

Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet på den nordvestlige delen av Hardangervidda

Master i naturgeografi

Av Heidi Rosendahl Lindebotten



Våren 2015

Institutt for geografi

Universitetet i Bergen

Foto på forsiden: Eidfjord-Osa-morenen (trinn 2 og 3) på fjellet Fruo. Moreneryggene kan også skimtes i bakgrunnen hvor de følger fjellsiden fra Hallingehaugane ned mot Fogerlia. Foto tatt ved foten av Store Allgarden, retning sørvest. September 2014.

Forord

En stor takk rettes til veileder Svein Olaf Dahl for gode innspill, engasjement for problemstillingen samt hjelp i felt med å hente prøver av blokker til eksponeringsdatering (med assistanse fra Erlend S. Vikestrand). Takk til medveileder Henriette Linge for uvurderlig hjelp med datering av de ovennevnte blokkene og gode samtaler. Takk til medveileder Pål R. Nielsen for introduksjon til tefra-prosedyre og glødetap, hjelp til å hente opp innsjøkjernen og gjennomlesing av kapitler.

En takk må også rettes til PhD-kandidatene Henrik L. Jansen og Sunniva S. Vatile for gode innspill i debatten om Hardangerfjorden og alltid vennlige smil. Takk til deg Sunniva for hjelp i felt, blant annet på jakt etter OSL-prøver. Takk til Kjell Helge Sjøstrøm for kurs i Adobe Illustrator – det var til stor hjelp!

Takk til gode medstudenter på lesesalen, særlig Marianne Andresen og Kathrine Tellebon. Jeg kommer til å savne lunsjpausene med dere. Takk til Guri F. Sognnæs for luftepauser, Kjetil Omarstrand for sitt positive syn på livet og Max Koller for sin unike humor.

Takk til familien som alltid stiller opp for meg. Takk til mamma, pappa og onkel Anfin for kjøring til og fra felt, lån av hytten på Garen og korrekturlesing. Takk til Kristin og Arild for hjelp til å redigere bildene fra felt.

Sist men ikke minst; en evig stor takk til min kjære Martin.

Heidi Rosendahl Lindebotten

15.05.2015

Innholdsfortegnelse

Forord.....	i
Innholdsfortegnelse.....	ii
Figurliste	v
Tabelliste	vii
Appendiks: innhold	viii
Vedlegg på CD	viii
Abstract	ix
Kapittel 1. Innledning og problemstilling	1
1.1 Formål	1
Kapittel 2. Områdebeskrivelse og teori.....	3
2.1 Geomorfologi	4
2.2 Geologi	4
2.3 Klima	5
2.4 Tidligere arbeider i feltområdet.....	6
2.5 Klimaet i sen-weichsel og tidlig holosen, med særlig vekt på yngre dryas.....	8
2.5.1 Havnivåendringer.....	9
2.6 Hardangerfjorden i YD: to teorier	10
2.6.1 Den rådende teorien.....	10
2.6.2 Den alternative teorien.....	11
Kapittel 3. Geomorfologisk kartlegging	13
3.1 Metode.....	13
3.2 Definisjoner	14
3.3 Presentasjon og tolkning av data	15
3.3.1 Trinn 1: Berakupen.....	16
3.3.2 Trinn 2 og 3: Fruo.....	18
3.3.3 Trinn 4: Drøllstøl	21
3.3.4 Drøllstøl: andre avsetninger	22
3.3.5 Rygger med fint materiale	24
3.3.6 Hauger med lagdelt materiale.....	25
3.3.7 Blokkansamlinger	26
3.3.8 Gjel.....	28
3.3.9 Hallet-flaten.....	29
Kapittel 4. Metode	30

4.1 Valg av borelokalitet: Vann «1113 moh.»	30
4.2 Glødetap (LOI) og totalt organisk karbon (TOC)	32
4.3 Magnetisk susceptibilitet (MS)	33
4.4 Røntgenfluorescens (Xrf)	34
4.5 Radiokarbondatering	34
4.6 Tefra	36
4.7 Optisk stimulert luminescence (OSL)	38
Kapittel 5. Resultater	40
5.1 Beskrivelse av kjernen: LOI, TOC, MS og Xrf.....	41
5.2 Radiokarbondatering	45
5.3 Tefra	46
Kapittel 6. Eksponeringsdatering	47
6.1 Teori	47
6.2 Prøvelokaliteter	48
6.3 Fremgangsmåte	48
6.4 Beskrivelse av blokkene	49
6.5 Dateringsresultater.....	52
6.6 Skjerming av blokkene	54
6.6.1 Maksimal tregrense gjennom holosen.....	54
6.6.2 Skjerming fra snø.....	55
6.6.3 Ryggens morfologi og blokkenes avsetning.....	57
6.7 Oppsummering eksponeringsaldre og skjerming	59
Kapittel 7. Diskusjon av feltområdet	61
7.1 Trinn 1: Berakupen.....	64
7.1.1 Breens utbredelse	64
7.1.2 Breens alder	65
7.2 Trinn 2 og 3: Fruo-morenen	65
7.2.1 Dateringer	66
7.2.2 Samlet vurdering av dateringene.....	68
7.2.3 Andre avsetninger tilknyttet fase 2 og 3	69
7.3 Trinn 4: Drøllstøl-morenen.....	69
7.3.1 Bredemt smeltevann.....	70
7.3.1 Andre avsetninger.....	70
7.4 Oppsummering av deglasiasjonsforløpet, med fokus på trinn 1-4	72
Kapittel 8. Diskusjon av regionale undersøkelser	73

8.1 Herdla-Halsnøy-morenen	73
8.1.1 Lokal glasiasjon i Nordfjord	75
8.1.2 Lokal glasiasjon langs Hardangerfjorden?.....	75
8.2 Eidfjord-Osa-stadiet	77
8.3 Strandlinjediagrammer	79
8.3.1 Den rådende teorien.....	79
8.3.2 Den alternative teorien.....	80
8.3.3 Eidfjordterrassen.....	81
8.4 Innlandsisens tykkelse i YD	83
8.4.1 Vinternedbør og Folgefonnas utbredelse	85
8.5 Oppsummering	87
Kapittel 9. Konkusjon	88
Videre arbeid	90
Litteraturliste.....	91
Referanser fra internett.....	97
Appendix	100

Figurliste

- Figur 1:* Kart over feltområdet, markert med rød, stiplet linje. Eidfjord ligger innerst i Hardangerfjorden (60°28'2 N, 7°4'10"Ø). Modifisert etter Norgeskart. 3
- Figur 2:* Oversiktskart over bergartene i studieområdet. Bildet er modifisert fra NGU. 5
- Figur 3:* Innlandsisens utbredelse under Eidfjord-Osa-stadiet i indre Hardanger. De svarte, tykke linjene markerer randavsetningene som bremodellene bygger på (Anundsen & Simonsen, 1967). 7
- Figur 4:* Herdla-Halsnøy-morenen avsatt i YD (svart/hvit linje), og Eidfjord-Osa-avsetningen (hvit linje), avsatt tidlig i preboreal. Mangerud et al. (2013). 10
- Figur 5:* Kvartærgeologisk kart over feltområdet. En større utgave av kartet ligger vedlagt på en CD bak i dokumentet. 16
- Figur 6:* En av ryggene i trinn 1, lokalisert vest for Berakupen, sør for Memorgonuten. Ryggen er ~10 m bred. Siden mot vest er 4-5 m høy mens den østlige siden er rundt 1 m. De røde, stiplede linjene markerer proksimalsiden/distalsiden. Bildet er tatt mot nordøst. 17
- Figur 7:* Trinn 2 (i forgrunnen) og trinn 3 (bakerst) som strekker seg fra Hallet, via Fruo mot Store Allgarden. Bildet er tatt nedenfor Berakupen i retning nord. Hardangerjøkulen i bakgrunnen. 19
- Figur 8:* Trinn 4 ved Drøllstøl, markert med stiplet, rød linje. Moreneryggen har en konveks form mot vest. Bildet er tatt mot nordvest med Vetle Allgarden i bakgrunnen. 21
- Figur 9:* Utdrag av Figur 20. Ryggene kategorisert som nr. 3 ligger på ~1150 moh., nr. 2 er på ~1100 moh., mens de laveste (nr. 1) ligger på ~1120 moh.. Eskeren er avsatt øst for nr. 1, samt rundt 500 meter sørøst for trinn 4. Nord er opp på kartet. 22
- Figur 10:* En av ryggene lokalisert ved Drøllstøl (Figur 9, nr. 3), ved foten av passet mellom Fagnuten og Store Allgarden. Materialet er fint og sortert (gjennomsnittlig 20- 30 cm tykt), med et tynt lag med usortert materiale på overflaten. Bildet er tatt i retning sørøst. Spade for målestokk. 23
- Figur 11:* Eksempler på lineære og haugformede blokkansamlinger. a) en typisk bred steinlinje lokalisert i den nordøstlige fjellsiden til Hallingehaugane (0243, 6965). Ryggsekk som målestokk. Foto tatt mot sørvest. b) den største steinsamlingen i feltområdet, rundt 150 m lang (061, 692). Foto tatt mot sørvest med Berakupen i bakgrunnen. c) lineær blokkansamling som strekker seg rundt 10 m langs proksimalsiden (høyre side av bildet) til trinn 3 (lokalisert på Fruo), krysser ryggen og sprer seg i en vifteform nedover terrenget ved distalsiden (venstre side av bildet)(0470, 6944). I bakgrunnen Store Allgarden og trinn 2. Foto tatt mot nordøst. 27
- Figur 12:* Utsikt over vann «1113 moh.», hvor borekjerner ble hentet. Moreneryggen, tilhørende trinn 3 som danner grense mot vannet i øst, er markert med en rød, stiplet linje. Bildet er tatt fra Hallingehaugane, i retning nordvest. I bakgrunnen sees Ulvik og fjellene som omkranser indre Hardangerfjorden. 31
- Figur 13:* Litostratigrafisk logg og beskrivelse av kjerne HYP 214, samt presentasjon av glødetap (%) og MS (normaliserte verdier). Fargene som markerer henholdsvis minerogent materiale og gyttje er kun ment som veiledende fargehenvisning, ikke eksakt etterligning. 40

- Figur 14.* Totalt organisk karbon (TOC) sammenlignet med glødetap (LOI), begge oppgitt i prosent. LOI har relativt jevne og lave verdier fra 144.5 til 76 cm, deretter stiger verdiene og viser et fluktuerende mønster til toppen av kjernen. TOC har nokså jevne verdier gjennom hele kjernen, men fluktuerer noe fra 144.5 til 70 cm. 41
- Figur 15.* Presentasjon av elementene Ti, Si, Fe, Ca og Fe/Ti. De grå markørene viser korrelerende hendelser som er ekstra utdypet i teksten. Enhetsnavnene er skrevet på markørene for å gjøre det lettere å se hvor hendelsene er i kjernen. 42
- Figur 16.* Bilde av blokkene som ble prøvetatt for eksponeringsdatering. Alle blokkene er lokaliserte på overflaten eller nær distalsiden av trinn 3 på Fruo. a) FRUO 1301, b) FRUO 1302, c) FRUO 1304, d) FRUO 1305. 50
- Figur 17.* Bilder av trinn 2 og 3 ved Hallet (a, rød pil) og trinn 2 og 3 ved Fruo (b, rød pil). På den nordvestlige delen av Hardangervidda var det vinteren 2015 gjennomsnittlig 2 meter snø på bakken (Yr). Bilde a) er tatt mot vest med Hallingehaugane i bakgrunnen. Bilde b) er tatt fra Berakupen, i retning nord. Bildene er tatt 15.03.15. 56
- Figur 18.* Figur som viser blokker med riktige (a), overestimerte (b) og underestimerte (c) eksponeringsaldre som samsvarer med morenens avsettelse. Ved figur a) blir alle blokkene avsatt oppå morenens overflate og blir eksponerte for kosmiske stråler umiddelbart. Ved b) er blokkene utsatte for kosmisk stråling før de avsettes på moreneryggen, og aldrene blir ulike og overestimerte. Bilde c) viser blokker som er avsatt så dypt i moreneryggen at de ikke blir påvirket av kosmiske stråler. Resultatet er underestimerte og ulike aldre etter hvert som blokkene blir eksponerte (Heyman et al., 2011). 57
- Figur 19.* Illustrasjon over trinn 3 hvor prøver til eksponeringsdatering ble samlet inn. Figuren viser avstanden mellom blokkene, samt deres plassering på morenens overflate (Fruo 1301 og 1302) og i distalsidens skråning (Fruo 1304 og 1305). Oversiktsbildene er modifiserte etter Norgeskart. 60
- Figur 20.* De viktigste løsmassene i feltområdet, presentert og tolket i Kapittel 3. Lilla, stiplet linje indikerer den sannsynlige formen som trinn 1-4 hadde da de ble avsatt. Symbolet for eskere er tegnet med glasifluvial farge rundt for å skille landformen fra blokkansamlingene som er tolket som enten eskere (lineær form) eller kames (haugform). Ettersom denne tolkningen er mer usikker enn tolkningen av de andre landformene, blir de kun presenterte som haugformede og lineære blokkansamlinger i tegnforklaringen. 61
- Figur 21.* Illustrasjoner av sannsynlige breutbredelser da trinn 1, 2 og 3 ble avsatt. 62
- Figur 22.* Innlandsisen trekker seg tilbake fra trinn 3 og avsetter trinn 4. Innlandsisens utbredelse i disse fasene (trinn 4, a-c) er noe usikker. 63
- Figur 23.* Presentasjon av dateringer fra feltområdet. Standardavvikene er oppjusterte/nedjusterte til nærmeste 50ende kalibrerte år. 67
- Figur 24.* Oversiktskart over dateringer som er utført langs Hardangerfjorden og nord i Hordaland i tilknytning til Herdla-Halsnøy-morenen-avsetningen og Eidfjord- Osa-morenen. Aldrene er oppgitt i kalibrerte år. Kalibreringer er utført på ¹⁴C-dateringene fra Rye (1970), Andersen et al. (1995), Helle et al. (1997), Johannessen (2002) og Bakke et al. (2005). Aldre fra Mangerud et al. (2013) var allerede kalibrerte. Morenene er modifiserte og noe forenklet etter Andersen et al. (1995) og Mangerud et al. (2013). Dateringsoversikten er inspirert av Andersen et al. (1995). Bakgrunnskartet viser Hordaland fylke i gult (modifisert fra Wikimedia). 74

<i>Figur 25.</i> Oversikt over Nordfjords plassering i forhold til Hardangerfjorden. Sognefjorden i midten. Modifisert fra Norgeskart.	75
<i>Figur 26.</i> Oversikt over glasimarine terrasser i indre Hardanger. Vambheim (119-128 moh.), Eidfjord (101-113 moh.), og Bu (113 moh.) er markerte med røde prikker ettersom de benyttes av flere artikkelforfattere til å rekonstruere deglasiasjonsforløpet i Hardangerfjorden (bla. Anundsen, 1964; Anundsen & Simonsen, 1967; Rye, 1970; Mangerud, 2000; Helle, 2004). Terrasser på Tunheim, Erdal, Bjøteit og Tveisme er nevnt i Anundsen og Simonsen (1967) og Helle et al. (1997). Modifisert etter Norgeskart.	79
<i>Figur 27.</i> Estimert strandlinjediagram basert på havnivåkurver fra Sotra (Ljones et al., 2007) og Tørvikbygd, midtre Hardanger (Romundset et al., 2010). De røde markørene indikerer høyden på de glasimarine terrassene i Ulvik og Eidfjord, på henholdsvis 120-125 og 101-103 moh. (Mangerud et al., 2013).	80
<i>Figur 28.</i> Overflateprofil til innlandsisen i YD og preboreal, samt ¹⁰ Be-aldre fra randavsetninger langs Hardangerfjorden. Legg merke til at breen er markert til å nå over 1600 moh. i YD, noe som vil si at Berakupen (1530 moh.) må ha vært dekket av is. Mangerud et al., (2013).	83
<i>Figur 29.</i> Alternativ breprofil i Hardangerfjorden i YD. Den øverste stiplede linjen er Follestad (1972) sitt forslag, mens den uthevede stiplede linjen viser maksimum profil-høyde basert på ELA-beregninger på Drebrekke. Legg merke til Vasslifjellet hvor det er gjort funn av norsk malurt. Dette gir implikasjoner for moreneryggene på bla. Melderskin og Gygrastolen. Figur hentet fra Bakke et al. (2005), hvorav Hardangerfjordens dybdeprofil er modifisert etter Follestad (1972).	86

Tabelliste

<i>Tabell 1.</i> Liste over elementene som blir analyserte i oppgaven. Modifisert etter Skår (2012).	31
<i>Tabell 2.</i> Informasjon og dateringsresultater for makrofossilene hentet fra HYP 214 ved overgangen mellom minerogent materiale og gyttje.	42
<i>Tabell 3.</i> Oversikt over ¹⁰ Be-informasjon fra blokkene på Fruo- morenen (trinn 3). Modifisert etter tabell laget av Henriette Linge.	53

Appendiks: innhold

1. Glødetap (LOI)
2. Magnetisk susceptibilitet (MS)

Vedlegg på CD

3. Kwartærgeologisk kart over feltområdet
4. Sammenslåing av Xrf-målingene

Abstract

The aim in this thesis is to contribute with new information regarding the ongoing debate on whether the Scandinavian Ice Sheet readvanced during the Younger Dryas, filling Hardangerfjorden in Western Norway (as well as other western fjords) with ice, or whether the fjord became ice-free in Allerød or earlier. At the northwestern part of the mountain plateau Hardangervidda, in the inner part of Hardangerfjorden, there are two sharp, semi-parallel moraine ridges belonging to the Eidfjord-Osa Moraine. The moraine has been interpreted as being of Preboreal origin, created after the 2000 m thick Younger Dryas Ice Sheet retreated from the fjord by calving. The Eidfjord-Osa Moraine in my study area was dated by exposure dating on five glacier derived boulders. Two of the samples yielded Preboreal/Boreal ages (10.15 ± 0.50 and 10.14 ± 0.50). The boulders have most likely been buried during and/or after deposition, hence the ages are presumed to be underestimated. One radiocarbon date from a sediment core from a moraine dammed lake yielded a middle Preboreal age ($10\,789 \pm 104$ cal. yr BP). Two other radiocarbon ages retrieved from the same lake in 2002 yield late Younger Dryas/early Preboreal age.

Two other moraine systems are also observed in the study area. The one situated close to the mountain Berakupen is interpreted as the oldest of the four systems based on morphology and location. The moraine has not been dated, but it is presumed to have been deposited in early Younger Dryas, Older Dryas or even earlier by comparison with the Eidfjord-Osa Moraine. If this is correct, the moraine system would probably have been overridden and destroyed by a the Younger Dryas Ice Sheet heading towards the coast. Hence, the ice sheet was probably thinner than the expected height of 2000 m. Other arguments against the prevailing theory include that the presumed Younger Dryas moraines were deposited by local glaciers instead of an ice sheet, indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger and research suggesting that the Folgefonna plateau glacier did not reach Hardangerfjorden during this cold period.

In this thesis it is suggested that the Eidfjord-Osa Moraine most likely is of late Younger Dryas origin. This hypothesis supports the alternative deglaciation model of Hardangerfjorden and the Hardanger region, but a lot of research remain to verify this theory.

Kapittel 1. Innledning og problemstilling

For rundt 2.6 millioner år siden startet den geologiske perioden vi fremdeles befinner oss i, nemlig kvartær. Rundt 30-40 kuldeperioder er registrerte i kvartær, og hver periode ble etterfulgt av en varmere periode. Minst fire store, kalde stadialer (istider) førte til at hele Skandinavia ble dekket med innlandsis (bla. Svendsen et al., 2004). Den siste store innlandsisen som dekket Skandinavia blir kalt for weichsel. Siste istids maksimum er antatt å ha vart frem til ~19 500 kalibrerte (kal., heretter) år BP (BP = 1950) (Mangerud et al., 2013). I tiden etter dette vekslet klimaet mellom varme og kalde perioder. Det største brefremrykket i deglasiasjonen i kuldeperioden som har fått navnet yngre dryas (YD). Den Skandinaviske innlandsisens utbredelse, særlig i Vest-Norge, i denne perioden er dog mye diskutert. To teorier markerer seg i debatten, hvorav den rådende teorien hevder at innlandsisen var over 2000 m tykk og dekket hele Norge bortsett fra noen isfri soner ytterst langs kysten (bla. Anundsen, 1964; Anundsen & Simonsen, 1967; Follestad, 1972; Aarseth og Mangerud, 1974; Andersen et al., 1995; Mangerud, 2000; Bondevik og Mangerud, 2002; Mangerud, 2004; Lohne et al., 2007; Romundset et al., 2010; Mangerud et al., 2013). Alle avsetninger som er lokaliserte på innsiden av YD-grensen er hevdet å være av preboreal alder. Den alternative teorien hevder på den annen side at Vest-Norge, herunder Hardangerfjorden, ble isfri i allerød (varmeperiode før YD) eller tidligere. Brefremstøt i denne perioden skjedde primært som følge av lokal glasiasjon (f.eks. Helle et al., 1997; Johannessen, 2002; Helle, 2004; Bakke et al., 2005; Helle, 2006; Helle et al., 2007).

1.1 Formål

Mitt feltområde er lokalisert innerst i Hardangerfjorden, på den nordvestelige delen av Hardangervidda (Eidfjord kommune). Dersom innlandsisen fylte fjorden i YD, må den følgelig ha beveget seg forbi dette feltområdet. To semi-parallele randmorenesystemer i feltområdet blir av den rådende teorien tolket å være avsatt i varmeperioden som etterfulgte YD (preboreal). Moreneryggene korrelerer med det kartlagte Eidfjord-Osa-systemet, som strekker seg fra Sognefjorden og sørover mot Rogaland. Ytterligere to randmorener er også kartlagte i området. Det er tidligere utført kartlegging i feltområdet samt i omkringliggende områder (bla. Anundsen, 1964; Anundsen og Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Ettersom det kun er utført ¹⁴C-dateringer i området, vil andre dateringsmetoder være et viktig

supplement for rekonstruksjon av deglasiasjonshistorien til den nordvestlige delen av Hardangervidda. Problemstillingene som skal drøftes er som følger:

Hovedproblemstilling:

Hva var den Skandinaviske innlandsisens utbredelse i yngre dryas på den nordvestlige delen av Hardangervidda, sør for Måbødalen?

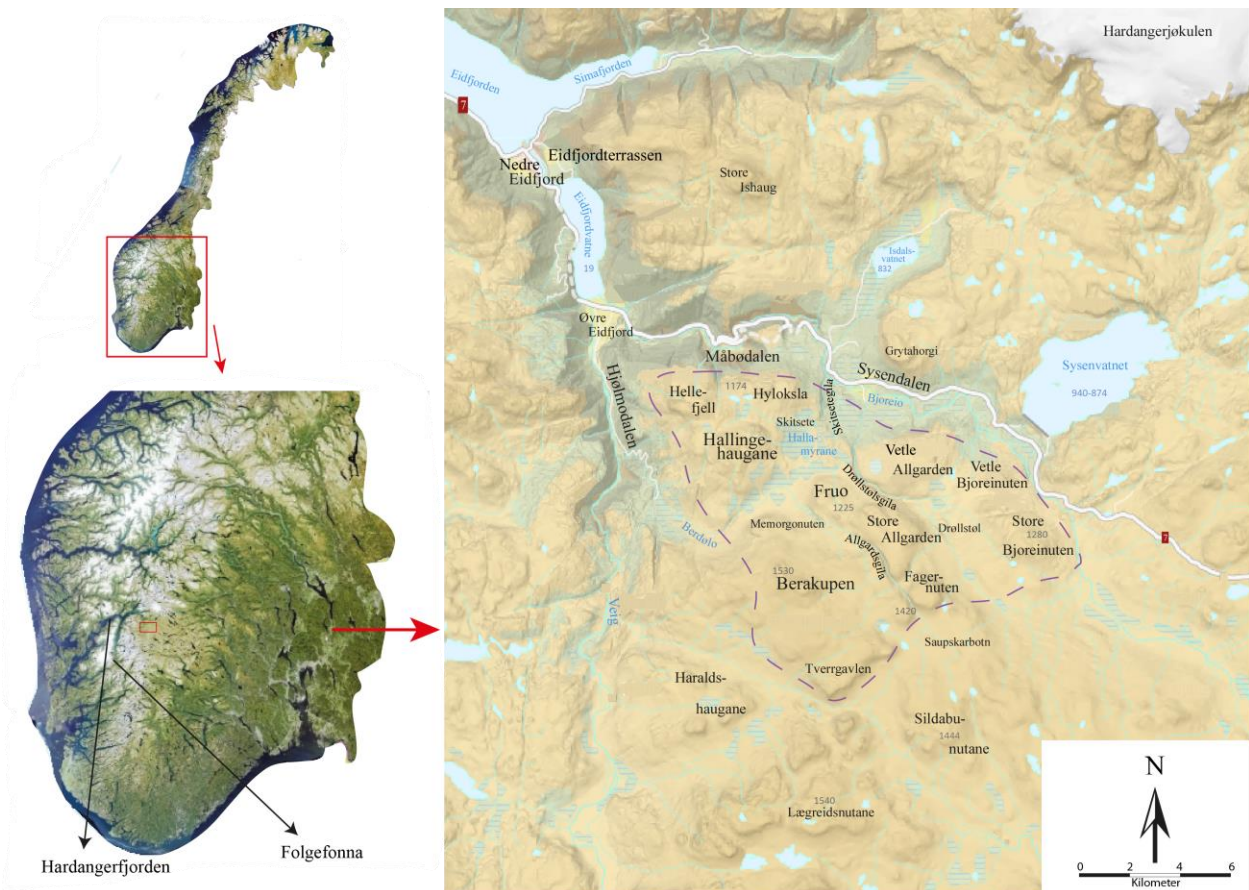
Underproblemstillinger:

1. Hvordan var deglasiasjonforløpet på den nordvestlige delen av Hardangervidda?
2. Hvilke implikasjoner gir undersøkelsene fra feltområdet for den rådende teorien om innlandsisens utbredelse i Hardangerfjorden i yngre dryas?

De ovennevnte problemstillingene drøftes med utgangspunkt i en kvartærgeologisk kartlegging. Viktige dateringsmetoder i oppgaven er eksponeringsdatering (^{10}Be) av blokker lokaliserte på overflaten av den innerste moreneryggen tilhørende Eidfjord-Osa-morenen, og ^{14}C -dateringer fra innsjøsedimenter. Innsjøsedimentene vil også bli målt for glødetap (LOI), totalt organisk karbon (TOC), magnetisk susceptibilitet (MS) og røntgenfluorescens (Xrf), i tillegg til undersøkelse etter forekomst av tefra. Prøvetaking av glasiale avsetninger for optisk stimulert luminescence (OSL) blir også utført.

Kapittel 2. Områdebeskrivelse og teori

Feltområdet er lokalisert øst i Eidfjord kommune, innerst i den 120 km lange Hardangerfjorden, Hordaland fylke (Figur 1). Nedre Eidfjord ligger ved Eidfjorden, arm av Hardangerfjorden, og er det største tettstedet i kommunen. Sørøst for tettstedet er det en stor terrasse (Eidfjordterrassen) på 101-113 moh. (Anundsen og Simonsen, 1967). En elv på vestlig side av terrassen binder sammen Eidfjordvatnet (19 moh.) og Nedre Eidfjord. Tettstedet Øvre Eidfjord ligger i sørlig ende av vannet, og her møtes også de to trange og smale dalene Måbødalen (V-Ø-retning) og Hjørmodalen (NØ-SV-retning). Måbødalen er rundt 8 km lang og varierer i høyde fra rundt 30 moh. ved utløpet i Øvre Eidfjord til rundt 700 moh. hvor dalen skjærer seg inn i den bredere Sysendalen i øst. Gjennom Sysendalen og nedover Måbødalen renner elven Bjoreio, som har sitt utspring lenger øst på Hardangervidda. Nordøst for feltområdet er Hardangerjøkulen (platåbre) lokalisert, Norges sjette største isbre



Figur 1: Kart over feltområdet, markert med rød, stiplet linje. Eidfjord ligger innerst i Hardangerfjorden (60°28'2 N, 7°4'10"Ø). Modifisert etter Norgeskart.

(Dahl & Nesje, 1994). I vest ligger platåbreen Folgefonna, Norges tredje største isbre. Også dette er en platåbre (maritim), og den er delt inn i tre isolerte isbreer; Søndre, Midtre og Nordre Folgefonna (Imhof et al., 2012). Selve feltområdet er avgrenset i nord og øst av Bjoreio. I vest er feltområdet avgrenset av Måbødalen, mens grensen i sør strekker seg til og med Tverrgavlen. Feltområdets avgrensning er resultat av kartleggingen av de glisiale avsetningene som finnes med utgangspunkt i randavsetningene i området (se Kapittel 3).

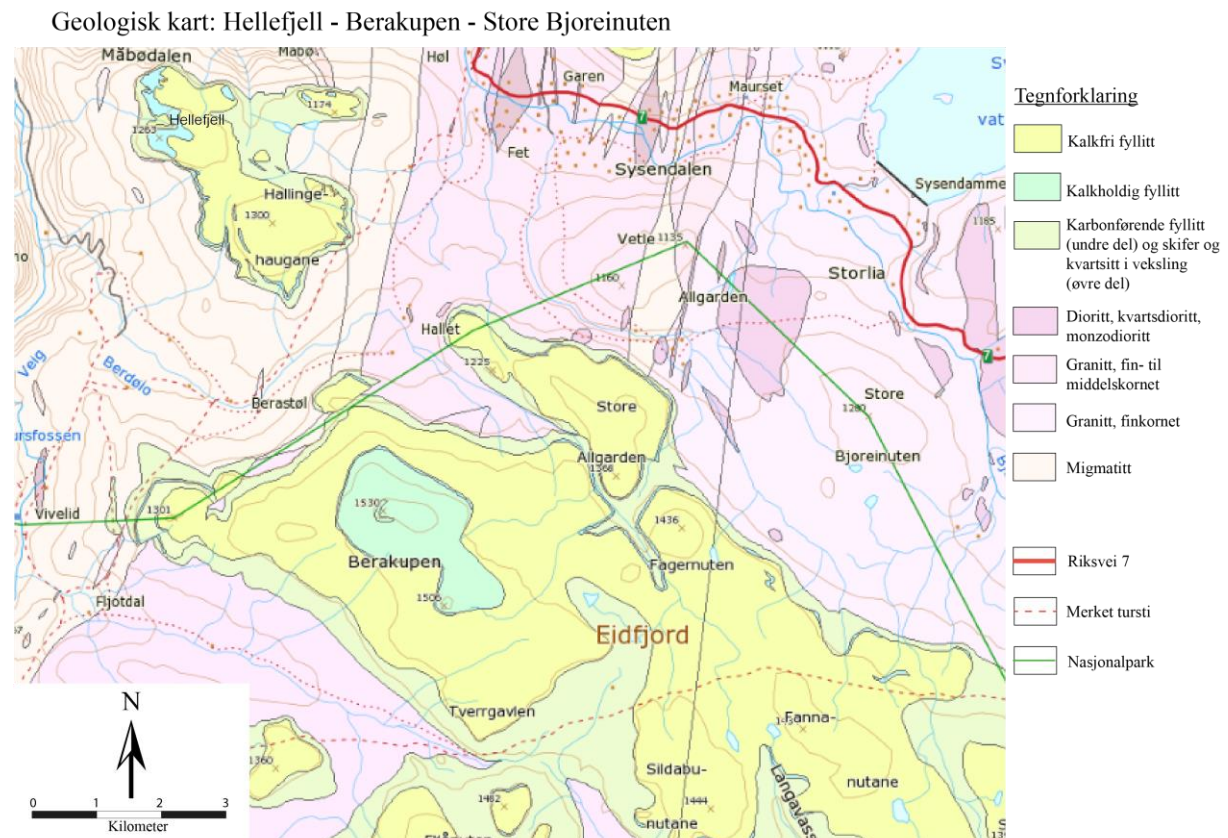
2.1 Geomorfologi

Hardangervidda er det største fjellplatået i Nord-Europa med et areal på rundt 8000 km². Vidde avgrenses av Sørfjorden, Eidfjorden og Osafjorden i vest, Haukeli i sør, Bergensbanen i nord, og Tunhovdfjorden/Tinnsjø i øst (Norgeskart). Hardangervidda har et relativt flatt relieff på den østlige siden av vannskillet, og særlig på den nordlige delen sør for Riksvei 7 kan landskapet betegnes som slettelandskap (Andresen et al., 1974). Den vestlige delen av vidde er karakterisert av et undulerende landskap, med relativt høye fjell og dype dalbunner som øker i mektighet fra øst mot vest. I nordvest ligger Hardangerjøkulen, Norges 6. største isbre på ca 73 km². Fjellene vest i feltområdet (Hellefjell, Hyløksla, Hallingehaugane) ligger jevnt over på mellom 1200- og 1300 moh. Høyden på fjellene stiger lenger sørøst i området mot 1400 moh. (f.eks. Fruo, Store Allgarden, Fagernuten). Det høyeste fjellet er Berakupen med 1530 moh. Tregrensen på Hardangervidda strekker seg opp mot rundt 850 – 950 moh. (vest - øst), som vil si at mer eller mindre hele vidde ligger over grensen (Andresen et al., 1974; Dahl og Nesje, 1996).

2.2 Geologi

Berggrunnen på Hardangervidda kan deles inn i tre hoveddeler: prekambrisk grunnfjell, kambro-siluriske sedimenter, overskjøvne bergarter (Rosendahl, 1934; Anundsen, 1964; Anundsen og Simonsen, 1967; Andresen et al., 1974) (Figur 2). Det prekambriske grunnfjellet ble dannet for mer enn 1000 millioner år siden, og består hovedsakelig av gneis og granitt. For rundt 600 millioner år siden ble landskapet erodert ned til havnivå, og havet strømmet inn over det sub-kambriske peneplanet og avsatte marine sedimenter (kambro-silurske sedimenter). Dette laget består først og fremst av en fyllittavdeling som kan deles inn i tre underkategorier; underst er det mørk, alunskifrig fyllitt, dernest blåkvarts og øverst et mektig, grå-grønt fyllittlag. Grensen mellom det prekambriske grunnfjellet og fyllitt-laget ligger på rundt 1200 moh., med en synkende høyde fra øst mot vest (Anundsen og Simonsen, 1967).

Årsaken til dette er knyttet til dannelsen av den Kaledonske fjellkjeden for 400 millioner år siden. Da det nordamerikanske kontinentet (Laurentia) drev mot Nord-Europa (Baltika), ble svære bergflak fra det prekambriske grunnfjellet revet løs langs norskekysten og transportert i en sørøstlig retning. Dette resulterte i at den opprinnelige lagdelingen av bergarter på Hardangervidda ble foldet og forstyrret. Rester av skyvedekket er å finne på flere topper på og nær Hardangervidda, som for eksempel Hårteigen, Hardangerjøkulen og Hallingskarvet.



Figur 2: Oversiktskart over bergartene i studieområdet. Bildet er modifisert fra NGU.

2.3 Klima

Hardangerviddas utstrekning gjør at vidden befinner seg i både den vestlige og østlige delen av vannskillet i Sør-Norge. Klimaet på den sørlige og vestlige delen av vidda er påvirket av havet i vest, som gir et temperert klima preget av mye nedbør, skyer og tåke (Lie et al., 2004). Hardangerfjorden i vest er som en korridor som transporterer maritimt klima mot den nordvestlige delen av Hardangervidda. Lenger sør fungerer Folgefonna som en barriere mot det samme været, og bidrar til at den sørvestlige delen av vidda er mindre påvirket av maritimt klima enn den nordvestlige. Den nordlige og østlige delen av vidda kjennetegnes av

et tørrere og kaldere klima (kontinentalt klima). Overgangen mellom de to regimene er gradvis, og er i stor grad påvirket av topografi (Sterten, 1974).

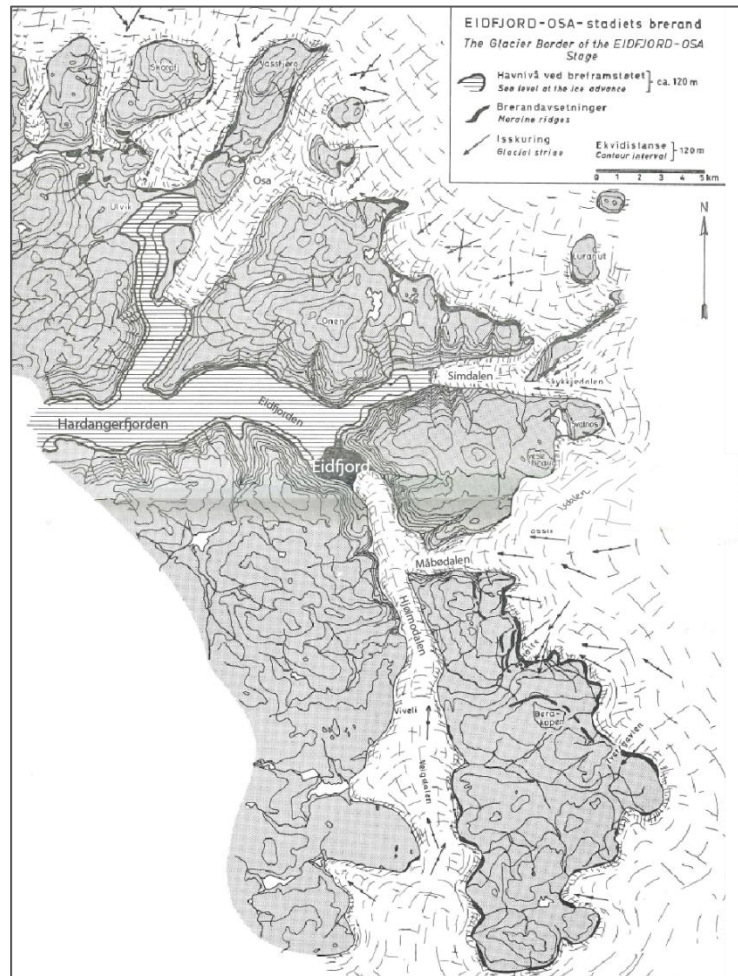
Gjennomsnittstemperaturen i Vest-Norge i perioden 1961 til 1990 var 2,6 °C, mens den gjennomsnittlige vintertemperaturen for samme periode var på – 2,6 °C (eKlima). Den meteorologiske stasjonen som ligger nærest studieområdet er lokalisert på Liseth, 735 moh., ved grensen mellom Sysendalen og Måbødalen. Stasjonen har vært i bruk siden 1953 og måler nedbør og snødekke. På grunn av ufullstendige observasjoner, er det kun data tilgjengelig fra perioden 2004-2009. Gjennomsnittlig årsnedbør er på ~1267 mm. Ifølge «Liestøl-formelen» har nedbørsgradienten i Norge en eksponentiell stigning på 8% per 100 m (f.eks. Dahl & Nesje, 1992; Lie et al., 2004). Dette resulterer i en gjennomsnittlig årsnedbør for Berakupen tilsvarende ~2346 mm. Gjennomsnittlig vinternedbør (1.oktober- 30.april) på Liseth var i samme periode ~838 mm/år og ~1550 mm/år på Berakupen. Den dominerende vindretningen i Vest-Norge er fra sørvest. Hardangervidda er generelt preget av sterk vind (Barstad og Grønås, 2005).

2.4 Tidligere arbeider i feltområdet

Det tidligste arbeidet i feltområdet ble publisert allerede i 1866. Flere publikasjoner fulgte på slutten av 1800-tallet/begynnelsen av 1900- tallet (Anundsen, 1967, og referanser deri). I 1964 skrev Anundsen (1964) en hovedfagsoppgave med fokus på kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging av Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjølmødal og tilhørende fjellområder. Han mente at innlandsisen hadde utløp ut Måbødalen, Simadalen og Veigdalen-Hjølmødal da randavsetningene i det som kalles Eidfjord-Osa-stadiet ble avsatt (Figur 3). Det ble også funnet spor etter en liten bretunge fra Hallamyrene i SV-retning mot Berastøl og videre mot Hjølmødal. Eidfjordterrassen, antatt å være en randterrasse, konkluderes med å være avsatt samtidig som Eidfjord-Osa-stadiet. Eidfjord-Osa-stadiet ble datert til sen preboreal alder eller til overgangen preboreal/boreal (ibid.) (mer i Kapittel 2.5). I 1967 publiserte Anundsen og Simonsen (1967) en artikkel om randavsetningene på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Kartlegging av avsetninger fra Tverrgavlen i sørøst til Ulvik i nordvest bygger på tidligere observasjoner av Liestøl publisert i 1962 (referert i ibid.) og Anundsen (1964). Liestøl konkluderte med at randavsetningene måtte være av relativt ung alder, og det var ingen indikasjoner i området

som tydet på at det hadde vært en aktiv bre sør for Tverrgavlen. Anundsen og Simonsen (1967) utforsket dermed det sistnevnte området, i tillegg til Veigdalen som ligger i en NS-retning fra Hjølmødal. Områdene Simadalen og Osa i Ulvik, nord for Eidfjord, ble også kartlagte. Brefronten til Eidfjord-Osa-stadiet ble rekonstruert basert på observerte morenerygger (Figur 3).

I 1974 ble det skrevet en NOU (Norges offentlige utredninger) hvor Andresen et al. (1974) oppsummerte hovedtrekkene i avsmeltingshistorien til Hardangervidda basert på over tusen observasjoner. Blant annet er det spor som tyder på at innlandsisens tilbaketrekking etter siste istids maksimum ble avbrutt av flere fremrykk og stillstander. Brefronten nådde ut til Halsnøy, kysten av Vest-Norge, mellom 8900 og 8000 f. Kr (~ 10 850 – 9950 kal. år BP). Frem mot rundt ~ 9650 kal. år BP ble klimaet varmere, og breen kalvet¹ opp gjennom Hardangerfjorden. Områdene på vidden som lå nærmest fjorden ble isfrie. En



Figur 3. Innlandsisens utbredelse under Eidfjord-Osa-stadiet i indre Hardanger. De svarte, tykke linjene markerer randavsetningene som bremodellen bygger på (Anundsen & Simonsen, 1967).

kuldeperiode etterfulgte varmeperioden, og et nytt brefremrykk dannet randavsetningene på Fruo og tilhørende områder, samt isranddeltaet i Eidfjord (i preboreal). Noen tiår senere

¹ Kalving er ismasser som løsner fra brefronten, som fører til en dynamisk, tynn og ustabil bre som igjen akselererer tilbaketrekkingen. Kalving blir trigget enten av økt konsentrasjon og/eller dybde av bresprekker, og/eller reduksjon i bresprekkelse (som øker sjansen for at bresprekker treffer vannoverflaten). Kalving er også påvirket av topografi (f.eks. Benn et al., 2007).

rekonstruerte Johannessen (2002) bredekket mot slutten av siste deglasiasjon på den nordvestlige delen av vidda, altså omtrent samme område som denne oppgaven. Oppgaven er først og fremst basert på kartlegging av kvartærgeologiske løsmasser, men det benyttes også makrofossiler til radiokarbondatering av morenemateriale hentet fra myr og vann.

Johannessen (ibid.) setter sine egne funn inn i en regional kontekst, og hevder at Hardangerfjorden trolig var isfri ved begynnelsen av yngre dryas (nærmere utdypning i neste kapittel). Denne teorien blir støttet av Kaldhol (1941) og Undås (1948), som mente at randavsetningene i Eidfjord og Odda tilhørte det såkalte Ra- stadiet (samlebetegnelse for endemorener fra yngre dryas)(begge refererte i Anundsen, 1964).

2.5 Klimaet i sen-weichsel og tidlig holosen, med særlig vekt på yngre dryas

Den Skandinaviske innlandsisen begynte å trekke seg tilbake etter siste istids maksimum for rundt 20 000 år siden (Svendsen et al., 2004). Deglasiasjonshistorien til innlandsisen er karakterisert av høy-frekvente og kortvarige klimafluktasjoner som varte fra hundre til tusener av år. Dette førte til at isen vekslet mellom å trekke seg tilbake, stagnere, og rykke frem igjen (Nesje og Dahl, 1991; Nesje et al., 1991; Nesje & Dahl, 1993). Den tidligste varmeperioden man kjenner til er *bølling* som startet for 14 750 kal. år BP siden (Rasmussen et al., 2006), og som førte til sterk tilbaketrekking av breene langs norskekysten. Denne perioden ble etterfulgt av en kort, kald periode kalt *eldre dryas* (~14 000-13 700 kal. år BP), hvor breene muligens rykket frem igjen. *Allerød* (~13 700-12 900 kal. år BP) er kjennetegnet av stigende temperaturer, men også noen kalde, kortere perioder inntraff i denne perioden (Mangerud, 1977). Iskanten trakk seg ~40 km inn i landet, og store deler av Hordaland ble isfritt, i hvert fall minimum til Ølve nær kysten av Hardangerfjorden og til Trengereid øst for Bergen (Mangerud, 2000). Mot slutten av allerød sank temperaturen, og en ny, kald periode kalt *yngre dryas* (YD, heretter) tok til. I denne perioden skjedde det største brefremrykket i deglasiasjonshistorien. Det er antatt at YD startet for rundt 12 800 kal. år BP siden og varte frem til 11 600 kal. år BP siden (Mangerud et al., 2013). Det er ingen enighet om hvilke mekanismer som forårsaket starten, stabiliseringen eller avslutningen på YD. Den hurtige temperaturreduksjonen ved starten av YD kan ha blitt utløst av endringer i atmosfæriske sirkulasjoner samt havsirkulasjoner. Varmt, saltholdig vann kan ha blitt ført nordover, og førte med seg varme vestavinder som fikk breene til å smelte. Den økte konsentrasjonen av ferskvann i havet trigget dannelsen av sjøis, som førte vestavinden sørover. Denne tilstanden varte i rundt 800 år (Larsen et al., 1984; ibid.), og kjennetegnes av et kaldt og fuktig klima.

Rundt 12 150 kal. år BP endret klimaet seg, og det ble mildere temperaturer og økt nedbørsmengde. Generelt var klimaet i den siste fasen mer ustabil enn den første fasen, ved at den nevnte syklusen gjentok seg over flere ti- og hundreårs intervaller. Svingningene kan ha stoppet opp på grunn av økt solinnstråling, men dette er fremdeles usikkert (Bakke et al., 2009).

Holosen kjennetegnes av brevariasjoner i form av fremrykk, stagnasjon og tilbaketrekninger. Temperaturen steg hurtig med rundt 6 °C de første 500 årene etter YD (Birks & Ammann, 2000). Den preboreale oscillasjonen (PBO) var den første korte, kalde perioden som inntraff i holosen ved 11 300-11 150 kal. år BP (bla. Björck et al., 1997). Bakke et al. (2005) har også registrert to brefremrykk i 11 100 og 10 550-10 450 kal. år BP kalt Jondal Event (JE 1 og 2, henholdsvis). JE 1 inntraff i PBO. Ved overgangen preboreal/boreal skjedde det største klimatisk betingede brefremstøtet i holosen, kalt Erdalen Event. To fremrykk er observert i denne perioden, mellom 10 000 og 10 050 kal. år BP og rundt 9700 kal. år BP (Dahl et al., 2002). Boreal ble etterfulgt av atlantikum, en varmeperiode med innslag av korte, kaldere perioder. I denne perioden smeltet sannsynligvis alle breene i Norge bort for en kortere eller lengre periode (Nesje et al., 2008a). Breene rykket etter dette frem igjen, hvorav Lille istid, ~1250-1920 AD, representerer det største fremrykket i historisk tid (Nesje et al., 2008b). Deretter har breene, frem til i dag, gradvis rykket tilbake.

2.5.1 Havnivåendringer

Ifølge Lohne et al. (2007) begynte havnivået langs kysten av Vest-Norge å synke etter siste istids maksimum, og stagnerte på et lavt nivå i allerød mellom ~13 640 og 13 080 kal. år BP. En stigning i havnivået, kalt YD-transgresjonen, etterfulgte denne perioden (bla. Anundsen, 1978; Helle et al., 1997). YD-transgresjonen førte til at havnivået steg med 9-12 m i perioden ~13 080 og 11 790 kal. år BP, og nådde en maksimumshøyde mellom 11 790 og ~11 550 kal. år BP. Det er antatt at et regionalt brefremstøt var den primære faktoren for havnivåstigningen. I overgangen mellom YD og tidlig holosen (~11 500-10 100 kal. år BP) sank havnivået hurtig med 37 m (Lohne et al., 2007). En alternativ modell for havnivået er presentert av blant andre Helle et al., (1997). Her blir det hevdet at havnivået i YD var karakterisert av transgresjons-regresjons-sykluser, og ikke bare en generell stigning.

2.6 Hardangerfjorden i YD: to teorier

Det er to teorier som dominerer debatten om når Hardangerfjorden sist ble isfri. Den rådende teorien hevder at fjorden var fylt med is i YD, og at Eidfjord-Osa-stadiet er av preboreal opprinnelse. Den alternative teorien hevder at fjorden blir fri for is allerede i allerød, eventuelt tidligere, og at Eidfjord-Osa-stadiet ble avsatt i YD. Under følger en kort presentasjon av de to teoriene og de viktigste argumentene knyttet til hver og en av de. En nærmere utdypning av temaet blir drøftet hovedsakelig i Kapittel 8, men også noe i Kapittel 7.

2.6.1 Den rådende teorien

Den rådende teorien hevder at innlandsisen trolig dekket hele Norges areal i YD, bortsett fra isfrie soner langs kysten (bla. Anundsen, 1964; Anundsen og Simonsen, 1967; Follestad, 1972; Aarseth og Mangerud, 1974; Holtedahl, 1975; Mangerud, 1977; Andersen et al., 1995; Mangerud, 2000; Mangerud, 2004; Lohne et al., 2007; Mangerud et al., 2013). Randmorener knyttet til brefremrykket finnes som et belte rundt hele Fennoskandia (~ 2500 km langt), bestående enten som én rygg eller som to semi-parallele avsetninger. I Hordaland er det Halsnøy-Herdla-morenen (Figur 4) som er antatt å representere



Figur 4. Herdla-Halsnøy-morenen avsatt i YD (svart/hvit linje), og Eidfjord-Osa-avsetningen (hvit linje), avsatt tidlig i preboreal. Mangerud et al. (2013).

iskantens vestligste posisjon i YD. Brefremstøtet startet trolig i allerød, rundt 600 år før overgangen til YD (Lohne et al., 2007). Generelt i Sør-Skandinavia hadde innlandsisen sin

maksimal utbredelse tidlig i YD. Unntaket er Hordaland, hvor fremrykket varte helt til slutten av perioden (Andersen et al., 1995; Bondevik og Mangerud, 2002) og nådde sin vestligste posisjon i perioden 11 700-11600 kal. år BP. Her lå breen i 100- 200 år før den trakk seg hurtig tilbake. Daterte breavsetninger ved fjordmunningen og fjellområdene rundt Hardangerfjorden, samt strandlinjediagrammer, er noen av argumentene som bygger opp under teorien om at Hardangerfjorden var fylt med is i YD. Ismasser fra høyerliggende områder (primært fjellpartiene mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden) langs fjorden, i tillegg til Folgefonna, er hevdet å ha vært viktige faktorer for at innlandsisen kunne nå helt ut til kysten. Breprofilen i Hardangerfjorden er kalkulert til å ha vært over 2000 m tykk. Denne påstanden begrunnes med forholdet mellom fjordens dybde (mellom 600 og 800 m (Holtedahl, 1975), og de høyestliggende randavsetningene langs Hardangerfjorden, som trolig ble avsatt i YD (bla. Nordlifjellet vest for Søndre Folgefonna, ~900 moh.). Mangerud et al. (2013) har videre kalkulert breens tilbaketrekkingshastighet til 240 ± 70 år gjennom den 120 km lange fjorden. Regnestykket er basert på distansen mellom morenerygger på Tysnes (lokalisert ved fjordmunningen) datert til 11 500 kal år BP, og isranddeltaet (Eidfjordterrassen) i Eidfjord, innerst i Hardangerfjorden, datert til 11 200-10 800 kal. år BP (ibid). Den maksimale utbredelsen til innlandsisen varte kun en kort periode på 100-200 år, og tilbaketrekkingen er datert til ~11 500 kal. år BP (Bondevik and Mangerud, 2002). Isen begynte tilbaketrekkingen da temperaturen steg i overgangen mellom YD og holosen. Den primære mekanismen bak den raske tilbaketrekkingshastigheten i Hardangerfjorden var kalving av brefronten. Alle morener, terrasser og isranddelta som ligger på innsiden av YD-beltet blir tolket å være av preboreal alder, deriblant Eidfjord-Osa-avsetningen.

2.6.2 Den alternative teorien

Kaldhol (1941), Undås (1944) og Simonsen (1963)(alle refererte i Anundsen, 1964), Helle et al. (1997), Johannessen (2002), Helle (2004) og Bakke et al. (2005) hevder på den annen side at randavsetningene tilhørende Eidfjord-Osa-stadiet ble avsatt i YD. Hardangerfjorden ble altså isfri allerede før inngangen til YD, trolig i allerød eller tidligere. Dateringer av randavsetningene tilhørende Herdla-Halsnøy-morenen er tolket å være korrekte, men forklaringen bak dannelsen av disse er uriktig (ibid.). Tilhengere av den alternative modellen foreslår at disse YD-avsetningene ble dannet av lokale breer, ikke av en over 2000 m tykk innlandsis. Det er, på bakgrunn av dette samt andre argumenter, hevdet at innlandsisen i YD var tynnere og mer fragmentert enn tidligere antatt. Basert på kalkulert vinternedbør og ELA

av morenerygger lokaliserte på Drebrekke i Jondal, nordvest for Nordre Folgefonna, blir det antydnet at Folgefonnas utstrekning i YD ikke nådde ut til Hardangerfjorden i denne perioden. Platåbreen var altså ikke med på å bygge opp innlandsisen i fjorden slik den rådende teorien hevder. Helle et al. (1997) fant at den høyeste glasiøle strandlinjen (marine grensen) både ved munningen til Hardangerfjorden og innerst i fjorden trolig ble dannet samtidig i YD-transgresjonsens maksimum (se Kapittel 2.5.1). Denne påstanden forsterkes av at den nevnte Eidfjordterrassen blir tolket å være et Gilbert-delta hovedsakelig bygget opp av transgresjons-regresjons-sykluser i YD, ikke et isranddelta dannet i preboreal (Helle et al., 1997).

Kapittel 3. Geomorfologisk kartlegging

Når den paleoklimatiske historien til indre Hardanger skal rekonstrueres, er det nødvendig å kartlegge feltområdet i tillegg til å benytte ulike dateringsmetoder. Fokuset i oppgaven blir å kartlegge løsmasser avsatt før, under og etter deglasiasjonen av området og illustrere dette i et kvartærgeologisk kart. En slik kartlegging er også viktig for å se på forholdet mellom sedimentasjonsprosessene i vann «1113 moh.», hvor en borekjerne er hentet fra, og de terrestriske prosessene i nedslagsfeltet (Kapittel 4.1). I tillegg gir den en oversikt over egnede områder for blant annet prøvetaking av optisk stimulert luminescense og eksponeringsdatering (se henholdsvis Kapitlene 4.7 og 6.4).

3.1 Metode

Så tidlig som i 1967 lagde Anundsen og Simonsen (1967) et kvartærgeologisk kart over Ulvik og Eidfjord i indre Hardanger med fokus på å kartlegge Eidfjord-Osa-morenen. I 2002 fremla Johannessen (2002) et kvartærgeologisk kart over den nordvestlige delen av Hardangervidda, fra Sysendalen i nord til Berakupen i sør, med Hellefjell og Fannanutane i henholdsvis vest og øst.

Feltarbeidet ble utført over fire turer til studieområdet i perioden juni til september 2014. Landformer og løsmasser ble kartlagte med en håndholdt Garmin GPS Etrex 30, med en nøyaktighet ned til et par meter. Retninger på landformer ble observert med kompass. Kartet Eidfjord 1:50.000 av Ugland IT ble brukt som referanseramme, mens landformer og løsmasser ble tegnet inn på kart fra Norgeskart med en skala på 1:15.000, modifiserte i ArcGIS. All informasjon ble senere tegnet inn i ArcGIS, mens finjusteringer ble utførte i Adobe Illustrator. Tegn- og fargekoder er standard fra Norges geologiske undersøkelse (NGU), og den siste avsettende agensen er avgjørende for valg av kode. Løsmasser som dekker berggrunnen har fått noe mindre fokus enn de dominerende breavsetningene. Grensene mellom disse løsmassene er dermed ikke definitive, men heller veiledende. Torv og myr er i ArcGIS tegnet inn etter kart fra Statens Kartverk, da disse løsmassene stemte godt overens med observasjonene i felt (Kartverket).

3.2 Definisjoner

Under følger definisjoner av de viktigste løsmassene på den nordvestlige delen av Hardangervidda, og som er tegnet inn på det kvartærgeologiske kartet (Figur 5).

Definisjonene er rangerte alfabetisk:

Esker: Rygg bestående av glasifluvialt materiale som kan være nokså komplekst og gjenspeiler varierende avsetningsforhold. Eskere blir dannet under høyt trykk i smeltevannstunneler enten subglasialt, englasialt eller supraglasialt (henholdsvis under, i og oppå breen). De blir hovedsakelig avsatt parallelt med breens bevegelsesretning, som regel i dalbunner eller laverliggende terreng. De fremstår enkeltvis eller som forgreininger. Eskere blir bevarte ved at isbreen smelter vertikal ned når den blir dynamisk død (eks. Sulebak, 2007:231-2; Allaby, 2008:201; Benn & Evans, 2010:477-486).

Fluvial avsetning: Sedimenter som er transporterte og avsatte av rennende vann. Materialet er rundet, sortert og lagdelt (f.eks. Sulebak, 2007:138).

Forvittringsmateriale: Nedbrytning av steiner og mineraler til mindre fragmenter, enten gjennom mekaniske og/eller kjemiske prosesser (bla. Sigmond et al., 2013:112).

Gjel: Et dypt, trangt juv med bratte skråninger, ofte skåret inn i berggrunn av elv eller smeltevann (eks. Allaby, 2008:88; Sigmond et al., 2013:127).

Glasifluvial avsetning: Sedimenter som er transporterte og avsatte av rennende smeltevann. Materialet er rundet, sortert og lagdelt. Det største materialet blir avsatt nærmest bremarginen, mens de mindre fragmentene blir transporterte lenger fra breen. Hvis materialet blir avsatt på land blir det kalt for en sandur (f.eks. Sulebak, 2007:226).

Kames: Haug med varierende form, ofte sammensatt av sand og grus dannet enten supraglasialt eller ved is-kontakt (overgang mellom bre og tilstøtende terreng). De kan være dannet som fyllinger i bresprekker og er gjerne avsatt enkeltvis. Kames kan ofte være vanskelig å skille fra en esker (eks. Benn og Evans, 2010:526-8; Sulebak, 2007:232).

Morene: Opprinnelig ble ordet morene definert som rygger av usortert materiale, men i de senere år har begrepet også omfattet usorterte løsmasser. Felles for begge er at de blir dannet av isbre. Bunnmorene er løsmasser som har ligget under breen og som blir eksponert når breen trekker seg tilbake og/eller smelter. Bunnmorene kjennetegnes av en undulerende

overflate med vekslende hauger og nedsenkninger. Ablasjonsmorene er materiale som ligger på breens overflate og blir avsatt når breen smelter. Sammenhengende morenedekke er definert som tykt, stedvis over 1 m dyp, morenemateriale. Usammenhengende morenedekke er tynt morenedekke hvor berggrunnen enkelte steder er synlig. En randmorene blir avsatt langs kanten av en aktiv bre, fra likevektslinjen og ned til bretungen. Morenerygger dannes langs brekanten ved brefremrykk eller stagnasjon. Størrelsen og formen på ryggene avhenger av isbreens høyde og plassering i terrenget. Materialet er usortert og reflekterer breens materialtilgang fra omkringliggende områder. Randmorener/morenerygger vil også bli beskrevet som randavsetninger i dokumentet for å variere språket (bla. Sulebak, 2007:219-224; Allaby, 2008:379; Benn og Evans, 2010:488-510).

Smeltevannskanal: Kanal som er erodert i berggrunn av smeltevann langs brekanten. Kanalene blir dannet mens breen er frosset fast til berggrunnen, noe som hindrer subglasial drenering (f.eks. Benn & Evans, 2010:294-6).

Solifluksjon (jordsig): Vannmettet regolitt (løst lag av jord, leire, sand, stein med mer som dekker berggrunnen) som siger nedover skrånende terreng og danner tungeformede avsetninger. De fleste sigetungene er lokaliserte i periglasiale miljøer og/eller høyfjellet grunnet stor tilgang på vann fra smelting av aktive lag i permafrost. Sistnevnte blir kalt gelifluksjon (bla. Elliott og Worsley; 1999, Harris et al., 2011).

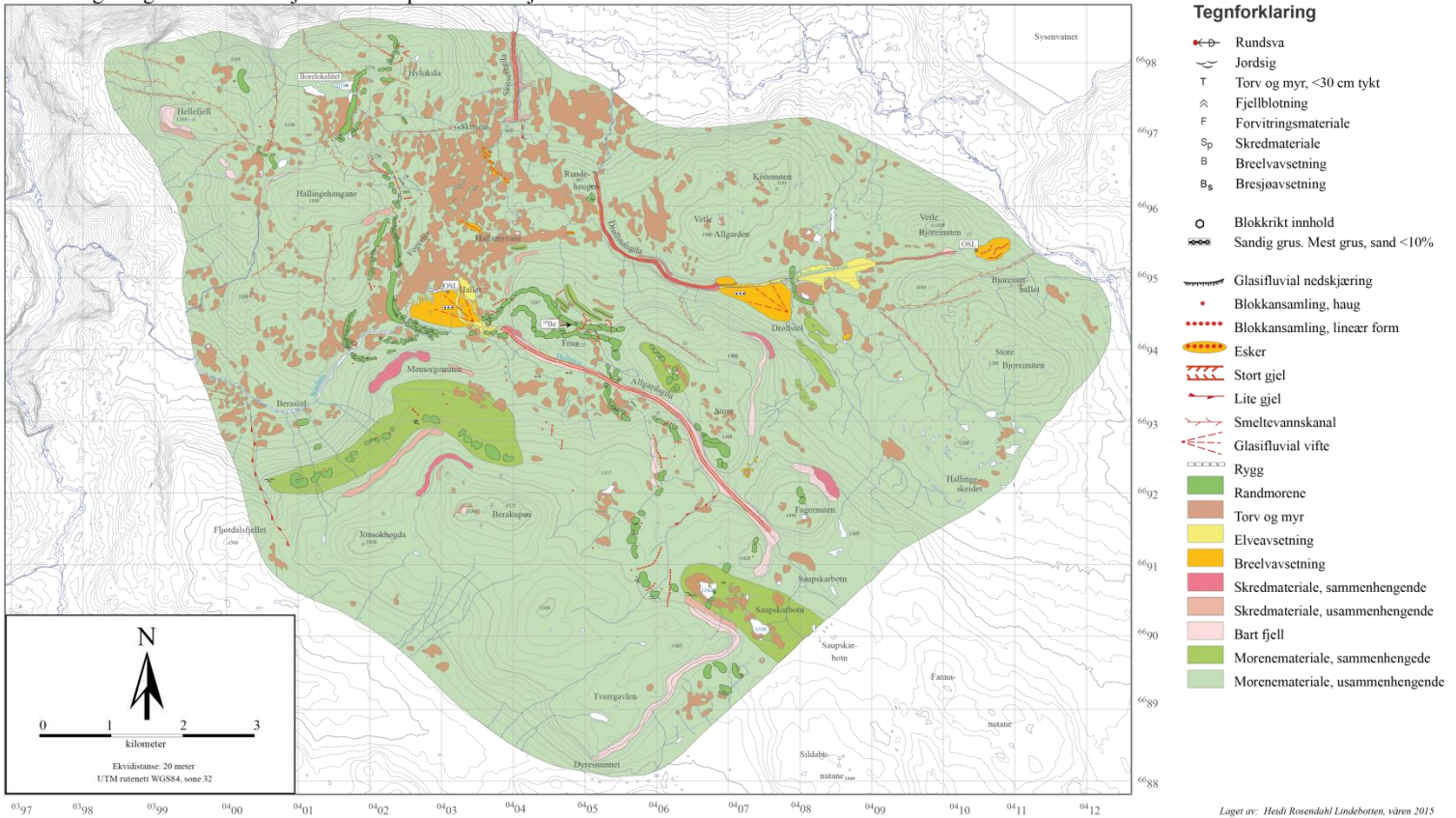
Torv og myr: Nedsenkning i terrenget hvor akkumulasjon av torv (dødt plantemateriale) dominerer. Svak nedbrytning kan være en konsekvens av lave temperaturer og/eller høy grunnvannsstand (bla. Sulebak, 2007:368).

3.3 Presentasjon og tolkning av data

Løsmassene som blir presenterte er de med størst omfang og som er viktige i forståelsen av isens tidligere utbredelse. De mest dominerende løsmassene er tre mer eller mindre sammenhengende morenerygger, beskrevet av Anundsen og Simonsen (1967) og Johannessen (2002). Sistnevnte refererer til ryggene som nummer 1, 2 og 3, og denne nummereringen blir videreført her. Det er i tillegg observert et fjerde morenesystem i feltområdet (trinn 4). Det kvartærgeologiske kartet er presentert i Figur 5. Løsmassene som er beskrevet blir fremstilt med navn og nummer på et oversiktskart presentert i Kapittel 7, Figur 20. Alle koordinatene er oppgitt i UTM 32V. Store løsmasser er oppgitt i hundremeterpresisjon, mindre avsetninger

med timeterspresisjon. De ulike avsetningene blir først beskrevet, deretter tolket. Løsmassene vil bli ytterligere vurderte i Kapittel 7.

Kvartærgeologisk kart: Hellefjell - Berakupen - Store Bjoreinuten



Figur 5. Kvartærgeologisk kart over feltområdet. En større utgave av kartet ligger vedlagt på en CD bak i dokumentet.

3.3.1 Trinn 1: Berakupen

På den nordvestlige siden av Berakupen er det et mer eller mindre sammenhengende ryggssystem bestående av rundt 16 isolerte rygger. Den vestligste ryggen er lokalisert nedenfor Jonsokhøgda på ~1140 moh. (011, 923). Systemet observeres deretter nordover, svinger øst like ved Memorgonuten for så å ende ved den nordlige fjellsiden av Berakupen (040, 925). Avsetningene får en gradvis svakere ryggform fra vest mot øst. Til sammen er det rundt 200 m høydeforskjell fra ryggen i sør til ryggen i nordøst. Det er ikke funnet spor etter rygger nordøst eller sør for Berakupen. Ingen av avsetningene har en typisk spiss ryggform, og enkelte steder er det vanskelig å skille dem fra de omkringliggende løsmassene (bla. Figur 6). Ryggens gjennomsnittsbredde er på 9 m, hvorav den bredeste ryggen er 23 m. Høydene varierer fra ½ m til 6 m. Ryggsidene mot nordvest er generelt brattere og høyere enn siden mot sørøst. Materialet er usortert, og ligger ofte eksponert på overflaten. Nede ved Berdølo, elven som renner fra Hallet via dalen mellom Berakupen og Hallingehuangene i retning

Hjølmodalen, er det i tillegg observert to isolerte rygger (henholdsvis 0115, 9295 og 0135, 9265).



Figur 6. En av ryggene i trinn 1, lokalisert vest for Berakupen, sør for Memorgonuten. Ryggen er ~10 m bred. Siden mot vest er 4-5 m høy mens den østlige siden er rundt 1 m. De røde, stiplede linjene markerer proksimalsiden/distalsiden. Bildet er tatt mot nordøst.

Tolkning:

Berakupen-systemet er tolket å være morenerygger basert på at de består av usortert materiale og skiller seg ut fra omkringliggende løsmasser ved at de er formet som rygger, selv om denne formen stedvis er noe vanskelig å observere. Ryggene ved Berakupen følger terrenget, noe som indikerer at de er blitt avsatt av en bre hvor topografien bestemte bevegelsesretningen, altså ikke en typisk dome- eller platåbre. (f.eks. Benn og Evans, 2010). Moreneryggene ble sannsynligvis avsatt samtidig, enten som et sammenhengende system eller som isolerte rygger. Smeltevann kan ha erodert nedsenkninger mellom ryggene. De brede og flate overflatene samt lave høyden på ryggene tyder på at de har vært utsatt for erosjon over lang tid. Nedbrytningen har trolig vært mest aktiv under periglasielle forhold som kjennetegnes av temperaturer under 0 °C det meste av året. Fryse-tine-prosesser er fremtredende erosjonsmekanismer under slike forhold (bla. Sulebak, 2007). De isolerte

ryggene ved Berdølo henger ikke sammen med noe system, og kan for eksempel være rester etter bunnmorene erodert av smeltevann og elver/bekker. Ryggene er i dag lokaliserte mellom to bekker som har sitt utløp i fjellsiden til Berakupen. Dette, samt nærheten til Berdølo, kan støtte opp om denne tolkningen.

3.3.2 Trinn 2 og 3: Fruo

Trinn 2 (den ytre ryggen) og trinn 3 (den indre ryggen) er de to mest markerte morenesystemene i feltområdet. I feltområdet strekker de seg over en avstand på rundt 14 km, men ryggene er også observert lenger nord og sør for dette avgrensede studieområdet (Anundsen, 1964; Anundsen og Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). De to ryggssystemene er avsatt semi-parallelt i terrenget, og størst parallellitet har de fra Hallingehaugane til vestenden av Store Allgarden. Videre østover mot Sildabunutane får ryggene et mer inverst forhold. Det er relativt kort avstand mellom de to trinnene; fra et titalls meter ved blant annet Hallingehaugane og Fruo, til rundt to kilometer mellom Fagernuten (trinn 3) og Tverrgavlen (trinn 2). I enkelte partier er det vanskelig å definere om ryggene tilhører trinn 2 eller 3 (eventuelt trinn 1, se Kapittel 7.1). På bakgrunn av tidligere arbeider i området er den påfølgende inndelingen av ryggtrinnene trolig den mest sannsynlige (Anundsen og Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Trinnene blir beskrevet enkeltvis og tolket samlet.

3.3.2.1 Trinn 2

Det ytre Fruo-trinnet er det minst sammenhengende av de to trinnene. Avsetningen kan trolig observeres nord for Hellefjell, hvor det er en ± 300 m lang rygg som buer mot vest (003, 978). De neste ryggene er avsatt i passpunktet mellom Hellefjell og Hallingehaugane, for deretter å dukke opp igjen ved foten av Hallingehauganes sørvestlige side. Her deler trinnet seg opp i to parallelle rygger som kan følges videre i retning Memorgonuten mens de krysser Berdølo i en sørvendt bue. Avstanden til det innerste Fruo-trinnet er her rundt 700 m i nordlig retning, og det er avsatt flere mindre rygger mellom de to trinnene. Ved den sørlige enden av Allgardsgila fortsetter trinnet, men kun som én sammenhengende rygg. Ryggene blir større og mer markerte opp mot Fruo, og avstanden til det innerste Fruo-trinnet er her redusert til rundt 100 m. På Fruo følger ryggene terrenget langs den sørlige siden av fjellet, før de når Store Allgarden og svinger sørover ved å krysse Allgardsgila igjen (Figur 7). Trinnet kan dernest følges mot Sildabunutane (068, 895) hvor avstanden til det innerste Fruo-trinnet igjen reduseres. To parallelle rygger er observert langs den nordlige siden av Sildabunutane og



Figur 7. Trinn 2 (i forgrunnen) og trinn 3 (bakerst) som strekker seg fra Hallet, via Fruo mot Store Allgarden. Bildet er tatt nedenfor Berakupen i retning nord. Hardangerjøkulen i bakgrunnen.

fortsetter videre sørover (Anundsen & Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Den generelle geomorfologien til ryggene i det ytre trinnet karakteriseres av at ryggsiden mot sør har en skarpere gradient enn nordsiden, med en høyde på gjennomsnittlig 5 m. Ryggene har en bredde som varierer fra 2 til 17 m, hvorav flertallet er rundt 10 m. Overflaten er bredere og flatere enn hos trinn 3.

3.3.2.2 Trinn 3

Det indre trinnet (trinn 3) er det mest sammenhengende og markerte av de to Fruo-trinnene. Flere sammenhengende rygger kan følges fra Hyløksla (024, 985) til foten av Hallingehaugane. Like ved innsiden av trinnet (mot øst) ligger det enkelte isolerte rygger spredt. Ryggen strekker seg langs kanten av vann «1113 moh.», og er her opp mot 18 m bred. Den vestlige siden er rundt 10 m høy. Langs den østlige siden av Hallingehaugane blir ryggene mindre og mer spredte, før de samler seg til to parallelle rygger ved Fogerlia. Ved Berdølo følger ryggene dalbunnens topografi og buer sørover. Ryggene er opp mot 10 m høye og varierer i bredde fra 2 til 14 m hvorav den dominerende bredden er på 11 m. På den østlige siden av Berdølo er ryggene noe mer fragmenterte enn på den vestlige siden. Trinnet fortsetter

langs den vestlige siden av Fruo, og svinger deretter østover når den nærmer seg toppen av fjellet og videre mot foten av Store Allgarden (Figur 7). Her forsvinner ryggene over en distanse på noen hundre meter før de dukker opp igjen som små, isolerte rygger på rundt 1300 moh.. Ryggene kan dernest følges mot toppen av Store Allgarden, før de igjen forsvinner i passpunktet mellom sistnevnte fjell og Fagernuten. Noen isolerte rygger på toppen av Fagernuten indikerer at trinnet fortsetter her, krysser så Allgardsgila og dukker opp igjen på topp «1420 moh.». Flere mindre rygger markerer fortsettelsen på den østlige siden av vann «1342 moh.». På den østlige siden av Tverrgavlen er det noen rygger som fortsetter mot Sildabunutane (072, 896). Enkelte rygger observerte på innsiden av trinn 2 eller mellom trinn 2 og 3 består hovedsakelig av store blokker, runde eller kantete. Innimellom blokkene samt på overflaten (> 10 cm) er det et tynt lag med usortert materiale. To små, isolerte morenerygger er i tillegg observerte langs den vestlige kanten av Drøllstølgila, ved foten av Rundehaugen (0515, 9620). Begge har en NV-SE-orientering.

Tolkning av trinnene 2 og 3:

System 2 og 3 blir begge tolket å være randmorener. Trinn 2 ligger utenfor trinn 3, og må følgelig være avsatt først. Morfologien til ryggene skiller seg fra hverandre ved at trinn 2 er mer avrundet og lavest av de to, mens trinn 3 har bratte proksimalsider og er generelt høyere og spissere. Ettersom moreneryggene følger terrenget, tyder det på at de har vært avsatt av en bre som har beveget seg uavhengig av topografien. Dette kan også forklare den varierende distansen mellom trinnene. Ettersom det er relativt kort avstand mellom trinnene i flere områder, kan det tyde på at systemene ble avsatt i løpet av et kort tidsrom. Nedsenkningene mellom ryggene kan være erodert av smeltevann, og formen og høyden på moreneryggene tyder på at breen må ha vært aktid og temperert da trinnene ble avsatt. Moreneryggene som består hovedsakelig av blokker indikerer at det har vært stor tilførsel av blokker i breens tilførselsområde. Det er vanskelig å si nøyaktig hvor de har sitt opphav, og jeg har heller ikke valgt å fokusere på dette i det videre arbeidet. Runde blokker er tegn på erosjon fra rennende vann, sannsynligvis smeltevann. De isolerte ryggene ved Rundehaugen ligger langt innenfor trinn 3 og er derfor tolket å være rester etter bunnmorene og/eller ablasjonsmorene avsatt i hauger.

3.3.3 Trinn 4: Drøllstøl

I dalen mellom Store Allgardsgila, Drøllstølgila og Store Bjoreinuten ligger stølen Drøllstøl. Her er det observert tre isolerte rygger som utgjør en sammenhengende rygg med en lengde på rundt 500 m (079, 948)(Figur 8). Ryggene består hovedsakelig av store blokker, men det er også noe usortert materiale mellom blokkene. Overflatene er dekket av et tynt vegetasjonslag (< 10 cm). Ryggene er lokaliserte på begge sider av Drøllstølgila, og de danner en konveks form mot vest. Det ligger flere steiner langs sidene av ryggene, samt i den nordlige enden mot Drøllstølsbekken. Ryggene er rundt 1-2 m brede og opp mot 2 m høye.



Figur 8. Trinn 4 ved Drøllstøl, markert med stiplet, rød linje. Moreneryggen har en konveks form mot vest. Bildet er tatt mot nordvest med Vetle Allgarden i bakgrunnen.

Tolkning:

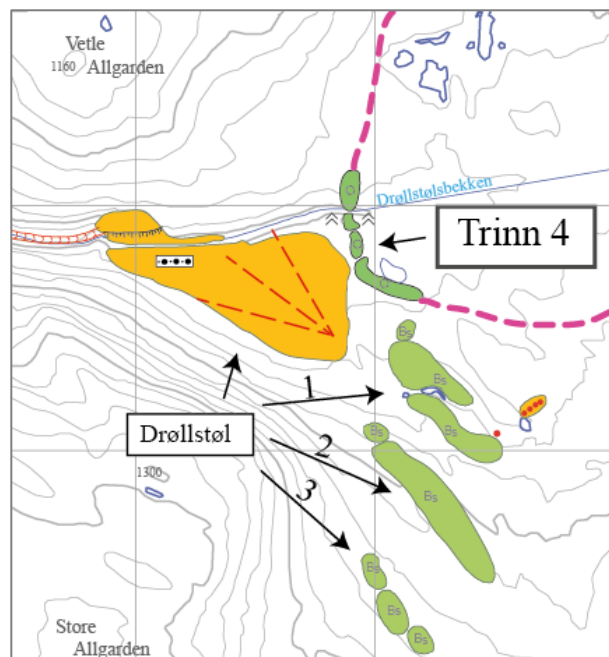
Ryggenes morfologi samsvarer med en del blokkrike rygger knyttet til trinn 2 og 3, men disse har hatt en større konsentrasjon usortert materiale på overflaten samt mellom blokkene (>10 cm) enn trinn 4. Johannessen (2002) observerte i tillegg isolerte flekker med glasifluvialt materiale i ryggen. Moreneryggen ble tolket til å henge sammen med en mindre rygg øst for trinn 4, og konkludert med å være residual bunnmorene som senere ble modifisert av

smeltevannsdrenering. Ryggen er ikke nevnt i Anundsen (1964) eller Anundsen og Simonsen (1967). Både den konkave formen, den høye konsentrasjonen av blokker samt det usorterte materialet peker i retning av at ryggen er en morenerygg, avsatt av en bre i øst som bevegde seg avhengig av relieffet. Det glasifluviale materiale kan indikere utvasking fra smeltevann, og dette kan også ha erodert nedsenkningene mellom moreneryggene.

3.3.4 Drøllstøl: andre avsetninger

Ved Drøllstøl er det, i tillegg til trinn 4, observert flere andre rygger. Alle har en SØ-NV-orientering (kun de største er kartlagt, se Johannessen (2002) for mer detaljert kartlegging). Ryggene er lokaliserte i ulike høyder, hvorav de høyestliggende befinner seg sør for passet mellom Fagernuten og Store Allgarden på ~1150 moh. (081, 934) mens de laveste er i dalbunnen ved Drøllstøl på rundt ~1120 moh. (083, 940). Parallelt med ryggene er det nedsenkninger hvor berggrunnen sporadisk er eksponert. Det er kun mulig å komme et spadeskift (~35 cm) nedi de midterste ryggene, lokaliserte på ~1100 moh. (Figur 9, nr. 2). På de resterende ryggene er det ikke nådd ned til

berggrunnen, men det er likevel mulig at det er berggrunn dypere enn det jeg har gravd. Alle ryggene i området har et fint lag sand på toppen (gjennomsnittlig 20-30 cm tykt), samt et tynt lag med usortert materiale oppå dette igjen (eks. Figur 10). Mellom to av ryggene (Figur 9, nr. 1) er det et lite, grunt vann og øst for ryggene er det en stor ansamling av kantete blokker. Det er også observert en liten rygg i området som består hovedsakelig av fin sand (0875, 9425). Denne har en NØ-SV-retning og er lokalisert lengst øst av de observerte ryggene. Sør for Drøllstølgila er det en større flate (~1000 moh.) med avlang vifteform i en SØ-NV-orientering. Denne har mer eller mindre samme oppbygning som Hallet-flaten (se Kapittel 3.3.9), men er mindre i utstrekning. Det er rundt 3-4 m fra Drøllstølsbekken opp til flaten. På



Figur 9. Utdrag av Figur 20. Ryggene kategoriserte som nr. 3 ligger på ~1150 moh., nr. 2 er på ~1100 moh., mens de laveste (nr. 1) ligger på ~1120 moh.. Eskeren er avsatt øst for nr. 1 samt rundt 500 m sørøst for trinn 4. Nord er opp på kartet.

den nordlige siden av Drøllstølgila, sør for Vetle Allgarden, er det en terrasse med tilsvarende høyde som flaten på Drøllstøl.



Figur 10. En av ryggene lokalisert ved Drøllstøl (Figur 9, nr. 3), ved foten av passet mellom Fagernuten og Store Allgarden. Materialet er fint og sortert (gjennomsnittlig 20- 30 cm tykt), med et tynt lag med usortert materiale på overflaten. Bildet er tatt i retning sørøst. Spade for målestokk.

Tolkning:

Ryggene med de paralelle nedsenkningene vitner om en periode med stor vannføring i området. Anundsen (1964) tolket ryggene til å være drumliner² basert på form og materialtype. Johannessen (2002) mente at ryggene ikke var drumliner, kun residualformer av bunnmorene som tidligere dekket store deler av dalbunnen. Ettersom det er funnet rygger både med og uten en kjerne av berggrunn, kan begge påstandene være riktige.

Nedsenkningene mellom ryggene er trolig dannet av store mengder smeltevann fra sør som eroderte bort bunnmorenen mellom ryggene. Dette vises igjen i terrenget ved at berggrunn er

² En drumlin er en lang, dråpeformet morenerygg som gjerne har en kjerne av fjell. De finnes ofte gruppevis, avsatt i åpent terreng med rik tilgang på bunnmorene. Drumliner har en orientering som er parallell med isbevegelsen da de ble avsatt. De blir formet sub- og englasialt av breer som ikke har nok kraft til å fjerne alt løsmaterialet, derav blir enkelte rygger av bunnmorene stående igjen i terrenget (f.eks. Sulebak, 2007).

eksponert flere steder og har generelt et utvasket preg. SØ-NV-orienteringen til den glasifluviale viften vitner også om at den har fått tilført mye materiale fra sør. Det må også ha blitt avsatt materiale fra øst, i forbindelse med avsetningen og/eller tilbaketrekkningen av trinn 4. Terrassen ved Vetle Allgarden er trolig dannet ved at smeltevann har erodert ned i den glasifluviale avsetningen, som trolig var en sammenhengende flate. Ut fra flybilder og basert på tidligere arbeider er det også observert flere rygger med parallelle nedsenkninger sør for Hallingeskeidet mot Fannanutane. Disse har en tilsvarende SØ-NV-retning som ryggene på Drøllstøl, og er trolig dannet i samme periode (Anundsen og Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Anundsen (1964) og Johannessen (2002) observerte usortert materiale på ryggene ved Drøllstøl, men ikke lag med fint materiale som det er kartlagt i denne oppgaven. Fint materiale er en indikasjon på avsetning i stille vann. Det er mulig at en lateral bresjø var demmet opp mellom den tilbaketrekkende og/eller stagnerte innlandsisen og fjellsidene ved Store Allgarden/Fagernuten.

Ryggene med et lite vann mellom har en nedsenkning i SØ-NV-retning. Ut fra formen og orienteringen på ryggene er det sannsynlig at de har vært avsatt som én sammenhengende rygg, eventuelt som en sammenhengende flate (for eksempel gammel bunnmorene) som senere har blitt erodert. Blokkansamlingen ved disse ryggene kan eksempelvis være en kames (se Kapittel 3.3.7). Den enslige ryggen bestående hovedsakelig av fint materiale kan være en esker, eventuelt en glasifluvial avsetning senere erodert av smeltevann. Ifølge Anundsen (1964) er dette en esker som ble bevart under en vertikalt nedsmeltende bre. Sistnevnte forfatter hevder altså at det er spor etter både en aktiv og en passiv bre på Drøllstøl.

3.3.5 Rygger med fint materiale

Minimum elleve rygger med fint materiale er observert i feltområdet. Fem rygger er avsatte nord for Skitsete, ved den sørlige enden av Hallamyrane (± 940 moh.) (038, 967). De har alle en NØ-SV-retning. De to ryggene som er lokaliserte lengst sør er adskilte med en nedsenkning. De tre andre er avsatte med et par meters mellomrom, lokaliserte fra sør mot nord. Alle avsetningene består av sortert sand nederst og usortert materiale i et tynt lag på toppen. Noen steder er sanden i det nederste laget eksponert på overflaten. Generelt har ryggene en flat overflate som er rundt 5 m bred. Høydene varierer mellom 1 og 4 m. To rygger er i tillegg observert på Hallamyrane lenger sør (± 1000 moh.) (034, 958), sørvest for Fruo. De har den samme geomorfologiske karakteristikken samt stratigrafien som de tidligere

nevnte avsetningene. Mellom ryggene er det en nedsenkning i terrenget. En liten rygg er lokalisert nord for Fruo, mellom Drøllstølgila i øst og et større myrområde i vest. Den har en V-Ø-orientering. Ytterligere tre rygger (minst) er avsatt mellom Drøllstølgila i vest og Bjoreio nordøst i feltområdet, i hellende terreng (108, 954). De er opp mot 15 m lange og 2 m høye. De har en VE- eller SV-NE-orientering og følger terrenget. Ryggene består av lagdelte intervaller av finere og grovere sand, med et tynt lag med usortert materiale på toppen. De omkringliggende løsmassene er også dominerte av sand, og flere steder er dette eksponert i skråninger eller nedsenkninger.

Tolkning:

Lagdelingen og ryggformen på avsetningene indikerer at de er eskere. Orienteringen til samtlige eskere stemmer også godt overens med den antatte bevegelsesretningen til innlandsisen fra sørøst mot nordvest (se Kapittel 7.2). De tre eskerne øst for Drøllstølgila er avsatte i motbakke. Slike eskere kjennetegnes av en bred og lav overflate, og er dannet ved lite vannføring (Shreve, 1985; Johannessen, 2002). Det usorterte laget øverst på alle avsetningene er tolket å være morenemateriale (ablasjonsmorene og/eller englasialt materiale) avsatt da breen smeltet vertikalt ned.

3.3.6 Hauger med lagdelt materiale

I dalbunnen (passpunktet) mellom Store Allgarden og Fagernuten er det syv isolerte hauger/rygger med ulik orientering (073, 923). De har en høyde fra 1-4 m og er 3-4 m brede. Materialet er sortert (grov sand) i bunn med et tynt lag usortert, fint materiale på toppen.

Tolkning:

På grunn av materialets lagdeling og beliggenheten i et passpunkt er det trolig smeltevann som har vært den avsettende agensen til haugene. Det er vanskelig å antyde om det er eskere eller kames, men på grunn av orienteringen er det mulig haugene har blitt dannet som fyllinger i bresprekker mens innlandsisen lå over Fagernuten og Store Allgarden. Supraglasialt smeltevann kan danne store tunnelsystemer i breer ved å bli ført inn i sprekker ved overflaten. Slike tunneler kalles moulins (f.eks. Benn & Evans, 2010). Det er dermed mulig avsetningene mellom Fagernuten og Store Allgarden er moulin- kames. En annen hypotese er at smeltevann fra innlandsisen kan ha blitt drenert fra nordøst, gjennom

passpunktet og videre mot Allgardsgila mens breen dekket Store Allgarden og Fagernuten, og at haugene er avsatt i subglasiale tunneler (eskere). De ulike orienteringene på haugene stemmer dog ikke overens med det som er antatt å være breens bevegelsesretning.

Avsetningene kan ha blitt erodert i etterkant av smeltevann fra breen da den trakks seg tilbake i nordøstlig retning. Påstanden står i kontrast med teorien om at eskere kun blir bevarte under en vertikalt nedsmeltende bre. Sannsynligheten er dermed større for at avsetningene er moulin- kames enn eskere.

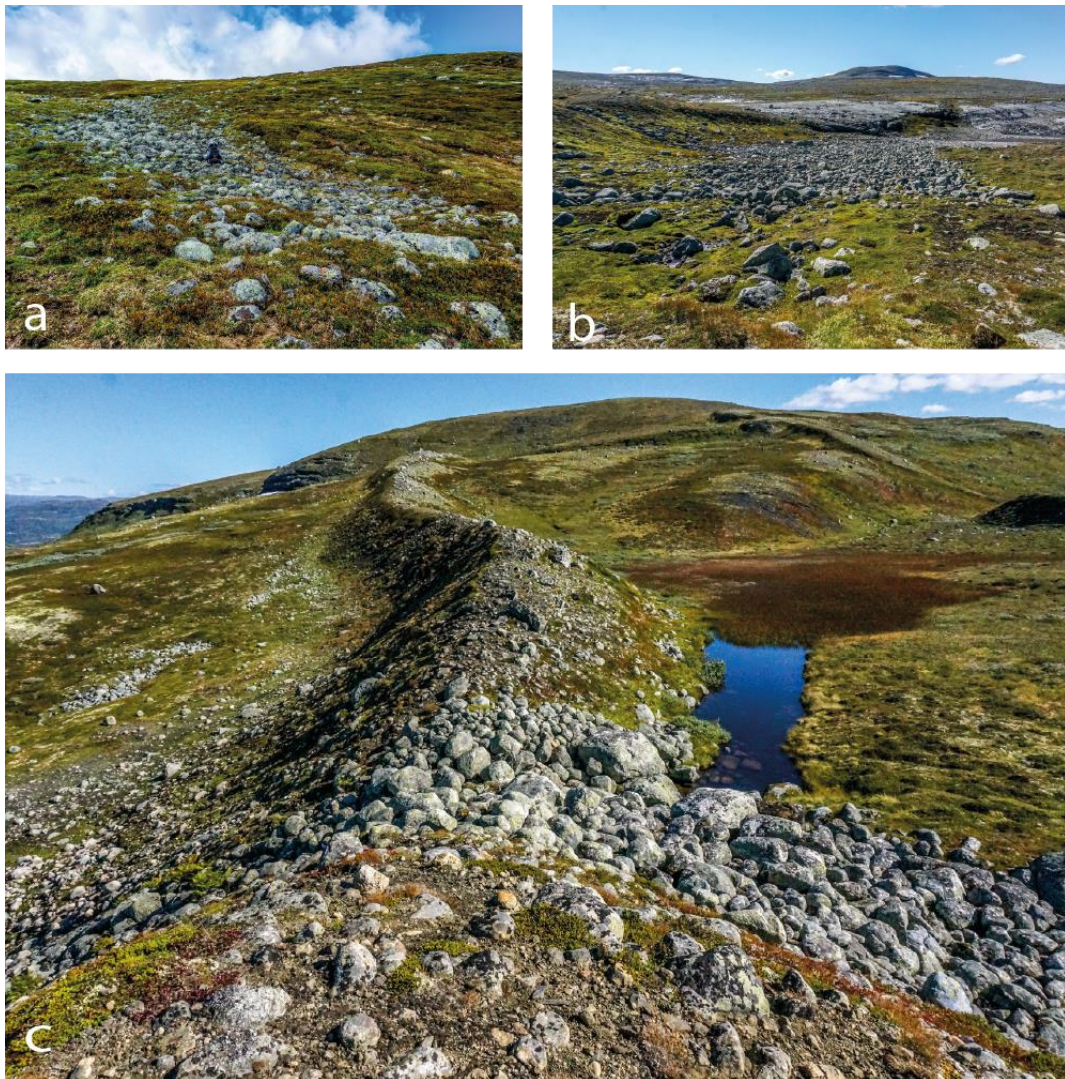
3.3.7 Blokkansamlinger

Flere ansamlinger av lineære og haugformede blokker er observert i området, hovedsakelig avsatt i hellende terreng (Figur 11, a og b). Kun hauger på rundt $>10 \text{ m}^2$ er kartlagte (kun 45 stk. er tegnet inn på det kvartærgeologiske kartet), mens minst 25 lineære ansamlinger er observert. Flere steder kan blokkene følges fra proksimalsiden av morenerygger tilhørende trinn 2 og 3, ofte ved nedsenkninger (Figur 11, c). Noen ansamlinger ligger isolerte, mens andre er avsatte ved siden av hverandre (gjelder særlig for ansamlingene med en størrelse på $>10 \text{ m}^2$). Blokkene er for det meste kantrunde, men også kantete og runde blokker er observert. Alle ansamlingene har blokker som ligger begravd, helt eller delvis, i terrenget, med blokker oppå dette igjen. Blokkene varierer i størrelse, men flesteparten har en diameter på $\pm 30 \text{ cm}$.

Tolkning:

Blokkansamlinger er vanlige å observere i landskapet, men det finnes få teorier om hvordan og når de er dannet. Ettersom majoriteten av blokkene er kantrunde, har trolig vann vært en viktig agens før, under og/eller etter avsettelse. De lineære blokkansamlingene i feltområdet kan være eskere, avsatt under høyt trykk. Dette kan forklare hvorfor majoriteten av de blokkansamlingene er avsatt i hellende terreng. De haugforede avsetningene kan på den annen side være kames, dannet som fyllinger i bresprekker. Eskere og kames kan dog være vanskelig å skille fra hverandre, så disse hypotesene er vanskelige å bekrefte. Blokkenes størrelse indikerer at vannføringen må ha hatt nokså høy kapasitet og hastighet for å kunne transportere blokker av en slik størrelse. De tre gjelene i feltområdet (se Kapittel 3.3.8) tyder dog på at smeltevann har hatt veldig høyt trykk i feltområdet. I tillegg befinner de fleste ansamlingene seg like ved eller nær nedsenkninger mellom ryggene til trinn 3 og 2. Dette kan

også tyde på at smeltevann har hatt høyt trykk ved brefronten, en hypotese som passer godt med dannelsen av eskere. Et annet eksempel på at det har vært mye vann i feltområdet er nedsenkningen mellom trinn 2 og 3 på Fruo (se Figur 11, c), hvor det i dag er lokalisert en



Figur 11. Eksempler på lineære og haugformede blokkansamlinger. a) en typisk bred steinlinje lokalisert i den nordøstlige fjellsiden til Hallingehaugane (0243, 6965). Ryggsekk som målestokk. Foto tatt mot sørvest. b) den største steinsamlingen i feltområdet, rundt 150 m lang (061, 692). Foto tatt mot sørvest med Berakupen i bakgrunnen. c) lineær blokkansamling som strekker seg rundt 10 m langs distalsiden (høyre side av bildet) til trinn 3 (lokalisert på Fruo), krysser ryggen og sprer seg i en vifteform nedover terrenget ved proksimalsiden (venstre side av bildet)(0470, 6944). Legg merke til nedsenkningen/myren ved distalsiden. I bakgrunnen Store Allgarden og trinn 2. Foto tatt mot nordøst.

myr. Nedsenkningen kan indikere at det her har vært demmet opp smeltevann mellom den ytterste og den innerste moreneryggen da breen trakk seg tilbake fra trinn 2 og stagnerte ved trinn 3. I vest er det en forhøyning i terrenget som gjør at smeltevann kan ha blitt demmet opp mellom ryggene langs foten av Store Allgarden. Den lineære blokkansamlingen i Figur 11,

c, kan for eksempel ha blitt dannet som følge av tapning av smeltevannet da breen trakk seg tilbake fra trinn 3.

3.3.8 Gjel

Det er tre gjel i feltområdet som er eroderte ned i berggrunnen; Allgardsgila, Drøllstølgila og Skitsetegila. I alle gjelene renner det i dag elver. Allgardsgila er ca 5 km lang og strekker seg fra den vestlige enden av Saupskarbotn (~1300 moh.) til Hallet (~1040 moh.) i en ØV-retning med en svak bue mot nord. Ved Fagernuten er veggene opp mot 80 m høye, og høyden avtar gradvis nærmere Hallet. Ved Hallet er det en stor vifte ved utløpet til gjelet (se Kapittel 3.3.9). Enkelte steder er det skredmateriale ved veggene/bunnen. Drøllstølgila begynner i passpunktet mellom Vetle Bjoreinuten og foten av Store Bjoreinuten i øst (~1050 moh.), fortsetter vestover mot Drøllstøl og dreier deretter nord mot Sysendalen (~920 moh.). Ved Rundehaugen i retning Sysendalen er det en knekk i topografien som fører til et fall i Drøllstølsbekken på 100 høydemeter over ~650 m. Gjelet er rundt 6 km langt og har vegger på opp mot 20 m, bortsett fra ved Drøllstøl-flaten (se kapittel 3.3.4) hvor veggene gradvis minker i høyde og ligger lavere den nevnte flaten. Nord for topp «1163 moh.» øker veggene i høyde igjen. Skredmateriale dekker begge veggene og delvis bunnen av Drøllstølgila. Ifølge Johannessen (2002) følger både Allgardsgila og Drøllstølgila forkastningssoner i berggrunnen. Førstnevnte gjel følger sonen gjennom hele løpet, mens sistnevnte kun følger sonen fra Bjoreinutene til og med Drøllstøl. Skitsetegila er 1,5 km langt og er det minste gjelet i feltområdet. Det følger en SN-retning fra Skitsete (~880 moh.) mot Sysendalen (~760 moh.).

Tolkning:

Trolig begynte fluviale prosesser å erodere gjelene før breene og glasifluvial drenering tok over som primære erosjonsagenser i weichsel. Forkastningssoner gjør at berggrunnen blir mer utsatt for erosjon og forvitring, og vann blir naturlig ledet mot slike laveliggende punkt. Gjelene i feltområdet er så dype og lange at smeltevann må ha vært den viktigste eroderende agensen i utformingen. De glasifluviale viftene ved Drøllstøl (Kapittel 3.3.4) og på Hallet (Kapittel 3.3.9) er indikasjoner på tidligere smeltevannsdrenering. Det må ha vært stor tilgang på sedimenter som har erodert langs bunnen og sidene av gjelene. Ifølge Johannessen (2002) ble Skitsetegila, basert på de observerte løsmassene i gjelbunnen, trolig avsatt i et rolig miljø. Sysendalen ligger på ~730 moh., som betyr at det er rundt 200 høydemeter opp til munningen til Drøllstølgila og under 100 m opp til Skitsetegilas utløp. De hengende dalmunningene kan

tyde på at erosjonsbasis lå høyere enn dagens dalbunn da gjelene ble dannet. Trolig har gjelbunnene blitt ytterligere erodert ned som følge av fluvial erosjon etter at breen trakk seg tilbake.

3.3.9 Hallet-flaten

Hallet er den største markante flaten i feltområdet og er formet som en vifteform (031, 947). Den er lokalisert nord for Hallamyrane, ved munningen til Allgardsgila. Elven Hallelva renner gjennom gjelet, ut på flaten og dreier sørvest mellom Berakupen og Hallingehaugane og inn i Berdølo. Ytterligere to mindre elveløp som har utspring ved den nordøstlige foten av Berakupen har også utløp på flaten, og forgreiner seg sammen med Hallelva. Langs kanten av elvene er det terrassenivåer av ulik høyde. Den store Hallet-flaten ligger rundt 2-4 m over dagens elvenivå. Området består av et tynt myrdekke samt flater med tett vegetasjon. Flere kantete og kantrunde blokker ligger helt eller delvis begravde på overflaten. Ved elvene er det flere steder eksponerte løsmasser som viser lagdelingen til Hallet-flaten. Tverrsnittene viser hovedsakelig grovt materiale nederst, et stort lag med finere, rundet materiale i midten og usortert materiale på toppen. Området blir også benyttet til seterdrift, og det er flere setrer, steinmurer og beiteflater her. Helt øst på flaten er det observert tre ulike terrassenivåer som hver er mellom ½ og 1 m høye. På den øverste flaten står det en seter.

Tolkning:

Hallet- flaten er trolig en glasifluvial avsetning (sandur) avsatt ved dannelsen av Allgardsgila. Sedimenter ble erodert, transportert og avsatt i vifteform ved munningen av gjelet. Elvene som renner i dag har ikke stor nok vannføring til å kunne avsette en vifteform av den størrelsen Halle-flaten har, noe som også indikere at smeltevann har vært en sentral agens i dannelsen. Lagdelingen som er observert indikerer varierende vannføring. Det groveste laget i bunnen tyder på smeltevann med høy transportevne, mens det midtre, finere laget må ha blitt avsatt ved roligere vannføring. Terrassene som er observert i øst er trolig resultat av den varierende smeltevannsføringen Disse er blitt ytterligere eroderte senere av de to elveløpene sør for Allgardsgila. Det er mindre trolig at terrassene er bygget opp antropogent. I dag er det fluvial erosjon som er den aktive agensen i området. De ulike terrassenivåene langs elvebreddene er sannsynligvis rester etter eldre og høyerliggende elvenivå hvor vannføringen var større enn den er i dag.

Kapittel 4. Metode

Det er benyttet en multiproksy tilnærming for å rekonstruere breaktiviteten i feltområdet i sen-weichsel og tidlig holosen. I dette kapittelet blir bakgrunnen for valg av borelokalitet presentert, i tillegg til at dateringsmetodene blir introduserte og fremgangsmåte beskrevet. Sedimentkjernen som ble hentet ble senere analysert med glødetap (LOI), totalt organisk karbon (TOC), magnetisk susceptibilitet (MS), røntgenfluorescens (Xrf) og radiokarbondateringer. Deretter blir tefra og optisk luminescens (OSL) beskrevet. Eksponeringsdatering (^{10}Be) blir drøftet i et eget kapittel (Kapittel 6).

4.1 Valg av borelokalitet: Vann «1113 moh.»

Kjerneprøver fra nedsenkninger i terrenget, som for eksempel vann og myr, kan være en verdifull proksy for et kontinuerlig bre- og klimasignal gjennom weichsel og holosen. Brefremrykket i Lille istid slettet det meste av glasiiale avsetninger i Sør-Norge fra tiden før Erdalen Event (kort omtalt i Kapittel 2.5). Sedimentkjerner blir dermed ekstra viktige når tilstedeværelsen, eller fraværet, av breer skal dokumenteres (f.eks. Karlén, 1981; Nesje et al., 2000; Nesje et al., 2001). Sedimenter (minerogent materiale) indikerer breaktivitet, ettersom breene effektivt eroderer fjellgrunnen og danner et finkornet breslam. Breene kan også plukke med seg stein og bergstykker fra berggrunnen (f.eks. Sulebak, 2007). Breslammet blir ført frem til brekanten og avsatt ved fronten og/eller transportert til nedsenkninger med smeltevann. Når breen trekker seg tilbake eller blir dynamisk død, opphører sedimenttransporten og akkumulasjon av organisk materiale overtar.

Vann «1113 moh.» ble valgt som borelokalitet på grunn av beliggenheten ved foten av distalsiden på den innerste Fruo-morenen (trinn 3). Vannet ligger mellom Hyloksla og Hallingehaugane på 1113 moh. og har et areal på rundt 150 m^2 (Figur 12). Det er 128 m bredt i øst ved Fruo-morenen, strekker seg 250 m vestover mens den smalner til ca 30 m mot slutten. Vannet har et nedslagsfelt på rundt 250 m^2 . Flyfoto ble benyttet for å finne det minst forstyrrede området i vannet (strømninger og/eller andre massebevegelser), slik at sedimentlagene forhåpentligvis her er godt bevarte. Dette stedet er vanligvis det dypeste punktet i en innsjø. Det er ingen strømmer inn i vannet, men det er en utgående bekk i sørøst som renner i retning Sysendalen. Det finnes ikke noe batymetrisk kart over Vann «1113 moh.», så det ble antatt at det dypeste punktet var i midten. Fyllitt er observert i nord og vest i

nedslagsfeltet. Fyllitt er karbonførende, og kan dermed påvirke dateringen av makrofossiler. Det ble hentet opp to kjerner med Piston-Corer i slutten av mars 2014, da vannet var islagt. Kjerne HYP 114 ble hentet nord i vannet, mens kjerne HYP 214 ble hentet nærmere midten (0180, 9768). Kjernene ble splittet på langs og undersøkte på Institutt for Geovitenskap ved Universitetet i Bergen (GEO, heretter). Begge kjernene hadde tre synlige lag; organisk materiale (gyttje) på toppen, et lag med finkornige sedimenter i midten, og tettpakket grus og steiner nederst. HYP 114 hadde en skrå overgang mellom det minerogene laget og gyttjen, og lagene var ikke like godt bevarte her som i HYP 214. HYP 114 ble dermed ikke valgt for videre analyse. HYP 214 er 159 cm lang og har synlige lagdelinger, samt horisontale overganger mellom lagene. Kjernens struktur ble logget litostratigrafisk. Deretter ble LOI, TOC, MS, Xrf og plukking av makrofossiler utført. Metodene vil bli forklart enkeltvis i de neste avsnittene; først teori og deretter selve fremgangsmåten.



Figur 12. Utsikt over vann «1113 moh.», hvor borekjerner ble hentet. Moreneryggen, tilhørende trinn 3 som danner grense mot vannet i øst, er markert med en rød, stiplet linje. Bildet er tatt fra Hallingehaugane, i retning nordvest. I bakgrunnen sees Ulvik og fjellene som omkranser indre Hardangerfjorden.

4.2 Glødetap (LOI) og totalt organisk karbon (TOC)

Glødetap (loss-on-ignition= LOI) er en enkel, rask og billig metode for å estimere andelen organisk materiale i innsjøsedimenter (bla. Dean Jr, 1974; Heiri et al., 2001; Nesje og Dahl, 2001). Metoden er også en indikasjon på konsentrasjonen av vann og massetettheten til en sedimentprøve. Ved å veie tørre sedimentprøver før og etter brenning kan andelen organisk materiale kalkuleres og presenteres som prosent av total vekt. Organisk materiale begynner å gløde når temperaturen når 200 °C, og ved 550 °C blir materialet omdannet til aske (Dean Jr, 1974). Totalt organisk karbon (total organic carbon = TOC) kan gi en indikasjon på mengden karbonat ved prøvelokaliteten (eks. Schumacher, 2002). Sistnevnte måles når sedimentprøven blir glødet ved 950 °C. Det er blitt påvist en sterk korrelasjon i forholdet mellom LOI og TOC, hvorav førstnevnte fører til gjennomsnittlig 2 % høyere verdier. Årsaken til dette kan være fordamping av krystallinsk vann fra grupper av hydroksyl i lagdelte mineraler (Nesje et al., 2001). Høye verdier av leire, som inneholder lite karbonat, kan også forklare forskjellen (Dean Jr, 1974).

Når prøvene glødes mister de vekt som følge av brenning av organisk materiale, men også vann bundet til inorganiske deler av prøven fordampes og fører til vekttap (Karlén, 1981). Størrelse og vekt på prøven kan også påvirke resultatet, men ifølge Nesje et al. (2001) er generelt ikke dette av så stor betydning. Prøver som inneholder lite organisk materiale (>5%) gir ofte upålitelige verdier på grunn av at det er vanskelig å skille fra bakgrunnsstøy, noe som må tas hensyn til i tolkningen av resultatene (Snowball og Sandgren, 1996).

Fremgangsmåte:

Sedimentprøver på rundt 1 cm³ ble tatt fra hver 0,5 cm i kjernen og plassert i porselensdigler med kjent vekt. Prøvene ble deretter veid og plassert i tørkeskap på 105 °C over natten. Neste dag ble prøvene veid på nytt. Prøvene ble plassert i en glødeovn med gradvis økende temperatur i en halv time, og deretter glødet på 550 °C i en time. De ble deretter puttet i lukkede eksikatorer til de nådde romtemperatur for å unngå at fuktighet påvirket resultatet. Etter å ha veid prøvene ble tørrvekten kalkulert som prosent med denne formelen:

$$LOI550 = ((DW105 - DW550) / DW105) * 100 \text{ (Heiri et al., 2001)}$$

hvor *LOI550* tilsvarer glødetapet i prosentvekt, *DW105* er prøvens tørrvekt mens *DW550* er prøvens vekt etter gløding. TOC ble utført på hver femte cm av sedimentkjernen, som

tilsvarende hver tiende digel. Prøvene ble glødet på 950 °C i en time, plassert i eksikator og veid ved romtemperatur. Formelen for TOC, kalkulert som prosent, er som følger:

$$LOI950 = ((DW550 - DW950) / DW105) * 100 \text{ (Heiri et al., 2001)}$$

hvor *LOI950* tilsvarende prosentvekten av prøvens TOC, *DW550* er prøvens vekt etter glødetap mens *DW950* er prøvens vekt etter brenning på 950 °C

4.3 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet (MS) er en ikke-destruktiv og enkel metode som kan benyttes på alle sedimenter med en flat overflate. Metoden måler forholdet mellom magnetisme i et minerale og den magnetiske styrken som benyttes for å fremkalle magnetiseringen. Når et minerale plasseres i et svakt magnetisk felt, blir det magnetisert. Dette defineres som:

$$J_a = \chi_a H_I$$

hvor H_I er det interne magnetiske feltet, J_a er konsentrasjonen av magnetisme i mineralet, mens χ_a er den magnetiske susceptibiliteten (Thompson et al., 1975). Det er påvist et tett forhold mellom minerogent materiale i en prøve og konsentrasjonen av magnetiske mineraler. MS har på bakgrunn av dette blitt brukt som prokxy for breaktivitet og glasiiale/interglasiiale sykluser ettersom breer eroderer berggrunnen og øker mengden sedimenter som avsettes i nedsenkninger (Rothwell og Rack, 2006). MS har ofte også en positiv korrelasjon med glødetap (bla. Snowball & Thompson, 1990; Karlén og Matthews, 1992; Snowball et al., 1999; Nesje et al., 2000; Nesje et al., 2001; Liu et al., 2012). Magnetismen kan også bli påvirket av mye nedbør, flommer og ulike former for massebevegelse. MS kan også identifisere askelag (tefra) som ikke er synlige med det blotte øye ettersom askens geokjemiske sammensetning kan påvirke det magnetiske feltet i sedimenter (Bailey et al., 2011)(se også Kapittel 4.6).

Fremgangsmåte:

Analysen ble utført med en Bartington MS2E sensor på GEO. Kjernen ble plassert på maskinbåndet og dekket med plast. Sensoren ble senket slik at den ble presset et par millimeter ned i sedimentene. For å måle en høy variabilitet i sedimentene ble oppløsningen satt til 0.1 mens

kjernen ble målt med et intervall på 0.5 cm. Maskinen begynte å måle utenfor sedimentene de første 2.5 og de siste 6.5 cm av kjernen. Disse verdiene er fjernet ved presentasjon av resultater (se Kapittel 5).

4.4 Røntgenfluorescens (Xrf)

Røntgenfluorescens (Xrf) er en ikke-destruktiv metode som måler den relative konsentrasjonen av kjemiske elementer i sedimenter (bla. Adams et al., 1998; Croudace et al., 2006; Guyard et al., 2007). Når røntgenstråler treffer elementer, avgis et foton som er unikt for hvert enkelt element. Fotonet avgir lys som kalles fluorescens, eller sekundære røntgenstråler. Konsentrasjonen av elementer blir målt ut fra intensiteten til røntgenstrålene på hvert energinivå (Shanahan et al., 2008).

Elementer:

Elementene som blir fokusert på i oppgaven er Ti, Si, Fe, Ca og Fe/Ti. De ulike egenskapene til elementene er listet opp i Tabell 1. Ettersom jeg kun skal se etter indikasjoner på glacial tilstedeværelse i vann «1113 moh.», er det ikke nødvendig analysere så mange elementer utenom de ovennevnte. Blant annet er det flere elementer som indikerer ulik kornstørrelse, marine sedimenter og lignende som ikke er viktige for denne oppgaven.

Fremgangsmåte:

Kjernen ble splittet i to på langs, dekket med plast og analysert med Itrax Core Scanner på GEO. Røntgenlinsen ble senket slik at den presset et par millimeter ned i sedimentene. Det ble benyttet et intervall på 500 μm (mikrometer). Skanneren tok i tillegg et høy-oppløselig RDB-bilde av sedimentkjernens overflate, som et supplement til den litostratigrafiske loggen.

4.5 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering (^{14}C) er en vanlig og enkel metode for å datere karbonholdig materiale fra sen-weichsel og holosen. I naturen er det tre typer karbonatomer; ^{12}C , ^{13}C og ^{14}C , hvorav sistnevnte er den eneste som er ustabil (radioaktiv). ^{14}C er tilstede i alle levende organismer, og nedbrytingen av det radioaktive atomet begynner når en organisme dør. Det tar 5730 ± 40 år å halvere mengden karbon i en død organisme (Olsson, 1968). Det er derimot vanlig å

Tabell 1. Liste over elementene som blir analyserte i oppgaven. Modifisert etter Skår (2012).

Titan (Ti)	Ti er et vanlig, utbredt element som indikerer terrestrisk erosjon i innsjøer, hovedsakelig leire (eks. Kylander et al., 2011). Den er ikke biologisk viktig. Ti er vanligvis glasialt erodert fra prekambrisk berggrunn. Flere topper i Ti kan forklares som fluktuasjoner i smeltevannsproduksjon fra breer (Bakke et al., 2009).
Silisium (Si)	Indikator på minerogen tilførsel til innsjø, vanligvis koblet til grovere mineraler som silt og sand. Hovedsakelig indikerer Si detrius materiale (oppsmuldret bergmasse, forvittringsmaterial mm.), men det kan også ha biologisk opprinnelse (f.eks. Guyard et al., 2007; Kylander et al., 2011).
Kalsium (Ca)	Kan indikere organisk materiale og/eller karbonforvitring i dreneringsbassenget (bla. Anderson et al., 1997). Kalsium kan ha sitt opprinnelige opphav fra erosjon, men også fra nedbør (Kylander et al., 2011).
Jern (Fe)	Jern kan være prokxy for redoksreaksjoner i innsjøen, detrius tilførsel og/eller endring i sedimentkilden (Davison, 1993).
Fe/Ti	Dersom Fe og Ti viser samme mønster, er det et tegn på at Fe ikke har vært utsatt for redoksprosesser ettersom Ti ikke reagerer på redoks. Fe må i stedet være prokxy for terrestrisk erosjon eller endret sedimentkilde. Fe/Ti kan også indikere regionale endringer i hydrologi. Eksempelvis kan høye verdier være prokxy for store nedbørsmengder (Haug et al., 2001). Lave verdier av Fe/Ti kan være indikasjon på strømminger i innsjøen og/eller økt konsentrasjon av organisk materiale (eks. Kylander et al., 2011).

benytte en halveringstid på 5570 ± 30 år etter den første forskeren som utviklet ^{14}C -metoden for å unngå forvirring med tidligere arbeid (Libby, 1954; *ibid.*). Karbonet inngår i et dynamisk kretsløp mellom atmosfæren, hydrosfæren og biosfæren. ^{14}C -metoden bygger på antagelsen av at ^{14}C -nivået i atmosfæren har vært konstant over lengre perioder. I atmosfæren har derimot ^{14}C -nivået vært fluktuerende gjennom sen-weichsel og holosen (Denton & Karlén, 1973; Stuiver et al., 1991). Unntaket gjelder såkalte «radiokarbon- plataer», kjennetegnet av konstante ^{14}C -verdier. Periodene er antatt å ha funnet sted rundt 12 600, 10 400, 10 000- 9900 og 9600-9500 BP. Det er ikke mulig å få presise ^{14}C -dateringer innenfor disse intervallene, ei heller eksakt tid-dybde- korrelasjon mellom perioder (f.eks. Becker og Kromer, 1986; Amman & Lotter, 1989; Becker og Kromer, 1993; Gulliksen et al., 1998)

Andre feilkilder ved metoden er for eksempel forurensning av materialet ved at ungt og gammelt materiale blandes sammen med prøvematerialet. Eksempler på dette kan være røtter som vokser ned i bakken eller vann som sirkulerer og blander materialer. Dette kan føre til over- eller underestimerte aldre. Lakustrine materialer kan også få overestimerte aldre grunnet opptak av bikarbonatholdig vann som stammer fra gamle karbonkilder (hardvannseffekt). Dette er hovedsakelig en utfordring i områder med kalkstein og/eller andre kalkrike bergarter (Shotton, 1972). Resedimentasjon kan også være en årsak til for høye aldre.

Fremgangsmåte:

Terrestriske makrofossiler fra fem ulike steder i kjernen ble plukket for videre analyse. De er alle lokalisert over, ved og under overgangen mellom gyttje og minerogent materiale (se Kapittel 5.2). Det er ikke funnet makrofossiler i det minerogene laget dypere enn ved 78 cm.

4.6 Tefra

Tefra er en korrelasjonsmetode som er mye benyttet for å påvise forhold mellom stratigrafiske sekvenser i sen-kvartær (f.eks. Mangerud et al., 1984; Turney et al., 1997; Turney, 1998, Lowe, 2011). Tefra er ikke-konsoliderte pyroklastiske partikler (aske) som havner i atmosfæren ved vulkanutbrudd, og faller vanligvis ned på jorden igjen innen noen minutter eller dager. Ettersom aske-partiklene blir avsatt mer eller mindre innenfor samme tidsrom, fungerer de som markørhorisonter mellom temporale og spatiale hendelser. Vindstyrke- og retning er bestemmende for hvor tefraen lander. Hvert vulkanutbrudd har sitt eget fingeravtrykk, som vil si at fysiske egenskaper og den geokjemiske sammensetningen er unik for hvert utbrudd. Tefra-partikler kan dateres med gjennomsnittsverdier av bulk sedimenter og radiokarbondatering av makrofossiler avsatt direkte over eller under askelaget (Birks et al., 1996).

Ut fra tidligere dateringer i Hardanger ble det antatt at det var mulig å finne indikasjoner på Vedde-asken og Saksunarvatn-asken i denne regionen (se Kapittel 5.3). Vedde-asken har sitt opphav fra vulkanen Katla på Island, men har fått navnet Vedde etter et stort funn på Sula utenfor Ålesund (Mangerud et al., 1984). Asken ble ført østover og avsatt blant annet langs kysten av Vest-Norge. Utbruddet er datert til $12\ 066 \pm 42$ kal. år BP, og plasseres dermed i den midtre delen av YD (Lohne et al., 2013). Tefra-partiklene er bimodale, som vil si at de

har både en ryolittisk og en basaltisk komponent. Ryolittiske askekorn veier mindre enn basaltiske, noe som fører til at de kan bli transportert over større avstander. De senere årene er det blitt gjort mye forskning på å skille ryolittiske askekorn fra omkringliggende sedimenter ved bruk av tyngdeseparering (se *fremgangsmåte*). Det har imidlertid ikke vært like enkelt å preparere den basaltiske komponenten, som har ført til at denne har blitt mindre benyttet til tefra-analyse (Mackie et al., 2002). Saksunarvatn-asken er datert til tidlig holosen, avsatt i perioden 9930 - 10 010 kal. år BP (Birks et al., 1996). Askelaget er ikke observert i like stor utstrekning som Vedde-asken, men den er blant annet blitt funnet i Kråkenes-vannet ytterst i Nordfjord ved hjelp av mikroskop (se Figur 25 for kart over Nordfjord). Saksunarvatn-asken stammer fra vulkansystemet Grímsvötn på Island og er basaltisk (Mortensen et al., 2005).

Fremgangsmåte:

Ryolittiske askekorn har en tetthet på 2,3 g/cm³ og 2,5 g/cm³, og kan derfor separeres fra andre minerogene sedimenter ved bruk av den tunge væsken sodium polytungstate (SPT) (Turney et al., 1997). Fremgangsmåten utviklet av Turney (1998) ble benyttet for å isolere askekornene. Sedimentprøver på 5 cm³ ble hentet fra kjerne HYP 214 fra og med 5 cm ovenfor overgangen til det minerogene laget (69 cm) og avsluttet rett ovenfor morenelaget på bunnen (143 cm). Prøvene ble plasserte i porselensdigler og tørket over natten på 105 °C. Deretter ble organisk materiale brent vekk ved å gløde prøvene på 550 °C i fire timer. Prøvene ble siktet for å bevare kornstørrelser mellom 75 og 20 µm hvor størst konsentrasjon av mikrotefra (usynlig for det blotte øye) befinner seg (Turney, 1998). De siktede prøvene ble helt over i koniske prøverør (15 ml) med destillert vann og sentrifugert i ti minutter ved en hastighet på 2500 rpm med bremserate 9. Vannet ble tømt ut og rørene fylt halvfulle med SPT med en tetthet på 2,3 g/cm³, og så sentrifugert (15 minutter, bremserate 1). Både SPT og det flytende materialet ble tømt ut (gjenbrukt) etter endt sentrifugering. Dette ble repetert tre til fire ganger. Partiklene som ble igjen i røret ble tilsatt SPT med tetthet på 2,5 g/cm³ og sentrifugert. Det flytende materialet (tetthet mellom 2,3 og 2,5 g/cm³) ble helt over i nye rør og blandet med destillert vann. De første rørene ble så fylt med SPT (2,5 g/cm³) igjen, og kjørt i sentrifugen sammen med de ryolittiske prøvene. Det flytende materialet ble helt over i de nye rørene. SPT ble fjernet fra materialet ved å fylle rørene med destillert vann og kjøre de i sentrifugen (ti minutter, bremserate 9) i tre omganger. De ryolittiske partiklene ble lagt på varme mikroskopiglass for å fordampe vannet, deretter festet til glasset med kanadabalsam og beskyttet med et dekkglass. Antallet tefra-korn innenfor et areal på 2 mm² ble observert med

mikroskop. Ettersom tefra-partikler blir usynlige ved polarisering, er det mulig å skille dem fra andre minerogene partikler. Kun prøver med en høy konsentrasjon av tefra sendes til geokjemiske analyser.

Tre prøver med basaltisk materiale ble også undersøkt i mikroskop for å finne spor etter Saksunarvatn- asken. Ettersom denne ble avsatt i tidlig holosen, ble prøver over, på og under overgangen mellom gyttje og det minerogene laget undersøkt (dybde 69- 83 cm).

4.7 Optisk stimulert luminescence (OSL)

Luminescence er utstråling av lys fra et mineralkrystall, enten i respons til varme (termoluminescence) eller stråling i det synlige eller infrarøde spekteret (OSL). Metoden måler tiden som er gått siden mineralkorn sist ble eksponert for lys eller varme (bla. Godfrey-Smith et al., 1988; Aitken, 1992; Murray og Olley, 2002; Lian & Roberts, 2006). Nedbrytning av radioisotoper i omkringliggende sedimenter, og/eller kosmisk stråling, frigir frie elektroner som så blir fanget i mineraler med defekte krystallgitter. Konsentrasjonen av frie elektroner er proporsjonal med tiden mineralet har vært begravd og er derfor mulig å måle. De vanligste mineralene for luminescence-datering er kvarts og feltspat, og dateringen blir utført på sandkorn. Metoden er ofte benyttet for å datere sedimentære landformer og måle hvordan landformer endrer seg over tid. Når mineraler blir eksponerte for enten lys eller varme, frigis de fangede elektronene og krystallgitteret tømmes. Hvis et mineral ikke er fullstendig «tømt» under transport, vil gamle elektroner blandes med nye elektroner når mineralet blir avsatt og begravd. Alderen på mineralet blir da eldre enn den opprinnelige alderen for dannelsen av avsetningen. Dette er et vanlig problem i områder med sirkulerende vann. Hvis et mineral er utsatt for stråling over en lengre periode, kan det bli overmettet og stanse opptaket av frie elektroner. Dateringen blir da yngre enn mineralets opprinnelige alder. Variasjon i solinnstråling på grunn av varierende breddegrad og topografi kan også gi for lave verdier (Murray og Olley, 2002; Lian & Roberts, 2006).

Prøvelokaliteter:

Ved munningen til Allgardsgila og området øst for Drøllstølgila finnes det store glisiale avsetninger (se Kapitlene 3.3.9 og 3.3.4, henholdsvis). Ved valg av prøvelokalitet er det nødvendig å unngå områder som har vært/er påvirket av rennende vann etter at sedimentene

ble avsatt. I området ved Drøllstølgila var det dessuten viktig å skille mellom generelle sandhauger og eskere. I punktene nedenfor blir prøvelokalitetene samt sandprofilene beskrevet:

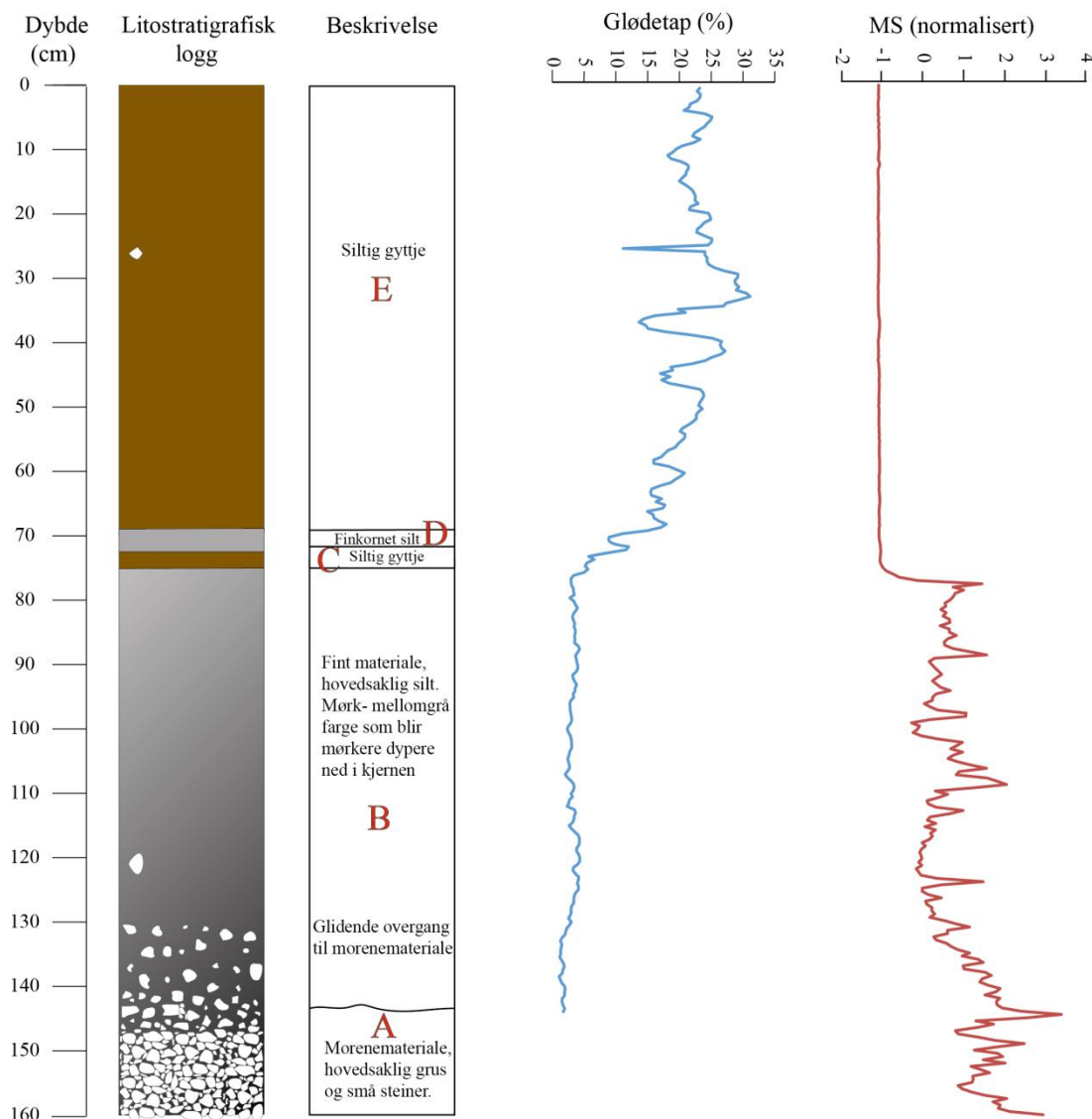
1. Prøvene Hallet OSL 14-01 og 14-02 ble tatt fra en 4 m høy sandterrasse (996-1000 moh.) ved Hallamyrane, vest for utløpet til Allgardsgila (0315, 9484). Elven Berdølo renner ved foten av terrassen på 996 moh.. Sandprofilen er 132 cm lang og de nederste 35 cm består av fin sand. Deretter følger et lag på 80 cm med en blanding av grovt og fint materiale, mens de øverste 20 cm består av fyllittholdig sand. Begge prøvene ble hentet fra det nederste laget ved omtrent samme høyde (~ 997 moh.), men med en avstand på rundt 10 cm mellom dem.
2. Drøll OSL 14-03 og 14-04 ble hentet fra en stor sandhaug lokalisert mellom Drøllstølgila i vest og noen eskere i øst (1056, 9533). Sandprofilen er 107 cm lang hvorav bunnen er avsatt på 1037 moh.. Profilen er lagdelt; de nederste ~35 cm består av fin, lys brun sand, deretter er det et lag på ~20 cm med mørkere og grovere sandkorn etterfulgt av nye ~20 cm med fin sand. Det øverste laget er ~30 cm og består av fin, grålig sand. Prøvene ble hentet fra det nederste laget, med rundt 10 cm i avstand mellom dem.

Fremgangsmåte:

Fire plastrør på ~40 cm ble dekket med gaffateip i den ytterste enden (hindre solinnstråling) og banket inn i sandprofilen med en klubbe. Rørene ble lirket ut av profilen, og gaffateip ble festet på den innerste enden. Prøvene ble sendt til analyse ved Risø National Laboratory.

Kapittel 5. Resultater

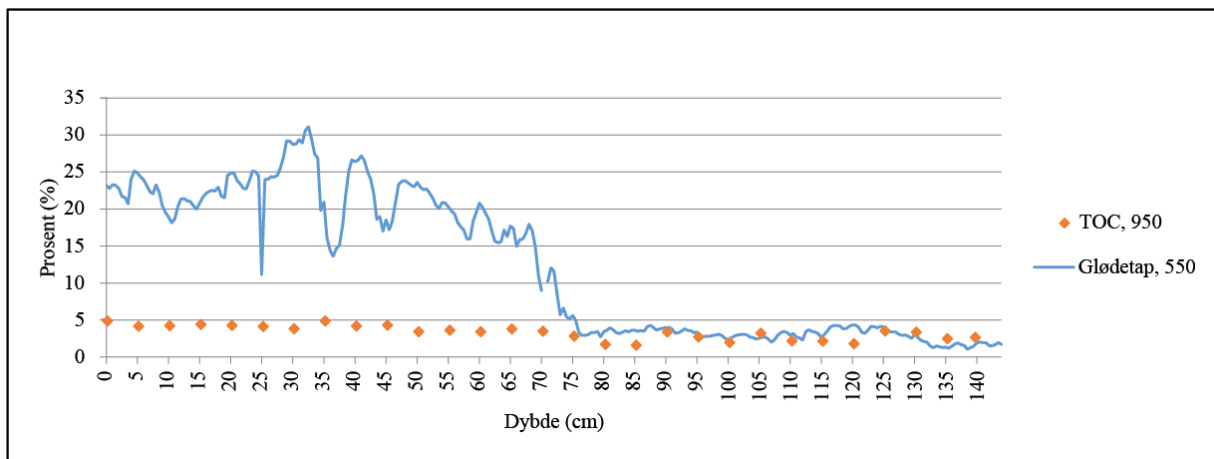
Mmålingene av LOI, TOC, MS og Xrf fra HYP 214 blir i dette kapittelet analyserte og vurderte. Radiokarbondateringene fra overgangen mellom minerogent materiale og gyttje blir presenterte her og tolket i Kapittel 7.2.1. Det ble ikke funnet store nok konsentrasjoner av tefra til at askeprøver ble sendt videre til analyse. Funn av tefra og mulig utbredelse på Hardangervidda blir likevel diskutert i et eget avsnitt. OSL ble ikke ferdig analysert før masteroppgavens innlevering, så den er ikke skrevet om her.



Figur 13. Litostratigrafisk logg og beskrivelse av kjerne HYP 214, samt presentasjon av glødetap (%) og MS (normaliserte verdier). Fargene som markerer henholdsvis minerogent materiale og gyttje er kun ment som veiledende fargehenvisning, ikke eksakt etterligning.

5.1 Beskrivelse av kjernen: LOI, TOC, MS og Xrf

Kjernen er blitt delt inn i fem enheter, basert på naturlige grenser mellom homogene sedimentlag (Figur 13). De generelle trendene i LOI, TOC, MS samt Xrf-elementene Ti, Si, Fe, Ca og Fe/Ti blir beskrevet og deretter tolket i de følgende avsnittene (Figurene 13, 14 og 15, henholdsvis). RDG-bildene av kjernens overflate ble dessverre ikke tydelige nok til å ta med i oppgaven. Ut fra bildene er det likevel observert to lag som sannsynligvis er av minerogent opphav som ikke ble oppdaget under den litostratigrafiske loggingen. Dette blir diskutert nærmere under beskrivelse og tolkning av enhet E.



Figur 14. Totalt organisk karbon (TOC) sammenlignet med glødetap (LOI), begge oppgitt i prosent. LOI har relativt jevne og lave verdier fra 144.5 til 76 cm, deretter stiger verdiene og viser et fluktuerende mønster til toppen av kjernen. TOC har nokså jevne verdier gjennom hele kjernen, men fluktuerer noe fra 144.5 til 70 cm.

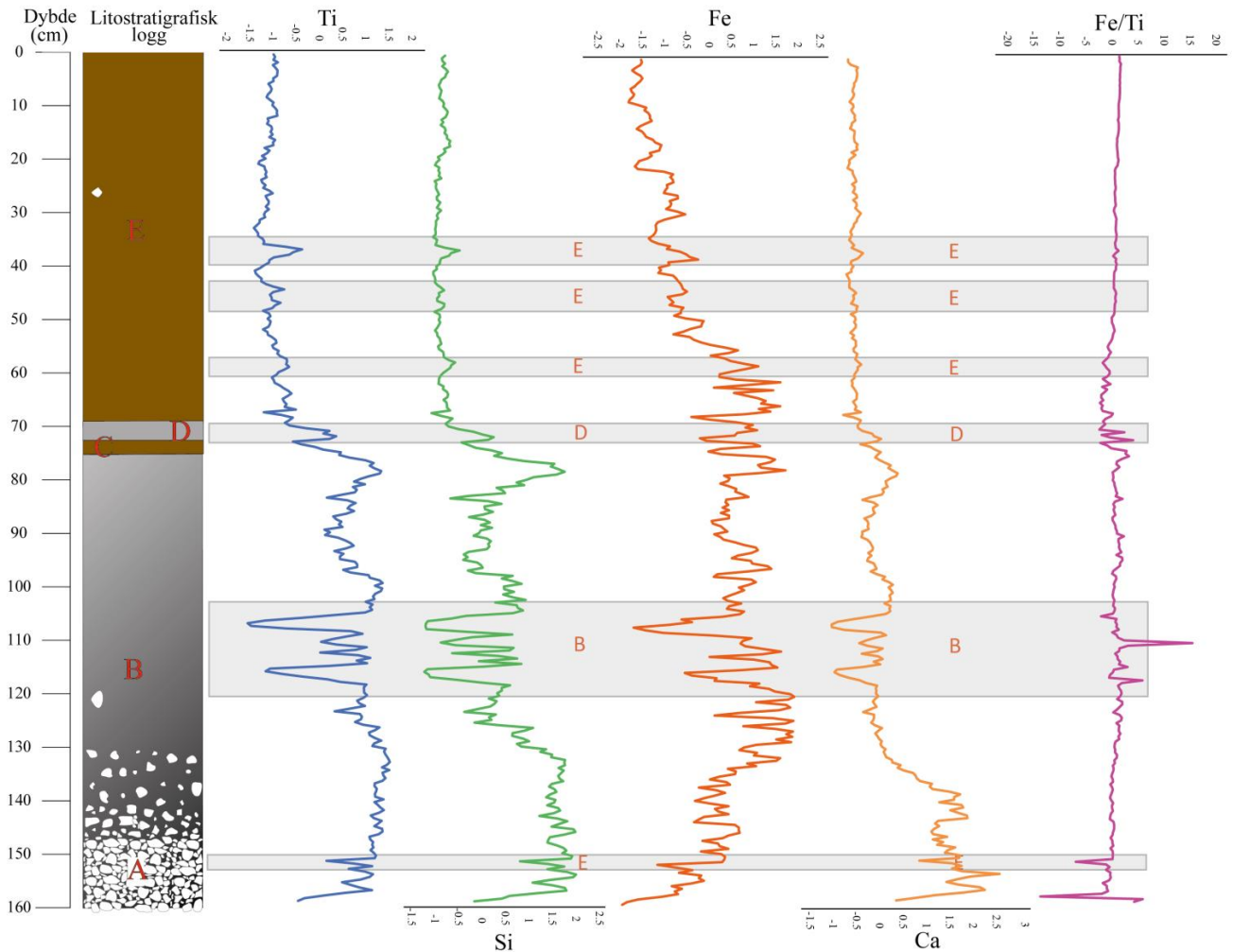
Enhet A (159-145 cm):

Denne enheten karakteriseres hovedsaklig av tettpakket grus og mindre steiner. Silt og fin sand ligger som en flim mellom steinene. Det var ikke mulig å samle nok materiale til å utføre glødetap i denne enheten. MS har generelt nokså høye, fluktuerende verdier gjennom hele denne enheten. Ti, Si, Fe og Ca stiger alle i verdi fra 159 til 157 cm, for så å fluktuere gradvis opp til 145 cm. Ved 151 cm er det en markant reduksjon i alle elementene. TOC ligger jevnt på rundt 2.5 i denne enheten.

Tolkning:

Dette laget er godt, sammenpresset morenemateriale, sannsynligvis bunnmorene. De høye verdiene av MS, Ti og Si påviser at det er et høyt innhold av minerogent materiale. At Ca

også viser høye verdier kan tyde på at bunnmorenen trolig består av små mengder karbonførende fyllitt, noe som også vises igjen i TOC- verdiene. Det er mulig at fyllitt er årsaken til den korrelerende reduksjonen i Ti, Si, Ca, Fe og Fe/Ti ved 151 cm.



Figur 15. Presentasjon av elementene Ti, Si, Fe, Ca og Fe/Ti. De grå markørene viser korrelerende hendelser som er ekstra utdypet i teksten. Enhetsnavnene er skrevet på markørene for å gjøre det lettere å se hvor hendelsene er i kjernen.

Enhet B (145-76 cm):

Fra 145 til rundt 138 cm er materialet karakterisert av grus og silt. Fra 138 cm og oppover er det kun finkornet, siltig materiale, bortsett fra én liten stein ved 199 cm. Fargen på materialet er mellom- til mørkegrått, og fargen blir lysere oppover kjernen. Det er ikke funnet noen makrofossiler i kjernen lavere enn 78 cm. LOI har generelt lave verdier i denne enheten, men de laveste er mellom 142 og 132 cm (~1). Etter dette stiger verdiene til mellom 2 og 4 frem til dybde 76 cm. Gjennom hele enheten viser MS varierende verdier, med den høyeste på ~3.4

og den laveste på -0.2 . Ca og Si viser en fluktuerende men synkende trend fra 145 cm, før de stiger i verdi like før 76 cm. Ti har nokså like, fluktuerende verdier som de forannevnte, men disse er dog mer jevne. Fe har også markante svingninger, men stiger mest i verdi i begynnelsen (frem til ~ 128 cm), for så og jevne mer ut. To markante verdireduksjoner er observert ved dybde 115 og 107 cm hos Ti, Si, Fe og Ca. Disse verdiene korrelerer mer eller mindre med Fe/Ti som har reduserte verdier ved 116 og 112 cm. Fe/Ti har her et inverst forhold til de andre elementene ettersom den øker ved 117 og 115 cm. Den største økningen er dog ved 110 cm. TOC har fluktuerende verdier gjennom denne enheten, og varierer mellom ~ 3.6 og ~ 2 .

Tolkning:

De høye verdiene av LOI, Ti, Si og tilsvarende høye verdier av MS indikerer at dette laget består av terrestriske sedimenter, sannsynligvis tilført vannet ved glasial erosjon. De mange og korrelerte fluktuasjonene kan være proksier for varierende smeltevann- og sedimenttilførsel. Den markante reduksjonen i Ti, Si, Fe og Ca ved 115 og 107 cm kan indikere redusert tilførsel av smeltevann. Når Ti og Fe viser samme mønster kan det enten være prokxy for terrestrisk erosjon eller endret sedimentkilde. Ettersom det her er snakk om en reduksjon i begge elementene, indikerer verdiene trolig en reduksjon i tilførselen av sedimenter. Økningen i Fe/Ti ved 117 og 115 cm kan ut fra dette indikere økte nedbørsmengder til dreneringsbassenget. Større kornfraksjoner nederst i enheten kan tyde på at breen hadde større transportevne tidlig i perioden. Denne delen kan også tilhøre enhet A, altså bunnmorene. TOC-verdiene er trolig resultat av varierende fyllitt-mengder transportert til bassenget.

Enhet C (75-73 cm):

Dette er et tynt lag med siltig, mørkebrun gyttje. LOI stiger i verdi mens MS, Ti, Si og Fe synker i denne enheten. Både Ca og Fe/Ti skiller seg ut ved at verdiene fluktuerer veldig.

Tolkning:

Både økningen i LOI og reduksjonen i Ti, Si og Fe indikerer overgangen fra minerogent materiale til gyttje. Da breen trakk seg tilbake stoppet sedimenttransporten til vann «1113

moh.» opp. Det tar tid før et vegetasjonslag blir etablert ved primærsuksesjon, og ettersom denne enheten er såpass tynn er det mulig at endringer i Ca også reflekterer endringer i tilførsel av fyllitt. Høye verdier av Fe/Ti kan tyde på at Fe gjennomgikk redoksreaksjoner, som også kan gjenspeiles i svingningen til Fe.

Enhet D (72-69 cm):

Over enhet C er det et tynt, minerogent lag bestående av hovedsakelig siltig materiale. Fargen er en blanding av lysebrun og lysegrå, og materialet er tettpakket. LOI stiger i verdi (12) midt i enheten, for så å synke til 8 ved 69 cm. MS ligger jevnt på -1. Ti, Si og Ca har en relativt markant verdiøkning i denne enheten. Fe og Fe/Ti har en mindre markant økning her.

Tolkning:

Den markante økningen i Ti, Si og LOI indikerer at vann «1113 moh.» på nytt ble tilført sedimentet. Smeltevann kan ha blitt tilført vannet ved at breen stagnerte en kort periode like etter at den først begynte å trekke seg tilbake fra trinn 3. De høye toppene i Fe/Ti er trolig proksier for hydrologiske endringer i vannet, sannsynligvis ved tilførsel av smeltevann og muligens også endret sedimenttilførsel.

Enhet E (69-0 cm):

Fra 69 cm til toppen av kjernen er det registrert et lag med siltig gyttje. Fargen er lys brun nederst i kjernen og blir mørkere mot toppen. LOI viser høye og fluktuerende verdier gjennom hele denne enheten. Det er tre markante reduksjoner ved 44, 36 og 25 cm, og en mindre markant ved 58 cm. Ved 69 cm har MS-verdiene sunket til et generelt lavt og stabilt nivå som varer gjennom hele enheten. Verdiene ligger på -2.3 nederst, og stiger jevnt til 0.5 ved 11 cm. Deretter ligger verdiene på rundt 0 til toppen av kjernen. Si og Ca viser relativt jevne verdier fra 69 til 0 cm dybde. Ti og Fe er mer fluktuerende, men har likevel mer jevne verdier i denne enheten enn i resten av kjernen. Fra 69 cm og opp til 53 cm dybde har Fe mer fremtredende og hurtigere svingninger mellom høye og lave verdier enn i resten av enheten. Ved dybde 37 cm er det en markant økning i Ti, Si og Fe. Økningen er også å finne hos Ca, men i noe mindre grad. Ti, Si og Fe har små verdiøkninger ved 44 og 47 cm, samt rundt 58-59 cm. Fe/Ti-verdiene fluktuerer fra 69 cm til 50 cm, mens de er nokså jevne fra 50 cm til

toppen. TOC er også relativt jevn i denne enheten, og fluktuierer svakt rundt verdien 4. Den høyeste TOC- verdien er på ~4.8.

Tolkning:

Lave verdier av MS og tilsvarende høye verdier av LOI indikerer at denne enheten består hovedsakelig av store mengder organisk materiale. Sannsynligvis gir gammel karbon/fyllitt i dreneringsbassenget utslag i noe høye TOC- verdier i denne enheten. Fluktuationene ved 37 og 57 cm kan tyde på økt tilførsel av minerogent materiale til innsjøen, som også underbygges av at Fe/Ti-forholdet holder seg jevnt. Det er mulig at økte nedbørsmengder har intensivert sedimenttransporten til vannet. Det kan ha vært strømmer som førte inn i holosen som ikke er der i dag. MS viser ingen endring ved de ovennevnte dybdene.

5.2 Radiokarbondatering

Resultatet av radiokarbondateringene er presentert i Tabell 2. ¹⁴C- aldrene ble kalibrerte med programmet Calib 7.1. To av de innsendte makrofossilene (HYP-214- 3 og 4) inneholdt svovelkis og kunne derfor ikke dateres. Disse ble hentet fra dybde 76 og 78 cm. Prøve nummer 2 (HYP-214-2) inneholdt også noe svovelkis men den var likevel mulig å datere. Ettersom prøve HYP-214-2 inneholder små mengder karbon samt noe svovelkis, blir denne dateringen nokså upålitelig. HYP-214-1 var den eneste makrofossil-prøven som ikke inneholdt svovelkis og som dermed ble datert til en plausibel alder. Denne ble hentet fra dybde 71 cm og fikk en ¹⁴C- alder på 9340 ± 90 BP. I kalibrerte år tilsvarer dette 10 476 – 10 685 kal. år BP (±σ), forkortet til 10 789 ± 104 kal. år BP. Det er kun prøve HYP-214-1 som benyttes videre i diskusjonen. Ved 70 cm er TOC- verdien på 3.6 som antyder at prøve HYP-214-1 kan ha en overestimert alder. Dette blir nærmere diskutert i Kapittel 7. Til ettertanke burde prøvene vært kvalitetssikret før de ble sendt til analyse.

Tabell 2. Informasjon og dateringsresultater for makrofossilene hentet fra HYP 214 ved overgangen mellom minerogent materiale og gyttje.

Dybde (cm)	Prøve	¹⁴ C-alder	Kal. år BP			Kommentar
			Median	1 sigma	2 sigma	
71	HYP-214-1	9340 ± 90 BP	10 547	10 476 - 10 685	10 253 - 10 765	2 mgC, res- 5- 70.
75	HYP-214-2	8800 ± 110 BP	9858	9668 - 9947	9559 - 10 166	0.04 mgC, svovelkis
76	HYP-214-3	> 0 BP	0	0	0	Svovelkis, ingen karbon
78	HYP-214-4	> 0 BP	0	0	0	Svovelkis, ingen karbon

5.3 Tefra

Det ble kun funnet små mengder tefra (<5 %), både ryolittisk og basaltisk, i prøvene fra HYP 214. På bakgrunn av dette ble ingen prøver sendt videre til analyse. Tydelige funn av Vedde-asken er funnet langs kysten av Norge, blant annet utenfor Ålesund (Mangerud et al., 1984), på Kråkenes (Lohne et al., 2013), Bømlo (Karlsen, 2009) og Jæren (Fægri, 1940, referert i Koren, 2005). Saksunarvatn-asken er vanskeligere å observere med det blotte øye, og færre funn er blitt gjort av denne asken i Norge. Birks et al. (1996) fant den imidlertid på Kråkenes. Det er funnet små mengder ryolittisk tefra i en sedimentkjerne fra en myr på Bu, Eidfjord (Helle et al., 1997; Helle, 2006). Petrografiske og geokjemiske analyser viser at askekornene korresponderer med Vedde-asken. Ifølge blant andre Mangerud (2000) og Sønstegeard et al. (1999) ble Vedde-asken spredd ut over innlandsisen og vasket ut i dreneringsbasseng og andre nedsenkninger under deglasiasjonen. Det er dermed usikkert om askekornene som Helle et al. (1997) fant ble direkte avsatt, eller representerer utvasket materiale.

Vurdering:

Det er mulig Vedde-asken ikke ble spredd og avsatt så langt sør og inn i landet som til feltområdet mitt på den nordvestlige delen av Hardangervidda. Hvis den likevel hadde en slik utbredelse kan askekornene ha blitt vasket bort under deglasiasjonen, noe som kan forklare den lave prosentandelen askekorn i prøvene.

Kapittel 6. Eksponeringsdatering

Blokker lokaliserte på overflaten til den innerste Fruo- morenen (trinn 3) ble prøvetatt for å datere minimumsalderen for moreneryggens avsettelse. Teori, fremgangsmåte, beskrivelse av blokkene, presentasjon av alder samt teori og vurdering av mulige skjermingsfaktorer blir presentert i dette kapittelet.

6.1 Teori

Terrestriske kosmogene nuklider er en metode som kan datere dannelsen av landformer, utvikling av jordsmonn og i hvilket tidsrom erosjon opphørte (bla. Gosse & Phillips, 2001; Ivy-Ochs et al., 2007; Heyman et al., 2011). Metoden er blitt en av de mest brukte dateringsmetodene for rekonstruksjon av glasiøle sykluser og utbredelsen av innlandsis. Datering av blokker på den distale siden av en morenerygg avsatt ved et brefremrykk kan gi aldre på når maksimal isutbredelse fant sted, og når tilbaketrekkingen må ha startet (Ivy-Ochs og Briner, 2014). Når kosmisk stråling (dvs. høyenergetiske partikler) treffer atomer øverst i atmosfæren, blir det produsert sekundær kosmisk stråling (og kosmogene nuklider). De sekundære partiklene treffer jordens overflate og produserer kosmogene nuklider i mineraler i de øverste 3-5 m (*in situ* kosmogene nuklider). Produksjonen er veldig liten, og kun et fåtall atomer per gram mineral per år blir produsert (von Blanckenburg & Willenbring, 2014). Konsentrasjonen øker i takt med tiden mineralet er eksponert for stråling. Dersom mineraler blir begravd stopper akkumulasjonen av kosmogene nuklider opp og de av dem som er radioaktive brytes sakte ned over tid. De seks vanligste nuklidene brukt i geologisk datering er ^3He , ^{21}Ne , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al og ^{36}Cl (Gosse og Phillips, 2001), hvorav de to førstnevnte er stabile isotoper mens de fire siste er radioaktive. ^{10}Be -er vanlig å benytte til datering av morenerygger, og er benyttet i denne oppgaven. Den dannes *in situ* i kvarts, det andre mest utbredte mineralet i verden. Kvarts er hard nok til å motstå både kjemisk og fysisk forvitring over tid. Ved datering av blokker fra morenerygger er det en del faktorer å ta hensyn til. For eksempel reduserer topografisk skjerming, snødekke eller vegetasjon fluksen av kosmisk stråling som når bakken deler av eller hele året. Frostsprengning kan brette av den ytre delen av en bergartsflate hvor produksjonen av ^{10}Be er størst og resultere i underestimerte aldre dersom flaten senere dateres (Gosse & Phillips, 2001; Ivy-Ochs et al., 2007; Heyman et al., 2011). Erosjon av overflaten, delvis begravde blokker samt tidligere eksponering kan også føre til upålitelige aldersestimat (mer utdypning i Kapittel 6.6).

Produksjon av nuklider er påvirket av lufttrykket, ergo høyde over havet. Dess kortere transportetappe kosmisk tråling har gjennom atmosfæren, dess høyere fluks av stråling treffer jordens overflate. Samtidig påvirkes produksjonen av kosmogene nuklider av styrken til det geomagnetiske feltet. For eksempel kan mer eller mindre all kosmisk stråling penetrere det magnetiske feltet ved polene, mens kun halvparten av dette igjen trenger gjennom feltet ved ekvator (Dunai og Lifton, 2014). Ved å korrelere eksponeringsaldre på landformer (og lignende) av kjent alder, kan regionale produksjonsrater beregnes. Balco et al. (2008) har sammenfattet tidligere publiserte eksponeringsaldre fra den nordlige og sørlige halvkulen til en global produksjonsrate, blant annet for å gjøre det enkelt å sammenligne resultater på tvers av ulike produksjonsrater. Den globale produksjonsraten til ^{10}Be har en usikkerhet på 9-12 % på grunn av lavere analytisk presisjon i gamle datasett. En regional produksjonsrate for Vest-Norge er også beregnet, basert på dateringer av Halsnøy- morenen og et fjellskred i Oldedalen. Denne produksjonsraten har en usikkerhet på 3 % (Goehring et al., 2012).

6.2 Prøvelokaliteter

Fem prøver (FRUO 1301-1305) ble samlet fra fem glasialt avsatte blokker lokaliserte på selve overflaten eller overgangen mellom overflaten og distalsiden til den innerste moreneryggen (trinn 3) på Fruo. Det ble tatt over en kilo materiale til hver prøve. Blokkene er eksponerte og ligger på tilnærmet samme høyde (1196-1197 moh.), med rundt 30 m avstand mellom hver enkelt. Overflaten på moreneryggen skråner mot distalsiden. Prøve 1304 viste seg senere å være glimmerskifer, og kunne ikke prepareres på grunn av fravær av kvarts (pers.komm., Henriette Linge). Prøvene 1301-1302 og 1303-1304 var granittisk gneis og inneholdt tilstrekkelig med kvarts for preparering og analyse.

6.3 Fremgangsmåte

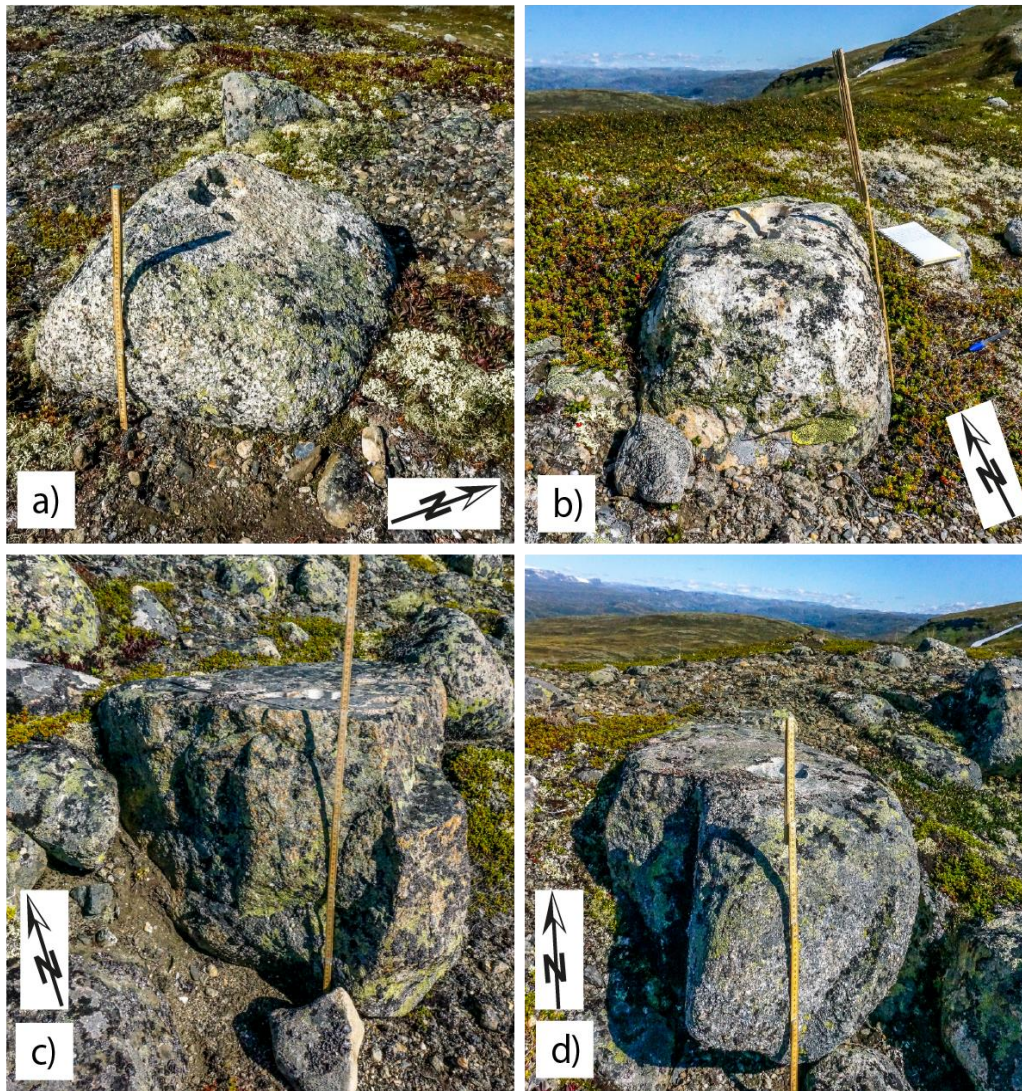
Prøvene ble først knust til grovere fragmenter med en kjefteknuser, deretter malt ned ved bruk av skivemølle slik at hoveddelen av materialet tilslutt forelå i 250-500 μm -fraksjonen. Denne fraksjonen ble tatt videre til mineralseparasjon og anrikning av kvarts.

Første trinn i mineralseparasjonen var å fjerne karbonater og metaller ved etsing over natten i 25 % Aqua Regia (salpetersyre (HNO_3) : saltsyre (HCl) 3:1). Neste trinn var å fjerne feltspat ved flotasjon: materialet behandles med varm 1% flussyre (HF) i minimum en time og skylles deretter gjentatte ganger med en karbonsert løsning av laurylamin. Kjemikaliene gjør at de polare egenskapene til feltspat forsterkes og fester seg til kullsyreboblene: feltspatfraksjonen flyter og kan helles av, mens kvartfraksjonen ligger igjen. Tredje trinn er å fjerne metallrester og magnetiske mineraler ved bruk av en Frantz magnetseparator. Den siste resten av feltspat kunne så fjernes ved behandling med fosforsyre (H_3PO_4). Orto-forforsyre endres til pyro-fosforsyre når vann fordamper (kokepunkt ca 160°C), og pyro-fosforsyre bryter ned aluminiumsilikater som feltspat. For å rense selve kvartsen ble prøvene etset i en blanding av 2% HF og 2% HNO_3 . Hver omgang med etsing tar tre dager og er utført minst fire ganger eller til konsentrasjonen av aluminium er mindre enn 100 ppm (testes ved elementanalyse på ICP-lab).

Preparering av kvartsprøvene til AMS-analyse ble utført av førsteamanuensis Henriette Linge (GEO) ved Cosmogenic Nuclide Laboratory på Scottish Universities Research Centre (SUERC) i februar 2014. Prepareringen var basert på metoder modifisert fra Child et al. (2000). Prøvene ble tilsatt en kjent mengde ^9Be og oppløst i konsentrert HF . Når materialet inndampes konverteres det til sulfatform, og Al og Be blir separert med kationebytting. Be blir felt ut fra Be-fraksjonen som hydroksid og oksideres til BeO , og blandes deretter med Nb. Denne blandingen (BeO og Nb) presses inn i kobberkatoder som settes inn i et akselerator massespektrometer (AMS) for analyse. Forholdet mellom $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ i kvartsprøvene ble målt på SUERC sin 5MV AMS (se bla. Xu et al., 2010). Fremgangsmåten er nærmere beskrevet i blant annet Fabel et al. (2012) og Nishiizumi et al. (2007).

6.4 Beskrivelse av blokkene

Prøvemateriale til eksponeringsdatering ble hentet fra blokker på overflaten til morenerygger tilhørende trinn 3, på fjellet Fruo (Figur 16). Alle blokkene ligger på overflaten av ryggen der hvor distalsiden begynner å skrå ned mot foten av morenen. De har dog en noe ulik lokalisering ved overflaten/distalsiden, som vil bli diskutert nærmere i Kapittel 6.6.3. Det er mose og lav (isolerte flekker) på alle sidene til blokkene, men størst konsentrasjon er det på de vestlige og nordlige sidene. Under følger en beskrivelse og tolkning av blokkene.



Figur 16. Bilde av blokkene som ble prøvetatt for eksponeringsdatering. Alle blokkene er lokaliserte på overflaten eller nær distalsiden av trinn 3 på Fruo. a) FRUO 1301, b) FRUO 1302, c) FRUO 1304, d) FRUO 1305.

FRUO 1301

(05011, 94337), 1196 moh.

Dette er en glasialt avsatt blokk som består av granittisk gneis. Blokken er rundt 40 cm høy, 55 cm bred og 70 cm lang. Blokken er rundet i kantene, og overflaten skråner mot øst.

Blokkens nedre del er nesten helt eksponert i sør, mot distalsiden av morenen, mens den nordlige siden er mer begravd. Prøvematerialet er hentet lengst vest på blokkens overflate.

Det er små «hull» på overflaten av blokken.

Tolkning:

De små hullene kan skyldes granular forvitring, men dette er ikke undersøkt nærmere. Hullene kan også skyldes at enkelte mineraler opptar vann som fører til sprengvirkning liknende frostsprengning (bla. Sulebak, 2007). Den gradvise erosjonen som har dannet hullene i blokken kan i noen grad føre til underestimerte aldre. Erosjon har størst innvirkning på eksponeringsalderen dersom større flak brekker av blokken gjennom mekanisk forvitring enn ved gradvis erosjon (pers.komm., Henriette Linge). Den runde formen på blokken indikerer trolig erosjon fra rennende vann, erodert enten før eller under avsetting.

FRUO 1302

(04991, 94343), 1197 moh.

Blokken er glasialt avsatt og består av granittisk gneis. Den er ca 32 cm høy, 55 cm lang og 45 cm bred. Rundt 7 cm av blokkens sørlige side er begravd (gravd og målt med tommestokk). Formen er avlang og har SV-NØ- orientering. Krekling dekker noe av overflaten i nord. Det er en svak bruddkant langs sørsiden (2-3 mm), og noe langs vestsiden. Det er i tillegg små hull på overflaten av steinen. Prøvematerialet er tatt fra midten av overflatens eksponerte område.

Tolkning:

Bruddkanten skyldes nok mekanisk forvitring. Det er ikke funnet spor etter bruddstykkene i umiddelbar nærhet til blokken, og det tyder på at forvitringen har skjedd før blokken ble avsatt. Hullene i blokkens overflate skyldes trolig erosjon (se tolkningen til FRUO 1301).

FRUO 1304

(04944, 94358), 1196 moh.

Dette er en glasialt avsatt blokk bestående av granittisk gneis. Blokken er rundt 70 cm høy, 85 cm lang og 80 cm bred. Overflaten heller noe svakt mot nord. Blokken er rundet i kantene. Hele den nedre delen av blokken er begravd, hvorav den nordvendte siden er mer begravd enn den sørvendte (rundt 10 cm er begravd her). Minst tre bruddflater er å finne på blokken; i bunn, på overflaten og på den sørlige siden. Det er ikke spor etter bruddstykkene på overflaten rundt blokken. Prøvematerialet er tatt sør på overflaten.

Tolkning:

Bruddflatene er sannsynligvis blitt til som følge av fryse-tine-prosesser i morenen som kan ha ført til spalting blokken ved svakhetssoner. Hvis dette har skjedd etter at morenen ble avsatt og blokken kom til overflaten, kan bruddstykkene ha blitt ført bort fra området ved hjelp av frost i bakken (pers.komm., Henriette Linge).

FRUO 1305

(04921, 94368), 1196 moh.

Dette er en glasialt avsatt blokk som består av granittisk gneis. Blokken er ca 50 cm høy, 100 cm lang og 70 cm bred. Rundt 20 cm av blokkens nedre del er utgravd og eksponert (sørsiden), mens på de resterende 80 cm er begravd i morenen. Med unntak av de øverste 3 cm er også hele den nordlige siden av blokken begravd. Det er en bruddflate på den vestlige siden, men denne er noe rundet i kantene. Prøvematerialet er tatt omtrent midt på blokkens overflate.

Tolkning:

Det er ikke spor etter tilhørende bruddstykke fra bruddkanten rundt blokken, og det er dermed sannsynlig at denne har brukket av under transport/før avsettelse.

6.5 Dateringsresultater

Eksponeringsaldrene til Fruo 1301-1305 er oppsummert i Tabell 3. Topografisk skjerming er beregnet for hver 20ende grad. Forholdet mellom omkringliggende forhøyninger samt distansen til denne ble først regnet ut fra kart, deretter verifisert i felt med kompass og klinometer. Ettersom blokkene ligger såpass nærme hverandre (se Figur 19), er det foretatt en samlet skjermingsvurdering. Tallet 1 representerer ingen skjerming, så et resultat på 0.999 på Fruo indikerer relativt liten skjerming her. Aldrene er oppgitte med både global og vestnorsk produksjonsrate. I den videre diskusjonen blir aldrene beregnet med den vestnorske produksjonsraten ettersom den er lokal men også for å gjøre sammenligning med tidligere ¹⁰Be- dateringer fra regionen enklere (se Goehring et al., 2012). Ytterligere opplysninger om fremgangsmåte ved aldersbergening er listet opp i Tabell 3. Selv om blokkene ligger nærme hverandre, er det et stort spenn i

dateringsresultatene. FRUO 1301 har en alder på 10.15 ± 0.50 år mens FRUO 1302 er på 10.14 ± 0.50 år. Blokkene FRUO 1304 og 1305 er på henholdsvis 7.86 ± 0.36 og 8.43 ± 0.41 år. Det er kun aldrene til FRUO 1301 og 1302 som overlapper innenfor analytisk usikkerhet.

Tabell 3. Oversikt over ^{10}Be -informasjon fra blokkene på Fruo- morenen (trinn 3). Modifisert etter tabell laget av Henriette Linge.

del 1

Prøve ^a	Høyde (moh.)	Prøvetype	Litologi	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Topografisk skjerming ^b
FRUO 1301	1196	glasial transportert blokk	granittisk gneis	60.37431	7.27740	0.9999
FRUO 1302	1197	glasial transportert blokk	granittisk gneis	60.37438	7.27694	0.9999
FRUO 1304	1196	glasial transportert blokk	granittisk gneis	60.37447	7.27614	0.9999
FRUO 1305	1196	glasial transportert blokk	granittisk gneis	60.37454	7.27575	0.9999

del 2

Prøve ^a	Prøvetykkelse ^c (cm) (faktor)	Kvarts ^d (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ^{e,f} ($\times 10^{-15}$)	^{10}Be kons. ^{g,h} (10^4 at g^{-1} SiO_2)	^{10}Be - alder ^{i,j} (ka)	^{10}Be - alder ^{i,k} (ka)
FRUO 1301	4.7 (0.9621)	24.822	247.89 \pm 6.85	14.05 \pm 0.40	9.4 \pm 0.8 (0.3)	10.15 \pm 0.50 (0.29)
FRUO 1302	4.4 (0.9644)	20.355	203.34 \pm 5.71	13.94 \pm 0.41	9.4 \pm 0.8 (0.3)	10.14 \pm 0.50 (0.30)
FRUO 1304	4.1 (0.9668)	26.772	208.39 \pm 4.72	10.93 \pm 0.26	7.3 \pm 0.6 (0.2)	7.86 \pm 0.36 (0.19)
FRUO 1305	4.1 (0.9668)	21.820	183.02 \pm 4.84	11.67 \pm 0.33	7.8 \pm 0.7 (0.2)	8.43 \pm 0.41 (0.24)

^a Alle prøver ble preparerte og analyserte ved SUERC.

^b Geometrisk skjermingskorreksjon er beregnet etter Dunne et al. (1999).

^c Prøvetykkelse målt fra overflaten, korreksjonsfaktoren antar en eksponensiell reduksjon i ^{10}Be -produksjonsraten med dybde (Gosse & Phillips, 2000; Balco et al., 2008).

^d En tetthet på 2.65 g cm^{-3} er brukt for alle prøver.

^e Isotopforhold er normalisert til NIST SRM 4325 ^{10}Be -standard med en nominell $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -verdi på 3.06×10^{-11} .

^f Usikkerheter er rapportert som 1 σ -konfidensintervall.

^g Prosedyre-blankverdier er brukt til å korrigere for bakgrunn.

^h Propagerte usikkerheter inkluderer usikkerhet i blankprøve og tellestatistikk.

ⁱ ^{10}Be -eksponeringsaldre er beregnet med CRONUS-Earth online calculator (Balco et al., 2008) versjon 2.2, forutsetter fravær av atmosfæriske trykkanomalier (std-modell), ingen denudasjon av betydning etter eksponering ($e=0$ mm a^{-1}), ingen tidligere eksponering og ingen midlertidig skjerming (snø, sediment, vegetasjon).

^j Aldre beregnet med den globale ^{10}Be -produksjonsraten (Balco et al., 2008, og oppdateringer). Propagerte feil i de beregnede aldre inkluderer usikkerhet til ^{10}Be -produksjonsraten og til ^{10}Be -desintegrasjonskonstanten. Usikkerhet i parentes er kun analytisk usikkerhet.

^k Aldre beregnet ved bruk av den vestnorske ^{10}Be -produksjonsraten til Goehring et al. (2012). Propagerte usikkerheter i de beregnede aldre inkluderer usikkerheten til ^{10}Be -produksjonsraten og til ^{10}Be -desintegrasjonskonstanten. Usikkerhet i parentes er kun analytisk usikkerhet.

6.6 Skjerming av blokkene

I de neste avsnittene er det foretatt en vurdering av ulike faktorer som kan ha hatt innvirkning på eksponeringsaldrene. Faktorene er listet opp enkeltvis med teori og deretter vurdering. En eventuell påvirkning på blokkene blir drøftet i en samlet vurdering mot slutten av kapitlet.

6.6.1 Maksimal tregrense gjennom holosen

Basert på 24 radiokarbondateringer av fossile trestubber funnet i myr og tjern på Hardangervidda, kom Moe (1978) frem til at furu hadde sin maksimale utbredelse på vidden før midten av boreal tid (Moe, 1978, referert i Aas og Faarlund, 1988). Det antydes en subfossil tregrense for furu på Hardangervidda opp mot rundt 1250 moh. (justert for landheving), en påstand som også støttes av funn gjort av Aas og Faarlund (1988). Tregrense representerer høyeste voksegrense for et tre (med minst 2 m høy stamme), ofte representert ved stedvise, isolerte trær. Maksimum utbredelse har trolig vært i perioden ~9520–8980 kal. år BP (egne kalibreringer). Det er funnet spor etter et borealt bjørkebelte (fjellbjørk) ovenfor furutregrensen i Sør-Norge (fra sonen 1250 moh. og oppover), påvist av blant andre Simonsen (1980) og Barth et al. 1980 (begge refererte i Aas og Faarlund, 1988). Dette strakk seg opp til 1400–1450 moh.. Etter boreal sank tregrensen for furu og bjørk gradvis, før utbredelsen igjen ekspanderte i atlantisk tid. Tregrensen til furu nådde antakeligvis maksimal grense tidlig i atlantisk tid, kanskje opp mot 1300 moh. øst på Hardangervidda. Det er imidlertid knyttet usikkerhet til tregrensen til furu i både boreal og atlantikum. Ifølge Dahl og Nesje (1996) gikk ikke tregrensen i holosen høyere enn gjennomsnittlig ~1100 moh.. Fra atlantikum har tregrensen sunket ned til dagens nivå (se neste avsnitt samt Kapittel 2.1).

Vurdering:

Rekonstruksjon av tidligere tregrenser er hovedsakelig bygget på trestubber fra den østlige delen av Hardangervidda. Forskjellen mellom maritimt og kontinentalt klima kan være av betydning for utbredelsen og voksegrensen til trær, men Aas og Faarlund (1988) tror at dette er av minimal betydning. Dagens tregrense indikerer likevel at det er betydelig forskjell mellom tregrensene på den vestlige og østlige Hardangervidda, med henholdsvis 850 og 950 moh. (Dahl & Nesje, 1996). Etersom det er knyttet usikkerhet til tregrensens maksimale utbredelse i boreal og atlantikum, er det lite trolig at skjerming fra furu har hatt noen stor innvirkning på eksponeringsaldrene til blokkene. Det er imidlertid større sannsynlighet for at bjørkebeltet, som hadde høyere voksegrense i både boreal og atlantikum, har bidratt til mer

skjerming for kosmisk stråling. Fjellbjørk feller løv om høsten, så skjerming vil skje hovedsakelig i vår- og sommerhalvåret. En eventuell skjerming må ha funnet sted over korte perioder i boreal og/eller atlantikum, og har sannsynligvis kun påvirket eksponeringsaldrene i liten grad. En annen måte trær kan påvirke eksponeringsaldre er ved rotvelt av blokker. Det er dog vanskelig å se indikasjoner på rotvelt et par hundre år etter at hendelsen har inntruffet (pers. komm., Henriette Linge). Det må også tas med i betraktning at ^{14}C -dateringene er utførte på slutten av 80-tallet, og kan derfor være noe upresise.

6.6.2 Skjerming fra snø

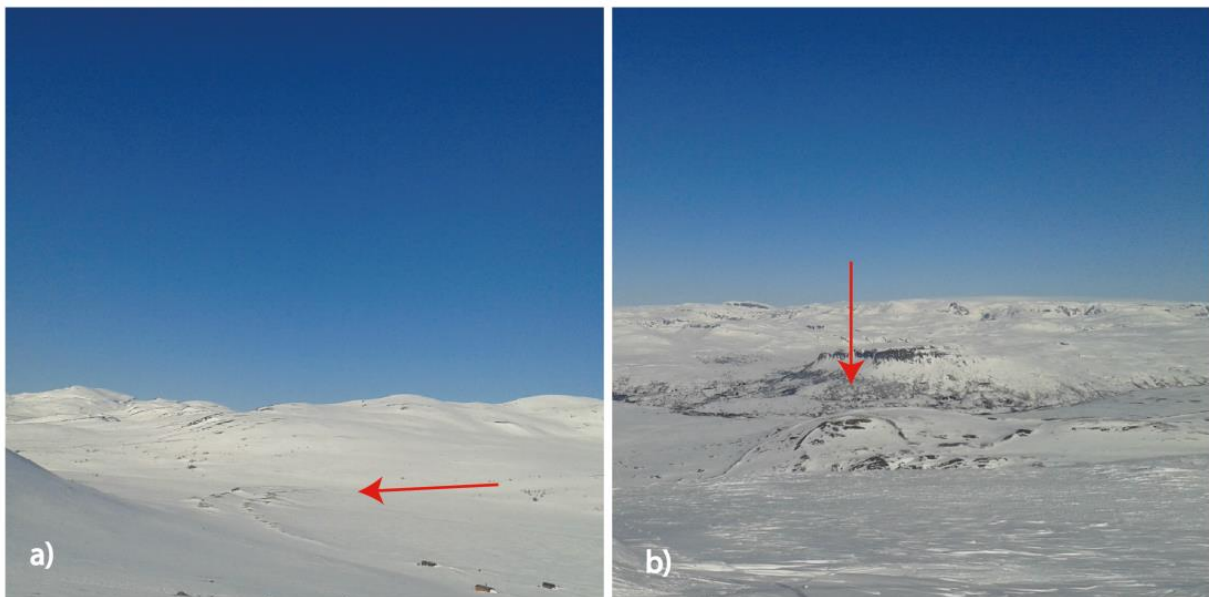
Snø er den vanligste skjermingsfaktoren som påvirker eksponeringsaldre. Både varighet, snøtykkelse og tetthet er med på å redusere energien til kosmisk stråling (som treffer jordens overflate). Årlig snøskjerming kan kalkuleres med denne formelen,

$$S_{\text{snow}} = \frac{1}{12} \sum_i^{12} e^{-((Z_{\text{snow},i} - Z_{\text{sample}}) \rho_{\text{snow},i} / \Lambda_{f,e})}$$

hvor X_{snow} er gjennomsnittlig snøhøyde per måned (cm) over bakken, ρ_{snow} er gjennomsnittlig snøtykkelse per måned, mens Z_{sample} er høyden over bakken (cm) til prøvematerialet (Gosse & Phillips, 2001). På grunn av mangelfulle nedbørs- og snødybde-målinger fra målestasjonen på Liseth (kun tall fra 2009-2014 er tilgjengelig), har det ikke vært forsøkt å regne ut lokale snøforhold i området. Det er umulig å beregne nøyaktig hvor mye snø som har dekket Fruo-morenen og blokkene gjennom holosen, men det er mulig å få en indikasjon på dette gjennom kalkulerte vinternedbørsmengder. Ifølge Dahl og Nesje (1996) økte vinternedbøren like etter 10 000 kal. år BP hurtig fra 70% til rundt 140-150%, etterfulgt av en tørrere periode (100% vinternedbør = perioden 1961-1990). Maksimum vinternedbør i holosen inntraff mellom 8500 og 8300 kal. år BP (>175%). Innen 30-50 år etter 8300 kal. år BP falt vinternedbøren til 65%, en tørkeperiode som skulle var i 300-500 år. Økt vinternedbør forekom fra 7400 kal. år BP, hvorav et maksimumsnivå i denne perioden inntraff like før 6200 kal. år BP. En ny, nedbørsrik periode på 500 år fant sted fra 5700 kal. år BP og utover, med vinternedbør tett opp til dagens verdier. Mellom denne perioden og frem til rundt 600 kal. år BP vekslet nedbøren mellom tørre perioder og verdier tilsvarende dagens. Fra 600 kal. år BP og frem til Lille Istids maksimum (1750 AD) var det en markant økning i vinternedbøren med verdier rundt 120%.

Vurdering:

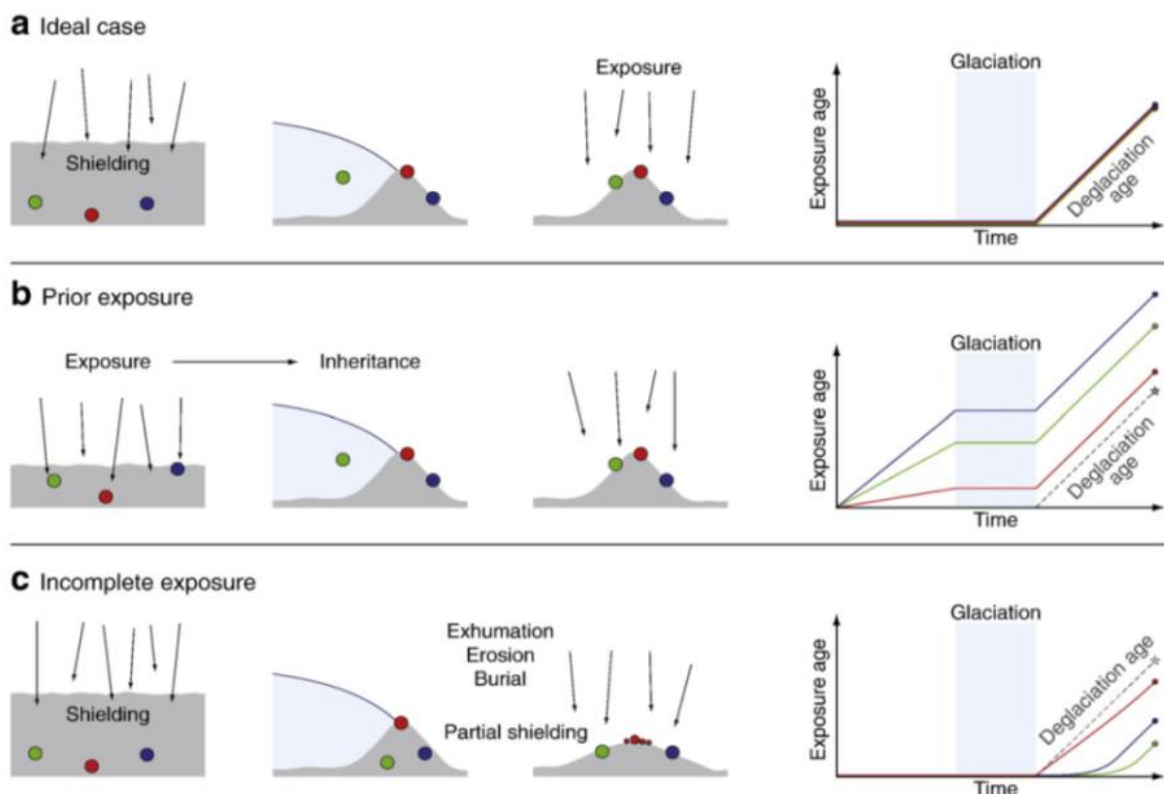
Basert på de kalkulerte vinternedbørsmengdene er det naturlig å anta at blokkene på Fruo-
morenen har vært dekket av snø gjennom flere perioder i holosen, som igjen kan ha innvirket
på eksponeringsaldrene. Samtidig er det ofte sterk vind på Hardangervidda som bidrar til at
snø ikke blir liggende lenge på moreneoverflatene (Barstad og Grønås, 2005). I felt ble det i
tillegg notert at vinden ofte er sterkere på selve ryggene enn på de omkringliggende flatene
ved at vind fra sørvest får økt akselerasjon opp langs distalsiden. Den gjennomsnittlige
høyden til ryggene på Fruo er ~10 m, noe som fører til at den generelle snødybden sjelden når
opp til ryggens overflate. Samlet sett bidrar de ovennevnte faktorene til at snø blir blåst vekk
fra ryggen i stedet for at den blir liggende (Figur 17). Det er vanskelig å si om dette har vært
tilfellet gjennom holosen. Små mengder snø kan også skjerme, ved at det fryser til is og blir
tilnærmet ugjennomtrengelig (is gir mer effektiv skjerming enn snø).



Figur 17. Bilder av trinn 2 og 3 ved Hallet (a, rød pil) og trinn 2 og 3 ved Fruo (b, rød pil). På den nordvestlige delen av Hardangervidda var det vinteren 2015 gjennomsnittlig 2 meter snø på bakken (Yr). Bilde a) er tatt mot vest med Hallingehaugane i bakgrunnen. Bilde b) er tatt fra Berakupen, i retning nord. Bildene er tatt 15.03.15.

6.6.3 Ryggens morfologi og blokkenes avsetning

De fleste morener blir bygget opp som skarpe, spisse rygger. Når breen trekker seg tilbake vil materiale fra ryggen sige ned mot bakken, og med tiden får ryggen en rund og jevn overflate. Degraderingen (forvitring/erosjon/denudasjon) er mest aktiv i tiden like etter at moreneryggen ble avsatt (Putkonen og Swanson, 2003; Putkonen og O'Neal, 2006), grunnet høy ustabilitet i klima. Hastigheten og omfanget av nedtæringen avhenger av morenens form og høyde, samt områdets fysiske og klimatiske forhold. I tilfeller hvor det ikke har forekommet degradering av overflaten, vil alle blokker teoretisk sett ha like eksponeringsaldre og reflektere morenens opprinnelige alder. Slike resultater forekommer sjelden. Dersom en blokk ikke har vært fullstendig begravd før den ble transportert og avsatt, kan nedarvede kosmogene nuklider gi overestimerte aldre (Figur 18). Heyman et al. (2011) påstår dog at slike resultater ikke er vanlige. Underestimerte aldre forekommer hyppigere, og kan forklares blant annet ved at blokker blir helt eller delvis begravde i moreneryggen ved avsettelse.



Figur 18. Figur som viser blokker med riktige (a), overestimerte (b) og underestimerte (c) eksponeringsaldre som samsvarer med morenens avsettelse. Ved figur a) blir alle blokkene avsatt oppå morenens overflate og blir eksponerte for kosmiske stråler umiddelbart. Ved b) er blokkene utsatte for kosmisk stråling før de avsettes på moreneryggen, og aldre blir ulike og overestimerte. Bilde c) viser blokker som er avsatt så dypt i moreneryggen at de ikke blir påvirket av kosmiske stråler. Resultatet er underestimerte og ulike aldre etter hvert som blokkene blir eksponerte (Heyman et al., 2011).

Trinn 3 har nærmest homogen morfologi der den strekker seg fra øst til vest på Fruo (Figurene 7 og 19). Ryggen har en svært bratt proksimalside med en gradient på rundt 38° fordelt på 10 høydemeter. Distalsiden er brattest ved de nederste ~2-3 m (rundt 40°), for så og få en slakere helning (rundt 20°) de siste 4-5 m mot toppen. Distalsiden har ulik lengde langs hele ryggen, mens proksimalsiden er relativt lineær (Figur 19). Overflaten på morenen heller svakt mot distalsiden, med stedvis kun 2-5 m «flat» overflate nær proksimalsiden. Det er imidlertid forskjell på overflatens bredde der de ulike blokkene er lokaliserte. Ved blokk 1301 (lengst øst) har ryggen en bred, svak skrånende overflate (mot distalsiden) på ~5 m. 22 m lenger vest er blokk 1302 lokalisert. Her er ryggens overflate ~3-4 m bred mens distalsidens skråning er smal. FRUO 1304 er lokalisert 50 m vest for FRUO 1302, mens FRUO 1305 er 22 m vest for denne igjen. Ved begge de sistnevnte blokkene er overflaten ~2 m bred men selve morenen er bredere på grunn av at skråningen langs distalsiden er lang. De to sistnevnte blokkene er lokaliserte der distalsiden begynner å skrå nedover. FRUO 1301 og 1302 befinner seg i mindre skrått terreng, nærmere overflaten. Proksimalsiden til moreneryggen er dekket av et tynt vegetasjonslag, mens morenematerialet på overflaten og distalsiden hovedsakelig er eksponert i dagen.

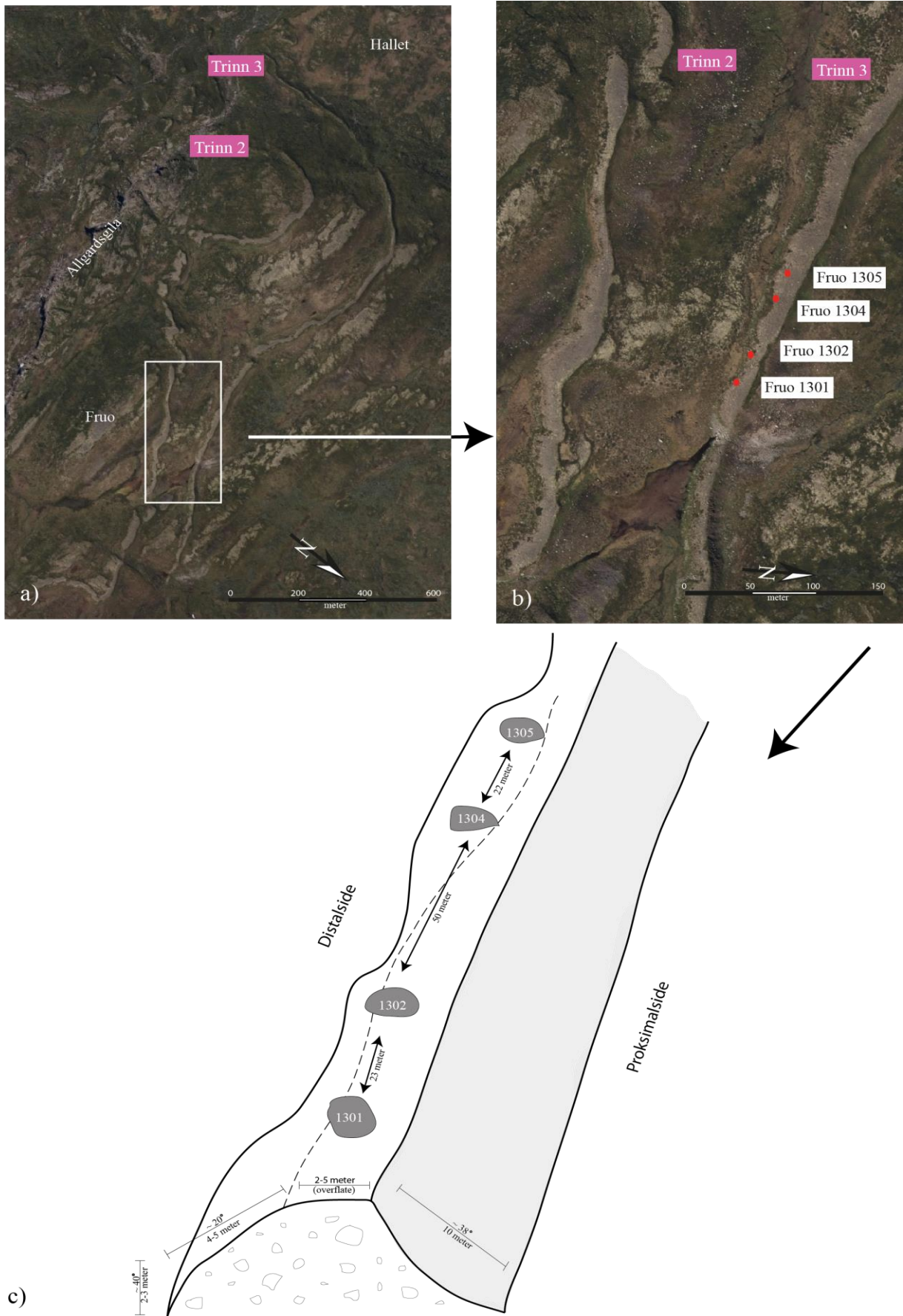
Vurdering:

Den homogene formen til Fruo-morenen indikerer at den har vært stabil over en lengre periode. Det er ingen markert forskjell i morenens geometri på de prøvetatte lokalitetene som kan forklare forskjellen i aldre. Proksimalsiden er skarpere enn distalsiden, og virker å nesten være uberørt av erosjon. Dette står i kontrast til den ytterste Fruo- morenen (trinn 2) hvor distalsiden og proksimalsiden veksler mellom å være brattest og høyest (opp mot ~6 m) og hvor begge sidene er eroderte. Kun basert på form og høyde, er det tydelig at trinn 3 er den yngste randavsetningen. Den variable bredden på distalsiden til trinn 3 samt den svake gradienten kan være resultat av solifluksjon, men dette er ikke spesifikt undersøkt. Sigejord kan også ha ført til at blokkene har blitt eksponerte til ulike tider. Det er funnet flere tilfeller av sigejord i feltområdet. Forhold som fremmer solifluksjon er frossen jord som tiner og frigjør vann, tynt vegetasjonsdekke som hindrer bevegelse, samt en moderat til bratt skråning (eks. Sulebak, 2007). Solifluksjonen har trolig blitt aktivert i perioder med lave temperaturer. Snøsmelting kan også ha bidratt til ekstra overflatevann. De kalde periodene i holosen som kan ha trigget solifluksjon er PBO, overgangen mellom preboreal og boreal (Erdalen Event), eller Lille istid (se Kapittel 2.5). Uten dateringer av de eventuelle solifluksjonstungene er det

vanskelig å si når de var aktive, men de har sannsynligvis kun vært aktive i kortere perioder. Det er også funnet et par blokker i feltområdet (nær Hallet) som er kløyvd i to. Trolig indikerer også dette at fryse-tine-prosesser har vært utbredt i feltområdet. FRUO 1301-1305 ligger i dag på tilnærmet samme høyde (1196-1197 moh.). Det er likevel mulig at de har blitt avsatt ved forskjellige dybder og blitt eksponerte ved morenens overflate til ulike tider. Mekanismen bak dette kan være oppfrysing av stein, hvor steiner i morenejord fryser opp mot overflaten, hvorav større blokker hever seg raskere enn mindre steiner (f.eks. Sulebak, 2007). Dette fenomenet finner sted i det aktive laget i permafrost.

6.7 Oppsummering eksponeringsaldre og skjerming

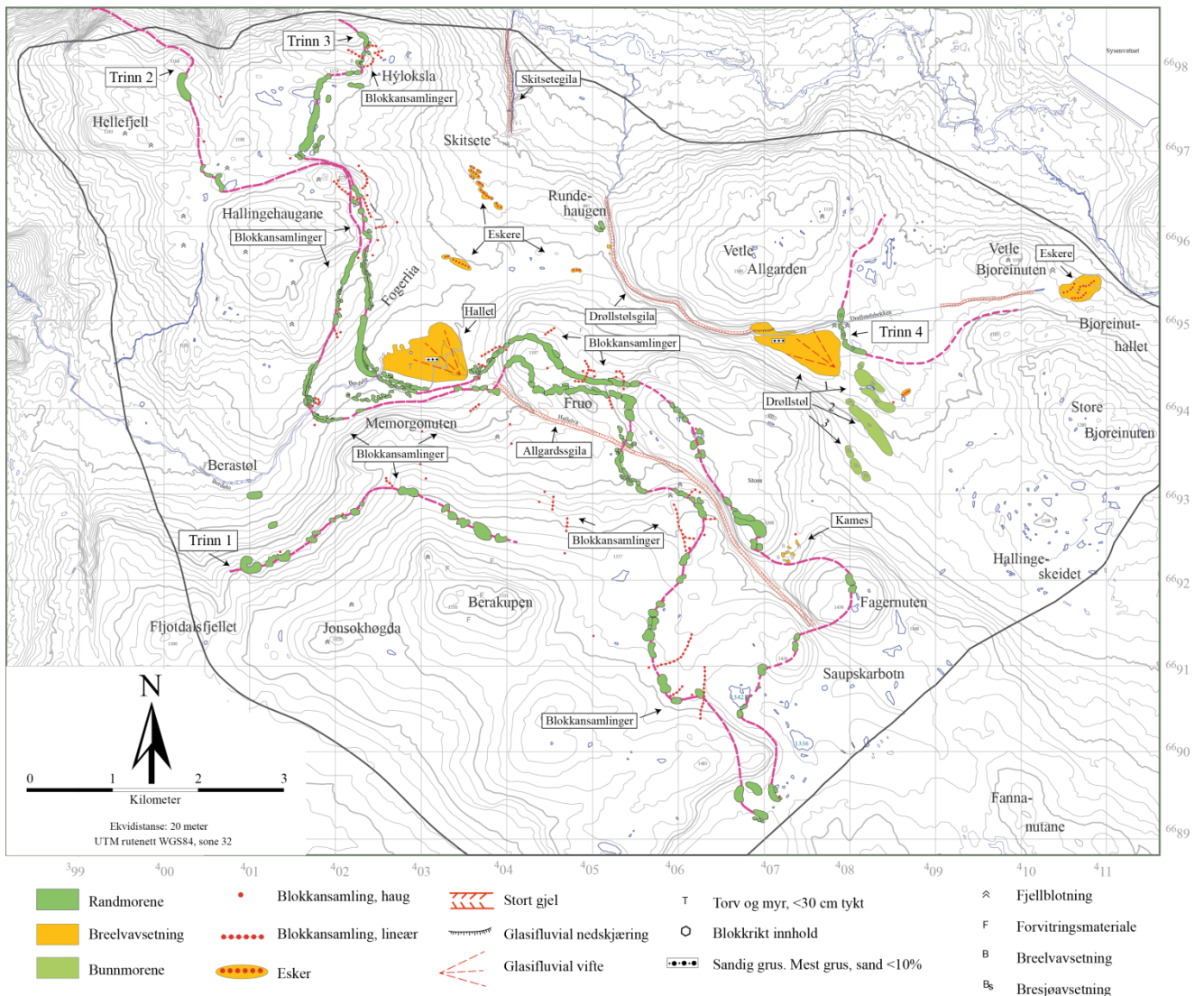
Eksponeringsaldrene til de fire blokkene fra Fruo kan grupperes etter både nærhet i alder og geografi (øst-vest): FRUO 1301 og 1302 har henholdsvis aldrene 10.15 ± 0.50 og 10.14 ± 0.50 år, mens FRUO 1304 og 1305 har aldrene 7.86 ± 0.36 og 8.43 ± 0.41 år. Alle blokkene viser minimumsaldre for Fruo-morenens avsettelse, men de eldste blokkene ligger trolig nærmere den opprinnelige avsettingsalderen enn de yngste blokkene. Det er sannsynlig at alle prøveblokkene var dekket med morenemateriale da de ble avsatt, og har vært helt og/eller delvis skjermet den første tiden etter at breen trakk seg tilbake. Denne påstanden underbygges ved at blokkenes nedre del fremdeles er begravd den dag i dag. Hos FRUO 1304 og 1305 er også den nordlige siden begravd. Sannsynligvis er lokaliseringen i distalsidens skråning bakgrunnen for dette, samt at blokkene kan ha blitt avsatt dypere enn Fruo 1301 og 1302. Blokkene 1301 og 1302 har trolig blitt utgravde tidligere enn 1304 og 1305. Spor etter solifluksjon og kløyvde steiner tyder på at det har vært perioder med periglasiale forhold på Hardangervidda. Solifluksjon fører til at moreneryggen siger ned mot bakkenivå. Slik kan blokkene gradvis ha blitt gravd frem. Oppfrysing av stein kan også være med å forklare den geografiske aldersgrupperingen. Snødekke, eventuelt skjerming fra is, kan heller ikke utelukkes som mulige skjermingsfaktorer som kan ha bidratt til underestimerte aldre. Dette er en skjermingsfaktor som fremdels kan være gjeldende i dag. Ettersom det er usikkerhet knyttet til høyden på tregrensen til furu og fjellbjørk på denne delen av Hardangervidda i holosen, er det vanskelig å si om trær har ført til skjerming og/eller rotvelt av blokkene. Sannsynligheten for dette er trolig liten.



Figur 19. Illustrasjon over trinn 3 hvor prøver til eksponeringsdatering ble samlet inn. Figuren viser avstanden mellom blokkene, samt deres plassering på morenens overflate (FRUO 1301 og 1302) og i distalsidens skråning (FRUO 1304 og 1305). Oversiktsbildene er modifiserte etter Norgeskart.

Kapittel 7. Diskusjon av feltområdet

Basert på kartleggingen av morenerygger i feltområdet og dateringer av disse (Kapitlene 3, 5 og 6), skal det i det følgende konstrueres et kronologisk deglasiasjonsforløp. Andre dateringer fra feltområdet blir også vurderte her. Kronologien blir presentert ved figurer og utdypende vurderinger, samt en oppsummering mot slutten. Deglasiasjonsforløpet blir videre vurdert opp mot regionale undersøkelser og dateringer i Kapittel 8.



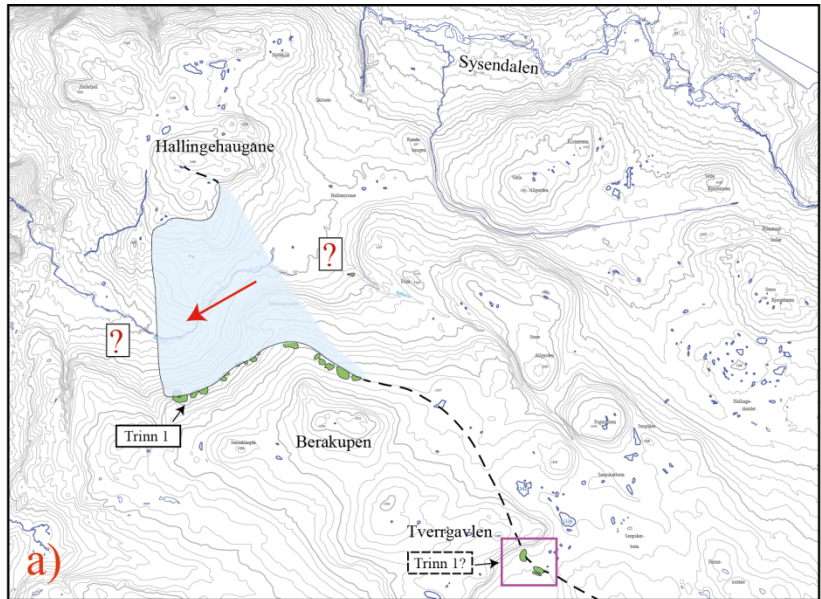
Figur 20. De viktigste løsmassene i feltområdet, presentert og tolket i Kapittel 3. Lilla, stiplet linje indikerer den sannsynlige formen som trinn 1-4 hadde da de ble avsatt. Symbolet for eskere er tegnet med glasifluvial farge rundt for å skille landformen fra blokkansamlingene som er tolket som enten eskere (lineær form) eller kames (haugform). Ettersom denne tolkningen er mer usikker enn tolkningen av de andre landformene, blir de kun presenterte som haugformede og lineære blokkansamlinger i tegnforklaringen

Trinn 1:

En brefremrykk, som sender en brearm mellom Berakupen og Hallingehaugane, avsetter trinn 1.

Det er usikkert hvor stor utbredelse breen hadde. På denne illustrasjonen er breen tegnet inn kun basert på de observerte moreneryggene i trinn 1.

Minst to morenerygger øst for Tverrgavlen (tolket som trinn 2), kan være avsatt samtidig som trinn 1.

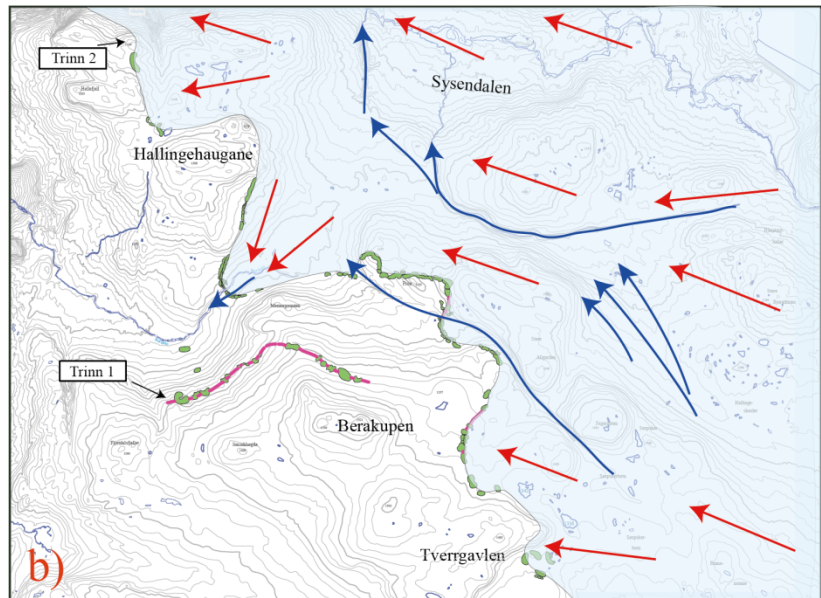


Trinn 2:

Innlandsisen gjør et nytt brefremrykk i tidlig preboreal/sen YD. Trinn 2 blir avsatt.

Smeltevann graver seg ned i Drøllstølgila, Allgardsgila og Skitsetegila.

Subglasialt smeltevann begynner trolig å erodere bunmorene bort fra Drøllstøl.

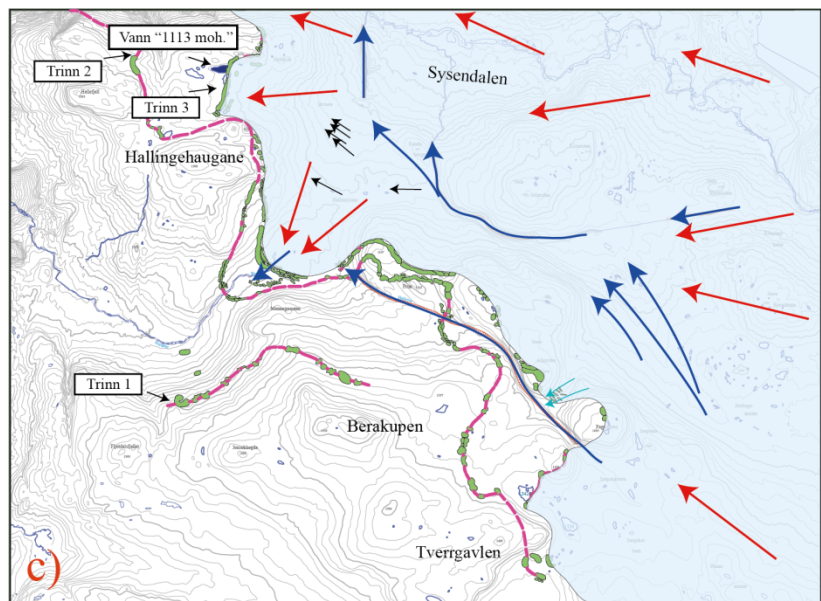


Trinn 3:

Breen stagnerer noen hundre meter innenfor trinn 2, og avsetter trinn 3. Vann "1113 moh." blir dannet.

Breelavsetningene i passet mellom Fagernuten og Store Allgarden blir formet, sannsynligvis av supraglasialt smeltevann.

Eskerne ved Hallamyrane blir dannet i smeltevannstunneller.



Figur 21. Illustrasjoner av sannsynlige breutbredelser da trinn 1, 2 og 3 ble avsatt.

Trinn 4 - a:

Breen trekker seg tilbake fra trinn 3. Den stopper opp i området ved Drøllstøl og demmer opp smeltevann i fjellsiden nedenfor Fagernuten og Store Allgarden.

Eskerne mellom Drøllstølgila og Bjoreio blir muligens dannet i denne fasen.

En istunge brekker av under tilbaketrekkingen og blir liggende igjen på Hallamyrene.

Trinn 4 - a:

Breen trekker seg tilbake fra trinn 3. Den stopper opp i området ved Drøllstøl og demmer opp smeltevann i fjellsiden nedenfor Fagernuten og Store Allgarden.

Eskerne mellom Drøllstølgila og Bjoreio blir muligens dannet i denne fasen.

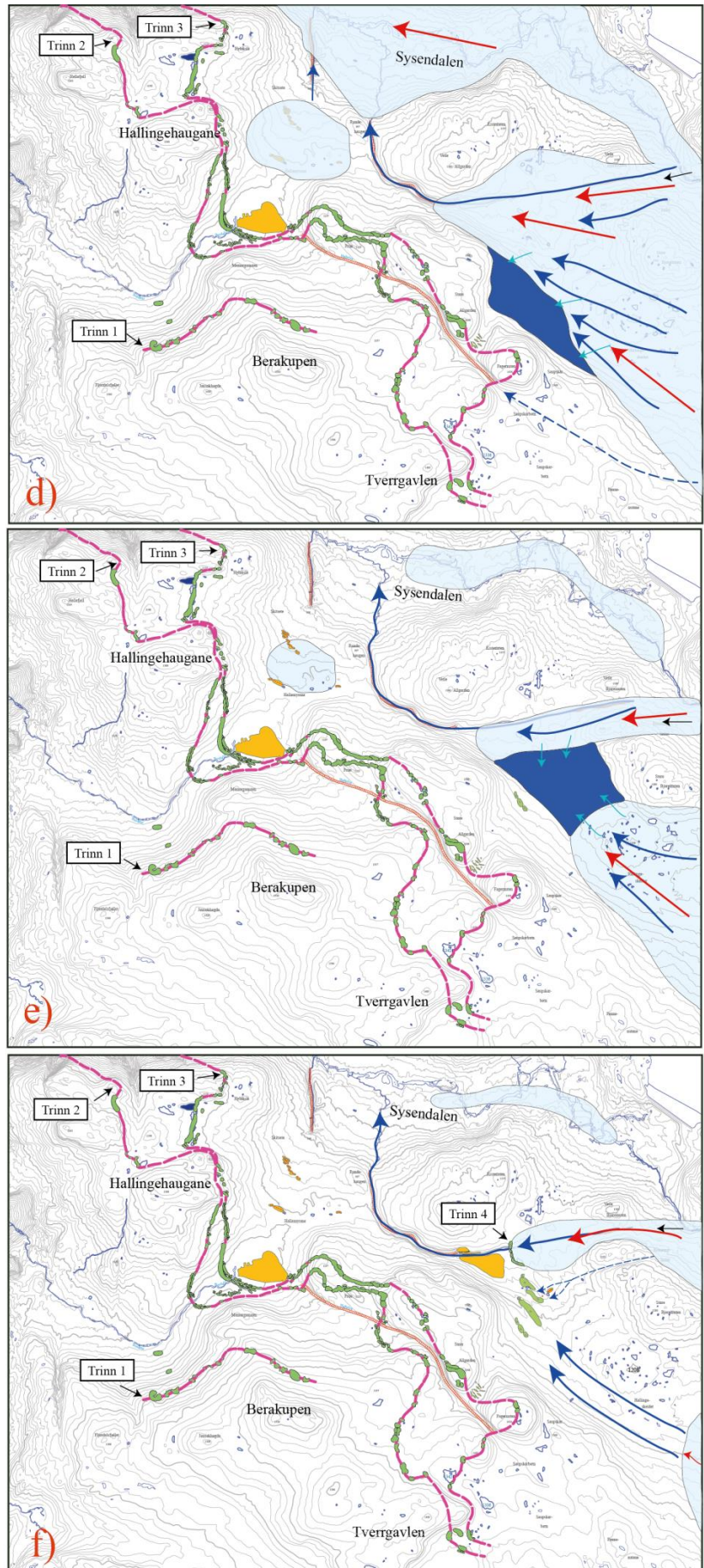
En istunge brekker av under tilbaketrekkingen og blir liggende igjen på Hallamyrene.

Trinn 4 - c:

Breene trekker seg tilbake. Ved Drøllstøl stagnerer den ene bretungen og avsetter moreneryggene til trinn 4. Den glasifluviale viften ved Drøllstøl blir erodert av smeltevann fra breene, og den glasifluviale terrassen nedenfor Vetle Allgarden blir dannet.

Istungen på Hallamyrane smelter bort.

Bretungen i Sysendalen kan ha brukket av eller trukket seg tilbake sammen med den aktive breen.



Figur 22. Innlandsisen trekker seg tilbake fra trinn 3 og avsetter trinn 4. Innlandsisens utbredelse i disse fasene (trinn 4, a-c) er noe usikker.

7.1 Trinn 1: Berakupen

7.1.1 Breens utbredelse

Ryggene ved Berakupen følger terrenget, noe som indikerer at de må ha blitt avsatt av en bre som var tynn nok til at topografien bestemte bevegelsesretningen. Skuringsstriper på toppen av Berakupen og mellom Berakupen og Tverrgavlen indikerer en bevegelsesretning mot vest-nordvest (Anundsen og Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Skuringsstriper gir derimot ingen aldersindikasjon, og det er lite sannsynlig at randavsetningene ble avsatt av en bre fra øst/sørøst som lå oppå selve Berakupen-toppen. Stripenes orientering passer derimot med breretningen til innlandsisen i weichsel. Trolig må en bre ha ligget mellom Berakupen og Hallingehaugane og fulgt dalen ned mot Berastøl da trinn 1 ble avsatt (Figur 21 ,a).

Utbredelsen og tykkelsen til denne brearmen er usikker, men høyden har i hvert fall nådd opp til trinn 1. I fjellsiden nedenfor Jonsokhøgda er moreneryggene lokaliserte på ~1140 moh., mens de ligger på ~1340 moh. i den nordlige fjellsiden til Berakupen (Kapittel 3.3.1).

Dalbunnen ved Berastøl ligger på mellom 900 og 920 moh., mens Hallet er på ~1000 moh.. Breen må ut fra dette ha vært over 300 m tykk ved Hallet mens den ble tynnere og lavere nedover dalen mot Berastøl. Ut fra disse beregningene må, blant annet, Hallingehaugane (1300 moh.) ha vært helt dekket av bre da trinn 1 ble avsatt. Det er ikke funnet spor etter glasiale avsetninger på toppen av sistnevnte fjell. Det er usikkert om breen fortsatte videre nedover dalen og eventuelt gikk sammen med en bre i Hjølmodalen. Dersom breen har ligget ved Hallet da trinn 1 ble avsatt, kan de lineære og haugformede blokkavsetningene lokaliserte mellom trinn 1 og trinn 2 være eskere og/eller kames. Blokkavsetningene er avsatt i hellende terreng (se Kapittel 3.3.7). De høyestliggende lineære blokkavsetningene i nær tilknytning til trinn 1 er lokaliserte nordøst for den østligste ryggen av trinn 1. Blokkansamlingene ligger på mellom 1200 og 1300 moh.. Dersom de er eskere, er de blitt bevarte ved at breen smeltet vertikalt ned, ergo tyder det på at en dynamisk inaktiv bre har ligget opp mot 1300 moh. i dette området.

Minst to rygger øst for Tverrgavlen, tolket til å tilhøre trinn 2, kan muligens være avsatt samtidig som trinn 1 (067, 689)(Figur 21, a). Disse ryggene har en bred overflate (opp mot 13 m bred) og lave høyder (1/2-1 m). Ryggene bærer preg av å ha vært utsatt for erosjon over en lengre periode slik som ryggene i trinn 1. Det er mulig at breen som avsatte trinn 1 ved Berakupen også avsatte de to flate moreneryggene ved Tverrgavlen.

7.1.2 Breens alder

Kun basert på morfologi og beliggenhet må moreneryggene ved Berakupen være de eldste ryggene i området. De flate og brede overflatene samt lave høydene indikerer at de har vært utsatt for erosjon over lang tid. Nedbrytningen har trolig vært mest aktiv i kalde perioder, hovedsaklig under periglasielle forhold som kjennetegnes av temperaturer under 0 °C det meste av året. Flere kalde perioder i siste del av deglasiasjonen samt i holosen kan ha ført til økte fryse-tine-prosesser på ryggene (se kort oppsummering i Kapittel 2.5). Det er vanskelig å angi hvilken periode trinn 1 er avsatt i ettersom det ikke er utført dateringer her. Basert på vurderingene av trinn 2 og 3 (se Kapittel 7.2.2) kan trinn 1 ha blitt avsatt tidlig i YD, eventuelt i eldre dryas eller i forbindelse med tilbaketrekkingen av siste istids maksimum. For at morenerygger ikke skal ødelegges ved et nytt brefremstøt, må avsetningene bevares under en kald bresåle (hvorav bresålen er frosset fast til underlaget). Det er godt mulig at ryggene har vært dekket av brefremstøt eldre enn YD. Det er derimot ingen indikasjoner som tyder på at bresålen til innlandsisen i YD var kald. For å nå ut til kysten i løpet av YD slik den rådende teorien hevder, må breen ha vært svært aktiv. Enkelte topper forble isfrie da innlandsisen rykket frem i YD (se eks. Mangerud et al., 1979). Berakupen kan ha forblitt isfri mens innlandsisen fylte Hardangerfjorden, ergo trenger ikke trinn 1 motbevise den rådende teorien. Mangerud (2004) påstår på den annen side at det er usannsynlig at breoverflaten lå lavere enn 1400 moh. i Sør-Norge. Dersom denne grensen legges til grunn, var toppen på Berakupen ikke dekket av bre, mens trinn 1 var dekket (~ 1140 – 1340 moh.). Breens overflate i YD blir i nyere artikler modellert til en høyde på over 1600 moh. i Eidfjord (se eksempelvis Figur 28). Ut fra denne påstanden må Berakupen (1530 moh.) også ha vært dekket av innlandsis.

7.2 Trinn 2 og 3: Fruo-morenene

Etter at trinn 1 ble avsatt, har trolig innlandsisen trukket seg tilbake som følge av en varmeperiode. Dersom trinn 1 eksempelvis ble avsatt i eldre dryas, må tilbaketrekkingen ha skjedd i allerød. Et nytt brefremstøt avsetter trinn 2 (Figur 21, b). Breretningen må ha vært mot nordvest blant annet basert på orienteringen til eskerne ved Hallamyrane (mer utdypning senere i Kapittel 7.2.3 samt skuringsstriper funnet på eksempelvis Vetle Allgarden, Store Bjoreinuten, Hallingehaugane, Fruo og Store Allgarden (Anundsen, 1964; Anundsen & Simonsen, 1967; Johannessen, 2002). Trinn 3 må ha blitt dannet i løpet av en stagnasjon da breen begynte å tekke seg tilbake fra trinn 2 (Figur 21, c). Den korte avstanden mellom de to trinnene i enkelte områder kan indikere at begge trinnene ble avsatt over en kortere tidsperiode. Moreneryggene lokaliserte mellom trinn 2 og 3, særlig markert i området mellom

Fogerlia og Hallamyrane, kan indikere at breen hadde en komplisert tilbaketrekking fra trinn 2. Dette kan også sees igjen på Fruo, hvor en nedsenkning i terrenget kan indikere at smeltevann her ble demmet opp mellom trinn 2 og 3 (se bla. Figur 11, c, og Kapittel 3.3.7). Breen har trolig hatt flere kortere opphold før den til slutt stagnerte en lengre periode ved trinn 3. Slik kan smeltevann ha blitt ført mot vann «1113 moh.» etter at breen trakk seg tilbake fra trinn 3. I HYP-214 kan dette trolig sees igjen ved det tynne, minerogene laget stratigrafisk lokalisert 2 cm over overgangen mellom minerogent materiale og gyttje i HYP 214 (enhet D, Kapittel 5.1).

7.2.1 Dateringer

Eksponeringsdateringene fra trinn 3 viser ulike aldre hvorav kun de to eldste overlapper innenfor den analytiske usikkerheten (Kapittel 6.5). Alle aldrene indikerer dog en minimumsalder for når moreneryggen ble avsatt, hvorav de eldste aldrene må ligge nærmest moreneryggens opprinnelige avsetningsalder. Medregnet standardavvikene strekker aldrene, på henholdsvis 10.15 ± 0.50 og 10.14 ± 0.50 år, seg fra midten av preboreal til tidlig boreal. Dateringene argumenterer dermed for at Fruo- morenene, som del av Eidfjord-Osa-stadiet, er av preboreal alder slik den rådende teorien hevder. Det er likevel argumentert for i Kapittel 6.7 at blokkene hvor prøvemateriale er hentet fra trolig alle har vært helt eller delvis begravde under moreneryggens overflate da de ble avsatt. De ble dermed trolig ikke eksponert samtidig avsettelsen av moreneryggen. I tillegg er snø, eventuelt is, mulige skjermingsfaktorer som kan ha påvirket aldrene. Dersom blokkene har blitt skjermet etter avsettelse, og eventuelt fortsatt delvis skjermes (f.eks. snø og is), er det mulig at eksponeringsaldrene er underestimerte og egentlig ble avsatte tidligere enn preboreal.

Johannessen (2002) har utført to dateringer av sedimentsekvenser hentet fra en kjerne fra vann «1113 moh.». Den nederste sekvensen er fra overgangen mellom minerogent materiale og gyttje, og kan korreleres med enhet C i HYP 214. Alderen til sekvensen er $10\,030 \pm 94$ ^{14}C BP ($11\,525 \pm 191$ kal. år BP, egen kalibrering), og angir minimumstidspunkt for når breen trakk seg tilbake fra vannet. 1.5 cm høyere opp i kjernen er en sedimentsekvens datert til 9945 ± 80 ^{14}C BP ($11\,327 \pm 82$ kal. år BP, egen kalibrering). Denne sekvensen kan korreleres med enhet D i min innsjøkjerne, HYP 214. Nederst i denne enheten er organisk materiale datert til 9340 ± 90 år BP ($10\,789 \pm 104$ kal. år BP). Dateringen indikerer midten av preboreal, og befinner seg like under ^{14}C -platået på 9600-9500 år BP. Den overlapper ikke innenfor den

¹⁴ C- år ^a	Kal. år BP ^a	Kronosoner	Eventer ^b	¹⁴ C-platå ^c	Egne dateringer ^d	Andre dateringer fra feltområdet ^{d, e}
10 000	11 900	YD (fra 12 800 kal. år BP)	PBO JE 1 JE 2			Vann "1113 moh." 11 525 ± 191 11 327 ± 82
	11 800					
	11 700					
	11 600					
	11 500					
	11 400					
	11 300					
	11 200					
	11 100					
	11 000					
	10 900					
	10 800					
	10 700					
	10 600					
9000	10 500	Preboreal	Erdalen Event 1	10 000 - 9900	Vann "1113 moh." 10 789 ± 104	
	10 400					
	10 300					
	10 200					
	10 100					
	10 000					
	9900					
	9800					
	9700					
	9600					
	9500	Boreal	Erdalen Event 2	9600 - 9500	FRUO 1301/1302 10.15 ± 0.50/ 10.14 ± 0.50	
	9400					
	9300					
	9200					
	9100					
					Myr nord for Drøllstølsgila 9331 ± 86	

^a ¹⁴C-målestokk hentet bla. fra Andersen (1980). Kal. år BP hentet fra f.eks. Dahl et al. (2003) og Bakke et al. (2009).

^b JE = Jondal Event (1 = ~ 11 150 - 10 050 kal. år BP, 2 = ~ 10 550- 10 450 kal. år BP)(Bakke et al., 2005). PBO = Preboreal Oscillasjon (11 300- 11 150 kal. år BP), eks. Björck et al. (1997). Erdalen Event 1 og 2 (henholdsvis ~10 050-10 000 og ~9700 kal. år BP), bla. Dahl et al. (2002).

^c ¹⁴C-platå hentet fra Becker og Kromer (1986), Amman & Lotter (1989), Becker og Kromer (1993) og Gulliksen et al. (1998).

^d Alle aldre er oppgitt i kalibrerte år ($\pm \sigma$), bortsett fra FRUO 1301/1302 som er oppgitt i tusen år. Alle aldre er presenterte med maksimalt standardavvik.

^e Dateringer fra Johannessen (2002). ¹⁴C-aldrene er kalibrerte etter dagens kalibreringsstandard (Calib 7.1.)

Figur 23. Presentasjon av dateringer fra feltområdet. Standardavvikene er oppjusterte/nedjusterte til nærmeste 50ende kalibrerte år.

analytiske usikkerheten med dateringen til Johannessen (ibid.) fra samme sekvens. Det kan være flere årsaker til uoverensstemmelsen i alder. For eksempel kan prøvematerialet funnet i

HYP 214 være forurenset av yngre karbon, eventuelt kan dateringen til Johannessen (ibid.) ha vært påvirket av hardvannseffekt og viser dermed overestimert alder. Den siste hypotesen underbygges av at TOC-verdiene i denne enheten indikerer at det er høye verdier av gammel karbon bundet opp i berggrunnen (fyllitt). Hardvannseffekten kan også ha påvirket den eldste dateringen til Johannessen (ibid.). I tillegg ligger dateringene til sistnevnte forfatter innenfor ^{14}C -platået mellom 10 000 og 9000 ^{14}C BP (Figur 23) (se også Kapittel 4.5), som også kan bidra til upresise aldersestimater. Troverdigheten til disse aldersresultatene blir dog styrket av at de befinner seg stratigrafisk nærme hverandre i kjernen samtidig som de overlapper innenfor analytisk usikkerhet. Den eldste alderen indikerer sen YD, mens den yngste indikerer tidlig preboreal.

7.2.2 Samlet vurdering av dateringene

Alle dateringene fra feltområdet er utført på eller i tilknytning til det indre morenesystemet (trinn 3). Dateringene indikerer minimumsaldre for når moreneryggen ble avsatt (^{10}Be -dateringer) og når breen trakk seg tilbake (^{14}C -dateringer). Sannsynligheten er dermed til stede for at alderen på randavsetningen er eldre enn det som fremkommer her. Det er ikke utført dateringer av trinn 2, men denne må følgelig være eldre enn trinn 3. Dersom påstanden om at blokkene på trinn 3 har vært utsatt for skjerming er korrekt, vil ^{10}Be -aldrene måtte oppjusteres. Selv om det er usikkerhet knyttet til ^{14}C -dateringene fra vann «1113 moh.», viser i hvert fall de to eldste dateringene fra Johannessen (2002) at brefremrykket som avsatte trinn 3 trolig skjedde i sen YD eller tidlig preboreal. Ifølge kronologien (Figur 23) kan disse dateringene korreleres med PBO. Denne perioden befinner seg mellom to ^{14}C -platå og varte i rundt 150 år (se også Kapittel 2.5). Det er dog kun observert ett brefremrykk tilknyttet denne hendelsen (eks. Nesje et al., 2006). Dersom ^{14}C -dateringene bør nedjusteres på grunn av usikkerhet, kan de muligens korreleres med JE 1 (PBO) og 2. Erdalen Event kjennetegnes av to brefremrykk som befinner seg ved henholdsvis overgangen preboreal/boreal og tidlig boreal. ^{10}Be -aldrene til FRUO 1301/1302 kan korreleres med denne hendelsen. Alle ^{14}C -dateringene fra feltområdet er på den annen side for gamle til å kunne indikere at trinn 2 og 3 ble avsatt i disse kuldeperiodene. Dersom ^{14}C -dateringene til Johannessen (2002) ikke er påvirket av TOC og/eller hardvannseffekt eller andre usikkerhetsfaktorer, representerer dateringene sen YD. Dette underbygges også av at trinn 2 og 3 er to markante, semi-parallele rygger, hvilket er karakteristisk for YD-morenen rundt Fennoskandia (Andersen et al., 1995).

7.2.3 Andre avsetninger tilknyttet fase 2 og 3

Trolig begynte subglasialt smeltevann allerede i denne perioden å erodere bunnmorene bort fra området rundt Drøllstøl. Smeltevann eroderte også i forkastningssonene ved Drøllstøl og Allgarden. Det er mulig at fluviale og glasifluviale prosesser begynte utgravingen av gjelene før denne fasen. Smeltevann ble sannsynligvis også ført mot Skitsete fra Drøllstøl med trykkgradienten til breen i denne perioden (Johannessen, 2002). Eskerne lokaliserte på Hallamyrane ble trolig avsatt av subglasialt smeltevann mens breen var stagnert ved trinn 3. Ut fra lokaliseringen til moreneryggene ved trinn 3, må breelvavsetningene mellom Store Allgarden og Fagernuten også ha blitt dannet i denne fasen. Dersom breen var lokalisert slik som den er tegnet inn på Figur 21, c, i dette området, må det ha oppstått deformasjoner i breens overflate som følge av strekking og sammenpressing på bakgrunn av varierende høydeforskjeller (Fagernuten-dalbunnen-Store Allgarden) over kort avstand (rundt en km). I dalbunnen kan breen ha spredd seg ut til sidene og langsgående, radiale sprekker kan ha oppstått langs brefronten. Breelvavsetningene har ulike orienteringer og følger dermed ikke den antatte breretningen (NØ-SV) til trinn 3. Antagelsen om at avsetningene er moulin-kames (se Kapittel 3.3.6) blir på bakgrunn av dette ytterligere styrket. Flertallet av blokkansamlingene i feltområdet er lokaliserte ved proksimalsiden til moreneryggene tilhørende hovedsakelig trinn 2 og 3. De fleste ansamlingene ligger i og/eller ved nedsenkninger i ryggene. Dersom avsetningene er eskere, må breen ha vært dynamisk død for at materiale skal ha blitt fraktet i subglasiale tunneller fra ismarginen til laverliggende høyder i terrenget. Det er selvsagt mulig at inaktive rester av breen har ligget igjen i feltområdet da breen trakk seg tilbake fra trinn 3 i retning Drøllstøl og trinn 4. Trolig har det ligget en større bretunge igjen på Hallamyrane, men utbredelsen til denne er usikker (se neste avsnitt). Blokkansamlingene kan også være kames, noe som indikerer en bre med høy konsentrasjon av bresprekker.

7.3 Trinn 4: Drøllstøl-morenen

Hvordan breen trakk seg tilbake fra trinn 3 og hvilken utbredelse den hadde, er fremdeles usikkert. Spor etter en fjerde morenerygg ved Drøllstøl samt funn av fint, sortert materiale på ryggene i samme område gir likevel noen indikasjoner på hendelsesforløpet etter trinn 3. En ¹⁴C-datering fra en myr ved passpunktet mellom Vetle Allgarden og Vetle Bjoreinuten angir en boreal alder på 9331 ± 86 kal. år BP (Johannessen, 2002) (egen kalibrering). Dateringen er utført på overgangen mellom minerogent materiale og gyttje. Ettersom det kun er utført én

datering i området, må forsiktighet benyttes når konklusjoner skal trekkes. Alderen kan likevel tolkes som en minimumsalder for når området ble isfritt.

7.3.1 Bredemt smeltevann

Funn av fint, sortert materiale på ryggene ved Drøllstøl indikerer at materialet har blitt avsatt i stille vann. Sannsynligvis ble en lateral bresjø av subglasialt, englasialt og supraglasialt smeltevann demmet opp mellom Fagernuten/Store Allgarden og innlandsisen da den stagnerte ved Drøllstøl (Figur 22, d). De høyestliggende ryggene (~1160 moh.) med glasifluvialt materiale er lokaliserte i fjellsiden nedenfor passpunktet mellom Fagernuten og Store Allgarden. I sør, mellom Store Bjoreinuten og Fagernuten, er det en haug på 1208 moh. På den østlige og vestlige siden av denne er relieffet nede i ~1180-1160 moh.. Øst, nord og nordvest for ryggene (Drøllstølgila, Kistenuten, Vetle Bjoreinuten og videre til foten av Store Bjoreinuten) er terrenget på >1060 moh. For at smeltevann skal ha blitt demmet opp over ryggene, er det sannsynlig at det har ligget en bre i sør, øst og nord. Det er mulig at breen lå lenger sør enn det som er illustrert i Figur 22, d, ettersom høydekotene ved haug 1208 moh. har omtrent tilsvarende høyde som ryggene. Det kan godt hende at det ikke var en sammenhengende bre som demmet opp smeltevann helt tidlig i denne fasen, men at det heller var to adskilte bretunger i henholdsvis sør og nordvest-nordøst. Dersom ryggene ved Drøllstøl er drumliner, indikerer de breretningen til breen som avsatte dem. Det er usikkert når drumlinene ble avsatt, men det har trolig skjedd under trinn 2, 3 og/eller før trinn 4.

Parallellt med at innlandsisen trakk seg videre tilbake, sank høyden på den bredemte sjøen. For at fint materiale skal ha blitt avsatt på de laveste ryggene, må smeltevann ha blitt demmet opp mellom istungene i nord og sør i en senere fase (Figur 22, e).

7.3.1 Andre avsetninger

Bunnmorene lokalisert mellom ryggene må ha blitt vasket og erodert ut i Drøllstølgila av smeltevann fra breen i sør da den trakk seg ytterligere sørover/østover. Dette kan også forklare den avlange formen og SØ-NV-orienteringen til den glasifluviale viften på Drøllstøl. Ettersom terrassen nedenfor Vetle Allgarden har tilnærmet samme høyde som den glasifluviale viften, er det sannsynlig at disse ble avsatt samtidig som én sammenhengende flate på tvers av Drøllstølgila. Flaten ble senere erodert av smeltevann fra breen, og terrassen og viften ble isolerte enheter. Trinn 4 må ha blitt avsatt av en stagnasjon i tilbaketrekkingen

eller ved et nytt brefremrykk (Figur 22, f). Det «utvaskede» preget av materialet i ryggen, samt funn av små lommer med glasifluvialt materiale, indikerer at smeltevann har drenert ryggen under og/eller mens breen trakk seg tilbake fra avsetningen.

De hengende gjelmunningene til Drøllstølgila og Skitsetegila kan tyde på at erosjonsbasis lå høyere enn dagens dalbunn da gjelene ble dannet (se Kapittel 3.3.8). Det er mulig at innlandsisen fungert som erosjonsbasis i Sysendalen for disse gjelene. Det må i så tilfelle ha vært i løpet av deglasiasjonen, ettersom høyden på breen i trinn 2 og 3 må ha vært høyere enn ~920 (dagens utløp til Drøllstølgila) for å kunne dekke de høyereliggende fjellene i feltområdet. Bretungen i Sysendalen hang enten sammen med den aktive innlandsisen, eller så var det en avbrukket, inaktiv istunge. Knekken i topografien ved begge gjelmunningene er sannsynligvis dannet som følge av at erosjonsbasis senket seg etter hvert som breen trakk seg oppover dalen eller smeltet vertikalt ned. Det er usikkert om smeltevann fra breen i sør fremdeles ble ført mot Allgardsgila i denne perioden. Tilførsel av glasifluvialt materiale til Hallet- flaten stoppet trolig opp da breen lå ved trinn 3. En avbrukket istunge må ha vært lokalisert på Hallamyrane i denne perioden for at eskerne lokalisert her skulle bli bevarte.

Det er funnet minst én rygg med fint, sortert materiale ved Drøllstøl, rundt 500 meter sørøst for trinn 4. Denne har en NØ-SV-orientering. Det kan ha ligget igjen en lokal istunge etter breen da den trakk seg tilbake, og som har bevart eskeren (en påstand fremmet av Anundsen (1964), nevnt i Kapittel 3.3.4. Retningen på eskeren stemmer dog ikke overens med ryggens orienteringer, og det blir derfor vanskelig å se for seg hvordan begge disse landformene kan indikere breretning. Det er heller ikke spor som tyder på at ryggene og eskeren er dannet i ulike tidsperioder, selv om eskeren er antydning å være avsatt etter ryggene (Anundsen, 1964). Det er også mulig at ryggen er en glasifluvial avsetning fra den bredemte sjøen som har blitt erodert av smeltevann i ettertid. Like øst for ryggen er det et lite gjel mellom Store Bjoreinuten og haug «1163 moh.» hvor smeltevann fra den stagnerte breen ved trinn 4 kan ha drenert vestover og erodert ryggen. De antatte eskerne mellom Vetle og Store Bjoreinuten må ha blitt bevarte under en istunge som brakk av innlandsisen da den trakk seg tilbake fra trinn 4.

7.4 Oppsummering av deglasiasjonsforløpet, med fokus på trinn 1-4

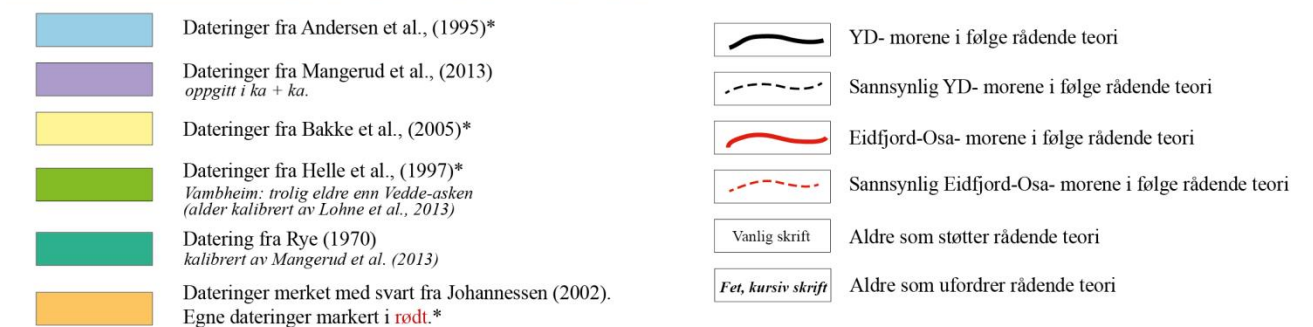
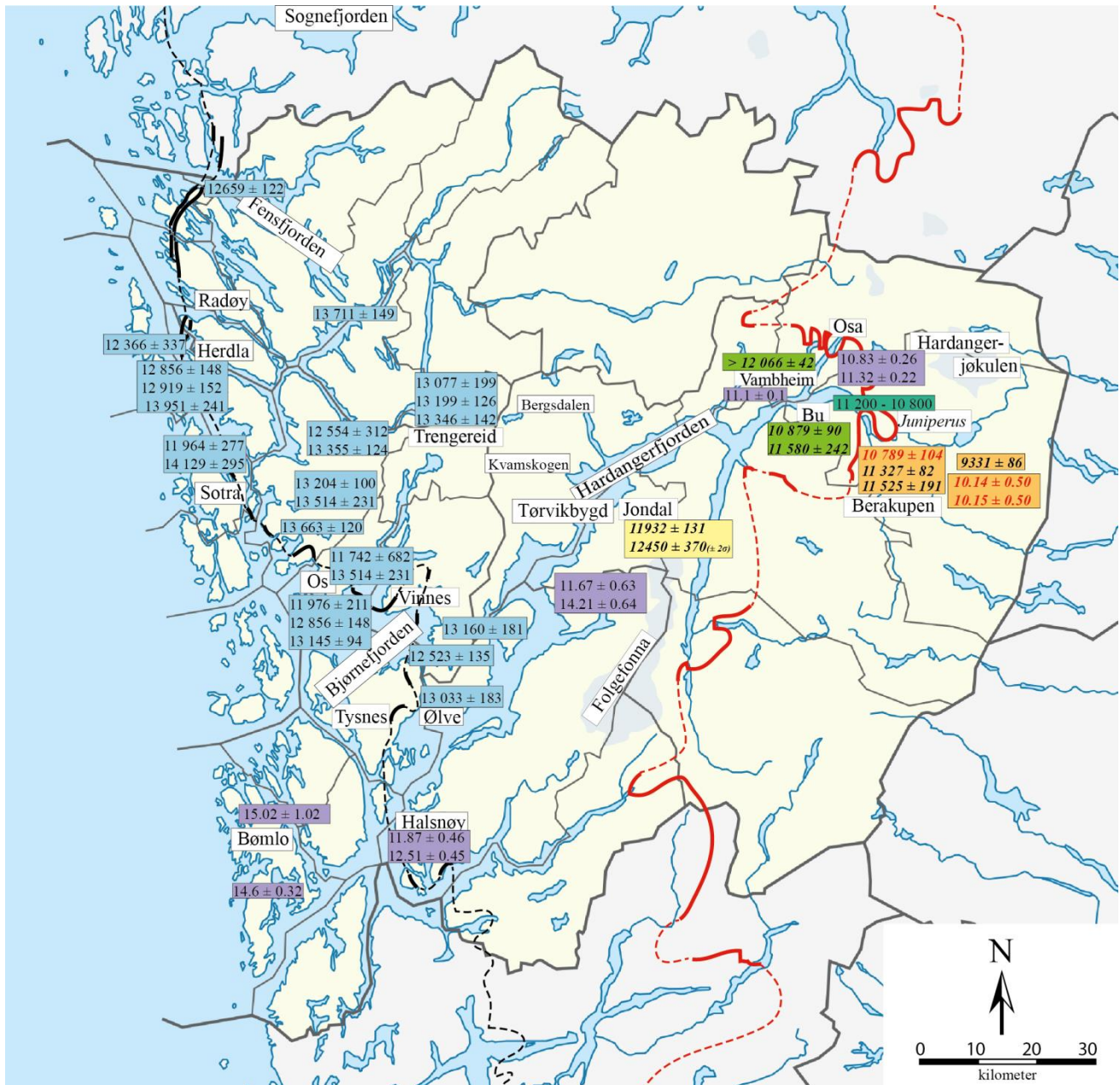
1. Moreneryggene ved Berakupen ble trolig dannet av et brefremstøt- eller stagnasjon før YD, eksempelvis tidlig i YD, i løpet av eldre dryas eller som følge av stagnasjon i tilbaketrekkingen av innlandsisen etter siste istids maksimum.
2. Etersom trinn 1 fremdeles er bevart, indikerer ryggene trolig at Berakupen ikke var dekket av bre i YD.
3. Trinn 2 blir avsatt av et nytt brefremrykk. Tilbaketrekkingen fra trinn 2 til trinn 3 var kompleks med flere korte opphold.
4. En lengre stagnasjon avsetter trinn 3. Ifølge dateringene skjedde dette tidlig i preboreal. Sannsynligheten er likevel stor for at trinn 2 og 3 ble avsatt i YD basert på ^{14}C -dateringene til Johannessen (2002) fra vann «1113 moh.», i tillegg til ^{10}Be -dateringer som trolig er underestimerte.
5. Da breen trakk seg tilbake fra trinn 3 stagnerte den ved Drøllstøl og demmet opp en lateral bresjø som gradvis sank som følge av tilbaketrekking av breene. Trinn 4 ble avsatt ved stagnasjon, eventuelt et nytt brefremrykk. Det er knyttet usikkerhet til breens utbredelse ved Drøllstøl, samt i Sysendalen. ^{14}C -datering viser at Drøllstøl ble isfritt senest i boreal.

Kapittel 8. Diskusjon av regionale undersøkelser

Vurderingen av den kvartærgeologiske kartleggingen samt dateringene fra feltområdet (se Kapittel 7) blir i dette kapitlet diskutert opp mot andre undersøkelser fra regionen. Fokus i diskusjonen vil sentrere rundt teoriene om Hardangerfjorden var fylt med is i YD eller ble isfri i allerød eller tidligere (se Kapitlene 2.6.1 og 2.6.2). Dette temaet er blitt debattert i flere tiår, og det er presentert flere argumenter som både støtter og motsier begge teoriene. Jeg har valgt å snevre fokuset inn på hovedtemaene Herdla-Halsnøy-morenens avsettelse og utbredelse, datering av Eidfjord-Osa-morenen, havnivåendringer samt innlandsisens tykkelse, ettersom jeg anser disse temaene for å være de blant de viktigste for å belyse problemstillingen. Der det er mulig vil egne undersøkelser blir diskuterte og vurderte opp mot regionale undersøkelser. Navn på lokaliteter samt dateringer som er utførte langs Hardangerfjorden er presenterte i Figur 24. For å gjøre kapitlet mer lesevennlig blir det ikke vist til denne figuren i den videre teksten.

8. 1 Herdla-Halsnøy-morenen

Den rådende teorien støttes blant annet av flere ^{14}C -dateringer fra marine avsetninger ved lokaliteter distalt og proksimalt for Herdla-Halsnøy-morenen (bla. Aarseth og Mangerud, 1974; Holtedahl, 1975; Andersen et al., 1995; Mangerud, 2000; Mangerud et al., 2013). Dateringer av avsetningene distalt for YD- grensen viser aldre fra allerød og eldre, ergo ingen indikasjoner på at området ble overkjørt av bre i YD. Avsetninger proksimalt for Herdla-Halsnøy-morenen viser allerød-alder med YD-avsetninger oppå dette igjen. Alle morener, isranddelta og terrasser som ligger innenfor denne morenen er antatt å være av preboreal alder. Morenerygger på fjordbunnen er også kartlagte ved hjelp av ekkolodd, og har bidratt til at en sammenhengende randavsetning langs kysten av Vest-Norge er blitt rekonstruert (Aarseth og Mangerud, 1974). I området mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden er flertallet av moreneryggene på land små (1- 5 m høye), usammenhengende og ofte lokaliserte enkeltvise (Andersen et al., 1995). Sør for Fensfjorden er det to parallelle, markerte randavsetninger. På Herdla er moreneryggene markerte, men videre sørover er avsetningene færre og mindre, men de dukker opp igjen blant annet på Os, Vinnes, Tysnes og Halsnøy. I områder hvor det er mangel på observasjoner, er YD-grensen basert på tolkninger og sannsynlighet.



*¹⁴C-dateringer er kalibrerte med Calib 7.1. Alle aldre er oppgitte i kal. år BP (±σ), bortsett fra én datering fra Bakke et al., (2005) som er oppgitt i (± 2σ).

Figur 24. Oversiktskart over dateringer som er utført langs Hardangerfjorden og nord i Hordaland i tilknytning til Herdla-Halsnøy-morenen-avsetningen og Eidfjord- Osa-morenen. Aldrene er oppgitt i kalibrerte år. Kalibreringer er utført på ¹⁴C-dateringene fra Rye (1970), Andersen et al. (1995), Helle et al. (1997), Johannessen (2002) og Bakke et al. (2005). Aldre fra Mangerud et al. (2013) var allerede kalibrerte. Morenene er modifiserte og noe forenklet etter Andersen et al. (1995) og Mangerud et al. (2013). Dateringsoversikten er inspirert av Andersen et al. (1995). Bakgrunnskartet viser Hordaland fylke i gult (modifisert fra Wikimedia).

8.1.1 Lokal glasiering i Nordfjord

Ettersom Herdla-Halsnøy-avsetningen ikke er én sammenhengende morenerygg, representerer den heller ingen overveiende indikasjon på at den ble avsatt av en sammenhengende innlandsis i YD. Eksempelvis kan lokal glasiering ha dannet moreneryggene (også foreslått av bla. Helle et al., 1997). Det er flere eksempler på lokal glasiering utenfor YD-grensen langs kysten av Nordfjord, nord for Sognefjorden (se kartet i Figur 25). Fronten på den Skandinaviske innlandsisen var i YD lokalisert rundt 60 km inn i Nordfjorden. 17 morenerygger avsatt av tidligere botnbreer ble av Larsen et al. (1984) undersøkte for å rekonstruere klimaet i overgangen allerød-YD. Det ble utført dateringer av en



Figur 25. Oversikt over Nordfjords plassering i forhold til Hardangerfjorden. Sognefjorden i midten. Modifisert fra Norgeskart.

kjerneprøve fra et dreneringsbasseng på Kråkenes, ytterst i Nordfjord som viste at botnbreen her ble dannet tidlig i YD og smeltet hurtig tilbake ved overgangen til holosen (se også bla. Mangerud et al. 1979; Birks & Birks, 2008). De lakustrine sedimentene viser at det ikke var noen botnbre i området verken i bølling, eldre dryas eller allerød. Majoriteten av botnbreene lå i nordvendte helninger og ble bygget opp av vindtransportert snø fra sør/sørvest.

8.1.2 Lokal glasiering langs Hardangerfjorden?

De fleste moreneryggene tilhørende Herdla-Halsnøy-avsetningen er lokaliserte foran lokale høydedrag/dalmunnings/botner, bortsett fra moreneryggen på Herdla og til dels moreneryggene sør for Fensfjorden (nærmere vurdering mot slutten av kapittelet). Flertallet av de høyerliggende dalene/botnene er orienterte mot sørvest, og ligger dermed ikke i le for vinden (eks. Tysnes, Vinnes og Os). Enkelte er orienterte mot nord (bla. Fanafjellet). Alle breer har unike værssystem, og katabatiske fallvinder kan være med å redusere den lokale temperaturen på breer slik at de får muligheten til å akkumulere nok is til å vokse (pers. komm., Svein Olaf Dahl). Dette kan forklare hvordan breer kan ha bygget seg opp langs

kysten av Hardangerfjorden, trolig uten vindtransportert snø. Undersøkelser fra Folgefonna viser i tillegg at likevektslinjene ved alle breutløpene til Nordre Folgefonna er så å si identiske, og at vindtransportert snø dermed ikke er en avgjørende faktor ved ELA-beregninger på denne platåbreen. Om denne beregningsmåten kan overføres til lokal glasiasjon langs kysten av Hardangerfjorden er mer usikkert, men det bør likevel ikke utelukkes. Det er heller ingen klimatiske forskjeller av betydning mellom kysten av Nordfjord og kysten av Hordaland som gjør lokal glasiasjon ugunstig i sistnevnte område.

At innlandsisen ikke nådde ut til kysten av Nordfjord i YD blir forklart med at det ikke finnes høyerliggende fjellplatåer og/eller platåbreer langs denne fjorden, slik som eksempelvis langs Hardangerfjorden (Mangerud et al., 1979). Ettersom det er usikkerhet rundt hvorvidt Folgefonna bidro med ismasser eller ikke (se Kapittel 8.4.1), er det mulig at lokal glasiasjon også kunne vokse frem langs kysten av Hardangerfjorden. Eksempelvis tyder kartlegging og dateringer av randavsetninger på Sotra på at brefronten i YD lå lenger inn i landet enn tidligere antydte (Skår, 2012). Moreneryggene ble sannsynligvis avsatt av en lobeformet bre som bevegde seg med topografien, trolig med akkumulasjonsområde på Gullfjellet (987 moh.), ~10 km øst for Bergen. Det er mulig at den nevnte Herdla-morenen, kanskje også moreneryggene sør for Fensfjorden (undertegnede mening), kan inngå i den modifiserte utbredelsen til innlandsisen, eventuelt ligge på utsiden av denne. Denne problemstillingen krever dog nærmere undersøkelser (Skår, 2012). Den alternative modellen av innlandsisens posisjon i YD kan gi en plausibel forklaring på Herdla-morenens avsettelse (og moreneryggene sør for Fensfjorden), og alle moreneryggene tilhørende Herdla-Halsnøy-trinnet kan dermed forklares ut fra påstanden om lokal glasiasjon. Ifølge Helle (2006) er det mulig at moreneryggene ble avsatt allerede før YD. Det er også funnet flere skjellbærende diatomeer distalt for Herdla-Halsnøy-morenen datert til YD, som også må medregnes i enten den rådende eller den alternative teorien. Blant annet er det funnet slike diatomeer rundt 10 km vest for Halsnøy-morenen på Stord (Sindre, 1980, referert i Helle, 2006). Også hypotesen om lokal glasiasjon må undersøkes ytterligere. Det er likevel flere indikasjoner på at YD-grensen i regionen sannsynligvis er ufullstendig og må modifiseres.

Et viktig argument for at Herdla-Halsnøy-morenen ble avsatt av en sammenhengende innlandsis er skuringsstriper funnet på fjellpartiet mellom Hardangerfjorden og Bjørnefjorden

(mellom 300 og 600 moh.). Stripene indikerer en nordvestlig breretning (Aarseth & Mangerud, 1974). Leire med fragmenter av bløtdyr er funnet på begge sider av fjellpartiet. To dateringer fra Vinnes (vest) og én fra Ølve (øst) viser henholdsvis allerød-YD-aldre (Andersen et al., 1995). Fjorden er nærmere 700 m dyp i dette området (Holtedahl, 1975), og breen må i så måte ha vært mellom 1000 og 1300 m tykk for å kunne sende is over fjellpartiet. Skuringsstriper indikerer breretning, som nevnt tidligere, men ikke tidspunkt for når de ble dannet. Både på Vinnes og Ølve er det høyerliggende terreng bak moreneryggene hvor lokale breer kan ha vokst frem i YD. Skuringsstripene på fjellpartiet kan altså ikke brukes som bevis for verken innlandsisens utbredelse, tykkelse eller orientering (pers. komm., Henrik L. Jansen). Det er godt mulig at skuringsstripene er eldre enn YD, og eksempelvis ble dannet av innlandsisen før siste istids maksimum. At moreneryggene langs munningen av Hardangerfjorden er dannet av lokal glasiering er også en påstand som er foreslått av blant andre Helle et al., (1997), Johannessen (2002), Bakke et al., (2005) og Helle (2006).

8.2 Eidfjord-Osa-stadiet

Eidfjord-Osa-morenen er lokalisert innerst i Sognefjorden og strekker seg via indre deler av Hardangerfjorden og sørover mot Rogaland. Systemet består hovedsakelig av 3-4 parallelle morenerygger som kan være opp mot 15 m høye (Anundsen og Simonsen, 1967; egne observasjoner). Moreneryggene representerer det største brefremstøtet observert i indre Hardanger. I nyere tid er ^{10}Be -aldre fra Eidfjord-Osa-morenen benyttet som argument for den rådende teorien (Mangerud et al., 2013). Fire blokker fra en randmorene i Osa, sør for Osafjorden, indikerer en gjennomsnittlig eksponeringsalder på 11.32 ± 0.22 år. Medregnet standardavviket strekker alderen seg fra tidlig preboreal til like oppunder sen YD (11 000 – 11 540 år). Ytterligere fem blokker fra en korrelert randmorene ved Langvatnet lenger sør har en gjennomsnittlig eksponeringsalder på 10.83 ± 0.26 år (ibid.), altså midten av preboreal. Distalt for de ovennevnte morenene ble fem blokker lokalisert på berggrunn prøvetatt for ^{10}Be -datering. Den gjennomsnittlige alderen er noe lavere enn det som ble forventet av artikkelforfatterne (11.01 ± 0.31 år), ettersom dette området skulle blitt isfritt tidligere enn avsettelsen av de bakenforliggende moreneryggene.

Det er, i hvert fall ikke undertegnede bekjent, ikke gjort forsøk på å vurdere hvilke hendelser i preboreal som kan ha senket temperaturen i stor nok grad til å kunne føre til et nytt brefremrykk, eventuelt stagnasjon, under innlandsisens tilbaketrekking. Siden dette temaet

ikke er problematisert kan det være nærliggende å anta at Eidfjord-Osa-morenen (altså dannelsen av trinn 2 og 3) ble dannet like etter innlandsisen tilbaketrekking fra fjorden. Ifølge den rådende teorien ble innlandsisen tynnere mot slutten av YD, primært på grunn av supraglasial smelting som følge av økte temperaturer (~6 °C økning på 500 år). Da den trakk seg tilbake fra Halsnøy var brefronten så tynn og breprofilen så bratt at breen ble dynamisk ustabil og begynte å flyte. Kalving av brefronten førte til at isen akselererte tilbaketrekkingshastigheten. Isens tilbaketrekkingshastighet gjennom fjorden er kalkulert til 240 ± 70 år (Mangerud et al., 2013)(se også Kapittel 2.6.1). Fjordbreer reagerer hurtig på klimaendringer, og slike tilbaketrekkingshastigheter er også observert på blant annet Grønland. Eidfjord-Osa-morenen (dannelsen av trinn 2) kan ha blitt avsatt av et nytt brefremrykk, eventuelt en stagnasjon, like etter at breen hadde passert indre deler av Hardangerfjorden. En slik hypotese kan forklare hvorfor ^{14}C -dateringene både fra eget feltområde samt ^{10}Be -dateringene av moreneryggene på Osa indikerer tidlig preboreal. Dersom innlandsisen ikke fylte Hardangerfjorden i YD, blir den ovennevnte hypotesen ukorrekt. Eidfjord-Osa-morenen kan muligens ha blitt avsatt i PBO, eventuelt i JE1 (PBO) og JE2. Helle (2006) hevder dog at Eidfjord-Osa-morenene må være eldre enn JE, en påstand som også støttes av ^{14}C -dateringene til Johannessen (2002).

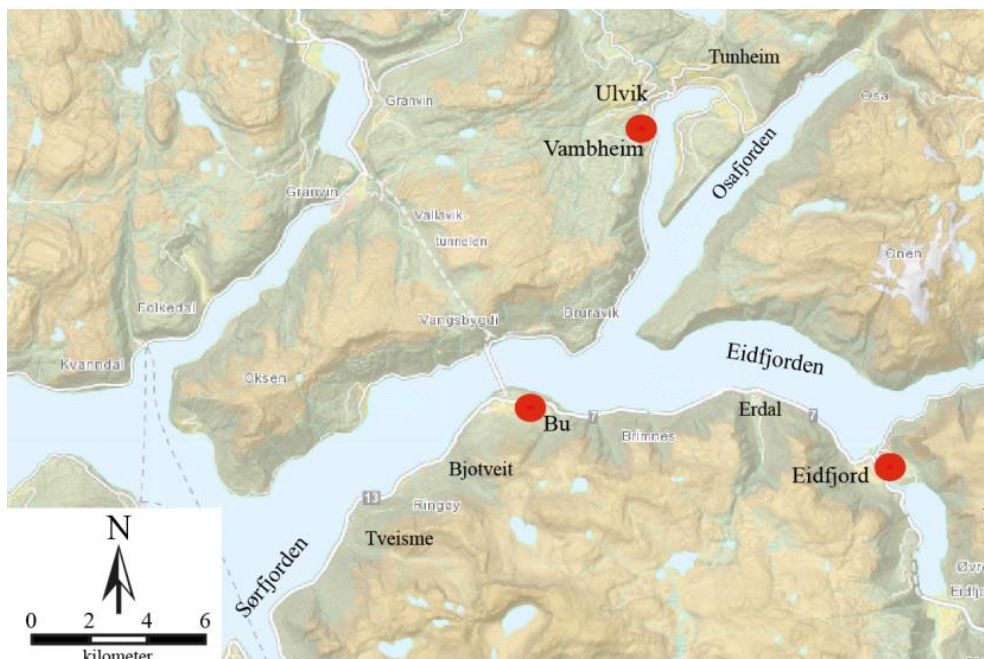
I et forsøk på å rekonstruere deglasiasjonsforløpet sørvest for Hardangerjøkulen, nord for Måbødalen, utførte Rongen (2001) datering av innsjøsedimenter fra Svålnosvannet. En sedimentsekvens hentet to cm ovenfor overgangen mellom minerogent og organisk materiale har en ^{14}C -alder på 9240 ± 74 år BP ($10\,398 \pm 193$ kal. år BP). Usikkerhet må også knyttes til disse dateringene basert på de samme faktorene nevnt i Kapittel 4.5. Basert på estimert sedimentasjonsrate er det forventet at overgangen ligger på rundt $10\,000$ ^{14}C år BP, altså overgangen YD/preboreal (Rongen, 2001). Denne påstanden støtter altså vurderingen av dateringene fra eget feltområde, som tyder på at trinn 2 og 3 ble avsatt i sen YD (se Kapittel 7.2.2). Dersom standardavviket legges til grunn, kan ^{10}Be -dateringene fra Eidfjord-Osa-morenen også indikere sen YD ved at de ligger tett opp til overgangen YD/preboreal (Mangerud et al., 2013). Blokkene som ligger distalt for Eidfjord-Osa-morenen overlapper i analytisk usikkerhet med den sistnevnte moreneryggen, noe som kan forklares av at de er avsatt i løpet av en kort tidsperiode, eventuelt av samme brefremstøt i YD.

8.3 Strandlinjediagrammer

Det er lansert ulike hypoteser rundt havnivået i YD og periodene før og etter, og i de neste avsnittene blir påstandene til den rådende og den alternative teorien oppsummerte.

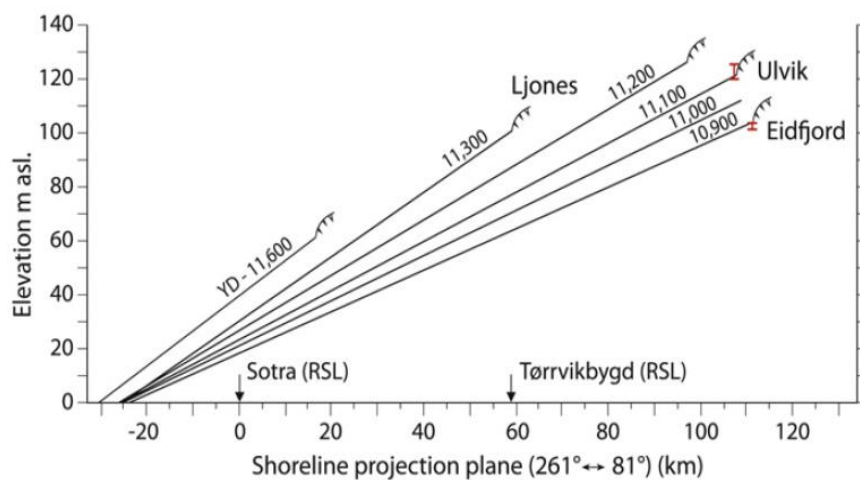
8.3.1 Den rådende teorien

Basert på dateringer fra isolasjonsbasseng fra blant annet Sotra ute ved kysten (Lohne et al., 2007), Tørvikbygd i midtre Hardangerfjorden (Romundset et al., 2010) samt regionale landformer som de høyestliggende glasimarine terrassene i Ulvik (Vambheim) og Eidfjord (terrasse ved proksimalsiden til Eidfjordterrassen)(Figur 26), har strandlinjediagram for hele Hardangerfjorden blitt kalkulert (Figur 27). Diagram for indre Hardanger er ekstrapolert ut fra de ovennevnte kurvene og landformene. Hamborg (1983) kalkulerte også en strandlinjekurve for midtre Hardangerfjorden som støtter den rådende teorien (referert i bla. Helle, 2006). YD-transgresjonen er hevdet å ha en sterk synkronitet med innlandsisens maksimale utbredelse (mot slutten av YD) og havnivåets maksimumhøyde i denne perioden (Lohne et al., 2007) (se også Kapittel 2.5.1). Kalkulerte strandlinjekurver for allerød i Vest-Norge viser en helning på 1.3 m/km, tilnærmet lik helningen på den estimerte YD-kurven som også er på rundt 1.3 m/km (Figur 27). Dette brukes som argument for at brefremstøtet startet så tidlig som i



Figur 26. Oversikt over glasimarine terrasser i indre Hardanger. Vambheim (119-128 moh.), Eidfjord (101-113 moh.), og Bu (113 moh.) er markerte med røde prikker ettersom de benyttes av flere artikkelforfattere til å rekonstruere deglasiasjonsforløpet i Hardangerfjorden (bla. Anundsen, 1964; Anundsen & Simonsen, 1967; Rye, 1970; Mangerud, 2000; Helle, 2004). Terrasser på Tunheim, Erdal, Bjotveit og Tveisme er nevnt i Anundsen og Simonsen (1967) og Helle et al. (1997). Modifisert etter Norgeskart.

allerød. Brefremstøtet hindret en isostatisk landheving i YD. Eustatisk havnivåstigning ble antageligvis redusert, eventuelt stoppet opp, i løpet av denne kuldeperioden (Lohne et al., 2007, og referanser deri). Det konkluderes dermed med at havnivåendringen primært var forårsaket av regionale mekanismer, ikke globale havnivåendringer. Indikasjoner på YD-transgresjonen er i tillegg funnet i et område som sammenfaller med et brefremrykk mot slutten av YD (Anundsen, 1978; Anundsen, 1985). Det hurtige fallet i havnivå i preboreal blir forklart med en rask, isostatisk landheving som følge av at innlandsisen trakk seg tilbake (bla. Mangerud, 2000). Dette vises igjen i havnivådiagrammet ved at den preboreale kurven har en helning på 0.8 m/km. Landhevingsgradienten etter YD-fremstøtet er brattere langs kysten av Vest-Norge enn i for eksempel Oslofjorden (Anundsen, 1985), som tyder på at brefremstøtet i YD var større i vest enn i øst (se også Kapittel 8.4.1). Den asynkrone utbredelsen av innlandsisen i YD reflekteres ved ulike maksimumshøyder på YD-transgresjonen langt kysten av Vest-Norge. En heving av havnivå i YD og en reduksjon i preboreal, samt de andre ovennevnte observasjonene, kan være med å påvise et sammenhengende fremrykk av innlandsisen.



Figur 27. Estimert strandlinjediagram basert på havnivåkurver fra Sotra (Ljones et al., 2007) og Tørvikbygd, midtre Hardanger (Romundset et al., 2010). De røde markørene indikerer høyden på de glasimarine terrassene i Ulvik og Eidfjord, på henholdsvis 120-125 og 101-103 moh. (Mangerud et al., 2013).

8.3.2 Den alternative teorien

På den annen side blir også endringer i havnivå benyttet som argument *mot* den rådende teorien. Helle et al. (1997) hevder at de høyestliggende glasimarine terrassene innerst i Hardangerfjorden ble avsatt parallellt med de høyeste marine grensene langs kysten av fjorden,

nemlig under YD- transgresjonen. Denne påstanden argumenterer for at glasiale avsetninger lokaliserte innenfor Herdla-Halsnøy-morenen også kan være av YD-alder. To myrkjerner fra Vambheim (~119 moh. og 128 moh.) og en myrkjerne fra Bu (~113 moh.) viser ifølge Helle et al. (1997) store likheter hva angår marine og lakustrine lag sammenlignet med kjerner fra tilsvarende terrasser på Sotra og Yrkje (sør for Halsnøy). Små funn av Vedde-asker i myren på Vambheim (~119 moh.) er tolket som indikasjon på at Vambheim ble isolert før asken ble avsatt ($12\,066 \pm 42$ kal. år BP). På Bu er overgangen mellom sen-weichsel og holosen satt til $11\,580 \pm 242$ kal. år BP ($10\,065 \pm 125$ ^{14}C BP). Terrassen på Bu ble endelig isolert i preboreal (rundt 9700 ^{14}C BP, kalibrert til $10\,879 \pm 90$ kal. år BP). Anundsen og Simonsen (1967) har også en 3 cm bulk sedimentprøve av gyttje fra Bu som antyder at det tidligere vannet ble isolert i perioden 10879 ± 90 kal. år BP (9720 ± 330 ^{14}C BP). Noe usikkerhet må tilegnes denne dateringen ettersom den er hentet fra sedimentsekvens i stedet for datering av organisk materiale fra et bestemt sted i kjernen. Alle radiokarbondateringene presenterte ovenfor ligger i ^{14}C -platåene på enten 10 000-9900 eller 9600-9500 år BP, noe som også er bemerket av Mangerud (2000). Dersom man legger den analytiske usikkerheten til ^{14}C -dateringen fra Bu til grunn, befinner aldrene seg i den preboreale perioden. Heller ingen dateringer fra Vambheim viser YD-alder. Små funn av Vedde-asker kan ikke brukes som endelig argument for at asken ble avsatt i YD. Basert på tilsvarende små funn av asker i HYP 214 (se Kapittel 5.3), er det mer sannsynlig at Vedde-asken på Vambheim ble transportert av smeltevann under deglasiasjonen enn at den ble direkte avsatt. Dateringene til Helle et al. (1997) kan likevel indikere at den rådende teorien om Hardangerfjorden i YD er for enkelt fremstilt.

8.3.3 Eidfjordterrassen

Strandlinjekurven til Helle et al. (1997) antyder en tidligere deglasiasjon av Hardanger enn den rådende teorien. Helle et al. (ibid.) understreker at det er en uoverensstemmelse mellom ^{14}C -dateringene fra de ulike terrassene i undersøkelsen (også poengtert i Mangerud, 2000). Andre argumenter i debatten må også vektlegges, blant annet oppbyggingen av Eidfjordterrassen. Denne er tolket å være et isranddelta (israndterrasse) dannet av brefremstøtet i preboreal, og er hevdet å være avsatt synkront med Eidfjord-Osa-morenen. Isranddeltaer er hovedsaklig bygget opp med et bunnlag, skrålag og et relativt jevnt topplag, men kan også ha en mer kompleks indre struktur (bla. Sulebak, 2007). Terrassens undulerende overflate ble dannet da breen overkjørte deltaet senere i preboreal (f.eks. Anundsen, 1964; Anundsen og Simonsen, 1967; Rye, 1970; Mangerud, 2000). Deltaets alder

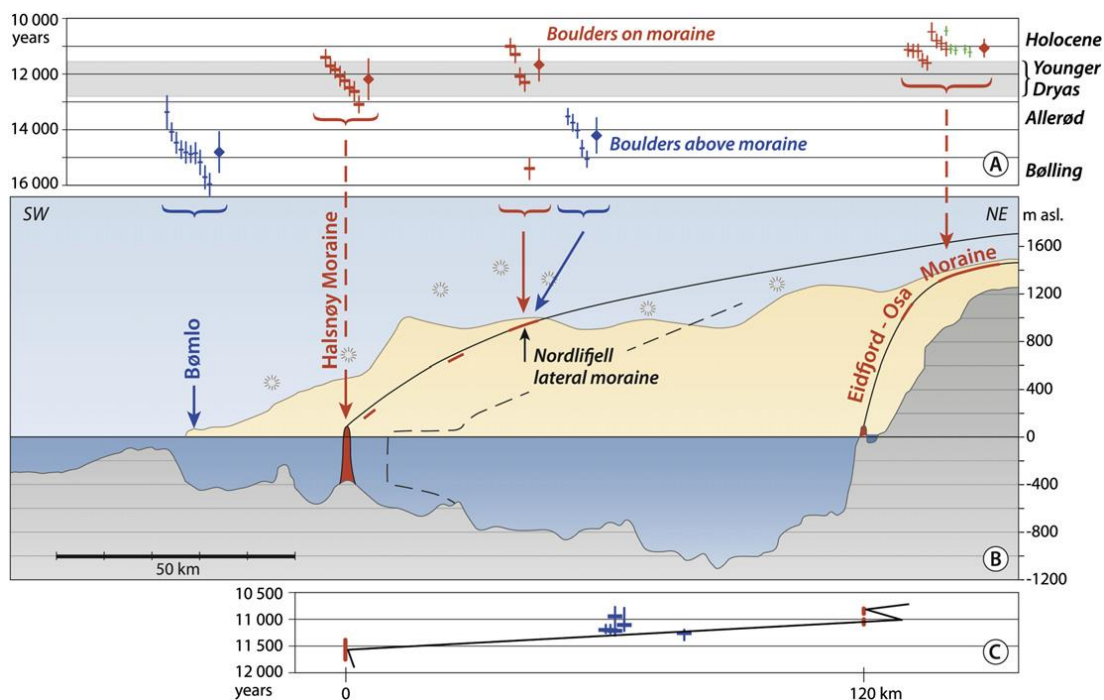
baseres på dateringen av *Juniperus* (11 200-10 800 kal. år BP, kalibrert av Mangerud et al., (2013)), som også er nevnt i Kapittel 2.6.1. En terrasse nær proksimalsiden, samt kanalen som deler terrassen i to, er antatt å være dannet av smeltevann fra den tilbaketrekkende breen i preboreal ($\sim 10.9 \pm 0.1$ kal. år BP). Alderen er basert på det estimerte strandlinjediagrammet til Mangerud et al. (2013). Helle (2004) tolker på den annen side terrassen til opprinnelig å være et Gilbert- delta, kjennetegnet av blant annet en kompleks oppbygging. Ved hjelp av georadar-bilder er det for eksempel funnet to ulike topplag, et leirholdig marint sedimentlag under et gruslag samt runde steiner på overflaten av deltaet. Deltaets morfologi argumenterer for varierende havnivåhøyder like etter at deltaet ble avsatt, en påstand som ikke muliggjør tilstedeværelsen av en stor bre i fjorden i denne perioden. En slik regresjons- transgresjons- oppbygging av deltaer er også observert i Odda og Kinsarvik (innerst og ytterst i Sørfjorden, henholdsvis)(Helle, *ibid.*). Det hevdes at deltaet opprinnelig ble dannet i varmeperiodene bølling/allerød. De laverliggende terrassene langs deltaet samt kanalen ble ved regresjon like etter at deltaet ble avsatt. Videre hevder Helle (*ibid.*) at de fleste moreneryggene i Eidfjord-Osa-stadiet tyder på å ha blitt overkjørt av bre etter at de først ble avsatt. Dette er ikke observert på trinn 2 og 3 i mitt feltområde. Antageligvis ble ryggene påbegynt som følge av deglasiasjonen i bølling-allerød, og ble deretter tilført nye avsetninger fra (lokale) brefremrykk i YD. Den nevnte *Juniperus* blir tolket til ikke å være avsatt samtidig som dannelsen av deltaet. Den ble sannsynligvis resedimentert som følge av transgresjon og eustasi, og representerer derfor en minimumsalder på deglasiasjonen. Til sammenligning er morenerygger fra Etne og Forsand (sør for Halsnøy og sørøst for Stavanger, henholdsvis) stratigrafisk undersøkte og bunnmateriale er datert. Disse har samme alder og oppbygging som Eidfjord-Osa-morenen. Likheter mellom glasiale avsetninger innerst og ytterst i Hardangerfjorden argumenterer for en havnivåkurve lik den Helle et al. (1997) foreslår. Hvis Eidfjordterrassen ikke er et isranddelta dannet i preboreal, blir det ulogisk å benytte denne terrassen for å ekstrapolere strandlinjediagrammene for indre Hardangerfjorden slik Mangerud et al., (2013) har gjort. Strandlinjekurven til den rådende teorien blir dermed nokså usikker.

Terrassene i Ulvik er daterte til 11.1 ± 0.1 kal. år BP (*ibid.*). Dersom *Juniperus* representerer deglasiasjonen, er det opp mot 400 års aldersforskjell mellom terrassene i Ulvik og Eidfjordterrassen (medregnet standardavvik). Terrassene har en maksimal høydeforskjell på 24 m og en avstand på ca 14 km i luftlinje. Dersom de maksimale standardavvikene legges til

grunn, må havet ha sunket 24 m på 400 år i indre Hardanger. Dette kan argumentere for et raskt preborealt fall i havnivå, men kan også være en plausibel påstand for ulike havnivåendringer antydnet av blant andre Helle et al. (1997).

8.4 Innlandsisens tykkelse i YD

Tykkelsen til den Skandinaviske innlandsisen i weichsel er i de senere årene blitt mye diskutert. Maksimums-modellen indikerer at hele Norge var dekket av en tykk bre og at ismassene ble kontrollerte av en sentral isdome. Minimums-modellen hevder på den annen side at isen var karakterisert av flere domer som førte til et tynt isdekke med flere isfrie områder (f.eks. Dahl et al., 1997, og referanser deri; Arnold et al., 2002). Innlandsisens tykkelse i Hardangerfjorden i YD er kalkulert ut fra det allerede nevnte fjellpartiet mellom Hardangerfjorden og Bjørnefjorden. I tillegg er en av de høyestliggende moreneavsetningen (~ 900 moh.) langs fjorden benyttet i de senere årene. Moreneryggen er lokalisert på Nordlifjellet (972 moh.) i Kvinnherad, nordvest for Søndre Folgefonna. Beregninger viser at likevektslinjen (ELA) da morenen ble avsatt var på rundt 870 moh.. Blokker på ryggen har en ¹⁰Be- alder på gjennomsnittlig 11.67 ± 0.63 år, altså YD. Moreneryggen er av Mangerud et al., (2013) korrelert med Halsnøy-morenen. Blokker lokaliserte ovenfor morenen (nær fjellets toppunkt) viser eksponeringsaldrer fra sen bølling (14.21 ± 0.64 år). Basert på Nordlifjellets



Figur 28. Overflateprofil til innlandsisen i YD og preboreal, samt ¹⁰Be-aldre fra randavsetninger langs Hardangerfjorden. Legg merke til at breen er markert til å nå over 1600 moh. i YD, noe som vil si at Berakupen (1530 moh.) må ha vært dekket av is. Mangerud et al. (2013).

beliggenhet langs Hardangerfjorden er det naturlig å anta at moreneryggen har blitt avsatt av innlandsisen som fylte fjorden. Selv om ryggen ligger nokså nær toppunktet på fjellet, bør likevel ikke lokal glasiasjon utelukkes her.

Selv om ¹⁰Be-aldre fra Nordlifjellet argumenterer sterkt for en tykk innlandsis i YD, utfordrer imidlertid nyere undersøkelser denne hypotesen. Morenerygger i Rondane, Øst-Norge, avsatt foran botner er tolket å ha blitt avsatt i YD basert på blant annet TP- ELA- beregninger (T = temperatur, P = nedbør) (Dahl et al., 1997). Dersom dette er korrekt har trolig flere områder enn tidligere antatt vært isfrie i YD, noe som står i kontrast til teorien om en tykk, domekontrollert innlandsis. Det er viktig å ha med i betraktningen at det er klimatiske forskjeller mellom Øst- og Vest-Norge, og at funnene i den ovennevnte undersøkelsen ikke automatisk kan overføres til Hardanger-regionen. Minimumsmodellen peker likevel i retning av at innlandsisen i YD var kontrollert av multi-domer, noe som også må ha påvirket tykkelsen til innlandsisen i vest. Funn av norsk malurt (*Artemisia norvegica*) på Vasslifjellet i Jondal, i en høyde på 900- 1030 moh., argumenterer også for en tynnere innlandsis. Norsk malurt er tolket som levninger etter tidligere populasjoner av arten som overlevde på nunataker ved glisiale fremstøt, hovedsakelig knyttet til YD (Moe et al., 1994; Moe, 2004, begge refererte i Helle, 2006). Det er gjort få observasjoner av denne arten, og i Hordaland er den, i hvert fall undertegnede bekjent, kun observert i Jondal. Dersom funnet av norsk malurt indikerer at Vasslifjellet var en nunatak i YD, og at ikke planten fulgte etter den tilbaketrekkende brefronten i YD, kan en eventuell innlandsis i Hardangerfjorden ikke ha nådd høyere enn ~900 moh. Morenerygger avsatt høyere enn dette, eksempelvis på Gygrastolen (toppunkt på 1345 moh.) og Melderskin (toppunkt på 1426 moh.), henholdsvis øst og sør for Nordlifjellet, kan dermed ikke være avsatt av innlandsisen i YD slik Follestad (1972) hevder (alle tre fjellene er illustrerte i Figur 29). Videre gir hypotesen implikasjoner for den antatte breretningen til innlandsisen fra Hardangerfjorden og over fjellpartiet i nord i retning Kvamskogen og Samnangerfjorden i vest (Hamborg & Mangerud, 1981, refererte i f.eks. Helle, 2006).

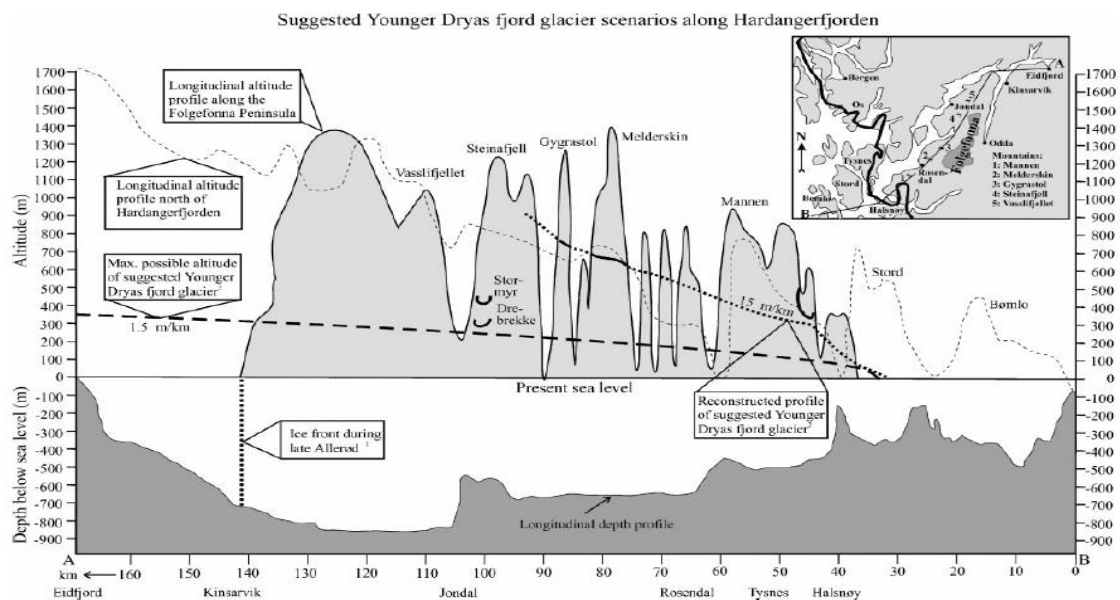
Den alternative teorien om innlandsisens tykkelse i YD blir støttet opp av vurderinger fra Berakupen-morenen (trinn 1), som trolig var isfri i YD ettersom moreneryggene er bevarte. Ifølge kalkulert istykkelse i YD (se også Kapitlene 2.6.1 og 7.1.2) ligger selve toppunktet på

Berakupen for lavt i terrenget til å ha vært en nunatak i denne perioden. Følgelig må også moreneryggene nedenfor toppen ha vært dekket av innlandsis dersom den rådende teorien er korrekt. Siden det ikke er noen indikasjoner på at bresålen til YD-innlandsisen var kald, må innlandsisen ha hatt en veldig lav breprofil for å passere Berakupen uten å ødelegge trinn 1 dersom innlandsisen likevel klarte å nå ut til kysten. En alternativ breprofil er blant annet skissert av Bakke et al., (2005), hvor høyden på innlandsisen i fjorden er på maksimum 350 moh. (se diskusjon i neste kapittel)(Figur 29). Hvis breen nådde ut til fjorden i YD, må moreneryggene tilhørende trinn 2 og 3 være av preboreal alder. Dersom innlandsisen i Hardangerfjorden var betydelig lavere enn 900 moh., foreslått ovenfor, vil det gi implikasjoner for blant annet skuringsstripene på fjellpartiet mellom Bjørnefjorden og Hardangerfjorden og moreneryggen på Nordlifjellet som følgelig må være eldre enn YD. Ut fra dette er det mer trolig at innlandsisens utbredelse i YD i stedet er representert ved Fruo-morenene trinn 2 og 3.

8.4.1 Vinternedbør og Folgefonnas utbredelse

Morenerygger langs Oslofjorden og Trondheimsfjorden indikerer at brefrontens maksimale utbredelse ikke nådde like langt ut til kysten her som eksempelvis i Hardangerfjorden og Sognefjorden. Både topografiske forskjeller samt forskjeller i klima er årsaken til de asynkrone brefremrykkene både temporalt og spatialt (Mangerud, 1980; Mangerud, 2004). Høyere vinternedbør vest for vannskillet, hovedsakelig transportert av den dominerende vindretningen fra S-SV, bidro til å bygge opp breene i Vest-Norge. Dette støttes blant annet av at ELA var lavere langs norskekysten enn i innlandet, og at størsteparten av fremrykket til den Skandinaviske innlandsisen fant sted i Bergensområdet (Larsen et al., 1984). Dette er plausible faktorer som kan forklare de regionale forskjellene. Den regionale ELA må, for at den rådende teorien skal være sannsynlig, ha vært betydelig lavere enn de høyerliggende områdene langs Hardangerfjorden. Ifølge teoretiske modeller av følsomheten til breakkumulasjon i Sør-Norge blir det dog antatt at høyere fjellpartier og platåbreer hadde for høy ELA i YD til å kunne bidra med store mengder ismasser til å fylle fjordene i Vest-Norge (Lie et al., 2003). Det er også kalkulert lave vinternedbørmengder i YD, blant annet ned mot 60% og 30% i henholdsvis indre Nordfjord og Nordre Folgefonna sammenlignet med dagens nivåer (Dahl og Nesje, 1992; Bakke et al., 2005). Bakke et al. (2005) beregnet TPW-ELA ($W = \text{vind}$) på to morenerygger ved Drebrekke i Jondal, nordvest for Nordre Folgefonna. ELA indikerer her en høyde på 405 moh., som er en senkning på 1160 m sammenlignet med

dagens TP-ELA for Nordre Folgefonna (1465 moh.). Basert på kalkulerte vinternedbørsmengder samt ablasjons-temperaturer blir det antatt at moreneryggene på Drebrekke ble dannet av en botnbre i YD. Det er ikke foretatt datering av ryggene, hvilket gjør hypotesen noe usikker. Konklusjonen tyder likevel på at Folgefonna ikke bidro med store ismasser ut i fjorden. Mangerud (2000) hevder på den annen side at moreneryggene ved Drebrekke kan ha blitt dannet av en isrest som ble liggende igjen fra innlandsisen da den kalvet hurtig tilbake i fjorden, og som i senere tid ble reaktivert for en kortere periode. I tillegg indikerer strandlinjekurver fra Hamborg (1983, referert i Mangerud, 2000) at Jondal ble isfri rundt 200- 300 år etter at innlandsisens brefront trakk seg tilbake fra Halsnøy, altså i preboreal. Selv om innlandsisen muligens hadde en positiv massebalanse i allerød før den rekulminerte ut til kysten i YD (eksempelvis hvis den kun trakk seg tilbake til Ølve, se Kapittel 2.5), må Folgefonna, og andre høyerliggende områder, ha bidratt med ismasser. Flere tilhengere av den rådende teorien påstår dog at innlandsisen lå innerst i fjorden(e) og kalvet i allerød (Andersen et al., 1995; Mangerud, 1977; Helle, 2006, og referanser deri). Innlandsisen må i så måte ha hatt en negativ massebalanse i denne perioden, noe som reduserer sannsynligheten for at isen har klart å bygge seg opp igjen til en høyde på over 2000 m og



Figur 29. Alternativ breprofil i Hardangerfjorden i YD. Den øverste stiplede linjen er Follestad (1972) sitt forslag, mens den uthevede stiplede linjen viser maksimum profilhøyde basert på ELA-beregninger på Drebrekke. Legg merke til Vasslifjellet hvor det er gjort funn av norsk malurt. Dette gir implikasjoner for moreneryggene på bla. Melderskin og Gygrastolen. Figur hentet fra Bakke et al. (2005), hvorav Hardangerfjordens dybdeprofil er modifisert etter Follestad (1972).

rykket ut til kysten i YD. Sistnevnte argument, samt påstandene om lav vinternedbør, høy ELA, tynn innlandsis, og usikkerhet rundt Folgefonnas utbredelse, bidrar til å så tvil om den rådende teorien.

8.5 Oppsummering

1. Dersom Eidfjord-Osa-avsetningen er av preboreal alder, må følgelig trinn 2 og 3 også være avsatt i denne perioden. Systemet kan ha blitt dannet like etter at innlandsisen kalvet seg tilbake gjennom Hardangerfjorden. Det er usikkert hvilke(n) andre kuldeperiode(r) i preboreal som førte til brefremrykket/stagnasjonen. Muligens kan det ha skjedd i PBO, eventuelt JE1 (PBO) og JE2. Dersom Eidfjord-Osa-morenen er av preboreal alder, er den trolig avsatt parallelt med Eidfjordterrassen.
2. ^{14}C -dateringene til Johannessen (2002) samt dateringer fra Svålnosvannet indikerer på den annen side at trinn 2 og 3 ble avsatt i sen YD. I tillegg befinner den gjennomsnittlige ^{10}Be -alderen til Eidfjord-Osa-morenen seg like oppunder sen YD medregnet maksimum standardavvik (Mangerud et al., 2013).
3. Herdla-Halsnøy-morenen er ikke én sammenhengende avsetning, men er fragmentert og i enkelte områder vanskelig å definere. Det er mulig at moreneryggene tilhørende denne avsetningen ble dannet av lokal glasiering. Den alternative modellen til Skår (2012) av innlandsisens posisjon i YD kan gi en plausibel forklaring på Herdla-morenens (samt muligens også moreneryggene sør for Fensfjorden) avsettelse ettersom de ikke er lokaliserte foran et høyerliggende område.
4. Dersom Eidfjordterrassen er et Gilbert-delta med en kompleks transgresjons-regresjons-oppbygging hovedsakelig dannet i YD, kan ikke Hardangerfjorden ha vært fylt med is i denne perioden.
5. Hvis innlandsisen var over 2000 m tykk i sen YD, ville sannsynligvis moreneryggene ved Berakupen (trinn 1) blitt overkjørte og ødelagte. Undersøkelser fra Rondane (Dahl et al., 1997), beregninger av brefølsomhet (Lie et al., 2003) samt funn av norsk malurt på Vasslifjellet i Jondal (Moe et al., 1994; Moe, 2004, begge refererte i Helle, 2006), tyder på at innlandsisen ikke besto av kun én dome, men flere domer. Innlandsisen i YD var dermed trolig tynnere og mer fragmentert enn tidligere antatt.
6. En kalkulert vinternedbørsmengde på 30% i YD samt ELA-beregninger av moreneryggene på Drebrekke, Jondal, tyder på at Folgefonna ikke nådde ut til Hardangerfjorden i løpet av YD.

Kapittel 9. Konklusjon

1. Moreneryggene ved Berakupen (trinn 1) ble dannet av et brefremstøt- eller stagnasjon, sannsynligvis før YD. Muligens skjedde dette i tidlig YD, eldre dryas eller ved en stagnasjon av innlandsisen etter siste istids maksimum.
2. Eidfjord-Osa-morenen (trinn 2 og 3) blir avsatt av et nytt brefremrykk (trinn 2). Tilbaketrekkingen fra trinn 2 til trinn 3 var sannsynligvis kompleks med flere korte opphold før breen hadde en lengre stagnasjon ved trinn 3.
3. Da breen trakk seg tilbake fra trinn 3 stagnerte den ved Drøllstøl og demmet opp en lateral bresjø som gradvis sank ettersom breen(e) trakk seg tilbake. Trinn 4 ble avsatt ved stagnasjon, eventuelt et nytt brefremrykk. Det er knyttet usikkerhet til breens utbredelse ved Drøllstøl, samt i Sysendalen. En ^{14}C -datering viser at Drøllstøl ble isfritt tidligst i boreal alder.
4. Den semi-parallele formen og den relativt korte avstanden mellom trinn 2 og 3 kan tyde på at trinnene ble avsatt over et relativt kort tidsrom. ^{14}C -dateringer fra HYP 214 og ^{10}Be -dateringene viser at trinn 3 er av preboreal alder. Trinn 2 må følgelig være noe eldre.
5. Dersom trinn 2 og 3 er av preboreal alder, kan Hardangerfjorden ha vært fylt med is i YD. Eidfjordterrassen kan være et isranddelta avsatt i preboreal parallelt med Eidfjord-Osa-avsetningen.
6. Det er usikkert når Eidfjord-Osa-morenen ble avsatt i preboreal. Muligens ble de dannet like etter at breen kalvet hurtig tilbake fra Hardangerfjorden i YD og stagnerte, eventuelt rykket frem igjen, og avsatte moreneryggene. Dette kan ha skjedd i PBO, eventuelt JE1 (PBO) og JE2. Det er likevel flere dateringer som tyder på at Eidfjord-Osa-avsetningen er eldre enn preboreal.
7. ^{14}C -dateringene til Johannessen (2002) samt en kalkulert alder av overgangen mellom minerogent materiale og gyttje fra Svålnosvannet (Rongen, 2001) indikerer at trinn 2 og 3 ble dannet i sen YD. Aldrene er noe usikre blant annet grunnet tilstedeværelse av fyllitt i nedslagsfeltet. Dersom blokkene som ble prøvetatt for ^{10}Be -datering på trinn 2 har vært skjermet, som flere faktorer tyder på, må eksponeringsaldrene oppjusteres.

¹⁰Be-aldrene fra Eidfjord-Osa-morenen kalkulert av Mangerud et al. (2013) kan indikere sen YD ved maksimum standardavvik.

8. Moreneryggene tilhørende Herdla-Halsnøy-avsetningen ligger alle, bortsett fra Herdla-morenen og moreneryggene sør for Fensfjorden, foran høyerliggende områder hvor lokal glasiering kan ha vokst frem i YD. Den alternative modellen til Skår (2012) av brefrontens posisjon i YD tyder på at YD-grensen til den rådende teorien må modifiseres. Moreneryggene på Herdla (og sør for Fensfjorden) kan muligens forklares ut fra den sistnevnte modellen.
9. Dersom Eidfjordterrassen er et Gilbert-delta med en kompleks transgresjons-regresjons-oppbygging hovedsakelig dannet i YD, indikerer dette ulike havnivå i YD og følgelig at Hardangerfjorden ikke var fylt med is i denne perioden.
10. En dome-kontrollert innlandsis på over 2000 m ville mest sannsynlig ha overkjørt og ødelagt trinn 1. Dersom innlandsisen nådde ut til fjorden uten å overkjøre trinn 1 må høyden på breoverflaten nedjusteres, Dette vil føre til implikasjoner for høyerliggende morenerygger langs Hardangerfjorden (eks. Gygrastolen, Melderskin og Nordlifjellet), samt trolig også for skuringsstripene på fjellpartiet mellom Hardangerfjorden og Bjørnefjorden. Undersøkelser fra blant annet Rondane, kalkulert vinternedbør i YD i indre Nordfjord, beregninger av brefølsomhet samt funn av norsk malurt på Vasslifjellet i Jondal, underbygger påstanden om at på at innlandsisen var tynnere og mer fragmentert enn tidligere antatt.
11. Moreneryggene på Drebrekke i Jondal samt en kalkulert vinternedbør på 30% for Nordre Folgefonna tyder på at Folgefonna ikke nådde ut til Hardangerfjorden i løpet av YD, og dermed ikke bidro til å bygge opp en tykk innlandsis.
12. Det er fremdeles usikkerhet rundt hvorvidt Hardangerfjorden var fylt med is i YD eller ble isfri allerede i allerød eller tidligere. Undersøkelser og dateringer fra denne oppgaven tyder likevel på at den rådende teorien er ufullstendig, og kanskje ukorrekt. Det er nødvendig med flere undersøkelser fra både feltområdet og regionen for å bygge opp under den alternative modellen for deglasiasjonsforløpet i Hardanger. Nye funn vil også kunne indikere en tredje modell som tar i seg argumenter både fra den rådende og den alternative modellen.

Videre arbeid

I forlengelsen av denne oppgaven er det fremdeles en del uløste hypoteser rundt deglasiasjonsforløpet på den nordvestlige delen av Hardangervidda. Det er i tillegg usikkert om hvorvidt Hardangerfjorden var fylt med is i YD eller ble isfri allerede i allerød. Under presenteres enkelte temaer som bør fokuseres på i det videre arbeidet:

1. Trinn 1 bør dateres og kartlegges grundigere. Blant annet må området fra Berstølen ned mot Hjølmødal kartlegges; det bør undersøkes om det finnes morenerygger ved Fljotdalsfjellet samt i fjellsiden sør for Hallingehaugane. Nye ^{10}Be -dateringer bør tas av trinn 3. Dersom OSL-prøvene fra denne masteroppgaven en gang blir ferdig analyserte, bør de benyttes i det videre arbeidet. Eventuelt bør det tas nye OSL-prøver fra de samme lokalitetene (Hallet-flaten og den glasifluviale avsetningen mellom Vetle og Store Bjoreinuten).
2. Det bør bygges videre på den alternative modellen for Herdla-Halsnøy-morenen, påbegynt av Skår (2012), samt kartlegge og undersøke muligheten for lokal glasiering.
3. Moreneryggene ved Drebrekke (Bakke et al., 2005) bør dateres (eksempelvis ved eksponeringsdatering, hvis mulig) for å bekrefte eller avkrefte at de ble avsatt i YD.
4. Stratigrafiske undersøkelser samt dateringer av moreneryggene lokaliserte i Odda og Kinsarvik (Sundal, 1999, referert i Helle 2004), samt randavsetninger i Lofthus (Aarseth, 2004, referert i Helle, 2006) kan bygge opp under teorien om at Eidfjordterrassen er et Gilbert-delta eller ikke, og da om Hardangerfjorden var isfri i YD.
5. Det er gjort få undersøkelser langs fjellområdene nord for Hardangerfjorden. Blant annet er det antatt at innlandsisen i YD ble ført fra Hardangerfjorden i retning Bergsdalen og Kvamskogen. Kartlegging av glasiavsetninger og eventuelle dateringer bør utføres her.

Litteraturliste

- Aarseth, Inge & Mangerud, Jan, 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas*, 3 (1), s. 3-22.
- Aas, Børre & Faarlund, Thorbjørn, 1988. Postglasiale skoggrensener i sentrale sørnorske fjelltrakter. C14-datering av subfossile furu- og bjørkerester. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42, s. 25-61.
- Adams, F., Janssens, K. & Snigirev, A., 1998. Microscopic X-ray fluorescence analysis and related methods with laboratory and synchrotron radiation sources. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 13 (5), s. 319-331.
- Aitken, M. J., 1992. Optical dating. *Quaternary Science Reviews*, 11 (1-2), s. 127-131.
- Allaby, Michael, 2008. *Oxford dictionary of Earth Sciences*, New York, Oxford University Press.
- Amman, Brigitta & Lotter, Andre F., 1989. Late-Glacial radiocarbon-and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas*, 18 (2), s. 109-126.
- Andersen, Bjørn G., et al., 1995. Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International*, 28, s. 147-169.
- Anderson, S. P., Drever, J. I. & Humphrey, N. F., 1997. Chemical weathering in glacial environments. *Geology*, 25, s. 399-402.
- Andresen, Arild, Vorren, Tore O. & Abrahamsen, Jan, 1974. Hardangerviddas geologi m.v. Norges Offentlige Utredninger. Hardangervidda: Natur - Kulturhistorie - Samfunnsliv, 30B, s. 38-60.
- Anundsen, Karl, 1964. Kvartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjølmodalen og tilstøtende fjellområder. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen.
- Anundsen, Karl, 1978. Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas*, 7 (1), s. 49-60.
- Anundsen, Karl, 1985. Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 39, s. 205-225.
- Anundsen, Karl & Simonsen, Asbjørn, 1967. Et pre-borealt brefremstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Årbok for Universitetet i Bergen. Matematisk- Naturvitenskapelig serie. Bergen, A.S John Griegs Boktrykkeri.
- Arnold, Neil S., van Andel, Tjeerd H. & Valen, Vidar, 2002. Extent and dynamics of the Scandinavian ice sheet during Oxygen Isotope Stage 3 (65,000–25,000 yr BP). *Quaternary Research*, 57 (1), s. 38-48.
- Bailey, Ian, et al., 2011. Iron fertilisation and biogeochemical cycles in the sub-Arctic northwest Pacific during the late Pliocene intensification of northern hemisphere glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 307 (3-4), s. 253-265.
- Bakke, Jostein, Dahl, Svein Olaf & Nesje, Atle, 2005. Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20 (2), s. 179-198.
- Bakke, Jostein, et al., 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geoscience*, 2 (3), s. 202-205.
- Balco, Greg, et al., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary geochronology*, 3 (3), s. 174-195.

- Barstad, Idar & Grønås, Sigbjørn, 2005. Southwesterly flows over southern Norway—mesoscale sensitivity to large-scale wind direction and speed. *Tellus A*, 57 (2), p. 136-152.
- Becker, Bernd & Kromer, Bernd, 1986. Extension of the Holocene dendrochronology by the Preboreal pine series, 8800 to 10,100 BP. *Radiocarbon*, 28 (2B), s. 961-967.
- Becker, Bernd & Kromer, Bernd, 1993. The continental tree-ring record—absolute chronology, 14 C calibration and climatic change at 11 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103 (1), s. 67-71.
- Benn, Douglas I. & Evans, David J. A., 2010. *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- Benn, Douglas I., Warren, Charles R. & Mottram, Ruth H., 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Science Reviews*, 82 (3–4), s. 143-179.
- Birks, H. J. B. & Birks, Hilary H., 2008. Biological responses to rapid climate change at the Younger Dryas—Holocene transition at Kråkenes, western Norway. *The Holocene*, 18 (1), s. 19-30.
- Birks, Hilary H. & Ammann, Brigitta, 2000. Two terrestrial records of rapid climatic change during the glacial–Holocene transition (14,000–9,000 calendar years BP) from Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97 (4), s. 1390-1394.
- Birks, Hilary H., et al., 1996. New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. *Quaternary Research*, 45 (2), s. 119-127.
- Bondevik, Stein & Mangerud, Jan, 2002. A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 21 (14), s. 1661-1676.
- Child, D., et al., 2000. Sample processing for earth science studies at ANTARES. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 172 (1), s. 856-860.
- Croudace, Ian W., Rindby, Anders & Rothwell, R. Guy, 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Special publication-geological society of London*, 267, p. 51.
- Dahl, Svein Olaf & Nesje, Atle, 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94 (1–4), s. 87-97.
- Dahl, Svein Olaf & Nesje, Atle, 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4 (3), s. 269-277.
- Dahl, Svein Olaf & Nesje, Atle, 1996. A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6 (4), s. 381-398.
- Dahl, Svein Olaf, et al., 2002. Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12 (1), s. 17-25.
- Dahl, Svein Olaf, Nesje, Atle & Øvstedal, Jarl, 1997. Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas*, 26 (3), s. 161-180.
- Davison, W., 1993. Iron and manganese in lakes. *Earth-Science Reviews*, 34, s. 119-163.
- Dean Jr, Walter 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).

- Denton, George H. & Karlén, Wibjörn, 1973. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3 (2), s. 155-205.
- Dunai, Tibor J. & Lifton, Nathaniel A., 2014. The nuts and bolts of cosmogenic nuclide production. *Elements*, 10 (5), p. 347-350.
- Elliott, Graham & Worsley, Peter, 1999. The sedimentology, stratigraphy and ^{14}C dating of a turf-banked solifluction lobe: evidence for Holocene slope instability at Okstindan, northern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 14 (2), s. 175-188.
- Fabel, Derek, Ballantyne, Colin K & Xu, Sheng, 2012. Trimlines, blockfields, mountain-top erratics and the vertical dimensions of the last British–Irish Ice Sheet in NW Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 55, s. 91-102.
- Follestad, Bjørn A., 1972. The Deglaciation of the South-Western Part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland, Norges Geologiske Undersøkelse, 280, s. 31-64.
- Godfrey-Smith, D. I., Huntley, D. J. & Chen, W. H., 1988. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, 7 (3–4), s. 373-380.
- Goehring, Brent M., et al., 2012. Late glacial and holocene ^{10}Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27 (1), s. 89-96.
- Gosse, John C. & Phillips, Fred M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20 (14), s. 1475-1560.
- Gulliksen, Steinar, et al., 1998. A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Kråkenes, western Norway. *The Holocene*, 8 (3), s. 249-259.
- Guyard, Hervé, et al., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26 (19), s. 2644-2660.
- Harris, Charles, et al., 2011. The role of interannual climate variability in controlling solifluction processes, Endalen, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22 (3), s. 239-253.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. & Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. *Science*, 293, s. 1304-1308.
- Heiri, Oliver, Lotter, André F. & Lemcke, Gerry, 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.
- Helle, Stein Kjetil, 2004. Sequence stratigraphy in a marine moraine at the head of Hardangerfjorden, western Norway: evidence for a high-frequency relative sea-level cycle. *Sedimentary Geology*, 164 (3–4), s. 251-281.
- Helle, Stein Kjetil, 2006. Early post-deglaciation shorelines and sea-level changes along Hardangerfjorden and adjacent fjord areas, W Norway. Dr. scient. thesis, University of Bergen.
- Helle, Stein Kjetil, et al., 1997. Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77 (2), s. 101-117.
- Helle, Stein Kjetil, et al., 2007. Neotectonic faulting and the Late Weichselian shoreline gradients in SW Norway. *Journal of Geodynamics*, 44 (3), s. 96-128.
- Heyman, Jakob, et al., 2011. Too young or too old: evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 302 (1), s. 71-80.
- Holtedahl, Hans, 1975. The geology of the Hardangerfjord, West Norway, Norge Geologiske Undersøkelse, 323, s. 1-87.
- Imhof, Patrizia, Nesje, Atle & Nussbaumer, Samuel U., 2012. Climate and glacier fluctuations at Jostedalsglaciären and Folgefonna, southwestern Norway and in the western Alps from

- the 'Little Ice Age' until the present: The influence of the North Atlantic Oscillation. *The Holocene*, 22 (2), s. 235-247.
- Ivy-Ochs, Susan & Briner, Jason P., 2014. Dating Disappearing Ice with Cosmogenic Nuclides. *Elements*, 10 (5), s. 351-356.
- Ivy-Ochs, Susan, Kerschner, Hanns & Schlüchter, Christian, 2007. Cosmogenic nuclides and the dating of Lateglacial and Early Holocene glacier variations: the Alpine perspective. *Quaternary international*, 164, s. 53-63.
- Johannessen, Jannicke, 2002. Bredekket på nordvestre Hardangervidda mot slutten av siste deglasiasjon. Master, Universitetet i Bergen.
- Karlén, Wibjörn, 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, s. 273-281.
- Karlén, Wibjörn & Matthews, John A., 1992. Reconstructing Holocene glacier variations from glacial lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, southern Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 74, s. 327-348.
- Karlsen, Linn Cecilie, 2009. Lateglacial vegetation and environment at the mouth of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 38 (2), s. 315-334.
- Koren, Jan Henrik, 2005. Senglasiale vulkanske askelag i innsjøsedimenter på Vestlandet. Master, Universitetet i Bergen.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D., 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, s. 109-117.
- Larsen, Eiliv, et al., 1984. Allerød-Younger Dryas Climatic Inferences from Cirque Glaciers and Vegetational Development in the Nordfjord Area, Western Norway. *Arctic and Alpine Research*, 16 (2), s. 137-160.
- Lian, Olav B. & Roberts, Richard G., 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 25 (19), s. 2449-2468.
- Libby, Willard F., 1954. Radiocarbon dating. *Endeavour*, 13 (49), s. 5-16.
- Lie, Øyvind, Dahl, Svein Olaf & Nesje, Atle, 2003. Theoretical equilibrium-line altitudes and glacier buildup sensitivity in southern Norway based on meteorological data in a geographical information system. *The Holocene*, 13 (3), s. 373-380.
- Lie, Øyvind, et al., 2004. Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23 (18), s. 1925-1945.
- Liu, Qingsong, et al., 2012. Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50 (4).
- Lohne, Øystein S., et al., 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26 (17), p. 2128-2151.
- Lohne, Øystein S., Mangerud, Jan & Birks, Hilary H., 2013. Precise ¹⁴C ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from western Norway and their comparison with the Greenland Ice Core (GICC05) chronology. *Journal of Quaternary Science*, 28 (5), s. 490-500.
- Lowe, David J., 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6 (2), s. 107-153.
- Mackie, Elizabeth A. V., et al., 2002. The use of magnetic separation techniques to detect basaltic microtephra in last glacial-interglacial transition (LGIT; 15–10 ka cal. BP) sediment sequences in Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 38 (1), s. 21-30.
- Mangerud, Jan, 1977. Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57, s. 23-54.

- Mangerud, Jan, 1980. Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13,000-10,000 years BP. *Studies in the Late-glacial of North-west Europe*, 23, s. 30.
- Mangerud, Jan, 2000. Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80 (3), s. 229-234.
- Mangerud, Jan, 2004. Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. *Developments in Quaternary Sciences*, 2, s. 271-294.
- Mangerud, Jan et al. 2013. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, s. 8-16.
- Mangerud, Jan, et al., 1979. Glacial history of western Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas*, 8 (2), s. 179-187.
- Mangerud, Jan, et al., 1984. A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, 21 (1), s. 85-104.
- Mortensen, Anette K., et al., 2005. Volcanic ash layers from the Last Glacial Termination in the NGRIP ice core. *Journal of Quaternary Science*, 20 (3), s. 209-219.
- Murray, Andrew S. & Olley, Jon M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21 (1), s. 1-16.
- Nesje, Atle, et al., 2008a. Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60 (1), s. 10-27.
- Nesje, Atle, et al., 2008b. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30 (7-8), s. 789-801.
- Nesje, Atle & Dahl, Svein Olaf, 1991. Holocene glacier variations of Blåisen, Hardangerjøkulen, central Southern Norway. *Quaternary Research*, 35 (1), s. 25-40.
- Nesje, Atle & Dahl, Svein Olaf, 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12 (4), s. 255-261.
- Nesje, Atle & Dahl, Svein Olaf, 2001. The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *Journal of Quaternary Science*, 16 (2), s. 155-166.
- Nesje, Atle, Dahl, Svein Olaf, Andersson, C. & Matthews, J. A., 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19 (11), s. 1047-1065.
- Nesje, Atle, et al., 1991. Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, Western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10 (1), s. 87-114.
- Nesje, Atle, et al., 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.
- Nishiizumi, Kunihiko, et al., 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258 (2), s. 403-413.
- Olsson, Ingrid U., 1968. Modern aspects of radiocarbon datings. *Earth-Science Reviews*, 4, s. 203-218.
- Putkonen, Jaakko & O'Neal, Michael, 2006. Degradation of unconsolidated Quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*, 75 (3), s. 408-419.
- Putkonen, Jaakko & Swanson, Terry, 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59 (2), s. 255-261.

- Rasmussen, S. O., et al., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111 (D6), s. D06102.
- Romundset, Anders, et al., 2010. The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 39 (1), s. 87-104.
- Rongen, Jon, 2001. Deglasiasjonen på nordvestre Hardangervidda og brefluktasjoner under den lille istid ved Isdølskåki, sørvestlige Hardangerjøkulen. Master, Universitetet i Bergen.
- Rosendahl, Halvor, 1934. The geology of the Finse district. *Proceedings of the Geologists' Association*, 45 (3), s. 367-373.
- Rothwell, R. Guy & Rack, Frank R., 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 267 (1), s. 1-29.
- Rye, Noralf, 1970. Einergrein av preboreal alder funnet i israndavsetning i Eidfjord, Vest-Norge. *Norges Geologiske Undersøkelse*, 280, s. 25-30.
- Schumacher, Brian A., 2002. Methods for the determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments. *Ecological Risk Assessment Support Center*, s. 1-23.
- Shanahan, Timothy M., et al., 2008. Scanning micro-X-ray fluorescence elemental mapping: A new tool for the study of laminated sediment records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (2).
- Shotton, Frank W., 1972. An example of hard-water error in radiocarbon dating of vegetable matter. *Nature*, 240 (22), s. 460-61.
- Shreve, Ronald L., 1985. Esker characteristics in terms of glacier physics, Katahdin esker system, Maine. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (5), s. 639-646.
- Sigmond, Ellen M. O., Bryhni, Inge & Jorde, Knut, 2013. *Norsk Geologisk Ordbok*, Trondheim, Akademika Forlag.
- Skår, Matilde, 2012. Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av is-marginale avsetninger på Bjorøy, Tyssøy og Håkonshella, sørvest for Bergen-implikasjoner for yngre dryas-marginen i Bergensområdet. Master, Universitetet i Bergen.
- Snowball, I. & Sandgren, P., 1996. Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6 (3), s. 367-372.
- Snowball, Ian, Sandgren, Per & Petterson, Gunilla, 1999. The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake-sediment sequence in northern Sweden. *The Holocene*, 9 (3), s. 353-362.
- Snowball, Ian & Thompson, Roy, 1990. A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, 19 (2), s. 127-146.
- Sterten, A. K., 1974. Hardangerviddas klima. *Norges Offentlige Utredninger. Hardangervidda: Natur - Kulturhistorie - Samfunnsliv*, 30B, s. 32-38.
- Stuiver, Minze, et al., 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quaternary Research*, 35 (1), s. 1-24.
- Sulebak, Jan R. (2007) *Landformer og prosesser. En innføring i naturgeografiske tema.*, Bergen, Fagbokforlaget.
- Svendsen, John Inge, et al., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 (11-13), s. 1229-1271.
- Sønstegeard, Eivind, Rune A. A., Asbjørn & Klakegg, Ove, 1999. Younger Dryas glaciation in the Ålfoten area, western Norway; evidence from lake sediments and marginal moraines. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 79 (1), s. 33-45.
- Thompson, R., et al., 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20 (5), s. 687-698.
- Turney, Chris S. M., 1998. Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, 19 (2), s. 199-206.

- Turney, Chris S. M., Harkness, Douglas D. & Lowe, J. John, 1997. The use of microtephra horizons to correlate Late-glacial lake sediment successions in Scotland. *Journal of Quaternary Science*, 12 (6), p. 525-531.
- von Blanckenburg, Friedhelm & Willenbring, Jane K., 2014. Cosmogenic nuclides: Dates and rates of Earth-surface change. *Elements*, 10 (5), s. 341-346.
- Xu, Sheng, et al., 2010. Improved ^{10}Be and ^{26}Al -AMS with a 5MV spectrometer. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268 (7), s. 736-738.

Referanser fra internett

Kartverket, 2014:

<http://data.kartverket.no/download/content/geodataprodukter?korttype=3598&aktualitet=All&datastruktur=All&dataskema=All>. Hentet 06.05.14

Norges geologiske undersøkelse (NGU), 2014: <http://www.ngu.no/kart-og-data/kartinnsyn>. Hentet 21.11.2014. Oppdatert 13.04.15.

Norgeskart, 2014: <http://www.norgeskart.no/#5/378604/7226208>. Hentet 19.11.14

Wikimedia, 2015:

http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/c/cd/Norway_Hordaland_location_map.svg/2000px-Norway_Hordaland_location_map.svg.png. Hentet 20.03.15

Meteorologisk Institutt (eKlima), 2014: www.eklima.met.no. Hentet 14.10.14.

Meteorologisk Institutt (Yr), 2014:

http://www.yr.no/sted/Norge/Hordaland/Eidfjord/Hardangervidda_nasjonalpark/detaljert_statistikk.html. Hentet 16.03.15. Oppdatert 30.04.15.

Appendiks

Glødetap, del 1

Dyp (cm)	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
0.5	3816.3043	2.5534	0.0212	76.8116	23.1884			
1	468.6967	17.5841	0.1268	77.2229	22.7771			
1.5	456.3236	17.9751	0.1498	76.7025	23.2975			
2	413.6964	19.4668	0.1396	76.7877	23.2123			
2.5	437.9568	18.5889	0.093	77.2425	22.7575			
3	410.9332	19.5720	0.1418	78.2993	21.7007			
3.5	397.8568	20.0861	0.1501	78.4631	21.5369			
4	399.4421	20.0223	0.1137	79.2887	20.7113			
4.5	444.0439	18.3809	0.1454	75.9666	24.0334			
5	510.5231	16.3794	0.1217	74.8923	25.1077	0.116	3.51	4.77
5.5	443.5823	18.3965	0.1287	75.0875	24.9125			
6	480.4949	17.2267	0.1559	75.6429	24.3571			
6.5	470.9918	17.5134	0.1119	76.0190	23.9810			
7	472.0294	17.4816	0.1151	76.8358	23.1642			
7.5	495.1570	16.8023	0.1459	77.6477	22.3523			
8	463.7269	17.7391	0.1096	77.9516	22.0484			
8.5	506.4471	16.4895	0.1095	76.7344	23.2656			
9	435.8782	18.6610	0.1558	77.7445	22.2555			
9.5	417.5945	19.3201	0.1514	79.5168	20.4832			
10	441.5412	18.4658	0.1817	80.4694	19.5306	0.1748	3.06	4.16
10.5	405.8020	19.7706	0.1425	81.0580	18.9420			
11	375.2184	21.0430	0.2061	81.8507	18.1493			
11.5	387.2216	20.5245	0.1534	81.3362	18.6638			
12	433.7580	18.7351	0.1626	79.6668	20.3332			
12.5	453.2863	18.0738	0.1448	78.6529	21.3471			
13	458.2090	17.9144	0.1632	78.5749	21.4251			
13.5	438.6930	18.5634	0.1678	78.8905	21.1095			
14	429.9075	18.8712	0.1622	79.0063	20.9937			
14.5	412.1628	19.5250	0.1681	79.5551	20.4449			
15	461.4070	17.8124	0.2014	80.0477	19.9523	0.1936	3.10	4.22
15.5	444.1026	18.3789	0.1545	79.2308	20.7692			
16	486.1765	17.0597	0.1334	78.4706	21.5294			
16.5	498.7984	16.7001	0.1167	77.9039	22.0961			
17	498.0147	16.7220	0.1056	77.6471	22.3529			
17.5	487.5149	17.0208	0.1303	77.4673	22.5327			
18	462.1894	17.7876	0.1155	77.5688	22.4312			
18.5	495.9016	16.7813	0.1128	77.0492	22.9508			
19	517.2185	16.2017	0.13	78.2661	21.7339			
19.5	525.1488	15.9962	0.1582	78.4722	21.5278			
20	657.0155	13.2098	0.1269	75.4459	24.5541	0.1215	3.21	4.37
20.5	564.1194	15.0575	0.1033	75.1820	24.8180			
21	548.2108	15.4271	0.1154	75.0813	24.9187			
21.5	533.5664	15.7837	0.1415	76.1162	23.8838			
22	517.6502	16.1904	0.144	76.5550	23.4450			
22.5	513.1983	16.3079	0.2211	77.1997	22.8003			
23	486.0146	17.0644	0.1691	77.2852	22.7148			
23.5	503.1492	16.5796	0.1572	76.1628	23.8372			
24	505.3818	16.5185	0.1628	74.8850	25.1150			
24.5	517.9555	16.1824	0.1415	74.9470	25.0530			
25	510.5007	16.3800	0.1086	75.5216	24.4784	0.1041	3.1293	4.2559
25.5	217.8163	31.4647	0.3028	88.8758	11.1242			

Glødetap, del 2

Dyp	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
26	482.0833	17.1797	0.1824	76.0000	24.0000			
26.5	491.0440	16.9192	0.1434	75.9936	24.0064			
27	505.4756	16.5159	0.163	75.6381	24.3619			
27.5	503.3138	16.5751	0.1553	75.6823	24.3177			
28	503.6513	16.5659	0.1653	75.4450	24.5550			
28.5	492.1589	16.8874	0.1463	74.4908	25.5092			
29	495.0289	16.8059	0.1644	72.9694	27.0306			
29.5	543.8868	15.5307	0.1326	70.7955	29.2045			
30	552.8814	15.3167	0.1045	70.8475	29.1525	0.1000	3.0508	4.1492
30.5	543.4091	15.5422	0.1882	71.2879	28.7121			
31	566.6200	15.0011	0.1525	71.1951	28.8049			
31.5	605.4920	14.1745	0.1235	70.6522	29.3478			
32	632.3129	13.6554	0.1463	71.0884	28.9116			
32.5	596.9422	14.3484	0.1226	69.4224	30.5776			
33	654.3689	13.2561	0.1419	68.8835	31.1165			
33.5	622.2852	13.8449	0.1493	70.4910	29.5090			
34	583.3260	14.6343	0.1646	72.6070	27.3930			
34.5	571.6044	14.8897	0.1604	73.1085	26.8915			
35	478.3677	17.2900	0.1828	80.2106	19.7894	0.1763	2.8521	3.8789
35.5	441.0100	18.4839	0.2458	79.0608	20.9392			
36	328.1782	23.3548	0.192	83.8794	16.1206			
36.5	304.8463	24.7007	0.2562	85.6283	14.3717			
37	302.5970	24.8387	0.2893	86.3582	13.6418			
37.5	317.3461	23.9609	0.2051	85.3161	14.6839			
38	320.2679	23.7943	0.2409	84.9136	15.0864			
38.5	408.0736	19.6822	0.2189	82.2005	17.7995			
39	493.2878	16.8552	0.1374	78.1570	21.8430			
39.5	567.4882	14.9815	0.1427	74.8296	25.1704			
40	1132.3066	8.1149	0.1024	73.3524	26.6476	0.0975	3.5100	4.7736
40.5	589.7143	14.4988	0.1159	73.5873	26.4127			
41	594.2740	14.4035	0.1436	73.4151	26.5849			
41.5	619.5773	13.8970	0.1447	72.8234	27.1766			
42	542.9630	15.5530	0.1388	73.4392	26.5608			
42.5	545.4362	15.4934	0.2226	74.9747	25.0253			
43	517.6604	16.1901	0.1668	75.9217	24.0783			
43.5	503.7355	16.5635	0.1545	77.9909	22.0091			
44	419.5428	19.2477	0.2207	81.3791	18.6209			
44.5	433.4739	18.7451	0.2113	81.0199	18.9801			
45	570.5036	14.9142	0.1615	82.9908	17.0092	0.1555	3.0832	4.1932
45.5	436.2500	18.6480	0.3258	81.4500	18.5500			
46	416.0901	19.3765	0.3016	82.8116	17.1884			
46.5	427.2067	18.9679	0.3599	81.6655	18.3345			
47	491.6971	16.9005	0.2163	79.1149	20.8851			
47.5	520.5090	16.1158	0.208	76.7245	23.2755			
48	517.4861	16.1947	0.1923	76.2490	23.7510			
48.5	516.9537	16.2087	0.199	76.1577	23.8423			
49	500.4014	16.6555	0.1523	76.4175	23.5825			
49.5	515.2778	16.2528	0.1382	76.7778	23.2222			
50	934.0206	9.6710	0.1195	76.9974	23.0026	0.1146	3.1572	4.2938
50.5	514.2772	16.2793	0.1284	76.3831	23.6169			
51	491.4607	16.9073	0.2743	77.0506	22.9494			

Glødetap, del 3

Dyp	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
51.5	483.4014	17.1409	0.2275	77.3810	22.6190			
52	488.3659	16.9962	0.1462	77.3136	22.6864			
52.5	487.1057	17.0327	0.1974	77.8391	22.1609			
53	675.9104	12.8881	0.2244	78.5714	21.4286			
53.5	477.8455	17.3057	0.1564	79.4715	20.5285			
54	425.5447	19.0279	0.1724	79.9258	20.0742			
54.5	419.2740	19.2577	0.1548	79.1411	20.8589			
55	443.2601	18.4074	0.3424	79.1676	20.8324	0.3311	2.6127	3.5533
55.5	414.1946	19.4479	0.1875	79.6855	20.3145			
56	371.4355	21.2118	0.1666	80.2505	19.7495			
56.5	358.2840	21.8205	0.1908	80.6424	19.3576			
57	343.1741	22.5645	0.2175	81.7977	18.2023			
57.5	338.8649	22.7861	0.2671	82.3874	17.6126			
58	356.4923	21.9062	0.2692	82.8308	17.1692			
58.5	318.9773	23.8676	0.2334	84.0475	15.9525			
59	306.8891	24.5767	0.194	84.0555	15.9445			
59.5	345.5696	22.4432	0.1741	81.6221	18.3779			
60	364.2480	21.5402	0.244	80.4749	19.5251	0.2357	2.7375	3.7230
60.5	357.7997	21.8436	0.1843	79.2007	20.7993			
61	340.9164	22.6800	0.148	79.7844	20.2156			
61.5	330.1978	23.2451	0.1997	80.6217	19.3783			
62	338.5196	22.8040	0.2912	81.3408	18.6592			
62.5	297.9993	25.1257	0.2406	82.9941	17.0059			
63	294.4798	25.3498	0.2521	84.3426	15.6574			
63.5	270.7676	26.9711	0.3161	84.5413	15.4587			
64	268.8667	27.1101	0.3211	84.4333	15.5667			
64.5	270.6475	26.9798	0.2136	82.8228	17.1772			
65	409.2115	19.6382	0.3344	83.7046	16.2954	0.3240	2.6033	3.5404
65.5	289.9967	25.6412	0.2517	82.2818	17.7182			
66	310.5429	24.3580	0.2892	82.6286	17.3714			
66.5	283.2194	26.0947	0.2985	85.0427	14.9573			
67	285.8527	25.9166	0.1737	84.1570	15.8430			
67.5	296.0331	25.2504	0.3347	84.0321	15.9679			
68	315.2174	24.0838	0.2336	83.2502	16.7498			
68.5	320.1068	23.8035	0.2612	82.0609	17.9391			
69	308.6985	24.4679	0.2536	82.9300	17.0700			
69.5	270.9669	26.9566	0.3211	85.0596	14.9404			
70	220.2516	31.2254	0.3608	88.9985	11.0015	0.3493	2.8367	3.8579
70.5	158.8165	38.6374	0.6891	91.0184	8.9816			
71	149.0835	40.1472	-0.4345	-77.3269				
71.5	149.9733	40.0043	0.5038	89.8199	10.1801			
72	168.3623	37.2631	0.4963	87.9653	12.0347			
72.5	198.1403	33.5413	0.3137	88.3911	11.6089			
73	151.7794	39.7173	0.6509	91.5600	8.4400			
73.5	85.0797	54.0308	1.0997	94.2977	5.7023			
74	85.9081	53.7900	1.2804	93.3917	6.6083			
74.5	65.6696	60.3611	0.9797	94.5291	5.4709			
75	69.6265	58.9530	1.5137	94.8552	5.1448	1.4715	2.6444	3.5964
75.5	32.7597	75.3241	2.3366	94.3966	5.6034			
76	31.0176	76.3256	2.1769	94.9948	5.0052			
76.5	33.3056	75.0156	2.2051	96.6725	3.3275			
77	31.6528	75.9574	1.5709	97.0590	2.9410			

Glødetap, del 4

Dyp	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
77.5	32.3262	75.5708	1.7923	97.0489	2.9511			
78	31.8689	75.8329	2.2763	96.9959	3.0041			
78.5	39.6701	71.5973	2.4736	96.6968	3.3032			
79	39.0584	71.9122	1.6221	96.6687	3.3313			
79.5	41.4807	70.6810	2.1541	96.5358	3.4642			
80	33.6921	74.7988	3.8315	97.2511	2.7489	3.7437	2.2285	3.0308
80.5	34.9418	74.1060	2.6863	96.5878	3.4122			
81	34.6814	74.2493	2.0045	96.3934	3.6066			
81.5	35.8563	73.6072	1.642	96.0459	3.9541			
82	30.4216	76.6744	2.3596	96.3141	3.6859			
82.5	26.9005	78.8019	2.4012	96.6822	3.3178			
83	28.5790	77.7732	3.3056	96.8135	3.1865			
83.5	28.1979	78.0044	2.5688	96.6441	3.3559			
84	26.4411	79.0882	2.6055	96.4607	3.5393			
84.5	26.7889	78.8712	3.2181	96.5932	3.4068			
85	30.9457	76.3675	4.4517	96.3634	3.6366	4.3801	1.5499	2.1078
85.5	32.5367	75.4508	3.9241	96.3821	3.6179			
86	30.2502	76.7753	3.7883	96.5024	3.4976			
86.5	33.6152	74.8418	3.0553	96.4182	3.5818			
87	34.0251	74.6129	3.2505	96.4998	3.5002			
87.5	41.5872	70.6279	2.2428	95.8994	4.1006			
88	39.4156	71.7280	2.6926	95.7165	4.2835			
88.5	30.8630	76.4158	3.2767	96.0205	3.9795			
89	27.1551	78.6441	2.1596	96.3591	3.6409			
89.5	25.4540	79.7105	2.7498	96.2242	3.7758			
90	25.7876	79.4991	3.2832	96.1237	3.8763	3.2325	1.4844	2.0187
90.5	25.2712	79.8268	3.0269	96.0006	3.9994			
91	25.7618	79.5154	3.1099	96.0172	3.9828			
91.5	25.9818	79.3765	2.5383	96.2206	3.7794			
92	26.8733	78.8188	2.9473	96.7787	3.2213			
92.5	25.8817	79.4397	2.8436	96.7112	3.2888			
93	26.4864	79.0599	2.5059	96.4995	3.5005			
93.5	27.6205	78.3573	2.788	96.1611	3.8389			
94	27.1122	78.6707	2.4999	96.3984	3.6016			
94.5	29.4118	77.2727	3.4208	96.4176	3.5824			
95	31.6432	75.9629	3.2102	96.7161	3.2839	3.1241	2.5940	3.5278
95.5	30.7161	76.5017	3.9579	96.6308	3.3692			
96	27.6904	78.3144	4.4582	97.0820	2.9180			
96.5	26.8848	78.8117	3.4071	97.2596	2.7404			
97	29.1872	77.4070	3.2491	97.1941	2.8059			
97.5	26.8250	78.8488	2.3129	97.2011	2.7989			
98	24.0803	80.5930	3.1665	97.0723	2.9277			
98.5	23.8670	80.7317	2.1041	97.0034	2.9966			
99	24.9378	80.0398	2.3375	96.9274	3.0726			
99.5	25.1733	79.8892	2.4923	97.0749	2.9251			
100	23.1110	81.2275	2.8341	97.4688	2.5312	2.7707	2.1804	2.9654
100.5	26.3685	79.1336	2.7294	97.6530	2.3470			
101	27.0186	78.7287	2.4563	97.4104	2.5896			
101.5	28.6977	77.7014	2.7248	97.1374	2.8626			
102	27.6526	78.3376	2.4079	97.0341	2.9659			
102.5	30.0119	76.9161	3.4319	96.9573	3.0427			
103	29.4152	77.2707	2.4843	96.9180	3.0820			

Dyp	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
103.5	28.9738	77.5351	2.3385	97.0010	2.9990			
104	29.3770	77.2935	3.2244	97.2816	2.7184			
104.5	25.7514	79.5220	2.7146	97.3603	2.6397			
105	24.3419	80.4234	2.6464	97.5739	2.4261	2.5998	1.7182	2.3367
105.5	24.2434	80.4872	2.1288	97.4681	2.5319			
106	25.4125	79.7369	2.1412	97.3228	2.6772			
106.5	26.7430	78.8998	2.5231	97.2968	2.7032			
107	25.1805	79.8847	2.1221	97.5813	2.4187			
107.5	26.0555	79.3301	3.2933	97.9886	2.0114			
108	26.7943	78.8679	2.8561	97.6111	2.3889			
108.5	29.9485	76.9536	3.3928	97.0481	2.9519			
109	31.6708	75.9470	2.7988	96.6737	3.3263			
109.5	32.0559	75.7255	3.5373	96.5526	3.4474			
110	34.3123	74.4534	2.9563	96.6806	3.3194	2.8805	2.4789	3.3713
110.5	35.7223	73.6799	3.4672	97.0661	2.9339			
111	35.6168	73.7372	2.7818	96.8324	3.1676			
111.5	30.7113	76.5045	3.5424	97.3267	2.6733			
112	29.7132	77.0932	3.4473	97.4226	2.5774			
112.5	30.8846	76.4032	3.4599	97.6849	2.3151			
113	32.4345	75.5090	4.9549	96.5397	3.4603			
113.5	31.1302	76.2601	2.5329	96.3226	3.6774			
114	29.5481	77.1914	2.6072	96.5630	3.4370			
114.5	28.5449	77.7938	2.4479	96.6060	3.3940			
115	28.1416	78.0387	3.0148	96.8175	3.1825	2.9573	1.8466	2.5113
115.5	28.0235	78.1107	2.3557	97.3671	2.6329			
116	30.2280	76.7884	3.0398	96.9479	3.0521			
116.5	28.9038	77.5772	2.3128	96.4350	3.5650			
117	31.1832	76.2292	2.0474	95.9059	4.0941			
117.5	32.5165	75.4623	2.0904	95.7494	4.2506			
118	33.5032	74.9046	2.3667	95.7403	4.2597			
118.5	34.5409	74.3269	2.2054	95.7953	4.2047			
119	35.6376	73.7258	2.2048	96.1619	3.8381			
119.5	36.2554	73.3916	2.8663	96.1587	3.8413			
120	34.7556	74.2084	2.3946	95.8492	4.1508	2.3492	1.8172	2.4714
120.5	34.7320	74.2214	3.1993	95.6843	4.3157			
121	34.7402	74.2169	2.208	95.6797	4.3203			
121.5	32.1561	75.6681	2.6333	95.9727	4.0273			
122	28.9140	77.5711	3.7079	96.6555	3.3445			
122.5	30.9039	76.3919	3.8983	96.7728	3.2272			
123	32.8515	75.2720	2.8732	96.3644	3.6356			
123.5	35.5294	73.7848	2.9426	95.8283	4.1717			
124	32.6941	75.3613	2.3357	95.9102	4.0898			
124.5	31.5827	75.9978	3.2572	96.0514	3.9486			
125	32.6890	75.3642	3.5359	95.8576	4.1424	3.4763	1.6157	2.1974
125.5	33.7561	74.7630	3.5622	95.9128	4.0872			
126	33.7530	74.7647	3.085	96.3791	3.6209			
126.5	32.2938	75.5893	2.8142	96.5486	3.4514			
127	29.4362	77.2581	2.9305	96.6205	3.3795			
127.5	29.0725	77.4758	3.4038	96.6001	3.3999			
128	27.1679	78.6362	3.5821	96.9498	3.0502			
128.5	26.0494	79.3340	3.3571	97.0485	2.9515			
129	25.7808	79.5034	2.7433	97.0290	2.9710			

Glødetap, del 6

Dyp	Vanninnhold	Tørrvekt	Askerest	Askerest %	Glødetap %	Askerest karbonat	Askerest Karbonat %	Karbonat %
129.5	27.7365	78.2861	2.8534	97.1800	2.8200			
130	27.0856	78.6871	2.2391	97.4411	2.5589	2.1778	2.6677	3.6280
130.5	27.5928	78.3743	2.2343	96.9959	3.0041			
131	25.4327	79.7240	3.4465	97.3175	2.6825			
131.5	23.7186	80.8286	3.0471	97.7324	2.2676			
132	22.4291	81.6799	3.8263	97.8794	2.1206			
132.5	22.4463	81.6684	3.3964	98.0032	1.9968			
133	21.3486	82.4072	3.2536	98.5104	1.4896			
133.5	21.7060	82.1652	3.5716	98.7203	1.2797			
134	21.5663	82.2597	4.4499	98.4992	1.5008			
134.5	21.4748	82.3216	4.0667	98.6130	1.3870			
135	21.0791	82.5906	4.2533	98.7074	1.2926	4.1424	2.5737	3.5002
135.5	20.6034	82.9164	3.5905	98.6618	1.3382			
136	18.0569	84.7049	3.5611	98.8206	1.1794			
136.5	17.1401	85.3679	3.0599	98.5475	1.4525			
137	17.4810	85.1202	2.4671	98.2400	1.7600			
137.5	17.8487	84.8545	3.082	98.1091	1.8909			
138	17.3446	85.2191	3.3506	98.3330	1.6670			
138.5	17.8913	84.8239	3.552	98.4506	1.5494			
139	17.4047	85.1754	2.6251	98.9372	1.0628			
139.5	11.8557	89.4009	3.5555	98.7419	1.2581			
140	13.5218	88.0888	3.186	98.5371	1.4629	3.1207	2.0196	2.7467
140.5	16.7848	85.6276	2.9206	98.0824	1.9176			
141	16.8567	85.5749	1.7267	97.9688	2.0312			
141.5	14.8449	87.0739	2.1722	98.0721	1.9279			
142	16.7822	85.6295	1.5556	98.0709	1.9291			
142.5	16.0727	86.1529	2.3982	98.4564	1.5436			
143	14.3397	87.4587	1.4846	98.4679	1.5321			
143.5	13.2584	88.2937	1.1373	98.2973	1.7027			
144	13.0485	88.4576	1.0121	98.0432	1.9568			
144.5	13.1059	88.4127	0.8152	98.2879	1.7121	0.7976	2.1220	2.8859

MS, del 1

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
0	0.12	-0.01	-1.081146251
0.5	0.07	-0.01	-1.081146251
1	0.05	-0.02	-1.083457728
1.5	-0.03	-0.03	-1.085769205
2	-0.05	0	-1.078834774
2.5	-0.13	-0.05	-1.090392159
3	-0.15	-0.05	-1.090392159
3.5	-0.17	-0.05	-1.090392159
4	-0.14	-0.01	-1.081146251
4.5	-0.21	-0.07	-1.095015112
5	-0.17	0	-1.078834774
5.5	-0.23	-0.05	-1.090392159
6	-0.16	0.04	-1.069588866
6.5	-0.21	-0.04	-1.088080682
7	-0.16	0.03	-1.071900343
7.5	-0.19	0	-1.078834774
8	-0.19	0.01	-1.076523297
8.5	-0.19	0.03	-1.071900343
9	-0.16	0.04	-1.069588866
9.5	-0.16	0.05	-1.067277389
10	-0.16	0.04	-1.069588866
10.5	0.14	-0.01	-1.081146251
11	0.16	-0.01	-1.081146251
11.5	0.13	-0.05	-1.090392159
12	0.26	0.07	-1.062654435
12.5	0.53	0.08	-1.060342958
13	0.17	-0.06	-1.092703635
13.5	0.05	-0.07	-1.095015112
14	-0.02	-0.06	-1.092703635
14.5	-0.09	-0.04	-1.088080682
15	-0.15	-0.03	-1.085769205
15.5	-0.2	-0.02	-1.083457728
16	-0.22	-0.01	-1.081146251
16.5	-0.3	-0.03	-1.085769205
17	-0.32	-0.01	-1.081146251
17.5	-0.39	-0.05	-1.090392159
18	-0.4	-0.01	-1.081146251
18.5	-0.47	-0.04	-1.088080682
19	-0.5	-0.01	-1.081146251
19.5	-0.55	-0.04	-1.088080682
20	-0.56	-0.03	-1.085769205
20.5	-0.63	-0.07	-1.095015112
21	-0.62	-0.04	-1.088080682
21.5	-0.64	-0.03	-1.085769205
22	-0.64	-0.02	-1.083457728
22.5	-0.69	-0.04	-1.088080682
23	-0.67	0	-1.078834774
23.5	-0.71	-0.02	-1.083457728
24	-0.73	-0.03	-1.085769205
24.5	-0.75	-0.02	-1.083457728
25	-0.76	0.01	-1.076523297

MS, del 2

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
25.5	-0.81	-0.01	-1.081146251
26	-0.81	0.02	-1.07421182
26.5	-0.86	0.01	-1.076523297
27	-0.91	0	-1.078834774
27.5	-0.96	-0.02	-1.083457728
28	-0.95	0	-1.078834774
28.5	-1.01	-0.02	-1.083457728
29	-1.04	-0.02	-1.083457728
29.5	-1.09	-0.03	-1.085769205
30	-1.12	-0.02	-1.083457728
30.5	-1.2	-0.03	-1.085769205
31	-1.21	-0.05	-1.090392159
31.5	-1.26	-0.05	-1.090392159
32	-1.28	-0.03	-1.085769205
32.5	-1.34	-0.06	-1.092703635
33	-1.33	-0.03	-1.085769205
33.5	-1.4	-0.05	-1.090392159
34	-1.4	-0.04	-1.088080682
34.5	-1.45	-0.04	-1.088080682
35	-1.44	-0.02	-1.083457728
35.5	-1.47	-0.02	-1.083457728
36	-1.44	0.06	-1.064965912
36.5	-1.43	0.09	-1.058031481
37	-1.44	0.1	-1.055720004
37.5	-1.5	0.1	-1.055720004
38	-1.51	0.06	-1.064965912
38.5	-1.58	0.04	-1.069588866
39	-1.6	0.02	-1.07421182
39.5	-1.69	-0.05	-1.090392159
40	-1.69	-0.03	-1.085769205
40.5	-1.71	-0.03	-1.085769205
41	-1.71	-0.01	-1.081146251
41.5	-1.75	-0.04	-1.088080682
42	-1.75	-0.01	-1.081146251
42.5	-1.81	-0.07	-1.095015112
43	-1.78	0	-1.078834774
43.5	-1.78	0.01	-1.076523297
44	-1.73	0.06	-1.064965912
44.5	-1.77	0.06	-1.064965912
45	-1.78	0.07	-1.062654435
45.5	-1.84	0.04	-1.069588866
46	-1.82	0.06	-1.064965912
46.5	-1.86	0.05	-1.067277389
47	-1.87	0.06	-1.064965912
47.5	-1.91	0.04	-1.069588866
48	-1.94	0.03	-1.071900343
48.5	-1.98	0.01	-1.076523297
49	-1.98	0.03	-1.071900343
49.5	-2.02	-0.01	-1.081146251
50	-2	0.03	-1.071900343
50.5	-2.05	0.03	-1.071900343

MS, del 3

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
51	-2.06	0.03	-1.071900343
51.5	-2.11	0.01	-1.076523297
52	-2.08	0.03	-1.071900343
52.5	-2.1	0.02	-1.07421182
53	-2.09	0.06	-1.064965912
53.5	-2.13	0.04	-1.069588866
54	-2.11	0.07	-1.062654435
54.5	-2.15	0.04	-1.069588866
55	-2.12	0.09	-1.058031481
55.5	-2.15	0.05	-1.067277389
56	-2.14	0.07	-1.062654435
56.5	-2.18	0.06	-1.064965912
57	-2.17	0.06	-1.064965912
57.5	-2.18	0.07	-1.062654435
58	-2.16	0.09	-1.058031481
58.5	-2.18	0.09	-1.058031481
59	-2.17	0.1	-1.055720004
59.5	-2.2	0.1	-1.055720004
60	-2.22	0.07	-1.062654435
60.5	-2.27	0.04	-1.069588866
61	-2.26	0.06	-1.064965912
61.5	-2.26	0.06	-1.064965912
62	-2.26	0.05	-1.067277389
62.5	-2.29	0.04	-1.069588866
63	-2.28	0.07	-1.062654435
63.5	-2.25	0.1	-1.055720004
64	-2.23	0.11	-1.053408527
64.5	-2.25	0.11	-1.053408527
65	-2.27	0.07	-1.062654435
65.5	-2.31	0.06	-1.064965912
66	-2.32	0.04	-1.069588866
66.5	-2.33	0.06	-1.064965912
67	-2.3	0.08	-1.060342958
67.5	-2.32	0.06	-1.064965912
68	-2.3	0.1	-1.055720004
68.5	-2.37	0.03	-1.071900343
69	-2.37	0.04	-1.069588866
69.5	-2.38	0.04	-1.069588866
70	-2.34	0.06	-1.064965912
70.5	-2.33	0.1	-1.055720004
71	-2.25	0.19	-1.034916712
71.5	-2.27	0.19	-1.034916712
72	-2.25	0.22	-1.027982281
72.5	-2.3	0.19	-1.034916712
73	-2.36	0.15	-1.044162619
73.5	-2.38	0.13	-1.048785573
74	-2.29	0.24	-1.023359327
74.5	-2.09	0.43	-0.979441265
75	-1.76	0.79	-0.896228094
75.5	-1.08	1.51	-0.729801754
76	-0.4	2.18	-0.574932798

MS, del 4

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
76.5	1.52	4.14	-0.121883315
77	8.29	10.91	1.442986583
77.5	5.22	7.88	0.742609066
78	6.31	8.98	0.996871531
78.5	5.4	8.09	0.791150082
79	5.18	7.89	0.744920543
79.5	4.83	7.56	0.668641804
80	4.27	7.01	0.541510571
80.5	4.33	7.09	0.560002387
81	3.79	6.57	0.439805585
81.5	4.35	7.13	0.569248294
82	4.04	6.8	0.492969555
82.5	4.73	7.49	0.652461465
83	4.75	7.52	0.659395896
83.5	3.73	6.5	0.423625246
84	4.69	7.47	0.647838511
84.5	4.7	7.49	0.652461465
85	5.45	8.22	0.821199282
85.5	4.56	7.31	0.61085488
86	4.17	6.93	0.523018755
86.5	4.22	7	0.539199094
87	5.06	7.82	0.728740204
87.5	6.89	9.66	1.154051964
88	8.63	11.42	1.560871908
88.5	3.14	5.92	0.289559583
89	2.54	5.33	0.153182443
89.5	2.86	5.64	0.224838228
90	3.18	5.97	0.301116968
90.5	3.61	6.32	0.382018661
91	3.89	6.67	0.462920355
91.5	3.33	6.13	0.338100599
92	2.89	5.69	0.236395613
92.5	3.31	6.12	0.335789122
93	3.74	6.57	0.439805585
93.5	4.72	7.56	0.668641804
94	3.22	6.08	0.326543214
94.5	2.86	5.71	0.241018567
95	2.83	5.68	0.234084136
95.5	1.97	4.83	0.037608595
96	2.57	5.45	0.180920166
96.5	3.38	6.26	0.368149799
97	6.36	9.25	1.059281409
97.5	6.3	9.21	1.050035501
98	2.51	5.43	0.176297212
98.5	0.55	3.46	-0.279063748
99	1.38	4.32	-0.08027673
99.5	1.16	4.1	-0.131129223
100	0.69	3.65	-0.235145686
100.5	1.54	4.51	-0.036358667
101	3.34	6.33	0.384330138
101.5	5.86	8.86	0.969133808

MS, del 5

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
102	5.25	8.25	0.828133713
102.5	4.63	7.62	0.682510665
103	5.85	8.88	0.973756761
103.5	4.82	7.84	0.733363158
104	4.29	7.33	0.615477834
104.5	5.34	8.37	0.855871437
105	6.72	9.76	1.177166733
105.5	8.35	11.4	1.556248954
106	5.45	8.52	0.890543591
106.5	5.1	8.19	0.814264852
107	8.37	11.47	1.572429293
107.5	9.43	12.54	1.819757327
108	10.4	13.52	2.046282068
108.5	6.94	10.07	1.248822519
109	2.87	5.99	0.305739922
109.5	4.16	7.3	0.608543403
110	3.19	6.34	0.386641615
110.5	1.95	5.1	0.100018473
111	2.1	5.26	0.137002104
111.5	2.89	6.06	0.32192026
112	5.75	8.92	0.983002669
112.5	4.33	7.52	0.659395896
113	2.22	5.45	0.180920166
113.5	1.92	5.14	0.109264381
114	2.83	6.04	0.317297306
114.5	1.65	4.88	0.04916598
115	2.78	6.01	0.310362876
115.5	2.23	5.48	0.187854597
116	2.43	5.68	0.234084136
116.5	2.09	5.36	0.160116874
117	1.29	4.59	-0.017866852
117.5	1.65	4.94	0.063034842
118	1.21	4.52	-0.034047191
118.5	1	4.32	-0.08027673
119	1.15	4.49	-0.040981621
119.5	1.2	4.56	-0.024801283
120	0.87	4.22	-0.103391499
120.5	1.2	4.57	-0.022489806
121	0.59	3.97	-0.161178423
121.5	0.82	4.21	-0.105702976
122	1.03	4.45	-0.050227529
122.5	2.76	6.18	0.349657984
123	7.61	11.06	1.477658737
123.5	3.14	6.6	0.446740016
124	1.13	4.61	-0.013243898
124.5	1.09	4.61	-0.013243898
125	1.72	5.25	0.134690627
125.5	3.09	6.62	0.45136297
126	1.4	4.95	0.065346318
126.5	1.52	5.09	0.097706996
127	2.05	5.64	0.224838228

MS, del 6

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
127.5	2	5.62	0.220215274
128	2.33	5.94	0.294182537
128.5	1.79	5.41	0.171674258
129	3.28	6.9	0.516084325
129.5	4.52	8.15	0.805018944
130	5.93	9.6	1.140183102
130.5	3.59	7.26	0.599297495
131	3.57	7.3	0.608543403
131.5	2.08	5.81	0.264133337
132	2.35	6.09	0.328854691
132.5	3.41	7.16	0.576182725
133	3.92	7.66	0.691756573
133.5	4.64	8.39	0.860494391
134	5.83	9.6	1.140183102
134.5	5.05	8.82	0.9598879
135	6.72	10.51	1.350527505
135.5	7.24	11.04	1.473035784
136	5.11	8.93	0.985314146
136.5	5.17	9.02	1.006117439
137	7.38	11.26	1.523888277
137.5	8.02	11.91	1.674134279
138	7.06	10.97	1.456855445
138.5	6.76	10.69	1.39213409
139	7.63	11.57	1.595544062
139.5	8.86	12.83	1.886790158
140	8.44	12.43	1.79433108
140.5	7.25	11.25	1.5215768
141	8.79	12.82	1.884478681
141.5	8.39	12.45	1.798954034
142	8.45	12.52	1.815134373
142.5	8.96	13.05	1.937642651
143	10.93	15.02	2.393003611
143.5	15.19	19.32	3.386938701
144	11.67	15.81	2.575610291
144.5	6.12	10.27	1.295052058
145	7.95	12.15	1.729609725
145.5	6.23	10.44	1.334347166
146	3.89	8.11	0.795773036
146.5	4.16	8.41	0.865117345
147	6.21	10.51	1.350527505
147.5	7.97	12.31	1.766593357
148	11.03	15.38	2.476216782
148.5	8.18	12.55	1.822068804
149	5.68	10.11	1.258068427
149.5	8.14	12.58	1.829003234
150	8.65	13.11	1.951511513
150.5	6.57	11.04	1.473035784
151	8.88	13.36	2.009298437
151.5	5.25	9.76	1.177166733
152	6.3	10.8	1.417560337
152.5	7.19	11.74	1.63483917

MS, del 7

Dybde (cm)	Raw data	Drift Corr.	Normaliserte verdier
153	5.35	9.95	1.221084796
153.5	5.38	9.99	1.230330703
154	5.33	9.89	1.207215934
154.5	3.86	8.38	0.858182914
155	4.35	8.83	0.962199377
155.5	5.32	9.82	1.191035595
156	6.75	11.25	1.5215768
156.5	9.03	13.54	2.050905022
157	7.58	12.07	1.71111791
157.5	8.36	12.86	1.893724589
158	8.15	12.63	1.840560619
158.5	9.37	13.86	2.124872285
159	12.87	17.39	2.940823649