

Kvartærgeologisk kartlegging og glasiasjons- og deglasiasjonsgangen ved Bømyra, sørlege Andøya



Av Eirik Skjerdal Lysne



Masteroppgåve i Naturgeografi

Institutt for Geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2016

Føreord

Gjennom arbeidet med denne oppgåva har eg opparbeida meg gode erfaringar og gode opplevingar både gjennom feltarbeid og gjennom lange dagar på lesesalen.

Eg vil fyrst få takke rettleiarane mine Svein Olaf Dahl og Pål Ringkjøb Nielsen for gode diskusjonar og god rettleiing undervegs. Båe er travle karar, men har alltid svart på spørsmål og kome med gode konstruktive innspel undervegs. Også takk til Erlend Sporstøl Vikestrand som saman med Svein Olaf Dahl la ut på den lange køyreturen til Andøya for å gje rettleiing i felt og som har motivert oss andre ved å alltid ligge litt framfor i skriveprosessen.

Takk til Mathias Kvist Høiseth for triveleg selskap gjennom ein månad på Andøya, på det vesle gardsbruket på Bjørnskinn. Også takk for gode diskusjonar, dårlege vitsar og monaleg hjelp både under feltarbeid og i ettertid på laboratoriet og lesesalen, samt kjekke ettermiddagar, kveldar og netter i Bergen. Mathias har også vært delaktig under produksjon av modellar og god støtte ved tolking av data.

Under laboratoriearbeidet er det fleire som har stilt sin kompetanse til rådvelde og som fortener takk for hjelp og rettleiing, der spesielt Eivind Wilhelm Nagel Støren har stilt sin kompetanse til disposisjon. Også takk til Anne Bjune for identifisering av artar ved uttak av makrofossilar.

Medstudentane mine på lesesalen, dei andre som tuslar rundt i gangane på instituttet og alle vennene mine både i Bergen og andre stadar fortener også ei takk for godt og kjekt samvær, både innanfor og utanfor universitetets veggjar. De har gjort dagane på lesesalen kjekkare og kveldane utanfor lesesalen til noko å sjå fram til. Spesielt den eg har delt husvære med det siste året, Fredrik Løking Hasselberg, Anders Haukanes for å alltid stille opp for å hente kaffi og gledesspreiar på lesesalen Silje Skibeli Johannesen.

Takk også til mor og far for å stille bil til disposisjon under feltarbeid og god støtte undervegs i skriveprosessen og elles under studiane mine. Også takk til systera mi for korrekturlesing av oppgåva og for å svare på dumme spørsmål.

Takk for all hjelp, støtte og godt humør,
Eirik Skjerdal Lysne

Samandrag

Gjennom denne oppgåva var formålet å rekonstruere glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet for eit område sør på Andøya. Metodar som er brukt er hovudsakleg detaljert kvartærgeologisk kartlegging, radiokarbondatering og analyse av sedimentkjerne frå det vesle vatnet Stampetjønna.

Gjennom kvartærgeologisk kartlegging har ein identifisert randavsetjingar tolka til å vere avsett av innlandsis under fire individuelle glasiale hendingar. To av desse er glasiasjonshendingar knytt til LGM på Andøya, Egga-1 og Egga-2. Nøssøyra-trinnet er knytt til Egga-1 og er lokal LGM, medan Bø-øyra-trinnet er knytt til Egga-2 som i studieområdet hadde noko mindre utbreiing enn Egga-1. Ein finn deretter to trinn knytt til deglasiasjonshendingane Flesen og D-hendinga. Dette er høvesvis Bjønnholen-trinnet og Nattmålsholen-trinnet, der randmorenesystema er lokalisert høvesvis vest og aust i studieområdet. Ved om lag 15 ka BP trekte isen seg tilbake og studieområdet vart isfritt. Truleg vart også steinbreane ved Bø og ein pronival rygg ved Orkleivbekken inaktive rundt denne tida og strandvollen Åknes-Storraet danna.

Sedimentar ved Nattmålsholen Gravel Pit viser bimodal sand med fleire lag skjelholdig sand stratigrafisk under botnmorene og glasifluvialt materiale. Skjel frå laga med skjelholdig sand er radiokarbondatert til mellom ~45,7 – 43,9 kal. ka BP. Dette samsvarar med slutten av Bø/Austnes Interstadial, noko som tyder på at det ikkje var innlandsis til stade ved denne lokaliteten under denne perioden.

Analysar av sedimentkjernen frå Stampetjønna, STAMP-112, er avgrensa til tidsperioden frå yngre dryas til om lag 6 kal. ka BP. Høgt minerogent nivå under yngre dryas kan tyde på eit kaldare klima eller eit paraglasialt miljø med periglasiar utsmelting. Etter yngre dryas auka temperaturen og organisk produksjon auka. Større del eolisk avsetjing gjennom preboreal og byrjinga av boreal tyder er truleg resultat av auka stormaktivitet og låg strandlinje som gjorde større mengder sediment tilgjengeleg for eolisk transport og avsetjing. Etter denne perioden vart eolisk materiale til innsjøen tilført som resultat av sporadiske stormhendingar, kortare periodar med auka stormaktivitet eller regresjonar og syngresjonar av strandlinja.

Innholdsliste

Føreord	ii
Samandrag	iv
Figurliste	vii
Tabelliste	viii
1 Innleiing	1
1.1 Problemstilling.....	1
1.2 Områdeskildring.....	1
1.3 Berggrunnsgeologi og geomorfologi.....	5
1.3.1 <i>Geomorfologi</i>	5
1.4 Klima.....	5
1.5 Tidlegare arbeid på Andøya.....	7
2 Kvartærgeologisk kartlegging	13
2.1 Metodar.....	13
2.1.1 <i>OSL-datering</i>	14
2.2 Skildring og tolking av landformer.....	15
2.2.1 <i>Skråningsprosessar</i>	15
2.2.2 <i>Frostprosessar</i>	16
2.2.3 <i>Marine avsetjingar</i>	20
2.2.4 <i>Glasiale landformer</i>	26
2.2.5 <i>Glasifluviale avsetjingar</i>	42
2.2.6 <i>Fluviale avsetjingar</i>	43
2.2.7 <i>Eoliske avsetjingar</i>	45
2.2.8 <i>Andre landformer og avsetjingar</i>	46
2.3 Radiokarbondatering.....	47
2.4 OSL-datering.....	48
2.4.1 <i>Avsetjingar datert ved OSL</i>	49
2.5 Oppsummering.....	49
3 Innsjøsediment	51
3.1 Borelokalitet.....	51
3.2 Sedimentparameter.....	52
3.2.1 <i>Glødetap</i>	52
3.2.2 <i>Dry Bulk Density</i>	54
3.2.3 <i>Magnetisk susceptibilitet</i>	54
3.2.4 <i>Radiokarbondatering</i>	55
3.3 Presentasjon av data.....	56
3.4 Radiokarbondatering.....	60
3.5 Tolking av STAMP-112.....	61
3.5.1 <i>Tolking av einingane i STAMP-112</i>	62
3.5.2 <i>Vidare tolking av STAMP-112 og Stampetjønna</i>	64
3.6 Oppsummering.....	65
4 Drøfting	67
4.1 Regionalt isdekke.....	67
4.1.1 <i>~45,7 – 43,9 ka BP</i>	67
4.1.2 <i>Nøssøyra</i>	68
4.1.3 <i>Bø-øyra</i>	73
4.1.4 <i>Bjønnholen/ Risholan</i>	75
4.1.5 <i>Nattmålsholen</i>	79

4.1.6	Etter 15 000 år BP	82
4.2	Glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet i ein regional kontekst.....	83
4.2.1	45,7 – 43,9 ka BP	83
4.2.2	LGM	84
4.2.3	18,7-15 ka BP.....	85
4.2.4	15 ka BP –	87
5	Konklusjon.....	91
6	Etterord.....	93
7	Referanseliste.....	95

Vedlegg:

- Vedlegg 1: Kwartærgeologisk kart – Bømyra, Andøya

Vedlegg på CD:

- Vedlegg 2: Kalibrering av radiokarbondateringar
- Vedlegg 3: LOI, DBD og MS-data.

Figurliste

FIGUR 1.1	OVERSIKTSKART OVER FELTOMRÅDET MED NØSSØYRA OG BØ-ØYRA MOT NORD. FELTOMRÅDET AVGRENSA AV RAUD LINJE, TJUKKE SVARTE LINJER VISER VEGNETTET. EKVIDISTANSE: 20M. KARTGRUNNLAG: FKB-DATA, NORGE DIGITALT.	3
FIGUR 1.2	OVERSIKTSKART OVER FELTOMRÅDET MED NAMN BRUKT I OPPGÅVA. FELTOMRÅDET AVGRENSA AV RAUD LINJE, TJUKKE SVARTE LINJER VISER VEGNETTET. EKVIDISTANSE: 20 M. KARTGRUNNLAG: FKB-DATA, NORGE DIGITALT.	4
FIGUR 1.3	TEMPERATUR OG NEDBØRSNORMALAR HENTA FRÅ STASJON 87110, ANDØYA (METEOROLOGISKINSTITUTT, 2016).	6
FIGUR 1.4 A)	TEMPERATURKURVE FOR REKONSTRUERTE JULITEMPERATURAR PÅ NORDLEGE ANDØYA MODIFISERT AV VORREN OG MANGERUD (2013, s. 544) FRÅ ALM (1993). B) OVERSIKT OVER GLASIALE HENDINGAR I ANDFJORD-VÅGSFIORD OMRÅDET (VORREN OG Plassen, 2002).	9
FIGUR 1.5	STRANDLINJEKURVE FOR NORDLEGE ANDØYA HENTA FRÅ VORREN ET AL. (2013) BASERT PÅ VORREN ET AL. (1988), FJALSTAD OG MØLLER (1994) OG VORREN ET AL. (2013)	10
FIGUR 2.1	LOKALITET 1 SETT FRÅ BOTN AV LANDFORM, PILER SYNER HØGD OG LENGD PÅ LANDFORMA. FLATE OVER ØVSTE PIL. BILETE TEKE MOT Ø-NØ.	17
FIGUR 2.2	LOKALITET 1 SETT MOT V-SV. RAUD LINJE MARKERER YTTERKANTEN PÅ BOGEFORMA PÅ FLATE ØVST PÅ LANDFORMA.....	17
FIGUR 2.3	RYGGFORM VED ORKLEIVBEKKEN SETT MOT SØR. STIPLA LINJE MARKERAR TOPPEN AV RYGGFORMA. PIL VISER HØGDA FRÅ TOPP TIL BOTN AV LANDFORMA, ~11 M VED PIL.	19
FIGUR 2.4	RYGGFORM VED ORKLEIVBEKKEN SETT MOT AUST. STIPLA LINJE MARKERAR TOPPEN AV RYGGFORMA.	19
FIGUR 2.5	LOGG AV SNITT VED NGP. RADIOKARBONDATERINGAR MARKERT MED STIPLA LINJE.....	21
FIGUR 2.6	ÅKNES-STORRAET MARKERT MED STIPLA LINJE. LOKALITET 4 OG 5 MARKERT MED PILER. BILETE TATT MOT NV.....	23
FIGUR 2.7	SKRÅNINGA MED NEGATIVE HELLING 27° MOT AUST. BILETE TATT MOT NV.	25
FIGUR 2.8	MELLAHOLEN, TVERRHOLEN OG NATTMÅLSHOLEN. EINEBÆRHOLEN UTE AV BILETET AUST FOR MELLAHOLEN. BILETE TATT MOT SØ.	27
FIGUR 2.9 A)	SNITT NÆR TOPPEN AV NATTMÅLSHOLEN VISER SAND OG LEIRE MED OMRØRT LAGDELING. KOMPASS PEIKAR MOT NORD. B) BLOKK I OVERFLATA PÅ NATTMÅLSHOLEN. SPADE FOR SKALA.	28
FIGUR 2.10	TOEVHÅGEN MIDT I BILETET. STIPLA LINJE MARKERAR TOPP PÅ RYGGFORMA. NIVÅET 102 M O.H. MIDT I BILETET. BILETE TATT MOT SØ.	30
FIGUR 2.11	STIPLA LINJE MARKERAR BOGEFORMA OVER BØMYRA. STARTPUNKT NÆRMEST FOTOGRAFEN ER BJØNNHOLEN. BILETE TATT MOT SØRVEST.	31
FIGUR 2.12	HAUG-/ RYGGFORM VED MELAMYRAN. RAUD STIPLA LINJE VISER AVGRENSING MOT VEST VED EIT SØKK. BLÅ STIPLA LINJE VISER UTBREIINGA TIL LANDFORMA MOT AUST. BILETE TATT MOT SØ.	32

FIGUR 2.13 A) RISHOLAN MARKERT MED STIPLA LINJE. BILETE TATT MOT NV. B) PILER MARKERAR HAUGANE I RISHOLAN. BILETE TATT MOT SØR.....	34
FIGUR 2.14 BOTNANE I ØRKLEIVA, DURMÅLSHEIA OG OKKELDALEN MARKERT MED PILER. BILETE TATT MOT SV.	36
FIGUR 2.15 LOKALITET 11 TIL VENSTRE BILETET, KJENNETEIKNA VED STOR DEL BLOCKER. DEI TO UTTØRKA VATNA MIDT I BILETET. BILETE TATT MOT SV.	37
FIGUR 2.16 RYGGFORMER NORD FOR BOTNEN I DURMÅLSHEIA MARKERT MED STIPLA LINJER. BILETE TATT MOT NØ.....	39
FIGUR 2.17 A) NØSSØYRA. BILETE TATT MOT VEST. B) BØ-ØYRA MIDT I BILETET. BILETE TATT MOT V-NV.	41
FIGUR 2.18 SNITT FRÅ MASSEUTTAK VEST FOR BØBEKKEN. LAGDELTE SEDIMENT, VEKSELVIS SILT OG SAND. BILETE TATT MOT AUST..	42
FIGUR 2.19 SANDHAUGAN MIDT I BILETET, LYSE FELT ER SAND UTAN VEGETASJONSDEKKE. BILETE TATT MOT N-NV.	45
FIGUR 3.1 SEDIMENTPARAMETER FRÅ ULIKE ANALYSAR. RAUDE PUNKT VISER POSISJON FOR PRØVAR DATERT MED ¹⁴ C-METODEN. DATA MIDLET TIL 0,5 CM OPPLØYSING.	59
FIGUR 3.2 MS-DATA FOR KJERNEN MELLOM 128 OG 277 CM. PILER INDIKERER MINDRE TOPPAR MED HØGARE VERDI I KJERNEN OVER INTERVALLET SOM ER PRESENTERT I FIGUR 3.1. DATA MIDLET TIL 0,5 CM OPPLØYSING.	60
FIGUR 4.1 KARTUTSNITT MED MARINE RANDMORENER OG PARALLELFURA OVERFLATE HENTA FRÅ MAREANO (2016). TENTATIV ISRAND FOR FIRE GLASIALE HENDINGAR BASERT PÅ ORIENTERING OG PLASSERING AV RANDMORENER. INNLANDSISEN BEVEGA SEG OPP GAVLFJORDEN FRÅ SØR MOT NORD OG OVER BØMYRA FRÅ AUST MOT VEST. HENDING 3 OG 4 OGSÅ MARKERT FOR SAMSVARANDE TRINN PÅ LAND. KARTGRUNNLAG: FKB-DATA, NORGE DIGITALT OG MAREANO (2016).	71
FIGUR 4.2 TENTATIV MODELL FOR ISUTBREIING UNDER GLASIASJONSHENDING KNYTT TIL NØSSØYRA, LGM.	72
FIGUR 4.3 TENTATIV MODELL FOR ISUTBREIING UNDER GLASIASJONSHENDING KNYTT TIL BØ-ØYRA.	74
FIGUR 4.4 TENTATIV MODELL FOR ISUTBREIING UNDER GLASIASJONSHENDING KNYTT TIL BOGEFORM PÅ BØMYRA, RISHOLAN OG SIDEMORENE SØRVEST FOR FELTOMRÅDET.	78
FIGUR 4.5 TENTATIV MODELL FOR ISUTBREIING UNDER GLASIASJONSHENDING KNYTT TIL NATTMÅLSHOLEN-RANDMORENESYSTEM OG ÅKNES.	81

Tabelliste

TABELL 2.1 ¹⁴ C-DATERINGAR FOR NGP. ALDRAR UTHEVA PÅ GRUNNLAG AV SANNSYNSVERDI.....	48
TABELL 2.2 OSL-ALDRAR INNHENTA TIDLEGARE I FELTOMRÅDET, BRUKT I DISKUSJONSKAPITTELET.....	49
TABELL 3.1 ¹⁴ C-DATERINGAR FRÅ SEDIMENTKJERNE STAMP-112. ALDRAR UTHEVA PÅ GRUNNLAG AV SANNSYNSVERDI (RELATIVE AREA UNDER 1 σ PROBABILITY CURVE).....	61

1 Innleiing

Denne masteroppgåva er skriva som ein del av studiet for å oppnå mastergrad i naturgeografi ved Institutt for Geografi, Universitetet i Bergen. Studieområdet er lokalisert på Andøya i Nordland fylke. Dette er kjent som eit spanande område for paleoklimatologiske studiar på grunn av plasseringa i ytterkanten av det fennoskandinaviske isdekket under siste glasiasjon. Andøya er plassert nærme eggakanten som markerar utbreiinga til innlandsisen i siste del av weichsel. Studien er gjort på grunnlag av kvartærgeologisk kartlegging og radiokarbondatering utført i forbindelse med dette arbeidet. Også laboratorieanalysar av ein sedimentkjerne innhenta frå eit vatn i studieområdet er nytta. Landformene i studieområdet er skildra i eit eige kapittel. Analysane på innsjøsedimenta er deretter presentert før eit drøftingskapittel fylgjer. I drøftinga er glasiasjons- og deglasiasjonshistoria for området presentert med modellar for istutbreiing.

1.1 Problemstilling

Hovudproblemstilling:

- Korleis var glasiasjons- og deglasiasjonsgangen i området på og ved Bømyra, sørvestlege Andøya, i midt og sein weichsel?

Delmål:

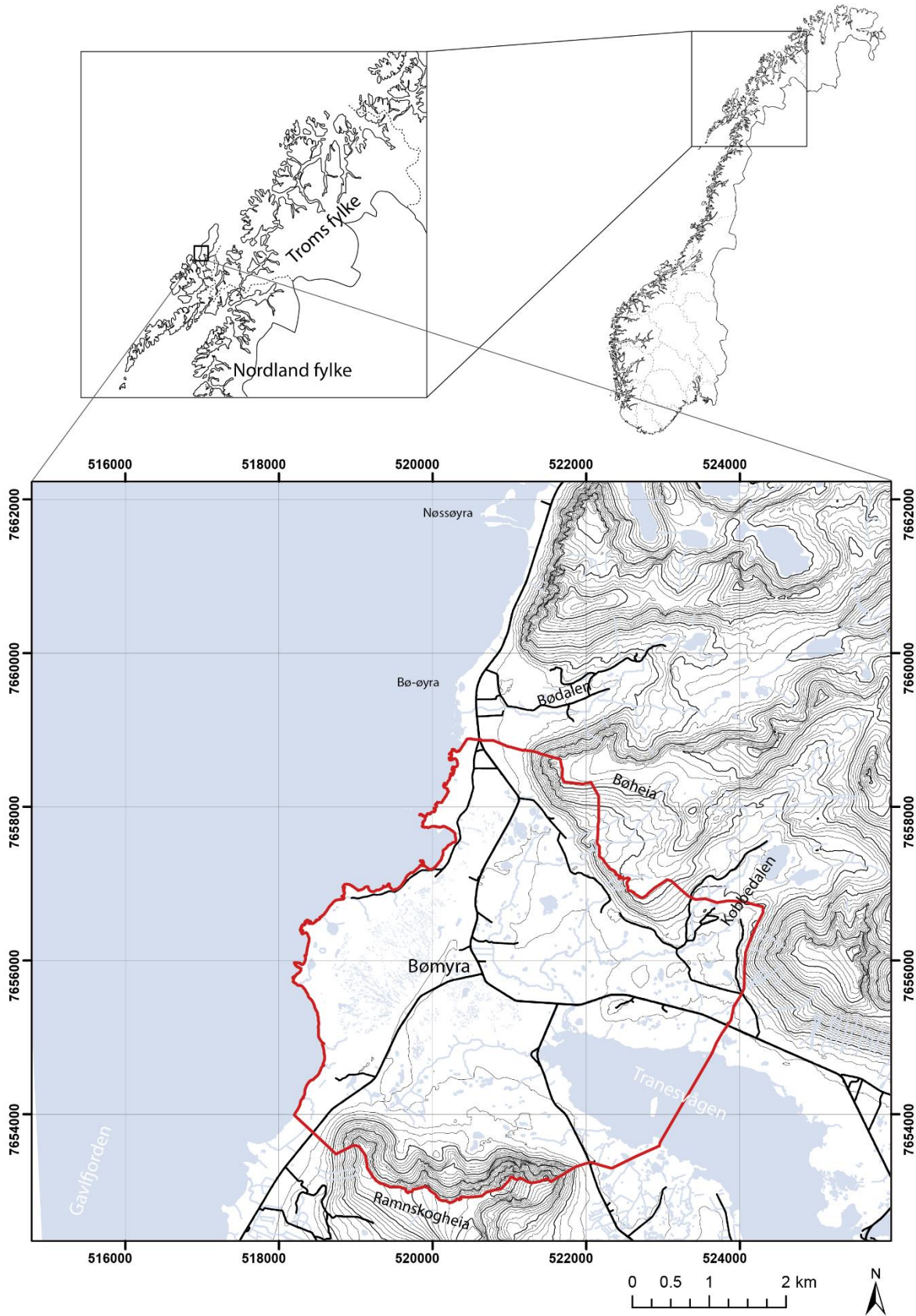
- Gjennomføre detaljert kvartærgeologisk kartlegging av området på og rundt Bømyra og produsere eit kvartærgeologisk kart.
- Kva var innlandsisen si utbreiing i studieområdet under dei store nedisingane med fokus på sein weichsel?
- Når kan lokalglasiasjon i studieområdet ha funne stad?
- Kva kan analysar av sedimentkjerne frå Stampetjønna seie om klimaet gjennom sein weichsel og tidleg holosen?

1.2 Områdeskildring

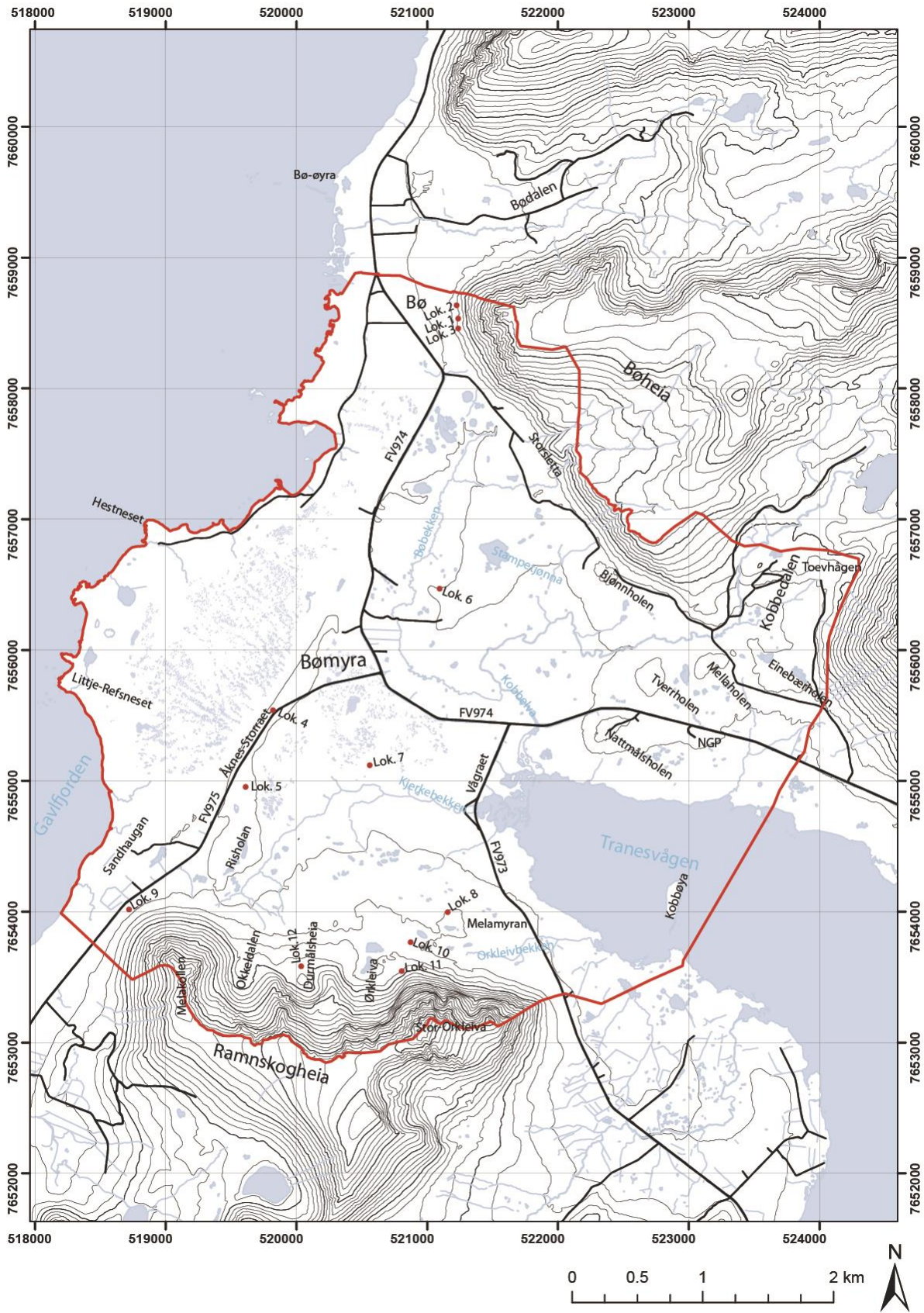
Andøya er den tiande største øya i Noreg, med eit areal på 489 km² (Kartverket, 2014). Øya ligg i Andøy kommune heilt nord i øydistriktet Vesterålen, nord i Nordland fylke. Mot aust er øya avgrensa av Andfjorden, mot nord og vest av Norskehavet, mot søraust av Risøysundet med Hinnøya på andre sida, og mot sørvest av Gavlfjorden med Langøya på motsett side.

Kontinentalsokkelen er på sitt smalaste utanfor kysten av nordlege Andøya, med eggakanten om lag ti kilometer frå øya (Møller et al., 1992). Ved Bø, sør på Andøya, er avstanden ut til eggakanten om lag 30 km.

Studieområdet er lokalisert på og rundt Bømyra, sør på Andøya. I vest er området avgrensa av Norskehavet og Gavlfjorden, i aust av Tranesvågen og mot nord og sør av fjella i Bøheia og Ramnskogheia (Figur 1.1 og Figur 1.2).



Figur 1.1 Oversiktskart over feltområdet med Nøssøyra og Bø-øyra mot nord. Feltområdet avgrensa av raud linje, tjukke svarte linjer viser vegnettet. Ekvidistanse: 20m. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.



Figur 1.2 Oversiktskart over feltområdet med namn brukt i oppgåva. Feltområdet avgrensa av raud linje, tjukke svarte linjer viser vegnettet. Ekvidistanse: 20 m. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.

1.3 Berggrunnsgeologi og geomorfologi

Andøya er den einaste staden på fastlandet i Noreg ein kan finne *in situ* førekomstar av sedimentære bergartar frå mesozoisk tid. I eit område nordaust på øya, mellom Ramså og Skarstein, kan ein finne blottingar i dagen av sandstein og skifer frå dei mesozoiske tidsaldrane jura og kritt. I juralagrekkene er det funne førekomstar av kol på opp mot ein meter tjukkeleik samt større fossilar av fiskeøgleknoklar. Dette er den einaste staden i Noreg, forutan Svalbard, ein kan finne sedimentære bergartar frå juratida på land (Midbøe, 2010, Norges geologiske undersøkelse, 2012). Desse mesozoiske bergartane har liten utbreiing på øya og berggrunnen elles er dominert av grunnfjellsbergartar, hovudsakleg prekambriske gneisar, granittar, gabbro og mangeritt. I studieområdet finn ein hovudsakleg gneis, med gabbro i nordlege delar (Henningsen og Tveten, 1998).

1.3.1 Geomorfologi

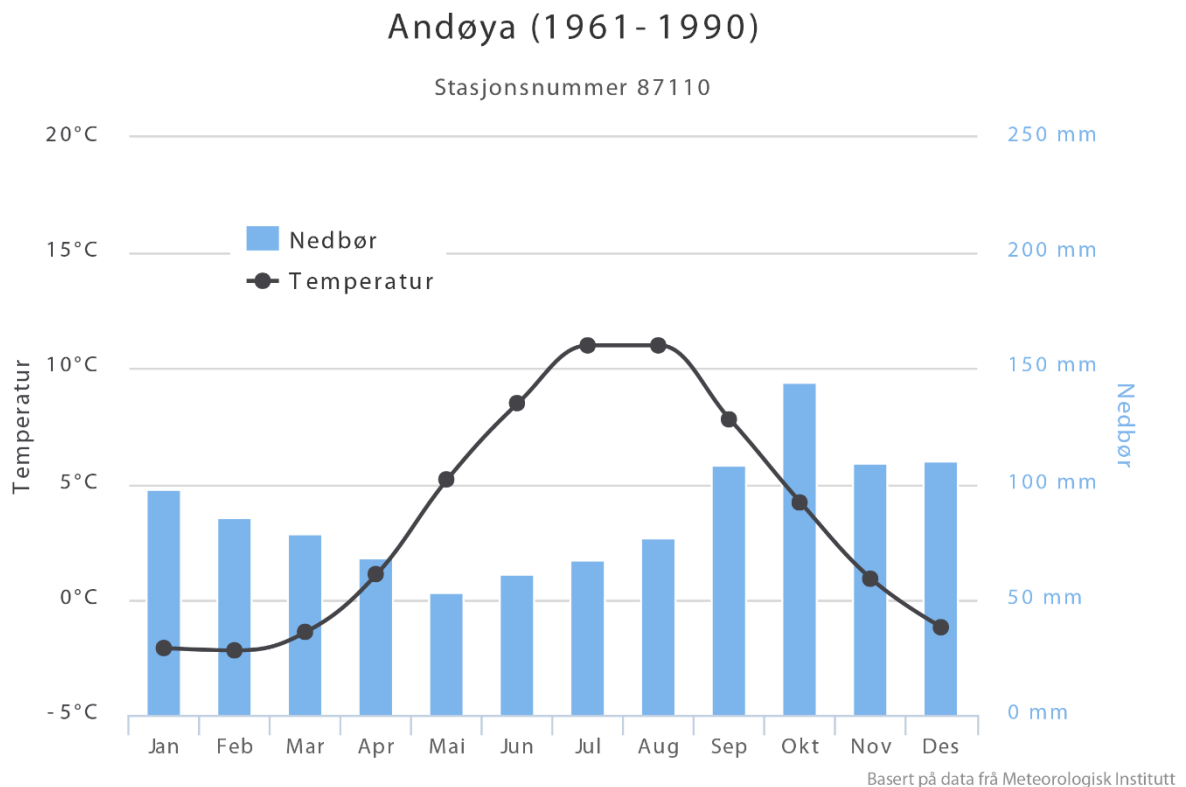
Relieffet på Andøya varierer frå lågtliggjande, flate myrområde til bratte, alpine fjell. Myrområda er hovudsakleg lokalisert på austsida av øya, men med fleire store myrområde som Andmyran og Bømyra som strekker seg over heile breidda av øya, frå aust til vest. Det høgste punktet finn me på Kvasstinden (705 m o.h.), sør på øya.

Studieområdet kan delast inn i fleire kategoriar basert på geomorfologien i området. Store delar vil falle inn under strandflata, som er lågtliggjande terreng med lågt relieff med gjennomsnittshøgde i Noreg opp til rundt 50-60 m o.h. (Sulebak, 2007, s. 174-175). Bømyra fell inn i denne kategorien og består hovudsakleg av myr, med andre lausmassar i større og mindre førekomstar. Dei bratte fjellssidene nord og sør for Bømyra fell inn i kategorien alpine former, med botnar og spisse fjelltoppar og skråningar dekkja av lausmassar frå ras og steinsprang. Ein kan i tillegg rett utanfor studieområdet mot nord, på Bøheia, observere flatare platå i høgda som kan representere den paleiske overflata. Denne er lågare ved kysten enn i innlandet i Noreg, men det er usikkert om det er denne som er representert i fjellområda på Andøya (Sulebak, 2007, s. 172).

1.4 Klima

Dagens klima kan bli karakterisert som eit typisk kystklima med relativt milde vintrar og kalde sumrar (sjå Figur 1.3). Oktober er den mest nedbørsrike månaden, men nedbørsmengda kan variere lokalt på grunn av topografiske forskjellar. Figur 1.3 viser gjennomsnittleg temperatur og nedbør for målestasjon Andøya gjennom normalperioden 1961-1990. Gjennomsnittleg årsnedbør er 1060 mm og gjennomsnittleg årstemperatur er 3,57°C. Høgaste

månadstemperatur er 11°C i juli og august, lågaste temperatur finn ein i februar med -2,2°C (Meteorologisk Institutt, 2016).



Figur 1.3 Temperatur og nedbørnormalar henta frå stasjon 87110, Andøya (Meteorologisk Institutt, 2016).

Kysten av Nord-Noreg er betrakteleg mildare og fuktigare enn snittet på denne breiddegraden. Hall Beach i Canada har til dømes normaltemperatur i januar på -31,4°C (Meteorologisk Institutt/NRK, 2016, basert på data frå WMO), medan normaltemperaturen for denne månaden på Andøya berre er -2,1°C (Meteorologisk Institutt, 2016). Dette kan i stor grad forklarast med varme som blir tilført frå den norske atlanterhavstraumen, men også sesongvarmelagring og frigjeving frå havet samt atmosfærisk transportert varme er viktig for å forklare dei høge temperaturane på Andøya (Seager et al., 2002).

Ved studiar av paleoklimaet kan ein også sjå kor viktige havstraumane har vore for klimaet på Andøya. Havis kan ha forstyrta den norske atlanterhavstraumen og slik ført til raske endringar i klimaet. Havisen kan då ha fungert som ein av/på knapp for denne straumen. Vorren et al. (1988) har rekonstruert julitemperaturen for to vatn nord på Andøya så langt tilbake som 19 500 ¹⁴C år BP ved hjelp av pollen og samanlikning med moderne arktiske forhold. Denne rekonstruksjonen viser store og til somme tider raske svingingar i julitemperaturen gjennom

sein weichsel, der tre periodar utmerkar seg med eit varmare klima og to lengre periodar med kontinentalt høg-arktisk klima. Dette kan moglegvis reflektere endringar grunna den tidlegare nemnte av/på-mekanismen. Spesielt dei varmare periodane kjem relativt brått, noko som kan tyde på at havstraumane har blitt "slått på" igjen som fylgje av at havisen ikkje har forstyrra straumane lenger.

1.5 Tidlegare arbeid på Andøya

Andøya har gjennom meir enn eit hundreår vore gjenstand for paloklimatiske studiar og skildringar av landskapet og landskapsformer. Fleire av dei tidlegaste skildringane dreia seg om kolfeltet og jura- og kritt-avsetjingane ved Ramså (e.g. Reusch, 1903, s. 26-40), medan seinare studiar har tatt for seg store delar av øya gjennom biostratigrafiske studiar (e.g. Vorren et al., 1983, Alm, 1993) og kvartærgeologiske studiar (e.g. Ahlmann, 1919, Holmsen, 1924, Undås, 1938, Grønlie, 1940, Møller og Sollid, 1972, Bergström, 1973, Vorren, 1978, Vorren og Moe, 1986, Vorren et al., 1988, Møller et al., 1992, Vorren og Plassen, 2002, Plassen og Vorren, 2002, Nesje et al., 2007, Paasche et al., 2007, Rydningen et al., 2013, Vorren et al., 2015).

Ahlmann (1919, s. 215) skildrar det han tolka som moreneryggar på både aust- og vestsida av øya. Desse må i fylgje han vere danna av ein stor ismasse eller av innlandsisen. Fjella kan derimot ikkje ha vore dekkja av denne ismassen, då han ikkje gjorde funn av flyttblokker eller andre glasiale landformer på fjella. Han beskriv flatene i høgda som at dei bær preg av ekstremt gammal alder, som tyder på at Andøya må ha vore situert heilt i yttergrensa av den siste innlandsisen.

Undås (1938, s. 190-193) skildrar utbreiinga til "siste storis" på øya. Lausmassar som han har studert tyder på at denne isen har hatt ein vertikal utbreiing på om lag 150-200 m o.h. med eldre lausmassar høgare i terrenget, mellom 150-300 m o.h. Også Grønlie (1940) skildrar fleire moglege isstraumar på Andøya under siste glasiasjon der han slår fast at istjukkleiken ikkje kan ha vore stor nok til å dekke dei høgareliggjande områda. Grønlie (1940) har også foreslått ei tunge med is frå Andfjorden over myra ved Bjørnskinn mot vest, det vil seie over Bømyra som er ein del av studieområdet i denne oppgåva.

Bergström (1973, s. 41 & 99) argumenterer for at han, i motsetnad til Ahlmann (1919), finn flyttblokker på fleirtalet av fjelltoppane på Andøya. Dette tyder i fylgje Bergström på at øya har vore heilt dekkja av innlandsisen. Han antar også at flyttblokkene som ligg ustabil plassert

på andre blokker tyder på at desse er transportert til sin noverande stad under siste istida, men han kan ikkje utelukke at blokkene kan vere transportert til noverande plassering tidlegare.

Vorren et al. (1988) argumenterer derimot for at forvittringsformer og –materiale i tillegg til lite morenemateriale i fjellområda tyder på at høgareliggjande område var isfrie under siste istid. Også Nesje et al. (2007) har utført studiar på fleire fjell og høgder nordvest på Andøya. Dei har utført dateringar av materiale frå desse høgareliggjande områda med ^{10}Be -metoden. Alle desse dateringane viser aldri eldre enn siste glasielle maksimum (LGM). Dette viser at områda her truleg ikkje var dekkja av innlandsisen under LGM. Områda kan likevel ha vore dekkja av ein ikkje-eroderande, kaldbasert bre, men dette er lite truleg (Nesje et al., 2007).

Paasche et al. (2006) har også utført studiar på to øyer sør for Andøya; Langøya og Hadseløya. Dei fann også her store mengder forvittra materiale i områda over 250 m o.h. Ein finn ingen spor av at innlandsisen har gått over desse områda, men dei påpeikar at ein ikkje kan utelukke at ein kaldbasert bre har dekkja områda sjølv om dei ikkje finn spor av dette.

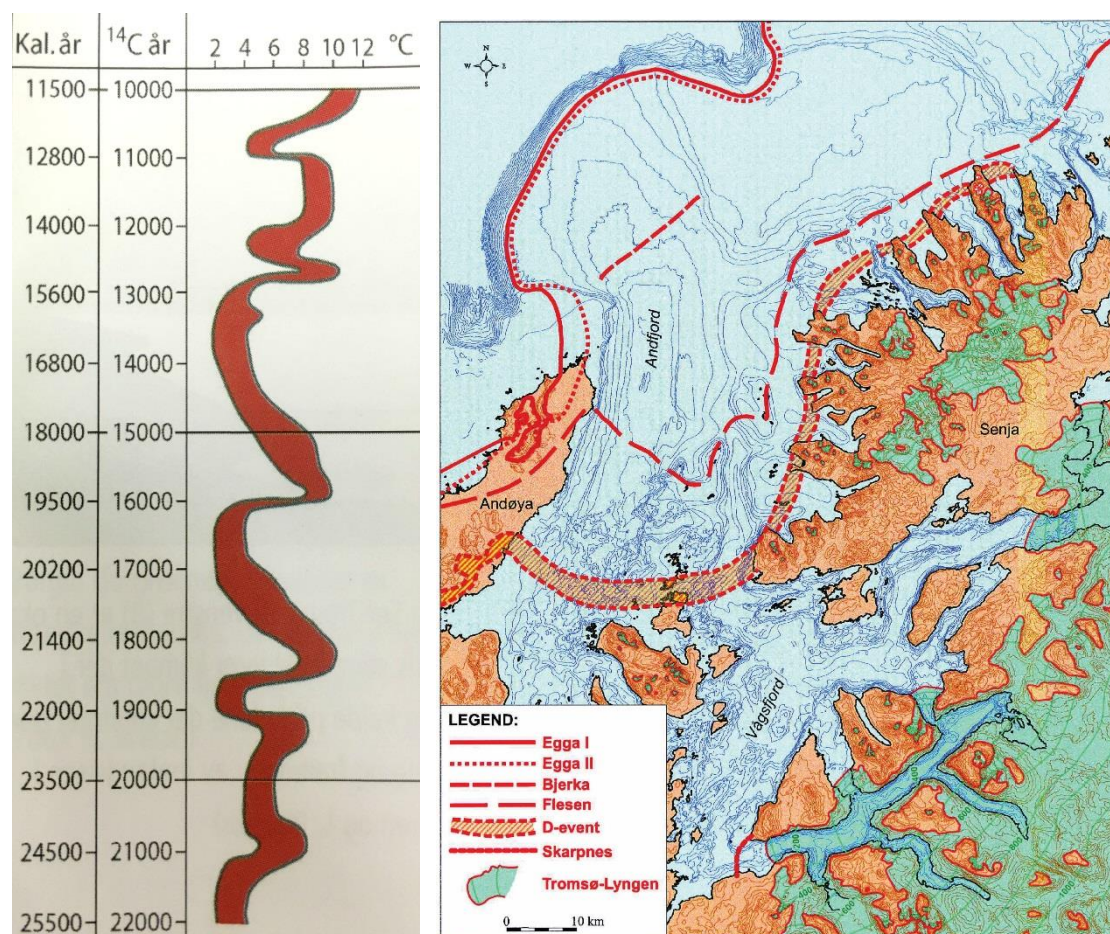
Alm (1993) slår fast at Øvre Æråsvatn nord på Andøya har hatt kontinuerleg sedimentasjon gjennom mykje av sein weichsel, med botndatering av sedimenta ved $21\,800 \pm 410^{14}\text{C}$ år BP ($24\,140 \pm 420$ kal. år BP). Vorren (1978) og Vorren et al. (1988) meiner at Nedre Æråsvatn vart deglasert om lag $18\,500^{14}\text{C}$ år BP, medan Endletvatn byrja sedimenteringa om lag $18\,100 \pm 800^{14}\text{C}$ år BP ($19\,870 \pm 960$ kal. år BP). Stratigrafien frå Nedre Æråsvatn tyder på at innlandsisen låg distalt for dette vatnet i ein kort periode mellom $19\,000$ - $18\,500^{14}\text{C}$ år BP. Deretter trekte breen seg tilbake ved den endelege deglasiasjonen i området. Det korte tidsintervallet breen gjekk over Nedre Æråsvatn tyder på at det var isfrie område nord på Andøya før denne framstøyten også.

Alm (1993) har laga ei temperaturkurve for julitemperaturar på nordlege Andøya basert på tidlegare pollenstudiar og forlenga av eigne data (Figur 1.4A) (Vorren, 1978, Vorren et al., 1988, Alm, 1993). Denne viser tydeleg eit temperaturfall ved $19\,000^{14}\text{C}$ år BP til om lag $18\,500^{14}\text{C}$ år BP. Dette temperaturfallet stemmer overeins med stratigrafien frå Nedre Æråsvatn (Vorren, 1978, Vorren et al., 1988).

Vorren og Plassen (2002) identifisert totalt sju glasielle hendingar der innlandsisen har gått fram eller stått i ro i området Andfjorden-Vågsfjorden og heilt ut mot Eggakanten: Egga-I, Bjerka, Egga-II, Flesen, D-hendinga, Skarpnes og Tromsø-Lyngen. Dei fem fyrste hendingane kan vere knytta til landformer på Andøya. D-hendinga er kjenneteikna av høge

forekomstar av Ice Rafted Debris (IRD) og er foreslått knytta til endemorenar sør på Andøya, blant anna til endemorenar på Bjørnskinmyra (Vorren et al., 1983). Dei to siste glasiale hendingane er lokalisert aust for Andøya, mot fastlandet (Figur 1.4B).

Nesje et al. (2007) har også studert ei skjærlinje frå Andøya til Skånland i Troms, om lag 100 km. Skjærlinja er tolka til å vere ei glasial skjærlinje danna av LGM-isdekket. Denne skjærlinja er basert på forvittringsgrad over og under dette nivået, nedre grense for autoktone blokkhav, høgare førekomstar av gibbsitt i leirfraksjonar over skjærlinja og eksponeringsdateringar over og under skjærlinja. Skjærlinja stig frå nær dagens havnivå på nordlege Andøya, til om lag 1 000 m o.h. i Skånland. Dette gir ein gjennomsnittleg



Figur 1.4 A) Temperaturkurve for rekonstruerte julitemperaturar på nordlege Andøya modifisert av Vorren og Mangerud (2013, s. 544) frå Alm (1993). **B)** Oversikt over glasiale hendingar i Andfjord-Vågsfjord området (Vorren og Plassen, 2002).

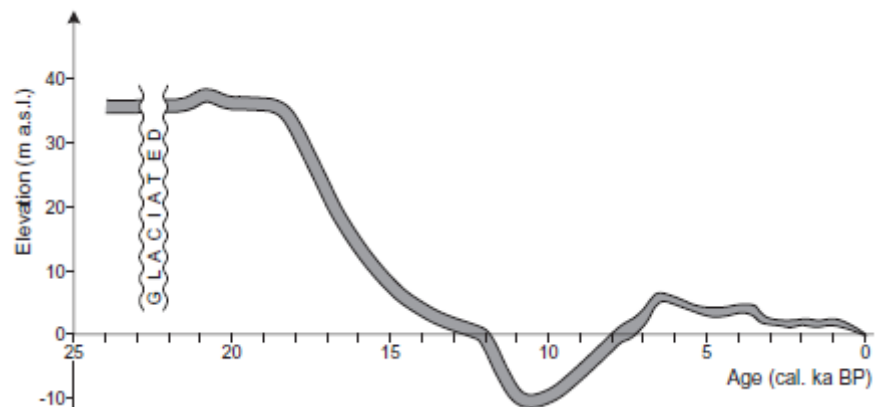
overflategradient på om lag 9,5 m/km.

Rydningen et al. (2013) finn derimot ikkje bevis for Egga-I og utelet difor denne frå kronologien over glasiale hendingar i området. Egga-II er tolka som LGM. Dei beskriv også to nye deglasiasjonshendingar som tok stad før Flesen-hendinga, Torsken-1 og 2.

Randavsetjingar danna av lokalglasiasjon er kartlagt gjennom fleire studiar på Andøya (e.g. Undås, 1938, Grønlie, 1940, Bergström, 1973, Paasche et al., 2007). Sør på Andøya har Paasche et al. (2007) gjennomført studie på sedimentkjerne frå ein tidlegare proglasial innsjø. Analysane av funna frå denne sedimentkjernen viste at botnbreen her byrja å smelte tilbake 14 700 kal. år BP, ved starten av den varme perioden i Bølling. Innan starten av Allerød, om lag 13 400 kal. år BP, var botnbreen heilt borte. Morenane framfor botnbreen vart truleg danna mellom om lag 21 050 – 19 100 kal. år BP og i H1 som tok stad mellom om lag 17 500 – 14 700 kal. år BP.

Fleire studiar tar for seg strandforskyving og marin grense på Andøya (e.g. Marthinussen, 1962, Møller, 1986, Vorren og Moe, 1986, Vorren et al., 1988, Møller, 1989, Fjalstad og Møller, 1994, Møller og Holmeslet, 2002, Møller, 2003, Vorren et al., 2013). Undås (1938) meiner at MG for Bjørnskinmyra (Bømyra) er om lag 23-24 m .o.h., medan Fjalstad og Møller (1994) skriv at MG for nordre Andøya ligg 40 m o.h. «North Andøya shore zone» (NAS) er datert til $14\,020 \pm 280$ ^{14}C år BP (Fjalstad og Møller, 1994). Denne kan knytast til fleire parallelle strandvollar 600 meter aust for Sandhaugan som ligg mellom 20-25 m o.h. (Fjalstad, 1997, Nielsen et al., 2016). Frå yngre dryas (12 800 – 11 700 kal. år BP) til om lag 7 500 kal. år BP låg strandlinja lågare enn dagens strandlinje gjer (Møller, 1986, Vorren og Moe, 1986, Møller og Holmeslet, 2002). I fylgje Møller (1986) nådde Tapestransgresjonen 9 m o.h. ved Ramså nordaust på Andøya, om lag 26-30 km nordaust for feltområdet. Dette hendte om lag 6000 ^{14}C år BP. Deretter fylgde ein regresjon, fylgd av ein transgresjon som nådde 6 m o.h. om lag

4500 ^{14}C år BP (Møller, 1986). Det eksisterer noko ueinigheit om spesielt Tapes-nivåa og strandforskyvingskurver varierer noko innan området. Figur 1.5 viser strandlinjekurve for



Figur 1.5 Strandlinjekurve for nordlege Andøya henta frå Vorren et al. (2013) basert på Vorren et al. (1988), Fjalstad og Møller (1994) og Vorren et al. (2013)

nordlege Andøya (Vorren et al., 2013).

Fleire masteroppgåver tek for seg Andøya, av desse er Henrik Løseth Jansen (2009) si av stor interesse. Jansen (2009) skildra glasierings- og deglasieringsforløpet på austlege midtre Andøya, i eit område aust og nordaust for studieområdet som vert skildra i denne oppgåva. Han finn isfrie periodar i sitt studieområde knytt til Bø/Austnes-interstadialen og Ålesund/Sandnes-interstadialen. Også avsetjingar relatert til Bjerka- og Egga-2 hendingane er skildra. OSL-dateringar frå Nattmålsholen Gravel Pit er nytta, ved hjelp av desse har han skildra eit breframstøyt mellom 15,3 og 14,7 ka BP. Yngre dryas er delt inn i tre periodar, med auka breaktivitet i byrjinga, deretter ein kald stabil periode og mot slutten ein klimatisk ustabil periode (Jansen, 2009).

2 Kvartærgeologisk kartlegging

2.1 Metodar

Kvartærgeologisk kartlegging gjev ei oversikt over lausmassar, landskapstrekk og landformer som er til stade i studieområdet. Kartlegginga dannar grunnlag for vidare arbeid og diskusjon rundt enkeltlokalitetar og sedimentkjerneprøven STAMP-112. Symbol- og fargebruk nytta ved produksjon av det kvartærgeologiske kartet er i stor grad i samsvar med standard symbol- og fargebruk gitt av NGU for dette formålet, med nokre mindre korreksjonar og justeringar.

Under førebuing og ved arbeid med oppgåva vart det nytta fleire kjelder for kartdata og nettbaserte ressursar. Den nettbaserte tenesta norgeskart.no frå Kartverket (2016) vart nytta på nett og mobil. Nettenesta norgei3d.no frå Norkart (2016) og flyfoto frå serie 7025 med målestokk 1:30 000 frå 1981 vart også nytta for å få oversikt over området og ved tolking av funn. Ved kysten og på havbotnen er kartdata frå MAREANO-programmet nytta (MAREANO, 2016). Dette er eit samarbeid mellom Havforskningsinstituttet, NGU og sjødivisjonen i Kartverket som kartlegg djupn, botnforhold, biologisk mangfald, naturtypar og forureining i sedimenta i norske havområde.

Feltarbeidet tok stad sumaren 2015. Under dette arbeidet vart FKB-data frå Norge Digitalt nytta som underlagskart ved den kvartærgeologiske kartlegginga. Andre hjelpemiddel under feltarbeidet var GPS, spade, murarskei, tommestokk, kamera, kompass og klinometer. GPS-mottakaren som vart nytta var Garmin GPSMAP® 64st med GPS og GLONASS-kompatibilitet og barometrisk høgdemålar. GPS-mottakaren har ein horisontal nøyaktigheit på 3-15 m og vertikal nøyaktigheit på 5-15 m. Alle fotografi er tatt av Eirik Skjerdal Lysne med mindre anna er oppgitt.

Det kvartærgeologiske kartet (Vedlegg 1) er produsert ved hjelp av programvaren ESRI ArcMap, ein del av programvarepakka ESRI ArcGIS. Produktet er deretter blitt bearbeida i vektorgrafikkprogramvara Adobe Illustrator CS5. Spor og punkt av interesse markert med GPS-mottakaren under feltarbeidet er seinare overført til produksjonsprogrammet og brukt under teikning av det kvartærgeologiske kartet.

Ved skildring av kornstorleik er inndelinga gitt i Sulebak (2007, s. 342) brukt. Denne gir storleiksintervallar for dei ulike kornstorleikane ein finn i lausmassar, frå leir til blokk.

2.1.1 OSL-datering

Luminescensdatering er ein form for datering som tek i bruk frigjering og teljing av elektronar fanga i elektronfeller i mineral når desse har blitt utsatt for stråling. Når mineral inneheld radioaktive isotopar eller er omgitt av slike vil mineralet bli utsatt for små mengder stråling frå desse. Dette vil gjere at atoma blir ioniserte og frigjer elektron som kan bli fanga i elektronfeller i krystallgitteret i minerala. Mengda elektron i elektronfellene vil byggje seg opp over tid, men vil bli tilbakestilt ved kontakt med lys eller varme (Huntley et al., 1985, Bradley, 1999, Walker, 2005). Det vil seie at materiale som har vore i kontakt med sollys vil ha blitt nullstilt og prosessen med å fylle opp igjen elektronfellene byrja på nytt når materialet på ny vart begravde. Ein kan difor nyttegjere seg av denne informasjonen ved å utsetje materialet for lys eller varme under kontrollerte forhold og måle kor mykje lys som blir frigjort. Slik kan ein seie kor mykje stråling prøven har blitt utsatt for over tid. Når ein veit paleodosen, mengda stråling ein treng for å lage det same luminescenssignalet som i prøven, kan ein ved hjelp av doseraten finne alderen. Doseraten finn ein ved å måle radioaktiviteten til omkringliggjande sediment (Walker, 2005, Bradley, 1999).

Ein har to hovudmetodar for å måle luminescens, thermoluminescens (TL) og optisk stimulert luminescens (OSL). TL-datering brukar varme for frigjere dei fanga elektrona og måle lysintensiteten desse skapar for å måle mengda fanga elektron. OSL-datering brukar lys for å frigjere dei fanga elektrona. OSL-datering er ofte den mest formålsmessige å bruke då denne metoden kan måle berre det lyssensitive signalet og difor unngå det lysinsensitive signalet som gjer det vanskeleg å måle yngre sediment. I tillegg er elektronfellene som blir stimulert ved OSL veldig sensitive for lys og treng difor å bli eksponert for lys over betydeleg kortare periodar enn ved TL for å bli nullstilte. Ein kan dermed datere sediment som har vore utsatt for dagslys for så korte periodar som nokre tidels sekund. Ein kan også foreta repeterte målingar på prøvane, noko som ikkje er mogeleg med TL på grunn av at TL varmar opp prøven og difor frigjer store mengder av dei fanga elektrona. OSL utset berre prøven for lys veldig kort og frigjer difor lite av den potensielle luminescensen i prøven (Bradley, 1999, Walker, 2005).

Ved OSL-datering er det vanleg å bruke kvarts eller feltspat, då desse har ein krystallinsk oppbygning med krystallgitter som fangar elektrona. For kvarts brukar ein ofte blått og grønt lys medan ein for feltspat ofte brukar infraraudt lys (infraraud stimulert luminescens). Det største problemet er som regel ufullstendig bleiking, det vil seie at sedimenta ikkje har blitt utsatt for nok lys eller varme for å bli nullstilte og difor kan gi ein for høg alder for når

sedimenta vart dekkja til. Bleikinga tek også forskjellig tid i kvarts og feltspat, opp til ti gonger lenger i feltspat. På grunn av viktigheita av bleiking vil eoliske avsetjingar vere mest pålitelege, då desse har blitt transportert i luft og difor vil ha blitt utsatt for lys. Fluviale sediment kan også vere gode å datere, men dersom dei har blitt transportert langt nede i vassmassane er det mogeleg at ein kan oppleve ufullstendig bleiking her også (Walker, 2005, Bradley, 1999).

2.2 Skildring og tolking av landformer

I dette kapitelet vil lausmassane og landformene i studieområdet bli skildra, fyrst gjennom ei generell skildring av karakteristikkane til dei ulike landformene og lausmassane, deretter ei grundig skildring av relevante observasjonar i studieområdet med tolking på grunnlag av desse. Lokalitetane i studieområdet som vert skildra i dette kapitelet er stadfesta ved UTM-koordinatar projisert på WGS1984 koordinatsystemet i sonebelte 33N.

2.2.1 Skråningsprosessar

Rasmateriale

Rasmateriale er materiale som vert avsett ved raske gravitasjonspåverka bevegelser, difor finn ein desse avsetjingane oftast i nærleiken av bratte fjellsider og skråningar. I studieområdet er det hovudsakleg rasmateriale avsett frå steinsprang og snøskred. Dette kan ein finne i alle fjellsider nord og sør i studieområdet.

Steinsprang er rasmateriale som består av svært kanta klastar, ofte med stort porerom mellom klastane. Poreromma kan bli tetta igjen av finare materiale dersom det er tilførsel av vatn i fallområdet. Materialet er fallsortert med dei største klastane nedst i fallområdet. Dette fordi dei største klastane har eit større momentum enn dei mindre klastane i fallområdet, som fører til at mektigheita på rasmateriale vil auke nedover i fallområdet. Materialet kan vere avsett spreidd utover eit stort område eller i vifteformer, talusar, dersom materiale vert tilført i større mengder, ofte i same spor.

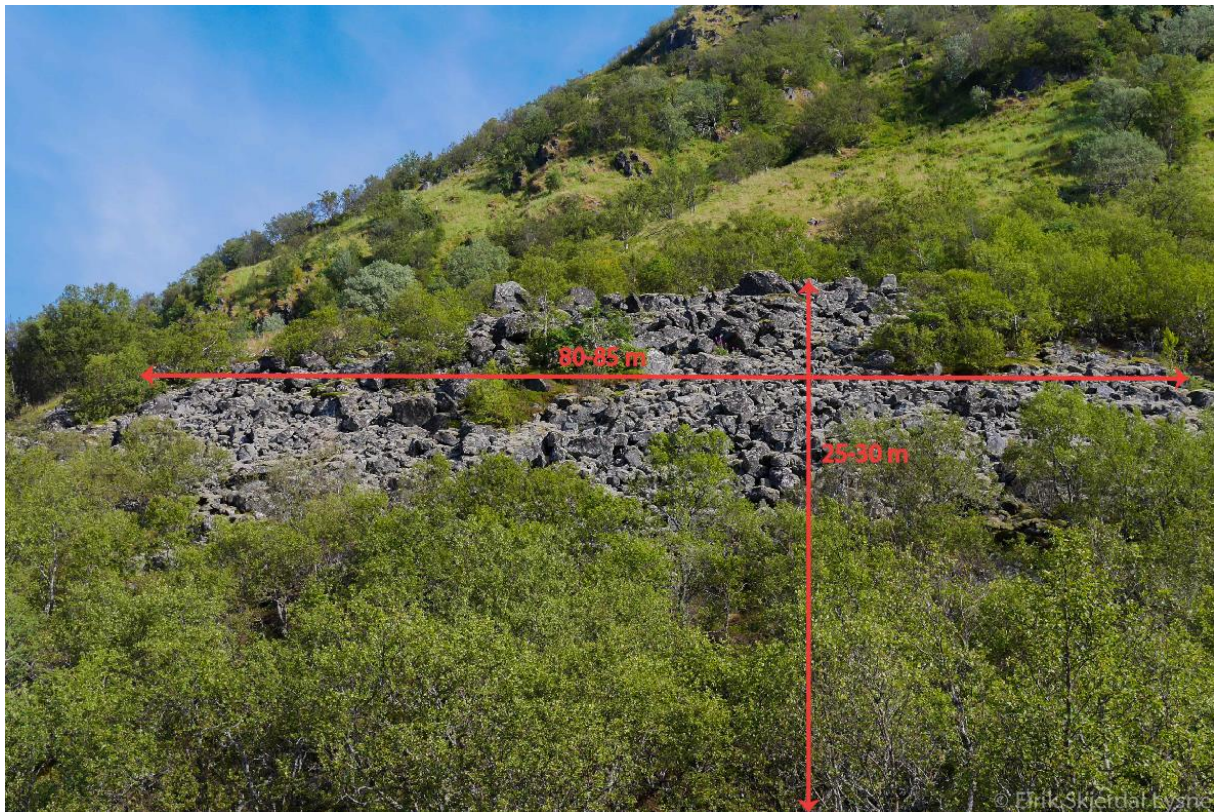
Snøskred kan transportere store mengder materiale. Dette vert avsett i vifteformer med diamiktisk materiale. Materialet kan vere noko sortert i snøskredet, men vil miste sorteringa når snøen smeltar og klastane legg seg på grunnen (Blikra og Nemeč, 1998).

2.2.2 Frostprosessar

Relikte talus-deriverte steinbrear

Lobe- eller tungeformer med bratt framside og nesten flate platå på toppen som fortset inn i talusar. Desse vert danna i område med kontinuerleg permafrost i bratte fjellsider og skråningar. Materialet i talus-deriverte steinbrear er avgrensa av kva materiale som er tilgjengeleg i talusen dei er danna av, hovudsakleg store blokker (Wahrhaftig og Cox, 1959). Talus-deriverte steinbrear vert danna ved at is akkumulerast mellom blokkene i talusar, når nok is er akkumulert vil dette setje talusen i bevegelse og danne dei karakteristiske formene til ein slik steinbre. Når isen smeltar og steinbreane vert relikte kan det bli danna eit tydeleg søkk i det flate området øvst på steinbreen. Nedanfor talus-deriverte steinbrear kan ein ofte finne finmateriale. Dette kan ha samla seg nedanfor steinbreen ved at smeltevatn har ført med seg finmaterialar ved sesongbaserte frys-smelt intervallar, eller når all isen i steinbreen smelta og den vart inaktiv.

I fjellsida aust for Bø er det observert tre tungeformer med noko forskjellig utbreiing. Desse består av blokkrikt materiale med lite finmassar i poreromma. Landformene ligg alle i ein vestvendt skråning. I framkant har alle dei tre landformene helling på om lag 35°.

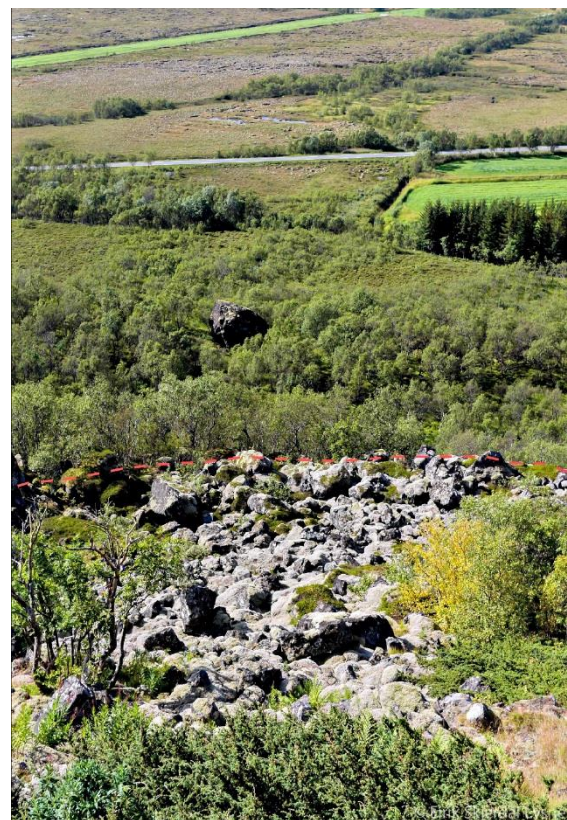


Figur 2.1 Lokalitet 1 sett frå botn av landform, piler syner høgd og lengd på landforma. Flate over øvste pil. Bilete teke mot Ø-NØ.

Lokalitet 1.

UTM **0521225 7658580** 50 m o.h.

Den største tungeforma er 80-85 meter lang, orientert NS, og om lag 60 meter brei frå botnen av forma til øvste enden, målt i luftlinje ØV. Toppen av tungeforma ligg om lag 50 m o.h. medan botnen ligg ved 20-25 m o.h (Figur 2.1). Øvst flatar forma ut og har eit tydeleg søkk (Figur 2.2). I bakkant av denne fortset grunnen å vere dominert av blokker om lag 45 meter før eit område med finare materiale og vegetasjon overtek. Bart fjell tek over mot toppen av Raulikollen.



Figur 2.2 Lokalitet 1 sett mot V-SV. Raud linje markerer ytterkanten på bogeforma på flate øvst på landforma.

Lokalitet 2.

UTM 0521198 7658656 45 m o.h.

Mindre form enn ved lokalitet 1, med dei same karakteristikkane. Denne er om lag 40 meter lang og 40 meter brei, med same orientering som lokalitet 1, med ei flate om lag 45 m o.h. utan eit tydeleg søkk. I skråninga over flata finn ein også her blokker som går opp mot finare materiale og deretter bart fjell.

Lokalitet 3.

UTM 0521238 7658467 50 m o.h.

Mindre landform med tilsvarende karakteristikkar som lokalitet 1 og 2, 13 meter brei utflating ved 50 m o.h. Denne utflatinga er ikkje like markant som i dei to andre tungeformene, og har svak helling mot den brattare skråninga i bakkant. Ein finn heller ikkje noko søkk på denne utflatinga. Også her er det blokkrikt materiale om lag 40 m over, før finare materiale dominerer.

Tolking

Ut frå form, orientering, materialsamansetning og materialet rundt, er lokalitet 1-3 sannsynlegvis relikte talus-deriverte steinbrear. Desse er danna ved at materiale frå ein allereie eksisterande talus danna av steinsprang har blitt satt i aktivitet av is under periglasiale forhold. Ovanfor steinbreane kan ein også i dag finne talusar med liknande materiale som i steinbreane. Det tydelege søkket i den største av steinbreane er eit resultat av at denne inneheldt større mengder is. Når denne isen smelta etterlot den større rom som vart fylt av materiale frå steinbreen, og difor vart det danna eit tydeleg søkk bak fronten av steinbreen.

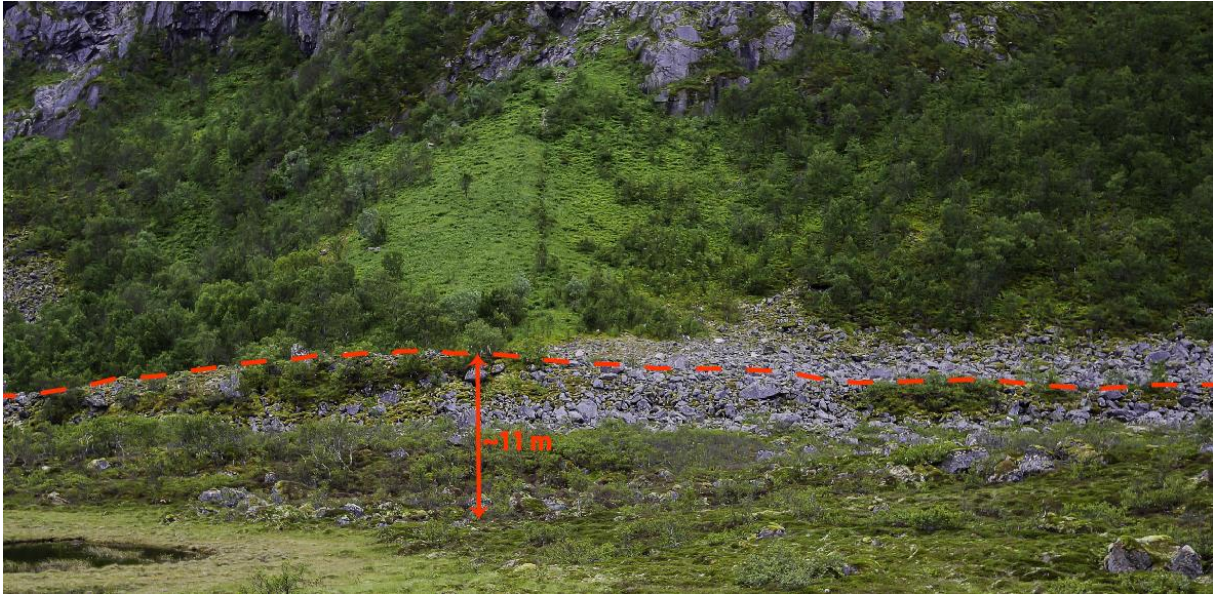
Pronival rygg

Rygg, eller serie med ryggar eller vollar, av materiale som er danna ved den nedste enden av fleirårig eller semi-permanent snødekke, ofte i botnen av bratte skråningar og fjellsider. Desse er hovudsakleg danna ved at rasmateriale vert ført over snødekket og samlar seg opp i botnen. I tillegg kan subnivale prosessar også spele inn (Shakesby, 2014).

Ryggform ved Orkleivbekken

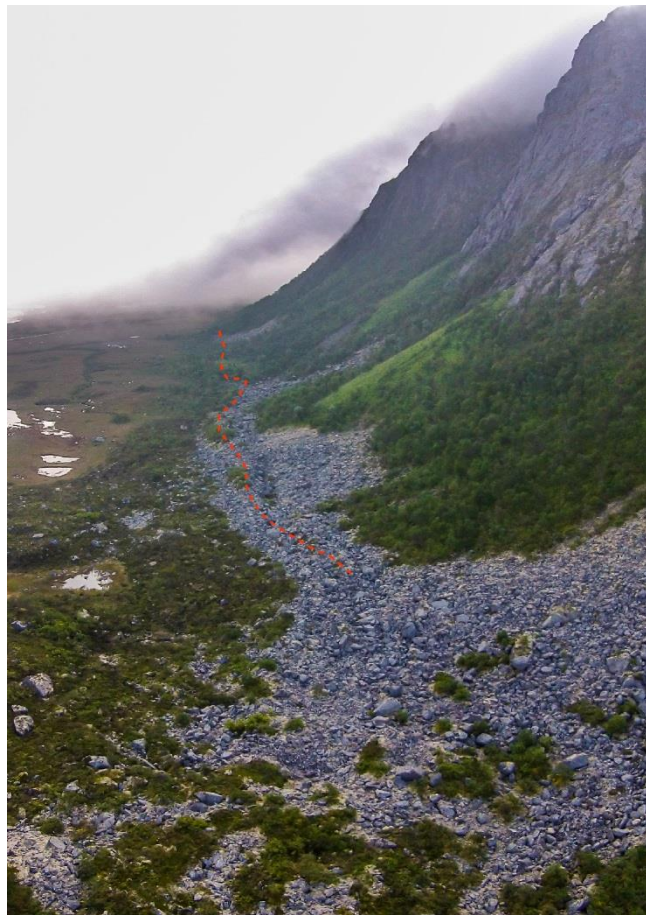
UTM 0520925 7653669 – UTM 0521472 7653558

24 – 42 m o.h.



Figur 2.3 Ryggform ved Orkleivbekken sett mot sør. Stipla linje markerar toppen av ryggforma. Pil viser høgda frå topp til botn av landforma, ~11 m ved pil.

Om lag 585 meter lang ryggform orientert VNV-ØSØ langs foten av fjellet Stor-Orkleiva, i nordvendt skråning. Ryggen kan fylgjast frå 42 m o.h. i vest til 24 m o.h. i aust (Figur 2.4). Høgda frå myrområdet nedanfor varierer mellom 6 meter til 10-11 meter (Figur 2.3). Ryggen er dominert av blokker, men også finare materiale som stein og grus er til stade i nokre delar av ryggen. Ryggen har bratt front mot nord, med flater og søkk i bakkant mot sør. Fjellsida ovanfor ryggen er dominert av kanta blokker. I nokre delar, hovudsakleg nedanfor tydelege renner i fjellsida, kan ein også finne kanta materiale med kornstorleik frå grus til blokk som er usortert. Ovanfor dette er fjellsida bratt med bart fjell.



Figur 2.4 Ryggform ved Orkleivbekken sett mot aust. Stipla linje markerar toppen av ryggforma.

Tolking

Ut frå form, orientering av fjellsida og ryggen, materialsamansetning og store mengder rasmateriale i nærleiken, er dette tolka til å vere ein pronival rygg. Dei kanta blokkene og det kanta usorterte materialet med kornstorleik frå grus til blokk er tolka som respektive materiale frå steinsprang og materiale frå snøskred. Ryggen er høgare nedanfor tydelege rasvifter og skar i fjellet, der det har blitt tilført meir materiale. Mellom rasviftene og skara i fjella, der materialtilførselen har vore mindre, er ryggen lågare, men ofte med eit søkk i bakkant. Dette tyder på at steinsprang og snøras ikkje har bygd opp materiale i bakkant av ryggen til høgda av toppen av ryggen etter at forholda for danninga var til stades. Delane av ryggen med meir finmateriale kan ha fått tilført meir materiale frå snøras, medan dei blokkrike områda har fått tilført materiale hovudsakleg frå steinsprang. Fjellsida ovanfor er svært bratt, og ein ser tydelege spor av skredprosessar som kan tilføre materiale. Lokaliseringa av ryggen i ein nordvendt skråning talar også for at dette er ein pronival rygg, då fleirårig eller semi-permanente snøfonner lettare kan byggje seg opp her av klimatiske årsaker i periglasiale miljø.

2.2.3 Marine avsetjingar

Marin strandavsetjing

Sediment avsett og bearbeida av bølge- og straumaktivitet i strandsona. På grunn av landheving kan ein finne slike avsetjingar høgare enn dagens aktive strandlinje, men aldri over marin grense. Kornstorleik kan variere frå silt til blokk, men vanlegast er sandig grus. I studieområdet kan ein finne aktive strandavsetjingar rett over dagens havnivå, samt heva strandavsetjingar opp mot 25 m o.h.

Nattmålsholen Gravel Pit

UTM **0523094 7655366** 20 m o.h.

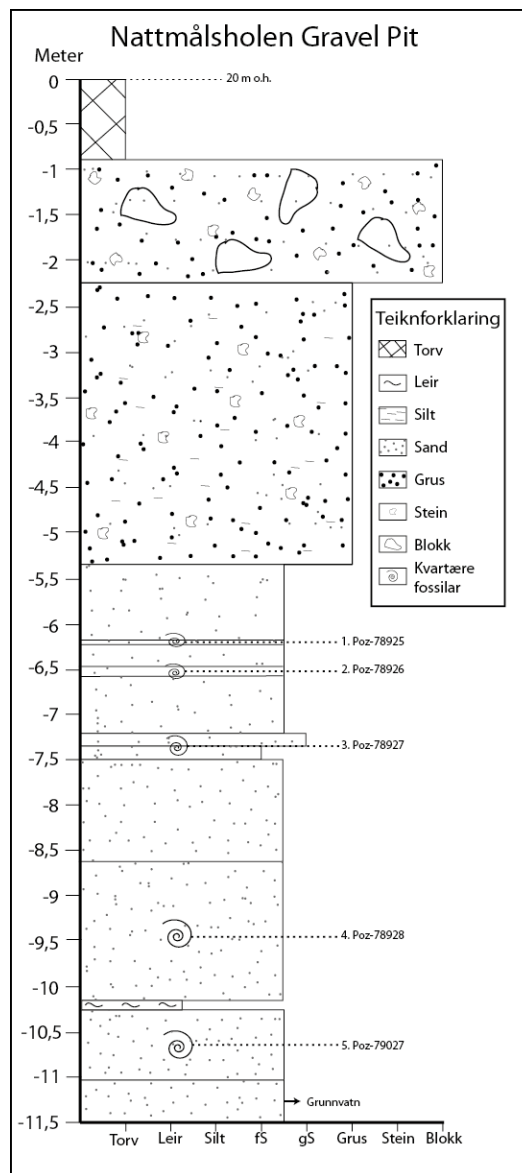
Nattmålsholen Gravel Pit (NGP) ligg ved eit masseuttak aust i studieområdet. Det vart her greve eit snitt frå toppen av masseuttaket 20 m o.h., og ned til grunnvatnsspegelen, om lag 11 meter djupt (Figur 2.5). Ein finn øvst eit sjikt med mørk brunt sediment som inneheld nedbrote og delvis nedbrote organisk materiale. Nedanfor dette sjiktet finn ein usortert materiale med kornstorleik frå sand til blokk. Dette vert fulgt av eit sandig/ grushaldig diamikton nedanfor, med kornstorleikar frå silt til stein, hovudsakleg sand. Om lag 5,3 meter ned frå toppen finn ein det fyrste laget av bimodal sand med eit tynt lag, 3-4 cm, skjelhaldig

sand under. Deretter 23 cm bimodal sand, 10 cm skjelhaldig sand, 60 cm bimodal sand og 13 cm grov skjelhaldig sand med 16 cm fin skjelhaldig sand under. Deretter 110 cm bimodal sandgrus, 150 cm skjelhaldig sand, 8-10 cm siltig leire og under dette skjelhaldig sand ned mot grunnvatnspegelen, 74 cm. Ved grunnvatnspegelen finn ein eit rustraudt lag.

Prøvar av skjel er innhenta frå denne lokaliteten, sjå kapittel 2.3 Radiokarbondateringar . Formålet med dette er å kunne datere dei ulike sjikta av skjelhaldig sand. Prøvane er innhenta frå kvart sjikt med skjelhaldig sand som er avskilt av anna materiale. Totalt fem prøvar er innhenta. Sjikta på 13 og 16 cm er ikkje avskilt av anna materiale, kun ulik kornstorleik, det er difor berre henta ein prøve frå desse to sjikta. Det er tidlegare henta inn OSL-dateringar frå sjiktet med sandig, grushaldige diamikton (frå om lag -2,25 m til -5,3 m).

Tolking

Øvst finn ein eit lag med torv, deretter eit lag med usortert blokkrikt materiale med kornstorleik frå sand til blokk tolka til å vere morenemateriale, truleg botnmorene. Under dette finn ein eit sandig/grushaldig diamikton tolka til å vere glasifluvialt materiale avsett tidlegare enn morenematerialet ovanfor. Under dette finn ein fem lag med skjelsand, skilt ved fleire lag med bimodal sand og eit siltig leirlag. Den bimodale sanden er tolka til å vere strandgrus, som laga med skjelsand støttar under. Ved datering av skjel frå laga med skjelsand kan ein tidfeste når desse sedimenta vart avsett.



Figur 2.5 Logg av snitt ved NGP. Radiokarbondateringar markert med stipla linje.

Strandvollar

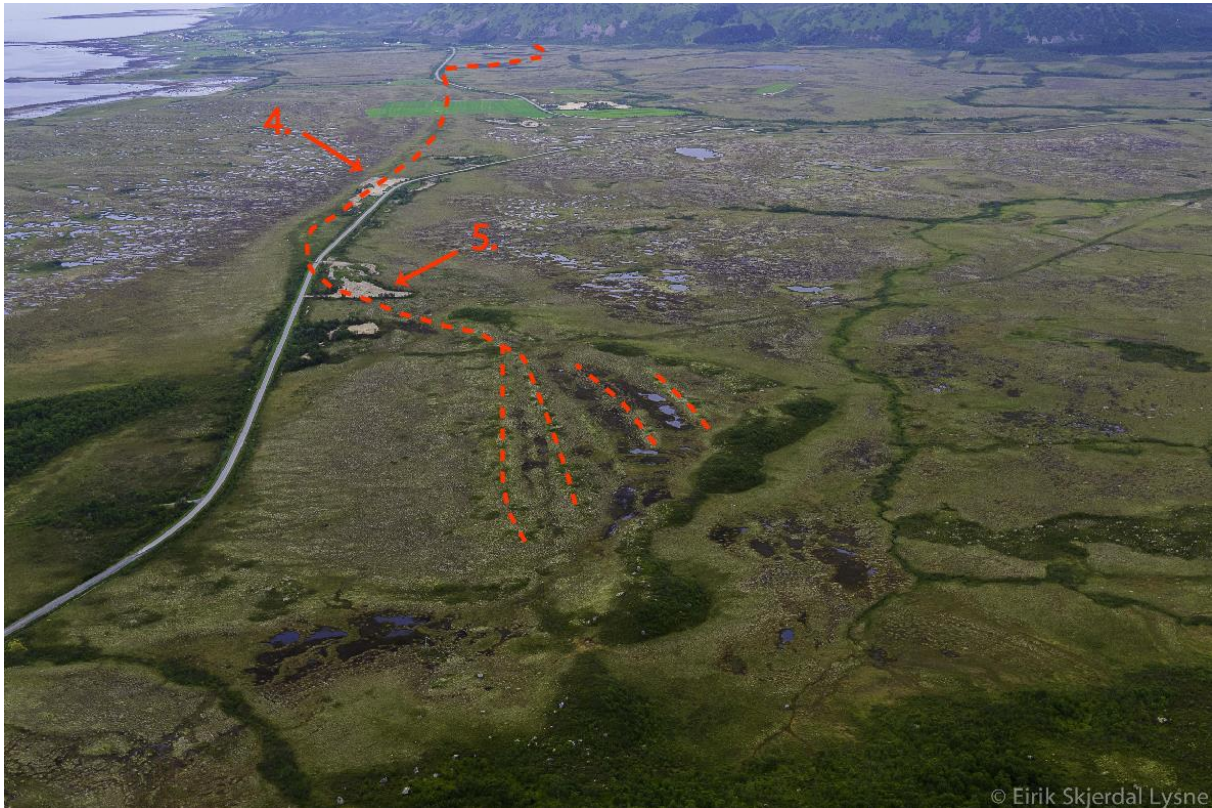
Vollar av sorterte lausmassar akkumulert ved bølgeaktivitet. Materiale som vert ført mot land er større enn mengda materiale bølga tar med seg tilbake, og over tid vil større mengder samle seg opp og danne vollar. Sedimentsamansetjinga i strandvollane er avhengig av kva materiale som er tilgjengeleg i strandavsetjinga som tilfører materialet. Også mengda bølgeaktivitet spelar inn på sedimentsamansetjinga; meir bølger fører til at grovare materiale kan bli avsett, medan i område med mindre bølgeaktivitet kan det avsettast finare materiale i strandvollen (Sulebak, 2007, s. 276-278). På grunn av landheving kan vi i dag finne slike strandvollar i område som ligg høgare enn dagens aktive strandvollar.

Åknes-Storraet

UTM **0519338 7654271** – UTM **0521371 7658013** 20 – 25 m o.h.

Åknes-Storraet ligg midt i studieområdet med ei orientering frå sørvest mot nordaust. Det har høgde om lag 20-25 m o.h. langs heile systemet, som strekker seg om lag 4,3 km.

Orienteringa er nær parallell med havet i vest. Systemet er forma som flater med ein kant mot vest på om lag 30°, mot aust svakare helling mot omkringliggjande landskap. Systemet er vanskeleg å fylgje vidare mot sør frå Sandhaugan og frå foten av fjellet Mellakollen, då anna materiale truleg ligg over. Dette gjeld også nord i studieområdet då det her ligg rasmateriale over den potensielt vidare utstrekninga til systemet. I Åknes-Storraet er det fleire opne masseuttak (Figur 2.6).



Figur 2.6 Åknes-Storraet markert med stipla linje. Lokalitet 4 og 5 markert med piler. Bilete tatt mot NV.

Lokalitet 4.

UTM **0519798 7655516** 25 m o.h.

Snitt i ope masseuttak viser godt runda materiale med kornstorleik frå sand til stein. Det er også større førekomstar av godt runda stein i nokre delar av masseuttaket som kan tyde på at materialet har blitt noko sortert av den avsetjande prosessen. Lokalitet 4 markert på Figur 2.6.

Lokalitet 5.

UTM **0519570 7654903** 25 m o.h.

Godt runda blokker i tilknytning til masseuttak. Lokalitet 5 markert på Figur 2.6.

Tolking

Ut frå orienteringa og forma av Åknes-Storraet, samt samansetjinga til sedimenta, er heile systemet Åknes-Storraet tolka som ein strandvoll. Rundingsgraden tilseier at materialet har blitt sterkt påverka av bølgeaktivitet i strandsona og på strandvollen. Ved lokalitet 4 observerer ein noko sortering som fylgje av transporteringssevna til bølgeaktiviteten. Ved lokalitet 2 finn ein godt runda blokker, sannsynlegvis utsortert ved masseuttak. Desse kan vere avsett av bølgeaktivitet eller vere restar av tidlegare lausmasseavsetjingar på staden som seinare har blitt runda av bølgeaktivitet. Blokkene er av ein slik storleik at dei sannsynlegvis ville bli liggjande igjen med mindre bølgeaktiviteten var svært sterk.

Former vest for Åknes-Storraet

UTM **0518741 7654967** – UTM **0520605 7658872** 8 m o.h.

Gjennom flyfoto, nettbaserte karttenester og observasjonar i felt er det også funne eit system med landformer parallelt med havet. Dette systemet strekk seg om lag 4,7 km frå Sandhaugan, sørvest i studieområdet, til Bø, nordvest i studieområdet. Desse landformene ligg om lag 8 m o.h.

Hestneset

UTM **0519145 7656832** 6 – 2 m o.h.

Ved Hestneset kan ein sjå fleire tydelege linjer i landskapet som ligg med liten avstand frå kvarandre, 8-10 m mellom linjene. Forma på desse føl havet sin orientering i området. Den øvste av desse linjene ligg om lag 6 m o.h. medan den nedste ligg berre om lag 2 m o.h.

Tolking

Ut frå orientering, form og utstrekning er desse også tolka til å vere strandvollar eller strandlinjer. Dersom ein ser på høgda over havet så kan ein sjå at desse ligg lågare og nærmare kysten enn det Åknes-Storraet gjer. Dette tyder på at desse er danna seinare enn Åknes-Storraet. Den lengste vollen som strekk seg tvers over heile Bømyra vart danna fyrst, deretter dei mindre strandvollane som ligg tett ved Hestneset. Det minste systemet, ved Hestneset, er truleg danna over ein kortare periode med raskare landheving då strandvollane er relativt små med liten avstand mellom.

Vågraet

UTM 0521532 7655550 – UTM 0521397 7654589 10 m o.h.

UTM 0521301 7654893 (masseuttak)

Inst i Tranesvågen, i eit nedlagt masseuttak, er det grave to snitt. Det nedste, 6 m o.h., viser diamikt kantrunda materiale. Sedimenta har kornstorleik frå sand til stein, med lause blokker liggjande rundt snittet som viser at det også er sannsynleg å finne blokker i dette materialet.

Det andre snittet er tatt på same lokalitet, 9 m o.h. Sedimenta består av godt runda materiale med kornstorleik grus til stein.

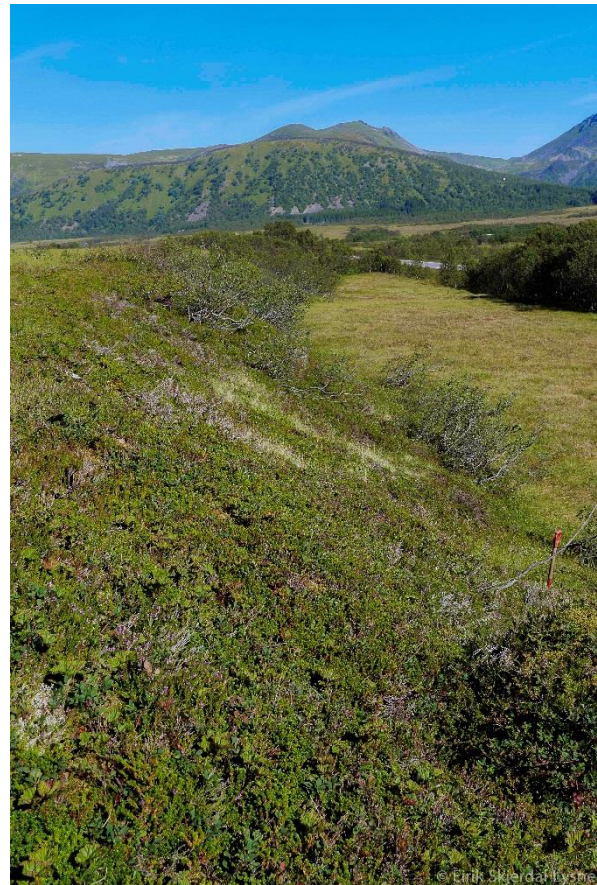
Mot nord kan ein fylgje ei skråning om lag 730 meter med 27° negativ helling mot aust med topp om lag 10 m o.h. (Figur 2.7).

Tolking

Form, helling og materialsamansetjing, samt distribusjonen i landskapet, tyder på at dette er ein strandvoll med underliggjande

morenemateriale. Denne strandvollen må, ut frå hellinga mot aust, vere danna ved bølgeaktivitet i Tranesvågen. Dette tyder på at strandvollen er danna etter at isen har trekt seg så langt tilbake mot aust at bølgeaktiviteten kunne spele inn såpass mykje at ei slik landform vart danna.

Dei underliggjande sedimenta av diamikt, kantrunda materiale er tolka som morenemateriale avsett på eit tidlegare tidspunkt, enten botnmorene eller randmorene knytt til haug-/ryggformene nord for Tranesvågen eller til Bjønnohlen-systemet med bogeform over Bømyra.



Figur 2.7 Skråninga med negative helling 27° mot aust. Bilete tatt mot NV.

2.2.4 Glasiale landformer

Morenemateriale

Større og mindre førekomstar av materiale transportert og avsett direkte av breen. Dette er diamiktisk materiale, usortert og med stor variasjon i kornstorleikar. Materialet i avsetjinga varierer med kva materiale som er tilgjengeleg for breen lokalt, samt korleis materialet har blitt transportert og avsett av breen (Nesje, 2012, s. 76). Rundingsgraden kan variere mellom kanta til godt runda, men er ofte kantrunda. I studieområdet er det i hovudsak markert samanhengande dekke med stadvis stor mektigheit. Dette er botnmorene med godt pakka, usortert materiale med ulike kornstorleikar. I tillegg er det fleire område som i hovudsak består av morenemateriale, enten botnmorene eller randmorene, men der fleire breframstøyt og forskjellige brear kan ha påverka og dermed gjort det vanskeleg å skilje landformene frå kvarandre.

Randmorene

Ryggar av morenemateriale skyvd opp framfor brefronten ved framrykk eller opphald i tilbakesmeltinga. Ryggane kan vere samanhengande eller usamanhengande i eit belte, brefronten kan også vere markert av belte av morenemateriale eller blokker. Randmorenar består ofte av usortert materiale med fleire kornstorleikar. Storleik og form er avhengig av kva materiale som er tilgjengeleg for breen, storleik på breen og topografien i området (Sulebak, 2007, s. 221).

Haug-/ryggformer nord for Tranesvågen, aust i studieområdet

I dette området er det fire haug-/ryggformer som ligg ved sidan av kvarandre i ei bogeform mot vest; Einebærholen, Mellaholen, Tverrholen og Nattmålsholen (Figur 2.8). Dei høgaste punkta på alle fire haug-/ryggformene ligg 48-52 m o.h. og dei deler fleire av dei same karakteristikkane. I tillegg kan ein finne fleire mindre haug-/ryggformer mellom desse med betydeleg mindre vertikal og horisontal utbreiing.



Figur 2.8 Mellaholen, Tverrholen og Nattmåsholen. Einebærholen ute av biletet aust for Mellaholen. Bilete tatt mot SØ.

Haug-/ ryggform, Einebærholen

UTM **0523949 7655597** – UTM **0523415 7655753** 50 m o.h.

Den fyrste ryggen, Einebærholen, er den austlegaste av dei fire. Einebærholen er om lag 580 m lang og om lag 200 m brei, med øvste punkt 50 m o.h. Ryggen fylgjer i hovudsak ein orientering Ø-V. Mot nord er hellinga frå toppen slak mot myrområda nedanfor som ligg 40 m o.h. Mot sør er det ei brattare helling mot myrområda nedanfor som byrjar 25 m o.h. og fortset ned mot havnivå ved Tranesvågen. To snitt er tatt i Einebærholen, det fyrste ved UTM **0523567 76 55691**. Materialet var usortert, kantrunda med kornstorleikar frå sand til blokk.

Det andre snittet vart tatt 40 meter vest for det fyrste i ein blotning laga i forbindelse med vegbygging ved UTM **0523534 7655701**. Litologien kan her delast inn i fem einingar frå topp til botn: Torv, utvaskingslag, raudbrun aurhelle, tynt lag med leire og godt sortert siltig sand. Det er teikn til lagdeling i eining 5 med godt sortert siltig sand, men laga ligg omrørt og går på kryss av kvarandre. I overflata finn ein blokker.

Haug-/ ryggform, Mellaholen

UTM **0523361 7655996** – UTM **0523022 7655781** 48 m o.h.

Rygg nummer to, Mellaholen, ligg om lag 130 meter nordvest for Einebærholen. Denne er om lag 400 meter lang og 220 meter brei, med øvste punkt 48 m o.h. Orienteringa på ryggen er her NØ-SV. Også her er hellinga mot sør bratt ned mot myrområdet 30 m o.h. medan hellinga mot nord er slakare. Ein finn blokker i overflata også her.

Haug-/ ryggform, Tverrholen

UTM **0522799 7655974** – UTM **0522583 7655647** 52 m o.h.

Den tredje ryggen, Tverrholen, har høgste punkt 52 m o.h. Tverrholen er om lag 400 meter lang og 260 meter brei. Denne føl ei orientering NNØ-SSV. Denne ryggen er om lag 20-25 meter høg i forhold til myrområdet rundt. Ein finn også her blokker i overflata.

Haug-/ ryggform, Nattmålsholen

UTM **0522586 7655507** – UTM **0522219 7655260** 50 m o.h.

Nattmålsholen, den siste av dei fire ryggformene i dette området, ligg sør for FV974 mot Tranesvågen. Denne er om lag 460 meter lang og 380 meter brei, med ein orientering frå NØ mot SV. Øvste punkt ligg 50 m o.h. medan myra omkring ligg om lag 20 m o.h. Den brattaste hellinga er mot sør, aust og vest, medan mot nord er hellinga slakare. Eit snitt er grave nær toppen av ryggen, ved UTM **0522364 7655416**. Nedanfor det øvre laget av torv og brunjord inneheldt snittet sand og leire i lagdelte fraksjonar. Desse laga er svært omrørte og viser inga tydeleg orientering (Figur 2.9A). I overflata på Nattmålsholen finn ein spreidde kantrunda blokker (Figur 2.9B).



Figur 2.9 A) Snitt nær toppen av Nattmålsholen viser sand og leire med omrørt lagdeling. Kompass peikar mot nord. B) Blokk i overflata på Nattmålsholen. Spade for skala.

Mindre haug-/ ryggformer i området

Det er også fleire mindre haugar og ryggar mellom desse fire "holane" (ryggane) som kan høyre til det same systemet. Eit snitt er tatt ved UTM **0523379 7655707**, i ein liten haug om lag 2 meter høg. Dette viser lagdelt fin sand og silt. Laga er også her omrørte og viser ingen tydeleg orientering eller påliteleg stratigrafisk avsetjingsrekkefylgje.

Tolking

Forma og orienteringa til ryggane i dette området indikerer at dette er moreneryggar. Dette vert også understøtta av funn av usortert, kantrunda materiale med kornstorleik frå sand til blokk i Einebærholen. Dette er tolka som morenemateriale. I tillegg kan ein finne blokker på overflata av alle ryggane, som også understøttar dette. Nokre av snitta viste finare materiale med omrørt lagdeling. Dette kan komme av at frosne blokker av finmateriale har blitt transportert av breen og avsett i moreneryggane. Form og orientering til ryggane tyder på at den avsetjande ismassen har komme frå aust mot vest, inn Tranesvågen. På havbotnen i Tranesvågen kan det ha vore god tilgang på lagdelt finmateriale som breen har transportert og avsett som frosne sedimentpakker i desse moreneryggane. Når desse blokkene med sediment smeltar vil den opphavlege strukturen i laga bli øydelagt og ein får omrørtd lagdeling.

Innlandsisen har sannsynlegvis gått over heile Bømyra, og det er difor sannsynleg at desse moreneryggane er randmorene danna under deglasiasjonen av dette isdekket, når isen trekte seg tilbake mot aust. Ryggane er då enten danna ved ein lengre stopp eller ved eit lite framrykk i denne perioden.

Randmorenen er her ikkje ein samanhengande rygg, men består av fire større haugar eller ryggar og fleire mindre mellom desse. Dette kan skuldast glasifluvial erosjon når breen låg i området, eller seinare fluvial erosjon frå bekkar og elver, til dømes frå Kobbedalen nord for randmorenen.

Ryggform ved Toevhågen

UTM **0523402 7656711** – UTM **0523781 7656690** 102 m o.h.

Toevhågen ligg om lag 750 meter inn Kobbedalen frå sør, og markerar eit tydeleg trinn i landskapet med sterk stigning frå 40 m o.h. til 102 m o.h. Nord for denne landforma er det eit myrområde 93 m o.h. I overflata finn ein kantrunda blokker. Landforma strekker seg tvers

over dalen med ei orientering Ø-V og er om lag 630 m lang, breidda aukar frå aust mot vest frå om lag 200 m til om lag 300 m (Figur 2.10).



Figur 2.10 Toevhågen midt i biletet. Stipla linje markerar topp på ryggforma. Nivået 102 m o.h. midt i biletet. Bilete tatt mot SØ.

Tolking

Form, orientering, distribusjon i landskapet med blokker i overflata tyder på at dette også er ei randmorene. Høgda tilseier at denne landforma truleg kan relaterast til dei glasiale trinna med størst mektigheit i området. Topografiske forhold kan også forklare mektigheita til landforma. Dei topografiske forholda ved plasseringa til landforma tilseier at ismassane vil auke i vertikal mektigheit som ei fylgje av innskrenking i moglegheit for horisontal utbreiing. Dalsidene ligg her berre om lag 600 m frå kvarandre.

Haug-/ ryggform ved Bjønnholen

UTM **0522775 7656414** – UTM **0522229 7656697** 45 m o.h.

Bjønnholen er lokalisert nord på Bømyra, nordaust i området, ved foten av Reinstifjellet (Figur 2.11). Bjønnholen er om lag 600 meter lang med orientering NV-SØ. På det breiaste er ryggen om lag 300 meter med høgde 45 m o.h. Høgda i forhold til myra rundt er om lag 15 meter. Materialet i ryggen ved UTM **0522279 7656731** er kantrunda med kornstorleik frå sand til blokk utan sortering, og det er også blokker rundt om på overflata. Ut frå flyfoto og nettbaserte karttenester kan ein sjå ei tydeleg linje i fjellsida frå denne ryggen mot aust (Norkart, 2016). Denne linja har ein positiv høgdegradient mot aust før den forsvinn, sannsynlegvis dekkja til og forstyrra av rasmateriale.

Tolking

Form, orientering og distribusjon i landskapet, samt materialsamansetjinga av kantrunda, usortert materiale frå sand til blokk med blokker i overflata tyder på at dette er del av ei randmorene. Linja i fjellsida frå Bjønnohlen som stig i ein austleg retning tyder på at breen var lokalisert mot aust, med front mot vest ved Bjønnohlen.

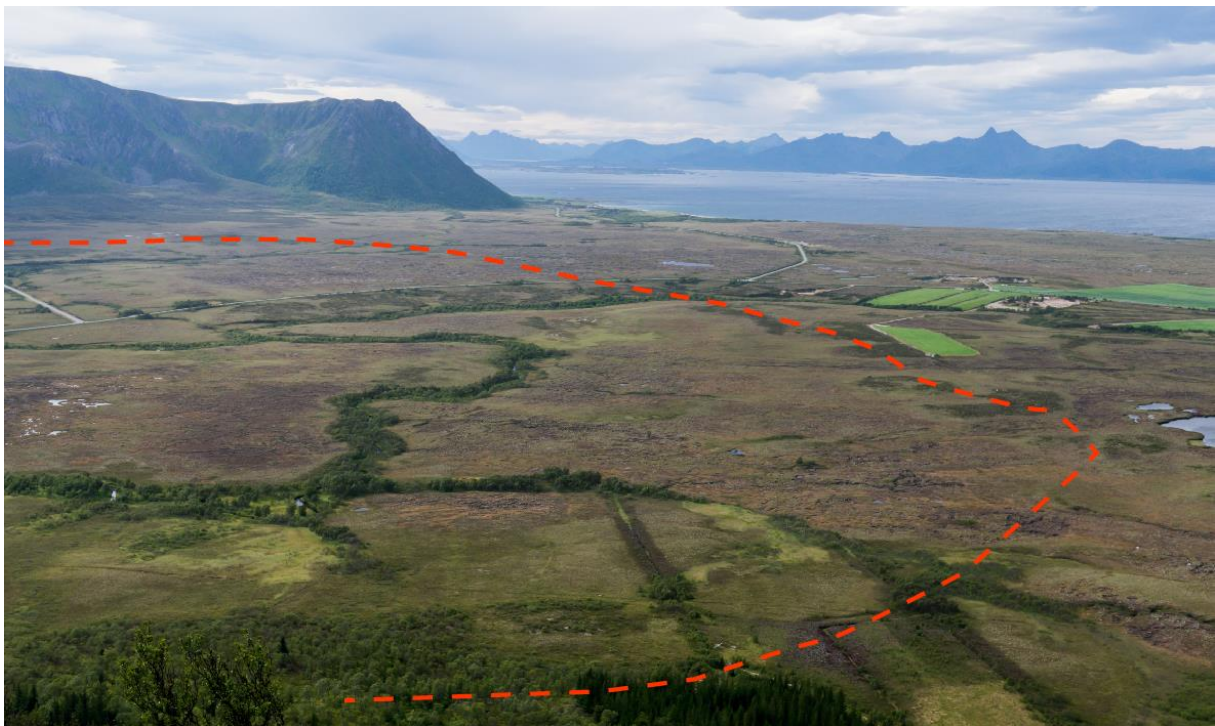
Mindre haugar over Bømyra

Frå Bjønnohlen i nord til Melamyran i sør ligg det fleire mindre haugar i ein boge med krumming mot vest (Figur 2.11). Desse varierer kraftig i høgd, frå om lag 1 meter til opp mot 22 meter høgd frå myrområda rundt. Høgda over havet på haugane varierer frå 17 m o.h. til 46,5 m o.h.

Lokalitet 6 og 7

UTM **0521043 7656469** og UTM **0520589 7655079** 24 og 15 m o.h.

To av haugane i bogeforma som går over Bømyra, lokalisert om lag 1,5km frå kvarandre. Høgda på haugane er her om lag 2 meter høgare enn myrflata rundt. Lokalitet 6 ligg 24 m o.h. medan lokalitet 7 ligg om lag 15 m o.h. Snitt grave på baa lokalitetane viser diamikt materiale bestaaende av sand, grus og stein, med blokker i overflata. Ved lokalitet 7 kan ein ogsaa finne finare lagdelt materiale bestaaende av sand øvst i snittet.



Figur 2.11 Stipla linje markerar bogeforma over Bømyra. Startpunkt nærmast fotografen er Bjønnohlen. Bilete tatt mot sørvest.

Tolking

Materialsamansetjing, orientering og distribusjon i landskapet tyder på at dette er delar av ei randmorene. Distribusjonen av haugane i denne bogeforma tyder på at desse høyrer til systemet til randmorenen ein kan fylgje frå Bjønnohlen. Det øvste lagdelte sjiktet ved lokalitet 7 er tolka til å bestå av glasifluvialt materiale. Det glasifluviale materialet er då tilført etter at morenesystemet har blitt danna.

Haug-/ ryggform ved Melamyran

UTM **0521330 7653795** – UTM **0521095 7654091** 46,5 m o.h.

Ved Melamyran søraust i studieområdet er landskapet dominert av haug- og ryggformer. I overflata av desse finn ein til dels mykje blokker. Ei av desse formene skil seg ut ved å vere orientert SØ-NV (Figur 2.12). Denne har høgd 46,5 m o.h., om lag 16 meter høgare enn myrflata mot aust og nord. Mot vest er det eit tydeleg søkk før ein igjen finn haug- og ryggforma overflate med blokker, her med meir kaotisk orientering og distribusjon. Ved lokalitet 8, UTM **0521178 7654019** er det grave eit snitt som viser diamikt materiale bestående av sand, grus og stein. Mot NV finn ein bogen av mindre haugar over Bømyra.



Figur 2.12 Haug-/ ryggform ved Melamyran. Raud stipla linje viser avgrensing mot vest ved eit søkk. Blå stipla linje viser utbreiinga til landforma mot aust. Bilete tatt mot SØ.

Tolking

Form, orientering, distribusjon i landskapet, samt materialsamansetjinga tyder på at denne landforma også er ein del av randmorenen ein kan fylgje frå Toevhågen og Bjønnohlen i nord, over Bømyra på dei mindre haugane og til denne ryggforma ved Melamyran. Alle desse er difor danna samstundes av den same ismassen frå aust, sannsynlegvis ved stagnasjon eller eit lite framrykk av innlandsisen under deglasiasjonsfasen.

Det er noko høgdeskilnad mellom dei ulike landformene som er del av morenesystemet frå Bjønnohlen til haug-/ ryggforma ved Melamyran. Topografiske forhold kan truleg forklare noko av dette, men truleg er utvasking og resedimentering viktigare faktorar. Dette har då skjedd etter at bogeforma er danna og isen trekte seg lenger tilbake mot aust. Smeltevatn frå denne vil då ha vaska bort randmorenen nokre stadar og avsett glasifluvialt materiale andre stadar.

Risholan

UTM **0519299 7654081** – **0519585 7654816** 28 – 30 m o.h.

Risholan består av ein serie med haugar lokalisert sørvest i studieområdet, aust for FV 975 (Figur 2.13AB). Haugane ligg tett og dannar difor ein samanhengande rygg, med høgdeforskjellar langs ryggen. Ryggen er orientert N-S i ein boge, med spissen av bogen mot aust. Mot sør er ryggen avgrensa av fjellsida med rasmateriale frå Melakollen. I nord er ryggen avgrensa av Åknes-Storraet. Det øvste punktet på kvar haug er 28-30 m o.h. Mellom desse punkta søkk høgda på haugane mot nivået til myra rundt, før nivået igjen stig mot neste topp. Vest for Risholan er nivået på myra om lag 23-24 m o.h. medan nivået aust for Risholan er om lag 20 m o.h. Vest for Risholan kan ein sjå fleire tydelege kystparallelle linjer som stikk opp frå myra, tolka som strandlinjer ut frå orientering, plassering og form.

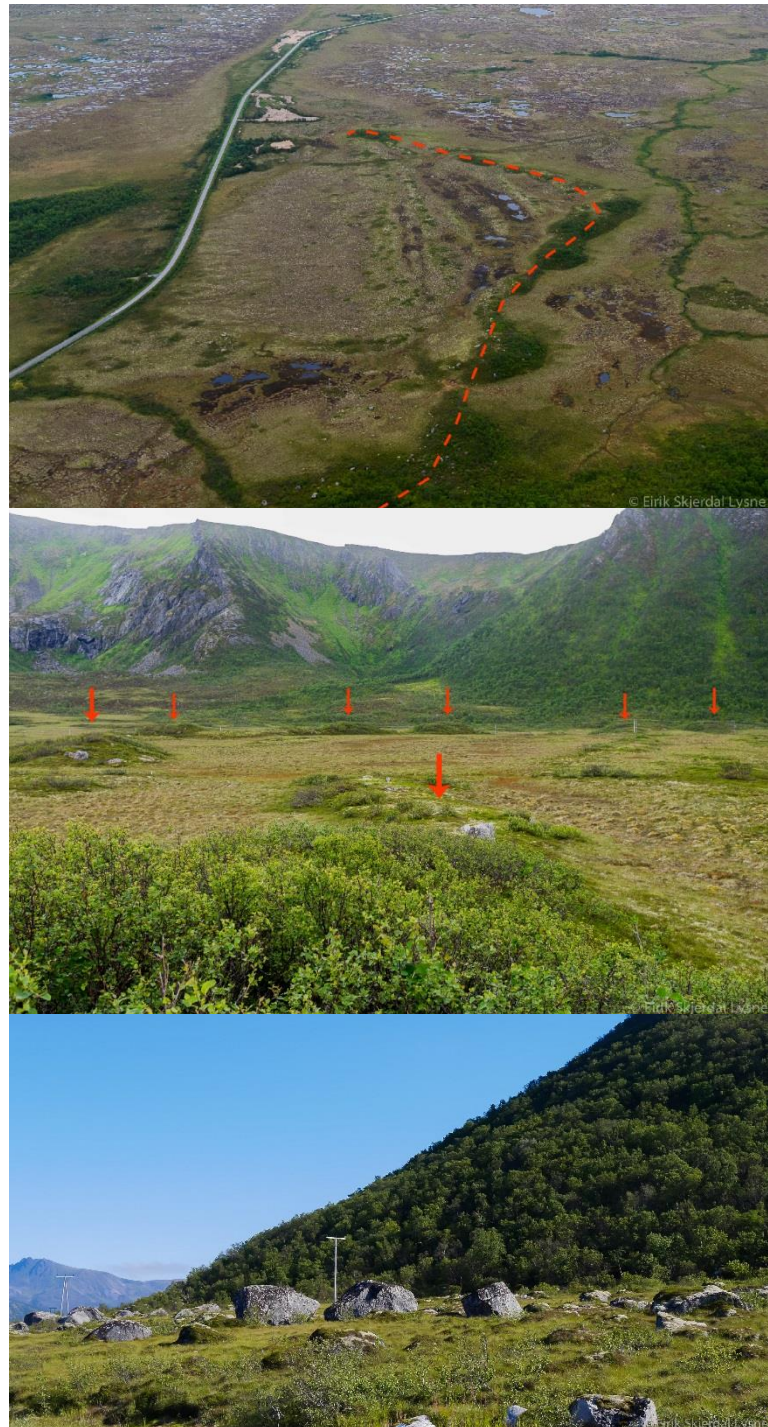
I overflata av haugane er det observert spreidde kantrunda blokker. Ved lokalitet 9, UTM **0518731 7654024**, vest for Melakollen aust for FV 975 ligg det ei samling store kantrunda blokker på overflata av myra 20 m o.h (Figur 2.13C).

Tolking

Blokker i overflata av ryggen, samt form, orientering og distribusjon i landskapet tyder på at denne består av morenemateriale avsett i ei randmorene. Forma tyder på at den avsetjande breen har komme frå sørvest. Høgda på haugane tyder på at dette på eit tidspunkt har vore ein samanhengande rygg, der delar har blitt erodert bort seinare og det dermed har blitt skapt fleire haugar. Dette kan ha skjedd ved glasifluvial erosjon når breen låg proksimalt med Risholan eller på eit seinare tidspunkt når breen trekte seg tilbake mot sørvest. Glasifluvial eller fluvial erosjon frå aust er mindre sannsynleg på grunn av høgdeforskjellen aust og vest for ryggen. Dei kystparallelle linjene, tolka som strandvollar, tyder på at Risholan på eit tidspunkt låg kystnært. Det er difor ein moglegheit for at bølgeaktivitet har erodert i lausmassane her. Åknes-Storraet

ligg vest for Risholan, nærmare kysten, difor må erosjonen ha skjedd før eller under danninga av denne strandvollen dersom bølgeprosessar har erodert delar av ryggen.

Isstraumen auka truleg i tjukkeleik mot sør. Ved utløpet av Gavlfjorden endrar topografien seg og breen kunne spreie seg utover horisontalt, hovudsakleg mot havet i vest. Istjukkeleiken har då blitt mindre og randmorenen ved Risholan vart danna. Dei store blokkene vest for



Figur 2.13 A) Risholan markert med stipla linje. Bilete tatt mot NV. B) Piler markerar haugane i Risholan. Bilete tatt mot sør. C) Blokker ved lokalitet 9, vest for Melakollen. Bilete tatt mot Ø-NØ.

Melakollen kan også vere morenemateriale avsett av den same ismassen som danna Risholan. Finmaterialet som desse truleg vart avsett saman med må difor ha erodert bort seinare. Ein moglegheit er bølgeaktivitet i området som eroderte finmassane, men ikkje hadde stor nok transportevne til å fjerne dei større klastane som ligg igjen.

Kobbøya

UTM **0522931 7654243** – UTM **0522852 7653841**

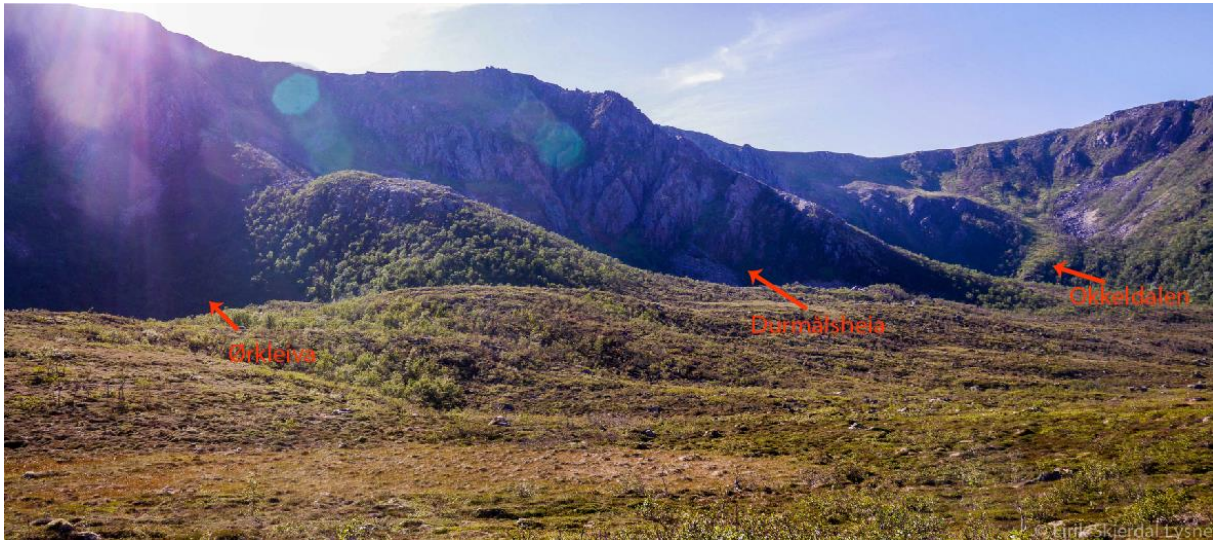
Kobbøya er lokalisert i Tranesvågen aust i studieområdet. Øya er om lag 410 meter lang og 110 meter brei, orientert NNØ-SSV. Flyfoto, karttenester og observasjonar frå land viser at øya består av lausmassar.

Tolking

Form, orientering og bestanddelen av lausmassar tyder på at også dette kan vere del av ei randmorene. Distribusjonen i landskapet med ein orientering NNØ-SSV stemmer overeins med innlandsisen sin tilbaketrekking over Bømyra mot aust. Kobbøya-randmorenen kan vere eit yngre trinn enn dei ein kan finne på land i studieområdet då deira form ikkje støttar ein samanheng med denne.

Lokalglasiasjon nord for Ramnskogheia

Nord for Ramnskogheia finn ein eit område med mange haugar og ryggformer, blokker og fleire botnar. Desse landformene er distribuert frå myrflata på Bømyra i nord oppover fjellsida mot toppane i Ramnskogheia i sør. Dette området vil her bli delt inn i tre delar frå aust mot vest: Ørkleiva, Durmålsheia og Okkeldalen (Figur 2.14).



Figur 2.14 Botnane i Ørkleiva, Durmålsheia og Okkeldalen markert med piler. Bilete tatt mot SV.

Ørkleiva

UTM **0520543 7653558** 50 m o.h.

Ved Ørkleiva, sør mot Ramnskogheia, kan ein observere ein halvsirkulær botn klart avgrensa med bratte sideveggar mot aust og vest og ein steil bakvegg mot sør. Mot sør, aust og vest finn ein bratte fjellsider dominert av skredmateriale, og bart fjell i skråningane med høgast gradient. Mot nord finn ein to mindre vatn, tørrlagte delar av året. Desse ligg på ei flate 50,5 m o.h. som strekker seg mot nord om lag 400 meter. Hellinga nedover mot myrområda i nord vert her brattare før myrflata dominerar om lag 200 meter lenger nord. Området ved Ørkleiva består av komplekse haug- og ryggformer dekkja av blokker. Ein kan likevel fylgje ein eller fleire ryggar/skråningar i materialet frå lokalitet 8 i aust som bogeformer vestover med det nordlegaste punktet i bogen direkte nord for botnen i Ørkleiva. Ein kan også observere eit tynnare dekke med blokker i overflata nordaust for Ørkleiva. Dette området går ut på myra med ei høgd om lag to meter høgare enn myrflata. Materialet heng saman med materialet frå Ørkleiva, men er 15-20 meter lågare enn materialet rett nord for Ørkleiva. Det tynne dekket av blokkrikt materiale har også ei bogeform med fronten mot nord.

I dei austlege delane av Ørkleiva og utover det haug- og ryggforma området her kan ein også observere ein stor tettleik av større og mindre blokker. Figur 2.15 viser dronofoto av delar av Ørkleiva.

Lokalitet 10 55 – 57 m o.h.

Ved UTM **0520857 7653764** kan ein observere ein sirkulær haug av blokker med ein diameter om lag 20 meter, høgd om lag 5-7 meter. Blokkene er kanta og kantrunda.

Lokalitet 11 70 m o.h.

Frå UTM **0520782 7653575** og om lag 190 meter nordvest kan ein observere store mengder blokker. Desse ligg frå fjellsida i søraust og spreier seg utover med stor mektigheit mot nordvest. Ved den nordvestlege enden av denne blokkrike overflata finn ein dei uttørka vatna 50,5 m o.h. Det blokkrike området er ved enden mot nordvest om lag 15 meter høgare enn vatna. Ein kan ikkje utelukke at det kan ligge anna materiale under desse som bidrar til den store høgdeskilnaden. Høgdegradienten på det blokkrike materialet stig mot søraust, mot fjellsida. Over det blokkrike området har fjellsida mot sørvest ein svært stor høgdegradient, med bart fjell i store delar.



Figur 2.15 Lokalitet 11 til venstre biletet, kjenneteikna ved stor del blokker. Dei to uttørka vatna midt i biletet. Bilete tatt mot SV.

Tolking

Den blokkrike overflata med haugar- og ryggformer består hovudsakleg av morenemateriale. Nokre av blokkene i overflata kan også komme frå steinsprang frå dei bratte fjellsidene rundt. Botnen inst i Ørkleiva har ei overfordjuping der dei to vatna er lokalisert, nord for dette finn ein morenemateriale. Dette saman med den halvsirkulære forma med bratte sideveggar og steil bakvegg mot sør tyder på at denne er danna av ein botnbre.

Morenematerialet nord for botnen er komplekst og tyder på gjentatt påverking ved fleire framstøyt og tilbaketrekningar av botnbreen frå sør. Påverking frå innlandsisen er også sannsynleg då innlandsisen gjekk over Bømyra og trekte seg tilbake her. Morenematerialet frå lokalglasiasjonen i Ørkleiva går i aust saman med materialet frå lokalitet 8, berre avgrensa av eit søkk i terrenget som viser at lokalitet 8 sannsynlegvis er ein del av randmorena som går i ein boge over heile Bømyra mot Bjørnholen i nord. Mot aust kan ein avgrense utbreiinga av morenemateriale frå botnbreen i Ørkleiva, ved eit tynnare dekke av morenemateriale. Forma viser at dette sannsynlegvis er avsett frå sør. Høgdeforskjellane i morenematerialet, som alle har ei grov halvsirkulær bogeform med spissen mot nord, viser at lokalglasiasjonen frå Ørkleiva har hatt fleire framrykk og tilbaketrekkingar. Dette bidrar til å ytterlegare forsterke inntrykket av komplekse haug- og ryggformer av morenemateriale påverka av fleire brear og fleire framstøyt og tilbaketrekningar frå ulike retningar. Truleg gjekk botnbreen frå sør mot nord ved Ørkleiva, denne hadde moglegvis fleire framstøyt. I tillegg gjekk innlandsisen over Bømyra, frå aust mot vest, også denne kan ha hatt fleire framstøyt og tilbaketrekkingar.

Lokalitet 10 og 11 er dominert av blokker av ulik mektigheit. Lokalitetane ligg nær dei bratte fjellsidene mot sør. Materialet er difor mest truleg rasmateriale frå desse fjellsidene som har bevega seg supraglasialt på breen, eller det kan ha blitt utløyst når breen trekte seg tilbake og forsvann. Når brear trekk seg tilbake vil trykket mot fjellsidene bli mindre, det er difor vanleg med steinsprang og skred som fylgje av denne trykkavlastinga. I nokre områder, spesielt i nordvendte skråningar, kan det likevel fortsatt liggje igjen snøfenner eller mindre brear. Rasmateriale frå fjellsidene kan då bevege seg supranivalt eller supraglasialt og leggje seg lenger unna fjellsida. Rasmaterialet kan også leggje seg øvst på snøen eller isen og bli avsett der breen eller snøfonna låg då desse forsvann.

Durmålsheia

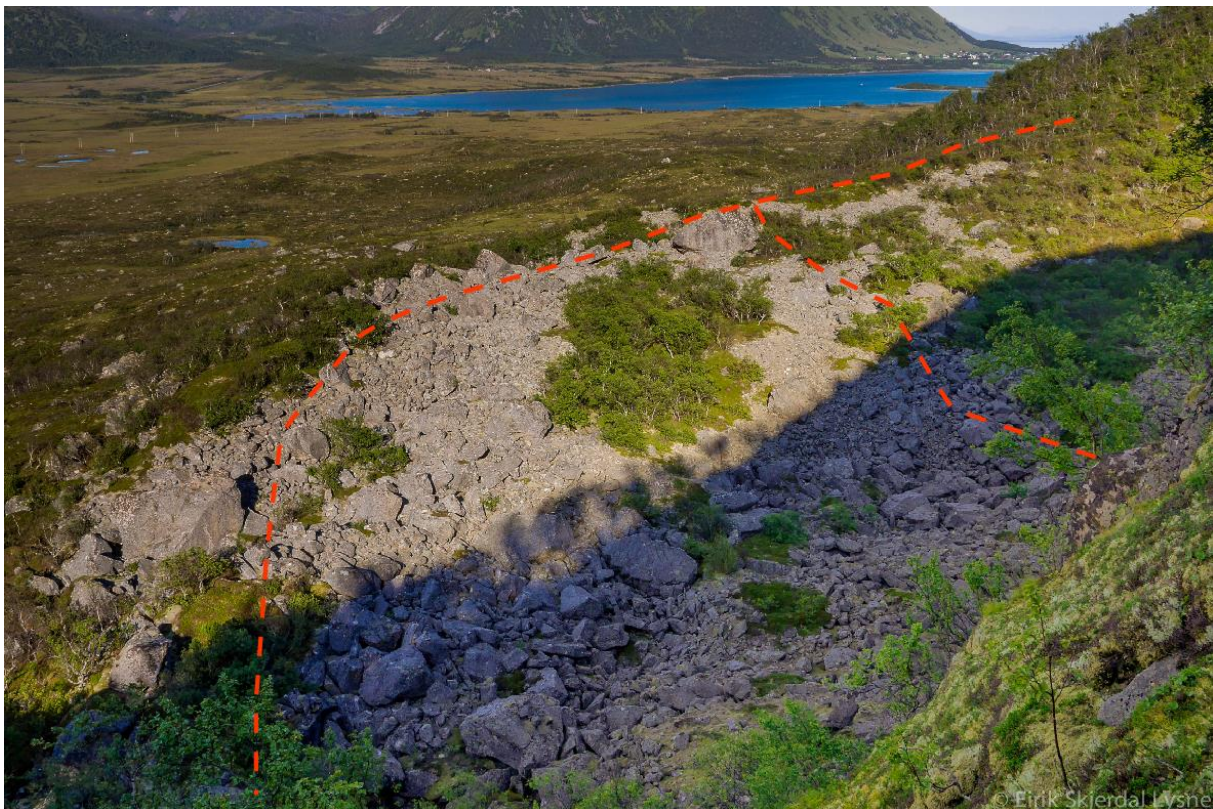
0520037 7653494 72 m o.h.

Ein kan her observere ein halvsirkulær botn med steil bakvegg mot sør og bratte fjellsider mot aust og vest. Bakveggen mot sør har fleire parti med bart fjell i dei brattaste skråningane, nedanfor desse kan ein fine store mengder kanta blokker. Sideveggane mot aust og sør har også nokre parti med bart fjell i dei brattaste skråningane, men har jamt over ein slakare høgdegradient dominert av blokker med spreidd vegetasjon. Mot nord kan ein finne ei tydeleg fordjuping framanfor den steile bakveggen. Høgda er her 72 m o.h.

Nord for fordjupinga framanfor den steile bakveggen, frå UTM **0519860 7653540** til UTM **0520147 7653539**, er det funne ein tydeleg rygg beståande hovudsakleg av blokker av varierende storleik. Ved lokalitet 12, UTM **0520027 7653587**, er det funne ei blokk over 10 m³. Denne ryggen er opp til 20 meter høgare enn fordjupinga ein finn mot sør (Figur 2.16).

Mellom denne ryggen og fordjupinga mot sør, frå UTM **0519905 7653488** til UTM **0520029 7653570**, finn ein også ein mindre rygg beståande av blokker som går saman med den større nordlegaste ryggen.

Nord for desse to ryggane finn ein eit haug- og ryggforma landskap som skil seg frå desse ryggane og området i den halvsirkulære botnen. Det er her mindre dominans av blokker i overflata og eit tjukkare vegetasjonsdekke. Det er også fleire tydelege trinn eller mindre ryggar i dette området med orientering aust-vest. Dette haug- og ryggforma området fortset nordover mot myrflata som byrjar 20-25 m o.h. Ein finn der det tynne blokkrike dekket beskrive under Ørkleiva.



Figur 2.16 Ryggformer nord for botnen i Durmålsheia markert med stipla linjer. Bilete tatt mot NØ.

Tolking

Den halvsirkulære forma med steil bakvegg og bratte sideveggar, samt ein tydeleg overfordjuping med ryggar i front tyder på påverking av ein botnbreen. Dei tydelege ryggane av blokkrikt materiale er tolka til å vere randmorene frå denne botnbreen, som ligg som ein

moreneterskel i front av botnen. Desse er danna av materiale flytta på av breen, hovudsakleg rasmateriale frå fjellssidene mot sør, aust og vest.

Nord for randmorenane finn ein eit haug- og ryggforma landskap beståande av morenemateriale ned mot myrflata. Ut frå form og orientering av det tynne bogeforma dekket på myrflata beskrive under Ørkleiva, er det sannsynleg at mykje av dette er avsett frå botnbreen i Ørkleiva, og ikkje frå botnbreen i Durmålsheia, som sannsynlegvis hadde ein betydeleg mindre horisontal utbreiing.

Okkeldalen

0519566 7653579 71,5 m o.h.

Ein kan her observere ein tydeleg halvsirkulær botn med bratte sider mot sør, aust og vest. I front av den sørlege sida er det ei fordjuping dekkja av ei lita myr 71,5 m o.h. Nord for denne stig terrenget om lag seks meter mot ei ryggform med spreidde blokker i overflata. Området har tett vegetasjon. Midt i ryggforma ved UTM **0519576 7653652** er det ei fordjuping som fortset i lausmassane mot myrflata om lag 370 meter nord. Denne fordjupinga er dominert av blokker i botnen med stein, grus og sand i sidene der dette er synleg under vegetasjonsdekket.

Nord for ryggforma mot myrflata er det funne fleire haug- og ryggformer og mindre trinn i landskapet orientert vest-aust frå Risholan mot Durmålsheia. Den lengste kan ein fylgje om lag ein kilometer frå vest for Okkeldalen til området mellom Durmålsheia og Ørkleiva der landskapet er dominert av mindre haug-/ og ryggformer. Den lengste linja ligg om lag 50-55 m o.h. medan ei mindre linje frå Okkeldalen mot Durmålsheia ligg om lag 65-75 m o.h.

Tolking

Forma og materialsamansetjinga tyder på at det har vore ein botnbre i Okkeldalen. Ryggforma i front av botnen, mot nord, er ein moreneterskel som ein ofte kan finne i samband med botnbrear. Fordjupinga midt i denne er tolka som ein smeltevatnskanal.

Området nord for denne moreneterskelen er også dominert av morenemateriale. Dette materialet kan ha komme frå Okkeldalen. Orienteringa til mindre trinn i morenematerialet som ein kan fylgje mot Durmålsheia i aust, tyder på at dette materialet seinare har blitt påverka av ismassar som har gått over Bømyra.

Nøssøyra og Bø-øyra

UTM 0520913 7661725 og UTM 0520152 7659514 5 og <5 m o.h.

Nord for studieområdet finn ein fleire nes eller øyrer som går ut i havet mot vest. Både Nøssøyra og Bø-øyra består av lausmassar, men med noko ulik mektigheit. Nøssøyra strekker seg om lag 670 meter vest og er opp mot 5 meter høg (Figur 2.17A). Bø-øyra er noko vanskelegare å fylgje då delar ligg under vatn, men ein kan finne spor av denne om lag 690 meter vest frå Bø (Figur 2.17B). Båe har ei bogeform med midten av bogen mot nord. Ein kan også sjå spor lenger vest på havbotnen av desse landformene ved hjelp av kartdata frå MAREANO (2016), sjå Figur 4.1.



Figur 2.17 A) Nøssøyra. Bilete tatt mot vest. B) Bø-øyra midt i biletet. Bilete tatt mot V-NV.

Tolking

Båe landformene er tolka til å vere delar av ein randmorene som fortset mot vest, då på havbotnen. Ved hjelp av MAREANO-prosjektet sitt kart over landformer på havbotnen kan me sjå eit stort tal randmorenar som ligg i havet vest for Nøssøyra og Bø-øyra. Desse er i hovudsak orientert SV-NØ, som tyder på at dei er danna av ismassane frå Gavlfjorden og Bømyra.

2.2.5 Glasifluviale avsetjingar

Materiale som er transportert og avsett av breelver. Materialet er ofte avsett i sorterte lag i ulike kornstorleikar som reflekterer variasjonar i elva si vassføring. Glasifluvalt materiale er meir runda enn morenemateriale og rundingsgraden aukar med lenger transportveg (Nesje, 2012). I studieområdet finn ein fleire stader glasifluviale avsetjingar.

Avsetjingar vest for Bøbekken

UTM **0520736 7655943** og UTM **0520677 7656302**
14 m o.h.

Vest for Bøbekken, midt på Bømyra, finn ein fleire opne masseuttak. Det er grave to snitt som viser tydeleg lagdeling med kornstorleikar frå silt til grov sand. Rundingsgraden på sedimenta er kantrunda til runda. Laga opptrer vekselvis mellom silt og grov sand. Nokre lag har brå overgangar mellom kornstorleikane, medan andre lag har meir gradvise overgangar med større mengd av fin sand i overgangane mellom laga (Figur 2.18). Laga viser lite helling, 3-5° negativ helling mot vest.

Tolking

Ut frå materialsamansetjing med tydeleg lagdeling og rundingsgraden med kantrunda til runda materiale er desse avsetjingane tolka som glasifluvalt materiale.



Figur 2.18 Snitt frå masseuttak vest for Bøbekken. Lagdelte sediment, vekselvis silt og sand. Bilete tatt mot aust.

Negativ helling mot vest viser sedimentasjonsretninga, med skrålag som skrår nedover bort frå breen. Breen må difor ha vore lokalisert i aust, noko som stemmer overeins med randmorenesystema ein kan observere aust for lokaliteten.

Avsetjing aust på Melamyran

UTM 0521642 7653962 30 m o.h.

I overflata finn ein blokker spreidd utover avsetjinga. Det er grave to snitt på lokaliteten. Snitta kan delast inn i seks fraksjonar. Øvst i snitta kan ein sjå om lag 70 cm kantrunda, diamikt materiale med kornstorleik frå sand til blokk. Under dette er det funne om lag 40 cm lagdelt sand, deretter 13 cm fin silt i klumpar med porerom mellom klumpane. Nedanfor dette sjiktet finn ein 18 cm fin silt, 1 cm finare silt og deretter fin silt til botnen av snittet. Ingen uniform helling er observert i det øvste sandlaget, eller i det finaste siltlaget.

Tolking

Dei øvste diamikte sedimenta er tolka som botnmorene ut frå materialsamansetjing og observasjonar av blokker i overflata. Dei underliggjande lagdelte sedimenta er tolka som glasifluvialt materiale ut frå materialsamansetjing og lagdeling. Laget med fin silt i klumpar er tolka som å vere frostpåverka fin silt som difor har klumpa seg. Dei glasifluviale sedimenta må ha blitt avsett fyrst. Distribusjonen av randmorenar og morenemateriale i området tyder på at materialet har blitt transportert glasifluvialt, enten frå ein bre i aust, eller frå botnbreane nord for Ramnskogheia, sørvest for lokaliteten. Deretter har lokaliteten blitt overkøyrd av ein bre, sannsynlegvis frå aust, som har lagt igjen botnmorene over dette.

2.2.6 Fluviale avsetjingar

Materiale avsett av rennande vatn, elvar og bekkar. Karakterisert av sorterte lag, kan også innehalde organiske lag. Avsetjingane kan ein finne ved aktive fluviale prosessar, men også som avsetjingar der det tidlegare har eksistert fluviale prosessar.

Storsletta

UTM 0521801 7657460 32 m o.h.

Dette området er lokalisert ved foten av Bøheia, nord i studieområdet. Ein finn i dag to mindre bekkar som drenerer gjennom ei vifteform med lausmassar og ut på myrområda på

Bømyra i sør. I bekkefara i fjellsida kan ein observere djupe forseinkingar. Vifteforma består av lausmassar, med kanta blokker i overflata. Mengda kanta blokker aukar nær foten av fjellet.

Tolking

Lausmassane som ligg i vifteform nedanfor bekkefara er tolka som å vere fluviale avsetjingar. Sedimenta har blitt tilført frå nord, noko som dei djupe forseinkingane i bekkefara her tyder på. Bekkane kan tidlegare ha hatt større mektigheit og difor hatt høgare transportkapasitet enn det som er tilfelle i dag. Dei djupe forseinkingane i bekkefara tyder på at ei stor mengd lausmassar kan ha blitt transportert ned til flata nedanfor, som der er avsett i ei vifteform.

Tranesvågen

UTM **0521626 7654905** 2,5 m o.h.

Inst i Tranesvågen har fleire bekkar og ei elv sitt utløp, blant anna Kjerkebekken og Kobbedalselva. Ved Kjerkebekken kan ein observere ei forsenking som strekker seg om lag 930 m vest for Tranesvågen. Høgda frå bekken i forsenkinga til overflata rundt forsenkinga er lengst borte frå Tranesvågen på om lag 5-6 m, ved Tranesvågen aukar djupna på forsenkinga til om lag 9-10 m. Også Kobbedalselva ligg i ei forsenking. Denne er opp mot 160 m brei, men over store delar av strekninga elva strekker seg over er den betydeleg smalare, berre om lag 12-15 m. Ved utløpet av elva og bekkane i Tranesvågen kan ein finne lausmassar som ved utløpa er samanhengande. Dette samanhengande dekket forsvinn fort når ein bevegar seg bort frå utløpa, fyrst til mindre usamanhengande øyer av lausmassar som stikk over havnivået, deretter ser ein ingenting over vatn.

Tolking

Lausmassane ein kan finne inst i Tranesvågen er tolka som å vere avsett av fluviale prosessar. Kobbedalselva er i dag den elva som har størst vassføring med utløp her. Massane er transportert frå områda som elva og bekkane går gjennom i dag og frå nærliggjande område der elvene og bekkane har meandret tidlegare. Forsenkingane ved Kjerkebekken og Kobbedalselva tyder på at det er til dels store mengder materiale som har blitt transportert bort frå elve- og bekkeløpa ved dagens løp. Lausmassane har størst mektigheit ved utløpa og forsvinn gradvis etter kvart som ein bevegar seg bort frå desse ut i Tranesvågen. Dette viser også at det er fluviale prosessar som har transportert og avsett dette materialet.

2.2.7 Eoliske avsetjingar

Godt sortert materiale transportert med vinden. Kornstorleiken kan variere frå grov silt til grov sand, ofte ein dominerande kornstorleik bestemt av vindstyrken ved avsetjing. Ein kan også ofte finne organiske lag i avsetjingane, då nye eoliske avsetjingar kan bli avsett oppå desse. Kjelder til eoliske sediment er ofte sandstrender, elveavsetjingar eller forvittra sandsteinformasjonar. Sanddrift skjer i området, då hovudsakleg seint på hausten og om vinteren når vintervindane gjer seg gjeldande i studieområdet (Nielsen et al., 2016). Nielsen et al. (2016) har også observert sandkorn på snø i studieområdet, som tyder på niveo-eolisk transport.

Sandhaugan

UTM 0518843 7654500 21,5 m o.h.

Lokalisert sørvest i studieområdet finn ein eit område med namnet Sandhaugan (Figur 2.19). I dette området er det fleire større og mindre dyneformer. Desse består av godt sortert materiale, hovudsakleg i kornstorleiken sand, men også med noko silt. Sandhaugan ligg i umiddelbar nærheit til sandstrand ved kysten. Nokre av dyneformene er dekkja av vegetasjon, medan andre er frie for vegetasjon eller sparsamt vegetert.



Figur 2.19 Sandhaugan midt i biletet, lyse felt er sand utan vegetasjonsdekke. Bilete tatt mot N-NV.

Tolking

Ut frå form, sortering og kornstorleik er det slått fast at dette er eolisk materiale. Materialet kjem truleg frå sandstrendene i nærleiken, der vinden har tatt med seg materialet og avsett det når vinden mistar bæreevna. Ein finn difor ikkje grovare materiale her. Det er også lite finare materiale enn sand, dette på grunn av at finmateriale kan ha blitt transportert lenger bort. Det er også sannsynleg at ein kan finne fleire mindre eoliske avsetjingar i studieområdet.

2.2.8 Andre landformer og avsetjingar

Torv og myr

Består hovudsakeleg av delvis nedbrote, dødt organisk materiale som gras, lyng og mose. Nytt, dødt organisk materiale vert tilført kontinuerleg frå overflata. Torvdanning i myra er difor ein kontinuerleg prosess i myrområde. Studieområdet inneheld store område med torv og myr med til dels stor mektigheit, meir enn 2 meter. Dei største myrområda er lokalisert i lågareliggjande område mellom havet i vest og Tranesvågen i aust.

Myr vest for Åknes-Storraet 9 – 17 m o.h.

I myroverflata på vestlege delar av Bømyra, vest for Åknes-Storraet, kan ein observere linjer i overflata. Desse linjene består av små vatn i linjer, med torv og myroverflate mellom. Linjene spreier seg utover i ei vifteform mot vest.

Tolking

Desse linjene kan komme av at fint glasifluvialt materiale som ikkje vart avsett i dei glasifluviale avsetjingane aust for Åknes-Storraet, vest for Bøbekken, har blitt transportert vidare mot vest. Her har materialet blitt avsett i ei vifteform eller delta. Dette materialet vil ha låg porøsitet ved avsetjing på grunn av innhaldet av fine kornstorleikar. Dette fører til at ein ved myrdanning fortsatt kan sjå forma på overflata av dei underliggjande sedimenta.

Antropogent materiale

Lausmassar som er sterkt påverka av menneskelege aktivitetar. Berre den mest påverka lokaliteten er tatt med på det kvartærgeologiske kartet. Denne lokaliteten er Nattmålsholen Gravel Pit (sjå kapittel 2.2.3 Marine avsetjingar).

2.3 Radiokarbondateringar

Fem marine skjel frå snittet ved Nattmålsholen Gravel Pit (NGP) er datert, og alle gir aldrar mellom 41 000-49 000 ^{14}C år BP (Tabell 2.1). Skjelfragmenta vart funne i fem ulike sjikt med skjelhaldig sand (Figur 2.5 syner snittet). Fragmenta er artsbestemt som *Mya truncata* og *Hiatella arctica*. Før prøvane vart sende til laboratoriet Poznan Radiocarbon Laboratory, vart dei nøye reingjorde for sand og silt, turka og vekta på sedimentlaboratoriet på Institutt for Geovitenskap.

Fire av desse fem prøvane ligg innanfor tidsintervallet til kalibreringskurva til Marine13 (Reimer et al., 2013), og aldrane er difor kalibrert til kalenderår. Skjela har teke karbonet opp frå havet og må difor også korrigerast for ein reservoaralder (Mangerud, 1972).

Reservoaralderen varierer i tid og rom og er eit usikkerheitsmoment i ^{14}C -dateringar av marine prøvar. I Marine13 er det nytta ein "global gjennomsnittleg" reservoaralder.

Reservoaralder varierer regionalt og ein må difor ved kalibrering justera reservoaralderen med ein ΔR -verdi knytt til denne regionale forskjellen.

Ved kalibreringa av desse aldrane er det brukt ein ΔR verdi på 71 ± 21 . Denne verdien er foreslått av Bondevik og Gulliksen og er basert på fem prøvar frå Nord-Noreg og Barentshavet (Mangerud et al., 2006). Den same verdien er til dømes brukt av Romundset et al. (2011) for sein-glasiale og holocene prøvar i Finnmark. Mangerud argumenterer for at ein kan bruke same delta-R verdi frå Nord-Atlanteren til Barentshavet (Mangerud et al., 2006), men Bondevik og Gulliksen viser derimot, i same artikkel, at delta-R verdier er avhengig av breiddegrad og aukar mot nord (Mangerud et al., 2006). Delta-R verdier er heller ikkje konstante gjennom tid og er knytt til endringar i havsirkulasjon og sjøisdekke (Bondevik et al., 2006). Utan ei regional marin kalibreringskurve for området vil difor rett delta-R verdi, spesielt for eldre prøvar, vera vanskeleg å finne.

Dateringane frå NGP har eit standardavvik mellom 1000 og 4000 år og ein annan reservoaralder vil i liten grad ha noko å seia for resultatet. Sjølv om det for 40 000 -50 000 år sidan godt truleg kan ha vore ein anna reservoaralder på grunn av ulik havsirkulasjon og meir sjøisdekke enn i dag, er det mest ryddig å bruka dagens reservoaralder.

Tabell 2.1 ¹⁴C-dateringar for NGP. Aldrar utheva på grunnlag av sannsynsverdi.

Location	Sample name	Lab. No.	Sample type	Radiocarbon Age	Cal. yr BP ± 2σ	Cal. yr BP ± 1σ	Relative area under 1σ probability curve
NGP	NGP-1	Poz-78925	Shell	42800 ± 1600 BP	45940±2960	45705±1525	1
	NGP-2	Poz-78926	Shell	42200 ± 1600 BP	45420±2880	45050±1450	1
	NGP-3	Poz-78927	Shell	40700 ± 1300 BP	44005±2025	43870±1020	1
	NGP-4	Poz-78928	Shell	49000 ± 4000 BP	N/A	N/A	N/A
	NGP-5	Poz-79027	Shell	41000 ± 1000 BP	44150±1580	44065±825	1

Ein kan i Tabell 2.1 sjå at dei kalibrerte aldrane innan eit standardavvik er mellom 43 870±1020 – 45 705±1525 kal. år BP. Prøve nummer 4, Poz-78928, ligg utanfor kalibreringskurva med ein alder på 49 000±4000 ¹⁴C år BP. Aldrane er i øvste grense for kva som er mogeleg å datere med radiokarbondatering og vil difor ha eit høgt standardavvik. Sannsynsverdien er for alle kalibrerte prøvar 1, både for eit og to standardavvik (sjå vedlegg 2). Ein kan sjå at fleire aldrar er inverterte i forhold til kvarandre, då NGP-5 er den fyrst avsette prøven og NGP-1 er den sist avsette prøven. Standardavvika er store og kan forklare denne inversjonen. Ein annan moglegheit som kan forklare inversjonen er at skjela er avsett i strandsona og har her blitt utsatt for bølgeaktivitet. Denne bølgeaktiviteten kan ha tatt med seg skjel frå forskjellige lag og stadar og resedimentert desse. Ein vil difor ikkje ha ein korrekt kronologi gjennom laga, men ein kan likevel sjå kva tidsperiode alle laga må ha blitt avsett under.

2.4 OSL-dateringar

OSL-dateringar er tidlegare tatt i studieområdet, to ved Nattmålsholen Gravel Pit og ein vest for Bøbekken (upublisert datering, Svein Olaf Dahl). Desse vil her bli kort presentert og seinare nytta i diskusjonsdelen.

Tabell 2.2 OSL-aldrar innhenta tidlegare i feltområdet, brukt i diskusjonskapittelet.

Lokalitet	Prøvekode	Høgde over havet	Djupn (cm)	Resultat (år BP)
Vest for Bøbekken UTM 0520722 7656248	Andøya Bømyra OSL-1	20	745	18 400±1700
Nattmålsholen Gravel Pit UTM 0522983 7655338	Nattmålsholen OSL 06-01			16 100±1400
	Nattmålsholen OSL 06-03			14 500±1600

2.4.1 Avsetjingar datert ved OSL

Vest for Bøbekken

UTM **0520722 7656248** (20 m o.h.)

OSL-datering innhenta frå glasifluviale avsetjingar vest i området (upublisert datering, Svein Olaf Dahl). Avsetjingane skildra i kapittel 2.2.5 Glasifluviale avsetjingar.

Nattmålsholen Gravel Pit

UTM **0522983 7655338** (20 m o.h.)

OSL-dateringar tatt frå glasifluvialt materiale. Dette materialet ligg stratigrafisk over marin strandavsetjing og under botnmorene (sjå Figur 2.5 og kapittel 2.2.3 Marine avsetjingar). Det glasifluviale materialet er avsett før botnmorenematerialet som ligg over. Dette tyder på at innlandsisen må ha rykka over avsetjingane etter avsetjing av det glasifluviale materialet.

2.5 Oppsummering

- Store delar av studieområdet er dekkja av myr, då hovudsakleg i lågareliggjande område. Fjellsidene er dominert av rasmateriale.
- Ein stor forekomst av eolisk materiale er lokalisert ved Sandhaugan, SV i studieområdet.
- Fleire strandvollar er observert, den største Åknes-Storraet ligg 20-25 m o.h. som går SV-NØ om lag 4,3 km. Fleire mindre om lag 8 m o.h. og 6-2 m.o.h.
- Tre botnar med det som er tolka som moreneryggar og morenemateriale i front er observert nord for Ramnskogheia. Dette tyder på lokalglasiasjon i desse botnane.

- Fire store haug-/ryggformer nord for Tranesvågen er tolka som del av randmorene avsett frå aust.
- Mindre haug-/ryggformer i boge over Bømyra er tolka til å vere randmorene som heng saman med Bjønnoholen og trinnet i Kobbedalen, avsett frå aust.
- Mindre ryggar i bogeform ved Risholan er tolka som randmorene avsett av bre frå sørvest.
- Bø-øyra og Nøssøyra nord for studieområdet er tolka som å vere del av randmorene som fortset ut i havet mot vest.
- Landformer tolka som relikte talus-deriverte steinbrear ligg nord i området, aust for Bø, opp mot om lag 50 m o.h.
- Lang ryggform nord for Stor-Orkleiva tolka som pronival rygg.
- Store glasifluviale avsetjingar vest for Bøbekken, vest for dei mindre haug-/ og ryggformene som går i boge over Bømyra.
- Skjelhaldig sand, tolka som marin strandavsetjing, avsett stratigrafisk under glasifluvialt materiale og botnmorene i Nattmålsholen Gravel Pit.

3 Innsjøsediment

Gjennom kvartærgeologisk kartlegging har ein fått ei god oversikt over lausmassar og landformer i studieområdet. Slik kan ein få oversikt over enkelte hendingar og kva forhold som måtte vere til stade for å kunne danne desse. Men for å få eit samanhengande bilete av brevariasjonar i studieområdet er analysar av sedimentkjernar frå tidlegare proglasiale innsjøar eit godt verkty. Ved å analysere sedimentkjernar og plukke ut makrofossilar til datering kan ein også tidsfeste endringar i sedimentasjonen (Thompson et al., 1975, Heiri et al., 2001, Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005b, Bakke et al., 2010).

Ein sedimentkjerne er tatt og analysert frå studieområdet, STAMP-112. I dette kapittelet vil analysane utført på denne kjernen bli skildra, deretter følgjer ei kort skildring, tolking og diskusjon rundt implikasjonane av funna ved hjelp av analysane. Sedimentkjernen vil i denne delen bli delt inn i ulike einingar basert på tolking av analysane.

3.1 Borelokalitet

Ved val av borelokalitet er det fleire faktorar som spelar inn for å få ein sedimentkjerne som viser forandringar i sedimenteringa tilstrekkeleg langt tilbake i tid. Ideelt bør det berre ha vore ein isbre til stade i dreneringsområdet til innsjøen. Den bør også ha vore liten nok til at dei mest sensitive lokalitetane fangar opp ein samanhengande kronologi (Dahl et al., 2003). Fleire proglasiale innsjøar er også å føretrekke framfor berre ein lokalitet. Ein kan slik kontrollere funna mot andre proglasiale innsjøar i det same dreneringsområde. Dei proglasiale innsjøane bør helst vere oppdemd av ein terskel av stein; berggrunn, og ikkje av lausmassar som moreneryggar. Botnen av innsjøen bør vere flat, med svakt skrånande sider for å minimere forstyrringar i sedimenta etter avsetning. Residensida til vassmassane må vere så lang at suspenderte sediment legg seg til ro på botnen. Aktive og tidlegare aktive geomorfologiske prosessar og transport av overflatesediment kan påverke sedimentasjonen og må difor bli tatt omsyn til (Dahl et al., 2003).

Ein sedimentkjerne er tatt frå det vesle tjernet Stampetjønna. Denne kjernen vart tatt av Pål Ringkjøb Nielsen, Henrik Løseth Jansen, Bjørn Skorpa Eikeland og Svein Olaf Dahl under feltarbeid 20. mars 2012. Dette tjernet ligg ved UTM **0521529 7656748**, om lag 600 m sør for foten av Bøheia på ei flate på Bømyra 24,5 m o.h. Ein kan ikkje observere tilførsel av vatn i

overflata til tjernet gjennom elvar eller bekkar. Drenering frå tjernet kan observerast mot vest der ein finn ein sidebekk til Bøbekken frå Stampetjønna. Aust for tjernet er det kartlagt mindre haugar tolka som randmorene som går i ein boge frå Bjønnohlen mot sør over heile Bømyra. Desse ligg om lag 15-20 m aust og sør for tjernet. Sørvest og vest for tjernet er det fleire opne sandtak som inneheld glasifluvialt materiale. Mot nordaust, ved foten av Bøheia, kan ein observere ei elvevifte der det i dag berre går nokre mindre bekkar. Den kvartærgeologiske kartlegginga i området har avdekka morenemateriale både vest og aust for dette tjernet. Dette tyder på at innlandsisen har gått over dette området og på eit tidspunkt dekkja tjernet. Ein kan difor ikkje bruke sedimentkjernen frå Stampetjønna for å skape ein samanhengande kronologi for heile perioden med innlandsis og lokalglasiasjon i området, men ein kan likevel kunne hente ut nokre data som kan vise oss sedimentendringar etter deglasiasjon aust for denne lokaliteten. Analysar av sedimentkjernen frå Stampetjønna vil kunne fortelje oss om breaktivitet etter at isen trekte seg tilbake aust for dette tjernet, og fortelje oss om når den fyrste organiske produksjonen på staden byrja. Det vil seie kvar i sedimentkjernen me kan finne dei fyrste spora etter organisk materiale. Dette kan vise eit minimum for når deglasiasjonen på denne lokaliteten skjedde. Ein kan også bruke analysane til å sjå om det har vore seinare endringar i sedimentasjonen, med mindre organisk materiale, som tyder på eit kaldare klima. Lokaliteten ligg eit stykke frå andre geomorfologiske prosessar og bør difor ikkje vere påverka av desse i stor grad, difor er det naturleg å tolke endringar i sedimentasjon som endringar i breaktivitet og klimaregime.

3.2 Sedimentparameter

3.2.1 Glødetap

Glødetap eller Loss-on-ignition (LOI) er ein utbreidd metode brukt for å avgjere mengda organisk materiale og karbonatinnhald i sediment (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). Ved bruk av LOI brenn ein prøvar av sediment ved spesifikke temperaturar over eit gitt tidsrom. Vektforskjellen før og etter brenning viser, avhengig av temperatur, mengda organisk materiale som har oksidert til karbondioksid, oske, og mengda karbonat som blir oksidert ved utvikling av karbondioksid (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). Mengda organisk materiale og karbonat som oksiderar blir brukt som ein invers indikator på minerogent materiale i prøven (Karlén, 1976, Bakke et al., 2005b). Andre prosessar enn brenning av organisk materiale kan også påverke prøvane ved LOI. Dette inkluderer dehydrering av leirmineral eller

metalloksydar, tap av flyktige saltar eller tap av uorganisk karbon i mineralar (Heiri et al., 2001). Mengda minerogent materiale versus organisk materiale i ein proglasial innsjø er utbreidd brukt saman med andre parameter til å indikera breen sin eksistens i dreneringsområdet ved at ein større del minerogent materiale kan indikere høgare breaktivitet (Karlén, 1976, Bakke et al., 2005b). Endringar i mengd minerogent materiale kan likevel ha andre årsaker som til dømes peri- og paraglasiale prosessar, skråningsprosessar, massestraumar og smelting av permafrost (Rubensdotter, 2002, Bakke et al., 2005b, Rubensdotter og Rosqvist, 2009, Bakke et al., 2010).

Ved bruk av LOI må ein fylgje eit fastsatt oppsett for å unngå moglege feilkjelder, og slik gjere det mogeleg å reprodusere og samanlikne resultat frå ulike laboratorium (Heiri et al., 2001). Ved LOI analysen på STAMP-112 vart fylgjande prosedyre nytta: Tom digel vegen, deretter vart kvar digel fylt med 1 cm³ sediment frå 240 cm til 277 cm i kjerna med oppløysing 0,5 cm (n=74). Digel med prøve vegen, deretter satt i tørkeskap, 105°C i minimum 12 timar. Diglane vegne på ny. Tørrvekta av prøven gir DBD (Dry Bulk Density), prøven si massetettleik i g/cm³. Deretter brent i omn ved 550°C i ein time, tatt ut av omnen og satt til avkjøling i lufttett behaldar (eksikator). Etter avkjøling vart diglane vegne. Dette gir oss eit mål på mengde organisk materiale i prøven og inverst mål på minerogent materiale i prøven gitt i prosent. Deretter er same prosedyre som ved 550°C utført ved 950°C på kvar tiande prøve, kvar 5 cm. Dette viser det totale karbonatinnhaldet i prøven. Alle data er ført inn i Microsoft Excel, der ein mal med korrekte uttrekingar er nytta for å gi LOI₅₅₀ og LOI₉₅₀ i prosent, samt DBD.

LOI₅₅₀ attgjeven frå Heiri et al. (2001):

$$\text{LOI}_{550} = ((\text{DW}_{105} - \text{DW}_{550})/\text{DW}_{105}) * 100$$

LOI₅₅₀ = Glødetap i prosent ved 550°C

DW₁₀₅ = Vekt av prøve tørka ved 105°C

DW₅₅₀ = Vekt av prøve brent ved 550°C

LOI₉₅₀ attgjeven frå Heiri et al. (2001):

$$\text{LOI}_{950} = ((\text{DW}_{550} - \text{DW}_{950})/\text{DW}_{105}) * 100$$

LOI₉₅₀ = Glødetap i prosent ved 950°C

DW₁₀₅ = Vekt av prøve tørka ved 105°C

DW₅₅₀ = Vekt av prøve brent ved 550°C

DW₉₅₀ = Vekt av prøve brent ved 950°C

3.2.2 Dry Bulk Density

DBD (Dry Bulk Density) er eit mål på massetettleik basert på tørrvekt av ein prøve av eit gitt volum. DBD analysar utført på STAMP-112 kjernen er basert på tørrvekta av 1 cm³.

Massetettleiken vil variere ut frå porøsiteten til sedimenta og deira evne til å halde på vatn.

Kanta minerogene partiklar har høgare porøsitet enn runda minerogene partiklar frå glasiar miljø, og vil difor innehalde større mengder vatn og ha lågare massetettleik. Glasiar deriverte, usorterte, runda partiklar ligg tettare og er difor mindre porøse med lågare vassinnhald som fører til høgare massetettleik. Gytje med kanta minerogene partiklar har høgast porøsitet og difor lågast DBD-verdiar (Bakke et al., 2005b). Glasiar materiale er ofte meir kanta enn fluvialt materiale

DBD reflekterer hovudsakleg forandringar i samansetjinga av kornstorleiken i sedimenta (Bakke et al., 2010). I innsjøar med høg minerogen sedimentasjon og låg organisk produksjon, mindre enn 5%, høver DBD som indikator på brestorleik då LOI er avgrensa av låg ratio mellom signal og støy. DBD kan vise små endringar i sedimentasjonen som skjer over korte periodar (Bakke et al., 2005b).

3.2.3 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) nyttegjer seg av eit svakt magnetisk felt som påfører ein prøve magnetisme. Materialet sin mottakelegheit (susceptibilitet) for denne påførte magnetismen kan målast og er proporsjonal med mengda magnetisk materiale i prøven (Thompson et al., 1975). MS kan difor skildrast som ein prøve sin grad av tiltrekking til ein magnet og viser til volum av ferrimagnetisk mineral til stades i prøven, til dømes magnetitt og titanmagnetitt

(Björck et al., 1982). Endringar i susceptibilitet er direkte positivt knytt til tilførselen av uorganisk alloktont materiale til prøvelokaliteten og er difor eit indirekte mål på minerogent materiale i sedimenta og indikator på erosjon og transport av klastisk materiale (Thompson et al., 1975, Snowball og Thompson, 1990, Nesje et al., 2001).

MS kan variere ved endringar i kornstorleik og graden av mekanisk bearbeiding. MS kan difor vere nyttig ved oppdeling av kjerneprøvar i stratigrafiske einingar og ved korrelasjon av kjernar (Björck et al., 1982). MS har også blitt brukt som indikator på breaktivitet, ved at det er sterk korrelasjon mellom brestorleik og sedimenttransport i proglasiale elver (Sandgren og Risberg, 1990, Nesje et al., 1994, Snowball og Sandgren, 1996, Nesje et al., 2001, Bakke et al., 2005b). Auka breaktivitet fører til auka erosjon og tilførsel av klastiske sediment som fører til større mengde minerogent materiale i nedslagsfeltet til innsjøen (Nesje et al., 2001).

Måling av MS på STAMP-112 er utført ved geofysisk institutt, UiB av Pål Ringkjøb Nielsen.

3.2.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er den nyttigaste dateringsmetoden for studiar av klimafluktuasjonar og førekomstar frå sein weichsel og holosen (Bondevik, 1999; Bradley 1999). Vanlege materiale å datere er makrofossilar, torv, kol, skjel, bein, marine organismar og gytje (Walker, 2005).

Radiokarbondatering tek utgangspunkt i nedbrytinga av den radioaktive isotopen ^{14}C til ^{14}N ved å framstilla betapartiklar (β). Denne prosessen startar etter at ein organisme dør. Karbonet i organisk materiale på jorda er i isotopisk likevekt med karbonet i atmosfæren. Når ein organisme dør vil den ikkje få tilført ^{14}C , men i staden bli nedbroten og sleppe ^{14}C tilbake til atmosfæren. Libby (1956) fastslo halveringsraten for ^{14}C isotopen til å vere 5568 ± 30 år, medan seinare studiar har funne at halveringsraten er 5730 ± 40 år (Godwin, 1962; Walker, 2005). Ved hjelp av denne kunnskapen kan me finne ut kor lenge sidan det organiske materialet var i live ved å sjå på kor mykje ^{14}C som er igjen. Ein kan i hovudsak seie at ein kan måle nedbrytingsraten opp til åtte halveringsratar tilbake i tid, som svarar til omlag 45.000 år. Ved hjelp av isotopanriking eller modifikasjonar av måleutstyr og betre behandling av prøvar er det mogeleg å få aldrar heilt opp i 75.000 år, men dette er per dags dato atterhalde ytst få laboratorium (Walker, 2005). Det er viktig å merke seg at dateringane blir gitt i ^{14}C år før notid. Ein må difor kalibrere desse aldrane for å få kalenderår, i tillegg er

”notid” eit standardår satt til 1950, som korresponderer med ein standardprøve av oksalsyre som korresponderer med dette året (van der Plicht, 2002).

^{14}C innhaldet blir målt på to forskjellige måtar, enten ved betateljing eller ved Accelerator Mass Spectrometry (AMS). Betateljing bereknar alderen ved å måle mengda β -partiklar som blir utskilt frå ^{14}C atoma, denne raten vil reflektere kor mykje ^{14}C som er igjen i prøven. AMS måler direkte på prøven ved at ein måler mengde ^{14}C i forhold til ^{12}C eller ^{13}C , som er stabile isotopar, og samanliknar raten med ein standard med eit kjent innhald av ^{14}C (Walker, 2005).

Når ein skal datere innsjøsediment ved hjelp av radiokarbondatering må ein vere påpasseleg med tanke på nokre vanlege feilkjelder. Prøven kan innehalde yngre eller eldre materiale tilført utanfrå eller virvla opp ved bioturbasjon og andre hendingar, til dømes ved flaumhendingar. I område med kalkhaldig grunn kan mineralsk karbon bli tilført, som kan føre til at ein får ein hardvasseffekt. Organismar tek til seg karbon gjennom vatn som inneheld bikarbonat, og vil difor berre vere i likevekt med vatnet og ikkje med atmosfæren. Alderen vil dermed bli overestimert (Bradley, 1999:55; Walker, 2005:29)

3.3 Presentasjon av data

STAMP-112 er delt inn i sju einingar, frå A til G. Dette er basert på sedimentparametra og visuell analyse. Sedimentparametra skal teoretisk kunne brukast for å seie noko om breaktiviteten i nedslagsfeltet for innsjøen der sedimentkjerna er henta. Einingane er i dette delkapitlet presentert kronologisk etter avsetjingstidspunkt, frå G på botnen til A øvst i den analyserte delen av kjernen. Figur 3.1 viser ulike parameter frå analysar på kjernen.

Datagrunnlaget for LOI, DBD og MS analysane kan ein finne i vedlegg 3.

Eining G

277-275 cm

I botnen av kjernen er sedimenta dominert av minerogent materiale med høge MS og DBD verdiar og låge LOI verdiar. DBD verdiane går frå 1,47 til 1,19 g/cm³ medan MS går frå 9,59 SI-10⁻⁵ til 8,00 SI-10⁻⁵. LOI stig frå botnen av eininga frå 0,7% til om lag 1,4% ved 275 cm. Kornstorleiken i eininga er sand, med noko fin grus. Fargen på Munsell-fargeskalaen for dette er 2,5y 5/1. Eit tynt lag går skrått frå 275,5 cm til 276,5 cm. Dette skil seg noko frå resten av det minerogene materialet i eininga ved at det har ein brun farge (10yr 4/3) og inneheld noko

meir organisk materiale enn det ein finn elles i eininga. Dette kan me sjå at som eit lite søkk i MS-/ og DBD-målingane ved 276 cm.

Eining F

275-273,5 cm

I denne eininga finn ein sediment med lys brun farge (2,5y 3/2) og kornstorleik innan siltspekteret. DBD og MS søkk kraftig gjennom eininga medan LOI stig. DBD går frå 1,19 til 0,71 g/cm³, MS søkk frå 8,00 SI-10⁻⁵ til 4,50 SI-10⁻⁵ medan LOI stig frå 1,4% til 14,8%. Dette tyder på større førekomstar av minerogent materiale nærare eining G og større del organisk materiale mot eining E. Fargen samt visuell analyse tyder på at sedimenta i eininga inneheld noko organisk materiale, analysane viser meir øvst i eininga, mot 273,5 cm. Kornstorleiken i eininga er fin sand.

Eining E

273,5-272 cm

Ein kan her sjå eit høgt nivå innan LOI med gjennomsnitt på 21,7%. Når LOI er høg, er ofte MS og DBD lågare, dette kan me sjå igjen på MS der gjennomsnittet for eininga er 3,78 SI-10⁻⁵. DBD har eit gjennomsnitt på 0,55 g/cm³. Visuell analyse viser eit mørkare brunt lag (10yr 3/1) som inneheld organisk materiale, dette samsvarar med laboratorieanalysane.

Eining D

272-261,5 cm

Denne eininga består av laminert materiale med jamt over låge LOI verdiar. LOI har gjennom eininga gjennomsnitt på 10,3%. Nedst i eininga finn ein eit sjikt med fin sand. Dette sjiktet har ein lys brun farge (2,5y 3/2). LOI verdiane søkk medan MS og DBD verdiane stig. Over dette sjiktet finn ein eit mørkare brunt sjikt (10yr 3/1). Det er her høge MS og DBD verdiar. Kornstorleiken i dette sjiktet er fin sand og ein kan finne tydelege makrofossilar (organisk materiale). Over dette sjiktet finn ein igjen lysare materiale (2,5y 3/2) med eit tynt lag der ein kan observere organisk materiale med mørkare brunfarge (10yr 2/1). Det lyse materialet som fortset gjennom resten av eininga mot 261,5 cm inneheld kornstorleikar frå fin sand til grov sand/fin grus. MS har eit gjennomsnitt på 5,67 SI-10⁻⁵ gjennom eininga med lågast verdiar nedst mot 272 cm, deretter stig verdiane før dei igjen søkk mot 261,5 cm. Det same bildet gjeld for DBD, men ein kan her observere noko meir variasjon gjennom eininga.

Eining C

261,5-245 cm

Ein kan her observere ein brå overgang i farge på sedimenta frå lys brun farge i eining D (2,5y 3/2) til mørk brun farge i eining C (10yr 2/1 og 10yr 2/2). LOI verdiane stig jamt frå 10,3% ved 261,5 cm til verdiane stabiliserar seg mellom 80-88% mot slutten av eininga. DBD søkk frå 0,64 g/cm³ ved 261,5 til 0,13 g/cm³ ved 245 cm, med lågaste verdi 0,11 g/cm³. DBD er invers med LOI, det vil seie at DBD søkk gjennom same intervall som LOI stig før DBD stabiliserar seg på eit lågt nivå 0,11-0,16 g/cm³. MS viser også i denne eininga same trend som DBD, men også her med noko meir variabilitet gjennom eininga enn det ein kan sjå i DBD.

Eining B

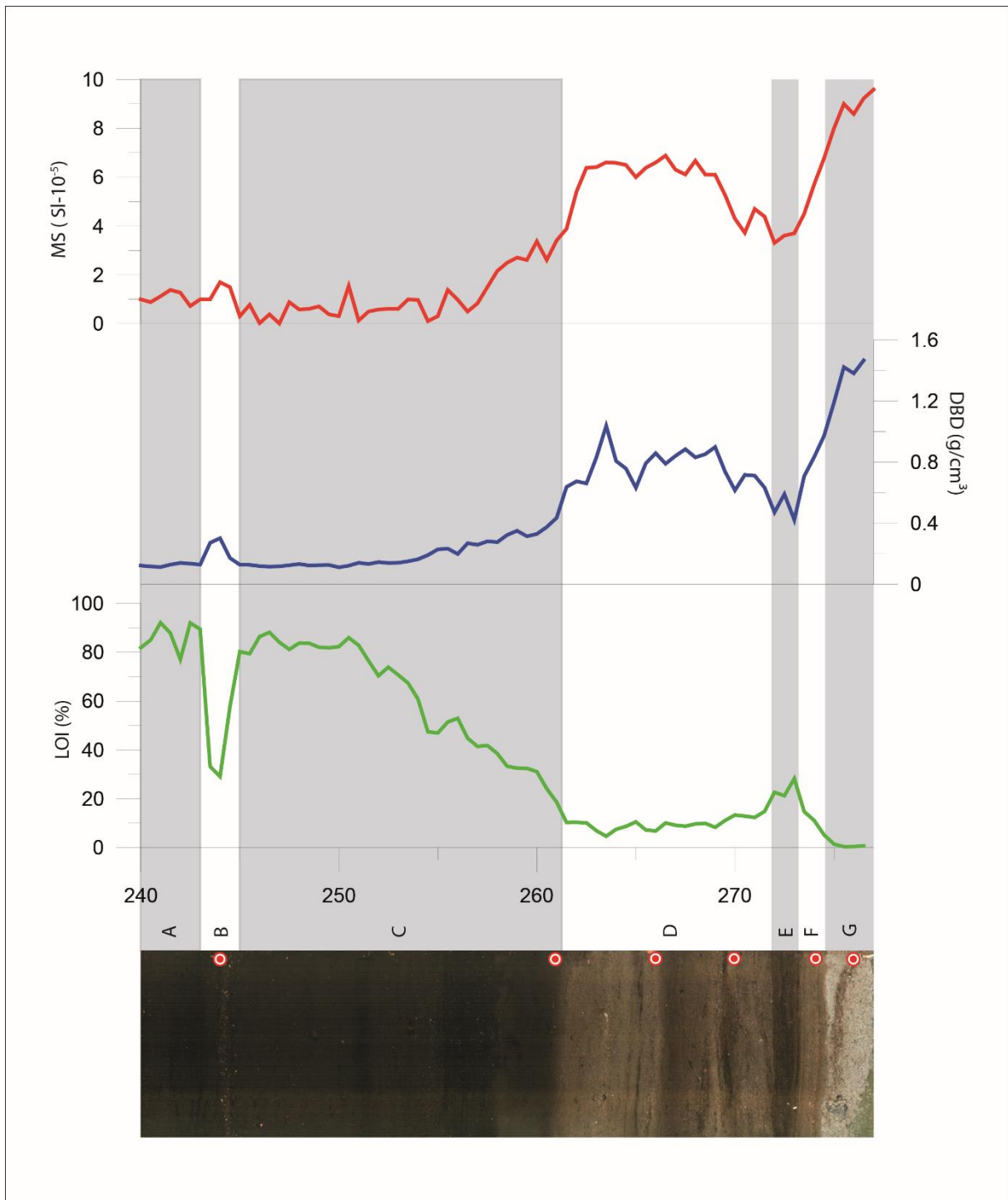
245-243 cm

Mørkt brunt lag, liknande eining A og C (10yr2/1), men med korn av lys, fin sand (10yr 6/6). Ein kan observere eit fall i LOI verdiane frå 80,3% ved 245 cm til 29,1% ved 244 cm. LOI verdiane stig deretter til 89,5% ved 243 cm. DBD og MS viser begge auking i verdiane. DBD frå 0,13 g/cm³ ved 245 cm til 0,3 g/cm³ ved 244 cm, deretter søkk verdien igjen til 0,13 g/cm³ ved 243 cm. MS stig frå 0,31 SI-10⁻⁵ ved 245 cm til 1,70 SI-10⁻⁵ ved 244 cm, deretter søkk verdiane igjen til 1,0 SI-10⁻⁵ ved 273 cm.

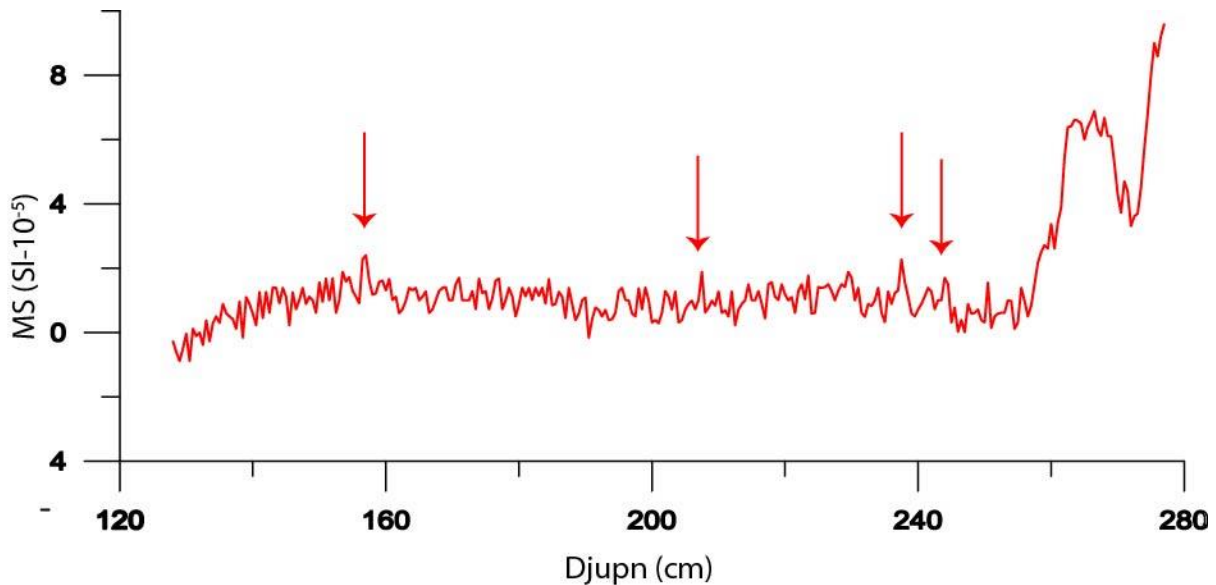
Eining A

243-128 cm

Resten av sedimentkjernen består av sediment av same karakter som øvst i eining C. LOI og DBD analysar er utført til 240 cm. Desse viser låge DBD verdiar, under 0,14 g/cm³ og høge LOI verdiar, over 80%. MS-analyse er utført til 128 cm, desse viser generelt låge verdiar <2 SI-10⁻⁵. Ein kan også finne nokre verdiar opp til 3 SI-10⁻⁵, desse punkta samsvarar ved visuell analyse med sjiktet ein kan finne i eining B (Figur 3.2). Vidare analysar av desse er ikkje utført.



Figur 3.1 Sedimentparametere fra ulike analysar. Raude punkt viser posisjon for prøvar datert med ¹⁴C-metoden. Data midlet til 0,5 cm oppløysing.



Figur 3.2 MS-data for kjernen mellom 128 og 277 cm. Piler indikerer mindre toppar med høgare verdi i kjernen over intervallet som er presentert i Figur 3.1. Data midlet til 0,5 cm oppløysing.

3.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er utført på sedimentkjerne STAMP-112. Seks prøvar vart tatt frå ulike punkt i kjernen, ved 244, 261, 266, 270, 274 og 276 cm (sjå Figur 3.1). Prøvane består av terrestriske makrofossil som er henta ut i hovudsak ved tydelege overgangar i sedimenta i kjernen. Makrofossilane vart tørka etter innsamling ved 50°C, deretter vegne og innsendt til analyse. Ved prøvetaking vart mikroskop nytta for å skilje mellom akvatiske og terrestriske makrofossil og seinare ved reingjering av prøvane. Dei fem øvste prøvane er henta ut frå delar av sedimentkjernen med LOI-verdiar frå 6,8% (266 cm) til 29,1% (244 cm). Prøvane er henta ut frå 0,5 cm intervallar ved dei nemnte djupnene. LOI-verdiar på dette nivået indikerer at organisk materiale er til stade. Eigna makrofossilar av terrestriske planterestar var til stade ved alle desse fem djupnene. Ved 276 cm, den nedste djupna det er henta prøvar frå, er LOI-verdiane betydeleg lågare, 0,4%. Dette tilseier at det er liten konsentrasjon av organisk materiale her. Prøven er difor innhenta frå det tynne laget med brunleg farge som går skrått mellom 275,5-276,5 cm, skildra under eining G.

Radiokarbondatering av prøvane er utført ved Poznań Radiocarbon Laboratory. Resultata frå radiokarbondateringane er deretter kalibrert til kalenderår med den nettbaserte programvara CALIB 7.1 (Stuiver et al., 2016). Kalibreringskurva brukt er IntCal13 (Reimer et al., 2013). Det atmosfæriske nivået av ^{14}C varierer gjennom weichsel og holosen, dette resulterer i toppar og utflatingar på kalibreringskurven. Desse toppane og utflatingane påverkar presisjonen ved kalibrering ved 1σ og 2σ . Prøven frå 244 cm havnar på ein slik utflating i kalibreringskurva. Dette fører til at me får fleire moglege kalibrerte aldrar under eit standardavvik (1σ). Den

høgaste sannsynsverdien under 1σ er her 0,339, ved 2σ 0,958 (sjå vedlegg 2). Ein bør difor ved denne prøven bruke kalibrert alder frå 2σ . Dei fem andre prøvane har høge sannsynsverdiar, 1 og 0,962 ved 1σ . Dette standardavviket er nytta på desse fem prøvane (sjå Tabell 3.1). Prøve 244 og 261 er inverse med stor skilnad i alder, med minste skilnad innan 2σ for 244 og 1σ for 261 på 2490 år. Også prøve 270 og 274 er inverse, men med overlappende minimumsalder og maksimumsalder innan 1σ . Aldrane på dei daterte prøvane strekk seg frå 3650 ± 40 til 12635 ± 55 kal. år BP (sjå Tabell 3.1).

Tabell 3.1 ^{14}C -dateringar frå sedimentkjerne STAMP-112. Aldrar utheva på grunnlag av sannsynsverdi (relative area under 1σ probability curve).

Core	Depth	Lab. No.	Sample type	Radiocarbon Age	Cal. yr BP $\pm 2\sigma$	Cal. yr BP $\pm 1\sigma$	Relative area under 1σ probability curve
STAMP-112	244	Poz-79106	Terrestrial macrofossils	5290 \pm 35 BP	6085\pm95	6100 \pm 20	0.339
	261	Poz-79109	Terrestrial macrofossils	3405 \pm 35 BP	3645 \pm 75	3650\pm40	1
	266	Poz-79110	Terrestrial macrofossils	9180 \pm 60 BP	10365 \pm 135	10325\pm75	1
	270	Poz-79111	Terrestrial macrofossils	9860 \pm 50 BP	11285 \pm 85	11250\pm40	0.962
	274	Poz-79123	Terrestrial macrofossils	9790 \pm 50 BP	11205 \pm 75	11215\pm25	1
	276	Poz-79124	Terrestrial macrofossils	10670 \pm 70 BP	12630 \pm 100	12635\pm55	1

3.5 Tolking av STAMP-112

DBD, MS og LOI er ofte brukte indikatorar på breaktivitet gjennom analysar av sedimentkjerner (e.g. Snowball og Thompson, 1990, Nesje et al., 1994, Snowball og Sandgren, 1996, Nesje et al., 2001, Dahl et al., 2003, Bakke et al., 2005b, Bakke et al., 2010, Vorren et al., 2013). Det er viktig å presisere at desse indikerer minerogent og organisk innhald, og at det difor kan vere andre faktorar enn brear som har påverka tilsiget av slike sediment. Ved kjølige periodar vil organisk produksjon bli mindre og sedimenta bli meir dominert av minerogent materiale. Difor kan funna i kjernen også reflektere kjølige periodar der auking i minerogent materiale ikkje er skulda breaktivitet i nedslagsfeltet.

Ein korrelasjonsanalyse av desse tre parametra er gjennomført. Skalaen her går frå -1 til 1, der -1 er perfekt negativ korrelasjon, 0 er ingen korrelasjon og 1 er perfekt positiv korrelasjon. DBD og MS har ein sterk positiv korrelasjon med ein korrelasjonskoeffisient på 0,97. LOI har ein sterk negativ korrelasjon til både DBD og MS, høvesvis -0,87 og -0,88. Dette viser at dei ulike sedimentparametra i stor grad viser det same biletet, med MS og DBD som følg kvarandre tett i ein positiv korrelasjon, medan LOI er ein invers indikator på breaktivitet og difor har sterk negativ korrelasjon med DBD og MS (e.g. Nesje et al., 2001). Under tolkinga av sedimentkjernen STAMP-112 vil desse tre parametra utgjere det viktigaste grunnlaget for analyse i tillegg til visuell analyse av farge og kornstorleik.

3.5.1 Tolking av einingane i STAMP-112

Eining G

277-275 cm

Høge verdiar av DBD og MS med låge LOI-verdiar viser høg tilførsel av minerogent materiale. Ein finn material med kornstorleik frå sand til fin grus. Datering ved 276 cm viser alder $12\,635 \pm 55$ kal. år BP. Denne alderen er innan kronosonen yngre dryas, som varte mellom 12 800 – 11 700 kal. år BP. Det er mogeleg at det på dette tidspunktet var lokalglasiasjon i nedslagsfeltet til tjernet som kan ha tilført minerogent materiale, eventuelt kan det høge nivået minerogent materiale skuldast liten organisk produksjon på grunn av kaldt klima gjennom yngre dryas. Ein annan moglegheit enn dei nemnte er at sedimenta her er avsett under periglasiar utsmelting og redistribuering av sediment avsett under tidlegare glasiasjonar i eit paraglasiar miljø.

Eining F

275-273,5 cm

Glødetapet aukar gjennom eininga, medan DBD og MS søkk. Dette tyder på aukande tilførsel av organisk materiale gjennom eininga. Dette kan tyde på ein overgang mot noko mildare klima der den organiske produksjonen aukar mot eining E. Datering ved 274 cm viser alder $11\,215 \pm 25$ kal. år BP som er invers med alderen me finn ved 270 cm i eining D ($11\,250 \pm 40$ kal. år BP). Dette tyder på feil ved analysar eller ved innhenting av prøvar. Det er likevel sannsyneleg at sedimenta i eining F og over er avsett etter yngre dryas når varmare periodar stimulerte til meir organisk produksjon i preborial og boreal.

Eining E

273,5-272 cm

Visuell analyse viser eit mørkt brunt sjikt med noko høgare LOI-verdiar og lågare DBD-/ og MS-verdiar enn i eining F og D. Dette tyder på høgare organisk produksjon, då sannsynlegvis i ein varm periode i preboreal basert på overliggjande og underliggjande dateringar.

Eining D

272-261,5 cm

Laminert materiale gjennom eininga med stigande MS-verdiar og låge LOI-verdiar tyder på meir minerogent materiale. DBD stig også gjennom eininga, men med fleire toppar som kan samsvare med lamineringane i sedimentkjerna. Kornstorleik og visuell observasjon tyder på at dette er eolisk materiale. Lamineringane og noko vekslende DBD-verdiar tyder på eit klima med varierende tilførsel av vindborne sedimentar, dette kan vere på grunn av endringar i sedimenttilgang, vindaktivitet og/eller endringar i temperatur. Dateringar ved 270 cm og 266 cm viser aldrar høvesvis $11\ 250 \pm 40$ kal. år BP og $10\ 325 \pm 75$ kal. år BP, i midten og mot slutten av preboreal.

Eining C

261,5-245 cm

Brå overgang til mørkt brunt materiale og bratt stigande LOI-verdiar. MS og DBD søkk og stabiliserar seg på eit lågt nivå gjennom eininga. Dette tyder på aukande organisk produksjon gjennom eininga. Eininga består av gytje. Datering ved 261 cm gav alderen 3650 ± 40 kal. år BP som er invers av alderen me finn i eining B ved 244 cm (6085 ± 95 kal. år BP). Denne alderen vert på grunnlag av dette forkasta.

Eining B

245-243 cm

Auka DBD-/ og MS-verdiar, LOI søkk. Dette tyder på meir minerogent materiale. Ein kan observere korn av lys, fin sand. Dette sjiktet er tolka å bestå av gytje påverka av flygesand. Datering viser alder 6085 ± 95 kal. år BP.

Eining A

243-128

Høge LOI-verdiar og låge MS og DBD verdiar tyder på store mengder organisk materiale, gytje. Nokre høgare MS-verdiar, dette er tolka som mindre sjikt som inneheld flygesand.

3.5.2 Vidare tolking av STAMP-112 og Stampetjønna

I Tabell 3.1 kan ein sjå at aldrane ikkje er uniformt kronologiske, men har fleire inverse aldrar. Den eldste dateringa gir ein alder $12\,635 \pm 55$ kal. år BP som fell under yngre dryas kronosonen, medan den yngste dateringa gir ein alder berre 3650 ± 40 . På grunn av dei inverse aldrane er det lite hensiktsmessig å utarbeide aldersmodell som viser sedimentasjonsraten mellom dateringane i sedimentkjernen. Fleire faktorar kan ha spelt inn for at fleire dateringar er inverse og i tillegg ikkje strekk seg lenger bak i tid. Dei inverse aldrane kan komme som eit resultat av feil ved innhenting av sedimentkjernen, ved at yngre materiale kan ha blitt dytta nedover undervegs i prøvetakinga. Yngre materiale kan ha blanda seg med eldre materiale ved flaumhendingsar og liknande ekstreme hendingsar. Det kan også vere grunna laboratoriefeil ved uthenting av det organiske materialet frå sedimentkjernen, til dømes uthenting av akvatiske planterestar i staden for terrestriske planterestar. Årsaker til den relativt korte tidssekvensen, berre tilbake til yngre dryas, kan også ha fleire forklaringar. Ein moglegheit er at ein ved innhenting av sedimentkjernen ikkje greidde å penetrere dei eldste laga og difor stoppa før ein fikk hente opp desse. Ei anna forklaring, som er meir truleg, er at det ikkje var eldre sediment i Stampetjønna. Som skildra i kapittel 3.1 bør sedimentkjernen bli innhenta frå ein proglasial innsjø demt opp av ein terskel av stein; berggrunn. Stampetjønna ligg i eit område med mykje lausmassar, på ei myr. Mot vest og sørvest finn me glasifluvialt materiale, aust og sør for tjernet finn me morenemateriale og mot nord ved foten av Bøheia finn me fluviale avsetjingar. Dette betyr at vatn som ville ha drenert til tjernet i staden har drenert gjennom lausmassane. Når sedimenteringa har overgått dreneringsevna til lausmassane i området kan tjernet ha oppstått, truleg i byrjinga av yngre dryas. Det er ikkje usannsynleg at Stampetjønna er ei dødisgrop, der ein isklump frå ein bre har blitt grave ned av lausmassar. Isklumpen har då seinare smelta bort og ei avløpslaus grop ligg igjen som då kan bli fylt av vatn (Sulebak, 2007, s. 231).

Det er tatt ein OSL-datering om lag 860 m sørvest for Stampetjønna (sjå kapittel 2.4). Denne datering er tatt i glasifluvialt materiale som ligg direkte vest for bogeforma med randmorene som me også kan finne igjen 15-20 m aust for Stampetjønna. Denne viser ein alder på $18\,400 \pm 1700$ kal. yr BP, som må representere den siste gongen isen trekte seg tilbake her. Dette bekreftar at Stampetjønna ikkje kan ha blitt danna umiddelbart etter innlandsisen si tilbaketrekking i området, men er danna betydeleg seinare, i byrjinga av yngre dryas. Også tidlegare arbeid bekreftar at innlandsisen ikkje var til stade under yngre dryas i studieområdet (e.g. Vorren et al., 1988, Plassen og Vorren, 2002, Vorren og Plassen, 2002, Nesje et al., 2007, Birks et al., 2014).

3.6 Oppsummering

- Innlandsisen var ikkje til stade når sedimenta i STAMP-112 vart avsett.
- Eining G fell inn under tidsperioden yngre dryas. Høg del minerogent materiale kan skuldast lokalglasiasjon i nærleiken, kaldt klima med lite organisk produksjon eller periglasiar utsmelting i eit paraglasiar miljø.
- Eining F og E viser aukande organisk produksjon etter yngre dryas om lag $11\,215 \pm 25$ kal. år BP.
- Eining D viser laminerte lag med meir minerogent materiale, dette er tolka som å bestå av eolisk materiale. Høgare nivå av minerogent materiale i eininga vil difor truleg skuldast auka tilførsel av eolisk materiale, ikkje nødvendigvis mindre organisk produksjon.
- Eining B viser høgare del minerogent materiale, tolka til å skuldast flygesand avsett om lag 6085 ± 95 kal. ka BP.
- Eining A og C viser høgt innhald av organisk materiale gjennom resten av kjernen tolka som torv/gytje avsett i eit temperert kystklima. Mindre hopp i MS-verdi tolka som tilførsel av eolisk materiale, flygesand.

4 Drøfting

Dette kapitlet vil ta for seg glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet på midtre Andøya i området ved Bømyra og drøftinga vil bli gjort på grunnlag av den kvartærgeologiske kartlegginga utført i feltområdet. I tillegg vil radiokarbondateringar og OSL-dateringar verte nytta. Proksydata frå sedimentkjernen STAMP-112 vil også verte nytta under drøftinga.

4.1 Regionalt isdekke

Det fennoskandiske isdekket har truleg hatt ei maksimal utbreiing mot vest ved eggakanten under dei store nedisingane gjennom weichsel. Her vert havbotnen brått djupare, noko som førte til at innlandsisen kalva her (e.g. Sejrup et al., 1994). Eggakanten ligg berre om lag 10 km vest for nordlege Andøya. Den korte avstanden til eggakanten førte til liten vertikal utbreiing av innlandsisen på Andøya, og isfrie område på øya (e.g. Vorren et al., 1988, Møller et al., 1992, Vorren og Plassen, 2002, Nesje et al., 2007, Vorren et al., 2013). Fjella var truleg nunatakar og ein stor ismasse bevega seg opp Andfjorden. Brearmar frå isstraumen opp Andfjorden har også påverka Andøya og studieområdet. I tillegg var det ein mindre isstrøm opp Gavlfjorden på sørvest-sida av Andøya. I studieområdet kan ein finne randavsetjingar som ein kan relatere til fire glasiale framstøyt eller lenger stopp under deglasiasjon. Ein kan også observere sediment som tyder på tidlegare isfrie periodar i området. Drøfting av dette vil fylgje.

4.1.1 ~45,7 – 43,9 ka BP

Daterte avsetjingar ved Nattmålsholen Gravel Pit indikerer ein varm periode der innlandsisen trekte seg tilbake frå studieområdet. Avsetjingane består av fem lag med skjelhaldig fin sand skilt av bimodal sand og eit tynt lag med leire. Desse er alle tolka å vere marine strandavsetjingar avsett frå fjorden i Tranesvågen. Over desse laga med marin strandavsetjing finn ein glasifluvialt materiale med overliggjande morenemateriale og torv øvst.

Det kan ikkje ha vore innlandsis i området ved avsetjing av dei marine strandavsetjingane. Temperaturen må også ha vore så høg at skjela me finn i fem av laga kunne overleve i dette området. Skjela er artsbestemt som *Mya truncata* og *Hiatella arctica*. Over det øvste laget av bimodal sand finn ein glasifluvalt materiale. Den litologiske posisjonen av dette materialet, over laga med skjelfragment og bimodal sand, viser at dette er avsett seinare enn det

underliggjande materialet. Ved avsetjing av dei glasifluviale sedimenta må ein bre ha vore i nærleiken som danna desse sedimenta. Denne breen låg truleg aust for lokaliteten, då innlandsisen på Bømyra var ein topografisk styrt brearm frå isstraumen i Andfjorden. Over dette glasifluviale materialet kan ein finne botnmorene, avsett når innlandsisen har hatt større utbreiing og strekt seg over Bømyra mot vest. Dette tyder på at dei underliggjande marine strandavsetjingane er avsett under ein interstadial.

Dateringane av skjelfragment frå alle dei fem laga gir aldrar mellom $45\,705 \pm 1525$ kal. år BP og $43\,870 \pm 1020$ kal. år BP innan 1σ . Ein ser då bort frå prøve NGP-4 som ligg utanfor kalibreringskurva. Ein kan difor slå fast at det truleg var ein interstadial mellom om lag 45,7 kal. ka BP og 43,9 kal. ka BP. Det overliggjande glasifluviale materialet er tidlegare datert to stadar til $16,1 \pm 1,4$ og $14,5 \pm 1,6$ ka BP, som også gir ein minimumalder på den overliggjande botnmorena. Det er lite truleg at den nemnte interstadialen kan ha vart fram til dette.

Dateringar vest for lokaliteten tyder på breframstøyt i perioden mellom desse dateringane, mellom avsetjingane av den marine strandsetjinga og avsetjinga av det overliggjande glasifluviale materialet.

4.1.2 Nøssøyra

Ved Nøssøyra, om lag 3 km nord for studieområdet, kan ein observere store mengder lausmassar. Lausmassane strekker seg om lag 670 meter vest, ut frå kysten. Avsetjinga er på det høgaste om lag 5 m o.h., men den totale høgda kan vere betydeleg større då delar ligg under havoverflata.

I studieområdet kan fleire landformer truleg knytast til denne breframstøyten. Ved Toevhågen i Kobbedalen finn ein eit markant trinn i landskapet, tolka til å vere danna under dette trinnet. Avstanden mellom Toevhågen og Nøssøyra er om lag 7 km. Dersom ein legg overflategradienten foreslått av Nesje et al. (2007) til grunn, 9,5 m/km, vil ismassane strekke seg om lag 70 m o.h. Avsetjinga ved Toevhågen er betydeleg høgare enn avsetjingane ved Nøssøyra, 102 m o.h. Denne differansen på om lag 30 m mellom estimert høgde og reell høgde på avsetjinga kan truleg forklarast av topografiske forhold. Toevhågen ligg i ein sidedal frå Bømyra der isloben har blitt tvinga høgare i landskapet av topografien.

Sør i studieområdet finn ein fleire botnar forma av lokalglasiasjon; Ørkleiva, Durmålsheia og Okkeldalen. Nord for desse botnane er området dominert av morenemateriale. Ved maksimal utbreiing av innlandsisen i sein weichsel kolliderte truleg innlandsisen med botnbreane frå

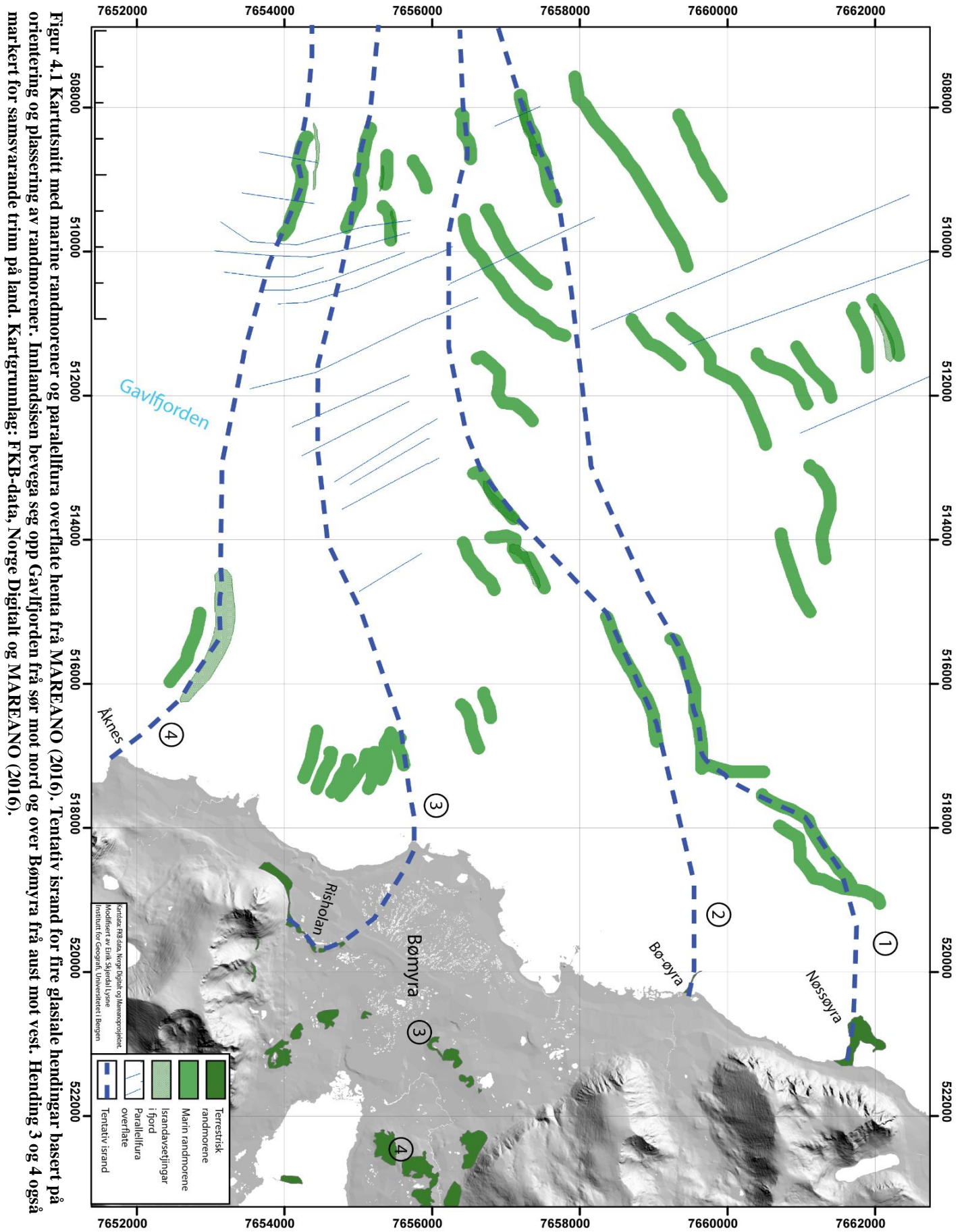
desse tre lokalitetane. Nord for botnbreane, mot Bømyra, er det observert morenemateriale. Dette materialet er hovudsakleg avsett av botnbreane på eit tidlegare stadium og seinare omforma og resedimentert av innlandsisen. Frå Risholan, vest for Okkeldalen, til området mellom Durmålsheia og Ørkleiva er det observert fleire linjer med orientering aust-vest i morenematerialet. Desse er tolka til å vere danna av innlandsisen når denne har hatt maksimal eller nær maksimal utbreiing i sein weichsel. Avstanden frå Nøssøyra er om lag 8 km. Ismassane vil då strekkje seg om lag 75 m o.h. ved denne lokaliteten dersom ein tek utgangspunkt i Nesje et al. (2007). Denne høgda samsvarar godt med estimert utbreiing av innlandsisen i dette området.

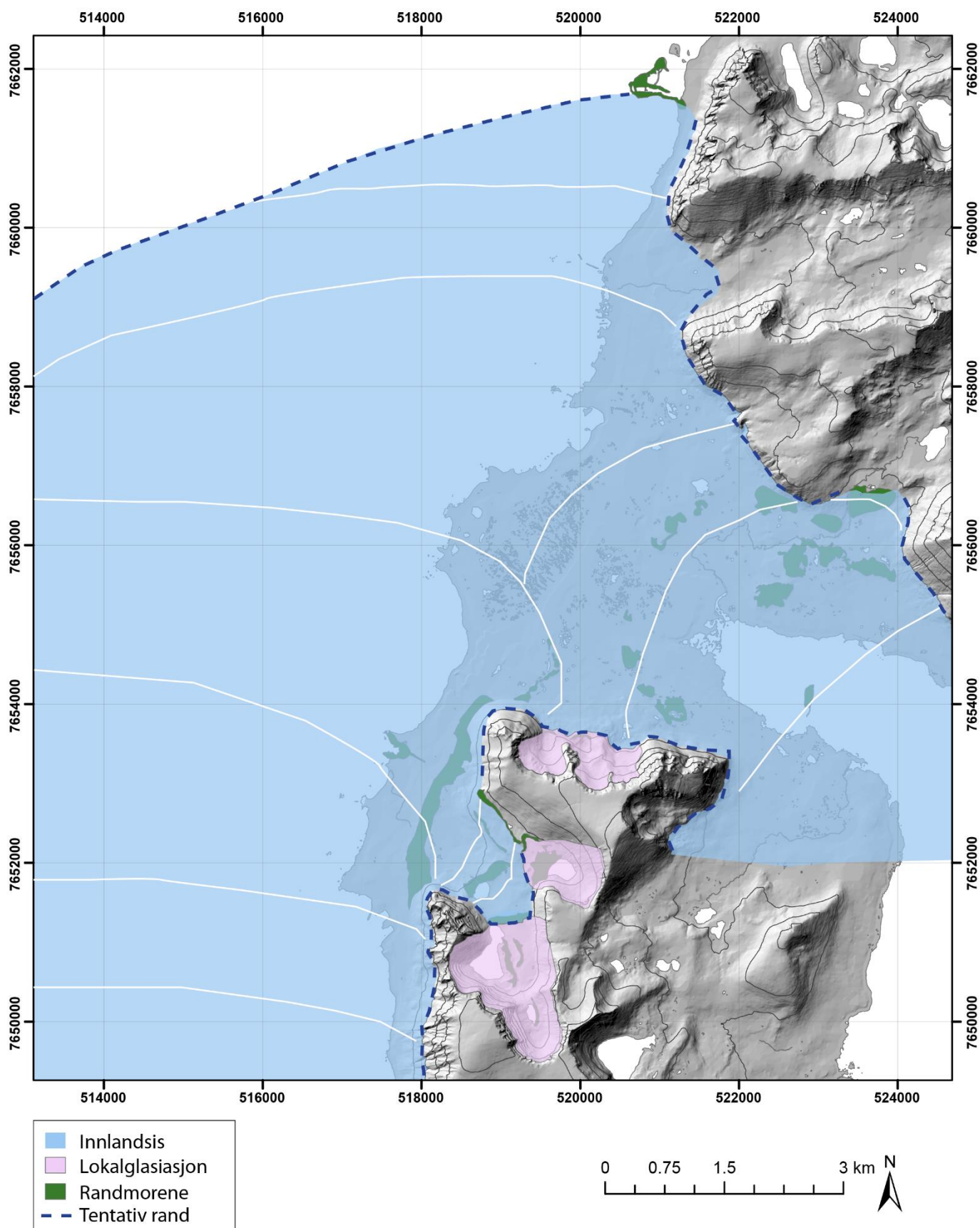
Høiseth (2016) skildrar ein randmorene ved Nøkkeltjøna, sør for Ramnskogheia. Denne har orientering SØ-NV og høgdeprofil frå om lag 180 m o.h. i søraust til om lag 140 m o.h. i nordvest, der ein ikkje greier å fylgje landforma vidare. Randmorenen har også ei tydeleg terrasseform som truleg er danna av ei spylerenne som gjekk lateralt med brefronten til innlandsisen. Høiseth (2016) finn også blokker over dette nivået, desse er tolka til å enten vere stadeigne og danna av frostprosessar og seinare flytta av nivale prosessar eller avsett av ein større ismasse før sein weichsel.

MAREANO-prosjektet (2016) har kartlagt landformene i havet vest for studieområdet. Ein kan her sjå ei parallellfura overflate med orientering SØ-NV ut Gavlfjorden (sjå Figur 4.1). Dette tyder på at ein isstraum har bevega seg nord-nordvest ut Gavlfjorden. Den skråstilte orienteringa på parallellfurene, i forhold til den overordna orienteringa til Gavlfjorden, kan tyde på at isstraumen som har gått her har blitt påverka av isstraumen som kom over Bømyra. Bømyra-isstraumen har då møtt Gavlfjorden-isstraumen på vestsida av Bømyra og slik ha pressa Gavlfjorden-isstraumen noko mot vest. Tentativ isrand for dei fire nemnte glasiasjonshendingane er merka i Figur 4.1. Dei tentative isrendene er basert på plassering og orientering til randmorenane på land og i havet vest for studieområdet. Morenar avsett nord for isrand-1 er truleg avsett pre-LGM av større ismassar tidlegare i weichsel. Tentativ isrand nummer ein viser mogleg isutbreiing mot vest i Gavlfjorden, mot Langøya, ved dette trinnet i glasiasjonen.

To isstraumar var aktive i studieområdet, ein frå sør som bevega seg opp Gavlfjorden og danna randmorenen ved Nøkkeltjøna der ei lateral spylerenne danna terrasseforma (Høiseth, 2016), og ein isstraum som har komme frå aust og gått mot vest, over Bømyra. Dette var truleg ein større lobe frå isstraumen som låg i Andfjorden. Denne har ved denne glasiasjonshendinga danna Toevhågen. Over randmorenen ved Nøkkeltjøna er det ikkje

funne glasiøle landformer. Morenematerialet nord for botnbreane sør på Bømyra er også truleg påverka under denne glasiøsjonshendinga og isstraumen danna ei eller fleire av dei tydelege linjene i dette morenematerialet. Isstraumane frå Bømyra og Gavlfjorden har truleg gått saman i vestlege delar av Bømyra ved kysten og danna Nøssøyra. På grunn av lokale topografiske skilnadar og at to ismassar møttes er det mogeleg at overflategradienten skil seg lokalt frå det Nesje et al. (2007) forslår (9,5 m/km). Figur 4.2 viser tentativ modell for isutbreiing under denne glasiøsjonshendinga. På grunnlag av at randmorenen ved Nøkkeltjønnna er det øvste nivået ein finn glasiøle avsetjingar i dette området er dette glasiøle trinnet tolka til å representere LGM.





Figur 4.2 Tentativ modell for isutbreiing under glasiasjonshending knytt til Nøssøyra, LGM. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.

4.1.3 Bø-øyra

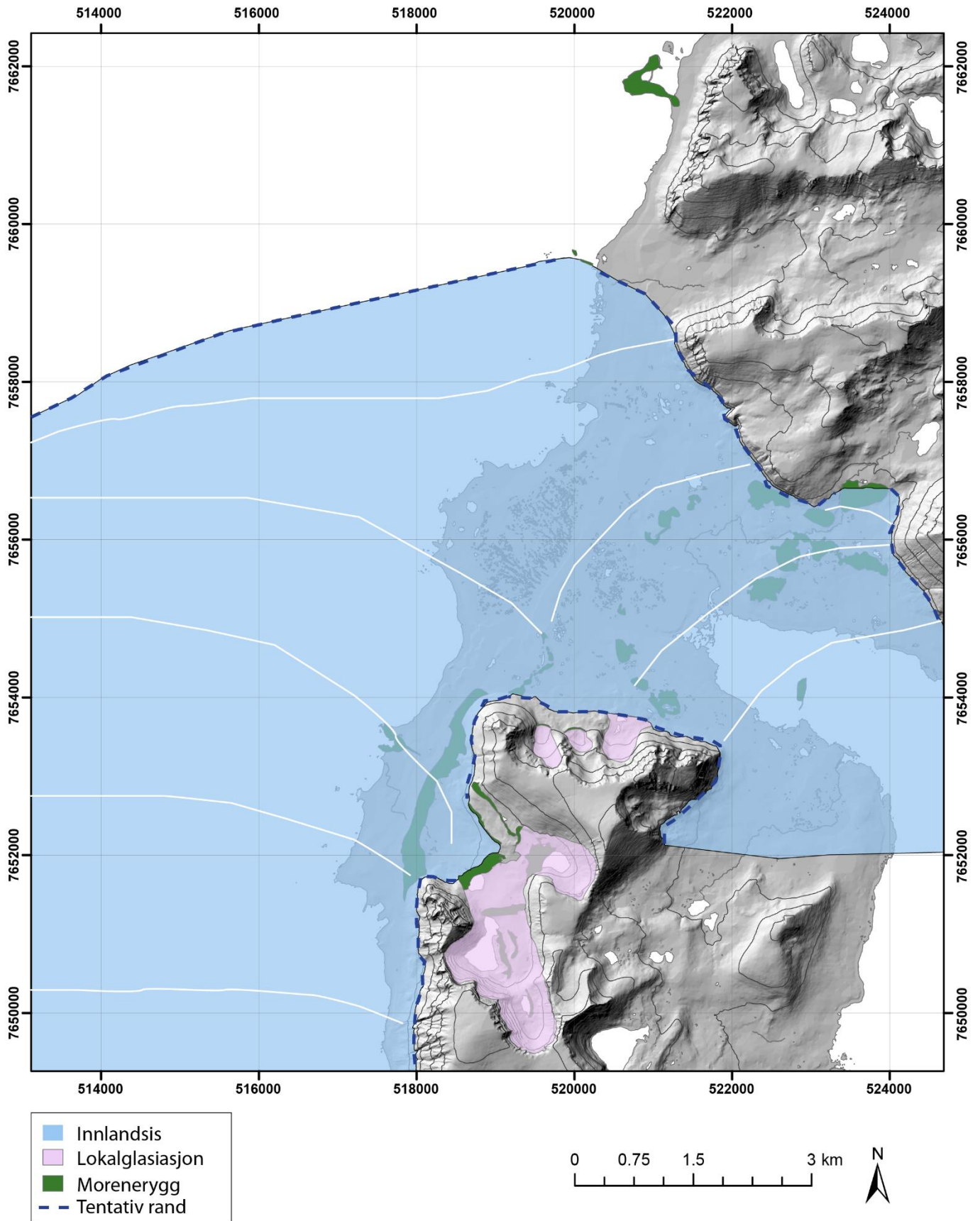
Etter LGM trekte innlandsisen seg tilbake frå Nøssøyra før den igjen sto i ro eller hadde eit mindre framrykk mot Bø-øyra. Bø-øyra er tolka til å vere ein randmorene som ligg om lag 2 km sør for Nøssøyra ved Bø. Ein kan fylgje denne om lag 690 m mot vest, ut i havet. Fleire stadar langs dette er berre mindre holmar synleg over vassflata, men gjennom flybilete og observasjonar kan ein slå fast at det er samanhengande lausmassar i ei bogeform også under vassflata.

Innlandsisen hadde mindre vertikal utstrekning ved dette trinnet enn under LGM, men ein finn ikkje større avsetjingar knytt til denne glasiassjonshendinga i studieområdet. I morenematerialet avsett tidlegare av dei tre botnbreane nord for Melakollen kan ein derimot sjå ei tydeleg linje. Denne er om lag 1 km lang, orientert aust-vest. Høgda på denne linja ligg om lag 50-55 m o.h. Dersom ein også her legg overflategradienten foreslått av Nesje et al. (2007) til grunn, får ein ei høgd på om lag 53 m o.h. 5,6 km frå fronten. Dette stemmer bra med den observerte linja i morenematerialet og tyder på at denne er danna under dette trinnet.

Høiseth (2016) finn ein randmorene ved Littjevatnet tolka som å vere delvis danna av innlandsisen under dette trinnet. Innlandsisen har då gått innover dalen her og møtt lokalglasiassjon som kjem ut av dalen. Randmorenen er danna i samspel mellom innlandsisen og lokalglasiassjon i området.

Figur 4.1 viser Bø-øyra-trinnet merka som tentativ isrand nummer 2 som strekker seg vestover i Gavlfjorden mot Langøya. Denne er basert på plassering og form på dei marine randmorenane kartlagt i forbindelse med MAREANO-prosjektet (2016). Dei marine randmorenane mellom tentativ isrand 1 og 2 er truleg avsett mellom Nøssøyra-trinnet (LGM) og Bø-øyra-trinnet. Det er likevel mogeleg at desse også kan representere Bø-øyra-trinnet då den føreslåtte isranda berre er tentativ.

Det var ved dette trinnet framleis to isstraumar som møttest vest på Bømyra og gjekk saman mot nord til Bø-øyra. Figur 4.3 viser ein tentativ modell for isutbreiing i studieområdet under denne glasiassjonshendinga, basert på dei skildra landformene som truleg kan knytast til denne hendinga. Ei OSL-datering er tidlegare tatt i glasi-fluvialt materiale vest for Bøbekken. Denne viser alderen $18,4 \pm 1,7$ ka BP (upublisert datering, Svein Olaf Dahl). Dette viser minimumsalderen for når isen må ha vore borte frå dette området. Bø-øyra er lokalisert NV for denne lokaliteten og difor kunne ikkje innlandsisen ligge her på dette tidspunktet.



Figur 4.3 Tentativ modell for isutbreiing under glasiasonshending knytt til Bø-øyra.
 Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.

4.1.4 Bjønnohlen/ Risholan

Innlandsisen har etter danninga av Bø-øyra splitta seg i to delar, ein del som trekte seg tilbake austover mot Tranesvågen over Bømyra, og ein del som trekte seg tilbake mot sør, innover Gavlfjorden. Etter kvart som fronten på isstraumane bevega seg lenger aust og sør i studieområdet vart tjukkeleiken på ismassane lågare. Ein kan i studieområdet sjå fleire landformer som truleg er danna under dette trinnet i deglasiasjonen.

Isstraumen over Bømyra trekte seg tilbake mot aust, mot Tranesvågen. Isloba som gjekk opp i Kobbedalen trekte seg lenger sør mot Bømyra og låg ikkje lenger ved det store trinnet i landskapet ved Toevhågen. Vest for Kobbedalen kan ein fylgje ein boge med haugar og ryggformer av ulik storleik tolka som randmoreneavsetjingar. I nordleg ende av denne bogen ligg Bjønnohlen. Bjønnohlen er av dei største landformene i dette systemet. Mot aust frå Bjønnohlen finn ein ei linje i fjellsida. Denne vert fort vanskeleg å fylgje då skråningsprosessar som steinras, steinsprang og snøskred også er aktive i fjellsida. Ein kan likevel sjå at denne har ein positiv gradient austover, og at istjukkleiken difor auka mot aust.

Frå Bjønnohlen til haug-/ ryggforma ved Melamyran kan ein observere fleire mindre haugar i bogeform over Bømyra. Snitt ved lokalitet 6 og 7 viser morenemateriale som underbygger at desse truleg er del av eit større morenesystem avsett samtidig med Bjønnohlen. Over morenematerialet på lokalitet 7 kan ein finne glasifluvialt materiale. Dette er avsett etter at isen igjen trekte seg vidare tilbake mot aust, truleg under neste trinn i deglasiasjonen. Blokka i overflata her er då truleg ein rest av det underliggjande morenematerialet som har blitt liggjande synleg i dagen på grunn av storleiken. Haug-/ ryggforma ved Melamyran skil seg frå det øvrige morenematerialet ein finn vest for denne ved at den er orientert SØ-NV og det er eit søkk før morenemateriale truleg danna av botnbreen i Ørkleiva overtek. Denne er på grunnlag av dette også tolka som å vere del av randmorenesystemet som går over Bømyra. Vest for Bøbekken er det tidlegare tatt ei OSL-datering som viser alderen $18,4 \pm 1,7$ ka BP (upublisert datering, Svein Olaf Dahl). Denne lokaliteten ligg vest for bogeforma, distalt for ein mogeleg brefront her. Det glasifluviale materialet dateringa er tatt frå er truleg avsett frå innlandsisen under dette trinnet og dateringa vil difor vere direkte kopla til isen sin posisjon ved bogeforma. Ein kan difor indirekte datere den glasiale hendinga som danna randmorenen frå Bjønnohlen til haug-/ ryggforma ved Melamyran med bogeform over Bømyra, til å ha hendt rundt $18,4 \pm 1,7$ ka BP. Finare glasifluvialt materiale har på same tidspunkt blitt transportert vidare mot vest der det har blitt avsett. Dette materialet har ført til at ein i dag kan

sjå linjer i myroverflata. Desse spreier seg i ei vifteform frå området ved spissen av bogeforma over Bømyra mot vest.

Isstraumen frå Gavlfjorden trekte seg tilbake mot sør. Ein kan også her finne fleire landformer knytt til dette trinnet. Risholan er tolka som ein randmorene. Denne ligg i ei bogeform mot nord, frå foten av Melakollen. Figur 4.1 viser fleire marine randmorenar utanfor kysten frå Littje-Refsneset og vidare vest for dette. Det er på grunnlag av plasseringa av desse samt orienteringa til Risholan teikna inn ei tentativ isrand (3) for isutbreiing i Gavlfjorden under dette trinnet. Isranda er teikna inn på den nordlegaste av randmorenane ved Littje-Refsneset, då denne truleg markerar maksimumsposisjon under dette trinnet. Det ligg her fleire mindre morenar tett inntil kvarandre. Dette er tolka som De Geer-morenar ut frå form, storleik og plassering. De Geer-morenar vert vanlegvis danna bak brefrontar som kalvar i havet eller innsjøar, subglasialt på tvers av isbevegelsen (Nesje, 2012, s. 82).

Vest for Melakollen, ved lokalitet 9, kan ein finne ei samling av store, kantrunda blokker om lag 20 m o.h. Desse var truleg også del av randmorenen som fortset ved Risholan. Det resterande morenematerialet som truleg var til stade ved lokalitet 9 er truleg vaska bort av bølgeaktivitet. Dette skjedde truleg under danning av Åknes-Storraet. På dette tidspunktet ville lokalitet 9 vere lokalisert på eit nes, medan Risholan låg i ei bukt, som kan forklare ulik utvaskingsgrad på landformene. Åknes-Storraet kan ein fylgje over fleire kilometer i studieområdet og vidare sør for studieområdet om lag 20-25 m o.h. (Høiseth, 2016). Denne strandvollen er knytt til North Andøya Shoreline (NAS) (e.g. Nielsen et al., 2016). NAS er av Fjalstad og Møller (1994) datert til å ha ein minimumsalder på $15\,070 \pm 410$ kal. år BP ($14\,020 \pm 280$ ^{14}C år BP). Dette gir ein minimumsalder på når randmorenane under denne hendinga må ha blitt danna, då utvaskinga av blokkene må ha funne stad etter vidare tilbaketrekking av ismassane og før eller under danning av strandvollen.

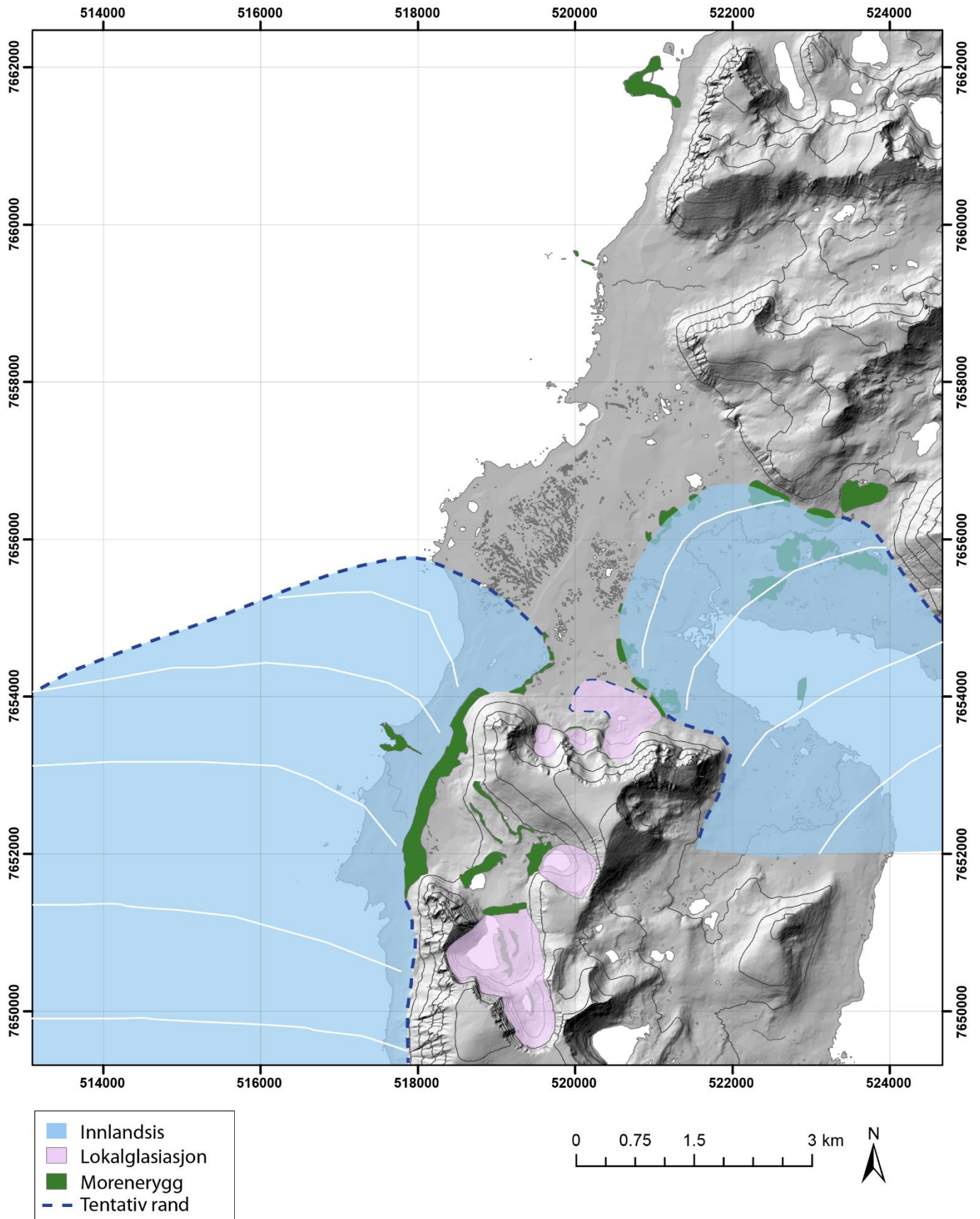
Høiseth (2016) finn også spor av denne hendinga, ein stor sidemorene med høgd mellom 28-30 m o.h. Denne strekker seg sør mot Åknestinden og nord mot lokalitet 9 og Risholan. Ein kan i sida på denne finne ei linje i vestsida av ryggen mellom 20-25 m o.h tolka som å vere del av strandlinja relatert til NAS.

Lokalglasiasjonen i dei tre botnane sør i studieområdet hadde under dette trinnet moglegheit til å auke i utbreiing. Botnbreane i Okkeldalen og Durmålsheia gjekk framleis ikkje ut over randmorenen i grenseområdet med innlandsisen under LGM, då linjene i morenematerialet danna av innlandsisen ikkje er forstyrra etter danning. Botnbreen i Ørkleiva fekk derimot ei

større utbreiing, om dette skjedde ved dette punktet eller seinare er vanskeleg å avgjere. Det er ikkje usannsynleg at ismassane frå botnbreen kolliderte med eller låg nær innlandsisen ved haug-/ryggforma ved Melamyran. Meir nordleg utbreiing kan også ha skjedd no, der botnbreen avsette morenematerial i ei bogeform. Overflata er prega av eit landskap med mange mindre haug-/ og ryggformer, som tyder på at denne botnbreen kan ha hatt fleire framstøyt og tilbaketrekkingar der det er mogeleg at den fyrst på dette trinnet kunne nå maksimal utbreiing.

Ved Orkleivbekken var det på dette trinnet truleg isfritt og moglegheit for at den pronivale ryggen her kunne bli danna. Også ved lokalitet 1, 2 og 3, steinbreane i fjellsida aust for Bø, var det isfritt. Det er difor mogeleg at også desse kunne bli danna under dette trinnet.

Tolking av landformene og dateringane kan gi oss ei oversikt over kronologien for dette trinnet under deglasiasjonen. Isstraumane delte seg igjen i to isstraumar, ein sørover i Gavlfjorden og ein austover over Bømyra mot Tranesvågen. Den austlege isstraumen danna randmorenen med bogeform over Bømyra. Den sørlege isstraumen danna sidemorenen skildra av Høiseth (2016) som fortset mot dei utvaska blokkene ved lokalitet 9, vidare mot Risholan og randmorenen i havet vest for Littje-Refsneset. Hendinga er direkte relatert til dei glasifluviale avsetjingane vest for Bøbekken, datert til $18,4 \pm 1,7$ ka BP. Hendinga må også ha skjedd før utvasking av randmorenen hendte, dette er relatert til danninga av Åknes-Storraet som ein truleg kan knyte til NAS, datert til ein minimumsalder $15\ 070 \pm 410$ kal. år BP. Dateringar på glasifluvialt materiale 700 meter aust for Nattmålsholen gir gjennomsnittleg alder på om lag 15,3 ka BP. Dette viser at innlandsisen må ha vore aust for denne lokaliteten før dette. Innlandsisen må ha trekt seg tilbake frå bogeforma og då truleg også frå Risholan før denne avsetjinga var danna, noko som gir ein minimumsalder på randmorenane under dette trinnet på 15,3 ka BP. Tentativ modell for isutbreiing under denne glasiasjonshendinga er vist i Figur 4.4.



Figur 4.4 Tentativ modell for isutbreiing under glasiasjonshending knytt til bogeform på Bømyra, Risholan og sidemorene sørvest for feltområdet.

Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.

4.1.5 Nattmålsholen

Etter danninga av landformene relatert til førre trinn i deglasiasjonen har innlandsisen trekt seg vidare tilbake mot aust og sør før den igjen hadde eit lite framrykk eller stillstand. Fire store haug-/ryggformer aust i studieområdet, nord for Tranesvågen, er tolka som randmorenar danna under dette trinnet.

Einebærholen, Mellaholen, Tverrholen og Nattmålsholen er dei fire største randmorenane på flata på Bømyra. Mellom desse fire store ryggane finn ein også fleire mindre haugar tolka som å også vere del av denne randmorenen. Nattmålsholen er den største, med høgste punkt 50 m o.h. Nattmålsholen vil difor verte brukt som felles omgrep for dette systemet med randmorenar.

I Nattmålsholen Gravel Pit om lag 500 m aust for Nattmålsholen er det grave eit snitt. Dette viser marin strandavsetjing nedst, med glasifluvialt materiale over, deretter botnmorene og torv øvst. Den underliggjande marine strandavsetjinga er tidlegare skildra og datert til mellom 45,7 kal. ka BP og 43,9 kal. ka BP innan 1σ . To OSL-dateringar er tidlegare tatt frå laget med glasifluvialt materiale. Desse ga aldrar på $16,1 \pm 1,4$ ka BP og $14,5 \pm 1,6$ ka BP.

Gjennomsnittleg alder av desse aldrane vil bli brukt, 15,3 ka BP. Ved avsetjing av det glasifluviale materialet låg innlandsisen aust for lokaliteten. Denne må difor ha trekt seg fleire kilometer tilbake frå førre trinn etter $18,4 \pm 1,7$ ka BP. Etter om lag 15,3 ka BP har innlandsisen på ny hatt ein framstøyt der botnmorenen over det glasifluviale materialet vart avsett. Ved denne framstøyten vart truleg også randmorenesystemet ved Nattmålsholen danna.

Isstraumen tok då truleg med seg store mengder materiale frå Tranesvågenområdet som vart avsett i Nattmålsholen-systemet. Snitt på toppen av Nattmålsholen og i Einebærholen viser omrørt lagdeling med sand og leire. Dette kan komme av at store pakker med frosne, lagdelte sediment frå fjorden og områda rundt vart transportert og avsett av breen. Når desse sedimentpakkene seinare smelta forsvann den opphavlege strukturen i sedimenta, som førte til ei meir uryddig lagdeling.

Snitt på lokalitet 7, i bogeforma knytt til Bjønnoholen-trinnet, er det funne glasifluvialt materiale avsett stratigrafisk over morenemateriale. Dette glasifluviale materialet er truleg avsett under Nattmålsholen-trinnet, når innlandsisen låg om lag 1-1,5 km aust for lokaliteten.

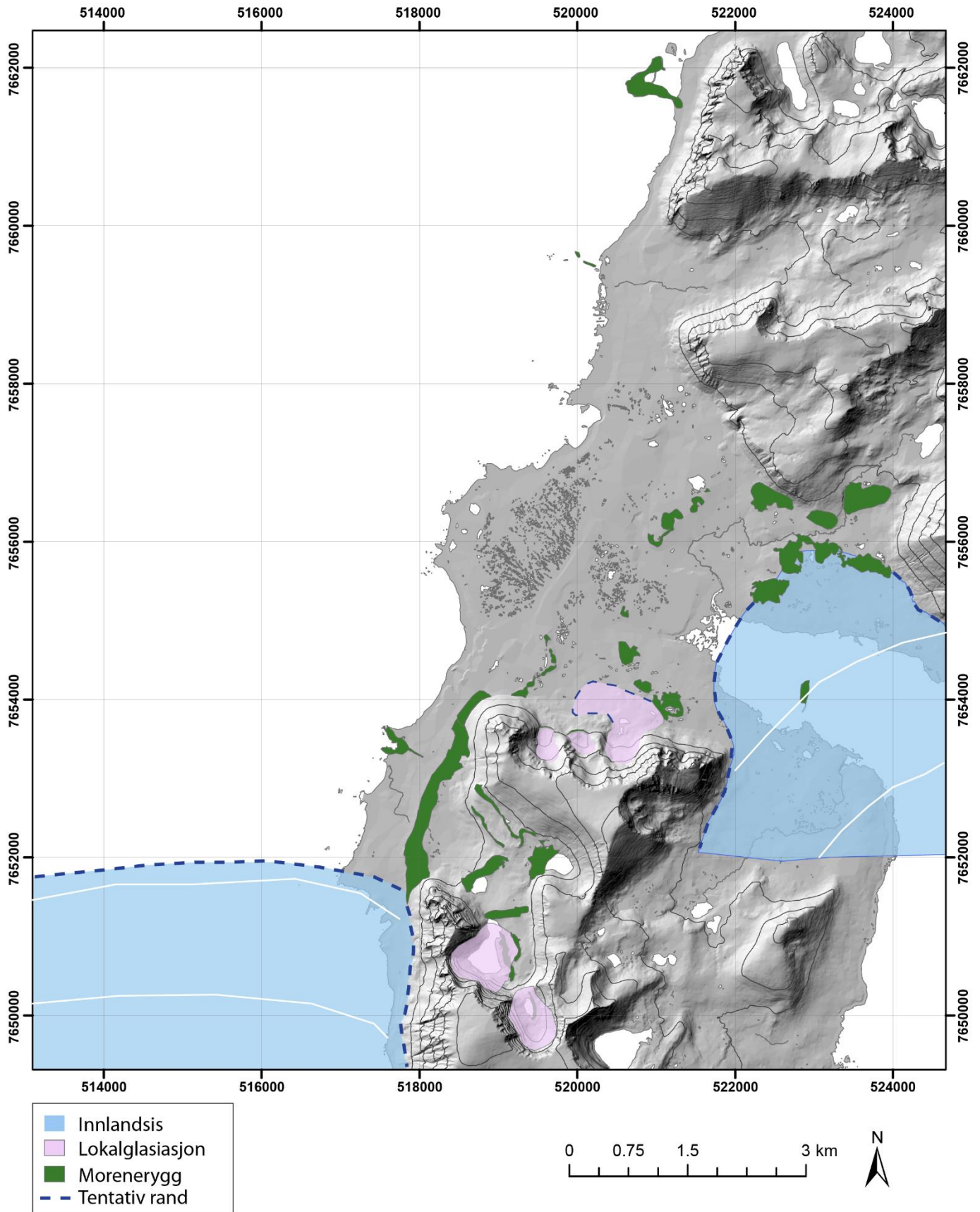
Sør for Tranesvågen, aust på Melamyran, kan ein også finne avsetjingar som truleg er avsett under dette trinnet. I overflata ligg det blokker, og det er diamikt materiale med kornstorleik

frå sand til blokk under. Dette er tolka som botnmorene, eventuelt ein liten randmorene. Under dette laget med morenemateriale kan ein også her observere glasifluvialt materiale. Dette tyder på same rekkje av hendingar som beskrive ved Nattmålsholen.

Isstraumen i Gavlfjorden har på dette trinnet truleg trekt seg vidare sør, ut av studieområdet. Høiseth (2016) skildrar ein randmorene ved Åknes som ein kan fylgje vidare på havbotnen i Gavlfjorden, markert som tentativ isrand 4 på Figur 4.1. Denne representerer truleg same glasiale hending som Nattmålsholen-systemet. Han har også observert ein liten randmorene mellom Risholan og Åknes, truleg grunna ein liten stopp i deglasiasjonen.

Allereie innan 15 000 år BP trekte isen seg tilbake frå Nattmålsholen-randmorenen og Åkneset. Steinbrear nord på Andøya er tidlegare datert av Henriette Linge (upubliserte dateringar, Institutt for Geovitenskap, UiB). Desse viste at steinbreane døydde ut om lag 14,5 – 15 ka BP. Det er difor truleg at temperaturen steig og området ikkje lenger var påverka av permafrost. Også den pronivale ryggen søraust i studieområdet døydde truleg ut samtidig, då denne også er danna under periglasiale forhold som tok slutt når klimaet betra seg.

Strandvollen Åknes-Storraet er tidlegare knytt til NAS, datert til minimum 15 070±410 kal. år BP (Fjalstad og Møller, 1994). Dette viser også at området var isfritt rundt denne tida. Figur 4.5 viser tentativ modell for isutbreiing ved innlandsisen sin maksimumsposisjon mellom avsetjinga av det glasifluviale materialet datert til ~15,3 ka BP og isen sin tilbaketrekking innan ~15 ka BP.



Figur 4.5 Tentativ modell for isutbreiing under glasiasjonshending knytt til Nattmålsholen-randmorenesystem og Åknes.

Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.

4.1.6 Etter 15 000 år BP

Etter om lag 15 ka BP var det truleg ikkje innlandsis til stade på Andøya. Det kan derimot framleis ha eksistert lokalglasiasjon i periodar. I sedimentkjernen frå Stampetjønna (STAMP-112) er det i eining G høgt nivå av minerogent materiale. Denne eininga er radiokarbondatert i eit tynt organisk lag til $12\,635 \pm 55$ kal. år BP. Dette fell inn under yngre dryas kronosonen ($12\,800 - 11\,700$ år BP). Det er difor mogeleg at lokalglasiasjon som har tilført minerogent materiale til Stampetjønna kan ha eksistert i studieområdet under yngre dryas. Dette er lite truleg då ein ikkje kan observere openbare botnar som ville ha drenert til dette vatnet. Heile Bømyra har vore dekkja av isbrear som la igjen store mengder lausmassar. Når desse breane trakk seg tilbake og klimaet forbetra seg før yngre dryas var det truleg stor paraglacial aktivitet i området med massebevegelse, fryse-tine prosessar, auka mengd rennande vatn og vindaktivitet som kunne påverke og avsetje desse lausmassane (Ballantyne, 2002). Også gjennom yngre dryas er det skildra eit ustabilt klima med kalde og varme periodar (Birks et al., 2014). Para- og periglacial utvasking kan difor også ha fortsatt i yngre dryas, i alle fall i nokre periodar. Det er truleg at sedimenta i eining G er avsett av slike prosessar i yngre dryas.

Overgangen frå eining F, gjennom eining E til overgangen mot eining D viser truleg overgangen til preboreal, med eit varmare klima som fasiliterte høgare organisk produksjon (Birks et al., 2014). Dateringa ved dette skiljet ($11\,215 \pm 25$ kal. år BP) er invers med ein alder som ligg stratigrafisk over, og difor truleg ikkje representativ for dette skiljet. Eining D består av sediment tolka som å vere avsett eolisk eller niveo-eolisk. Dei ulike lamineringane innan denne eininga er truleg resultat av variasjonar i vindaktivitet og periodar med høgare frekvens av stormhendingar som er viktige faktorar som påverkar eolisk avsetjing (Nielsen et al., 2016). Også regresjon av strandlinja i siste del av weichsel, etter at innlandsisen trakk seg tilbake, kan ha påverka sedimenttilgangen i området (Møller, 1986, Nielsen et al., 2016). Etter kvart som regresjonen tok stad vart meir av strandsona tilgjengeleg for eolisk transport. Periodar med kjøligare klima innan denne eininga kan vere reflektert av høgare nivå av minerogent materiale, då dette kan føre til høgare materialtilførsel gjennom niveo-eolisk transport som i nokre miljø kan vere høgare enn eolisk transport (Bélanger og Filion, 1991). Etter dette laget er kjernen dominert av gytje som tyder på varmare klima gjennom resten av holosen.

I gytja er det datert eit lag sand, tolka som flygesand, ved 245-243 cm. Alderen på dette viser 6085 ± 95 kal. år BP. Det er truleg fleire slike lag over dette i kjernen. Sandhaugan vart danna under eller etter Tapestransgresjonen (om lag 6800 kal. år BP) og kan difor vere kjelde for

dette laget med flygesand. Forandringar i havnivå påverkar også tilgangen på materiale som kan verte vindtransportert (Nielsen et al., 2016). Vest i studieområdet kan ein observere fleire sandstrender ved dagens havnivå og fleire heva strandlinjer som også er moglege kjelder for det eoliske materialet. På grunn av at laga med eolisk materiale i eining A er små og med høge nivå av organisk materiale er desse truleg danna av enkeltstående stormhendingar og reflekterer ikkje større forandringar i vindaktivitet.

Vest for strandvollen Åknes-Storraet, datert til $15\ 070 \pm 410$ kal. år BP, er det observert fleire strandvollar og strandlinjer. Den lengste strekk seg om lag 4,7 km parallelt med kysten. Høgda på denne er om lag 8 m o.h. Strandlinja markerer truleg maksimalt havnivå under Tapestransgresjonen i studieområdet. Tapestransgresjonen nådde eit nivå 9 m o.h. ved Ramså, nordaust på Andøya. Denne strandlinja er datert til om lag 6000 ^{14}C år BP (~ 6800 kal. år BP) (e.g. Møller, 1986). Også ved Hestneset kan ein finne fleire linjer i landskapet tolka som strandlinjer. Dei øvste ligg om lag 6 m o.h., dei nedste om lag 2 m o.h. Fleire linjer ligg mellom desse punkta med om lag 8-10 meter avstand i terrenget. Dei øvste linjene 6 m o.h. er truleg danna under ein mindre transgresjon om lag 4500 ^{14}C år BP (~ 5100 kal. år BP), i subboreal. Linjene nedanfor dette og til dagens havnivå er truleg danna under regresjon etter dette. I denne perioden var det truleg også to periodar med syngresjon der havstigninga og landhevinga var like store (Møller, 1986). Syngresjonar fører til at strandlinjer får betre tid til å verte danna og difor vil nokre strandlinjer ved Hestneset truleg vere meir utvikla enn andre frå 6 m o.h. til dagens havnivå.

4.2 Glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet i ein regional kontekst

4.2.1 45,7 – 43,9 ka BP

Radiokarbondateringane frå Nattmålsholen Gravel Pit gir aldrar mellom 45,7 og 43,9 kal. ka BP. Dette var ein isfri periode der skjel vart avsett i studieområdet. Denne isfrie perioden samsvarar truleg med Bø/Austnes Interstadial. Fleire aldrar har blitt foreslått for Bø-interstadialen, der fleire set siste del av interstadialen ved overgangen mot Skjonghellerstadialen (e.g. Larsen et al., 1987, Sejrup et al., 2000, Mangerud et al., 2010). Mangerud et al. (2010) introduserte eit nytt namn for ein isfri periode som ein kunne korrelere med Grønland Interstadial 12 og 11, Austnes Interstadial. Denne enda truleg mellom 44-42 ka BP i fylgje

Mangerud et al. (2010). Dette samsvarar godt med radiokarbondateringane frå Nattmålsholen Gravel Pit, der yngste alder er om lag 43,9 kal. ka BP.

Bø/ Austnes Interstadial vart fylgd av Skjongheller-stadialen, når innlandsisen igjen rykka framover. Denne hadde truleg like stor utbreiing som innlandsisen under LGM (Mangerud et al., 2010). Ein kan ikkje sjå spor etter denne eller andre framrykk før LGM i studieområdet då seinare glasiasjonar truleg har fjerna eller resedimentert materiale avsett under desse framrykka på land. Jansen (2009) skildrar to episodar der innlandsisen trakk seg tilbake og deretter rykka fram igjen mellom 42 – 33,3 ka BP, der det var ein isfri periode om lag 42 ka BP. Denne er av Jansen (2009) knytt til Bø/Austnes interstadial, og framrykket etterpå til Skjonghelleren stadial.

4.2.2 LGM

Vorren og Plassen (2002) skildrar tre glasiالهendingar under LGM: Egga-1, Bjerka og Egga-2. Egga-hendingane representerer LGM, medan Bjerka er eit deglasiasjonstrinn mellom desse (Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002, Vorren et al., 2013, Rydningen et al., 2013). Rydningen et al. (2013) finn ikkje klare bevis for Egga-1, og argumenterar difor for at Egga-2 er LGM. Vorren et al. (2013) argumenterer derimot for at Egga-1 representerer perioden med tjukkast isdekke på Andøya. Vorren et al. (2013) sitt arbeid er utført på Andøya, medan Rydningen et al. (2013) hovudsakleg baserer seg på data frå havområda nord for Andøya. Det er difor truleg at ein kan finne spor av Egga-1 jamfør Vorren et al. (2013) på Andøya. Det var likevel isfritt i fjellområda under denne og seinare hendingar (Nesje et al., 2007). Basert på posisjonen til Nøssøyra og at Høiseth (2016) ikkje finn glasiاله avsetjingar høgare enn morenen ved Nøkkeltjønna, markerer truleg desse avsetjingane maksimal utbreiing for innlandsisen i området. Nøssøyra og landformene relatert til dette trinnet representerer difor truleg maksimal isutbreiing under LGM, Egga-1. Egga-1 nådde truleg maksimumsposisjonen mellom 24 – 23,5 kal. ka BP (Vorren et al., 2013).

I studieområdet finn ein ingen landformer knytt til Bjerka. Perioden mellom Egga-1 og Bjerka er kalla Andøya interstadial. Innlandsisen trekte seg tilbake før den igjen rykka noko fram og avsette Bjerkamorenen. Egga-2 gjekk seinare lenger fram enn det isen ved Bjerka gjorde, heilt ut til Eggakanten frå nordlege Andøya (Plassen og Vorren, 2002). Eventuelle landformer danna under Bjerka er difor overkøyrt av innlandsisen etter danning, som truleg førte til at spora etter denne hendinga er borte i studieområdet.

Egga-2 er korrelert med Endleten-morenen nord på Andøya. Det eksisterer inga absolutt datering for denne hendinga, men truleg trekte isen seg tilbake frå Endleten-morenen om lag 18,7 kal. ka BP (15,5 ¹⁴C ka BP), som markerer slutten på Egga-2 (Vorren et al., 1988, Rydningen et al., 2013). Jansen (2009) har foreslått at ein av to ryggjar som ligg i Bødalsvatnet kan knytast til Egga-2 hendinga. Ryggane i Bødalsvatnet ligg om lag 45 m o.h. om lag 5 km nordaust for studieområdet. OSL-datering tatt vest for Bøbekken gav alderen 18,4±1,7 ka BP. Dette viser at innlandsisen trekte seg tilbake frå Bø-øyra innan dette tidspunktet. Det er difor truleg at Bø-øyra og landformene relatert til dette trinnet er danna under Egga-2. Også plasseringa av ryggen knytt til Egga-2 av Jansen (2009) tyder på at innlandsisen hadde liten mektigheit og truleg ikkje stor vestleg utstrekning.

Rydningen et al. (2013) meiner at kronologien byrjar med Bjerka og at dei to setta med morenar ved Eggakanten indikerer to trinn under Egga-2. Dersom ein legg dette til grunn vil både Nøssøyra og Bø-øyra vere danna under Egga-2, som slutta om lag 18,7 ka BP.

4.2.3 18,7-15 ka BP

Innlandsisen trekte seg vidare tilbake og siste tilbaketrekking frå ytre og midtre Andfjorden skjedde om lag 17,8 kal. ka BP (Vorren et al., 2013). Rett etter dette var det igjen ein liten framstøyt eller stopp i deglasiasjonen. Dette er relatert til Flesen-morenen i Andfjorden og Kirkeræet og Gårdsraet på Andøya, og har difor fått namnet Flesen-hendinga (Vorren et al., 1988, Fjalstad, 1997, Vorren og Plassen, 2002). Kirkeræet er både tolka som randmorene som ein kan korrelere med Flesen-hendinga (Møller og Sollid, 1972, Vorren et al., 1983, Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002) og som ein strandvoll som difor ikkje kan korrelere med denne hendinga (Bergström, 1973, Vorren et al., 2015). Fleire aldrar har blitt foreslått for Flesen-hendinga. Vorren et al. (1988) seier hendinga tok stad rundt 15 ¹⁴C ka BP medan Vorren og Plassen (2002) foreslår at hendinga tok stad om lag 14,5 ¹⁴C ka BP. Nyare arbeid av Vorren et al. (2015) gir alderen 18-17,5 kal. ka BP. Gjennomsnittleg julitemperatur fluktuerte mellom 0-3°C mellom om lag 22-14,5 kal. ka BP. Ein av dei varmaste periodane var mellom 18,8-18,1 kal. ka BP, rett før Flesen-hendinga (Vorren et al., 2013). I studieområdet er truleg randmorenen som ligg i bogeform frå Bjønnohlen til Melamyran over Bømyra, og andre landformer knytt til dette trinnet som Risholan, truleg avsett under Flesen-hendinga. OSL-datering vest for bogeforma gir alderen 18,4±1,7 ka BP. Denne er tatt frå glasifluvialt materiale frå innlandsisen som sto ved bogeforma og viser når isen må ha stått

her. Standardavviket er stort og alderen passar difor godt overeins med dateringane som er tilgjengeleg for Flesen-hendinga, 18-17,5 kal. ka BP.

Bergström (1973, s. 101) har slått fast at innlandsisen bevega seg i retning aust-vest over Bømyra, basert på steinretningar i området. Vorren et al. (2013) skildrar ein ny varmare periode om lag 17 kal. ka BP. Innlandsisen trekte seg då vidare tilbake mot aust over Bømyra og mot sør i Gavlfjorden. Denne varmare perioden vart truleg fylgd av ein ny framstøyt under D-hendinga. D-hendinga er definert av eit maksimum av IRD og funn av nær-glasial fauna i kjernar frå Andfjorden (Vorren et al., 1983, Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002). Vorren et al. (1983) føreslår at ein også kan korrelere D-hendinga med randmorenar sør på Andøya, inkludert på Bjørnskinnsmyra (Bømyra), kartlagt av Møller og Sollid (1972) og Bergström (1973). Denne hendinga er tidfesta til om lag 16,7-15,8 kal. ka BP av Vorren og Plassen (2002). OSL-dateringar tatt i glasifluvialt materiale 700 m aust for Nattmålsholen gir aldrane $16,1 \pm 1,4$ og $14,5 \pm 1,6$ ka BP, der den yngste dateringa er tatt øvst. Nattmålsholen er avsett etter dette materialet då ein finn botnmorene stratigrafisk over det glasifluviale materialet. Nattmålsholen er difor truleg avsett under D-hendinga mellom 16,7-15,8 kal. ka BP, som passar bra med dateringane dersom ein tek omsyn til usikkerheten på OSL-dateringane, på høvesvis 1,4 og 1,6 ka. Jansen (2009) skildra eit framstøyt som tok stad etter 15,3 ka BP, basert på gjennomsnittet av dei same OSL-dateringane nytta i denne oppgåva og som tok slutt om lag 14,7 ka BP, ved inngangen til Bølling. Dette er den same hendinga som her er argumentert for å ha hendt noko tidlegare basert på dei same dateringane men med større vekt på usikkerheita, under D-hendinga.

Etter D-hendinga trekte isen seg raskt tilbake. Dette samsvarar med varmare klima frå om lag 15 kal. ka BP (Vorren et al., 2013). Skarpnes-hendinga, kartlagt og datert av Andersen (1968), er korrelert til morenar om lag 60 km aust for Nattmålsholen. Denne hendinga er datert til om lag 14,7-13,9 kal. ka BP ($12,5-12$ ^{14}C ka BP) (Vorren og Plassen, 2002). Dette tyder på at isen må ha trekt seg raskt tilbake mot aust etter D-hendinga, truleg frå starten av den varme perioden om lag 15 kal. ka BP (Vorren et al., 2013). Barentshavet vart isfritt om lag 15 kal. ka BP og varmare atlantisk vatn kom til Andøya om lag 14,7 kal. ka BP (Romundset et al., 2011, Birks et al., 2014). Dette samsvarar med tida då steinbreane døydde ut på Andøya, om lag 14,5 – 15 ka BP (upubliserte dateringar, Henriette Linge, Institutt for Geovitenskap, UiB) og danninga av strandvollen Åknes-Storraet relatert til NAS (~15 kal. ka BP).

Vorren et al. (2015) argumenterer for at innlandsisen hadde ei mykje større utbreiing under LGM og Flesen-hendinga enn det ein finn grunnlag for i studieområdet. Vorren et al. (2015)

meiner at innlandsisen under LGM gjekk heilt ut til eggakanten også sør på Andøya, basert på submarine moreneryggar, grounding-zone wedges og glasiale lineasjonar på havbotnen vest for Andøya og Langøya. Basert på Høiseth (2016) sitt arbeid er det ikkje funne glasiale former over randmorenen ved Nøkkeltjønna. Denne er tolka til å vere danna samtidig som Nøssøyra og vil difor markere maksimal utbreiing av innlandsisen i sein weichsel. Også under Flesen-hendinga argumenterer Vorren et al. (2015) for ein meir vestleg front på innlandsisen. Dette stemmer ikkje overeins med dateringa frå det glasifluviale materialet avsett vest for Bøbekken. Ein kan difor truleg sjå bort frå rekonstruksjonen av innlandsisen sin posisjon for i alle fall dei sørlege delane av Andøya, Gavlfjorden og vest for dette foreslått av Vorren et al. (2015).

4.2.4 15 ka BP –

Gjennom allerød var det eit varmare klima der innlandsisen trekte seg vidare tilbake på fastlandet mot aust. Sør i Noreg er yngre dryas markert av raskt kaldare klima rundt 12,7 kal. ka BP. I nord inntreff yngre dryas på eit seinare tidspunkt med kaldare tørt klima frå om lag 12,45 kal. ka BP (Birks, 2015). Paasche et al. (2007) argumenterer for at lokalglasiasjon sør på Andøya vart danna mellom 21,05 og 19,1 kal. ka BP og mellom 17,5 – 14,7 kal. ka BP, trekte seg tilbake frå 14,7 kal. ka BP og var borte innan ~13,4 kal. ka BP, og at det difor ikkje fanst lokalglasiasjon under yngre dryas. Dette er avvist blant anna av Vorren et al. (2013) som argumenterer for at lokalglasiasjon eksisterte i yngre dryas. Sedimenta i eining G er ikkje tolka til å vere avsett av lokalglasiasjon, men det kan likevel ha eksistert lokalglasiasjon sør i studieområdet i dei tre botnane ved Ørkleiva, Durmålsheia og Okkeldalen.

I fylgje Ballantyne (2002) brukar landskapet mellom 10 – 10 000 år på å nå ikkje-glasiale forhold etter ei istid, avhengig av kva prosessar og romleg skala som spelar inn. Paraglasiale prosessar tek stad etter at ein ismasse har trekt seg tilbake, i sediment som er tilstade på grunn av denne ismassen. Etter at ein ismasse har trekt seg tilbake vert landskapet eksponert og er i ein ustabil tilstand der lausmassane vil vere lettpåverkelege for endring gjennom erosjon (Ballantyne, 2002). Utvasking av periglasiale landformer og lausmassar som har vore bundne i permafrost kan vere ein del av dei paraglasiale prosessane i tillegg vil auka mengd rennande vatn, fryse-tine prosessar og vind vere viktige faktorar i paraglasiale miljø som påverkar sedimenttransport og avsetjing (Ballantyne, 2002). Aarnes et al. (2012) skildrar eit kaldt og tørt klima i yngre dryas, med aukande tørrheit frå om lag 12,69 kal år BP til 12,26 kal år BP. Etter dette forandra klimaet seg mot oseanisk klima. I Nord-Noreg var ikkje den kalde perioden i yngre dryas like markant som i sør, den var kortare og hendte seinare (Aarnes et

al., 2012). På grunn av at ein ikkje kan finne lokalglasiasjon som kan ha avsett sediment i Stampetjønna er sedimenta i eining G tolka til å vere avsett under paraglasiale forhold, mogleg ved periglasial utvasking under yngre dryas. Dette er på grunnlag av dateringa av sedimenta, ingen lokalglasiasjon i nedslagsfeltet for Stampetjønna og fordi yngre dryas ikkje var ein så markant kald periode som i Sør-Noreg som kan tyde på at det kunne vere paraglasialt miljø og periglasial utvasking på denne tida.

Birks et al. (2014) har rekonstruert klimaet på Andøya basert på fleire proksiar. Rekonstruksjonen viser raskt stigande julitemperaturar etter yngre dryas, som hadde minimumstemperatur på om lag $6-7^{\circ}\text{C}$ ved 12,25 kal. ka BP. Allereie innan 11,5 kal. ka BP var temperaturen 9°C ved Lusvatnet, basert på fjærmygg, og 11°C innan 10,85 kal. ka BP. Temperaturen stabiliserte seg på 12°C innan 9,7 kal. ka BP. Ved Brattheivatnet nådde temperaturen dette stabile nivået på 12°C om lag 10,45 kal. ka BP. Denne temperaturen heldt seg stabilt på dette nivået, mogleg utanom ein liten periode om lag 9,5 kal. ka BP der julitemperaturen var noko lågare (Birks et al., 2014). Aukinga i temperatur etter yngre dryas stemmer godt med observasjonane frå STAMP-112 som viser aukande organisk produksjon etter yngre dryas, i eining F og E.

I fylgje Vorren et al. (2013) tok ein regresjon for strandlinja stad etter siste glasiasjon og fram til om lag 11 – 10,5 kal ka BP (Figur 1.5). Den var då under dagens nivå. Etter dette steig den igjen fram til Tapestransgresjonen sitt maksimum om lag 6,8 kal ka BP (Møller, 1986). Under regresjonen vart store område i strandsona tilgjengeleg for eolisk transport. Det er difor truleg at dette påverka avsetjingane i eining D, som er tolka som eoliske avsetjingar. Niveo-eolisk transport er i nokre miljø større enn eolisk transport (Bélanger og Filion, 1991). Eolisk transport tek stad i sumarsesongen medan niveo-eoliske avsetjingar er danna i vintersesongen og består av vindtransportert snø, sand, silt og organisk materiale der snøen i ettertid smeltar bort (Bélanger og Filion, 1991). Nielsen et al. (2016) har observert sandkorn på snø på Andøya og føreslår at store delar av sandflukta tek stad seint på hausten og om vinteren. Det kan difor vere mogleg at svingingar i delen minerogent materiale i eining D skuldast forandringar i klimaet. Periodar med kaldare klima, som fører til kortare sumarsesong, kan føre til høgare del minerogent materiale på grunn av auka niveo-eolisk transport. Endringar i stormaktivitet kan også forklare svingingane i eining D, der høge nivå av minerogent materiale kan vere indikator på høgare stormaktivitet.

Björck et al. (1997) skildrar ein kjølig periode i preboreal, den preboreale oscillasjonen (PBO), mellom 11,3-11,15 kal. ka BP. STAMP-112 viser eit lysare lag med noko høgare MS-

og DBD-verdiar enn i eining E i byrjinga av eining D. Dette er datert til om lag 11,25 kal. ka BP ved 270 cm, noko som stemmer godt overeins med den kjølige perioden under PBO. Det er då mogeleg at høgare niveo-eolisk aktivitet tok stad. Om lag på denne tida var strandlinja på sitt lågaste (Figur 1.5), som også kan ha resultert i betre tilgang på sediment eigna for transport av vinden.

Etter dette var klimaet meir stabilt, med julitemperaturar rundt 12°C, med unntak av ein mogleg kaldare periode rundt 9,5 kal. ka BP, i boreal (Birks et al., 2014). Mellom 264-263 cm i eining D kan ein sjå ein tydeleg topp i DBD-verdiane. Datering ved 266 cm viser alderen 10,3 kal. ka BP. Det er på grunnlag av dette mogeleg at denne toppen i DBD-verdiar kan skuldast auka niveo-eolisk aktivitet i ein kjølig periode rundt 9,5 ka BP.

Over eining D er det høg organisk produksjon vidare gjennom kjernen. LOI verdiane stig til >80% i eining C og stabiliserar seg ved dette nivået, med unntak av mindre lag med eolisk materiale. Dette tyder på eit stabilt varmt klima vidare gjennom holosen. Dette samsvarar godt med Birks et al. (2014) som slår fast at julitemperaturen var 1-2°C varmare i tidleg holosen samanlikna med dagens julitemperaturar.. Nielsen et al. (2016) skildrar åtte fasar med høg tilførsel av sandkorn som fell saman med periodar med høgare stormaktivitet. Ingen av desse fasane fell saman med dateringa av det eoliske materialet i eining B (om lag 6,09 kal. ka BP). Det er difor truleg at dette materialet er tilført som eit resultat av fallande havnivå etter Tapestransgresjonen (om lag 6,8 kal. ka BP) som resulterte i høgare tilgang på vindtransporterbare sediment. Det er også mogeleg at enkeltståande stormhendingar har transportert materialet, noko som ikkje treng å indikere fasar med høgare stormaktivitet.

5 Konklusjon

I dette kapitlet følger punktvis konklusjon basert på diskusjonen presentert i kapittel fire.

- Sediment i Nattmålsholen Gravel Pit indikerer ein isfri periode mellom $\sim 45,7 - 43,9$ kal. ka BP, datert frå skjel henta ut frå skjelholdig sand stratigrafisk mellom bimodal sand. Alderen samsvarar med siste del av Bø/Austnes Interstadial.
- Innlandsisen dekkja Bømyra i sein weichsel. Basert på kvartærgeologisk kartlegging og steinretningar kartlagt av Bergström (1973) kan ein slå fast isrørsle frå aust mot vest.
- Innlandsisen var også til stade i Gavlfjorden der isrørsla fylgde profilen i fjorden frå sør mot nord. Denne konvergente med ismassane frå Bømyra vest i studieområdet og gjekk vidare som ein isstraum.
- Nordleg utbreiing av innlandsisen i studieområdet under LGM er markert av Nøssøyra. Basert på data frå dette arbeidet hendte LGM under Egga-1 som nådde maksimumsposisjon mellom $24 - 23,5$ kal. ka BP (e.g. Vorren et al., 2013).
- Innlandsisen hadde låg vertikal utstrekning i studieområdet og fjellområda var isfrie.
- Bø-øyra markerar glasiasjonshendinga Egga-2, som fann stad før $18,7$ kal. ka BP. Dette stemmer godt overeins med OSL-datering frå glasifluvialt materiale avsett søraust for Bø-øyra datert til $\sim 18,4$ ka BP, som viser at Bø-øyra må vere danna før dette.
- Deglasiasjonen byrja etter Bø-øyra trinnet.
- Stopp eller lite framstøyt under deglasiasjonen, namngitt Flesen-hendinga, tok stad om lag $18-17,5$ kal. ka BP (Vorren et al., 2015). OSL-datering knytt til innlandsisen sin posisjon ved Bjønnohlen-systemet med bogeform over Bømyra, Risholan og sidemorene sør for studieområdet er datert til alderen $18,4 \pm 1,7$ ka BP som tyder på at denne er danna under Flesen-hendinga.
- Vidare deglasiasjon fann stad der innlandsisen trekte seg tilbake aust for Nattmålsholen Gravel Pit og avsette glasifluvialt materiale her. Deretter hadde innlandsisen eit framstøyt under D-hendinga mellom $16,7 - 15,8$ kal. ka BP (Vorren og Plassen, 2002). Nattmålsholen-systemet vart danna under denne hendinga. Dette er basert på OSL-datering av glasifluvialt materiale som ligg stratigrafisk under botnmorene danna under D-hendinga i Nattmålsholen Gravel Pit som gav aldrane $16,1 \pm 1,4$ og $14,5 \pm 1,6$ ka BP.

- Det er her foreslått at innlandsisen var borte frå studieområdet innan ~15 ka BP. Steinbreane og den pronivale ryggen døyde ut mellom 15 – 14,5 ka BP og strandvollen Åknes-Storraet vart danna rundt 15 kal. ka BP.
- Lokalglasiasjon sør i studieområdet var til stade samtidig med innlandsisen. Ein kan ikkje finne bevis for lokalglasiasjon i studieområdet under yngre dryas då ingen landformer relatert til lokalglasiasjon er observert i nedslagsfeltet til Stampetjønna. Det kan likevel ha vore lokalglasiasjon i studieområdet med drenering mot andre stadar enn Stampetjønna, som ein difor ikkje kan identifisere i sedimentkjernen STAMP-112.
- Sedimentanalysar av STAMP-112 tyder på at det var eit paraglasialt miljø med periglasial utsmelting mot slutten av yngre dryas, sannsynlegvis aukande utsmelting når temperaturen steig mot slutten av denne perioden.
- I tidleg holosen steig temperaturane vidare mot eit stabilt nivå, dette er truleg reflektert av aukande organisk produksjon i eining F og E i STAMP-112.
- Gjennom preboreal viser sedimentkjernen høg del minerogent materiale. Dette er knytt til høgare tilførsel av eolisk/ niveo-eoliske sediment, knytt til låg strandlinje og/eller høgare stormaktivitet.
- Mindre toppar i sedimentparameterane som reflekterer auka del minerogent materiale i eining D er foreslått relatert til høgare niveo-eolisk aktivitet under kalde periodar i preboreal og boreal, under den preboreale oscillasjonen og ved om lag 9,5 kal. ka BP.
- Sandhaugan, sørvest i studieområdet, er danna etter Tapestransgresjonen (~6,8 kal. ka BP) som er representert i studieområdet av ein strandvoll ein finn om lag 8 m o.h.
- Fleire lag med eolisk materiale i STAMP-112 er foreslått å vere relatert til stormhendingar, periodar med auka vindaktivitet og/eller regresjonar av havnivået etter Tapestransgresjonen.

6 Etterord

Gjennom dette studiet har området på og rundt Bømyra vist seg å vere svært interessant med tanke på rekonstruksjon av innlandsisen si utbreiing i spesielt sein Weichsel. Sedimentkjerna frå Stampetjønna har hatt nokre avgrensingar med tanke på at den berre inneheldt sediment frå tidesperioden frå yngre dryas og yngre. Det var heller ingen lokalglasiasjon som ville ha drenert til dette vatnet. Dette førte til at ein ikkje kunne påvise lokalglasiasjon i yngre dryas i studieområdet eller bruke analysar av sedimentkjerna til å rekonstruere klimaet heilt tilbake til innlandsisen sin tilbaketrekking. Radiokarbondateringane viste også to inverse aldrar som gjorde det vanskeleg å få full kontroll på avsetjingshistorien. For å få ein fullstendig kronologi på klima og avsetjingsagensar etter yngre dryas hadde det difor vore av interesse å hente opp nye sedimentkjernar frå ein meir eigna innsjø eller tjern. Det er diverre ikkje sannsynleg at andre tjern i studieområdet eignar seg betre.

I Kobbedalen strakk studieområdet seg til Toevhågen, sør i dalen. Nord for Toevhågen er det eit komplekst landskap truleg påverka av lokalglasiasjon. Eit mogeleg vidare arbeid kunne ha inkludert dette området. Dersom ein hentar inn sedimentkjerne frå vatna i denne dalen er det mogeleg at ein kan rekonstruere lokalglasial aktivitet her.

7 Referanseliste

- Aarnes, I., Bjune, A., Birks, H., Balascio, N., Bakke, J. og Blaauw, M. (2012) Vegetation responses to rapid climatic changes during the last deglaciation 13,500–8,000 years ago on southwest Andøya, arctic Norway. *Vegetation History and Archaeobotany*, 21 (1), s. 17-35.
- Ahlmann, H. W. (1919) Geomorphological Studies in Norway: Part. II. The Nordland. *Geografiska Annaler*, 1, s. 193-252.
- Alm, T. (1993) Øvre Æråsvatn - palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway. *Boreas*, 22 (3), s. 171-188.
- Andersen, B. G. (1968) *Glacial geology of western Troms, North Norway*, Oslo, Universitetsforlaget.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Løvlie, R. og Nesje, A. (2005a) Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15 (4), s. 518-540.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. og Nesje, A. (2010) A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29 (9–10), s. 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, Ø. (2005b) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15 (2), s. 161-176.
- Ballantyne, C. K. (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 (18–19), s. 1935-2017.
- Bélanger, S. og Filion, L. (1991) Niveo-aeolian sand deposition in subarctic dunes, eastern coast of Hudson Bay, Québec, Canada. *Journal of Quaternary Science*, 6 (1), s. 27-37.
- Bergström, E. (1973) Den prerecenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom Skanderna. *Naturgeografiska institutionen*. University of Stockholm.
- Birks, H. H. (2015) South to north: Contrasting late-glacial and early-Holocene climate changes and vegetation responses between south and north Norway. *The Holocene*, 25 (1), s. 37-52.
- Birks, H. H., Aarnes, I., Bjune, A. E., Brooks, S. J., Bakke, J., Kühl, N. og Birks, H. J. B. (2014) Lateglacial and early-Holocene climate variability reconstructed from multi-proxy records on Andøya, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 89 (0), s. 108-122.
- Björck, S., Dearing, J. A. og Jonsson, A. (1982) Magnetic susceptibility of Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. *Boreas*, 11 (1), s. 99-111.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingólfsson, Ó. og Funder, S. (1997) The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, 12 (6), s. 455-465.
- Blikra og Nemeček (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45 (5), s. 909-959.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H. H., Gulliksen, S. og Reimer, P. (2006) Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages During the Allerød and Younger Dryas. *Science*, 312 (5779), s. 1514-1517.
- Bradley, R. S. (1999) *Paleoclimatology : Reconstructing Climates of the Quaternary*, Burlington, MA, USA, Academic Press.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. og Nesje, A. (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22 (2–4), s. 275-287.

- Dean, W. E. (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44 (1), s. 242-248.
- Fjalstad, A. (1997) Late Weichselian glacial maximum, glacial retreat, and postglacial sea level changes at northern and central Andøya, northern Norway. Doctor scientarum-avhandling, Tromsø
- Fjalstad, A. og Møller, J. J. (1994) Submerged and tilted coastal features off Troms, Northern Norway - A comment. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74 (4), s. 241-244.
- Grønlie, O. T. (1940) On the traces of the ice ages in Nordland, Troms, and the southwestern part of Finnmark in northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 20 (1), s. 1-70.
- Heiri, O., Lotter, A. F. og Lemcke, G. (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25 (1), s. 101-110.
- Henningsen, T. og Tveten, E. (1998) Andøya. Trondheim, NGU.
- Holmsen, G. (1924) Kwartærgeologiske iakttagelser på Andøen. I: Bugge, C. (red.) *Årbok for 1923*. Kristiania, Norges geologiske undersøkelse, s. 80-85.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I. og Thewalt, M. L. W. (1985) Optical dating of sediments. *Nature*, 313 (5998), s. 105.
- Høiseth, M. K. (2016) Kwartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av glasiasjon og deglasiasjon ved Sørmele, sørvestlige Andøya, Nordland. Masteroppgåve, Inst. for Geografi, Universitetet i Bergen, upublisert
- Jansen, H. L. (2009) Glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet på østlige midtre Andøya. Masteroppgåve, Inst. for Geografi, Universitetet i Bergen, upublisert
- Karlén, W. (1976) Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58 (1/2), s. 1-34.
- Kartverket (2014) *100 største øyene i Norge* [Internett]. Kartverket. Tilgjengeleg frå: <http://www.statkart.no/Kunnskap/Fakta-om-Norge/Storste-oy/Tabell/> [Henta 24.11.2014].
- Kartverket (2016) *Norgeskart* [Internett]. Tilgjengeleg frå: <http://www.norgeskart.no> [Henta 30.3 2016].
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie, R. og Mangerud, J. A. N. (1987) Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas*, 16 (3), s. 267-292.
- Mangerud, J. (1972) Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. *Boreas*, 1 (2), s. 143-172.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A. og Høisæter, T. (2006) Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23-24), s. 3228-3245.
- Mangerud, J., Gulliksen, S. og Larsen, E. (2010) 14C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45-25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland. *Boreas*, 39 (2), s. 328-342.
- MAREANO (2016) *Havbunn, Landformer* [Internett]. Tilgjengeleg frå: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html> [Henta 12.4 2016].
- Marthinussen, M. (1962) C14-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 215, s. 37-67.
- Meteorologisk Institutt (2016) *Månadsnormalar, Andøya* [Internett]. eKlima. Tilgjengeleg frå: <http://www.eklima.met.no> [Henta 08.04 2016].

- Meteorologisk Institutt/NRK (2016) *Været som var: Hall Beach, Nunavut (Canada)* [Internett]. Basert på data frå WMO. Tilgjengeleg frå: http://www.yr.no/sted/Canada/Nunavut/Hall_Beach/statistikk.html [Henta 10.4 2016].
- Midbøe, P. (2010) *Sokkelbergarter på land* [Internett]. Trondheim: GeoPublishing AS. Tilgjengeleg frå: <http://www.geoportalen.no/bergarter/sokkelbergarter/> [Henta 27.8 2014].
- Møller, J. J. (1986) Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Verterålen, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 40, s. 77-84.
- Møller, J. J. (1989) Geometric Simulation and Mapping of Holocene Relative Sea-Level Changes in Northern Norway. *Journal of Coastal Research*, 5 (3), s. 403-417.
- Møller, J. J. (2003) Late Quaternary Sea Level and Coastal Settlement in the European North. *Journal of Coastal Research*, 19 (3), s. 731-737.
- Møller, J. J., Danielsen, T. K. og Fjalstad, A. (1992) Late Weichselian glacial maximum on Andøya, North Norway. *Boreas*, 21 (1), s. 1-13.
- Møller, J. J. og Holmeslet, B. H. (2002) *Havets historie i Fennoskandia og NV Russland* [Internett]. Tilgjengeleg frå: <http://geo.phys.uit.no/sealev/> [Henta 22.04 2016].
- Møller, J. J. og Sollid, J. L. (1972) Deglaciation Chronology of Lofoten – Vesterålen – Ofoten, North Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 26 (3), s. 101-133.
- Nesje, A. (2012) *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforl.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Linge, H., Ballantyne, C. K., McCarroll, D., Brook, E. J., Raisbeck, G. M. og Yiou, F. (2007) The surface geometry of the Last Glacial Maximum ice sheet in the Andøya-Skånland region, northern Norway, constrained by surface exposure dating and clay mineralogy. *Boreas*, 36 (3), s. 227-239.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Løvlie, R. og Sulebak, J. R. (1994) Holocene glacier activity at the southwestern part of Hardangerjøkulen, central-southern Norway : evidence from lacustrine sediments. *The Holocene*, 4 (4), s. 377-382.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. og Andersson, C. (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11 (3), s. 267-280.
- Nielsen, P. R., Dahl, S. O. og Jansen, H. L. (2016) Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway. *The Holocene*.
- Norges geologiske undersøkelse (2012) *Flymålinger over Andøya* [Internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <http://www.ngu.no/nyheter/flym%C3%A5linger-over-and%C3%B8ya> [Henta 18.4 2015].
- Norkart (2016) *Norge i 3D* [Internett]. Norkart. Tilgjengeleg frå: <http://norgei3d.no/> [Henta 30.3. 2016].
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R. og Nesje, A. (2007) Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research*, 68 (3), s. 387-399.
- Paasche, Ø., Strømsøe, J. R., Dahl, S. O. og Linge, H. (2006) Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology*, 82 (3-4), s. 430-452.
- Plassen, L. og Vorren, T. O. (2002) Late Weichselian and Holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjord and Vågsfjord, North Norway. *Journal of Quaternary Science*, 17 (2), s. 161-180.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P.,

- Haflidason, H., Hajdas, I., Hatte, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. og Reimer, P. J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), s. 1869-1887.
- Reusch, H. (1903) *Aarvog for 1903*, Kristiania, Norges geologiske undersøkelse.
- Romundset, A., Bondevik, S. og Bennike, O. (2011) Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 30 (19–20), s. 2398-2421.
- Rubensdotter, L. (2002) Detailed geomorphological survey of a small mountain drainage area, Abisko, northern Swedish Lapland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 84 (3-4), s. 267-273.
- Rubensdotter, L. og Rosqvist, G. (2009) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19 (4), s. 665-678.
- Rydningen, T. A., Vorren, T. O., Laberg, J. S. og Kolstad, V. (2013) The marine-based NW Fennoscandian ice sheet: glacial and deglacial dynamics as reconstructed from submarine landforms. *Quaternary Science Reviews*, 68 (0), s. 126-141.
- Sandgren, P. og Risberg, J. (1990) Magnetic mineralogy of the sediments in Lake Ådran, eastern Sweden, and an interpretation of early Holocene water level changes. *Boreas*, 19 (1), s. 57-68.
- Seager, R., Battisti, D. S., Yin, J., Gordon, N., Naik, N., Clement, A. C. og Cane, M. A. (2002) Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128 (586), s. 2563-2586.
- Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D. og Rokoengen, K. (1994) Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23 (1), s. 1-13.
- Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H. og Nesje, A. (2000) Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19 (7), s. 667-685.
- Shakesby, R. A. (2014) Pronival rampart. I: Matthews, J. A. (red.) *Encyclopedia of Environmental Change*. Thousand Oaks, SAGE Publications, Ltd., s. 881-881.
- Snowball, I. og Sandgren, P. (1996) Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6 (3), s. 367-372.
- Snowball, I. og Thompson, R. (1990) A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, 19 (2), s. 127-146.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. og Reimer, R. W. (2016) *Calib 7.1 Radiocarbon Calibration Program* [Internett]. Tilgjengeleg frå: <http://calib.qub.ac.uk/calib/> [Henta 15.3. 2016].
- Sulebak, J. R. (2007) *Landformer og prosesser : en innføring i naturgeografiske tema*, Bergen, Fagbokforlaget.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P. og Oldfield, F. (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20 (5), s. 687-698.
- Undås, I. (1938) Kwartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 18 (2), s. 81-217.
- Vorren, K.-D. (1978) Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. *Boreas*, 7 (1), s. 19-38.
- Vorren, K.-D. og Moe, D. (1986) The early Holocene climate and sea-level changes in Lofoten and Vesterålen, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 66 (2), s. 135-143.

- Vorren, T. O., Edvardsen, M., Hald, M. og Thomsen, E. (1983) Deglaciation of the Continental Shelf off Southern Troms, North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 380, s. 173-187.
- Vorren, T. O. og Mangerud, J. (2013) Istider kommer og går. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes, K. (red.) *Landet blir til - Norges geologi*. Trondheim, Norsk Geologisk Forening, s. 494-548.
- Vorren, T. O. og Plassen, L. (2002) Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31 (2), s. 97-125.
- Vorren, T. O., Rydningen, T. A., Baeten, N. J. og 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*, 44 (3), s. 445-458.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Aasheim, O., Dahlgren, K. I. T., Forwick, M. og Hassel, K. (2013) Palaeoenvironment in northern Norway between 22.2 and 14.5 cal. ka BP. *Boreas*, 42 (4), s. 876-895.
- Vorren, T. O., Vorren, K.-D., Alm, T., Gulliksen, S. og Løvlie, R. (1988) The last deglaciation (20,000 to 11,000 B. P.) on Andoya, northern Norway. *Boreas*, 17 (1), s. 41-77.
- Wahrhaftig, C. og Cox, A. (1959) Rock glaciers in the alaska range. *Geological Society of America Bulletin*, 70 (4), s. 383-436.
- Walker, M. J. C. (2005) *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley.