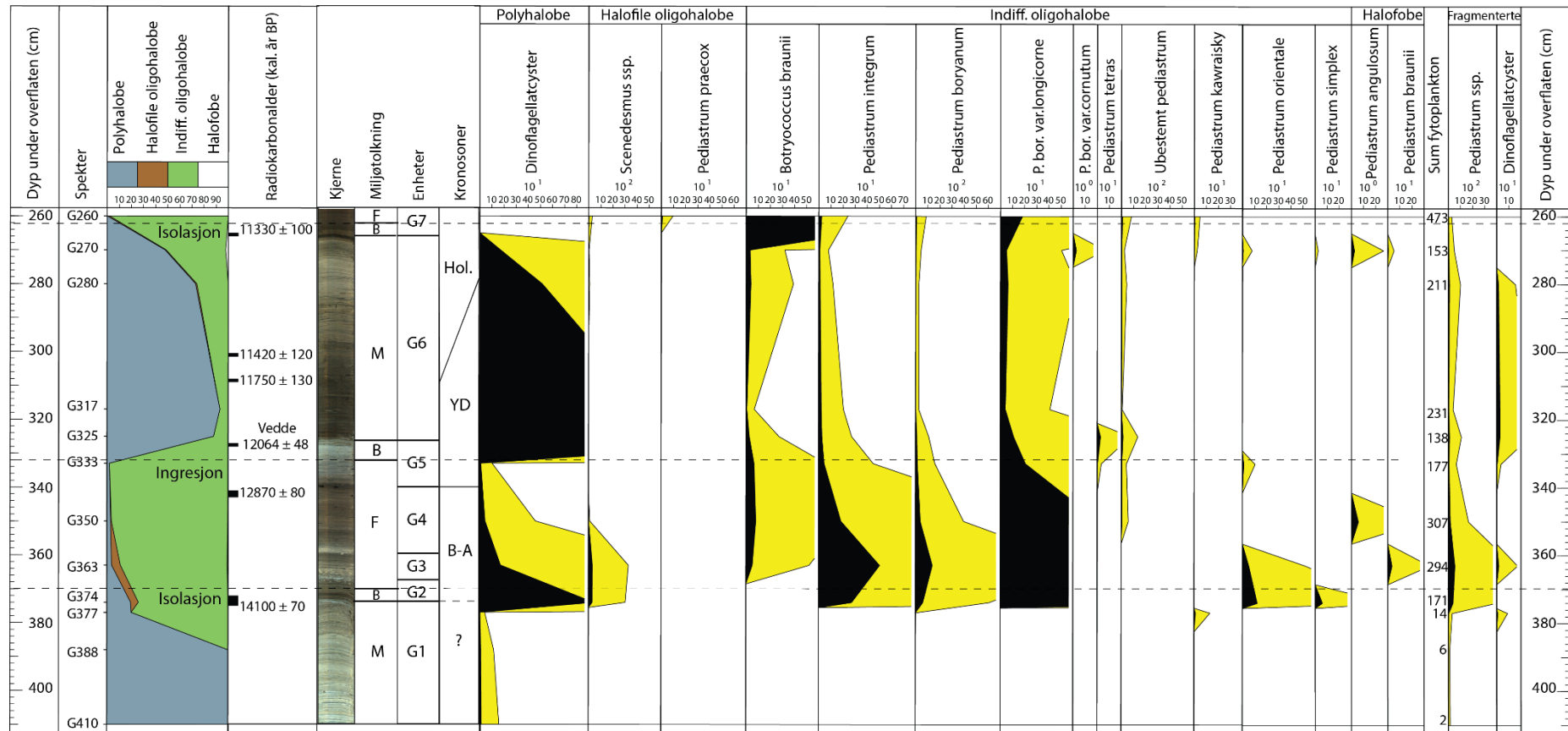
Fra G270 er det en brå nedgang i den relative forekomsten av dinoflagellatcyster som fortsetter mot G260, der de ikke lengre blir observert. Fra G280 stiger forekomsten av *P. boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne* og *P. integrum* mot G270 og avtar svakt videre mot G260. I

motsetning er forekomsten av *B. braunii* svært høy i G260, en markant endring fra G270 der det kun er funnet 12 individer.

Mellom G270 og G260 skjer det en overgang fra et miljø dominert av polyhalobe arter til et miljø dominert av indifferente oligohalobe arter. Fra 266 cm ble det observert en mørk laminert sone som ble tolket til å markere brakkvannsovergangen. Isolasjonskontakten er satt ved **262 cm** på grunnlag av den lave forekomsten av dinoflagellatcyster og at den sterke lamineringen avtar. I tillegg er det stor oppblomstring i indifferente oligohalobe arter i G260 som reflekterer en lakustrin fase.



Figur 4.8: Fytoplanktondiagrammet fra Gunnarstadvatnet viser den relative fordelingen av fytoplankton som ble identifisert i dette arbeidet. Enhetene G1-7 er beskrevet i kapittel 4.1.2 og radiokarbonaldrene er oppgitt som vektete middelerverdier (kapittel 3.3). Det sorte området markerer den relative forekomsten av fytoplankton, mens det gule området markerer forekomsten x10 for å gjøre endringer tydeligere.



Tegnforklaring

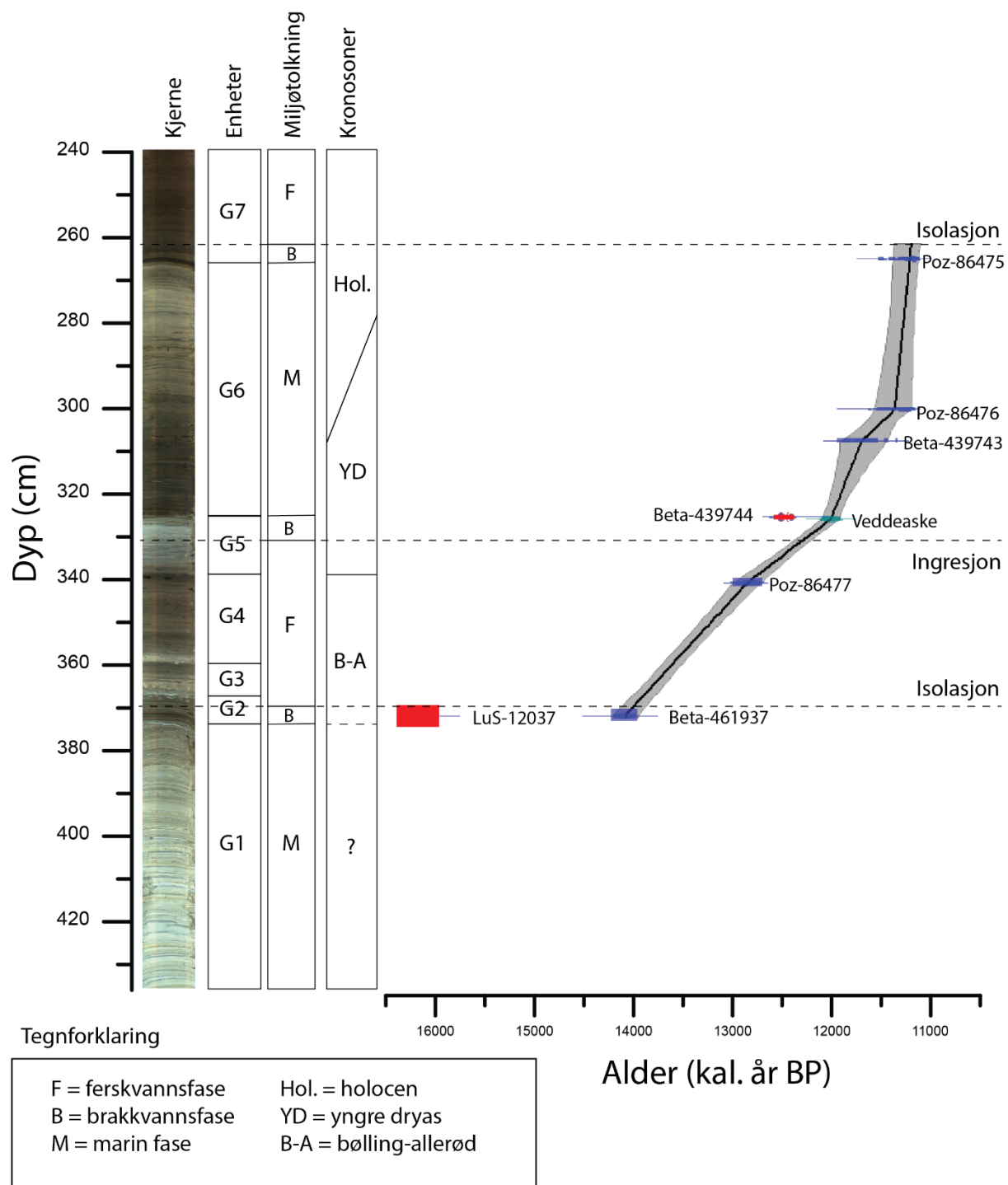
F = ferskvannsfase	Hol. = holocen
B = brakkvannsfase	YD = yngre dryas
M = marin fase	B-A = bølling-allerød

Figur 4.9: Influx-diagrammet fra Gunnarstadvatnet viser produksjonen av fytoplankton oppover kjernen. Enhetene G1-7 er beskrevet i kapittel 4.1.2 og radiokarbonaldrene er oppgitt som vektete middelerverdier (kapittel 3.3). Det sorte området markerer den relative forekomsten av fytoplankton, mens det gule området markerer forekomsten x10 for å gjøre endringer tydeligere.

4.1.4 Aldersbestemmelse av isolasjons- og ingresjonskontakter i Gunnarstadvatnet

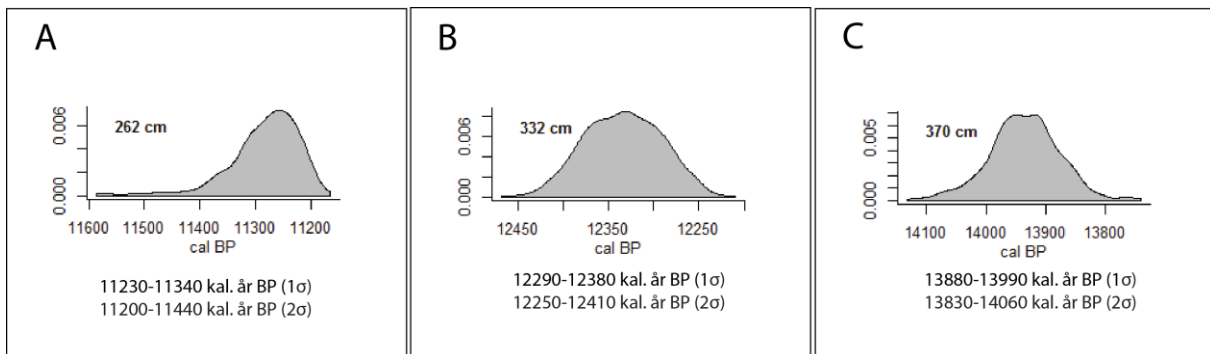
Aldersmodellen (Figur 4.10) for Gunnarstadvatnet er basert på syv radiokarbondateringer (tabell 4.1) kalibrert med den terrestriske kalibreringskurven fra IntCal13 (Reimer et al., 2013) (kapittel 3.3), i tillegg til funn av Veddeasken (Mangerud et al., 1984) (kapittel 4.1.2). Alle radiokarbondateringene ligger stratigrafisk sett i riktig rekkefølge.

LuS-12037 gir trolig en for høy alder grunnet hardvannseffekten og er ikke inkludert i aldersmodellen. Veddeaske funnet i innsjøsedimenter fra Kråkenes er datert til 12064 ± 48 kal. år BP (Lohne et al., 2014) og denne alderen ble brukt da asken skulle settes inn i aldersmodellen. Askelaget opptrer som en god kronologisk markør som kan brukes til å styrke eller teste aldersmodeller (Lane et al., 2012) og funnet av Veddeaske i 507-08 ble brukt til å korrigere aldersmodellen for Gunnarstadvatnet. Det betyr at dateringene (Beta-439744) som er gjort like i overkant av Veddeasken gir en for høy alder, noe som kan skyldes resedimentasjon. Sedimentasjonsraten er jevn i den lakustrine fasen og endrer seg til å bli betydelig raskere i den marine fasen, spesielt i øverste del før den siste isolasjonen av bassenget. Det må midlertidig understrekes at de øverste dateringene har brede standardavvik som følge av et platå i kalibreringskurven, og dette gir følgelig også en viss usikkerhet i sedimentasjonsraten for dette intervallet. Kronosonene bølling-allerød, yngre dryas og holocen er satt på bakgrunn av aldersmodellen, men det viste seg imidlertid å være problematisk å fastsette overgangen mellom yngre dryas og holocen presist på grunn av kalibreringskurven. Dateringene vil bli videre diskutert i kapittel 5.3.2.



Figur 4.10: Aldersmodellen for Gunnarstadvatnet med enhetene G1-7 og miljøtolkningene. Kjernen er delt inn i kronosoner B-A, YD og holocen. Den sorte linjen går gjennom de mest sannsynlige punktene for modellen og den grå sonen angir to standardavvik. De røde boksene markerer dateringer som faller utenfor modellen og er tolket til å vise for høye aldre og de blå feltene angir tykkelsen av sedimentsekvensen som ble tatt ut til datering.

Tolkningen av fytoplanktonanalysen viser at Gunnarstadvatnet har vært isolert to ganger etter at Bokn ble isfri og at det dermed er to isolasjonskontakter og én ingresjonskontakt i kjernen. Aldrene for isolasjonskontaktene og ingresjonskontakten er beregnet fra aldersmodellen ved å bruke kommandoen «ageofdepth» i Clam (Blaauw, 2010), som ut i fra modellen gir aldre for dyp der vi ikke har direkte dateringer. Hvis kontaktene ligger over øverste datering eller under nederste datering har aldersmodellen blitt ekstrapolert. For 507-08 gjelder det den siste isolasjonskontakten som er tolket til å ligge tre centimeter over øverste datering, en avstand som er såpass kort at det her regnes som relativt trygt å ekstrapolere aldersmodellen. Det faktum at dateringene ligger i stratigrafisk riktig rekkefølge gjør dateringene mer pålitelige og de følgende aldre oppgis derfor med kun ett standardavvik (1σ) her (utvidet tabell for dateringer med to standardavvik (2σ) i Vedlegg 1) og aldre rundes av til nærmeste tiår. Gunnarstadvatnet ble dermed isolert for første gang (**370 cm**) rundt **13880-13990 kal. år BP** (Figur 4.11 C). Ingresjonskontakten ligger ved **332 cm** dyp og viser at Gunnarstadvatnet ble marint igjen rundt **12290-12380 kal. år BP** (Figur 4.11 B). Den øverste isolasjonskontakten (**262 cm**) viser at Gunnarstadvatnet ble isolert for siste gang ved **11230-11340 kal. år BP** (Figur 4.11 A).



Figur 4.11: Alderskurvene med to standardavvik (2σ) for isolasjons- og ingresjonskontaktene som ble hentet ut fra aldersmodellen for Gunnarstadvatnet. A) viser den siste isolasjonskontakten, B) viser ingresjonskontakten og C) viser den første isolasjonskontakten. Alderen for den siste isolasjonen (A) viser stort standardavvik, grunnen til dette vil bli diskutert i kapittel 5.3.2. Aldrene er oppgitt med både ett (1σ) og to standardavvik (2σ).

Tabell 4.1: Dateringene fra Gunnarstadvatnet (507-08), der de kalibrerte aldrene er oppgitt med ett standardavvik (1σ).

Datering	Dybde (cm)	^{14}C alder BP	Kalibrert alder, 1σ (kal.år BP)	Materiale
Poz-86475	265-266	9890 ± 60	11230-11390	Bjørnemose (<i>polytrichum</i>)
Poz-86476	300,5-301,5	9960 ± 50	11270-11600	Mosekvist
Beta-439743	308-309	10120 ± 40	11620-11930	<i>Racomitrium</i>
Beta-439744	326-327	10550 ± 30	12430-12570	Bladfragmenter
Poz-86477	341-343	11000 ± 60	12780-12950	Rakleskjell Bladfragmenter
Beta-461937	372-375	12180 ± 40	14010-14130	Polarvier (<i>salix polaris</i>)
LuS-12037	371-376	13400 ± 70	16020-16240	<i>Daphnia spp.</i>

4.2 Boknamyr

UTM: 32V 294209 6569512

Terskelhøyde: 11,71 m o.h. (målt med differensiell GPS)

Boknamyr (Figur 4.12) ligger ca. 100 m vest for Gunnarstadvatnet (Figur 2.3, kapittel 2.2) og har et areal på omtrent $0,02 \text{ km}^2$. I likhet med Gunnarstadvatnet er det heller ikke funnet litteratur som indikerer at det er gjort havnivåundersøkelser fra denne myren tidligere. Myra er i dag delvis gjengrodd, men i sentrale deler er det fortsatt noe åpent vann. Området rundt myra er kupert med bart fjell og lav vegetasjon.

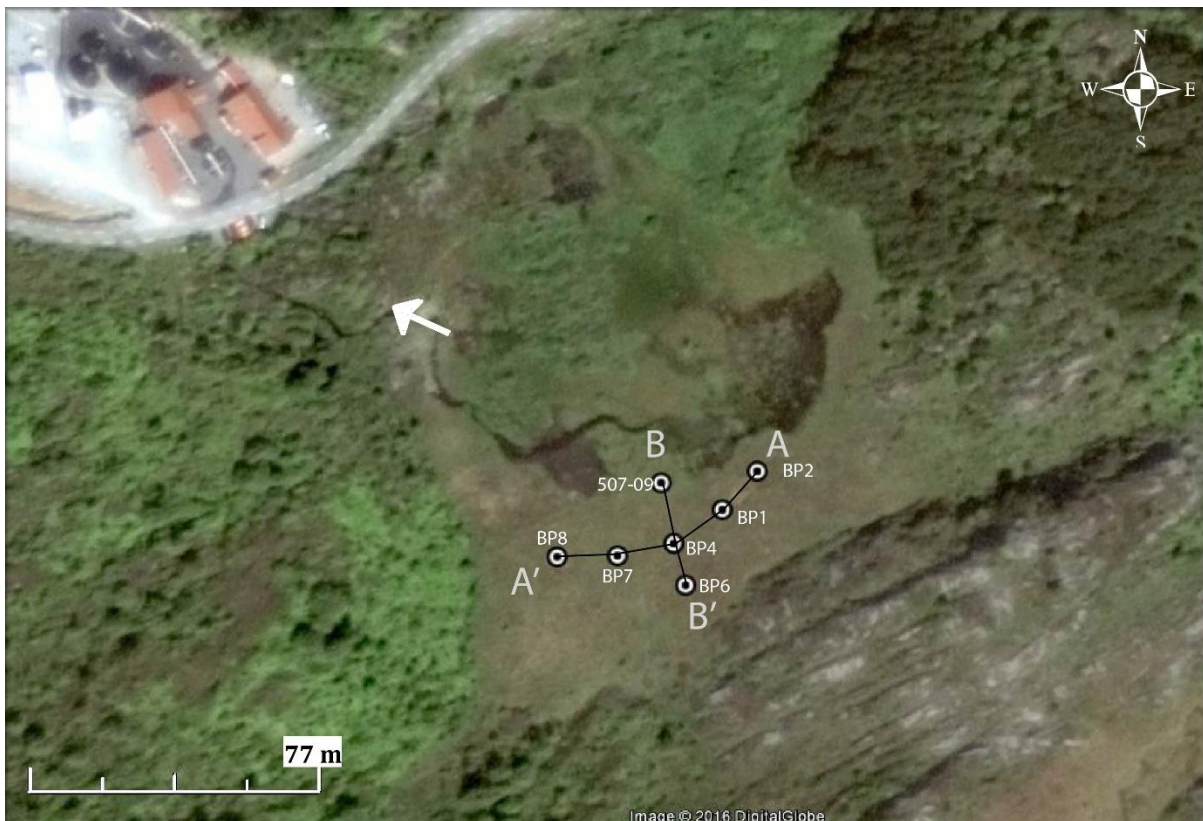
Det er vanskelig å fastslå om dagens terskel er helt naturlig, eller om den kan ha blitt sprengt noe ned i berggrunnen av mennesker for å senke vannstanden. Dagens terskel på 11,43 m o.h. må derfor ses på som et minimumsmål. Den maksimale naturlige terskelhøyden før nedsprengning ble målt til 12,29 m o.h., mens det nivået som ble ansett som det mest sannsynlige nivået for den naturlige terskelen ble målt til 11,71 m o.h. Denne verdien brukes

derfor som utgangspunkt, mens minimums- og maksimumsmålingene vil bli brukt som usikkerhetsmarginer for terskelhøyden. I likhet med Gunnarstadvatnet er det ikke grunn å tro at terskelen har vært bygget opp av løsmasser som så har blitt erodert bort.

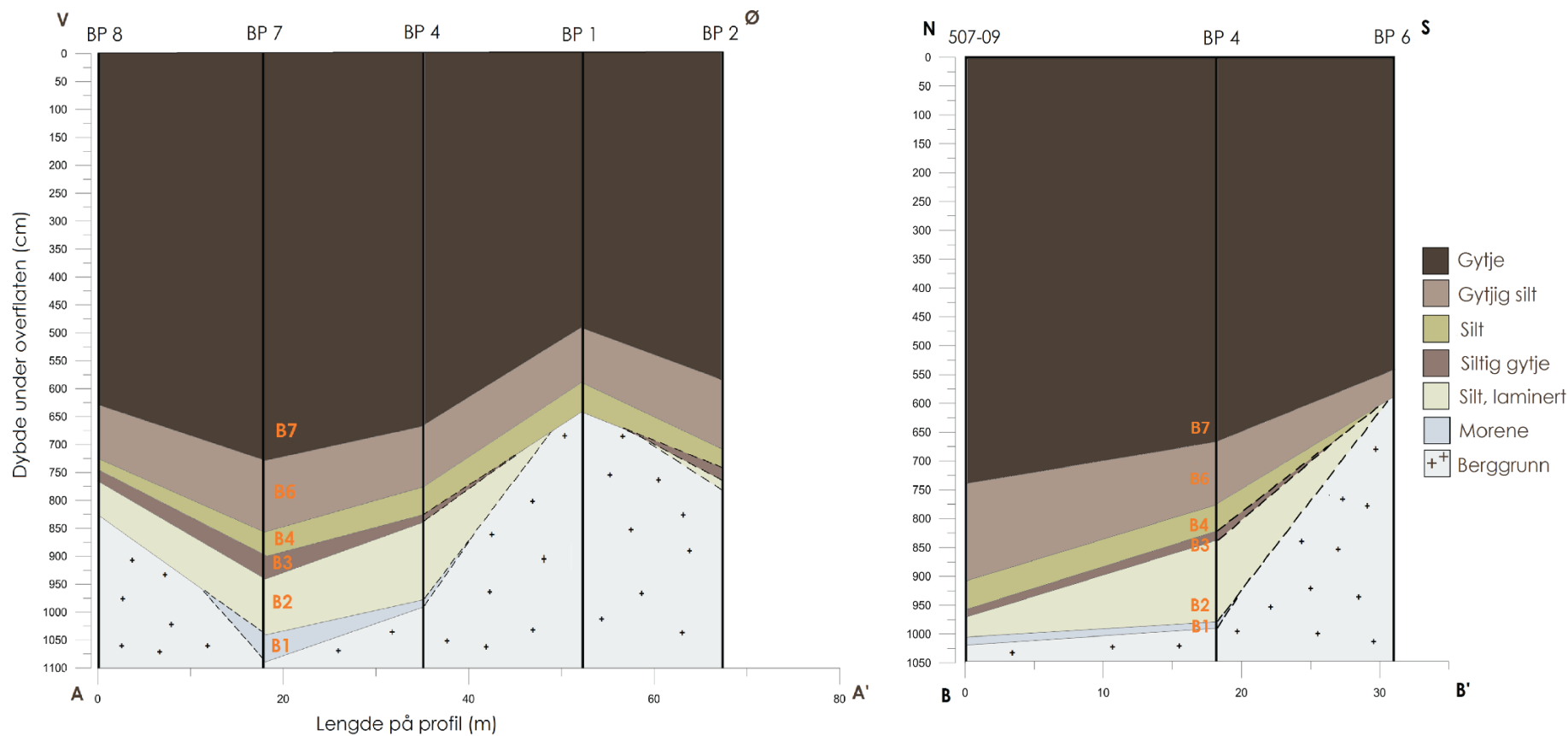


Figur 4.12: Fotografi av Boknamyr sett mot vest. Myra er i dag delvis gjengrodd, men i sentrale deler er det fortsatt noe åpent vann. Området rundt myra er kupert med bart fjell og lav vegetasjon. Masten i bakgrunnen markerer toppen av Boknafjellet (293 m o.h.) og Gunnarstadvatnet ligger mellom Boknamyr og Boknafjellet.

Det ble tatt åtte borepunkter (BP) med russerbor for å kartlegge myra (Figur 4.13). Det lengste transektet, A-A', er orientert omtrent Ø-V, mens transekt B-B' er orientert omtrent N-S. Det ble valgt å gjøre kartlegginger i denne delen fordi det var det åpne vann i sentrale deler av bassenget. I profil A-A' (Figur 4.14) observeres enhet B7, B6, B4 og B3 (se kapittel 4.2.1 for beskrivelse av de litostratigrafiske enhetene) i alle kjerner utenom i BP1, som mangler enhet B3. BP7 og BP4 inneholder alle enhetene som er observert i hovedkjernen (507-09), utenom enhet B5, noe som stemmer godt overens med at de er hentet fra det dypeste punktet i profilet. Her utgjør morenemateriale bunnen av kjernen og vi kan ikke være helt sikre på om boret stoppet i berggrunn eller en stor stein i morenen. Enhet B5 ble lagt til som en egen enhet under de litostratigrafiske undersøkelsene på laboratoriet, da den ikke ble observert i felt. I profil B-B' observeres de samme enhetene i hovedkjernen 507-09 og i BP4. I BP6 observeres kun enhetene B6 og B7. Tolkningen er at russerboret her treffer berggrunn.



Figur 4.13: Posisjonene til kjernene under sondérboringen på Boknamyr er markert med hvite sirkler og danner transektene A-A' og B-B'. Borepunkt (BP) 3 er ikke inkludert i figuren fordi russerboret ikke lukket seg under prøvetagningen og kjernen ble forstyrret. Den hvite pilen markerer terskelen og bassengets utløp. 507-09 angir kjernenummeret til hovedkjernen tatt med en stempelprøvetager. Koordinatene fra borepunktene ble plottet inn i GoogleEarth og eksportert.



Figur 4.14: Dybdeprofilene langs transektene A-'A (venstre) og B-'B (høyre) (figur 4.13) dannet på grunnlag av litostratigrafiske beskrivelser i felt. Etter kartleggingen ble kjernene korrelert med hverandre og hovedkjernen 507-09. Som forventete var det i de lengste kjernene det var mulig å observere flest enheter. B1-7 tilsvarer enhetene observert i hovedkjernen (kapittel 4.2.1).

4.2.1 Litostratigrafi

De litostratigrafiske beskrivelsene av 507-09 fra Boknamyr ble utført av Hernar (2017) og dette delkapittelet gir en rask oppsummering av resultatene og tolkningene (Figur 4.15). Enhetene ble navngitt med B (for Boknamyr) etterfulgt av et nummer fra 1-7.

Enhet B1 (1019-1010 cm) er massiv og består av grus og stein i en matriks av leire og silt. Den øvre grensen er skarp og ujevn og glødetapsverdiene er lave (<5%). Enheten blir tolket til å bestå av morenemateriale avsatt av isen på grunnlag av alle de ulike kornstørrelsene i enheten.

Enhet B2 (1010-971 cm) er svakt laminert og består av olivengrå silt. Fra 986-982 cm skråret et tynt sandlag. Den øvre grensen er skarp og markeres av et mørkere lag (2 cm tykt) uten lamineringer. Glødetapsverdiene er lave (5%) gjennom enheten, men stiger kraftig i overgangen til B3. På grunnlag av de lyse sedimentene og den lave glødetapsverdien er enheten tolket til å bestå av minerogene sedimenter som reflektere en marin fase.

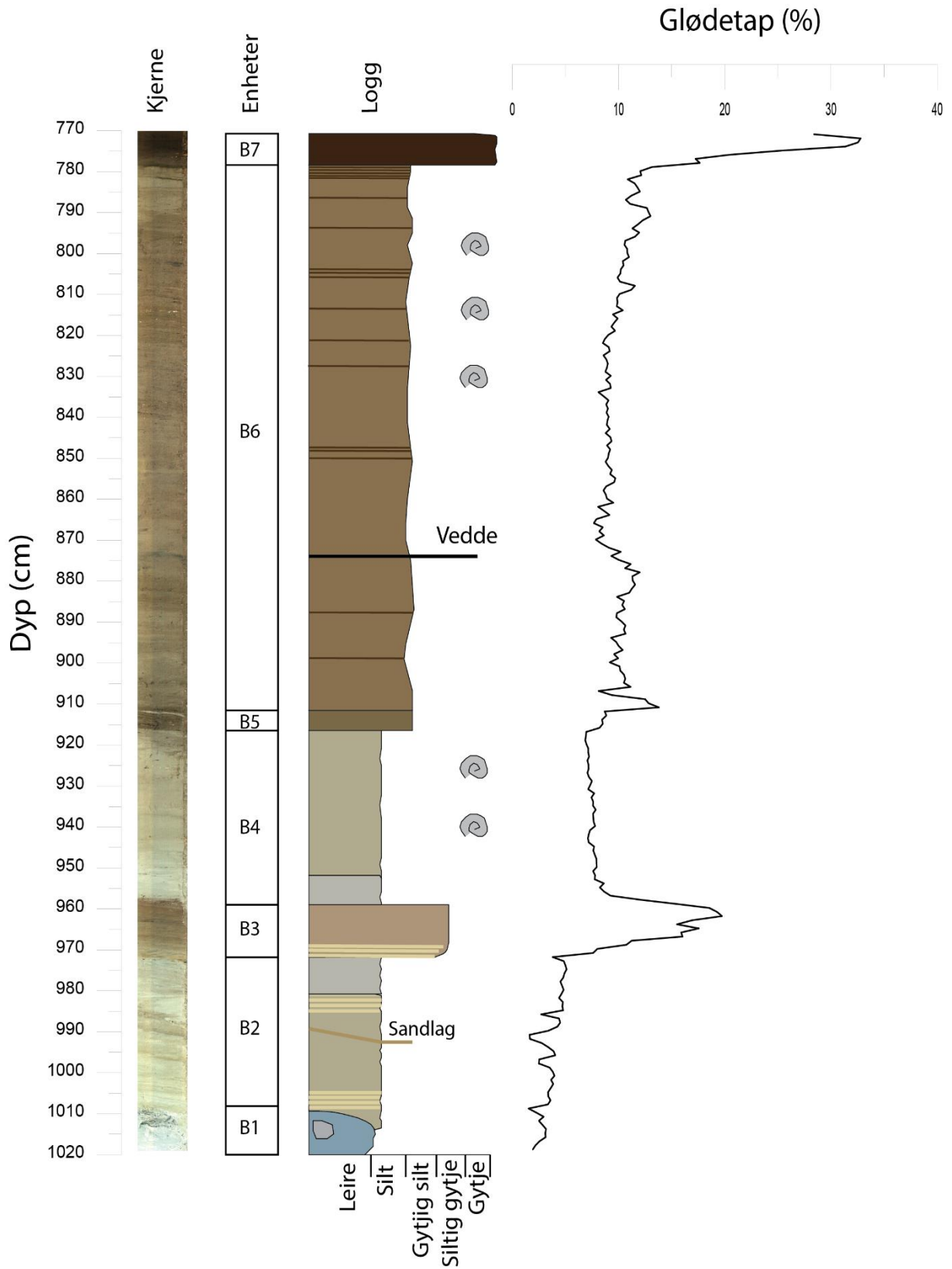
Enhet B3 (971-959 cm) består av brun, siltig gytje og fin sand. Det er ikke observert en tydelig laminering og den øvre grensen i enheten er skarp. Glødetapsverdiene er høye (>25%) men faller raskt mot overgangen til B4. Enheten er tolket til å reflektere en lakustrin fase på grunnlag av det høye glødetapet og den brå fargeendringen. Det er i midlertid ikke observert noen sone med tydelig laminering (som i Gunnarstadvatnet) som indikerer en brakkvannsfase i overgangen fra marint til lakustrint miljø.

Enhet B4 (959-915 cm) er olivengrå med kornstørrelsene silt og fin sand, uten visuelt synlig lamineringer. Enheten blir brunere de siste fem centimeterne av enheten og den øvre grensen er skarp. Skjellfragmenter observeres ved 948 cm og 918 cm. Glødetapsverdiene er lave (10%). Enheten er tolket til å være avsatt i en marin fase på grunnlag av sedimentenes farge og glødetap samt funn av skjellfragmenter.

Enhet B5 (915-911 cm) består av mørkebrune sedimenter med et tynt (0,5 cm) lyst lag, men ellers ingen lamineringer. Den øvre grensen i enheten er skarp og glødetapet ligger rundt 8%. Dette er tolket til å være fortsettelse av en marin fase på grunnlag av lave glødetapsverdier, i tillegg til at elementanalysen ikke tilsier at denne enheten markerer overgangen til en fersk fase.

Enhet B6 (911-776 cm) starter med mørk brun silt med en gradvis overgang til lysere brun silt oppover. Det ble observert organisk materiale i tynne lamina opp gjennom hele enheten. Grus ble observert ved 908 cm og det ligger skjellfragmenter sporadisk oppover i enheten. Veddeasken (Mangerud et al., 1984) er identifisert ved 871 cm (pers. kom. Haflidi Haflidason og John Inge Svendsen, 2017). Glødetapsverdiene holder seg lave (rundt 10%) men stiger mot øvre grense til 17% der det observeres svak laminering. Enheten tolkes til å reflektere et marint avsetningsmiljø på grunnlag av de lave glødetapsverdiene og funn av grus og skjellfragmenter på tross av at fargen til enheten er mer karakteristisk for lakustrine avsetningsmiljø.

Enhet B7 (776-770 cm) har høye glødetapsverdier (>30%) og består av mørk brun gytje. Enheten tolkes til å reflektere et lakustrint avsetningsmiljø. Det er observert laminering i nedre grense som markerer overgangen fra en brakkvannsfase.



Figur 4.15: Bildet av kjernen 507-09, enhetene B1-7, logg og glødetapskurven danner deler av grunnlaget for den litostratigrafiske tolkningen. Modifisert fra Hernar (2017).

4.2.2 Fytoplanktonanalyse

Prøvene fra Boknamyr er navngitt med M (for myr) etterfulgt av dybden i centimeter der prøven ble tatt. Det ble også tatt ut en fytoplanktonprøve fra enhet B1, som ble tolket til å være morenemateriale (kapittel 4.2.1), for å teste om avsetningene eventuelt kunne være kilde til resedimentering av fytoplankton. Fytoplankton i morenemateriale kan bli vasket ut og transportert fra land ut i bassenget og resedimentert. Dette kan skape problemer for miljøtolkningen i perioder der mengden resedimentert fytoplankton er stor relativt til produksjonen i bassenget, noe som typisk vil kunne skje i den kalde perioden like etter isavsmeltingen mens produksjonen av fytoplankton er lav og morenematerialet samtidig er lett eroderbart grunnet lite vegetasjon (Lunnan, 2016). Resultatene av fytoplanktonanalysen er framstilt i et fytoplanktondiagram (Figur 4.16) og et influx-diagram (Figur 4.17).

Morene: spekter M1015

Spekter M1015 inneholder svært få fytoplankton. Det ble kun observert fire hele og fem fragmenterte dinoflagellatcyster samt to *P. boryanum*, én *P. simplex*, én *P. kawraiskyi* og ni fragmenterte individer av slekten *Pediastrum*. Muligheten for resedimentering av fytoplankton fra morenematerialet rundt bassenget blir diskutert i kapittel 5.3.1.

Marin fase: spekter M990

Spekter M990 inneholder svært få fytoplankton i likhet med den nederste delen av kjernen 507-08 fra Gunnarstadvatnet og kan derfor ikke gi en statistisk robust indikasjon på avsetningsmiljøet i bassenget. Det ble observert 16 dinoflagellatcyster, 18 fragmenterte arter av slekten *Pediastrum* samt én *P. kawraiskyi*, ni *P. boryanum*, én *P. boryanum* var. *longicorne* og fire *P. orientale*. Influx-diagrammet viser generelt lave verdier i denne fasen, noe som indikerer lav produktivitet i bassenget.

M990 blir tolket til å være fra en marin fase på grunn av de 16 hele dinoflagellatcystene funnet ved 990 cm dyp, mens *Pediastrum*-individene i stor grad er fragmenterte, noe som kan indikere at de er resedimentert. I den overliggende fasen minker antallet dinoflagellatcyster fra 28 individer i M971 til ingen observerte i M965, men det relative antallet er allerede lavt (ca. 5%) i M971, noe som kan tyde på at bassenget har beveget seg fra en fase med høyere salinitet til en fase med lavere salinitet. Det er ikke observert skjellfragmenter eller foraminiferer i fasen.

Fytologisk isolasjonskontakt og lakustrin fase: spekter M971-M965

Til forskjell fra de underliggende spektrene inneholder M971-M965 svært mye fytoplankton og domineres av halofile og indifferente oligohalobe arter. I M965 ble det observert en kraftig oppblomstring av *Scenedesmus spp.* som avtar raskt oppover mot neste spekter (M948). *Tetraedron minimum* ble observert ved starten av fasen sammen med *P. praecox*. Det er stor oppblomstring av både halofile og indifferente oligohalobe arter omtrent samtidig i starten av fasen, dette var også observert av Tjemsland (1983) i bassengene hun utførte studier i. Det ble observert noen få dinoflagellatcyster i M971, men ingen i M965.

Fasen tolkes til å være lakustrin på grunnlag av fraværet av dinoflagellatcyster i M964. Oppblomstringen av *Scenedesmus spp.* og de indifferente oligohalobe artene er også viktig for tolkningen. Isolasjonskontakten settes ved **971 cm** dyp fordi det er der den kraftige endringen i influx og relative verdier av fytoplankton først kommer til syne. Oppblomstringen av *Scenedesmus spp.* i isolasjonskontakten kan også observeres i Gunnarstadvatnet, men i mindre omfang. Tjemsland (1983) forklarte en synkron oppblomstring av halofile og indifferente oligohalobe arter med en rask regresjon og dermed kort isolasjonsfase.

Det ble ikke observert en godt laminert kontakt med sterke farger som i Gunnarstadvatnet men det er en tydelig fargeendring i overgangen mellom den marine og ferske fasen, samt en svak laminering (kapittel 4.2.1).

Brakkvannsfase og fytologisk ingresjonskontakt: spekter M948-M935

Spektrene M948 og M935 inneholder i hovedsak indifferente og halofile oligohalobe arter og 10-20% dinoflagellatcyster. Fra M935 stiger forekomsten av dinoflagellatcyster jevnt mot M914. Det ble observert skjellfragmenter ved 948 cm og 918 cm, det ble også tatt ut små skjellfragmenter til datering mellom 931 cm og 917 cm, men denne prøven ble aldri sendt inn.

Funn av skjellfragmenter, den kraftige endringen i litostratigrafien og den jevne tilførselen av dinoflagellatcyster kan tyde på at dette er en lengre brakkvannsfase etter den lakustrine fasen. Det er utfordrende å sette ingresjonskontakten ut i fra fytoplanktondiagrammet alene, men med hjelp av litostratigrafiske observasjoner settes den i samme nivå som øvre grense av enhet B3 (se kapittel 4.2.1), som er **959 cm**, der glødetapet går drastisk ned og sedimentene blir mer minerogene. Denne økningen i minerogent materiale i forhold til enheten under kan ikke forklares med en klimatisk overgang, da dateringene indikerer at vi fortsatt befinner oss i allerød

(kapittel 4.2.3, Figur 4.18), så det er her tolket slik at disse minerogene sedimentene indikerer en overgang i sedimentasjonsmiljøet der tilførselen av sedimenter fra havet igjen starter.

Marin fase: spekter M914-M780

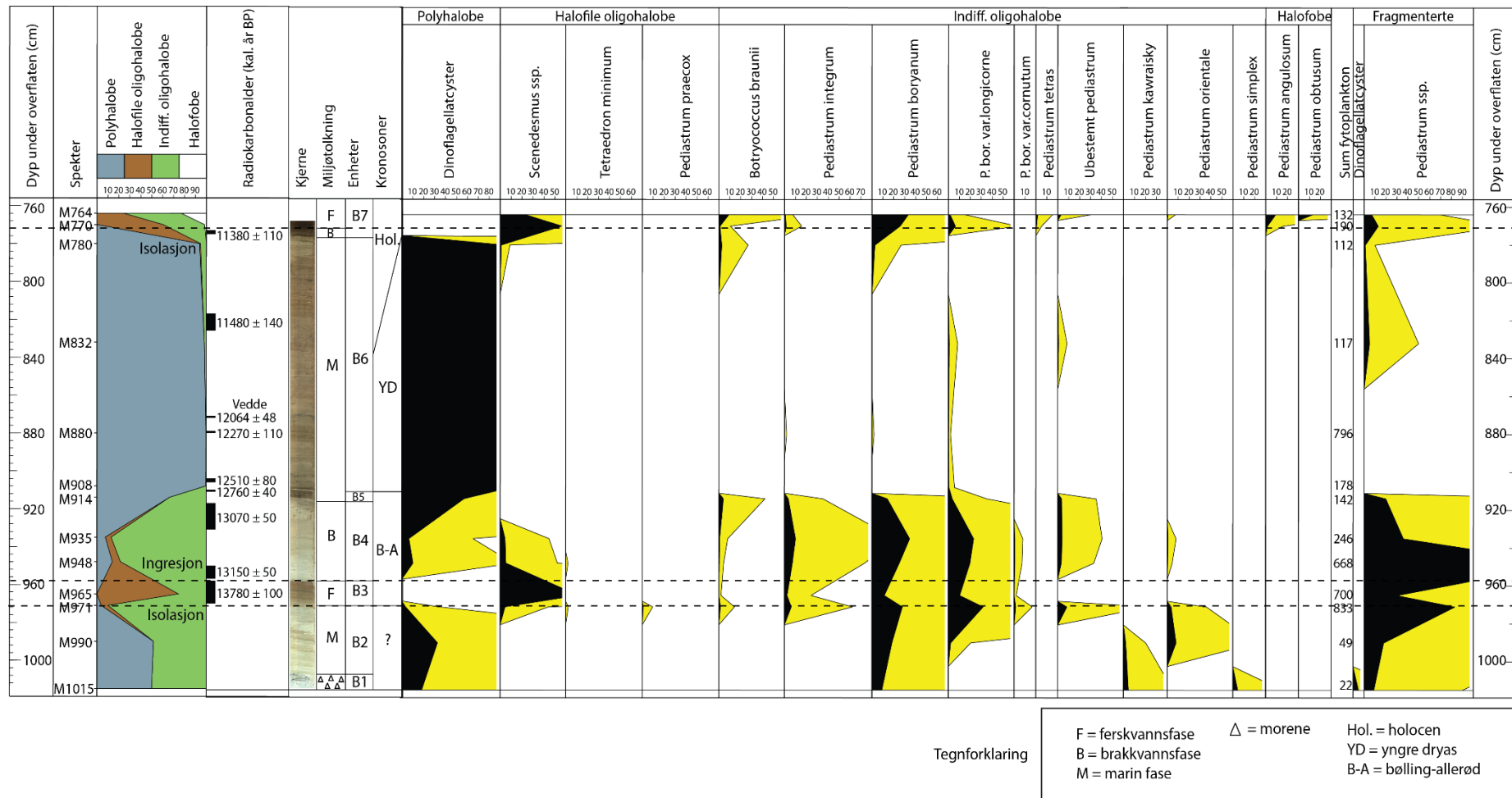
Spektrene M914-M780 domineres av polyhalobe fytoplankton og influxen av dinoflagellatcyster er høy. I M914 ble det observert noen indifferente oligohalobe arter som en overgang fra den underliggende fasen, men fra M908 til M780 er det tilnærmet 100% dominans av dinoflagellatcyster med en lav influx av *P. integrum*, *P. boryanum* og *P. boryanum* var. *longicorne*. Optimumet ligger ved 880 cm dyp der det ble observert svært høy forekomst av dinoflagellatcyster. Fra M880 mot M780 synker det relative antallet.

Denne fasen er tolket til å være fullmarin på grunn av den høye prosentandelen dinoflagellatcyster i samtlige spektrere, samt funn av skjellfragmenter.

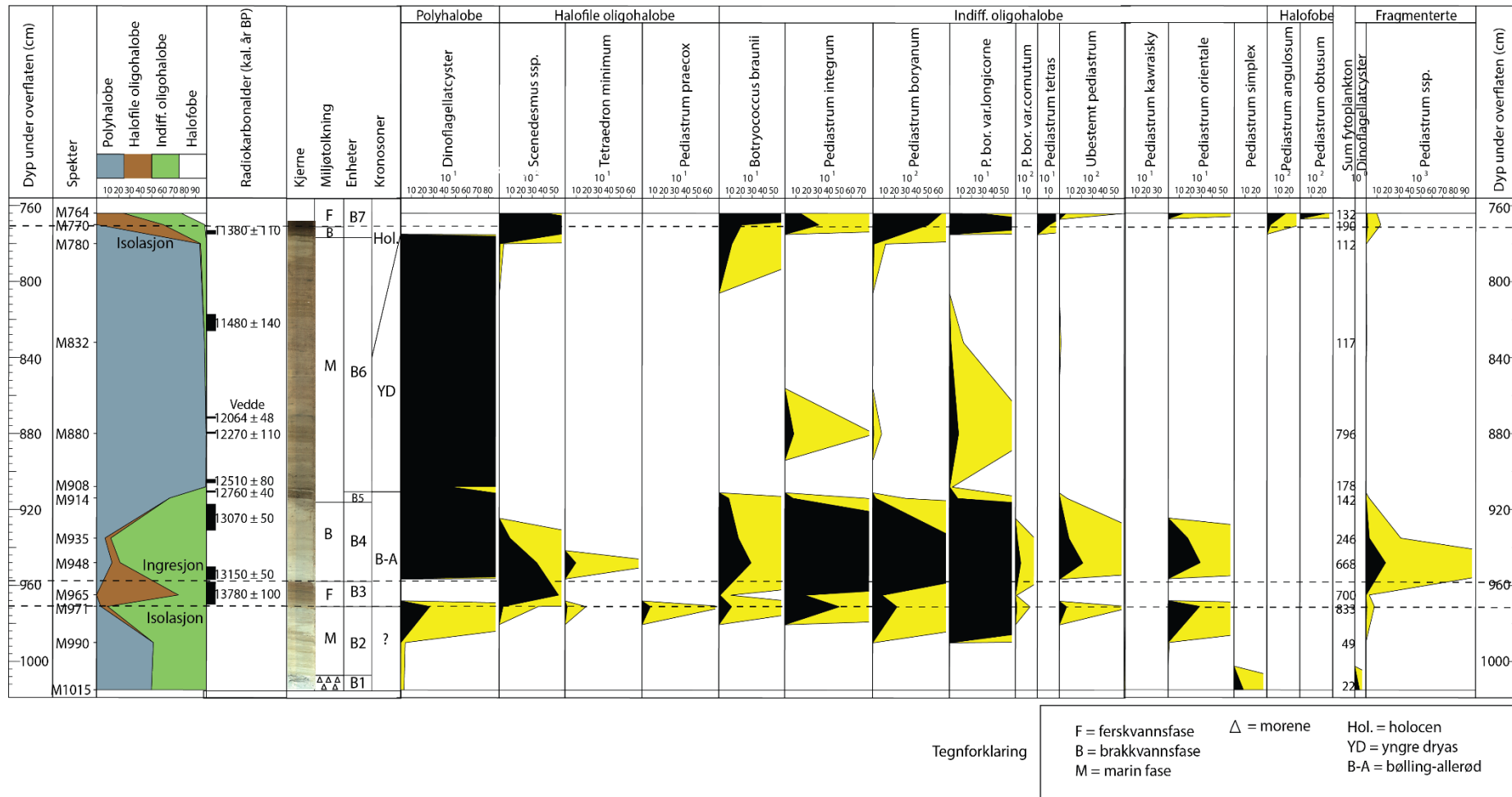
Fytologisk isolasjonskontakt og lakustrin fase: spekter M770-M764

Spektrene M770-M764 domineres av halofile og indifferente oligohalobe arter. Det er høy influx av *Scenedesmus* spp., *B. braunii*, *P. boryanum* og *P. boryanum* var. *longicorne* i denne fasen. *Scenedesmus* spp. viser en svært rask oppblomstring i M770 før forekomsten synker oppover i fasen. I det øverste spekteret, M764, observeres de halofobe artene *P. angulosum* og *P. obtusum*. Det er en svært rask nedgang i influx og relativ forekomst av dinoflagellatcyster fra M780 til M770 og i M770-M764 er de ikke observert.

Funn av halofobe arter er en god indikasjon på at saliniteten har vært svært lav og fasen blir tolket til å være fersk. Isolasjonskontakten blir satt ved **771 cm** på grunnlag av den korte oppblomstringen av *Scenedesmus* spp. og den svært raske nedgangen i influx av dinoflagellatcyster. Oppblomstring av *Scenedesmus* spp. rett etter isolasjonen ble også observert i den første isolasjonskontakten i Boknamyr og isolasjonskontaktene fra Gunnarstadvatnet.



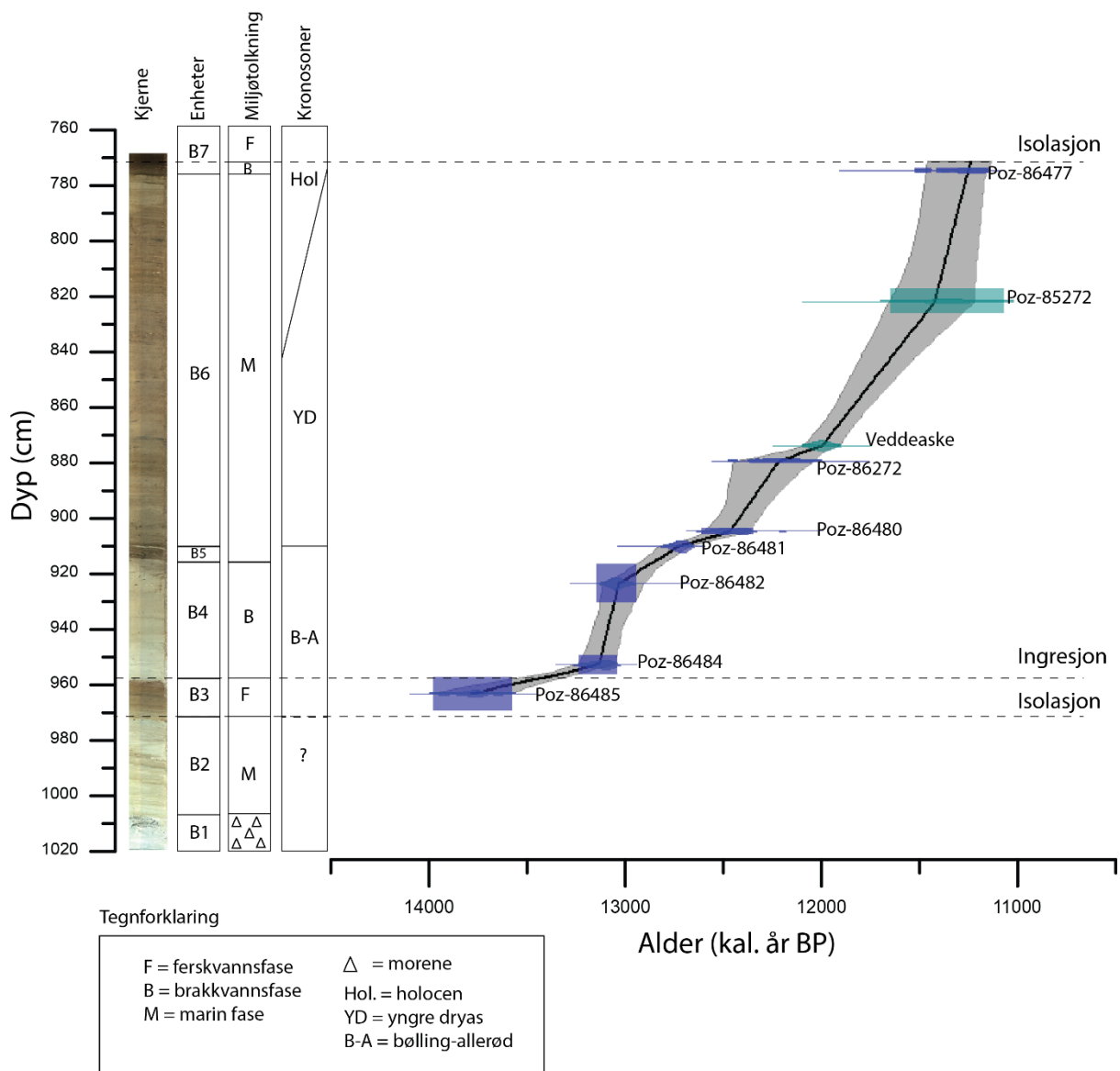
Figur 4.16: Fytoplanktondiagrammet fra Boknamyr viser den relative fordelingen av fytoplankton som ble identifisert i dette arbeidet. Enhetene M1-7 er beskrevet i kapittel 4.2.1 og radiokarbonaldrene er oppgitt som vektete middelværdier (kapittel 3.3). Det sorte området markerer den relative forekomsten av fytoplankton, mens det gule området markerer forekomsten x10 for å gjøre endringer tydeligere.



Figur 4.17 viser influx-diagrammet fra Boknamyr. Diagrammet viser produksjonen av fytoplankton gjennom. Enhetene M1-7 er beskrevet i kapittel 4.2.1 og radiokarbonaldrene oppgitt som vektete middelværdier (kapittel 3.3). Det sorte området markerer den relative forekomsten av fytoplankton, mens det gule området markerer forekomsten x10 for å gjøre endringene tydeligere.

4.2.3 Aldersbestemmelse av isloasjons- og ingresjonskontakter i Boknamyr

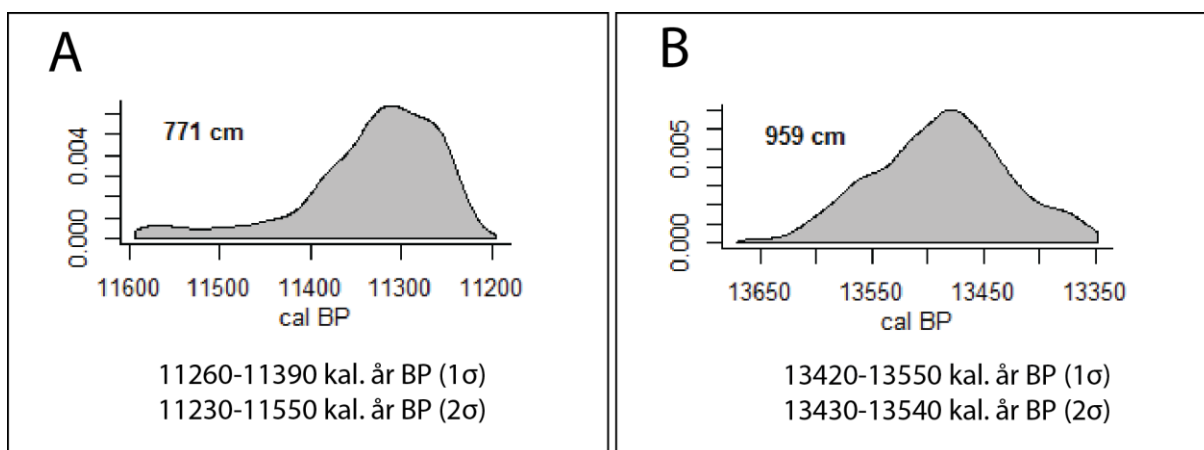
Aldersmodellen (Figur 4.18) fra Boknamyr er basert på syv radiokarbondateringer (tabell 4.2) kalibrert med IntCal13-kurven (Reimer et al., 2013) og en radiokarbondatering kalibrert med Marine13-kurven (Reimer et al., 2013) (kapittel 3.3). Veddeasken (Mangerud et al., 1984) ble identifisert og brukt som styringspunkt i aldersmodellen (kapittel 4.2.1).



Figur 4.18: Aldersmodellen for Boknamyr med de litostratigrafiske enhetene B1-7 og miljøtolkningene. Kjernen er delt inn etter kronosonene B-A, YD og holocen. Den sorte linjen går gjennom de mest sannsynlige punktene for modellen og det grå området angir usikkerheten med to standardavvik. Poz-85272 besto av skjell og måtte først kalibreres med kalibreringskurven Marine13 (kapittel 3.3) før den kunne settes inn i aldersmodellen, derfor er den markert med en annen farge. De blå rutene markerer tykkelsen av sedimentsekvensene tatt ut for hver datering.

I den lakustrine fasen endres sedimentasjonsraten fra relativt lav i enhet B3 til svært rask i enhet B4. Fra starten av den andre marine fasen faller sedimentasjonsraten før den igjen stiger. Øverste del av fasen er i likhet med Gunnarstadvatnet preget av svært rask sedimentasjon (kapittel 4.1.4). Fastsettelsen av overgangen mellom kronosonene ble gjort med aldersmodellen, og i Boknamyr oppstod det også problemer da overgangen mellom yngre dryas og holocen skulle bestemmes. I følge aldersmodellen kan overgangen ligge mellom 774 cm og 840 cm på grunn av brede standardavvik. Dateringene vil bli videre diskutert i kapittel 5.3.2.

Tolkningen av fytoplanktonanalysen viser at Boknamyr har vært isolert to ganger etter at Bokn ble isfri. De følgende aldrene vil oppgis med ett standardavvik fordi aldrene fra dateringene ligger i stratigrafisk riktig rekkefølge og dermed anses for å være relativt pålitelige. Den første isolasjonen ligger ved **971 cm** dyp og dateringen Poz-86485 brukes her direkte, selv om isoalsjonskontakten ligger en centimeter under nivået der dateringen er tatt ut (tabell 4.2). Grunnen til dette er at en ekstrapolering av aldersmodellen med 1 cm ned til selve kontakten vil resultere i at Boknamyr ser ut til å ha blitt isolert før Gunnarstadvatnet, noe som ikke er mulig siden Boknamyr ligger lavere. Som diskutert videre i kapittel 5.3.2 kan dette tyde på at den nederste dateringen i Boknamyr er noe for gammel, men i mangel på direkte bevis for dette brukes dateringen direkte og antyder at Boknamyr ble isolert første gang rundt **13710-13850 kal. år BP**. Ingresjonskontakten ligger ved **959 cm** dyp og aldersmodellen gir alderen **13420-13550 kal.år BP** (Figur 4.19 B). Den øverste isolasjonskontakten ligger på **771 cm** dyp og viser at Boknamyr ble isolert for siste gang **11260-11390 kal. år BP** (Figur 4.19 A).



Figur 4.19: Aldrene med ett (1σ) og to (2σ) standardavvik for den siste isolasjonskontakten (A) og ingresjonskontakten (B). Kurven viser aldrene med to standardavvik hentet fra aldersmodellen. Alderen for den første isolasjonskontakten (971 cm) er hentet direkte fra dateringen Poz-86485.

Tabell 4.2: Dateringene fra Boknamyr (507-09), de kalibrerte aldrene er oppgitt med ett (1σ) standardavvik og tabell B i vedlegg 2 viser en utvidet tabell med de kalibrerte aldrene oppgitt med to (2σ) standardavvik, samt vektet middelverdi brukt i fytoplanktondiagrammene.

Datering	Dybde (cm)	^{14}C alder BP	Kalibrert alder, 1σ (kal.år BP)	Materiale
Poz-86477	773-775	9940 ± 50	11250-11580	Akvatisk mose
Poz-85272*	817-826	10390 ± 50	11300-11590	Skjellfragmenter
Poz-86479	879-880	10400 ± 50	12160-12400	Bladfragmenter
Poz-86480	904-906	10540 ± 40	12430-12570	Bladfragmenter
Poz-86481	910-911	10890 ± 50	12720-12790	Bladfragmenter
Poz-86482	917-931	11200 ± 50	13030-13110	Bladfragmenter
Poz-86484	950-957	11290 ± 50	13090-13190	Bladfragmenter
Poz-86485	958-970	11940 ± 60	13710-13850	Bladfragmenter

4.3 FlowCAM

Som nevnt tidligere ble det testet fire ulike prøver: G374, G317 og G350 fra kjerne 507-08 og M880 fra kjerne 507-09. Spekter G374 og G350 hadde høye forekomster av grønnalger (særlig slekten *Pediastrum*) mens M880 og G317 hadde høye forekomster av dinoflagellatcyster. I spekter G270 var fordelingen mellom grønnalger og dinoflagellatcyster omtrent lik. Alle prøvene ble først analysert med mikroskop og telt manuelt, slik at de relative verdiene fra hver prøve var kjent før forsøkene med FlowCAM startet. Grafene som illustrerer resultatene er å finne i Vedlegg 3-6.

Spekter G374 og G350

Fordi spekter G374 og G350 var dominert av grønnalger ble de tolket til å reflektere en ferskvannsfase (kapittel 4.1.3). Bildene fra prøvene ble først filtrert med biblioteket kalt *Pediastrum*. Programvaren markerte henholdsvis 133 og 60 partikler som *Pediastrum*. De ble manuelt talt opp og av 133 og 60 bilder viste det seg at 39 og 17 partikler faktisk var arter av grønnalgen *Pediastrum*. For spekter G374 betyr dette at ca. $29\% \left(\left(\frac{39}{133} \right) * 100 = 29,3\% \right)$ av de markerte partiklene var *Pediastrum*. I spekter G350 utgjorde *Pediastrum* ca. 28%

$\left(\left(\frac{17}{60}\right) * 100 = 28,3\%\right)$ av de markerte partiklene. De resterende partiklene (71% og 72%) som ble markert som *Pediastrum* var ikke lett å identifisere, men var mest sannsynlig pollenkorn eller annet materiale som ikke ble fjernet under prepareringen.

Biblioteket med dinoflagellatcyster ble så benyttet på samme bildemateriale. Ettersom mikroskoperingen hadde vist at prøvene inneholdt et høyt antall *Pediastrum* men få dinoflagellatcyster var det spennende å se hvor godt maskinen kunne gjenkjenne de få individene av dinoflagellatcyster. Med dinoflagellatcystebiblioteket som filter ble 420 partikler markert i G374 og 303 i G350, langt flere enn med pediastrumbiblioteket. Det viste seg at kun 0,5% $\left(\left(\frac{2}{420}\right) * 100 = 0,48\%\right)$ av de 420 partiklene i G374 var dinoflagellatcyster. I G350 var ingen av de markerte partiklene dinoflagellatcyster.

Spekter M880 og G317

Spekter M880 og G317 var dominert av dinoflagellatcyster og ble tolket til å reflektere marine faser (kapittel 4.1.3 og 4.2.2). Med pediastrumbiblioteket som filter identifiserte maskinen 568 partikler som arter av *Pediastrum* i spekter M880. Av disse 568 partiklene ble kun fire partikler identifisert som *Pediastrum* manuelt som utgjør en prosentandel på 0,7% $\left(\left(\frac{4}{568}\right) * 100 = 0,7\%\right)$. I spekter G317 ble 20 partikler markert som *Pediastrum* men kun en var *Pediastrum*, altså 5% $\left(\left(\frac{1}{20}\right) * 100 = 5\%\right)$.

Med biblioteket for dinoflagellatcyster som filter ble 1728 partikler identifisert som dinoflagellatcyster i M880, hvorav 859 partikler ble manuelt identifisert. Det betyr at ca. 50% $\left(\left(\frac{859}{1728}\right) * 100 = 49,7\%\right)$ av de markerte partiklene faktisk var dinoflagellatcyster. I G317 ble 129 partikler markert og syv av disse var dinoflagellatcyster. Det utgjør ca. 5% $\left(\left(\frac{7}{129}\right) * 100 = 5,4\%\right)$ av partiklene markert.

5 Diskusjon

5.1 Deglasiasjonen av Boknafjorden

De nye radiokarbondateringene presentert i dette arbeidet kan gi indikasjoner på når Bokn ble isfri. I samarbeid med Marie Klopstad Hernar (Hernar, 2017) er det her forsøkt å sette dette inn i kontekst med andre arbeider utført i Boknafjorden for å komme frem til en sammenstilt isavsmeltingshistorie for hele fjorden. I noen eldre arbeid er radiokarbondateringene oppgitt i ukalibrerte ^{14}C -år BP. For å sammenligne dateringene med våre er de kalibrert med IntCal13-kurven (Reimer et al., 2013).

5.1.1 Når ble det isfritt på Bokn?

Den eldste radiokarbondateringen fra dette arbeidet ligger ved 372-375 cm dyp i kjerne 507-08, noen centimeter under den første isolasjonskontakten i Gunnarstadvatnet. I mangel av bunndateringer vil dette derfor utgjøre en minimumsalder for deglasiasjonen av Bokn. Dateringen (Beta-461937) viser dermed at Bokn ble isfri en gang før 14010-14130 kal. år BP (1σ) og har forblitt isfri etter dette.

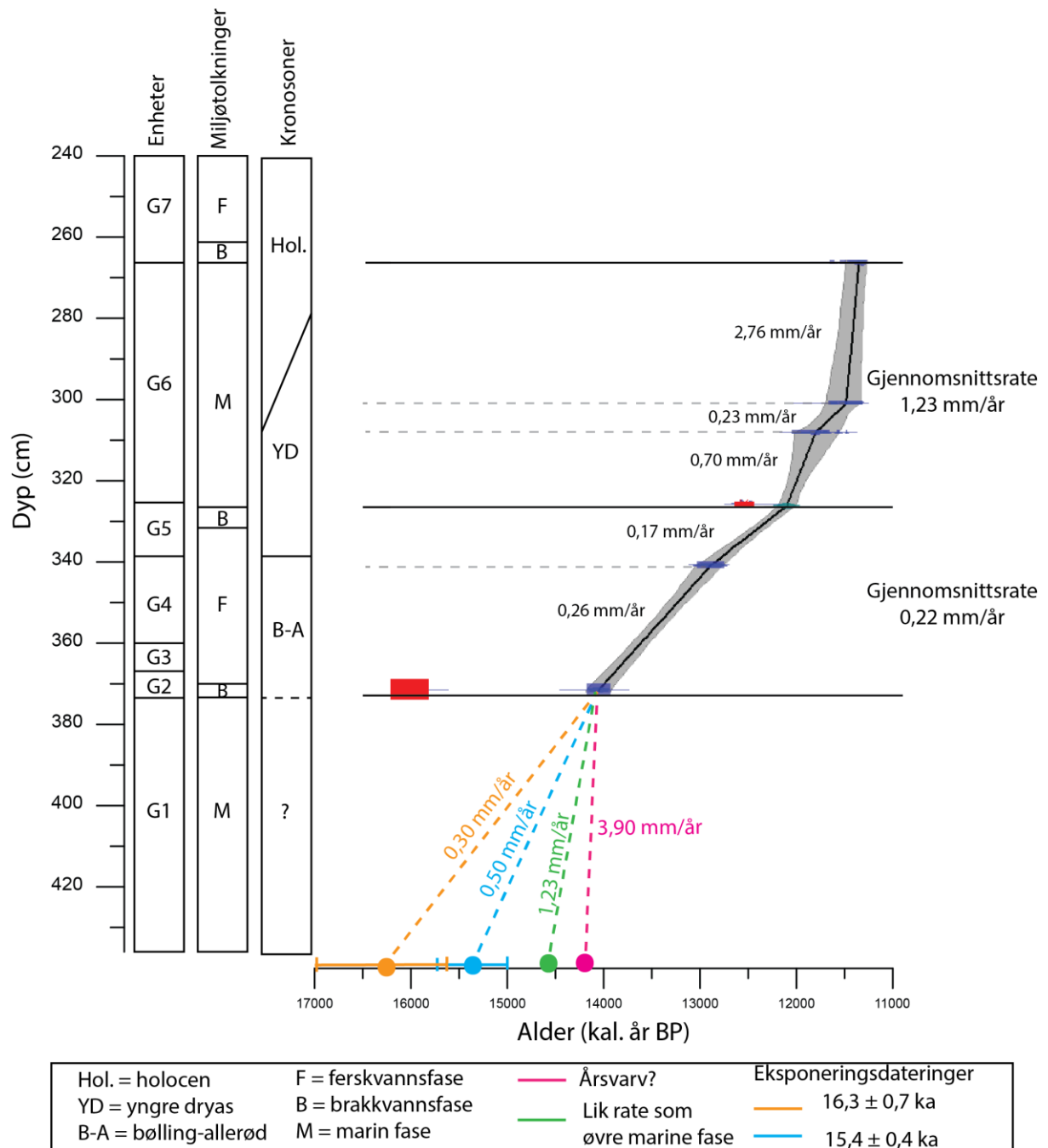
Som nevnt tidligere utførte Gump et al. (2017) eksponeringsdateringer på Bokn som indikerer at øya ble isfri mellom 15-16 ka BP, noe som er betydelig eldre enn den første isolasjonen av Gunnarstadvatnet. Dersom disse eksponeringsdateringene stemmer vil det bety at den tidligste marine fasen i Gunnarstadvatnet må ha vart mellom ca. 1300 og 2200 år. Siden dette ikke kan verifiseres direkte gjennom bunndateringer fra hverken Gunnarstadvatnet eller Boknamyr ble det forsøkt testet gjennom å se nærmere på aldersmodellene fra bassengene. Enhet G1 fra Gunnarstadvatnet er antatt å være avsatt rett etter deglasiasjonen av Bokn og inneholder laminerte sedimenter (kapittel 4.1.2). Det er en mulighet for at disse lamineringene representerer årsvarv, og kan dermed vise til tiden det har tatt å få avsatt enheten. Enheten inneholder minst 160 ± 10 lamineringer (Hernar, 2017), og hvis dette er årsvarv kan enheten ha blitt avsatt over en periode på omtrent 160 år, noe som vil bety at Bokn ble isfri rundt 14,2 ka BP. Det må presiseres at dette er et svært usikkert estimat og manglende bunndatering betyr at vi i praksis ikke kan bekrefte om lamineringen representerer årslag. Rett etter deglasiasjonen er det nærliggende å tenke at sedimentasjonshastigheten var høy som følge av stor tilførsel av

breslam til fjordsystemet som bassenget var en del av på denne tiden. For å undersøke sannsynligheten av de ulike estimatene for deglasiasjonsalderen, som spenner helt fra 16,3 (eldste eksponeringsdatering) til 14,2 ka (antagelse om årsvarv i enhet G1), ble det derfor laget aldersmodeller (Figur 5.1 og 5.2) som viser hvilke sedimentasjonsrater de ulike estimatene vil gi for de nederste, antatt glasimarine, enhetene i Gunnarstadvatnet og Boknamyr.

Her er det valgt å først og fremst ta i bruk aldersmodellen for kjerne 507-08 fordi det er fra denne kjernen vi har den eldste radiokarbondateringene. Settes eksponeringsdateringene fra Bokn ($16,3 \pm 0,7$ ka og $15,4 \pm 0,4$ ka) inn som bunndateringer i aldersmodellen for kjerne 507-08 vil sedimentasjonsraten bli henholdsvis 0,30 mm/år og 0,50 mm/år (Figur 5.1). Dette er lavt sammenlignet med den gjennomsnittlige sedimentasjonsraten for den øverste marine fasen (1,23 mm/år). Det må legges til at det er store usikkerheter i eksponeringsdateringene (± 400 år og ± 700 år), og det er vanskelig å ta stilling til hvilket av de to estimatene en kan stole mest på. Hvis en tar utgangspunkt i at de yngste eksponeringsdateringene er korrekte tillater usikkerheten at den faktiske deglasiasjonsalderen ligger hel ned mot 15,0 ka BP, noe som ifølge aldersmodellen vår ikke virker helt usannsynlig. Med utgangspunkt i at den nederste enheten i Gunnarstadvatnet er tolket til å være glasimarin, med antatt høy sedimentasjonsrate, virker det mindre sannsynlig at det eldste estimatet fra eksponeringsdateringene ($16,3 \pm 0,7$ ka) kan være riktig.

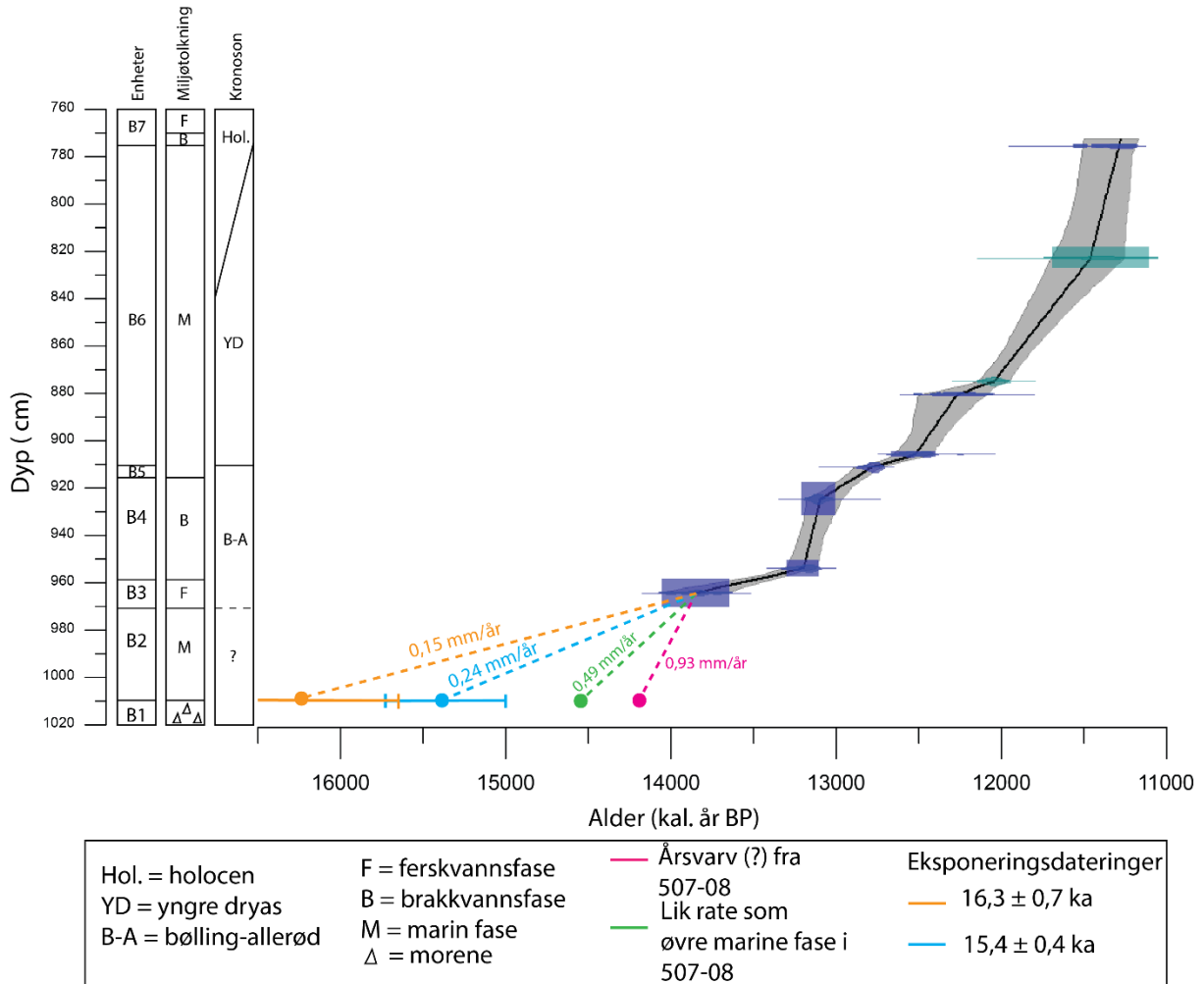
Dersom sedimentasjonsraten i G1 settes lik den gjennomsnittlige raten for den marine fasen avsatt i yngre dryas (1,23 mm/år) (Figur 5.1), vil bunnen av kjernen få en alder rundt 14,5 ka forutsatt at sedimentasjonsraten holdt seg jevn. Det er ikke lagt inn et usikkerhetsintervall for dette punktet, da det kun er basert på en antagelse om at sedimentasjonsraten i de marine fasene er lik. Det siste punktet er basert på antagelsen om at lamineringene i enhet G1 representerer årsvarv. Settes dette inn i aldersmodellen vil kurven bli svært bratt og gi en sedimentasjonsrate på 3,9 mm/år. Det er heller ikke her lagt inn en usikkerhet, men det betyr ikke at det ikke er store usikkerheter knyttet opp til denne antagelsen. På sørlige Karmøy ble det observert en sedimentasjonshastighet på 2,0 mm/år i de nederste glasimarine sedimentene i en kjerne fra Grødheimsvatnet (Svean, 2016), og denne glasimarine enheten har mange likheter med sedimentene i enhet G1 fra Gunnarstadvatnet. Enheten i Grødeheimsvetnet har en lavere sedimentasjonsraten enn det vi fikk ved bruk av antagelsen om årsvarv, og ligger nærmere modellen som antar at raten har vært lik som i den marine fasen avsatt i yngre dryas. Ut i fra

diskusjonen over og Figur 5.1, anses det videre den mest sannsynlige alderen for deglasiasjonen av Bokn er yngre enn 15 ka, men nærmere 14,5 ka enn 14,0 ka.



Figur 5.1: Aldersmodellen fra Gunnarstadvatnet ble brukt for å undersøke alternative deglasiasjonsaldere for Bokn på grunn av manglende bunndateringer fra kjernene. De fargede linjene viser sedimentasjonsraten for de fire ulike scenarioene.

Det er i tillegg valgt å ta med aldersmodellen for kjerne 507-09 (Figur 5.2), for å se hvordan de ulike bunndateringene påvirker sedimentasjonsraten i enhet B2 som er tolket til å være den første marine fasen avsatt i Boknamyr etter deglasiasjonen. Settes eksponeringsdateringene inn som bunndateringer (oransje og blått punkt) vil sedimentasjonsraten bli enda lavere enn i Gunnarstadvatnet, nesten like lav som i den påfølgende ferskvannsfasen (B3). Settes bunndateringene til ca. 14,2 ka (antatte årsvarv fra 507-08, rosa punkt) og ca. 14,5 ka (alderen fra 507-08 hvis sedimentasjonshastighet i G1 var lik som som øverste marine fase, grønt punkt) vil sedimentasjonshastigheten fortsatt være lavere enn i enhet G1. Ut i fra aldersmodellen for Boknamyr vil en bunndatering mellom 14,2 ka og 14,5 ka virke mer fornuftig enn bunndateringer rundt 16,3 og 15,4 ka. Her er det i tillegg funnet morenematerialet i bunn, noe som gjør det sannsynlig at sedimentene er avsatt like etter at isen forsvant fra området. Basert på en vurdering av mulige sedimentasjonsrater konkluderer vi dermed at en sannsynlig alder for deglasiasjonen av Bokn kan ligge i området mellom 15 og 14,2 ka, noe som kan forenes med eksponeringsdateringene dersom de yngste dateringene fra Gump et al. (2017) er riktige, og dersom alderen ligger helt i yngste delen av usikkerhetsmarginen.



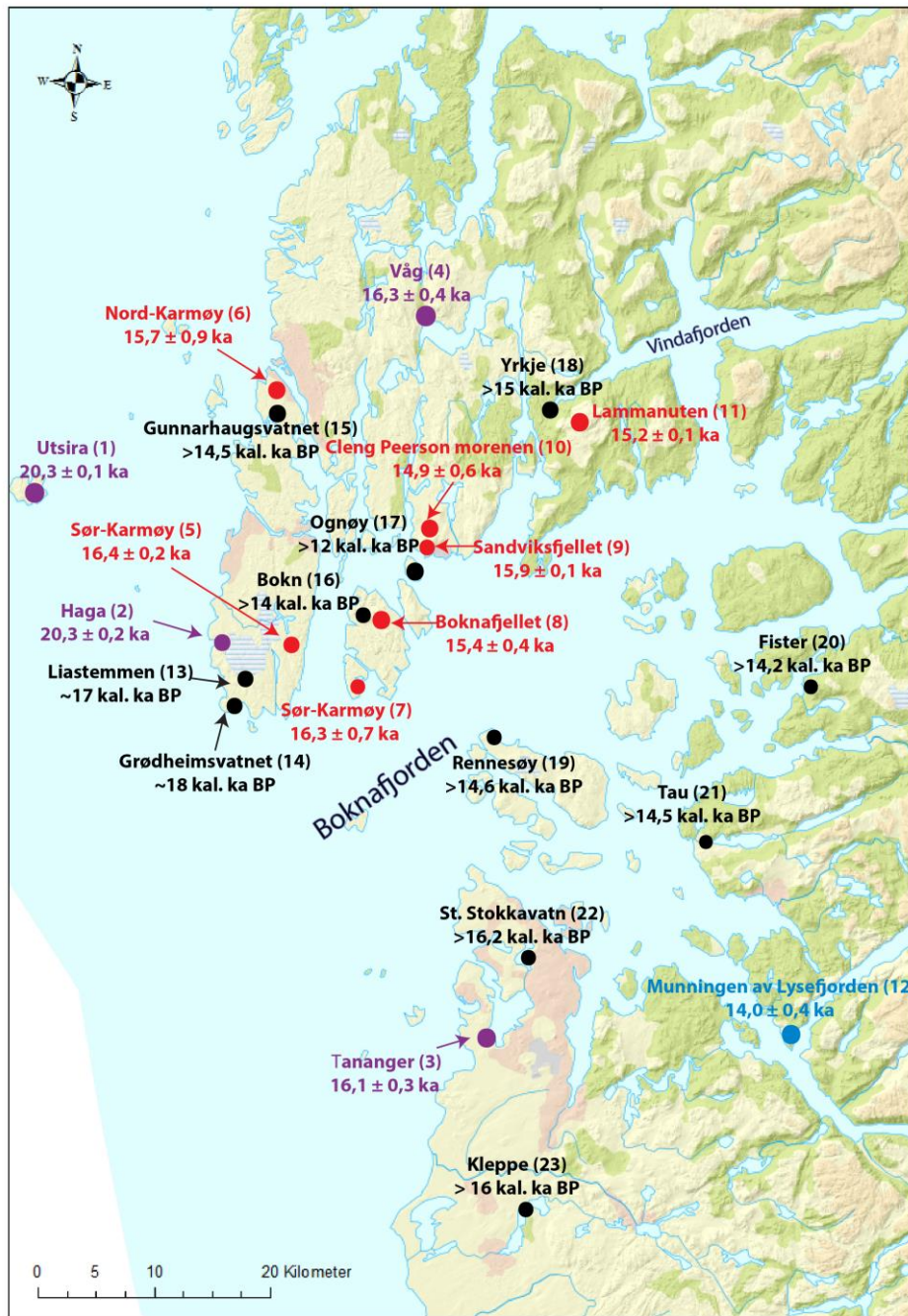
Figur 5.2: Aldersmodellen for Boknamyr og alternative sedimentasjonsrater hvis fire alternative bunndateringer funnet med aldersmodellen fra Gunnarstadvatnet settes inn som bunndateringer.

5.1.2 Deglasiasjonen av Boknafjorden

For å danne et mer helhetlig bilde av deglasiasjonsforløpet av Boknafjorden må Bokn settes i sammenheng med andre undersøkelser fra regionen (Figur 5.3). Figur 5.4 viser en tolkning av isens tilbaketreking i Boknafjorden basert på kronologien i området. Til sammenligning er figuren for tilbaketreking av Gump et al. (2017) basert på eksponeringsdateringer tatt med (Figur 5.5). Hvis antagelsene om at Bokn ble isfri etter 15 ka BP stemmer, betyr det at Bokn ble isfri flere tusen år etter at sørspissen av Karmøy ble isfri. Bunndateringer fra sørlige Karmøy viser at området ble isfritt ca. 18 kal. ka BP (Lunnan, 2016; Svean, 2016), mens radiokarbondateringer fra Liastemmen (Karmøy) antyder at denne lokaliteten ble isfri omkring 17 kal. ka BP (14000 ^{14}C -år BP) (Paus, 1989b). Dette betyr at isen kan ha brukt svært lang tid på tilbaketrekingen fra Karmøy til Bokn eller hatt en lengre periode med stillstand etter at

sørlige Karmøy ble isfri. Isen kan også ha trukket seg tilbake rask for så å ha rykket frem igjen og stoppet like vest for Bokn, men dette blir kun spekulasjoner.

Radiokarbondateringer oppsummert av Helle et al. (2007), dateringer fra Liastemmen (Karmøy) (Paus, 1989b) og Kleppe (Jæren) (Paus, 1989a) og eksponeringsdateringer (Briner et al., 2014; Svendsen et al., 2015; Gump et al., 2017) er samlet i Figur 5.3 og utgjør det kronologiske grunnlaget for den påfølgende tolkningen av isavsmeltingsforløpet i Boknafjorden. Flere av arbeidene nord-øst og øst for Bokn er vanskelig å forene med tanken om at Bokn var dekket av is helt frem til ca. 14,2 ka BP, fordi de viser høyere aldre. Dette kan tyde på at isen forsvant fra Bokn tidligere enn 14,2 ka BP. Flere av radiokarbondateringene i Figur 5.3, utenom Bokn (dette arbeidet) og Rennesøy (Prøsch-Danielsen, 1993), er datert på bulkprøver av innsjøsedimenter, en metode det er knyttet usikkerheter opp mot på grunn av hardvannseffekten, spesielt hvis det organiske innholdet i sedimentene er lave. Dette vi bli diskutert videre i kapittel 5.3.2. Som nevnt tidligere har Briner et al. (2016) undersøkt muligheten for at eksponeringsdateringene fra Utsira (Svendsen et al., 2015) er for gamle og har kalkulert at eksponeringsdateringer fra områder i utkanten av tidligere isdekker (områder som gjerne har vært lenge isfrie under istiden og hvor den glasiere erosjonen har vært liten) kan vise en alder >10% høyere enn det som er reelt, grunnet dyp akkumulasjon av ^{10}Be .



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 5.3: Kartet viser en oppsummering av kronologien rundt Boknafjorden som ble benyttet da isavsmeltingshistorien skulle undersøkes. Figur 5.4 viser tilbaketrekingen basert på de nye dateringene fra Bokn, samt den eksisterende kronologien bestående av eksponeringsdateringer og radiokarbondateringer. Bakgrunnskartet er modifisert fra Kartverket (2017a).

18 ka BP

Den sørlige spissen av Karmøy ble isfri rundt 18 kal. ka BP (Lunnan, 2016; Svean, 2016). Nord for lokaliteten finnes det eksponeringsdateringer som tilsier at denne delen av Karmøy skulle vært isfri ca. 20 ka BP, men det er mistanke om at dateringene er for gamle grunnet nedarvet alder (Briner et al., 2016; Gump et al., 2017). Ismarginens posisjon sør og nord for den isfrie sørspissen av Karmøy er usikker, men det er antatt at isen ikke lå lengre inn enn den første fjordterskelen i munningen av Boknafjorden (Figur 5.4).

16 ka BP

Isen trakk seg nordover på Karmøy og deler av Karmøy var tidlig isfri omtrent 16,0 ka BP. Eksponeringsdateringer fra sørlige og nordlige Karmøy viser omtrent $16,4 \pm 0,2$ ka og $15,7 \pm 0,9$ ka (Gump et al., 2017), derfor tolkes ismarginen til å ligge mellom disse to lokalitetene. I Karmsundet (ca. 200-300 m dypt, Figur 2.2) som skiller Karmøy og Vestre Bokn er det avsatt tykke pakker med glasimarine sedimenter (Bøe et al., 2000). Vi tolker det derfor slik at Bokn fortsatt var dekket av is og at ismarginen lå vest for Bokn og forsynte Karmsundet med breslam på denne tiden. Rett sør for Vestre Bokn ligger det en fjordterskel og på grunnlag av det store tidsrommet mellom dateringene fra Sør-Karmøy og Bokn er det derfor ikke utenkelig at ismarginen kan ha opplevd en stillstand på denne fjordterskelen i en lengre periode, mens den avsatte glasimarine sedimenter i Karmsundet. Simuleringer av isdynamikken i Boknafjorden viser at terskelen kan ha ført til stabilisering av isfronten i denne posisjonen (pers. kom. Henning Åkesson, 2017). Eksponeringsdateringene på sørspissen av Bokn viser $16,3 \pm 0,7$ ka (Gump et al., 2017), noe som betyr at Bokn kan ha blitt isfri før 16 ka BP. Dette virker noe gammel ut fra våre antagelser om når Bok ble isfri, men et alternativ kan være at ismarginen trakk seg tilbake fra den sørlige delen av Bokn, mens den ennå dekket nordlige deler av øya, slik det er tegnet inn på Figur 5.4. Gump et al. (2017) har trukket ismarginen nord-øst for Bokn på dette tidspunktet (Figur 5.5), noe som ikke passer med hva vi har antatt er en sannsynlig deglasiationsalder for Gunnarstadvatnet og Boknamyr (kapittel 5.1.1).

Eksponeringsdateringer ($16,1 \pm 0,3$ ka (Svendsen et al., 2015)) fra Tananger og radiokarbondateringer (13000-14000 ^{14}C -år BP (Paus, 1989a)) nær Kleppe på Jæren indikerer at deler av Jæren, sør for Boknafjorden, ble isfritt rundt 16 ka BP.

15 ka BP

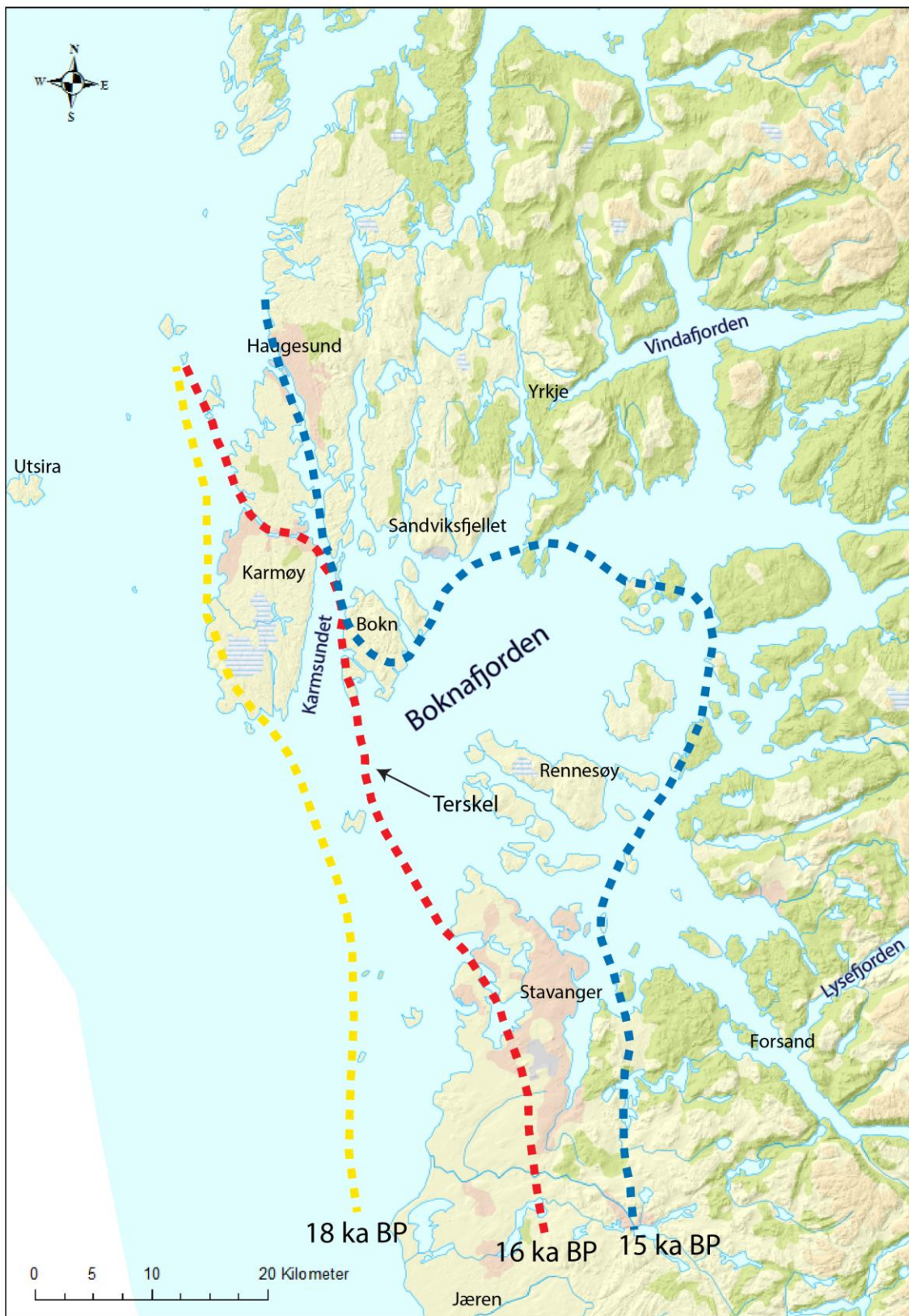
Eksponeringsdateringene fra Boknafjellet (Figur 5.3) antyder at toppen av fjellet var isfri rundt 15 ka BP eller før ($15,4 \pm 0,4$ ka) (Gump et al., 2017), mens ut i fra våre dateringer fra Gunnarstadvatnet virker det mer sannsynlig at isavsmeltingen på Bokn skjedde etter 15 ka BP. Det er en mulighet for at toppen av Boknafjellet har vært isfri samtidig som Gunnarsatdvatnet lå dekket av is, da relieffet mellom lokalitetene er nesten 300 m. Men Gump et al. (2017) påpeker at de ikke ser et generelt mønster i eksponeringsdateringene som tilsier at toppene ble isfrie betydelig tidligere enn lavereliggende områder. Linjen som markerer ismarginen 15 ka BP (Figur 5.4) ble trukket skrått over Bokn, slik at sørspissen av øya var isfri på dette tidspunktet. Det oppstår da problemer med å forklare eksponeringsdateringene og noen av radiokarbondateringene som ligger nord-øst for Bokn. Radiokarbondateringer fra Yrkje viser at deglasiasjonen fant sted > 15 kal. ka BP (12700 ± 190 ^{14}C -år BP (Braaten og Hermansen, 1985)). Det bør påpekes at kalibreringen av alderen 12700 ± 190 ^{14}C -år BP med IntCal13 (Reimer et al., 2013) viser en stor spredning (14260-15690 kal. år BP (2σ)) og ifølge den kalibrerte alderen kan dateringen være yngre enn 15 ka BP. Eksponeringsdateringene (Figur 5.3) fra Sandviksfjellet ($15,9 \pm 0,1$ ka) og Lammanuten ($15,2 \pm 0,1$ ka) (Gump et al., 2017) tilsier at området nord-øst for Bokn var isfritt tidligere enn Bokn, noe som er ulogisk. Dateringene fra Lammanuten og Sandviksfjellet kan forklares med at lokaliteten ligger på fjelltopper som kan ha blitt isfrie tidligere på grunn av et tynt isdekke, selv om eksponeringsdateringen alene ikke tyder på at dette er tilfellet (Gump et al., 2017). En annen mulighet er at eksponeringsdateringene viser for høye aldre på grunn av myoneffekten som ble antatt å påvirke eksponeringsdateringene på Utsira (Briner et al., 2016). Vi velger derfor ikke å trekke ismarginen øst for disse lokalitetene slik Gump et al. (2017) har gjort fordi det blir ulogisk med hensyn til antagelsene om at Bokn ble isfri etter 15 ka BP, men ser ikke helt bort fra muligheten for at Bokn kan ha blitt isfri tidligere.

Sør for Bokn trekkes ismarginen inn i fjorden. Det er ikke mange dateringer fra øyene i sentrale deler av Boknafjorden, derfor blir denne linjen svært usikker. Det kan tenkes at isen ikke lengre lå stabilt ved terskelen rett sør for Bokn og smeltet ytterligere slik at den løftet seg fra terskelen, kalvet raskt innover i fjorden og en stor kalvingsbukt kan da ha oppstått. Batymetriske kart tilsier at bassenget øst for terskelen er svært dypt og kalvingen kan ha forårsaket en rask tilbaketrekning (pers. kom. Henning Åkesson, 2017). På Rennesøy (sentralt i Boknafjorden) ble det funnet hvalbein som senere ble datert til 12420 ± 160 ^{14}C -år BP (pers. kom. P. Blystad,

referert i Prøsch-Danielsen, 1993), noe som betyr at Rennesøy kan ha vært isfri > 14500 kal. år BP. Dette kan underbygge hypotesen om at det ble dannet en bred kalvingsbukt i Boknafjorden før 14,5 ka BP.

14 ka BP

På dette tidspunktet regner vi med at ismarginen hadde trukket seg tilbake fra Bokn og etterlatt Boknafjorden isfri. Ved munningen til Lysefjorden indikerer eksponeringsdateringene ($14,0 \pm 0,4$ ka) på at morenen ble avsatt omtrent 14,0 ka BP (Briner et al., 2014). Hvis eksponeringsdateringene stemmer må isen ha trukket seg svært raskt tilbake på 1000-2000 år. Karlsen (2016) utførte sedimentologiske undersøkelser av sedimenter i forkant av Esmarkmorenen i Forsand kommune og nederste del av avsetningene ble antatt til å være et delta avsatt under regresjon ca. 14 ka BP. Hvis dette stemmer må området ha vært isfritt slik at deltaet kunne avsettes. Det er viktig å påpeke at Karlsen (2016) ikke har utført absolutte dateringer av avstengningene.



Figur 5.4: Tilbaketrekningen av ismarginen 18 ka BP, 16 ka BP og 15 ka BP basert på de nye dateringene fra Bokn og den eksisterende kronologien rundt Boknafjorden (figur 5.3). Ved 14 ka BP var trolig fjorden isfri, derfor er det valgt å ikke ta med ismarginen som markerer posisjonen 14 ka BP. Linjene er stiplet fordi ismarginens posisjon er usikker og figuren er kun ment som å illustrere et mulig tilbaketrekningmønster.



Figur 5.5: Tilbaketrekningen av ismarginen tolket av Gump et al. (2017) er basert på eksponeringsdateringer og fraviker noe fra vår tolkning Figur 5.4. Tallene 20,18, 16, 15 og 14 har benevnning ka BP. YD-marginen er markert inn på kartet med tykk, lyseblå linje. Den røde, stiplede linjen markerer et profil innover fjorden. Modifisert fra Gump et al. (2017)

5.2 Strandforskyvning på Bokn

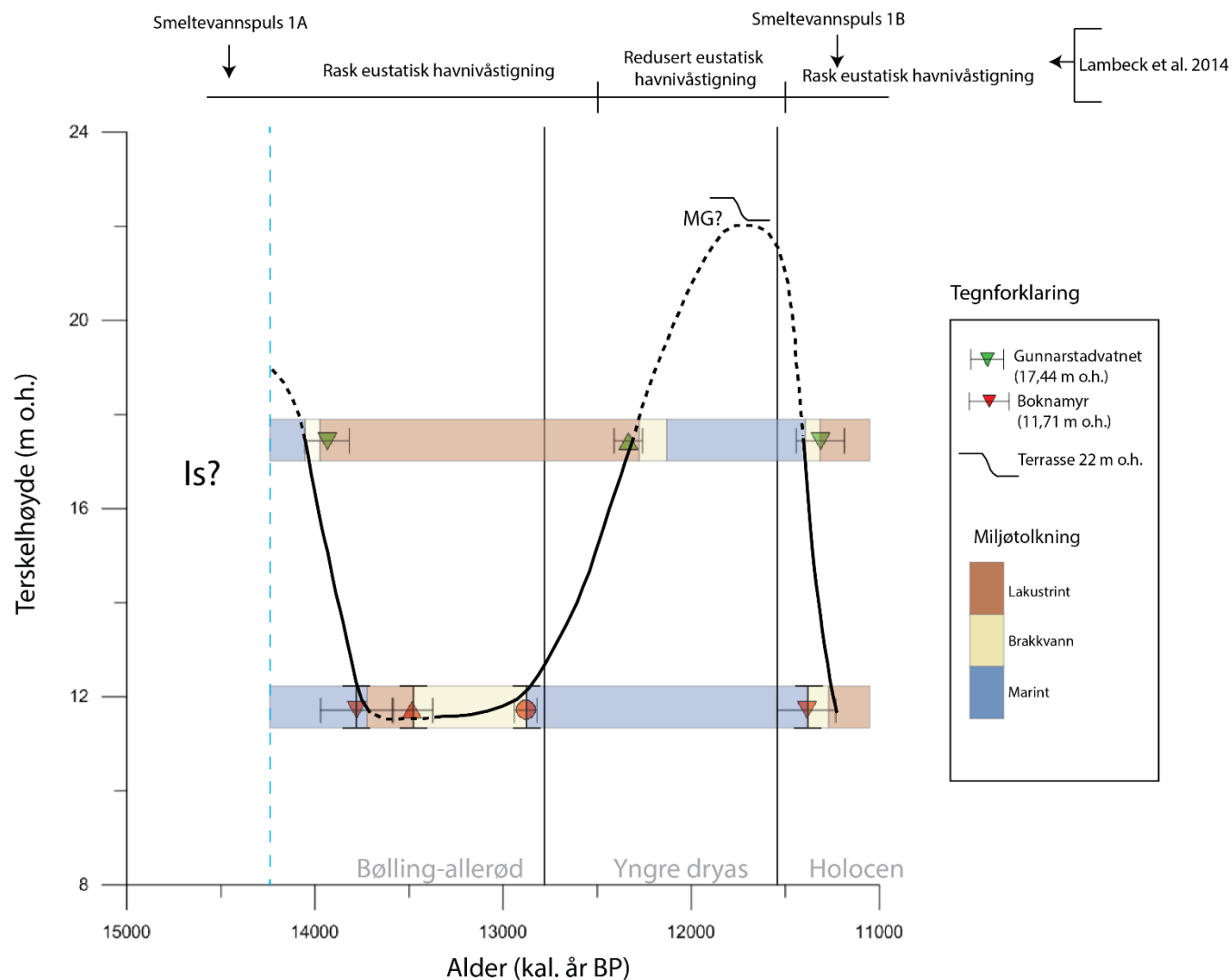
5.2.1 Strandforskyvningskurven

Strandforskyvningskurven for Bokn gjennom senglasialen (Figur 5.6) er utarbeidet fra syv punkter basert på dateringene fra kjernene 507-08 og 507-09, samt høyden over havet til en antatt marin terrasse (se kapittel 2.1 og Hernar (2017)).

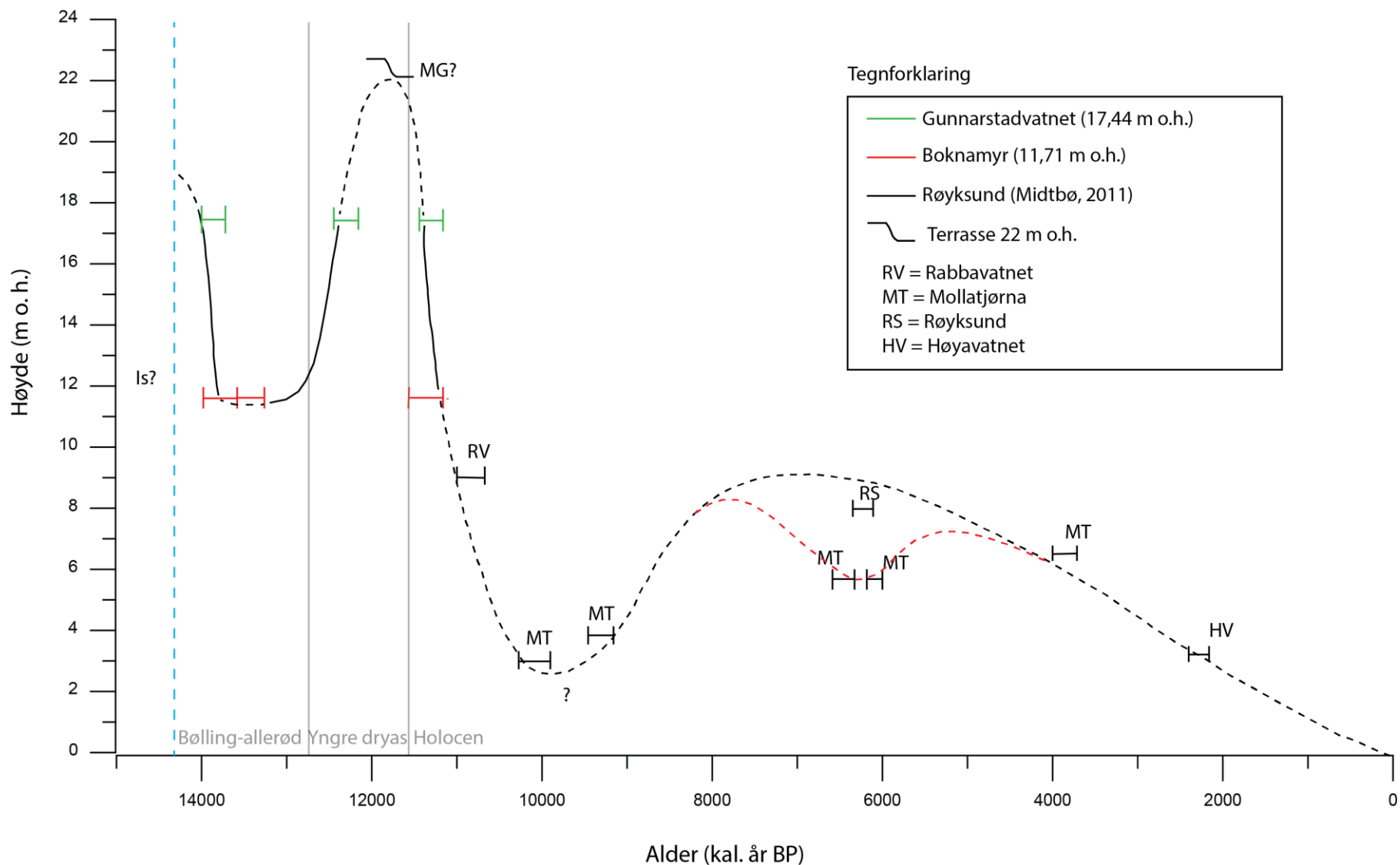
Punktene basert på dateringene er angitt med to standardavvik fordi de yngste dateringene har svært brede standardavvik. Strandforskyvningskurven antas i denne oppgaven å reflektere havnivåendringene med middel høyvann som referansepunkt, fordi bassenget anses som isolert etter at terskelen er hevet over dette nivået (kapittel 4.1.3). Det er noe variasjon i hvilke nivå som blir brukt som referansepunkt, men det har vært vanlig å anta at høyeste astronomiske tidevann (HAT) (eks: Lohne et al. (2007), Romundset et al. (2010), Natterøy (2013)) tilsvarer dette punktet. I Trosnavåg på Bokn er dagens forskjell mellom middel høyvann og HAT 30 cm (kapittel 2.4) og kan utgjøre en usikkerhet i kurveforløpet dersom punktene skal sammenlignes med tidligere arbeid. Men i dette arbeidet blir denne usikkerheten ansett som liten i forhold til

andre måleusikkerheter som oppstår når strandforskyvning fra ulike isobaser skal sammenstilles.

Siden Gunnarstadvatnet og Boknamyr er lokalisert nærme hverandre (Figur 2.3, kapittel 2.2) har det ikke vært behov for å justere punktene for skjev landheving. Det var også ønskelig å rekonstruere en strandforskyvningskurve som dekket hele havnivåhistorien på Bokn fra senglasiale tider frem til i dag (Figur 5.7). Derfor er det tatt utgangspunkt i strandforskyvningskurven fra Røyksund (Midtbø et al., 2011) med beliggenhet på Fosenhalvøya nordøst for Bokn (Figur 1.1, kapittel 1.1). Punktene fra Røyksundkurven må i midlertid justeres for skjev landheving fordi det ligger noen kilometer øst for vår lokalitet. For å justere punktene fra Røyksundkurven har strandlinjegradiene for holocen fra Hordaland (Kaland, 1984) blitt brukt som utgangspunkt (vedlegg 7 viser justeringen av punktene). Isobasen som er tenkt at går gjennom Nord-Karmøy og Bokn (Figur 1.3, kapittel 1.2) har blitt brukt som nullpunkt for å måle avstanden inn til lokalitetene på Fosenhalvøya. På grunn av dette er det holocene kurveforløpet for Bokn foreløpig svært usikkert. Det finnes imidlertid mange basseng på Bokn som ligger i passe høyde for å konstruere holocene havnivåendringer, og den foreløpige kurven som er presentert her kan brukes som et utgangspunkt for å finne passende bassenger til en slik studie.



Figur 5.6: Strandforsyvningskurven for Bokn, basert på syv daterte nivå fra Boknamyr (rødt punkt) og Gunnarstadvatnet (grønt punkt) er plottet inn sammen med høyden til terrassen observert på østre del av øya. Punktene markert med pilen pekende nedover markerer isolasjonskontakter, mens punktene med pilen vendt oppover markerer ingresjonskontaktene. Den røde sirkelen markerer starten på den fullmarine fasen i Boknamyr. Den blå, stiplede linjen markerer isfronten, men som diskutert i kapittel 5.1.1 er det svært usikkert når Bokn ble isfri.



Figur 5.7: Den fullstendige strandforskyvningskurven fra Bokn rett etter deglasiasjonen fram til i dag. Den stiplede, sorte linjen er basert på holocene strandforskyvningsundersøkelser fra Midtbø et al. (2011). Den rød, stiplede linjen viser en dobbel Tapestransgresjon Midtbø et al. (2011) mener å kunne påvise. RV = Rabbavatnet, MT = Mollatjørna, RS = Røyksund, HV = Høyevatnet. I Vedlegg 7 er utregningene av justerte terskler vist.

Regresjonsminimum i bølling-allerød

Fytoplanktonanalysen av sedimentene i Boknamyr viser at bassenget har vært isolert i en svært kort periode, etterfulgt av en lengre brakkvannsfase i bølling-allerød. Dette kan tyde på at nivået for middel høyvann har stått lavere enn terskelen i Boknamyr på 11,71 m o.h. (+0,58/-0,28 m) rundt 13500-13800 kal. år BP. Punktet som markerer den første isolasjonskontakten i Boknamyr er basert på Poz-86485, selv om kontakten er tolket å ligge én centimeter under det daterte nivået (kapittel 4.2.3). Hvis aldersmodellen ekstrapoleres én centimeter ned vil isolasjonskontakten i Boknamyr bli eldre enn i Gunnarstadvatnet, noe som ikke er mulig. På grunnlag av dette, i tillegg til at dateringen gjør sedimentasjonsraten svært lav sammenlignet med resten av kjernen, kan det mistenkes at Poz-86485 er noe for gammel grunnet resedimentering (resedimentasjon diskuteres i kapittel 5.3.2). Dette har vi dessverre ikke noen mulighet for å dobbeltsjekke, men er klar over at det er en mulighet for at første isolasjon i Boknamyr kan være yngre.

Den relativt lange brakkvannsfasen i 507-09 som følger ferskvannsfasen, kan indikere stillstand eller en sakte stigning i det relative havnivået flere hundre år før bassenget ble fullmarint rundt 12750 kal. år BP. Det kan da tenkes at starten på brakkvannsfasen i Boknamyr tilsvarte nivået for middel høyvann og at overgangen til den fullmarine fasen markerer at havnivået har steget såpass mye at nivået for lavvann står over terskelen. Hvis tidevannsforskjellen mellom middel høyvann og LAT i bølling-allerød var lik som dagens forskjell (60 cm, kapittel 2.4) betyr det at vi i prinsippet kan si hvor mye kurven øker i løpet av brakkvannsfasen. Men det er en del usikkerheter rundt hva som betegnes som en fullmarin fase med tanke på tidevannsforskjellene (se diskusjon i kapittel 5.3.1).

Den raske regresjonen og den påfølgende lange stillstandsperioden i bølling-allerød kan også observeres ved blant annet Yrkje (Anundsen, 1985) og i Hordaland, nord for Boknafjorden (eks: Os (Lohne et al., 2004) og Sotra (Lohne et al., 2007)). YD-transgresjonen i Yrkje startet allerede i midtre deler av allerød (Anundsen, 1985) (basert stort sett på datering av bulkprøver) og på Sotra startet den rett før overgangen til yngre dryas, mens kurven fra Bokn (Figur 5.6 og 5.7) kun viser en svak stigning helt mot slutten av allerød og en rask stigning først i yngre dryas. Det er viktig å påpeke at Lohne et al. (2007) benytter en noe annerledes inndeling av kronosonene enn oss (se kapittel 2.5), som fører til at vi setter overgangene allerød/YD og YD/holocen senere enn det som er gjort i Sotrakurven.

For å prøve å identifisere årsakene til endringene i det relative havnivået for Bokn, er det i Figur 5.6 markert inn omtrentlig tidspunkt for større globale endringer i havnivå, basert på Lambeck et al. (2014). Fra omtrent 14 ka BP til 12,5 ka BP var det globale havnivået stigende (ca. 13,3 mm/år) (Lambeck et al., 2014), men strandforskyvningskurven fra Bokn viser at det relative havnivået sank i denne perioden. Dette betyr at den raske regresjonen må skyldes en svært høy landhevingsrate rett etter at området ble isfritt som følge av glacial isostasi (Figur 2.5 E, kapittel 2.3). Rundt 14 ka BP var trolig store deler av Boknafjorden isfri (kapittel 5.1.2) og det kan derfor tenkes at de nylig deglasierte områdene opplevde kraftig oppløft som følge av vektreduksjon slik at landet steg relativt til havnivået. Stillstanden som fulgte tolkes på Sotra (Lohne et al., 2007) og Os (Lohne et al., 2004) til å ha vært forårsaket av kraftig redusert oppløft av skorpen fordi tilbaketrekningen av isdekket over Vest-Norge ble redusert eller til og med startet å rykke frem igjen i allerød, før overgangen til yngre dryas. Det kan også tenkes at endringer i geoiden som følge av at isdekket minket, bidro til en senkning av det relative havnivået.

Transgresjon inn mot yngre dryas

Rett etter overgangen B-A/YD begynner strandforskyvningskurven på Bokn å stige raskt, som betyr at den raske stigningen sammenfaller med starten av kuldeperioden yngre dryas. I yngre dryas hadde ismarginen flere steder i Skandinavia et opphold i tilbaketrekningen, mens Vestlandet opplevde et kraftig fremrykket (Mangerud, 2004). Anundsen (1978) observerte en markert transgresjon ved Yrkje i yngre dryas og satte dette i sammenheng med at isdekket vokste frem i denne perioden. Denne transgresjonen har siden blitt observert i en rekke strandforskyvningsundersøkelser i Hordaland og Rogaland.

YD-transgresjonen på Bokn skjedde i samme tidsrom som raten av den eustatiske havnivåstigningen var redusert (Figur 5.6), derfor må transgresjonen skyldes flere faktorer enn kun eustatiske endringer. Siden isen vokste frem flere steder på Vestlandet under yngre dryas kan det tenkes at landhevingen ble bremsert kraftig opp i denne regionen (Lohne et al., 2007). Da isdekket vokste ble også ismassens gravitasjonstiltrekning på havet sterkere, slik at geoiden ble endret og hevet det relative havnivået langs kysten (Fjeldskaar og Kanestrøm, 1980).

I Hordaland vet vi at ismarginen rykket lengre ut mot kysten enn i Boknafjorden under yngre dryas, noe som førte til en YD-transgresjon på omtrent 10 m på Sotra utenfor Bergen (Lohne et al., 2007). Hvor stor transgresjonen var på Bokn er usikkert, men ut ifra resultatene presentert

må den ha vært større enn 5,7 m (som er den vertikale høydeforskjellen mellom de to undersøkte bassengene). Den marine fasen i Gunnarstadvatnet varer i omtrent 1000 år, noe som indikerer et havet kan ha rukket å stige en god del høyere enn dette før transgresjonsmaksimum ble nådd. I tillegg ligger Bokn på omtrent samme isobase som Gunnarshaugvatn på nordlige Karmøy der marin grense markeres av en YD-høystand rundt 21-22 m o.h. Hvis transgresjonen på Bokn nådde like høyt under yngre dryas betyr dette at transgresjonen var omtrent 10 m i likhet med på Sotra.

Holocen

Punktene for den siste isolasjonen av Gunnarstadvatnet og Boknamyr viser at bassengene ble isolert omtrent samtidig. Disse punktene har store standardavvik, noe som betyr at isolasjonen i teorien kan ligge hvor som helst innenfor dette avviket. I Figur 5.6 er det derfor valgt å trekke strandforskyvningskurven gjennom den eldste delen av standardavviket for Gunnarstadvatnet og den yngste delen av standardavviket Boknamyr (Figur 5.6). Grunnen til dette er at Gunnarstadvatnet ligger høyere enn Boknamyr og må ha vært isolert tidligere. Hvis dateringene stemmer (se kapittel 5.3.2 for diskusjon av dateringene) viser kurven et svært raskt fall i det relative havnivået fra omtrent 17,44 m o.h. til 11,71 m o.h. på bare noen få hundre år. Et lignende fall i havnivå er blant annet observert på Sotra (Krzywinski og Stabell, 1984; Lohne et al., 2007) og Os i Hordaland (Lohne et al., 2004), Yrkje (Anundsen, 1985) og Nord-Karmøy (Austad og Erichsen, 1987), som reflekterer isdekkets endelige tilbaketrekning etter yngre dryas.

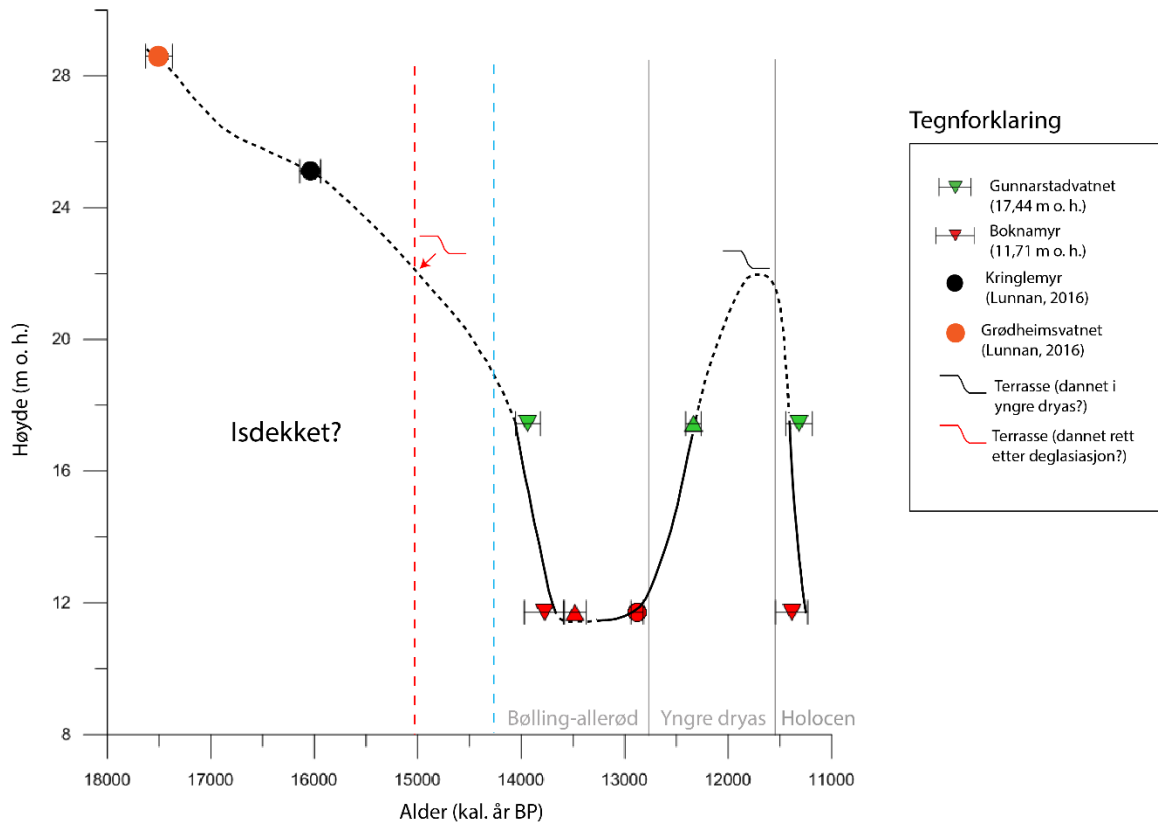
Mellom ca. 11,4-8,2 ka BP økte det eustatiske havnivået jevnt med en rate på ca. 15 m/ka (Lambeck et al., 2014). Basert på punktene justert for skjev landheving fra Midtbø et al. (2011) er transgresjonen, kalt Tapestransgresjonen, tolket til å ha startet 10-9,5 ka BP. Imidlertid mener Midtbø et al. (2011) å kunne påvise en dobbel Tapestransgresjon, med en nedgang rundt 6 ka BP etterfulgt av en ny transgresjon. Midtbø et al. (2011) baserer dette på en prøve av diatoméer som viser en brakk sammensetning, men presenterer ikke disse resultatene. I de presenterte fytoplanktondiagrammene fra Mollatjørna (Fosen) ses ingen klare tegn til at algesammensetningen reflekterer brakkvann og at havnivået skal synke for så å stige igjen. Det anses her som at bevisene for en todelt Tapestransgresjon ikke er gode nok, og at kurven derfor trekkes i samsvar med det som er observert andre steder langs norskekysten, der Tapestransgresjonen kun viser en enkelt topp (Kaland, 1984; Svendsen og Mangerud, 1987;

Lohne et al., 2007). Fra kulmineringen av Tapes-transgresjonen faller havnivået jevnt fram til i dag.

Marin grense på Bokn

Ut i fra analysene av sedimentkjernen fra Gunnarstadvatnet er det klart at marin grense på Bokn må være høyere enn terskelen på 17,44 m o.h., men hvor mye høyere er usikkert. Som nevnt tidligere ble det på østsiden av Bokn observert en terrasse på 22 m o.h. som potensielt kan markere marin grense. Bokn er preget av mye bart fjell (kapittel 2.2) og lite løsmasser der terrasser kan dannes. Tidspunktet for dannelsen av terrassen er heller ikke kjent, men ved å gjøre noen antagelser er det her forsøkt å komme frem til det mest sannsynlige tidsrommet for dannelsen. Det finnes to alternativer. Første alternativ er at terrassen ble dannet i bølling, rett etter deglasiasjonen av Bokn. Det andre alternativet er at terrassen ble dannet under maksimum av YD-transgresjonen.

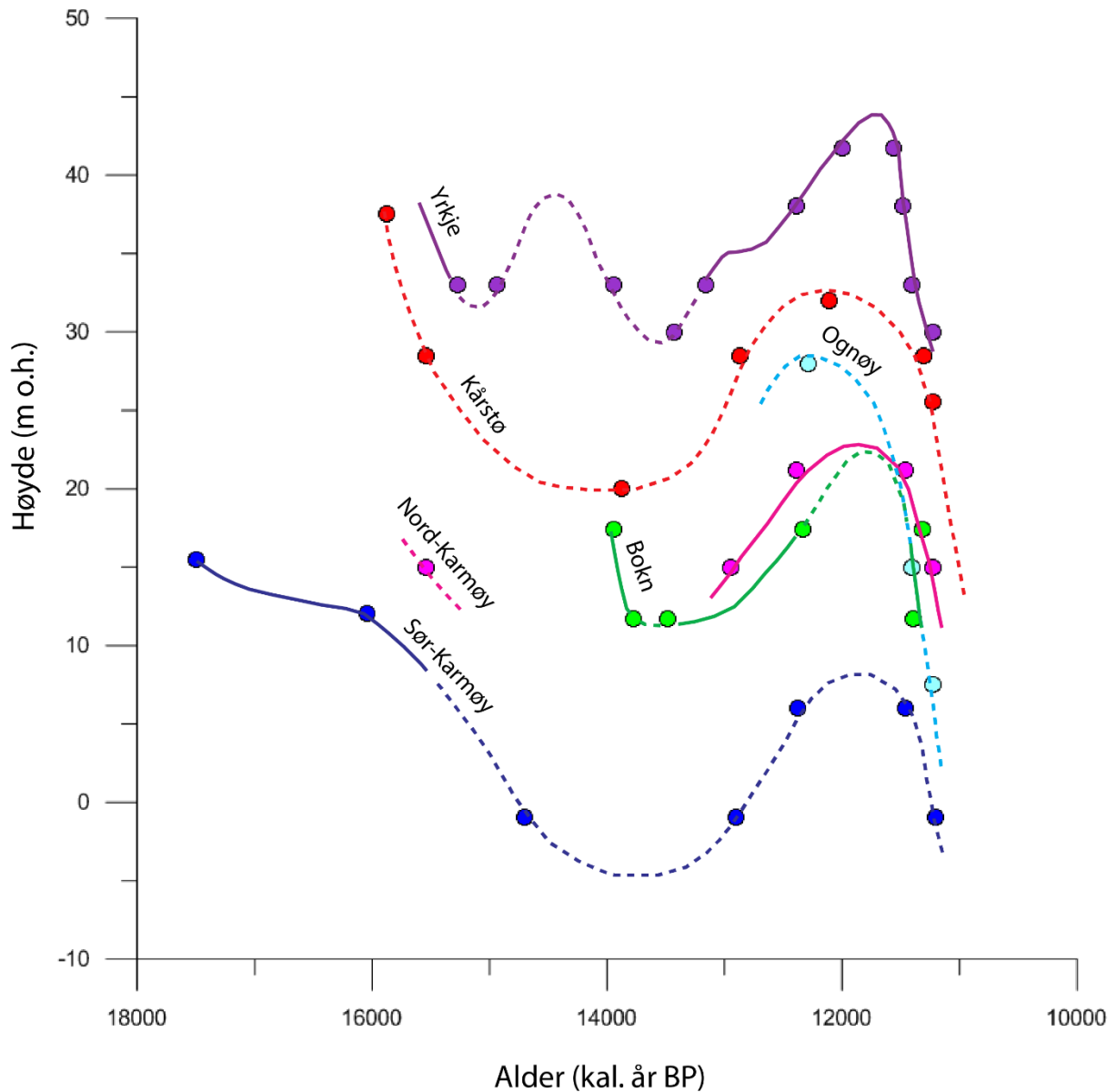
For å teste ut hvilke av alternativene som er mest sannsynlig har punktene fra strandforskyvningskurven på sørlige Karmøy (Lunnan, 2016) blitt plottet inn sammen med punktene for Bokn (Figur 5.8). Dette kan gi en indikasjon på hvor langt tilbake i tid vi må før havnivået tilsvarte 22 m o.h. og om det er en sannsynlig at Bokn var isfri ved det tidspunktet. Siden sørlige Karmøy ligger vest for Bokn ble punktene fra Sør-Karmøy justert opp med strandlinjegradianten fra yngre dryas på 1,1 m/km (Helle et al., 2007), der isobasen gjennom Gunnarstadvatnet utgjør nullpunktet. Det må understrekes at strandlinjegradianten før bølling ikke er kjent, men høyst sannsynlig var de brattere enn det vi kjenner fra yngre dryas, da noe landheving må ha funnet sted i perioden mellom deglasiasjonen av henholdsvis sørlige Karmøy og Bokn. De justerte punktene vil derfor mest sannsynlig tilsvare et minimumsnivå for hvor høyt havet teoretisk sett kan ha stått på Bokn i perioden før isolasjonen av Gunnarstadvatnet. Punktet for Kringlemyr ble justert fra 12,02 m o.h. til 25,1 m o.h. og Grødheimsvatnet ble justert fra 15,5 m o.h. til 28,6 m o.h. Figur 5.8 viser, basert på punktene fra Karmøy, at det må ha vært isfritt minst 15 ka BP for at havnivået skal ha stått 22 meter over dagens havnivå eller høyere. Derfor er det en teoretisk mulighet at terrassen, og dermed MG, har en alder på 15 ka BP, men ut fra diskusjonen i kapittel 5.1 anses det her som mer sannsynlig at terrassen er av yngre dryas opprinnelse.



Figur 5.8: Strandforyskyvningskurven fra Bokn er plottet sammen med punkter fra strandforyskyvningskurven fra Sør-Karmøy fra Lunnan (2016) for å undersøke om terrassen på Bokn kan være dannet under yngre dryas eller tidligere. Den rød, stiplede linjen markerer hvor langt tilbake i tid vi må for å nå samme nivå som terrassen på 22 m o.h.

Sammenstilling av strandforyskyvningskurver fra Boknafjorden

Ved å sette sammen flere strandforyskyvningskurver fra Boknafjorden er det mulig å se om strandforyskyvningsforløpet er likt for ulike lokaliteter innover i fjorden (Figur 5.9). Kurvene viser generelt samme trender med regresjonsminimum rundt 13,8-14,0 ka BP og transgresjonsmaksimum rundt 11,8-12,0 ka BP, samt en rask regresjon i overgangen mellom yngre dryas og holocen. Flere av kurvene viser også at YD-transgresjonen ligger i størrelsesorden 9-12 m. Men noen ulikheter mellom kurveforløpet er det. Dette skyldes manglende dateringer som avgrenser kurvene, i tillegg til at kurvene er tatt fra ulike geografiske lokaliteter, så lokale faktorer kan muligens påvirke hver enkelt kurve. Eksempelvis kan neotektonikk langs lineamenter (Figur 2.1, kapittel 2.1) mellom lokalitetene gi ulike kurveforløp (Helle et al., 2007). Kurvene ligger høydemessig som forventet ut i fra at de ligger ved ulike isobaser som følge av skjev landheving.



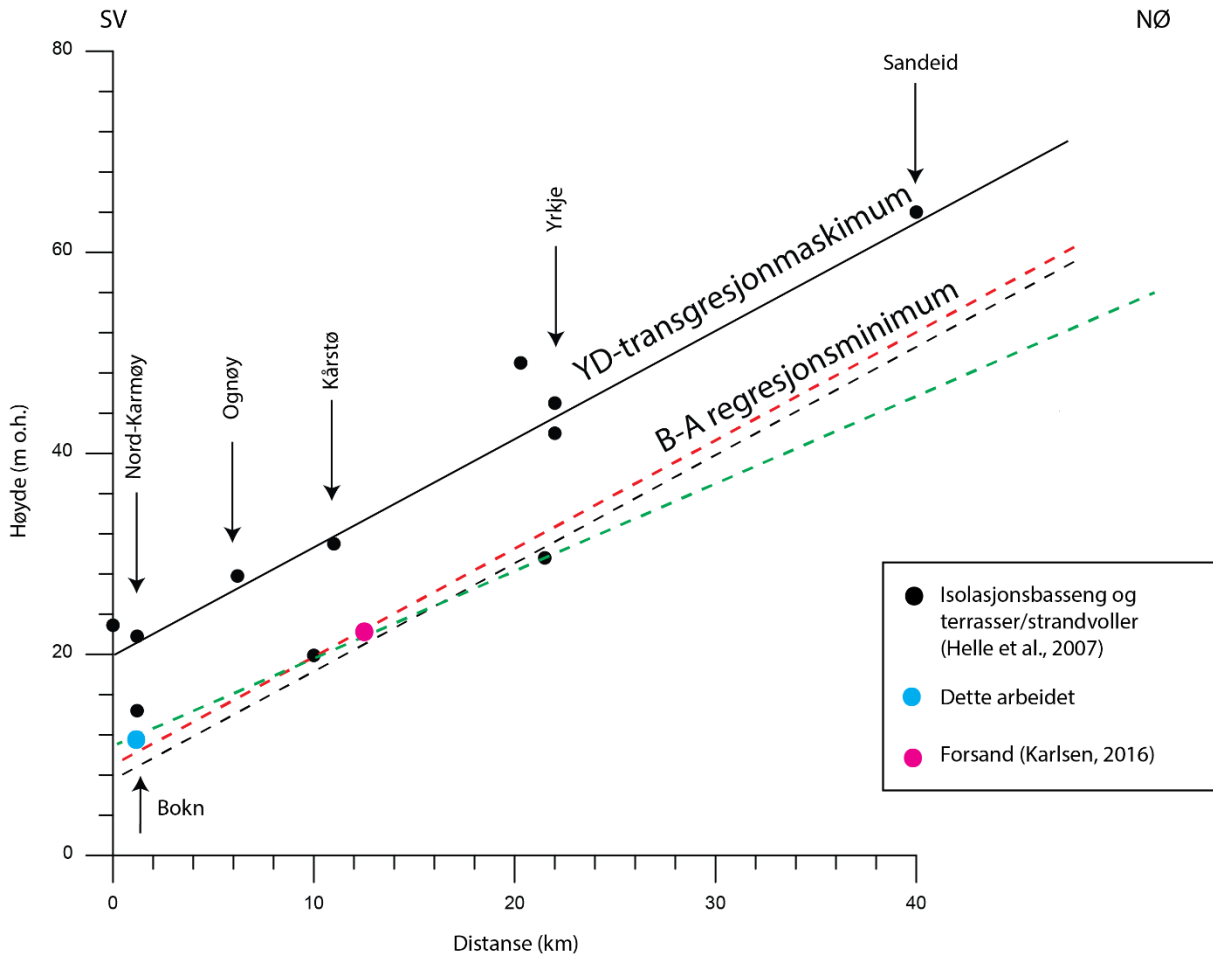
Figur 5.9: En sammenstilling av havnivåkurvene fra nordlige deler av Boknafjorden gjengitt og modifisert av Helle et al. (2007), kurven fra Sør-Karmøy er hentet fra Lunnan (2016) og kurven for Bokn utarbeidet i denne oppgaven. Kurvene er plottet inn ved å kalibrere punktene i de ulike kurvene med kalibreringskurven IntCal13 (Reimer et al., 2013), derfor vil kurvene ha noe ulik form fra de som er gjengitt i Helle et al. (2007), som er basert på ukalibrerte ^{14}C -år BP.

5.2.2 Bølling-allerød strandlinjen

Et delmål med oppgaven har vært å kartlegge den delen av strandforskyvningskruven for Bokn som ligger i bølling-allerød, og med det prøve å utbedre strandlinjen fra Helle et al. (2007) for denne perioden som er basert på svært få observasjoner. Figur 5.10 viser en modifisert versjon av strandlinjene for yngre dryas og bølling-allerød i nordlige deler av Boknafjorden.

Undersøkelsene av Boknamyr viser at bassenget nok lå ganske nærme nivået for regresjonsminimum under bølling-allerød. Dette nye punktet for bølling-allerød strandlinjen havner over strandlinjen konstruert av Helle et al. (2007), men det kan ikke utelukkes at regresjonsminimum lå enda litt lavere enn terskelen til Boknamyr. Det er foreløpig problematisk å teste helningen på bølling-allerød linjen når det ikke er flere nye punkter tilgjengelig innover fjorden. Som nevnt i kapittel 5.1.2 undersøkte Karlsen (2016) avsetninger fremfor Esmarkmoren og tolket nederste del til å være et delta som representerer regresjonsminimumet under allerød. Deltaet kan derfor ikke representerer et havnivå som har stått høyere enn 22 m o.h. (Karlsen, 2016). Isobasen som går gjennom Nord-Karmøy og Bokn (Figur 1.3) ble brukt som utgangspunkt og ekstrapolert sørover og med denne isobasen som utgangspunkt ble det målt 12,5 km inn til Forsand. Deltaet er dermed markert i strandlinjediagrammet med en høyde på maksimalt 22 m o.h (Figur 5.10). Også dette punktet ser ut til å passe relativt godt med den allerede eksisterende strandlinjen for B-A regresjonsminimumet, men det er viktig å påpeke at dette punktet kun er ment som en styrepinne for strandlinjen for nordlige deler av Boknafjorden. Med utgangspunkt i de to nye punktene kan strandlinjen justeres på to ulike måter (Figur 5.10). Det ene alternativet er at strandlinjen justeres noe opp (rød stiplet linje, Figur 5.10), som resulterer i en litt lavere amplitude enn det Helle et al. (2007) antok mellom regresjonsminimum og transgresjonsmaksimum i strandlinjekurvene for nordlige deler av Boknafjorden. B-A-strandlinjen vil da fortsatt være parallell med YD-strandlinjen, noe som kan bety at YD-transgresjonen ikke skyldes isostatisk nedpressing, men heller andre årsaker som lavere landhevingsrate, eustatiske endringer eller endringer i geoiden (Lohne et al., 2007). Det andre alternativet er at B-A-strandlinjen har noe lavere gradient enn YD-strandlinjen (grønn stiplet linje, Figur 5.10), noe som er tilpasset enda bedre til de nye punktene plottet i diagrammet. Et slikt tilfelle ville indikert at landhevingen i YD ikke bare ble bremsert, men at isdekkene økte såpass mye at landhevingen ble reversert (Lohne et al., 2007). Men det er nødvendig med flere

punkter for å kunne avgjøre om gradienten for B-A-strandlinjen må endres fordi det er mangler punkter lengre inn i fjorden og strandlinjen forblir foreløpig uendret.



Figur 5.10: Et forenklet strandlinjenediagram for transgresjonsmaksimum i yngre dryas (heltrukken, sort linje) og regresjonsminimum i bølling-allerød (stiplet, sort linje) modifisert fra Helle et al. (2007). Rød og grønn stiplet linje viser to alternativer til justering av strandlinjen for bølling-allerød basert på antatt regresjonsminimum observert i Boknamyr og sedimentologiske undersøkelser fra Forsand (Karlsen, 2016).

5.3 Vurdering av resultatene

5.3.1 Bestemmelse av fytologiske isolasjons- og ingresjonskontakter

Figur 4.8 og 4.17 (kapittel 4.1.3 og 4.2.2) viser fytoplanktondiagrammene for Gunnarstadvatnet og Boknamyr. Begge diagrammene viser konsistent variasjon i marine, brakke og ferske fytoplankton og influxdiagrammene (Figur 4.9 og 4.18) følger fytoplanktondiagrammene godt. I tillegg stemmer resultatene fra de litostratigrafiske undersøkelsene og elementanalysen (XRF) godt med fastsettelsen av de fytologiske isolasjons- og ingresjonskontaktene. I følgende avsnitt vil eventuelle feilkilder som har betydning for bestemmelsen av kontaktene diskuteres.

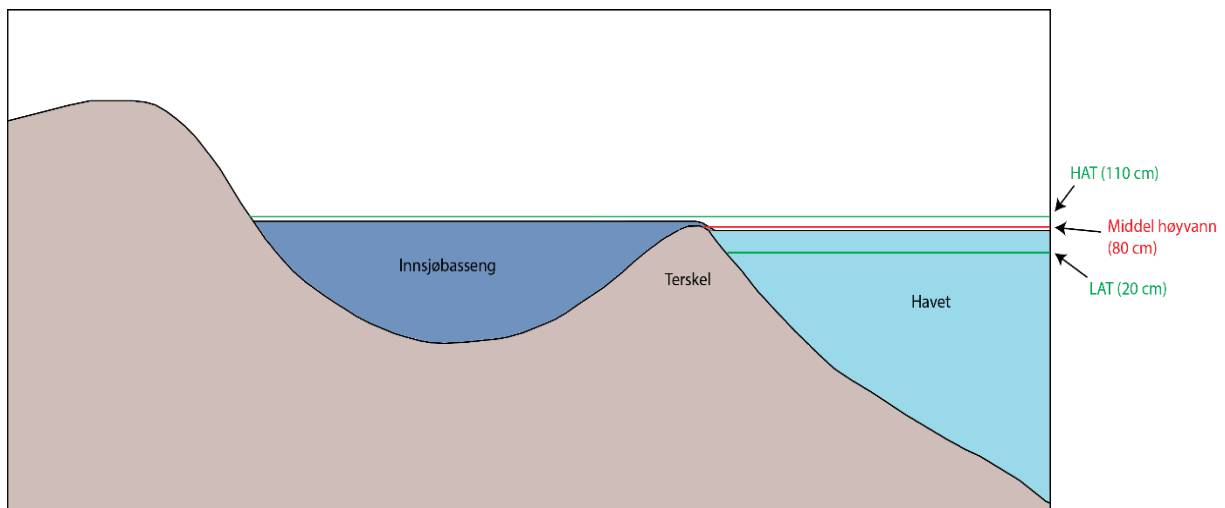
Resedimentering

Siden fytoplanktonanalysen baserer seg på slekts- og artsbestemmelse av grønnalger og dinoflagellatcyster er metoden avhengig av at artene som identifiseres i et nivå reflekterer miljøet i innsjøen da algen levde. Resedimentering av fytoplankton kan derfor føre til at resultatet blir tolket feilaktig. Under sine fytoplanktonanalysen observerte Lunnan (2016) større mengder med fragmenterte fytoplankton i prepareringsprøven, der det var antatt resedimentasjon fra morenematerialet i nedslagsfeltet. I håp om å teste dette ble det tatt ut morenemateriale fra enhet B1 i 507-09 for analyse. Det viste seg at spekteret (M1015, kapittel 4.2.2) inneholdt svært lite fytoplankton og resedimentasjon fra morenematerialet blir sett på som en ubetydelig feilkilde i dette arbeidet. Det var en liten men jevn tilstedeværelse av fragmenterte fytoplankton oppover i kjernene som antagelig skyldtes andre faktorer (prepareringsprosessen, mikroskoperingen eller sedimentasjonsprosessen). I begge kjerner var det visse nivåer med høyere tilstedeværelse av fragmenterte fytoplankton, men dette var nivåer der den generelle algeproduksjonen var svært høy.

Tilførsel av saltvann

Det er knytte usikkerhet til hvor ofte et basseng må tilføres salt sjøvann for at det skal gi utslag i fytoplanktonanalysen. Dette avhenger av flere faktorer som meteorologiske forhold, tidevannsamplituden i forhold til terskelhøyde, hvor beskyttet bassenget ligger og hvor hurtig den relative havnivåendringen var. Det er vanskelig å finne konkrete data på hvordan alle disse forholdene var i senglasialen, men det kan være greit å ha disse faktorene i bakhodet ved tolkning av fytoplanktonsammensetningen.

Owe (2014) har i sin masteravhandling blant annet studert hvordan algesammensetningen blir påvirket av tidevannsforskjellene i basseng beliggende i tidevannssonen. Hennes konklusjon er at når terskelen ligger i nivå med middel høyvann vil andelen av polyhalobe arter i gjennomsnitt være under 10% av den totale fytoplankton sammensetningen og bassenget kan regnes som isolert. Dette er prinsippet som er fulgt i tolkningen av fytoplanktonresultatene i denne oppgaven (kapittel 4.1.3). Hvis dagens nivå for middel høyvann (80 cm over sjøkartnull) og HAT (110 cm over sjøkartnull) (Kartverket, 2017b) brukes som utgangspunkt for hvordan forholdene var i sen glasiolen betyr det at havet i perioder kan ha stått 30 cm over terskelen ved tidspunktet bassenget ble regnet som isolert, selv uten værrets påvirkning (Figur 5.11). Hvor ofte dette kan ha skjedd er svært vanskelig å anslå, men hvis antagelsen om at den totale fytoplankton sammensetningen består av mindre enn 10% dinoflagellatcyster da terskelen var hevet over nivået for middel høyvann stemmer, betyr dette at saltvannet som ble tilført bassenget i perioder med høyere vannstand ikke har gitt betydelige utslag i fytoplanktondiagrammene.



Figur 5.11: Illustrasjon av et basseng der havet ligger rett under middel høyvann, som i denne oppgaven brukes som referansepunkt for strandforskyvningskurven. Bassenget blir regnet som isolert når havet står under dette referansepunktet. Bassenget kan likevel få tilført salt sjøvann de gangene tidevannet går over middel høyvann, men hvor mye disse tilførselene av saltvann betyr for fytoplankton sammensetningen er usikker.

Meteorologiske forhold som vind, lufttrykk og temperatur kan imidlertid bidra til ekstreme spring- og stormflohendelser og kan i perioder føre til sporadisk høyere vannstand. Dinoflagellatcyster kan også ha blitt blåst inn fra sjøen og avsatt i bassenget etter at terskelen er godt over middel høyvann. Spørsmålet er hvor stor effekt dette vil ha for tolkningen av fytoplanktonanalysen. Bokn ligger innenfor Karmøy, derfor er det det ikke utenkelig at Karmøy skjærmer Bokn for de kraftigste værpåvirkningene. I tillegg tilsier topografien i området at

Boknamyr og Gunnarstadvatnet har ligget i en smal og relativt beskyttet vik da havnivået sto over bassengene.

Brakkvannsfaser

Samtlige algediagram viser en gradvis overgang mellom marin og lakustrin fytoplankton sammensetning ved isolasjon og ingresjon. I teorien må det da eksistere en brakkvannsfase i denne overgangen, men hvor godt brakkvannsfasen kommer til uttrykk i sedimentkjernen varierer. Med kun fytoplanktonanalyse som metode var det utfordrende å definere brakkvannsfasene i overgangene mellom marine og lakustrine faser og derfor utfordrende å fastsette kontaktene helt nøyaktig. I likhet med mange andre studier (eks: Kjemperud (1981; 1986), Svendsen og Mangerud (1990)) var det ønskelig å sette isolasjonskontaktene etter den brakke fasen og ingresjonskontaktene før den brakke fasen. I praksis er det imidlertid vanskelig å ta ut fytoplanktonpreparater tett nok til å bestemme disse overgangene med ønsket presisjon. Det var derfor nyttig å kunne sammenligne resultatene fra fytoplanktonanalysen med litostratigrafien og endringer i geokjemiske elementer målt med XRF (Hernar, 2017). Som nevnt i kapittel 4.1.2 er mørke, laminerte soner i sedimentkolonnen brukt som en indikator på en brakkvannsfase. I Gunnarstadvatnet kunne det observeres klart laminerte soner ved begge isolasjonene og en svakere laminert sone ved ingresjonskontakten, i motsetning til Boknamyr der det kun ble observert svakt laminerte soner. Boknamyr er et relativt grunt (ca. 10 m) og lite basseng (0,02 km²) og under slike forhold kan saltvann raskt skiftes ut etter isolasjon fra havet (Snyder et al., 1997). Gunnarstadvatnet er dypere (ca. 24 m) og større (0,25 km²) og det kan tenkes at forholdene her lå mer til rette for å danne en stratifisert vannsøyle rett etter isolasjonen som førte til anoksiske bunnforhold og tydelig laminering.

I Gunnarstadvatnet ble brakkvannsfasene tolket til å være korte, noe som betyr at forskjellen mellom å sette isolasjonskontakten i øvre eller nedre grensen ikke ble svært stor. Men i Boknamyr ble det tolket til å ha vært en lengre brakkvannsfase (enhet B4). Først ble B4 tolket som en ferskvannsfase, men etter funn av skjellfragment i denne enheten ble det bestemt å ta en ny fytoplanktonprøve fra midten av enheten. Den nye prøven antydte jevn tilførsel av dinoflagellatcyster gjennom enheten, og den ble dermed tolket til å representere en brakkvannsfase som fulgte ferskvannsfasen (B3), noe som resulterte i at den fylogiske ingresjonskontakten ble flyttet fra 920 cm ned til 959 cm. En feiltolkning på 39 cm ville her utgjort en betydelig forskjell for fastsettelsen av regresjonsminimumet i bølling-allerød.

Lav fytoplankton-influx

Det ble observert lav fytoplankton-influx i den nederste marine fasen i 507-08 og 507-09 (Figur 4.9 og 4.18). Lav influx gjorde det tidkrevende og utfordrende å bestemme fasene kun på grunnlaget av fytoplanktonanalysen. Dette ble også observert av Lunnan (2016) på sørlige Karmøy. Hun foreslår at glacial leire i suspensjon rett etter deglasiasjonen stengte for sollys og medførte at fytoplanktonene hadde begrensede muligheter for å utføre fotosyntese. Det er også verdt å merke seg at produksjonen av fytoplankton ikke kun avhenger av salinitet, men også temperatur, næringstilgang, pH og vannhardhet (Bellinger og Sigeo, 2010, s.19) og at endringer av disse også kan påvirke fytoplanktonsammensetningen. En annen grunn til lav fytoplanktoninflux i enhet B2 og G1 kan være den antatt raske sedimentasjonen rette etter isavsmeltingen. Lav fytoplanktoninflux kan derfor være med på å underbygge hypotesen om at sedimentasjonsraten etter deglasiasjonen var svært rask og at Bokn ikke ble isfri så tidlig som eksponeringsdateringene tilsier.

5.3.2 Aldersmodellen og kronologi

Siden det er en rekke usikkerheter knyttet opp til radiokarbondateringer, vil det her bli gitt en vurdering av resultatene fra Gunnarsatdvaenet og Boknamyr. I første omgang lyktes det ikke å få dateringer fra bunnen av kjernene, men Kristian Vasskog har senere funnet en uidentifisert mose som muligens kan være stor nok for datering nær bunnen av 507-08. Resultatene vil dessverre ikke være klare før denne masteravhandlingen er avsluttet.

Marine organismer som dateringsmateriale

Marine organismer som skjell eller foraminiferer må korrigeres fordi konsentrasjonen av ^{14}C i havet og atmosfæren ikke er i likevekt. En ukorrigert marin dateringsprøve vil derfor vise en høyere alder enn det som er reelt. Det ble kun tatt én marin dateringsprøve i dette arbeidet, Poz-85272 fra 507-09, som inneholdt skjellfragmenter. Prøven ble kalibrert og korrigert med den marine kalibreringskurven Marine13 (Reimer et al., 2013) (se kapittel 3.3). Den marine kalibreringskurven korrigerer imidlertid kun med en global gjennomsnittlig reservoaralder. Det er derfor ofte nødvendig å legge til en lokal korreksjon (ΔR) ved kalibrering av marine dateringer, men det er ulike meninger om hvor stor denne korrigeringen bør være for norskekysten. Mangerud et al. (2006) foreslår to ulike verdier for ΔR i dette området. I det første tilfellet blir en ΔR -verdi på 20 ± 30 år foreslått å gjelde langs hele den norske kysten. I

det andre tilfellet foreslås det av Bondevik og Gulliksen (i Mangerud et al., 2006) at ΔR -verdien bør ta hensyn til breddegrad og vanddybde der skjellene vokste. For skjell som vokste grunnere enn 100 m i Sør-Norge blir det foreslått en ΔR -korreksjon på -3 ± 22 år (Mangerud et al., 2006). Bondevik et al. (2006) poengterer også at ΔR endrer seg over tid og at marine prøver fra yngre dryas må korrigeres med verdier opp mot 200 år i tillegg til den globale korreksjonen. I grensen til holocen endrer ΔR seg kraftig og faller mot verdier som tilsvarer moderne ΔR -verdier, det vil si -3 ± 22 år (Bondevik et al., 2006). Dateringsprøven Poz-85272 gir en ^{14}C -alder på 10390 ± 50 år og kalibreringskurven bruker en korreksjon på 405 ^{14}C -år BP (Reimer et al., 2013). Etter kalibrering ligger dermed alderen rett etter overgangen til holocen. Det er derfor valgt å ikke korrigere denne prøven med en lokal ΔR -verdi fordi det ville utgjort en svært liten forskjell i alderen, tatt i betraktning av det store standardavviket knyttet opp til dateringen.

Hardvannseffekten

Hardvannseffekten oppstår hvis ^{14}C fra andre kilder (for eksempel eldre karbon i berggrunnen eller sedimentene i nedslagsfeltet) påvirker ^{14}C -konsentrasjonen i en innsjø, som da ikke lengre vil være i likevekt med konsentrasjonen i atmosfæren (Walker, 2005, s.18). Problemet oppstår dermed hvis dateringsmaterialet består av akvatiske organismer som tar opp karbon fra innsjøen de lever i. Det ble sendt inn to prøver bestående av akvatiske organismer fordi det i første omgang ikke var mulig å finne nok terrestriske makrofossiler fra disse nivåene.

Prøve LuS-12037 (371-376 cm) fra første isolasjonskontakt i 507-08 besto av hvilende eggsekker fra vannloppen *Daphnia spp.* Det ble ansett som greit å sende inn denne prøven fordi nedslagsfeltet rundt Gunnarstadvatnet ikke består av kalkholdig berggrunn (NGU, 2017a). I tillegg har Bennike et al. (2002) utført karbondateringer på arten *Daphnia pulex* for å bestemme isolasjonskontakter i bassenger på sørlige Grønland. Da vannloppene var analysert ved Universitetet i Lund og kom tilbake med en alder på 16020-16240 kal. år BP (1σ), ble det tatt mistanke om at vannloppene var kontaminert med eldre karbon og dermed ga for høy alder. Basert på oppgangen i glødetapskurven (Figur 4.7, kapittel 4.1.2) virket det mer sannsynlig at isolasjonen fant sted i varmeperioden bølling. Kristian Vasskog fant senere et lag med *Salix polaris* (kapittel 3.3) fra omtrent tilsvarende nivå (Beta-461937, 372-375 cm) i referansedelen av kjernen. Dateringen gav alderen 14010-14130 kal. år BP (1σ) som betyr en differanse på ca. 2000 år sammenlignet med vannloppene. Siden begge dateringsprøvene er tatt i omtrent samme nivå gir det en god mulighet for å teste hvor stor hardvannseffekten i innsjøen var på det tidspunktet vannloppene ble avsatt.

Björck og Wohlfarth (2001) påpeker at resedimentering av materiale vasket inn i innsjøen kan føre til kontaminering og kan være en betydelig feilkilde når bulkdateringer eller akvatiske organismer benyttes som dateringsmateriale. Som nevnt er mange av radiokarbondateringene oppsummert av Helle et al. (2007) bulkdateringer, som er nokså usikre fordi man ikke har kontroll på hvilket materialet som blir datert på. En ytterligere komplikasjon i flere av disse tidligere dateringene er at de er gjort på bulkprøver av marint materiale. Det gjør det vanskelig å fastslå hvilken reservoaralder som skal brukes, da de i teorien kan inneholde en blanding av marint og terrestrisk materiale.

Siden vannloppene ble funnet i den første isolasjonskontakten i 507-08 (14010-14130 kal. år BP) er det nærliggende å tro at de levde i innsjøen kort tid etter deglasiasjonen av Bokn. Isen har mest sannsynlig lagt igjen morenemateriale rundt innsjøen (det er fortsatt et tynt morenedekket i nedslagsfeltet i dag, kapittel 2.2) og på den måten kan fragmenter av karbonholdige bergarter ha blitt fraktet over store avstander, inkorporert i morenematerialet og tilslutt resedimentert i innsjøsedimentene (Grimm et al., 2009; Walker et al., 2001). Et stort problemet med hardvannseffekten er at den ikke er konstant, men kan variere med dyp i sedimentkjernen (Barnekow et al., 1998; Grimm et al., 2009). Barnekow et al. (1998) sammenlignet dateringer fra bulk-sedimenter med dateringer av terrestriske makrofossiler fra to innsjøer i Abisko, Sverige. Sammenligningen gav en aldersforskjell på 400-2000 år. Den generelle trenden var at aldersforskjellen økte med dypet, noe Grimm et al. (2009) også observerte i lignende studier fra sentrale Nord-Amerika.

Rett under den andre isolasjonskontakten i Boknamyr ble det sendt inn en dateringsprøve (Poz-86477) bestående av akvatisk mose. Denne ble sendt inn før vi hadde mistanke om at vannloppene fra Gunnarstadvatnet var påvirket av hardvannseffekten. I tillegg ble det det ikke funnet andre makrofossiler i dette nivået og vi hadde derfor ikke mulighet til å teste direkte om den akvatiske mosen også har vært påvirket av hardvannseffekten. Dateringen ligger imidlertid stratigrafisk sett riktig i forhold til de andre dateringene fra bassenget, og kan tyde på at det ikke var noen hardvannseffekt av betydning i tidlig holocen.

Resedimentering

Resedimentering av makrofossiler kan potensielt være en kilde til feiltolkning av aldersmodellen. Problemet er at det kan være vanskelig å oppdage hvis ikke prøven viser stort avvik fra resten av aldersmodellen eller at det finnes andre dateringer fra samme nivå. I slike

tilfeller kan andre kronologiske markører brukes, som for eksempel Veddeasken (kapittel 4.1.2 og 4.1.4). Veddeasken ble identifisert i både 507-08 (kapittel 4.1.2) og 507-09 (kapittel 4.2.1). I 507-08 ble Veddeaske identifisert i enhet G5 ved 327 cm dyp, samme nivå som dateringsprøven Beta-439744 (326-327 cm). Beta-439744 besto av terrestriske bladfragmenter og gav 12430-12570 kal. år BP (1σ), til forskjell fra Veddeasken som er datert til 12064 ± 48 kal år. BP (Lohne et al., 2014). Siden det ble fastslått med stor sannsynlighet at det var Veddeasken som ble identifisert, anså vi det som mer sannsynlig at Beta-439744 var for gammel. Siden reservoaralder og hardvannseffekten ikke er en kilde til usikkerhet for terrestriske makrofossiler er den sannsynlige forklaringen at bladfragmentene ble avsatt rundt 12430-12570 kal. år BP for senere å ha blitt resedimentert omtrent da Veddeasken ble avsatt.

Kalibreringskurven

For å gjøre ^{14}C -aldre om til kalenderår ble kalibreringskurvene IntCal13 (Reimer et al., 2013) og Marine13 (Reimer et al., 2013) tatt i bruk. ^{14}C -konsentrasjonen i atmosfæren har ikke vært konstant gjennom tidene, noe som fører til forstyrrelser i kalibreringskurven som reflekterer den naturlige langtidsvariasjonen i ^{14}C (Walker, 2005). I noen intervaller av kalibreringskurven oppstår det da plataer som fører til at enkelte dateringer får store standardavvik. Slike plataer er sentrert rundt 12 600, 10 400, 10 000 og 9600 ^{14}C -år BP (Gulliksen et al., 1998) og kan gjøre det problematisk å få gode, kalibrerte dateringer som faller innenfor disse tidsintervallene. Plataet rundt 10 000 ^{14}C -år BP ligger i overgangen mellom yngre dryas og holocen og skapte problemer for fastsettingen av kronosonene i Gunnarstadvatnet og Boknamyr. Fastsettelsen av kronosonene i kjernen ble gjort ut i fra aldersmodellene, som er basert på kalibreringskurven IntCal13 (Reimer et al., 2013) og plataet i kalibreringskurven fører dermed til store standardavvik for de yngste dateringsprøvene fra kjernene. Aldersmodellen for Gunnarstadvatnet antyder at YD/holocen-grensen kan ligge mellom 283 cm og 310 cm og i Boknamyr mellom 774 cm og 840 cm. Dette er store intervaller og det ble valgt å skrå grensene mellom disse kronosonene for å illustrere at fastsettelsen av overgangen er usikker.

Feilkilder på laboratoriet

Usikkerheten i dateringsprøven øker med den totale tykkelsen av sedimenter som blir tatt ut (Kjemperud, 1986). Hvor stor denne usikkerheten er avhenger av sedimentasjonsraten på det aktuelle punktet i kjernen (lav sedimentasjonsrate gir større usikkerhet). De fleste dateringene ble tatt fra ≤ 3 cm tykke sedimentskiver men, Poz-85272, Poz-86482, Poz-86484 og Poz-86485

ble tatt fra tykkere sedimentsekvenser (se tabell A og B, Vedlegg 1 og 2). Dette fører til en ekstra usikkerhet forbundet med disse dateringene.

Walker (2005, s.25) poengterer at kontaminering av dateringsprøvene også kan forekomme under bearbeiding i laboratoriet. I laboratoriet kan soppvekst på prøvene være en kilde til kontaminering (Wohlfarth et al., 1998) og i et forsøk på å unngå dette ble våte prøver oppbevart under 0°C. Det er tvilsomt at sopp har forårsaket kontaminering av betydning i dateringsprøvene fra dette arbeidet.

5.4 FlowCAM

Det var svært spennende å få teste ut om FlowCAM kan brukes for å gjøre den tradisjonelle fyttoplanktonanalysen mindre tidkrevende. Det er valgt å se på eventuelle fordeler og begrensninger ved bruk av denne metoden. Det er tidligere utført forsøk med FlowCAM på fyttoplankton i vannprøver (se kapittel 3.5), men det er ikke funnet litteratur som tilsier at den er prøvd ut i forbindelse med studier av paleohavnivå. Metoden som er brukt i denne oppgaven ble utarbeidet og tilpasset etter hvert som forsøkene ble utført og en felles fremgangsmåte (se kapittel 3.5) ble benyttet for de fire prøvene.

Det viste seg raskt at metoden hadde flere begrensninger og utfordringer i selve utførelsen av forsøket og i programvaren VisualSpreadsheet. For det første kunne strømningscellen (100 µm) tette seg selv om prøven hadde blitt siktet med en 80 µm sikt. Problemet var da at partikler satte seg fast i overgangen mellom slangen og cellen slik at andre partikler ikke kunne passere. Dette førte til at væskestrømmen stoppet opp eller strømmet sakte gjennom cellen. Kameraet tok dermed flere bilder av den samme partikkelen. Programvaren gir mulighet for å kalibrere bakgrunnen slik at partikler som sitter fast blir en del av bakgrunnen. Men hvis partiklene beveger seg etter at kalibreringen er gjort blir de igjen registrert av sensoren som trigger kameraet, et problem som oppsto i alle forsøkene.

Ut i fra resultatene i kapittel 4.3 ser det ut til at maskinen greier bedre å skille ut partikler det er mye av i prøven enn partikler det er lite av. Et dinoflagellatbibliotek fungerer bedre i en prøve med høy forekomst av dinoflagellater, mens et pediastrumbibliotek fungerer svært dårlig i samme prøve og markerer mange partikler som ikke er *Pediastrum*. Det samme gjelder motsatt vei. Det kan se ut som at biblioteket sorterer partiklene hovedsakelig basert på partiklenes omriss. Både *Pediastrum* og dinoflagellatcyster har en oval til rundet form og kan derfor ha et

omriss som er lik mange andre partikler, uavhengig om det er fytoplankton eller ikke. I spekter G374 førte dette til at over 400 partikler ble markert som dinoflagellatcyster, men i realiteten var kun to av partiklene som faktisk var dinoflagellatcyster.

Bildene må også være av svært god kvalitet for å kunne brukes i biblioteket. Det var en utfordring da andre partikler heftet seg fast i eller delvis dekket fytoplanktonpartiklene. Dette førte også til at fytoplankton som var tildekket eller hadde heftet seg fast i andre partikler ikke ble sortert ut som *Pediastrum* eller dinoflagellatcyster.

Metodens styrke er at maskinen tar svært fine bilder av partiklene hvis forholdene ligger til rette for det. Instrumentet er i tillegg enkelt å håndtere og metoden har et potensial med det formål om å få en indikasjon på om sedimentene er marine eller ferske. Dette forutsetter at prøven inneholder mye fytoplankton og er godt preparert. Ut i fra fremgangsmåten som ble satt opp, viser det seg at FlowCAM er langt fra å være et alternativ til den tradisjonelle fytoplanktonanalysen fordi resultatene ikke er til å stole på direkte og må gjennomgås manuelt. Dette fører til at man neppe sparer særlig mye tid ved å bruke FlowCAM fremfor vanlig mikroskopering, i tillegg til at maskinen ikke greier å skille arter fra hverandre, noe som gir oss betydelig mindre informasjon.

Konklusjon

- Vestre Bokn ble isfri før 14000 kal. år BP, men hvor mye tidligere er usikkert på grunn av manglende bunndateringer. Alternative aldersmodeller har blitt lagt frem og vi anser det som mest sannsynlig at Bokn ble isfri etter 15 ka BP, men før 14,2 ka BP. Stemmer dette, betyr det at Bokn ble isfri flere tusen år etter sørlige Karmøy.
- Gunnarstadvatnet (17,44 m o.h.) og Boknmyr (11,71 m o.h.) ble isolert for første gang etter deglasiasjonen henholdsvis 13880-13990 kal. år BP og 13710-13850 kal. år BP.
- Den rekonstruerte havnivåkurven for senglasialen viser at regresjonsminimumet i bølling-allerød mest sannsynlig lå svært nærme terskelen til Boknmyr på grunn av den korte ferskvannsfasen observert i kjernen fra dette bassenget. Gradienten til strandlinjen for regresjonsminimumet i bølling-allerød fra Helle et al. (2007) forblir derfor uendret med utgangspunkt i det nye punktet på 11,71 m o.h.
- Er terrassen på Bokn, beliggende ved 22 m o.h., av yngre dryas opprinnelse, slik det er tolket her, betyr det at transgresjonen som startet i overgangen mellom allerød og yngre dryas var omtrent 10 m.
- Forsøkene med FlowCAM viser at metoden ikke kan erstatte den tradisjonelle fytoplanktonanalyse fordi instrumentet ikke kan gi detaljert nok informasjon om ulike arter og slekter av fytoplankton. Etter forsøkene må materialet i tillegg analyseres manuelt, noe som gjør metoden lite tidsbesparende.

Forslag til videre arbeid

- For det første bør det bores flere bassenger i nivå over Gunnarstadvatnet (17,44 m o.h.) for å kartlegge hvor høyt havnivået under YD-transgresjonen nådde. Undersøkelser av et basseng rundt 21-22 m o.h. er planlagt. Boring av et basseng beliggende mellom 17 m o.h. og 22 m o.h. ville eventuelt ført til enda bedre oppløsning for strandforskyvningskurven på Bokn.
- Skal det bores nye kjerner er det viktig å skaffe bunndateringer som kan skaffe en bedre indikasjon på når Bokn ble isfri. Da kan den eldste delen av strandforskyvningskurven samt deglasiasjonshistorien forbedres. I tillegg er det mulig å gjøre nøyere vurderinger av opprinnelsen av den marine terrassen.
- Det kunne vært interessant å bore et egnet isolasjonsbasseng med nær beliggenhet til eksponeringsdateringen på sørlige Bokn som indikerer at området ble isfritt $16,3 \pm 0,7$ ka BP. Hadde det vært mulig å skaffe bunndateringer fra bassenget ville det vært spennende å sammenligne eksponeringsdateringene og radiokarbondateringene.
- Bore bassenger innover i fjorden slik at strandlinjegradierten for bølling-allerød og yngre dryas kan undersøkes videre. Dette gjelder spesielt strandlinjen fra bølling-allerød, som er basert på få punkter.

Referanseliste

- Álvarez, E., López-Urrutia, Á. & Nogueira, E. 2012. Improvement of plankton biovolume estimates derived from image-based automatic sampling devices: application to FlowCAM. *Journal of Plankton Research*, Vol.34(6), s.454-469. DOI: 10.1093/plankt/fbs017
- Álvarez, E., Moyano, M., López-Urrutia, Á., Nogueira, E. & Scharek, R. 2014. Routine determination of plankton community composition and size structure: a comparison between FlowCAM and light microscopy. *Journal of Plankton Research*, Vol.36(1), s.170-184. DOI: 10.1093/plankt/fbt069
- Andersen, B.G. 1954. Randmorener i Sørvest-Norge. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol.14, s.273-335.
- Anundsen, K. 1977. *Sediments, pollen and diatoms from two basins in south-western Norway*, Universitetet i Trondheim: Institutt for geovitenskap, s.1-43.
- Anundsen, K. 1978. Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas*, Vol.7, s.49-60. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1978.tb00050.x
- Anundsen, K. 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, Vol.39, s.205-225.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983. Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, south-west Norway. I: Schroeder-Lanz, H. (red). *Late- and Postglacial Oscillations of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms*. Rotterdam: A.A.Balkema, s.133-170.
- Austad, R. & Erichsen, C. 1987. *Strandforskyvning på Nord-Karmøy basert på pollen-og diatoméanalyse* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Bakkeliid, S. 1986. The determination of rates of land uplift in Norway. *Tectonophysics*, Vol.130(1), s.307-326. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90121-6
- Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P. 1998. AMS 14C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden: a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, Vol.120, s.59-67.
- Bellinger, B. G. & Sigeo, D. C. 2010. *Freshwater algae: identification and use as bioindicators*, Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.
- Bennike, O., Björck, S. & Lambeck, K. 2002. Estimates of South Greenland late-glacial ice limits from a new relative sea level curve. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.197(3), s.171-186. DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00478-8
- Björck, S. & Wohlfarth, B. 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. I: Last, W.M. & Smol, J.P. (red.) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*. Nederland: Kluwer Academic Publishers.
- Blaauw, M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, Vol.5(5), s.512-518. DOI: 10.1016/j.quageo.2010.01.002
- Blystad, P. & Selsing, L. 1988. Deglaciation chronology in the mountain area between Suldal and Setesdal, southwestern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 413, s.67-92.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H. H., Gulliksen, S. & Reimer, P. J. 2006. Changes in North Atlantic radiocarbon reservoir ages during the Allerød and Younger Dryas. *Science*, Vol.312(5779), s.1514-1517. DOI: 10.1126/science.1123300
- Braaten, A. M. & Hermansen, D. 1985. *En lito-og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limnisk sediment i Yrkje, Nord-Rogaland* [upublisert masteroppgave]. Universitete i Bergen.

- Briner, J. P., Goehring, B. M., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2016. The deep accumulation of ^{10}Be at Utsira, southwestern Norway: Implications for cosmogenic nuclide exposure dating in peripheral ice sheet landscapes. *Geophysical Research Letters*, Vol.43(17), s.9121-9129. DOI: 10.1002/2016GL070100
- Briner, J. P., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Lohne, Ø. S. & Young, N. E. 2014. A ^{10}Be chronology of south-western Scandinavian Ice Sheet history during the Lateglacial period. *Journal of Quaternary Science*, Vol.29(4), s.370-380. DOI: 10.1002/jqs.2710
- 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*, Vol.167(1), s.147-165. DOI: 10.1016/S0025-3227(00)00017-7
- Camoying, M. G. & Yñiguez, A. T. 2016. FlowCAM optimization: Attaining good quality images for higher taxonomic classification resolution of natural phytoplankton samples. *Limnology and Oceanography: Methods*, Vol.14(5), s.305-314. DOI: 10.1002/lom3.10090
- Canter-Lund, H. & Lund, J. W. G. 1995. *Freshwater algae: their microscopic world explored*, Bristol, England: Biopress Ltd.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. & McCabe, A. M. 2009. The last glacial maximum. *Science*, Vol.325(5941), s.710-714.
- D'Anjou, R. M., Balascio, N. L. & Bradley, R. S. 2014. Locating cryptotephra in lake sediments using fluid imaging technology. *Journal of paleolimnology*, Vol.52(3), s.257-264. DOI: 10.1007/s10933-014-9786-2
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L., Henderson, G. M., Okuno, J. & Yokoyama, Y. 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, Vol.483(7391), s.559-564. DOI: 10.1038/nature10902
- Evitt, W. R. 1985. *Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation*. Dallas, Texas: American association of stratigraphic palynologists foundation.
- Fjeldskaar, W. & Kanestrøm, R. 1980. Younger Dryas geoid-deformation caused by deglaciation in Fennoscandia. I: Mörner, N. (red.) *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. New York: J.Wiley.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F. & Fjeldskaar, I. 2000. Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, Vol.19(14), s.1413-1422. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00070-6
- Flatekval, L. H. 1991. *Strandforskyvning på Tau, Rogaland. Lito-og biostratigrafiske undersøkingar av tre myrbasseng ved Norwerk* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- FlowCAM. 2017. *FlowCAM, Fluid Imaging Technologies, Inc.* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.fluidimaging.com/> [Lest 18.04.2017].
- Fægri, K. & Iversen, J. 1989. *Textbook of pollen analysis 4th edition* (edn av Fægri, K., Kaland, P.E. & Krzywinski, K.). New Jersey, USA: The Blackburn Press.
- Færseth, R. B., Gabrielsen, R. H. & Hurich, C. A. 1995. Influence of basement in structuring of the North Sea basin, offshore southwest Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.75, s.105-119.
- Gabrielsen, R. H., Braathen, A., Dehls, J. & Roberts, D. 2002. Tectonic lineaments of Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.82, 3-17.
- Grimm, E. C., Maher, L. J. & Nelson, D. M. 2009. The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America. *Quaternary Research*, Vol.72(2), 301-308. DOI: 10.1016/j.yqres.2009.05.006

- Gulliksen, S., Birks, H. H., Possnert, G. & Mangerud, J. 1998. A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Kråkenes, western Norway. *The Holocene*, Vol.8(3), s.249-259.
- Gump, D. J., Briner, J. P., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2017. Deglaciation of Boknafjorden, south-western Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol.32(1), s.80-90. DOI: 10.1002/jqs.2925
- 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*, Vol.37, s.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*, Vol.44(3), s.96-128. DOI: 10.1016/j.jog.2007.01.001
- Hernar, M. K. 2017. *Deglasiasjon og strandforskyvning på Bokn, Sør-Vestnorge* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Hoppenrath, M., Elbrächter, M. & Drebes, G. 2009. *Marine phytoplankton*, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch.
- 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*, Vol.45(1), s.1-45. DOI: 10.1111/bor.12142
- Jankovská, V. & Komárek, J. 2000. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica*, Vol.35(1), s.59-82. DOI: 10.1007/BF02803087
- Kaland, P. E. 1984. Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, Vol.13(2), s.203-242. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb00070.x
- Kaland, P. E., Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984. Radiocarbon-dating of transitions between marine and lacustrine sediments and their relation to the development of lakes. *Boreas*, Vol.13(2), s.243-258. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb00071.x
- Kaland, P. E. & Natvig, Ø. 1993. CORE 2.0. Unpublished computer programme for stratigraphical data. Universitetet i Bergen.
- Kaland, T. 1988. *Strandforskyvning i Hjelmeland, Ryfylke. Bio-og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Randøy og ved Fister* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Karlsen, F. H. 2016. *Geofysiske og sedimentologiske undersøkelser av israndavsetningene fremfor Esmarkmorenen, Rogaland* [masteroppgave], Universitetet i Bergen.
- Kartverket. 2017a. *Topografisk norgeskart 2* [Online]. Geonorge. Tilgjengelig fra: <https://kartkatalog.geonorge.no/metadata/uuid/d4a68459-9bd7-4693-a26a-68691d00fe71> [Lest 15.03.2017].
- Kartverket. 2017b. *Vannstands- og tidevannsinformasjon, Trosnavågen (Rogaland)* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.kartverket.no/sehavniva/sehavniva-lokasjonside/?cityid=23871&city=Trosnav%C3%A5gen> [Lest 06.02.2017].
- Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. 2009. *An introduction to geophysical exploration*. 3.utg. Oxford: John Wiley & Sons.
- Kjemperud, A. 1981. Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions in Frosta, Nord-Trøndelag, Norway. *Boreas*, Vol.10(1), s.27-38. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1981.tb00466.x
- Kjemperud, A. 1986. Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, Vol.15(1), s.61-82.
- Komárek, J. & Jankovská, V. 2001. *Review of the Green Algal Genus Pediastrum; Implication for Pollenanalytical Research*, J. Cramer.

- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984. Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. *Boreas*, Vol.13(2), s.159-202. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb00069.x
- Lambeck, K. & Chappell, J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, Vol.292(5517), s.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*, Vol.111(43), s.15296-15303. DOI: 10.1073/pnas.1411762111
- Lambeck, K., Smither, C. & Johnston, P. 1998. Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International*, Vol.134(1), s.102-144.
- Lane, C. S., Blockley, S. P. E., Mangerud, J., Smith, V. C., Lohne, Ø. S., Tomlinson, E. L., Matthews, I. P. & Lotter, A. F. 2012. Was the 12.1 ka Icelandic Vedde Ash one of a kind? *Quaternary Science Reviews*, Vol.33, s.87-99.
- LeBlanc, L. R., Mayer, L., Rufino, M., Schock, S. G. & King, J. 1992. Marine sediment classification using the chirp sonar. *The Journal of the Acoustical Society of America*, Vol.91(1), s.107-115. DOI: 10.1121/1.402758
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Schrader, H. 2004. Calendar year age estimates of Allerød–Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol.19(5), s.443-464. DOI: 10.1002/jqs.846
- 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*, Vol.26(17), s.2128-2151. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.04.008
- 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*, Vol.29(5), s.506-507. DOI: 10.1002/jqs.2722
- 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*, Vol.30(27), s.3748-3768. DOI: 10.1016/j.quascirev.2011.10.013
- Lunnan, E. M. 2016. *Strandforskyvning og isavsmeltingshistorie på sørlige Karmøy* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J. 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (red.) *Developments in Quaternary Sciences*. Amsterdam: Elsevier. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80078-2
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A. K. & Høisæter, T. 2006. Marine 14 C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, Vol.25(23), 3228-3245. DOI: 10.1016/j.quascirev.2006.03.010
- Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S. & Svendsen, J. I. 2011. Glacial history of Norway. I: Hughes, P. D., Gibbard, P. L. & Ehlers, J. (red.) *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology: A Closer Look* Amsterdam: Elsevier. DOI: 10.1016/B978-0-444-53447-7.00022-2
- Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L. & Lømo, L. 1984. A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, Vol.21(1), s.85-104. DOI: 10.1016/0033-5894(84)90092-9

- Midtbø, I., Skjelstad, G., Nyland, A. J., Olsen, T. B. & Tellefsen, M. 2011. *Steinalderboplasser på Fosenhalvøya: arkeologiske og naturvitenskapelige undersøkelser 2004-2007 T-forbindelsen, Karmøy kommune, Nord-Rogaland, Stavanger, Arkeologisk museum, Universitete i Stavanger.*
- Mörner, N. 1976. Eustasy and geoid changes. *The Journal of Geology*, Vol.84(2), s.123-151. DOI: 10.1086/628184
- Natterøy, T. 2013. *Strandforysnying og isavsmelting på Værlandet, i Askvoll kommune* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Nesje, A. 1992. A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, Vol.24(3), s.257-259.
- Ngu. 2017a. *Berggrunnskart* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/> [Lest 28.04.2017].
- Ngu. 2017b. *Løsmassekart og marin grense* [Online]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/> [Lest 23.03.2017].
- Nve. 2017. *Klima - Norge* [Online]. Norges vassdrags- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/index.html?p=klima> [Lest 13.03.2017].
- Owe, L. M. 2014. *Holosen strandforysnying og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- Paus, A. 1989a. Late Weichselian vegetation, climate and floral migration at Eigebakken, South Rogaland, southwestern Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol.61(2), s.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. DOI: 10.1002/jqs.3390040304
- Prøsch-Danielsen, L. 1993. *Naturhistoriske undersøkelser i Rennesøy og Finnøy kommuner, Rogaland, Sørvest-Norge*, Arkeologisk museum i Stavanger.
- Prøsch-Danielsen, L. 2006. *Sea level studies along the coast of of southwestern Norway. With emphasise on three short-lived Holocene marine events*, Arkeologisk museum i Stavanger.
- R Development Team 2013. *R: A language and environment for statistical computing*. Vienna, Austria R Foundation for Statistical Computing.
- Ramsey, C. B. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, Vol.51(1), s.337-360.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. & Ruth, U. 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol.111, s.1-16. DOI: 10.1029/2005JD006079
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heatson, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M. & Van Der Plicht, J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, Vol.55(4), s.1869-1887.
- Rekstad, J. B. 1905. *Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge*. Bergens Museums Aarbog.
- Rekstad, J. B. 1906. *Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge*. Bergen Museum Aarbog.

- Rekstad, J. B. 1908. Iagttagelser over landets hævnning efter istiden paa øerne i Boknfjord. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.8, s.1-10.
- Romundset, A., Fredin, O. & Høgaas, F. 2015. A Holocene sea-level curve and revised isobase map based on isolation basins from near the southern tip of Norway. *Boreas*, Vol.44(2), s.383-400. DOI: 10.1111/bor.12105
- Romundset, A., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2010. The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, Vol.39(1), s.87-104. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2009.00108.x
- Sejrup, H. P., Clark, C. D. & Hjelstuen, B. O. 2016. Rapid ice sheet retreat triggered by ice stream debuttrressing: Evidence from the North Sea. *Geology*, Vol.44(5), s.355-358. DOI: 10.1130/G37652.1
- Sejrup, H. P., King, E. L., Aarseth, I., Hafliðason, H. & Elverhøi, A. 1996. Quaternary erosion and depositional processes: western Norwegian fjords, Norwegian Channel and North Sea Fan. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol.117, s.187-202.
- Sejrup, H. P., Landvik, J. Y., Larsen, E., Janocko, J., Eiriksson, J. & King, E. 1998. The Jæren area, a border zone of the Norwegian channel ice stream. *Quaternary Science Reviews*, Vol.17(9), s.801-812. DOI: 10.1016/S0277-3791(98)00019-5
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Hafliðason, H., Berstad, I. M., Hjelstuen, B. O., Jonsdottir, H. E., King, E. L., Landvik, J., Longva, O., Nygård, A., Ottesen, D., Raunholm, S., Rise, L. & Stalsberg, K. 2003. Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, Vol.32(1), s.18-36. DOI: 10.1080/03009480310001029
- Sejrup, H. P., Nygård, A., Hall, A. M. & Hafliðason, H. 2009. Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quaternary Science Reviews*, Vol.28(3), s.370-380. DOI: 10.1016/j.quascirev.2008.10.019
- Snyder, J. A., Forman, S. L., Mode, W. N. & Tarasov, G. A. 1997. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia. *Boreas*, Vol.26(4), s.329-346. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1997.tb00859.x
- Spendling, B. 2014. FlowCAM manual: versjon 3.4. Maine, USA: Fluid Imaging Technologies, Inc.
- Svean, A. 2016. *Glasiasjonshistorie og strandforskyvning i Boknafjordsområdet i Rogaland* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.
- 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*, Vol.107, s.231-242. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.11.001
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1987. Late Weichselian and Holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol.2(2), s.113-132. DOI: 10.1002/jqs.3390020205
- Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.70, s.111-134.
- Thomsen, H. 1981. Late Weichselian shore-level displacement on Nord-Jæren, south-west Norway. *Geologisk Föreningens i Stockholm Förhandlingar*. (referert i Helle *et al.*, 2007).
- Thomsen, H. 1989. Strandforskyvnings-undersøkelser i Kårstø-området. *Upublisert rapport*. Arkeologisk museum i Stavanger. (Referert i Helle *et al.*, 2007)
- Tjemsland, A. E. 1983. *Vegetasjonshistoriske og Paleoøkologiske Undersøkelser av Rekingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland* [upublisert masteroppgave]. Universitetet i Bergen.

- Undås, I. 1945. Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.25, s.433-448.
- Valle, P., Færseth, R. B. & Fossen, H. 2002. Devonian-Triassic brittle deformation based on dyke geometry and fault kinematics in the Sunnhordland region, SW Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol.82(1), s.3-17.
- Vasskog, K. 2006. *Holosen strandforskyvning på sørlige Bømlo* [upublisert masteroppgave. Universitetet i Bergen.
- Walker, M. 2005. *Quaternary dating methods*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.
- Walker, M., Bryant, C., Coope, G. R., Harkness, D. D., Lowe, J. J. & Scott, E. M. 2001. Towards a radiocarbon chronology of the Late-Glacial: sample selection strategies. *Radiocarbon*, Vol.43, s.1007-1019.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G. P. & Smith, W. K. 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, Vol.2, s.121-200. DOI: 10.1016/0377-8398(77)90008-1
- Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G. & Holmquist, B. 1998. Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *Journal of Quaternary Science*, Vol.13(2), s.137-145.

Vedlegg 1 – Dateringer 507-08

Tabell A viser en utvidet tabell over dateringene fra kjernen 507-08. De kalibrerte aldrene er oppgitt med ett (σ) og to (2σ) standardavvik. Vektet middelvei er funnet ved å bruke OxCal 4.3 (Ramsey, 2009).

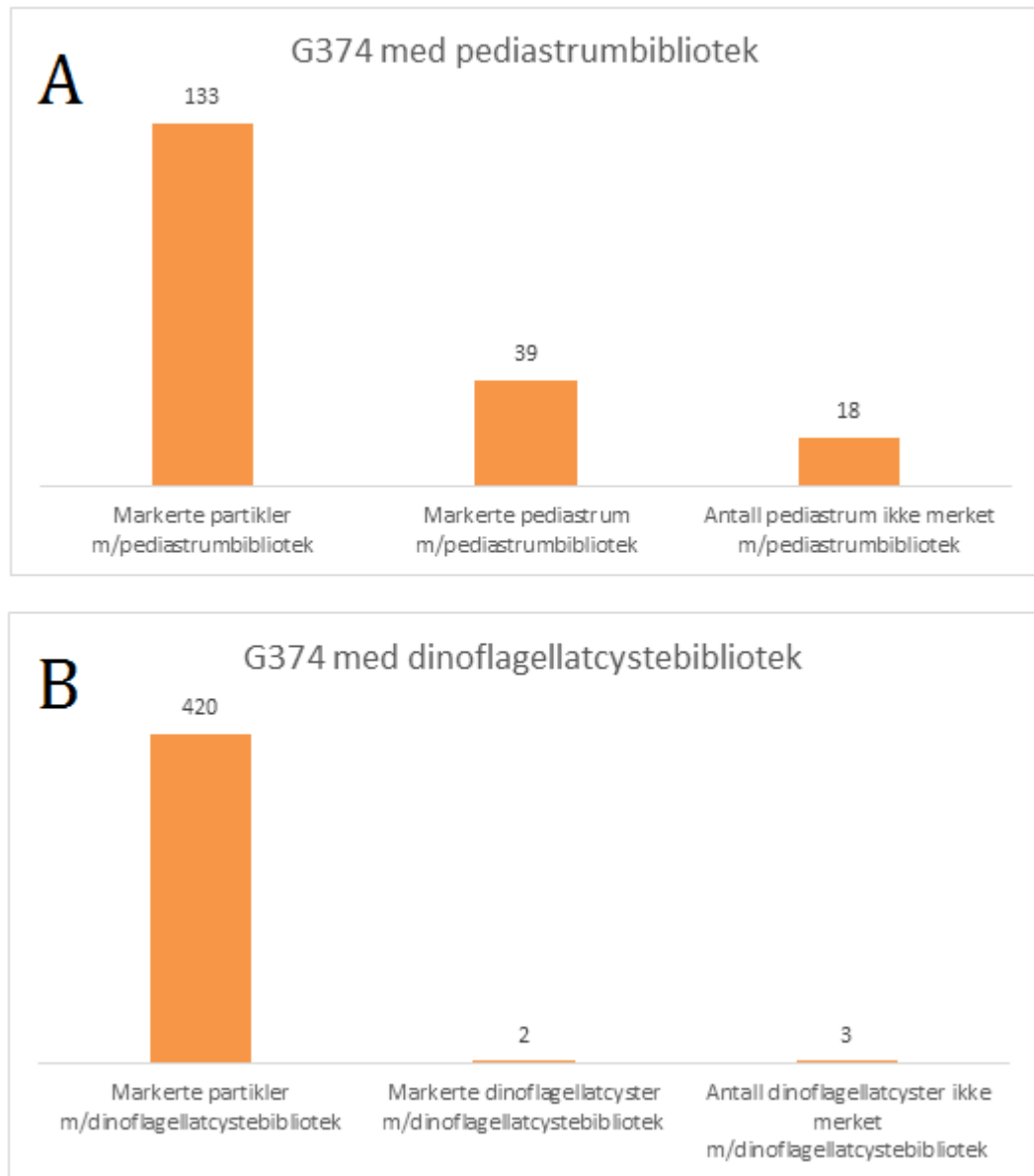
Datering	Dybde (cm)	¹⁴ C alder	Kalibrert alder, σ (kal.år BP)	Kalibrert alder, 2σ (kal.år BP)	Vektet middelvei (kal.år BP)	Materiale
Poz-86475	265-266	9890 \pm 60	11230-11390	11200- 11600	11330 \pm 100	Bjørnemose (<i>polytrichum</i>)
Poz-86476	300,5- 301,5	9960 \pm 50	11270-11600	11250- 11620	11420 \pm 120	Mosekvist
Beta-439743	308-309	10120 \pm 40	11620-11930	11600- 12000	11760 \pm 130	<i>Racomitrium</i>
Beta-439744	326-327	10550 \pm 30	12430-12570	12420- 12620	12520 \pm 60	Bladfragmenter
Poz-86477	341-343	11000 \pm 60	12780-12950	12730- 13010	12870 \pm 80	Rakleskjell Bladfragmenter
Beta-461937	372-375	12180 \pm 40	14010-14130	13990- 14150	14100 \pm 70	Polarvier (<i>salix polaris</i>)
LuS-12037	371-376	13400 \pm 70	16020-16240	15890- 16340	16120 \pm 110	<i>Daphnia spp.</i>

Vedlegg 2 – Dateringer 507-09

Tabell B viser en utvidet tabell over dateringene fra kjernen 507-09. De kalibrerte aldrene er oppgitt med ett (σ) og to (2σ) standardavvik. Vektet middelvei er funnet ved å bruke OxCal 4.3 (Ramsey, 2009).

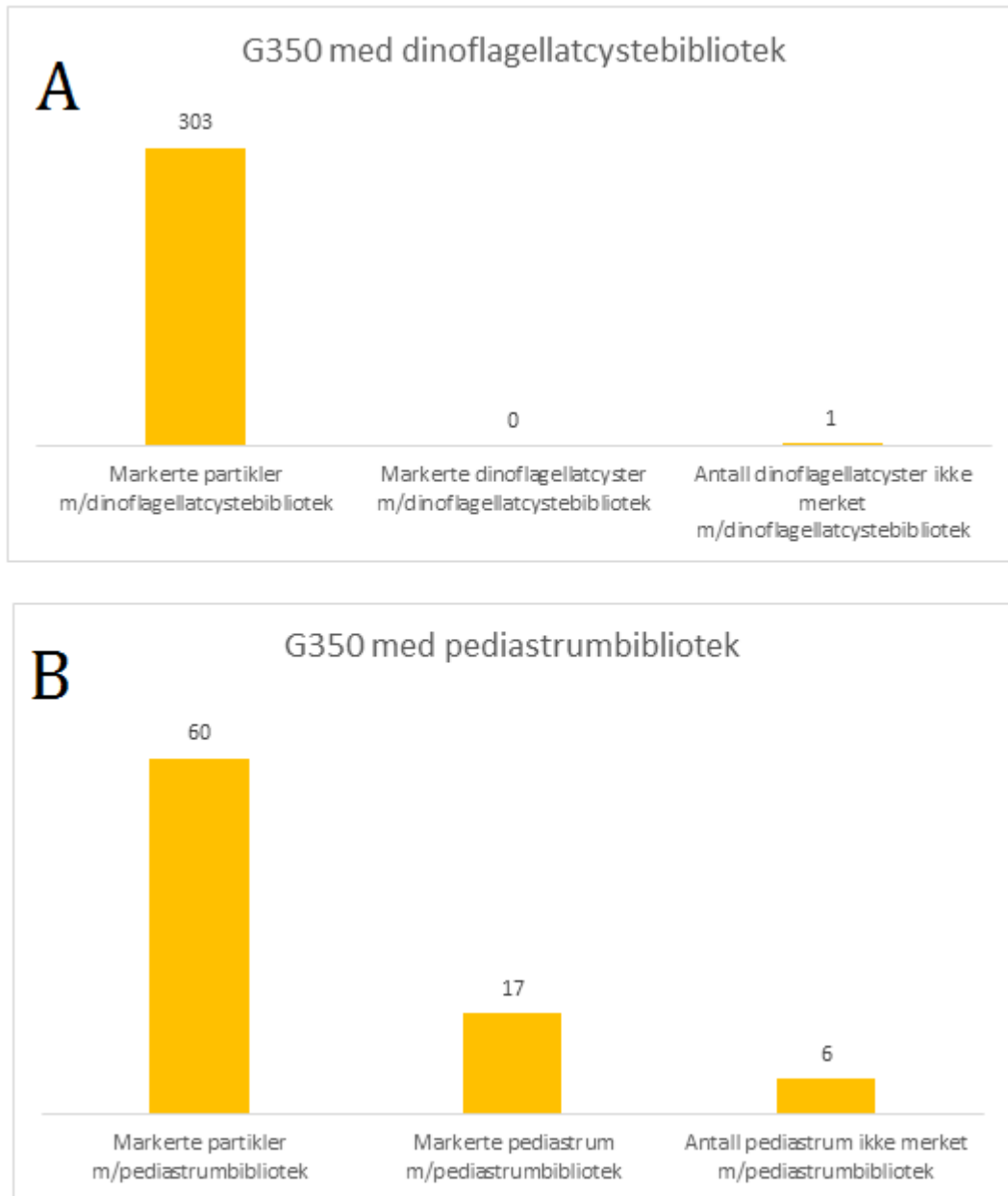
Datering	Dybde (cm)	14C alder	Kalibrert alder, σ (kal. år BP)	Kalibrert alder, 2σ (kal. år BP)	Vektet middelvei (kal. år BP)	Materiale
Poz-86477	773-775	9940 \pm 50	11250-11580	11240- 11600	11380 \pm 110	Akvatisk mose
Poz-85272*	817-826	10390 \pm 50	11300-11590	11240- 11740	11480 \pm 140	Skjellfragmenter
Poz-86479	879-880	10400 \pm 50	12160-12400	12070- 12520	12270 \pm 110	Bladfragmenter
Poz-86480	904-906	10540 \pm 40	12430-12570	12410- 12630	12510 \pm 80	Bladfragmenter
Poz-86481	910-911	10890 \pm 50	12720-12790	12690- 12850	12760 \pm 40	Bladfragmenter
Poz-86482	917-931	11200 \pm 50	13030-13110	12970- 13170	13070 \pm 50	Bladfragmenter
Poz-86484	950-957	11290 \pm 50	13090-13190	13070- 13250	13150 \pm 50	Bladfragmenter
Poz-86485	958-970	11940 \pm 60	13710-13850	13580- 13970	13780 \pm 100	Bladfragmenter

Vedlegg 3 – FlowCAM: spekter G374



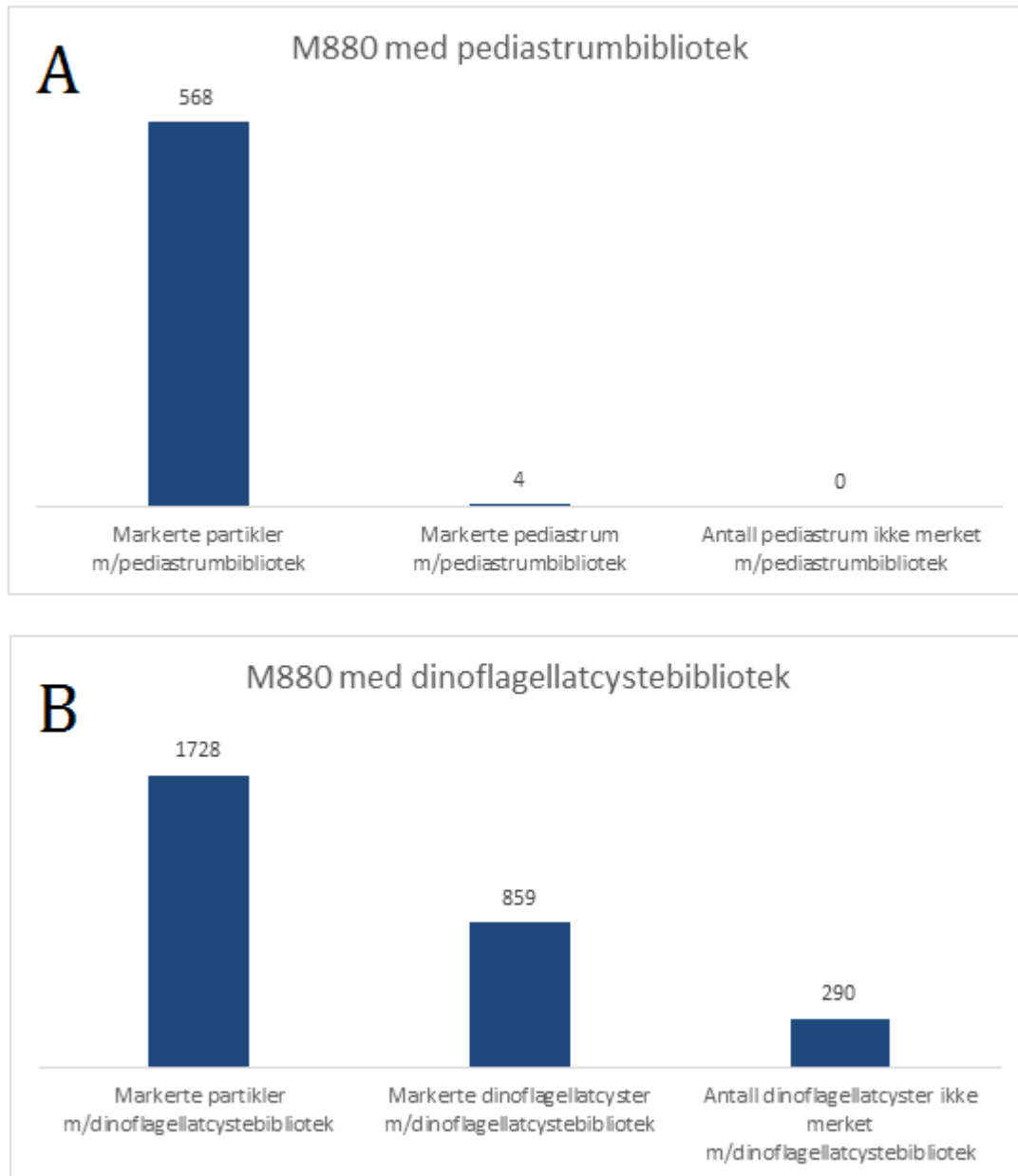
Figur I: Grafene gjengir resultatene fra FlowCAM-forsøket med spekter G374 ved bruk av pediastrumbiblioteket (A) og dinoflagellatbiblioteket (B). Spekter G374 var dominert av grønnalger.

Vedlegg 4 – FlowCAM: spekter G350



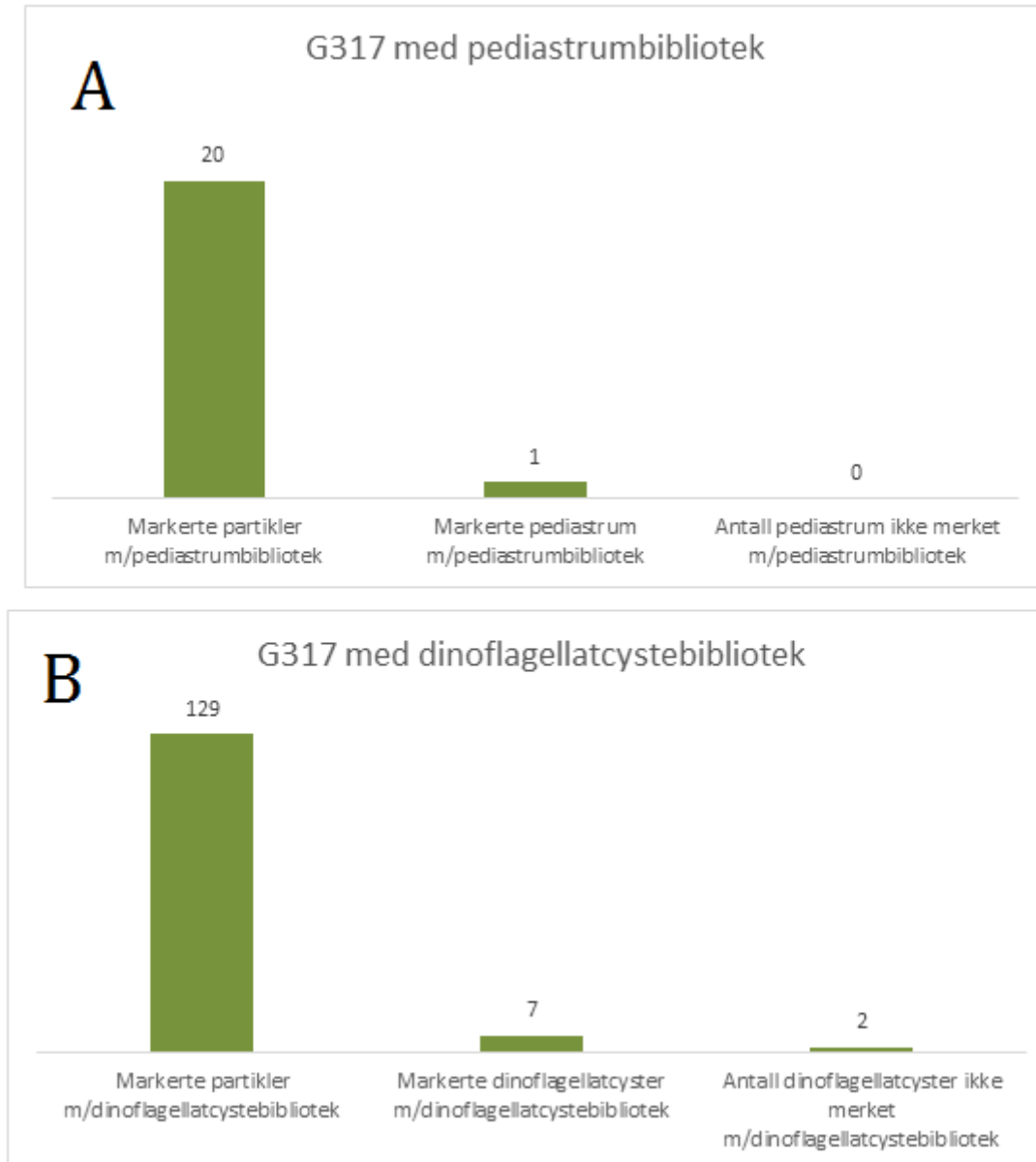
Figur II: Grafene viser resultatene fra FlowCAM-forsøkene med spekter G350 ved bruk av dinoflagellatbiblioteket (A) og pediastrumbiblioteket (B). Spekter G350 var dominert av grønnalger.

Vedlegg 5 – FlowCAM: spekter M880



Figur III: Grafene viser resultatene fra FlowCAM-forsøkene med spekter M880 ved bruk av pediatrumbiblioteket (A) og dinoflagellatbiblioteket (B). Spekter M880 var dominert av dinoflagellatcyster.

Vedlegg 6 – FlowCAM: spekter M317



Figur IV: Grafene viser resultatene fra FlowCAM-forsøkene med spekter G317 ved bruk av pediastrumbiblioteket (A) og dinoflagellatbiblioteket (B). Spekter G317 dominert av dinoflagellatcyster.

Vedlegg 7 – Terskeljusteringer

Tabell C viser lokalitetene brukt av Midtbø et al. (2011) til å konstruere Røyksund-kurven fra Fosen. Terskelhøydene er justert for skjev landheving med bruk av holocene strandlinjegradiene oppsummert i Kaland (1984).

Lokalitet	Terskelhøyde (m o.h.)	Alder (14C)	Kalibrert alder (kal. år BP, 2σ)	Gradient (m/km) (Kaland, 1984)	Nivå	Korreksjon	Ny terskelhøyde (m o.h.)
Rabbavatnet, RV	12	9575 ± 60	10720- 11140	0,53	Isolasjon	12- (0,53*5,6 km)	9
Røyksund, RS	8,7	5510 ± 40	6220- 6400	0,15	Over sandlag	8,7- (0,15*4,2 km)	8,1
Høyevatnet, HV	3,5	2270 ± 40	2160- 2350	0,03	Isolasjon	3,5- (0,03*6,7 km)	3,2
Mollatjørna, MT	7	9040 ± 60	9930- 10370	0,45	Isolasjon	7-(0,45*8,4 km)	3,2
		5340 ± 40	6000- 6270	0,15	Transgresjon	7-(0,15*8,4 km)	5,7
		3610 ± 50	3830- 4080	0,055		7- (0,055*8,4 km)	6,6
		8340 ± 50	9150- 9470	0,38	Transgresjon	7-(0,38*8,4 km)	3,8
		5730 ± 40	6440- 6640	0,15	Regresjon	7-(0,15*8,4 km)	5,7