

Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av glasiasjon og deglasiasjon ved Sørmele, sørvestlige Andøya, Nordland



Masteroppgave i Naturgeografi

Mathias Kvist Høiseth



Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Mai 2016

Forord

Det har vært to spennende år som har gått med til denne oppgaven, hvor jeg har lært mye. Oppholdet på Andøya gav meg erfaringer på det faglige plan, der jeg fikk en forståelse for hvordan landskap og landformer har blitt dannet, samtidig som jeg fikk observere fantastisk natur.

En stor takk må rettes til min hovedveileder Svein Olaf Dahl, og biveileder Pål Ringkjøb Nielsen. Tusen takk for gode råd, interessante diskusjoner og veiledning som har ført meg mot målet. En takk må også rettes til Eivind W. N. Støren for tålmodig hjelp på laboratoriet, og Max Koller for gode svar på dumme spørsmål og nyttig hjelp med sedimentanalysen.

Takk til Eirik Skjerdal Lysne for godt selskap, gode diskusjoner og et godt samarbeid i felt på Andøya, samt mange interessante diskusjoner gjennom hele studieperioden. Samtidig må det rettes en stor takk til Eiriks foreldre for lån av bil til feltarbeidet på Andøya. Eirik har også medvirket i produksjon av en rekke modeller i studien.

Takk til alle medstudenter ved institutt for geografi, spesielt til Silje Skibeli Johannessen, Erlend Sporstøl Vikestrand, Fredrik Løktig Hasselberg og Anders Haukanes, for et svært godt studiemiljø. Takk for gode diskusjoner, god humør på lesesalen, hyggelige lunsjpauser, og alle distraksjoner gjennom den til tider altoppslukende skriveprosessen. En stor takk rettes også til dere som har korrekturlest og gitt meg gode tilbakemeldinger underveis i studieløpet.

Åse, takk for korrekturlesing, tilbakemeldinger, ferdiglagede middager og ellers den viktige støtten du har gitt meg gjennom hele studieløpet.

Bergen, mai 2016

Mathias Kvist Høiseth

Sammendrag

Formålet med denne studien er å skape en forståelse av glasiering og deglasiering gjennom sen weichsel i området ved Sørmele, sørvest på Andøya. På bakgrunn av feltarbeid utført i august 2015, ble det gjennomført en kvartærgeologisk kartlegging av studieområdet, som sammen med analyser av en sedimentkjerne fra Littjevatnet og OSL-dateringer, gav en oversikt over den glasiere historien i området.

Nord på Andøya er det tolket til å være to LGM-hendelser, Egga-1 og Egga-2. Nord for studieområdet er moreneryggen ved Nøssøyra er tolket til LGM, og korreleres med en morenerygg i studieområdet. Ved Bø-øyra er en morenerygg korrelert med Egga-2-hendelsen nord på Andøya, og indikerer at ismassene ikke var like store som under LGM. Under begge disse trinnene var ismassen fra Gavlfjorden presset opp i studieområdet, og data fra studien indikerer at innlandsisen gjennom sen weichsel ikke gikk over toppene i studieområdet. OSL-dateringer på to forskjellige lokaliteter, ved Bøbekken og ved Nattmålsholen, korrelerer med Flesen-hendelsen og D-event, samt at strandlinjer og en utvasket morenerygg på Sørmele indikerer at innlandsisen smeltet raskt tilbake etter D-event, og innlandsisen var borte innen 15 ka BP.

Tolkning av sediment parametre og ^{14}C -dateringer fra en sedimentkjerne fra et tidligere proglacial innsjø viser breakaktivitet fra før allerød til tidlig preboreal. To organiske lag markerer tidlig og sen allerød, og en minerogen sekvens mellom disse indikerer "intra-allerød cold period". Økte verdier av brom i organiske lag fra allerød er tolket til å indikere at det var sesongmessig fritt for sjøis utenfor studieområdet, og en minerogen sekvens etter allerød er tolket til å stamme fra yngre dryas, som også er siste periode med aktive breer i studieområdet.

Innhold

Forord	I
Sammendrag	III
Figurliste	VII
Tabeller	IX
1 Innledning	11
1.1 Problemstilling.....	11
1.2 Områdebeskrivelse	11
1.3 Geomorfologi.....	15
1.4 Berggrunnsgeologi.....	15
1.5 Klima	16
1.6 Tidligere arbeid.....	17
2 Kvartærgeologisk kartlegging	23
2.1 Metoder.....	23
2.2 Beskrivelse og tolkning av landformer.....	24
2.2.1 Forvitningsprosesser	24
2.2.2 Skråningsprosesser.....	25
2.2.3 Frostprosesser	26
2.2.4 Marine avsetninger	29
2.2.5 Glasiale avsetninger	30
2.2.6 Glasifluviale avsetninger	47
2.2.7 Eoliske avsetninger.....	49
2.2.8 Andre avsetninger i studieområdet	51
2.3 Oppsummering	52
3 Innsjøsedimenter	55
3.1 Valg av borelokalitet	55
3.2 Innsjøparametere	57
3.2.1 Glødetap.....	57

3.2.2	DBD.....	59
3.2.3	XRF.....	59
3.2.4	Radiokarbondatering.....	61
3.2.5	Magnetisk susceptibilitet	63
3.3	Presentasjon av data.....	63
3.4	Presentasjon av ¹⁴ C-dateringer	70
3.5	Tolkning av LITJP-213	71
3.5.1	Korrelasjonsanalyse av sedimentparameterne.....	71
3.6	Oppsummering	76
4	Diskusjon.....	77
4.1	Det regionale isdekket	77
4.1.1	Nøssøyra.....	77
4.1.2	Bø-øyra	83
4.1.3	Risholan/sidemorenen	87
4.1.4	Åknes/Nattmålsholen.....	89
4.2	Lokalglasiasjonen	92
4.2.1	Før 13,4 kal. ka BP	92
4.2.2	13,4-12,7 kal. ka BP	94
4.2.3	12,7-11,7 kal. ka BP	94
4.2.4	Etter 11,7 kal. ka BP.....	97
4.3	Glasiasjon og deglasiasjon i en regional kontekst.....	97
4.3.1	Før 23,5-18,7	97
4.3.2	18,7-15.....	98
4.3.3	15-11,7.....	99
5	Konklusjon.....	103
	Etterord	104
6	Referanser.....	105

Vedlegg:

- Vedlegg 1: Kvarærgeologisk kart over Sørmele, sørvestlige Andøya

Vedlegg på CD:

- Vedlegg 2: MS-data, rådata
- Vedlegg 3: XRF-data, rådata
- Vedlegg 4: Glødetapsanalyse, rådata
- Vedlegg 5: Excel-fil med midlete data fra utvalgte sedimentparametre
- Vedlegg 6: Kalibreringskurver for radiokarbondateringer

Figurliste

FIGUR 1.1: OVERSIKTSKART OVER SØRVESTLIGE ANDØYA MED AKTUELLE STEDSNAV. RØD LINJE AVGRENSER FELTOMRÅDET, EKVIDISTANSE 100 METER. KARTGRUNNLAG: FKB DATA, NORGE DIGITALT.	13
FIGUR 1.2: OVERSIKTSKART OVER FELTOMRÅDET MED AKTUELLE STEDSNAV. RØD LINJE AVGRENSER FELTOMRÅDET OG KJERNELOKALITETEN ER MARKERT MED PUNKT. SVARTE LINJER VISER VEINETT OG TRAKTORVEIER I STUDIEOMRÅDET. EKVIDISTANSEN ER PÅ 20 METER. KARTGRUNNLAG: FKB DATA, NORGE DIGITALT.	14
FIGUR 1.3: GRAFEN VISER TEMPERATURDATA BASERT PÅ MÅNEDSNORMALEN OVER ANDØYA IGJENNOM PERIODEN 1961 TIL 1990. DATA ER HENTET FRA METEOROLOGISK INSTITUTT SIN DATABASE (MET.NO, 2016).	16
FIGUR 1.4: SAMMENSATT HVOR FIGUREN TIL HØYRE VISER DEGLASIASJONSFORLØPET I ANDFJORDEN IGJENNOM SEN-WEICHSEL (VORREN OG PLASSEN, 2002). FIGUREN TIL VENSTRE SOM ER UTARBEIDET AV ALM (1993) OG MODIFISERT AV VORREN OG MANGERUD (2013, s. 544).	18
FIGUR 2.1: TALUS-DERIVERT STEINBRE VED UTM 0517938 7650207. RØD STIPILET LINJE VISER HVORDAN FORMEN TIL STEINBREEN INN IGJENNOM VEGETASJONEN HVOR DEN FLATER UT. BILDET ER TATT MOT SØR.	27
FIGUR 2.2: LITEN RYGGFORM ØST FOR FYLKESVEI 975. RYGGEN BESTÅR AV SAMME TYPE LØSMASSER SOM EN KAN OBSERVERE FORAN RYGGEN I BILDET. BILDET ER TATT MOT NORD OG KOMPASS VISER MÅLESTOKK.	30
FIGUR 2.3: SIDEMORENEN SOM STREKKER SEG MELLOM ÅKNESTINDEN OG MELAKOLLEN. STIPILET HVIT LINJE VISER TOPPEN AV RYGGFORMEN OG TO SVARTE PILER VISER LOKALITET 1 OG 2 HVOR DET ER GRAVD TO MINDRE SNITT. BILDET ER TATT FRA MELAKOLLEN MOT SØR SØRVEST.	32
FIGUR 2.4: BILDE VISER RYGGFORMEN SOM DEMMER OPP NØKKELTJØNNA MARKERT MED SVARTSTIPILET LINJE, OG RYGGFORMEN SOM DEMMER OPP MYREN MED RØDSTIPILET LINJE. MYREN VISES SOM EN LYS GRØNN FLATE VEST FOR NØKKELTJØNNA. BILDET ER TATT MOT NORD.	35
FIGUR 2.5: BILDE A VISER TROLLBOTN OG DEN NORDLIGSTE RYGGFORMEN SOM ER DANNET AV EN BOTNBRE SOM HAR KOMMET UT FRA STORBOTN, OG ER MARKERT MED STIPILET HVIT LINJE. BILDE B VISER STORBOTN MED BEGGE DE TO MORENERYGGENE SOM LIGGER NORD FOR STORVATNET. RYGGENE ER MARKERT MED RØD OG HVIT STIPILETE LINJER.	40

FIGUR 2.6: RYGGFORM I TROLLBOTN SOM BUER RUNDT TROLLBOTNVATNET. TIL VENSTRE I BILDE KAN DET OBSERVERES EN AV DE MANGE FORSENKNINGENE SOM FINNES PÅ NORDSIDEN AV RYGGFORMEN. BILDET ER TATT MOT ØST.	42
FIGUR 2.7: NØSSØYRA MED SANDSTRAND INNERST MOT LAND, OG GROVERE MATERIALE LENGER MOT VEST HVOR HAVET ERODERER MER ENN DET AVSETTER. GJERDET AVGRENSER OMRÅDET SOM TIL ENHVER TID LIGGER OVER VANN. BILDET ER TATT MOT VEST.	44
FIGUR 2.8: MULIG FLYTTBLOKK I SKRÅNING OPP MOT RAMNSKOGHEIA PÅ 291 MOH. SPADE BRUKT SOM MÅLESTOKK. BILDE TATT MOT NORD.	45
FIGUR 2.9: MULIGE FLYTTBLOKKER PÅ TOPPEN AV MELAKOLLEN. MELLOM BLOKKENE KAN DET OBSERVERES NOE BERGGRUNN, FORVITRINGSMATERIALE OG SPREDT VEGETASJON. BILDET ER TATT MOT ØST OG EN SEKK ER BRUKT SOM MÅLESTOKK.	46
FIGUR 2.10: BILDET VISER EN MOULINKAME LOKALISERT VEST FOR LITTJEVATNET. EN SPADE (MARKERT MED EN RØD LINJE) ER PLASSERT PÅ TOPPEN AV LANDFORMEN, MENS EN SKRIVEBOK ER PLASSERT OMTRENT MIDT I BILDET SOM MÅLESTOKK. BILDET ER TATT MOT ØST OG I BAKGRUNNEN KAN EN OBSERVERE MORENERYGGEN SOM DEMMER OPP LITTJEVATNET.	48
FIGUR 3.1: FIGUREN VISER EN SAMMENSTILLING AV SEDIMENTPARAMETERE OG BILDE AV LITJP-213 4/4. 14C DATERINGER ER ANGITT I FORHOLD TIL HVOR MAKROFOSSILER BLE HENTET UT. DISSE ALDRENE ER I KAL. ÅR BP. DATERINGER MARKERT MED KURSIV ER IKKE TATT MED I PRESENTASJONEN ETTERSOM DE TROLIG VISER FOR UNGE ALDRE.	69
FIGUR 4.1: TENTATIV MODELL OVER ISMASSENE UNDER LGM. BLÅTT FELT VISER INNLANDSISEN, MENS ROSA FELT VISER TENTATIVT DEKKE FOR LOKALGLASIASJON. RANDMORENEN VED NØSSØYRA ER MØRK GRØNN, MENS SENERE RANDMORENER ER DEKKET AV ISDEKKET. KOTENE PÅ INNLANDSISEN INDIKERER AT ISMASSEN ER FLAT OG UNDER LIKEVEKTSLINJEN. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	80
FIGUR 4.2: TENTATIV MODELL OVER LOKALGLASIASJONEN I STUDIEOMRÅDET UNDER LGM. BLÅ STIPLLET LINJE VISER TENTATIV RAND, MENS AKTIVE SPYLERENNER ER MARKERT MED RØD LINJE. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	81
FIGUR 4.3: OVERSIKTSKART OVER SUBMARINE RANDMORENER OG ISRANDAVSETNINGER I GAVLFJORDEN SATT SAMMEN MED OBSERVASJONER FRA LYSNE (2016) OG DENNE STUDIEN. DET ER INGEN DATERINGER SOM KAN INDIKERE ALDER PÅ DETTE MORENESYSTEMET, SÅ DERFOR BLIR ALLE TRINN TENTATIVE. KARTGRUNNLAG HENTET FRA MAREANO (2016) OG NORGEDIGITALT (2015), MODIFISERT AV HØISETH.	82
FIGUR 4.4: TENTATIV MODELL OVER INNLANDSISEN I PERIODEN MELLOM LGM OG 18,4 KA BP. UNDER DETTE TRINNET BLIR MORENESYSTEMET VED LITTJEVATNET DANNET, MEN LITTJEVATNET ER FORTSATT DEKKET AV IS, OG DERFOR BLIR INGEN SEDIMENTER AVSATT UNDER DETTE TRINNET. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	85
FIGUR 4.5: TENTATIV MODELL OVER LOKALGLASIASJONEN GJENNOM PERIODEN LGM OG 18 400 KAL. BP. BOTNBREEN FRA STORBOTN/TROLLBOTN SKRÅNER NED MOT NORD NORDVEST OG DEN LILLE SMELTEVANNSKANALEN FRA NØSSØYRATRINNET ER TROLIG BEVART VED FOTEN AV SEMSHEIA. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	86
FIGUR 4.6: REKONSTRUERT ISUTBREDELSE RUNDT 18,4 KA BP, BASERT PÅ EN OSL-DATERING VEST FOR MORENEBUEN VED BJØNNHOLEN OG LANDFORMER I STUDIEOMRÅDET. MODELLEN ER TENTATIV OG LOKALGLASIASJONENS UTBREDELSE KAN VÆRE STØRRE ELLER MINDRE. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	88
FIGUR 4.7: TENTATIV MODELL OVER INNLANDSISENS UTBREDELSE FOR OMTRENT 15 KA BP. FRONTEN TIL ISMASSENE LIGGER VED ÅKNESET OG NATTMÅLSHOLEN, NOE SOM INDIKERER AT DETTE HAR SKJEDD ETTER 15,3 KA BP. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	91

FIGUR 4.8: TENTATIV MODELL OVER LOKALGLASIASJONENS UTBREDELSE ETTER 15 KA BP OG FØR 13,4 KA BP. MORENERYGGEN VED FRONTEN AV BOTNBREEN FRA STORBOTN/TROLLBOTN TOLKES TIL Å VÆRE DANNET IGIENNOM ELDRE DRYAS, MEN DET ER INGEN DATERINGER SOM KAN STØTTE OPP DET. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	93
FIGUR 4.9: TENTATIV MODELL OVER LOKALGLASIASJONEN I STUDIEOMRÅDET GJENNOM SISTE PERIODE AV YNGRE DRYAS. DE TO RANDMORENENE ØST FOR STORVATNET ER TOLKET TIL Å STAMME FRA TO TRINN UNDER YNGRE DRYAS. BOTNBREEN I TROLLBOTN KAN OGSÅ HA HATT EN STØRRE UTBREDELSE GJENNOM TIDLIG YNGRE DRYAS, MEN DET ER IKKE OBSERVERT NOEN TYDELIGE RANDMORENER FRA DET TRINNET. KARTGRUNNLAG ER HENTET FRA NORGEDIGITALT (2015).	96

Tabeller

TABELL 2.1: INNDELING AV KORNSTØRRELSE	23
TABELL 3.1: OVERSIKT OVER ¹⁴ C DATERINGER OG KALIBRERTE KALENDERÅR. RELATIV SANNSYNLIGHET TAR I DENNE TABELLEN UTGANGSPUNKT I 1 STANDARDVAVIK.	71
TABELL 3.2: KORRELASJONSTABELL OVER AKTUELLE SEDIMENTPARAMETRE FRA LITJP-213.	72

1 Innledning

Studien som presenteres i denne masteroppgaven tar for seg glasierings- og degliseringshistorien på sørvestlige Andøya gjennom sen weichsel. Datamateriale er basert på en kvartærgeologisk kartlegging gjennomført i august 2015, og analyse av en sedimentkjerne fra Littjevatnet i studieområdet. En gjennomgang av den kvartærgeologiske kartleggingen, metode og analyse av sedimentkjernen skjer i egne kapitler. Gjennom diskusjonskapitlet blir glasierings- og degliseringshistorien drøftet opp mot observerte landformer og resultatet av sedimentanalysen.

1.1 Problemstilling

Hovedproblemstilling

- Hvordan var glasierings- og degliseringshistorien ved Sømmela, på sørvestlige Andøya gjennom sen weichsel?

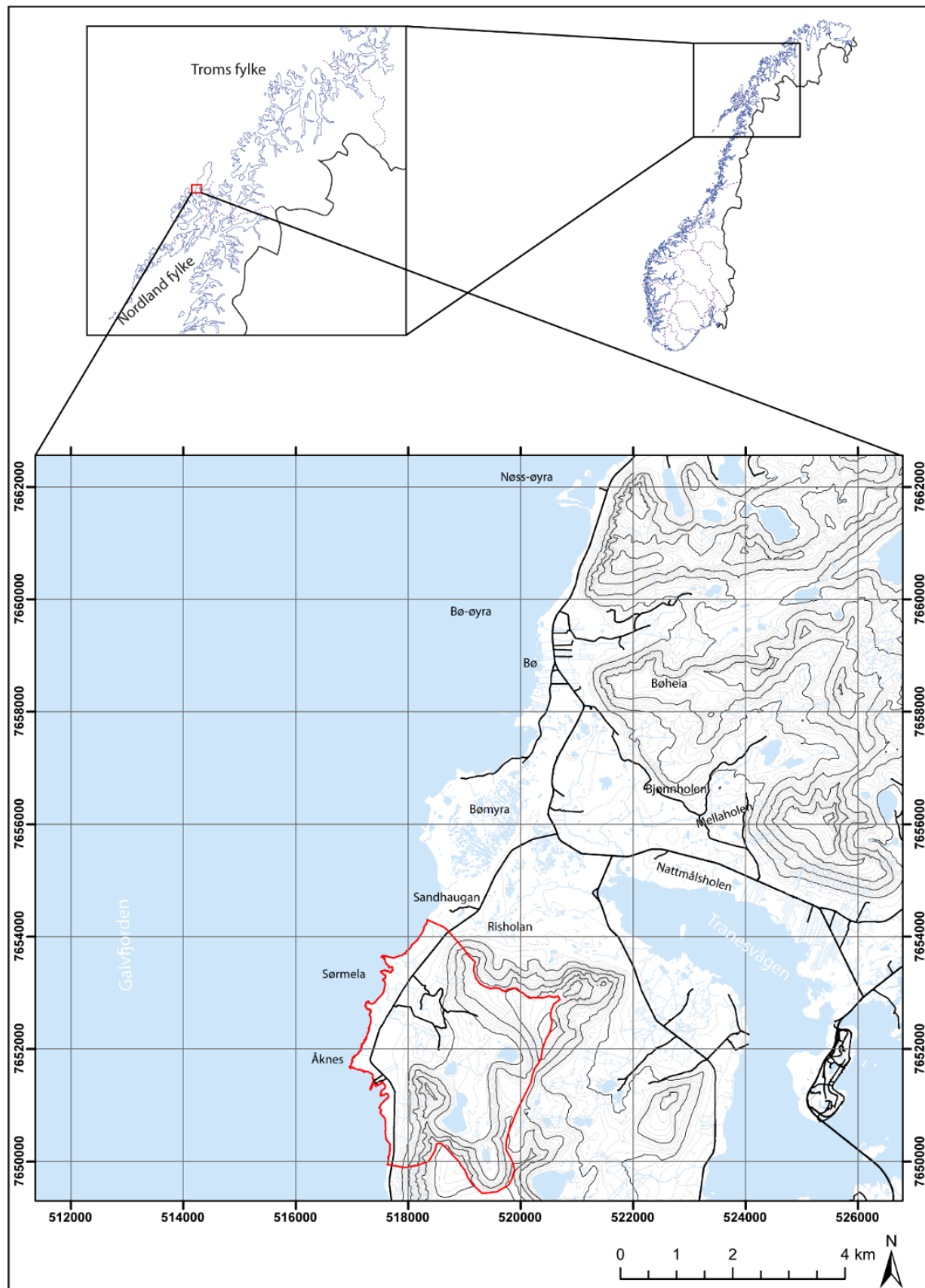
Underproblemstillinger

- Hvordan var utbredelsen til innlandsisen i studieområdet, og i den grad det er mulig, definere forskjellige trinn i degliseringshistorien gjennom sen weichsel.
- Hva forteller avsetningsmiljøet i Littjevatnet om brevariasjoner i studieområdet under degliseringshistorien?
- Gjennomføre en kvartærgeologisk kartlegging av Sømmela, og dalføret østover.

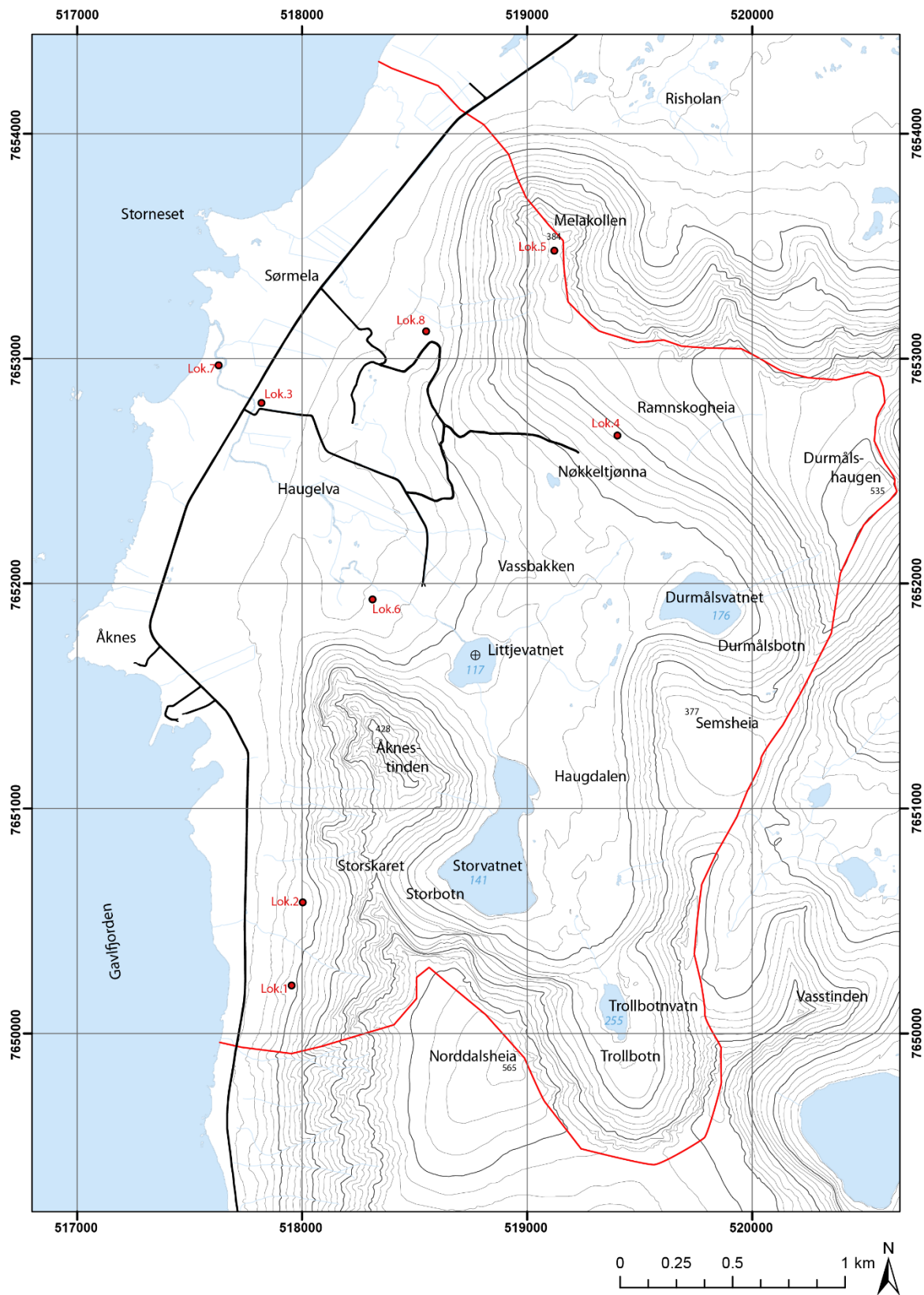
1.2 Områdebeskrivelse

Andøya (489 km²), 69°N 15°Ø, er den nordligste øyen i øygruppen som utgjør Lofoten og Vesterålen. Øyen ligger i Nordland fylke og strekker seg fra sørvest mot nordøst. Andøya ligger svært nært kontinentalhyllen (5-10 km (Møller et al., 1992)), og ca 36 km ut fra mitt feltområde, Sømmela. Øyen er avlang og orientert i en nordøstlig retning med store flate områder og noen områder med lave alpine fjell. Vest og sørvest for Andøya ligger Gavlfjorden og Langøya mens Andfjorden og Senja ligger til øst. I sør avgrenses øyen av Hinnøya. Studieområdet (figur 1.1 og 1.2) ligger sørvest på Andøya og er ca 10 km² stort og

består av en dal omringet av alpine fjelltopper hvor det laveste er 377 moh. og det høyeste 565 moh.



Figur 1.1: Oversiktskart over sørvestlige Andøya med aktuelle stedsnavn. Rød linje avgrensner feltområdet, ekvidistanse 100 meter. Kartgrunnlag: FKB data, Norge digitalt.



Figur 1.2: Oversiktskart over feltområdet med aktuelle stedsnavn. Rød linje avgrensner feltområdet og kjerne lokaliteten er markert med punkt. Svarte linjer viser veinett og traktorveier i studieområdet. Ekvidistansen er på 20 meter. Kartgrunnlag: FKB data, Norge digitalt.

1.3 Geomorfologi

Geomorfologien på Andøya kan deles inn i tre hoveddeler, *strandflaten*, *alpine former* og den *paleiske flaten*. Terrenget på Andøya er preget av større områder med lavt relieff, hvor store områder er dekket av myr, torv og sand, og andre løsmasser. Disse flatere områdene opp til rundt 50 moh. betegnes som strandflaten. Bømyra nord for studieområdet er et eksempel på Andøyas strandflate. Store deler av kysten, midtre og nordlige del av Andøya er også en del av strandflaten. I de indre delene av Andøya forandrer relieffet seg raskt til bratte fjellvegger og spisse topper, og slike områder er en del av de alpine formene. Disse fjellområdene består av lave fjellpartier, med botner, spisse fjell og store mengder rasmateriale i fjellsidene. Den paleiske flaten kan observeres som flate topper med mye forvittringsmateriale. I studieområdet er den paleiske overflaten representert ved Melakollen (378 moh.), deler av Ramskogheia og fjellpartiet østover mot Durmålshaugen (535 moh.).

1.4 Berggrunnsgeologi

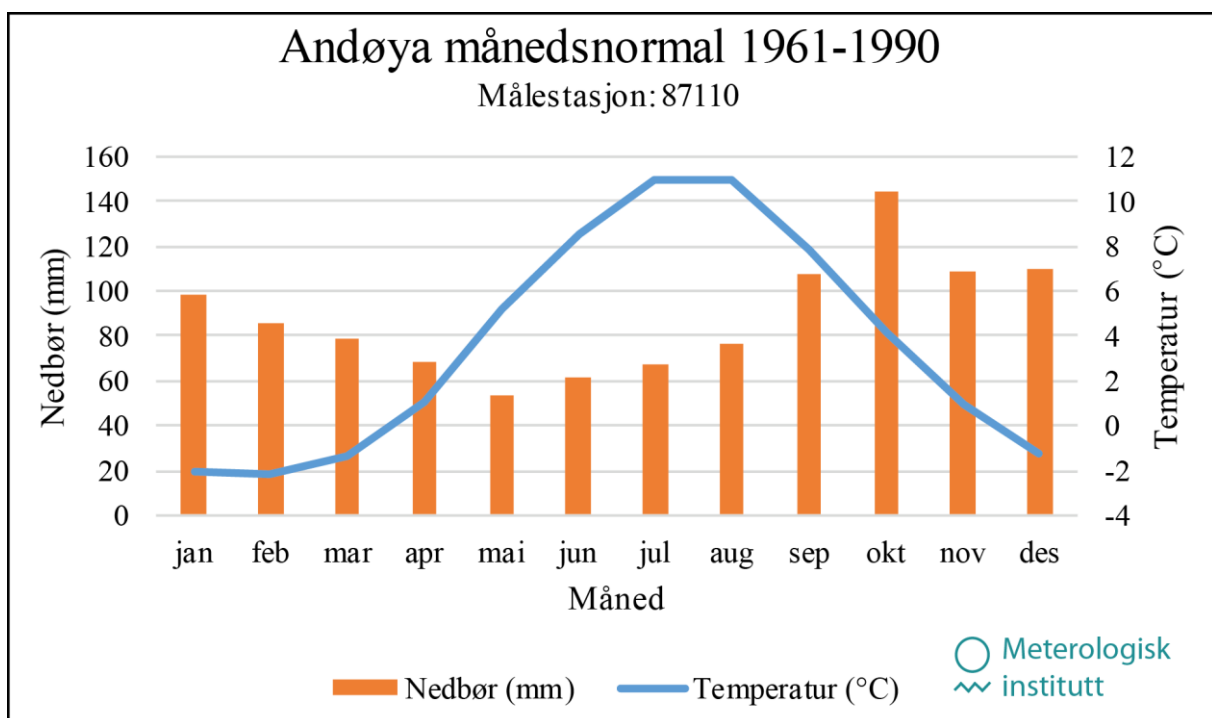
Berggrunnen på Andøya består i hovedsak av bergarter som gneis, migmatittisk gneis, mangeritt, gabbro, gabbronoritt og andøygranitt som er dannet under forskjellige perioder. Lys grå gneis og migmatittisk gneis er noen av de eldste bergartene som finnes på Andøya. Disse stammer fra prekambrium, mens bergarten mangeritt sammen med gabbro og gabbronnitt stammer fra tidlig proterozoikum. Mangeritten på Andøya har trolig hatt liten påvirkning fra den kaledonske fjellkjededanningen ettersom bergarten ikke er særlig deformert. Gabbro, gabbronnitt og mangeritt er størkningsbergarter fra tidlig proterozoikum, mens andøygranitten er en gang- og dypvannsbergart fra samme periode. Andøygranitten er rødlig og velfoliert, med middels- til grovkornet kalifelspatfenokrystaller og finnes i flere felt over hele Andøya (Henningsen og Tveten, 1998).

I området mellom Ramså og Skardstein på østkysten av Andøya finnes det blotninger av bergarter dannet i mesozoikum. Disse blotningene kan observeres på land og er de eneste i Norge fra denne perioden. De har blitt bevart gjennom istiden ved at de har vært skjermet i en forsenkning og derfor vært beskyttet fra erosjon fra isbreer. Det ligger i dag sedimenter fra deglasiasjonen over store deler av dette området, men kan noen steder observeres i åpne snitt. De aktuelle bergartene er kalk-, silt- og sandstein (Henningsen og Tveten, 1998).

Ifølge kartet til Henningsen og Tveten (1998) består feltområdet i hovedsak av andøygranitt. Denne bergarten strekker seg over hele Ramnskogheia og helt inn i dalen til Storbotn og Durmålsbotn. Trollbotn, Norddalsheia og Semsheia består av mangeritt, som også dominerer området fra Åknes og sørover på vestsiden av Åknestinden og Norddalsheia.

1.5 Klima

Andøya ligger på omtrent 69 grader nord og har som resten av Norge et relativt varmt og fuktig klima sammenliknet med andre land som ligger på samme breddegrad. Temperaturdata fra målestasjonen på Andenes, hentet fra met.no (2016), viser at gjennomsnittstemperaturen på Andøya i løpet av middelperioden (1961-1990) ligger på 3,6 grader celsius. Varmeste periode i løpet av året er månedsskiftet juli/august hvor gjennomsnittstemperaturen ligger på omtrent 10 grader, mens kaldest er det i januar og februar hvor temperaturen ligger på rundt -2 grader. Gjennomsnittlig årsnedbør ligger på 1060 millimeter. Det regner mest i vinterhalvåret fra september til januar og i denne perioden ligger nedbørsmengden på 100 milliliter. Det er minst nedbør i mai og juni hvor gjennomsnittet ligger på henholdsvis 53 og 61 milliliter. Også nedbørsmengdene er regnet ut fra perioden 1961 – 1990 og hentet fra målestasjonen på Andenes (met.no, 2016). Årsaken til dette varme og fuktige klimaet er



Figur 1.3: Grafen viser temperaturdata basert på månedsnormalen over Andøya gjennom perioden 1961 til 1990. Data er hentet fra Meteorologisk institutt sin database (met.no, 2016).

Golfstrømmen som kommer opp forbi kysten med varmt vann fra ekvator. Hvis Golfstrømmen forsvinner vil det raskt bli mye kaldere på Andøya og en vil få det samme klimaet som en har langs kysten av Alaska, Russland og Canada. Sammenligner en Andøya med Chesterfield Inlet, et området på vestkysten av Hudson Bay i Canada, kan en observere at det er mye kaldere der selv om det området ligger på 63 grader nord, seks grader lenger sør enn Andenes nord på Andøya. På østkysten av Hudson Bay ligger månedsnormalen på rundt -30 grader celsius gjennom januar og februar, mens månedsnormalen i juli/august ligger på mellom fem og ti grader celsius (Meteorologisk Institutt/NRK, 2016, basert på data fra WMO). Årsaken til det milde klimaet på Andøya er Golfstrømmen som bidrar med oppvarming av atmosfæren som igjen påvirker isbreenes vekst.

1.6 Tidligere arbeid

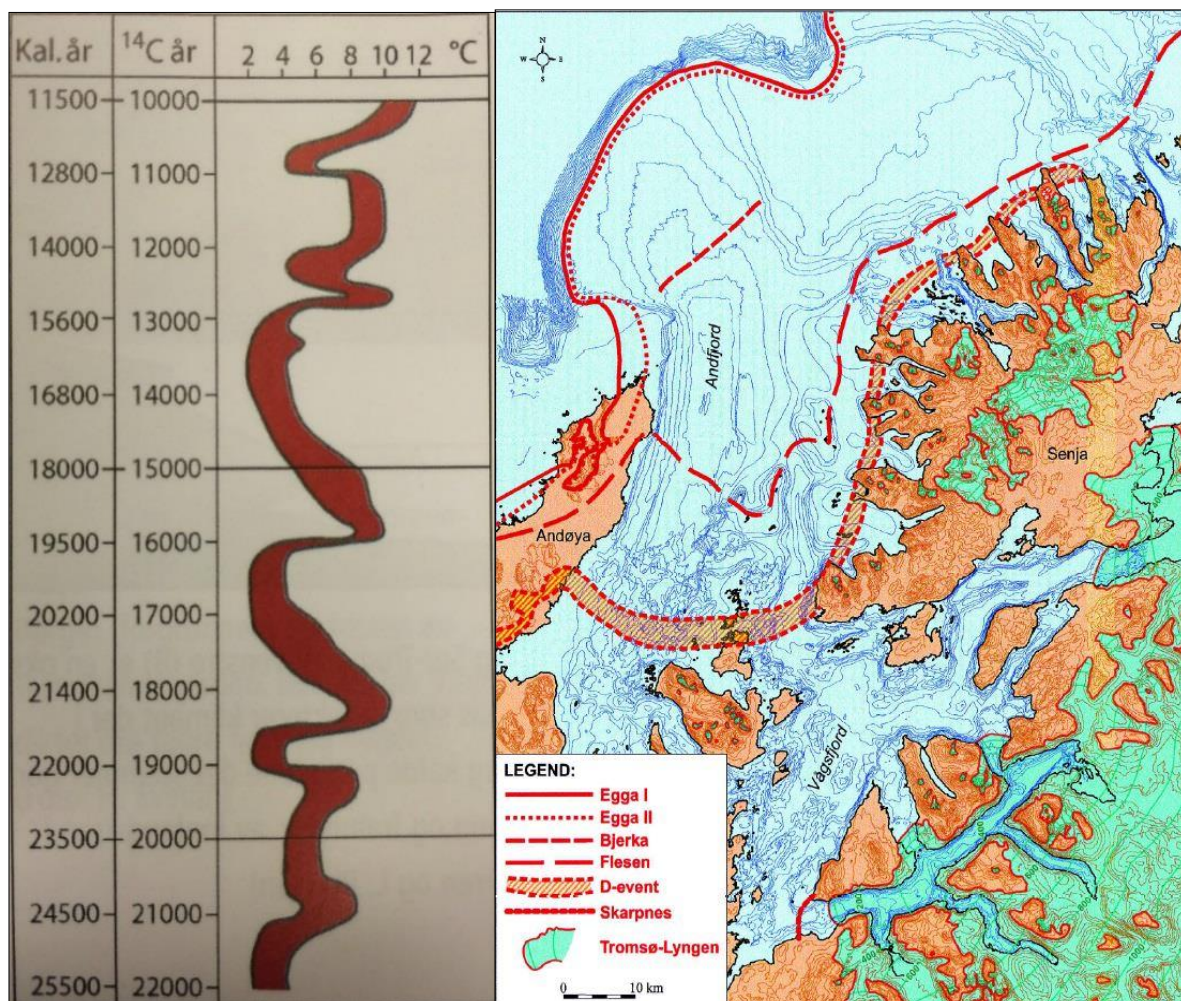
Andøya og de omkringliggende områdene har vært fokus for paleoklimatiske undersøkelser over nesten 100 år. Store mengder landformer har blitt kartlagt og flere sedimentkjerner har blitt analysert på Andøya, i Andfjorden og på øyer og fjorder i hele Vesterålen og Lofoten. En rekke studier av paleoklima og den biostratigrafiske historien er gjennomført på Andøya (Vorren, 1978, Vorren og Moe, 1986, Alm og Willassen, 1993, Vorren og Alm, 1999, Vorren et al., 2013). Det er også utført flere studier av kvartærgeologien på Andøya (Ahlmann, 1919, Holmsen, 1924, Undås, 1938, Møller og Sollid, 1972, Bergström, 1973, Vorren et al., 1983, Møller, 1986, Vorren et al., 1988, Møller et al., 1992, Vorren og Plassen, 2002, Nesje et al., 2007, Paasche et al., 2007, Aarnes et al., 2012, Rydningen et al., 2013, Vorren et al., 2015).

Ahlmann (1919, s. 179) var tidlig ute med kartlegging av Andøya, og gjennom hans studier på Andøya og omkringliggende områder fant han ingen tegn på at innlandsisen hadde dekket hele Andøya. Gjennom kartleggingen konkluderte Ahlmann at store deler fjellene var dekket av større områder med in situ stein og blokk og tolket dette til at fjelltoppene på Andøya var nunataker gjennom siste glacial, men at innlandsisen må ha nådd Andøya og de andre øyene i Vesterålen.

Undås (1938) kartla store områder i Nord-Norge og var innom Andøya og Langøya i Vesterålen. I dette arbeidet tar forfatteren for seg marin grense på Andøya, i tillegg til at han diskuterer isens utbredelse. Der konkluderer han med at det har vært is på Andøya, men at deler av øyen har vært isfritt.

Utbredelsen av flyttblokker på Andøya ble undersøkt av Bergström (1973, s. 39-41 & 99) som observerte flere flyttblokker på høye fjelltopper på Andøya, hvor en av disse er lokalisert på Bjørnskinntinden. Bergström tolker disse blokkene til å være flyttblokker avsatt av en innlandsis, men forfatteren påpeker at det ikke er mulig å vite om disse blokkene stammer fra weichsel eller en tidligere glacial. På bakgrunn av at flere av disse flyttblokkene var plassert på mindre blokker på et ustabil underlag, mente han at det var stor sannsynlighet for at blokkene var avsatt under weichsel. Gjennom kartlegging av forvitringsgrenser og blokkhav utført av Strømsøe (2005) og Paasche et al. (2006) det ble konkludert med en forvitringsgrense på rundt 250 moh. i Vesterålen og Lofoten. Dette støttes opp av Nesje et al. (2007) og Vorren et al. (2015).

Det har blitt gjennomført flere studier på nordlige Andøya hvor det har blitt hentet opp sedimentkjerner fra Endletvatn, Øvre Æråsvatn og Nedre Æråsvatn (Vorren, 1978, Vorren et



Figur 1.4: S sammensatt hvor figuren til høyre viser deglasiasjonsforløpet i Andfjorden igjennom sen-weichsel (Vorren og Plassen, 2002). Figuren til venstre som er utarbeidet av Alm (1993) og modifisert av Vorren og Mangerud (2013, s. 544).

al., 1988, Alm og Birks, 1991, Alm, 1993). Alm (1993) argumenterer for at det har vært en mer eller mindre sammenhengende sedimentakkumulasjon i Øvre Æråsvatn siden $21\,800 \pm 420$ ^{14}C BP. Dette baserer forfatteren på pollenanalyser og ^{14}C dateringer. I studien sammenstiller forfatteren pollenanalyser fra tidligere studier av Vorren (1978) og Vorren et al. (1988) med data fra Øvre Æråsvatnkjernen. Ved hjelp av disse datasettene presenterer Alm (1993) en rekonstruert temperaturkurve for nordlige Andøya (figur 1.4). Denne temperaturkurven viser gjennomsnittlig julitemperatur for perioden $10\,000$ ^{14}C år BP og tilbake til $22\,000$ ^{14}C år BP. Vorren et al. (1988) argumenterer for at innlandsisen lå vest for Æråsvatnet en kort periode mellom $18\,000$ ^{14}C år BP og $19\,000$ ^{14}C år BP. I studien sammenstiller de resultatet fra sedimentanalysen med arbeidet til Vorren et al. (1983), hvor det ble tatt sedimentkjerner og seismiske analyser i Andfjorden og ved Malangsdjupet. Resultatet blir da en bedre forståelse av de fire glasiale hendelsene (*event*) som ble kartlagt av Vorren et al. (1983). Vorren og Plassen (2002) utførte nye seismiske undersøkelser og analyser av to nye sedimentkjerner fra Andfjorden og analyserte disse opp mot tidligere arbeid gjort i området (se over). I deres studie kartlegger de paleoklimaet og rekonstruerer de forskjellige glasiale hendelsene i området. Basert på resultat av analysene av sedimentkjerner og seismikkdata kommer forfatterne frem til syv trinn i deglasiasjonen hvor fem av disse kan observeres gjennom dateringer og randavsetninger på Andøya (figur 1.4). Det første trinnet kalles for Egga 1 og tilsvarer I-event i studiene til Vorren et al. (1988). Videre følger Egga 2, Bjerka, Flesen, D-event, Skarpnes og Tromsø-Lyngen. Disse strekker seg ut over en periode mellom ca. $22\,000$ ^{14}C år BP og $10\,500$ ^{14}C år BP (Vorren og Plassen, 2002). Rydningen et al. (2013) tilfører to nye trinn i deglasiasjonen ved hjelp av batymetri og høyoppløselige seismiske data. De to nye trinnene navngis som Torsken 1 og Torsken 2 og er lokalisert mellom Bjerka-trinnet og Flesen-trinnet. Disse to nye trinnene i tilbaketrekningen ble ifølge forfatterne dannet som et opphold i tilbaketrekningen og kan observeres nordover mot Rebbenes.

Det er utført kvartærgeologisk arbeid over nesten hele Andøya. Møller og Sollid (1972) kom frem til tre trinn i deglasiasjonen. Henholdsvis A1, A2 og A3. Ifølge deres arbeid vil trinn A3 strekke seg opp forbi Åknes over Bømyra og nordover over Bjørnskinn. De har også kartlagt store deler av Andøya og to lokale morener ved Trollbotn/Storbotn, i tillegg til to større morenesystemer ved inngangen til feltområdet. I tillegg til å kartlegge glasiale former har de også kartlagt marin grense og strandlinjer over hele Andøya.

Basert på ^{10}B dateringer og observasjoner av forvittringsgrenser og randmorener, kartla Nesje et al. (2007) blokkhav på fjelltopper i et transekt fra nordlige Andøya til Skånland i Sør-Troms. Utregninger basert på data som ble samlet inn indikerte at innlandsisen hadde en gjennomsnittlig gradient på 9.5 m/km. Resultatene fra dette studiet støtter opp om teorien om at deler av nordlige Andøya var isfri under sein weichsel når innlandsisen var på sitt største.

Vorren et al. (2015) kom med en ny modell på utbredelsen til innlandsisen basert på feltarbeid og analyser av flyfoto og satellittbilder. De argumenterer for at innlandsisen etter Flesen-trinnet trakk seg fortere tilbake i Andfjorden enn i Gavlfjorden og baserer dette på landformer som de mener er avsatt fra vest. Et eksempel er landformer de argumenter for at er morenerygger som har en konveks form og derfor avsatt fra vest mot øst. Den samme landformen er av Møller og Sollid (1972) tolket til å være avsatt fra øst. Vorren et al. (2015) tolker at Kirkeræet (30 moh.) på østsiden av Andøya er en strandvoll, og de konkluderer med at en slik strandvoll ikke kan observeres på vestsiden av Andøya. Forfatterne mener at en slik strandvoll ikke eksisterer på vestsiden av Andøya på grunn av innlandsisen dekket fjorden gjennom denne perioden.

Paasche et al. (2007) hentet opp to sedimentkjerner fra Nermarksvatnet helt sør på Andøya. Dette er en liten innsjø som ligger i åpningen av en større botn og det er kartlagt 2 sett med morenerygger i botnen. På bakgrunn av syv radiokarbondateringer hentet ut fra sedimentkjernene fra Nermarksvatnet, samt DBD- og kornstørrelsesanalyse, konkluderte forfatterne med at botnbreen smeltet vekk gjennom bølling og tidlig allerød. Ved hjelp av de fire moreneryggene i botnbreen var det mulig å rekonstruere likevektslinjen for botnbreen. Ved å sammenstille denne likevektslinjen med gjennomsnittlig julitemperatur (se figur 1.4) (Vorren, 1978, Vorren et al., 1988, Alm, 1993) kunne Paasche et al. (2007) konkludere med at for at denne botnbreen skulle eksistere i yngre dryas måtte vinterne være i perioden vært mye høyere enn den er i dag, noe forfatterne mente var usannsynlig. Dermed konkluderte Paasche et al. (2007) med at botnbreen var dannet før yngre dryas og at området var isfritt under sistnevnte periode.

Det er utført flere studier på strandlinjer, strandvoller på Andøya (Undås, 1938, Marthinussen, 1962, Møller og Sollid, 1972, Bergström, 1973, Møller, 1986, Fjalstad, 1997). Ifølge Undås (1938) ble det observert marin utvasking (brenningsgrenser) 24,3 moh. i en lokalmorene ved Åknes og marin grense tolkes til å være på 20 moh. Dette støttes opp av Bergström (1973) som også observerte disse strandlinjene, i tillegg til at han observerte en strandlinje 7 moh.

som han tolket til å stamme fra Tapes-transgresjonen. Strandlinjer på Bømyra øst for Sandhaugan som ligger mellom 20 og 25 moh. tolkes til å tilhøre "north Andøya shore zone" (NAS) og ble datert til 14000 ¹⁴C år BP (Fjalstad, 1997). Marthinussen (1962) kartla strandlinjer på Andøya og produserte en strandlinjediagram basert på data fra Ramså nordøst på Andøya. I artikkelen ble strandlinjer observert rundt 7 moh. tolket til å stamme fra Tapes-transgresjonen. Ifølge Marthinussen (1962) var havnivået i hvert fall en meter under dagens havnivå for rundt 10 000 ¹⁴C år BP, før det igjen steg til over dagens nivå for rundt 7500 ¹⁴C år BP. Det er konstruert flere strandlinjediagrammer for Andøya og resten av Vesterålen basert på en rekke strandlinjer. Seinere arbeid antyder at havnivået var under dagens havnivå i perioden fra rundt yngre dryas til atlantikum (ca 13 000 – 7500 kal. år BP). Denne kurven strekker seg tilbake til 14 000 kal. år BP (Møller, 1986, Møller og Holmeslet, 2002). Vorren et al. (1988) presenterte et nytt strandlinjediagram basert på analyser av en sedimentkjerne fra Æråsvatnet og tidligere arbeid som strekker seg tilbake til rundt 18 000 ¹⁴C år BP.

Jansen (2009) rekonstruerte lokal og regional isutbredelse på østlige midtre Andøya gjennom midt og sen weichsel. Gjennom denne studien ble det antatt at en større isstrøm drenerte nordover opp Gavlfjorden, og randavsetninger i studieområdet ble knyttet til Bjerk-hendelsen nord på Andøya. Basert på tre OSL-dateringer vest for studieområdet, ble det tolket til at en bremasse over Bømyra hadde et kortvarig fremrykk rundt 15,3 ka BP, og at tilbakesmeltingen skjedde som en følge av inngangen til bølling. Gjennom sedimentanalysen argumenteres det for to perioder med mindre breaktivitet, og en periode med økt breaktivitet gjennom allerød, samtidig som det er tolket til å være breaktivitet gjennom yngre dryas (Jansen, 2009).

Gjennom sin masteroppgave fra 2010 har Josefsen kartlagt en rekke talus-deriverte steinbreer på Andøya, og det ble konkludert med at slike steinbreer kan benyttes som en proxy for periglasialt klima, tilstedeværelse av permafrost og en indikator på sjøisdekke. Gjennom oppgaven ble det konkludert med de kartlagte steinbreene ble dannet og, utbygd og døde ut mellom 19-14 ka BP (Josefsen, 2010).

MAREANO (2016) er et stort prosjekt som samler sammen informasjon om landskapet på norsk sokkel, hva havbunnen består av med mer. Disse kartene gjør det enklere å forstå deglasiasjonsforløpet i fjorder. Informasjon og kartdata fra MAREANO-prosjektet kan finnes på mareano.no.

2 Kvartærgeologisk kartlegging

2.1 Metoder

I dette kapittelet presenteres de metoder som er benyttet under den kvartærgeologiske kartleggingen av feltområdet. Noen av metodene er kun benyttet under feltarbeidet, mens andre er benyttet før jeg dro i felt, for å få en oversikt over interessante områder. Det er også tatt i bruk noen metoder etter feltarbeidets slutt.

I felt er det benyttet kompass og GPS (Garmin GPSMAP 64s), hvor GPS'en har en nøyaktighet på 3 til 15 meter horisontalt og 5 til 15 meter vertikalt. Samtlige UTM-koordinater ligger innenfor sonebelte 33 N. Når det gjelder vurdering av kornstørrelse er det tatt utgangspunkt i en inndeling hentet fra Sulebak (2007, s. 342) vist i tabell 2.1.

Tabell 2.1: Inndeling av kornstørrelse

hentet fra Sulebak (2007, s. 342).

<i>Kornstørrelse</i>	
<i>Blokk</i>	> 200 mm
<i>Stein</i>	200-60 mm
<i>Grus</i>	60-2 mm
<i>Sand</i>	2-0,06 mm
<i>Silt</i>	0,06-0,002 mm
<i>Leire</i>	< 0,002 mm

Norgebilder.no er en stor database med kartdata hvor tre serier med ortofoto fra 2006, 2008 og 2013 dekker feltområdet. Disse flyfotoene har dekningsgrad 13320, 13609 og 14093. Norgeskart.no er en nettside levert av Kartverket (2016) hvor en finner både topografisk kart, ortofoto og sjøkart. Disse nettsidene har vært benyttet før feltarbeid for å gi et innblikk i hvordan feltområdet så ut, og spesielt norgeskart.no har vært viktig med tanke på å få en oversikt over topografien i Gavlfjorden. Tjenesten Norgei3d.no er hentet fra Norkart (2015) og viser feltområdet i 3D. Denne nettsiden har vært til god hjelp i etterkant av feltarbeidet som en støtte i produksjonen av det kvartærgeologiske kartet. Det er også benyttet flybilder

over Andøya, serie 7025 (K1-K4 og J1-J3) med en målestokk på 1:30 000. Disse flyfotoene er tatt i 1981 av Norsk Luftfoto og Fjernmåling.

Det kvartærgeologiske kartet er laget i ESRI ArcMap og Adobe Illustrator CS5. Fargene i kartet er basert på en blanding av NGU sin liste over symboler og fargekoder for kvartærgeologiske kart og en liste over symboler og farger laget av Svein Olaf Dahl. Fargene i kartet er en blanding av RGB-koder og Pantone-koder. Kartgrunnlag for det kvartærgeologiske kartet og modeller er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

2.2 Beskrivelse og tolkning av landformer

Kapittelet er delt inn i forskjellige underkapitler basert på hvilke prosesser og agenser som har avsatt materiale og dannet landformer. Under hvert delkapittel vil det være en beskrivelse av aktuelle løsmasser og prosesser, før en observasjon og tolkning av aktuelle observerte landformer blir presentert.

2.2.1 Forvittringsprosesser

Forvittringsmateriale er løsmasser som er dannet av enten en kjemisk- eller mekanisk forvitring av berggrunn. En skiller mellom to typer forvittringsmateriale, alloktont forvittringsmateriale som er transportert, og autoktont forvittringsmateriale som er stedegent. På bakgrunn av observasjoner i felt er mekanisk forvitring tolket til å være den dominerende prosessen, og forvittringsmateriale er in-situ, altså autoktont. Forvittringsmateriale finnes over store deler av de høyereliggende områdene i feltområdet, og det er også observert noe autoktont blokkhav på noen av de høyereliggende toppene.

Løsmasser på Ramnskogheia

Ramnskogheia er fjellet som avgrenser feltområdet i nord. Fjellplatået strekker seg fra vest mot øst og stiger opp mot Durmålshaugen på 535 moh. I området er det observert en stor andel mindre stein, grov grus og sand i overflaten. I noen spredte områder finnes det et tynt dekke av vegetasjon. Mellom områdene med vegetasjon er det observert berggrunn som er så porøs at en kan brette av mindre deler av steinen for hånd. Toppen av fjellet skråner opp mot

nord og mot nordøst. Opp mot fjellsiden til Durmålshaugen er det et område med stor andel blokk. Disse er kantet og ikke større enn en halv meter i diameter. Over hele Ramnskogheia ligger løsmassene godt pakket på overflaten.

Tolkning

Området på toppen av Ramnskogheia tolkes til å være autoktont forvittringsmateriale. De finere løsmassene tolkes til å være forvittringsmateriale som er dannet in-situ. Det er noen mindre blokker som er begravd av stein, grus og sand. Basert på overflatens løsmasseinnhold og forvittringsgrad tolkes lokaliteten til å ha ligget over innlandsisen som en nunatak gjennom weichsel. Opp mot Durmålshaugen er det flere steder lokalisert mindre områder med blokkhav.

2.2.2 Skråningsprosesser

Rasmateriale vil i denne oppgaven omfatte blokker og steinmasser som har løsnet fra fjellsider. Disse blokkene vil over tid danne større talusvifter eller dekke større deler av fjellsiden, og slike taluser blir i hovedsak dannet av flere steinsprang over lengre tid. Steinsprang omfatter all nedstyrting av enkelte blokker og stein opp til 100 m³. Fjellskred er større utglidninger på mer enn 10 000 m³, mens steinskred er mindre utglidninger på mellom 100 m³ og 10 000 m³. Fjell- og steinskred inntreffer ved større sprekker med dyptgående glideflater (Sulebak, 2007, s. 97-98). I feltområdet finnes i tillegg spor etter snøskred og sørpeskred som kan flytte på løsmassene i skråningene. Over talusskråningene vil fjellsidene som regel være rundt 40-45° bratte og uten noe særlig vegetasjon eller løsmasser. Denne delen av fjellsidene kalles for en *fri skråning*. De største blokkene i en ur vil en finne lengst borte fra veggen, mens finere materiale befinner seg nærmere toppen (fallsortering). I feltområdet er de fleste fjellsidene drapert med taluser, mens en kan observere to tydelige skred som har gått ned på vestsiden av Melakollen. Basert på formen på disse skredene tolkes de til å være dannet av snøskred, men at det om våren går flere sørpeskred i disse skredviftene. Det er også observert skråningsprosesser i fjellsiden opp mot Åknestinden sør for Littjevatnet. Noe rasmateriale fra dette området vil kunne ha implikasjoner for sedimentasjonen i vannet.

2.2.3 Frostprosesser

Gelifluksjon/Solifluksjon oppstår når jord fryser om vinteren og bare det øverste jordsmonnet tiner om våren. Det tinte laget vil da være vannmettet og sige i skrånende terreng. Solifluksjon kan sees som tungeformer som har sklidd ned over en skråning (Sulebak, 2007, s. 246). Slike landformer er ofte dannet i permafrostmiljøer og kalles da for gelifluksjon.

Tungeformer på Ramnskogheia

UTM 0519165 7652972, 325 moh.

I den nordvendte skråningen opp mot Ramnskogheia, i overgangen mellom skråningen og utflatingen, er det observert større områder med lobeformer som buer ned langs fjellsiden (figur 2.1). Disse består som resten av toppen av Ramnskogheia av grus og grov sand, og disse lobene har en høyde på rundt 20 – 30 cm. Denne typen landformer finnes kun i den sørvendte skråningen ned mot feltområdet.

Tolkning

Lobeformene som er observert i den sørvendte skråningen tolkes til å være solifluksjonsformer dannet ved fryse/tineprosesser av forvittringsmateriale fra Ramnskogheia.

Talus-derivert steinbre er tungeformede eller lobeformede landformer med en relativt bratt skråning og en flate på toppen som ofte fortsetter inn i en eller flere taluser (Wahrhaftig og Cox, 1959). Humlum (2000) argumenterer for at det finnes to typer steinbreer, glasiale- og ikke glasiale, hvor talus-deriverte steinbreer tilhører de ikke-glasiale. Disse blir dannet som følge av periglasiale prosesser i områder med kontinuerlig permafrost. Talus-deriverte steinbreer oppstår når det legger seg lag med snø mellom lag med blokker og løsmasser fra steinsprang og annen skredaktivitet. Denne snøen vil så komme under trykk og kunne bli til is. Det er observert to relikte (ikke lenger aktive) talus-deriverte steinbreer i feltområdet.

Lokalitet 1

UTM 0517938 7650207, 34-77 moh.

En tungeformet landform bestående av usorterte løsmasser i fjellskråningen opp mot Norddalsheia. Landformen består hovedsakelig av større blokker og stein, men også noe mindre kornstørrelser. Skråningen starter 34 moh. og skråner opp til 77 moh. før den flater ut. I bakkanten av skråningen er det en liten nedsenkning som ligger syv meter under selve flaten. Her er det observert flere større blokker på over en meter i diameter. Selve flaten er rundt 40 meter lang og strekker seg mot øst/nordøst før det skråner videre opp mot Norddalsheia. Sør for landformen er det en stor talus som inneholder samme type løsmasser, men uten utflating eller tungeform. Fronten av selve landformen vender mot vest og ligger i skyggen av Norddalsheia. Landformen kan observeres i figur 2.1, hvor en kan se skråningen som fører opp til utflatingen.



Figur 2.1: Talus-derivert steinbre ved UTM 0517938 7650207. Rød stiplet linje viser hvordan formen til steinbreen inn igjennom vegetasjonen hvor den flater ut. Bildet er tatt mot sør.

Tolkning

Denne landformen tolkes til å være en talus-derivert steinbre basert på materialsammensetningen og at det er observert en talus i bakkant av landformen.

Landformens morfologi, og det at store deler av den er dekket av vegetasjon gjør at steinbreen tolkes til å være relikte. Steinbreen er dannet av materiale som er kommet ned i form av steinsprang og annen rasaktivitet fra fjellsiden ovenfor landformen. Den har en tydelig tungeform, og skråningen flater ut ovenfor denne formen. En faktor som tyder på at denne landformen er en steinbre er den lite nedsenkningen i bakkant av skråningen som er en indikatorer på at dette er en relikte steinbre. Slike nedsenkninger oppstår når steinbreer går fra å være aktive til å bli relikte. Da smelter iskjernen inni steinbreen slik at nedsenkningen oppstår.

Lokalitet 2

UTM **0517910 7650621**, 30-64 moh.

Denne landformen ligger vest for Storskaret og sør for Åknes, nedenfor en fjellside med store mengder kantet blokk av forskjellig størrelse fra grus til store blokker på over en meter. Noe av disse løsmassene er dekket med vegetasjon, mens andre steder er det kun minerogent materiale. Landformen som vender mot vest består av alt fra større blokker til grov sand. Landformen er preget av utgraving, det er ingen lagdeling, men en finner store mengder blokk og stein. I tillegg er det en større andel finkornet materiale enn i lokaliteten litt lengre sør som ellers er forholdsvis lik. Selve landformen har en tungeform som strekker seg mot vest, men fronten av denne er gravd ut og en kan kun anta hvordan den opprinnelige formen ville vært. På toppen av skråningen flater det ut før en får en nedsenkning mot øst, og det er flere rasvifter som går ned i dette søkket. Høyden på toppen av landformen er målt til 64 moh., mens det synker til 61 moh. i nedsenkningen. Mot nord skråner det ned til 30 moh. før det flater ut, mens mot vest og sørvest flater det ut ved 27 moh. Rasviftene som går ned i bakkanten av landformen er dekket med vegetasjon i form av gress og mindre trær og busker.

Tolkning

Denne landformen blir også tolket til å være en talus-derivert steinbre basert på at løsmassene er kantet, dårlig sortert og har en nedsenkning i bakkant. Samtidig er landformen tolket til tidligere å ha hatt en tungeform, men denne er gravd ut ettersom det tidligere har vært et grustak i området. I tillegg er det tydelige spor på rasaktivitet i fjellsiden som fører ned til steinbreen. På bakgrunn av nedsenkningen i bakkanten av landformen tolkes også denne til å være relikte.

2.2.4 Marine avsetninger

Strandvoller dannes ved at bølger skyller materiale opp på land. En strandvoll blir bygget opp av de løsmassene som vannet har tilgang på og klarer å skylle opp på land (Sulebak, 2007, s. 276).

Strandlinjer kan observeres som horisontale linjer i landskapet. Disse kan observeres i både grunnfjellet og i løsmasser. Strandlinjer indikerer tidligere akumulasjons- eller erosjonsnivå dannet ved bølgeaktivitet. I studieområdet er det observert en strandlinje om lag 100 meter vest for fylkesvei 975 (fra nå: Fv975).

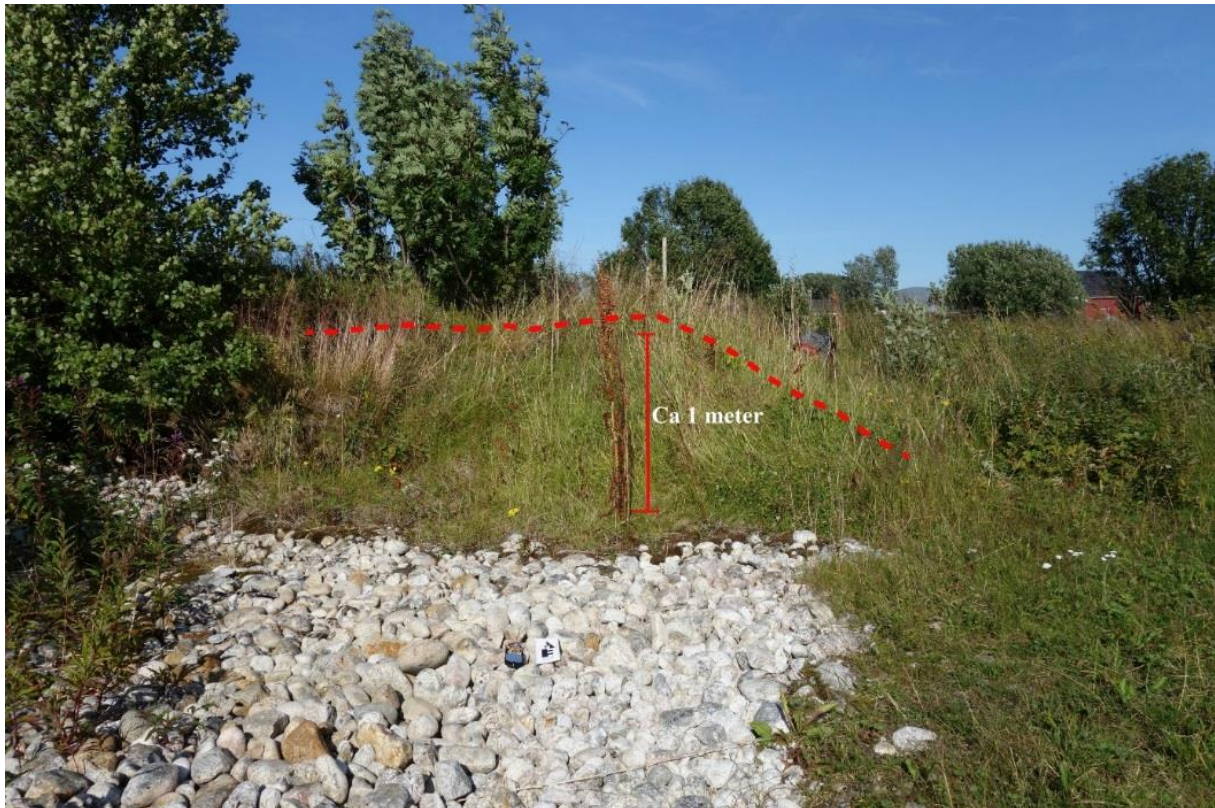
Lokalitet 3

UTM **0517815 7652795**, 8 moh.

Denne lokaliteten er observert rundt 50 meter øst for Fv975, og består av en liten ryggform med en høyde på omtrent 1 meter strekker seg fra sør mot nord, og ligger åtte moh. ved UTM **0517815 7652795**. Ryggformen er veldig slak og det er vanskelig å legge merke til den ettersom den ligger tett inntil elven som bøyer av langs ryggen. Samtidig går det en traktorvei inn i feltområdet som skjærer gjennom ryggen. Ryggen strekker seg også langs østsiden av Fv975 i et område hvor det er mye bebyggelse sørover mot Åknes. Ryggformen blir mindre lenger sørover og forsvinner inn i området hvor bebyggelsen starter. Selv om ryggformen forsvinner kan en fortsatt finne spor av løsmassene i det bebygde området frem til UTM **0517675 7652610** hvor denne typen løsmasser ble observert i et åpent snitt i en hage. Ryggformen består i all hovedsak av meget rundet stein og noe mindre blokker (se figur 2.2). Det er ikke noe fint materiale i ryggen, og løsmassene er ikke sortert, og mesteparten av løsmassene er større enn 10 cm i diameter.

Tolkning

Landformen tolkes til å være rester etter en tidligere strandvoll. Dette er basert på løsmassene, som består av rundet blokk og stein uten noen finere materialer. Løsmassene er svært løst pakket og kan observeres i en linje på 8 moh. Grunnet høyden over havet og strandvollens posisjon tolkes den til å stamme fra Tapes-transgresjonen.



Figur 2.2: Liten ryggform øst for fylkesvei 975. Ryggen består av samme type løsmasser som en kan observere foran ryggen i bildet. Bildet er tatt mot nord og kompass viser målestokk.

2.2.5 Glasiale avsetninger

Morenemateriale er materiale som er avsatt direkte av en isbre. Morenemateriale består av alle typer løsmasser fra leir til blokk. Disse løsmassene er erodert enten ved plukking eller abrasjon av fjellgrunnen for så å bli transportert vekk av isbreer (Sulebak, 2007, s. 198-200). Morenemateriale er transportert englasialt, subglasialt eller supraglasialt og har ikke noen form for lagdeling. Morenemateriale består av de løsmassene som breen tar med seg og avsetter når breen står stille eller smelter tilbake. Dette betyr at løsmassene som forskjellige morener består av varierer etter hvilket materiale breen har hatt tilgang til, og breens dynamiske forhold (Sulebak, 2007, s. 220). Morenemateriale vil ofte være kompakt hvis det er en bunmorene, siden isen da har ligget over morenematerialet. Dersom morenematerialet har ligget på overflaten eller inni isen, dannes en ablasjonsmorene med mindre kompakt materiale. Ifølge Nesje (2012, s. 82) blir morenerygger dannet subglasialt bak brefronter som kalver i sjø eller innsjøer. Breer som kalver kan bli utsatt for en stor og rask tilbaketrekning, og den hurtige deglasiasjonen under siste istid kan trolig forklares med kalvende breer (Nesje, 2012, s. 59).

I det kvartærgeologiske kartet er morenemateriale delt inn i randmorene, sammenhengende morenemateriale med stor mektighet (mer enn en meter), og usammenhengende tynt dekke med morenemateriale over berggrunnen.

Randmorener er morenerygger som har blitt dannet i randsonene av isbreen. En skiller mellom sidemorener som er dannet lateralt på breen, og endemorener som er blitt skjøvet opp i forkant av isbreen. Slike morener blir dannet når breen har hatt et opphold i tilbaketrekingen eller mens breen har rykket frem (Sulebak, 2007, s. 220-221). Gjennom kartlegging av randmorener kan en si noe om hvor stor utbredelse en bre har hatt, og hvordan deglasiasjonsforløpet har vært. Slike rygger kan være tydelige, men er ofte usammenhengende.

Ryggform mellom Åknestinden og Melakollen

UTM **0517978 7651799** – UTM **0518597 7653256**, 41-55 moh.

Dette er en massiv ryggform som strekker seg fra foten av Åknestinden i sør til foten av Melakollen i nord. Ved Åknestinden ligger toppen av ryggen på 55 moh. (UTM **0517978 7651799**) og skråner ned mot vest til 20 moh., mens østsiden av ryggen skråner ned til 36 moh. Høyden på ryggen synker nordover til den er midt mellom Åknestinden og Melakollen. Her har den en høyde på 41 moh. før den igjen blir høyere mot foten av Melakollen. Den nordlige enden av ryggen ligger også 50 moh. og skråner også her ned til rundt 20 moh. på vestsiden, og rundt 30 moh. på østsiden. Ryggformen er 1,7 km lang, og strekker seg fra sør mot nord i linje over dalen. Ryggformen varierer i høyde mellom 20 og 30 meter og er høyest ved foten av Åknestinden, og lavest midt på. Bredden på ryggformen varierer mye, men den er bredest nærmest Åknestinden hvor den er rundt 160 meter bred. På det smaleste er ryggen ned mot 50 meter bred. Ned fra Åknestinden kommer det to store taluser. Den ene har retning mot vest og den andre har retning mot nord, men begge talusformene ender på ryggformen. Det er gravd ut snitt ved to lokaliteter på ryggen (se figur 2.3).

Snitt 1: UTM **0518035 7652238**, 37 moh.

Tidligere snitt som er gravd ut synes å være gjort av en gravemaskin. I nordlig kant av snittet ble det gravd videre. Snittet består av usortert kantet og kantrundet blokk, stein, grus og grov sand uten lagdeling. Snittet er 120 cm dypt og en kan se et gråhvit lag på 20 cm før det går

over i et lag med rustbrun farge som er omtrent 25 cm dypt. Under dette kommer det en overgang til primærjorden eller jordarten. I alle disse lagene finner en løsmassene som er beskrevet tidligere (tabell 2.1).



Figur 2.3: Sidemorenen som strekker seg mellom Åknestinden og Melakollen. Stiplet hvit linje viser toppen av ryggformen og to svarte piler viser lokalitet 1 og 2 hvor det er gravd to mindre snitt. Bildet er tatt fra Melakollen mot sør sørvest.

Snitt 2: UTM **0518106 7652577**, 39 moh.

Snittet er gravd ut på toppen av ryggen omtrent 300 meter sør for traktorveien. Overflaten er dekket av sand og relativt rundet blokk. Ellers er det vegetasjon rundt dette området. Snittet er 70 cm dypt og øverste del kan være påvirket av mennesker ettersom det er en liten anleggsvei som går til dette snittet.

- Lag med torv 3 cm
- Gråhvitt lag som består av sand, grus og noe blokk som er 11 cm dypt.
- Utskillingslag brun/svart farge med de samme løsmassene som laget over. Også dette laget er 11 cm dypt.
- Lag på 19 cm med brun farge, fortsatt bestående av samme løsmasser som i lagene over.
- Grov sand til grov silt med brun mot grå farge 30 cm

Gjennom hele snittet er det gravd ut større blokker i varierende størrelser. Blokkene og steinene en finner nedover i snittet er kantrundet og avviker noe fra de steinene en finner i overflaten. Sedimentene nedover i snittet er kompakt og dette gjør det vanskelig å grave seg nedover i avsetningen.

Mellom traktorveien som krysser ryggformen og Melakollen er det flere forsvarsverk som er gravd ned i ryggen. Dette gjør at overflaten på ryggen er litt andreledes enn sør for traktorveien, men materialet som en kan observere samt skråningen ned på øst- og vestsiden er fortsatt det samme. Ryggen avsluttes når den går inn i et område som er nedslagsfeltet for to større rasvifter som kommer ned fra Melakollen. Det er vanskelig å avgjøre hva som er skredmateriale og hva som opprinnelig hører til ryggformen. Det observeres flere kantete blokker som er med på å bekrefte at det er rasmateriale. Vest for Melakollen ligger det flere store blokker som er kantrundet. Disse ligger rundt 20 moh. i rett linje nord for ryggformen, mens blokkene ligger i et flatt område og uten noe finere løsmasser rundt seg. Blokkene ligger et godt stykke fra fjellsiden, og noen av disse ligger delvis begravd.

Tolkning

På grunnlag av morfologien og sammensetningen av løsmasser observert i de to snittene, tolkes ryggen til å være en morenerygg. Ryggen har en brattere og lengre skråning ned mot vest enn mot øst, og ryggformen strekker seg rett over dalen fra foten av Åknestinden mot Melakollen. Disse to faktorene er med på å forklare at ryggformen trolig har blitt avsatt som en sidemorene fra en bre som har gått opp Gavlfjorden. Dimensjonen på sidemorenen antyder at denne har blitt dannet av en innlandsbre som har ligget opp Gavlfjorden en lengre periode. Talusene som draperer siden ned over moreneryggen ved foten av Åknestinden tolkes til å være dannet gjennom holocen. Materiale fra disse talusene tolkes til å ha bygget opp høyden på sidemorenen under Åknestinden til 55 moh. Resterende del av moreneryggen har en topografi som varierer fra mellom 35 og 45 moh.

Flere forsvarsverk er gravd ned i den nordlige delen av moreneryggen, noe som har påvirket topografien. De store blokkene vest for Melakollen er tolket til å være en del av sidemorenen, men på bakgrunn av at det ikke er observert noen finere materiale, samt at det ikke kan observeres en ryggform, tolkes denne delen av moreneryggen å være utvasket av havet når det stod høyere.

Rygg Nøkkeltjønna

UTM **0519258 7652250** til UTM **0518730 7652906**, 180-140 moh.

En stor landform er observert langs skråningen opp mot Ramnskogsheia. Denne landformen er en diffus ryggform som tidvis ser mer ut som en terrasse og sedimentene består av kompakt diamikton. Ryggformen som starter på ved rundt 180 moh. i øst, skråner nedover langs Ramnskogheia til rundt 140 moh. i vest, og den strekker seg fra UTM **0519258 7652250** i øst til UTM **0518730 7652906** i vest (se figur 4.2). Ryggformen er ikke særlig mye bredere enn 30 meter på sitt bredeste, mens den er rundt 800 meter lang. Landformen blir vanskelig å følge når den buer mot nord ved Melakollen ettersom den da går inn i et området som består av store mengder kantet blokk. Ryggen som ligger inntil Ramnskogheia er flat på toppen, og det er flere mindre myrområder på denne flaten, som alle drenerer ned til et lite vann (Nøkkeltjønna).

Tolkning

På bakgrunn av terrasseformens oppbygging og den lille ryggformen som er med på å demme opp Nøkkeltjønna, tolkes landformen til å være en randmorene som har kommet inn dalen. Dette er basert både på materiale som er observert i skråningen, og på ryggens form som strekker seg fra sørøst mot nordvest med en fallende gradient mot nordvest, noe som tilsier at den ikke er dannet av en bre som har beveget seg ut dalen. Den tolkes derfor til å være dannet av en isbre som har presset løsmasser og sedimenter opp langs siden av Ramnskogheia, før den har trukket seg tilbake ut dalen. Ryggformen kan sees på figur 2.4.

Rygg myr

UTM **0519179 7652108** til UTM **0518662 7652648**, (153-106 moh.)

I et område sør for Nøkkeltjønna er det observert en ny ryggform som skråner ned mot sør. Landformen er rundt 700 meter lang og strekker seg fra sørøst mot nordvest. Den starter på 163 moh. og synker ned til 106 moh. ved UTM **0518662 7652648**. Nordøst for denne ryggformen er det en myr som er demmet opp av landformen. Denne er lokalisert ved UTM **518933 7652453**. Løsmassesammensetningen består av kompakt diamikton, tilsvarende landformen ved Nøkkeltjønna. I området øst og nordøst for denne myren er det flere mindre terrasseformer. Disse mindre terrasseformene fører ned til myren og den store terrassen.

Tolkning

Basert på morfologien og sedimentsammensetningen i denne terrasseformen tolkes landformen til å være en randmorene på lik linje med randmorenen som demmer opp Nøkkeltjønnna. At disse to moreneryggene til tider kan se ut som terrasseformer baseres på at det har vært smeltevann som har drenert lateralt mot nord langs breen og dermed erodert i ryggformene slik at de har fått en slik form (se avsnitt 2.2.4). På figur 2.5 kan en se myren som demmes opp av moreneryggen som et lysere område nedenfor Nøkkeltjønnna.



Figur 2.4: Bilde viser ryggformen som demmer opp Nøkkeltjønnna markert med svartstiplet linje, og ryggformen som demmer opp myren med rødstiplet linje. Myren vises som en lys grønn flate vest for Nøkkeltjønnna. Bildet er tatt mot nord.

Ryggform vest for Littjevatnet

UTM **0518610 7651647** til **0519186 7651995**, 124-150 moh.

Vest for Littjevatnet går det en ryggform med lengderetning sørvest mot nordøst som er rundt 600 meter lang, og ser ut til å demme opp Littjevatnet. I sør starter ryggen 124 moh., hvor det skråner ned til Littjevatnet på 117 moh. mot øst. Mot vest skråner det ned til rundt 60 moh. før det flater ut. Ryggen strekker seg nordover langs Littjevatnet og ned mot dagens hvor ryggen

synker noe. Det er her dagens bekk drenerer ut fra Littjevatnet. Etter dreneringsløpet stiger ryggen igjen opp til 150 moh. ved UTM **0518975 7651971**. Her skråner ryggen ned på østsiden til 136 moh. og på vestsiden skråner ryggen ned til omtrent 50 moh. Ryggen slutter brått ved en kanal som strekker seg fra øst mot vest og bryter tvers gjennom ryggformen som demmer opp Littjevatnet og de to ryggformene ved Nøkkeltjønnå. Denne nedskjæringen går som en "S- form" med retning mot vest. Denne nedskjæringen, som ligger ved UTM **519057 7652001**, er rundt 220 meter lang og splitter seg opp i to løp, hvor den ene fortsetter mot vest, mens den andre forgreiningen i større grad snur mot sør. Nedskjæringen har en V-form, og i bunnen finner en flere mindre blokker og svært lite vegetasjon. Den delen av kanalen som strekker seg mot sør flater ut i en liten terrasseform på rundt 5 meter som et lite trinn i den store ryggformen som demmer opp Littjevatnet. Ryggformen er bestående av kompakt diamikton og dette kan observeres langs en liten sti/traktorvei som går opp mot Littjevatnet. Samtidig kan en ved utløpet fra Littjevatnet observere flere store blokker og noe stein. På bakgrunn av at ryggen består av kompakt diamikton, var det svært vanskelig å grave seg ned i løsmassene, men det er ingen tegn på massiv berggrunn noen steder i ryggen.

Tolkning

Ryggformasjonen som demmer opp Littjevatnet tolkes på bakgrunn av materialsammensetting og morfologi til å være en morenerygg dannet av en isbre som har kommet inn dalen på samme måte som ved de to ryggformene vest for Ramnskogheia. I nord slutter ryggen brått, noe som tolkes til at den her har blitt utsatt for glasifluvial erosjon fra smeltevann som har kommet fra lokale breer lenger øst i dalen. Dette store smeltevannsløpet tolkes til å ha drenert lateralt mot nord, og kanskje en kort periode mot sør basert på den lille terrasseformen med en bredde på rundt fem meter som er observert sør for dreneringsspolet.

Rygg ved Durmålsvatnet

UTM **0519498 7651800** - **0519705 765224**, 190 moh.

Det er observert en massiv ryggform vest for Durmålsvatnet. Den strekker seg fra UTM **0519498 7651800** i sør til UTM **0519705 765224** i nord, er 190 meter lang, og har en bue ut mot vest. Overflaten av ryggen er dekket av torv, men en kan se større blokker på rundt en til to meter i diameter som ligger spredt over hele ryggen. Ryggen ligger 190 moh. og har en

liten fordypning som strekker seg på tvers av ryggformen mot sør. Denne fordypningen ligger langs med fjellsiden til Semsheia, der det i dag ligger flere kantete blokker på overflaten. På nordsiden av ryggen ligger det et lite vann og sør for dette går det enda en liten fordypning som strekker seg mot vest. Denne fordypningen bøyer så av mot sør og går ned mot Littjevatnet.

Det observeres flere større, delvis nedgravde kantrundet blokker på toppen og på østsiden av ryggen. På vestsiden skråner ryggen ned til en myr, og det er en tydelig overgang fra selve ryggen til myren.

Tolkning

Ryggen tolkes til å være en endemorene etter en lokal botnbre som har kommet ut fra Durmålsbotn. Dette er basert på ryggformen og buen som landformen har, i tillegg til at den strekker seg over hele åpningen til botnen. Forsenkningene som strekker seg på tvers av ryggformen tolkes til å være dreneringsspor fra botnbreen. De to nordligste dreneringsløpene tolkes til å være eldre enn det som ligger helt sør ved foten av Semsheia, som tolkes til å være det yngste dreneringsspor fra botnbreen. Dette fordi det er det dreneringssporet som er erodert lengst ned i morenen. Den tydelige overgangen fra randmorenen og ned til myren på distalsiden kan tolkes til å være dannet ved at en bre har kommet ut fra Trollbotn/Storvatnet og ligget inn mot randmorenen fra Durmålsvatnet.

Ryggform vest for Storvatnet

UTM **0519340 7651323** - **0518866 7651243**, 167-135 moh.

Denne ryggformen er rundt 500 meter lang og strekker seg fra UTM **0519340 7651323** i øst til UTM **0518866 7651243** i vest. Det høyeste punktet på ryggen er 167 moh., og ryggformen skråner slakt ned til 135 moh. i vest. Mot øst starter ryggen inntil fjellsiden i en stor talusskråning, før den stiger opp til sitt høyeste punkt. Mellom talusskråningen og det høyeste punktet går det en nedskjæring fra sør mot nord. Denne er rundt 5 meter bred og skjærer gjennom hele ryggen. Skråningene fra ryggen og ned mot vest og øst er veldig slake. Den vestlige skråningen er rundt 300 meter lang og har en svak gradient ned mot Littjevatnet, mens skråningen ned mot Haugdalen og Storvatnet har en litt brattere gradient. Den østlige skråningen er mye kortere (omtrent 50 meter) enn skråningen ned på vestsiden. Ryggformen

består av blokk, steiner, sand og grus som er svært kompakt. Det er observert en stor blokk ved UTM **0519240 7651319** som er det høyeste punktet på ryggen. Denne blokken er kantrundet og omtrent en meter i diameter. Ved UTM **0518862 7651254** går dagens utløp fra Storvatnet hvor dagens elv drenerer ned til Littjevatnet. Derfra stiger ryggen opp til 152 moh. Her er det et søkk som strekker seg fra sør mot nord, og ligger 150 moh. Dette søkket synker ned mot storvatnet i sør og nordover mot Littjevatnet.

Tolkning

Ryggen tolkestil å være en randmorene på bakgrunn av sedimenter og morfologien til ryggen, samt dens svake konvekse form. Ryggen er trolig dannet av en lokal bre som har strukket seg nordvest ut fra Trollbotn og Storbotn og deretter avsatt som en endemorene. De to nedsenkningene som er observert, den ene midt på ryggen og den andre helt øst, tolkes til å være smeltevannskanaler som har erodert seg ned gjennom ryggen. Smeltevannskanalen som er lokalisert midt på ryggen tolkes til å være eldre enn smeltevannskanalen som ligger lengst mot øst. Dette er basert på at den ligger høyere enn den mot øst og den første som ble inaktiv. Moreneryggen fortsetter trolig i skråningen opp mot Semsheia, men dette området er kraftig påvirket av skredaktivitet og dekket av talusskråninger, noe som gjør det vanskelig å følge ryggen videre opp i skråningen.

Ryggformer i Haugdalen

UTM **0519156 7650441** - **0519028 7651035**, 177-134 moh.

Nord for Storvatnet ligger Haugdalen, og vest i dette området domineres landskapet av myr og torv, mens mot øst dominerer store mengder løsmasser i form av blokk og stein. Det er to tydelige rygger som begge strekker seg fra øst mot vest. Den lengste ryggformen er den som ligger lengst mot sør. Den strekker seg fra foten av Norddalsheia (UTM **0519156 7650441**) og vestover langs Storvatnet, hvor den treffer på vannet der det er på sitt smaleste (UTM **0519028 7651035**). Ryggen, som er vist i figur 2.6 B (markert med rød linje), er litt over 600 meter lang og starter 177 moh. i øst og synker ned til Storvatnet ved 141 moh. i vest. Landformen består av mange store blokker og lite vegetasjon. Skråningen ned mot nord er uten vegetasjon, og der finnes det bare store blokker og større stein. Overflaten på ryggen er haugete og blokkene ryggen består av er i hovedsak kantrundet. Fjellsiden opp mot

Norddalsheia er bratt, mens nedre del av fjellsiden er dekket av talus. Mot sør buer ryggformen av mot vest, og det er et lite søkk som strekker seg fra sørøst mot nordvest som skråner ned til Storvatnet.

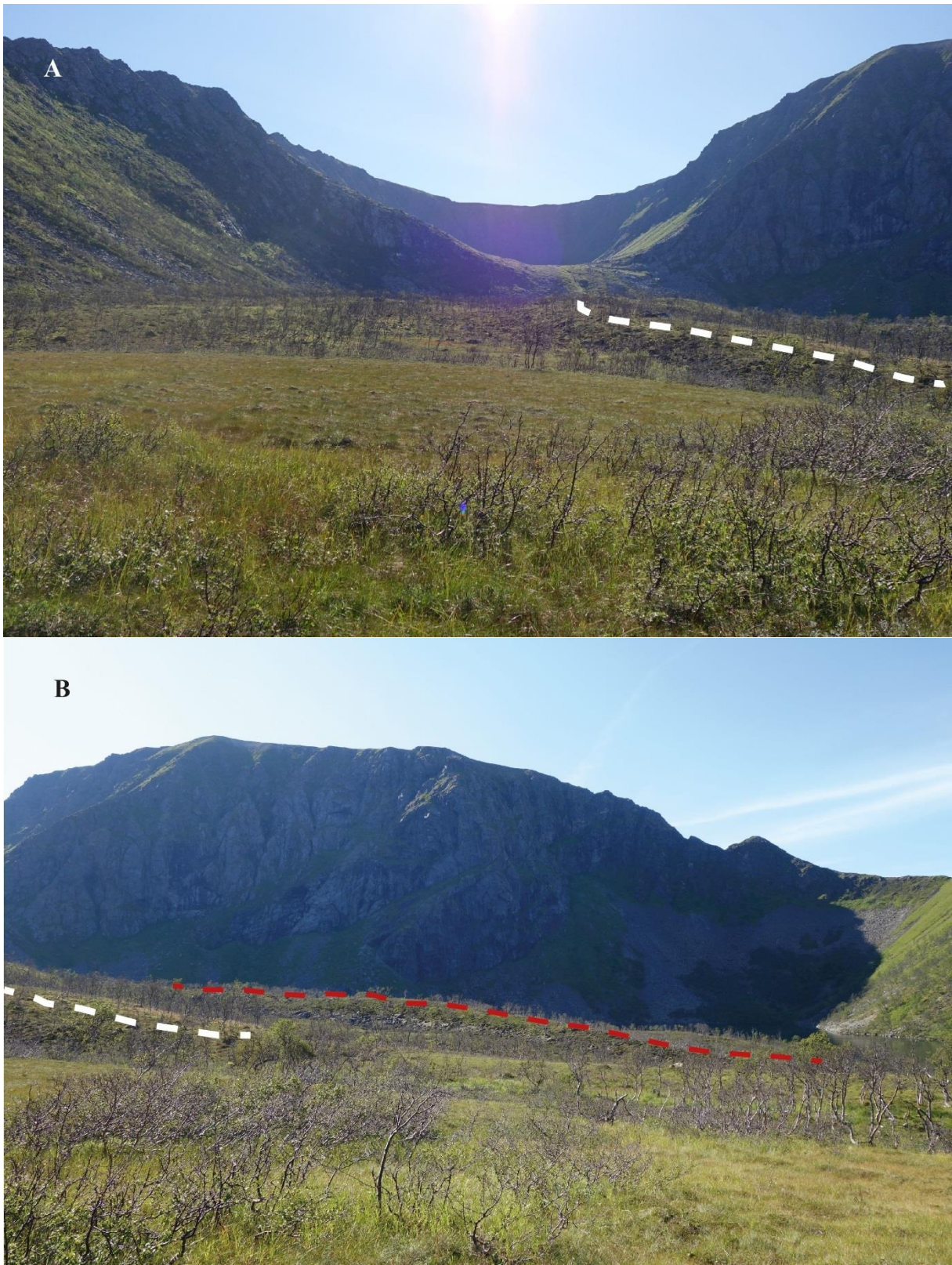
UTM **0519173 7651031 – 0519204 7650698**, 149-179 moh.

Den andre ryggen ligger nord for den første, og er mellom 350-400 meter lang (figur 2.6 A). Den starter på 179 moh. i øst og synker ned til 149 moh. i vest. Den buer mer mot øst og skjærer inn mot den første ryggen. Denne ryggen er også blokkrik, men det er mer vegetasjon på denne ryggen enn den andre. Den er også litt høyere og bredere enn den første ryggen, og flater litt mer ut mot myren i vest. Området øst og sørøst for denne ryggformen er haugete og løsmassene som danner disse ryggene består av alt fra blokk til grov sand. Løsmassene som ryggen består av er kompakte og gjør det vanskelig å grave et snitt. Det ble gravd et lite snitt nord for den ytterst ryggformen, og løsmassene som ble gravd ut var i hovedsak kantrundet blokk, stein og grus.

Tolkning

Basert på sedimentsammensettingen og ryggenes morfologi, tolkes disse til å være randmorenerygger etter en botnbre som har ligget ut over Storvatnet. Den nordligste ryggen tolkes til å være det eldste steget hvor breen har ligget over en lengre tid før den har trukket seg tilbake til den sørligste randmorenen. Basert på størrelsesforholdene har botnbreen trolig ligget lengst ved det siste steget.

Det haugete landskapet nord for ryggene oppfattes å være morenemateriale som har blitt lagt igjen av enten botnbreen fra Storvatnet eller en botnbre som har kommet ned fra Trollbotn. De mange mindre ryggformene og hauger som er observert i området tolkes til å være dannet ved at breen har vært svært dynamisk aktiv og lagt igjen store mengder mindre morenerygger. Disse moreneryggene er seinere blitt erodert av smeltevann fra breen i Trollbotn når den har ligget lenger tilbake.



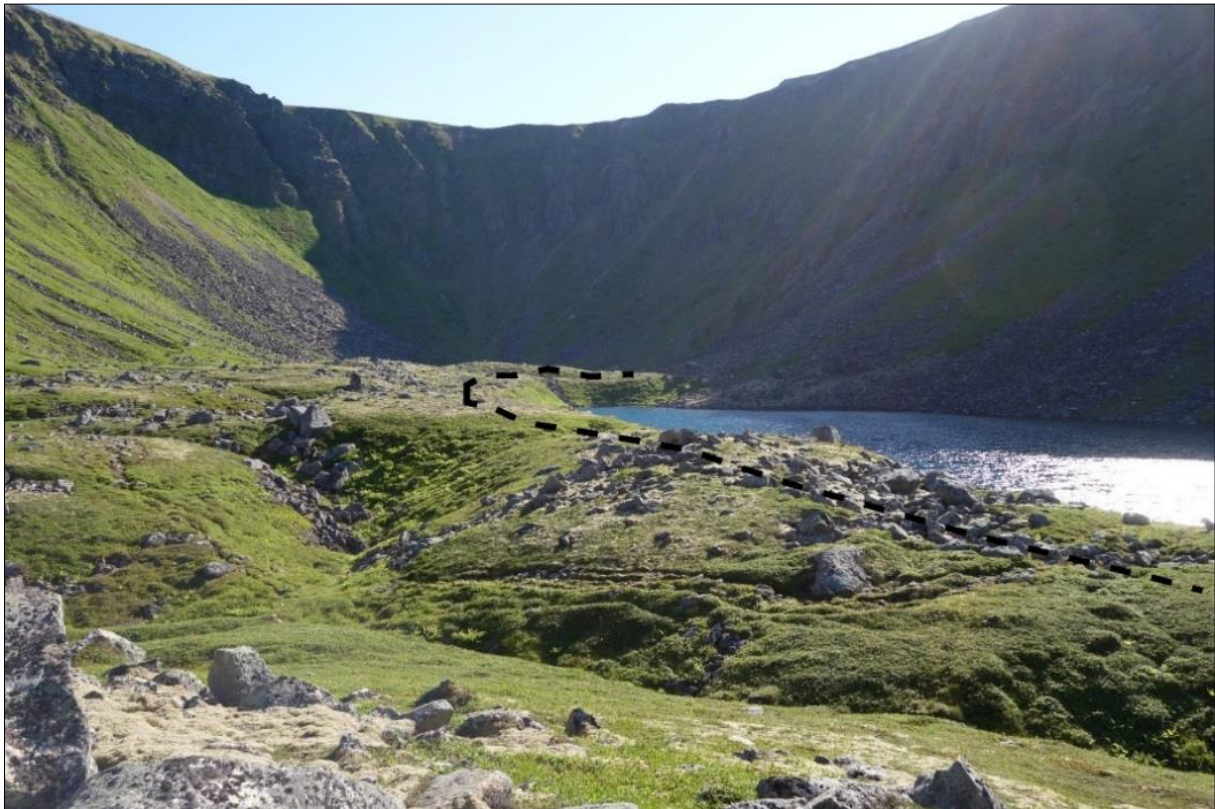
Figur 2.5: Bilde A viser Trollbotn og den nordligste ryggformen som er dannet av en botnbre som har kommet ut fra Storbotn, og er markert med stiplet hvit linje. Bilde B viser Storbotn med begge de to moreneryggene som ligger nord for Storvatnet. Ryggene er markert med rød og hvit stiplede linjer.

Ryggform i Trollbotn

UTM **0519401 7650258** - **0519425 7649924**, 260-264 moh.

Trollbotnvatnet ligger 255 moh. og ligger ytterst i Trollbotn som er lokalisert helt sør i feltområdet. Selve botnen er en hengebotn som ligger omtrent 75 meter høyere enn ryggene øst for Storvatnet. Skråningen opp til Trollbotn består av løsmasser, i hovedsak blokker og stein som er delvis dekket av et tynt lag med vegetasjon. I selve botnen ligger vannet inn mot sørvestlig fjellside opp mot Norddalsheia. Nederste del av denne fjellsiden består av talusskråning, mens øverste del er bart fjell i form av fri skråning. På østsiden av vannet går det en ryggform som følger vannet i retning nord mot sør før det buer av mot vest ved den sørlige enden av vannet. Ryggformen starter ved UTM **0519401 7650258** og strekker seg 390 meter sørover til UTM **0519425 7649924**. Ryggen er om lag 1,5 til 2 meter høy, og ganske smal. Ryggen blir avbrutt noen steder hvor det er noen mindre nedskjæringer som strekker seg fra øst mot vest. På vestsiden skråner den tydelig ned til vannet, mens på østsiden kan en ikke finne en like tydelig skråning. Her er det mer løsmateriale som ligger mellom ryggformen og fjellsiden opp mot Vasstinden i tillegg til at en noen steder kan observere en skråning. Området øst for ryggformen består av mer løsmasser, men det er flere groper og noen hauger der. Disse formene strekker seg inn mot fjellsiden hvor det er flere taluser som ligger ned fra fjellsiden. Materiale i disse haugene består av mindre blokker, men også mye stein og finere materiale. Fjellsiden opp mot Vasstinden er delvis dekket av et tynt lag med torv og gress, men en kan observere noen renner hvor det ligger blokk og stein.

I skråningen som går fra Trollbotn og ned mot Storvatnet og Haugdalen, er det som nevnt store mengder løsmasser i form av mindre blokk og stor stein. Omtrent midt i denne skråningen er det observert en blokk som ligger med en stor tunge av mindre løsmasser som en bue foran seg, og et lite v-formet spor som går oppover skråningen bak blokken. Denne blokken er den klart største blokken i skråningen, og den ligger øst for bekken som kommer ned fra Trollbotnvatnet.



Figur 2.6: Ryggform i Trollbotn som buer rundt Trollbotnvatnet. Til venstre i bilde kan det observeres en av de mange forsenkningene som finnes på nordsiden av ryggformen. Bildet er tatt mot øst.

Tolkning

Talusskråningene, som en kan følge rundt hele Trollbotn, tolkes til å stamme fra steinsprang som følge av forvitningsprosesser. De tydelige rennene som skjærer gjennom talusskråningene på den sørøstlige fjellskråningen opp mot Vasstinden og området sør for dette fjellpartiet er tydelig påvirket av snø- og sørpeskredsaktivitet. Disse løsmasseskredene har flyttet rundt på store deler av materialet i talusskråningene i dette området. Ryggen, som ligger som en bue rundt østsiden av Trollbotnvatnet, tolkes på bakgrunn av sin morfologi og løsmassesammensetting til å være en randmorene dannet av en lokal botnbre som har ligget inn mot sørsiden av Trollbotn. Denne nordvendte fjellskråningen ligger i skyggen nesten hele dagen og vil ikke bli varmet opp av solen på lik linje med de sørvendte skråningene i

feltområdet. Basert på botnen sin form og orientering, sammen med moreneryggens form, tolkes botnbreen som har dekket Trollbotn å ha overlevd lengst i den nordvendte fjellsiden. Løsmassene som danner et mer haugete terreng på vestsiden av denne randmorenen tolkes til å være rasmateriale. Dette er seinere påvirket og erodert av smeltevann og snømasser som har kommet ned fra den vestvendte fjellsiden. Blokken med en tunge av løsmasser foran seg er tolket til å være en pløyeblokk.

Nøssøyra og Bø-øyra

UTM **0521056 7661889** og UTM **0520273 7659698**, ca 1-5 moh.

Ved Nøss, nord for feltområdet ligger det en større løsmasseform som strekker seg ut i havet som en bue. Lokaliteten ligger ved UTM **0521056 7661889** og høyden på landformen varierer, men høyeste punkt ligger rundt fem moh., og store deler av landformen ligger under vann ved flo sjø. Det kan ikke observeres noe fast berggrunn i landformen, og løsmassene som observeres er alt fra sand til større blokker og i liten grad sortert. Innerst ved land finnes det en sandstrand, men vestover går løsmassene over til å bli større og består av stein og mindre blokker. Figur 2.7 viser sandstranden til venstre og det kan observeres noe grovere materiale i bakkant på bildet. Det kan også her observeres noe mindre kornstørrelser som sand og grus, men disse ligger delvis dekket under større kornstørrelser. Landformen buer fra øst mot sørvest og løsmassene er delvis til godt rundet. Landformen er rundt 660 meter lang fra øst mot vest, og varierer noe i lengden fra sør mot nord ettersom den innerst mot land ikke er lengre enn ca 35 meter, men ytterst i vest er den rundt 600 meter på sitt bredeste fra sør mot nord.

Rundt 2 kilometer lenger sør, utenfor tettstedet Bø, observeres det en tilsvarende landform bestående av samme type løsmasser. Landformen som kalles for Bø-øyra, er lokalisert ved UTM **0520273 7659698** og er mindre enn Nøssøyra. Store deler av denne landformen ligger under vann ved flo sjø. Landformen er delt i tre større deler og noen mindre øyer som ligger lengre ute i havet. Den innerste delen av Bø-øyra strekker seg rundt 230 meter ut mot vest fra fastlandet, og hvis en inkluderer alle delene av Bø-øyra, strekker den seg rundt 500 meter ut mot vest.

Tolkning

På bakgrunn av sin morfologi tolkes disse landformene til å være rester etter to sett med morener som ble dannet av innlandsisen da den lå opp Gavlfjorden. Materialet i moreneryggen er over tid erodert ut i havet, noe som gjør at den er helt flat i tillegg til at de finere kornstørrelsene som ble avsatt av innlandsisen er vasket vekk. Havet har også trolig



Figur 2.7: Nøssøyra med sandstrand innerst mot land, og grovere materiale lenger mot vest hvor havet eroderer mer enn det avsetter. Gjerdet avgrensner området som til enhver tid ligger over vann. Bildet er tatt mot vest.

påvirket løsmassene slik at de er blitt mer avrundet enn de var da de ble avsatt. Nøssøyra er den største i utbredelse av disse to landformene, noe som tolkes til at innlandsisen har hatt et lengre opphold på denne lokaliteten enn på Bø-øyra.

Flyttblokker er større blokker som har blitt transportert fra et sted til et annet ved hjelp av isbreer. Disse blokkene har blitt fraktet av isen enten ved at isbreen har plukket dem med seg eller at blokkene har rast ned på isen ved steinsprang eller annen rasaktivitet. Disse blokkene har da blitt fraktet supraglasialt på breen, mens blokker som lå foran breen trolig ble fraktet subglasialt. I følge Nesje (2012, s.89) kan flyttblokker benyttes for å si noe om isbreers tykkelse og utbredelse. Hvis en kan finne flyttblokker kan en med relativt stor sannsynlighet si at isen har ligget opp til den høyden hvor flyttblokkene er lokalisert. Flyttblokker kan dermed si noe om utbredelsen til innlandsisen.

Lokalitet 4

UTM: **0519452 7652656**, 291 moh.

Stor kantrundet blokk som hviler på andre mindre blokker ved UTM **0519452 7652656**. Blokken ligger 291 moh. og har ikke store tegn til forvitring. Blokken er litt over en meter høy, rundt to meter bred og to og en halv til tre meter lang. Bildet på figur 2.8 er tatt mot nord og viser blokken med spade som målestokk. Blokken ligger oppå andre mindre blokker, og det er ikke noe form for forvitningsmateriale eller andre løsmasser i området rundt disse blokkene. Både den store blokken og de mindre som ligger under og rundt er kantrundet og har noe lav og mose på seg. Det er observert flere blokker av lik størrelse i området rundt denne, men det er denne som ligger høyest i terrenget.



Figur 2.8: Mulig flyttblokk i skråning opp mot Ramnskogheia på 291 moh. Spade brukt som målestokk. Bilde tatt mot nord.

Tolkning

En mulig forklaring er at blokken er en flyttblokk avsatt av en ismasse som lå over Ramnskogheia, men basert på at det er lite løsmasser i området rundt blokken og at blokken

ikke er særlig rundet kan dette indikere at det ikke er tilfellet. Basert på plasseringen av blokken og at den er noe kantet, kan en tolke blokken til å være dannet av forvitring høyere opp på Ramnskogheia for så å ha blitt transportert nedover skråningen ved snøsig. Dette kan forklare hvorfor blokken ligger oppå mindre blokker, selv om dette også er vanlig for flyttblokker. Hvis blokken er en flyttblokk plassert av en ismasse, vil det trolig være av en ismasse fra tidligere weichsel eller enda tidligere.

Lokalitet 5

UTM: **0519118 7653288**, 372 moh.

Sør for toppen av Melakollen ligger det flere blokker på et lag med forvittringsmateriale bestående av grov sand og grus (figur 2.9). Disse blokkene er lokalisert 372 moh. og er rundet til kantrundet. Noen av blokkene ligger over det forvitrede materiale, mens andre ligger delvis begravd. Det er også noen områder hvor berggrunnen stikker opp over laget med forvittringsmateriale.



Figur 2.9: Mulige flyttblokker på toppen av Melakollen. Mellom blokkene kan det observeres noe berggrunn, forvittringsmateriale og spredt vegetasjon. Bildet er tatt mot øst og en sekk er brukt som målestokk.

Tolkning

Blokkene på toppen av Melakollen kan være flyttblokker avsatt av en tidligere bremasse, eller de kan være dannet ved frostforvitring. Basert på form og plassering er de trolig et produkt av det siste, ettersom de ikke er særlig rundet. Det er lite løsmasser rundt blokkene, noe som kan

forklares ved at området er kraftig påvirket av vind og vær fra havet. Disse faktorene tolkes til å ha påvirket blokkene og erodert vekk de forvittringsformer som er dannet siden blokkene ble avsatt. Mest sannsynlig er blokkene av lokal opprinnelse og dermed ikke flyttblokker, men dette er vanskelig å bekrefte.

2.2.6 Glasifluviale avsetninger

Glasifluviale avsetninger er avsetninger dannet av breelver. Breelver transporterer store mengder smeltevann, som frakter med seg store mengder løsmasser som blir avsatt i forskjellige landformer. Løsmassene kan bli fraktet subglasialt, supraglasialt eller lateralt og danner forskjellige landformer ut fra hvilken måte de er transportert på. Kames er en type glasifluvial avsetning som blir dannet ved at løsmasser fraktes supraglasialt eller subglasialt, og avsatt i en haug på eller i isen når vannet mister sin kompetanse (Sulebak, 2007, s.225-226 & 232). Breelver kan også erodere i eksisterende landformer, og et eksempel på det kan være hvis smeltevann drenerer lateralt langs en randmorene. Spor etter slik lateral drenering kalles for spylerenner eller laterale dreneringsspor.

Lokalitet 6

UTM **0518331 7651905**, 47 moh.

I et stort område nord for Åknestinden og vest for Littjevatnet er det observert store mengder kantet blokk (figur 2.11). Det er ikke noe finmateriale mellom blokkene og de varierer stort i størrelse. Noen av blokkene er mindre kantet, men det er ikke observert blokker eller steiner som er godt rundet. I selve haugen er det noen blokker som ligger ustabil på og mellom andre blokker. Blokkene ligger i en haug uten noen strukturert overflate. Lokaliteten ligger ca. 100-120 meter øst for tre rasvifter som kommer ned fra Åknestinden, og rundt 70 meter sør for dagens elv som kommer ned fra Littjevatnet. Høyeste punkt på haugen er 47 moh., men det er flere søkk i selve haugen. I nord skråner det ned til 35 moh., mens det i sør skråner ned til 42 moh. Skråningen på nordsiden er på rundt 40 grader mens den på østlig og sørlig side er noe slakere. Mellom Littjevatnet og denne steinformasjonen ligger det to store kantede blokker. Dette området består også av en god del kantet blokk av mindre størrelse, som er spredt ut mellom skråningen vest for Littjevatnet og steinformasjonen.



Figur 2.10: Bildet viser en moulinkame lokalisert vest for Littjevatnet. En spade (markert med en rød linje) er plassert på toppen av landformen, mens en skrivebok er plassert omtrent midt i bildet som målestokk. Bildet er tatt mot øst og i bakgrunnen kan en observere moreneryggen som demmer opp Littjevatnet.

Tolkning

På bakgrunn av morfologi og beliggenhet tolkes steinformasjonen til å være en *moulinkame* dannet under deglasiasjonen som en følge av at smeltevann som drenerte fra lokale botnbreer øst i studieområdet forandret retning. Denne landformen tolkes derfor til å være et tappings sediment dannet av både lokalglasiasjon og innlandsisen. Innlandsisen lå opp dalen og presset smeltevann fra de lokale botnbreene ut mellom innlandsisen og Ramnskogheia. Dette smeltevannet dannet det som i dag er Vassbakken og deler moreneryggen ved Littjevatnet og ryggformen som demmer opp myren ved UTM **0519020 7652643**. Ettersom innlandsisen og botnbreene trakk seg noe tilbake skjedde det en omlegging av dreneringsløpet. Under denne omleggingen tok smeltevannet med seg store mengder morenemateriale fra moreneryggen som demmer opp Littjevatnet. Disse løsmassene ble fraktet på eller gjennom innlandsisen før løsmassene ble avsatt gjennom en moulin da smeltevannet mistet transportevnen. For at vannet skulle miste transportevnen er en avhengig av at vannet ble ført over et lite passpunkt nord for avsetningen, ettersom innlandsisen fortsatt dekket store deler av Gavlfjorden. De to store blokkene som ligger mellom moulinkamen og Littjevatnet tolkes til å stamme fra samme omlegging av dreneringsløpet. Disse er mye større

enn de blokkene en finner i moulinkamen og er derfor avsatt tidligere enn resten av materialet. Løsmassene i moulinkamen ligger for langt unna skråningen til Åknestinden til at noen av disse kan stamme fra skråningsprosesser.

Spylerenner

Ryggformene som demmer opp Nøkkeltjønnna og myren sør for Nøkkeltjønnna (beskrevet under 2.2.5, ryggform Nøkkeltjønnna) har spor etter erosjon og drenering, og det er observert flere mindre terrasser og dreneringsspor som heller fra øst mot vest.

Tolkning

De to store terrasseformene er som tidligere nevnt dannet av innlandsisen som lå inn dalen. Disse mindre terrassene tolkes til å være formet av smeltevann som har drenert lateralt på siden av innlandsisen og erodert bort deler av ryggformen slik at disse nå ser ut som terrasseformer. I tillegg er det observert flere mindre terrasseformer nord og nordøst for de to store moreneryggene. Disse tolkes til å være dreneringsspor etter lokale botnbreer øst i dalen. Dreneringsspor som fører ned mot Nøkkeltjønnna er trolig de eldste spylerennene, og har drenert ut fra en botnbre fra Durmålsbotn. Spylerennene, som har drenert smeltevann ned mot myren ved UTM **0518956 7652454**, tolkes til å være dannet som følge av smeltevann fra lokale isbreer som har eksistert i Storbotn/Trollbotn og Durmålsbotn.

Smeltevannskanalen, som strekker seg på tvers mellom de tre ryggformene som er observert mellom Littjevatnet og Ramnskogheia, tolkes til å være en tosidig smeltevannskanal. Denne kanalen er tolket til å være dannet av smeltevann fra en sammenvokst dalbre fra Trollbotn og Storvatnet. Breen har sendt ut store mengder smeltevann som har erodert seg ned gjennom ryggformen og dannet smeltevannskanalen. Det kan også ha kommet smeltevann fra botnbreen ved Durmålsbotn, som ligger nordøst for smeltevannskanalen under dannelsen av denne tosidige smeltevannskanalen.

2.2.7 Eoliske avsetninger

Eolisk materiale er sedimenter, hovedsakelig sand, som er blitt transportert og avsatt av vinden. Eoliske avsetninger kan finnes i områder som har hatt tilgang på løst materiale som

ikke er grovere en sand (Sulebak, 2007, s. 259). Andre faktorer av betydning for at en skal få eolisk transport er at løsmassene må være tørre i tillegg til at det må være lite vegetasjon. Disse faktorene er viktige fordi vann og vegetasjon binder løsmassene sammen og det blir da vanskelig for vinden å ta tak i disse. Det er observert og kartlagt et større sanddynefelt (Sandhaugan) nord for Sørmela (Nielsen et al., 2016a).

Lokalitet 7

UTM: **0517631 7652959**, 5 moh.

Et snitt (snitt 1) ble gravd ut på skråsiden til elven (Haugelva) som kommer ned fra feltområdet og drenerer ut på stranden. Området vest for Fv975 er for det meste benyttet til landbruk, men det er observert et åpent snitt ved elven hvor det ikke er dyrket mark. I dette snittet ble det gravd ned en meter. Det er ikke observert noe tydelig form for lagdeling, bare siltig sand og skjellfragmenter.

Et nytt snitt ble gravd ut rundt 10 meter vest for snitt 1. Også denne lokaliteten er påvirket av jordbruk og elvens dreneringsmønster, men noe mindre enn det andre snittet. Her ble det gravd et snitt på rundt to meters dyp, og det er noen svake skrålag som heller mellom 6 og 9 grader mot øst. Disse skrålagene er så flate at det er vanskelig å måle nøyaktig.

Tolkning

Løsmassene tolkes på bakgrunn av sin posisjon og løsmassesammensetning til å være eoliske løsmasser. I det første snittet som er gravd ut ved elven, er det stor sannsynlighet for at den har erodert og avsatt løsmasser og på den måten ødelagt tidligere lagdeling. Dagens elv har over en lengre periode erodert seg ned gjennom løsmassene, og ligger i dag rundt fire meter under dagens landoverflate. I snitt 2, som ligger mer beskyttet fra erosjon og avsetning fra elven, viser lagdelingen at løsmassene har ligget uforstyrret, men en kan også se at sedimentene er avsatt av vind som har kommet fra vest.

2.2.8 Andre avsetninger i studieområdet

Torv og myr er områder hvor det finnes delvis nedbrutte planterester, henholdsvis gress og mose. Store deler av feltområdet består av myr og tykkere lag med torv, deriblant et stort og relativt flatt område nord for Åknestinden og vest for Littjevatnet.

Antropogent materiale eller fyllmasser regnes som løsmasser som mennesker har tilført området. I feltområdet er det i hovedsak moloene på Åknes som regnes som antropogent materiale.

Lokalitet 8

UTM **0518551 7653117**, 52 moh.

Et område ved foten av Ramnskogheia, UTM **0518551 7653117**, hvor det er observert sand og grus i overflaten. Området hvor en kan finne dette strekker seg i en tynn linje i nordvestlig retning. Det er også en del blokker på og rundt dette området med grus og sand. Det ble gravd et snitt og dette bestod først av et lag med grov sand før det kom et lag med torv. Dette torvlaget kan deles inn i to typer, hvor det øverste laget er lite omdannet og består av tydelige planterester, mens den nederste delen av torvlaget består av godt omdannet torv hvor bare større røtter er synlig. Under torvlaget ble det observert større blokker som gjorde det vanskelig å grave lenger ned. 100 meter mot vest ble det observert en blokk som ligger vest for området som består av sand og grus. Blokken ligger på myren, og da det ble gravd rundt den ble det observert et torvlag på rundt 20 cm, før det kom til et lag med sand og grov silt. Dette laget er rundt 10 cm tykt. Under dette var det flere større blokker, og blokkene og myren gjorde det umulig å grave lengre ned.

Tolkning

Dette området ligger vest for traktorveien som går opp langs Ramnskogheia, og disse sedimentene stammer trolig fra oversvømmelse/floem ettersom vannet har fått et nytt dreneringsmønster etter at veien ble bygget. Basert på flyfoto fra www.norgebilder.no er det mulig å se at veien ble bygget mellom 2006 og 2008, ettersom den er på bildeserien fra 2008 og ikke fra serien som er fra 2006. Basert på at veien er ny og de observerte sedimentene tolkes til å være flomsedimenter som ligger over myr og torv kan det tolkes til at det stammer fra enten da veien ble laget eller som en følge av at veien har forandret på

dreneringsmønsteret. At det er observert større blokker under torvlaget tolkes som at en da er kommet ned til morenemateriale. Dette området ligger helt nord, i kanten av sidemorenen, noe som forklarer hvorfor en finner morenemateriale under myren. Disse sedimentene er ikke antropogent materiale, men er avsatt som en følge av den nye traktorveien, og er derfor tatt med under dette avsnittet.

2.3 Oppsummering

Det er gjort en rekke observasjoner av forskjellige landformer som kan være med å forklare deglasiasjonsforløpet i området.

- I de lavereliggende områdene er det observert torv og myr. Det er også observert et større flyvesandsområde ved Sørmele. Fjellsidene i feltområde er drapert med rasmateriale mens toppene rundt i all hovedsak består av autoktont forvittringsmateriale.
- Foran og i de tre botnene er det observert morenerygger som er tolket til å være randmorener etter lokalglasiasjon, mens noen av disse ryggformene, spesielt ved Durmålsbotn er tolket til å være avsatt under påvirkning fra både innlandsis og lokalglasiasjon samtidig som terrasseformen ved Nøkkeltjønnna ble dannet.
- Moreneryggen, som demmer opp Littjevatnet, tolkes til å være avsatt av en innlandsis som har beveget seg inn dalen, og denne ryggen tolkes til å henge sammen med rygg/terrasseformen som demmer opp en myr opp mot Ramnskogheia. Dannelsen av disse ryggene tolkes til å ha skjedd som et nytt trinn i deglasiasjonen.
- Moreneryggen som strekker seg fra sør mot nord i munningen av dalen, tolkes til å være en sidemorene dannet av innlandsisen gjennom deglasiasjonen, mens de utvaskede restene etter ryggen i nord er dannet som en følge av havets utvasking av de finere løsmassene. Moreneryggene ved Storneset og Åkneset tolkes til å være dannet etter sidemorenen når innlandsisen trakk seg tilbake ned Gavlfjorden.
- Moulinkamen tolkes til å være dannet som følge av en omlegging av dreneringsløpet fra å være lateralt på nordsiden av innlandsbreen, til å drenere supraglasialt eller subglasialt fra Littjevatnet og vestover, før vannet drenerte gjennom en moulin og etter hvert mistet sin kraft. Der ble det lagt igjen store mengder med løsmasser i en kame.

- Strandvollen øst for Fv975 tolkes til å være dannet under Tapes-transgresjonen og løsmassene som består av fin sand vest for Fv975, tolkes til å være flyvesand som er avsatt etter Tapes-transgresjonen.

3 Innsjøsedimenter

Kvartærgeologisk kartlegging gir en oversikt over de siste avsatte agenser og prosesser som har vært aktive i studieområdet. Ved å analysere innsjøsedimenter fra en tidligere proglasial innsjø kan en forbedre forståelsen av hvordan glasiasjon- og deglasiasjonsforløpet har vært i området. Dette basert på at en innsjø alltid vil akkumulere sedimenter fra miljøet rundt. Et innsjøbasseng vil bestå av både alloktont materiale, altså materiale som blir tilført bassenget fra dreneringsfeltet, og autoktont materiale, som opprinner fra sedimentbassenget. Dette kan for eksempel være organisk materiale som er produsert i innsjøen (Bradley, 1999, s. 324).

Karlen (1981) fant ut at sedimentene i en proglasial innsjø var markant forskjellig fra sedimentene i en innsjø uten tilgang på glasiøle sedimenter. Ifølge Dahl et al. (2003) er det en fordel om det kun har vært en bre som har tilført sedimenter til bassenget, ettersom flere breer vil gjøre sedimentasjonshistoren mer kompleks. Samtidig kan det være en fordel å analysere sedimentene i en ikke-glasiøle innsjø i nærheten, ettersom en da kan skille glasiøle sedimenter fra ikke-glasiøle sedimenter (Karlén og Matthews, 1992). Ved å analysere sedimenter fra innsjøer kan en dermed få en større oversikt over de mindre hendelsene og en mer høyoppløselig forståelse av brevariasjonene. Sedimentkjerner er brukt i mange studier for å forstå deglasiasjonsforløp og tidligere klima (Karlen, 1981, Bakke et al., 2005a, Rubensdotter og Rosqvist, 2009, Nielsen et al., 2016b).

3.1 Valg av borelokalitet

I feltområdet er det fire større vann som det er mulig å hente ut sedimentkjerner fra. Disse vannene er Storvatnet, Durmålsvatnet, Trollbotnvatnet og Littjevatnet, i tillegg til Nøkkeltjønnna som er et lite myrvann. Av disse vannene er det Littjevatnet som er mest interessant med tanke på å hente ut en sedimentkjerne. Dette er fordi det ligger lengst ut i dalen demmet opp av en stor skråning, og de andre vannene drenerer ned til Littjevatnet. Littjevatnet er det vannet i studieområdet som ligger lengst mot vest, noe som gjør at vannet trolig har fått tilførsel av løsmasser fra lokalglasiasjonen i dalen i en lang periode. Vannet er i tillegg lokalisert så langt vest i dalen at det kan ha vært tilførsel fra en innlandsis som har kommet opp eller ned Gavlfjorden.

Littjevatnet er omtrent 0,03 km² og kjernen er tatt litt nord for sentrum av vannet (UTM 518773 7651646). Vannets dreneringsfelt er omtrent 4,2 km², og strekker seg fra vannet og

inn hele dalen. Alle de andre større vannene i dalen drenerer ned til Littjevatnet, med unntak av Nøkkeltjønnna. Det er to større bekker som renner inn i Littjevatnet. Den ene kommer fra Durmålsvatnet i nordøst og kommer inn helt nord i vannet, mens den andre kommer inn på østlig side og drenerer ned fra Storvatnet. Åknestinden ligger sør for Littjevatnet, og det går flere tydelige skredløp ned skråningen mot vannet. På østsiden av vannet skråner det opp mot Storvatnet, og dette området består av et stort myrområde. Nord for vannet er det også store mengder myr, og topografien skråner også her oppover mot nord, noe som gjør at Littjevatnet får tilførsel av vann fra disse myrområdene i tillegg til de større bekkene. Med tanke på at det kan ha kommet rasmateriale fra Åknestinden og ned i Littjevatnet er det ikke gunstig å hente opp kjernen helt sør i vannet. Det er også en fordel å holde seg litt unna de stedene der de to bekkene kommer ned i vannet.

Sedimentkjernen (LITJP-213) er en av to kjerner som ble tatt opp av Littjevatnet. Disse har ligget på kjølelageret til institutt for geovitenskap ved UiB fram til høsten 2015 hvor jeg og Pål Ringkjøb Nielsen splittet disse kjernene. Den fineste av disse var LITJP-213, og alle analyser og arbeid er utført på denne kjernen. Kjernen ble tatt opp fra 8 meters dyp 12. April 2013. Kjernetakingen startet 1,5 meter under sedimentoverflaten og er 465,5 cm lang. Kjernen ble delt i 4 deler hvor det var den nederste delen fra 336,5 cm til 465,5 cm som er av interesse for analyse med tanke å forklare deglasiasjonen i området.

LITJP-213 ble hentet opp av en modifisert stempelprøvetaker (piston corer) beregnet for å hente opp lengre uforstyrrede kjerner fra lakustrine og marine sedimentbassenger (Nesje, 1992). Stempelprøvetakeren består av et PVC-rør (diameter på 110 mm) som senkes ned med en sedimentfanger i bunn. Et stempel er festet på en vaier, og dette slippes ned på PVC-røret for deretter å heves det opp til rundt 1,5 meter før det slippes ned på PVC-røret igjen. Dette gjentas flere ganger og vil presse røret nedover i sedimentene. Når røret treffer sedimenter det ikke har mulighet til å trenge gjennom (grunnfjell, blokker, stein osv.) vil en få et dobbeltslag, hvilket var tilfelle med LITJP-213. Når kjernen så skal hentes opp vil vakuum dannet på innsiden av PVC-røret holde sedimentene uforstyrret samtidig som stempelet vil redusere sannsynligheten for omrøring av sedimentene (Nesje, 1992).

3.2 Innsjøparametere

En rekke forskjellige sedimentparametere er benyttet for å gjenspeile breaktivitet, men et enkelt sedimentparameter vil ikke isolert sett kunne fortelle noe om breaktiveten i et området. Dette baseres på at de forskjellige parameterne kan bli påvirket av ulike faktorer som nedbør, berggrunn, breens egenskaper og det lokale terrenget. En lett eroderbar berggrunn vil tilføre en større andel løsmasser ved forvitring og erosjon enn en berggrunn som ikke er lett eroderbar. I studieområdet er det ifølge Henningsen og Tveten (1998) stort sett Andøygranitt, men øverst i Trollbotn og på Norddalsheia er det Mangeritt. Granitt er en hard bergart som forvitrer langsomt (Fossen, 2008) og derfor også er vanskeligere å erodere vekk. Hicks et al. (1990) konkluderte i en studie med at mekanisk forvitring av skifer tilførte litt over halvparten av sedimentene i et sedimentbasseng. Basert på dette kan en antyde at deler av sedimentene i en proglasial eller tidligere proglasial innsjø vil stamme fra ikke-glasiale prosesser som for eksempel mekanisk forvitring. Samtidig vil kaldere temperaturer øke andelen løsmasser produsert av for eksempel frostforvitring. Isbreer vil også ha forskjellig erosiv kraft avhengig av om breen er polar, temperert eller subpolar. En temperert bre vil ikke være frosset fast i berggrunnen og derfor produsere mer løsmasser ved abrasjon og plukking i motsetning til subpolare og polare breer som er helt eller delvis frosset fast i grunnen og dermed ikke har like stor erosiv kraft. Gjennom dette kapittelet vil de forskjellige metodene som er benyttet i analysen av LITJP-213 bli gjennomgått, samt en forklaring på hvordan og hvorfor resultatet fra disse metodene kan indikere tidligere breaktivitet. Det finnes en rekke faktorer som bør være tatt i betraktning før en tar sedimentkjerner fra en proglasial innsjø. Innsjøen bør være stor nok til at mindre sedimentfraksjoner, som silt og leire, får tid til å bli avsatt. Samtidig bør ikke innsjøen være utsatt for skredaktivitet, ettersom dette kan forstyrre stratigrafien til sedimentene, og videre bli en kilde til feil i analysen. Sedimentbassenget bør også være lokalisert i et område hvor smeltevann fra breen har vært tilført gjennom hele den perioden en vil kartlegge (Dahl et al., 2003).

3.2.1 Glødetap

Glødetap er en metode som tradisjonelt sett har blitt benyttet for å kvantifisere mengde organisk og uorganisk karbonat versus minerogent materiale i en prøve. Metoden er mye brukt på sedimenter fra proglasiale og tidligere proglasiale innsjøer for å rekonstruere breaktivitet og klima gjennom holocen (e.g. Bakke et al., 2005b, Paasche et al., 2007).

Glødetapsanalyse er både billig og effektivt, og de fleste sedimentlaboratorier har utsyr for å gjennomføre metoden.

Fremgangsmåte:

Glødetap ble benyttet som metode på LITJP-213 del 4 av 4, og det er tatt prøver ved hver 0,5 cm. Prøvene (1 cm³) er hentet opp med en sprøyte og glødetapsanalysen ble utført basert på artikkelen til Dean (1974) og Heiri et al. (2001). Keramikkdigler ble forhåndsveid før prøvene ble lagt i og diglene veid på nytt. Deretter ble diglene satt i et tørkeskap minst 12 timer før prøvene ble veid på nytt. Etter at prøvene har tørket blir de gradvis varmet opp til 550 °C og glødet i en time. Ovnene blir så kjølt ned til 250 grader og prøvene satt i en eksikator og kjølt ned til romtemperatur. Ved å sette prøvene i en eksikator unngår en at prøvene tar til seg fuktighet mens de kjøler seg ned til romtemperatur (ca. 2 timer).

For å minske sannsynligheten for feilkilder er det viktig at en gjennom analysen er nøyaktig og benytter seg av samme fremgangsmåte på alle prøvene. I denne studien ble analysen gjennomført på laboratoriet på institutt for geovitenskap ved UiB og alle prøvene ble tørket i samme tørkeskap for så å bli brent i samme ovn, en *Nabertherm L9/S*. Hvis prøven blir tilsatt organisk karbon eller er større eller mindre enn 1 cm³ vil dette kunne gi feil verdier. Samtidig kan vekten være feilkalibrert og dermed gi feil vekt.

Heiri et al. (2001) kommer frem med en ligning på hvordan en regner seg frem til glødetapet.

$$LOI_{550} = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) * 100$$

LOI₅₅₀: Glødetapsprosent ved 550 °C

DW₁₀₅: Vekten av tørket prøve (<12 timer)

DW₅₅₀: Vekten av prøven etter gløding på 550 °C

De har også en tilsvarende ligning for gløding på 950 °C. Hver tiende prøve (hver femte cm) ble glødet på 950°C i en time og veid på nytt for å finne karbonatinnholdet.

$$LOI_{950} = ((DW_{550} - DW_{950}) / DW_{550}) * 100$$

LOI₉₅₀: Glødetapsprosent ved 950 °C

DW₅₅₀: Vekten av prøven etter gløding på 550 °C

DW₉₅₀: Vekten av prøven etter gløding på 950 °C

Det var ikke noen variasjoner i utslaget fra karbonatinnholdet og derfor er ikke dette tatt med i oppgaven. Rådataen fra glødetapsanalysen finnes i vedlegg 4.

3.2.2 DBD

DBD (dry bulk density) defineres som vekten til en tørr prøve og måles i gram per kubikkcentimeter. DBD regnes ut ved vekt av tørket prøve delt på prøvens volum. Ifølge Bakke et al. (2005b) gir denne parameteren en indikasjon på hvordan sedimentene er avsatt. DBD vil variere etter hvor mye organisk materiale som finnes i sedimentene, hvor godt sortert sedimentene er, og hvilken rundingsgrad sedimentene har. For eksempel vil dårlig sorterte glasifluviale sedimenter ha en relativt høy DBD-verdi, mens godt sorterte glasifluviale sedimenter vil ha en relativt lav DBD-verdi fordi det her er mer rom for vann, istedenfor leirpartikler, mellom sedimentene. Sedimenter med mye organisk materiale vil ha en lavere DBD-verdi fordi organisk materiale ofte har lav vekt og lav tetthet. Vanninnhold er differansen mellom vekten av våt og tørr prøve og kan knyttes opp mot DBD ved at økt DBD-verdi vil gi lavere vanninnhold, og lavere DBD-verdi vil gi høyere vanninnhold (Bakke et al., 2005b). Forfatterne påpeker at i områder hvor en får glødetapsverdier på under 5 % vil det kunne være nyttig å benytte DBD i tillegg til glødetap fordi DBD har en høyere amplitude i minerogene sedimenter. Bakke et al. (2009) benyttet DBD som metode for å måle mengden glasigene sedimenter som ble avsatt i et vann ved Kråkenes og brukte da DBD som et mål på glasial aktivitet.

3.2.3 XRF

Røntgen fluorescens (X-ray fluorescence) er en analysemetode benyttet for å få en oversikt over hvilke grunnstoff sedimentkjernen består av. Fordelen med XRF-overflateskanner er at en kan analysere sedimentkjerner uten at kjernen blir påvirket eller ødelagt. Prinsippet bak XRF-analysen er at kjernen eksponeres for energi ved hjelp av røntgenstråler. Ifølge Weltje og Tjallingii (2008) vil denne røntgenenergien eksitere elektronene i prøven slik at en får en utstøting av elektroner fra det indre atomskallet, som videre fører til at elektroner fra de ytre atomskallene tar over de ledige plassene i det innerste atomskallet. Dette fører til at en får en overskuddsenergi som avgis som en ekstra røntgenstråle og blir reflektert tilbake til en

detektor. Denne reflekterte fluorescensenergien er spesifikk for forskjellige grunnstoffer og en kan dermed estimere mengden av hvert enkelt grunnstoff. Målingene blir gitt som tellinger per sekund (cps) (Tjallingii et al., 2007).

Ved den konvensjonelle XRF-metoden blir prøver tatt ut av kjernen for så å bli tørket og homogenisert før analysen. Dette blir gjort for å unngå variasjon basert på vanninnhold og forskjellige egenskaper i sedimentene. Ved bruk av den konvensjonelle XRF-metoden tar det lang tid å prosessere dataene før en kan starte på analysen. Ved å benytte en overflateskanner vil analysetiden kunne kortes ned fra uker til timer, men det fører til at en kan få noe unøyaktige målinger, spesielt på lettere elementer. Disse unøyaktige målingene oppstår fordi det ved overflateskanning legges en tynn plastfolie over sedimentoverflaten for å beskytte sensoren på XRF-skanneren. Tjallingii et al. (2007) påpeker at det er viktig at sedimentoverflaten er jevn samtidig som det ikke er noen luftbobler mellom plastfolien og overflaten på kjernen. Den tynne vannfilmen som dannes mellom plastfolien og sedimentoverflaten kan absorbere noe av signalene som reflekteres til XRF-sensoren. Lette grunnstoffer som aluminium (Al) og silisium (Si) har en relativt lav fluorescensstråling og vannfilmen som oppstår kan absorbere deler av denne strålingen og dermed påvirke resultatet. Tyngre grunnstoff som kalium (K), titan (Ti) og jern (Fe) har en sterkere fluorescensstråling, og signalet vil dermed ikke bli absorbert på samme måte som ved de lettere elementene. Målingene av de tyngre grunnstoffene vil derfor være mer nøyaktige ved overflateskanning enn de lettere grunnstoffene (Tjallingii et al., 2007). XRF-analyse ved hjelp av overflateskanning er benyttet i flere arbeider for å rekonstruere bre- og klimahistorie (e.g. Bakke et al., 2009, Orme et al., 2015).

I denne studien blir XRF benyttet som proxy for å forstå deglasiashistorien i feltområdet. Det er tatt utgangspunkt i et utvalg grunnstoffer som kan indikere forskjellige prosesser som har vært aktive under en deglasiasjon. *Ti* er et grunnstoff som forekommer i kontinentale bergarter, og det er ikke et reaktivt grunnstoff. Det vil derfor kunne være mye *Ti* i sedimenter som er vasket ut i en innsjø ved glasifluviale prosesser, noe som ifølge Bakke et al. (2009) kan benyttes som en indikator på hvor mye smeltevann som ble tilført en (tidligere) proglaisal innsjø. *Si* er et annet grunnstoff som det finnes store mengder av i jordskorpen, og vil på samme måte som *Ti* bli tilført sedimentbassenget ved erosjon. Siden det stor tilgang på *Si* og *Ti* i jordskorpen kan disse grunnstoffene benyttes som indikatorer på glasifluviale prosesser, som videre kan benyttes som en indikator på breaktivitet. *Si* kan benyttes som en god

produksjonsindikator for terrigene sedimenter (Rothwell et al., 2006). Aluminium er et vanlig grunnstoff og finnes i mange bergarter ifølge Masterton et al. (2012, s. 3). På bakgrunn av dette blir Al brukt som en indikator på breaktivitet sammen med Ti og Si. *Br* blir i denne studien benyttet som en proxy på sjøsprøyt. Flere studier av sedimenter avsatt i myrer på vestkysten av Grønland (Schofield et al., 2010) og vestkysten av Europa (Orme et al., 2015) argumenterer for at *Br* kan benyttes som indikator på sjøsprøyt. Samtidig argumenterer Thomson et al. (2006) for at *Br* sammen med klor (*Cl*) kan indikere lag med mye organisk materiale.

Fremgangsmåte og resultat

LITJP-213 ble skannet med en Itrax XRF Core Scanner utviklet av Cox Analytical Systems på institutt for geovitenskap ved UiB. XRF-skanneren var utstyrt med et krom-rør. Croudace et al. (2006) argumenterer for at bruk av et slikt røntgenrør vil forsterke eksisteringen av lettere grunnstoff, mens de litt tyngre grunnstoffene vil få et noe svakere signal. Før analysen ble kjernen romtemperert og dekket med en tynn plastfolie for å beskytte sensoren. En sprekk i kjernen ved 365 cm er tettet igjen med sedimenter fra områdene rundt sprekken. Dette kan derfor gi noe upresise data fra 364,5 -365,5 cm. Analysen ble utført med en oppløsning på 500 µm (0,5 mm) og dataene er i etterkant midlet ved hjelp av linær integrasjon til 0,5 cm i dataprogrammet "Analyseries 2.0" (Paillard et al., 1996). Dette ble gjort for lettere å kunne sammenligne XRF-dataene med data fra glødetap og magnetisk susceptibilitet.

3.2.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en av de eldste radiometriske dateringsmetodene som finnes. (Walker, 2005, s. 17.) I dette studiet er det tatt ut seks prøver med terrestriske makrofossiler fra LITJP-213. Disse er sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory og datert ved Accelerator Mass Spectrometry (AMS). For å beregne alder er det tatt utgangspunkt i en halveringstid på 5730 år ±30 år (Godwin, 1962). Ved bruk av AMS blir prøvene sendt gjennom en akselerator hvor en magnet vil skille de forskjellige ionene (^{12}C , ^{13}C og ^{14}C) som gjør det mulig å telle antallet (Stuiver, 1978). Fordelen med AMS er at en ikke trenger større prøver enn 1 mg med organisk karbon for å få et resultat, mens med den gamle metoden der betapartiklene ble talt var det behov for 1-2 gram (Walker, 2005, s. 23).

Det finnes tre typer karbon; ^{12}C , ^{13}C og ^{14}C . Disse blir dannet i atmosfæren der to av de (^{12}C og ^{13}C) er stabile, mens ^{14}C er radioaktiv. Når ^{14}C blir dannet i atmosfæren blir det tatt opp av oksygen og blir til $^{14}\text{CO}_2$. Dette karbondioksidet blir tatt opp i planter gjennom fotosyntesen, og videre tatt opp i dyr som spiser planter. På denne måten vil alle levende organismer få tilført ^{14}C . Så lenge en organisme lever vil den få tilførsel av nye ^{14}C -isotoper og derfor ha en konstant mengde ^{14}C . Når organismen dør vil det ikke lenger bli tilført nye ^{14}C -isotoper og da vil en halveringsprosess av ^{14}C bli satt i gang (Bradley, 1999, s. 51-52; Walker, 2005, s. 18).

Det finnes flere feilkilder ved radiokarbondatering som det er viktig å være bevisst på både når en samler inn data og når en skal analysere data. En vanlig feilkilde er når prøvene blir forurenset av eldre eller yngre karbon. For eksempel vil en 17 000 år gammel prøve som blir tilsatt 1 % moderne karbon få alderen redusert med 600 år. Tilsettes 1 % moderne karbon til en 34 000 år gammel prøve, vil alderen reduseres med 4000 år (Aitken, 1990, s. 85).

Kontaminering med eldre eller yngre karbon kan skje både i felt og på laboratorium. Det er derfor viktig at en ikke henter ut makrofossiler fra områder av kjernen som er forstyrret. Det kan være snakk om røtter som har vokst ned i sedimentlaget som skal dateres, eller makrofossiler som kvister eller større biter med bark som har blitt vasket ned i vannet lenge etter at den «geologiske klokken» har startet. Derfor er det svært viktig at en er nøyaktig når en skal velge ut makrofossiler til datering. Det er i dag kjent at innholdet av ^{14}C i atmosfæren varierer over tid. Dette ble oppdaget av de Vries (1958, sitert i Bradley, 1999, s. 62) som daterte en lang serie med treninger og oppdaget at ^{14}C dateringene og alderen på treningene basert på dendrokronologi varierte. I tillegg til den naturlige variasjonen i ^{14}C , har menneske siden den industrielle revolusjon (de siste 250 årene) tilført store mengder ^{12}C til atmosfæren som har tynnet ut de naturlige ^{14}C -verdiene (Walker, 2005, s. 28). Disse variasjonene i ^{14}C har ført til at en trenger kalibreringskurver for å kunne kalibrere alderene til kalenderår. Et eksempel på en slik kalibreringskurve er kalibreringskurven til Reimer et al. (2013).

Fremgangsmåte

Makrofossiler ble plukket ut av kjernen ved at rundt én cm tynne skiver av LITJP-213 ble tatt ut og siktet ved 250 micron. Deretter ble terrestriske makrofossil identifisert ved hjelp av mikroskop og renses i destillert vann. Prøvene ble tørket i minst 12 timer på 55 °C. For å finne de beste lokaliteter for aldersbestemmelse ble makrofossiler plukket fra overgangene mellom

organiske og minerogene lag i sedimentkjernen. Av de seks prøvene er de fem øverste makrofossiler, mens den nederste prøven (LITJP-213 428,5) var en bulkprøve.

3.2.5 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) kan benyttes som et mål på mengden magnetiske mineraler i en prøve. Magnetitt er et mineral som inneholder mye jern. Dette, og andre mineraler som inneholder mye jern, vil slå ut med høye susceptibilitetsverdier når det blir utsatt for et magnetisk felt (Dearing, 1999, s. 36). Målinger av sedimentkjerner påviser at det er en positiv korrelasjon mellom MS og mengden minerogent materiale (Thompson et al., 1975), og Basert på dette kan MS benyttes som en indikator på økt breaktivitet om tilførsel av minerogent materiale til innsjøen utelukkende øker på bakgrunn av breaktivitet. MS har blitt benyttet som proxy for kartlegging av glacial aktivitet i en mengde studier (Nesje et al., 2000, Nesje et al., 2001, Bakke et al., 2005a, Bakke et al., 2005b, Støren et al., 2008).

Fremgangsmåte og resultat

MS-analysen ble gjennomført på institutt for geovitenskap ved UiB med en MS2E Bartington sensor. Kjernen ble dekket med plastfolie og alle luftlommer mellom folien og kjernen ble fjernet, før analysen ble utført med en oppløsning på 0,2 cm. Kjernen lå ute en formiddag for å få romtemperatur før analysen ble satt i gang. Resultatet er midlet fra 0,2 til 0,5 cm ved lineær integrasjon.

3.3 Presentasjon av data

I dette kapittelet presenteres data fra sedimentanalysen utført på kjerne LITJP-213. Kjernen er totalt 465,5 cm lang, og starter 1,5 meter under sedimentoverflaten. Kjernen er delt inn i 4 kjernedeler og den nederste delen (del 4 av 4) er den som er analysert i denne oppgaven. Kjernedelen er delt inn i 13 enheter, henholdsvis A til M, basert på de fysiske og kjemiske egenskapene til sedimentet. Data presenteres kronologisk etter når de ble avsatt, og fargebeskrivelsen tar utgangspunkt i munsell fargekoder. Analyse av kornstørrelse og lagdeling er utført visuelt gjennom hele arbeidet basert på inndelingen i tabell 2.1. I områder med blandet eller usikre kornstørrelser nevnes kornstørrelsen det finnes mest av først. I områder med mest sand og noe silt vil beskrivelsen være siltig sand. De aktuelle sedimentparametrene vises i figur 3.1.

Enhet A (465,5-459,5 cm)

Bunnen av kjernen består i hovedsak av finere sedimenter som sand og silt, men også noe finkornet grus. Sedimentene har ikke lagdeling og er definert til fargekode «clay 2 4/5BG» i munsell-katalogen. Titan (Ti), silisium (Si) og aluminium (Al) øker kraftig i antall tellinger i starten av enheten, før verdiene for de tre grunnstoffene synker gjennom resten av enheten. Magnetisk suseptibilitet (MS) holder seg stabilt ved $30 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, før verdien synker mot slutten av enheten. Ti, Si og Al når sitt laveste punkt ved slutten av enheten. Brom (Br) starter stabilt ved rundt 50 tellinger per sekund, hvor det gjennom enheten er registrert to perioder med svært lave tellinger på mellom 10 og 20 per sekund. Mellom disse lave tellingene øker andelen noe og den stiger også mot slutten av enheten. Glødetapet holder seg jevnt på rundt 4 % gjennom hele enheten, mens en får en økning i DBD i midten av enheten, før den synker mot slutten av enheten.

Enhet B (459,5-446 cm)

Ved starten av denne enheten ligger Ti, Si og Al på et svært lavt nivå, men utover i enheten øker forekomsten av disse tre grunnstoffene. MS-verdien ligger stabilt med små variasjoner gjennom starten av enheten før den når en topp ved 451,5 cm. Dette skjer samtidig som sedimentinnholdet går over fra å bestå av silt, leire og noe fin sand til et grovere lag med sand og grov silt. Denne enheten inneholder mange tynne horisontale lag med silt. Noen lysere lag består av leire og fin silt. DBD-verdiene varierer noe gjennom laget, men holder et stabilt nivå mellom 1,2 og 1,4 g/cm³. Forekomst av Br ligger også stabilt gjennom denne enheten, med mange små utslag og ingen spesiell trend. Svingningene i Br er noe mindre enn de en kan observere i DBD.

Enhet C (446-437 cm)

I denne enheten observeres tre sandige lag som ligger mellom mindre lag med fin silt og leire. Sedimentene i denne enheten er markant grovere enn i enhet B, og DBD-verdiene i disse lagene er lavere enn i de finere sedimentlagene. Den generelle trenden til DBD er at den stiger noe mot midten av enheten før den synker mot slutten. Det første tydelige grove sandlaget ligger 445 cm ned i kjernen. Dette laget samsvarer med en topp i MS samtidig som en kan se en økning i antall tellinger i Ti, Si og Al. Disse grunnstoffene når en topp mot slutten av det grove sandlaget før verdiene igjen tar til å synke. Det observeres en ny topp i de samme

grunnstoffene ved det andre grove laget, 442 cm ned i kjernen, og et siste sandlag med noe mer silt og leire ved 440 cm.

Enhet D (437-434 cm)

Enheten består av minerogent materiale med en svak lagdeling, og sedimentene består i hovedsak av silt. Tre svært grove gruspartikler observeres ved 432-433 cm, hvor den største gruspartikkelen har en diameter på 3 cm, mens de to andre gruspartiklene som er observert i dette laget har en størrelse på mellom 0,5 og 1 cm. I et lyst lag med leire i starten av enheten er det en markert økning i MS, Fe og Si. Glødetapet øker noe gjennom enheten, men ligger på under 3 % gjennom hele enheten mens DBD-verdiene synker. Ti, Al og Si øker alle i antall tellinger mot midten av enheten før verdien synker mot slutten av enheten. MS-verdiene har et markant dropp fra rundt 30 SI-10⁻⁵ til rundt 5 SI-10⁻⁵ mellom 438 og 435 cm. Si har sin høyeste verdi i kjernen nettopp i denne enheten, med opp mot 2000 tellinger i sekundet ved 438cm.

Enhet E (434-427 cm)

Dette er en enhet med mye minerogent materiale i starten, men som får en noe høyere verdi av organisk materiale mot slutten. Dette er gjenspeilet i glødetapet som har en jevn økning gjennom enheten med en topp på 3,5 %. DBD fortsetter å synke og når en verdi på 0,7 g/cm³ ved slutten av enheten. Br-verdiene fluktuerer gjennom enheten, men har en liten økning mot overgangen til neste enhet. MS, Ti, Al og Si øker kraftig i starten av enheten før de igjen synker mot slutten av enheten når det organiske laget starter. De tre grunnstoffene har i denne enheten relativt like kurver. Br fluktuerer mye gjennom denne enheten og har en noe økende trend.

Enhet F (427-421 cm)

Denne enheten inneholder kompakte minerogene sedimenter i form av silt og noe grov leire. Starten av enheten inneholder et mørkegrått lag med grov silt før det går over i et lysere lag med silt og noe leire. Enheten avsluttes ved et enda lysere lag med fin siltholdig leire. DBD stiger til 1,4 g/cm³ mot midten av enheten. Br har også en merkbar nedgang, men med en liten økning mot midten av enheten, før den igjen synker, for så å stige mot slutten av enheten. Dette skjer samtidig som MS når en topp på rundt 20 SI-10⁻⁵. Ti, Si og Al følger alle samme trend hvor de igjen har stigende verdier. Si stiger raskere enn Ti som har en jevnere stigning.

Al har ikke en like stor økning i starten av enheten og stabiliserer seg mot slutten av enheten. Dette reflekteres også i Si, mens det ikke er så store utslag i Ti.

Enhet G (421-416 cm)

Fra 421 til 414 cm er det en markant nedgang i DBD, MS, Ti, Si og Al, mens glødetapet øker fra starten av enheten og til 8,6 % ved 418 cm. Dette gjenspeiles i kjernen, som får en brunere gråfarge med flere mindre makrofossiler som kan observeres som svarte prikker i overflaten. Glødetapet synker mot slutten av enheten ned til 2,5 %. Sedimentene består mest av silt og noe leire, med de organiske makrofossilene som tynne lag med en brunere farge enn de lagene som består av mer minereogent materiale. DBD synker kraftig i samme område som glødetapet stiger, og det samme gjelder for MS, Fe, Ti og Si. Br øker kraftig inn mot midten av enheten ved 418 cm og følger den stigende trenden fra enhet F. I denne enheten kan en se en tydelig topp i Br ved 418 cm. Etter dette synker verdien ned i overgangen til enhet H.

Enhet H (416-402 cm)

Sedimentene er minerogene med hovedvekt av siltholdig leire. Starten av enheten er lagdelt, og lagene skilles av finere og grovere silt med noe leire. Mørkere lag består av grovere materiale enn de lysere lagene. Glødetapet er lavt gjennom enheten, men øker noe mot slutten. DBD og MS øker noe ved 416 cm, men er stabilt gjennom enheten før DBD synker noe ved 402 cm. Br har små variasjoner gjennom enheten, men verdiene er generelt stabile. MS og Si har en noe økende trend, men synker i inngangen til enhet I. Ti stiger kraftig mot slutten av enheten og når toppen på grensen mellom enhetene H og I, mens Al har en økende trend som synker noe ved 405 cm.

Enhet I (402-391 cm)

Denne enheten starter med et lyst lag med fin silt før en får en overgang til grovere silt med mer organisk materiale. Dette organiske laget er 1,5 cm langt og avsluttes i en sekvens der materialet i kjernen blir grovere. Det kan observeres en linse med grov silt ved 398,5 cm og en som litt mindre tydelig ved 396 cm. Ved 382 cm består sedimentene av grov sand og noen fine gruspartikler på rundt 2 mm, men mellom alle de tre grovere lagene er det finere materiale som fin silt og noe leire. Glødetapet øker kraftig fra rundt 3 % til 7,2 % ved 400 cm dyp før det stabiliserer seg rundt 6,4 % mellom 399 og 398 cm. Deretter synker glødetapet jevnt ned mot 0,5 % mot slutten av enheten. DBD har en motsatt trend der verdiene synker

kraftig ved starten av enheten ned til $0,3 \text{ g/cm}^3$ før verdiene igjen stiger mot slutten av enheten. Br stiger kraftig fra rundt 40 tellinger i sekundet til 133 tellinger i sekundet ved 400 cm, før disse verdiene også synker mot slutten av enheten. Som i enhet G er det også her en markant topp i verdiene til Br. Ti og Al starter en nedgang ved inngangen til enheten, og Al øker noe rundt 395 cm før antall tellinger synker mot slutten av enheten. Ti stiger litt rundt 395 cm før disse verdiene også går ned mot slutten av enheten. MS synker i starten av enheten før den igjen stiger for så å synke mot slutten av enheten. Alle de forskjellige sedimentparameterne stiger helt i slutten av enheten.

Enhet J (391-375,5 cm)

Overgangen fra enhet I til J markeres med at det er en brå overgang fra grovkornet sand til fin silt som består av mye leire. Det er en viss lagdeling med en del tykke lag med en mørk blågrå farge som skilles fra hverandre med noen tynne lyse lag. Mot midten av enheten forsvinner lagdelingen og sedimentene består av mørkblå leire. Det observeres en klar overgang fra denne leiren til mer siltig materiale ved 378,5 cm. Sedimentene går over til en brunere farge fra CLAY 1 5/10G4 til 5Y 4/2. Glødetap og DBD holder et jevnt nivå frem til 378,5 cm hvor glødetapet øker og DBD synker. Br varierer noe, men er stabilt frem til slutten av enheten hvor det stiger noe opp mot 1200 tellinger i sekundet. Ti, Al og Si er stabile frem til 379 cm, hvor disse verdiene synker kraftig. MS ligger stabilt frem til 385,5 cm, der signalet synker kraftig over 1,5 cm før verdiene igjen går tilbake til det samme nivået som det var tidlig i enheten. MS synker også sammen med Ti, Al og Si ved 379 cm.

Enhet K (375,5-351 cm)

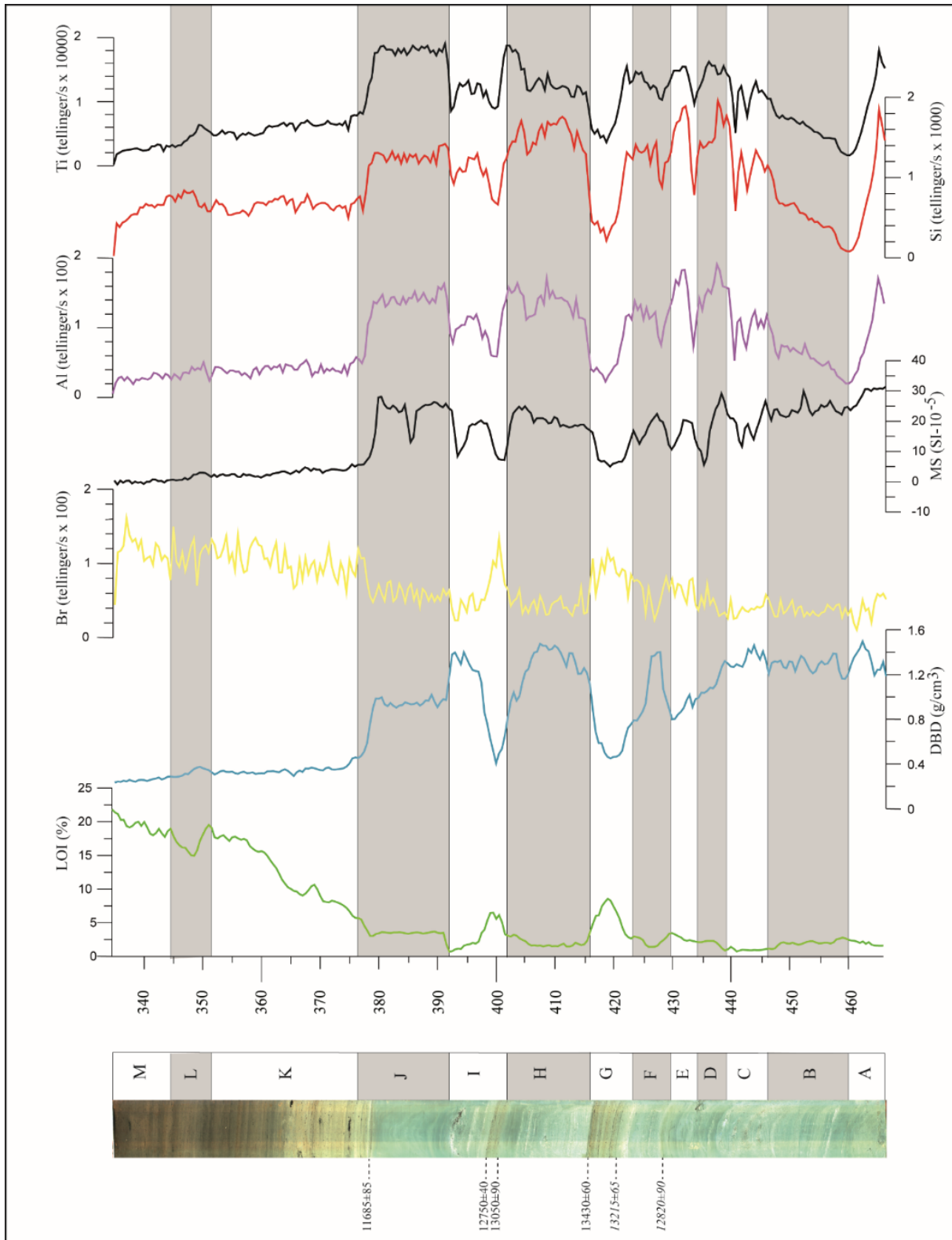
Begynnelsen av enheten består av en blanding av minerogent materiale i form av silt med mye organisk materiale. Ved 362,5 cm øker andelen organisk materiale. Dette kan observeres ved hjelp av fargen på sedimentene som forandrer seg fra en gul brunfarge til en mørkere brunfarge. En kan da se flere lysebrune lag i den siste delen av enheten som består av mye fin silt og noe leire. Kjernen har sprukket opp ved 365 cm, og sprekken, som er ca. 0,5 cm bred, strekker seg over kjernen (kan ikke observeres på bildet ettersom sprekken er tettet igjen for XRF-analysen). DBD og MS er stabile gjennom hele enheten og har svært lave verdier. DBD-verdiene varierer mellom $0,5 \text{ g/cm}^3$ og $0,4 \text{ g/cm}^3$, mens MS ligger stabilt på rundt $24\text{-}25 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Ti, Si og Al synker noe gjennom enheten, men har ingen større utslag eller trender. Br varierer gjennom enheten og har en noe økende trend.

Enhet L (351-344 cm)

Enheten består av et lysere organisk lag som blir reflektert av en nedgang i glødetap mens en får en svak økning i DBD. En tilsvarende økning observeres i Ti og Al, mens Si øker noe rundt 347 cm. MS fortsetter med de stabile verdiene fra enhet K, og Br synker noe ved 346,5 cm for så å stige noe mot slutten av enheten.

Enhet M (344-336,5 cm)

Ti og Si synker jevnt mot slutten uten noen utslag, mens Al er stabil. Br har en stigende trend med en markert økning ved 337,5 før også dette grunnstoffet får synkende verdier. DBD fortsetter å holde seg stabilt, mens glødetapet fortsetter sin økende trend fra enhet L til sin høyeste verdi i kjernen ved over 20 %.



Figur 3.1: Figuren viser en sammenstilling av sedimentparametere og bilde av LITJP-213 4/4. 14C dateringer er angitt i forhold til hvor makrofossiler ble hentet ut. Disse aldrene er i kal. år BP. Dateringer markert med kursiv er ikke tatt med i presentasjonen ettersom de trolig viser for unge aldre.

3.4 Presentasjon av ^{14}C -dateringer

De seks ^{14}C dateringsprøvene fra LITJP-213 ble hentet ut av lag med organisk materiale. Kjernen inneholdt generelt lite organisk materiale i de aktuelle områdene hvor en ønsket å hente ut dateringer fra, men det ble hentet ut nok til å kunne gjennomføre dateringene. Dateringsprøvene ble valgt ut basert på overgangene mellom organiske og minerogene lag, noe som kan observeres i figur 3.1. Det organiske materialet som ble plukket ut av kjernen ble vasket i destillert vann, og terrestriske makrofossiler ble plukket ut for dateringer under mikroskop for å unngå input av akvatisk mose. Dette førte til at prøvene ved 420 og 428,5 cm hadde svært lite karbon (henholdsvis 0,0061 gram og 0,0015 gram). Deretter ble dateringsprøvene tørket ved 50 grader og sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory for datering. ^{14}C dateringene som kom tilbake ble kalibrert til kalenderår i Calib 7.1 (Stuiver et al., 2016) ved bruk av IntCal 13 (Reimer et al., 2013). Fordi mengden ^{14}C i atmosfæren varierer gjennom tid, vil det føre til at det oppstår såkalte platåer i kalibreringskurven (Bradley, 1999). Dette gjør at prøver som havner innenfor et slikt platå vil ha en mye større usikkerhet i alder enn prøver som ligger utenfor. Ved kalibrering fra ^{14}C til kalenderår kom alle dateringene ut med ett og to standardavvik. Tabell 3.1 viser en oversikt over de forskjellige dateringene med ^{14}C alder og kalibrerte alder med ett og to standardavvik, men i diskusjonen vil denne studien gå ut fra 1 standardavvik. Prøve 378,5 havner innenfor et platå hvor tre punkter treffer kalibreringskurven ved 1 standardavvik. Sannsynligheten for at kalibreringen treffer innenfor riktig skjæringspunkt er henholdsvis 0,09, 0,24 og 0,68. Prøve 398,5, 400 og 420 ligger innenfor kun ett skjæringspunkt, og disse prøvene har derfor en sannsynlighet på 1. Prøve 416 treffer derimot innenfor to skjæringspunkt, hvor sannsynligheten er på 0,06 og 0,94. Prøve 420 og 428,5 viser yngre dateringer enn prøve 416. Dette kan ha skjedd som en følge av at sedimentene er blitt forstyrret, enten da kjernen ble hentet opp, ved transport eller ved uthenting av organisk materiale. Sedimentene kan også ha blitt forstyrret av rasmateriale som har blitt tilført sedimentbassenget etter at det organiske materiale har blitt avsatt. Disse prøvene er tatt med i tabell 3.1 og figur 3.1 (vist i kursiv) men er ikke inkludert i analysen av sedimentkjernen. Alle kalibreringskurvene og data fra kalibreringen av ^{14}C -dateringene er lagt ved i vedlegg 6.

Tabell 3.1: Oversikt over 14C dateringer og kalibrerte kalenderår. Relativ sannsynlighet tar i denne tabellen utgangspunkt i 1 standardavvik.

kjerne	dyp (cm)	Lab nr.	type prøve	14C alder BP	kal. Yr BP $\pm 2\sigma$	kal. Yr BP $\pm 1\sigma$	Relativ sannsynlighet
LITJP-213	378.5	Poz-79101	terrestrisk makrofossiler	10080 ± 50	11610 ± 220	11685 ± 85	0.68
LITJP-213	398.5	Poz-79102	terrestrisk makrofossiler	10880 ± 60	12785 ± 105	12750 ± 40	1
LITJP-213	400	Poz-79103	terrestrisk makrofossiler	11180 ± 80	13010 ± 190	13050 ± 90	1
LITJP-213	416	Poz-79104	terrestrisk makrofossiler	11610 ± 60	13435 ± 125	13430 ± 60	0.94
LITJP-213	420	Poz-79105	terrestrisk makrofossiler	11380 ± 60	13215 ± 125	13215 ± 65	1
LITJP-213	428.5	Poz-79086	terrestrisk makrofossiler	10950 ± 90	12860 ± 160	12820 ± 90	1

3.5 Tolkning av LITJP-213

3.5.1 Korrelasjonsanalyse av sedimentparameterne

I denne studien er det benyttet flere forskjellige sedimentparametere for å forstå hvordan innlandsisen og de lokale breene i studieområdet har variert og avsatt sedimenter i Littjevatnet. For å få en oversikt over hvor godt de ulike parameterne varierer mot hverandre er det utført en korrelasjonsanalyse (se tabell. 3.2). Denne analysen er utført på datamaterialet etter at det er midlet til en oppløsning på 0,5 cm. Analysen er utført med hjelp av analyseverktøyet i Microsoft Excel og korrelasjonskoeffisienten (r) går fra 1 til -1 hvor 0 er ingen korrelasjon, 1 er perfekt positiv korrelasjon og -1 perfekt negativ korrelasjon. Dette medfører at to datasett som varierer likt vil ha en positiv verdi opp mot 1, mens to datasett som varierer i motsatt retning vil ha en negativ verdi mot -1.

DBD og MS ble benyttet av Bakke et al. (2009) som indikatorer på breaktivitet, og i en studie fra 2010 inkluderte Bakke et al. Ti, Si, Al, og Fe (jern) som indikatorer på breaktivitet i tillegg til DBD og MS. Ti korrelerer svært bra med Si, Al og Fe med r -verdier på henholdsvis 0,85, 0,94 og 0,71, mens det korrelerer ganske godt med DBD ($r=0,48$) og MS ($r=0,58$). DBD og MS korrelerer også veldig bra med en r -verdi på 0,88. I sammenstillingen av sedimentparametre (figur 3.1) er ikke Fe tatt med ettersom dette parameteret har en nesten perfekt positiv korrelasjon med Ti ($r=0,96$) og Si ($r=0,71$), men dette parameteret er med på å indikere hvordan breaktiviteten har vært. Glødetap er en proxy som viser hvor mye organisk materiale det er i sedimentene, og ofte benyttet som en invers proxy på andelen minerogent materiale av blant annet Rubensdotter og Rosqvist (2009). Glødetap og DBD korrelerer

negativt med en r-verdi på -0,87. Videre kan det observeres at glødetapet korrelerer negativt med Si ($r = -0,51$), litt bedre med Ti ($r = -0,64$), og har den høyeste negative korrelasjonen med Al hvor r-verdien ligger på -0,68. Br vil ifølge Croudace et al. (2006) ha høye verdier i organiske sedimenter, og dette vises med en r-verdi på 0,83 mellom glødetap og Br.

Tabell 3.2: korrelasjonstabell over aktuelle sedimentparametre fra LITJP-213.

	Si	Al	Cl	K	Ca	Ti	Fe	Br	Rb	Sr	Zr	MS	LOI%	DBD	VI%
Si	1.00														
Al	0.94	1.00													
Cl	0.20	0.20	1.00												
K	0.93	0.98	0.20	1.00											
Ca	0.91	0.84	0.19	0.87	1.00										
Ti	0.85	0.94	0.21	0.96	0.72	1.00									
Fe	0.71	0.84	0.19	0.87	0.54	0.96	1.00								
Br	-0.40	-0.56	-0.01	-0.56	-0.52	-0.46	-0.34	1.00							
Rb	0.51	0.74	0.12	0.74	0.47	0.76	0.76	-0.71	1.00						
Sr	0.48	0.49	0.06	0.52	0.73	0.32	0.12	-0.70	0.43	1.00					
Zr	0.49	0.48	0.07	0.51	0.75	0.31	0.11	-0.66	0.35	0.93	1.00				
MS	0.45	0.65	0.08	0.62	0.49	0.58	0.51	-0.81	0.84	0.62	0.55	1.00			
LOI%	-0.51	-0.68	-0.06	-0.71	-0.60	-0.64	-0.57	0.83	-0.87	-0.71	-0.63	-0.83	1.00		
DBD	0.47	0.61	0.07	0.61	0.62	0.48	0.34	-0.88	0.73	0.83	0.78	0.88	-0.87	1.00	
VI%	-0.40	-0.57	-0.07	-0.59	-0.51	-0.53	-0.47	0.73	-0.75	-0.64	-0.57	-0.73	0.81	-0.77	1.00

Enhet A (465,5-459,5 cm)

På grunn av mangel på lagdeling og den kompakte sedimentasjonen med mye sand, silt og noe fin grus, i tillegg til høye DBD-verdier, tolkes denne enheten til å være avsatt relativt hurtig. Glødetapet har lave verdier og MS ligger stabilt på høye verdier, noe som indikerer at det trolig var en aktiv bre i dreneringsfeltet da denne enheten ble avsatt. Verdiene på Ti, Si og Al, som synker kraftig i denne enheten, tolkes til å være et «end of core»-signal hvor disse dataene er misvisende, og det er av den grunn ikke tolket noe ut av disse signalene.

Enhet B (459,5-446 cm)

Lagdelingen i sedimentene som fortsatt består av mye silt og sand sammen med en økning i grunnstoffene Ti, Si og Al, tolkes til en noe roligere, men fortsatt aktiv sedimentering fra isbreer i dreneringsfeltet. At det i denne enheten er observert lagdeling med forskjellig kornstørrelse kan tyde på at breelver og andre elver som føres ned i sedimentbassenget har hatt varierende transportevne gjennom enheten. MS-signalet synker noe gjennom enheten,

men sammen med DBD-signalet indikerer også disse proxyene at det har vært aktive breer under denne perioden.

Enhet C (446-437 cm)

I denne enheten er det observert tre større lag med sand som ligger mellom lag med fin silt og leire. Disse sandlagene, som er observert ved 445 cm, 442 cm og 440 cm ned i kjernen, tolkes til å være avsatt under perioder hvor breer har vært mer aktiv og dermed ført til en økt transportevne i breelvene. De finere sedimentlagene mellom sandlagene tolkes til å være avsatt i roligere perioder med tanke på breaktivitet, men ettersom glødetapsprosenten holder seg jevnt på lave verdier rundt 1 %, tolkes det til at det var lite organisk produksjon i dreneringsfeltet gjennom enheten. Dette baseres også på variasjoner i MS som samsvarer med en topp i Ti og økende verdier i Si og Al. DBD har også en økende trend med en topp midt i enheten som er med på å bygge opp under tolkningen om relativt aktive breer gjennom enheten.

Enhet D (437-434 cm)

Sedimentene i denne enheten består i hovedsak av minerogent materiale, men gjennom analyse av sedimentparametrene kan en observere en økning i organisk materiale. Denne økningen er tolket på bakgrunn av synkende DBD-verdier, mens glødetapet stiger noe, som sammen med Br tyder på at det er en økende organisk produksjon gjennom denne enheten. Ti, Si, Al og MS stiger kraftig i overgangen mellom enhet C og enhet D, og tolkes til å henge sammen med andelen minerogent materiale. DBD synker gjennom enheten som en følge av større gruspartikler i overgangen til enhet E. De grovere gruspartiklene (432-433 cm ned i kjernen) som er godt kantet, tolkes til å stamme fra rasmateriale fra Åknestinden. Dette er basert på sedimentenes rundingsgrad og størrelse i forhold til resterende sediment i enheten. Disse grovere gruspartiklene kan også stamme fra en flomhendelse, men tolkes til å være rasmateriale basert på rundingsgraden.

Enhet E (434-427 cm)

Gjennom denne enheten kommer den første perioden hvor det gjennom analyse av sedimentene er tegn på organisk produksjon. Det organiske laget overgangen mellom enhet E og F, som kan observeres som et lysebrunt lag bestående av sand og silt, kan sees igjen i sedimentanalysen med økende glødetapsverdier og lavere verdier på DBD, Ti, Si og Al. Før

det organiske laget har det trolig vært en økt aktivitet i breelver ned mot sedimentbassenget, ettersom en har en topp i Ti, Si, Al og MS.

Enhet F (427-421 cm)

Overgangen fra enhet E er slutten på perioden med organisk produktivitet, og kan observeres med nedgang i glødetapet og Br sammen med den kraftige økningen i DBD. De andre indikatorene på breaktivitet (MS, Ti, Si og Al) viser også her en økning mot slutten av enheten og indikerer økt breaktivitet.

Enhet G (421-416 cm)

Enheden viser en periode med høy organisk produksjon. Dette kan observeres både visuelt, men også basert på den negative korrelasjonen mellom DBD og glødetap samtidig som MS og grunnstoffene har en kraftig nedgang. Den økende trenden til Br tolkes til å være en følge av at det i denne perioden er fritt for sesongmessig sjøis i havet utenfor feltområdet. Br-verdiene gjenspeiles i verdiene til glødetapet som stiger samtidig som Br. Dette baseres på økningen i glødetap, og kan observeres igjen i kjernen ved flere makrofossilier og en brunere farge på sedimentene. En datering ved 416 cm gir en alder på 13430 ± 60 kal. år BP som plasserer avslutningen av dette organiske laget i tidlig allerød.

Enhet H (416-402 cm)

I denne sekvensen er det også lite organisk produksjon som gjenspeiles i glødetapsverdien. Si, Ti, MS og Al øker kraftig i overgangen fra enhet G og holder seg stabilt høye gjennom enhet H. Mot slutten av enheten er det en viss variasjon i verdiene av disse grunnstoffene, noe som gjenspeiles i lagdeling mellom silt og silholdig leire. DBD har en økning mot midten av enheten før verdien synker mot overgangen til enhet I. Dette tolkes til å være i samsvar med det organiske laget som kan observeres i enhet I.

Enhet I (402-391 cm)

Br og glødetap øker igjen som en følge av økt organisk produksjon i starten av enheten. To dateringer fra henholdsvis 400 og 398.5 cm er kalibrert til 13050 ± 90 kal. år BP og 12750 ± 40 kal. år BP. Disse aldrene indikerer at det organiske laget stammer fra sein allerød, samt overgangen fra allerød til yngre dryas. Ved 398.5 cm blir sedimentene i enheten grovere og består av grov silt. Flere linser med grov silt og en stor linse med fin grus tolkes til å være avsatt av en eller flere flomhendelser. Den kraftige økningen i Br er tolket til å indikerer at det

i denne perioden var tilsvarende forhold som gjennom enhet G, at det var fritt for sesongmessig sjøis i fjorden utenfor studieområdet.

Enhet J (391-375,5 cm)

Datering 378.5 er tatt ved slutten av denne enheten og er kalibrert til 11685 ± 85 kal. år BP, noe som tilsier at de organiske sedimentene stammer fra tidlig preboreal. Dette tolkes til at de minerogene sedimentene som er observert under dette organiske laget er avsatt under slutten av yngre dryas. Ti, Si, Al og MS viser stabilt høye nivå og indikerer at det under yngre dryas var lokalglasiasjon i studieområdet. Fordi sedimentene i hovedsak består av leire og noe silt uten lagdeling, tyder det på at det har vært relativt liten aktivitet i breelvene under denne perioden.

Enhet K (375,5-351 cm)

Glødetap og Br øker gjennom enheten. Det tolkes som indikatorer på at det er mer organisk produksjon. Fargen på sedimentene i kjernen går fra å være lysebrun til en mørkere brunfarge noe som tolkes til at det er en mindre tilføring av sedimenter fra breer i dreneringsfeltet. MS, Ti, Si, Al og DBD har alle lave verdier og synker noe gjennom enheten uten store variasjoner.

Enhet L (351-344 cm)

I denne enheten er det et lysere felt i kjernen rundt 346 cm. Det indikerer en økt tilgang på minerogent materiale, noe som gjenspeiles i en nedgang i glødetapet og en liten økning i DBD. De andre proxyene på økt minerogent materiale er også med på å indikere at innputt fra lokale breer er større gjennom denne enheten.

Enhet M (344-336,5 cm)

Denne enheten inneholder lite minerogene sedimenter og mye organisk materiale. Det er i denne enheten observert høyt utslag i glødetap og MS, DBD, Ti, Si og Al har alle lave verdier og ingen variasjon gjennom enheten. Dette tolkes derfor til at det var lite eller ingen breaktivitet i dreneringsfeltet gjennom denne enheten.

3.6 Oppsummering

De fysiske sedimentparametrene er sammenlignet med den kjemiske sammensetningen i sedimentkjernen LITJP-213 for å få en forståelse av avsetningsforholdene i Littjevatnet gjennom deglasiasjonen. Glødetap er benyttet som en proxy på organisk produksjon og som en invers proxy på minerogent materiale. MS, DBD, Ti, Si og Al er benyttet som indikatorer på økt breaktivitet, mens Br blir brukt som indikator på sesongmessig åpent hav og stormhendelser i feltområdet. ^{14}C dateringer har gitt en kronologisk oversikt fra tidlig allerød til avslutningen av yngre dryas. Dobbeltlaget som ble registrert ved kjernetakingen tolkes til at en har fått med sedimenter fra hele sedimentasjonshistorien.

- Etersom vannet er demmet opp av en morenerygg avsatt fra innlandsisen tolkes vannet til å stamme fra perioden hvor innlandsisen dannet denne moreneryggen, og videre at alle sedimentene stammer fra tiden etter denne hendelsen. Fordi det er en relativt liten andel sedimenter, bare 49,5 cm fra dateringen for tidlig allerød (416 cm - 13430 ± 60 kal. år BP) tolkes disse sedimentene til å stamme fra lokalglasiasjon. Dette betyr at innlandsisen som beveget seg opp i studieområdet ikke avsatte noe annet enn moreneryggen under dette trinnet. I løpet av denne perioden har det vært minst ett ras som har fraktet større gruspartikler og trolig større løsmasser ut i sedimentbassenget. Dette baseres på de grove gruspartiklene som er observert ved 432-433 cm.
- En økt glasial innfluks mellom det organiske laget datert til tidlig allerød og det organiske laget datert til sen allerød tolkes til å være perioden «midt allerød cooling», som var en kaldere periode under allerød.
- Inngangen til yngre dryas bestod av en periode med økt glasial aktivitet og dermed en større tilstrømming av grovere sedimenter. Utover i yngre dryas var tilførselen av sedimenter mer stabil og bestod av leire og noe fin silt.
- Dateringen ved 378.5 cm gir en alder på 11685 ± 85 kal. år BP og tolkes til avslutningen på yngre dryas i studieområdet. Etter dette ble det avsatt stadig mindre minerogene sedimenter i Littjevatnet og breene har trolig avsatt sedimenter i Storvatnet og kanskje Durmålsvatnet.

4 Diskusjon

I dette kapittelet blir deglasiasjonsforløpet på sørvestlige Andøya diskutert på bakgrunn av den kvartærgeologiske kartleggingen av studieområdet, og analysene fra sedimentkjernen LITJP-213. Samtidig vil det i diskusjonen bli tatt opp observasjoner og tolkninger fra Lysne (2016), som har utført en kvartærgeologisk kartlegging på Bømyra. Dette for å forstå det store bildet i deglasiasjonshistorien. For ordens skyld blir dalen i studieområdet i dette kapittelet referert til som Åknesdalen, selv om den til vanlig ikke har noe navn.

4.1 Det regionale isdekket

Det skandinaviske isdekket som strakk seg ut til Eggakanten under de store nedisingene hadde trolig en lav vertikal utstrekning gjennom sen weichsel. Dette førte til at store deler av fjelltoppene på nordlige Andøya var isfrie (nunataker), mens en fjordbre dekket den dype Andfjorden (Vorren og Plassen, 2002). En tilsvarende fjordbre dekket Gavlfjorden på vestsiden av Andøya. Ismasser ble presset opp i sidedalene på Andøya som topografisk styrte lober. De to isstrømmene i Gavlfjorden og Andfjorden ble presset mot hverandre over Bømyra nord for studieområdet, og flere glasiale avsetninger i studieområdet og på Bømyra er tolket til å være avsatt under innlandsisens maksimum utbredelse i sen weichsel (LGM).

4.1.1 Nøssøyra

Moreneryggen ved Nøssøyra tolkes til å være avsatt som en randmorene av to isstrømmer, fra henholdsvis Gavlfjorden og Tranesvågen. Dette trinnet i glasiasjonen er basert på kvartærgeologisk kartlegging og tolkes til å være del av et tidlig stadium i deglasiasjonen (se figur 4.1). Ismassen fra Gavlfjorden har trolig vært større og hatt mer kraft enn ismassen fra Tranesvågen da disse to konfluerte over Bømyra.

Det er ifølge Lysne (2016) ingen klare spor etter innlandsisen på Bømyra ved dette trinnet, men i tre botner nord for Ramnskogheia argumenterer han for at innlandsisen og lokale botnbreer har konfluert. Samtidig kan et trinn i topografien ved inngangen til Kobbedalen tolkes til å være dannet når isdekket nådde Nøssøyra, men heller ikke dette kan sies med sikkerhet. I studieområdet er det i tillegg til ryggformen ved Nøkkeltjønna kun en liten smeltevannskanal ved foten av Semsheia som tolkes til å være spor etter innlandsisen i

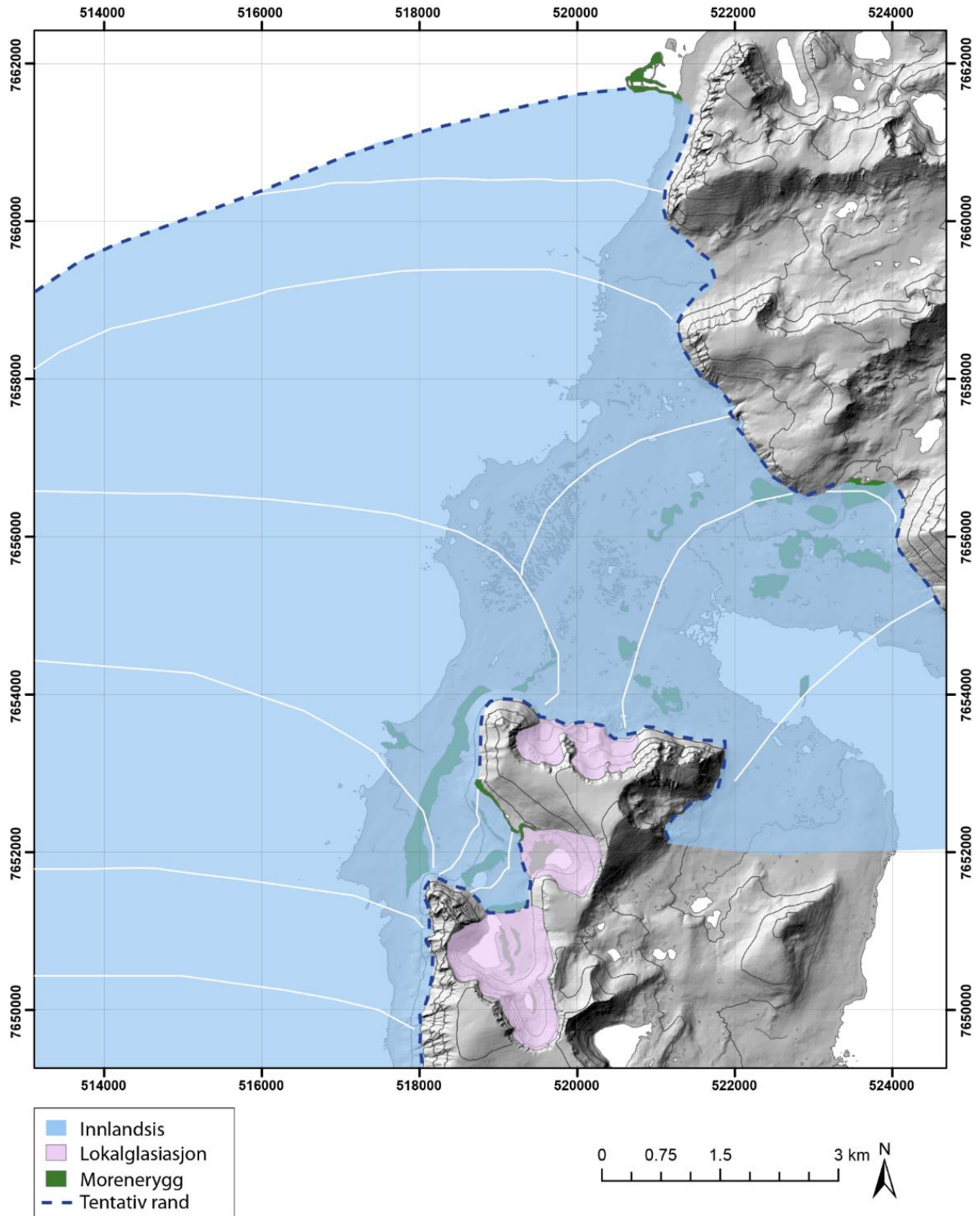
studieområdet. At det ikke er observert en randmorene eller andre glasiale avsetningsformer etter denne ismassen, kan indikere at det har eksistert en eller flere lokale botnbreer i dalen. Smeltevannskanalen som ligger vest for Semsheia ligger på 172 moh. og er sannsynligvis dannet som følge av at smeltevann fra en lokal botnbre fra Storbotn og Trollbotn har drenert lateralt mellom innlandsisen og Durmålsbreen (figur 4.2). Dette smeltevannet har deretter trolig drenert lateralt langs sidemorenen ved Nøkkeltjønnna, noe som kan forklare hvorfor denne moreneryggen flere steder varierer mellom å ha ryggform og terrasseform. På bakgrunn av lokale botnbreer, og en innlandsis som ikke lå over toppene i feltområdet, ble løsmasser foran breen avsatt som en midtmorene som gjennom senere fremrykk for lokalglasiasjonen er redistribuert. Eventuelle avsetninger fra isdekkene under dette trinnet vil trolig bare ligge igjen i dalsidene, som ved Nøkkeltjønnna. Frem mot i dag er slike avsetninger dekket og redistribuert av skråningsprosesser, noe som gjør det vanskelig å observere eventuelle ryggformede randmorener.

Ryggformen ved Nøkkeltjønnna, med sitt høyeste punkt på 180 moh., og smeltevannskanalen ved 172 moh. ved Semsheia, er de eneste sporene av nyere glasial historie. En studie av Nesje et al. (2007) indikerte at innlandsisen i området fra Andøya (nordlig Nordland) i vest, til Skånland (sørlige Troms) i øst, hadde en lav overflategradient. Basert på forvitringsgrenser, autoktone blokkhav og ^{10}Be eksponeringsdateringer, kom en fram til at innlandsisen under LGM i dette området hadde en gjennomsnittlig overflategradient på 9,5 m/km. Avstanden fra avsetningene ved Nøssøyra til laveste punkt på moreneryggen ved Nøkkeltjønnna er rundt 9 km. Hvis en benytter teorien til Nesje et al. (2007) vil innlandsisen i Gavlfjorden være rundt 85 meter høy ved inngangen til Åknesdalen under LGM. Etersom det ikke er noen spor av innlandsisen utenfor dalen, og ismassene ble topografisk presset opp i dalen, blir rekonstruksjonen svært tentativ. Hvis denne rekonstruksjonen stemmer vil ismassene ha blitt presset opp dalen til rundt 180 moh.

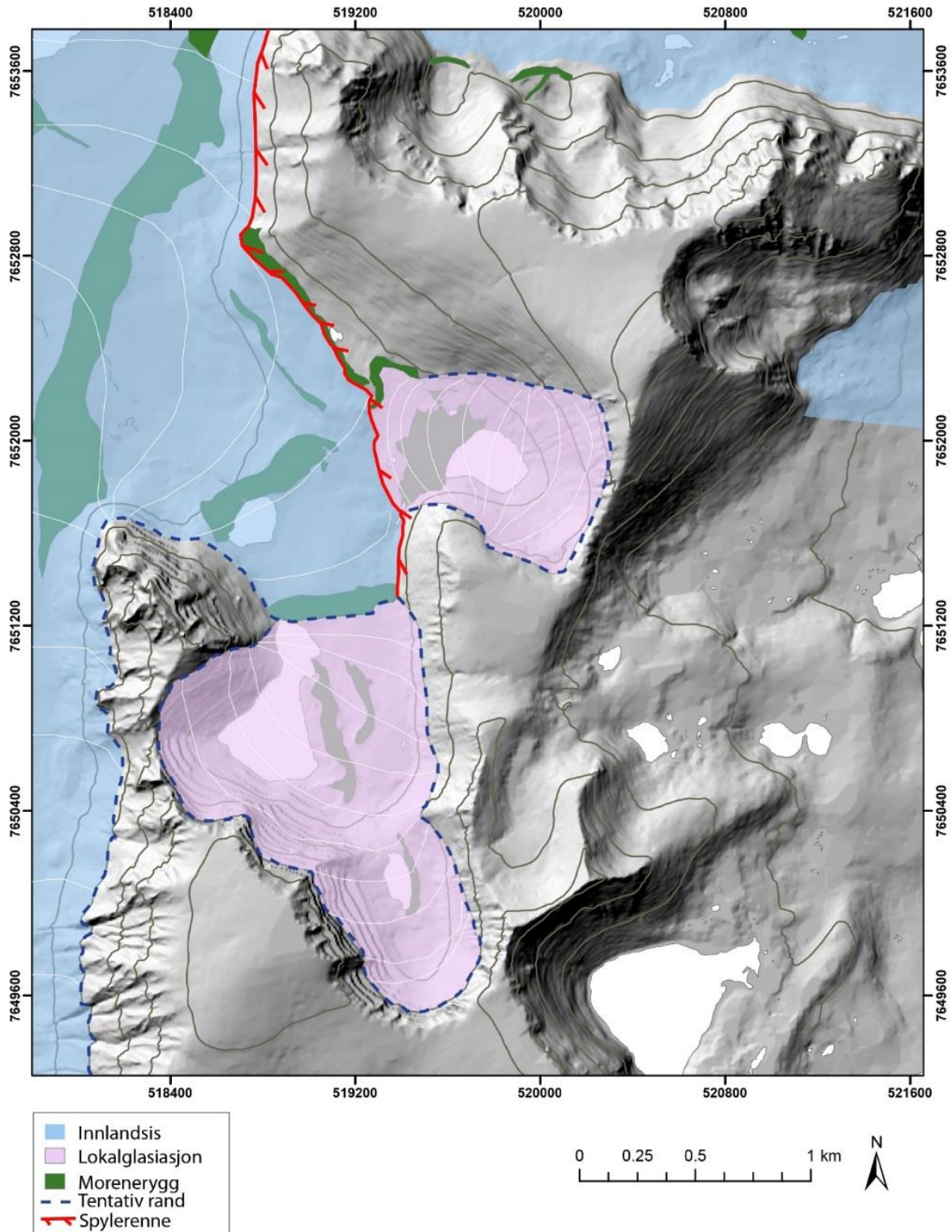
På Ramnskogheia og Melakollen er det observert blokker ved to forskjellige lokaliteter som ligger høyere enn 180 moh. Blokkene på Melakollen (372 moh.) er delvis rundet men de er ikke særlig forvitret. Disse blokkene tolkes til å være stedege blokker som er blitt dannet ved frostforvitring av berggrunnen, for så å være utsatt for vinderosjon over tid. Dette støttes opp av at det i området rundt blokkene er lite løsmasser og vegetasjon, så løsmassene som blir erodert av blokkene blir fraktet videre av vinden. Samtidig er store deler av Ramnskogheia dekket av forvitringmateriale. Blokken på 291 moh. (lokalitet 4) er noe mer kantet enn

blokkene på Melakollen, noe som kan indikere at den ikke er en flyttblokk. At blokken hviler oppå mindre blokker indikerer derimot at blokken er avsatt av en ismasse, men dette kan også tolkes til at blokken er fraktet nedover skråningen oppå eller inni snømasser. Hvis det er tilfelle kan den ha blitt plassert oppå disse mindre blokkene når snøen har smeltet bort. Et slikt tilfelle er observert på Finse, der en blokk ble fraktet flere meter nedover en skråning over noen år med ekstremt mye snø (Svein Olaf Dahl, pers. komm.). Fordi det ikke er observert landformer eller erosjonsformer av nyere glacial historie som ligger topografisk høyere enn moreneryggen ved Nøkkeltjønnna (180 moh.), tolkes disse blokkene ved lokalitet 4 og lokalitet 5 til å enten være avsatt av en tidligere innlandsis, eller være stedeagne og dannet av frost-/nivasjonsprosesser. Dette støttes også opp av flere studier som ikke har observert nyere glasiiale avsetninger høyere enn rundt 200-250 moh. på nordlige Andøya (Nesje et al., 2007, Vorren et al., 2015). Om disse er flyttblokker avsatt av en tidligere innlandsis, eller et resultat av forvitring, har ikke vært mulig å finne ut av basert på observasjoner i denne studien, men de er tolket til ikke å være avsatt av innlandsisen som demmet opp Nøkkeltjønnna under sen weichsel.

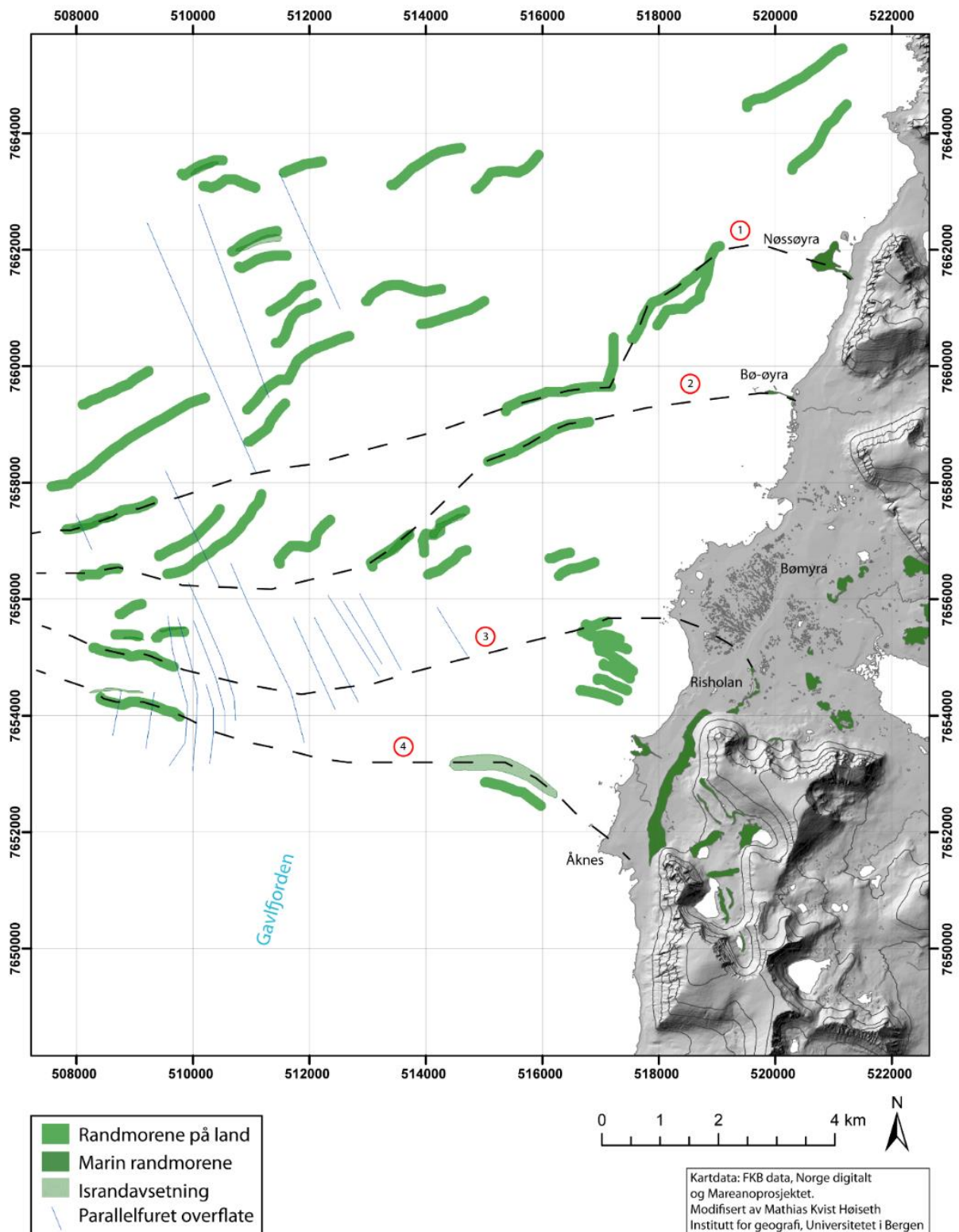
MAREANO-prosjektet har kartlagt sjøbunnen i Gavlfjorden og tolket flere undersjøiske ryggformer til å være randmorener. Kart fra MAREANO-prosjektet er satt sammen med data fra denne studien, og basert på dette er det satt opp noen tentative fronter for ismassene i Gavlfjorden gjennom deglasiasjonen fra sen weichsel. Det er umulig å si med sikkerhet når de forskjellige marine randmorenene er dannet, og flere av disse er trolig dannet av tidligere isdekker gjennom tidligere perioder av weichsel, og noen kanskje enda tidligere. Som en kan se i figur 4.3 er den tentative randen fra Nøssøyra (linje 1) buet ned mot sør langs en morenerygg før den tentative randen buer av mot vest. Isstrømmen fra Tranesvågen har konfluert med isstrømmen fra Gavlfjorden, noe som har ført til at isstrømmen fra Tranesvågen har blitt presset opp mot Nøssøyra, mens innlandsisen fra Galvfjorden da har blitt presset noe mot vest og lagt midt i fjorden. Linje 1 er derfor trukket over moreneryggene, noe som støtter opp om denne hypotesen, og alle morenerygger nord for linje 1 er dermed tolket til å være eldre enn Nøssøyra-trinnet.



Figur 4.1: Tentativ modell over ismassene under LGM. Blått felt viser innlandsisen, mens rosa felt viser tentativt dekke for lokalglasiasjon. Randmorenen ved Nøssøyra er mørk grønn, mens senere randmorener er dekket av isdekket. Kotene på innlandsisen indikerer at ismassen er flat og under likevektslinjen. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).



Figur 4.2: Tentativ modell over lokalglasiasjonen i studieområdet under LGM. Blå stiplet linje viser tentativ rand, mens aktive spylereener er markert med rød linje. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).



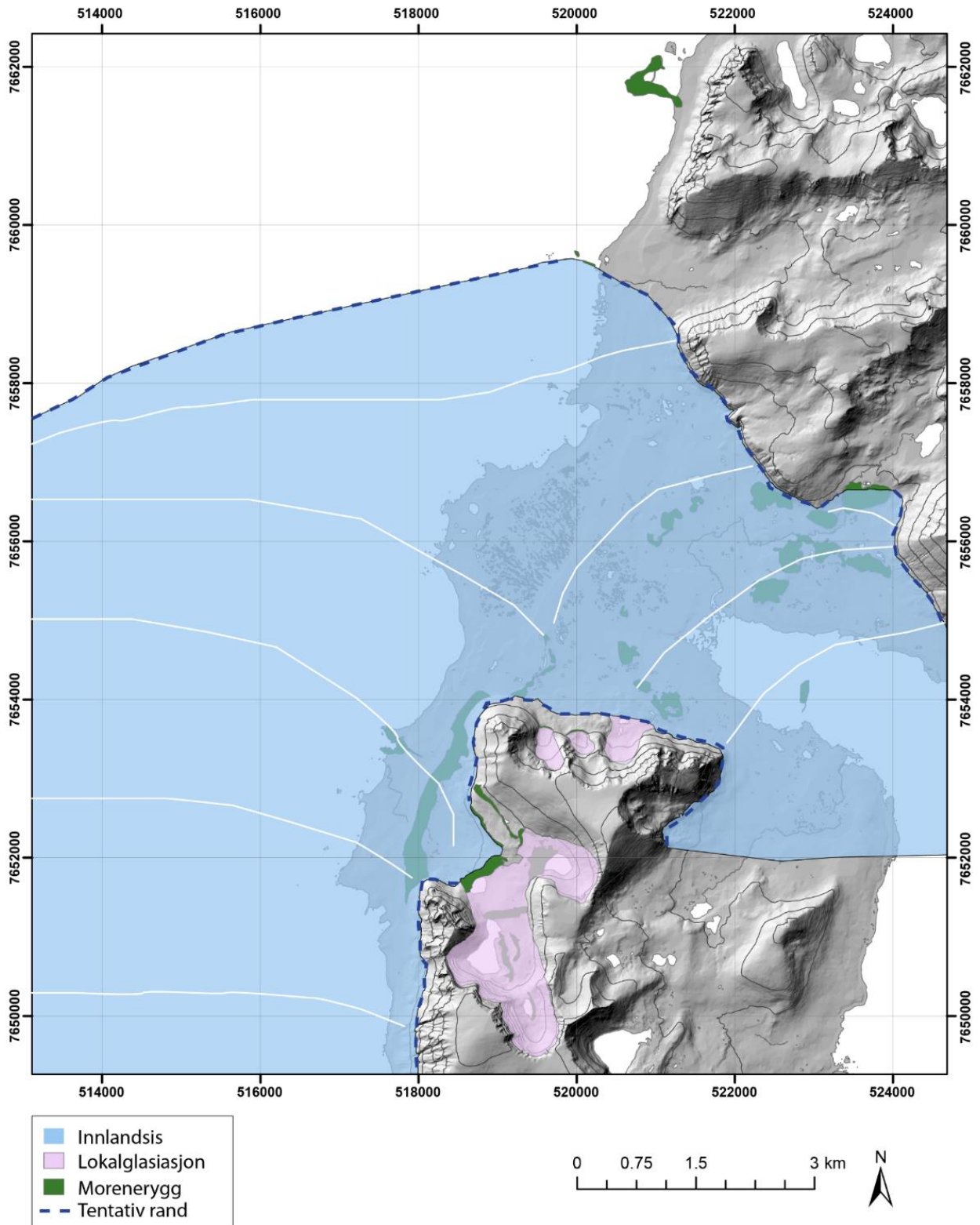
Figur 4.3: Oversiktskart over submarine randmorener og israndavsetninger i Gavlfjorden satt sammen med observasjoner fra Lysne (2016) og denne studien. Det er ingen dateringer som kan indikere alder på dette morenesystemet, så derfor blir alle trinn tentative. Kartgrunnlag hentet fra MAREANO (2016) og NorgeDigitalt (2015), modifisert av Høiseith.

4.1.2 Bø-øyra

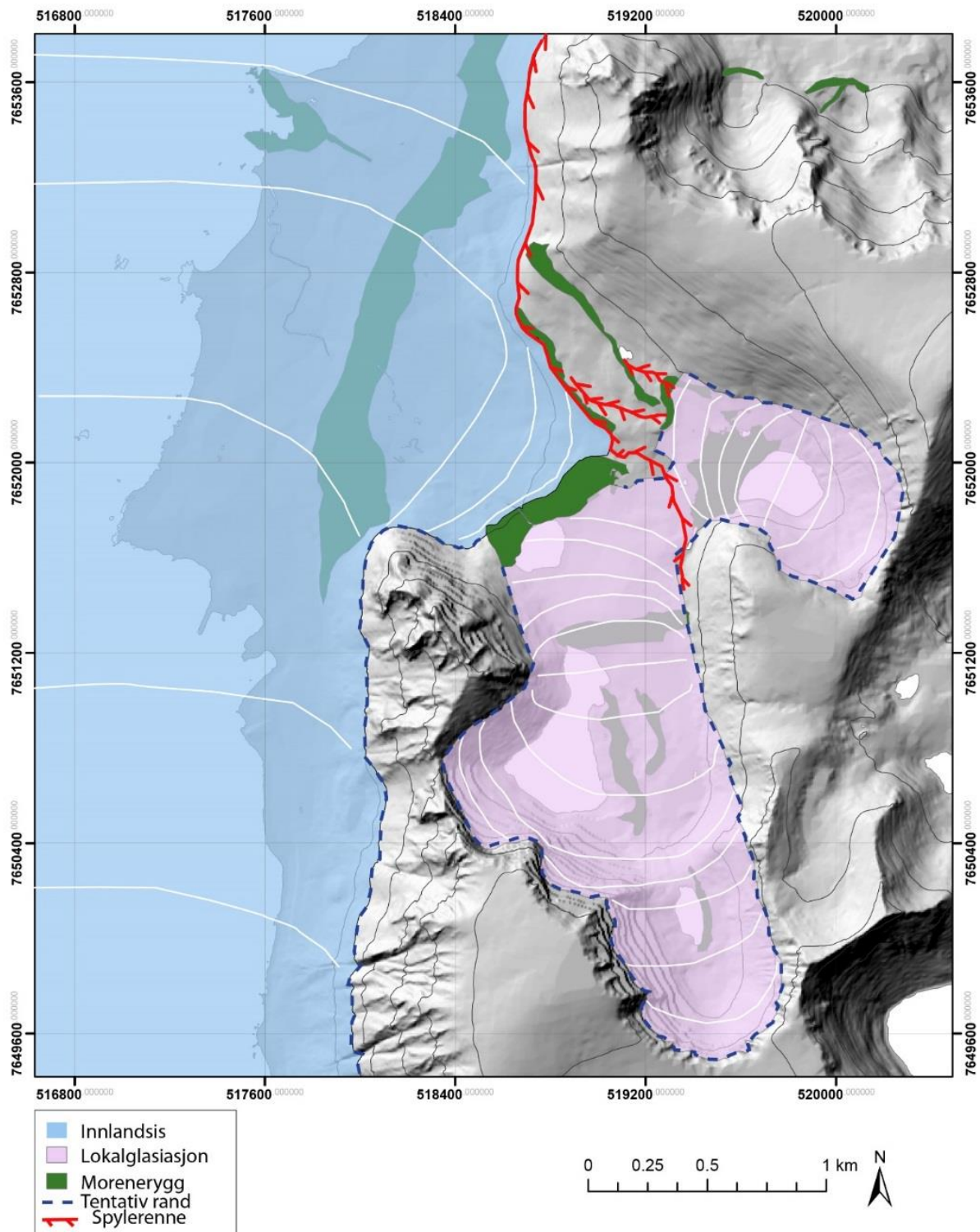
Etter LGM trakk ismassene i Galvfjorden seg tilbake til Bø, rundt to kilometer sør for Nøssøyra, hvor Bø-øyra ble avsatt. Isstrømmen fra Galvfjorden var fortsatt koblet sammen med ismassen fra Tranesvågen, men det er få tegn på disse ismassene på Bømyra (figur 4.4). Nord for Ramnskogheia har Lysne (2016) beskrevet noen svake linjer som er tolket til å være spor etter isen fra Tranesvågen. Disse linjene er vage, dannet i morenemateriale, og strekker seg fra øst mot vest. Morenerygger i Galvfjorden (MAREANO, 2016) er satt sammen med observasjoner på land, og en ny tentativ rand er tolket til å strekke seg fra Bø-øyra over Galvfjorden til Langøya (linje 2, figur 4.3). Den tentative randen er basert på tre submarine rygger i Galvfjorden og randmorenen på Bø-øyra. Under dette trinnet var innlandsisen noe lavere enn under Nøssøyrrintrinnet, og noen landformer er avsatt gjennom denne perioden. Isstrømmen fra Galvfjorden, som er tolket til å ha dannet randmorenen ved Bø-øyra, har også gjennom dette trinnet vært presset topografisk opp i studieområdet, men ikke like langt inn i dalen som ved Nøssøyrrintrinnet. Når innlandsisen trakk seg tilbake fra Nøssøyra trakk ismassene seg også tilbake i Åknesdalen. Randmorenen som demmer opp myren ved UTM **0518933 7652453** er tolket til å være dannet under dette trinnet.

At innlandsisen trakk seg tilbake og ut dalen førte til at de lokale botnbreene fra henholdsvis Durmålsbotn og Storbotn fikk muligheten til å vokse lenger ut i dalen. Når dette skjedde ble moreneryggen som demmer opp Littjevatnet dannet. En forklaring på hvordan denne markante ryggen ble dannet er at innlandsisen hadde et lite fremrykk eller en større stagnasjon samtidig som Bø-øyra ble dannet, og at moreneryggen ved Littjevatnet er et produkt av innlandsisen. Men basert på moreneryggens størrelse, sees det på som mer sannsynlig at den er dannet i et samspill mellom innlandsisen og lokalbreen fra Storbotn/Trollbotn. Det eneste sporet etter innlandsisen under dette trinnet, er moreneryggen som demmer opp myren ved UTM **0518933 7652453** og morenen som demmer opp Littjevatnet. Denne ryggen er trolig dannet av resedimenterte løsmasser fra endemorenen som ble dannet ved Nøssøyrrintrinnet. På bakgrunn av de samme faktorene som ved Nøssøyrrintrinnet er det heller ikke her dateringer fra LITJP-213. Smeltevannskanalen som er tolket til å være et spor fra Nøssøyrrintrinnet, er bevart, noe som indikerer at innlandsisen ikke kan ha vært stor ved foten av Semsheia. Som vist på figur 4.5 er botnbreen fra Storbotn tolket til å ha hatt en helningsgrad ned mot nord når den har ligget ut mot Littjevatnet. Moreneryggen ved Littjevatnet ble trolig dannet som en slags midtmorene som lå mellom innlandsisen og det lokale botnbrekomplekset. Smeltevann fra dette botnbresystemet har av den grunn trolig drenert ut over botnbreen fra Durmålsbotn før

smeltevann fra disse lokale breene har drenert lateralt langs ryggformen ved myren (UTM 0518933 7652453). Sannsynligvis har Durmålsbreen sendt smeltevann ned mot Nøkkeltjøna, og senere ned mot myren, og dannet mindre smeltevannskanaler og terrasseformer som er observert mellom disse to lokalitetene etter hvert som Storbotnbreen smeltet tilbake (figur 4.5). Som en kan se på figur 4.5 tvinges smeltevannet nordover på bakgrunn av topografien til botnbreene. Da disse trakk seg tilbake ble de delt mellom Durmålsbotnbreen og Storbotnbreen. Smeltevann fra breene ble fraktet ned mellom moreneryggen som demmer opp myren og moreneryggen som demmet opp Littjevatnet. Det er trolig under dette trinnet at den store smeltevannskanalen ble dannet. En plausibel forklaring er at innlandsisen trakk seg noe tilbake samtidig som de lokale breene gjorde det samme. Dette kan ha ført til at smeltevann fra de lokale breene forandret dreneringsløp, og smeltevann ble sendt ned mellom de to moreneryggene som da dannet smeltevannskanalen. Dette støttes opp av materialet og formen til smeltevannskanalen, og størrelsen på kanalen indikerer at det trolig var betydelige mengder med smeltevann som drenerte ut gjennom kanalen. Bremassen som lå ut fra Storbotn tvang smeltevannet ut ved den store dreneringskanalen frem til denne ismassen smeltet tilbake mot ryggformen ved Storvatnet. Da forandret dreneringen seg igjen, og store mengder vann ble sendt ned til Littjevatnet og ut på innlandsisen, enten supraglasialt eller subglasialt. Dette har trolig skjedd veldig raskt, og smeltevannet må ha hatt stor kraft. Spor etter denne omleggingen kan en se ved "moulinkamen", som er en avsetning fra denne hendelsen. Løsmasser fra moreneryggen ved Littjevatnet ble fraktet med smeltevannet og avsatt ned gjennom en moulin da vannet mistet sin transportevne. Det er under dette trinnet, når lokalbreen trekker seg tilbake innover dalen, at Littjevatnet blir dannet. Basert på sedimentinnholdet i bunnen av LITJP-213, er det lite sannsynlig at noen av sedimentene er igjen fra omleggingen av dreneringen og dannelsen av moulinkamen. Trolig var det under denne perioden så mye kraft i smeltevannet at det ikke ble avsatt noe materiale i Littjevatnet. Helningsgraden på isdekket på Bømyra er regnet ut til å være rundt 9,5 m/km, på bakgrunn av arbeidet til Nesje et al. (2007). Avstanden som er målt er fra avsetningene ved Bø-øyra og i linje til stripene i morenemateriale ved lokalglasiasjonen nord for Ramnskogheia. Utrekningen er gjort på bakgrunn av at linjene i morenemateriale ligger ca 53 moh., og avstanden til Bø-øyra er 5,6 km, noe som må sees på som en indikasjon på en relativt flat isoverflate, og ikke en fasit, ettersom dette er antakelser på hvor høyt isdekket var over Bømyra.



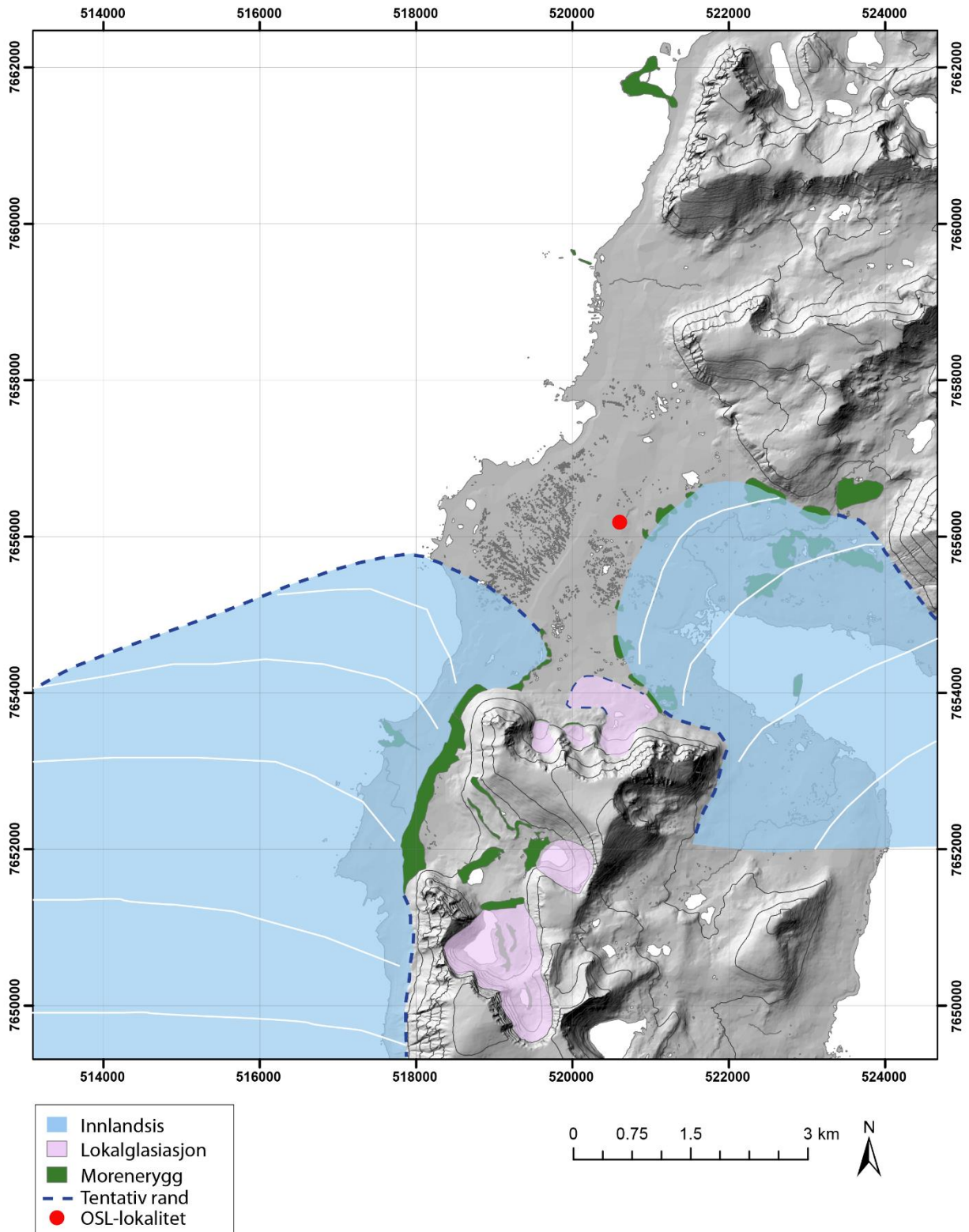
Figur 4.4: Tentativ modell over innlandsisen i perioden mellom LGM og 18,4 ka BP. Under dette trinnet blir morenesystemet ved Littjevatnet dannet, men Littjevatnet er fortsatt dekket av is, og derfor blir ingen sedimenter avsatt under dette trinnet. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).



Figur 4.5: Tentativ modell over lokalglasiasjonen gjennom perioden LGM og 18 400 kal. BP. Botnbreen fra Storbotn/Trollbotn skråner ned mot nord nordvest og den lille smeltevannskanalen fra Nøssøyra trinn er trolig bevart ved foten av Semsheia. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

4.1.3 Risholan/sidemorenen

En OSL-datering fra glasifluvialt materiale på Bømyra ved Bøbekken (UTM **0520722 7656248**), indikerer at det lå en bre i nærheten av disse materialene da de ble avsatt, og disse er datert til å stamme fra $18,4 \pm 1,7$ ka BP (upublisererte data, Svein Olaf Dahl). Morenebuen ved Bjønnoholen på Bømyra tolkes til å være avsatt samtidig eller rett etter at de glasifluviale sedimentene ble avsatt, noe som gir en minimumsalder på morenen ved Bjønnoholen (Lysne, 2016). Samtidig som isen trakk seg tilbake fra Bø-øya, trakk den seg også ut fra studieområdet, og etterlot kun de lokale botnbreene i Åknesdalen. En morenerygg, formet som en bue ved Risholan, ble av Lysne (2016) tolket til å være avsatt av isstrømmen fra Gavlfjorden. Det virker sannsynlig at denne isstrømmen samtidig har avsatt sidemorenen som strekker seg mellom Åknestinden og Melakollen, og bøye østover mot Bømyra hvor moreneryggen ved Risholan ble avsatt (figur 4.6). Denne er lokalisert på mellom 28-30 moh., og på vestsiden av ryggen er en linje i løsmassene tolket til å være en strandlinje (20-25 moh.). På bakgrunn av formen til moreneryggen ved Risholan, og en rekke submarine morenerygger i Gavlfjorden, er en tentativ breform trukket opp over Gavlfjorden (linje 3, figur 4.3). Sidemorenen, som ligger ytterst i Åknesdalen, ble tolket til å være en lokal randmorene dannet av en bre som lå ut dalen av Bergström (1973). Videre tolket han terrasseformen dannet av innlandsisen ved LGM til å være en sidemorene fra et bresystem som har ligget ut dalen. I denne studien er moreneryggen derimot tolket til å være en sidemorene som henger sammen med moreneryggen ved Risholan. Dette morenesystemet tolkes til å være avsatt av innlandsisen mellom 18,4 ka BP og rundt 16 ka BP. Dette tidfestes på bakgrunn av OSL-dateringen tatt ut av glasifluvialt materiale, og som er avsatt av en bre som har stått øst for UTM **0520722 7656248** på Bømyra.



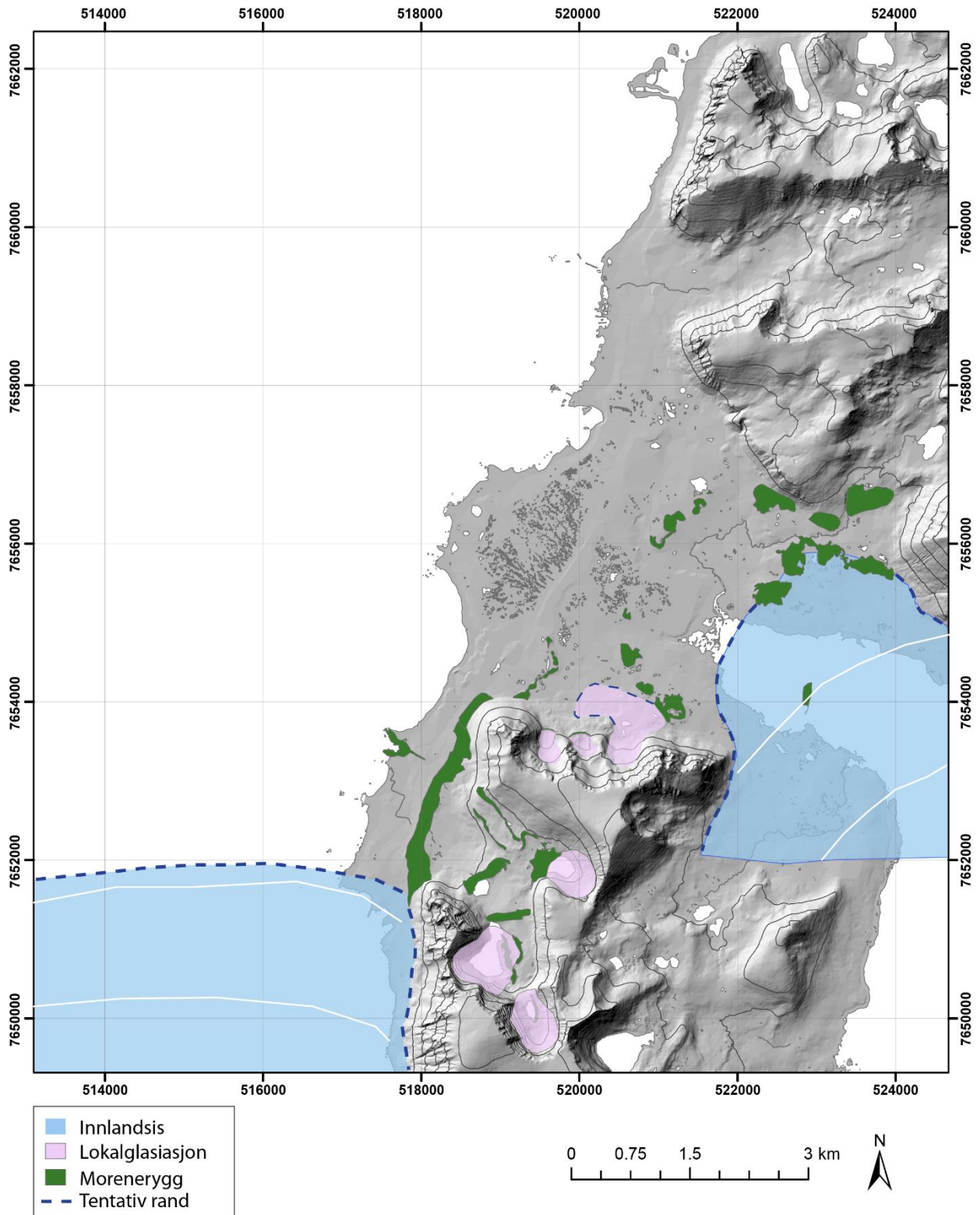
Figur 4.6: Rekonstruert isutbredelse rundt 18,4 ka BP, basert på en OSL-datering vest for morenebuen ved Bjønholen og landformer i studieområdet. Modellen er tentativ og lokalglasiasjonens utbredelse kan være større eller mindre. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

4.1.4 Åknes/Nattmålsholen

Etter oppholdet ved Bjønnholen trakk ismassen på Bømyra seg tilbake mer enn 700 meter øst for Nattmålsholen, og avsatte glasifluvialt materiale ved UTM **0522983 7655338**. Det er tidligere hentet ut to OSL-dateringer ved denne lokaliteten, noe som gav aldre på henholdsvis $16,1 \pm 1,4$ og $14,5 \pm 1,6$ ka BP (upubliserede data, Svein Olaf Dahl). Over laget med glasifluviale avsetninger er det et lag med bunnmorene, noe som indikerer at ismassen fra Tranesvågen hadde et fremrykk etter å ha avsatt det glasifluviale materialet, og nettopp under dette fremrykket ble morenebuen ved Nattmålsholen dannet (Lysne, 2016). Basert på at denne moreneryggen er massiv, tolkes den til å være avsatt raskt, og at store mengder sedimenter er transportert fra Tranesvågen. Ved Sørmele hadde Gavlfjordbreen en rask tilbaketrekning under dette trinnet, men ismassen hadde en liten stagnasjon ved Storneset hvor det ble dannet en mindre morenerygg, før den trakk seg tilbake forbi Åkneset (figur 4.7). Sørvest for Risholan, og nord for Storneset, er det observert en rekke submarine randmorener i Gavlfjorden. Disse er tolket til å være De Geer-morener avsatt av en kalvende brefront. Disse moreneryggene tolkes som indikatorer på at brefronten trakk seg raskt tilbake fra Risholan. Samtidig som breen fra Tranesvågen hadde et fremrykk og dannet Nattmålsholen, ble den store submarine randmorenen i Galvfjorden dannet av isstrømmen i Galvfjorden (figur 4.3). Dette er basert på flybilder fra norgebilder.no, topografikartet til norgeskart.no og data fra MAREANO-prosjektet.

Arbeid av Henriette Linge (upubliserede dateringer, Institutt for geovitenskap, UiB) indikerer at steinbreene på nordlige Andøya døde ut mellom 14,5-15ka BP. På Bømyra observerte Lysne (2016) en pronival rygg i den sørvendte skråningen opp mot Durmålshaugen og tre steinbreer på den østvendte skråningen mot Bøheia (45-50 moh.). Samtidig er det observert to steinbreer sør for Åknes som ligger mellom 27 og 77 moh. (lokalitet 1 og 2). Disse landformene ble dannet i periglasiale miljøer, og døde trolig samtidig med steinbreene nord på Andøya. Sammen med OSL-dateringene fra Nattmålsholen indikerer dette at bremassen som dannet moreneryggen ved Nattmålsholen ikke kan ha eksistert seinere en 15 ka BP. Dette fordi det glasifluviale laget ligger under et lag med bunnmorene som må være avsatt etter rundt 15,3 ka BP (gjennomsnitt av de to OSL-dateringene ved Nattmålsholen), men før steinbreene ble inaktive rundt 14,5-15 ka BP. Den nordlige delen av sidemorenen, vest for Melakollen, er tolket til å være utvasket av havet. Dette området er utsatt for vær og vind, og i dag ligger kun større blokker igjen. Området som er vasket ut ligger på rundt 20 moh. og henger sammen med strandlinjen på Risholan. For at denne moreneryggen skal kunne bli vasket ut må

innlandsisen som har ligget i Galvfjorden være borte. Samtidig er flere strandlinjer på Andøya, som ligger på 20-25 moh., tolket til å stamme fra North Andøya Shoreline (NAS), som er datert til ca 14 000 ^{14}C år BP (15070 \pm 410 kal. år BP). På bakgrunn av dette tolkes sidemorenen til å ha blitt vasket vekk under NAS, som videre indikerer at ismassene i Galvfjorden må ha trukket seg tilbake fra Åkneset rundt 15 ka BP. Sidemorenen er derfor tolket til å være dannet mellom 18,4 ka BP og før 15070 \pm 410 kal. år BP. Den kan ikke være dannet før 18,4 ka BP ettersom dette er alderen på OSL-dateringen vest for Bøbekken på Bømyra, og den må være dannet før 15070 \pm 410 kal. år BP fordi en kan observere spor etter NAS i moreneryggen.



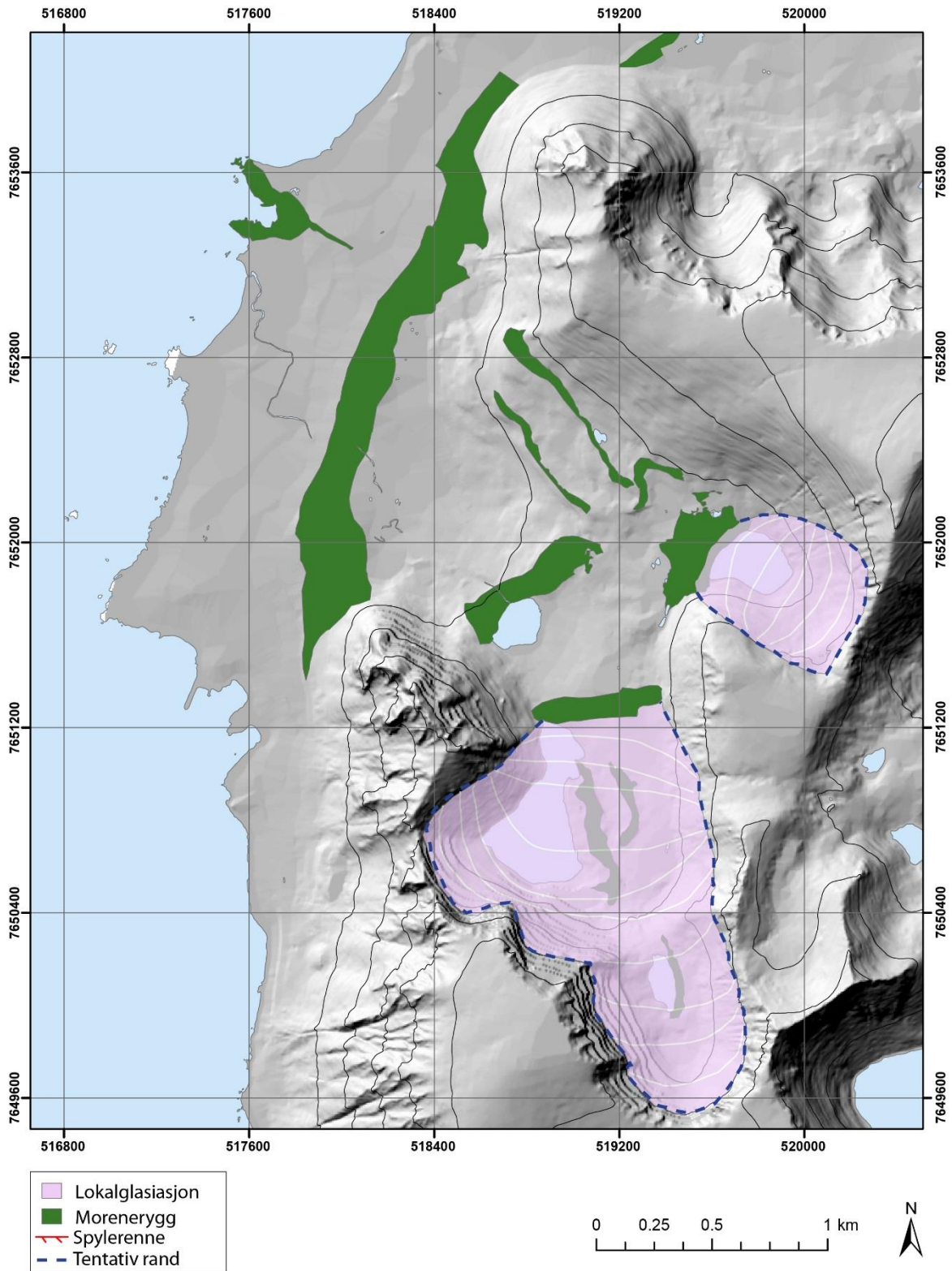
Figur 4.7: Tentativ modell over innlandsisens utbredelse for omtrent 15 ka BP. Fronten til ismassene ligger ved Åkneset og Nattmålsholen, noe som indikerer at dette har skjedd etter 15,3 ka BP. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

4.2 Lokalglasiasjonen

På sørvestlige Andøya har isdekket fra innlandsisen vært så lavt at det i feltområdet ikke har gått over toppene rundt Åknesdalen. Dette har ført til at lokale botnbreer har vært skilt fra de store ismassene som har ligget i fjorden. Ettersom ismassen trakk seg ut av Gavlfjorden for rundt 15 kal. ka BP, har det i dette delkapittelet kun vært fokus på lokalglasiasjonen etter at innlandsisen trakk seg ut av dalen.

4.2.1 Før 13,4 kal. ka BP

Innlandsisen som strakk seg opp Gavlfjorden gikk, som nevnt tidligere, inn i studieområdet hvor to store morenerygger ble avsatt. Basert på en OSL-datering ved Bøbekken, moreneryggen ved Risholan samt sidemorenen ytterst i Åknesdalen, er det trukket en slutning om at innlandsisen trakk seg ut fra Åknesdalen mellom 18,4 ka BP og 16 ka BP. Gjennom de to første trinnene i degasiasjonsforløpet for innlandsisen dekket de lokale botnbreene trolig dalen ned mot innlandsisen. Under innlandsisens tilbaketrekning trakk trolig også botnbreene seg noe tilbake. Breen i Storbotn trakk seg trolig tilbake til moreneryggen ved Storvatnet, hvor den trolig stod under eldre dryas (14,3-14 kal. ka BP), mens breen i Durmålsbotn trakk seg noe tilbake og dannet den store morenen vest for Durmålsvatnet (figur 4.8). Et lag med høyt organisk innhold mellom enhet E og F kan være en indikasjon på bølling, men ettersom det ikke er noen dateringer fra dette laget blir det ren spekulasjon. På bakgrunn av sedimentsammensetningen i starten av LITJP-213, tolkes denne delen (fram til rundt 440 cm) å være avsatt hurtig. Ettersom sedimentene blir grovere i enhet C og D, indikerer dette en økt smeltevannsavrenning. Dette kan tolkes som en følge av et varmere klima.



Figur 4.8: Tentativ modell over lokalglasiasjonens utbredelse etter 15 ka BP og før 13,4 ka BP. Moreneryggen ved fronten av botnbreen fra Storbotn/Trollbotn tolkes til å være dannet igjennom eldre drias, men det er ingen dateringer som kan støtte opp det. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

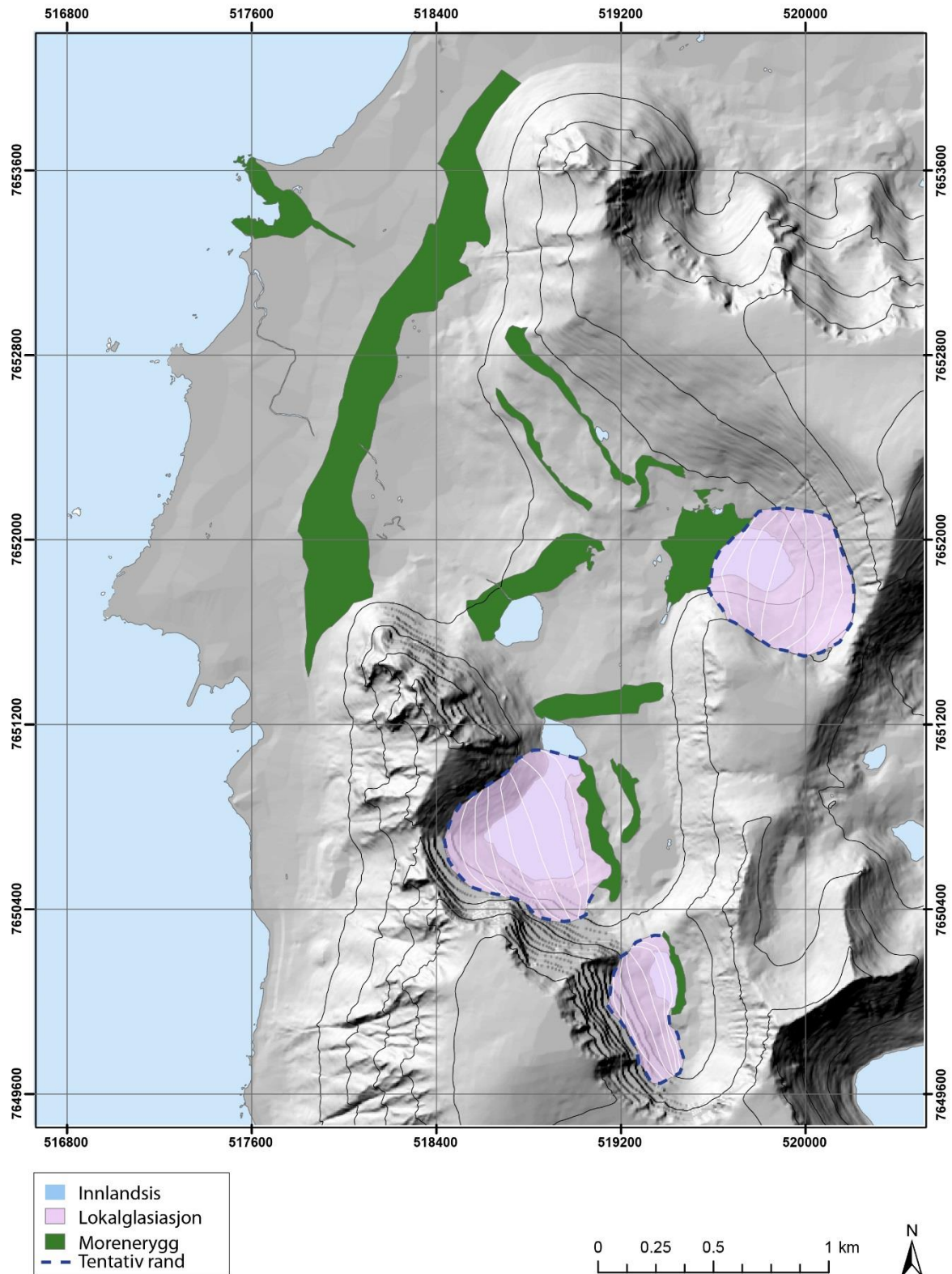
4.2.2 13,4-12,7 kal. ka BP

En datering ved 416 cm i enhet G ga en alder på 13430 ± 60 kal. år BP, noe som indikerer at sedimentene i det organiske materialet er avsatt under tidlig allerød. Dateringen ble tatt i overgangen mellom et organisk lag og en minerogen enhet, og trolig var botnbreen fra Storbotn og Trollbotn en sammenvokst dalbre på dette tidspunktet. Basert på moreneavsetningene i Storbotn har trolig bremassene gjennom denne tidsperioden trukket seg tilbake fra storvatnmorenen. Sannsynligvis har dette botnbresystemet gjennom dette trinnet delt seg og blitt til to separate botnbreer, en i Trollbotn og en i Storbotn. På bakgrunn av sedimentsammensetningen i LITJP-213 tolkes botnbreen til å ha smeltet raskt tilbake under denne perioden, og etterlatt lite sedimenter i Littjevatnet. Det lille av løsmasser som er avsatt gjennom denne perioden er av fint materiale. Durmålsbreen derimot, var mest sannsynlig relativt stabil, basert på at moreneryggen foran Durmålsvatnet er massiv, selv om denne botnbreen også kan ha trukket seg lenger tilbake under denne perioden. I løpet av denne sekvensen i sedimentasjonen er det observert to organiske lag i LITJP-213, noe som indikerer at det var to varmere perioder, samtidig som det er et minerogent lag i mellom disse to organiske lagene. Den minerogene sekvensen tolkes til å være en kaldere periode hvor breene kan ha vokst, eller stagnert noe over en korte periode, og dermed ført til at minerogene sedimenter ble ført ut i Littjevatnet. Fra det øvre organiske laget er det hentet ut to dateringer som viser henholdsvis $13\ 050 \pm 90$ og $12\ 750 \pm 40$ kal. år BP, og ligger opp mot slutten av allerød.

4.2.3 12,7-11,7 kal. ka BP

Sedimentanalysen indikerer en økning av minerogent materiale etter dateringene ved 398,5 cm, noe som gjenspeiles i sedimentene (se figur 3.1). En datering ved 378,5 cm (12820 ± 90 kal. år BP) er datert til starten av preboreal, og de minerogene sedimentene i enhet I og J, som ligger stratigrafisk under dateringen, er derfor tolket til å stamme fra yngre dryas. Basert på denne dateringen, samt de fine minerogene sedimentene fra denne sekvensen, konkluderes det med at det var en lokal botnbre i Åknesdalen under yngre dryas. Observasjonen av to morenerygger som ligger tett på hverandre nord for Storbotn tolkes til å være endemorener etter to fremrykk under yngre dryas. Samtidig er det observert en morenerygg i Trollbotn som tolkes til å stamme fra siste fremrykk under yngre dryas (figur 4.9). Et eventuelt fremrykk tidlig i yngre dryas kan ha ført til at botnbreen fra Trollbotn har vokst ut over Trollbotn og

ned mot Haugdalen. Der er det ikke observert noen morenerygger, men dette kan ha blitt redistribuert av skråningsprosesser. Det er ikke funnet noen spor etter botnbreen i Durmålsbotn fra yngre dryas. Denne botnbreen er derfor tolket til å ha ligget inntil den massive moreneryggen vest for Durmålsvatnet. En annen mulighet er at det er avsatt en morenerygg som ligger submarint under i Durmålsvatnet, men det er ikke observert noen spor etter en slik ryggform langs vannkanten.



Figur 4.9: Tentativ modell over lokalglasiasjonen i studieområdet gjennom siste periode av yngre dryas. De to randmorenene øst for Storvatnet er tolket til å stamme fra to trinn under yngre dryas. Botnbreen i Trollbotn kan også ha hatt en større utbredelse gjennom tidlig yngre dryas, men det er ikke observert noen tydelige randmorener fra det trinnet. Kartgrunnlag er hentet fra NorgeDigitalt (2015).

4.2.4 Etter 11,7 kal. ka BP

Etter yngre dryas er det en gradvis overgang fra minerogene sedimenter til sedimenter med mer organisk materiale. Etter en liten periode er det kun organisk gytje i sedimentkjernen. Denne overgangen tolkes til å være slutten på botnbreer i studieområdet, noe som indikerer at yngre dryas var siste periode med isbreer i studieområdet. Strandvollen øst for Fv975, som er lokalisert åtte moh., tolkes til å stamme fra Tapes-transgresjonen rundt 6000 ^{14}C år BP. En tilsvarende strandvoll er observert ved Sandhagaugan (Nielsen et al., 2016a), og en ved Ramså nordøst på Andøya (Møller, 1986). En annen strandlinje som ligger mellom fem og seks moh. er tolket til å høre til en yngre periode av Tapes-transgresjonen. De eoliske løsmassene som dekker den yngste strandlinjen tolkes derfor til å være yngre enn Tapes.

4.3 Glasiasjon og deglasiasjon i en regional kontekst

4.3.1 Før 23,5-18,7

Egga-1, Bjerka og Egga-2

Tidligere arbeid utført på nordlige Andøya og i Andfjorden indikerer at fjelltoppene på Andøya var isfrie under LGM (e.g. Vorren et al., 1988). Ifølge Vorren og Plassen (2002) markerer Egga-1 den eldste submarine moreneryggen i området ved nordlige Andøya, og forfatterne argumenterer for at både Egga-1 og Egga-2 er LGM hendelser. Rydningen et al. (2013) finner i sin studie ingen spor etter Egga-1, og argumenterer for at LGM hører til Egga-2 nord på Andøya. Vorren et al. (2013) sine studier indikerer at Egga-1 inntraff en gang før 23,5 kal. ka BP. På bakgrunn av observasjoner i Åknesdalen og over Bømyra tolkes avsetningen ved Nøssøyra å tilhøre Egga-1, og kan derfor være lokal LGM. Resultatene fra denne studien indikerer at innlandsisen ikke gikk over toppene i studieområdet, og at innlandsisen var topografisk styrt opp i dalen fra Gavlfjorden. Det er ikke observert andre landformer i studieområdet som kan stamme fra en høyere innlandsis under LGM. Dette stemmer overens med annen forskning på dette temaet på Andøya (Nesje et al., 2007, Vorren et al., 2015).

Innlandsisen, som trakk seg tilbake etter Egga-1 og dannet Bjerka-morenen, er blitt datert til mellom 18,5-19 ^{14}C ka BP (Vorren, 1978, Vorren et al., 1988). Egga-2 er datert til 18,7 kal. ka BP, og indikerer at innlandsisen gikk over Bjerka-morenen og ut til Egga-1 (Vorren et al., 1988, Vorren og Plassen, 2002, Rydningen et al., 2013). Dette korrelerer med OSL-datering

tatt ved Bøbekken, som viser at innlandsisen må ha avsatt Bø-øyra før 18,4 ka BP. På bakgrunn av dette argumenteres det for at innlandsisen trakk seg tilbake og dannet en morenerygg under Bjerka-hendelsen, før et glasialt fremrykk under Egga-2 dannet Bø-øyra.

4.3.2 18,7-15

Flesen

I følge Rydningen et al. (2013) startet innlandsisen den endelige tilbaketrekningen rundt 17,8 kal. ka BP. En subglasial morenerygg ble kartlagt og navngitt Flesen av Vorren et al. (1983), og dette oppholdet til innlandsisen er tidligere korrelert med Kirkeræet og Gårdsraet (Vorren et al., 1988, Fjalstad, 1997, Vorren og Plassen, 2002). Det er gjort flere forsøk på å datere Flesen-hendelsen og Vorren et al. (1988) argumenterte for at morenen stammer fra rundt 15 ¹⁴C ka BP, mens Vorren og Plassen (2002) daterte Flesen til rundt 14,5 ¹⁴C ka BP. Nyere arbeid av Vorren et al. (2015) indikerer at Flesen-hendelsen skjedde mellom 18-17,5 kal. ka BP.

OSL-dateringen ved Bøbekken gir en indikasjon på at moreneryggen øst for dette ble dannet rundt 18,4±1,5 ka BP, og tolkes til å korrelere med Flesen-hendelsen. Ved å sammenligne OSL-dateringen og landformer i studieområdet med arbeid nordøst på Andøya, virker det sannsynlig at moreneryggen ved Bjønholen/Risholan representerer oppholdet under Flesen (18-17,5 kal. ka BP). På bakgrunn av de samme OSL-dateringene og observerte landformer konkluderte Jansen (2009) med et brefremrykk rundt 15,3 ka BP. Dette bygger opp under observasjonene som er gjort av Lysne (2016) og observasjoner fra denne studien. Den store sidemorenen i studieområdet tolkes til å være avsatt under dette trinnet, og størrelsen på moreneryggen tyder på at ismassene har stått ved Risholan over en lenger periode.

På bakgrunn av landformer og OSL-dateringen ved dette trinnet settes det spørsmålsteget ved rekonstruksjonen til Vorren et al. (2015) av innlandsisen på vestkysten av Andøya. Ifølge studien til Vorren et al. (2015) strakk innlandsisen seg ut over Bømyra og opp Gavlfjorden, og langt ut mot eggakanten under Egga-2 og Flesen. Gjennom denne studien er det ikke funnet noen tegn på at innlandsisen hadde denne utstrekningen under noen av disse trinnene i sen weichsel, noe som underbygges av OSL-dateringen til Svein Olaf Dahl.

D-event

Etter Flesen-hendelsen trakk ismassene seg tilbake, østover på Bømyra og sørover langs Gavlfjorden. De to OSL-dateringene øst for Nattmålsholen, henholdsvis $16,1 \pm 1,4$ og $14,5 \pm 1,6$ ka BP, indikerer en alder rett tett opp mot D-event, som er blitt tidfestet til ca 16,7-15,8 kal. ka BP av Vorren og Plassen (2002). Møller og Sollid (1972) tolket moreneryggen på Bømyra og sidemorenen i studieområdet til å være avsatt av en ismasse fra øst, noe som ble støttet opp av Bergström (1973). Han argumenterte for at ismassen, som avsatte moreneryggene på Bømyra, hadde en vestlig til nordvestlig retning, noe som videre korrelerer med observasjonene gjort av Lysne (2016). Morenemateriale, som er avsatt over de glasifluviale materialene hvor OSL-dateringen er hentet fra, indikerer at breen hadde et fremrykk etter at det glasifluviale materiale var avsatt. Observasjonene i Gavlfjorden indikerer at ismassene her hadde et fremrykk som korrelerer med fremrykket i Tranesvågen, og at dette breframstøtet dannet de submarine moreneryggene i Galvfjorden vest for Åknes. Strandlinjene i sidemorenen ytterst i Åknesdalen, og utvaskingen av sidemorenen som er tolket til å stamme fra NAS, indikerer at fjordisen i Gavlfjorden smeltet raskt tilbake etter D-event ettersom NAS er datert til ca 15 ka BP.

4.3.3 15-11,7*Skarpnes-hendelsen (eldre dryas)*

Etter D-event er ismassene i Gavlfjorden og Tranesvågen tolket til å ha smeltet raskt tilbake mot øst. Dette må ha skjedd relativt hurtig ettersom flere studier har tolket tilstedeværelsen av en submarin morenerygg, astafjordmorenen, ved utløpet av Astafjorden, til å stamme fra eldre dryas. Skjell fra Sandvatnet sør for utløpet til Astafjorden ble datert til $12,3^{14}\text{C}$ ka BP (ca 14 400 kal. ka BP), og tolket til å henge sammen med ytre astafjordmorenen (Marthinussen, 1962, Andersen, 1968, Vorren og Elvsborg, 1979). Dette betyr at innlandsisen etter D-event trakk seg rundt 50 km tilbake på kort tid. Samtidig døde en rekke steinbreer ut på Andøya rundt 14,5-15 ka BP (Henriette Linge, upubliserte dateringer, Institutt for geovitenskap, UiB). Dette er brukt som en indikator på at temperaturen økte, noe som kan korreleres med en temperaturøkning basert på analyser utført av Parducci et al. (2012), som videre er basert på analyser fra innsjøsedimenter fra Andøya (e.g. Vorren et al., 1988, Vorren et al., 2013). Det er også observert en rekke De Geer-morener i Forfjorden sør for Andøya (Møller og Sollid,

1972), noe som tolkes som en indikator på at ismassene i Gavlfjorden kalvet raskt tilbake etter D-event, tilsvarende tilbaketrekningen fra Tranesvågen til Astafjorden.

Den lokale deglasiashistorien (bølling til preboreal)

Ifølge Hald og Aspeli (1997) skjedde det en oppvarming av havet utenfor Nord-Norge rundt 12,5 ¹⁴C ka BP, noe som indikerer midten av bølling. Forfatterne argumenterer for at det frem til 12,5 ¹⁴C ka BP (ca 14,7 kal. ka BP) var sjøis utenfor Nord-Norge, men at det i perioden etter dette var en reduksjon i sjøisen. Denne teorien støttes opp av at varmere atlantehavsvann kom inn lenger sør i Norskehavet rundt 13,5 ¹⁴C ka BP (Lehman og Keigwin, 1992), og flere studier argumenterer for at Barentshavet var isfritt rundt 15 kal. ka BP (e.g. Romundset et al., 2011, Birks et al., 2014). Temperaturdata fra Andøya (e.g. Alm, 1993) og Grønland (Alley, 2000), fremstilt i en graf modifisert av Paasche et al. (2007), viser en kraftig temperaturøkning rundt 13 ¹⁴C ka BP, som er starten på tidsperioden bølling. Det organiske laget ved 428,5 cm tolkes til å stamme fra denne perioden selv om det ikke foreligger noen dateringer til å støtte opp denne teorien.

Allerød

Björck et al. (1998) tidfester allerød-perioden til 11,8-11 ¹⁴C ka BP (14-12,8 ka BP), mens Koc et al. (1996) omtaler den som en klimatisk ustabil periode. En kaldere periode inntraff midt i allerød, *Intra-allerød cold period*, og varte omtrent 400 år, fra 13,4 ka BP. Det er foreslått at denne perioden kom som en følge av tapping av en større bredemt sjø i Hudson Valley (Lehman og Keigwin, 1992, Donnelly et al., 2005), men dette er ikke bekreftet. På bakgrunn av en analyse av sedimentparametre ble et lite brefremstøt i Lusvatnet tidfestet til ca 13,2 ka BP (Birks et al., 2014). En temperaturøkning til over fem grader celsius mellom 12 og 11 ¹⁴C ka BP er observert av Hald og Aspeli (1997). De to toppene i Br, som kan observeres i enhet G og I i LITJP-213, tolkes til å indikere at det var fritt for sesongmessig sjøis, og indikerer at det i de varmere periodene gjennom allerød ikke var sjøis utenfor Sørmeå. Disse økningene i Br korrelerer med arbeidet til Birks et al. (2014) som tolket allerød til å være en varm periode med 7-8 °C. Økningen i minerogene sedimenter i enhet H, tolkes til å stamme fra *Intra-allerød cold period*, hvor de lokale breene hadde et fremrykk eller en stagnasjon.

Yngre dryas

Yngre dryas er en kaldere periode som strekker seg fra rundt 12 850 kal. år BP til 11 500 kal. år BP (e.g. Birks et al., 2014). Gjennom analyser er det konkludert med at starten på yngre dryas i Sør-Norge var rundt 12,7 kal. ka BP, mens i Nord-Norge startet yngre dryas noe senere, rundt 12,45 kal. ka BP (Birks, 2015). Paasche et al. (2007) kartla i sin studie fire morenerygger ved et tidligere proglasialt vann sør på Andøya. Det argumenteres for at de to ytterste moreneryggene i dette området stammer fra en kald periode mellom 21 050 kal. år BP og 19 100 kal. år BP. Videre argumenteres det for at de to innerste moreneryggene stammer fra en ny kald periode mellom 17 500 kal. år BP og 14 700 kal. år BP, og at dalbreen som dannet disse moreneryggene smeltet vekk under starten av allerød. Videre foreslår Paasche et al. (2007) at det ikke er spor etter glasial aktivitet etter allerød. Vorren et al. (2013) er uenig med Paasche et al. (2007), og mener at det var aktive lokale breer på Andøya etter allerød, noe som er i samsvar med tidligere arbeid (e.g. Rasmussen, 1984). Analysen av LITJP-213 indikerer at store deler av enhet J og I er avsatt som følge av breaktivitet. Dateringen mot slutten av enhet J viser en alder på 12,7 ka BP. Dette indikerer at det minerogene laget, som ligger stratigrafisk under dateringen er avsatt før 12,7 ka BP, under yngre dryas. På grunnlag av dette tolkes det til at det var aktive breer i studieområdet gjennom yngre dryas. Nedgangen i Br igjennom denne perioden er tolket til å være en følge av at det gjennom yngre dryas trolig var sesongmessig sjøis utenfor studieområdet.

Tidlig holocen

Ifølge Birks et al. (2014) steg temperaturen på Andøya gradvis gjennom tidlig holocen, og nådde omtrent 12 °C innen 9700 ka BP. Sedimentene i enhet K, L og M er på bakgrunn av dateringen ved 378,5 cm tolket til å stamme fra tiden etter yngre dryas, og resterende botnbreer smeltet trolig helt bort kort tid inn i preboreal.

5 Konklusjon

Hovedformålet med denne oppgaven var å rekonstruere glasierings- og deglasieringsforløpet ved Sørmeia, i en regional og lokal kontekst gjennom sen weichsel. Det er benyttet både kvartærgeologisk kartlegging, og analyse av sedimentkjernen LITJP-213 i dette arbeidet.

- Gjennom LGM lå innlandsisen rundt Andøya som store isstrømmer i de store fjordene. Både Andfjorden og Gavlfjorden var dekket av disse isstrømmene, mens større islober var topografisk styrt opp i sidedalene. Dalen i studieområdet har vært påvirket av en slik topografisk styrt lobe.
- Mens det nord på Andøya argumenteres for at det er to LGM-hendelser, henholdsvis Egga-1 og Egga-2 (Vorren og Plassen, 2002), konkluderes det med at moreneryggen ved Nøssøyra, nord for studieområdet, og moreneryggen ved Nøkkeltjønnna, ble dannet samtidig som Egga-1. Innlandsisens nordligste lokale utstrekning under LGM var trolig ved Nøssøyra. Dette tolkes på bakgrunn av at det ikke er noen tegn på "eldre" glasieringsavsetninger ovenfor og utenfor moreneryggen ved Nøkkeltjønnna og Nøssøyra.
- Det er foreslått at innlandsisens vertikale utstrekning ikke gikk over fjelltoppene i studieområdet under sen weichsel.
- Moreneryggen ved Bø-øyra korreleres med moreneryggen som demmer opp Littjevatnet og terrasseformen som demmer opp myren, og tolkes til å vise innlandsisens utbredelse under Egga-2.
- OSL-dateringen, nord for studieområdet og vest for morenebuen ved Bjønnholen, indikerer at dette morenesystemet må være dannet rundt 18,4 ka BP. Dette trinnet i deglasieringen korreleres med Flesen-hendelsen nord på Andøya. Innlandsisen i Gavlfjorden ligger ikke lengre inn i dalen.
- Ved Nattmålsholen indikerer to OSL-dateringer at ismassen etter Flesen-hendelsen smeltet tilbake, før det var et breframrykk like etter 15,3 ka BP som samsvarer med D-event. Dette fremrykket korreleres med fremrykket som dannet morenesystemet ved Åknes. Breframstøtet var trolig kortvarig ettersom det var en økt oppvarming gjennom bølling rundt 15 kal. ka BP (Hald og Aspeli, 1997), samt at sidemorenen i studieområdet er vasket ut under NAS, noe som indikerer at innlandsisen må ha smeltet vekk innen dette skjedde.
- Det er foreslått at det etter bølling kun er lokalglasierings igjen på Andøya.

- Et organisk lag ved 428,5 cm stammer trolig fra bølling, men første daterte lag er tidlig allerød. ^{14}C dateringer viser en tidlig og en sen periode i allerød med organisk produksjon, med en minerogen periode. Denne er tolket til å være "Intra-allerød cold period". To topper i Br igjennom de organiske lagene indikerer at det var fritt for sesongmessig sjøis utenfor feltområdet i disse periodene.
- Enheten med minerogent materiale under sedimentene datert til allerød indikerer en periode med økt breaktivitet. På bakgrunn av at denne enheten ligger stratigrafisk under en datering fra tidlig preboreal konkluderes det med at enheten tilhører yngre dryas.

Etterord

Den kvartærgeologiske studien av Sørmele, sørvestlige Andøya har vist seg som en god plass for å forstå glasiasjon og deglasiasjonen på sørvestlige Andøya. Samtidig viste det seg at studieområdet med sedimentkjerne fra Littjevatnet var en god lokalitet for å forstå den lokale deglasiasjonshistorien i området. Det var også spennende og nyttig å utføre kartleggingen i denne studien samtidig som Lysne (2016) utførte en kvartærgeologisk kartlegging av Bømyra.

For å få en bedre forståelse av området og kunne det vært nyttig å ta en sedimentkjerne fra Nøkkeltjønna, ettersom dette vannet trolig har vært isfritt siden LGM. Det ville også vært spennende å få en større forståelse av områdene nord for Nøssøyra og dalføret sør for Tranesvågen for å få en større helhet av glasiasjon og deglasiasjonsforløpet på Sørvestlige Andøya.

6 Referanser

- 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, s. 17-35.
- Ahlmann, H. W. (1919) *Geomorphological studies in Norway*. Stockholm: Svenska sällskapet för antropologi och geografi.
- Aitken, M. J. (1990) *Science-based Dating in Archaeology*. New York: Longman Inc.
- Alley, R. B. (2000) The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1), s. 213-226.
- 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.
- Alm, T. og Birks, H. H. (1991) Late Weichselian flora and vegetation of Andøya, Northern Norway-macrofossil (seed and fruit) evidence from Nedre Æråsvatn. *Nordic Journal of Botany*, 11 (4), s. 465-476.
- Alm, T. og Willassen, E. (1993) Late weichselian chironomidae (diptera) stratigraphy of Lake Nedre Æråsvatn, Andøya, Northern Norway. *Hydrobiologia*, 264 (1), s. 21-32.
- Andersen, B. G. (1968) *Glacial geology of western Troms, North Norway*. Oslo: Universitetsforlaget.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Reidar, L. 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., Lie, O., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, O. (2005b) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *Holocene*, 15 (2), s. 161-176.
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P. og Nielsen, T. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2 (3), s. 202-205.
- Bergström, E. (1973) *Den precenta lokalglaciationens utbredningshistoria inom Skanderna*. Naturgeografiska Institutionen. Stockholms universitetet, Forskningsrapport 16, s. 214
- 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, s. 108-122.
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. I., Lowe, J. J. og Wohlfarth, B. (1998) An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13 (4), s. 283-292.
- Bradley, R. S. (1999) *Paleoclimatology: Reconstruction of Climates of the Quaternary*. London: Academic Press Limited.
- Croudace, I. W., Rindby, A. og Rothwell, R. G. (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1), s. 51-63.

- 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.
- de Vries, H. L. (1958) Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederlandse Akademie Wetensch.* B61, 94-102. Referert i: Bradley, R. S. (1999) *Paleoclimatology: Reconstruction of Climates of the Quaternary*. London: Academic Press Limited
- 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.
- Dearing, J. (1999) *Environmental Magnetic Susceptibility*. Oxford, England: Barington Instruments Limited.
- Donnelly, J. P., Driscoll, N. W., Uchupi, E., Keigwin, L. D., Schwab, W. C., Thielner, E. R. og Swift, S. A. (2005) Catastrophic meltwater discharge down the Hudson Valley; a potential trigger for the intra-Allerød cold period. *Geology (Boulder)*, 33 (2), s. 89-92.
- Fjalstad, A. (1997) Late Weichselian glacial maximum, glacial retreat, and postglacial sea level changes at northern and central Andøya, northern Norway. Doktorgrad, Institute of Biology and Geology, University of Tromsø. Tromsø
- Fossen, H. (2008) *Geologi : stein, mineraler, fossiler og olje*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Hald, M. og Aspeli, R. (1997) Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene. *Boreas*, 26 (1), s. 15-28.
- 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) *Geologisk kart over Norge. Berggrunnskart Andøya, M 1:250 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Hicks, D. M., McSaveney, M. J. og Chinn, T. J. H. (1990) Sedimentation in Proglacial Ivory Lake, Southern Alps, New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 22 (1), s. 26-42.
- Holmsen, G. (1924) Kvartærgeologiske iakttagelser på Andøen. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 122, s. 80-85.
- Humlum, O. (2000) The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35 (1–2), s. 41-67.
- Jansen, H. L. (2009) Glasiasjons- og deglasiasjonsforløpet på østlige midre Andøya. Mastergrad, Inst. for geografi, Universitet i Bergen. Upublisert
- Josefsen, L. (2010) En paleoklimatisk analyse av relikte talusderiverte steinbreer på Andøya, Vesterålen, Nord-Norge. Mastergrad, Inst. for geografi, Universitetet i Bergen. Upublisert
- Karlen, W. (1981) Lacustrine sediment studies; a technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography*, 63 (3), s. 273-281.
- Karlén, W. og Matthews, J. A. (1992) Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalssjøen, Southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 74 (4), s. 327-348.
- Kartverket (2016) *Norgeskart* [Internett]. Kartverket. Tilgjengelig fra: <http://www.norgeskart.no> [Hentet 24.03 2016].
- Koc, N., Jansen, E., Hald, M. og Labeyrie, L. (1996) Late glacial-Holocene sea surface temperatures and gradients between the North Atlantic and the Norwegian Sea:

- implications for the Nordic heat pump. *Geological Society, London, Special Publications*, 111 (1), s. 177-185.
- Lehman, S. J. og Keigwin, L. D. (1992) Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature*, 356, s. 757.
- Lysne, E. S. (2016) Kvartærgeologisk kartlegging og glasiasjons- og deglasiasjonsgangen ved Bømyra, sørlege Andøya. Masteroppgave, Inst. for geografi, Universitetet i Bergen. upublisert
- MAREANO (2016) *Havbunn, landformer* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://www.mareano.no/kart/mareano.html> [Hentet 10.04 2016].
- Marthinussen, M. (1962) ¹⁴C-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in North Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 215, s. 37-67.
- Masterton, W. L., Hurley, C. N. og Neth, E. J. (2012) *Chemistry: principles and reactions*. Andover, England: Brooks/Cole, Cengage Learning.
- met.no (2016) *Månednormal Andøya* [Internett]. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: <http://www.eklima.met.no> [Hentet 24.04 2016].
- MeteorologiskInstitutt/NRK (2016) *Været som var, Chesterfield Inlet, Nunavut (Canada)* [Internett]. Basert på data fra WMO. Tilgjengelig fra: http://www.yr.no/sted/Canada/Nunavut/Chesterfield_Inlet/statistikk.html [Hentet 13.05 2015].
- Møller, J. J. (1986) Holocene transgression maximum about 6000 years BP at Ramså, Vesterålen, North Norway. *Norsk Geografisk tidsskrift*, 40, s. 77-84.
- 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. (2002) *Havets historie i Fennoskandia og NV Russland* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://geo.phys.uit.no/sealev/> [Hentet 25.04 2016].
- Møller, J. J. og Sollid, J. L. (1972) Deglaciation Chronology of Lofoten - Vesterålen - Ofoten, North Norway. *Norsk Geografisk tidsskrift* 26, s. 101-133.
- Nesje, A. (1992) A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24 (3), s. 257-259.
- Nesje, A. (2012) *Brelære : bre, landskap, klimaendringer og datering*. Kristiansand: Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. og Matthews, J. A. (2000) The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19 (11), s. 1047-1065.
- 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., Matthews, J. A., Dahl, O., Berrisford, M. 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., Balascio, N. L., Dahl, S. O., Jansen, H. L., Støren, E. N. og Bradley, R. S. (2016b) A high-resolution 1200-year lacustrine record of glacier and climate fluctuations in Lofoten, northern Norway. *The Holocene*.
- Nielsen, P. R., Dahl, S. O. og Jansen, H. L. (2016a) Mid- to late Holocene aeolian activity recorded in a coastal dunefield and lacustrine sediments on Andøya, northern Norway. *The Holocene*.

- NorgeDigitalt (2015) *FKB-data* [Internett]. Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://www.geonorge.no/> [Hentet 04.06 2015].
- norgebilder.no (2016) *Norge i bilder* [Internett]. Skog og landskap, Statens vegvesen og Kartverket. Tilgjengelig fra: <http://www.norgebilder.no> [Hentet 02.01 2016].
- Norkart (2015) *Norge i 3D* [Internett]. Norkart. Tilgjengelig fra: www.norgei3d.no [Hentet 24.11 2015].
- Orme, L. C., Davies, S. J. og Duller, G. A. T. (2015) Reconstructed centennial variability of Late Holocene storminess from Cors Fochno, Wales, UK. *Journal of Quaternary Science*, 30 (5), s. 478-488.
- 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), s. 430-452.
- Paillard, D., Labeyrie, L. og Yiou, P. (1996) Macintosh program preforms time - series analysis. Eos, transactions American Geophysical Union.
- Parducci, L., Jørgensen, T., Tollefsrud, M. M., Elverland, E., Alm, T., Fontana, S. L., Bennett, K. D., Haile, J., Matetovici, I., Suyama, Y., Edwards, M. E., Andersen, K., Rasmussen, M., Boessenkool, S., Coissac, E., Brochmann, C., Taberlet, P., Houmark-Nielsen, M., Larsen, N. K., Orlando, L., Gilbert, M. T. P., Kjær, K. H., Alsos, I. G. og Willerslev, E. (2012) Glacial survival of boreal trees in northern Scandinavia. *Science (New York, N.Y.)*, 335 (6072), s. 1083.
- Rasmussen, A. (1984) Late Weichselian moraine chronology of the Vesterålen islands, North Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*.
- 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. og van der Plicht, J. (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55 (4), s. 1869-1887.
- 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.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. og Frenz, M. (2006) Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1), s. 79-98.
- 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.
- Schofield, J. E., Edwards, K. J., Mighall, T. M., Martínez Cortizas, A., Rodríguez-Racedo, J. og Cook, G. (2010) An integrated geochemical and palynological study of human impacts, soil erosion and storminess from southern Greenland since c. AD 1000. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295 (1-2), s. 19-30.

- Strømsøe, J. R. (2005) Kvantitativ analyse av forvittringsmateriale og kvartærgeologisk kartlegging av Hadseløya, Vesterålen, Nord-Norge - implikasjoner for isutbredelsen i Weichsel. Masteroppgave, Inst. for geografi, Universitetet i Bergen,
- Stuiver, M. (1978) Carbon-14 dating: a comparison of beta and ion counting. *Science*, 202 (4370).
- Stuiver, M., Reimer, P. J. og Reimer, R. (2016) *Calib 7.1 Radiocarbon calibration program* [Internett]. Tilgjengelig fra: <http://calib.qub.ac.uk/calib/> [Hentet 23.03.16 2016].
- Støren, E. N., Dahl, S. O. og Lie, Ø. (2008) Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18 (8), s. 1179-1191.
- Sulebak, J. R. (2007) *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'Sullivan, P. E. og Oldfield, F. (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and oceanography*, 20 (5), s. 687-698.
- Thomson, J., Croudace, I. W. og Rothwell, R. G. (2006) A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. *Geological Society Special Publications*, 267, s. 65-77.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. og Bickert, T. (2007) Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8 (2), s. 1-12.
- Undås, I. (1938) Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. *Norsk geologisk tidsskrift*, 18, 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 Alm, T. (1999) Late Weichselian and Holocene environments of lake Endletvatn, Andøya, northern Norway: as evidenced primarily by chemostratigraphical data. *Boreas*, 28 (4), s. 505-520.
- 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, 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 Elvsborg, A. (1979) Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway - a review. *Boreas*, 8 (2), s. 247-253.
- 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*. 2 utg. Trondheim, Norsk Geologisk Forening.
- 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 Andøya, 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. (2005) *Quaternary Dating Methods*. Chichester, West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Weltje, G. J. og Tjallingii, R. (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters*, 274 (3–4), s. 423-438.