

Isavsmelting og postglasiale havnivåendringer ved Nykvåg, Vesterålen

Masteroppgave i naturgeografi



Av Ranveig Karoline Sjøholm Vetti



Institutt for Geografi
Universitetet i Bergen

Juni 2020

Forord

Først og fremst vil jeg rette en stor takk til min hovedveileder, Kristian Vasskog, for god hjelp og gode faglige diskusjoner underveis i arbeidet. Jeg setter stor pris på at terskelen for å spørre om hjelp har vært så lav, selv når universitetet stengte og diskusjonene måtte tas over Teams. Jeg vil også takke mine medveiledere Svein Olaf Dahl og Pål Ringkjøb Nielsen for god hjelp og nyttige innspill underveis.

En ekstra takk Kristian Vasskog, Svein Olaf Dahl og Pål Ringkjøb Nielsen for god hjelp med datainnsamling under feltarbeidet sommeren 2019. Tusen takk til Ane Netland Rolland for godt selskap under lange dager i felt, og for godt samarbeid både under feltarbeid, og i etterkant. Tusen takk til alle lokale 'Bøfjerdinger' som så villig har delt av sin lokalkunnskap knyttet til både vær og vind, og små og store inngrep i landskapet.

Jeg vil også takke Lars Evje for hjelp med preparering av fytoplankton prøver og opplæring i behandling av flussyre, og Anne Bjune for god veiledning i forbindelse med mikroskopering og arbeid med Tilia. Takk også til Stijn De Schepper for hjelp med artsidentifisering i forbindelse med fytoplanktonanalysene. Jeg vil også få takke Øyvind Paasche for en god diskusjon og for nyttige innspill. Takk til Eivind Støren for god hjelp med både MS og XRF skanning under arbeidet på EARTHLAB. Tusen takk til Hordaland Fylkeskommune for økonomisk støtte i forbindelse med datainnsamling.

Jeg også takke alle medstudenter ved Institutt for Geografi som har gjort tiden som masterstudent til en fantastisk tid. Takk til venner og familie for motiverende ord, og for oppmuntring i den siste tiden før levering. Jeg vil også spesielt takke mine foreldre for gode innspill, og for all oppmuntring og støtte.

Bergen, juni 2020

Ranveig Karoline Sjøholm Vetti

Sammendrag

I dette studiet er det presentert en rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet og de relative havnivåendringene i Nykvåg for perioden mot slutten av siste istid og overgangen til holocen. Datagrunnlaget for rekonstruksjonene baserer seg på en kvartærgeologisk kartlegging av Nykvåg-området, og sedimentologiske undersøkelser av to lokale isolasjonsbassenger, Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.). En rekke sedimentanalyser (fytoplanktonanalyser, XRF, MS, glødetap, radiokarbondatering) er blitt utført på kjerner fra de to isolasjonsbassengene, med et mål om å identifisere endringer som reflekterer variasjoner i avsetningsmiljøet i bassenget.

Basert på den kvartærgeologiske kartleggingen og radiokarbondateringene fra Lundvatnet er det foreslått en minimumsalder på deglasiasjonen i Nykvåg på rundt 16,26 – 15,6 kal. ka BP. En kartlegging av lokale breavsetninger antyder også en isstrøm fra sokkelen og inn mot land under isens tilbaketrekking fra området, som er antatt til å korrelere med Skogvoll-trinnet (16,9 – 16,3 kal. år BP). Kartlegging av hevede strandlinjer i Nykvåg sett i sammenheng med makrofossilanalyser av Lundvatnet gir også en høyde på marin grense for området, satt til 13 ± 1 m o.h. Alderen på marin grense sammenfaller trolig også med deglasiasjonen av området på rundt 16,26 – 15,6 kal. ka BP.

En strandforskyvningskurve som illustrerer de postglasiale havnivåendringene i Nykvåg er konstruert på bakgrunn av de observerte miljøendringene i Lundvatnet og Toftvatnet, og hevede strandlinjer i feltområdet. Det har blitt presentert ulike scenarier for isolasjonsforløpet til de to bassengene. Basert på dateringene fra Lundvatnet er det foreslått at en isolasjon av bassenget inntraff 14 050 – 13 714 kal. år BP, etter en marin fase som inntraff like etter deglasiasjonen av området. En mulig isolasjonskontakt er også gjenkjent i Toftvatnet 14 054 – 13 673, men denne tolkningen kunne ikke bekreftes av fytoplanktonanalysen og er derfor noe usikker. Fytoplanktonanalysene i Toftvatnet indikerer imidlertid marine forhold tidlig i yngre dryas, datert til 12 880 – 12 436, før en endelig isolasjon av bassenget 11 798 – 11 492 kal. år BP.

Abstract

The deglaciation chronology and subsequent sea level changes at Nykvåg have been reconstructed, based on quaternary mapping and bio- and lithostratigraphical investigations of two local isolation basins, lake Lundvatnet (11,7 m a.s.l.) and lake Toftvatnet (10,6 m a.s.l.)

The mapping of the study area gives an insight into the Late Glacial Fennoscandian ice sheet extent in Nykvåg, and a radiocarbon date from Lundvatnet of 16 256 – 15 594 cal. yr BP. provides a minimum age of deglaciation of the area. Investigated moraine systems also suggest that local glacial deposits have been deposited from the west, indicating an on-shore ice flow from the continental shelf during the deglaciation, presumed to have happened following the Skogvoll event (16,9 – 16,3 cal. yr BP). Field surveying has also provided additional information regarding raised shorelines in the study area, indicating an altitude of 13 ± 1 m a.s.l. for the marine limit. The age of the marine limit is also believed to closely correlate with the deglaciation of the area, dated to 16 256 – 15 594 cal. yr BP.

The recognized post glacial sea level changes at Nykvåg have been presented in a shore line displacement curve for the area. Sediment cores from two local isolation basins went through a range of sedimentary analyses (phytoplankton, XRF, MS, loss on ignition, radiocarbon dating), to identify and date changes in the basin environment, reflecting local transgressions and regressions. The results from these investigations suggest various possible scenarios for the isolation of the two basins. Radiocarbon dates from Lundvatnet suggest an isolation around 13 714 – 14 050 cal. yr BP, shortly after the deglaciation of the area. A potential isolation has also been recognized in Toftvatnet about 14 054 – 13 673 cal. yr BP., although this could not be confirmed through phytoplankton analysis. The phytoplankton analysis of Toftvatnet does, however, indicate a possible marine phase in the early YD (12 880 – 12 436 cal. yr BP), followed by a final isolation of the basin around 11 798 – 11 492 cal. yr BP.

Innholdsfortegnelse

Forord	III
Sammendrag	V
Abstract	VII
Figurliste	XI
Tabelliste	XV
1. Introduksjon	1
1.1 <i>Målsetning</i>	1
1.1.1 Problemstillinger	3
1.2 <i>Strandforskyvning</i>	4
1.3 <i>Tidligere strandforskyvningsundersøkelser</i>	8
2. Feltområdet	11
3. Geologisk bakgrunn	14
3.1 <i>Berggrunnsgeologi</i>	14
3.2 <i>Løsmasser</i>	17
3.3 <i>Glacialhistorie</i>	17
3.4 <i>Tidevann og vindaktivitet</i>	24
4. Metoder	26
4.1 <i>Bassengundersøkelser</i>	26
4.1.1 <i>Isolasjonsfasene</i>	28
4.2 <i>Feltmetoder</i>	30
4.2.1 <i>Kvartærgeologisk kartlegging</i>	31
4.3 <i>Digitale verktøy (LiDAR og GIS)</i>	32
4.4 <i>Laboratoriemetoder</i>	33
4.4.1 <i>Røntgen fluorescense (XRF)</i>	33
4.4.2 <i>Magnetisk Susseptibilitet</i>	35
4.4.3 <i>Glødetapsanalyse</i>	36
4.4.4 <i>Datering</i>	37
5. Resultater	48
5.1 <i>Kvartærgeologisk kartlegging</i>	48
5.2 <i>Lundvatnet</i>	62
5.2.1 <i>Batymetrisk kart</i>	63
5.2.2 <i>Litostratigrafi</i>	65
5.2.3 <i>XRF data</i>	69
5.2.4 <i>MS data</i>	71
5.2.5 <i>Fytoplanktonanalyse</i>	72
5.2.6 <i>Datering</i>	74
5.3 <i>Toftivatnet</i>	77
5.3.1 <i>Batymetrisk kart</i>	78
5.3.2 <i>Litostratigrafi</i>	80

5.3.3 XRF data	84
5.3.4 MS data	85
5.3.5 Fytoplanktonanalyse.....	86
5.3.6 Datering.....	89
6. Diskusjon.....	91
6.1 Deglasiasjonsforløpet i Nykvåg	91
6.2 Marin grense.....	99
6.3 Strandforskyvning	102
6.3.1 Lundvatnet.....	102
6.3.2 Toftvatnet	104
6.3.3 Holocen strandforskyvning	105
6.4 Strandforskyvningskurve for Nykvåg-området	106
6.4.1 Sammenligning med strandforskyvningskurver fra Andøya.....	108
6.5 Endringsrater i relativt havnivå.....	110
7. Konklusjon	112
8. Forslag til videre undersøkelser:.....	113
9. Referanseliste	114

Vedlegg 1: Kvartærgeologisk kart

Figurliste

Figur 1.1: Illustrerer de ulike komponentene som spiller inn på det relative og absolutte havnivået, i form av vertikale landbevegelser, og prosesser som påvirket endringer i havets volum. Modifisert fra Milne et al. (2009).....	4
Figur 1.2: En illustrert oppsummering av de aktuelle komponentene som har påvirkning på havnivå ved deglasiasjon. A: Situasjonen før deglasiasjon. B: Innlandsisen har smeltet tilbake, som fører til en eustatisk havnivåøkning av det globale havnivået. C: Geoiden endres som et resultat av at tiltrekningskraften ismassen hadde på havet er vekke. D: Økt press på havbunnen som følge av økt havmengde fører til en hydro-isostatisk senkning av havnivå. E: Isostatisk landhevning som følge av mindre nedpressing som resulterer i geoideendringer også av bassenget. Innsynkning av forebulge-regionen. Modifisert fra Anundsen og Fjeldskaar (1983).....	6
Figur 1.3: Eustatisk havnivåendring de siste 35 000 år. Inkluderer Heinrich events (H1-H3), Smeltevannspuls 1A og 1B, den varme perioden Bølling-Allerød (B-A), og kuldeperioden yngre dryas (YD) (Lambeck et al., 2014).....	7
Figur 1.4: Strandforskyvningskurve fra Ramså på Andøya, basert på lokale funn, og strandlinjediagrammer fra Nordland, Troms og Finnmark. Den stiplede linjen i yngre dryas perioden viser alternative løsninger (Marthinussen, 1962).....	9
Figur 1.5: Strandforskyvningskurve som viser den sennglasiale strandforskyvningen på nordlige Andøya, basert på bassengundersøkelser fra Endletvatn og nedre Æråsvatn (Vorren et al., 2013), samt tidligere undersøkelser på nordlige Andøya (Vorren et al., 1988; Fjalstad og Møller, 1994).....	10
Figur 2.1: Oversiktskart over feltområdet. Feltområdet strekker seg primært rundt hovedveien (rød linje) mellom Nykvåg og Hovden, og i nedre deler av Nykdalen, hvor Lundvatnet og Toftvatnet er markert med røde piler.....	12
Figur 2.2: Oversiktsbilde av nedre del av Nykdalen. De to bassengene Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.) i forgrunnen, markert med rød pil.....	13
Figur 2.3: Rullestein i strandsonen i Nykvåg som strekker seg mot vegetasjonsdekt rygg til venstre. Spade og hus som skala.....	13
Figur 3.1: Berggrunnskart over Vesterålen. Kartdata fra NGU (Tveten, 1978). Svart pil markerer feltområdet.	15
Figur 3.2: Kart som illustrer bergartene i Nykvåg området. Bergartene består i hovedsak av gabbro og mangerittsyenitt, med små forekomster av olivinstein rundt Lundvatnet. Kartdata fra NGU. (Tveten, 1978).	16
Figur 3.3: Isdekkene som lå over Nord Europa under LGM for omkring 20 000 år siden, delt inn i Svalbard-Barents-Kara isdekket, det Skandinaviske isdekket og det Britisk-Irske isdekket (Hughes et al., 2016).	18
Figur 3.4: Deglasiasjonshistorien i Vesterålen og Lofoten illustrert av Vorren et al., (2015); Egga I trinnet (>24 kal. ka BP), Egga II trinnet (23 – 22,2 kal. ka BP), Endleten trinnet (22,2 til 18 kal. ka BP), Flesen trinnet (18 – 17,5 kal. ka BP), Skogvoll trinnet (16,9 – 16,3 kal. ka BP). Illustrasjonen inkluderer også Langøy og yngre dryas (Tromsø-Lyngen trinnet) trinnet etter Rasmussen (1984).	22

Figur 3.5: Kart som viser avsetninger på sokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen (Vorren et al., 2015). Firkant 5A viser grounding-zone wedges utenfor Nykvåg, korrelert til Skogvolltrinet. De røde pilene markerer også isens retning, som skal ha gått mot nord-øst.....	22
Figur 3.6: Isobasekart for Vesterålen og Lofoten med inntegnet morenesystem (Rasmussen, 1984). Isobasene er basert på YD strandlinjen, og baserer seg på arbeid gjort av blant annet Marthinussen (1962) og Møller og Sollid (1972). Den røde pilen peker mot feltområdet. A1 til A3 illustrerer det som har fått navnet Andøya morenene av Møller og Sollid (1972), og er fra weichsel med aldre på 13 000 – 20 000 år ¹⁴ C år BP. I tillegg kan man se Hinnøya-morenene H1 (12 400 – 13 300 ¹⁴ C år BP) og Astrafjord-morenene AS (12 300 ¹⁴ C år BP).....	23
Figur 3.7: Vindrose som viser vindstyrke og retning for Andøya og Bø i Vesterålen for normalperioden 1961 til 1990. De høyeste registrerte vindstyrkene for normalperioden hadde en vest-sørvestlig retning.....	25
Figur 4.1: Viser hvordan sedimentasjon fra forskjellige miljøer legger seg på bunnen av et isolasjonsbasseng, som fanges opp i en sedimentkjerne. Modifisert fra Svendsen og Mangerud, (1987).	27
Figur 4.2: Viser de fire isolasjonsfasene beskrevet på forrige side. 1: Bassenget influeres kun av hav ved høyvann som gir brakkvann, og sedimentasjonen går fra leire, silt og sand mot leirig gytje. 2: Den fotiske sonen er fersk og fyttoplankton driver fotosyntese. Under den fotiske sonen er det brakkvann og det avsettes leirig gytje. 3: Bassenget er helt uten marin påvirkning, kjent som den hydrologiske isolasjonskontakten. Nedre del av bassenget er brakkvann og det oppstår en stratifisering av vannmassene som hindrer sirkulasjon og gir anoksiske bunnforhold. Det avsettes leirig gytje med jernsulfid. 4: Bassenget består i ferskvann, og det avsettes organisk gytje på bunnen. Kontakten mellom den organiske gytjen og vannet danner sediment/ferskvannskontakten. Modifisert fra Kjemperud (1986).	29
Figur 4.3: Innsamling av batymetrisk data i felt ved bruk av ekkolodd av typen Garmin GPSmap, 721 xs.	31
Figur 4.4: Illustrasjon av hovedprinsippene i XRF skanning for splittede sedimentkjerner (Richter et al., 2006).	34
Figur 4.5: Viser GEOTEK Multi-Sensor Core Logger som foretar en MS skanning av kjernene.	36
Figur 4.6: Forskjellige deler av fremgangsmåten for å hente ut prøver og regne ut glødetapsverdi. A: Sedimentprøver på 1 cm ³ ble hentet ut fra kjernene. B: Prøvene ble så lagt i digler for å måle våtvekt. C: Etter å ha stått i 105 °C over natten ble prøvene satt i glødetapsovn på 550°C i en time, før de avkjøles i en eksikator, og en ny veiing gir tørrvekt.	37
Figur 4.7: Forskjellige prøver som ble sendt til datering. A inneholder periostracum. B inneholder diverse terrestriske makrofossiler som mose, bark og bladfragmenter. C inneholder små fragmenter av treverk.	38
Figur 4.8: Viser optisk bilde av kjernene TOFTP-113 del 2av2 og LUNDP-113 del 3av4 og 4av4. De blå pilene markerer dyp for algeprøver for hver av kjernene. De røde pilene markerer dyp for dateringer.....	42
Figur 4.9: Bilder av de ulike algartene som ble funnet under mikroskopering. A-C: Dinophyceae cyste, mulig <i>Islandinium minutum</i> . D: <i>Tetraedron minimum</i> . E: <i>Pediastrum</i>	

<i>praecox</i> . F: <i>Pediastrum integrum</i> . G-I: <i>Pediastrum boryanum</i> . J-L: <i>Pediastrum boryanum</i> var. <i>longicorne</i>	47
Figur 5.1: Lokaltetskart hvor de ulike lokalitetene som er beskrevet nedenfor er nummerert fra 1 – 6.....	48
Figur 5.2: Flaten med mindre rygger av rullesteiner i forgrunn. De røde pilene markerer de to ryggene av rullesteiner. I bakgrunnen brer en større rygg seg utover flaten. Bobil som skala.	49
Figur 5.3: Godt rundet stein som befinner seg under blokker som tilhører ryggen. (UTM 33W 480536 7630573). GPS til høyre som skala.....	50
Figur 5.4: Ryggen beskrevet i lokalitet 2 sett ovenfra. Viser tydelige folder på tvers av ryggen.	51
Figur 5.5: Materiale i ryggen eksponert ved gammelt grusuttak. Kornstørrelse blokk til sand, og kantet til godt rundet materiale. GPS som skala.	51
Figur 5.6: Viser de to ryggene i Trolldalen med en markert terrengforsenkning i bakkant (lokalitet 3, figur 5.1).	53
Figur 5.7: Viser strandsonen og ryggen beskrevet i lokalitet 4. Ravatnet til venstre.....	55
Figur 5.8: Viser materiale ved UTM 33W 0479261 76300005 (4a figur 5.1). Øverste lag som er dekket av vegetasjon besto av større, utvaskede og rundete steiner og blokker. Lenger ned er materiale finere og mer kantet.	55
Figur 5.9: Viser materiale ved UTM 33W 0479359 7630053 (4b figur 5.1). Godt rundet stein og blokk.	56
Figur 5.10: Blokk med granitt funnet ved UTM 33W 479896 7628947 (lokalitet 5a, figur 5.1).	57
Figur 5.11: Viser godt rundet materiale omringet av en matriks av sand og grus ved UTM: 479366 7629276 (6a).....	59
Figur 5.12: Lundvatnet med utsikt til fjellene som omringer Nykdalen. Utløpsterskelen i forgrunn.....	62
Figur 5.13: Dybdekart for Lundvatnet. Den røde prikken markerer punktet hvor LUNDP-113 er hentet ut.	64
Figur 5.14: Oversikt over litostratigrafien for Lundvatnet, samt kurver som fremstiller verdier for glødetap, magnetisk susceptibilitet og fra resultater fra XRF analysen. Fra venstre: optisk kjernebilde, inndeling av enhetene L1 til L5 (også markert med blå og rød stiplet linje), kornstørrelsedigram (litostratigrafi), og en tolkning av bassengmiljø. Rød stiplet linje markerer også fytologisk isolasjonskontakt.	68
Figur 5.15: Histogram som viser fordeling av alger oppgitt i antall telte individer for LUNDP-113, og en relativ frekvensfordeling for hver dybde oppgitt i %. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor oligohalobe halofile har fått gul farge og oligohalobe indifferente er rød.....	73
Figur 5.16: Influx-diagram for Lundvatent som viser antall individer av hver art avsatt per 1cm ² per år. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor oligohalobe halofile har fått gul farge og oligohalobe indifferente er rød.....	74
Figur 5.17: Fra venstre: Kurve som illustrerer sedimentasjonsraten til nedre del av LUNDP-113 2/2, angitt i cm per år. Optisk kjernebilde samt en tolkning av de ulike enhetene, hvor den blå enheten representerer en marin fase, grønn er en brakkvannsfase, og brun representerer	

lakustrin fase. Aldersmodellen viser alder-dybdeforholdet for nedre del av LUNDP-113, og en sedimentasjonsrate oppgitt i år/ cm.	76
Figur 5.18: Viser Toftvatnet i forgrunn. Det mest markante utløpet til bassenget er markert med rød pil. Punktet for innløpet i Ravatnet er markert med blå pil.	78
Figur 5.19: Dybdekart for Toftvatnet. Den røde prikken markerer hvor TOFTP-113 er hentet ut.	79
Figur 5.20: Oversikt over litostratigrafien for Toftvatnet, samt kurver som fremstiller verdier for glødetap, magnetisk susceptibilitet og fra resultater fra XRF analysen. Fra venstre: optisk kjernebilde, inndeling av enhetene T1 til T5 (også markert med blå og rød stiplet linje), kornstørrelsesdiagram (litostratigrafi), og en tolkning av bassengmiljø. Rød stiplet linje markerer også fylogisk isolasjonskontakt. Verdier som er fjernet grunnet oasis er markert med grått...83	83
Figur 5.21: Histogram som viser fordeling av antall telte alger for TOFTP-113. Relativ frekvens viser prosentvis fordeling for de ulike dybdene. Inndeling ut ifra salinitetstoleranse. Polyhalobe er markert i blå, Oligohalobe Halofile er markert i oransje, og Oligohalobe Indifferente er markert med rød.....	87
Figur 5.22: Influx-diagram for Toftvatnet som viser antall individer av hver art avsatt per 1cm ² per år. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor Polyhalobe er blå, Oligohalobe Halofile har fått gul farge og Oligohalobe Indifferente er rød.	88
Figur 5.23: Kurve som illustrerer sedimentasjonsraten til TOFTP-113 3/4 og 4/4 i cm/ år. Optisk kjernebilde og Tolkning av enheter, hvor blå er marint, grønn er brakkvann, og brun er lakustrint. Det hvite feltet markert med spørsmålstegn er ukjent. Aldersmodell som viser alder-dybdeforholdet, og sedimentasjonsrate i år/ cm.	90
Figur 6.1: Deglasiasjonsforløpet i Nykvåg. Blå felt er isdekker. Blå piler markerer isens bevegelse. Grønne rygger er morenerygger. A: Før isens tilbaketrekking fra området. Lokalbre og innlandsis utgjør et stort isdekke. B: Isdekkene splittes, innlandsisen har en isstrøm mot land som fører granitt inn i Nykvåg sør for Lundvatnet. Midtmorenen dannes mellom de to armene av innlandsis. C: Fremrykk eller stillstand ved Lundvatnet fører til at en morenerygg bygges opp. Iskjernemorene i Trolldalen har blitt dannet. D: Stillstand eller fremrykk ved Toftvatnet fører til at en morenerygg bygges opp. De to iskjernemorene i Trolldalen er dannet. E: Stillstand eller fremrykk fører til at en morenerygg bygges opp i strandsonen nordvest for Ravatnet. F: Innlandsisen har trukket seg tilbake fra området.....	98
Figur 6.2: Strandforskyvningskurve for Nykvåg som viser senglacial og holocen strandforskyvning.....	107
Figur 6.3: En sammenligning av den senglaciale delen av kurven utarbeidet i dette arbeidet (blå stiplet linje), og kurven fra nordlige Andøya (grått felt) (Vorren et al., 2013), samt punktet hentet fra Marthinussen (1962) (10), korrigert for avstanden til Nykvåg med hensyn til YD isobasen (Møller, 1984; Rasmussen, 1984). Kurven etter Vorren et al. (2013) er ikke korrigert for avstanden til Nykvåg.....	109

Tabelliste

Tabell 4.1: En oversikt over kornstørrelsene som ble observert under kartlegging og størrelsene for de ulike kategoriene. Modifisert fra Sulebak (2007).	32
Tabell 4.2: Klassifisering av algeartene basert på halobiegruppe, og miljøkravene for en slik gruppe, modifisert fra Tjemsland (1983). Verdiene er oppgitt i promille (‰). Det ble ikke funnet noen mesohalobe eller halofobe arter i denne undersøkelsen, men de er likevel inkludert i tabellen for å gi en helhetlig fremstilling av inndelingen. I Tjemsland (1983) er <i>pediastrum praecox</i> klassifisert som en mesohalob art, mens den i Vasskog (2006) klassifiseres som en Halofil oligohalob. I denne oppgaven er arten klassifisert som en Halofil Oligohalob.....	46
Tabell 5.1: Oversikt over algeinnhold for de forskjellige dybdene i kjernen LUNDP-113. For de to nederste kjernene ble tellingen av alger avsluttet etter 200 telte <i>Lycopodium</i>	73
Tabell 5.2: Oversikt over dateringene fra LUNDP-113. Aldre for de forskjellige dypene er vist i både ¹⁴ C alder, og kalibrert alder med ett og to standardavvik. Dateringer av marint materiale (periostracum) er justert for marin reservoaralder (Mangerud et al., 2006).....	75
Tabell 5.3: Viser funn av forskjellige arter grønnalger for de utvalgte dypene fra TOFTP-113. De blanke rutene tilsvarer ingen funn. En klassifisering av salinitetstoleranse er gjort i tabell 4.2.....	87
Tabell 5.4: En oversikt over dateringenes dyp og oppgitt ¹⁴ C alder, samt en kalibrert alder med både ett og to standardavvik. Dateringer av marint materiale (periostracum) er justert for marin reservoaralder (Mangerud et al., 2006).	89
Tabell 6.1: Punktene i strandforskyvningskurven. Fargen på kolonnene tilsvarer fargen på punktet i strandforskyvningskurven (figur 6.2). Den gule og de røde kolonnene er punkter fra dette arbeidet. Grønn (Tapes) er basert på Midtun (2019) og Lid (2019). I strandforskyvningskurven er det brukt kalibrert gjennomsnittsalder, som også tar høyde for usikkerhetsmarginen knyttet til alderen (±), vist med 'error bars' (figur 6.2).....	106

1. Introduksjon

1.1 Målsetning

Hovedmålet med dette masterprosjektet var å konstruere en strandforskyvningskurve for Nykvåg, basert på undersøkelser av innsjøsedimenter og gjennom en kvartærgeologisk kartlegging av området. Av spesiell interesse var tidsintervallet som omfatter deglasiasjonen mot slutten av siste istid, fra omkring 17-16 000 kal. år BP, frem mot overgangen til holocen, som startet omtrent 11 700 kal. år BP (Mangerud et al., 1974; Lohne et al., 2014, Walker et al., 2019). Et viktig mål for arbeidet var derfor å rekonstruere deglasiasjonshistorien til området, da havnivåendringene under- og etter deglasiasjonen i stor grad vil være styrt av tidspunktet da isen trakk seg tilbake, og tykkelsen på isen (Svendsen og Mangerud, 1987). En innsikt i havnivåendringene som oppsto under tilbaketrekking av det Fennoskandiske isdekket mot slutten av siste istid kan også hjelpe oss å forstå prosessene bak pågående og fremtidige havnivåendringer. Dette fordi studier av sammenhengen mellom smelte av store isdekker, landhevning og relative havnivåendringer kan være en viktig analog til konsekvensene av isavsmeltingen vi observerer på Grønland og Antarktis i dag (Milne et al., 2009; Church og Clark, 2013).

I tillegg til å legge grunnlaget for en rekonstruksjon av deglasiasjonshistorien i Nykvåg, ble kartleggingen også gjennomført med et mål om å definere øverste grense mellom marine og terrestriske avsetninger. Det ble blant annet observert flere strandvoller i feltområdet, som har lagt grunnlaget for å avgjøre marin grense. Marin grense for et område representerer de høyeste sporene av havnivå (strandlinjer), etter at området ble isfritt (Fossen, 2008). For Nykvåg ble marin grense definert til 13 ± 1 m o.h., basert på de kartlagte strandavsetningene i området, bassengundersøkelser og en vurdering av lokal bølgeaktivitet i senglacialen. Den lave marine grensen for området tyder på lite lokal landhevning etter at innlandsisen trakk seg tilbake, som reflekterer innlandsisens tykkelse i området (Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007). Kartleggingen av de hevede strandlinjene i Nykvåg var også et viktig hjelpemiddel ved konstruksjon av strandforskyvningskurven for området, sett i sammenheng med resultater fra bassengundersøkelsene.

Bio- og litostratigrafiske undersøkelser ble utført på sedimentkjerner fra to lokale isolasjonsbassenger, Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.), med et mål om å identifisere endringer i avsetningsmiljø. Et isolasjonsbasseng er en forsenkning i landskapet hvor havnivå tidligere har stått over bassengets terskel, og dermed påvirket sedimentasjonen i bassenget (Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018). De to utvalgte isolasjonsbassengene i Nykvåg var godt egnet til å studere tidligere havnivåer da terskelhøydene befant seg få meter under høyeste funn av eldre strandavsetninger i området. Bassengene har derfor trolig blitt tidlig isolert, og kan fortelle om havnivåendringene som skjedde relativt kort tid etter at innlandsisen trakk seg tilbake.

Det er tidligere konstruert strandforskyvningskurver for flere områder i Lofoten og Vesterålen (Marthinussen, 1962; Møller, 1984; Vorren og Moe, 1986). Disse strandforskyvningsundersøkelsene har i stor grad basert seg på kartlegging av geomorfologiske spor etter hevede strandlinjer (strandvoller, marine terrasser og sedimentologiske snitt), og ikke innsjøsedimenter fra isolasjonsbassenger, slik som i denne oppgaven. Et mål med undersøkelsene av sedimentkjernene var å få en dypere forståelse for hendelsesforløpet, da de kontinuerlige avsetningene fra isolasjonsbassenger er spesielt godt egnet til å datere endringer i havnivå (Svendsen og Mangerud, 1987). De tidligere strandforskyvningskurvene tar dessuten for seg strandforskyvning gjennom holocen (Møller, 1984; Vorren og Moe, 1986), og rekonstruksjoner av den sennglasiale strandforskyvningen i området har ikke vært like utbredt, og bærer preg av en stor grad av usikkerhet (Marthinussen, 1962; Vorren et al., 2013). De sennglasiale havnivåendringene i Vesterålen har dessuten i hovedsak blitt studert på nordlige Andøya, som opplevde en deglasiasjon tidligere enn Nykvåg (Vorren et al., 2013; 2015). Det vil derfor være svært interessant å få en forståelse av de postglasiale havnivåendringene i Nykvåg-området for denne perioden.

I tillegg til observasjoner i felt er det brukt LiDAR-data til å kartlegge området. LiDAR-dataene ga blant annet viktig informasjon om vegetasjonsdekte verneområder i strandsonen i området, i tillegg til å være et nyttig verktøy i forbindelse med å estimere høyden på tersklene til de to bassengene. Videre datagrunnlag for oppgaven er i hovedsak basert på to kjerner som ble hentet opp med stempelprøvetaker (Nesje, 1992). For å hente ut relevante data har kjernene gjennomgått litostratigrafiske og geokjemiske analyser, samt fytoplanktonanalyser og datering av makrofossiler.

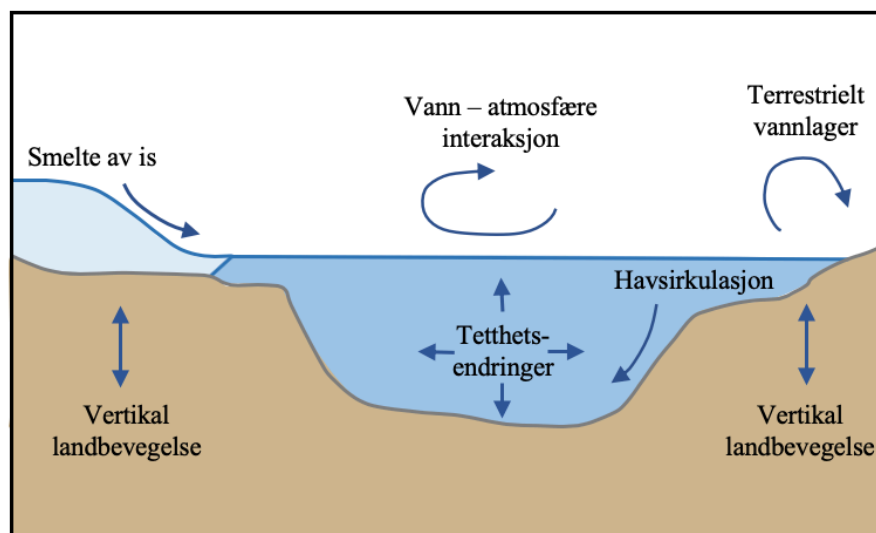
1.1.1 Problemstillinger

Studiet er utført med et mål om å svare på følgende problemstillinger;

- Datere isavsmeltingen i Nykvåg.
- Definere marin grense for Nykvåg.
- Konstruere en strandforskyvningskurve som illustrerer strandforskyvning i sennglasialen for Nykvåg.
- Undersøke hvordan de postglasiale havnivåendringene i Nykvåg henger sammen med deglasiasjonen av innlandsisen og følgende landhevning.

1.2 Strandforskyvning

Som en hovedregel skyldes endringer i forholdet mellom land og hav enten vertikale bevegelser av landmasser, eller endring i havets volum (Lambeck og Chappell, 2001; Lohne, 2007; Milne et al., 2009) (figur 1.1). Gjennom kvartærtiden (de siste 2,6 millioner år) har havnivåendringer primært vært forårsaket av vekselvis vekst og smelte av isdekker, og jordskorpens reaksjon på en slik endring i masse (Lambeck og Chappell, 2001; Lambeck et al., 2014). Siste istid, weichsel, skjedde i kvartærtiden, og årsakene til havnivåendringene som fant sted i Norge i denne perioden skyldes hovedsakelig forholdet mellom deformasjon av geoiden, den eustatiske havnivåstigningen, og den isostatiske landhevingen som oppsto da innlandsisen trakk seg tilbake (Svendsen og Mangerud, 1987, Lambeck et al., 2014).



Figur 1.1: Illustrerer de ulike komponentene som spiller inn på det relative og absolutte havnivået, i form av vertikale landbevegelser, og prosesser som påvirker endringer i havets volum. Modifisert fra Milne et al. (2009).

Havets relative forhold til land kan deles inn i tre utløsende faktorer; isostatisk, eustatisk og geoidal (Svendsen og Mangerud, 1987; Lambeck og Chappell, 2001; Peltier 2004; Lambeck et al., 2014; Lohne, 2007; Church og Clark, 2013). Isostasi defineres som endringer i jordens ytre form (jordskorpen) og den indre fordelingen, som en kompensasjon for pålagring eller fjerning av masse. Når denne massepålagingen tar form som breer og isdekker kalles det glasi-isostasi (Peltier, 2004; Church og Clark, 2013), mens endringer i jordskorpen som følge av økt vanntilførsel til havene kalles hydro-isostasi (Lohne et al., 2007).

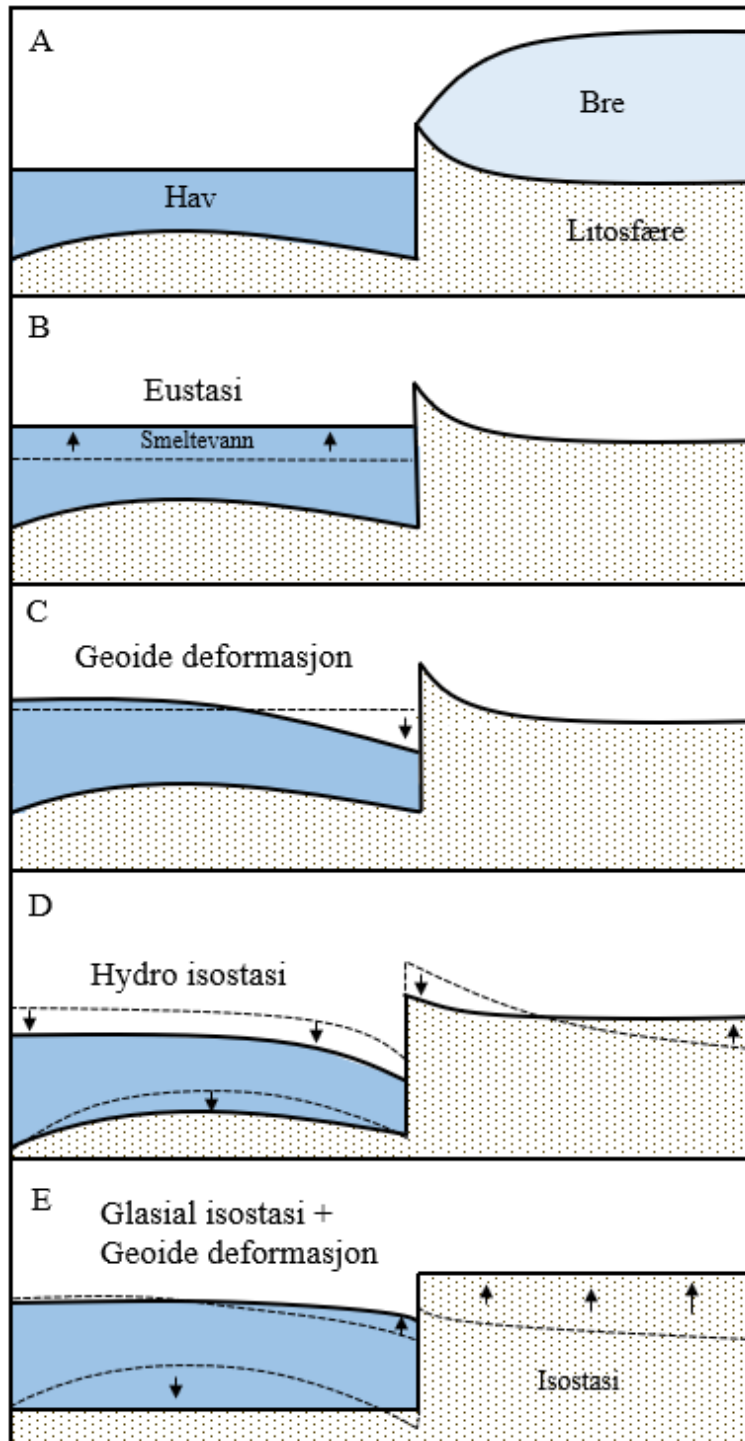
Eustasi er vertikale endringer i havnivå. Dette kan skyldes endringer i bassengets volum, som platetektonikk, eller endring i vannets volum, gjennom utveksling med andre reservoarer

(Lambeck og Chappell, 2001; Lohne, 2007). Det blir her sett bort i fra lokale variasjoner som skyldes steriske (termosterisk, halosterisk), metrologiske, hydrologiske og oseanografiske endringer (Mörner, 1976). Dersom havnivåendringene er et resultat av smelte og frysing av isdekker kalles det glasi-eustasi (Lohne, 2007). I kvartær var de eustatiske havnivåendringene primært forårsaket av en slik syklus av vekst og tilbaketrekking av isdekker (glasi-eustasi) (Lambeck et al., 2014).

Geoiden er et resultat av jordens egen tyngdekraft, og i tillegg faktorer som jordens struktur, tetthet, flyt, rotasjon, samt den astronomiske tyngdekraften (Mörner, 1976). Endringer i størrelsen på isdekker på land vil påvirke geoiden fordi det oppstår en endring i gravitasjons-tiltreknings-kraften mellom hav og land (den kombinerte massen av land og is) (figur 1.2). Eksempelvis vil en økning i ismassene på land føre til en økt gravitasjons-tiltrekning mellom hav og land, som fører til en relativ havnivåøkning (Anundsen og Fjeldskaar, 1983; Lohne et al., 2007).

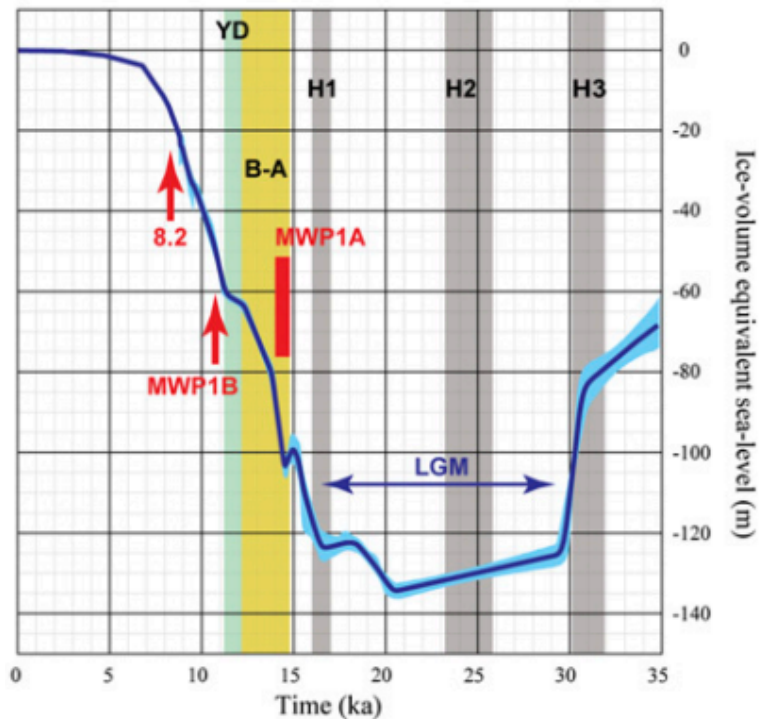
På grunn av isostasi og jordens gravitasjonskraft vil det være store romlige forskjeller i havnivåendringer (Lambeck og Chappell, 2001). I Norge varierer høyden på tidligere havnivåer svært mye fra innland til kysten. Dette skyldes at isdekket som lå over Skandinavia tynnet ut mot de kystnære områdene (Svendsen og Mangerud, 1987). Under deglasiasjonen opplevde Skandinavia generelt en glasi-isostatisk landhevning som et resultat av at landet ble presset ned av isen. Den glasi-isostatiske landhevningen er proporsjonal med tykkelsen på isen, og innlandsområder har derfor hatt en landhevning som har vært mye større enn langs kysten (Lohne et al., 2007; Simpson et al., 2014). Dette kommer tydelig frem i konstruerte strandlinjer både for Nord-Norge (Corner, 1980; Møller og Sollid, 1972) og Sør-Norge (Svendsen og Mangerud, 1987).

Studier av havnivåendringer i Norge viser at den vertikale landhevningen som følge av fortidens nedpressing er en viktig komponent også for havnivåendringer vi opplever i dag (glasi-isostatisk tilpasning) (Simpson et al., 2014). I tillegg påvirkes dagens havnivå også av de romlige endringene i havets tetthet og sirkulasjon, forholdet mellom hav og is og gravitasjonstiltrekningskraften mellom disse (Simpson et al., 2014). Studiene viser også at Norge vil oppleve en varierende relativ havnivåendring på $-0,2$ til $0,3$ m ($1\sigma \pm 0,13$ m) gjennom det 21-århundet.



Figur 1.2: En illustrert oppsummering av de aktuelle komponentene som har påvirkning på havnivå ved deglasiasjon. A: Situasjonen før deglasiasjon. B: Innlandsisen har smeltet tilbake, som fører til en eustatisk havnivåøkning av det globale havnivået. C: Geoiden endres som et resultat av at tiltrekningskraften ismassen hadde på havet er vekke. D: Økt press på havbunnen som følge av økt havmengde fører til en hydro-isostatisk senkning av havnivå. E: Isostatisk landheving som følge av mindre nedpressing som resulterer i geoidendringer også av bassenget. Innsynkning av forebulge-regionen. Modifisert fra Anundsen og Fjeldskaar (1983).

Siden siste istids maksimum har det globale (eustatiske) havnivået steget med omtrent 135 meter (Lambeck et al., 2014). Undersøkelser av det globale havnivået har spesielt blitt utført i områder som er tektonisk stabile, eller områder hvor det er mulig å estimere tektonisk landhevning, som Barbados og Papa Ny-Guinea (Lambeck og Chappel, 2001; Lambeck et al., 2014). Basert på disse undersøkelsene har det blitt mulig å konstruere en global havnivåkurve som strekker seg 35 000 år tilbake i tid (figur 1.3).



Figur 1.3: Eustatisk havnivåendring de siste 35 000 år. Inkluderer Heinrich events (H1-H3), Smeltevanncpuls 1A og 1B, den varme perioden Bølling-Allerød (B-A), og kuldeperioden yngre dryas (YD) (Lambeck et al., 2014).

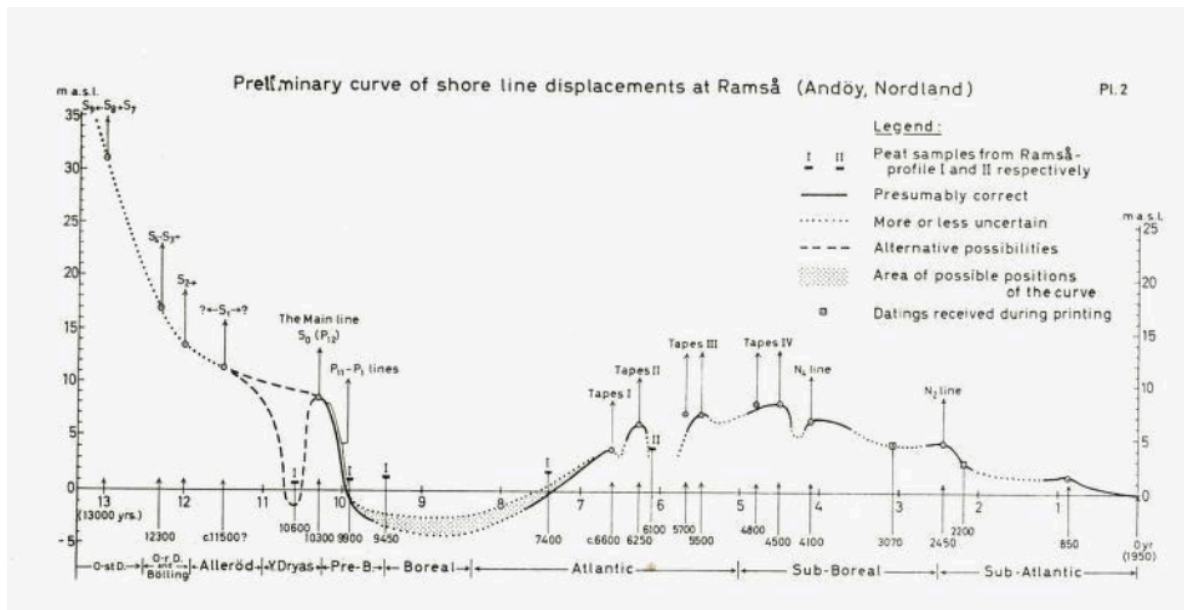
1.3 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser

Det har tidligere blitt utført en rekke studier av holocen strandforskyvning i Lofoten- og Vesterålen-området (Marthinussen, 1962; Vorren, 1978; Møller, 1984; Vorren & Moe, 1986; Møller, 1989; Midtun, 2019), og flere studier har sett på deglasiasjon og marin grense i områder i Nordland og Troms (Møller og Sollid, 1972; Corner, 1980; Rasmussen, 1984). I Nord-Norge har de postglasiale havnivåendringene som dekker større områder tradisjonelt blitt framstilt som ekvidistante strandlinjediagrammer (Corner, 1980; Møller og Sollid, 1972). De mer lokale rekonstruksjonene har tatt form som strandforskyvningskurver (Marthinussen, 1962; Corner, 1980; Møller, 1984; Vorren et al., 2013). De fleste tidligere strandforskyvningsundersøkelser i Lofoten og Vesterålen har også basert seg på observasjoner av landskapsformer og marine grenser, og bruk av isolasjonsbassenger har ikke vært en like utbredt metode i disse områdene som andre steder i Nord- og Sør-Norge (Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018; Vasskog et al., 2019). Dette er med unntak av nordlige Andøya, hvor flere stratigrafiske undersøkelser av isolasjonsbassenger er utført for å få et innblikk i både lokal deglasiasjon og de senglasiale havnivåendringene (Vorren, 1978; Fjalstad, 1997; Vorren et al., 2013)

De mest omfattende strandforskyvningsundersøkelsene i Lofoten og Vesterålen ble i hovedsak utført på 60-, 70- og 80-tallet. Marthinussen (1962) undersøkte strandforskyvning de siste 13 000 ^{14}C år på Ramså på Andøya i Vesterålen, Nordøst for Nykvåg. I arbeidet daterte han drivved og brukte aldrene til å sammenligne strandlinjene i området med kjente strandlinjer fra tidligere arbeid. I tillegg ble det gjort dateringer av torv som befant seg under marine avsetninger, som representerte eldre regresjoner. Basert på funnene fra Vesterålen og funn fra andre lokaliteter fra tidligere arbeid, konstruerte han en strandforskyvningskurve for Ramså på nordlige Andøya. Kurven (figur 1.4) viser at den senglasiale perioden i området var dominert av en regresjon som varte til starten på yngre dryas, med en noe avtagende rate mot allerød. Starten på yngre dryas (YD) perioden er karakterisert av store usikkerheter, og det er foreslått to alternative løsninger, hvor den ene illustrerer en YD transgresjon, mens den andre viser en jevn regresjon (Marthinussen, 1962).

På 80 tallet tok Møller (1984) for seg strandforskyvning gjennom holocen fra 10 000 ^{14}C år BP ved Nappstraumen i Lofoten. I arbeidet brukte han strandvoller og marine terrasser for å undersøke gamle havnivåer. Havnivåkurven som blir konstruert er sammenlignet med Marthinussen (1962) sin kurve for Ramså, og viser færre transgresjoner gjennom holocen.

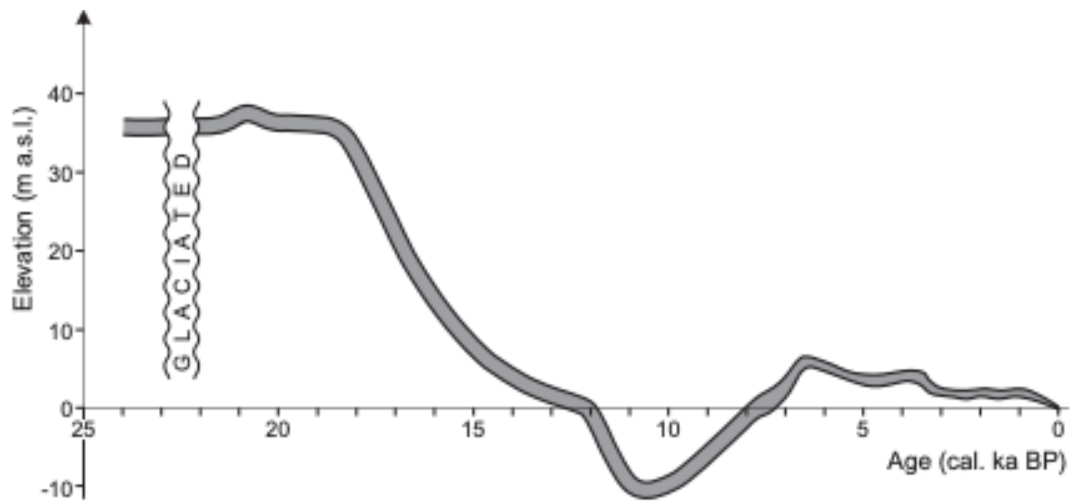
Senere tok Vorren og Moe (1986) utgangspunkt i arbeidet som ble utført på Ramså av Marthinussen (1962) og ved Petvika av Møller (1984), da de undersøkte havnivåendringer i tidlig holocen i Lofoten og Vesterålen. De utførte også videre undersøkelser i Petvika ved å ta ut en sedimentkjerne fra dagens strandsonen. Basert på egne data, og de tidligere strandforskyvningskurvene fra Ramså og Petvika utarbeidet de en felles holocen strandforskyvningskurve for Lofoten og Vesterålen.



Figur 1.4: Strandforskyvningskurve fra Ramså på Andøya, basert på lokale funn, og strandlinjediagrammer fra Nordland, Troms og Finnmark. Den stiplede linjen i yngre dryas perioden viser alternative løsninger (Marthinussen, 1962).

Det har i senere tid blitt konstruert en oppdatert strandforskyvningskurve for nordlige Andøya (figur 1.5), som delvis baserer seg på eldre undersøkelser (Vorren et al., 1988; Fjalstad og Møller, 1994), men som også inkluderer funn fra nyere forskning (Vorren et al., 2013). Denne kurven tar også for seg strandforskyvningen i den aktuelle perioden i sennglasialen, og strekker seg helt tilbake til LGM. Kurven (figur 1.5) viser et relativt stabilt havnivå etter deglasiasjonen (datert til 22,2 ka kal. BP på nordlige Andøya), og et toppunkt i marin grense rundt 20,7 ka kal. BP, før en relativt jevn nedgang gjennom sennglasialen. Kurven antyder også at havnivå i YD som gikk under dagens havnivå. Nærheten mellom Andøya og Nykvåg gjør det naturlig å anta at områdene har opplevd en relativt lik strandforskyvning. Likevel bidrar lokale variasjoner i deglasiasjonsforløpet til de to lokalitetene (kap. 3.3) til mulige forskjeller i den relative havnivåendringen. Kurvene fra Ramså (Marthinussen, 1962) og Endletvatn (Vorren et al.,

2013) på nordlige Andøya er likevel nyttige, da de gir et innblikk i regional strandforskyvning i tidsrommet som er av interesse i denne oppgaven.

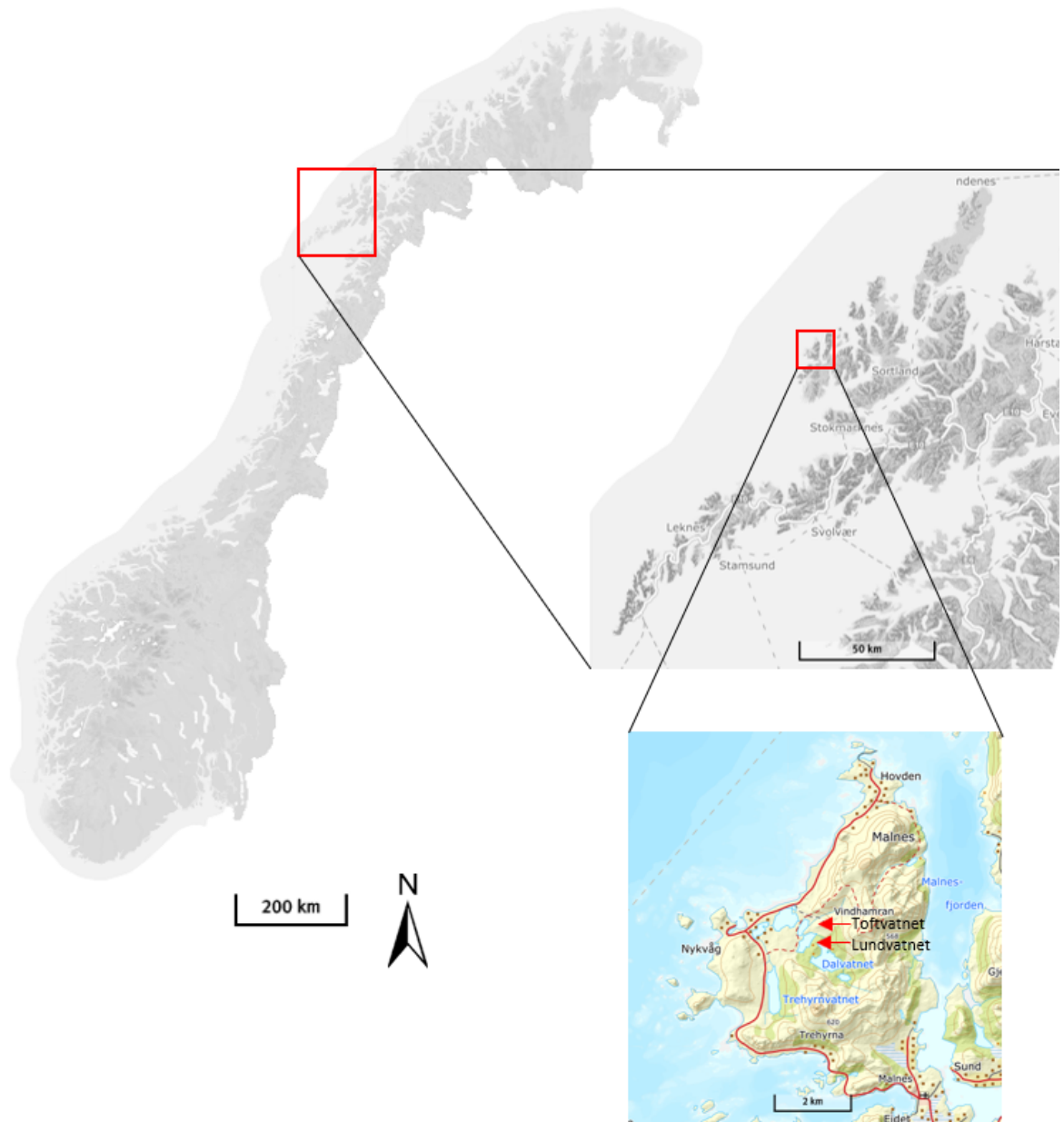


Figur 1.5: Strandforskyvningskurve som viser den senglasiiale strandforskyvningen på nordlige Andøya, basert på bassengundersøkelser fra Endletvatn og nedre Æråsvatn (Vorren et al., 2013), samt tidligere undersøkelser på nordlige Andøya (Vorren et al., 1988; Fjalstad og Møller, 1994).

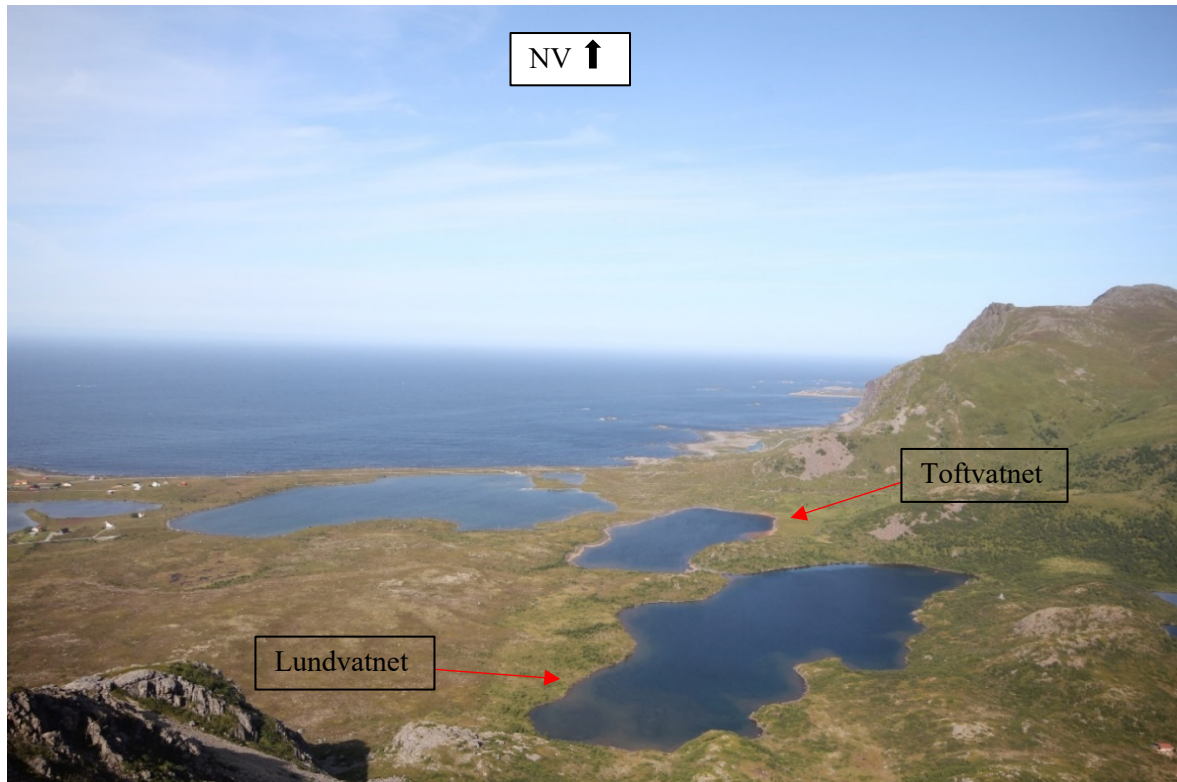
2. Feltområdet

Nykvåg ligger i Bø kommune i Nordland, omkring 55 km vest for Sortland på Langøya. Sammen utgjør Langøya, Hinnøya, Hadseløya, og Andøya Vesterålen-øyene. Det aktuelle feltområdet strekker seg fra Nykvåg til Hovden (figur 2.1), og omfatter i tillegg området rundt de to bassengene i Nykdalen; Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.) (figur 2.2). De to bassengene ligger med få meters avstand, og med omtrent én meters høydeforskjell. Bassengene danner sammen med flere andre basseng Nykvågvassdraget som strekker seg i en nordvestlig retning fra det øverste vannet Trolldalsvatnet (41 m o.h.) til Dalvatnet (34 m o.h.), videre gjennom Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.), til Ravatnet (9 m o.h.), før det går sørvest gjennom Husvatnet (7 m o.h.) og munner ut i sjøen.

Landskapet i feltområdet er karakterisert av et flatt relieff i form av strandflate, omringet av alpine fjell. Strandflaten er flate områder som omkranser øyer og store deler av Norges kyst, dannet gjennom frostsprengning og bølgeerosjon gjennom de sist 2,5 millioner år. Strandflaten heller vestover grunnet landhevning innover i landet, og de ytre delene av strandflaten befinner seg under vann (Fossen, 2008). Rundt de aktuelle bassengene i Nykdalen holder terrenget en svak helning mot havet i nordvest. Fra dagens havnivå strekker det seg store rullesteinstrenger og strandvoller flere meter opp i terrenget (figur 2.3). Store deler av strandsonen langs strekningen mellom Nykvåg og Hovden er også fredet som naturreservat, i medhold av loven om naturvern (Klima- og miljødepartementet).



Figur 2.1: Oversiktskart over feltområdet. Feltområdet strekker seg primært rundt hovedveien (rød linje) mellom Nykvåg og Hovden, og i nedre deler av Nykdalen, hvor Lundvatnet og Toftvatnet er markert med røde piler.



Figur 2.2: Oversiktsbilde av nedre del av Nykdalen. De to bassengene Lundvatnet (11,7 m o.h.) og Toftvatnet (10,6 m o.h.) i forgrunnen, markert med rød pil.



Figur 2.3: Rullestein i strandsonen i Nykvåg som strekker seg mot vegetasjonsdekt rygg til venstre. Spade og hus som skala.

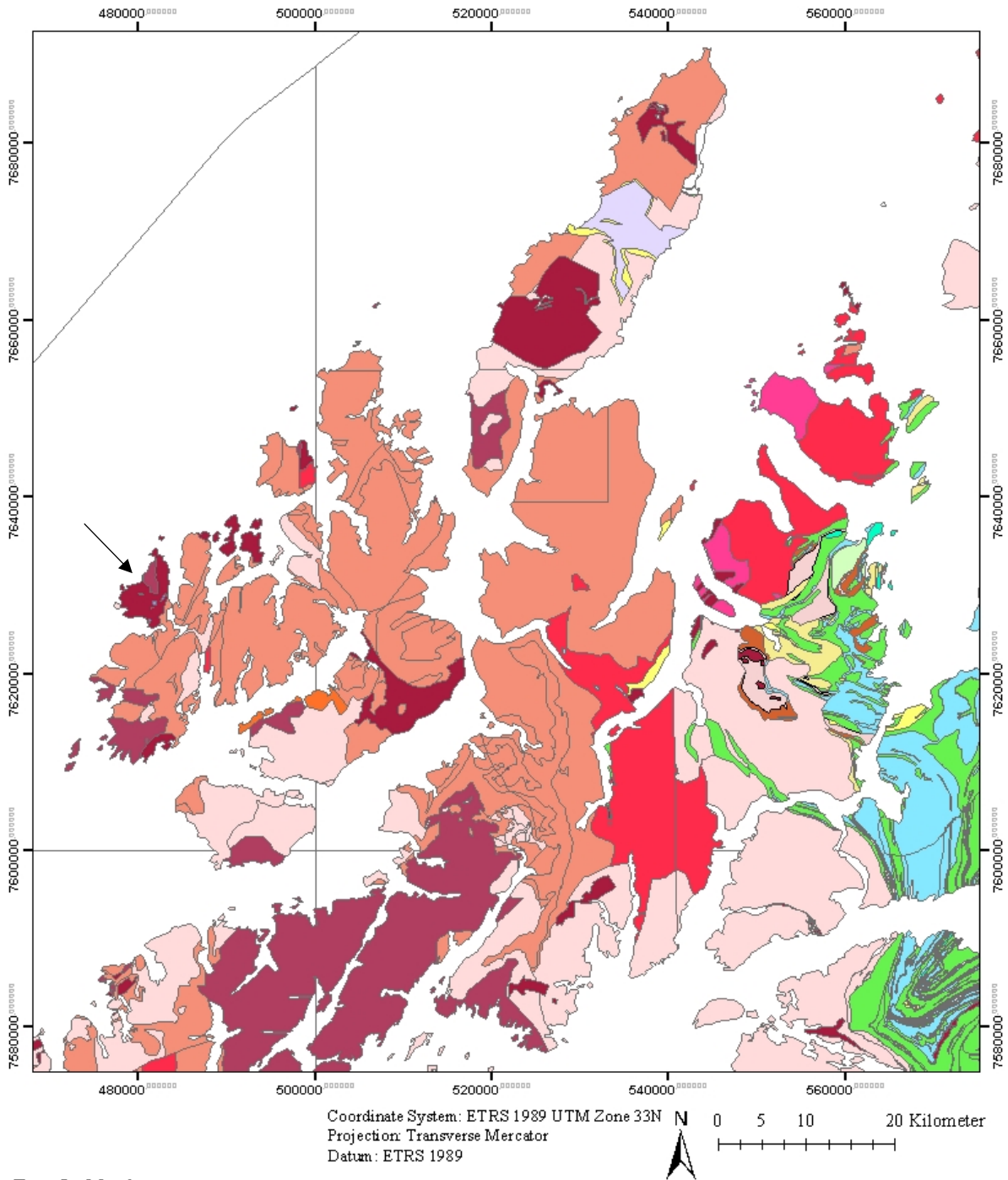
3. Geologisk bakgrunn

3.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Vesterålen (figur 3.1) består i hovedsak av dypbergarter fra prekambrium (Møller, 1984; Rasmussen, 1984), som er blant de eldste i landet, også kalt grunnfjell. Berggrunnen i studieområde kan ha innvirkning på resultater fra feltarbeid, og kunnskap om lokal berggrunn er derfor svært viktig. Ved bruk av isolasjonsbassenger kan kjennskap til berggrunn ved utløpsterskelen blant annet gi informasjon om mottakelighet for erosjon, som har direkte innvirkning på isolasjon av bassenget. Viktigheten gjelder også når man skal utføre radiokarbondatering av makrofossiler, da høyt kalkinnhold kan ha stor påvirkning på reservoaralder (MacDonald et al., 1987). I tillegg kan surheten på bergarten ha innvirkning på bevaring av fragmenter av skjell i innsjøsedimenter. Som hovedregel er sure bergarter og mineraler generelt rike på silika, natrium og kalium, mens bergarter og mineraler med basiske egenskaper er rike på jern og magnesium (Fossen, 2008).

Berggrunnskartet over studieområdet (figur 3.2) basert på NGU's kartdata (Tveten, 1978) viser at området langs strandsonen ved Nykvåg og rundt vannene i Nykdalen i hovedsak består av gabbro og amfibolitt. Gabbro er en massiv dypbergart, som er grovkornet og mørk på farge. Gabbro er også en mafisk bergart, som vil si at den inneholder tungmetallene magnesium og jern. Amfibolitt er en metamorf bergart, omdannet gjennom metamorfose av blant annet gabbro eller basalt, hvor pyroksenmineralene omvandles til amfibol. Amfibol er et mørkt silikatmineral rikt på jern og magnesium (Fossen, 2008). Et mindre område på begge sider av den sør sørvestlige enden av Lundvatnet er kartlagt av NGU som olivinstein og pyroksenitt. Olivin er et silikatmineral som ofte forekommer i ultramafiske bergarter som er rik på jern og magnesium. Pyroksen er et mørkt silikatmineral som er rikt på jern og magnesium (Fossen, 2008). Området fra strandlinjen og sørøstover langs strekningen mot Hovden består i hovedsak av Mangerittsyenitt. Syenitt er en middels sur dypbergart. Mangeritt er en basisk dypbergart som inneholder mineralene pyroksen og biotitt, som gir den mørke fargen. Mangerittsyenitt er en syenitt som inneholder pyroksenmineralet hypersten funnet i mangeritt (Sigmund, Bryhni og Jorde, 2013).

Vesterålen berggrunn



Tegnforklaring

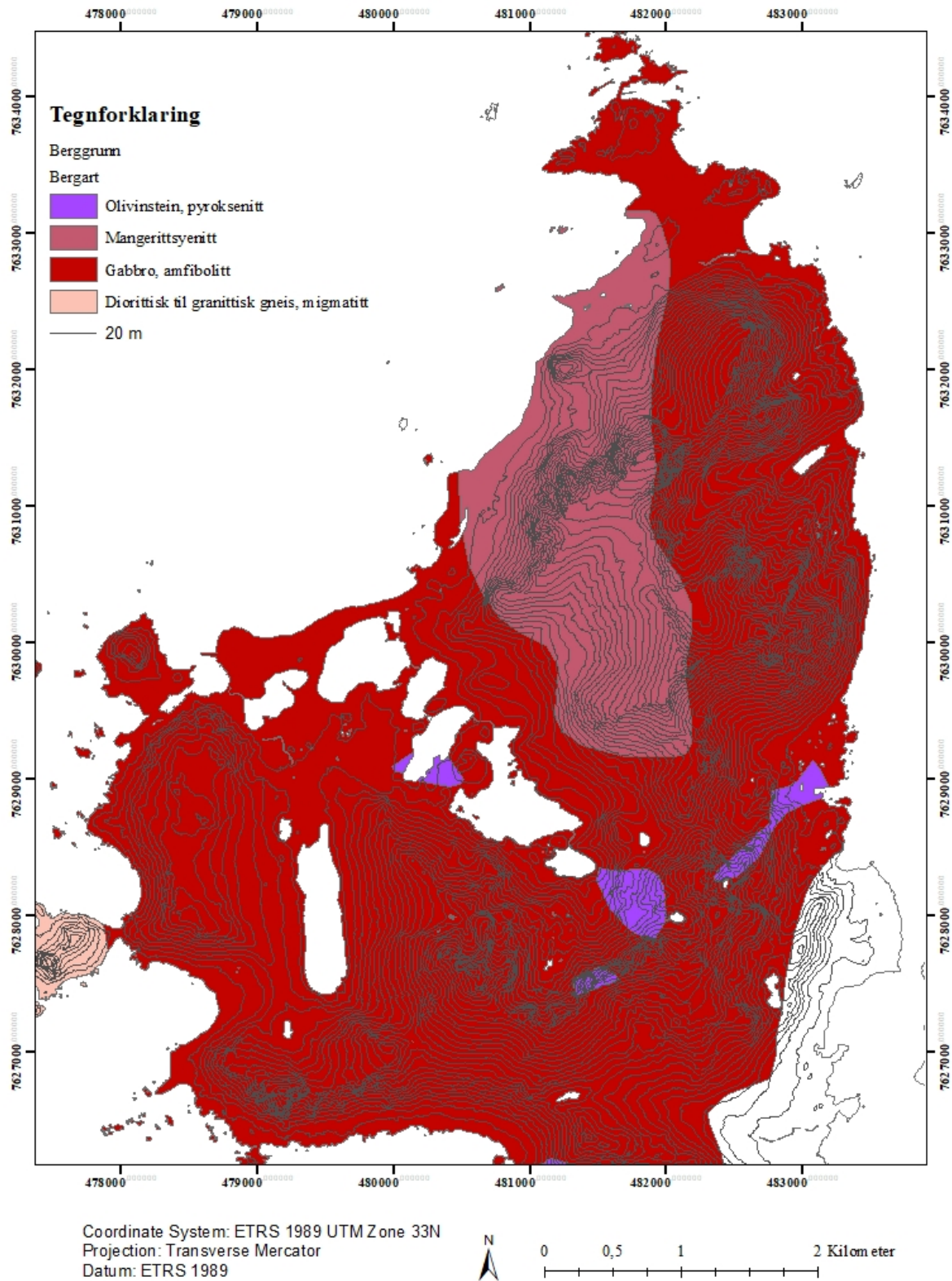
Berggrunn

Bergart

Amfibolitt, hornblendegneis, glimmergneis, stedvis migmatitt	Kalkspatnarmor
Anortositt	Konglomerat, sedimentær bærksje
Dionittisk til granittisk gneis, migmatitt	Kvartsitt
Fyllitt, glimmerskifer	Leirskifer, sandstein, kalkstein
Gabbro, amfibolitt	Mangeritsyenitt
Glimmergneis, glimmerskifer, metasandstein, amfibolitt	Metasandstein, glimmerskifer
Granitt, granodionitt	Monzonitt, kvartsmonzonitt
Grønstein, amfibolitt	Olivinstein, pyrokseitt
Kalkglimmerskifer, kalksilikatgneis	Ryolitt, ryodacitt, dacitt, keratofyr
Kalkspatnarmor	Syenitt, kvartsyenitt
	Øyegneis, granitt, foliert granitt

Figur 3.1: Berggrunnskart over Vesterålen. Kartdata fra NGU (Tveten, 1978). Svart pil markerer feltområdet.

Nykvåg berggrunn



Figur 3.2: Kart som illustrer bergartene i Nykvåg området. Bergartene består i hovedsak av gabbro og mangerittsyenitt, med små forekomster av olivinstein rundt Lundvatnet. Kartdata fra NGU. (Tveten, 1978).

3.2 Løsmasser

NGU's løsmassekart over Nykvåg (Bargel, 2000) viser at løsmassene i området i hovedsak består av marine strandavsetninger, forvittringsmateriale, skredmateriale og bart fjell. Dette stemmer til dels overens med observasjoner gjort i felt, men observasjonene støtter også en annen avgrensning mellom de forskjellige løsmassene. I tillegg blir det gjort observasjoner av morenemateriale i området som ikke er inkludert i NGUs kart. Løsmassene for området er videre beskrevet i kapittel 4.2.1 Se vedlegg 1 for kvartærgeologisk kart over området.

3.3 Glasialhistorie

I kvartærtiden, som omfatter de siste 2,6 millioner år, opplevde kloden mange svingninger i klima. De kjølige periodene, karakterisert av store kontinentale isdekker som vokste frem på den nordlige halvkule, har fått betegnelsen glasialer, mens de mildere periodene mellom glasialene har fått betegnelsen interglasialer (Fossen, 2008; Nesje 2012). Svingningene i klima skyldes i hovedsak endringer i jordens posisjon i forhold til solen, kalt Milankovitch-syklusene. Disse syklusene består av tre forskjellige elementer; eksentrisitet, aksehelling og presesjon. Kort forklart henviser disse begrepene til formen på jordbanen (sirkulær eller elliptisk), helling på jordens rotasjonsakse i grader, og endringer i retningen jordens rotasjonsakse peker. De tre faktorene har sykluser på henholdsvis omtrent 100 000 år, 41 000 år og 23 000 år. Istider vil dannes når forholdene er; svært elliptisk form (høy eksentrisitet), lav helningsgrad på 22 grader (aksehelling), og lengst avstand mellom jord og sol om sommeren (presesjonen bestemmer hvor i banen de ulike årstidene inntreffer) (Gornitz, 2013). I tillegg til dette vil tilbakekoblingsmekanismer i klimasystemet, som albedo, havstrømmer, atmosfærisk sirkulasjon og atmosfærens innhold av drivhusgasser også påvirke klimaendringene mellom istider og mellomistider (Gornitz, 2013).

Den siste av glasialene i kvartær, weichsel, varte fra rundt 117 000 kal. år BP og frem til omtrent 11 700 kal. år BP (Mangerud, 1974; Nesje, 2012, s.95; Lohne et al., 2014, Walker et al., 2019). Det skandinaviske isdekket skal ha hatt sin største utbredelse for omkring 20 000 kal. år BP, under det som har fått navnet LGM (Last Glacial Maximum) eller siste istids maksimum. I denne perioden var store deler av Nord-Europa isdekt, og i Norge bredte isen seg helt ut mot Eggakanten utenfor kysten (Svendsen et al., 2004). En rekonstruksjon av weichsel-isens

utbredelse under LGM har også blitt utarbeidet av Hughes et al. (2016), hvor isdekket er delt inn i Svalbard-Barents-Kara isdekket, det Skandinaviske isdekket og det Britisk-Irske isdekket (figur 3.3).

Også weichsel var preget av svingninger i klima, hvor særlig kalde perioder førte til midlertidige brefremrykk (stadialer), og mildere perioder førte til at isen trakk seg tilbake (interstadialer). Vekslingene mellom kaldere stadialer og mildere interstadialer i den sennglasiale perioden, <16 000 kal. år BP, skyldtes i hovedsak endringer i den termohaline havsirkulasjonen i Nord-Atlanteren (Gornitz, 2013; Brendryen et al., 2013). På bakgrunn av de klimatiske svingningene har den sennglasiale perioden blitt delt inn i interstadialen bølling, 15,7 – 14,3 ka BP, stadialen eldre dryas, 14,3 – 14 ka BP, interstadialen allerød, 14 – 12,8 ka BP, og til sist stadialen yngre dryas, 12,8 – 11,7 ka BP, som også markerer slutten på siste istid (Mangerud et al., 1974; Rasmussen et al., 2006; Sulebak, 2007; Lohne et al., 2014; Sigmond, Bryhni og Jorde, 2013).



Figur 3.3: Isdekkene som lå over Nord Europa under LGM for omkring 20 000 år siden, delt inn i Svalbard-Barents-Kara isdekket, det Skandinaviske isdekket og det Britisk-Irske isdekket (Hughes et al., 2016).

Glacialhistorien til et område er direkte knyttet til de isostatiske og geoidale årsakene til strandforskyvning for et område (Svendsen og Mangerud, 1987). Dersom kunnskap om glacialhistorien til et område kombineres med kunnskap om havnivåendringer, legger man grunnlaget for å regne ut tykkelsen innlandsisen må ha hatt i området. En kompliserende faktor i dette regnestykke er at jordskorpen bruker svært lang tid på å oppnå isostatisk likevekt, og avanserte datamodeller brukes derfor gjerne til å knytte sammen landhevningshistorien med glacialhistorien (Peltier, 2004).

Det ble på 70- og 80- tallet utført en rekke undersøkelser av strandlinjer og morenekronologi i Vesterålen, som gir informasjon om deglasijsjonshistorien i området (Møller og Sollid, 1972; Vorren 1978; Møller, 1984; Rasmussen, 1984, Møller, 1992).

Møller og Sollid (1972) brukte lokal strandforskyvning til å presentere en deglasijsjonskronologi for Lofoten og Vesterålen, hvor de korrelerte morenerygger med strandlinjer. De eldste morenene de fant kalte de Andøya-morenene, og dannelsen av disse ble delt inn i tre trinn; ytre (A1), midtre (A2) og indre (A3) (figur 3.6). Det ytre Andøya trinnet ble tolket til ha en alder som korresponderte med LGM, datert til 20-18 000 kal. år BP. Aldersbestemmelsen av trinnet baserte seg på en datering fra Endletvatn, som ga en minimumsalder på deglasijsjonen på omtrent $12\,710 \pm 200$ ^{14}C år BP. En slik tolkning ble også støttet av Vorren (1978), som tolket de ytre moreneavsetningene i området til å representere isdekkets mest distale posisjon under LGM. Møller og Sollid (1972) tolket også moreneryggen som strekker seg langs strandsonen i Nykvåg til å tilhøre det ytre Andøya trinnet (A1). Distalsiden av randmorenen ble tolket til å vende vestover, som indikerte at innlandsisen avsatte moreneryggen fra østsiden av Nykvåg. Likevel antok de også at det under LGM eksisterte flere nunataker i området, forklart gjennom den korte geografiske avstanden mellom sokkelen og Vesterålen-øyene, samt undersøkelser av strandforskyvning i området. A1 morenesystemet ble også, basert på en sammenligning av marine grenser og isobaser, tolket til å mulig kunne være avsatt før havnivå nådde sin maksimale høyde (Møller og Sollid, 1972).

Det midtre Andøya trinnet (A2) blir antatt å være 16-15 000 kal. år BP, og det indre Andøya trinnet (A1) ble tolket til å ha en alder på 13-15 000 kal. år BP, hvor isen under tilbakegang skal ha opplevd flere små fremrykk og stagnasjoner (Møller og Sollid, 1972).

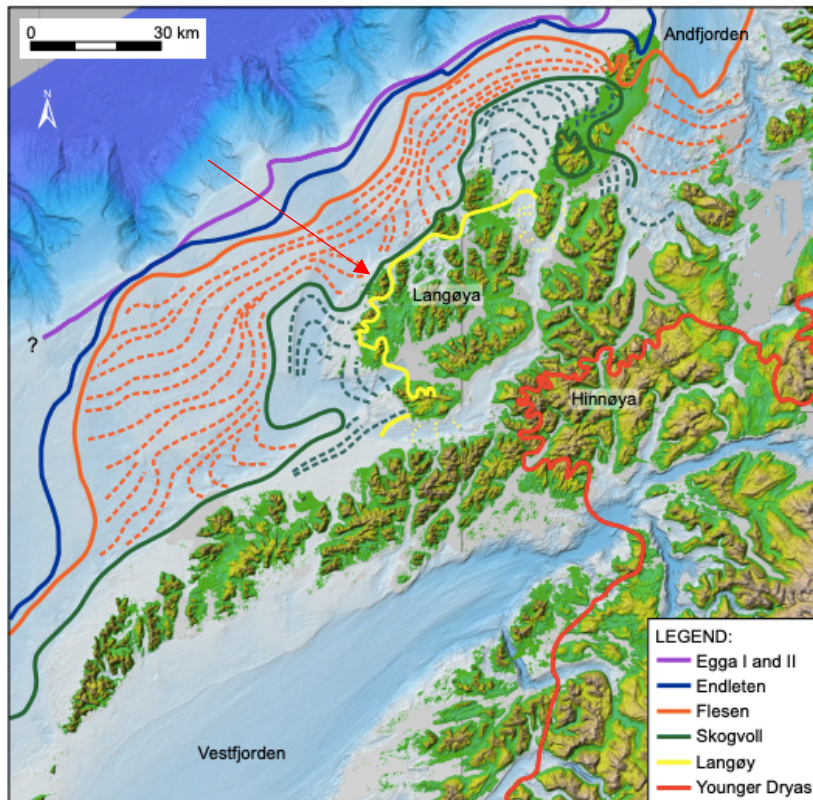
Rasmussen (1984) brukte marin grense og radiokarbondatering til å lage en morenekronologi i Vesterålen- og Lofoten-område, som ga en innsikt i den senglasijsiale isavsmeltningshistorien i

området. Basert på undersøkelsene mente han at det hadde vært tre glasiøle hendelser i området, Langøy trinnet 13 – 14 ¹⁴C ka BP (figur 3.4), Skarpnestrinnet 12,3 ¹⁴C ka BP og Tromsø-Lyngen trinnet 11,5 – 10 ¹⁴C ka BP. Deler av undersøkelsene til Rasmussen (1984) foregikk også i Nykvåg, hvor han fant det som ble beskrevet som en endemorene fra en botnbre. Moreneryggen var 1,5 km lang, 50-300 meter bred, og 15-25 m høy, og bølgepåvirket og omgitt av terrasser og strandvoller. Basert på funn av marine avsetninger i området korrelerte han moreneryggen til å tilhøre Langøy trinnet, 13 – 14 ¹⁴C ka BP (Rasmussen, 1984). Rasmussen (1984) støttet også tolkningen til Møller og Sollid (1972) om at det eksisterte nunataker på de ytre Vesterålenøyene. Han hevdet også at undersøkelser gjort av Vesterålens kvartærgeologi utelukket at det kontinentale isdekket under LGM stakk seg forbi Eggakanten utenfor Vesterålen øyene (Rasmussen, 1984).

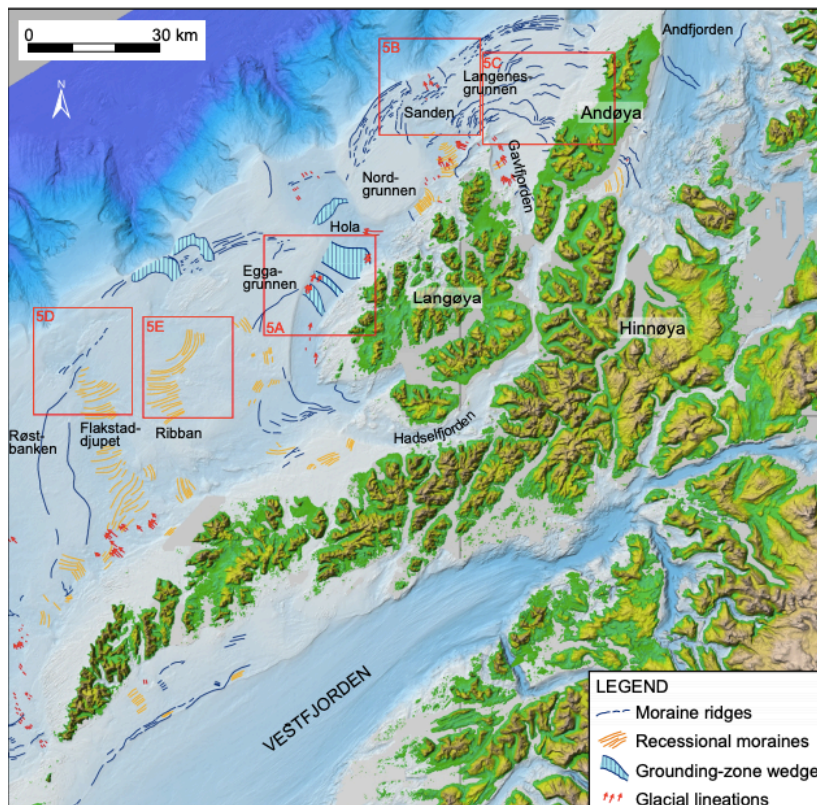
Senere undersøkelser gjennomført av Vorren og Plassen (2002) foreslår likevel at det Fennoskandiske isdekket opplevde flere fremrykk og stagnasjoner som strakk seg forbi Eggakanten (figur 3.4), også under LGM. Resultatene og slutningene trukket fra disse undersøkelsene er basert på data hentet fra sedimentkjerner, og gjennom mer moderne metoder som seismiske undersøkelser fra området. Den mer moderne tilnærmingen har åpnet for muligheten til å undersøke havbunnen fra Eggakanten på kontinentalsokkelen og helt inn i fjordene i området. Det blir basert på kartlegging av morenesystemene antatt at det i perioden mellom 22 000 ¹⁴C år BP og 9500 ¹⁴C år BP oppsto flere trinn som førte til breavsetninger på sokkelen utenfor Vesterålen og i fjordene rundt. Den eldste av disse, Egga I, datert til 22 ¹⁴C ka BP, skal ha nådd ut til kontinentalskråningen like utenfor Eggakanten. Videre ble Bjerka trinnet (18,5-19 ¹⁴C ka BP) og Egga II trinnet (15,5 ¹⁴C ka BP) datert basert på korrelering med tidligere morenefunn. Fra Egga II trinnet trakk isen seg relativt hurtig tilbake med en årlig rate på 310 meter, og innen Flesen trinnet (14,5 ¹⁴C ka BP) hadde isen trukket seg tilbake totalt 62 km. Vorren og Plassen (2002) har også inkludert D-trinnet (13,8 – 13,2 ¹⁴C ka BP), basert på en høy IRD (ice rafted debris) influx i sedimentkjernene. De to yngste trinnene, kjent som Skarpnes trinnet (12,2 ¹⁴C ka BP) og Tromsø – Lyngen trinnet (10,4 – 10,7 ¹⁴C ka BP) fant sted lenger inn i landet, og representerer en tilbaketrekking av innlandsisen fra Andøya og Langøya. Basert på resultatene fra undersøkelsene konkluderer Vorren og Plassen (2002) med at isfronten til det Fennoskandiske isdekket trakk seg tilbake fra sin posisjon på kontinentalskråningen rundt 14,6 ka ¹⁴C år BP, samtidig med den endelige deglasiasjonen for Andfjord – Vågsfjord området.

Nyere undersøkelser utført på sokkelen utenfor Vesterålen kan også vise til data som støtter flere glacialavsetninger her både under, og like etter LGM (Brendryen et al., 2015). Det siste fremrykket som nådde ut til Eggakanten skal ha startet for omtrent 14 390 ¹⁴C år BP, og vart til omtrent 13 320 ¹⁴C år BP, etterfulgt av en tilbaketrekking fra Eggakanten. Basert på undersøkelsene utført av Brendryen et al. (2015) tror de at isdekket skal ha nådd Eggakanten flere ganger; 25,5 ¹⁴C ka BP, 21,1 – 21,7 ¹⁴C ka BP, 19,5 ¹⁴C ka BP, 15,6 ¹⁴C ka BP og den siste 14,4 ¹⁴C ka BP. Det blir også understreket at det siste fremrykket av isdekket til Eggakanten inntrådte mye senere enn deglasiasjonen av nordlige Andøya, som skjedde allerede under LGM (Brendryen et al., 2015). Dette understrekes også av Vorren et al., (2013) som daterte den endelige deglasiasjonen av nordlige Andøya til 22.2 år før nåtid.

En rekonstruksjon av det skandinaviske isdekket under LGM, utført av Vorren et al., (2015), viste også at isdekket nådde ut til kontinentalsokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen øyene, med unntak av utenfor nordlige Andøya. Basert på egne funn og tidligere undersøkelser delte Vorren et al., (2015) de senglasiiale trinnene inn i (figur 3.4); Egga I trinnet (>24 kal. ka BP), Andøya interstadial (23,5 kal. ka BP), Egga II trinnet (23 – 22,2 kal. ka BP), Endleten trinnet (22,2 til 18 kal. ka BP), Endleten – Flesen inter-trinnet (18 kal. ka BP), Flesen trinnet (18 – 17,5 kal. ka BP), Flesen – Skogvoll inter-trinnet (17,5 – 16,9 kal. ka BP) og til slutt Skogvoll trinnet (16,9 – 16,3 kal. ka BP). Undersøkelsene viste også at isdekket utenfor vestlige Andøya på et tidspunkt hadde en isbevegelse som var rettet mot land, basert på funn av morenerygger på øyen som var avsatt fra vestsiden. Disse morenene ble korrelert med Skogvoll-trinnet, som også ble antatt til å representere alderen til breavsetninger lokalisert på havbunnen like utenfor Nykvåg (figur 3.5).

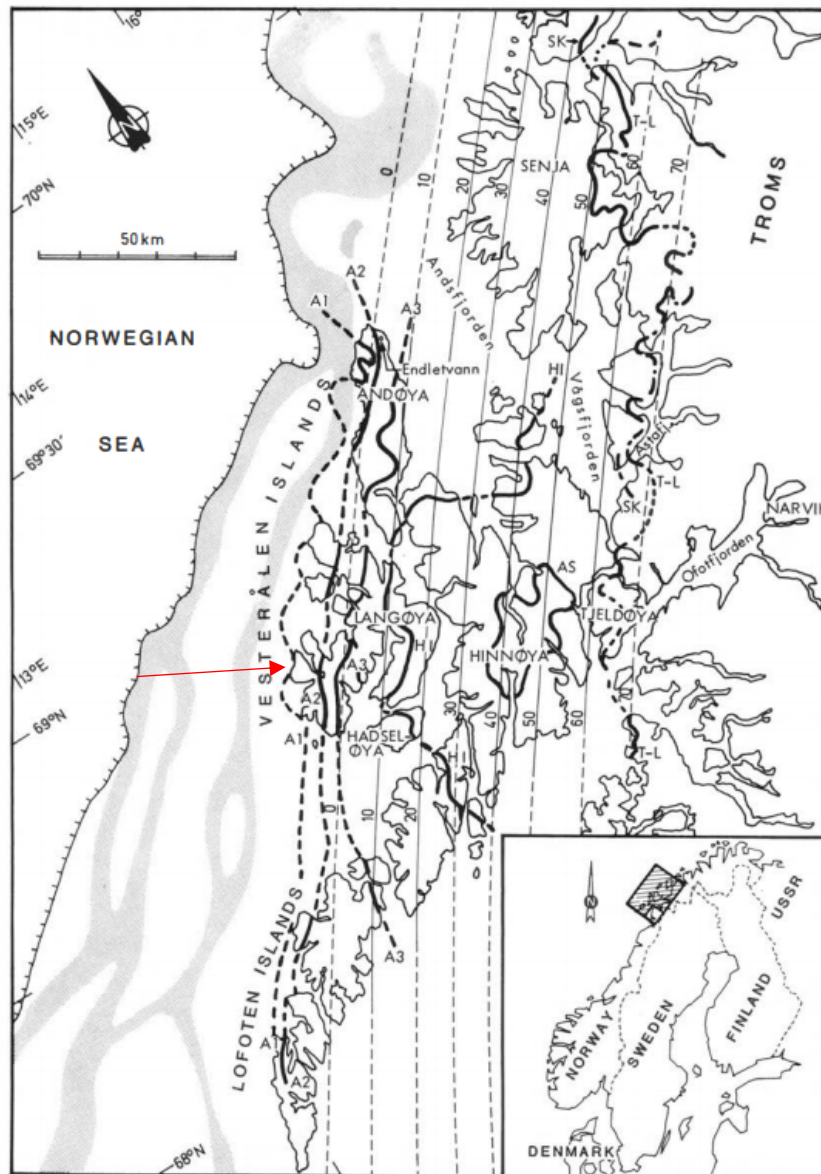


Figur 3.4: Deglasiasjonshistorien i Vesterålen og Lofoten illustrert av Vorren et al., (2015); Egga I trinnet (>24 kal. ka BP), Egga II trinnet (23 – 22,2 kal. ka BP), Endleten trinnet (22,2 til 18 kal. ka BP), Flesen trinnet (18 – 17,5 kal. ka BP), Skogvoll trinnet (16,9 – 16,3 kal. ka BP). Illustrasjonen inkluderer også Langøy og yngre dryas (Tromsø-Lyngen trinnet) trinnet etter Rasmussen (1984).



Figur 3.5: Kart som viser avsetninger på sokkelen utenfor Lofoten og Vesterålen (Vorren et al., 2015). Firkant 5A viser grounding-zone wedges utenfor Nykvåg, korrelert til Skogvoll-trinnet. De røde pilene markerer også isens retning, som skal ha gått mot nord-øst.

Det har også blitt konstruert isobasekart for områdene rundt Lofoten og Vesterålen (figur 3.6) (Møller, 1984; Rasmussen, 1984). En isobase er en linje som binder sammen områder som har opplevd lik landhevning i forhold til havnivå (relativ havnivåendring), i løpet av en gitt periode (Kjemperud, 1986). Isobasene som er konstruert for Vesterålen område tar i hovedsak for seg «the main shore line» eller yngre dryas strandlinjen. Linjene viser dermed områder som har hatt lik landhevning relativt til havnivå etter breframrykket som oppsto i denne perioden, og null-isobasen markerer grensen for hvor landhevingen opphører.



Figur 3.6: Isobasekart for Vesterålen og Lofoten med inntegnet morenesystem (Rasmussen, 1984). Isobasene er basert på YD strandlinjen, og baserer seg på arbeid gjort av blant annet Marthinussen (1962) og Møller og Sollid (1972). Den røde pilen peker mot feltområdet. A1 til A3 illustrerer det som har fått navnet Andøya morenene av Møller og Sollid (1972), og er fra weichsel med aldre på 13 000 – 20 000 år ^{14}C år BP. I tillegg kan man se Hinnøya-morenene H1 (12 400 – 13 300 ^{14}C år BP) og Astrafjord-morenene AS (12 300 ^{14}C år BP).

3.4 Tidevann og vindaktivitet

Denne oppgaven baserer seg i stor grad på bruk av isolasjonsbassenger. I den sammenheng har faktorer som påvirker lokal vannstand, som tidevann og værforhold, stor betydning, da de har innvirkning på tidspunktet bassengene ble isolert fra havet. Tidevannsforskjeller oppstår som en følge av de relative bevegelsene i jord-måne-sol-systemet og tiltrekningskreftene mellom de tre faktorene. Dette gjør at vi får to høyvann og to lavvann i døgnet. I tillegg til tidevannet kan vind, salinitet, temperatur og lufttrykk ha innvirkning på vannstand (Kartverket, 2019a). Variasjoner i lufttrykk og vindstyrke kan føre til at vannstanden i noen tilfeller stiger over det høyeste astronomiske tidevann (HAT) eller synker under det laveste astronomiske tidevann (LAT). Tidevannsendringene og de metrologiske påvirkningene vil derfor ha stor betydning for hvor lenge sjøvann har influert bassenget, som påvirker lengden på brakkvannsfasen i isolasjonsfasen.

Vindaktiviteten for et område kan ha stor påvirkning på både bølgeaktivitet og lokalt havnivå. Dersom et område opplever sterk pålandsvind vil det oppstå en oppstuing av vann ved kysten, som er estimert til å kunne øke havnivå med rundt én meter i Norge (Kartverket, 2019a). Vind og følgende bølgeaktivitet vil også ha stor betydning for hvor høyt man finner marine spor i landskapet. Rasmussen (1984) beregnet bølgeaktiviteten i Nykvåg-området til å være så sterk at den fraktet strandmateriale, og hadde påvirkningskraft på landskapet, opp til omtrent 8 meter over havnivå. En slik antagelse vil ha stor innvirkning på definisjon av marin grense for området. Beliggenheten til Nykvåg, i havgapet, tilsier at vindaktiviteten i området er relativt stor. De nærmeste metrologiske stasjonene for Nykvåg ligger i Bø i Vesterålen og på Andøya (Metrologisk institutt, 2020). Basert på data fra de to målestasjonene har det blitt konstruert en vindrose (figur 3.7) med målinger av vindstyrke og vindretning for normalperioden (1961 – 1990). De to vindrosene viser at de mest intense vindstyrkene i området for normalperioden hadde en vest-sørvestlig retning. Vindrosene viser også en generell trend med vinder av lavere vindstyrke fra en sør – sørvestlig retning, og fra nordøst.

Vindrose, frekvensfordeling av vind

Vindretning deles i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindhastighet i prosent %

Vindhastighet (m/s)

- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

Stille (%)

- 2
- 16

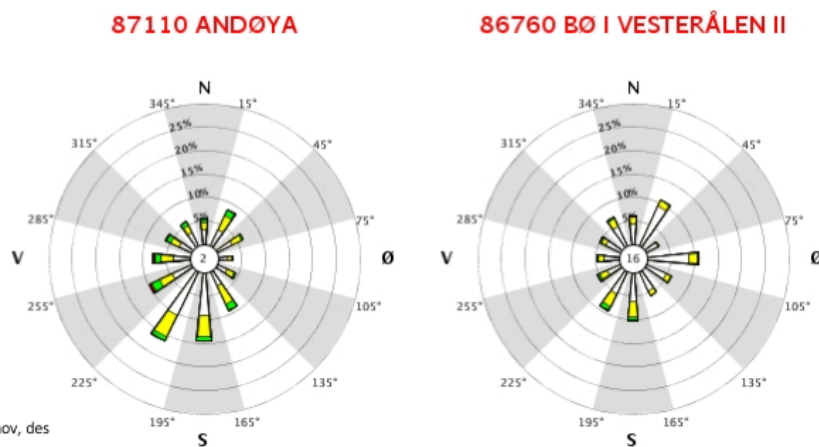


År: 1961 – 1990

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

Tidspunkt (87110): 1, 7, 13, 19 (NMT)

Tidspunkt (86760): 7, 13, 19 (NMT)



Figur 3.7: Vindroser som viser vindstyrke og retning for Andøya og Bø i Vesterålen for normalperioden 1961 til 1990. De høyeste registrerte vindstyrkene for normalperioden hadde en vest-sørvestlig retning.

Det har i tidligere strandforskyvningsundersøkelser blitt diskutert hvilke vannstand som best representerer isolasjonskontakten til et basseng. Isolasjons- og ingresjonskontakter reflekterer tiden da høyden på utløpsterskelen korresponderer med lokalt nivå for høyvann (Lohne et al., 2007). Ulike studier har argumentert for ulike nivåer, blant disse er høyeste astronomiske tidevann (HAT) (Lohne et al., 2007) og middel spring høyvann (Vasskog et al., 2019).

I dette arbeidet har det blitt bestemt at bassenget omtales som marint når bassenget har jevn tilførsel av sjøvann, antatt til å være ved middel spring høyvann. Det er videre i oppgaven tatt utgangspunkt i middelvann (1996-2014) som nullpunkt, og for høyeste nivå av vannstand er det brukt middel spring høyvann og middel spring lavvann, som kan variere 90 cm under og over middelvann (Kartverket, 2019c). Denne avgjørelsen blir kommentert videre i kapittel 6.4, i forbindelse med konstruksjon av strandforskyvningskurven for området.

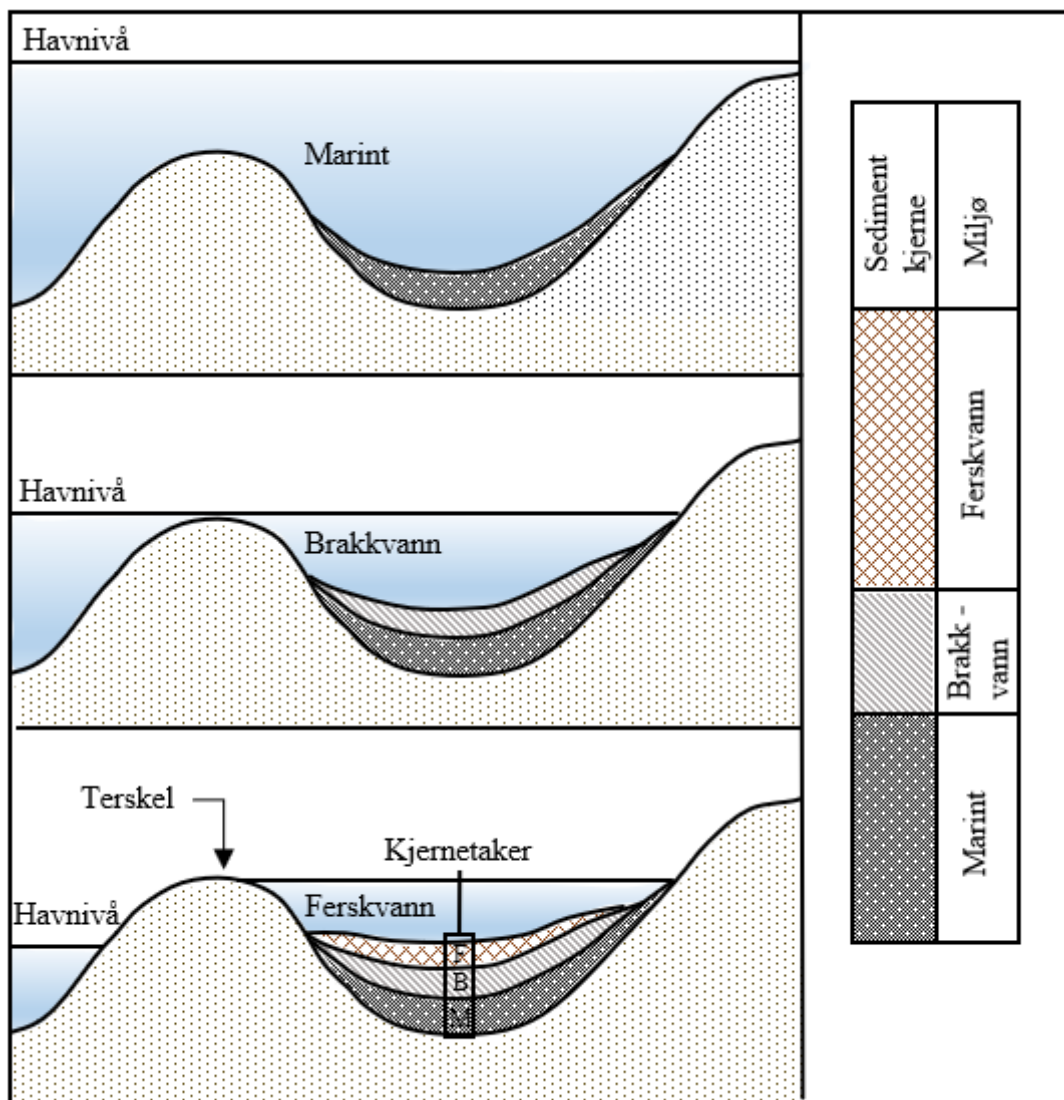
4. Metoder

4.1 Bassengundersøkelser

Denne oppgaven baserer seg som tidligere nevnt på å bruke sedimentkjerner fra isolasjonsbassenger til å rekonstruere strandforskyvningen som skjedde under deglasasjonen i Nykvåg. Et isolasjonsbasseng er definert som en forsenkning i form av en myr eller en innsjø hvor havnivå tidligere har stått over bassengets terskel og påvirket sedimentasjonen i bassenget (Romundset et al., 2018). Å se på litostratigrafien til kjerner fra isolasjonsbassenger anses for å være metoden som med størst sikkerhet kan anslå høyde og alder på eldre havnivåer i Norge (Svendsen og Mangerud, 1987). Metoden har derfor blitt brukt i flere forskningsprosjekter i forbindelse med rekonstruksjon av strandforskyvning (Kjemperud 1986; Svendsen og Mangerud, 1987; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018).

Metoden baserer seg på at sedimentasjonen i bassenget endrer seg ved en endring i avsetningsmiljø, enten fra marint til lakustrint eller omvendt. En slik overgang i sedimentasjon vil fanges opp i en sedimentkjerne fra innsjøbunnen (figur 4.1). Som regel vil et marint miljø i bassenget føre til en mer minerogen sedimentasjon, mens en lakustrin fase vil inneholde mer organisk materiale, men dette er også avhengig av klimatiske forhold. Isolasjonen av bassenget (og isolasjonskontakten) markerer tidspunktet hvor havnivået synker under bassengets terskel (regresjon) ved høyvann. Det motsatte av dette kalles en ingresjonskontakt, som oppstår når havnivå stiger over bassengets terskel og trenger inn i bassenget (transgresjon) ved høyvann (Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018). Disse kontaktene kan ofte gjenkjennes visuelt i kjernen, men det bør i tillegg gjennomføres analyser av makro- eller mikrofossiler for å finne grensen mellom marine, lakustrine og brakkvannssedimenter i kjernen. En vanlig metode for å undersøke avsetningsmiljø går på analyser av diatomeer (Kjemperud, 1986; Lohne et al., 2004; 2007), mens metoden som blir brukt i denne oppgaven benytter andre typer fytoplankton (Kaland, 1984; Vasskog et al., 2019). Dette gjøres ved at algeprøver fra sedimentene gjennomgår en undersøkelse av artstyper, hvor kunnskap om artens levevilkår forteller om bassengets miljø. Videre kan de sedimentære overgangene dateres ved bruk av radiokarbondatering, og man kan tidfeste eventuelle isolasjon- og ingresjonskontakter. Sluttresultatet gir informasjonen som trengs for å danne en strandforskyvningskurve for området (Romundset et al., 2018).

Ved valg av isolasjonsbassenger er det flere faktorer som er viktig å tenke på. Isolasjonsbassenger som befinner seg i kystnære områder som har opplevd en glasio-isostatisk heving egner seg svært godt til rekonstruksjon av strandforskyvning. Likevel kan mengden landhevning variere fra sted til sted (Svendsen og Mangerud, 1987), som gjør det viktig å undersøke bassenger innenfor et bestemt avgrenset geografisk område. De to undersøkte bassengene i Nykvåg befinner seg rett ved siden av hverandre, og dette vil derfor ikke være et problem i dette arbeidet. Et annet viktig kriterie for å oppnå gode resultater er å finne bassengterskler i fast fjell med nøyaktig fastslått høyde, da terskelen markerer nivået (middel spring høyvann) havet må ha hatt under en isolasjon eller ingresjon (Romundset et al., 2018). En vurdering av utløpstersklene til de to isolasjonsbassengene i Nykvåg er diskutert videre i kapittel 6.3.1 og 6.3.2.



Figur 4.1: Viser hvordan sedimentasjon fra forskjellige miljøer legger seg på bunnen av et isolasjonsbasseng, som fanges opp i en sedimentkjerne. Modifisert fra Svendsen og Mangerud, (1987).

4.1.1 Isolasjonsfasene

Isolasjonskontakten i en sedimentkjerne defineres av Kjemperud (1986) som horisonten i sedimentene hvor innsjøen ble isolert fra havet, som også inkluderer en brakkvannsfase. Denne isolasjonen kan defineres på flere måter, og Kjemperud (1986) deler isolasjon av et basseng inn i fire faser (figur 4.2)

1. *Den sedimentologiske isolasjonskontakten*

Den sedimentologiske isolasjonskontakten er beskrevet som den horisontale grensen hvor sedimentasjonen går fra de mer marine minerogene marine sedimentene til mer organiske, lakustrine sedimenter. Denne overgangen inntreffer som regel først i isolasjonsfasen, grunnet mindre vanntilførsel og derfor lavere energi og sedimentasjonstilførsel fra havet.

2. *Den fytologiske isolasjonskontakten*

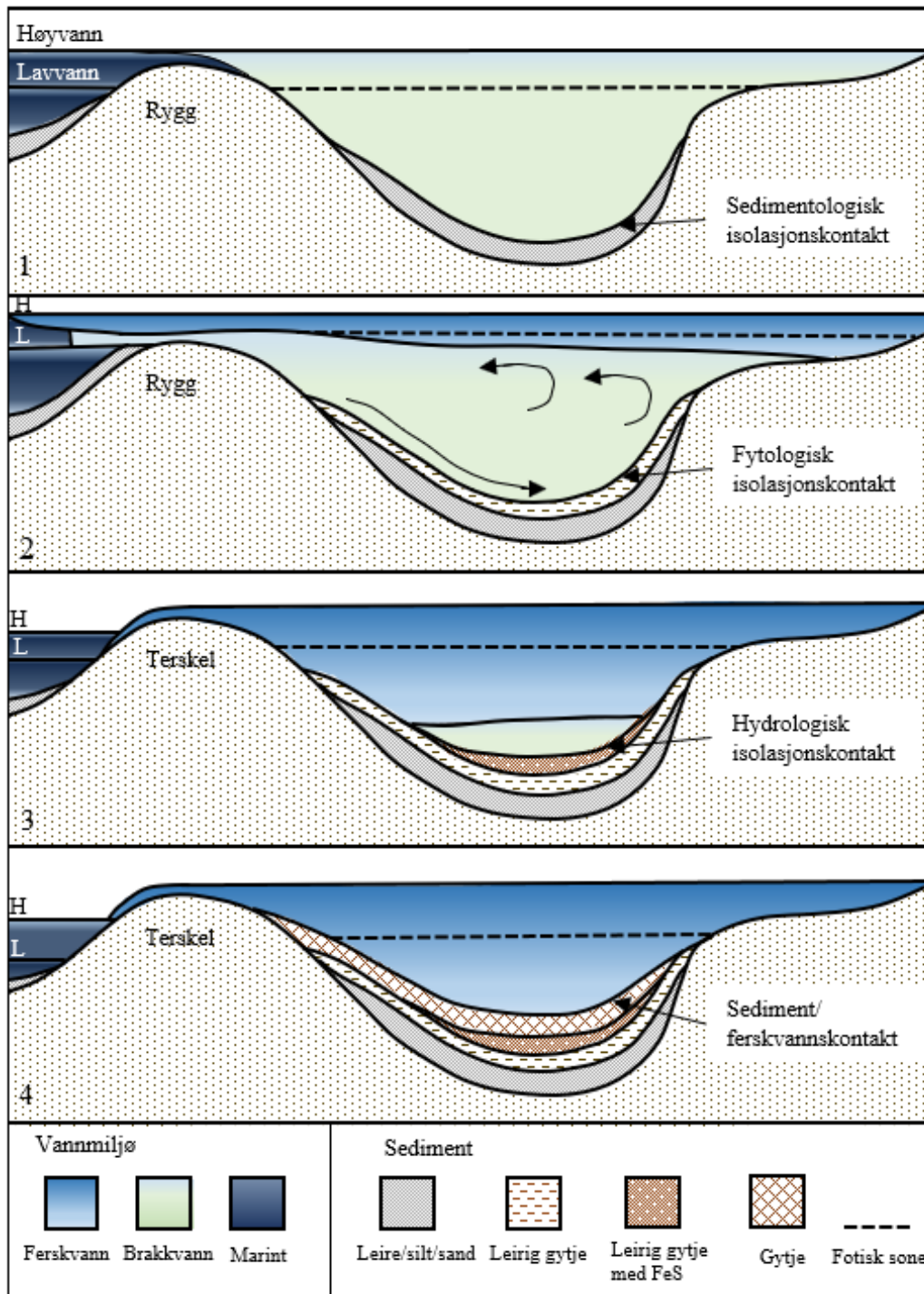
Den fytologiske isolasjonskontakten bruker fytoplankton som utgangspunkt og er definert som horisonten hvor den eufotiske sonen blir fersk. Den eufotiske sonen er sonen hvor det er tilstrekkelig med sollys til at fytoplankton kan drive fotosyntese.

3. *Den hydrologiske isolasjonskontakten*

Den hydrologiske isolasjonskontakten markerer punktet hvor det er ingen marin påvirkning i bassenget. Dette kan i noen tilfeller sammenfalle med den fytologiske isolasjonskontakten, mens i andre tilfeller kan bassenget ha marin påvirkning under høyvann eller ekstremvær der sjøvann trenger inn i bassenget og legger seg under den eufotiske sonen.

4. *Sediment/ ferskvannskontakten*

Den siste kontakten er kontakten mellom sediment og ferskvann, som markerer overflaten på sedimentene når alt saltvann er vekke fra bassenget.



Figur 4.2: Viser de fire isolasjonsfasene beskrevet på forrige side. 1: Bassenget influeres kun av hav ved høyvann som gir brakkvann, og sedimentasjonen går fra leire, silt og sand mot leirig gytje. 2: Den fotiske sonen er fersk og fytoplankton driver fotosyntese. Under den fotiske sonen er det brakkvann og det avsettes leirig gytje. 3: Bassenget er helt uten marin påvirkning, kjent som den hydrologiske isolasjonskontakten. Nedre del av bassenget er brakkvann og det oppstår en stratifisering av vannmassene som hindrer sirkulasjon og gir anoksiske bunnforhold. Det avsettes leirig gytje med jernsulfid. 4: Bassenget består i ferskvann, og det avsettes organisk gytje på bunnen. Kontakten mellom den organiske gytjen og vannet danner sediment/ferskvannskontakten. Modifisert fra Kjemperud (1986).

4.2 Feltmetoder

Feltarbeidet i forbindelse med masteroppgaven ble gjennomført i perioden fra 27.07.19 til 17.08.19. Det ble i dette tidsrommet gjort observasjoner og undersøkelser i studieområdet som blant annet la grunnlag for kvartærgeologisk kartlegging.

I tillegg til observasjoner og kartlegging av landskapsformer ble tiden i felt brukt til å undersøke om det var mulig å finne berggrunn ved bassengenes utløpsterskel for å definere høyde på bassengtersklene. Utløpstersklene til begge de aktuelle bassengene besto av løsmasser i form av små blokker, som gir en usikkerhet rundt terskelhøyde grunnet mulig erosjon. Det ble derfor tatt utgangspunkt i høyden på vannflaten, som kan bestemmes med stor nøyaktighet fra LiDAR-data (Kartverket, 2019b), og deretter ble det tatt høyde for en usikkerhet knyttet til erosjon av tersklene.

Det ble også over to dager brukt ekkolodd på de to aktuelle innsjøene for å samle dybde data (figur 4.3). Ekkoloddet som ble brukt var av typen Garmin GPSmap, 721 xs. Det var tidligere hentet ut to kjerner tatt med stempelprøvetaker (Nesje, 1992) fra Lundvatnet med betegnelsene LUNDP-113 og LUNDP-213, og én kjerne fra Toftvatnet, med betegnelsen TOFTP-113. Disse kjernene ble hentet opp april 2013 i forbindelse med et annet feltprosjekt. I denne oppgaven har LUNDP-113 og TOFTP-113 blitt brukt.



Figur 4.3: Innsamling av batymetrisk data i felt ved bruk av ekkolodd av typen Garmin GPSmap, 721 xs.

4.2.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Under feltarbeidet ble det utarbeidet et kvartærgeologisk kart for området fra Nykvåg til Hovden, samt nedre del av Nykdalen. Det ble under kartleggingen lagt vekt på å definere høyeste synlige spor av marine avsetninger i området. Dette ble gjort for å kunne definere en marin grense for området, blant annet ved å kartlegge ulike nivåer i terrenget som kunne markere gamle strandlinjer. Det ble også lagt vekt på å kartlegge avsetninger og landformer som kunne gi innblikk i glasieringshistorien i området. I denne forbindelse ble det brukt GPS til å markere lokaliteter, og NGU's tegn og fargekoder ble brukt til å beskrive de ulike løsmasseavsetningene. En beskrivelse og definisjon av de ulike løsmasseavsetningene som ble kartlagt i området er videre gitt i kapittelet 5.1.

Under kartlegging ble det også benyttet kornstørrelse-analyse som et grunnlag for tolkning av kvartærgeologiske funn. En definisjon av de ulike kornstørrelsene som ble brukt er gitt i tabell 4.1.

Tabell 4.1: En oversikt over kornstørrelsene som ble observert under kartlegging og størrelsene for de ulike kategoriene. Modifisert fra Sulebak (2007).

	Kornstørrelse
Blokk	> 200 mm
Stein	200-60 mm
Grus	60-2 mm
Sand	2-0,06 mm
Silt	0,06-0,02 mm
Leir	< 0,002 mm

4.3 Digitale verktøy (LiDAR og GIS)

Videre arbeid med det kvartærgeologiske kartet ble utført ved institutt for geografi høsten 2019. Målet var å digitalisere papirkartet som ble utarbeidet i felt. Det ble derfor brukt ArcGIS fra ESRI (ArcMap), for å lage en digital visualisering. I denne forbindelse ble det også hentet LiDAR-data fra Statens Kartverk (Kartverket, 2019b), for å supplere kartleggingen. LiDAR (Light Detection and Ranging) er en optisk fjernmålingsteknikk som benytter lys til å lage høytoppløslige digitale terrengmodeller (DTM) gjennom å se på tidsforsinkelser og frekvensforskyvning ved utsending og refleksjon av laserlys (Estornell et al., 2011). Verktøyet gjør det mulig å se hva som befinner seg under vegetasjonen, og er derfor et nyttig verktøy, spesielt når det dreier seg om utilgjengelige eller vernede områder. DTM-data ble lastet ned fra høydedata og lagt inn i ArcGIS, hvor det ble brukt «spatial analyst tool» i form av «hillshade», som gir en 3D-visualisering av dataene og gjør det mulig å se høydeforskjeller i terrenget. Dette ble et svært nyttig tilleggsværktøy i forbindelse med kartleggingen, da det åpnet for muligheten til å se blant annet gamle strandavsetninger som ikke var mulig å tyde i dagens landskap. NGUs offisielle fargekoder for kvartærgeologisk kartlegging ble også lastet ned i GIS-format for polygoner, linjer og punkter.

LiDAR verktøyet ble som nevnt også brukt til å definere høyden på bassengtersklene da det ikke var mulig å bestemme disse med stor nøyaktighet i felt.

Dybdeedata fra ekkoloddet ble også bearbeidet i ArcGIS for å lage et kart som viste dybdeforholdene i de to innsjøene. Koordinater i form av lengde og breddegrad og tilhørende dybdeedata (XYZ) ble importert i GIS, og det ble brukt et interpoleringsverktøy (spatial analyst – interpolation) for å fremstille dybdekartene. Kriging ble valgt som interpoleringsmetode, og

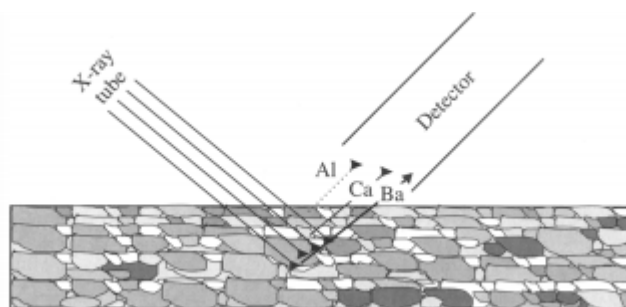
dataene ble klassifisert ut fra dybden. De ferdige batymetriske kartene er presentert i kapittel 5.2.1 (figur 5.13) og 5.3.1 (figur 5.19).

4.4 Laboratoriemetoder

Laboratoriearbeidet i forbindelse med masteroppgaven ble utført på EARTHLAB (Earth Surface Sediment Laboratory) på institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen. De tre kjernene LUNDP-113, LUNDP-213 og TOFTP-113 ble først splittet i to før de ble visuelt undersøkt. Fordi LUNDP-113 gikk dypere enn LUNDP-213 ble det bestemt at det skulle jobbes med LUNDP-113, i tillegg til TOFTP-113. En halvdel fra hver kjerne ble lagret som referansedel. Kjernen ble så rengjort for å tydeligere se overflaten og sedimentene. Kjernen ble videre logget, hvor en visuell litostratigrafisk beskrivelse av farge (Munsell, 1976), kornstørrelse og strukturer ble gjennomført.

4.4.1 Røntgen fluorescense (XRF)

Både LUNDP-113 og TOFTP-113 gjennomgikk en skanning med en ITRAX røntgenfluorescens-skanner for å finne de relative endringene i ulike grunnstoffer gjennom de to kjernene. For sedimentkjerner med terrestriske og marine sedimenter er XRF skanning en hurtig, ikke-destruktiv metode for å hente ut geokjemisk informasjon i høy oppløsning, som også gjør det mulig å foreta andre undersøkelser senere (Croudace et al., 2006; Richter et al., 2006). Metoden går ut på at røntgenstråling sendes mot kjernen, som fører til at elektroner fra de indre atomskallene støtes ut (eksiteres) til de ytre atomskallene. Når elektronene faller tilbake fra ytre til indre atomskall vil det sendes ut overskuddsenergi i form av sekundær røntgenstråling som registreres av ITRAX skanneren (figur 4.4). Fordi hvert grunnstoff har en karakteristisk energimengde og bølgelengde i den sekundære strålingen, er det mulig å identifisere grunnstoffet og dets relative mengde (Weltje & Tjallingii, 2008).



Figur 4.4: Illustrasjon av hovedprinsippene i XRF skanning for splittede sedimentkjerner (Richter et al., 2006).

Metoden tillater også en relativt høy oppløsning, på opp til 200 μm . Sluttproduktene fra skanningen er data som reflekterer relative endringer i grunnstoffer nedover i sedimentene, samt et optisk bilde av kjernen. De ulike grunnstoffene kan gi indikasjoner på typen sedimenter i kjernen, og gi informasjon om avsetningsmiljøet. Metoden kan derfor i noen tilfeller brukes til å skille mellom marine og lakustrine sedimenter i isolasjonsbassenger (Balascio et al., 2011; Vasskog et al., 2019). I denne oppgaven vil det fokuseres på grunnstoffene som kan gi indikasjon på marine forhold, som silisium (Si), svovel (S), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti) og jern (Fe) (Richter et al., 2006; Croudace et al., 2006; Balascio et al., 2011; Croudace og Rothwell, 2015; Strunk et al., 2018). I kapittel 5.3.3 er en videre utdyping av hvilke miljøer de ulike grunnstoffene reflekterer.

En begrensning ved XRF metoden er at teknikken benytter telling per tidsenhet i stedet for konsentrasjon, og at det derfor må utføres videre undersøkelser for å hente ut faktisk mengde av grunnstoffene (Löwemark et al, 2011). Etersom informasjonen XRF skanneren mottar er en funksjon av sedimentenes sammensetning kan flere faktorer påvirke resultatene (Löwemark, 2011). Blant annet kan utfallet av skanningen påvirkes av faktorer som vanninnhold, tetthet, mineralogi og kornstørrelser, og metoden kan dermed beskrives som semi-kvantitativ. (Croudace et al., 2006). Dersom sedimentene inneholder variasjoner av lette grunnstoffer som karbon, oksygen og nitrogen vil det registreres lavere telling for tunge grunnstoff som er vanlige i de minerogene sedimentene. Dette kalles utvanningseffekten, og årsaken er at de lette elementene (karbon, oksygen og nitrogen) som vi finner i organisk materiale er utenfor XRF skannerens rekkevidde, og vil derfor resultere i en reduksjon av den absolutte telleraten for alle målte elementer (Löwemark et al, 2011). For å kompensere for en slik degradering som kan oppstå ved endringer i organisk innhold, vanninnhold og sedimentenes tetthet er det viktig å normalisere verdiene. Normalisering av rådataene i denne oppgaven ble gjort ved å dele telleratene for hvert grunnstoff på summen av koherent og inkoherent røntgenstråling ($\text{inc} +$

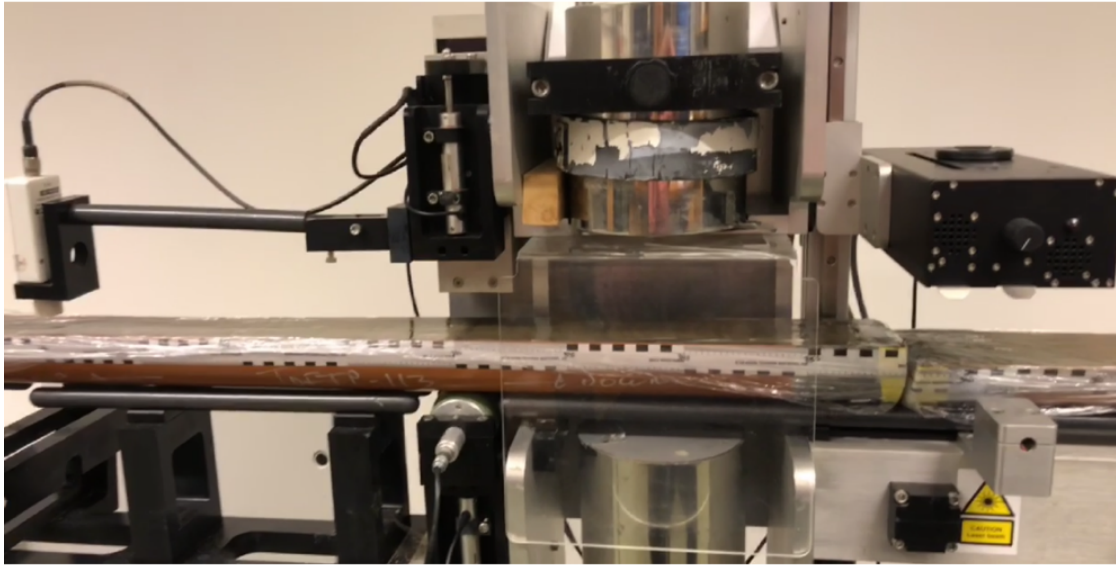
coh) (Kylander et al., 2011; Löwemark et al, 2011). Dette gir verdier som viser det relative av innholdet av grunnstoffer, og man unngår at resultatene kun gjenspeiler variasjonen i organisk materiale (Löwemark et al, 2011).

XRF skanneren ble kjørt med en oppløsning på 500 μm (mikrometer) for alle kjernedelene, og brukte 10 sekunder på hver måling (XRF time). Strøm (milliamper/mA) og spenning (kilovolt/kV) ble innstilt slik at den utgående telleraten (OCR) lå nærmest mulig 30 000. Det ble også tatt et røntgenbilde med 50 kV og 45 mA med samme oppløsning, der hver måling ble gjort på 250 millisekunder.

Det ble fjernet flere verdier fra datasettet til TOFTP-113 før videre behandling av resultatene. Dette innebar å slette verdiene for et hull som ble fylt med oasis i bunnen av kjernen, i tillegg til å slette verdiene der hvor det ble funnet en stor stein i kjernen. Dette ble gjort da disse verdiene ville påvirke det endelige resultatet.

4.4.2 Magnetisk Susceptibilitet

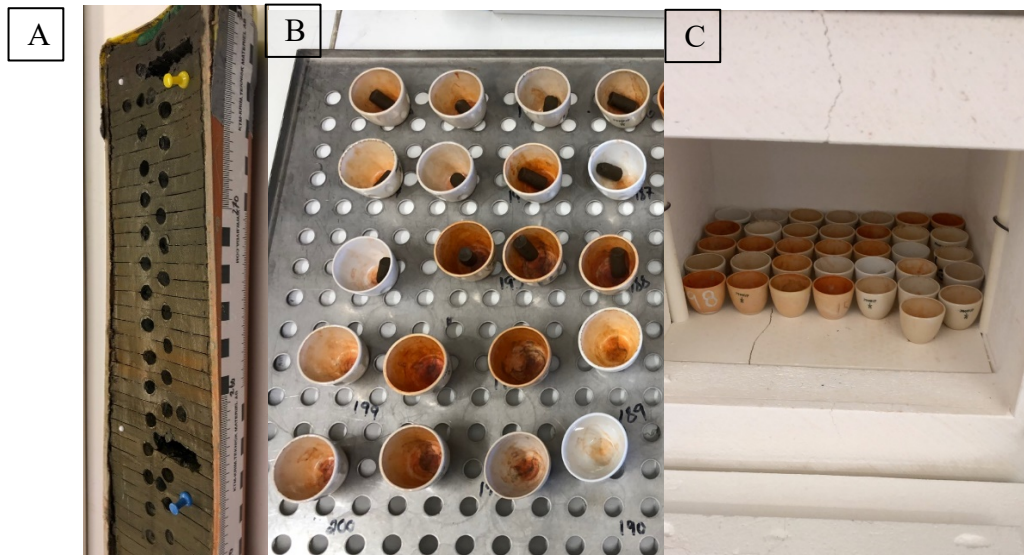
For å finne de magnetiske egenskapene til sedimentene i kjernene ble alle deler av LUNDP-113 og TOFTP-113 kjørt gjennom en GEOTEK Multi-Sensor Core Logger utstyrt med en MSE2E punktsensor for magnetisk susceptibilitet (MS) (figur 4.5). Undersøkelser av magnetisk susceptibilitet er et nyttig verktøy som reflekterer forholdet mellom mineralholdige materialer og organisk materiale og vanninnhold i sedimentkjerner, som gjør det mulig å skille mellom lakustrine (organiske) og marine (minerogene) sedimentene i kjernene (Dearing, 1999). Noen grunnstoffer, som jern, er mer magnetisk enn andre. Jernholdige mineraler, som magnetitt, slår derfor sterkt ut på MS, som gjør det mulig å finne konsentrasjonen av slike mineraler i kjernen. Magnetitt er et mineral som finnes i alle magmatiske bergarter og de fleste sedimentære bergarter, i tillegg til å være svært vanlig i alle typer jord. Mineraler med slike sterkt magnetiske egenskaper kategoriseres som ferrimagnetiske. Mineraler med svakere positiv magnetisk susceptibilitet, ofte med lavere innhold av jern – som biotitt, olivin og pyritt, kalles paramagnetiske. Disse er også veldig vanlig i steiner og jord. Den siste inndelingen av magnetisk susceptibilitet omfatter alle materialer med svak eller negativ magnetisme, kalt diamagnetisme. Eksempler på slike materialer er mineraler som ikke inneholder jern, som kvarts og kalsiumkarbonat(kalk), i tillegg til substanser som vann og organisk materiale. Den magnetiske susceptibiliteten til et materiale er derfor et resultat av summen av det ferrimagnetiske, paramagnetiske og diamagnetiske innholdet (Dearing, 1999).



Figur 4.5: Viser GEOTEK Multi-Sensor Core Logger som foretar en MS skanning av kjernene.

4.4.3 Glødetapsanalyse

Glødetapsanalyse er en utbredt metode for å estimere organisk innhold i sedimenter (Dean, 1974; Heiri et al., 2001). Det ble utført glødetapsanalyse på 1 cm³ prøver fra både LUNDP-113 og TOFTP-113. Prøver ble tatt ut med en målesprøyte hver cm (figur 4.6a). På LUNDP-113 ble dette utført på del 2 av 2, fra 139 cm – 280 cm. På TOFTP-113 ble det utført på del 3 av 4 og 4 av 4, fra 268 cm – 441 cm. Basert på den litostratigrafiske analysen var det antatt at en eventuell isolasjonskontakt ville ligge i disse delene av kjernene. Prøvene ble lagt i hver sin digel med kjent vekt (figur 4.6b), før de ble satt til tørk i 105 °C over natten (figur 4.6c). Tørrvekten ble målt, før prøvene ble satt i glødetapsovn på 550 °C i en time. Prøvene ble så satt til avkjøling i en eksikator, før de igjen ble veid. Ved å gjennomføre denne metoden kan man regne ut både tørrvekt og glødetapet til prøvene. Dette vil gi informasjon om vanninnhold og organisk materiale i prøvene, som kan si noe om endringer i avsetningsmiljø gjennom kjernen. Prosedyren og teorien bak metoden er utdypende forklart i Dean (1974) og Heiri et al., (2001).



Figur 4.6: Forskjellige deler av fremgangsmåten for å hente ut prøver og regne ut glødetapsverdi. A: Sedimentprøver på 1 cm³ ble hentet ut fra kjernene. B: Prøvene ble så lagt i digler for å måle våtvekt. C: Etter å ha stått i 105 °C over natten ble prøvene satt i glødetapsovn på 550°C i en time, før de avkjøles i en eksikator, og en ny veiing gir tørrvekt.

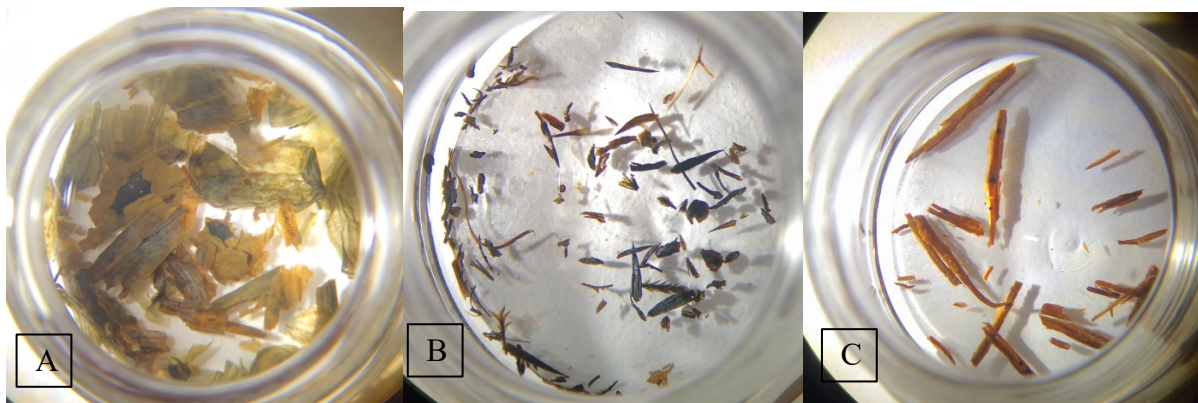
4.4.4 Datering

En mengde sedimentprøver ble tatt ut fra kjernene for sikting etter makrofossiler til datering. Av disse ble det sendt inn totalt 9 prøver, 3 fra LUNDP-113, og 6 fra TOFTP-113 (figur 4.8). Prøvepunktene ble bestemt ved å se på deler av kjernen som potensielt kunne reflektere endringer i sedimentasjonsmiljø, både basert på endringer i litostratigrafi og glødetapsverdier. Prøvene ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen ved slutten av lab-arbeidet i november 2019.

For å finne egnet dateringsmateriale ble det tatt ut sedimenter i skiver på 1 cm tykkelse fra kjernen. Disse ble løst opp i et begerglass med destillert vann, før de ble silt gjennom sikter med en maskestørrelse på 500 µm og 250 µm og 150 µm. Materiale ble så lagt over i en petriskål og studert under en stereolupe. Makrofossiler ble plukket ut og overført til en ny petriskål hvor det ble nærmere studert. Dersom en prøve ikke inneholdt tilstrekkelig med makrofossiler til å oppnå ønsket vekt ble samme prosedyre gjentatt på neste centimeter, før prøvene ble så slått sammen til én prøve og veid på nytt. De ferdige prøvene ble overført til små glass og tørket over natten før de ble veid. På det meste ble 3 cm slått sammen for å oppnå vektkravet.

Ved klargjøringen av makrofossilprøvene på lab var det flere hensyn som måtte tas for å unngå feilkilder. Prøvene ble alltid oppbevart i kjølerom og fryserer, for å unngå muggdannelse som lett kan oppstå i tempererte miljøer, som vil gi en yngre karbonalder. Det ble også sørget for at støv og annet rusk ikke fulgte med prøvene, da disse igjen vil gi en yngre alder.

På nettsidene til Poznan Radiocarbon Laboratory informerer de om ønsket vekt på prøvene. For prøver med kvist og planterester bør vekten ligge på over 5 mg, og for prøver med skjell bør vekten helst overstige 20 mg. Prøvene fra kjernene inneholdt generelt lite makrofossiler, og det var også to av prøvene som kun inneholdt uidentifisert periostracum. Periostracum er det tynne organiske laget som befinner seg på utsiden av marine skjell, som beskytter skjellet og forhindrer at kalsium karbonatet i skjellet løses opp (Saleuddin og Petite, 1983). Det organiske materiale som ble sendt inn var blant annet kvister, bladfragmenter og frø, bark og mose. Flere av prøvene som ble sendt inn lå under den ønskede vektgrensen, som kan gi konsekvenser som større usikkerhet knyttet til alder. Figur 4.7 viser noen av funnene som ble sendt til datering.



Figur 4.7: Forskjellige prøver som ble sendt til datering. A inneholder periostracum. B inneholder diverse terrestriske makrofossiler som mose, bark og bladfragmenter. C inneholder små fragmenter av treverk.

Kalibrering av ^{14}C -aldre

Arbeidet med å fremstille en kalibreringskurve som kunne konvertere ^{14}C år til kalenderår ble tidlig iverksatt, etter det ble oppdaget at forholdet mellom ^{14}C år og kalenderår ikke var lineært grunnet endringer i atmosfærens ^{14}C -innhold (Shennan et al., 2015). Tidlige kalibreringskurver avslørte at dersom man beveger seg bakover i tid vil ^{14}C aldre avvike fra kalenderår ved å bli gradvis yngre. Årsaken til denne variasjonen skyldes i hovedsak endringer i jordens magnetfelt, som styrer produksjonsraten av ^{14}C i atmosfæren, og endringer i havsirkulasjonen, som påvirker jordens CO_2 kretsløp. Korrelasjoner med variasjon i andre kosmogene isotoper tyder også på at

variasjonen påvirkes av fluktuasjoner i solens aktivitet (Reimer et al., 2013; Bradley, 2015; Shennan et al., 2015)

Undersøkelser av tidligere havnivåendringer er avhengig av bruk av stabile kalenderår. Dette gjelder blant annet ved bruk av aldersmodeller som benyttes til å regne ut sedimentasjonsrater og andre endringsrater. Dersom lengden på et år endrer seg over tid, som ved ^{14}C år, vil ikke disse modellene ha korrekte resultater. Undersøkelser av endringsrater koblet til havnivåendring, som hastighet på havnivåstigning, er også avhengig av tidsskala med fast lengde på året for å få brukbare resultater. Derfor blir de langsiktige variasjonene i ^{14}C år og kalibrering av disse svært viktig (Bradley, 2012; Shennan et al., 2015).

Resultatene fra laboratoriet i Poznan ble oppgitt i konvensjonelle ^{14}C år. For videre arbeid med dateringene var det derfor nødvendig å kalibrere aldre til kalenderår før nåtid (kal. BP). Clam (Blaauw, 2010) ble importert i programmet R og brukt til å kalibrere ^{14}C aldre fra dateringsprøvene. Clam er et aldermodelleringsprogram som gjør det mulig å kalibrere ^{14}C aldre og å fremstille en aldersmodell i kalenderår. Metoden brukt til kalibrering i Clam er lik metodene brukt i Calib og OxCal. I programmet velger man mellom kalibreringskurvene IntCal13 og Marine 13 (Reimer et al., 2013) ettersom hvilket miljø dateringsmateriale kommer fra. Det ble konstruert to aldersmodeller på bakgrunn av dateringene, en for TOFTP-113 og en for LUNDP-113. Flere ulike metoder for interpolering (lineær, smooth spline), samt ekstrapolering av grafen og fjerning av uteliggende aldre ble prøvd for å konstruere den best mulige kurven. Det ble også testet forskjellige metoder for å korrigere dateringer av marint materiale for marin reservoaralder. For aldersmodellene ble de marine dateringene fra TOFTP-113 og LUNDP-113 korrigert for en reservoaralder på 435 år, basert på dateringer av kalsiumkarbonatskall fra bløtdyr i Nord-Norge og Barentshavet, utført av Mangerud et al. (2006). Det var ikke mulig å legge inn den ekstra feilmarginen på ± 17 år for reservoaralderen i aldersmodellen, men ved kalibrering av de enkelte ^{14}C aldre ble denne tatt hensyn til. En annen metode for kalibrering av de marine ^{14}C aldre kunne vært å korrigere for global marin reservoaralder med hensyn til ΔR , som er forskjellen mellom den globale og en lokal reservoaralder. Alle radiokarbonaldrene ble kalibrert med både ett og to standardavvik.

I studier av paleoklima hvor man baserer seg på karbondateringer av innsjøsedimenter er det flere faktorer som er viktig å ta hensyn til. Hensikten med metoden er å datere materiale som har en karbonsammensetning tilsvarende den atmosfæriske til en gitt tid. På bakgrunn av dette er derfor terrestriske makrofossiler det foretrukne dateringsmateriale, da disse makrofossilene

med størst sannsynlighet vil ha samme karbonsammensetning som atmosfæren. Ved datering av lakustrint eller marint materiale, som akvatiske planter og marine skjell, oppstår utfordringer knyttet til hardvannseffekten (MacDonald et al., 1987) og reservoaralder (Mangerud et al., 2006). Hardvannseffekten går ut på at eldre karbonater løses opp fra kalkrike sedimenter i eller rundt innsjøen, som fører til at organismer i vann tar opp ^{14}C som ikke er i likevekt med atmosfærens ^{14}C konsentrasjon (Barnekow et al., 1998). Den marine reservoaralderen er forklart som aldersforskjellen i karbonalder som vil oppstå ved datering av materiale som har tatt opp karbon fra havet, og materiale som har tatt opp karbon fra atmosfæren (Mangerud et al., 2006). Ved kalibrering av ^{14}C dateringer fra marint materiale er det derfor viktig å kalibrere i henhold til reservoaralder. Ved radiokarbondatering av lakustrint materiale er sikreste metode for å unngå utfordringene knyttet til reservoaralder å ikke datere akvatisk materiale, dersom reservoaralderen for den valgte innsjøen ikke er kjent. For å finne reservoaralder for en innsjø kan man datere terrestrisk materiale parallelt med akvatisk, men det er viktig å huske at også her kan reservoaralderen endre seg over tid (Mangerud et al., 2006).

Reservoaralderen vil variere geografisk for marine makrofossiler, som gjør det svært viktig å ha kunnskap om korrekt korrigeringsfaktor for det aktuelle området. Undersøkelser gjort av Mangerud og Gulliksen (1975) viste at reservoaralderen for skjell langs norskekysten ligger på omtrent 440 år, og at den økte noe nordover. I denne oppgaven ble reservoaralderen som ble funnet gjennom undersøkelser utført av Mangerud et al., (2006) benyttet. Denne reservoaralderen er som nevnt basert på dateringer av bløtdyr i Nord-Norge og Barentshavet, og ligger på 435 ± 17 år. Det er også viktig å ta hensyn til at reservoaralderen ikke er konstant, og at den endrer seg med tid. En global reservoaralder er også rekonstruert tilbake til 13 900 kal. år BP, basert på karbonsammensetningen i atmosfæren (Reimer et al., 2013). For eldre aldre opp til 14 200 kal. år BP er det kun gjort en forskyvning på 405 år i forhold til den atmosfæriske kurven. Forskyvningen vil trolig øke dersom man beveger seg lenger bakover i tid, samtidig som usikkerheten knyttet til forskyvningen også stiger betydelig (Reimer et al., 2013). Studier gjort av Bondevik et al. (2006) viste også at reservoaralderen til skjell på vestkysten av Norge steg fra rundt 400 år, til 600 år under yngre dryas, og stabiliserte seg der i omkring 900 år før den brått sank med 300 år mot slutten av YD. Årsaken til den høye reservoaralderen kan forklares av kombinasjonen av en vekst i sjøis, og mindre adveksjon av overflatevann til Nord-Atlanteren. Det ble også oppdaget et mønster relatert til endringer i sirkulasjonen i Nord-Atlanteren, hvor varme perioder (preboreal, bølling) var karakterisert av lave reservoaraldere,

og kalde perioder (YD, intra-allerød) var karakterisert av høye reservoaraldere (Bondevik et al., 2006).

Parallell-dateringer av marine skjell og terrestrisk materiale fra en sedimentkjerne fra Svartisen antyder også en litt høyere reservoaralder for Svartisen-området under Bølling. Datering av terrestriske bladfragmenter fikk en alder på 12 050 (± 50) ^{14}C år BP, mens dateringer av skjellet *Macoma Calcareo* fra samme dybde fikk en alder på 12 530 (± 60) ^{14}C år BP. Dette tyder på en reservoaralder på 480 år for denne perioden for Svartisen området (Øyerhamn, 2020).

4.4.5. Fytoplanktonanalyse

Fytoplankton er definert som et samfunn av levende organismer som flyter fritt i åpent vann i form av hav, innsjøer, elver og dammer, og som påvirkes og forflyttes av vannstrømmene i bassenget. Fytoplankton er autotrofe planteplankton som lever i den eufotiske sonen, og derfor viktige primærprodusenter i vann (Reynolds, 1984; 2006). De forskjellige fytoplankton-artene har store morfologiske variasjoner, og har store variasjoner i miljømessige krav og kriterier. Fytoplankton er derfor en god kilde til å anslå hvilke miljøer som har eksistert i et basseng (Reynolds, 2006).

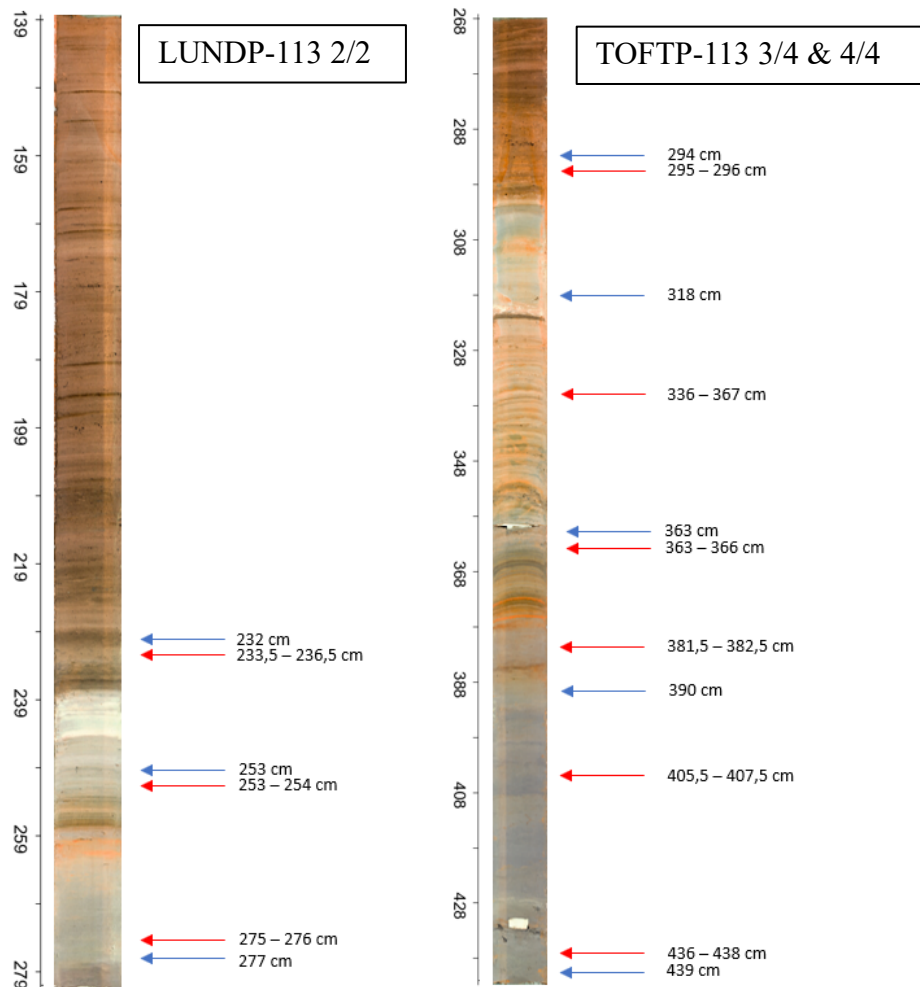
Endringer mellom marine og lakustrine miljøer fører med seg suksesser i bassengets vegetasjon, som kommer tydelig frem i biostratigrafiske analyser (Kaland, 1984). Undersøkelser av diatomeer (fytoplankton) som indikatorer på salinitetsnivå er tidligere utført i flere havnivåundersøkelser (Kjemperud, 1981; Kjemperud 1986; Lohne et al., 2007). Kaland (1984) hevder at en enklere undersøkelse av fytoplanktoninnhold er tilstrekkelig til å bestemme isolasjonskontakter i sedimentkjerner fra isolasjonsbassenger, da artenes reaksjon på salinitet er entydig. Metoden som ble benyttet av Kaland (1984) er beskrevet av Fægri og Iversen (1989), og er samme metode som brukes i denne oppgaven.

Preparering av fytoplanktonprøver

Prepareringen av fytoplanktonprøvene ble utført ved kosmolaben (Earthlab Cosmogenic Nuclide Preparation Facility) ved UiB. Metoden som ble benyttet er beskrevet i Fægri og Iversen (1989), hvor det benyttes samme metode for pollenpreparering. Metoden går ut på at uønsket materiale fjernes fra prøvene gjennom flere prosesser hvor det tilsettes forskjellige kjemiske stoffer. Hensikten med metoden er å gjøre fytoplanktonet så synlig som mulig, uten forstyrrelser fra sedimenter og uønsket organisk materiale, som er nødvendig for videre arbeid

med mikroskopering. Ved å benytte metoden beskrevet i Fægri og Iversen (1989) fjernes både minerogent materiale og humus, og annet uønsket materiale fra prøvene.

Prøver på 1 cm³ ble hentet ut fra ulike dybder fra de to kjernene LUNDP-113 og TOFTP-113 (figur 4.8). Prøvelokalitetene var basert på nivåer i kjernene hvor det ble antatt å skje endringer i sedimentasjonsmiljø basert på litostratigrafiske observasjoner og geokjemiske analyser.



Figur 4.8: Viser optisk bilde av kjernene TOFTP-113 del 2av2 og LUNDP-113 del 3av4 og 4av4. De blå pilene markerer dyp for algeprøver for hver av kjernene. De røde pilene markerer dyp for dateringer.

Før de kjemiske prosessene ble satt i gang ble hver prøve tilsatt 3 kalktabletter som inneholdt sporen *Lycopodium clavatum* (batch No. 1177745). Denne prosessen gjør det mulig å, ved senere anledning, beregne den totale mengden fyttoplankton for hver prøve (Stockmarr, 1972). Tablettene inneholdt 18584 ± 370 *Lycopodium clavatum* sporer per tablett. Når sporene tilsettes før den kjemiske behandlingen, og sporene og fyttoplanktonene løses opp gjennom samme

kjemiske prosess (KOH og/ eller HCl), blir tap av deler av prøvene ubetydelig (Stockmarr, 1972). Ved ferdig behandling vil *Lycopodium* sporene telles i likhet med fytoplankton for hver av prøvene, og forholdstallet vil brukes til å beregne den totale konsentrasjonen av fytoplankton i prøven. Dette kan igjen kombineres med en aldersmodell for kjernen og slik estimere avsetningsrate av de ulike typene fytoplankton (antall individer avsatt per år per kvadratcentimeter).

Første steg i behandling av prøvene var å tilsette 10% HCl (saltsyre). Dette ble gjort for å løse opp eventuelt karbonat i prøvene, og for å løse opp *Lycopodium*-tablettene. Videre ble det tilsatt 10% KOH (kaliumhydroksid) for å fjerne humus. For å løse opp prøvene ble de kokt i noen minutter i KOH blandingen. Etter dette ble prøvene behandlet med 40% HF (flussyre), som er en prosess som fjerner minerogent materiale fra prøven. Da flussyren var tilsatt ble prøvene varmet opp til 100 grader celsius omtrent 2 timer, hvor det ble rørt hver time, før prøvene sto til avkjøling i avtrekksskap over natten. Neste dag ble det tilsatt litt mer HF, før prøvene igjen ble varmet opp og rørt i, og avkjølt til neste dag. Prosessen ble utført over to dager da prøvene inneholdt mye minerogent materiale. Siste behandling av prøvene var å gjennomføre en acetolyse hvor en blanding av eddiksyre-anhydrid (A_2O) og konsentrert svovelsyre (H_2SO_4) ble brukt for å fjerne cellulose fra prøven. I siste del av behandlingene ble det tilsatt KOH, før prøven ble vasket med vann. Ved siste vasking ble prøvene tilsatt et fargestoff (fuksin) som skal gjøre det lettere å se fytoplanktonene. Det ble så tilsatt glyserol før prøvene ble tørket på en varmeplate.

En av årsakene til at algene «overlever» den kjemiske behandlingen er at celleveggene i flere grønnalger *Chlorococcales* inneholder sporopollenin, som er kjent for å være et av de mest motstandsdyktige organiske materialene man kjenner til (Fægri & Iversen, 1989; Jankovská og Komárek, 2000). Disse egenskapene finner man også i flere sporer, som er årsaken til at *Lycopodium* også overlever prosessen (Atkinson et al., 1972).

Mikroskopering

Mikroskopering ble utført på paleoøkologisk lab på Institutt for Biovitenskap ved UiB. Før mikroskoperingen kunne starte måtte prøvene prepareres for mikroskopet. Under klargjøring av prøvene ble en liten del av prøven overført på et objektglass, og et dekkglass ble plassert over. Prøven ble så fordelt utover under dekkglasset, og kantene ble forseglet med blank neglelakk. Under analyse av prøvene i mikroskop ble objektene ZEISS Plan-APOCHROMAT

63x/1.40 og ZEISS Plan-NEOFLUAR 40x/1,3, i tillegg til et ZEISS Planapo 63x/1,4 og 40x/1,0 benyttet. Det ble brukt immersjonsolje på dekkglasset for å se prøvematerialet tydelig.

Slekts- og artsbeskrivelser

De forskjellige fytoplanktonene som ble funnet under mikroskopering er beskrevet under. Det er lagt vekt på miljøkravene de forskjellige artene har, med hovedvekt på foretrukket salinitetsnivå og temperatur. Artene er presentert under fra høyest til lavest salinitetstoleranse. De undersøkte algene var av typen grønnalger av orden *Chlorococcales*, og de ble identifisert ved undersøkelser av cellemorfologi og cellestruktur, med fokus på strukturen til randcellene for slekten *Pediastrum*. De forskjellige algene ble identifisert ved bruk av bestemmelsesnøkler basert på Jankovská og Komárek (2000) og Komárek og Jankovská (2001). Tjemsland (1983) og Kaland (1984) oppsummerer noen av miljøkravene til artene, og det blir tatt utgangspunkt i klassifiseringen i Tjemsland (1983).

Tjemsland (1983) klassifiserte algenes salinitetstoleranse basert på klassifikasjonssystemet presentert i Hustedt (1957), som opprinnelig ble brukt til å beskrive fordelingen av diatoméer ved ulike salinitetsverdier, og basert på denne klassifiseringen laget hun et diagram med noen utvalgte arters toleranse. I tabell 4.2 er en oppsummering av algetypene som er funnet i denne oppgaven og hvilken salinitetsgruppe de tilhører, basert på Tjemsland (1983).

Dinophyceae-cycster (dinoflagellater)

Dinoflagellatene har en rund mot oval form, omkranset av hornlignende armer karakterisert av en T-form i enden. I mikroskopet kan det være vanskelig å tyde t formen, og prøvene ble derfor studert svært nøye. Dinoflagellater trives i hovedsak i marine miljøer med salinitet på over 30 ‰. Det ble under mikroskopering identifisert en mulig *Islandinium minutum* (figur 4.9 A-C). *Islandinium minutum* er en euryhalin art, og forekommer i havvann med lav salinitet ned til 5-10 psu (‰), og med høy salinitet opp til 35 ‰ (Head et al., 2001). Arten trives i kaldt hav, gjerne med sjøis, og er klassifisert av Head et al. (2001) til en polar og sub-polar gruppe. Funn av *Islandinium minutum* er også gjort i den nordlige delen av Nord-atlanteren, blant annet er arten tidligere funnet i sedimenter fra senglacial, på vestkysten av Norge hvor saliniteten var <10 ‰ (Head et al., 2001).

Tetraedron minimum

Tetraedon minimum består av en enkelt celle med nedskjæringer på celleveggene (figur 4.9 D). Denne arten var den mest tallrike for de aktuelle prøvene i oppgaven. Arten er karakteristisk

for grunne næringsrike innsjøer som er svakt saltvannspåvirket (3‰). Arten kan derfor representere mulige isolasjonsfaser (Tjemsland, 1983). *Tetraedron minimum* er beskrevet som en eutrof og alkalifil art. Tjemsland (1983) klassifiserer *T. minimum* som en halofil oligohalob (tabell 4.2), med større toleranse for salinitet enn *P. Boryanum*, og forekommer i store mengder i saliniteter opp til 3‰.

Pediastrum praecox

Pediastrum praecox kjennetegnes ved at cellene er kuleformet og danner en rund klynge (figur 4.9 E). Arten er omdiskutert, og det er usikkert om den kan klassifiseres som en egen art. Arten blir blant annet beskrevet av Kaland (1984), som en tolerant form for *Pediastrum* som tåler salinitet på opp til 7-8%, som gjør at arten kan trives i brakkvann. Arten blir også beskrevet av Tjemsland (1983) som en variant av *Pediastrum* med en morfologisk forskjell, som forekommer ved gitte økologiske forhold. Tjemsland (1983) finner at en hyppig forekomst av arten er begrenset til miljøer med marin tilførsel som fører til høyt innhold av ioner. Tjemsland (1983) klassifiserer arten som en mesohalob (β), som forekommer i intervallet mellom 0,2 og 10% salinitet (tabell 4.2).

Pediastrum integrum

Pediastrum integrum (figur 4.9 F) består av runde celler som er samlet i en koloni. Artens randceller har to små nesten usynlige horn, men skiller seg fra *P. boryanum* fordi den ikke har en nedskjæring mellom hornene, men buler heller litt ut. Algen har heller ikke like karakteristiske vorter som du finner i *p. boryanum*, og disse var vanskelig å skimte i mikroskopet. I likhet med *P. boryanum var longicorne* trives arten i kjølig klima under sennglasialen og tidlig holocen (Komarek og Jankovská, 2001). Det finnes få beskrivelser av salinitetstoleransen til arten, men arten ble i hovedsak funnet i samme miljø som *Pediastrum boryanum*, og antas å ha lik toleranse som denne.

Pediastrum boryanum

Pediastrum boryanum er den vanligste av *Pediastrum* artene, og kjennetegnes ved at den består av en koloni av sammenhengende celler, hvor cellene har en form som er relativt rund (figur 4.9 G-I). Cellene har en ruglete overflate dekket av vorter. Randcellene til algen har to små horn som kan variere noe i størrelse, og en V-form mellom hornene. Under mikroskoperingen var denne arten den nest mest hyppige. Arten forekommer i undersøkelser av som strekker seg tilbake til sennglasialen (Komarek og Jankovska, 2001). Arten lever i lavtliggende autotrofiske

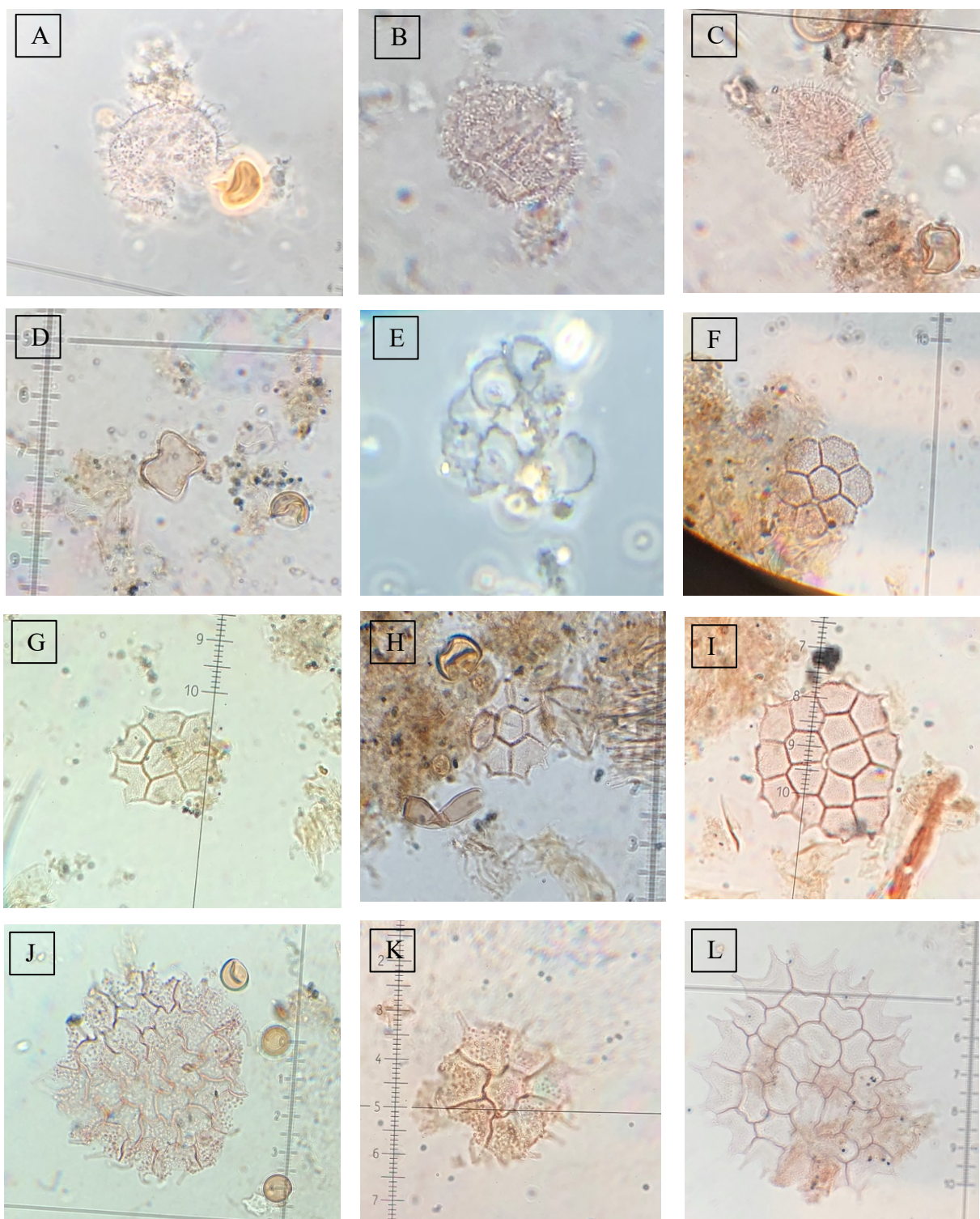
innsjøer (Jankovská og Komárek, 2000), og foretrekker ferskvann, selv om arten også kan finnes i brakkvann med salinitet på opptil 8‰ (Kaland, 1984), dette gjør arten til en unøyaktig miljøindikator. Arten foretrekker alkaliske til nøytrale miljø, og er dermed en alkalifil art (Tjemsland, 1983). Salinitetstoleransen til *P. boryanum* er anslått til å ideelt ligge mellom 2,7 og 3‰ (Tjemsland, 1983) (tabell4.2).

Pediastrum boryanum* var. *longicorne

Dette er en variant av arten *Pediastrum boryanum*, og kjennetegnes ved at hornene på randcellene er betydelig lenger enn den vanlige varianten (*P. Boryanum*, variant *boryanum*) (figur 4.9 J-L). Kolonien av midtcellene har også likhetstrekk med *P. boryanum*, med enda mer fremtredende vorter på alle cellene. Det finnes mange varianter av *P. Boryanum*, men dette er den eneste varianten som er skilt ut i denne oppgaven. Varianten forekommer ofte sammen med *P. boryanum*, og det antas at de to trives i samme miljø, selv om *P. boryanum* gjerne forekommer hyppigere en *P. boryanum* var. *Longicorne*. *P. boryanum* var. *Longicorne* blir derfor også klassifisert som Oligohalob indifferente (Tabell 4.2). Arten foretrekker mindre innsjøer med kjølig og rent vann, og er karakteristisk for kjølige perioder, typisk i den senglasielle perioden og tidlig holocen (Jankovska & Komarek, 2000).

Tabell 4.2: Klassifisering av algeartene basert på halobiegruppe, og miljøkravene for en slik gruppe, modifisert fra Tjemsland (1983). Verdiene er oppgitt i promille (‰). Det ble ikke funnet noen mesohalobe eller halofobe arter i denne undersøkelsen, men de er likevel inkludert i tabellen for å gi en helhetlig fremstilling av inndelingen. I Tjemsland (1983) er *Pediastrum praecox* klassifisert som en mesohalob art, mens den i Vasskog (2006) klassifiseres som en Halofil oligohalob. I denne oppgaven er arten klassifisert som en Halofil Oligohalob.

Slekt/art	Halobiegruppe	Salinitets-toleranse	Miljø
<i>Dinophyceae cycster</i>	Polyhalobe	> 30 ‰	Marint
	Mesohalobe (euryhaline)	0,2 – 30 ‰	Brakkvann
	Mesohalobe (α)	10 – 30 ‰	Brakkvann
	Mesohalobe (β)	0,2 – 10 ‰	Brakkvann (ikke helt ferskt/veldig salt)
<i>Tetraedron minimum</i>	Oligohalobe (Halofile)	0 – 7 ‰	Ferskvann (produksjon stimuleres ved lav salinitet)
<i>Pediastrum praecox</i>			
<i>Pediastrum integrum</i>	Oligohalobe (Indifferente)	0 – 8 ‰	Ferskvann og lav salinitet
<i>Pediastrum boryanum</i>			
<i>Pediastrum boryanum</i> var. <i>longicorne</i>			
	Halofobe	0 – 2 ‰	Ferskvann

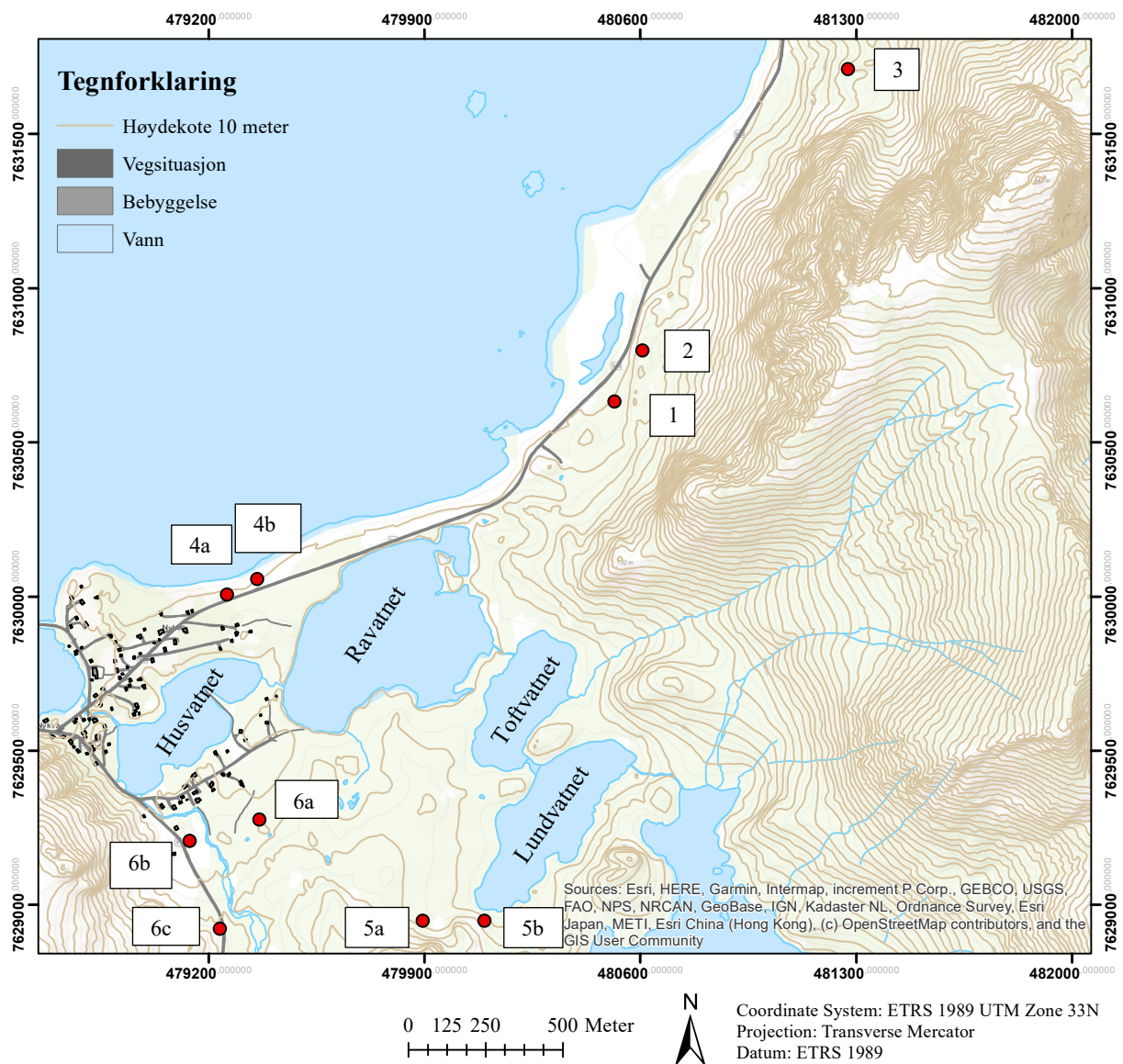


Figur 4.9: Bilder av de ulike algeartene som ble funnet under mikroskopering. A-C: Dinophyceae cycster, mulig *Islandinium minutum*. D: *Tetraedron minimum*. E: *Pediatrism praecox*. F: *Pediatrism integrum*. G-I: *Pediatrism boryanum*. J-L: *Pediatrism boryanum* var. *longicorne*.

5. Resultater

5.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Under innsamling av data i felt ble lokaliteter som utmerket seg notert ned og studert i detalj. Slike lokaliteter var i hovedsak gamle strandavsetninger som kan gi informasjon om marin grense eller eldre strandlinjer, og lokale breavsetninger som kan bidra med informasjon om innlandsisens utbredelse i feltområdet. Dette underkapittelet tar for seg en beskrivelse og tolkning av noen utvalgte lokaliteter, i tillegg til en beskrivelse og definisjon av ulike løsmasseavsetninger som ble funnet under kartlegging. En oversikt over lokalitetene er gitt i figur 5.1.



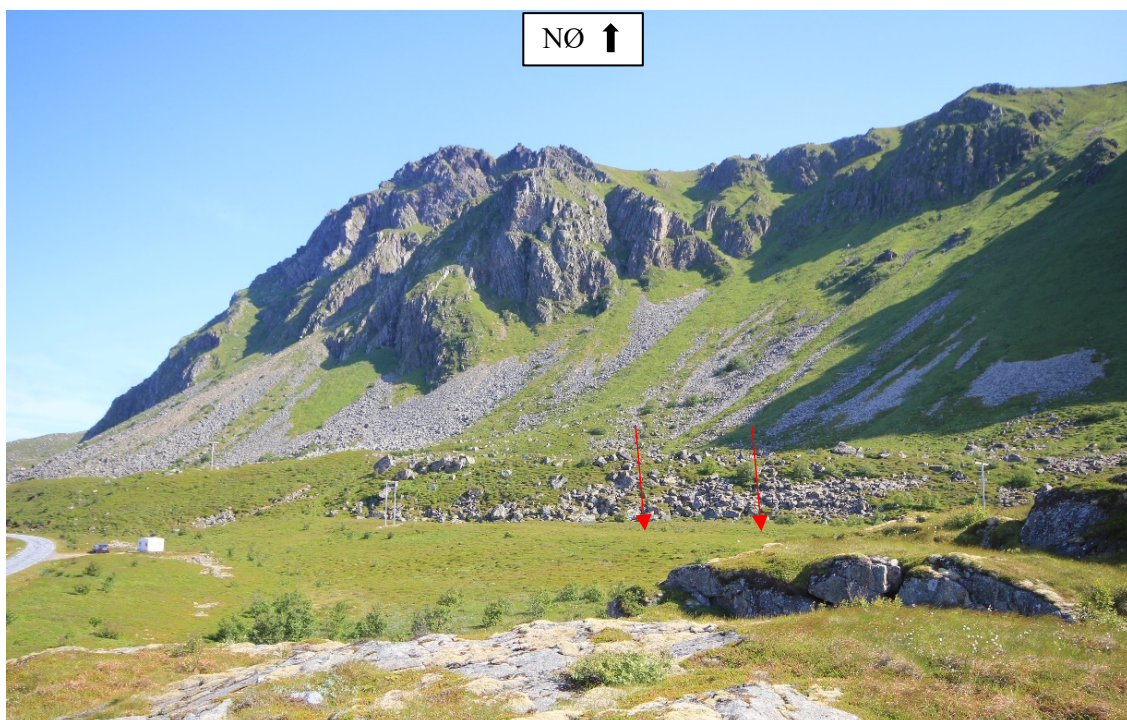
Figur 5.1: Lokalitetskart hvor de ulike lokalitetene som er beskrevet nedenfor er nummerert fra 1 – 6.

Lokalitet 1: Smårygger på flatt område

UTM 33W 0480517 7630632 (lokalitet 1, figur 5.1)

Like nordøst for Ravatnet er et relativt flatt område med en størrelse på 100 (nordvest-sørvest) x 160 (sørøst-nordvest) meter. Området har en svak helningsgradient mot vest og strekker seg fra 10 m o.h. til 15 m o.h. over en strekning på 100 meter. Det er også mulig å tyde to små rygger som strekker seg på tvers av flaten i en sørvest-nordøst retning (figur 5.2). Underlaget på flaten og innholdet i ryggene består av godt rundet stein og blokk som i hovedsak er dekket av vegetasjon.

Langs den nordøstlige enden av det flate området brer det seg en rygg av større kantede blokker over de rundede steinene, og man kan skimte godt rundede steiner også under og mellom blokkene nederst i ryggen (figur 5.3). Denne ryggen er beskrevet videre i neste lokalitet.



Figur 5.2: Flaten med mindre rygger av rullesteiner i forgrunn. De røde pilene markerer de to ryggene av rullesteiner. I bakgrunnen brer en større rygg seg utover flaten. Bobil som skala.



Figur 5.3: Godt rundet stein som befinner seg under blokker som tilhører ryggen. (UTM 33W 480536 7630573). GPS til høyre som skala.

Tolkning:

Området med rullesteiner er tolket til å være strandavsetninger fra tidligere havnivåer og er kartlagt som marin strandavsetning. **Marine strandavsetninger** er materiale som er avsatt eller vasket og modifisert av bølger i strandsonen, i form av blokk, stein, grus, og sand, og omfatter derfor alt som befinner seg under marin grense (Sulebak, 2007). I felt ble det observert marine strandavsetninger i form av sand på beskyttede områder, og rullesteinstrand på mer værutsatte steder. Ryggene med rullesteiner observert i avsetningen gir grunn til å tro at dette er eldre strandvoller. En **strandvoll** dannes når bølgeaktiviteten tilfører store mengder materiale som ikke trekkes tilbake av bølgene (Sulebak, 2007). De to strandvollene er tolket til å reflektere perioder med relativt stabilt havnivå, hvor bølgene har hatt tid til å bygge opp rygger av strandmateriale.

Lokalitet 2: Rygg over rullesteiner

UTM 33W 0480608 7630798 (lokalitet 2, figur 5.1)

På oppsiden av Hovdenveien mellom Nykvåg og Hovden strekker det seg en rygg i en sør-nordøstlig retning. Ryggen er omtrent 1 km lang, og strekker seg fra 10 m o.h., til en høyde på omtrent 30 m o.h. Ryggen har en relativt bratt skråningsgradient mot vest, mens østsiden av ryggen er relativt flat, med en svak helning inn mot fjellsiden. Østsiden består av mange større blokker, og ryggen er vanskelig å skille fra fjellsidens skråning, og ser ut som en forlengelse av

rasviftene i skråningen. Den ytre fasaden til ryggen består av store (2x2 meter) og mindre blokker (1x1 meter) med kantet til kantrundet materiale. Sett fra oversiden kan man også tyde en bølgende overflate på ryggen av folder som går parallelt med ryggen (figur 5.4). På midten av ryggen avslører et gammelt grustak en indre matriks bestående av kantrundet sand, grus, stein og blokk (figur 5.5). Det blir her også funnet steiner på 10x10 cm som er godt rundet helt vest i ryggen.



Figur 5.4: Ryggen beskrevet i lokalitet 2 sett ovenfra. Viser tydelige folder på tvers av ryggen.



Figur 5.5: Materiale i ryggen eksponert ved gammelt grusuttak. Kornstørrelse blokk til sand, og kantet til godt rundet materiale. GPS som skala.

Tolkning:

Ryggen er tolket til å være en *relikt talusderivert steinbre*, basert på materiale, form og beliggenhet. Steinbreer dannes i kalde og tørre miljøer med permafrost. Steinbreer kan være både talus- eller brederivert, og formes ved at mengder av is legger seg mellom steinene i ryggen og fører til bevegelse av massene. Bevegelsen gir en rygg- eller tungeformet landskapsform som er karakterisert av rygger og furer på overflaten (Benn & Evans, 2010, s. 617). Den bratte fronten også karakteristisk for steinbreer (Benn & Evans, 2010).

I dette tilfellet er det rikelig med tilgang på materiale i form av rasvifter på oppsiden av steinbreen, og steinbreen har trolig startet i en talus i fjellsiden, og beveget seg nedover skråningen i en tungeform. Bevegelsen i steinbreen har oppstått grunnet dannelse av is i porene mellom blokkene, og den kan ha vært aktiv (i bevegelse) så lenge klimaet var kaldt nok til at isen ikke smeltet i løpet av sommeren. På et tidspunkt har isen smeltet som følge av et varmere klima, steinbreen har kollapset, og dannet ryggen vi finner i dag med de karakteristiske foldestrukturene i bakkant.

Det godt rundete materiale som ble funnet i grustaket på vestsiden av steinbreen er trolig rullesteiner fra eldre strandsoner som har blitt plukket opp av steinbreen på et tidspunkt hvor ismengden i porene har ført til en indre bevegelse i steinbreen. Observasjonene av godt rundet materiale også under den relikte steinbreen tyder på at denne har beveget seg over strandvollene, som tilsier at alderen til steinbreen må være eldre enn strandvollene beskrevet i lokalitet 1.

En alternativ tolkning av ryggen er at den er avsatt som en randmorene fra en eventuell lokalbre som kan ha ligget i fjellskråningen. En slik tolkning har likevel blitt utelukket da den korte avstanden mellom ryggen og fjellene tilsier at en eventuell bre ikke ville oppnådd en størrelse som må til for å danne en randmorene av den størrelsen.

En siste alternativ tolkning er at ryggen er en randmorene fra et isdekke som har strukket seg fra sjøsiden og inn. Den godt bevarte strandvullen både i forkant og på undersiden ryggen tilsier at en slik randmorene eventuelt må ha blitt dannet etter strandvullen. Denne tolkningen kan derfor også med stor sannsynlighet utelukkes, da mengden materiale vi finner i ryggen trolig ikke kunne blitt avsatt uten å påvirke strandvollene.

Lokalitet 3: Rygger i Trolldalen

UTM: 33W 0481275 7631710 (lokalitet 3, figur 5.1)

Like nordøst for steinbreen beskrevet i forrige lokalitet (2) strekker to rygger seg i en sørvest-nordøstlig retning (figur 5.6). Ryggene er i underkant av 100 meter lange, og 50 meter brede, og har en høyde som varierer mellom 7-10 meter. Ryggene er karakterisert av en uregelmessig, blokkrik overflate, og et snitt ved 33W 0481366 7631637 viser at innholdet lenger ned i den sørligste ryggen består av kantet og kantrundet materiale som er dårlig sortert med kornstørrelser fra sand til blokk. I nedre del av ryggene i sørvest er det ikke mulig å skille de to ryggformene fra hverandre, og sett ovenfra danner de to ryggene en U-form. I bakkant, sørøst for de to ryggene er det en markert forsenkning i fjellsiden.



Figur 5.6: Viser de to ryggene i Trolldalen med en markert terrengforsenkning i bakkant (lokalitet 3, figur 5.1)

Tolkning:

Ryggene er basert på innhold og beliggenhet tolket til å være morenerygger avsatt av en lokal botnbre. Den uregelmessige formen på moreneryggene og det store blokkinnholdet gjør at ryggene tolkes til å være relikte iskjernemorener, avsatt av en polytermal bre. Under et polytermalt regime kan det ved brefronten, hvor kald is fører til at bevegelsen langs sålen opphører, oppstå et skjærplan mot breoverflaten, som tvinger materialet opp på breens overflate. Når dette materiale oppnår en viss tykkelse hindrer det den underliggende isen fra å smelte, og etterhvert som resten av breen trekker seg tilbake etterlates en rygg av løsmasse-dekket is (Sollid og Sørbel, 1988). I områder med permafrost vil disse iskjernene bevares, gitt at tykkelsen på dekkmateriale tilsvarer det aktive laget (Benn og Evans, 2010).

Morfologien til de to ryggene tyder også på at det kan ha oppstått en indre bevegelse i moreneryggene. På et tidspunkt er det derfor mulig at nedre deler av de to moreneryggene har gått over til å bli små glasideriverte steinbreer (til forskjell fra den talusderiverte steinbreen i forrige lokalitet). Dette kan også forklare hvorfor de to ryggene går sammen og danner en U-form i den sørvestlige enden. Iskjernemorenene og de mulige glasideriverte steinbreene antas i dag å være relikte landformer.

Lokalitet 4: Rygger i Nykvåg

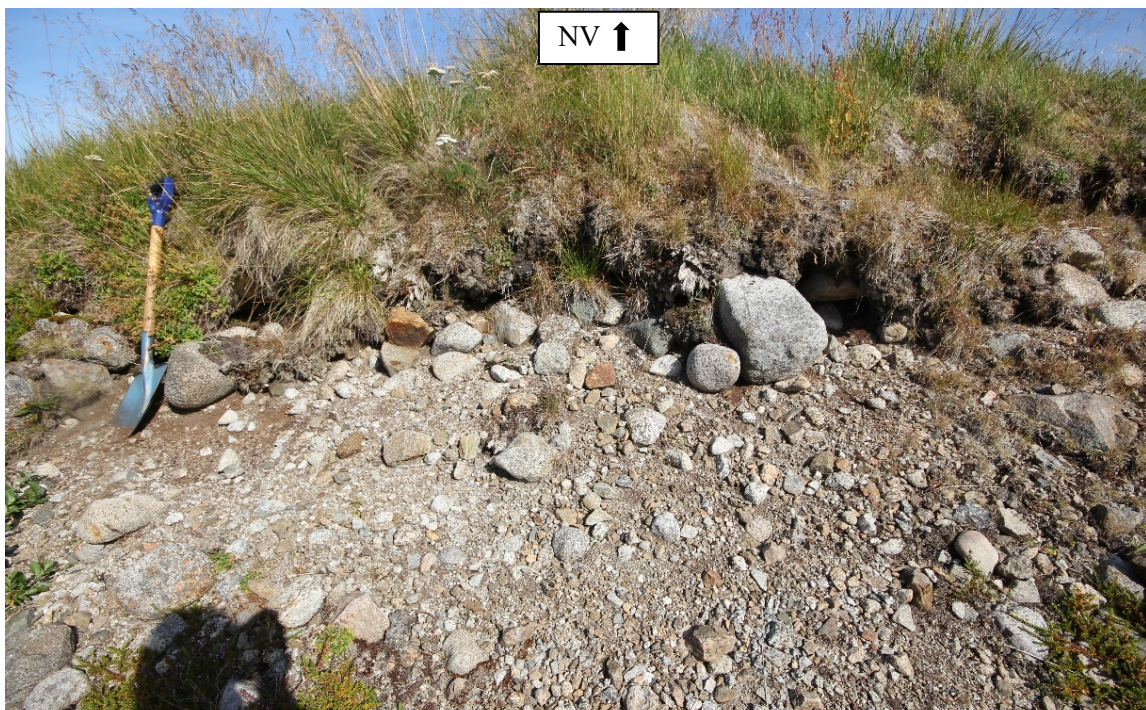
UTM 33W 0479261 7630005 (lokalitet 4a, figur 5.1)

Langs Hovdenveien ved Nykvåg strekker det seg en 1 kilometer lang rygg, med en sørvest-nordøst retning (figur 5.7). Toppen av ryggen er relativt flat, og med en høyde på 12-13 meter. På tvers av ryggen går det en kanal som er antropogent konstruert for avrenning av vann fra bilveien. Kanalen avslører innholdet i ryggen, som varierer fra godt rundet stein på toppen, til mer kantrundet stein lenger ned i ryggen. På vestsiden av ryggen og på de øverste 30 cm av toppen, er det kun større blokk og stein, og de mindre kornstørrelsene er fraværende (figur 5.8). Nedover i ryggen finner man mer av de finkornede materialene sand og grus, og stein og blokk går fra godt rundet til kantrundet. En lignende blotning av innholdet i ryggen finnes også ved UTM 33W 0479359 7630053 (lokalitet 4b, figur 5.1). Her er det i hovedsak godt rundet materiale også godt ned i ryggen (figur 5.9).

I studieområdet er det også flere ryggformer, og både Lundvatnet (33W 0480187 7629393) og Toftvatnet (33W 0480094 7629755) er demmet opp av rygger (figur 2.2 og 5.18) som strekker seg i en sørvest-nordøstlig retning. Innholdet i disse ryggene er mer kantet og kantrundet, og materiale er dårlig sortert, med innhold av sand til blokk. Det ble også observert en slik rygg sørvest for Lundvatnet (33W 0479530 7629248), som strekker seg i forlengelse av fjellene som omringer Nykdalen, i en nordvestlig retning.



Figur 5.7: Viser strandsonen og ryggen beskrevet i lokalitet 4. Ravatnet til venstre.



Figur 5.8: Viser materiale ved UTM 33W 0479261 76300005 (4a figur 5.1). Øverste lag som er dekket av vegetasjon besto av større, utvaskede og rundete steiner og blokker. Lenger ned er materiale finere og mer kantet.



Figur 5.9: Viser materiale ved UTM 33W 0479359 7630053 (4b figur 5.1). Godt rundet stein og blokk.

Tolkning:

Ryggen like ved strandsonen tolkes til å være en randmorene, basert på form, innhold og rundingsgrad av materiale lenger ned i ryggen. **Randmorener** er rygger som dannes ved breers front gjennom tilførsel av materiale ved stillstand, eller ved et brefremrykk. Materiale i ryggen avhenger av breens tilgang på materiale, dvs. breens erosjonskraft (Sulebak, 2007). Det rundete materiale, og fravær av finkornet materiale på sjøsiden av ryggen, tyder på at ryggen er vasket ut av bølger, som også har modifisert blokkene i ryggen. Den flate formen på toppen av ryggen kan også tyde på en utvasking som har påvirket hele overflaten av randmorenen.

Ryggene som demmer opp Toftvatnet og Lundvatnet er også tolket til å være randmorener, basert på innhold og sorteringsgrad. En tolkning av hvordan ryggene er avsatt er gjort i neste lokalitet. Ryggen sørvest for Lundvatnet som strekker seg mot nordvest er basert på beliggenhet og innhold tolket til å være en midtmorene mellom to møtende ismasser. Dette er også videre utdypet i neste lokalitet.

Lokalitet 5: Granitt

UTM: 33W 0480095 7628947 (lokalitet 5b, figur 5.1)

Granitt er en dypbergart hvor kalifeltspat utgjør 35 – 65 % av feltspatene, og kvarts utgjør 20 – 60 % av de lyse mineralene. De mørke mineralene i granitten er vanligvis biotitt og hornblende (Sigmond, Bryhni og Jorde, 2013). Granitten er vanlig i de norske grunnfjellsområdene, og innen den kaledonske fjellkjeden i Norge, spesielt i Nordland (Sulebak, 2007). Granitten i Nykvåg ble gjenkjent på grunn av den rødlige fargen, som kommer av en rød kalifeltspat (Fossen, 2008). Berggrunnskartet for Vesterålen (figur 3.1) viser at det er det flere mulige kildeområder for granitten. Blant disse er Gullsfjordgranitten, som ble intrudert for 2600-2800 millioner år siden (Tveten, 1978). Det er også kartlagt mindre forekomster av granitt på Skogsøya nordøst for Nykvåg og ved Verhalsen sørøst for Nykvåg (Tveten, 1978).

Både blant rullesteinene på stranden, og i ryggen nær strandsonen beskrevet i forrige lokalitet, finner man stein og blokk av granitt. Granitten ble også funnet både ved UTM 33W 0479261 7630005 (4a, figur 5.1) og ved UTM 33W 0479359 7630053 (4b, figur 5.1), så vel som hele strandsonen fra Nykvåg til Hovden. Det ble også gjort funn av stein og blokk av granitt helt inn til sør-vestenden av Lundvatnet (33W 480095, 7628947, 5b figur 5.1), men ikke lenger inne i dalen. Den største blokken som ble funnet var 50x30 cm (5a, figur 5.1), og ligger i sør-vestenden av Lundvatnet (figur 5.10). Det ble også observert granitt i ryggen som demmer opp Toftvatnet, mens det ikke ble observert i ryggen som demmer opp Lundvatnet. Ryggen sørvest for Lundvatnet som strekker seg mot nordvest inneholdt også store mengder granitt.



Figur 5.10: Blokk med granitt funnet ved UTM 33W 479896 7628947 (lokalitet 5a, figur 5.1).

Tolkning

Fordi den lokale berggrunnen i Nykvåg ikke inneholder granitt, tyder observasjoner av granitt i avsetninger i feltområdet på at det avsatte materiale har blitt fraktet dit. Tilstedeværelsen av granitt i de kartlagte moreneryggene i feltområdet utelukker også at breavsetningene er fra en lokalbre, og moreneryggene er derfor tolket til å være avsatt fra innlandsisen. Det at granitten i området befinner seg i strandsonen og inn mot Lundvatnet, men er fraværende innerst i dalen, gir videre grunn til å anta at innlandsisen har beveget seg fra sjøsiden og inn i dalen, og ikke over fjellene i området. De alpine fjellene i området støtter også denne tolkningen, da de spisse fjelltoppene gjenspeiler lite breerosjon.

Funn av granitt i moreneryggen mellom Ravatnet og Toftvatnet legger grunnlaget for en tolkning om at denne har blitt avsatt av innlandsisen som en randmorene. Det ble ikke gjort funn av granitt i ryggen som demmer opp Lundvatnet, men funn av granitt på sørøstsiden av vannet gir likevel grunn til å tro at ryggen er en randmorene som mulig også er avsatt av innlandsisen. Ryggen som strekker seg i forlengelse av fjellene sørvest for Lundvatnet inneholdt også store mengder granitt, er tolket til å være avsatt av to møtende armer av innlandsisen.

Funnene av granitt i ryggen som strekker seg langs strandsonen i Nykvåg (lokalitet 4) støtter tolkingen om at dette er en randmorene. Mengden materiale i strandsonen tyder også på at rullesteiner som danner strandvoller i området er gammelt morenemateriale, som gir grunn til å anta at randmorenen som strekker seg langs strandsonen har vært mye større enn den vi finner i dag.

Lokalitet 6: Rullestein

UTM: 33W 479366 7629276 (lokalitet 6a, figur 5.1)

På vestsiden av Lundvatnet og Toftvatnet er det et stort vegetasjonsdekt område som strekker seg omtrent 1 km vestover før man møter bilveien. Terrenget her er noe undulerende med flere små opphøyninger. På en opphøyning rundt 800 meter vest for de to vannene er det en blotning som viser en god mengde godt rundet grus, stein og blokk fra 1 cm til 30 cm. De rundete blokkene og steinene befinner seg blant et mer kantet og kantrundet materiale som er usortert med kornstørrelser fra sand til blokk (figur 5.11). Flere av de godt rundete steinene og blokkene er tydelig sprukket og delt. Det godt rundede materiale blir observert ved lokaliteten mellom

15 og 18 m o.h. Det blir også gjort funn av godt rundet stein og blokk blant mer kantet, usortert materiale når man beveger seg 100 meter vest for dette punktet (UTM 33W 0479139 7629207 – 6b). Det blir ved denne lokaliteten også gjort funn av granitt. På andre siden av bilveien blir det også gjort funn av godt rundet materiale (UTM 33W 0479238 7628921 – lokalitet 6c).



Figur 5.11: Viser godt rundet materiale omringet av en matriks av sand og grus ved UTM: 479366 7629276 (6a)

Tolkning

Materialet er tolket til å være rullesteiner fra en eldre strandavsetning som trolig har blitt fraktet fra strandsonen opp til lokaliteten med innlandsisen. Denne tolkningen baserer seg på at materiale som er fraktet av isen i noen tilfeller kan kjennetegnes ved at det har blitt delt og knust av ismassene (Nesje, 2012, s. 76). Materiale blir også funnet opp til 18 m o.h. som trolig er over marin grense for område, som også støtter teorien om en ikke-marin avsettende prosess. Funn av finere kornstørrelser og mer kanrundet materiale støtter også en antagelse om at funnene er avsatt av en ismasse, og ikke skylt ut av bølger. Materiale er derfor tolket til å være bunnmorene. Funn av granitt ved den ene lokaliteten gir også grunn til å tro at massene er avsatt av innlandsisen og ikke av en lokalbre.

I tillegg til løsmasseavsetningene som er beskrevet i lokalitetene over, ble det også observert andre avsetningstyper som er inkludert i det kvartærgeologiske kartet. En definisjon av disse er gitt her, med en oppsummering av hvor i området de finnes.

Morenemateriale

Morenemateriale er materiale avsatt av en bre, som bærer preg av å være dårlig sortert, og fraksjonene vil ofte være kantrundet. Ved kvartærgeologisk kartlegging deles avsetningene ofte inn i sammenhengende- eller usammenhengende dekke, og det er flere ulike typer moreneavsetninger. I Nykvåg-området finner vi både et sammenhengende og stedvis usammenhengende dekke av et relativt hardt pakket materiale av sand til blokk, som er tolket til å være bunnmorene. Tolkningen baserer seg også på at vi finner de små kornstørrelsene som ofte mangler ved ablasjonsmorene.

Elve- og bekkeavsetning

Det ble ved innløpet fra en bekk i Toftvatnet observert finkornet materiale i form av sand og silt. Elve- og bekkeavsetninger oppstår når vannet ikke lenger har energi til å transportere materiale. De fineste materialene fraktes lengst, og ved elvemunningen bygger det seg opp finere materiale som danner elveavsetninger /fluviale avsetninger (Sulebak, 2007). En slik elve- og bekkeavsetning ble også observert nord for Trollaldalen.

Torv og myr

I studieområdet var det flere områder med torv og myr, blant annet i områder som trolig lå under marin grense for området. Torv og myr er områder av delvis nedbrutt organisk materiale som har en tykkelse som overstiger 30 cm, og som har rikelig tilgang på vann. Slike myrer dannes ofte i nedsenkninger i terrenget, da de er avhengig av at vannet ikke drenerer.

Forvittringsmateriale

Forvitring er kjemisk eller fysisk(mekanisk) nedbryting av fjell. Denne nedbrytingen gir et løsmateriale som kalles forvittringsmateriale. I Nykvåg ble det hovedsakelig funnet forvittringsmateriale i form av blokk – kalt blokkforvitring, lokalisert nord for Lundvatnet i Nykdalen. Terrenget i området utelukker at blokkene er rasmateriale, og ble derfor tolket til å være forvitret berggrunn. Trolig har mekanisk forvitring vært den dominerende formen i Nykvåg, men det kan være vanskelig å tyde om nedbrytingen er forårsaket av en kjemisk eller fysisk forvitring, og sannsynligheten er stor for at begge prosessene har hatt en påvirkning. Som

regel vil både kjemisk og mekanisk forvitring oppstå i et fuktig, temperert klima slik vi finner i dag, mens den mekaniske forvitringen vil dominere i kaldt og tørt klima (Sulebak, 2007).

Skredmateriale – steinsprang

Begrepet skred beskriver materiale av tørre masser i alle spekter av størrelser, hvor bevegelsen er upåvirket av vanninnhold (Sulebak, 2007). Rundt de bratte fjellene i Nykvåg ble det observert mye skredmateriale, trolig som et resultat av steinsprang. Steinsprang er definert som fall av blokk og stein hvor størrelsen ikke overstiger 100m³. Prosessen er også avhengig av fjellsider med en helning på over 40 grader. Resultatet er en steinur – talus – hvor det oppstår en sortering hvor størrelsen øker med avstand fra fjellsiden (Sulebak, 2007).

Eoliske avsetninger

Det ble også kartlagt eolisk/vindbåret materiale i form av sand, i Hovden området.

Områder med ***bart fjell*** er også inkludert i det kvartærgeologiske kartet. Det ble også i noen områder kartlagt ***fyllmasse/antropogent materiale*** grunnet stor antropogen påvirkning.

5.2 Lundvatnet

UTM koordinater: 33W 480383 7629370 (Borepunkt for LUNDP-113)

Areal: 128 474 m²

Terskelhøyde: 11,6 m o.h.

Lundvatnet (figur 5.12) har en høyde på 11,7 m o.h., og er det av de to aktuelle isolasjonsbassengene som ligger høyest i terrenget. Bassenget er også det største i areal, med en størrelse på 128 474 m². Dybde data fra innsjøen (kap 5.2.1) viser at bassenget har en maksimal dybde på 17,8 meter, og at punktet hvor kjernen LUNDP-113 er hentet fra har en dybde på 12,3 meter. Lundvatnet er lokalisert i Nykdalen, omringet av alpine fjell på 200 til 600 m o.h fra sørøst til nordøst, og et undulerende landskap med svak skråning mot havet i vest og nordvest. Lundvatnet er en av flere innsjøer i området, og får blant annet tilløp av vann fra et høyereliggende basseng, Dalvatnet på 34 m o.h. Lundvatnet er demmet opp av en fjellknaus på den ene siden av utløpsterskelen, og en rygg av morenemateriale på andre siden. Utløpsterskelen til Lundvatnet er lokalisert nordvest i bassenget, og består i hovedsak av løsmasser i form av blokk. Det ble i felt tatt et GPS-punkt ved utløpsterskelen, og høyden har senere blitt beregnet fra LiDAR-data til være på 11,6 moh.

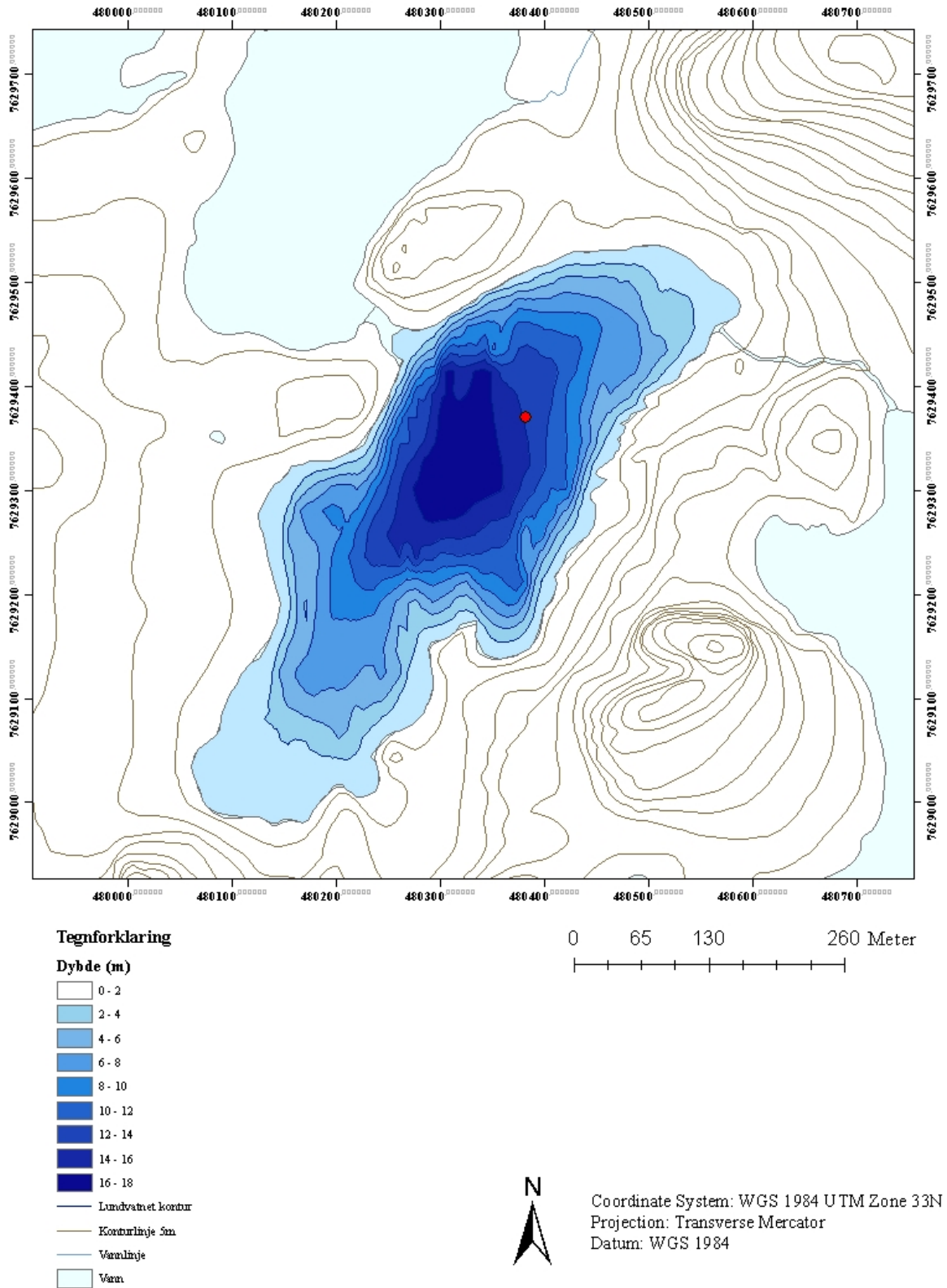


Figur 5.12: Lundvatnet med utsikt til fjellene som omringer Nykdalen. Utløpsterskelen i forgrunn.

5.2.1 Batymetrisk kart

Under feltarbeidet (august, 2019) ble det hentet batymetriske data ved hjelp av et ekkolodd av typen Garmin GPSMAP 721xs. Metoden som ble benyttet er beskrevet i 4.2 (feltmetoder), og behandling av data er beskrevet i 4.3 (digitale verktøy). På bakgrunn av disse dybde-dataene ble det fremstilt et batymetrisk kart (figur 5.13) som viser topografien i bassenget. Det batymetriske kartet viser at innsjøen har en maksimal dybde på 17,8 m, og det er også markert hvor kjernen ble tatt på 12,3 meters dyp. Kartet viser også at bassenget består av én forsenkning og at det blir gradvis dypere mot midten.

Lundvatnet



Figur 5.13: Dybdekart for Lundvatnet. Den røde prikken markerer punktet hvor LUNDP-113 er hentet ut.

5.2.2 Litostratigrafi

Resultatene fra den visuelle loggingen av sedimentkjernen fra Lundvatnet, LUNDP-113, er beskrevet nedenfor. Det har i oppgaven blitt fokusert på den nederste delen av kjernen (del 2 av 2), fordi denne delen ble antatt å omfatte senglasiolen og en eventuell marin del. I denne kjernen ble det observert 5 enheter, som har fått navnet L etter Lundvatnet, og tall fra 1 til 5 fra bunnen og opp.

I tillegg til en litostratigrafisk logg av kjernen er det også gjort en beskrivelse av organisk innhold og vanninnhold i kjernen basert på glødetapsanalysen. Glødetapsverdiene er oppgitt i gjennomsnitt per enhet, gitt i prosent. Vanninnhold har blitt regnet ut som prosent av prøvens våtvekt. Den litostratigrafiske loggen og glødetapsresultatene for del 2 av 2 er illustrert i figur 5.14.

Enhet L1 (280 cm – 258 cm)

Enhet L1 har en mellomgrå farge med få fargenyanser. Kornstørrelsen i enheten er hovedsakelig leirig silt, med noe varierende mengdeforhold gjennom enheten. De nederste cm fra 281-279 har en svakt mørkere gråfarge enn resten av enheten, og en mer leirig konsistens. Mot toppen av enheten, fra 262 til 259 cm, får sedimentene er mer rustfargede. Glødetapsverdiene for enheten ligger på 4,1 % som tyder på lite organisk materiale. Det er også tydelig at denne delen av kjernen har betydelig lavere glødetapsverdier enn resten av kjernen. Vanninnholdet i enheten er relativt lavt, og ligger på 44,5 %. Det ble ikke observert skjell i enheten under litostratigrafisk undersøkelse, men funn av periostracum (kap. 4.4.4) fra marine skjell ble gjort under leting etter makrofossiler (275-276 cm).

Enheten er tolket til å representere en marin fase for bassenget, basert på det minerogene innholdet, og funn av periostracum fra marine skjell. Siltig leire blir typisk avsatt i marine miljøer, gjerne i grunt vann. Antagelsen er også basert på den lave glødetapsverdien, som er typisk for marine miljøer (Romundset et al., 2018). Årsaken til at det ikke finnes bevarte skjellfragmenter i kjernene kan være at miljøet i sedimentene er for surt, slik at kalsiumkarbonat har blitt oppløst.

Enhet L2 (258 cm – 253 cm)

De 5 cm mellom 258 cm og 253 cm har blitt definert som en egen enhet, da laget skiller seg ut ved at det er en hyppig laminering. Lagene i lamineringen er omtrentlig 1 mm tykke, og veksler

mellom en mørkere grågrønn farge, og en lysere gråfarge. Kornstørrelsen i enheten er relativt lik enhet L1, med hovedsakelig leirig silt. Enheten har et glødetap på 8,8 %, som er det dobbelte av forrige enhet, men fortsatt relativt lavt. Glødetapsgrafen viser dermed en tydelig økning ved denne enheten, markert som en topp, før det synker noe igjen til enheten over. Vanninnholdet i enheten er relativt høyt og ligger på 71,9%.

Lamineringen i enhet L2 kan mulig representere en sedimentær isolasjonsfase for bassenget. Hyppige lamineringer med mørk farge representerer ofte en brakkvannsfase som oppstår under isolasjonen av et basseng mens det heves over havnivå (Kaland, 1984; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018).

Enhet L3 (253 cm – 244 cm)

Enhet L3 bærer visuelle likhetstrekk med enhet L1, da enheten har en grålig farge. Enheten skiller seg likevel ut ved at den har en litt lysere gråfarge, og en svak laminering med forskjeller i fargenyanse, mellom lysere og mørkere grå. Enheten har også en grovere struktur bestående av silt, med noe innslag av sand. Glødetapsverdiene for enheten er noe lavere enn enhet L2, med en verdi på 7,25 %, mens vanninnholdet i prøven er litt høyere enn ved forrige enhet med 73,1 %. Glødetapsgrafen viser en gradvis nedgang gjennom enheten med få svingninger.

En mulig tolkning av enhet L3 er at den svake lamineringen i enheten tyder er en fortsettelse eller avslutning på en mulig isolasjonsfase beskrevet i L2. En annen tolkning, basert på en lavere glødetapsverdi enn ved forrige enhet, kan være at det har skjedd en transgresjon som har ført til marint miljø i bassenget. Disse antagelsene er imidlertid kun basert på litostratigrafien og glødetapsdata gir derfor ikke nok grunnlag for en sikker tolkning. Det må derfor sammenlignes med geokjemiske analyser og undersøkelser av fytoplankton for å gjøre en endelig miljøtolkning.

Enhet L4 (244 cm – 238 cm)

Enhet L4 har en tydelig lys grågrønn farge som skiller seg ut fra resten av sedimentene i kjernen. Sedimentene har også en grovere struktur bestående av en sandig silt. Enheten har et lavt organisk innhold på 5,7 %, og i likhet med de to forrige enhetene har den et relativt høyt vanninnhold på 70,8 %. Glødetapsgrafen for enheten viser i likhet med enhet L3 en gradvis nedgang, karakterisert av enda færre svingninger.

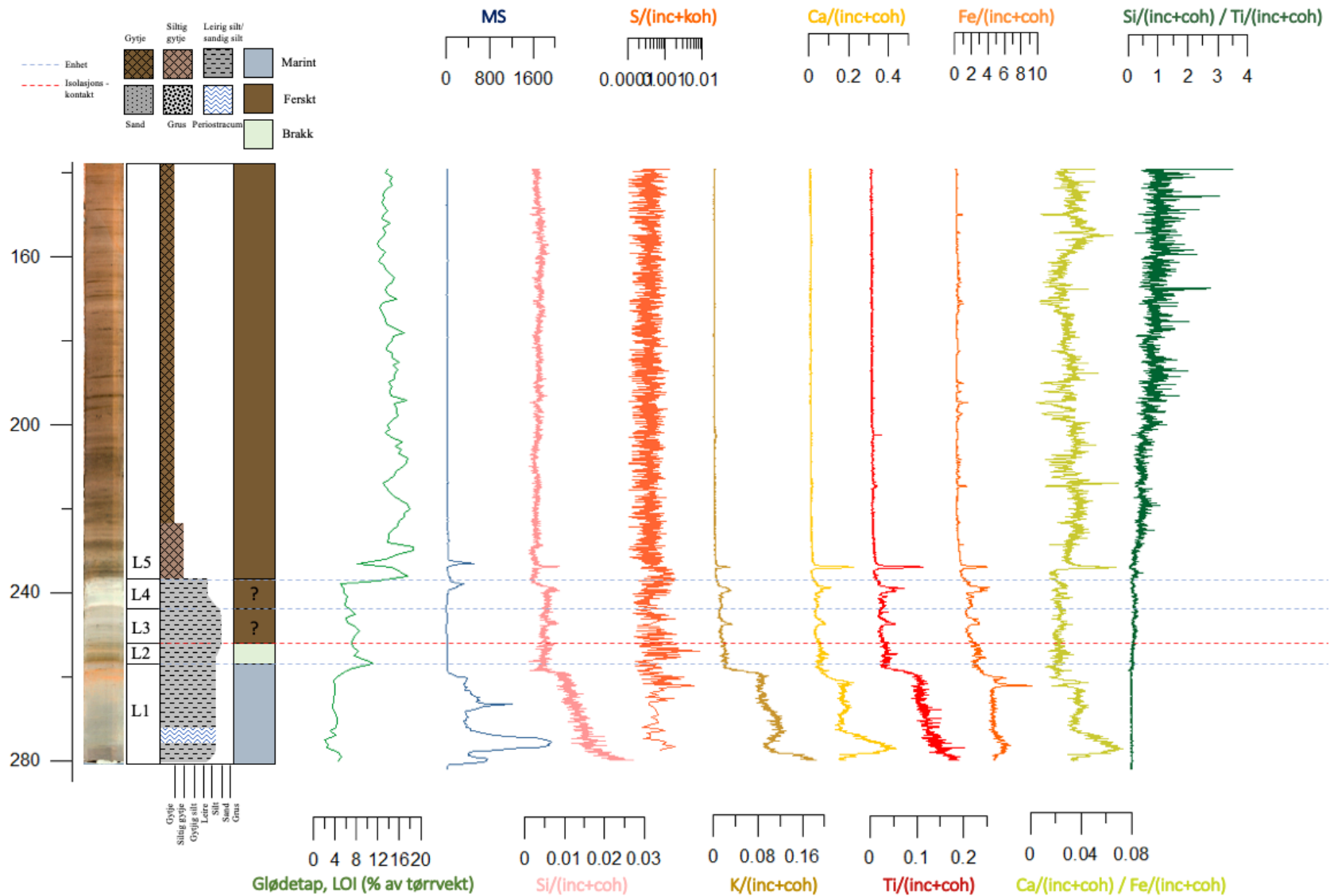
Det minerogene innholdet i enheten åpner for flere tolkninger. En mulighet kan være at enheten er avsatt lakustrint i en kuldeperiode som kan ha ført til økt erosjon av berggrunn i området av en mulig lokalbre. På bakgrunn av dateringsresultatene (kap. 5.2.6) kan denne kuldeperioden kan mulig være yngre dryas. En annen mulighet kan være at avsetningen inneholder mye minerogent materiale som et resultat av en marin påvirkning på bassenget.

Enhet L5 (238 cm – 139 cm)

Enhet L5 opptar den største delen av kjernen. Enheten har en brun farge, som varierer i lyshet. Generelt går enheten fra en variasjon mellom en gråbrun og grønnbrun farge i bunn, til en varmere brunfarge i toppen. Det er også flere tynnere mørke lag med en sort farge bestående av plantemateriale, blant annet ved 206 cm, 194 cm og 170cm. Det er svært lite minerogent materiale i sedimentene, og vanskelig å tyde noen kornstørrelse. Enheten består hovedsakelig av siltig gytje, hvor innhold av silt avtar noe mot toppen av kjernen.

Enheten har den høyeste glødetapsverdien registrert for kjernen med 14,5 %, og bunnen er markert av en tydelig skarp overgang i glødetapsgrafene. Det er også to markante topper i starten av enheten som kommer tydelig frem på grafene. Vanninnholdet i prøven er 80,2 %, som også er den høyeste målte verdien av vanninnhold.

Enheten er tolket til å være lakustrin siltig gytje, basert på den brune fargen og enhetens glødetapsverdi. Enheten tolkes derfor til å være avsatt i et lakustrint miljø, etter isolasjon av bassenget. Glødetapsverdien for enhet L5 er omtrent det dobbelte av de andre enhetene i kjernen, og reflekterer overgangen til et varmere klima i starten av holocen, i tillegg til en mulig endring fra marint til lakustrint. En overgang fra mer minerogene sedimenter til ren gytje (over 30% glødetap) i starten av holocen har blitt registrert i flere kjerneundersøkelser fra isolasjonsbassenger i Sør-Norge (Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019). For Nord-Norge vil likevel det kalde klimaet føre til en lavere produksjonsrate for organisk materiale enn det vi finner i sør. Lokale elver og bekkesystemer, og erosjon i bassenget, kan også ha bidratt med minerogent materiale i enhet L5 (Rasmussen, 1984).



Figur 5.14: Oversikt over litostratigrafien for Lundvatnet, samt kurver som fremstiller verdier for glødetap, magnetisk susceptibilitet og fra resultater fra XRF analysen. Fra venstre: optisk kjernebilde, inndeling av enhetene L1 til L5 (også markert med blå og rød stiplede linje), kornstørrelsesdiagram (litostratigrafi), og en tolkning av bassengmiljø. Rød stiplede linje markerer også fytologisk isolasjonskontakt.

5.2.3 XRF data

For kjernen LUNDP-113 ble en XRF skanning utført på nederste seksjon (del 2 av 2) (figur 5.14). Målet med analysen var i hovedsak å undersøke forholdsvis innhold av grunnstoffene silisium (Si), svovel (S), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti) og jern (Fe) for å finne indikasjoner på endringer i bassengmiljøet knyttet til isolasjon fra havet. Endringer i sediment-sammensetningen og med det grunnstoffsammensetningen i kjernen kan i noen tilfeller reflektere endringer i bassengmiljøet, og dermed brukes til å gjenkjenne isolasjonskontakten (Strunk et al., 2018).

Marine miljøer er ofte karakterisert av et høyt innhold av Ca, en høy Ca/Fe ratio og høyt innhold av Ti og S og K (Richter et al., 2006; Balascio et al., 2011; Croudace et al., 2006; Croudace og Rothwell, 2015; Strunk et al., 2018). I utgangspunktet vil erosjon av kalsiumholdig berggrunn gi tilførsel av minerogene sedimenter med høyt innhold av Ca, mens i et marint miljø kan også organismer som danner skall av kalsiumkarbonat (skjell og foraminiferer) bidra som en ekstra kilde til kalsium. Dersom dette kalsiumkarbonatet avsettes og bevares i sedimentene, kan en økning i Ca relativt til andre grunnstoffer fra berggrunnen reflektere marine forhold (Croudace og Rothwell, 2015). Som tidligere nevnt er det mulig at et surt miljø har ført til en oppløsning av kalsiumkarbonatet i sedimentene, som i tilfelle vil gjøre det vanskelig å bruke kalsium som en marin indikator.

Variasjoner i S kan også i noen tilfeller fortelle om marin påvirkning på bassenget, da svovel oftest har sin kilde fra marine miljøer. Stratifisering av saltvann og ferskvann i isolasjonsbassenger under isolasjonsfasen fører gjerne til et anoksisk miljø og reduksjon og utfelling av svovel (Balascio et al., 2011). Leirig gytje med FeS blir derfor ofte avsatt under den hydrologiske isolasjonen av bassenget, hvor nedre deler av vannsøylen vil være salt- eller brakkvann, mens øvre del er ferskt (Kjemperud, 1986). Høye verdier av S kan derfor være en indikator på brakkvannsforhold med en stratifisering av ferskvann og saltvann og dermed en mulig indikator på en isolasjonsfase. En viktig faktor her vil være dybden på bassenget, hvor grunne bassenger typisk ikke vil oppleve en lagdeling eller anoksiske bunnforhold (Vasskog et al., 2019). Kjernen fra Lundvatnet ble heller ikke tatt fra den dypeste delen av bassenget, og har derfor muligens ikke fanget opp avsetninger fra et eventuelle anoksiske bunnforhold.

Grunnstoffet Ti stammer fra materiale erodert fra berggrunn, og reflekterer derfor som regel innhold av minerogent materiale (Balascio et al., 2011; Strunk et al., 2018). Høye verdier av Ti assosieres derfor ofte med tilførsel av materiale fra terrestriske kilder gjennom vind, regn og avrenning (terrigenous) til marine miljøer (Croudace og Rothwell, 2015; Strunk et al., 2018). K og Fe er også grunnstoffer som fraktes fra land til havet gjennom terrestrisk avrenning (Croudace og Rothwell, 2015). På grunn av det rene minerogene innholdet Ti reflekterer, vil Ti og glødetapsgrafen som regel være motsatt korrelert. En sammenligning av Ti og Si kan også fortelle om kilden til Si. Si kan i likhet med Ti stamme fra minerogene sedimenter fra nedslangfelt, men kan også komme fra diatoméer. Forholdstallet mellom de to vil derfor kunne fortelle om mengden biogent Si, hvor en økning i verdi kan fortelle om et egnet miljø for diatoméer (Croudace et al., 2006; Balascio et al., 2011). Forholdet mellom Ca og Fe kan bidra med å finne opphavet til de to parametrene, og et høyt forholdstall vil kunne indikere sedimenter som er rik på skjell eller poredyr (foraminiferer) (Croudace et al., 2006), som igjen indikerer marine miljøer (Strunk et al., 2018).

Innhold av Ti, Si, K, Ca og Fe i kjernen arter seg relativt likt, med høye verdier for enhet L1 som gradvis synker fra bunnen av kjernen og mot L2 (figur 5.14). Ved overgangen til L2 gjør kurvene et fall, mot et nivå som holder seg relativt stabilt gjennom enhet L2 – L4. Disse enhetene er likevel karakterisert av svingninger, spesielt er en lysere laminering i enhet L3 karakterisert av en topp på kurvene. Overgangen til enhet L5 er også karakterisert av en topp på kurvene, før de holder seg stabilt lav gjennom hele enheten. Dette kan tyde på at innhold av minerogent materiale synker gradvis fra bunnen av kjernen i enhet L1, gjennom enhetene L2-L4, før det møter organisk materiale i enhet L5. Noen avvik fra den generelle trenden oppstår i starten av enhet L1. Ca verdiene for enhet L1 skiller seg noe ut ved at bunnen av enheten er karakterisert av en høy topp. Denne toppen, tross noe svakere, er også tilstede på Fe kurven, mens samme dybde på K kurven er karakterisert av en bunn. De høye Ca verdiene i bunnen av enhet L1 kan muligens reflektere rester av kalsiumkarbonat fra skjell eller foraminiferer, til tross for at ingen synlige rester ble observert. En topp i Fe verdiene kan også bety at minerogent materiale har blitt tilført fra land, mulig til et marint miljø (Croudace og Rothwell, 2015).

I likhet med Ca verdiene starter kurven for Ca/Fe også med en karakteristisk topp for enhet L1 og synker derfra gradvis mot enhet L2 (figur 5.14). Ved overgangen til enhet L2 skjer det en minking i verdi, som holder seg relativt stabilt til og med enhet L4, og som er karakterisert av

små svingninger. I starten av enhet L5 ses en markert topp, og herfra stiger kurven gradvis mot slutten av enheten, før den igjen synker. Den karakteristiske økning i mengden Ca relativt til Fe i enhet L1 kan tyde på en marin kilde til Ca.

Kurven for Si/Ti starter stabilt lav for enhet L1, og opplever videre gjennom enhet L2 – L4 en svært svak stigning og få svingninger. Gjennom enhet L5 skjer en stigning i verdi som går fra 0,5 til rundt 1, og enheten er karakterisert av mer støy og større svingninger (figur 5.14). Denne økningen gjennom enhet L5 kan være en indikator på at enheten inneholder mer biogent silika (Croudace et al., 2006; Balascio et al., 2011). En slik økning har tidligere blitt tolket til å representere et lakustrint miljø, hvor tilførsel av ferskvann har ført til økt næringsinnhold og et eget miljø for diatomeer, da spesielt ferskvanns- og brakkvannsarter (Balascio et al., 2011). Økningen sammenfaller også med overgangen til holocen, og høyere temperaturer kan derfor ha ført til en økt primærproduksjon i bassenget.

S innholdet i kjernen er oppgitt med en logaritmisk skala for å bedre tyde verdiene. Dataene inneholder en del støy som påvirker tolkningen av kurven. Generelt inneholder enhet L1 til og med L4 en svakt høyere verdi enn enhet L5 (figur 5.14). Enhet L1 og Enhet L3 har også noe høyere verdi enn enhet L2 og L4. Et høyere innhold av S ved overgangen mellom enhet L2 og L3 kan støtte tolkningen om at dette er en isolasjonskontakt, da S dannes under stratifisering av saltvann og ferskvann (Balascio et al., 2011). Verdiforskjellene i kurven er likevel så små at de ikke gir nok grunnlag for en sikker tolkning.

5.2.4 MS data

For LUNDP-113 ble det utført en skanning av magnetisk susceptibilitet på både del 1av2 og del 2av2. Som tidligere nevnt gir magnetisk susceptibilitet informasjon om mineralinnhold i sedimentene, hvor høye MS verdier reflekterer minerogene sedimenter (Dearing, 1999). Dette betyr at marine sedimenter som regel er karakterisert av høyere MS verdi enn lakustrine sedimenter (Strunk et al., 2018), da de som oftest inneholder mer minerogent materiale.

Resultatene fra skanningen av LUNDP-113 viser at verdiene for magnetisk susceptibilitet er spesielt høye for enhet L1 (figur 5.14). Denne delen av grafen består av mange svingninger, karakterisert av tre høyere topper. En sammenligning med glødetapsgrafen støtter også denne delen av kjernen er den mest minerogene, som kan bety at enheten representerer en marin fase.

Overgangen fra L1 til L2 er tydelig markert med en nedgang av grafen. Gjennom enhet L2, L3 og L4 er verdiene relativt stabile lave uten særlige svingninger. Ved overgangen til L5 er det to topper som utmerker seg ved to mørkere lag i gytjen, mens resten av enheten har relativt lave verdier, som er forventet for gytjige sedimenter. Med unntak av de to svingningene i enhet L5 holder grafen for MS seg relativt stabil fra L2 til og med L5 (figur 5.14).

5.2.5 Fytoplanktonanalyse

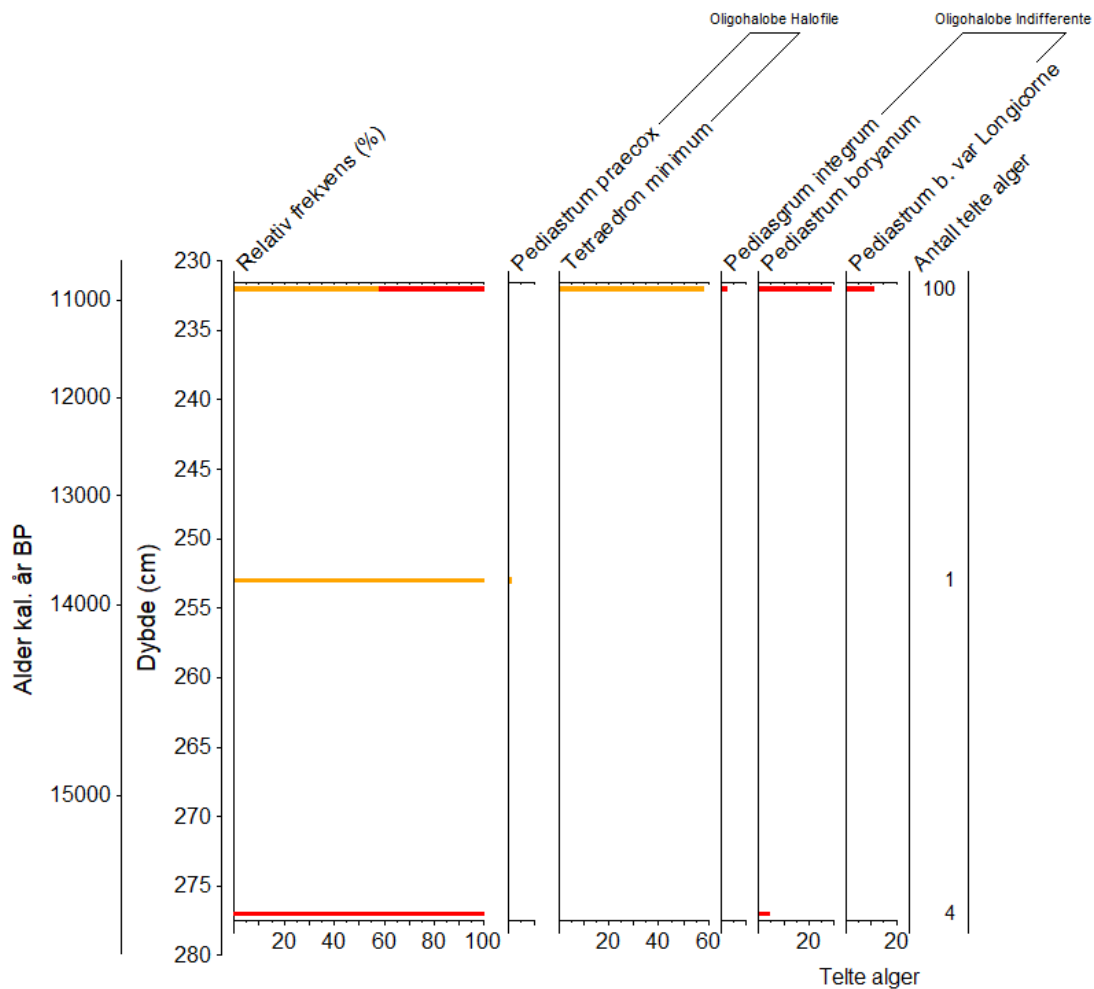
Målet med å utføre en fytoplanktonanalyse av LUNDP-113 var å finne en fytologisk isolasjonskontakt i kjernen. En slik overgang fra alger som trives i marint miljø til alger som foretrekker lakustrine miljøer kan gi mye informasjon om isolasjon av bassenget (Kaland, 1984; Vasskog et al., 2019).

Det ble hentet ut 3 algeprøver fra LUNDP-113, fra 232 cm, 253 cm og 277 cm (tabell 5.1). Blant de undersøkte prøvene ble det i den øverste (232 cm) funnet en del individer av *Tetraedon minimum* og *Pediastrum boryanum*, i tillegg til en variant av *Pediastrum boryanum* med navnet *Pediastrum boryanum var. Longicorne*. Det ble også funnet to individer av arten *Pediastrum integrum* (figur 5.15) Disse artene er tidligere klassifisert som oligohalobe halofile og oligohalobe indifferente, og er tolket til å representere en ferskvannsfase for bassenget.

For de to nederste prøvene, fra 253 cm og 277 cm, ble det funnet svært få alger. Det ble derfor bestemt at tellingen av alger skulle avsluttes ved 200 telte *Lycopodium*-sporer. For 253 cm ble det funnet en enkelt alge av typen *Pediastrum praecox*. Dette er en omdiskutert art, og et enkelt funn er ikke nok til å anslå et miljø for bassenget. For den dypeste prøven fra 277 cm ble det funnet 4 individer av arten *Pediastrum boryanum*, som også er for få individer til å trekke en konklusjon på miljøforhold. Det er også viktig å nevne at tilførsel av alger fra Dalvatnet (34 m o.h.) er en mulig feilkilde, da innsjøen har utløp i Lundvatnet. Dalvatnet befinner seg over marin grense, og kan derfor ha tilført ferskvannsarter til Lundvatnet mens det ennå var marint. Årsakene til få algefunn i de nederste prøvene kan blant annet skyldes et kaldt klima og dårlige vekstforhold for fytoplankton, og vil videre diskuteres i kapittel 6.3.

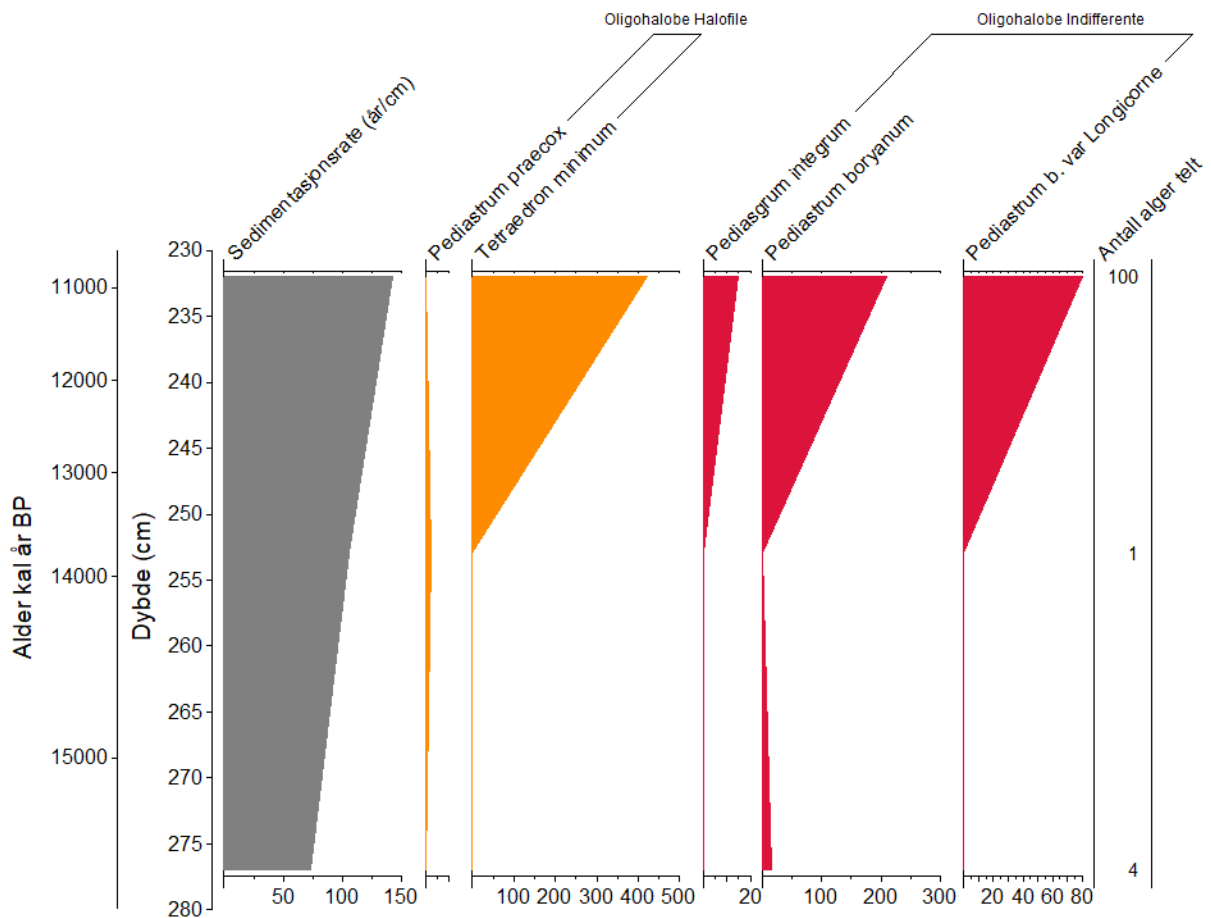
Tabell 5.1: Oversikt over algeinnhold for de forskjellige dybdene i kjernen LUNDP-113. For de to nederste kjernene ble tellingen av alger avsluttet etter 200 telte *Lycopodium*.

Art	LUNDP-113	LUNDP-113	LUNDP-113
	232 cm	253 cm	277 cm
<i>Pediastrum praecox</i>		1	
<i>Tetraedon minimum</i>	58		
<i>Pediastrum integrum</i>	2		
<i>Pediastrum boryanum</i>	29		4
<i>P. boryanum v. Longicorne</i>	11		
<i>Lycopodium</i>	54	200	200



Figur 5.15: Histogram som viser fordeling av alger oppgitt i antall telte individer for LUNDP-113, og en relativ frekvensfordeling for hver dybde oppgitt i %. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor oligohalobe halofile har fått gul farge og oligohalobe indifferente er rød.

Det er laget et influx diagram for LUNDP-113 (figur 5.16) som viser det totale antallet av de ulike artene som har blitt avsatt per 1cm² per år. Dette er regnet ut fra antall talte fytoplankton (tabell 5.1) for hver prøve i forhold til antall telte *Lycopodium* per prøve, som representerer antallet *Lycopodium*-sprorer i prøven. Ved å koble det totale antallet opp mot dateringene fra kjernen er det mulig å finne antall individer avsatt per år per cm². Denne utregningen gir et relativt forhold av de ulike algartene for de ulike dybdene i kjernen.



Figur 5.16: Influx-diagram for Lundvatent som viser antall individer av hver art avsatt per 1cm² per år. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor oligohalobe halofile har fått gul farge og oligohalobe indifferente er rød.

5.2.6 Datering

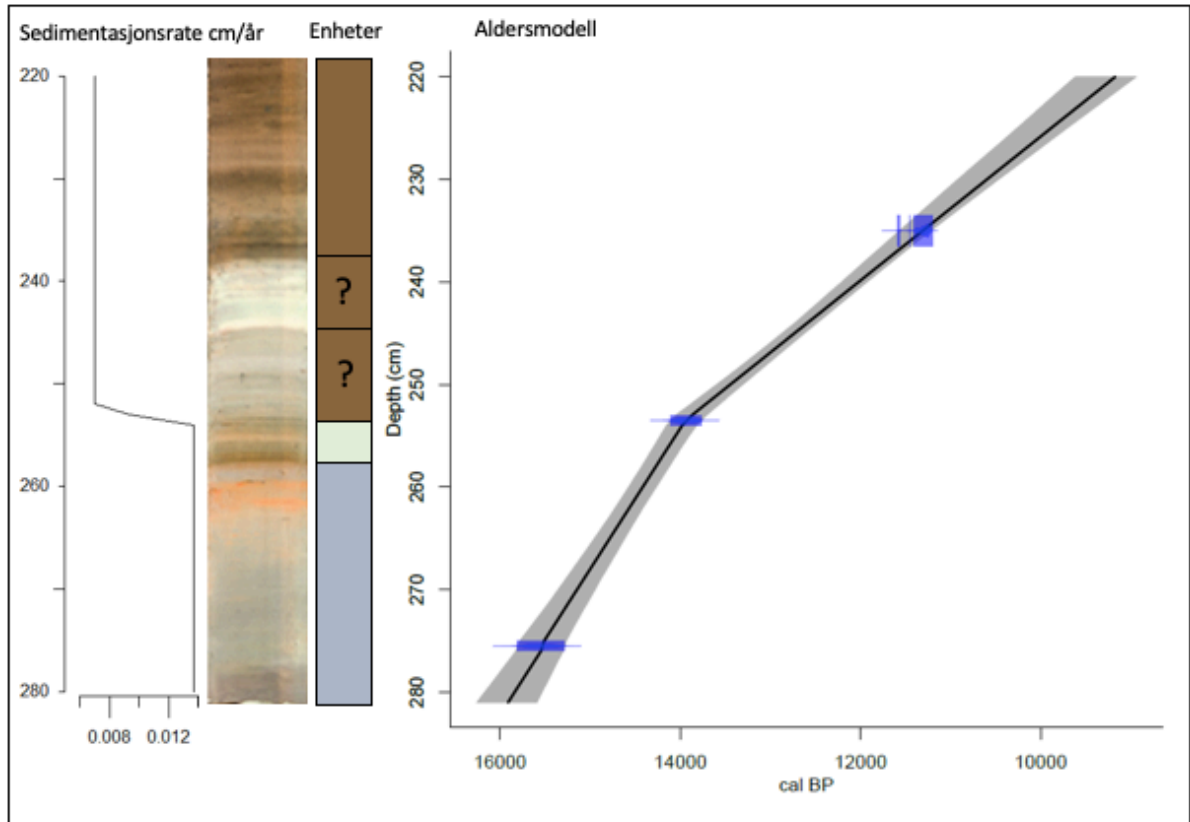
Fra LUNDP-113 ble det hentet ut tre radiokarbondateringer som ble kalibrert i henhold til metoden beskrevet i kapittel 4.4.4. En oversikt over dateringene er vist i tabell 5.2, hvor de kalibrerte aldrene er presentert med ett og to standardavvik. I den videre teksten er de kalibrerte aldrene konsekvent oppgitt med to standardavvik (2σ).

Den yngste av prøvene viser en alder som representerer tidlig holocen, mens de eldre prøvene er datert til weichsel sennglasial, som møter forventningene knyttet til bassenget. Den eldste dateringen er gjort av marine periostracum, og er derfor justert for marin reservoaralder (Mangerud et al., 2006). En videre diskusjon av usikkerheten knyttet til marin reservoaralder er gjort i kapittel 6.1.

Tabell 5.2: Oversikt over dateringene fra LUNDP-113. Aldre for de forskjellige dypene er vist i både ^{14}C alder, og kalibrert alder med ett og to standardavvik. Dateringer av marint materiale (periostracum) er justert for marin reservoaralder (Mangerud et al., 2006).

Dybde (cm)	Lab.No	^{14}C alder (BP)	Kalibrert alder (1 σ)	Kalibrert alder (2 σ)	Prøveinnhold	Tørrvekt (mg^{-3})
233,5 – 236,5	Poz-119899	9890 \pm 50	11 231 – 11 331	11 203 – 11 406	Bjørnemose, ukjent mose (stilk), bladfragmenter	0,0027
253 – 254	Poz-119900	12090 \pm 60	13 834 – 14 032	13 772 – 14 104	Bjørnemose, mose, bladfragmenter	0,0033
275 – 276	Poz-119901	13440 \pm 70	15 413 – 15 704	15 289 – 15 809	Periostracum (ukjent skjell)	0,0055

Det ble også konstruert en dybde – aldersmodell for nedre del av LUNDP-113 (figur 5.17) ved bruk av modelleringstillegget Clam (Blaauw, 2010) i R. For LUNDP-113 ble alder-dybde forholdene modellert med en enkel lineær interpolering grunnet få dateringer. Denne aldersmodellen viser også sedimentasjonsraten i bassenget i år/cm. Basert på dette ble det også konstruert en kurve som illustrerer sedimentasjonsraten i cm/ år (figur 5.17). Denne viser en relativt høy sedimentasjonsrate for enhet L1 og L2, før en brå nedgang ved overgangen til enhet T3. Dette kan mulig gjenspeile en overgang til lavere sedimentasjonsrate når bassenget endrer miljø fra marint til lakustrint. Etter dette holder sedimentasjonen seg stabilt lavt gjennom enhet T3 til T5.



Figur 5.17: Fra venstre: Kurve som illustrerer sedimentasjonsraten til nedre del av LUNDP-113 2/2, angitt i cm per år. Optisk kjernebilde samt en tolking av de ulike enhetene, hvor den blå enheten representerer en marin fase, grønn er en brakkvannsfase, og brun representerer lakustrin fase. Aldersmodellen viser alder-dybdeforholdet for nedre del av LUNDP-113, og en sedimentasjonsrate oppgitt i år/ cm.

5.3 Toftvatnet

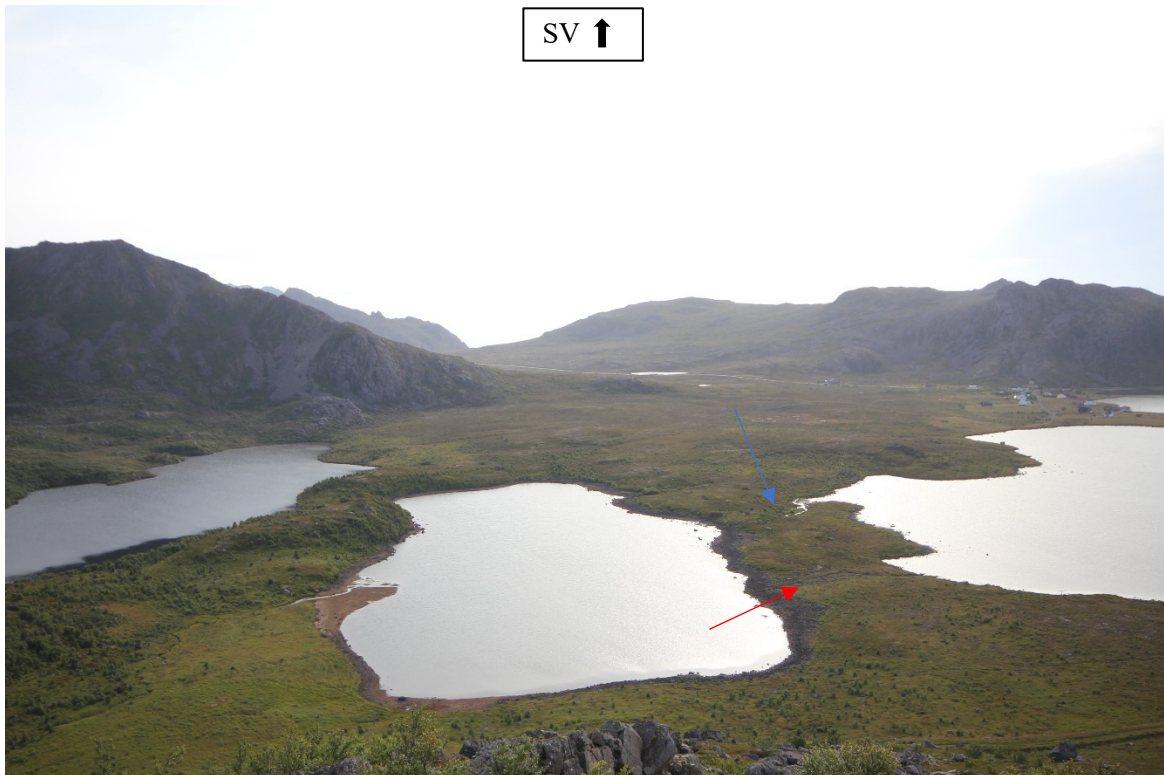
UTM koordinater: 33W 480170 7629595 (borepunkt for TOFTP-113)

Areal: 86 321 m²

Terskelhøyde: 10,5 m o.h.

Toftvatnet befinner seg like nordvest for Lundvatnet, med en høyde på 10,6 m o.h (figur 5.18). Bassenget er både mindre og grunnere enn Lundvatnet, og den maksimale dybden er målt til 11,6 meter. Kjernen fra Toftvatnet er tatt på 7,5 meters dyp, like sør for midten av bassenget (33W 480170 7629595). Toftvatnet er omgitt av et flatt terreng med moreneavsetninger i vest, i tillegg til de høye fjellene som omringer Nykdalen fra sørøst til nordøst. I likhet med Lundvatnet er Toftvatnet også demmet opp av en morenerygg i vest. Bassenget har tilløp fra Lundvatnet i den sør-østlige enden, og utløp til Ravatnet i vest.

Grunnet lite nedbør og høye temperaturer sommeren 2019, var vannstanden i Toftvatnet lavere enn «normal», noe man tydelig kunne se på fjell og blokk rundt vannet. Dette hadde også ført til en tørrlegging av den mest markante utløpsterskelen, lokalisert i den nordvestlige enden av bassenget. Det ble igjen brukt LiDAR-data til å definere terskelhøyden her, som ble målt til 10,5 m o.h. 50 meter sørvest for dette utløpet gikk enda et utløp, hvor vannet hadde gravd seg gjennom ryggen som er lokalisert mellom Toftvatnet og det lavereliggende bassenget Ravatnet (9 m o.h.). Utløpsterskelen var ikke mulig å lokalisere fra Toftvatnet, da vannet forsvant inn blant blokker på østsiden av ryggen, men på Ravatnet-siden av ryggen kunne man tydelig se tilløp av vann fra Toftvatnet (UTM 33W 04800053 7629698). Høyden på terskelen ble derfor målt ved punktet for innløpet, som ga en høyde på 9,2 m o.h. En videre diskusjon av innvirkningen til utløpet under moreneryggen er gjort i kapittel 6.3.2.

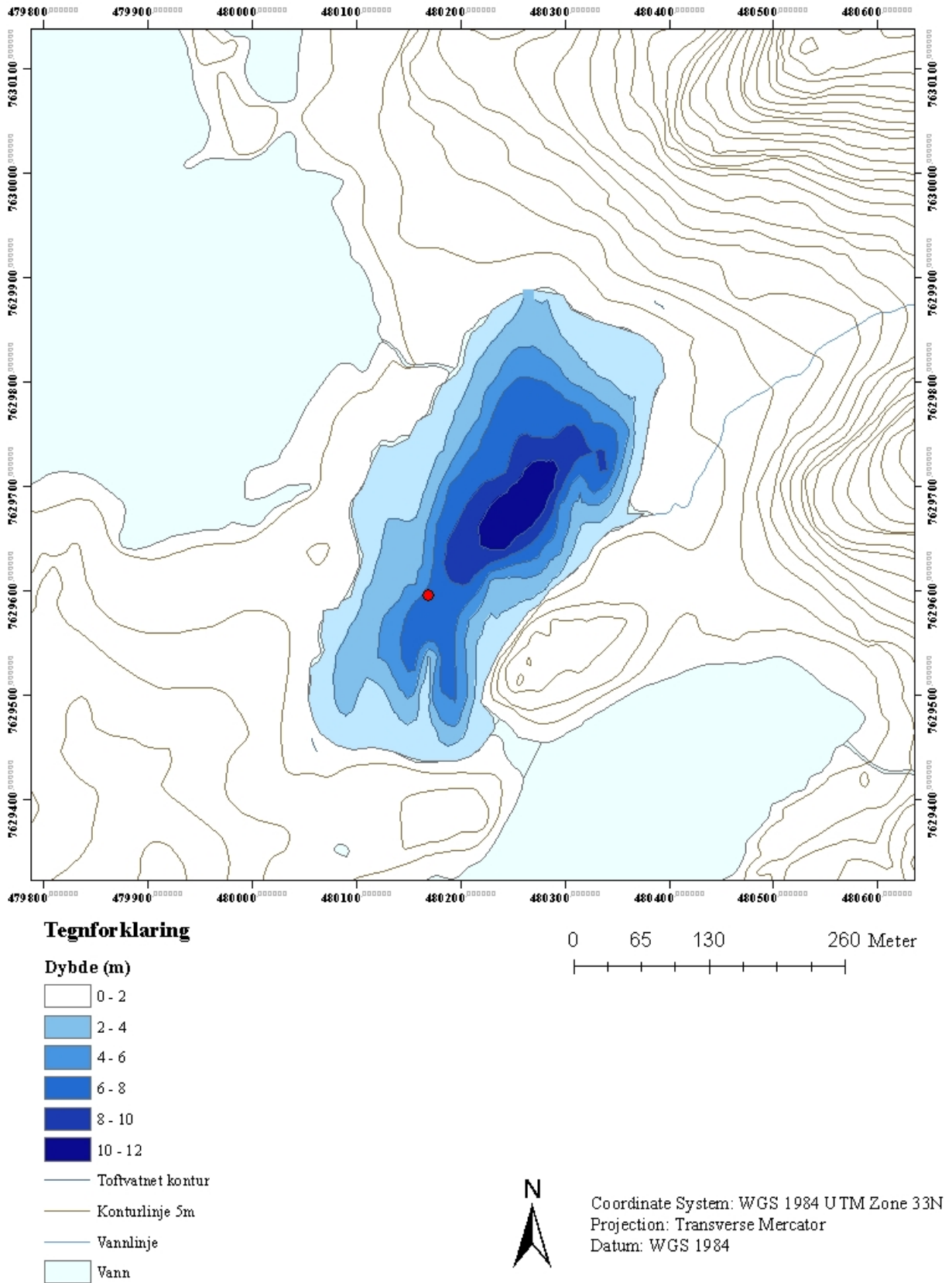


Figur 5.18: Viser Toftvatnet i forgrunn. Det mest markante utløpet til bassenget er markert med rød pil. Punktet for innløpet i Ravatnet er markert med blå pil.

5.3.1 Batymetrisk kart

I Likhet med Lundvatnet ble det hentet batymetriske data for Toftvatnet, og det ble utarbeidet et batymetrisk kart som illustrerer vanndybden i bassenget (figur 5.19). Dybde dataene viser at den maksimale dybden i Toftvatnet er 11,6 m, og at bassengets dypeste punkt er like nordøst for midten. Kjernen TOFTP-113 er tatt på 7,5 meters dyp, med hensyn til innløp fra en elv fra fjellsiden i nordøst, for å unngå grovere sedimenter og mulig massebevegelse fra deltaet like ved det dypeste punktet i innsjøen.

Toftvatnet



Figur 5.19: Dybdekart for Toftvatnet. Den rød prikken markerer hvor TOFTP-113 er hentet ut.

5.3.2 Litostratigrafi

Resultatene fra den visuelle loggingen av sedimentkjernen fra Toftvatnet, TOFTP-113, er beskrevet nedenfor. For kjernen fra Toftvatnet, TOFTP-113, ble de to nederste delene, del 3 av 4 og 4 av 4, logget. De to nederste kjernedelene ble valgt da en eventuell isolasjonskontakt var antatt å befinne seg i disse delene. De to kjernedelene har blitt delt inn i 5 enheter, som har fått navnet T fra Toftvatnet, og tallene 1 til 5 fra bunnen og opp.

I tillegg til en litostratigrafisk logg av kjernen er det også gjort en beskrivelse av organisk innhold og vanninnhold i kjernen basert på glødetapsanalysen. Den litostratigrafiske loggen og glødetapsresultatene for del 3 av 4 og 4 av 4 er illustrert i figur 5.20.

Enhet T1 (441 cm – 375 cm)

Enhet T1 har en grå farge som varierer noe mellom mørkere og lysere partier. Enheten har i hovedsak en kornstørrelse bestående av siltig leir. I intervallet mellom 428 cm og 435 cm er det sporadiske forekomster av større steiner og grus. Den største steinen på 5x5 cm forårsaket et hull i kjernen, som måtte fylles med oasis, og det mangler derfor glødetapsverdier fra dette korte intervallet (figur 5.20). Det er også andre forekomster av grovere kornstørrelser i enheten. Ved 392 og 391 cm har grus og stein igjen forårsaket et hull i kjernen, men dette var mulig å grave ut. Øverst i enheten, mellom 392 cm og 383 cm er et lag med en mer rødlig farge. Ved 383 cm er det også en mørkere laminering med større andel silt. Enheten inneholder lite organisk materiale med en glødetapsverdi på 3,75% og har en stabil lav glødetapsgraf med få svingninger. Enheten har et relativt lavt vanninnhold på 42%.

Enhet T1 er tolket til å representere en marin fase, tilsvarende enhet L1 i Lundvatnet. Enheten består av siltig leire, og har lave glødetapsverdier som tyder på marine sedimenter (Romundset et al., 2018). I likhet med enhet L1 ble det funnet periostracum fra skjell i enheten, både ved 405,5-406,5 cm og 436-438 cm, som også tyder på at enheten er marin. Enhet T1 er betydelig lenger enn enhet L1, som kan skyldes en høyere sedimentasjonsrate i bassenget, eller at bassenget har vært lenger i et marint miljø. Det kan også skyldes at TOFTP-113 går stratigrafisk dypere enn LUNDP-113. Steinene som ble funnet i bunnen av kjernen kan tyde på at kjernen har stoppet i morenemateriale, og dermed at kjernen fanger hele historien tilbake til deglasiasjonen. En annen forklaring kan være at steinene er IRD (ice rafted debris) i form av

droppstein fra sjøis. Droppstein er vanlige glasimarine og glasilakustrine avsetninger, som avsettes når isen bryter opp og smelter (Benn og Evans, 2010).

Enhet T2 (375 cm – 358 cm)

Enhet T2 er karakterisert av tydelig laminering. Enheten består av hyppige lamineringer på 1 mm til 5 mm, med farger i rustrød, mørkere grå og grågrønn, samt nyanser av brun. De mest markerte lamineringene ligger i bueformer på 374 cm, 370-371 cm og mellom 364-366 cm. Kornstørrelsen i enheten er siltig sand. Glødetapsverdiene for enheten er lave med et gjennomsnitt på 3,6%, som også er noe lavere enn enhet T1. Vanninnholdet i enheten er også relativt lavt med 52,5%.

Enhet T2 er tolket til å representere en mulig isolasjonsfase for Toftvatnet basert på lamineringene i enheten (Kaland, 1984; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2018). Den hyppige lamineringen og fargenyanser i laget gir antagelsen om at laget reflekterer et tilsvarende miljø som L2 fra Lundvatnet. Glødetapsverdiene i enhet T2 er likevel under halvparten av verdien målt i enhet L2.

Enhet T3 (358 cm – 324 cm)

I enheten T3 mellom 358 cm til 324 cm skjer en overgang til mer utydelige lamineringer med svakere fargeforskjeller, og tykkere lag. Fargene varierer mellom en lysere grågrønn og lysere grå farge, med innspill av oransje mellom lamineringene. Mot toppen av enheten ved 329 cm og 331 cm ligger hvite sandkorn i lamineringene. Kornstørrelsen i enheten består av silt og siltig sand. Enheten inneholder mindre organisk materiale enn både T1 og T2, og har en glødetapsverdi på 3,1%. Vanninnholdet i enheten er 50,9%. Glødetapsgrafen holder seg stabilt lav med få svingninger i samsvar med forrige enhet.

Miljøet i enhet T3 i Toftvatnet tilsvarer trolig samme miljø enhet L3 i Lundvatnet. Enhet L3 ble tolket til å være en mulig fortsettelse eller avslutning på isolasjonsfasen beskrevet i enheten over. En annen tolkning var muligheten for at enheten representerte en transgresjon, basert på at glødetapsverdien var lavere enn ved forrige enhet. Igjen har disse antagelsene for lite grunnlag fra litostratigrafi alene til å trekke noen sikker konklusjon, og videre undersøkelser vil gi nærmere informasjon.

Enhet T4 (324 cm – 300 cm)

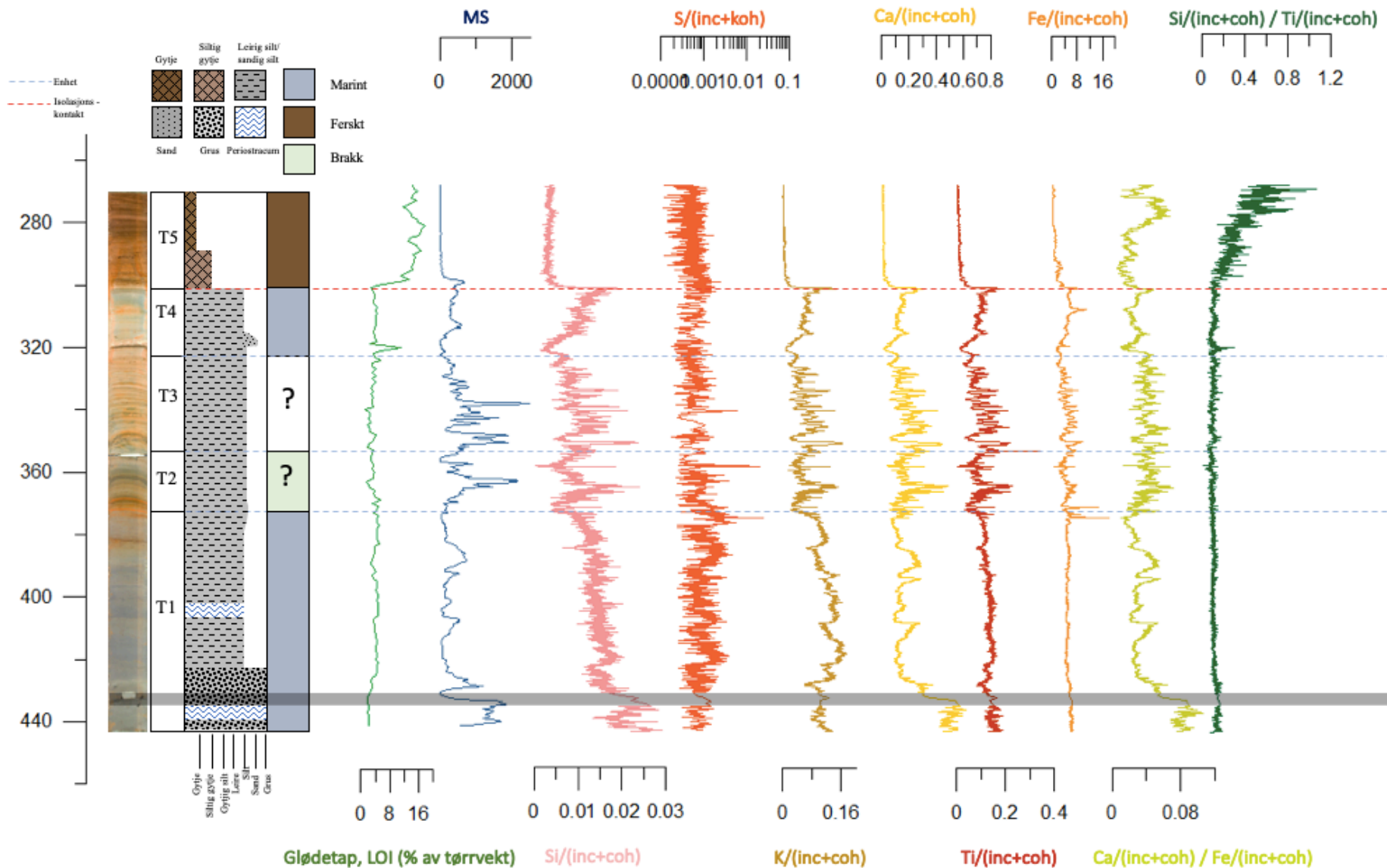
Ved 324 cm er det en tydelig overgang fra lamineringen i enhet T2 og T3, til et felt uten særlige fargenyanser. Kornstørrelsen i enheten består i hovedsak av silt. Enhet T4 er preget av en grågrønn til gråblå farge som tydelig er lysere enn tidligere sedimenter, med unntak av ett tydelig mørkebrunt lag ved 320,5 cm til 319,5 cm, som deler enheten i to. Midt i det mørkebrune laget er det hvite sandkorn i likhet med de funnet i enhet T3, ellers har laget lik kornstørrelse som resten av enheten. De hvite sandkornene fortsetter til 318 cm. Ved 318 cm er man tilbake til de grågrønne til gråblå sedimentene, som får en gradvis mørkere tone opp mot 300 cm. Enheten har en lav glødetapsverdi på 4,2 %, og høyt vanninnhold med 55,1%. Glødetapsgrafen for TOFTP-113 er relativt stabil fra T1 og gjennom T4 med lite svingninger, med unntak av det mørke laget i T4 som utgjør en tydelig topp på grafen.

Enhet T4 er en svært minerogen avsetning. Dersom enhet T4 tilsvarer enhet L4 er en mulig tolkning at de to har blitt avsatt av samme prosess. En antagelse er derfor at T4 i likhet med L4 har blitt avsatt i en kuldeperiode gjennom erosjon av berggrunn, eller at enheten representerer en marin fase. En alternativ tolkning av de minerogene sedimentene kan være at to forskjellige avsetningsprosesser har dominert i de to bassengene, hvor enhet L4 kan ha blitt avsatt lakustrint, mens enhet T4 er avsatt marint, og at havnivået dermed sto mellom de to bassengene i denne perioden, som sannsynligvis hadde et kaldt klima.

Enhet T5 (300 cm – 267 cm)

Enhet T5 starter med et 1 cm tykt lysegrått lag. Videre, fra 299 cm til 282 cm har enheten en lys brun farge, med unntak av de midterste 4 cm i seksjonen som består av silt med grågrønn farge. Fra 282 cm til 267 cm er det en siltig gytje, med en mørkere brun farge og svakt lysere lamineringer, blant annet mellom 276-275 cm. Enhet T5 har en glødetapsverdi på 14,5 %, som i likhet med enhet L5 skiller seg ut fra resten av kjernen i glødetapsgrafen med en tydelig økning. Enheten har også et svært høyt vanninnhold på 80,1 %.

Enhet T5 er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø basert på funn av siltig gytje og en høyere glødetapsverdier. Enheten tilsvarer trolig L5 i Lundvatnet, som har en tilsvarende litostratigrafi og like glødetapsverdier.



Figur 5.20: Oversikt over litostratigrafien for Toftvatnet, samt kurver som fremstiller verdier for glødetap, magnetisk susceptibilitet og fra resultater fra XRF analysen. Fra venstre: optisk kjernebilde, inndeling av enhetene T1 til T5 (også markert med blå og rød stiplede linje), kornstørrelsesdiagram (litostratigrafi), og en tolkning av bassengmiljø. Rød stiplede linje markerer også fytologisk isolasjonskontakt. Verdier som er fjernet grunnet oasis er markert med grått.

5.3.3 XRF data

Det ble for TOFTP-113 utført en XRF skanning på del 3av4 og 4av4. Det ble i denne sammenheng også fokusert på forholdet mellom grunnstoffene silisium (Si), svovel (S), kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti) og jern (Fe). Dette ble som tidligere nevnt (5.2.3) gjort for å finne endringer i grunnstoffsammensetningen i kjernen for å kunne gjenkjenne overgangen fra marint til lakustrint miljø i kjernen (Strunk et al., 2018). En beskrivelse av de forskjellige grunnstoffene som miljøindikasjoner også gitt i 5.2.3. Verdiene er presentert i grafen i figur 5.20. Det har fra enhet T1 blitt fjernet verdier som ble målt der hvor det oppsto et hull under splitting av kjernen som følge av at en stein fulgte med den andre kjernedelen. Dette hullet ble fylt med oasis, og verdiene er derfor ikke representativ for innhold i kjernen (figur 5.20).

I likhet med LUNDP-113 er innhold av Ti, Si, K, Ca og Fe også relativt likt for alle enhetene i TOFTP-113, med unntak av enhet T1 (figur 5.20). Kurvene for enhet T2 inneholder en del støy, og karakteriseres av en markant topp like etter overgangen fra enhet T1, etterfulgt av en liten bunn før kurven igjen stiger mot T3. Ved overgangen til T3 går alle kurvene igjen ned i en bunn, før de har en svak generell nedgang med mange svingninger. Gjennom enhet T4 skjer det en gradvis økning i verdier før kurvene brått synker igjen ved overgangen til enhet T5, og etter dette holder disse grunnstoffene en jevn lav verdi.

For enhet T1 er det relativt stor variasjon i kurvene. Kurven for Fe holder seg svært jevn gjennom enheten, og enhet T1 har ikke betydelig høyere verdi enn resten av kjernen. Ti innholdet varierer også lite gjennom enhet T1, men har en verdi som er noe høyere enn de andre enhetene. Innholdet av Ca er svært høyt for bunnen av enhet T1, og minker generelt i verdi gjennom enheten, med unntak av svingningene som lager noen topper i enheten. Slike topper kan markere eventuelle områder med skjellfragmenter og foraminiferer (Balascio et al., 2011). For enhet T1 fremstår K og Ca som motsetninger, og kurven for K synker i verdi på steder hvor Ca øker i verdi, mens de videre gjennom enhet T2-T5 er nærmest identisk. Dette kan tyde på at Ca er påvirket av andre prosesser enn K i enheten T1, noe som muligens kan være knyttet til et marint miljø. Innhold av Si starter med samme markante topp som Ca, og har videre en generell synkende trend gjennom enheten med mer støy som gjør det vanskelig å tyde eventuelle topper og bunner.

For enhet T1 er variasjonene i kurven for Ca/Fe nærmest identisk med innhold av Ca. Enhet T1 viser høye verdier for Ca/Fe med en nedgang gjennom enheten. Kurven er også karakterisert av svingninger. Etter dette er enhet T2 til T4 karakterisert av mye svingninger, mens den generelle trenden til kurven holder seg relativt stabil gjennom enhet T2 og T3, før den synker noe i enhet T4. I enhet T5 fortsetter denne nedgangen til kurven, før den igjen stiger mot slutten av enheten. Det relativt høye forholdet mellom Ca og Fe mot bunnen av kjernen i enhet T1 kan derfor være en mulig marin indikator (Strunk et al., 2018).

Forholdet mellom Si/Ti holder seg svært jevnt gjennom enhet T1 til og med enhet T4, med unntak av en topp ved overgangen til enhet T4. For enhet T5 øker innholdet betraktelig og kurven opplever mer støy. Denne økningen kan som tidligere nevnt tyde på at ferskvann ved dette nivået har påvirket bassenget som gir økt næring og produksjon av diatomeer (Croudace et al., 2006; Balascio et al., 2011), og et varmere klima ved overgangen til holocen (Lohne et al., 2007; Vasskog et al., 2019).

Kurven for S er oppgitt i logaritmisk skala for å bedre kunne tyde resultatet (figur 5.20). Igjen inneholder denne kurven mye støy som påvirker tolkningene av innholdet. Den gjennomgående verdien for innhold av S for alle enhetene holder seg relativt jevnt, med unntak av svingninger som oppstår gjennom enhet T1 til T3. Igjen er det en svak økning i slutten av enhet T4, før kurven igjen synker for enhet T5. Svingningene og den svake økningen mot slutten av enhet T1 og gjennom T2 og T3 kan indikere at en isolasjon av bassenget er fanget opp i denne delen av kjernen (Kjemperud, 1986; Balascio et al., 2011). Signalene er likevel ganske svake, og det er mulig at bassenget er for grunt til at det oppsto noen sterk lagdeling av vannmassene under isolasjonen (Vasskog et al., 2019).

5.3.4 MS data

Alle fire delene fra TOFTP-113 gjennomgikk en analyse av magnetisk susceptibilitet (MS). Metoden er beskrevet i 4.4.2. MS-verdiene er vist i figur 5.20, hvor høye verdier av MS reflekterer mer minerogent materiale (Dearing, 1999).

Grafen for magnetisk susceptibilitet for TOFTP-113 er karakterisert av store svingninger. De 5 nederste cm av enhet T1 har høye verdier med stabile svingninger. Denne delen av kjernen inneholdt mye stein og grus, som har hatt stor innvirkning på resultatene. Etter dette er det en

gradvis nedgang gjennom enheten, selv om verdiene fortsetter å være relativt høye. I enhet T2 oppstår det svingninger i kurven, og enheten inneholder én høy topp. I enhet T3 fortsetter svingningene, hvor toppene utgjør de høyeste verdiene for kjernen. Gjennom enhet T4 avtar svingningene, og verdien er generelt lavere enn ved forrige enhet. Enhet T5 er karakterisert av svært lave verdier og få svingninger, som er forventet av den organiske delen.

5.3.5 Fytoplanktonanalyse

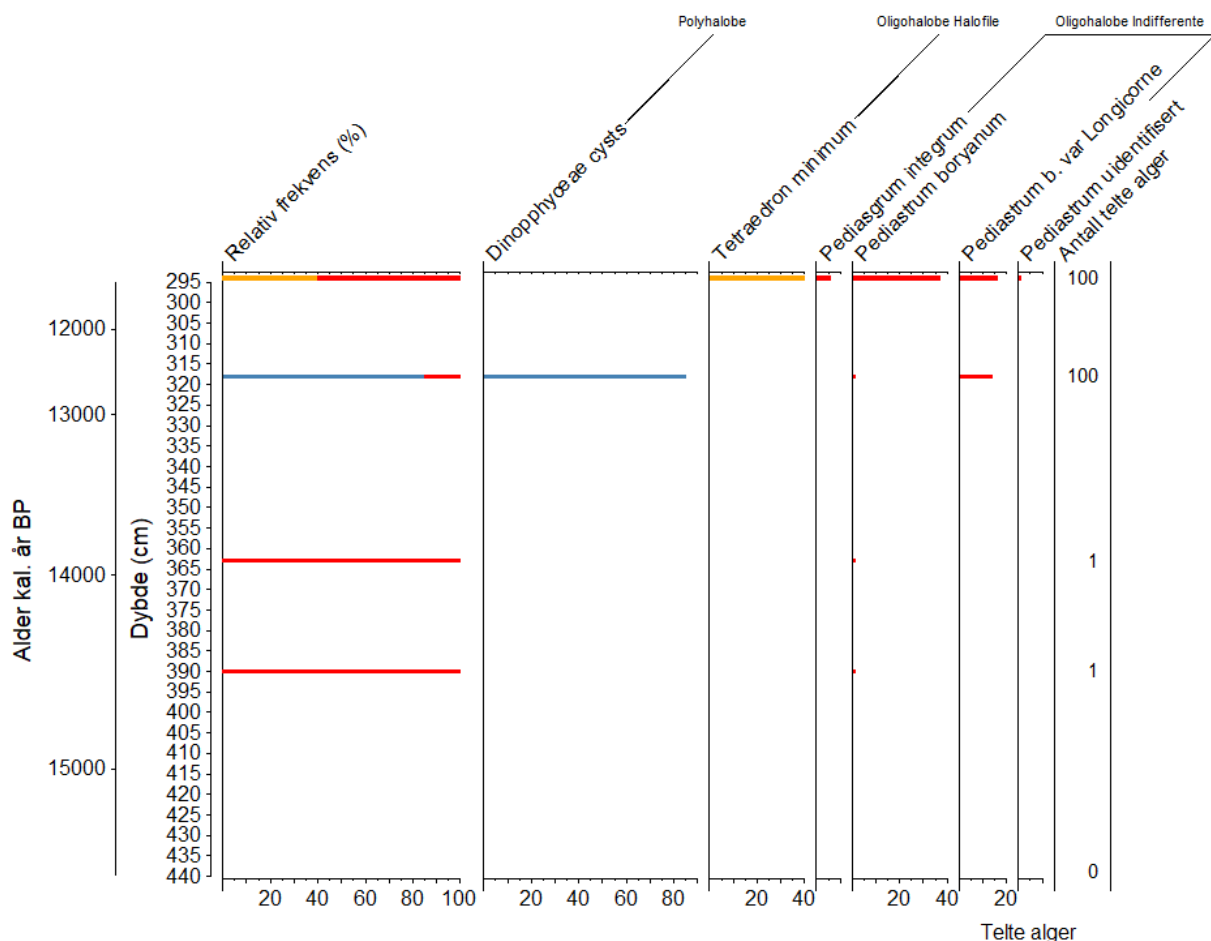
En fytoplanktonanalyse ble utført på TOFTP-113 med samme mål som for LUNDP-113 – å finne en fytologisk isolasjonskontakt. I likhet med LUNDP-113 ble det i den øverste prøven, her fra 294 cm, funnet arter som foretrakk ferskvann (*Oligohalobe*). Det ble funnet størst antall *tetraedron minimum* og *pediastrum boryanum*, i tillegg til noen *pediastrum boryanum v. Longicorne* og *pediastrum integrum* (tabell 5.3). Det ble også funnet en *Pediastrum* som ikke kunne identifiseres til artsnivå. Fordelingen var forholdsvis lik den øverste prøven fra LUNDP-113 (figur 5.21)

I likhet med Lundvatnet ble det også for Toftvatnet funnet få alger i de nederste prøvene, og metoden for å telle antall alger fram til 200 *Lycopodium* var telt ble igjen benyttet. For både 363 cm og 390 cm ble det funnet én *Pediastrum boryanum* etter telte 200 *Lycopodium*. Igjen kan disse algene være et resultat av tilførsel av ferskvann, i dette tilfellet enten fra Lundvatnet som har direkte utløp i Toftvatnet, eller fra Dalvatnet via Lundvatnet. Såpass få individer kan heller ikke brukes som et sikkert bevis for et lakustrint miljø i Toftvatnet. For den nederste prøven på 439 cm ble det ikke funnet noen alger.

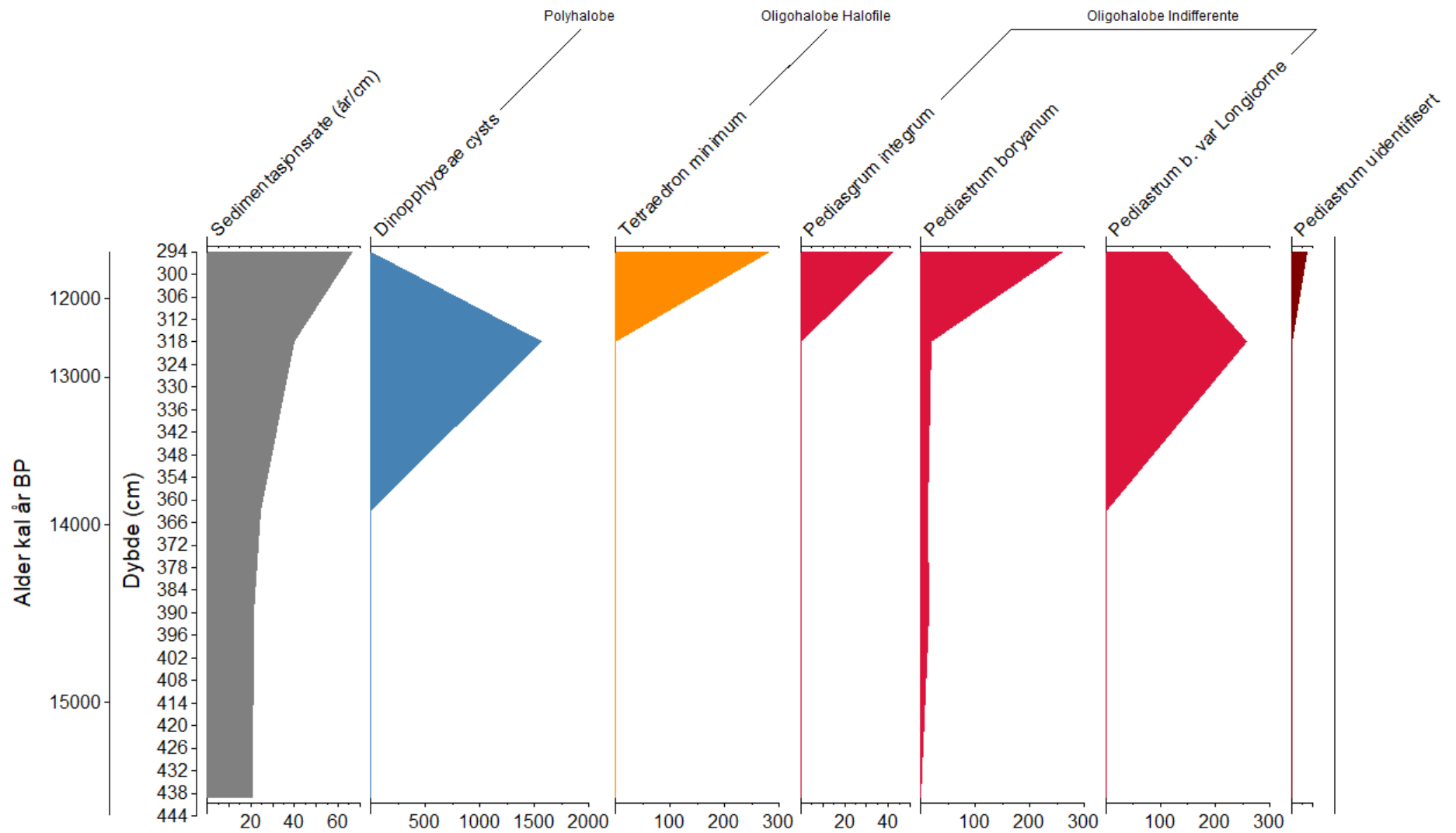
Det har også blitt laget et influx diagram for TOFTP-113 (figur 5.22) som viser det totale antallet alger avsatt per 1 cm²/år.

Tabell 5.3: Viser funn av forskjellige arter grønnalger for de utvalgte dybene fra TOFTP-113. De blanke rutene tilsvarer ingen funn. En klassifisering av salinitetstoleranse er gjort i tabell 4.2.

Art	TOFTP-113	TOFTP-113	TOFTP-113	TOFTP-113	TOFTP-113
	294 cm	318 cm	363 cm	390 cm	439 cm
<i>Tetraedon minimum</i>	40				
<i>Pediastrum integrum</i>	6				
<i>Pediastrum boryanum</i>	37	1	1	1	
<i>P. boryanum v. Longicorne</i>	16	14			
Uidentifisert <i>Pediastrum</i>	1				
<i>Dinoflagellat cyster (Islandinium minutum)</i>		85			
<i>Lycopodium</i>	120	76	200	200	200



Figur 5.21: Histogram som viser fordeling av antall telte alger for TOFTP-113. Relativ frekvens viser prosentvis fordeling for de ulike dybdene. Inndeling ut ifra salinitetstoleranse. Polyhalobe er markert i blå, Oligohalobe Halofile er markert i oransje, og Oligohalobe Indifferente er markert med rød.



Figur 5.22: Influx-diagram for Toftvatnet som viser antall individer av hver art avsatt per 1 cm² per år. Artene er klassifisert basert på salinitetspreferanse, hvor Polyhalobe er blå, Oligohalobe Halofile har fått gul farge og Oligohalobe Indifferente er rød.

5.3.6 Datering

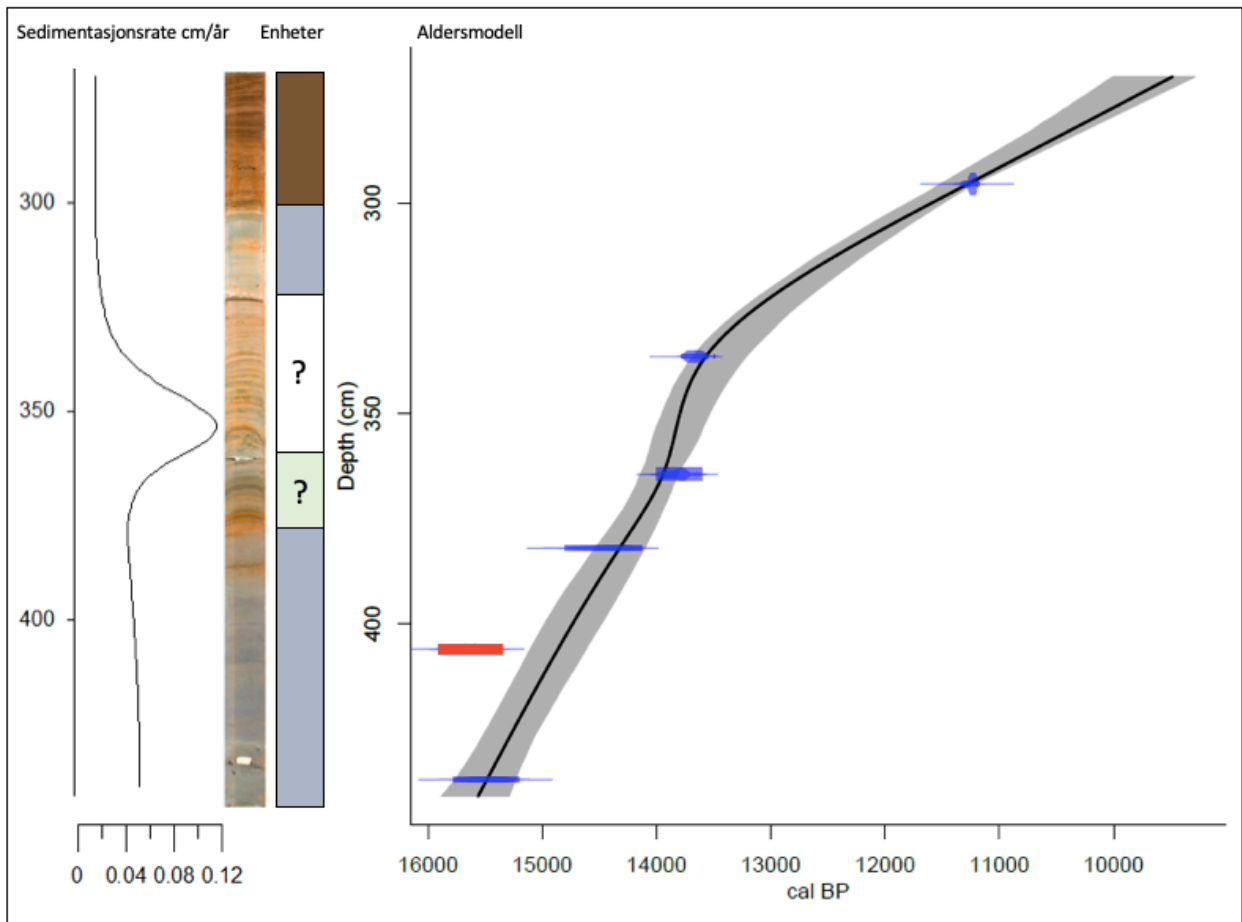
En oversikt over dateringene hentet fra TOFTP-113 er laget i tabell 5.4. De kalibrerte ^{14}C aldrene (kap. 4.4.4) strekker seg fra sennglasialen til tidlig holocen, som møter forventningene knyttet til bassenget. De kalibrerte aldrene er presentert med ett og to standardavvik. Aldre i denne oppgaven oppgis som nevnt med to standardavvik (2σ) i teksten.

Tabell 5.4: En oversikt over dateringenes dyp og oppgitt ^{14}C alder, samt en kalibrert alder med både ett og to standardavvik. Dateringer av marint materiale (periostracum) er justert for marin reservoaralder (Mangerud et al., 2006).

Dybde (cm)	Lab.No	^{14}C alder (BP)	Kalibrert alder (1σ)	Kalibrert alder (2σ)	Prøveinnhold	Tørrvekt (mg^{-3})
295 - 296	Poz-119902	9830 ± 50	11 204 – 11 260	11 177 – 11 329	Mose, stilker, trebiter	0,003
336 - 337	Poz-119903	11850 ± 60	13 599 – 13 732	13 546 – 13 784	Mose, div. organisk	0,0024
363 - 366	Poz-119905	11960 ± 60	13 729 – 13 861	13 696 – 14 002	Bjørnemose, mose, organisk	0,0023
381,5 - 382,5	Poz-119906	12380 ± 60	14 222 – 14 602	14 126 – 14 795	Ukjent mose	0,0204
405,5 - 407,5	Poz-119907	13500 ± 70	15 516 – 15 807	15 347 – 15 912	Periostracum (ukjent skjell)	0,0026
436 - 438	Poz-119908	13380 ± 90	15 310 – 15 625	15 198 – 15 774	Periostracum (ukjent skjell)	0,0014

Det ble også for TOFTP-113 tatt i bruk Clam i programmet R, for å konstruere en aldersmodell som viser alder-dybde-forholdet i kjernen (figur 5.23). For TOFTP-113 ble det bestemt at smooth spline best fremstilte dette forholdet, ved å unngå veldig markante overganger i sedimentasjonsraten. Fordi den nest nederste datering (Poz-119907) viste en eldre alder enn den nederste (Poz-119908), ble denne betegnet som en uteligger for å unngå feilaktige inntrykk av alder-dybdeforholdet. Årsakene til en slik invertert kronologi kan blant skyldes innvirkningen av hardvannseffekten og bruk av reservoaralder (kap. 4.4.4), da begge dateringene ble gjort av marine periostracum fra et ukjent marint skjell. Det er derfor mulig at opptaket av eldre karbon fra havet kan ha variert mellom individene, som kan ha påvirket aldrene, og gitt en eldre alder for en eller begge dateringene. En diskusjon av reservoaralder er også gjort i kapittel 6.1.

Det ble også for Toftvatnet konstruert en graf som viser sedimentasjonsraten i cm/ år. Sedimentasjonsraten for den nederste delen av kjernen er relativt høy gjennom enhet T1 og T2, men avtar noe oppover i enhetene. Mot slutten av T2, ved overgangen til enhet T3 skjer en brå økning i sedimentasjonshastigheten, før den igjen avtar brått gjennom enhet T3, etterfulgt av en jevn nedgang mot enhet T4 og T5. Fordi det ikke ble hentet en datering fra enhet T4 er det usikkert om denne hadde påvirket sedimentasjonsraten i denne delen av kjernen.



Figur 5.23: Kurve som illustrerer sedimentasjonsraten til TOFTP-113 3/4 og 4/4 i cm/ år. Optisk kjernebilde og Tolkning av enheter, hvor blå er marint, grønn er brakkvann, og brun er lakustrint. Det hvite feltet markert med spørsmålstegn er ukjent. Aldersmodell som viser alder-dybdeforholdet, og sedimentasjonsrate i år/ cm. Det røde punktet er markert som en uteligger grunnet en invertert verdi.

6. Diskusjon

Dateringer og miljøtolkninger som har blitt presentert i dette arbeidet gjør det mulig å fremstille en rekonstruksjon av isavsmeltingshistorien og de postglasiale havnivåendringene i Nykvåg-området. En kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet har bidratt med informasjon som gir indikasjoner på høyder på eldre strandlinjer, i tillegg til å gi et innblikk i innlandsisens utbredelse og bevegelse i området. Basert på resultatene fra dette arbeidet har det blitt konstruert en strandforskyvningskurve for Nykvåg-området (figur 6.2), som tar for seg strandforskyvning i senglasialen. Den konstruerte strandforskyvningskurven har også blitt sammenstilt med tidligere utarbeidede strandforskyvningskurver fra Andøya (Marthinussen, 1962, Vorren et al., 2013) (figur 6.3). Den holocene delen av strandforskyvningskurven har blitt fremstilt basert på tidligere strandforskyvningsundersøkelser fra Leknes (Midtun, 2019) og Skånland (Lid, 2019)

Det blir i dette kapitlet også gjort en vurdering av gyldigheten til datagrunnlaget for resultatene som er presentert i oppgaven, og det blir tatt hensyn til eventuelle feilkilder som kan ha hatt innvirkning på resultatene. Funnene i oppgaven blir også sammenstilt med tidligere studier av Vesterålen for å sette dataene i en regional kontekst. Alle radiokarbon-aldre er oppgitt som ^{14}C år BP/ ^{14}C ka BP. Alle kalibrerte aldre er oppgitt som kal. år BP/ ka BP.

6.1 Deglasiasjonsforløpet i Nykvåg

Som tidligere nevnt i kapittel 3.3 har det blitt gjennomført en rekke undersøkelser av morenekronologi og eldre strandlinjer i Lofoten og Vesterålen for å få en helhetlig forståelse av deglasiasjonen av området (Møller og Sollid, 1972; Vorren, 1978; Møller, 1984; Rasmussen, 1984; Møller, 1992; Vorren og Plassen, 2002; Vorren et al., 2013; Brendryen et al., 2015; Vorren et al., 2015). Flere av disse undersøkelsene viser at innlandsisen opplevde flere fremrykk ved Eggakanten utenfor Vesterålen-øyene under LGM (Vorren og Plassen, 2002, Brendryen et al., 2015), og støtter en deglasiasjon i flere trinn (Møller og Sollid, 1972; Rasmussen, 1984; Vorren og Plassen, 2002, Vorren et al., 2015). Undersøkelsene antyder også at det forekom lokale variasjoner i deglasiasjonen, så vel som regionale variasjoner (Vorren et al., 2013; 2015).

Observasjoner av moreneavsetninger på vestlige Andøya antyder at Skogvoll-området under deglasiasjonen av det Fennoskandiske isdekket opplevde en isbevegelse fra vestsiden av øyen og mot land (Vorren et al., 2015). Under kartleggingen av Nykvåg-området ble det gjort flere observasjoner av landformer og avsetninger som antyder at en slik isbevegelse har funnet sted også her. Det ble i studieområdet blant annet funnet rullesteiner og klaster av rullesteiner blant morenemateriale opp mot 18 m o.h., avsatt over det som er antatt marin grense for Nykvåg (kap. 6.2). Det alpine landskapet som omringer Nykvåg reflekterer at mindre lokalbreer har vært en viktig prosess under tidligere glasiationsfaser, og kilden til breavsetningene i Nykvåg har derfor tidligere blitt tolket å være en lokalbre (Rasmussen, 1984). Store forekomster av granittblokker i feltområdet antyder likevel at materiale i flere av breavsetningene i området ikke har en lokal opprinnelse, da granitt ikke finnes i den lokale berggrunnen i Nykvåg. Fravær av granitt innerst i Nykdalen støtter imidlertid antagelsen til Rasmussen (1984), om at innlandsisen ikke kom over fjellene og inn til dalen fra øst. Undersøkelser av forvitringsgrenser i Nykvåg understreker også at de høyeste toppene rundt Nykdalen var isfri under senglasiolen, og at innlandsisen aldri kom over fjellene (Stokker, 2001). Flere av de kartlagte avsetningene i feltområdet har på grunnlag av dette blitt tolket til å være avsatt av det Fennoskandiske isdekket, som med stor sannsynlighet har beveget seg fra sjøsiden og inn i Nykdalen. Et mulig kildeområde for granitten i de glasiolen avsetningene i Nykvåg kan tenkes å være Gullsfjordgranitten (Tveten, 1978).

Rekonstruksjonen av innlandsisens utbredelse i Nykvåg baserer seg derfor i stor grad på tilstedeværelsen av ikke-lokal granitt i moreneavsetningene i feltområdet. Ettersom det ble observert forekomster av granitt helt inn til sørsiden av Lundvatnet, er det antatt at bassenget med høy sannsynlighet på et tidspunkt var dekket av innlandsisen. Aldersmodellen for LUNDP-113 viser at den ekstrapolerte bunndateringen fra kjernen har en alder på 16 256 – 15 594 kal. år BP. Denne alderen regnes derfor som en minimumsalder for deglasiasjonen i Nykvåg, da den gjenspeiler tidspunktet sedimentasjonen startet i bassenget, som er et sikkert tegn på isens tilbaketrekning (Vorren, 1978). Dersom sedimentkjernen ikke nådde helt til bunns i bassenget åpner dette også for en eldre deglasiasjon av området.

Grunnet noe usikkerhet knyttet til utbredelsen til isdekket rundt Lundvatnet har det også blitt tatt hensyn til muligheten for at den ekstrapolerte bunndateringen fra Toftvatnet, med en alder på 15 881 – 15 291 kal. år BP, representerer en minimumsalder for tilbaketrekkingen av isdekket. Dessuten representerer dette minimumsalderen for deglasiasjonen av Toftvatnet, som også kan gi et innblikk i retningen på isens tilbaketrekking.

Det er likevel en ukjent usikkerhetsmargin knyttet til minimumsalderen på deglasiasjonen, da de to bunndateringene er ekstrapolert fra datering av marine periostracum. Disse marine dateringene er kalibrert med utgangspunkt i moderne reservoaraldere for Nord-Norge (Mangerud et al, 2006), mens den egentlige reservoaralderen for Nykvåg gjennom sennglasialen ikke er kjent. Basert på sammenligninger av marine radiokarbondateringer fra Norskehavet med paleoklimatiske rekonstruksjoner fra andre deler av verden, foreslår Bendryen et al (2020) at reservoaralderen for Norskehavet kan ha vært så mye som 1200 år høyere enn dagens før starten av Bølling (14,700 kal. år BP), med en gjennomsnittsalder på 1620 år mellom 19 kal. ka BP og Bølling. Dersom videre forskning viser at beregningene av reservoaralder i Bendryen et al. (2020) er riktige, bør alderen på isavsmeltingen i Nykvåg presentert i denne oppgaven justeres tilsvarende.

Fraværet av granitt innerst i Nykdalen tyder på at observerte breavsetninger øst for Lundvatnet stammer fra en lokal botnbre, som tidligere foreslått av Rasmussen (1984). Denne lokalbreen har trolig på et tidspunkt gått i ett med innlandsisen, som mulig har ført til en isbevegelse ut dalen (figur 6.1a). Etterhvert som både innlandsisen og lokalbreen ble tynnere, oppsto det sannsynligvis et skille mellom både ismassene og de interne bevegelsene. Da dette inntraff lå trolig brefronten til innlandsisen ved eller over Lundvatnet (figur 6.1b), hvor en indre bevegelse førte med seg granitt inn i Nykdalen. Varme- og kuldeperioder i sennglasialen kan også ha ført til at Nykvåg opplevde flere brefremrykk og følgende deglasiasjoner, uten at det er funnet spor etter disse.

Moreneryggen som strekker seg i forlengelse av Trehyrnatnet og Nykdalen mot nordvest har trolig, basert på orienteringen, oppstått som en midtmorene mellom to møtende ismasser, antatt å være innlandsisen i Nykdalen, og en møtende arm fra innlandsisen som trolig har strukket seg over Trehyrnatnet og mot Nykvåg. Ryggen er på bakgrunn av dette tolket til å være avsatt før en fullstendig tilbaketrekking av isdekket, og har derfor trolig eldre enn moreneryggene som strekker seg på tvers av Nykdalen. Dette er også tilfelle for iskjernemorenene i Trollaldalen, som basert på beliggenhet og fravær av granitt trolig har blitt dannet av en lokal botnbre, uavhengig av innlandsisen. Undersøkelser av botnbreer på sørlige Andøya viser at lokale botnbreer trolig hadde sin maksimale utbredelse under og like etter LGM (Paasche et al. 2007), som også gir grunn til å anta at botnbreen i Trollaldalen (figur 6.1) kan ha sameksistert med innlandsisen i

området. Dette gir også et innblikk i innlandsisens utbredelse og tykkelse i de nordlige delene av Nykvåg, hvor innlandsisen trolig har ligget lavere enn lokalmorenen i Trollaldalen.

Den endelige deglasiasjonen av innlandsisen i Nykvåg har sannsynligvis hatt en vestlig retning, hvor det under isens tilbaketrekking ut fra Nykdalen oppsto flere stagnasjoner og/eller fremrykk, som har dannet ryggene som demmer opp både Toftvatnet (figur 6.1D) og Ravatnet (figur 6.1 E), og mulig Lundvatnet (figur 6.1 C). Den innerste av de kartlagte moreneryggene er derfor antatt å være eldst, med en avtagende alder vestover. Den yngste av disse randmorenene, som strekker seg langs strandsonen i Nykvåg, er av markant størrelse, og mengden materiale i dagens strandsonen og tegn på bølgeerosjon i ryggen gir også grunn til å tro at randmorenen på et tidspunkt har vært enda større, som tyder på et vesentlig fremrykk eller en lengre periode med stillstand.

Randmorenen som strekker seg langs strandsonen i Nykvåg ble av Møller og Sollid (1972) tolket til å sammenfalle med Andøya 1 (A1) trinnet, antatt til å representere det Fennoskandiske isdekkets største utbredelse under LGM (20 – 18 000 kal. år BP). Aldersbestemmelsen av A1 trinnet baserte seg på at de ytterste moreneryggene på nordlige Andøya befant seg distalt for en myr like vest for Endletvatn, hvor en datering på $12\,710 \pm 200$ ^{14}C år BP ga en minimumsalder på deglasiasjonen av nordlige Andøya. Det har i etterkant blitt fastslått at nordlige Andøya var isfritt allerede 22,2 kal. ka BP (Vorren et al., 2013), som blant annet skyldes nærheten mellom nordlige Andøya og Eggakanten (Rasmussen, 1984). Dateringen fra nordlige Andøya har derfor trolig påvirket aldersbestemmelsen av det ytterste Andøya trinnet, og mulig gitt en alder som ikke er representativt for resten av de korrelerte moreneryggene i Vesterålen, grunnet regionale forskjeller i deglasiasjonen. Senere undersøkelser av kontinentalsokkelen utenfor Vesterålen kan også vise til flere avsetninger som utelukker at moreneryggen i Nykvåg representerer LGM for området (Vorren og Plassen, 2002; Vorren et al., 2013; Vorren et al., 2015). Blant disse er det kartlagte Endleten trinnet (22,2 – 18 kal. ka BP), som strekker seg fra Endleten morenene på nordlige Andøya (hvor alderen på A1 er hentet), og ut langs Eggakanten på sokkelen (Vorren et al., 2015).

Vorren og Plassen (2002) korrelerte morenerygger avsatt i ytre deler av Andfjorden og nordlige Andøya med Flesen-trinnet (18-17,5 kal. ka BP), som antydte en svært hurtig tilbakegang av isdekket under denne perioden (310m/år). Senere kartlegging av morenekronologien under Flesen-trinnet kunne også vise til en slik tilbakegang, gjennom flere morenesystemer på

sokkelen utenfor Nykvåg (Vorren et al., 2015). De innerste moreneryggene på sokkelen fra dette trinnet har også en nærhet til Nykvåg, som åpner for en tolkning om at de kartlagte moreneryggene i Nykvåg også ble avsatt under tilbaketrekking av isdekket under Flesen trinnet (18 – 17,5 kal. år BP). En annen tolkning kan også være at moreneryggene ble avsatt i varmeperioden som har fått navnet Flesen-Skogvoll inter-event (17,5 – 16,9 kal. år BP). Det har likevel ikke blitt gjort observasjoner eller dateringer som kan påvise eller utelukke at det under Flesen-trinnet oppsto en isstrøm mot land i Nykvåg.

Rasmussen (1984) korrelerte randmorenen i strandsonen i Nykvåg med Langøya trinnet, som han daterte til 13– 14 ¹⁴C ka BP (ca 16 500 ± 500 kal. år BP). Til tross for at Rasmussen (1984) tolket ryggen til å være en randmorene fra en lokal botnbre, mens randmorenen i denne oppgaven tolkes til å være avsatt fra innlandsisen, utelukker ikke dette at ryggen kan representere Langøya-trinnet slik som Rasmussen (1984) foreslo. I senere tid åpnet Vorren og Plassen (2002) for en tolkning om at avsetningene sør for Andøya som tilhørte Langøya-trinnet, 14 – 13¹⁴C ka BP, (Rasmussen, 1984), mulig korrelerte med D-trinnet, 13,8 – 13,2 ¹⁴C ka BP. Dette ble også foreslått av Rasmussen (1984) selv, som korrelerte avsetninger fra D-trinnet i Andfjorden, datert til 13 – 14 ¹⁴C ka BP, (Vorren et al., 1983) med Langøya trinnet. Vorren et al. (2015) gikk likevel senere vekk fra denne tolkningen, og har i sin rekonstruksjon av deglasiasjonen (figur 3.4) inkludert både Langøyatrinnet etter Rasmussen (1984), og Skogvoll-trinnet (16,9 – 16,3 kal. år BP), som han korrelerte med D-trinnet (13,8 – 13,2 ¹⁴C ka BP) fra Vorren og Plassen (2002). D-trinnet/Skogvoll-trinnet omtales heretter som Skogvoll-trinnet.

Vorren et al. (2015) tolket landformene på Andøya som reflekterte en vestlig isstrøm til å være avsatt etter at innlandsisen begynte å trekke seg tilbake fra Eggakanten, og korrelerte moreneryggene med Skogvoll-trinnet, datert til 16,9 – 16,3 kal. ka BP. Basert på undersøkelsene av innlandsisens bevegelse skal innlandsisens siste fremrykk ha skjedd rundt 14,4 ¹⁴C ka BP (Vorren og Plassen, 2002; Brendryen et al., 2015). Dateringer utført av Brendryen et al. (2015) viste at det Fennoskandiske isdekket lå ved Eggakanten fra siste fremrykk, og frem til 14 080 ¹⁴C år BP, før en endelig tilbaketrekking fra sokkelen innen 13,3 ¹⁴C ka BP (15,4 kal. ka BP). Brendryen et al. (2015) foreslår derfor at innlandsisen nådde Eggakanten i en tidlig fase av Skogvoll-trinnet etterfulgt av en endelig tilbaketrekking mot fjordene rundt Lofoten og Vesterålen. Det blir også her foreslått at avsatte morenerygger i sørlige deler av Andfjorden korrelerer med Skogvoll-trinnet (Brendryen et al., 2015), som derfor mulig gir en indikasjon på hvor isdekket befant seg mot slutten av trinnet.

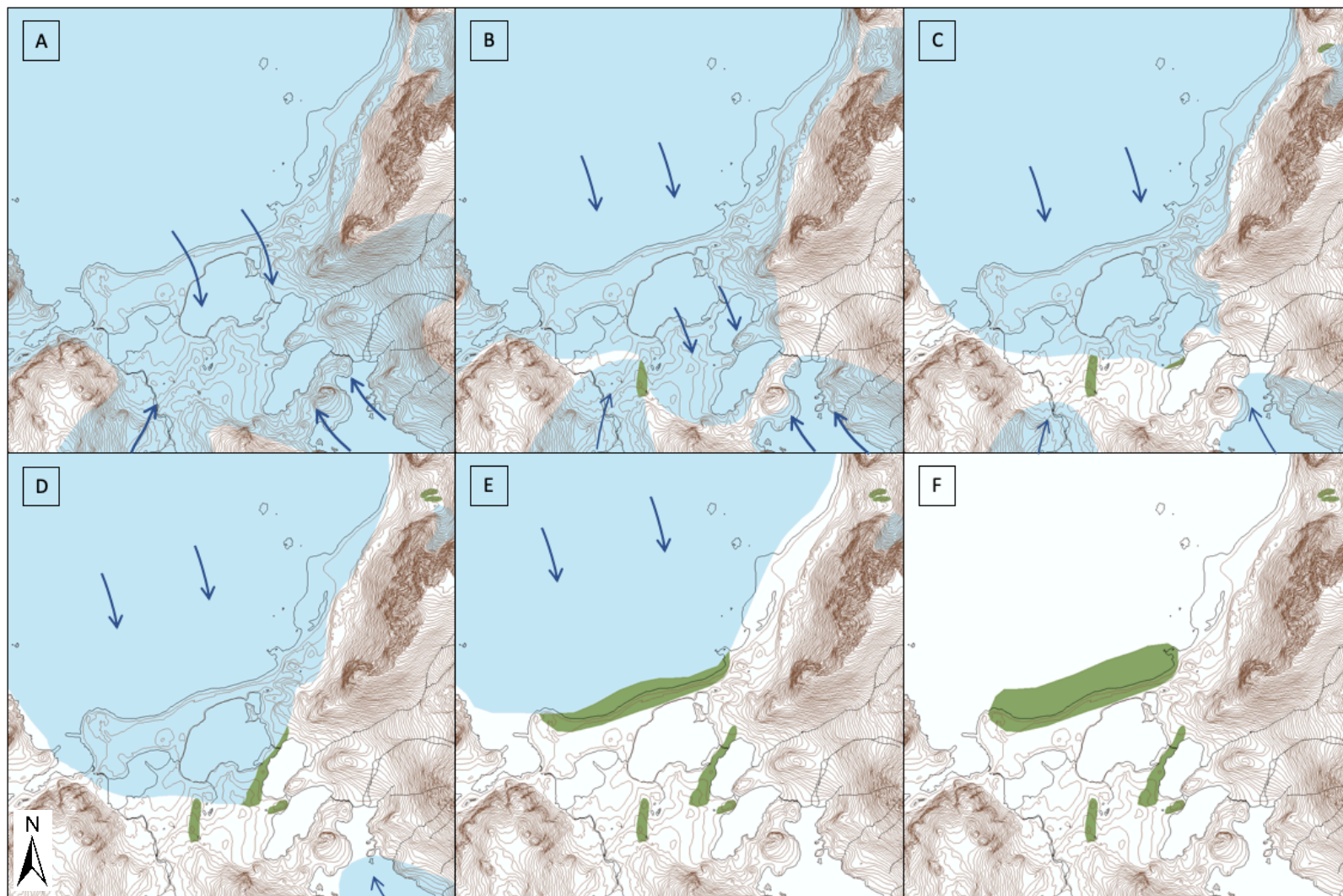
Vorren et al. (2015) korrelerte også grounding-zone wedges (GZW) lokalisert på havbunnen like utenfor Nykvåg, til å være avsatt under Skogvoll-trinnet. En slik GZW markerer punktet hvor isens bakkekontakt med havbunnen opphører, som fører til en oppsamling av breavsetninger på havbunnen (Batchelor og Dowdeswell, 2015). Trolig har denne GZW oppstått grunnet morfologien til senkninger i havbunnen utenfor Nykvåg, hvor en smalere passasje kan ha ført til en stillstand i tilbaketrekkingen (Vorren et al., 2015). Et synkende havnivå kan også ha bidratt til slike 'grounding episodes', da undersøkelser av nordlige Andøya viser at isostatisk oppløft førte til at relativt havnivå sank fra 38 m o.h. til 15 m o.h. mellom 18,5 kal. ka BP og 16,2 kal. ka BP (Vorren et al., 2013). Til tross for at deglasiasjonen av nordlige Andøya inntraff tidligere enn regional deglasiasjon (Vorren et al., 2013, Vorren et al., 2015), kan dette likevel reflektere en relativ havnivåsenkning også utenfor Nykvåg. Glasiale lineasjoner i breavsetningene korrelert til Skogvoll-trinnet gjenspeiler også et strømningsmønster med en nord-østlig retning utenfor Nykvåg på dette tidspunktet (Vorren et al., 2015).

Både beliggenheten og isbevegelsen til innlandsisen under Skogvoll-trinnet (Vorren et al., 2015, Brendryen et al. 2015) indikerer at moreneryggene i Nykvåg kan ha blitt avsatt i forbindelse med Skogvoll-trinnet. Dette stemmer godt overens med minimumdateringene på deglasiasjonen fra Lundvatnet og Toftvatnet, på henholdsvis 16 256 – 15 594 og 15 881 – 15 291 kal. år BP. Det er på bakgrunn av dette gjort en tolkning om at moreneryggene avsatt av innlandsisen i Nykvåg ble avsatt mot slutten av Skogvoll-trinnet, som følge av små fremrykk eller stillstand under den generelle tilbaketrekkingen av isen fra området. I figur 6.1 er det laget en skjematisk fremstilling av den antatte deglasiasjonen av Nykvåg.

Brendryen et al. (2015) korrelerte fremrykkene det Fennoskandiske isdekket opplevde under, og like etter, LGM, med svingninger i mengden varmt vann som strømmet fra Atlanterhavet til Norskehavet. Et slikt mønster var også gjenkjent av Vorren (1978), som fant at perioden mellom 15 -14 ¹⁴C ka BP var karakterisert av et fuktig og mildt klima med sommertemperaturer lignende dagens, etterfulgt av en kuldeperiode med et tørt polart klima i årene mellom 14 – 13 ¹⁴C ka BP. Årsaken til det glasiale fremrykket som avsatte moreneryggene under Langøya-trinnet ble derfor av Rasmussen (1984) tolket til å være en økt akkumulering på breene under varmeperioden mellom 15 – 14 ¹⁴C ka BP, etterfulgt av en kuldeperiode med lav ablasjon mellom 14 – 13 ¹⁴C ka BP.

Fremrykket som førte til Skogvoll-trinnet har senere, på bakgrunn av høy IRD influx, blitt tolket til å sammenfalle med Heinrich stadial 1 (Bendryen et al., 2015), datert til 16,8 - 16 kal. ka BP (Lambeck et al., 2014, figur 3.1). Heinrich-hendelser kan gjenkjennes av en økt mengde IRD i Nord-Atlantiske dyphavsedimenter, som oppstår når flytende isfjell som inneholder løsmasser avsetter disse i havet. Smelte av disse flytende isfjellene kan føre til forstyrrelser i den termohaline sirkulasjonen, som har innvirkning på den globale havsirkulasjonen, og som følgende kan føre til en nedkjøling av den nordlige hemisfæren og en økning i havnivå (Gornitz, 2013). Trolig har noe av havnivåøkningen assosiert med Heinrich hendelser blitt forhindret under Heinrich Stadial 1, da en nedkjøling av Nord-Atlanteren førte til at store deler av det vestlige og nordlige marine eurasiske isdekket opplevde fremrykk (Bendryen et al., 2015). I samme periode opplevde atmosfæren en økt sommerinnstråling, og en økt mengde av atmosfærisk CO₂ sammenlignet med LGM. Brefremrykkene er derfor et tegn på at de regionale klimavariasjoner forårsaket av endringer i havsirkulasjonen hadde en større påvirkning enn den økte innstrålingen i atmosfæren (Bendryen et al., 2015).

Under yngre dryas lå isfronten til det Fennoskandiske isdekket flere mil øst for Nykvåg, og bare indre deler av Hinnøya var dekket av is (Vorren og Plassen, 2002). Morenesystemet som ble dannet under YD utgjør trinnet som basert på beliggenheten har fått navnet Tromsø – Lyngen (Rasmussen, 1984; Vorren og Plassen 2002; Vorren et al., 2015). Vorren og Plassen (2002) foreslår også en tilbaketrekking av innlandsisen fra de ytre øyene i Vesterålen allerede under Skarpnes-trinnet, datert til 12,2 ¹⁴C ka BP (14 200 kal. år BP), hvor de mener at isen skal ha hatt omtrentlig samme utbredelse som under Tromsø-Lyngen-trinnet.



Figur 6.1: En fremstilling av det antatte deglasiasjonsforløpet i Nykvåg. Blått felt er isdekker. Blå piler markerer isens bevegelse. Grønne rygger er morenerygger. A: Før isens tilbaketrekking fra området. Lokalbrev og innlandsis utgjør et stort isdekke. B: Isdekkene splittes, innlandsisen har en isstrøm mot land som fører granitt inn i Nykvåg sør for Lundvatnet. Midtmorenen dannes mellom de to armene av innlandsis. C: Fremrykk eller stillstand ved Lundvatnet fører til at en morenerygg bygges opp. Iskjernemorene i Trolldalen har blitt dannet. D: Stillstand eller fremrykk ved Toftvatnet fører til at en morenerygg bygges opp. De to iskjernemorene i Trolldalen er dannet. E: Stillstand eller fremrykk fører til at en morenerygg bygges opp i strandsonen nordvest for Ravatnet. F: Innlandsisen har trukket seg tilbake fra området.

6.2 Marin grense

Det ble i studieområdet kartlagt marine avsetninger i form av strandlinjer og strandvoller opp til 15 m o.h. Basert på observasjoner av landskapet, og estimering av høyder ved bruk av LiDAR-data, er det registrert to nivåer i terrenget som trolig representerer eldre strandlinjer. De observerte strandlinjene varierer noe i høyde, som trolig er et resultat av varierende vindpåvirkning og landskapets påvirkning på bølgekraft (Møller og Sollid, 1972). Undersøkelser av strandavsetninger på nordlige Langøya viser at bølgepåvirkningen i området er relativt stor, og at strandvoller dannes $2,5 \pm 1,3$ meter over dagens havnivå (Møller og Sollid, 1972). Til tross for at den sennglasiale vindaktiviteten ikke er kjent, kan det antas at et kaldere vinterklima med sjøisdekke har redusert bølgepåvirkningen i sennglasialen, og at strandvoller fra den tiden antagelig ble bygget opp til 1-2 meter over havnivå.

Under analyser av algeprøver fra TOFTP-113 ble det gjort funn av den marine dinoflagellaten *islandinium minutum*, som fastslår at Toftvatnet (10,6 m o.h.) rundt 12 880 – 12 463 kal. år BP var marint påvirket. Det ble ikke gjort tilsvarende funn av marine alger for Lundvatnet (11,7 m o.h.), men tilstedeværelsen av periostracum fra et ukjent marint skjell i både LUNDP-113 (15 809 – 15 289 kal. år BP) og TOFTP-113 (15 774 – 15 198 kal. år BP) tyder på at begge bassengene har hatt marin påvirkning. En slik antagelse støttes også av geokjemiske analyser av de to kjernene, og terskelen til Lundvatnet (11,6 m o.h.) representerer derfor minimumshøyden til marin grense for området.

Det er på bakgrunn av dette antatt at marin grense for Nykvåg befinner seg mellom terskelhøyden til Lundvatnet på 11,6 m o.h., og høyeste funn av marine avsetninger i landskapet, på 15 m o.h. Trolig har også havnivå oversteget terskelhøyden til Lundvatnet på 11,6 m o.h. i en slik grad at bassenget har hatt jevn tilførsel av havvann som har gitt et tilstrekkelig salinitetsnivå for marine arter (>30%) (Owe, 2014). På bakgrunn av de ulike analysene av sedimentkjernene, kartlegging, og beregning av lokal vindaktivitet, har marin grense i Nykvåg blitt satt til 13 ± 1 m o.h.

Tidspunktet havnivået oppnådde maksimal høyde etter deglasiasjonen i Nykvåg var trolig like etter starten på isens tilbaketrekking fra området. Denne antagelsen baserer seg på at de nederste dateringene fra begge kjernene er av marine periostracum, og at den første sedimentasjonen i

bassenget derfor trolig var marin. Nærmeste kilde til alder på marin grense i Nykvåg er derfor radiokarbondateringen av periostracum fra Lundvatnet, med en alder på 15 809 – 15 289 kal. år BP. Trolig var bassenget også marint allerede 16 256 – 15 594 kal. år BP, som markerer starten på sedimentasjonen i bassenget. Geokjemiske analyser av sedimentkjernen LUNDP-113 støtter er marint miljø frem til det som sannsynligvis markerer isolasjon av bassenget som, basert på aldersmodellen, skjedde 14 104 – 13 772 kal. år BP. Havnivå i området har derfor trolig hatt sitt maksimum en gang i perioden mellom 16 256 og 13 772 kal. år BP, med muligheten for en eldre alder. Alder på marin grense (13 m o.h \pm 1 m) for området har derfor, basert på den ekstrapolerte bunndateringen fra Lundvatnet, blitt satt til 16 256 – 15 594 kal. år BP før nåtid.

Tatt i betraktning at den relikte steinbreen som ble kartlagt i Nykvåg befinner seg oppå de øverste stratavsetningene i området, vil en aldersbestemmelse av marin grense mulig kunne bidra med informasjon i tidsperioden steinbreen var aktiv. Tidligere undersøkelser av klimaresponsen til steinbreer i Lyngen-området, 25 mil nordøst for Nykvåg, foreslår at steinbreene i området eksisterte før lokal deglasiasjon av det Fennoskandiske isdekket i senglasiolen (>14 800 kal. år BP), og at de fortsatte å vokse til slutten av Yngre Dryas (11 600 kal. år BP), da de skal ha blitt fossile (Paasche et al., 2006). Lyngen-området må derfor mellom 14 800 og 11 600 kal. år BP ha opplevd permafrost, med årlige gjennomsnittstemperaturer på -4 °C eller under. Med hensyn til dagens grense for permafrost i området tilsier også derfor det senglasiolen klimaet at permafrostgrensen og steinbreene i området skal ha vært lokalisert nært havnivå under senglasiolen (Paasche et al., 2006).

Basert på minimumsdateringen av den lokale deglasiasjonen i Nykvåg, og undersøkelser av deglasiasjonen i Vesterålen generelt, er det fastslått at isavsmeltingen her inntrådte tidligere enn ved Lyngen (Rasmussen 1984; Vorren og Plassen, 2002; Vorren et al., 2015). Dersom det antas at Nykvåg i likhet med Lyngen hadde et klima egnet for permafrost i perioden fra 14 800 til 11 600, støtter dette tidligere antagelser om at steinbreen i Nykvåg har blitt dannet etter isens tilbaketrekking fra området (minimum 16 256 – 15 594 kal. år BP) noe som også støttes av de godt bevarte strandvollene under steinbreen. Dette utelukker likevel ikke muligheten for at steinbreen i Nykvåg har en noe eldre alder enn de i Lyngen, gitt at klimaet etter deglasiasjonen holdt en gjennomsnittlig årstemperatur på under -4 °C (Paasche et al., 2006).

Det har også blitt kartlagt steinbreer på Andøya og nordlige Langøya (Fjalstad, 1997, Paasche, 2000). I likhet med steinbreen i Nykvåg har også en av steinbreene på Andøya beveget seg over de øverste strandavsetningene i området. Alderen på strandvollen (ca 14,5 ka BP) gir derfor med en minimumsalder på dannelsen av steinbreen (Fjalstad, 1997). På bakgrunn av de klimatiske forholdene og den tidlige deglasiasjonen av nordlige Andøya (>22 ka BP), blir dannelsen av steinbreene antatt å være mellom 22 ka BP og 16 ka BP (Fjalstad, 1997). Nærheten til Andøya gjør at denne alderen trolig også kan være representativ for steinbreen i Nykvåg, til tross for at Andøya opplevde en deglasiasjon tidligere enn Nykvåg (Vorren et al., 2013). Paasche (2000) foreslår senere at dannelsen av steinbreene på Andøya og nordlige Langøya startet for omlag 17,2 til 16 ka BP, som følge av en tørr og kald periode med årlige gjennomsnittstemperaturer på omtrentlig -9,2 grader, og årlig gjennomsnittsnedbør på 200-300 mm. Trolig har en økt temperatur etter denne perioden ført til at steinbreene ble inaktive mellom 16 – 15 ka BP (Paasche, 2000). Det har også blitt diskutert muligheten for at steinbreene ble reaktivert på et tidspunkt etter dette, som kan ha skjedd i en kuldeperiode rundt 14,5 ka BP. De høye julitemperaturene (+10) under Allerød (14 – 12,8 ka BP) har så antageligvis ført til at steinbreene ble fossile, og det er ikke gjort observasjoner på en reaktivering under YD (Paasche, 2000). Dersom dette stemmer har trolig steinbreen i Nykvåg blitt dannet under eller like etter isens tilbaketrekking fra området, antatt til å ha skjedd under Skogvoll-trinnet (16,9-16,3 ka BP).

Funn av *islandinium minutum* med en alder på 12 880 – 12 463 kal. år BP viser at havnivå like før YD hadde en høyde på minimum $10,5 \pm 1,3$ meter. Dette antyder at den nederste delen av steinbreen som strekker seg ned til 8 m o.h. må være yngre enn dette, da steinbreen her er upåvirket av bølger. Dette tyder på at steinbreen kan ha fortsatt å vokse frem mot, og antagelig inn i YD, som tyder på en lav vekstrate (200 meter/4400 år).

6.3 Strandforskyvning

Å definere marin grense for Nykvåg var et av delmålene i denne oppgaven, og en beregning av høyden (13 ± 1 m o.h) og kalibrert gjennomsnittsalder av marin grense ($15\,925 \pm 331$) utgjør det første punktet på strandforskyvningskurven for Nykvåg (figur 6.2). For å få en mer helhetlig forståelse av hendelsesforløpet til strandforskyvningen i området etter dette, er det under drøftet ulike scenarioer for isolasjon av de to undersøkte bassengene. Det har også blitt belyst hvilke usikkerheter som er knyttet til både terskelhøyde og alder for de ulike scenarioene, og det har blitt bestemt hvilke punkter som skal inkluderes i strandforskyvningskurven for området. En oppsummering av disse punktene er gjort i tabell 6.1.

Fordi antallet alger observert under fytoplanktonanalysene ikke var tilstrekkelig til å fastslå miljøene i bassengene i perioden etter deglasiasjonen, har de ulike miljøtolkningene i hovedsak basert seg på informasjon fra de ulike geokjemiske analysene, og funn av marine periostracum under makrofossilanalyser. Årsaken til fraværet av alger skyldes antageligvis det kalde klimaet som eksisterte i området, også etter at isen trakk seg tilbake, som videre kan ha ført til dårlige vekstforhold og levevilkår for fytoplankton. Steinbreene i Nykvåg indikerer at området etter deglasiasjonen var dominert av permafrost, og dermed at de klimatiske forholdene var kjølige, med en årlig gjennomsnittstemperatur på -4 °C eller under (Paasche, 2006). De kalde temperaturene kan derfor også ha ført til at overflatevannet i innsjøene var frosset store deler av året, som påvirker sirkulasjonen av vannlagene og dermed algeproduksjonen (Reynolds, 2006). Fravær av sollys også kan ha ført til en lav produksjonsrate i bassengene, da algene er avhengig av sollys for å drive fotosyntese. Fytoplanktonanalysene var likevel nyttig i forbindelse med miljøindikasjoner i bassengene både under YD og ved overgangen til holocen, der de bidro med nyttig informasjon rundt isolasjon av bassengene. Fytoplanktonanalysene har dessuten, gjennom mangel på alger, også bidratt med informasjon om de klimatiske forholdene etter deglasiasjonen av Nykvåg.

6.3.1 Lundvatnet

Hevde strandlinjer i Nykvåg, sett i sammenheng med resultater fra litostratigrafiske og kjemiske analyser av LUNDP-113, antyder at Nykvåg opplevde en relativ havnivåsenkning på flere meter i løpet av tidsintervallet fra $16\,256 - 15\,594$ kal. år BP til $14\,427 - 14\,126$ kal. år BP. I

løpet av denne perioden sank trolig havnivå fra 13 ± 1 m o.h. (marin grense), mot Lundvatnets terskel (11,6 m o.h.), som førte til et brakkvannsmiljø i bassenget. Denne brakkvannsfasen startet omtrentlig 14 427 – 14 126 kal. år BP og varte til en endelig isolasjon av bassenget, som inntraff 14 050 – 13 714 kal. år BP (enhet L2). Denne overgangen er tolket til den som med størst sannsynlighet representerer en isolasjon av Lundvatnet, ettersom det ikke er funnet noen bevis på at bassenget opplevde marin påvirkning etter dette. Terskelhøyden og alderen utgjør derfor det andre punktet på strandforskyvningskurven (figur 6.2). Et alternativt scenario kunne være at isolasjonen av bassenget inntrådte noe senere, ved overgangen fra L3 til L4 (12 728 – 12 488 kal. år BP) eller L4 til L5 (11 952 – 11 651 kal. år BP), men dette har som nevnt hverken blitt bekreftet eller avkreftet gjennom fytoplaktonanalyser eller XRF data. En isolasjon mellom enhet L4 og L5 med en alder på 11 952 – 11 651 kal. år BP har likevel blitt inkludert som et alternativt scenario på strandforskyvningskurven fordi det ikke kan utelukkes (punkt 6, figur 6.2).

Terskelhøyden til Lundvatnet på 11,6 m o.h. har som tidligere nevnt blitt estimert gjennom LiDAR-data (Kartverket, 2019b) grunnet løsmasser over berggrunnsterskelen. Det legges derfor inn en usikkerhet på $\pm 0,5$ meter som tar høyde for tilstedeværelse av løsmasser etter isens tilbaketrekking, som både kan ha gitt en høyere terskel (som i senere tid har blitt erodert vekk), og en lavere terskelhøyde enn den vi finner i dag, dersom det oppsto en drenering av havvann gjennom løsmassene i terskelen.

Tolkninger av litostratigrafien til enhet L2 indikerer at det tok omtrentlig 400 år fra relativt havnivå førte til et brakt miljø i bassenget, til en endelig isolasjon av bassenget inntraff. Dette forteller om et relativt stabilt havnivå i denne perioden, som kan være en indikasjon på at den globale havnivå-økningen i denne perioden var i takt med den isostatiske landhevingen som følge av isens tilbaketrekking. Denne fasen er mulig representert i landskapet i form av et tydelig nivå på omtrent 12,5 m o.h., dersom bølgeaktiviteten førte til bygging av strandvoller omtrentlig 1 meter over havnivå. Enheten som representerer isolasjonsfasen er også relativt kort (5 cm), som i noen tilfeller kan fortelle om en hurtig isolasjon (Romundset et al., 2018), selv om det i dette arbeidet trolig reflekterer et kjølig klima med lav sedimentasjonsrate (Paasche, 2000; Paasche et al., 2006).

6.3.2 Toftvatnet

Etter isolasjonen av Lundvatnet, 14 050 – 13 714 kal. år BP, åpner de ulike analysene av TOFTP-113 i dette arbeidet for flere mulige scenarier for isolasjonen av Toftvatnet.

Én tolkning av hendelsesforløpet er at enhet T2 representerer en isolasjon av Toftvatnet, hvor brakkvannsfasen skal ha startet i 14 346 – 13 978 kal. år BP før en første isolasjon har skjedd omtrent 14 076 – 13 716 kal. år BP (3, figur 6.2). En isolasjon av Toftvatnet som foreslått her antyder at havnivå i denne perioden hadde en rask senkning etter isolasjon av Lundvatnet. Videre er en av to muligheter etter denne tolkningen (som er alternativet som er representert i strandforskyvningskurven) at enhet T3 representerer en lakustrin fase hvor havnivå holdt seg under Toftvatnets terskel frem mot enhet T4, hvor det igjen ble marint (punkt 4, figur 6.2). En alternativ tolkning kan også være at havnivå i enhet T3 igjen steg over bassengets terskel etter en svært kort isolasjonsfase, og at enheten representerer en brakkvanns- eller marin fase.

Enhet T4 representerer med høy sannsynlighet en marin fase, basert på funn av mulige *islandinium minutum* (12 880 – 12 463 kal. år BP) (punkt 5, figur 6.2), og høyden på Toftvatnets terskel (10,5 m o.h.) er i strandforskyvningskurven derfor tolket til å representere havnivå for dette tidspunktet. En endelig isolasjon av bassenget kan så ha skjedd ved overgangen til enhet T5 (11 798 – 11 492 kal. år BP), som utgjør det siste punktet fra dette arbeidet (punkt 7, figur 6.2).

Et alternativt scenario som også er presentert i strandforskyvningskurven er at Toftvatnet var marint gjennom enhet T1-T4, frem til isolasjonen ved overgangen til enhet T5, 11 798 – 11 492 kal. år BP (punkt 7). Denne kurven strekker seg fra isolasjonen av Lundvatnet 14 050 – 13 714 kal. år BP, mot en endelig isolasjon av Toftvatnet 11 798 – 11 492 kal. år BP. Fordi det ikke med sikkerhet kan bevises at et scenario er utelukkende mer sannsynlig enn et annet, har de ulike scenarioene blitt tegnet inn med stiplede linjer som åpner for flere muligheter (figur 6.2)

Terskelhøyden til Toftvatnet ble beregnet til 10,5 m o.h. ved bruk av LiDAR-data. I tillegg til å ta hensyn til at terskelhøyden kan ha variert grunnet erosjon i løsmasser, oppstår det også en større usikkerhet rundt terskelhøyden til Toftvatnet, grunnet et alternativt utløp i sørvest-enden av bassenget. Fordi vannet drenerte fra et ukjent punkt i Toftvatnet og gjennom ryggen mot Ravatnet var det ikke mulig å tyde høyden på utløpet, og usikkerheten har derfor blitt beregnet ut ifra høyden på vannets innløp i Ravatnet, på 9,2 m o.h ved bruk av LiDAR-data (Kartverket, 2019b). Det blir her tatt høyde for at bassenget kan ha hatt marin påvirkning også gjennom dette

utløpet, og terskelhøyden blir derfor satt til 10,5 m o.h., med en usikkerhet på $\pm 1,3$ meter. Dette åpner også for en større usikkerhet knyttet til alder på isolasjon, som også er inkludert i strandforskyvningskurven.

6.3.3 Holocen strandforskyvning

Den holocene delen av kurven er konstruert basert på strandforskyvningskurver fra Leknes i Lofoten (Endre Saur Midtun, 2019) og Skånland, mellom Harstad og Narvik (Kjersti Lid, 2019).

Minimumet før Tapestransgresjonen rundt 10 kal. ka BP ble for Nykvåg beregnet ved å regne ut helningsgradienten på strandlinjen ved å dele differansen i havnivå fra Skånland til Leknes på avstanden mellom de to, beregnet ut ifra isobasekart som viser Tapes strandlinjen (Møller, 1989) ($46,8 \text{ m} / 65 \text{ km} = -0,72 \text{ m/km}$). Deretter ble kurven fra Leknes korrigert for avstanden fra Leknes til Nykvåg (målt vinkelrett på isobasene) på omtrent 12 km, som tilsier at havnivå i Nykvåg rundt 10 kal. ka BP lå omkring 8,6 meter lavere enn ved Leknes, som gir en høyde på -12,4 meter under dagens nivå ved Nykvåg (punkt 8, figur 6.2).

Punktet som markerer toppen av Tapestransgresjonen er korrigert for avstanden fra Leknes til Nykvåg, estimert fra isobasene for Tapes-strandlinjen (Møller, 1989) til 12 km. Basert på hevede strandlinjer i Vesterålen og Lofoten er helningsgradienten til Tapesnivået regnet ut til å være $0,14 \text{ m/km}$ (Møller 1982, sitert i Møller 1984). Det har derfor blitt trukket 1,7 meter fra denne kurven ($12 \times 0,14$), og toppen av Tapes er beregnet til 6,8 m o.h. i Nykvåg (9, figur 6.2).

For begge punktene er det satte en usikkerhetsmargin på ± 1 meter, som tar høyde for eventuelle usikkerheter knyttet til Tapes-gradienten, og usikkerheten knyttet til punktene som er benyttet.

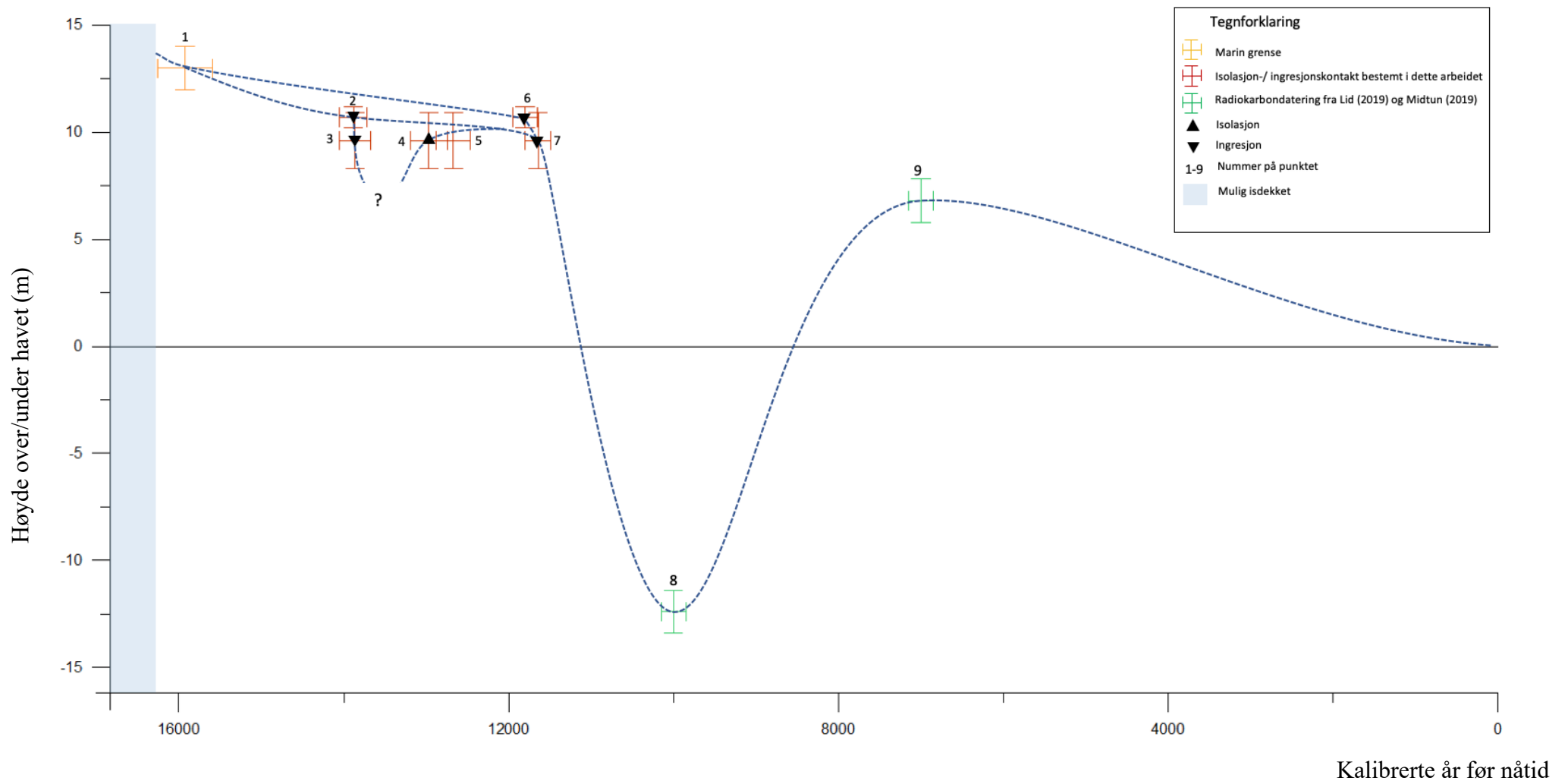
6.4 Strandforskyvningskurve for Nykvåg-området

Valg av referansenivå for strandforskyvningskurven er middelvann (1996 – 2014), mens isolasjonskontakten i bassengene er tolket til å reflektere tidspunktet da terskelhøyden til bassengene lå på nivå med middel spring høyvann. Denne avgjørelsen ble til dels tatt på bakgrunn av fytoplankton-undersøkelser utført på overflatesedimenter fra Seiatjørna på Askøy nordvest for Bergen (Owe, 2014). Det undersøkte bassenget hadde en utløpsterskel som befant seg 1 ± 1 cm under middel høyvann, og hadde kun en ukentlig tilførsel av sjøvann. Fytoplanktonundersøkelser av overflatesedimentene viste en samlet verdi hvor under 10% av artene var polyhalobe arter, og det ble derfor anslått at tidspunktet hvor andelen marine arter nådde under 10% av den totale summen ville forekomme omtrent når bassengets terskel lå rundt middel høyvann.

Høyden på utløpstersklene til de to bassengene er som tidligere nevnt beregnet fra LiDAR-data, relativt til middelvann. Fordi isolasjonskontakten i denne oppgaven reflekterer tiden da terskelen til bassengene var på nivå med middel spring høyvann, og ikke middelvann, må terskelhøyden justeres i henhold til lokalt middel spring høyvann, som er 90 cm høyere. Det har derfor blitt trukket fra 90 cm fra terskelhøyden under konstruksjon av havnivåkurven, som viser havnivå i forhold til middelvann.

Tabell 6.1: Punktene i strandforskyvningskurven. Fargen på kolonnene tilsvarer fargen på punktet i strandforskyvningskurven (figur 6.2). Den gule og de røde kolonnene er punkter fra dette arbeidet. Grønn (Tapes) er basert på Midtun (2019) og Lid (2019). I strandforskyvningskurven er det brukt kalibrert gjennomsnittsalder, som også tar høyde for usikkerhetsmarginen knyttet til alderen (\pm), vist med 'error bars' (figur 6.2). I forbindelse med endringsrater (kap. 6.5) er det brukt alder (best).

Nr på strandforskyvningskurven	Høyde	Alder (kal. år BP)	Alder (Best)	Kalibrert gjennomsnittsalder	Beskrivelse
1	13 ± 1	15 594 – 16 256	15 912	15925 ± 331	Marin grense
2	$10,7 \pm 0,5$	14 050 – 13 714	13 873	13882 ± 168	Isolasjon Lundvatnet
3	$9,6 \pm 1,3$	14 076 – 13 716	13 866	$13863,5 \pm 190,5$	Isolasjon Toftvatnet
4	$9,6 \pm 1,3$	13 195 – 12 745	13 081	12970 ± 225	Ingresjon Toftvatnet
5	$9,6 \pm 1,3$	12 880 – 12 463	12 759	$12671,5 \pm 208,5$	Marin dinoflagellat Toftvatnet
6	$10,7 \pm 0,5$	11 952 – 11 651	11 737	$11801,5 \pm 150,5$	Alternativ isolasjon Lundvatnet
7	$9,6 \pm 1,3$	11 798 – 11 492	11 590	11645 ± 153	Isolasjon Toftvatnet
8	$-12,4 \pm 1$			10000 ± 150	Tapes
9	$6,8 \pm 1$			7000 ± 150	Tapes



Figur 6.2: Strandforyskyvningskurve for Nykvåg som viser sennglasial og holocen strandforyskyvning.

6.4.1 Sammenligning med strandforkyvningskurver fra Andøya

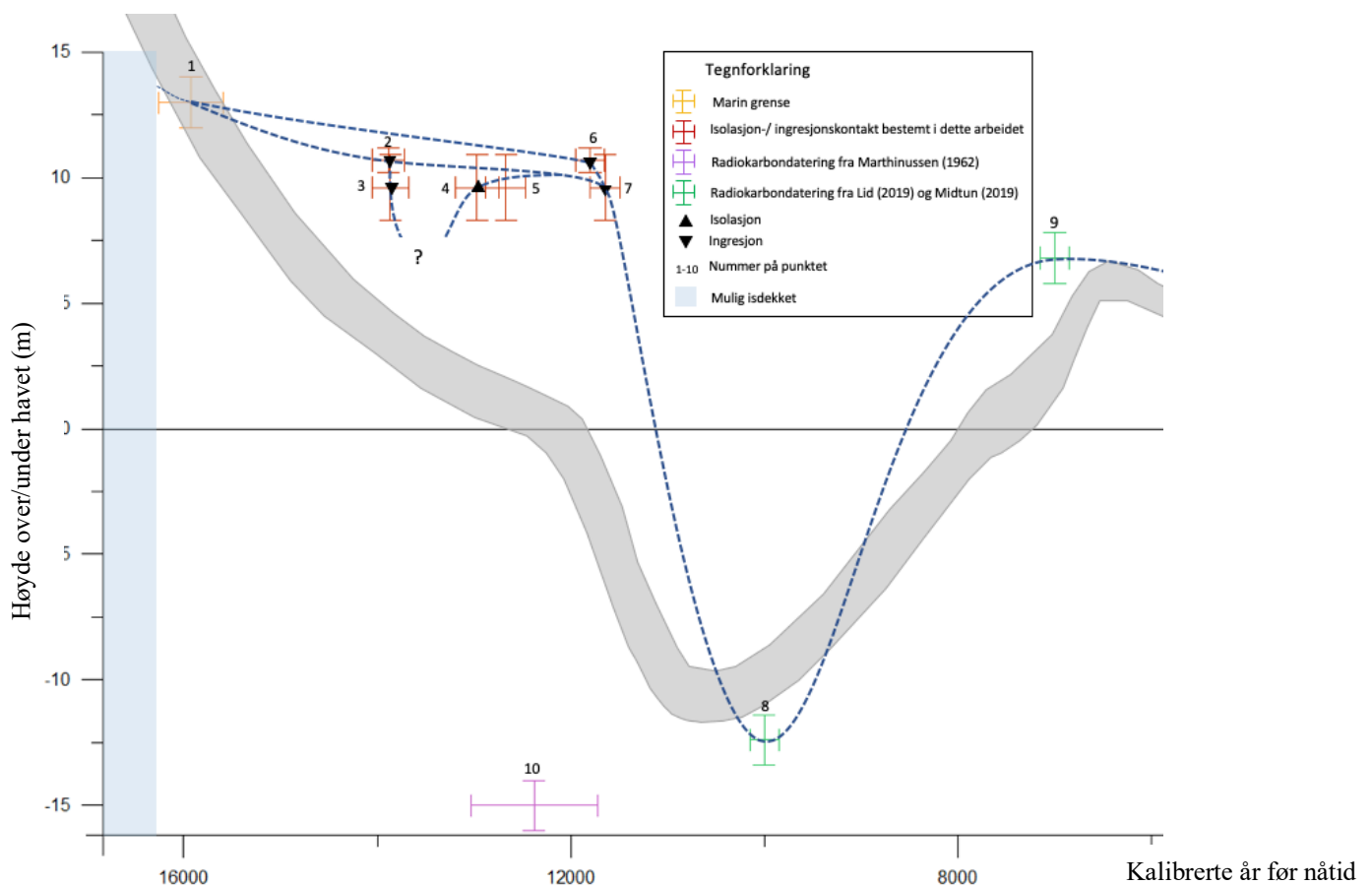
Gradienten til yngre dryas strandlinjen (main line) har blitt beregnet ut ifra høydeforskjellen mellom YD isobasene illustrert av Rasmussen (1984) (figur 3.6) og Møller (1989), delt på avstanden mellom dem, i tillegg til at det ble gjort en beregning fra strandlinjediagrammet til Rasmussen (1984) som viser YD strandlinjen basert på Marthinussen (1962) og Møller og Sollid (1972). Yngre dryas-strandlinjen er på bakgrunn av dette estimert til å ha en helningsgradient på omkring 0,8 m/ km i Vesterålen-området, frem mot null-isobasen som strekker seg omtrent 40 km øst for Nykvåg, omtrentlig hvor Tromsø-Lyngen trinnet er lokalisert. Basert på at Nykvåg befinner seg utenfor null-isobasen for YD strandlinjen (Rasmussen, 1984; Møller, 1989) skulle dette tilsi at YD strandlinjen i Nykvåg derfor befinner seg under dagens havnivå. Funn av den marine dinoflagellaten *islandinium minutum* tilsier likevel at havnivå like før YD (12 880 – 12 463 kal. år BP) sto over Toftvatnets terskel, med en høyde på minimum 10,5 m o.h \pm 1,3 meter.

Marthinussen (1962) fremstiller i Ramså-kurven (figur 1.4) muligheten for en relativ havnivåsenkning til et par meter under dagens havnivå rundt 10 600 \pm 250 ¹⁴C år BP (ca 12 380 \pm 650 kal. år BP), etterfulgt av en transgresjon i YD med en topp på 8,5 m o.h. datert til 10,3 ¹⁴C ka BP. Alderen til punktet som antyder et havnivå under dagens er hentet fra en radiokarbondatering av torv i Ramså som ble funnet 0,75 m o.h., og tolkningen baserer seg på at denne torven er autokton, og at havnivået derfor sto minst 1 m lavere da den ble dannet. En utregning av YD havnivå i Nykvåg basert på dette punktet, med utgangspunkt i helningsgradienten mellom isobasene etter Møller (1984) og Rasmussen (1984), gir en høyde på -15 m o.h i Nykvåg (punkt 10, figur 6.2). Basert på at Toftvatnet var marint 12 880 – 12 463 kal. år BP anses dette som svært usannsynlig, da det forutsetter svært høye transgresjons- og regresjonsrater (kap. 6.5). Marthinussen (1962) fremstiller også en alternativ YD kurve som holder en relativt jevn negativ gradient frem mot 10,3 ka ¹⁴C år (8,5 m o.h.). Dette utelukker at havnivå sank under dagens med en påfølgende YD transgresjon, som virker mer sannsynlig i lys av de nye dataene fra Nykvåg.

En strandforkyvningskurve for nordlige Andøya basert på kjerner fra Nedre Æråsvatn og Endletvatn (Vorren et al., 2013), samt tidligere studier av nordlige Andøya utført av Vorren et al. (1988) og Fjalstad og Møller (1994) viser i likhet med kurven til Marthinussen (1962) et jevnt fallende havnivå i senglasialen (figur 1.5). En sammenligning av kurven presentert i

Vorren et al. (2013) og den konstruerte kurven for Nykvåg (figur 6.3) viser at den senglasiiale havnivåsenkningen på Andøya hadde en brattere gradient, som antagelig skyldes den tidlige deglasiasjonen av Andøya (>22 ka BP) (Vorren et al., 2013). Denne havnivåsenkningen fortsetter også mot YD, hvor kurven antyder et havnivå på høyde med dagens (Vorren et al., 2013). Fordi Endletvatn befinner seg på null-isobasen, og Nykvåg ligger 12 km utenfor denne (Møller, 1984; Rasmussen, 1984) tilsier gradienten til YD strandlinjen at YD-havnivået skulle ligge 9-10 meter under dagens i Nykvåg. Dette samsvarer ikke med funn av marine periostracum fra første del av YD (12 880 - 12463 kal. år BP) i Toftvatnet, som har en terskelhøyde på $10,6 \pm 1,3$ meter over dagens havnivå.

De tidligere utarbeidede YD-isobasene basert på hevete strandlinjer i Vesterålen (figur 3.6) (Møller, 1984; Rasmussen, 1984) stemmer altså ikke overens med funn i dette arbeidet, som indikerer at linjen for null-isobasen i YD skulle gått utenfor Nykvåg.



Figur 6.3: En sammenligning av den senglasiiale delen av kurven utarbeidet i dette arbeidet (blå stiplet linje), og kurven fra nordlige Andøya (grått felt) (Vorren et al., 2013), samt punktet hentet fra Marthinussen (1962) (10), korrigert for avstanden til Nykvåg med hensyn til YD isobasen (Møller, 1984; Rasmussen, 1984). Kurven etter Vorren et al. (2013) er ikke korrigert for avstanden til Nykvåg.

6.5 Endringsrater i relativt havnivå

En utregning av endringsraten til kurven som viser strandforskyvning i Nykvåg, vil gi et innblikk i hastigheten på havnivåendring(senkning) relativt til landmassene. Ratene tar utgangspunkt i høyde og alder (best) (tabell 6.1) for punktene på strandforskyvningskurven, og det er ikke tatt høyde for usikkerhetene knyttet til hverken høyde over havet eller alder. Utregningen av de gjennomsnittlige ratene forutsetter at den relative endringen mellom punktene har vært lineær, mens det sannsynligvis har vært en gradvis endring (figur 6.2). Fordi strandforskyvningskurven inneholder flere scenarioer vil ratene variere mellom de ulike kurvene, og det er referert til nummeret på punktene i strandforskyvningskurven.

Fra punktet som markerer marin grense (1) til det som er tolket til å mest sannsynlig representere isolasjonen av Lundvatnet (2), er den gjennomsnittlige regresjonsraten regnet ut til å være 0,11 cm i året. Dersom havnivået etter dette holdt seg over Toftvatnets terskel frem til isolasjonen like før holocen (7), gir dette en relativ lav regresjonsrate på 0,05 cm/ år. En eventuell situasjon, hvor en isolasjon av Toftvatnet (3) oppsto like etter isolasjonen av Lundvatnet (2), gir en svært høy gjennomsnittlig relativ havnivåsenkning på 15,7 cm i året. I dette scenarioet må trenden i relativt havnivå på et tidspunkt ha snudd til en transgresjon, steget over Toftvatnes terskel ($10,5 \pm 1,3$ m o.h.), og skapt et marint miljø (4)/(5). Dersom det antas at denne transgresjonen ikke oversteg Lundvatnets terskel ($11,6 \pm 0,5$ m o.h.), har det i perioden frem mot en endelig isolasjon (7) vært relativt små endringer i havnivå.

Hvor mye havnivå sank etter den første mulige isolasjonen av Toftvatnet (3) er ukjent. Dersom rekkevidden til denne regresjonen beregnes ut ifra punktet estimert fra Marthinussen (1962) (8), hvor alderen på regresjonsmaksimum er maksimum av den kalibrerte usikkerheten Marthinussen (1962) foreslo (13 035 kal. år BP), gir dette en høy regresjonsrate på 3 cm i året. Dette tilfellet forutsetter også en påfølgende transgresjon på 9 cm i året mot det marine punktet (5), og utelukker muligheten for at Toftvatnet var marint allerede 13 081 (4). En regresjon av dette omfanget kan derfor med stor sannsynlighet utelukkes.

Det alternative scenarioet som viser regresjon fra marin grense (1), til en isolasjon av Lundvatnet (6) gir en gjennomsnittlig regresjonsrate på 0,08 cm i året. Dette forutsetter også en følgende hurtig regresjon med en hastighet på 0,75 cm i året mot isolasjonen av Toftvatnet (7).

Etter den siste isolasjonen av Toftvatnet (7) har den gjennomsnittlige regresjonsraten mot regresjonsminimum (9) før Tapestransgresjonen blitt estimert til 1,4 cm/ år. Etter dette fulgte trolig en transgresjon med en rate på 0,64 cm i året fram mot Tapestransgresjonens maksimum (10). Fra Tapestransgresjonens maksimum (10) og frem mot dagens havnivå har den gjennomsnittlige regresjonsraten vært svært lav, på 0,09 cm i året.

7. Konklusjon

- Kartlagte breavsetninger i Nykvåg-området indikerer at innlandsisen under senglasialen hadde en bevegelse fra vest mot land, og at brefronten trakk seg tilbake i en vestlig retning under deglasiasjonen av Nykvåg.
- Radiokarbondateringer av innsjøsedimenter fra Lundvatnet fastslår at Nykvåg-området senest ble isfritt for 16 256 – 15 594 kal. år før nåtid, og det foreslås her en mulig korrelasjon til Skogvoll-trinnet (16,9-16,3 kal. år BP).
- Kartlegging og aldersbestemmelser av steinbreer i Nykvåg indikerer et periglasialt klima i senglasialen.
- Basert på hevede strandlinjer og bassengundersøkelser av Toftvatnet (10,6 m o.h.) og Lundvatnet (11,7 m o.h.) har en høyde på 13 ± 1 m o.h. blitt foreslått for marin grense i Nykvåg-området. Marin grense inntraff trolig kort tid etter deglasiasjonen av området, og er i likhet med deglasiasjonen gitt en antatt alder på 16 256 – 15 594 kal. år BP.
- Bassengundersøkelser av Lundvatnet antyder en isolasjon rundt 14 050 – 13 714 kal. år BP.
- Undersøkelsene av Toftvatnet antyder en mulig isolasjon av Toftvatnet 14 054 – 13 673, etterfulgt av en transgresjon like før YD 13 195 – 12 745, før en endelig isolasjon av bassenget 11 492 – 11 798 kal. år BP.
- Funn av den marine dinoflagellaten *islandinium minutum* med en alder på 12 880 – 12 463 kal. år BP i Toftvatnet (10,6 m o.h.) antyder et YD havnivå over dagens i Nykvåg.

8. Forslag til videre undersøkelser:

- Det hadde vært interessant å hente kjerner fra både Ravatnet og Husvatnet for å få en mer fullstendig strandforskyvningshistorie som også gir innblikk strandforskyvning i holocen.
- Dersom det kunne hentes både skjellfragmenter og terrestrisk organisk materiale fra samme område i kjernen, hadde det vært interessant å få regnet ut reservoaralderen for området, og eventuelt teste hypotesen om en langt høyere reservoaralder i perioden før bølling.
- Å sammenligne resultater fra dette arbeidet med resultater fra undersøkelser fra Dalvatnet og lokal og regional brebevegelse ville vært spennende for å få en helhetlig forståelse av sammenhengen mellom glasial historie og havnivå historie i området.
- Det kunne også vært interessant å hente flere fytoplanktonanalyser fra de to kjernene for å videre undersøke den marine påvirkningen i de to bassengene.
- Fordi resultatene fra Nykvåg antyder et betydelig høyere havnivå i YD enn tidligere undersøkelser, bør dette resultatet etterprøves ved andre lokaliteter for å få en bedre kontroll på den senglasielle havnivåhistorien for Vesterålen.

9. Referanseliste

- Anundsen, K., Fjeldskaar, W. (1983). Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, south-west Norway. Late- and postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms. *Colloquium, Trier*, 1980. pp. 133-170.
- Atkinson, A. W., Gunning, B. E. S., John, P. C. L (1972). Sporopollenin in the cell wall of *Chlorella* and other algae: ultrastructure, chemistry, and incorporation of ¹⁴C-acetate, studied in synchronous cultures. *Planta*, Vol 107, pp. 1-32.
- Balascio, N. L., Zhang, Z., Bradley, R. S., Perren, B., Dahl, S. O., & Bakke, J. (2011). A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway. *Quaternary Research*, Vol 75, pp. 288-300.
- Barnekow, L., Possnert, G., Sandgren, P., (1998). AMS C-14 chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden— a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, Vol 120, pp. 59–67.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A. (2015). Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine geology*, Vol 365, pp. 65-92.
- Benn, D. I., Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers and Glaciations*. Second edition. New York: Routledge.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, Vol 5, pp. 512-518.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H. H., Gulliksen, S., Reimer, P. (2006). Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages During the Allerød and Younger Dryas. *Science*, Vol 312, pp. 1514-1517.

- Brendryen, J., Haflidason, H., Rise, L., Chand, S., Vanneste, M., Longva, O., L'Heureux, J.S. and Forsberg, C.F., (2015). Ice sheet dynamics on the Lofoten–Vesterålen shelf, north Norway, from Late MIS-3 to Heinrich Stadial 1. *Quaternary Science Reviews*, Vol 119, pp. 136-156.
- Church, J A., Clark, P U. (2013). Chapter 13. Sea Level Change. pp. 1137- 1216.
- Corner, G. D. (1980). Preboreal deglaciation chronology and marine limits of the Lyngen - Storffjord area. Troms, North Norway. *Boreas*, Vol. 9, pp. 239-249.
- Croudace, I. W., Rindby, A., Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol 267, pp. 51-63.
- Croudace, I. W., Rothwell, R. G. (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer.
- Dean, W. E. (1974). Determination of Carbonate and Organic Matter in Calcareous Sediments and Sedimentary Rocks by Loss on Ignition: Comparison with Other Methods. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 44, pp. 242-248.
- Dearing, J. (1994). Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, *Chi publ*.
- Estornell, J., Ruiz, L. A., Velázquez-Martí, B., Hermosilla, T. (2011). Analysis of the factors affecting LiDAR DTM accuracy in a steep shrub area. *International Journal of Digital Earth*, Vol 4, pp. 521-538.
- Fjalstad, A., Møller, J. J. (1994) Submerged and tilted coastal features off Troms, northern Norway: a comment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 74, pp. 241-244.
- Fossen, H (2008). *Geologi: stein, mineraler, fossiler og olje*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Fægri, K., Iversen, J. (1989). *Textbook of Pollen Analysis (II)*. England: John Wiley & Sons.

- Gornitz, V. (2013). *Rising Seas: past, present, future*. New York: Columbia University Press
- Head, M J., Harland, R., Matthiessen, J. (2001). Cold Marine Indicators of the Late Quaternary: The New Dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and Reported Morphotypes. *Journal of Quaternary Science*, Vol 16(7), pp. 621-636.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemmcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, Vol 25, pp. 101-110.
- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, Vol. 45, pp. 1–45.
- Hustedt, F. (1957). Die Diatomeenflora der Fluss-Systeme der Weser im Gebiet der Hansastadt Bremen. *Abh. Naturwiss. ver. Bremen*, Vol 34, pp. 181-440.
- Jankovská, V. Komárek, J. (2000) Indicative value of *Pediastrum* and other coccal green algae in palaeoecology. *Folia Geobotanica*, Vol 35, pp. 59-82.
- Kaland, P. E. (1984). Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, Vol. 13, pp. 203-243.
- Kartverket (2019a). Tidevannstabeller for den Norske kyst med Svalbard, samt Dover, England. Kartverket sjødivisjonen, Stavanger. 82. Årgang.
- Kjemperud, A. (1981). Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions in Frosta, Nord-Trøndelag, Norway. *Boreas*, Vol. 10, pp. 27-38.
- Kjemperud, A. (1986) Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas*, Vol. 15, pp. 61-82.
- Komárek, J., Jankovská, V. (2001) Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollen analytical Research. *Bibliotheca Phycologica*, Band 108.

- Kylander, M E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 26(1), pp. 109-117.
- Lambeck, K., Chappel, J. (2001). Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, Vol 292, pp. 679-686.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Yiyang, S., Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, Vol 111, pp. 15296-15303.
- Larsen, L. S (2009). Breifluktasjoner og klimaforhold på Midtre Andøya i overgangen fra siste istids maksimum til inngangen av holosen. (Mastergradsavhandling). Bergen. Universitetet i Bergen.
- Lid, K. A. (2019). Holocen strandforskyvning ved Skånland, Troms. (Mastergradsavhandling). Bergen. Universitetet i Bergen.
- 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, pp.2128–2151.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Birks, H.H. (2014). IntCal13 calibrated ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from Kråkenes, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol 29 (5), pp. 506-507.
- Löwemark, L., Chen, H-F. Yang, T-N., Kylander, M., Yu, E-F., Hsu, Y-W., Lee, T-Q., Song, S-R. (2011) Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol 40, pp. 1250-1256.

- MacDonald, G.M., Beukens, R.P., Kieser, W.E. and Vitt, D.H., (1987). Comparative radiocarbon dating of terrestrial plant macrofossils and aquatic moss from the “ice-free corridor” of western Canada. *Geology*, Vol 15(9), pp. 837-840.
- Mangerud, J., Andersen, S T., Berglund, B. E., Donner, J. J. (1974). Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, Vol 3, pp. 109-128.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Hufthammer, A K., Høisæter, T., (2006). Marine ¹⁴C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, Vol 25, pp 3228-3245.
- Mangerud, J., Gulliksen, S., (1975). Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. *Quaternary Research*, Vol 5, 263-273.
- Marthinussen, M. (1962). C14-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Norsk Geologisk Årbok*, 215, pp 37-67.
- Midtun, E. S. (2019). Holosen strandforskyvning for Leknes, Vestvågøy. (Mastergradsavhandling). Bergen. Universitetet i Bergen.
- Milne, G. A., Gehrels, W. R., Hughes, C. W., Tamisiea, M. E. (2009). Identifying the causes of sea-level change. *Nature Geoscience*, Vol 2, pp. 471-478.
- Munsell, A. H. (1976). *Munsell Book of Color: Glossy Finish Collection, Removable Samples in Two Binders. 2.5 BG - 10 RP*, Munsell Color.
- Møller, J. J. (1984). Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 64, pp. 1-5.
- Møller, J. J., Danielsen, T. K., Fjalstad, A. (1992). Late Weichselian glacial maximum on Andøya, North Norway. *Boreas*, Vol 21, pp. 1-13.
- Møller, J. J., Sollid, J. L. (1972). Deglaciation Chronology of Lofoten-Vesterålen-Ofoten, North Norway, *Nor. Geogr. Tidsskr.* Vol 26, pp. 101-133

- Mörner, N-A. (1976). Eustasy and Geoid Changes. *The Journal of Geology*, Vol. 84, No. 2, pp. 123-151.
- Nesje, A. (1992). A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 24, No. 3, pp. 257-259.
- Nesje, A. (2012). *Brelære: bre, landskap, klimaendringer og datering*. 2 utg. Kristiansand: Høyskoleforlaget AS – Norwegian Academic Press.
- Owe, L. M. (2014). Holosen strandforskyvning og sedimentstratigrafi på Askøy og Sotra. (Mastergradsavhandling), Universitetet i Bergen, Bergen.
- Paasche, Ø. (2000). Late Quaternary Environments of Northern Langøya, Vesterålen, North Norway. Cand. Polit thesis. Universitetet i Bergen, Bergen.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Løvlie, R., Bakke, J., Nesje, A. (2006). Rockglacier activity during the Last Glacial-Interglacial transition and Holocene spring snowmelting. *Quaternary Science Reviews*, Vol 26, pp. 793-807.
- Peltier, W. R. (2004). Global Glacial Isostasy and The Surface of The Ice-Age Earth: The Ice-5g (VM2) Model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol 32, pp. 111-149.
- Rasmussen, A. (1984). Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol 64, pp. 193-219.
- 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*, Vol 111, pp. 1-16.

- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., . . . van der Plicht, J. (2013). Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, Vol 55 (4), pp. 1869-1887.
- Reynolds, C. S. (1984). *The ecology of freshwater phytoplankton*. Cambridge studies in ecology. Cambridge University Press. Cambridge.
- Reynolds, C. (2006). *Ecology of Phytoplankton*. New York: Cambridge University Press.
- Richter, T., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., Van Weering, T. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol 267(1), pp. 39-50.
- Romundset, A., Lakeman, T R., Høgaas, F. (2018). Quantifying variable rates of postglacial relative sea level fall from a cluster of 24 isolation basins in southern Norway. *Geological Survey of Norway. Quaternary Science Reviews*, Vol 197, pp. 175-192.
- Saleuddin, A. S. M., Petit, H. P. (1983). The mode of formation and the structure of the Periostracum. *The Mollusca*, Vol 4. Academic Press Inc.
- Shennan, I., Long. A. J., Horton, B. P. (2015). *Handbook of sea-level research*. Storbritannia; John Wiley & Sons.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., Jorde, K. (2013) *Norsk geologisk ordbok*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Simpson, M.J., Breili, K. and Kierulf, H.P. (2014). Estimates of twenty-first century sea-level changes for Norway. *Climate dynamics*, Vol 42(5-6), pp.1405-1424.
- Sollid, J. L., Sørbel, L. (1988). Influence of temperature conditions in formation of end moraines in Fennoscandia and Svalbard. *Boreas*, Vol 17, pp. 553-558.

- Stockmarr, J. (1972). Tablets with spores used in absolute pollen analysis, *Pollen et spores* 13. *Geological Survey of Denmark*, pp. 615-621.
- Stokker, V. W. (2001). The extent of Late Weichselian maximum glaciation in southwestern Langøya, North Norway. (Mastergradsavhandling). Universitetet i Bergen, Bergen.
- Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og Prosesser. En innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Strunk, A., Larsen, N. K., Nilsson, A., Seidenkrantz, M.-S., Levy, L. B., Olsen, J., & Lauridsen, T. L. (2018). Relative Sea-Level Changes and Ice Sheet History in Funderup Land, North Greenland. *Frontiers in Earth Science*, Vol 6 (129), pp. 1-15.
- 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. pp 113- 132.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysaa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Moeller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M. J., Spielhagen R. F., Stein R. (2004). Late quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 23. pp 1229-1271.
- Tjemsland, A. E. (1983). Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekkingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland. (Mastergradsavhandling). Universitetet i Bergen, Bergen.
- Vasskog, K. (2006). Holosen strandforskyvning på sørlige Bømlo. (Mastergradsavhandling). Universitetet i Bergen. Bergen.
- Vasskog, K., Svendsen, J-I., Mangerud, J., Haaga, K. A., Svean, A., Lunnan, E. M. (2019). Evidence of early deglaciation (18 000 cal a BP) and a postglacial relative sea-level

- curve from southern Karmøy, south-west Norway. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 34(6), pp. 410-423.
- Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M., Thomsen, E. (1983). Deglaciation of the Continental Shelf off southern Troms, North Norway. *Nor. geol. unders.* Vol 380, pp. 173-187.
- Vorren, K-D., Moe, D. (1986). The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 66, pp. 135-143.
- Vorren, T. O., Vorren, K-D., Alm, T., Gulliksen, S., Løvlie, R. (1988). The last deglaciation (20 000 to 11 000 B.P) on Andøya, northern Norway. *Boreas*, Vol 17, pp. 41-77.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M., Hassel, K. (2013). Paleoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, Vol 42, pp. 876-895.
- Vorren, T. O., Plassen, L. (2002). Deglaciation and paleoclimate of the Andfjord – Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, Vol 31, pp. 97-125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. & Laberg, J. S. (2015). Chronology and extent of the Lofoten–Vesterålen sector of the Scandinavian Ice Sheet from 26 to 16 cal. ka BP. *Boreas*, Vol. 44, pp. 445–458.
- Walker, M., Head, M. J., Lowe, J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L. C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Newnham, R., Rasmussen, S. O., Weiss, H. (2019). Subdividing the Holocene series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science*, Vol 34, pp. 173-186.
- Weltje, G. J., Tjallingii. (2008). Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol 274, pp. 423-438.

Øyerhamn, H. (2020). Havnivåendringer og lokalglasiasjon ved Vestre Svartisen, Nord-Norge, under siste deglasiasjon. (Mastergradsavhandling). Universitetet i Bergen, Bergen.

Nettressurser

Bargel, T. (2000). Nordland fylke. Løsmassekart. NGU. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>

Kartverket (2019b). Høydedata. Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>

Kartverket (2019c). Se havnivå. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/sehavniva/>

Meteorologisk Institutt (2020) Eklima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner. Tilgjengelig fra: <https://www.eklima.no>

Tveten, E. (1978) Berggrunnskart Svolvær. NGU. *Norsk geologisk undersøkelse*. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>