

Kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av is-marginale avsetninger på Bjorøy, Tyssøy og Håkonshella, sørvest for Bergen

- Implikasjoner for yngre dryas-marginen i Bergensområdet



Masteroppgave i naturgeografi

Av Matilde Skår



Institutt for geografi
Universitetet i Bergen

Vår 2012

Foto forside:

Nordlig del av Tyssøy, sett mot nord. I bakgrunnen: Høganeset, sørvestlig del av Bjorøy.

August 2011

Forord

Hurra jeg klarte det! To års hardt arbeid med masteroppgaven ligger til grunn for sluttresultatet, og etter 17 års skolegang er jeg endelig kommet til veis ende. Det føles velfortjent bra. Prosessen har vært lang og travel, men samtidig en veldig lærerik opplevelse som jeg ikke ville ha vært foruten. Oppriktig kan jeg si at jeg er stolt av meg selv som gikk løpet ut og fullførte, selv om det til tider opplevdes som å ha verdens lengste hjemmeksamen.

Jeg hadde ikke klart å gjennomføre oppgaven uten verdifull hjelp underveis i prosessen, og i den forbindelse er det flere personer som fortjener en stor takk. Takk til veileder professor Svein Olaf Dahl for et interessant og engasjerende tema på oppgaven, nyttige innspill og god veiledning i felt. Takk til biveileder førsteamanuensis Henriette C. Linge for uvurderlig hjelp med grundig gjennomlesing og konstruktiv kritikk.

Feltarbeidet i forbindelse med prøvetaking av innsjøsedimenter hadde det aldri vært mulig uten assistanse med georadar og en fremragende innsats fra flåtesleperne på Bjorøy. Takk til Henrik Løseth Jansen, Pål Ringkjøb Nielsen, Bjørn Eikeland og Elisabeth Maquart. Takk til Professor Reidar Løvlie for lån av paleomegnetisk laboratorium, Dr. Scient. Anne E. Bjune for hjelp med identifisering av makrofossiler, og Eivind N. Støren for hjelp til XRF-analyse. En takk går også til Bjørn Kvisvik og mat-nat-gjengen for nyttige råd og tips på sediment-laboratoriet.

Nå når studenttilværelsen snart nærmer seg et tilbakelagt kapittel, vil jeg også takke mine medstudenter, særlig Sunniva Solheim Vatile og *geogirls* for faglige diskusjoner, og fem år med godt samarbeid og geofantasi. Takk til alle humørsprekere på rom 743 som det siste året har bidratt med moralsk støtte.

Sist men ikke minst, takk for lån av bil til feltarbeidet, mor og far. Tusen takk Aleksander som alltid er på mitt lag, selv når jeg ikke er det selv. G – dere er fantastiske!

Matilde Skår

Bergen, april 2012

Innholdsfortegnelse

Forord	iii
Innholdsfortegnelse	v
Figurliste.....	viii
Tabell-liste.....	xii
Abstract	xiii
Kapittel 1 Introduksjon	1
1.1 Innledning.....	1
1.2 Formål	1
1.3 Problemstilling	3
1.4 Introduksjon til studieområdet	3
1.4.1 Berggrunnsgeologi og geomorfologi	6
1.4.2 Vegetasjon.....	8
1.4.3 Arkeologi	8
1.4.4 Dagens klima	9
1.4.4.1 Temperatur	9
1.4.4.2 Nedbør.....	9
1.5 Introduksjon til klimafluktuasjoner i sen-weichsel	10
1.5.1 Endringer i havnivå.....	12
1.6 Relevant tidligere arbeid	13
1.6.1 Arbeid med havnivåendringer.....	15
Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging.....	17
2.1 Metodisk tilnærming	17
2.2 Presentasjon og tolking av data.....	18
2.2.1 Glasiale avsetninger	18
2.2.1.1 Randavsetninger	23
2.2.1.2 Flyttblokker	41
2.2.1.3 Glasifluviale avsetninger	42
2.2.2 Glasiale erosjonsformer	50
2.2.3 Marine avsetninger.....	51
2.2.4 Øvrige avsetninger og erosjonsformer.....	55
2.2.4.1 Fluviale avsetninger og erosjonsformer	55

2.2.4.2 Forvittringsmateriale	56
2.2.4.3 Torv og organisk materiale	56
2.2.4.4 Massebevegelse/skråningsprosesser.....	56
2.2.4.5 Antropogent materiale	57
2.3 Oppsummering	57
Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment	59
3.1 Georadar (GPR).....	59
3.1.1 Teori og prinsipp bak GPR	59
3.1.2 Datainnsamling	60
3.1.2.1 Utstyr.....	60
3.1.2.2 Datainnsamling med GPR i felt	61
3.1.3 Velocitetsanalyse.....	61
3.1.3.1 Felles midtpunktmåling.....	62
3.1.3.2 Normal-Move-Out korreksjon.....	63
3.1.3.3 Resultat av CMP-måling og NMO-korreksjon	64
3.1.4 Estimat av sedimenttykkelse.....	65
3.1.4.1 Tolkning GPR-profil	66
3.2 Innsjøsedimenter	67
3.2.1 Valg av borelokalitet.....	68
3.2.2 Store Hellervatn	69
3.2.2.1 Forberedelse før boring	70
3.2.3 Prøvetakning av sedimentkjerner.....	73
3.2.4 Sedimentanalyser	73
3.2.4.1 Magnetisk susceptibilitet.....	74
3.2.4.2 Glødetap	75
3.2.4.3 Massetetthet.....	76
3.2.4.4 Kornfordelingsanalyse.....	77
3.2.4.5 Røntgenfluorescens (XRF).....	79
3.2.5 Presentasjon av innsjøkjerner	81
3.2.5.1 Beskrivelse av SHP111	82
3.2.5.2 Beskrivelse av SHP211	82
3.2.6 Tolkning av kjerner.....	90
3.2.6.1 Korrelasjonsanalyse	90

3.2.6.2 Tolkning av SHP211	93
3.3 Oppsummering	96
3.3.1 GPR.....	96
3.3.2 Innsjøsedimenter	97
Kapittel 4 Radiokarbondatering.....	99
4.1 Metode.....	99
4.1.1 Feilkilder	99
4.1.1.1 Marin reservoar-alder	99
4.1.2 Datering av makrofossiler.....	100
4.1.3 Kalibrering av radiokarbondateringer.....	100
4.2 Dateringsresultater	101
4.3 Problemer knyttet til kalibrering av marine aldre	103
4.3.1 Regionalt avvik (ΔR) fra global reservoar-alder.....	106
4.4 Oppsummering	109
Kapittel 5 Diskusjon.....	111
5.1 Resultat av kvartærgeologisk kartlegging	111
5.1.1 Totrinnsmodell av innlandsisens utbredelse	117
5.2 Sammenstilling sedimentenheter D – A, SHP211	120
5.2.1 Tolkning av dateringsresultat fra Tyssøy (Poz-30001).....	122
5.3 Rekonstruksjon av deglasiasjonen i sen-weichsel i feltområdet	124
5.3.1 Bølling og allerød (~ 14 500 – 12 800 kal. år BP).....	125
5.3.2 Yngre dryas (12 800 – 11 600 kal. år BP)	125
5.3.3 Holocen (11 600 kal. år BP – i dag).....	127
5.4 Sammenligning med eksisterende modell for brefremstøt i YD Bergensområdet.....	127
5.4.1 Lobeformet brefront.....	128
5.4.2 Sammenligning med gjeldende teori av bremarginen i YD Bergensområdet	129
5.4.3 Eldre dryas	131
5.5 Oppsummering	133
Kapittel 6 Konklusjon.....	135
Kapittel 7 Referanseliste	137
7.1 Internettkilder	141
7.2 Database	142

Figurliste

Figur 1.1: Posisjon til is-marginen i YD ut fra dagens gjeldende teori (sort, stiplet linje) og ny hypotese (rød linje). Modifisert etter Mangerud (2000), Bondevik og Mangerud (2002) og Svein Olaf Dahl (pers.med. 2010): <i>Tentativ alternativ isutbredelse i Bergensområdet av innlandsisen under YD basert på topografi, tidligere publiserte ¹⁴C-dateringer og egne observasjoner.</i>	2
Figur 1.2: Oversiktskart over feltområdet.	5
Figur 1.3: Berggrunnsgeologisk kart (modifisert etter NGU 2011).	7
Figur 1.4: Tid-distanse-diagram over hvordan man ser for seg at isavsmeltingen har foregått i området. PB= preboreal, YD = yngre dryas, AL = allerød og ED = eldre dryas. Modifisert etter Mangerud (1977), Thoresen (1991), Vorren og Mangerud (2008).....	11
Figur 2.1: Eksempel på sammenhengende morenedekke i feltområdet. <i>Øverst, venstre hjørne:</i> Nordre Bjorøy. Området er blitt ryddet for kultivering. <i>Øverst, høyre hjørne:</i> Nordre Bjorøy. På nordsiden av Rundelen, sett mot sør. <i>Midten:</i> Myren, Håkonshella. <i>Nederst:</i> Nordsiden av Tyssøy, sett mot nordøst. Skråningen i fremre del av bildet er østlig side av en randås, løsmasseavsetninger på nordlig del av Tyssøy (beskrevet i <i>kapittel 2.2.1.1</i>).	21
Figur 2.2: Bjorøygavlen sett mot sør. Inntegnet rød linje viser bakkens overflate. Så vidt synlig: en blokk halvveis nedgravd, like til høyre for sørpilen i forgrunnen av bildet.	23
Figur 2.3: Blokker i vestlig skråning av Bjorøygavlen ned mot Legitoneset.	23
Figur 2.4: Oversikt over moreneavsetninger kartlagt i feltområdet.....	25
Figur 2.5: Morenerygg øst for Varden, Tyssøy, markert med rødt. Sett mot nordøst.	26
Figur 2.6: Ryggformet avsetning tolket til randavsetning på Tyssøy. Den røde linjen indikerer overflaten til formen. På baksiden av det hvite huset skråner distalsiden bratt, nesten ned til Tyssøyvågen på vestsiden av øyen. Til venstre i bildet skråner også ryggen ytterligere ned mot øst, men har et lengre lengdeprofil med noen utflatninger, før skråningen går helt ned til havnivå. Steinene til høyre er <i>kyrkjesteinane</i> . Se også foto forside, som viser den samme lokalitet sett fra sør.	28
Figur 2.7: Randavsetningen på Søre Bjorøy sett direkte mot distalskråningen. Rød heltrukket linje viser overflaten til avsetningen (bak trærne). Til venstre markerer den sorte stiplede linjen skillet mellom løsmasser og berggrunn/fjellside. Til høyre er en oppstikkende fjellblotning markert. Randavsetningen fortsetter på andre side av fjellblotningen (utenfor bildet), som også er avbildet fra en annen synsvinkel i figur 2.2.....	31
Figur 2.8: Morenerygg lokalisert på nordsiden av Store Hellervatn, markert i rød rute til høyre. Bildet til venstre er tatt på morenen, hvor Store Hellervatn kan skimtes til høyre i bakgrunnen. På nordsiden er underlaget tørt og fast, i sterk kontrast til resten av myrområdet som omgir vannet.	32
Figur 2.9: Vestlig side av Storhaugen, sett mot øst. Stiplet rød linje marker den skarpe overgangen mellom løsmasser og fjell.	35

Figur 2.10: Østlig side av Storhaugen, sett mot vest. <i>Øverst</i> : Skråningen strekker seg fra flaten (dekket av snø midt i bildet), med en utflating <i>øverst</i> og et knekk i relieffet i nedre del. <i>Nederst</i> : samme skråning er vist fra en nærmere synsvinkel (bilde tatt bak grantrærne som dekker forgrunnen i øvre bilde).	36
Figur 2.11: Ryggform ved Breivik, Bjorøy sett mot sørøst. Rød linje indikerer overgangen mellom rygg og avsetninger rundt. Legg merke til vegetasjonsskillet hvor det vokser furutrær på ryggen.....	37
Figur 2.12: Østlig del av Myrvika. Rød linje markerer overgangen mellom iskontaktskråningen og bergknausen som skiller løsmassene fra hverandre i Myrvika. I bakgrunnen ses nordlig del av Bjorøy. 38	
Figur 2.13: Batymetri i fjordene rundt feltområdet. Legg merke til oppgrunningen i Vattlestraumen i forhold til områdene rundt. Ekvidistanse på dybdekontene er 10 m.	39
Figur 2.14: Oversikt over avsetningene på Håkonshella. Inntegnet med sort heltrukken linje viser overgang mellom berggrunn og moreneavsetninger. Røde linjer med trekkanter symboliserer iskontaktskråningene i Myrvika (<i>til venstre</i>) og Magnevika (<i>til høyre</i>). Flaten til venstre i bildet (nord for Myrvika) er Myren. Modifisert etter Norge i 3D (2012).	40
Figur 2.15: <i>Til venstre</i> : flyttblokker på Håkonshella, markert inni rød firkant. <i>Til høyre</i> : de samme flyttblokkene, men sett fra veien (synlig i høyre del av venstre bilde). Tre flyttblokker viser på begge bildene.....	42
Figur 2.16: Oversikt over avsetningene i Dalen. Den røde pilen viser passpunktet ved overgangen fra Storhaugen, Nordre Bjorøy og ned til Dalen. De to utflatingene er påtegnet med T-former. Røde stiplede linjer viser glasifluvial vifteform. Sorte heltrukne linjer viser overgangen innbydes mellom avsetninger og grenseovergangen mellom berggrunn. Sort tagget linje er påtegnet ved elvedeskjæringen. Modifisert etter Norge i 3D (2012).	44
Figur 2.17: Dalen, sett mot passpunktet (midt i bildet). Utflatingene er markert med stiplede linjer på henholdsvis 31 – 33 moh. og 38 – 40 moh.....	44
Figur 2.18: Lokalt sett fra nordøst. Fjellveggen til venstre i bildet er modellert av vann. Flaten med inntegnet dreneringsspor i rødt, skråer svakt mot vest og heller bratt ned mot Bekkjarvika like bak bjørketrærne i midten av bildet.	46
Figur 2.19: Bildene viser flate nord for Storhaugen, Søre Bjorøy. <i>Øverst</i> : avsetning sett fra vest. <i>Nederst</i> : samme flate sett fra øst. Området var tidligere dyrket mark, men i dag vokser det løvtrær på store deler av avsetningen. Til høyre i bildet viser en skråning ned til flaten, som er svakt trauformet.	48
Figur 2.20: Glasifluviale avsetninger og randavsetning på Søre Bjorøy. Randavsetning markert i grønt (med inntegnet rød iskontakt). Sorte linjer markerer glasifluviale avsetninger som omgir Nibben på to sider. <i>Øverst</i> , nesten midt i bildet ligger flaten på ca. 50 moh., som forsetter videre nordvest langs fjellskråningen. Modifisert etter Norge i 3D (2012).	49
Figur 2.21: Eksempel på glasiale erosjonsformer. <i>Til venstre</i> : Rundsva, midtre Bjorøy (UTM 0288526 6692892, 75 moh.). Retningsindikator påtegnet. <i>Til høyre</i> : Vestsiden av Langafjellet (UTM 0288263 6692442, 55 – 80 moh.) med P-former.....	50
Figur 2.22: <i>Venstre bilde</i> : Strandavsetning/strandvoll, Tyssøy (UTM 0287348 6690316) er synlig midt i bildet. <i>Høyre bilde</i> : Hevet strandlinje (UTM: 0289233 6694770, 12 – 14 moh.)	51

Figur 2.23: Marin flate sett fra nordøst.	54
Figur 2.24: Eksempel på mollusker funnet i felt. Plukket fra diamiktisk sediment. <i>Til venstre: Mya truncata. Til høyre: Chlamys islandica (Pectinidae).</i> Skala er i centimeter.	54
Figur 3.1: Illustrasjon av CMP-måling. Senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx) blir flyttet lengre fra hverandre, i like intervall ($\frac{1}{2} x$ fra hver side, slik X dobles fra t_0 til t_1) fra et felles midtpunkt. Figur modifisert etter Muring et al. (1995) og Neal (2004).	62
Figur 3.2: Illustrasjon av Normal-Move-Out (NMO). Den kurvede linjen viser hvordan signalet fra en horisontal reflektor fremstår på radargrammet ved økende antenneseparasjon. X er avstand mellom senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx). Δt er tidsforskjellen mellom t_0 og t_x , som er tidsforskjellen i TWTT ved økende antenneseparasjon. Figur modifisert etter Neal (2004).	63
Figur 3.3: <i>Venstre side:</i> Resultat av CMP-målingen. <i>Høyre side:</i> NMO-korreksjon. Punkt er avmerket på reflekterte bølger og brukt som grunnlag for verdier i formelen for velocitetsberegning i <i>kapittel 3.1.3.2.</i>	64
Figur 3.4: Sedimenttykkelseskart. Estimater er basert på GPR-profil med følgende velocitetsverdier: myr $\epsilon_r = 70$, vann $\epsilon_r = 81$ og sediment $\epsilon_r = 15$. Estimater er trolig for høyt – spesielt på vannene.	65
Figur 3.5: Store Hellervatn. Bildet tatt fra sørvest, sett mot nord. Lille Hellervatn ligger til høyre utenfor bildet.	69
Figur 3.6: Dybdekart og oversikt over kjernelokaliteter fra Store- og Lille Hellervatn. Dybder er basert på GPR-profiler (100 MHz) og er oppgitt i meter.	70
Figur 3.7: Oversikt over GPR-transekt 100 MHz på Store Hellervatn. SHP211 er merket av på profil 1 & 4. Kjernelokalitet er ca. 1 – 2 m fra transektet.	72
Figur 3.8: Figuren viser sammenhengen mellom massetetthet og vanninnhold i ulike typer sedimenter. Modifisert etter Bakke et al. (2005).	77
Figur 3.9: Skjematisk fremstilling over måling med XRF-analyse. Venstre ramme viser hva som foregår på atomnivå ved tilførsel av røntgenstråler. På figuren til høyre representerer ΔX den kritiske verdi, som vil være større for tyngre elementer. Modifisert etter Tjallingii et al. (2007).	81
Figur 3.10: Logg SHP211. Figuren viser bilde av kjernen, ulike strukturer, skildring/logg, munsellfarger og inndeling i enheter (A – D). Til høyre viser resultat fra MS.	83
Figur 3.11: Oversikt over SHP 211 del 3/3 med inndeling i enheter og resultater fra de ulike sedimentparametre utført (XRF: 293 – 216 cm, MS: 342 – 0 cm, LOI og DBD: 347,5 – 217 cm).	84
Figur 3.12: Resultat av våtsiktinger fra SHP211. Sektordiagrammene viser prosentvis fordeling av våtsiktingene (VF = Veldig fin, F = fin, M = medium, G = grov, VG = veldig grov). Histogrammet under viser kornfordelingen analysert med sedigraf fra samme intervall i kjernen. Sort linje er bunnfallet fra våtsiktingen (finere enn $< 63 \mu\text{m}$). Grått felt viser resultatet av kornfordeling tatt direkte fra kjernen (for sammenligning).	85
Figur 3.13: Resultatet av totalt organisk karbon (TOC) ved brenning på 950 °C. TOC-kurven viser karbonatinnhold hvor verdier oppgitt i prosent er $((DW_{550} - DW_{950})/DW_{105}) * 100 * 1,36$. Askerest TOC-	

kurven viser prosentvis askerest: (<i>askerest LOI – askerest TOC</i>)/vekt av tørr prøve*100. LOI-kurven viser glødetap for samme dyp i kjernen.	87
Figur 3.14: Resultat kornfordeling fra sedigraf. Overgangen mellom enhet A og B er synlig, hvor grensen mellom A og B er markert med en sort linje. Figuren viser prosentvis fordeling av kornstørrelser under 125 µm. Sorteringsgrad (rosa kurve) og gjennomsnittlig kornfordeling (oransje kurve) vises til høyre. 89	
Figur 4.1: Kalibreringsplot for de ulike kalibreringene utført. Kolonnen til venstre er kalibreringer med Marine09 (diagram A1 – E1), kolonnen i midten er kalibreringer med IntCal09 hvor 400 år er trukket fra før kalibrering (diagram A2 – E2) og kolonnen til høyre er kalibreringer med IntCal09 hvor 400 år er trukket fra etter kalibrering (diagram A3 – E3). Hver rad (A, B, C, D og E) er en unik datering. For hvert diagram viser venstre akse radiokarbonalder og konsentrasjon i ¹⁴ C-år, liggende akse viser tilsvarende kalenderår, diagonal kurve er radiokarbonmåling av treninger ± 1 σ standardavvik. Liggende histogram viser mulig alder for prøven basert på sannsynlighet (University of Oxford: Radiocarbon Web-Info 2012). Kalibreringsplot er generert i CALIB 6.0.1 (Stuiver og Reimer, 1993).	105
Figur 5.1: Tentativ modell over is-marginen sin utbredelse (sort stiplet linje), basert på funn fra kvartærgeologisk kartlegging.	113
Figur 5.2: Totrinnsmodell av innlandsisens utbredelse. Den sorte, heltrukne linjen viser trinn 1. Trinn 2 er der hvor den sorte, stiplede linjen avviker fra den heltrukne.	118
Figur 5.3: Fremstilling av kalibrerte dateringer med sannsynlighetskurve (2 σ), sammenstilt med sine respektive ¹⁴ C-aldre og hvor prøvene er plukket fra i kjernen. Øverst er også dateringen fra Tyssøy inkludert. Til venstre viser enhetsinndeling av SHP211. Under liggende akse (kalibrerte år) er ulike tidsperioder som er datert i tidligere arbeid inntegnet for sammenligning (YD : 12 800 – 11 600 kal. år BP (Bakke et al., 2009), isfri kyst: 14 500 kal. år BP (Lohne et al., 2011)). Beige felt i diagrammet er isfrie tidsperioder med organisk produksjon.	122
Figur 5.4: Tid-distanse-diagram av brefluktasjoner for innlandsisen under deglasiasjonen. Aldre inntegnet er dateringer fra SHP211. Alle aldre samt tidsskala er oppgitt i kalibrerte år BP.	124
Figur 5.5: Forklaringsmodell for den lobeformede brefronten, med utgangspunkt i avsetninger i feltområdet, samt figur 1.1 (og referanser deri). Pilene viser sannsynlig strømningsretning av isen.	128
Figur 5.6: Revidert modell av posisjonen til is-marginen i YD, basert på figur 1.1, dagens gjeldene modell, ny modell og dokumenterte observasjoner fra feltområdet.	131

Tabell-liste

Tabell 1.1: Normalverdier for temperatur registrert på nærliggende målestasjoner (50500 Flesland, 50100 Skogsvåg, 50520 Straume, 50540 Bergen Florida) i normalperioden 1961 – 1990 (eKlima 2011).....	9
Tabell 1.2: Normalverdier for nedbør registrert på målestasjonene 50500 Flesland og 50540 Bergen Florida i normalperioden 1961 – 1990 (eKlima 2011).....	10
Tabell 2.1: Forenklet skjematisk inndeling av de vanligste morenetyper etter opphav og dannelse. Modifisert etter Sulebak (2007).....	19
Tabell 3.1: Typiske verdier av dielektrisk konstant (ϵ_r), elektrisk konduktivitet (σ), velocitet (V) og demping (α), observert i vanlige geologiske materialer. Modifisert etter Annan (1992), Muring et al. (1995) og Neal (2004).	60
Tabell 3.2: Oversikt over innstillinger som ble benyttet ved GPR-undersøkelsene.	61
Tabell 3.3: Kornstørrelseskala: klassifisering av kornfordelingsdata som er brukt, deles inn ulike kategorier ut fra størrelse. VF = Veldig fin, F = fin, M = medium, G = grov, VG = veldig grov. Etter Blott og Pye (2001).	78
Tabell 3.4: Oversikt over ulike elementer som kan registreres med XRF-analyse, og hva de ulike elementene kan gi informasjon om (Croudace et al., 2006; Guyard et al., 2007; Tjallingii et al., 2007; Kylander et al., 2011).....	80
Tabell 3.5: Sortering og gjennomsnittlig kornstørrelse for våtsiktingene (figur 3.12). Skala for kornfordeling: 2 = god sortering, 4 = dårlig sortering, 6= veldig dårlig sortering. Gjennomsnittlig kornstørrelse er oppgitt i μm	85
Tabell 3.6: Tabellen viser korrelasjon av ulike sedimentparametre. Grønne celler har en sterk korrelasjon ($>0,8$), mens middels korrelasjon ($0,4 - 0,8$) er markert med grå celler.	91
Tabell 4.1: Resultat ^{14}C -dateringer	102
Tabell 4.2: Numerisk alder på dateringer kalibrert med ulike kalibreringskurver i CALIB 6.0.1.	105
Tabell 4.3: Differanse i alder mellom de ulike kalibreringskurvene. Dateringer med små standardavvik og lav sannsynlighet er utelatt.	105
Tabell 4.4: Oversikt over regionale MRA og ΔR -verdier for Sør-Norge.....	107
Tabell 5.1: Oversikt over løsmasser avsatt i feltområdet under YD. Tabellen angir også om landformene er avsatt i trinn 1 eller 2, samt om de er avsatt over (supra-) eller under (submarint) havnivå (eventuelt sublakustring).....	126

Abstract

The purpose of this master thesis has been to clarify the extent and age of the ice marginal deposits in the field area which is located at Bjørøy, Tyssøy and Håkonhella, south west of Bergen, Hordaland, Norway. It's been mapped several moraine ridges, ice contact delta and ice contact slopes across the islands. The glacial deposits are located in a north-south transect that crosses the entire field area. Based on detailed mapping of quaternary deposits, ground penetrating radar (GPR) and sediment-cores, the ice margin from the inland ice have been reconstructed. The glacier front in this model is shaped like a thin lobe where topography and calving in the fords are important processes that determines the placement and extent of the ice. The new model is discussed with the present theory on the extent of the ice cap during the deglaciation phase in the Bergen area, with emphasis on the Younger Dryas advance.

Two piston sediment cores were taken from Store Hellervatn at Bjørøy. The following analysis were performed on core SHP211: magnetic susceptibility (MS), loss-on-ignition (LOI), dry-bulk-density (DBD), total organic carbon (TOC), grain size distribution (wet sieving and sedigraph), X-ray fluorescence (XRF) and radiocarbon dating. The lake sediments are composed of various kinds of till such as basal till, cohesive and cohesion less flow-till, fragments of molluscs and paraglacial material.

The inland ice retreated from the field area some time before $14\,320 \pm 225$ cal. year BP. Molluscs that has been deposited in SHP211 and dated, lived in the fjord east of Bjørøy throughout Bølling and Allerød. There is found no sign of a glacial advance in the time interval between Bølling and Younger Dryas, which indicate that an Older Dryas advance has probably not taken place in the field area. The ice advances after $13\,150 \pm 70$ cal. year BP, where the glacial sediments was deposited between $13\,150 \pm 70$ cal. year BP and $11\,325 \pm 80$ cal. year BP, that gives them a Younger Dryas age. The ice cap from Younger Dryas had its maximum position in the field area, and the western part of the island was ice free during that time. The ice subsided and the vegetation was re-established on the islands in early Holocene around $11\,305 \pm 90$ cal. year BP.

Calibration when considering dating samples of marine origin can be problematic in respect to marine reservoir age (MRA) and regional offset (ΔR). It is not necessary to take into consideration in this case, because of the differences between present MRA and that of Bølling and Allerød is relatively similar.

Kapittel 1 Introduksjon

1.1 Innledning

De siste 2,6 millioner år, en geologisk tidsperiode kalt kvartær, har vært preget av store klimasvingninger med veksling mellom perioder definert som istider, og kortere interstadialer og interglasialer. Etter siste istids maksimum i weichsel (115 000 – 11 500 år siden (Nesje, 1995)) den siste istiden i kvartær, har vi hatt veksling mellom varme perioder og korte, brå avbrudd med nye brefremstøt i forbindelse med deglasiasjonen. Yngre dryas (YD) er navnet på en stadial, en kort kuldeperiode registrert på global basis, hvor innlandsisen i Skandinavia hadde sitt siste store brefremstøt før holocen startet. Dette er den eneste perioden hvor man har mulighet til å studere marginen til innlandsisen fysisk langs kysten av Norge i form av endemorener (Vorren og Mangerud, 2008). Endemorener fra tidligere fremstøt har enten blitt ødelagt av senere fremstøt eller hatt en mye større utbredelse som har strukket seg ut på kontinentalhyllen.

Breer er sensitive for klima. Ved å studere utbredelse og spor etter tidligere brefrontposisjoner kan dette bidra til en bedre forståelse av fortidens klima. Studiet av paleoklima kan hjelpe til en bedre forståelse for dagens klima, samt hvilke utfordringer vi står ovenfor i fremtiden. Spor etter tidligere klimasvingninger kan vi i dag finne igjen ved å studere landformer og deres dannelse. En forutsetning for dette er antagelsen om at alle geomorfologiske spor som behøves for å forstå fortiden er blitt bevart, noe som imidlertid ikke nødvendigvis er tilfellet. Dess viktigere blir derfor proksi-data, data som fungerer som stedfortreder hvor det ikke finnes instrumentelle målinger av fysiske karakteristika av tidligere klima. Proksi-data genereres ved å studere naturlige fenomen som er klimaavhengige (Bradley, 1999). Undersøkelser av innsjøsedimenter er et eksempel på hvordan proksi-data kan frembringes. Det kan bidra til at vi får høyoppløselig, kontinuerlige data som kan strekke seg svært langt tilbake i tid.

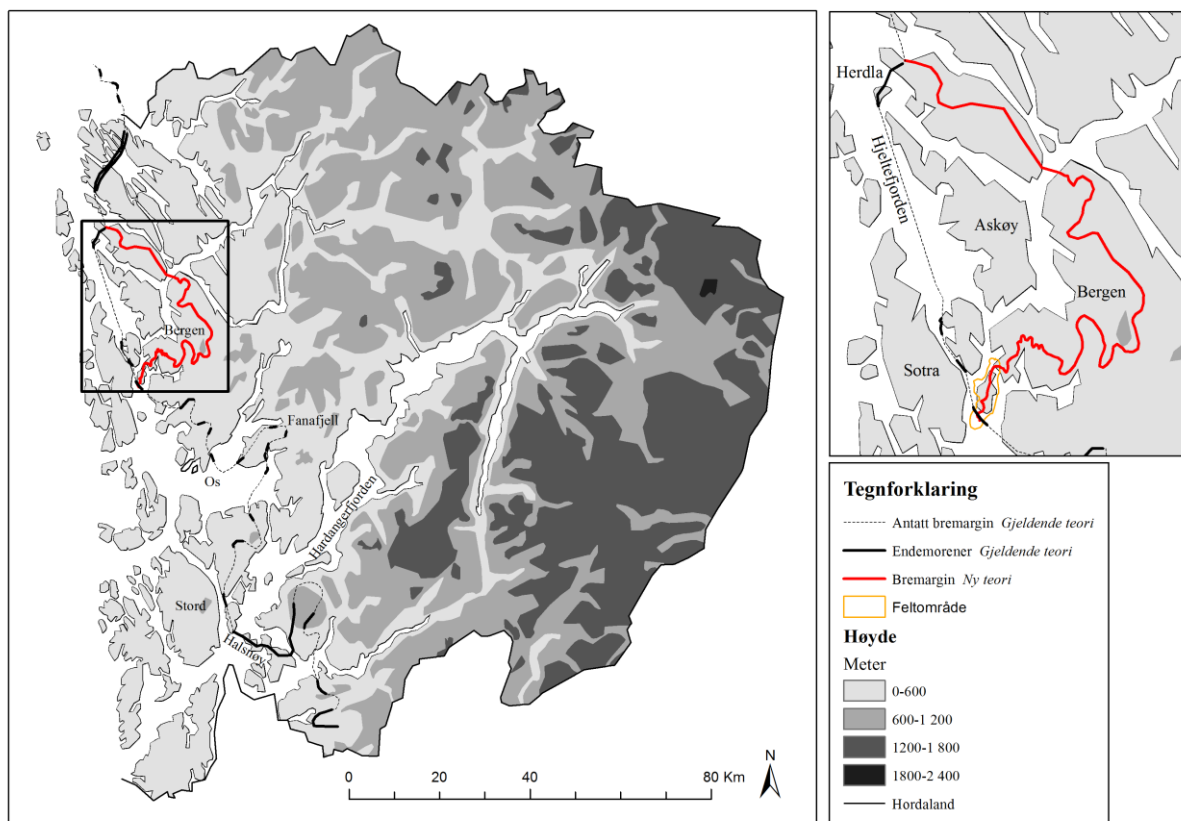
1.2 Formål

Formålet med denne studien er å foreta en kvartærgeologisk undersøkelse av området Bjørøy, Tyssøy og Håkonshella. Hvorfor er det aktuelt å studere dette området? En av grunnene er at feltområdet befinner seg i skjæringspunktet mellom gjeldende teori for fremrykk i YD og deglasiasjonen av området, og en ny alternativ hypotese fremstilt på figur 1.1.

Kapittel 1 Introduksjon

Dagens modell skisserer seg på et isdekke som strakk seg helt ut til Herdla på nordlige deler av Askøy, og som dekket store deler av Bergensområdet. Det er antatt at breen lå som en kalvende front ute i Hjeltefjorden (Aarseth og Mangerud, 1974). På grunn av mangel på geomorfologiske spor, er store deler av den rekonstruerte brefronten mellom Tyssøy og Herdla en stiplet linje.

En ny hypotese blir nå fremlagt, blant annet på bakgrunn av (upubliserede) funn av geomorfologiske former flere steder i Bergen, som avviker fra eksisterende teori. Et eksempel på dette er observasjoner av is-marginale avsetninger og morener (blant annet på Tyssøy, Bjorøy og Håkonshella) som er innenfor den posisjonen is-marginen er antatt å ha hatt ut i fra gjeldende modell.



Figur 1.1: Posisjon til is-marginen i YD ut fra dagens gjeldende teori (sort, stiplet linje) og ny hypotese (rød linje). Modifisert etter Mangerud (2000), Bondevik og Mangerud (2002) og Svein Olaf Dahl (pers.med. 2010): *Tentativ alternativ isutbredelse i Bergensområdet av innlandsisen under YD basert på topografi, tidligere publiserte ¹⁴C-dateringer og egne observasjoner.*

Feltområdet er aktuelt fordi deler av området inneholder forholdsvis mye løsmasser sammenlignet med andre omkringliggende øyer vest for Bergen. På Tyssøy ligger en avsetning fra YD som først ble kartlagt av Undås (1963). Rekonstruksjonene i [figur 1.1](#)

Kapittel 1 Introduksjon

divergerer, is-marginen kan ha hatt en av minst to mulige konfigurasjoner: svingt øst mot Håkonshella og Bergen, eller fortsatt videre vest mellom Lille-Sotra og Sotra i retning av Askøy og Herdla.

Med unntak fra moreneavsetningen på Tyssøy har løsmassene i området ikke blitt kartlagt tidligere. Deler av området har inngått som mindre elementer i større regionale undersøkelser, blant annet når endemorener fra YD ble kartlagt i regionen av Aarseth og Mangerud (1974) (dette blir mer detaljert beskrevet i *kapittel 1.6*), men det er lenge siden det ble foretatt vitenskapelig forskningsarbeid i det aktuelle området.

1.3 Problemstilling

Problemstillingene er hovedsakelig knyttet opp mot posisjonen til is-marginen av innlandsisen i Bergensområdet. De følgende problemstillinger danner grunnlaget for oppgaven:

Hovedproblemstilling

- Hva er utbredelsen av, og alder på de is-marginale avsetningene fra deglasiasjonen på Bjorøy, Tyssøy og Håkonshella?

Underproblemstillinger

- Rekonstruksjon av deglasiasjonsforløpet i feltområdet med spesiell vekt på isutbredelsen i yngre dryas.
- Hvordan påvirker faktorer som topografi og kalving plassering av brefronten til innlandsisen i Bergensområdet?
- Hvilke problemer er knyttet til kalibrering av marine dateringer, og hva er den beste måten å løse dem på?

1.4 Introduksjon til studieområdet

Studieområdet er en del av strandflaten og består av to øyer; Bjorøy og Tyssøy, samt Håkonshella som er en halvøy ([figur 1.2](#)). Bjorøy som er den største, nordligste øyen (~ 6 km²), er lokalisert i Fjell kommune, mens Tyssøy (~ 1,5 km²) ligger i Sund kommune. Håkonshella tilhører Bergen kommune. Feltområdet sin totale størrelse er tilnærmet 9 km². Øyene er lokaliserte i Raunefjorden med Flesland lufthavn i øst og Sotra i vest, sørvest for Bergen sentrum i Hordaland, Norge. Vattlestraumen går mellom nordspissen av Bjorøy og fastlandet.

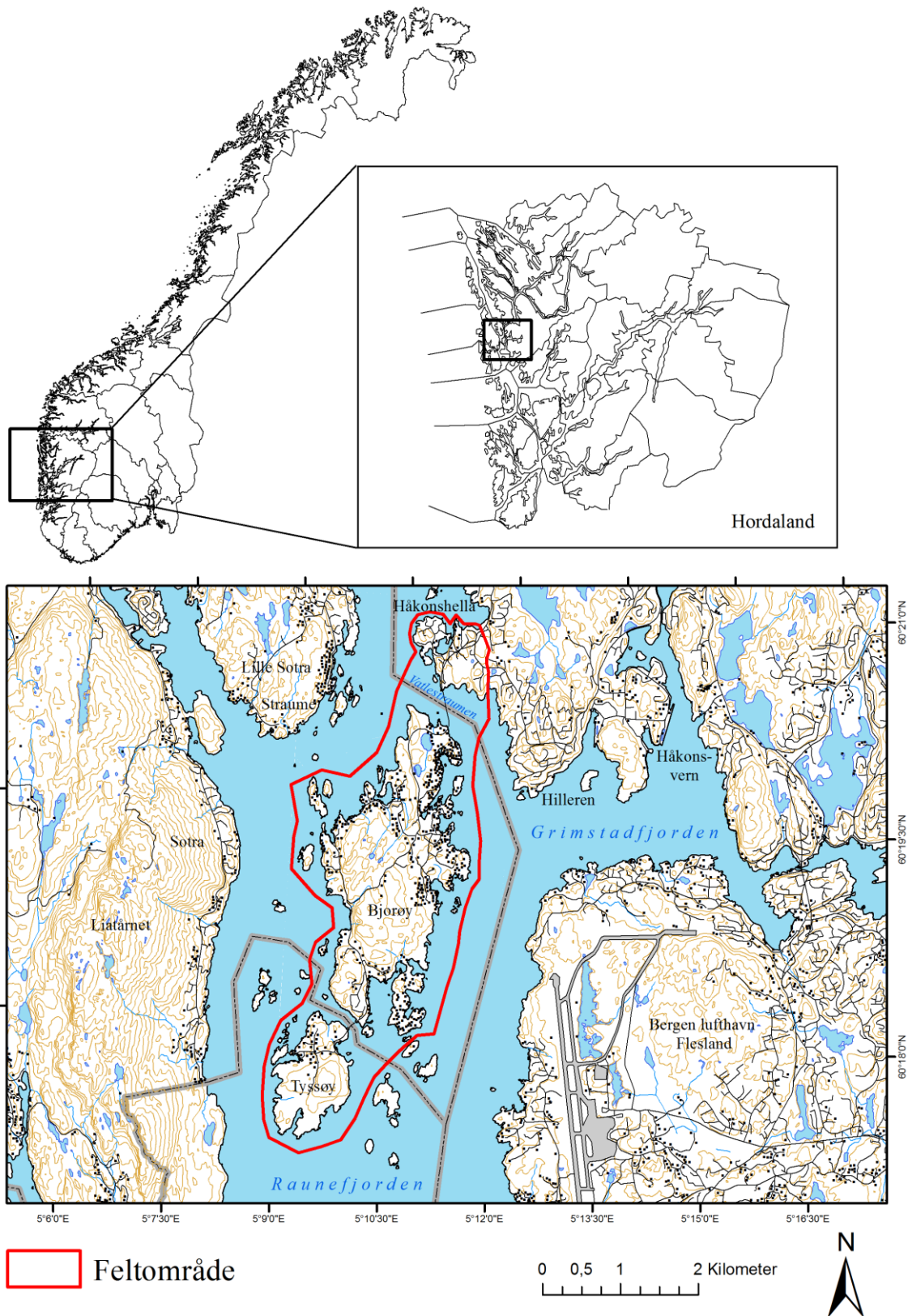
Kapittel 1 Introduksjon

En undersjøisk tunell, 88 m og 2012 m lang, forbinder Bjorøy med fastlandet via fylkesvei 207. I forbindelse med utgravingen til Bjorøytunellen som ble åpnet i 1996, traff man på løs kullførende sandstein, og konglomerat i en 10 m bred subvertikal sone fra jura. Dette førte til vannlekkasje i tunellen og store tekniske problemer (snl.no: Bryhni 2009b). 3 m³ løs sand raste ut av et borehull som skulle fylles med sementbasert injeksjonsmasse for å forsterke sanden. På grunn av tekniske problemer var det nødvendig å bruke det som den gang var en ny metode for å stabilisere sedimentene, hvor både kjemisk og sementbasert hurtigtørrende injeksjon ble tatt i bruk (Fossen et al., 1995; Fossen et al., 1997). Bjorøy og Tyssøy er knyttet sammen med en bro som ble bygget i 1997 i forbindelse med tunellutbyggingen, hvor det ble brukt materiale fra tunellen til brofestene (Ekerhovd 2008).

I feltområdet finnes det et naturreservat kalt Ringaskjer, en holme lokalisert i Raunefjorden øst for Bjorøy, nordøst for Bjorøy havn. Reservatet ble opprettet i 1987 for å bevare sjøfugl, (opprinnelig makrellterne) som hekket her på begynnelsen av 1980-tallet. Det har ikke vært observert hekkende sjøfugl her siden 1990. Reservatet ble avskiltet i 1997 og ferdselsforbud ble opphevd på grunn av at området har vært fugletomt over flere år (Direktoratet for naturforvaltning 2011).

Det er mye utbygging i området. Fossen et al. (1995) oppgav 250 innbyggere på Bjorøy i 1995. I dag ligger anslaget på rundt 800 personer på Bjorøy, samt rundt 60 personer på Tyssøy (pers.med. Bjorøy & Tyssøy velforening).

Kapittel 1 Introduksjon



Figur 1.2: Oversiktskart over feltområdet.

1.4.1 Berggrunnsgeologi og geomorfologi

Det regionale området rundt feltområdet er dominert av Bergensfeltet, et geologisk område hvor bergartene ligger i to konsentriske buer ofte kalt Bergensbuene. Bergensbuene består av kambro-siluriske bergarter med en overskyvd blokk av prekambriske bergarter imellom, og er et resultat av den kaledonske fjellkjedefolding (snl.no: Bryhni 2009a). Bergensbuene påvirker topografien i området, hvor strukturen følger samme mønster som posisjonen til bergartene og orientering av sprekker. De bergarter som finnes i Bergensbuene er hovedsakelig gneis og omdannede dypbergarter. Det forekommer anortositter, gabbroanortositter og mangeritter, men også grønnstein, omdannet gabbro, glimmerskifer og granitt. I tillegg til metamorfe bergarter finnes det også en blanding av noen vulkanske og sedimentære lag i buene (snl.no: Bryhni 2009a).

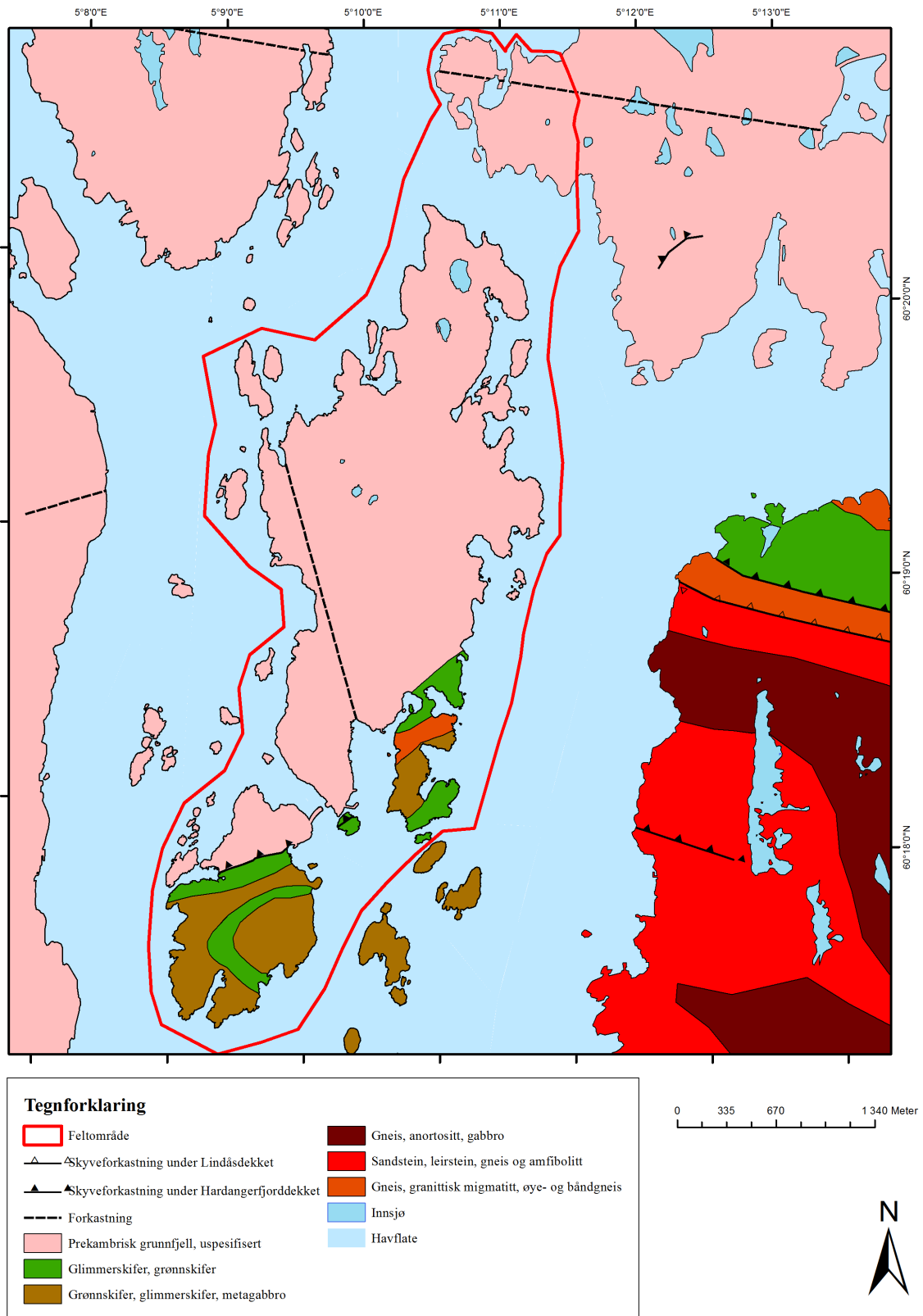
Størstedelen av feltområdet ligger like utenfor Bergensbuene, men Tyssøy og Glomsneset på sørøstlig del av Bjorøy ligger like innenfor Lille Bergensbue (illustrert på [figur 1.3](#)). I feltområdet dominerer omdannede bergarter.

På Bjorøy og Håkonshella, som har bergarter som er en del av Øygard-komplekset med omdannede dyp- og overflatebergarter finnes det granittisk rød gneis, rød granitt, øyegneis, glimmerskifer med kvartslinser, samt kortskøvet omdannede sedimentære bergarter fra kambrosilur. På Tyssøy og Glomsneset forekommer det sandstein og leirstein, gabbro og dioritt. Det er glimmerskifer og stedvis grønnskifer, men gneis kan også forekomme, både øye- og båndgneis (Fossen og Ragnhildstveit 2008, NGU 2011).

Sonen med sedimenter som ble oppdaget ved utgravingen av Bjorøytunellen blir kalt Bjorøy-formasjonen, og er lokalisert i en smal forkastningssone fra pre-jura. Sedimentene er antatt å være fra jura, basert på pollen og sporer bevart i kullfragmenter (Fossen et al., 1997).

Topografien til øyene har et lavt relieff, hvor det høyeste punktet er Rundelen (95 moh.) på midtre deler av Bjorøy. Tyssøy sitt høyeste punkt er Varden på 80 moh. Størstedelen av feltområdet ligger under 60 moh. Rundt øyene ligger det en rekke mindre øyer, holmer og skjær. Østsiden av øyene skråner slakt ned mot dagens havnivå, mens vestsiden av øyene er preget av bratte skråninger og stup ned mot fjorden.

Kapittel 1 Introduksjon



Figur 1.3: Berggrunnsgeologisk kart (modifisert etter NGU 2011).

Kapittel 1 Introduksjon

På de midtre og vestlige deler av Bjorøy, er øyen preget av små fjellrygger som går i nordøstlig-sørvestlig retning, med myrer eller løsmasser i forsenkningene mellom. På flere av disse fjellryggene er det rundsva som har en orientering mot vest/nordvest. På toppene er det sparsommelig med vegetasjon og løsmasser, med unntak av litt forvitningsmateriale. Østlig og sørlige deler av øyen er preget av løsmasser. På Tyssøy er løsmassene hovedsakelig konsentrert til nordlige og østlige deler av øyen, mens størstedelen av øyen består hovedsakelig av fjell med sparsommelig vegetasjon, samt områder preget av myr.

Bjorøy har til sammen fem små innsjøer: Nordravatnet (5,5 moh.) og Sørevatn (8,6 moh.), Lille Hellervatn (55,6 moh.), Store Hellervatn (54,8 moh.) og Hjortvann (55 moh.)(høyder fra Bergensregionkart (2011)). Tyssøy har ingen innsjøer eller vann, men noen mindre bekker. Det finnes ingen større elver i feltområdet. Foruten de elvebekkene som renner ut fra innsjøene i feltområdet, er det kun små bekker med vann som drenerer fra diverse myrer.

1.4.2 Vegetasjon

Vegetasjonen består hovedsakelig av lynchhei – delvis eller helt gjengrodd, samt våtmark med torv og noen myrer. Furu- og granskog, einerkratt med innslag av løvtrær som bjørk og rogn har vokst opp hvor lynchhei og torv ikke har blitt holdt i hevd eller der det er tilstrekkelig med løsmasser. Feltområdet har også mye bart fjell i dagen, hvor det er usammenhengende vegetasjonsdekke. Øyene har lange jordbrukstradisjoner, og deler av området er ennå dyrket mark. I 1870 ble det foretatt jordskifte på Bjorøy og øyen ble delt mellom to gårdsenheter; Nore- og Søre Bjorøy (Ekerhovd 2008). Noe av den dyrkede marken er opprinnelig våtmarksområder (myr) hvor vannet er lagt i rør og drenert, slik at dyrking er mulig.

1.4.3 Arkeologi

Det er blitt utført flere arkeologiske utgravninger på Bjorøy. I 1992 – 1994 ble det foretatt utgravninger i området rundt Nilsvika på Bjorøy av Universitetet i Bergen og Bergen Museum med forsker Arthur Fasteland og professor Svein Indrelid som prosjektledere. Utgravingen ble gjort i forbindelse med bygging av den undersjøiske tunnelen (Kristoffersen, 1994). Sommeren 2010 gravde arkeologer med tilknytning til Bergen Museum ut en steinalderboplass på Nordre del av Bjorøy, like ved Bjorøytunnelen, i forbindelse med utbygging av seniorboliger (Fauskanger 2010).

1.4.4 Dagens klima

Klima er det gjennomsnittlige været for et område i en normalperiode, vanligvis 30 år. Klimaet i Vest-Norge er hovedsakelig preget av Vestavindsbeltet og den Nord-Atlantiske havstrømmen (Golfstrømmen), som transporterer varme fra lavere breddegrader.

Vestavindsbeltet består av luftstrømmer fra vest og sørvest. De blir dannet av at varm og fuktig luft fra sør går sammen med polarfronten som er skillet mellom kaldere luftmasser fra nord. Lavtrykk blir dannet mellom varme og kalde luftmasser ute i Nord-Atlanteren, og ført innover kysten som serier av sykkloner. Synklonbølger gir raske og store skift i vindretning og styrke og bidrar til store forskjeller mellom målestasjoner (Utaaker, 2004).

Verdier fra normalperioden 1961 – 1990 blir brukt til å beskrive dagens klima i feltområdet, med utgangspunkt i de nærmeste målestasjoner. Feltområdet ligger mellom fire målestasjoner: 50500 Flesland, Bergen (øst/sørøst for feltområdet), 50540 Florida, Bergen (øst/nordøst), 50100 Skogsvåg, Sund (sørvest) og 50520 Straume, Fjell (nordvest). De to nærmeste stasjonene er Straume og Flesland. Temperaturdata er tilgjengelig for alle stasjoner, mens nedbørdata er tilgjengelig for to stasjoner (Flesland og Florida) (eKlima 2011).

1.4.4.1 Temperatur

Havet er en viktig bidragsyter til å skape et mildt klima hvor marin luft følger med vestavindene, og det er ikke uvanlig med milde og våte somrer. Etter Köppens klimaklassifisering blir Vest-Norge klassifisert som marint temperert klima (Ahrens, 2008). Ifølge tabell 1.1, er gjennomsnittlig de varmeste månedene i året juli og august, mens de kaldeste er januar og februar.

Tabell 1.1: Normalverdier for temperatur registrert på nærliggende målestasjoner (50500 Flesland, 50100 Skogsvåg, 50520 Straume, 50540 Bergen Florida) i normalperioden 1961 – 1990 (eKlima 2011).

	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	Årsnormal
<i>Flesland</i>	0,8	0,71	2,29	4,8	9,29	12,1	13,3	13,3	10,6	8	3,92	1,8	6,74
<i>Skogsvåg</i>	1,49	1,39	1,99	5	9,5	12	13,5	13,2	11	8,49	4,19	2,5	7
<i>Straume</i>	1,01	0,91	3,3	5	9,8	12,3	13,7	13,5	11,21	8,2	4,01	2	7
<i>Florida</i>	1,3	1,5	2,29	5,9	10,51	13,3	14,3	14,1	11,2	8,6	4,61	2,4	7,6

1.4.4.2 Nedbør

Nedbøren kommer hovedsakelig som frontnedbør med vind fra sør og sørvest. Den årlige nedbørsfordelingen viser at regionen mottar mest regn igjennom høsten og vinteren.

Kapittel 1 Introduksjon

Sommeren har mindre forekomst av lavtrykk og nedbøren kommer ofte som skurer. I Hordaland fylke er de våteste månedene september, oktober og november, mens de tørreste vanligvis er april og mai (Skaar, 2004). Det samme mønsteret vises i [tabell 1.2](#), for målestasjonene 50500 Flesland og 50540 Bergen Florida. De har en forholdsvis stor forskjell i årlig nedbørmengde, som kan skyldes at målestasjon 50540 Bergen Florida er i større grad preget av orografisk nedbør på grunn av nærhet til fjell som omgir Bergen.

Tabell 1.2: Normalverdier for nedbør registrert på målestasjonene 50500 Flesland og 50540 Bergen Florida i normalperioden 1961 – 1990 (eKlima 2011).

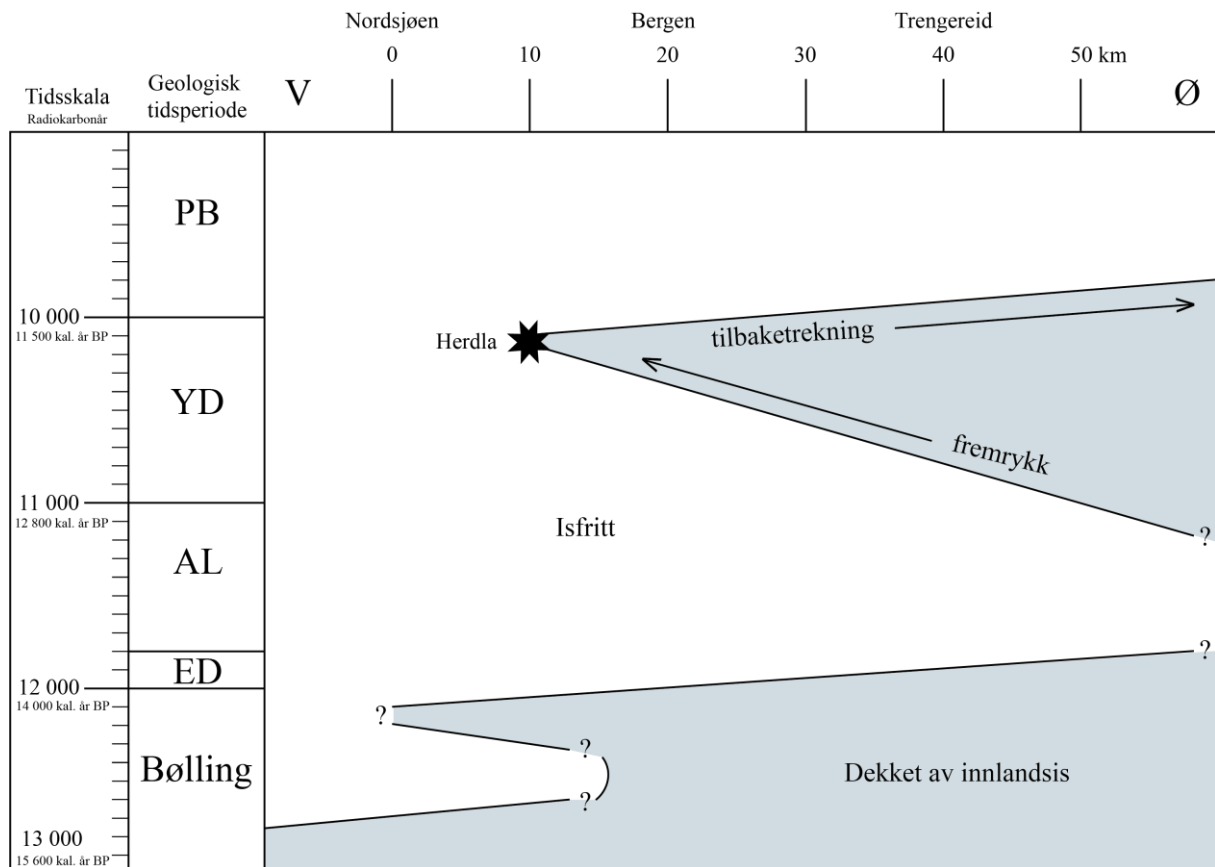
	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Des	Årsnormal
<i>Flesland</i>	150	118	130	90	88	106	121	155	238	226	204	189	1815
<i>Florida</i>	190	152	170	114	106	132	148	190	283	271	259	235	2250

1.5 Introduksjon til klimafluktuasjoner i sen-weichsel

Deglasiasjonen etter siste istids maksimum for omtrent 20 000 år siden (Benn og Evans, 2010) er preget av høyfrekvente og kortvarige klimafluktuasjoner i området rundt Nord-Atlanteren. Siden deglasiasjonen foregikk mens solinnstrålingen var på et maksimum, skyldes det trolig ikke orbitale mekanismer som Milankovitch-syklusene, men er forårsaket av interne mekanismer i hav/atmosfære-systemet (Nesje og Dahl, 1993).

I Bergensområdet var de ytterste øyene ved kysten isfrie rundt 14 500 kalibrerte (kal.) år før nåtid (BP der P = AD 1950), hvor isen smeltet tilbake i fjordene (Lohne et al., 2011). Brefronten rykket frem på ny, ut i Nordsjøen (omkring 12 200 ¹⁴C-år BP (Mangerud, 1970) = eldre dryas)([figur 1.4](#)). Brefremstøtet ble etterfulgt av en ny varmeperiode kalt allerød der brefronten trakk seg kraftig tilbake, hvor man regner at store deler av Hordaland var isfritt – minst inn til Trengereid sør for Osterøy i Bergen (Thoresen, 1991; Vorren og Mangerud, 2008). Det er antatt at klimaet var kjølig, med gjennomsnittlig sommertemperaturer på 5 – 7,5 °C for perioden (Bondevik et al., 1999) (dagens gjennomsnittlige sommertemperatur for juli er ~ 13 °C).

Kapittel 1 Introduksjon



Figur 1.4: Tid-distansediagram over hvordan man ser for seg at isavsmeltingen har foregått i området. PB= preboreal, YD = yngre dryas, AL = allerød og ED = eldre dryas. Modifisert etter Mangerud (1977), Thoresen (1991), Vorren og Mangerud (2008).

Allerød ble etterfulgt av yngre dryas (YD) (oppkalt etter planten *Dryas octopetala*, som det er funnet store mengder pollen av i denne perioden (Benn og Evans, 2010)), en kuldeperiode som varte i overkant av tusen år og er datert til 12 800 – 11 600 kal. år BP (11 000 – 10 000 ^{14}C -år BP) (Bakke et al., 2009). Overgangen fra allerød til YD er satt til 12 800 kal. år BP, mens overgangen fra YD til preboreal og holocen er satt til 11 600 – 11 500 kal. år BP (Bondevik og Mangerud, 2002). Perioden er karakterisert av en rask nedkjøling av den nordlige hemisfære, som følge av endringer i storskala atmosfæriske og oseaniske sirkulasjonsmønstre (Bakke et al., 2009). Årsaken til hva som har trigget disse omveltningene og varigheten av kuldeperioden, finnes det ennå ikke fullstendig enighet om. En sannsynlig hypotese er innvirkningene av smeltevannspulser av ferskvann i Nord-Atlanteren, som kan ha dannet et ferskvannsløkk som har hindret produksjonen av Nord-Atlantisk dypvann, og forstyrret den Nord-Atlantiske termohaline sirkulasjonen som en konsekvens av dette (Bradley, 1999; Bakke et al., 2009).

Rekonstruksjon av gjennomsnittstemperaturen for juli måned på Kråkenes var i allerød maksimalt på 11,8 °C (dagens gjennomsnitt er 12,8 °C) og falt brått til 9,5 °C innledningsvis i YD. Under YD var gjennomsnittstemperaturen rundt 10 °C. Ved overgangen fra YD til holocen var det et brått oppsving: 1,5 °C temperaturøkning i løpet av 15 år (Brooks og Birks, 2000).

I YD mener man at hele Norge var dekket av et kontinentalt isdekke og at det kun har vært soner langs kysten som har vært isfrie. I Hordaland er det antatt at is-marginen nådde sin mest vestlige posisjon mellom 11 600 og 11 700 kal. år BP, hvor den hadde et kortvarig maksimum på 100 – 200 år (Bondevik og Mangerud, 2002). Dette skiller seg fra resten av Skandinavia, hvor det er antatt at YD har hatt et tidligere fremstøt. Endemorener etter fremstøtene i YD blir som en fellesbetegnelse kalt Ra-trinnet – som er den største sammenhengende endemorenen i Skandinavia og den dominerende israndavsetningen rundt Oslofjorden. Raet kan følges langs hele kysten av Sørøstlandet som to (eller flere) prominente rygger og er datert til 12 650 – 12 350 kal. år BP (Vorren og Mangerud, 2008). Dette er eldre enn maksimum for Bergensområdet. Hovedforskjellen mellom Vest- og Østlandet er fortrinnsvis at brefronten ved Oslofjorden gikk tilbake hele tiden, mens den på Vestlandet fluktuerte. Skilnaden i de ulike aldrene i Skandinavia er forklart ut fra at ulike typer bre har ulike responstid, hvor store isdekker som innlandsisen har en tregere reaksjon og er mindre utsatt for klimatiske svingninger enn mindre isbreer som botnbreer eller platåbreer (for eksempel Ålfotbreen) utenfor innlandsisens margin (Bondevik og Mangerud, 2002).

Ved overgangen til holocen var det en rask tilbaketrekning av fjordbreene, noe som var mulig på grunn en betydelig forbedring av klima, og kalving – en reaksjon som forekommer på grunn av en ustabil og ubalansert breprofil.

1.5.1 Endringer i havnivå

Som en sideeffekt av glasiasjonen har det også vært svingninger i relativt havnivå i løpet av deglasiasjonen. Relative havnivåkurver har blitt konstruert etter isolasjonsbasseng-metoden blant annet for Sotra, hvor den nyeste er fra Lohne et al. (2007). På Sotra har det vært et fallende havnivå etter området ble isfritt og frem til 13 640 kal. år BP. I allerød fikk man et lavt havnivå i tidsrommet 13 640 – 13 080 kal. år BP, etterfulgt av YD-transgresjonen.

YD-transgresjonen er en 9 – 12 m relativ havnivåstigning på Vestlandet. Det skyldes trolig regionale effekter (for eksempel brefremstøt), ikke globale havnivåendringer. Anundsen (1978) var den første til å vise en marin transgresjon i YD. Lohne et al. (2007) har datert

Kapittel 1 Introduksjon

havstigningen til tidsrommet 13 080 – 11 790 kal. år BP, med et stillestående maksimumsnivå i intervallet 11 790 – 11 550 kal. år BP. Marin grense (MG) er estimert til å være rundt 40 moh. på Sotra.

Ved overgangen til holocen skjedde det en veldig rask regresjon med et fall på 37 m i havnivå fra 11 550 – 10 100 kal. år BP. I midten av atlantisk tid ~ 7000 kal. år BP skjedde en ny og mindre transgresjon: tapestransgresjonen, navngitt etter muslingen *Tapes decusatus* (Sulebak, 2007). Denne transgresjonen hadde en høyde på ca. 12 moh. over dagens havnivå på Sotra (Lohne et al., 2007).

1.6 Relevant tidligere arbeid

En notis i Norsk geologisk tidsskift av Kolderup (1937) var trolig den første omtalen av Herdlatrinnet. YD-fremstøtet i Bergen blir ofte omtalt som Herdlatrinnet i sin helhet. I notisen ble det lagt frem en rekke observasjoner av løsmasser og terrassesnitt, og beskrivelser fra flere steder i Bergensområdet, samt en oppfordring om å studere geografien og avsetningene ytterligere, og mer systematisk.

Morene med skjellfragmenter har vært kjent lenge i Bergensområdet. Rekstad beskrev i 1900 skjell i morene ved Møhlenpris. Det ble den gang tolket til å være av interglasial alder. Kolderup nevner i 1907 en rekke lokaliteter i Bergensområdet hvor det er skjellførende morene (Holtedahl, 1964).

Undås har publisert flere artikler som omhandler funn gjort i Bergensområdet. I 1942 beskrev han fossilfunnet i Blomvåg (Mangerud, 1970) og i 1945 ble Bergensfeltets kvartærgeologi beskrevet (Undås, 1945). I 1956 begynte Undås på en omfattende kartlegging av morener basert på empiriske observasjoner (Undås, 1963), hvor han beskriver Ra-trinnets fortsettelse oppover fra Rogaland, og videre nord gjennom Sunnhordaland, Bergenshalvøyen og Nordhordaland. Morenen som er forsøkt korrelert med Østlandets Ra-trinn fra YD, går i vifteform over Bergenshalvøyen, noe som gjør at Undås hadde vanskeligheter med å finne yttergrense for viften. I tillegg er den avsatt i strandbeltet, planert og utvasket av sjøen. Dette gjør den oppdelt i mange trinn og at den kan være stedvis ugjenkjennelig. Undås bemerker at en vesentlig del av morenen går fra østsiden av Tyssøy, og over på Bjørøy, nord for Vatlestraumen. Denne morenen finner han ikke igjen på Lille-Sotra.

Holtedahl (1964) undersøkte marin leire med skjellfragmenter under et morenedekke i Os. Skjellene viste seg å ha en alder på gjennomsnittlig $10\,050 \pm 250$ ^{14}C -år BP. Han konkluderer med at morenedekket mest sannsynlig er fra et sent YD-fremstøt, og at alle

Kapittel 1 Introduksjon

lokaliteter hvor man finner skjell i morene sannsynligvis er fra YD hvor innlandsisen har kjørt over organismene, og innkapslet dem sammen med annet materiale den har hatt tilgjengelig.

Lokaliseringen til YD-morenene i Bergensområdet ble ikke kartlagt skikkelig før 1970-tallet. Mangerud (1970) undersøkte brefrontfluktuasjoner i sen-weichsel på Blomøy i Øygarden. I Blomvåg er det funnet litorale strandavsetninger fra bølling som ligger under et morenedekke fra eldre dryas. Sedimentene som ligger over morenedekket ble ^{14}C -datert og ga en alder på $12\,070 \pm 180$ ^{14}C -år BP, som tilsvarer allerød. Trolig trakk isen seg tilbake fra Blomøy noe før og har ikke vært dekket av is siden.

Aarseth og Mangerud (1974) kartla endemorener fra YD i et område som strakk seg fra munningen av Hardangerfjorden og nordover til Mangerfjorden, Fensfjorden og området rundt Sognefjorden. De kartla morener både supra- og submarint i fjordene og på øyene vest for Bergen. De baserte undersøkelsene sine på hovedsakelig to metoder: radiokarbondatering av skjell funnet i morene og SONAR (SOund NAVigation and Ranging) for submarin kartlegging.

På Ågotnes, nordøst på Sotra har Mangerud (1977) undersøkt en kontinuerlig sekvens av marine sedimenter. Nedre del av sekvensen av sedimentene ble datert til $12\,220 \pm 150$ ^{14}C -år BP, en alder som innebærer en sekvens som strekker seg fra eldre dryas, igjennom allerød, YD og frem til preboreal. Sedimentene har ikke spor etter å ha blitt forstyrret av isbevegelse, noe som er blitt brukt som et argument for at innlandsisen fra YD ikke har rukket frem her.

Relative aldersforhold mellom skuringsstriper ble undersøkt av Hamborg og Mangerud (1981) i området nordvest for Hardangerfjorden. Skuringsstriper ble korrelert med YD og eldre isbevegelser for å undersøke brebevegelse og topografisk styring av is. De rekonstruerte også innlandsisens overflate under YD, hvor breoverflaten ble ekstrapolert inn i landet med utgangspunkt i Herdla-morenen og høyde på sidemorener. Bondevik og Mangerud (2002) etablerte senere en kronologi i kalenderår for et YD-isdekke i Vest-Norge. I marine basseng ved YD-marginen i Os-området har de datert skjell i morene og sedimenter som ligger over glasiale og glasifluviale sedimenter. Det gir en maksimum- og minimumsalder på fremstøtet. De konkluderte med et sent fremstøt mellom 11 600 – 11 700 kal. år BP hvor isen holdt sin maksimumsposisjon rundt 100 – 200 år før den smeltet tilbake¹.

¹ Knyttet til tidligere arbeid som er gjort i regionen er også diskusjonen om Hardangerfjorden var isfri i YD (Mangerud 2000). Det blir ikke inkludert her, da det ikke er direkte relevant for min problemstilling.

Inkludert denne masteroppgaven, skrives det nå til sammen tre masteroppgaver om innlandsisens utbredelse i YD i Bergensområdet. Eikeland (publiseres 2012) og Maquart (publiseres 2012) har henholdsvis Fløyen/Jordalen og Kanadaskogen/Fyllingsdalen som studieområder.

1.6.1 Arbeid med havnivåendringer

Fra arbeid med tidligere havnivå, har Lohne et al. (2004) produsert en havnivåkurve fra YD-transgresjonen med en kronologi i kalenderår. Resultater fra isolasjonsbasseng-metoden brukt på flere basseng i Os, gjør at de konkluderer med en YD-transgresjonen som startet sent i allerød, og kulminerte etter avsetningen av Veddeasken (et askelag fra vulkanen Katla, Island. Avsatt ca. 10 300 ^{14}C -år BP eller 12 000 kal. år BP (Bondevik og Mangerud, 2002)). Regresjonen skal ha startet omtrent 100 år etter slutten av YD (Lohne et al., 2004).

En relativ havnivåkurve fra Sotra med en kronologi basert på kalibrerte ^{14}C -dateringer fra 15 500 kal. år BP ble presentert av Lohne et al. (2007), basert på tidligere kurver fra 1970-tallet. På bakgrunn av havnivåendringer og at YD-transgresjonen dateres til å starte allerede rundt 12 900 kal. år BP, konkluderes det med at isdekket har hatt en kontinuerlig vekst fra allerød og inn i YD.

For å oppnå en korrekt alder på YD-morenene i Vest-Norge har Lohne et al. (2011) studert basseng som har mottatt smeltevann og sedimenter direkte fra isdekket i området ved munningen av Hardangerfjorden. Modellen de utviklet har et fremrykk av YD med gjennomsnittlig alder på $11\,760 \pm 120$ kal. år BP. Tilbaketrekningen har en beregnet gjennomsnittlig alder på $11\,590 \pm 100$ kal. år BP. Varighet av posisjonen er beregnet til 170 ± 120 år.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Kwartærgeologisk kartlegging som er hovedmetoden i denne studien, innebærer observasjoner av løsmasser over berggrunnen som er representert i feltområdet, og avsatt i perioden etter siste istid. Resultatet er et kvartærgeologisk kart – en sentral del av oppgaven, med inntegnet løsmasser og landformer (både som er oppbygget og eroderte) som plasserer enkeltlokaliteter i en kontekst og danner grunnlaget for en mer nyansert diskusjon rundt dem. Fargekoder og symbol er basert på Norges geologiske undersøkelse (NGU) sin standard, hvor siste avsettende agens er bestemmende for klassifisering av avsetninger.

Oversikt over den kvartærgeologiske historien og hvilke agenser som har vært aktive over tid er relevant for utviklingen av et landskap og vesentlig i et område hvor man henter ut innsjøsediment, da prosesser som forekommer i dreneringsområdet påvirker disse. I Norge har vi mye unge jordarter dannet under siste istid av breen, samt bart fjell som er et resultat av innlandsisen som har skrapet bort et eventuelt tidligere løsmassedekke (Sulebak, 2007). Kartlegging gir kunnskap om interaksjon mellom ulike prosesser og en pekepinn på hvilket klimatisk regime funnene ble avsatt i, da ulike agenser opptrer under ulike klimatiske forhold.

Forskjellige jordarter blir benyttet for å klassifisere løsmasser observert i feltområdet. Grad av mekanisk slitasje på stein er utgangspunkt for rundingsanalyse og indikerer transportlengde på materialet (Sulebak, 2007). Fysiske variasjoner i tykkelse, alder og opprinnelse av jordarten, samt kornstørrelse, sortering og pakningsgrad (Thoresen, 1991) er egenskaper som varierer med genese, og er opphav for å kunne skille ulike jordarter fra hverandre.

I dette kapitlet blir først metode og gjennomføring av kartleggingen kort skissert, deretter følger presentasjon og beskrivelse av ulike løsmasser og landformer som er tilstede i feltområdet, etterfulgt av tolkning.

2.1 Metodisk tilnærming

Geografiske informasjonssystem (GIS), GPS, kart og ortofoto har vært sentrale hjelpemiddel i felt. En GPS av typen Garmin GPSmap 60Cx med en nøyaktighet ned til ± 3 m ble brukt i felt for å angi posisjon i UTM-koordinater, og til nedtegning av landformer på kart. Veipunkt ble markert i felt og senere importert til MapSource[®] (Garmin versjon 6.13.7) og ArcGIS. Høydemålinger er hovedsakelig basert på kartdata med 1 m ekvidistanse, og ut fra GPS-punkt markert i felt. Nevnte GPS har ikke barometrisk høydemåling som kan kalibreres, men kun en

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

innebygd ukalibrerbar høydemåler. Høydemålingene gav derfor en forholdsvis stor unøyaktighet (minimum nøyaktighet ± 6 m) på grunn av manglende mulighet for kalibrering.

Området er dekket av kartblad *1115 I Bergen* i M711-serien fra Statens kartverk 2002 (målestokk 1: 50 000, ekvidistanse 20 m). Kartgrunnlaget som er brukt er fra Norge Digitalt, med ekvidistanse på 1 m – bortsett fra sørlige deler av Tyssøy og de deler av feltområdet som ligger i Bergen kommune, hvor ekvidistansen er 5 m. Andre kartbaserte hjelpemiddel som er benyttet er Bergensregionkart (2011), Norge i bilder (2010), samt NGU (2010) sin nettside, hovedsakelig løsmasse- og berggrunnskart for bedre forståelse og oversikt over feltområdet. GIS ble brukt som et ledd i forberedelse til feltarbeid for å bli kjent med området. Kart til selve kartleggingen ble produsert i passende målestokk og nøyaktige høydekoter til korrekt inntegning av observasjoner. ArcGIS fra ESRI med ArcMap versjon 9.3.1 og 10.0 ble benyttet for å tegne det kvartærgeologiske kartet (vedlegg 1), som har en målestokk på 1:10 000, med ekvidistanse på 5 m og tellekurver for hver 20. m.

Ortofoto fra Norge Digitalt Flyfoto ble benyttet for å få en oversikt over feltområdet. Flyfoto nr. 432 1 – 4 (no.111 8423 – 8426) fra 1951 med målestokk på 1:17 500 ble brukt sammen med speilstereoskop for en 3D-rekognosering av Håkonshella og nordlige del av Bjorøy, som er de eneste delene av feltområdet dekket av denne serien.

2.2 Presentasjon og tolking av data

Til tross for at feltområdet i stor grad er dominert av bart fjell med sparsommelig vegetasjonsdekke har det blitt kartlagt løsmasser i store deler av feltområdet. Løsmassene er hovedsakelig lokalisert i de lavtliggende områdene på Håkonshella, sørlig- og nordøstlig del av Bjorøy. På Tyssøy preger løsmasser hele nordøstlig del av øyen.

Kapittelet er inndelt i underkapittel etter hvilken agens som har avsatt materialet. Lokalitetene blir presentert ved en objektiv skildring etterfulgt av tolkning. UTM-koordinatene som blir oppgitt er basert på datumet WGS1984 og sonebelte 32 V.

2.2.1 Glasiale avsetninger

Morene er materiale transportert og avsatt av bre. Morenemateriale blir dannet ved at breen sliper, skurer og river løs materiale fra fjellgrunnen eller drar med seg løsmasser. Materialet kan deles inn i flere ulike underkassifikasjoner som vist i tabell 2.1, hvor ulikheter i egenskaper gjenspeiler hvor i breen materialet har blitt transportert og hvordan det har blitt avsatt. Morenematerialet vil være karakterisert av hvilket materiale som er tilgjengelig for

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

breen, den vil i mange tilfeller ha plukket opp eldre materiale som blir innbakt i morenen, det er spesielt vanlig i kystområder hvor man kan finne inkorporerte skjell. Vanligvis består morene av usorterte kornfraksjoner i et spekter som strekker seg fra leire til blokk (diamiktisk), hvor kornfraksjonene er kantrundet med varierende rundingsgrad avhengig av transportlengde (Thoresen, 1991; Nesje, 1995; Sulebak, 2007).

På det kvartærgeologiske kartet skilles det mellom sammenhengende og usammenhengende morenemateriale, i tillegg til randmorene. Sammenhengende morenemateriale er tykt, stedvis med stor mektighet (>1 m), mens usammenhengende morenemateriale er tynt dekke – gjerne med stedvis eksponering av berggrunnen.

Tabell 2.1: Forenklet skjematisk inndeling av de vanligste morenetyper etter opphav og dannelse. Modifisert etter Sulebak (2007).

Dannet hvor	Parallell med isstrømmen	På tvers av isstrømmen	Ingen bestemt orientering
Subglasialt – <i>under breen</i>	Stiplet bunnmorene Drumliner	Oppskyvingsmorener Rogenmorener	Hauget bunnmorene Ablasjonsmorene
Englasialt – <i>inne i breen</i>	Støt- og lesidemorener		Dødismorene
Supraglasialt – <i>på overflaten</i>	Sidemorener Randmorener Midtmorener	Endemorener Skjærmorener Fremstøtmorener Årsmorener	

Sammenhengende løsmasser i feltområdet dominerer i disse fire områdene: Myren, Håkonshella (UTM 0289650 6695720), Nordre Bjørøy (UTM 028900 6693000), Søre Bjørøy og Høganeset (UTM 0288300 6691960) og nordlig del av Tyssøy (UTM 0287750 6690750)(figur 2.1). Landskapet er svakt bølgende og kupert landskap. Avsetningene ligger fortrinnsvis mellom 15 – 60 moh., hvor størstedelen overveiende befinner seg under 40 moh. Avsetningene har en lokalisering som strekker seg diagonalt i feltområdet på et nordøst-sørvest-transekt, vist i figur 2.4. Det er hovedsakelig et dekke av løsmasser som karakteriserer områdene, men noen deler av avsetningene er dominert av rygger eller bratte skråninger av løsmasser, med skarp overgang til berggrunn. Disse formene blir utdypet med en selvstendig og individuell skildring i *kapittel 2.2.1.1*.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

De områder med tykkeste dekke er i stor grad blitt ryddet for stein – indikert av de mange rydderøyser som finnes på områder som i dag brukes til jordbruk, men mange av jordbruksområdene er også preget av gjengroing. De deler av avsetningene som ligger i utmarken er mer blokkete med haugete overflate og tett vegetasjon, hovedsakelig furu, gran og einer. Alle kornfraksjoner er representert og det forekommer ingen tydelig struktur eller lagdeling.

Tolkning

Løsmassene som er beskrevet over er, tolket til å være sammenhengende morenemateriale. Morenedekket er forholdsvis tykt og kompakt med mye finmateriale. Det at materialet hovedsakelig ligger under MG gjør det sannsynlig at dekket til en viss grad har blitt erodert av havet, hvor finere kornfraksjoner har blitt vasket bort. Forekomsten av finmateriale kan derfor ha vært noe større. Avsetningene er på bakgrunn av dette tolket til å være bunnmorene til fordel for ablasjonsmorene.

Dekket er tolket til å være avsatt av innlandsisen en gang under slutten av forrige istid – sannsynligvis under deglasiasjonsfasen, hvor det senest kan være avsatt i YD, som er det tidsrommet det sist var bre i området.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging



Figur 2.1: Eksempel på sammenhengende morenedekke i feltområdet. *Øverst, venstre hjørne*: Nordre Bjorøy. Området er blitt ryddet for kultivering. *Øverst, høyre hjørne*: Nordre Bjorøy. På nordsiden av Rundelen, sett mot sør. *Midten*: Myren, Håkonshella. *Nederst*: Nordsiden av Tyssøy, sett mot nordøst. Skråningen i fremre del av bildet er østlig side av en randås, løsmasseavsetninger på nordlig del av Tyssøy (beskrevet i *kapittel 2.2.1.1*).

Løsmasser og blokker på Bjorøygavlen

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

På nordspissen av Bjorøy er det en forekomst av løsmasser, som strekker seg fra nordlig del av Nordrvatnet og nesten helt ut til spissen av Bjorøygavlen. Avsetningen er noe todelt: 1) løsmasser som ligger på flaten nord for vannet (UTM 0289143 6694830, 2 – 10 moh.), og skrår i vest opp mot 2) en ryggform på Bjorøygavlen, i forlengelse av fjellryggen Gravlehaugane (UTM 0288981 6695044 10 – 25 moh.).

Flaten nord for vannet har en utstrekning på 260 m nordlig-sørlig retning og 120 m østlig-vestlig retning. Det er mye kantrundede og rundede blokker av ulik størrelse i området, særlig like ved vannet og i skråningen opp til Bjorøygavlen. Området er noe preget av myr. Vegetasjonen består hovedsakelig av lyng og furu.

Ryggformen på Bjorøygavlen, synlig på [figur 2.2](#), er ca. totalt 80 m bred østlig-vestlig retning, med en litt avflatet topp som er 35 – 40 m bred østlig-vestlig retning, og har en lengde på 180 m nordlig-sørlig retning. I motsetning til Gravlehaugane som har et tynt humusdekke som er dominert av lyng, torv og fjellblotninger, er ryggformen preget av oppstikkende blokker og et tykkere løsmassedecke uten fjellblotninger. Vegetasjonen inneholder hovedsakelig blåbærlyng og furu. Selve spissen av gavlen består av berggrunn som kommer frem i dagen igjen. I skråningen ned til havet og Legitoneset på vestlig side ligger flere kantrundede blokker som ser litt nedsklidde ut, tilsynelatende ligger de oppå resten av løsmassene ([figur 2.3](#)). Flere blokker er synlige på toppen, hvor det befinner seg finmateriale, men ingen synlig sortering eller lagdeling.

Tolkning

Løsmassene på Bjorøygavlen er tolket til å være morenemateriale. Materialet kan tolkes som ablasjonsmorene på bakgrunn av de store blokkene funnet her, myrete område og lite finmateriale. Det kan imidlertid også skyldes havets erosjon etter avsetning, hvor finere materiale har blitt utvasket. Større stein ligger igjen og det kan tilsynelatende se ut som en anrikning av blokker. At området er myrete kan skyldes nærhet til dagens havnivå, hvor bølger tidvis skylder inn saltvann og området får mye tilførsel av fuktighet. Tatt dette i betraktning kan morenematerialet likevel tolkes som bunnmorene erodert av havet.

Ryggen som ligger i forlengelse av Gravlehaugane består også av samme type morenemateriale. Problemet med tolkning av denne avsetningen ligger altså i å vite om ryggformen er en form som er uavhengig av berggrunnen – fullstendig oppbygd av løsmasser, eller om formen blir styrt av den underliggende berggrunn. Sannsynligvis er det en mellomting. Fjellblotningen helt nord indikerer at formen ikke fullstendig består av løsmasser.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Det er mulig at ryggformen er en morenerygg, men berggrunnen er etter alt å dømme delvis styrende for dets utseende. At blokkene ligger oppå finere materiale skyldes havets erosjon.

Løsmassene er antagelig avsatt fra østlig retning.



Figur 2.2: Bjorøygavlen sett mot sør. Inntegnet rød linje viser bakkens overflate. Så vidt synlig: en blokk halvveis nedgravd, like til høyre for sørpilen i forgrunnen av bildet.



Figur 2.3: Blokker i vestlig skråning av Bjorøygavlen ned mot Legitoneset.

2.2.1.1 Randavsetninger²

Randmorene er en moreneavsetning som avsettes langs kanten av en bre i det breen har rykket frem eller gjort et opphold i tilbaketrekningen, hvor materialet blir skjøvet opp foran brefronten. Det skilles mellom *endemorener* som er rygger av materiale ved brefronten, og *sidemorener* som er randmorener avsatt under likevekstlinjen langs siden av breen. Form, struktur og innhold varierer avhengig av lokale forhold, for eksempel det materiale som breen har hatt tilgang til, breens bevegelse og topografi. Randmorener kan opptre som klare ryggformer eller usammenhengende rygger i et belte eller en sone, men breens margin kan

² Nomenklaturen *randavsetning* brukes her som en samlebetegnelse for alle avsetninger avsatt direkte ved brefronten.

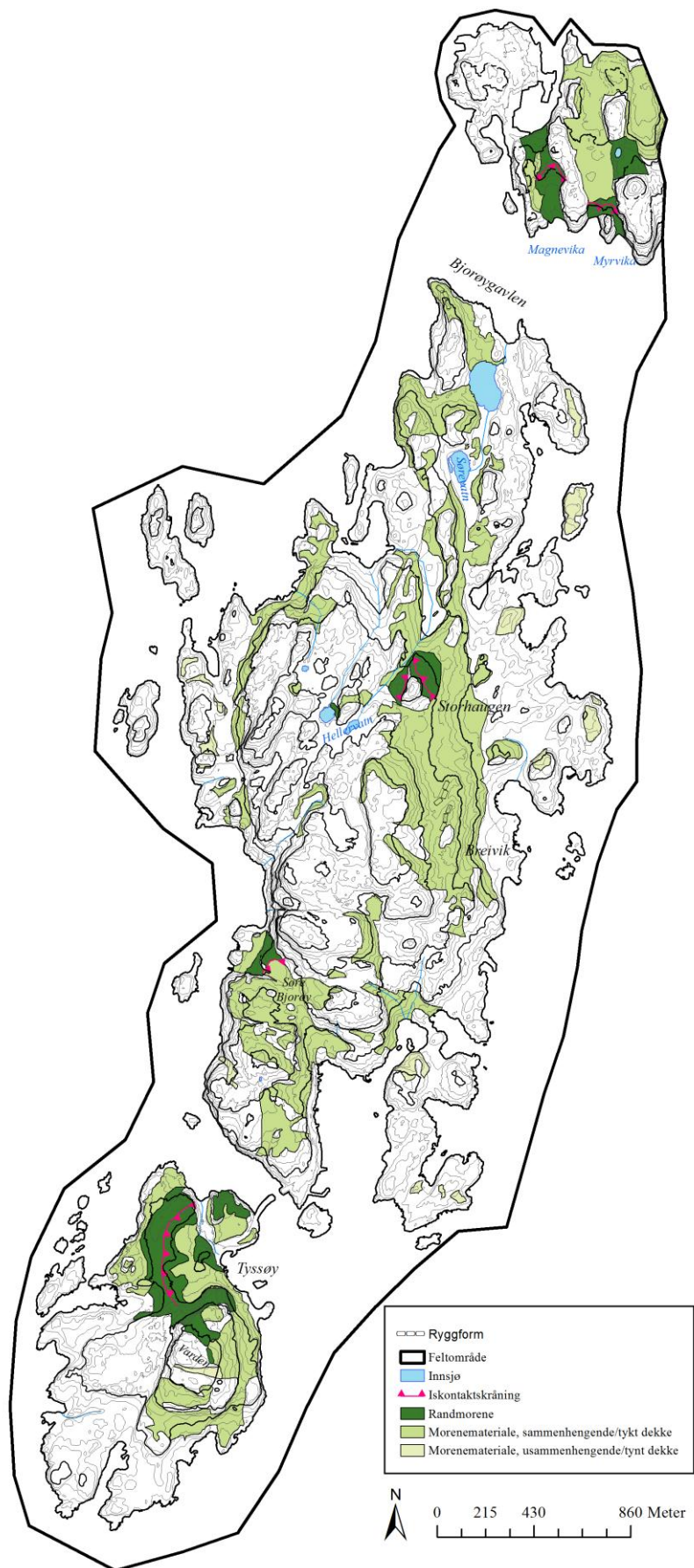
Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

også bare være markert av morenemateriale eller blokker uten en oppbygd struktur. Endemorener avsatt i havet kan påvirke morenens sammensetning, hvor vasking har bidratt til sorterte lag (Thoresen, 1991; Nesje, 1995; Sulebak, 2007). Figur 2.4 viser en oversikt over randavsetninger kartlagt i felt.

Iskontakt / Iskontaktsskråning er en skråning hvor isen har ligget inntil ved dannelsen av avsetningen. Etter breen har smeltet bort står ofte kontaktflaten mellom breen og avsetningen igjen markert som en bratt kant i terrenget. Iskontaktsskråningene er lokalisert på proksimalsiden.

*Isranddelta*³ er en randavsetning som er bygd ut av smeltevannselver ved kanten av en bre som strekker seg ut i vann, og er bygd opp til havnivå. Et isranddelta har en oppbygning som elvedelta med topplag, skrålag og bunnlag, men på grunn av breen sin nærhet kan den ha en kompleks indre struktur. Når breen smelter vil det stå igjen en kontaktflate hvor breen har ligget inntil. *Randås* er et isranddelta som ikke er bygd opp til vannoverflaten. Denne formen har mer karakter av en rygg (Sulebak, 2007).

³ Isranddelta og former assosiert med dette klassifiseres egentlig som en glasifluvial landform, men omtales i dette kapittelet, på bakgrunn av at forståelse av oppbygningen til et slikt delta er relevant for tolkningen av de ulike randavsetningene som presenteres her.



Figur 2.4: Oversikt over moreneavsetninger kartlagt i feltområdet.

Rygg ved Varden, Tyssøy

UTM 0287953 6690307, 74 moh.

Like øst for Varden på Tyssøy ligger det en ryggform med en nordvestlig-sørøstlig orientering, på langs med høydekotene ([figur 2.5](#)). Lokaliteten er 75 m lang nordlig-sørlig retning, med en bredde på 17 m. Ryggen er ca. 3 m høy, med høyeste punkt 74 moh. Lokaliteten ligger på en liten flate på 70 – 71 moh. På østsiden er det en bratt helning ned til dagens havnivå. Denne skråningen er dekket av løsmasser i samme materiale som ryggen, hvor alle kornfraksjoner forekommer. Ryggen består av kompakt materiale, har en tydelig og symmetrisk form, og er dekket av einerkratt og noen få unge bjørketrær. I sørlig ende er det en fjellblotning. På østsiden forekommer det noen større kantrundede blokker. Under blokkene ligger det finere kornfraksjoner.



Figur 2.5: Morenerygg øst for Varden, Tyssøy, markert med rødt. Sett mot nordøst.

Tolkning

Ryggen er tolket til å være en morenerygg – en randavsetning, på bakgrunn av den tydelige ryggformen og hvilke kornfraksjoner den inneholder. Moreneryggen er en av de få avsetningene som ligger over MG i feltområdet og er tolket til å være avsatt fra øst når breen har rykket frem. Innlandsisen har skubbet materiale foran seg opp skråningen langs østsiden av Tyssøy. Når breen kommer opp til flaten som ryggen ligger på, avsettes morenen, og breen går ikke videre vest over Varden.

En randavsetning fra YD er allerede kjent fra øyen ([kapittel 1.2](#) og [kapittel 1.6](#)) og denne moreneryggen er formodentlig fra samme brefremstøt.

Stor ryggform – løsmasseavsetninger på nordlig del av Tyssøy

UTM 0287747 6690754, 22 moh.

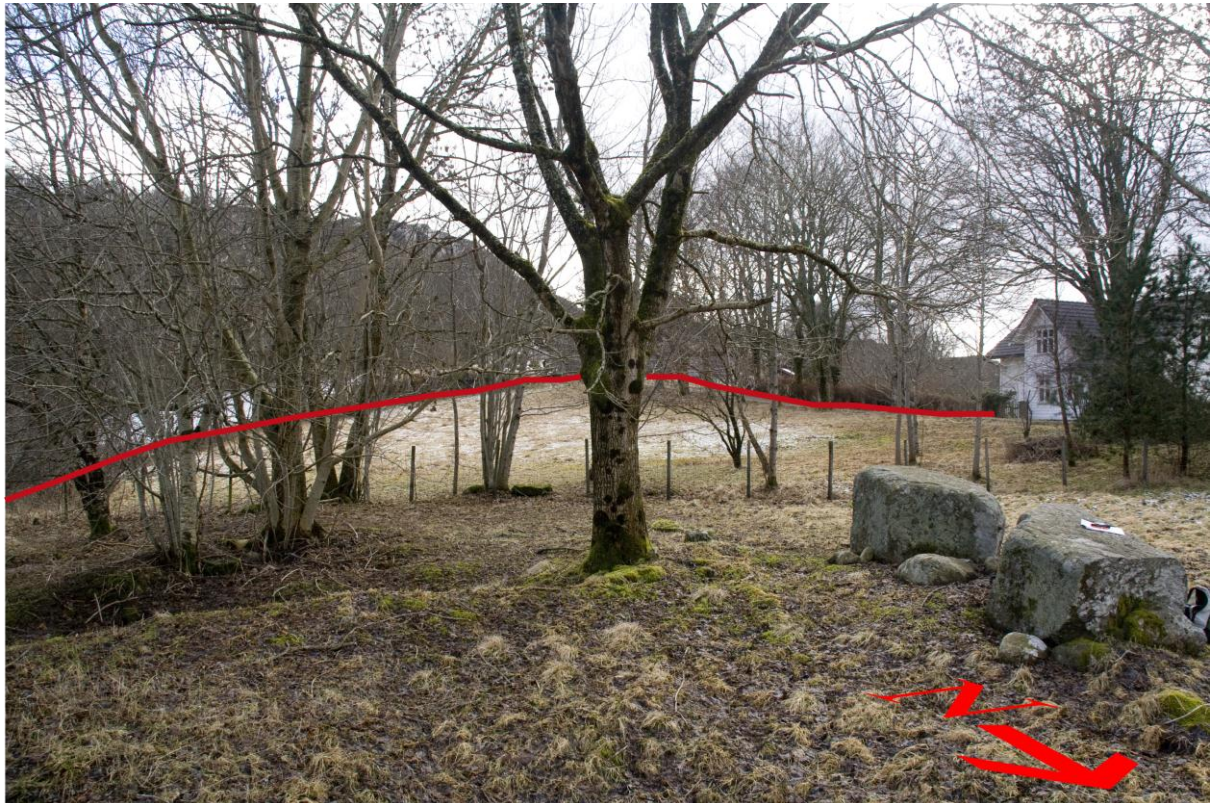
Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Lokaliteten, som dominerer hele nordlig del av Tyssøy, er en halvmåneformet rygg med en konkav krumning sett fra øst. Ryggen har en lengde på 700 – 800 m, og strekker seg fra Storhaugen ved Træsvika i nord og sørover mot Varden, hvor løsmassene går opp på fjellet både i sørvestlig og østlig retning, hvor moreneryggen øst for Varden ligger i en forlengelse. Størsteparten av ryggen ligger på den lave delen av øyen, delvis dekket av bebyggelse og jordbruksområder, og har en topp som er 22 moh., med en bredde fra 40 m og opptil 100 m. Ryggen er mest markant på den lave delen av øyen, like nord for hvor den begynner å skråne opp mot Varden. Her ligger det to kantrundede steiner, vist på [figur 2.6](#). Overflaten er noe flat, og ryggen skråner ned mot havet på begge sider. Vest siden av ryggen skråner bratt ned med en helning på $10,5^\circ$ ⁴. Ved 8 moh. er det en utflating av den 75 m lange skråningen – ca. 120 m fra Tyssøyvågen. Østsiden av ryggen har et lengre lengdeprofil (250 m fra toppen av ryggen og ned til havnivå) med noen utflatinger på vei ned mot havet på østlig side, før den skrår helt ned mot dagens havnivå. På det bratteste har den en helning på $11,5^\circ$, men gradienten ligger hovedsakelig på $5 - 6^\circ$. Alle kornfraksjoner er tilstede, men ned mot havet på østsiden ved Store Klubben mangler det stedvis finmateriale. Her er det godt avrundede stein med størrelse fra 10 – 2 cm i diameter og opp til blokkfraksjoner, som ligger oppover i skråningen.

Lokaliteten deles i to av en lavtliggende flate sør for Træsvika (UTM *0287913 6690892*, 0 – 5 moh.) (omtalt i *kapittel 2.2.3*), hvor østlig del (UTM *0288039 6690974*, 10 – 15 moh.) er 100 m i nordlig-sørlig retning og 150 m østlig-vestlig retning. Den har et haugete utseende, med mye stein og blokker. I nord er det V-formede innskjæringer i sedimentene. Området er dekket av furu- og granskog, samt noen jordbruksområder.

Storhaugen (34 moh.) – nordlig ende på hoveddelen av avsetningen, er haugformet, noe høyere enn resten av ryggen og er dekket av furu- og granskog (synlig i bakgrunnen på foto forside). Her står det strømmaster.

⁴ Helningsgradienter er beregnet ut fra trigonometri/tangens formelen: \tan^{-1} (differanse høyde/differanse lengde). Hentet fra: Utdanningsdirektoratet 2001. *Formelsamling i matematikk: 1X, 1Y, 1MX, 1MY, 2MX, 2MZ, 3MX, 3MZ*, Oslo, Gyldendal undervisning.



Figur 2.6: Ryggformet avsetning tolket til randavsetning på Tyssøy. Den røde linjen indikerer overflaten til formen. På baksiden av det hvite huset skråner distalsiden bratt, nesten ned til Tyssøyvågen på vestsiden av øyen. Til venstre i bildet skråner også ryggen ytterligere ned mot øst, men har et lengre lengdeprofil med noen utflatinger, før skråningen går helt ned til havnivå. Steinene til høyre er kyrkjesteinane. Se også foto forside, som viser den samme lokalitet sett fra sør.

Tolkning

Løsmassene som består av morenemateriale på grunnlag av sin diamiktiske karakteristikk, er tolket til å være en randavsetning og en iskontaktskråning hvor en innlandsis engang har ligget inntil. Randavsetningen er avsatt fra øst, med distalskråningen ned mot Tyssøyvågen. At denne er brattere og kortere enn den østlige proksimalskråningen skyldes erosjon av havet etter breen smeltet tilbake, synlig i utflatinger på vei ned mot dagens havnivå.

Dette er avsetningen som tidligere er blitt kartlagt og tolket til å være avsatt under YD (*kapittel 1.2* og *kapittel 1.6*) (Aarseth og Mangerud, 1974). Det innebærer at avsetningen er avsatt under vann, siden det høyeste punktet på ryggen ligger under havnivå fra YD (som er MG): 40 moh. på Sotra. (Lohne et al., 2007).

Med tanke på oppbygningen av avsetningen finnes det flere plausible hypoteser. Randavsetningen kan være en submarin morenerygg, noe som støttes av den buede ryggformen som avsetningen har. Det kan på en annen side også være en randås – et

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

isranddelta ikke fullstendig bygget opp til havnivå. Alternativt kan det også ha vært et isranddelta som opprinnelig var bygget opp, men har blitt erodert i takt med synkende havnivå. Hadde dette imidlertid vært tilfellet ville det vært forventet å finne en flatere topp, bedre sortering av sedimentene, og skrålag.

Avsetningen er tolket til å være en randås bygget opp av en kalvende innlandsis. Forskjellen mellom en submarin morenerygg og randås er ikke så stor, hovedskillet ligger i deres indre struktur, hvor noe av materialet inni randåsen kan bli tilført av subglasiale smeltevannselver. Så nær brefronten vil imidlertid strukturen sannsynlig være like kaotisk og rotete for begge landformer. Skillet mellom morene og randås blir nærmest en definisjonsforskjell, da begge landformene har de samme implikasjonene for posisjonen av breen sin margin.

De to kantrundede steinene på toppen av avsetningen er *kyrkjesteinane*, to steiner som står igjen etter et tidligere kapell som Kong Håkon V. Magnusson (1270 – 1319) skal ha bygd på øyen i middelalderen (Bergen og Omland Friluftsråd, 2012).

Storhaugen i nord, er høyere enn resten av flaten, og skyldes underliggende berggrunn og støttes av observasjonen av strømmaster, som ville være irrasjonelt å sette opp fullstendig omgitt av løsmasser. V-formede innskjæringer i nordlig del av avsetningen, er raviner hvor rennende vann har erodert seg ned i løsmassene i forbindelse med overflateavrenning.

Finmaterialet som mangler nede ved Store Klubben er en kombinasjon av utvasket morene og deler av strandvoller/strandavsetninger. Marin erosjon forekommer i større grad på utstikkende odder, mens avsetning forekommer i bukter. Det gir mer erosjon ved Store Klubben til forskjell fra Støna, som har mer avsatt materiale.

Skråning av løsmasser på Søre Bjorøy

UTM 0288222 6692094, 8 – 28 moh.

På Søre Bjorøy, ved Sørвика ligger det løsmasser i en svært bratt skråning hvor nedre del av skråningen skåner nordvest mot Bekkjarvika, og øvre del av skråningen skrår mot sørvest. Helningsgraden varierer mellom 22 – 29°. Lokaliteten strekker seg fra 8 moh. på nordvestlig side og opp til 28 moh. som er det høyeste punktet på avsetningen. Toppen av skråningen har en ryggform, hvor det på sørøstlig side går ned i en forsenkning med en høyde på 21 – 22 moh. Skråningen har en lengde på 93 m, og en total bredde nordøstlig-sørvestlig retning på 150 – 160 m. En fjellblotning deler avsetningen i to (markert på [figur 2.7](#)). Fylkesvei 207 krysser sørlig del av lokaliteten som fortsetter på sørsiden av fjellblotningen, avgrenset av en

Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

fjellvegg i sør. I nordøst er den også avgrenset av en fjellvegg, hvor det er et veldig markant skille mellom løsmasser og berggrunn.

Alle kornstørrelser er representert, men det er lite blokkfraksjoner. Området er karakterisert av jordbruk, med ung løvskog og bjørnebærkratt, og bærer preg av å være ryddet. Flere rydderøyser som består av kantrundede stein av varierende størrelse er observert.

Tolkning

Avsetningen er tolket til å være en randavsetning og en iskontaktskråning. Innlandsisen har kommet fra sørøst og avsatt fra denne siden. Det innebærer at den bratteste og mest markante siden er distalsiden. Randavsetningen er i likhet med avsetningen på Tyssøy tolket til å være en randås. Observasjoner som støtter opp under denne hypotesen er både lokaliseringen og formen til randavsetningen.

Formen har en veldig brå overgang mellom fjell og løsmasser, hvor løsmassene er klistret langs fjellsiden inn mot fjellet. Avsetningen må ha blitt avsatt av en bre som hadde evne til å skyve og presse store mengder løsmasser opp foran seg på en slik måte at de blir stående samme sted etter at den ikke lengre er aktiv.

Plasseringen i forsenkningen mellom Høganeset og Nibben er en rimelig lokalisering. Dette er det laveste punktet hvor innlandsisen vil prøve å komme forbi Bjorøy, forsenkningen kan ha fungert som et passpunkt i forhold til omkringliggende høyere områder. Det er også en mulighet for at en kalvende innlandsis har stoppet opp her, da det er en naturlig plassering med tanke på dynamisk stabilisering av brefronten.

Mangelen på blokkfraksjoner kan skyldes rydding av jordbruksområder. Et par 100 m lengre sør er det imidlertid blitt gravd opp mye rundede blokk. Årsaken til at det mangler blokk ved randavsetningen skyldes sannsynligvis at deler av sedimentet er transportert glasifluvialt subglasialt under breen, hvor kornstørrelse er begrenset av vannføringen til smeltevannet.



Figur 2.7: Randavsetningen på Søre Bjorøy sett direkte mot distalskråningen. Rød heltrukket linje viser overflaten til avsetningen (bak trærne). Til venstre markerer den sorte stiplede linjen skillet mellom løsmasser og berggrunn/fjellside. Til høyre er en oppstikkende fjellblotning markert. Randavsetningen fortsetter på andre side av fjellblotningen (utenfor bildet), som også er avbildet fra en annen synsvinkel i figur 2.2.

Ryggform på nordsiden av Store Hellervatn, Bjorøy

UTM 0288506 6693195, 55 – 57 moh.

På nordøstlig side av Store Hellervatn ligger det en ryggform av løsmasser tilgrensende vannet (figur 2.8). Den har en halvmaneformet, svak bue med en lengde på 80 m

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

nordvestlig-sørøstlig retning og en bredde på ca. 21 m. Den strekker seg fra utløpet i nord og bort til en liten fjellrygg som skiller Lille og Store Hellervatn. Ryggen har en haugete overflate, men er ikke særlig markant og forholdsvis flat. Det er synlige blokker som er omgitt av finere kornstørrelser. Lokaliteten hvor det vokser furuskog med lyng (og blåbærlyng), har et tørt underlag, som står i sterk kontrast til hele sørlig side av vannet som er svært vått med en svært glidende overgang mellom myr og vann.

Fra ryggen kan løsmasser følges i et 150 – 160 m langt belte i nordøstlig retning (UTM 0288567 6693233), hvor blokkrike løsmasser ligger i en forsenkning som følger berggrunnens topografi på tvers av fjellryggen. Avsetningen har tilsynelatende en forholdsvis løs pakningsgrad. I vest har avsetningene en høyde på 56 moh., før det stiger opp til det høyeste punktet 66 moh. og går ned på østsiden til 51 – 50 moh. En fjellvegg markerer sørlig grense til dette 30 m brede beltet, som har en svak traufornet profil nordlig-sørlig retning. Det vokser tett granskog på løsmassene, synlig på [figur 3.5](#) i [kapittel 3.2.2](#).



Figur 2.8: Morenerygg lokalisert på nordsiden av Store Hellervatn, markert i rød rute til høyre. Bildet til venstre er tatt på morenen, hvor Store Hellervatn kan skimtes til høyre i bakgrunnen. På nordsiden er underlaget tørt og fast, i sterk kontrast til resten av myrområdet som omgir vannet.

Tolkning

Ryggformen lokalisert på nordsiden av Store Hellervatn er tolket som en morenerygg, formodentlig en endemorene avsatt fra sør-sørvest på grunn av sin halvmåneformede fasong og orientering. Proksimalsiden er da sørvestsiden, som grenser ned til vannet.

Breen som har avsatt denne avsetningen har sannsynlig hengt sammen med et større isdekke som kom fra øst. For at moreneryggen skal ha blitt avsatt fra sørvest, må innlandsisen eller en liten utløper fra breen snodd seg vest/sørvest, hvor den sannsynligvis også dekket Store Hellervatn. Beltet av løsmasser som kan følges over fjellryggen er tolket til sammenhengende morenemateriale. Det kan i midlertid være at dette beltet er del av samme

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

randmorene. Det beltet har i så fall blitt avsatt fra sør, hvor breen har dekket deler av fjellryggen som skiller vannene. Alternativt er det en ablasjonsmorene eller tilbakesmeltningsmorene, som forklarer en løsere pakningsgrad og stor forekomst av blokker. Det er plausibelt å anta at beltet i alle tilfeller har ligget svært nært brefronten.

Skråninger av løsmasser på Storhaugen, Nordre Bjarøy

Vestsiden UTM **0288788 6693294**, 44 – 64 moh.

Østsiden UTM **0288897 6693364**, 37 – 62 moh.

På midtre del av Bjarøy ligger en fjelltopp – Storhaugen⁵, 76 moh. som er omgitt av løsmasser både på østlig og vestlig side.

Vestsiden av Storhaugen, sett på [figur 2.9](#), har en U-formet profil med løsmasser som strekker seg opp langs skråningen, opp til 64 moh. hvor det er et svært markant skille mellom løsmasser og berggrunn. Det skråner bratt ned fra Storhaugen med en helningsgrad på 22°, hvor det er en utflating i bunn, med en terrassekant mot vest og nord, som avgrenser avsetningen. Det er ingen synlig lagdeling eller struktur i sedimentene. Alle kornstørrelser er representert. Løsmasser finnes også nedenfor terrassekanten, her er området mer myrete hvor elvebekken fra Lille Hellervatn krysser området og drenerer mot nordøst. I vest blir løsmassene avgrenset av berggrunn og beltet med morene (beskrevet i forrige lokalitet).

Området har delvis vært dyrket mark, hvor det i dag vokser bjørnebærkratt og unge løvtrær. På sørvestlig del av avsetningen er det et steingjerde av kantrundede stein som markerer grensen mellom innmark og utmark. Utmarken har vegetasjon som består av einerkratt, lyng og noen furutrær. I skråningen opp til Storhaugen er det små steingjerder som markerer små utplaneringer. Skråningen er 70 – 85 m bred i nordlig-sørlig retning og har en lengde på 45 m østlig-vestlig retning. I den flate bunnen er det en oppstikkende haug som består av kantrundede blokker og stein av ulik størrelse, hvor det også vokser trær. Løsmassene fortsetter mot nord, strekker seg rundt haugen og fortsetter som en sammenhengende form på østsiden.

Østsiden av avsetningen, sett på [figur 2.10](#) er en bratt skråning som er 225 m lang i østlig-vestlig retning og 140 – 150 m bred nordlig-sørlig retning med en helningsgrad på 20°, som strekker seg opp til 62 moh. med en skarp overgang til berggrunn. Skråningen forsetter i en brattere gradient ved overgangen til berggrunn. Deler av løsmassene er dyrket mark og er

⁵ Det er tre ulike steder kalt Storhaugen i feltområdet. Det skilles mellom Storhaugen på Tyssøy, Storhaugen på Søre Bjarøy og Storhaugen på Nordre Bjarøy.

Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

ryddet for stein. I sørøstlig del som ikke er preget av jordbruk, vokser det furutrær og området har en blokkrik overflate av kantrundet og avrundet stein. Det er ingen synlig lagdeling eller struktur i sedimentene og alle kornstørrelser er representert. I øvre deler av skråningen er det en liten utflating med en skrånende flate på 50 – 55 moh. I nedre del av den østlige skråningen har det den et knekk i profilet ved ca. 40 – 42 moh., hvor det forsetter å skråne ned mot Nordre Bjorøy. På denne skrånende flaten er det plantet en juletreskog av grantrær og det er også noe bebyggelse og jordbruksland.

Tolkning

Avsetningene ved Storhaugen er tolket som randavsetninger og består av morenemateriale. Øst- og vestsiden av Storhaugen er på grunn av sin bratte gradient to iskontaktskråninger – en på hver side, som er del av samme form og avsatt samtidig.

Iskontakten på østsiden er avsatt fra øst, men vestlig del av randavsetningen kan i midlertid blitt avsatt enten fra sør eller fra nord, hvor breen har delt seg ved Storhaugen og gått på hver side av haugen. Det skarpe skillet mellom løsmasser og berggrunn indikerer at toppen av Storhaugen har sannsynligvis vært isfri, oppstikkende som en nunatak. Det gir imidlertid en svært tynn is, noe som kan indikere at det ikke lå is rundt hele Storhaugen hele tiden, og som innebærer at øst- og vestsiden av Storhaugen ikke er avsatt samtidig, men sekvensielt.

Terrassekanten som avgrenser den vestlige delen av avsetningen er tolket til å være en elvededskjæring fra da elven som renner fra Lille Hellervatn var større enn i dag. På den oppstikkende haugen som er lokalisert på vestsiden har det trolig vært en naturlig anrikning av blokker, hvor det har vært naturlig å legge en rydderøys.

Utflatingen på 50 – 55 moh. er for høyt oppe til marin påvirkning, mens et knekk i profilet ved 40 – 42 moh. kan muligens representere MG. Det er tolket til å være bestemt av den underliggende topografien, da det ikke finnes andre spor etter marin erosjon og avsetning i området i umiddelbar nærhet.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging



Figur 2.9: Vestlig side av Storhaugen, sett mot øst. Stiplet rød linje marker den skarpe overgangen mellom løsmasser og fjell.



Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Figur 2.10: Østlig side av Storhaugen, sett mot vest. *Øverst:* Skråningen strekker seg fra flaten (dekket av snø midt i bildet), med en utflating øverst og et knekk i relieffet i nedre del. *Nederst:* samme skråning er vist fra en nærmere synsvinkel (bilde tatt bak grantrærne som dekker forgrunnen i øvre bilde).

Ryggform ved Breidvik, Bjorøy

UTM 0289006 6692725, 53 – 56 moh.

På sørøstlig del av Nordre Bjorøy, ved Breidvik er det observert en ryggform ca. 170 – 180 m lang, med en høyde på 3 m, hvor høyeste punkt er 56 moh., i forhold til omkringliggende område på 53 moh. (figur 2.11). Ryggen med en nordøst-sørøst orientering har en bredde på totalt 35 m og ligger på langs med høydekotene. Sørlig ende av ryggen er litt vanskelig å avgrense, og har noen små fjellblotninger. Ryggen er dekket av skog og furutrær, mens omkringliggende områder har vegetasjon preget av lyng og einerkratt. Nordlig del av ryggen har blokker stikkende opp, og en hard pakning. Alle kornfraksjoner er tilstede, det er ingen sortering eller lagdeling.

Nordvest for ryggen er det også observert en mindre markert rygg (UTM 0288996 6692809), som har samme bredde, høyde og orientering, men er noe kortere, omtrent 100 m lang. Denne ryggen har stedvis fjellblotninger, men også synlige blokker flere steder.

Tolkning

Ryggen(e) er tolket til en morenerygg fra en innlandsis som har kommet fra øst. Det er imidlertid stor usikkerhet knyttet til denne tolkningen, og er derfor bare markert med et symbol for ryggform (i tillegg til sammenhengende morenedekke) i det kvartærgeologiske kartet (vedlegg 1). Studeres ryggen uten å ta hensyn til området rundt, er det rimelig å tolke avsetningen som en morenerygg, støttet av observasjoner om dets form, orientering i forhold til høydekoter, sitt diamiktiske karakteristika og pakningsgrad. Ses ryggen derimot i sammenheng med det omkringliggende landskap og andre avsetninger observert, har den en litt malplassert beliggenhet, med tanke på at det forekommer sammenhengende morenedekke lengre vest og opp mot 80 moh. Ryggen markerer ikke ytre, vestlig grense for morenematerialet, slik mange av de andre randavsetningene lokalisert på øyen.

En alternativ forklaring beror seg på at ryggen ikke hører til omkringliggende avsetninger, men er en isolert hendelse eller brefremstøt. Det er imidlertid ikke gjort noen observasjoner som støtter denne forklaringen.



Figur 2.11: Ryggform ved Breivik, Bjorøy sett mot sørøst. Rød linje indikerer overgangen mellom rygg og avsetninger rundt. Legg merke til vegetasjonsskillet hvor det vokser furutrær på ryggen.

Skråning av løsmasser i Myrvika, Håkonshella

UTM 0289704 6695425, 0 – 20 moh.

På Håkonshella er det lokalisert en skråning av løsmasser i Myrvika, sør for Myren, som er et forholdsvis flatt område dekket av sammenhengende morenemateriale. Skråningen er 140 – 150 m bred østlig-vestlig retning, og har en lengde på 60 – 100 m nordlig-sørlig retning ([figur 2.12](#)). Avsetningen er delt i to av en fjellblotning, hvor vestlig og østlig side er henholdsvis 65 m og 30 m og har en østlig-vestlig retning. Helningsgradienten ligger mellom 16 – 20°.

Løsmassene er avgrenset av lave parallelle fjellrygger både i øst og vest, hvor det er en brå overgang mellom fjell og løsmasser. Avsetningen består av sediment i alle kornfraksjoner, men det er en stor forekomst av blokker og større stein, med en mindre grad av finmateriale. Dette gjelder særskilt ned til dagens havnivå. På fjellblotningen som deler vika ligger det løsmasser opp langs siden samt noen isolerte blokker uten finmateriale. Blokkene er kantrundede og rundede. Løsmassene er dekket av vegetasjon som gress, bringebær- og bjørnebærkratt og ung løvskog.

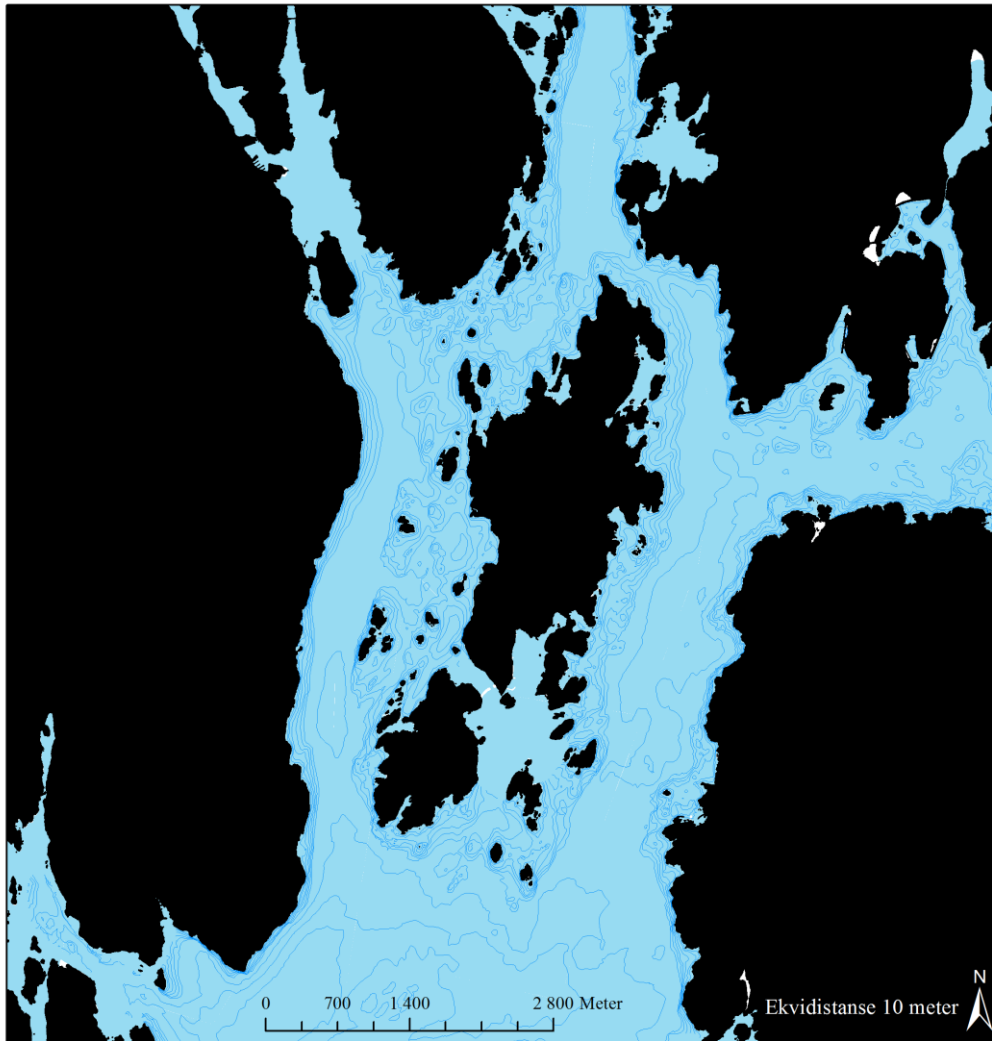


Figur 2.12: Østlig del av Myrvika. Rød linje markerer overgangen mellom iskontaktskråningen og bergknausen som skiller løsmassene fra hverandre i Myrvika. I bakgrunnen ses nordlig del av Bjørøy.

Tolkning

På grunn av sin bratte gradient er skråningen i Myrvika er tolket til en iskontaktskråning, fra flaten ved Myren og ned til dagens havnivå. Det er også mulighet for at skråningen kan fortsette submarint. Havet har i noen grad vasket bort finmateriale i nederste deler av skråningen samt på Myren, som kan være del av samme landform, og er sannsynligvis avsatt i tilknytning til iskontaktskråningen, hvor berggrunnstopografien med sine nord-sør forsenkninger har naturlige feller hvor sediment kan fanges.

Iskontaktskråningen er en proksimalskråning avsatt subglasialt av en innlandsis fra sør/sørøst. Havbunnen i Vatilestraumen (UTM 0289439 669509) er bare mellom 30 – 40 m dyp mellom Bjørøygavlen og Håkonshella (illustrert på [figur 2.13](#)), hvor det er naturlig for en bre å gjøre et stopp ved oppgrunninger. Det kan imidlertid skje både ved fremrykk og tilbaketrekning.



Figur 2.13: Batymetri i fjordene rundt feltområdet. Legg merke til oppgrunningen i Vattlestraumen i forhold til områdene rundt. Ekvidistanse på dybdekontene er 10 m.

Ryggform og skråning av løsmasser ved Magnevika, Håkonshella

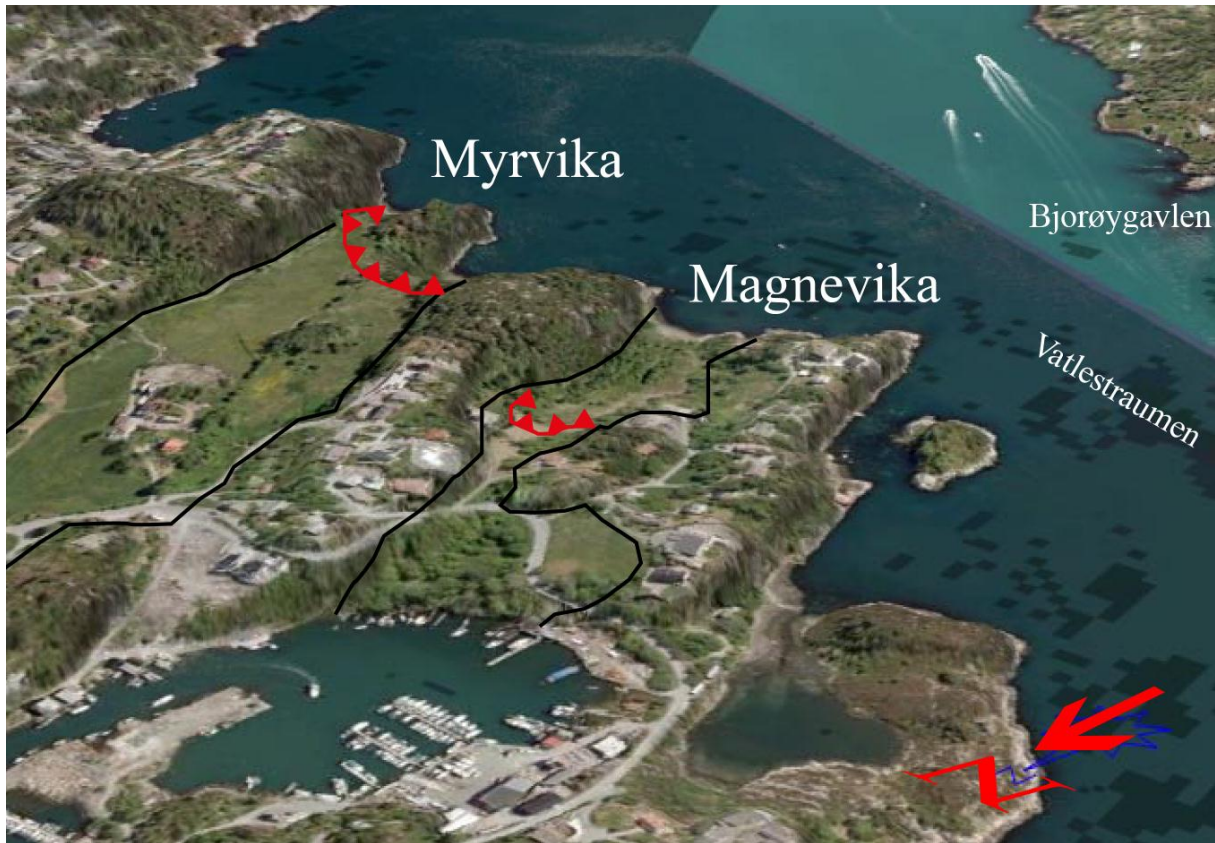
UTM 0289458 6695616, 0 – 27 moh.

Ved Magnevika nordvest for Myrvika er det observert en ryggform og løsmasser assosiert med denne ryggen (inntegnet på [figur 2.14](#)). Det er ikke en typisk ryggform, og siden berggrunnen har en topografi med fjellrygger orientert nord-sør, blir ryggen inneklemt i en forsenkning mellom disse lave fjellryggene. Løsmasser strekker seg fra Magnevika i sør og i nord – hvor det skråner oppover til en topp på 27 moh. og skråner ned igjen til havnivå videre nord mot Alvøpollen og Håkonshella-halvøyen. Helningsgradienten på sørlige side av ryggen er 10 – 15° og på nordlig side er gradienten 15°. Toppen av ryggen som er 50 m bred østlig-vestlig retning, og er lokalisert ca. 150 m fra sjøen i nord, og 250 m fra sjøen i sør. 150 m fra

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Magnevika på sørsiden, er det en utflating i terrenget ved 5 moh. I nordvendt skråning er det en V-formet nedskjæring i løsmassene.

Vegetasjonen består av dyrket mark, løvtrær og bjørnebærkratt. Det er også noe bebyggelse på lokaliteten. Løsmassene består av kantrundede og rundede stein slik som ved Myrvika. Det er ingen struktur eller sortering og alle kornfraksjoner forekommer.



Figur 2.14: Oversikt over avsetningene på Håkonshella. Inntegnet med sort heltrukken linje viser overgang mellom berggrunn og moreneavsetninger. Røde linjer med trekanter symboliserer iskontaktskråningene i Myrvika (til venstre) og Magnevika (til høyre). Flaten til venstre i bildet (nord for Myrvika) er Myren. Modifisert etter Norge i 3D (2012).

Tolkning

Skråningen og ryggformen er tolket til å være en iskontaktskråning på grunn av sin bratte gradient og orientering, særlig i forhold til omkringliggende berggrunn. Ryggen er en morenerygg med proksimalsiden ved Magnevika og distalside mot nord. Magnevika har en tydeligere form enn Myrvika, skråningen går også lenger nord og har en høyere elevasjon. Det kan tyde på at en bre har ligget delvis over Myren.

Ryggen er trolig avsatt fra sør/sørvest med en innlandsis som har komt fra Raunefjorden/Grimstadvfjorden.

2.2.1.2 Flyttblokker

Flyttblokker er spredte steinblokker i breen som spres utover i terrenget når isen smelter og kan være av annen bergart enn den underliggende berggrunn (Sulebak, 2007). Det er utgangspunktet til å spore opphavsområde og grunnlag for å identifisere innlandsisens bevegelse og strømningsmønster.

Det er ikke observert enkeltstående flyttblokker i feltområdet av en annen bergart enn den stedegne. I midlertid er det blokker og stein i moreneavsetninger av varierende bergart. Flyttblokker er observert både i området med sammenhengende morenedekke og områder dominert av bart fjell. De største blokkene er markert med egne symboler. Steder hvor det er mange blokker lokalisert har blitt markert med et eget symbol.

Flyttblokker på Håkonshella

UTM 0289837 6695677, 33 – 35 moh.

Nord for Litle Kongshaugen, like i nærheten av Hillerveien, fylkesvei 197 er det lokalisert tre mose- og lavkledd blokker som ligger tett sammen på et skrånende jorde ved et byggefelt (figur 2.15). Selve bebyggelsen i byggefeltet ligger på en ryggformet haug av løsmasser mellom Litle Kongshaugen og en liten fjellrygg lengre nord. På vestsiden er det et lite vann i skråningen ned til Myren på vestlig side. Langs veien nordover ligger det ytterligere steiner og blokker av en mindre størrelse i hauger og består av samme bergart – gneis, som de tre andre blokkene. De tre blokkene er kantrundede til rundede, har en størrelse på ca. 1,5 m i diameter og ligger tilsynelatende på toppen av de underliggende sedimenter.



Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Figur 2.15: *Til venstre:* flyttblokker på Håkonshella, markert inni rød firkant. *Til høyre:* de samme flyttblokkene, men sett fra veien (synlig i høyre del av venstre bilde). Tre flyttblokker viser på begge bildene.

Tolkning

Blokkene er tolket til å være in-situ flyttblokker avsatt av innlandsisen. Den ryggformede haugen som flyttblokkene ligger på kan tolkes som en sidemorene med vestlig side som proksimalside. Hvis det tas i betraktning at innlandsisen trolig har delvis dekket Myren er plasseringen av denne avsetningen som en sidemorene naturlig. Dette innebærer imidlertid at flyttblokkene ligger på overflaten av en sidemorene, og det kan tale for at de egentlig bare er en del av morenen og ikke flyttblokker. Når det er sagt, kan flyttblokker som ligger under MG – som er tilfellet her, være transportert med drivis brukket av isdekket, fremfor breis og kan tolkes som flyttblokker. Det er også støttet av observasjonen om at de ligger på toppen av sedimentene i stedet for å ligge delvis omgitt av dem. Det innebærer at de kan være litt yngre enn sidemorenen de ligger på. Blokkene er sannsynligvis avsatt fra vestlig side, i samme tidsrom som det har stått en bre inntil skråningene ved Myrvika og Magnevika.

Vannet som ligger i skråningen er sannsynlig kunstig oppdemmet og blitt brukt i forbindelse med jordbruk, basert på sin størrelse og plassering i forhold til sine omgivelser uten noen naturlig terskler og sin brå, artifisielle overgang fra vann til land.

2.2.1.3 Glasifluviale avsetninger

Glasifluvialt materiale – breelavsetninger er materiale som er transportert og avsatt av breelver med hjelp av smeltevann fra breen. Dette materialet forekommer vanligvis som sorterte lag med ulik kornstørrelse, fra fin sand til stein og blokk. Ulikheter og variasjon i kornstørrelse gjenspeiler vannføring, hvor store kornfraksjoner blir avsatt når breelvene har mye smeltevann tilgjengelig. Rundingsgrad reflekterer transportlengde, siden vanntransportert materiale er mer rundet (Thoresen, 1991; Nesje, 1995).

Isranddelta og *Randås* er allerede omtalt i *kapittel 2.2.1.1*.

Passpunkt er det laveste nivå i et høydedrag eller fjellrygg. Det er ofte knyttet til vann, da vann alltid vil renne minste motstandsvei og det er en naturlig dreneringsretning.

Vifteform i Dalen

Øvre del UTM 0288730 6693492 0 – 47 moh.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Nordvest for Storhaugen, Nordre Bjorøy er det lokalisert ett passpunkt på 47 – 48 moh. (UTM 0288747 6693380). I Dalen, på nordsiden av passpunktet ligger det en vifteformet avsetning med en lengde på 450 m nordlig-sørlig retning som skrår nedover fra passpunktet og ned til dagens havnivå (figur 2.16 og figur 2.17). Deler av avsetningen er i dag dyrket mark. Løsmassene strekker seg oppover skråningen på vestlig side av Dalen, som her består av mye store blokker uten finkornet materiale. Størsteparten av blokkene har ingen synlig struktur eller sortering, men opp mot Pollhaugen ligger noen av blokkene sortert i voller. Vegetasjonen består av lyng og ung løvskog.

Viften er 65 – 100 m bred. Øvre del av viften har en helningsgrad på $6,25^\circ$, men ved 31 – 33 moh. (UTM 0288716 6693544) er det en utflating av skråningen hvor gradienten er $3,8^\circ$. Fra passpunktet og ned til utflatingen er det ca. 175 m. Resten av viften har en gradient på 8° , ned til ca. 14 moh., hvor skråningen flater ut ned til dagens havnivå. En mindre utflating kan observeres ved 38 – 40 moh. (UTM 0288734 6693478). Fra 22 moh. er det en V-formet nedskjæring i løsmassene. Her kommer også utløpet fra Store Hellervatn ut fra et rør. Elvebekken munner ut i Vestrepollen i en vifteformet avsetning som består hovedsakelig av sand.

Løsmassene i Dalen består av sorterte sedimenter som har en tilsynelatende skrånende lagdeling. I en grøft ble det i øvre deler av viften oppdaget et lag under jordsmonnet som består av steiner, grus og sand som er kantrundede og rundede. Steinene minker i størrelse med avstand fra passpunktet. De største steinene har en diameter på ca. 10 cm, og de fineste fraksjonene mangler. Lenger ned i skråningen forekommer det et lysebrunt lag av sand som ligger over et grålig lag av silt og leire. Begge disse lagene har god sortering, men noen steiner og grov grus (opptil 5 cm i diameter) forekommer innimellom. Disse to lagene er tykkere nærmere dagens havnivå og kan tilsynelatende se ut som de fortsetter inn under det roveste øvre laget, men usikkert hvor langt innunder det strekker seg.



Figur 2.16: Oversikt over avsetningene i Dalen. Den røde pilen viser passpunktet ved overgangen fra Storhaugen, Nordre Bjorøy og ned til Dalen. De to utflatingene er påtegnet med T-former. Røde stiplede linjer viser glasifluvial vifteform. Sorte heltrukne linjer viser overgangen innbydes mellom avsetninger og grenseovergangen mellom berggrunn. Sort tagget linje er påtegnet ved elvenedskjæringen. Modifisert etter Norge i 3D (2012).



Figur 2.17: Dalen, sett mot passpunktet (midt i bildet). Utflatingene er markert med stiplede linjer på henholdsvis 31 – 33 moh. og 38 – 40 moh.

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Tolkning

Denne lokaliteten er noe kompleks, og er på bakgrunn av de observasjoner som er gjort, tolket til å være dannet av flere agenser. Øvre del av viften, fra passpunktet og ned til den største utflatingen ved 31 – 33 moh. er tolket til å være en glasifluvial vifte med smeltevann som har kommet over passpunktet. Sedimentlaget som består av stein, grus og sand med en tydelig fallsortering og finnes i øvre deler av viften, utgjør de glasifluviale sedimentene. Løsmassene som strekker seg oppover langs skråningen på vestlig side av Dalen er trolig også glasifluvialt materiale, hvor de fineste fraksjonene er blitt vasket bort. Vollene av grovere blokkmateriale tolkes til strandvoller hvor havet sannsynligvis har jobbet med det materiale som har vært tilgjengelig.

Nedre del av avsetningen er tolket til å være marint avsatt. Sandlaget som er funnet under det grovere glasifluviale laget kan være en strandavsetning. En alternativ forklaring er i for øvrig at det også er et glasifluvialt lag, med en lengre transportlengde på grunn av bedre sortering. Det faktum at laget blir tykkere nærmere dagens havnivå, støtter imidlertid at det er en strandavsetning. Det grå laget av silt og leire er marint, og må ha blitt avsatt i forholdsvist stillestående vann.

Den øverste av de to utflatingene (38 – 40 moh.) er på grunn av sin helning og plassering tolket til å være erosjonsspor etter tidligere havnivå, kanskje MG. Den tydeligste utflatingen (31 – 33 moh.) er tolket som overgangen til en marbakke som er en bratt skråning utenfor strandområdet ved sjø eller vann (snl.no: Kjøll 2009). Den øverste og minste utflatingen kan dermed forklares som strandlinjen, grenseovergangen mellom hav og land.

Den V-formede nedskjæringen i nedre del av viften kan forklares som fluvial nedskjæring, og det er også der hvor elvebekken kommer ut fra rør. Tidligere kan bekken imidlertid ha drenert på overflaten. Den vifteformede avsetningen i Vestrepollen er et delta som er en aktiv prosess i dag.

Løsmasser i en forsenkning nord for Nibben, Bjorøy

UTM 0288424 6692302 52 – 70 moh.

I en forsenkning like nord for Nibben på Søre Bjorøy er det observert løsmasser i en 350 m østlig-vestlig langstrakt, smal sone. Den er mellom 30 m og opptil 60 m bred, traufornet, flat form som bærer preg av erosjon på overflaten og har svake dreneringsspor. Avsetningene har en høyde på 52 – 70 moh. og skrår mot vest. Flaten heller svakt for så å stupe bratt nedover til

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Brekkjærsvika. Mesteparten av løsmassene er lokalisert på vestlig halvdel. I øst går en forsinking i bakkant med en flate som ligger 50 – 52 moh.

Det er en brå overgang mellom løsmasser og fjell, samt et skarpt skille til det omkringliggende landskap og landformer som er svært sparsommelig med løsmasser og er preget av bart fjell, forvittringsmateriale og noe torv. Lokaliteten er avgrenset i sør av en fjellvegg – synlig i [figur 2.18](#) hvor berggrunnen har en jevn, glatt, avrundet og bølgende overflate som har blitt erodert av vann i en høyde mellom 62 – 78 moh. Like under fjellveggen, oppå løsmassene som er dekket av gress, løvtrær og noe einerkratt ligger det store blokker og stein, både som er kantrundede og kantete. Det er mye store kornfraksjoner, hvor de fineste kornfraksjoner mangler. Det ligger også løsmasser opp langs fjellsiden i en høyde på 70 – 80 moh. like nord for Nibben.



Figur 2.18: Lokaliteten sett fra nordøst. Fjellveggen til venstre i bildet er modellert av vann. Flaten med inntegnet dreneringsspor i rødt, skrår svakt mot vest og heller bratt ned mot Bekkjærsvika like bak bjørketrærne i midten av bildet.

Tolkning

Avsetningen er på bakgrunn av sin form og kornfraksjoner tolket til å være glasifluvialt avsatt. Denne forklaringen støttes også av fjellveggen som har tydelige spor etter erosjon og er blitt modellert av vann. Trolig har avsetningen blitt erodert av smeltevannselver og glasifluvial drenering, som kan forklare hvorfor bare store kornfraksjoner ligger igjen, hvor finere materiale har blitt transportert lengre.

Innlandsisen som smeltevannet har kommet fra, må ha ligget svært nært på grunn av forekomst av grove kornfraksjoner, samt sporene etter glasifluvial erosjon i fjellvegg, som

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

sannsynligvis krever en betydelig mengde smeltevann. Breen kan ha ligget ved forsenkningen i bakkant og ved skråningen opp mot Nibben, men trolig ikke dekket over Nibben.

Flate nord for Storhaugen, Søre Bjorøy

UTM 0288572 6691970, 50 – 52 moh.

Nord for Storhaugen, Søre Bjorøy ligger det en avlang flate på 50 – 52 moh., som er ca. 150 m lang østlig-vestlig retning og 50 m bred nordlig-sørlig retning. Flaten skrår svakt oppover på nordsiden, slik den får et visst trauformet profil (synlig på nederste bilde i [figur 2.19](#)) i nordlig-sørlig retning. Trauformen er tydeligst på nordlig side. Området har tidligere vært dyrket mark og er dekket av gress, men i dag vokser det løvtrær, hovedsakelig bjørk og or på store deler av avsetningen. Østlig del av flaten er litt myrete.

Mot vest skrår det ned mot randavsetningen på Søre Bjorøy. Løsmassene fortsetter på nordvestsiden av Nibben (omtalt i neste lokalitet). Mot øst blir bart fjell synlig i dagen og det går bratt ned i retning mot Glomneset og innerste del av Bjorøyvågen. Her går det en liten bekk som renner fra de myrete delene av flaten. Avsetningen forsetter mot nord, og får et mer kupert utseende som skrår oppover mot nord, hvor det er tegn på erosjon og dreneringsspor.

Flaten består av kornfraksjoner som sand, grov grus og avrundet stein. Det forekommer ikke blokker, men det er noen større stein ryddet i et steingjerde, som markerer sørlig grense av flaten. På andre siden av gjerdet er det mye store blokker, et kupert og haugeete landskap hvor alle kornfraksjoner er tilstede.

Flaten blir tolket sammen med neste lokalitet.



Figur 2.19: Bildene viser flate nord for Storhaugen, Søre Bjorøy. *Øverst:* avsetning sett fra vest. *Nederst:* samme flate sett fra øst. Området var tidligere dyrket mark, men i dag vokser det løvtrær på store deler av avsetningen. Til høyre i bildet viser en skråning ned til flaten, som er svakt trauformet.

Løsmasser langs fjellsiden, sør for Nibben

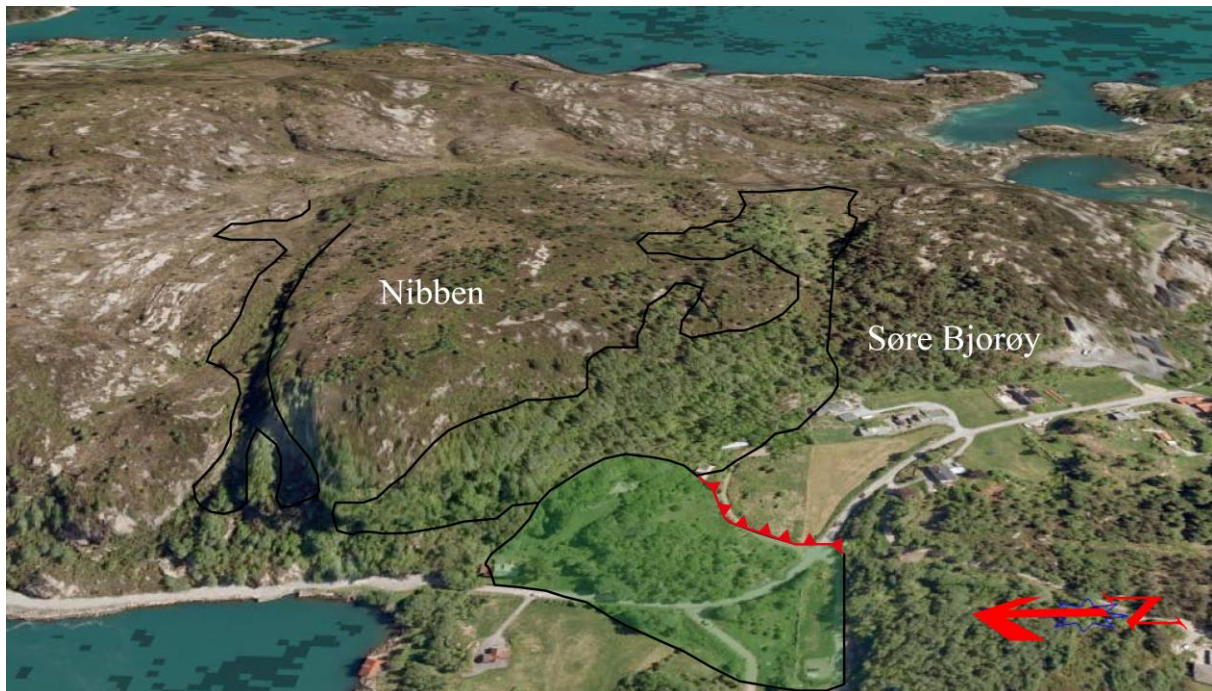
UTM 0288424 6692129, 30 – 68 moh.

I en forlengelse av flaten på Søre Bjorøy går det løsmasser med samme karakteristika, og som ligger i fjellskråningen opp til Nibben. De svinger rundt fjellet på vestlig side og fortsetter langs høydekotene mot nordvest (en oversikt er synlig på [figur 2.20](#)). Løsmassedekket har en lengde på ca. 400 m nordvestlig-sørøstlig retning og strekker seg opp til 68 moh., hvor det er en brå overgang til bart fjell. Her er det også flere steingjerder som markerer skillet mellom utmark og innmark. I nordlig del av avsetningen er det mye avrundede blokker, mens resten av avsetningen hovedsakelig har samme kornfraksjoner som flaten på 50 moh. Løsmassene ligger i en bratt skråning som har en lengde på opptil 80 m nordøstlig-sørvestlig retning, og er dekket av løvskog. En steil fjellvegg skiller løsmassene fra randavsetningen ved Sørvika.

Mellom 30 – 35 moh. på vestlig side av Nibben er det observert en voll av blokker på en liten utflating som ligger på en fjellhille. Det er også noen finere kornfraksjoner mellom

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

berggrunnen og blokkene. Lenger sørøst er det spor etter drenering og erosjon langs fjellsiden, mot vest og nordvest, både som følger høydekotene og som går på tvers av høydekotene.



Figur 2.20: Glasifluviale avsetninger og randavsetning på Søre Bjorøy. Randavsetning markert i grønt (med inntegnet rød iskontakt). Sorte linjer markerer glasifluviale avsetninger som omgir Nibben på to sider. Øverst, nesten midt i bildet ligger flaten på ca. 50 moh., som forsetter videre nordvest langs fjellskråningen. Modifisert etter Norge i 3D (2012).

Tolkning

Begge avsetningene presentert over er tolket til glasifluvialt materiale på bakgrunn av plassering, kornfordeling og form. De er sannsynligvis avsatt i samme tidsrom, da de henger sammen og består av forholdsvis likt materiale. Hovedforskjellen ligger i deres geomorfologiske oppbygning.

Årsaken til at flaten på 50 – 52 moh. er så flat skyldes ikke havnivå, da den ligger over MG. En bresjø – oppdemmet av en innlandsis på begge sider (øst og vest) av Storhaugen, Søre Bjorøy hadde vært en plausibel hypotese, men det er ikke funnet sedimenter finkornede nok til å støtte opp denne forklaringen. Flaten kan også ha vært utsatt for planering med tanke på at den har blitt oppdyrket. Ut fra de observasjoner som er gjort i området er det den mest sannsynlige forklaringen.

En innlandsis lokalisert øst for avsetningene har sendt smeltevann mot vest. Innlandsisen kan også ha vært lokalisert på Søre Bjorøy, hvor dreneringen har gått mellom fjellsiden og breen i skråningen med glasifluvialt materiale.

Utflatingen funnet på fjellhulle på vestlig side av Nibben er tolket til å være en strandvoll, og kan representere et tidligere havnivå.

2.2.2 Glasiale erosjonsformer

Breerosjon forekommer når breen glir over underlaget og river med seg materiale. I feltområdet er det moderat utbredelse av glasiale erosjonsformer i fjell.

Isskuringsstriper er abrasjonsstriper i fjell, og skyldes at breen virker som et sandpapir mot underliggende berggrunn. Steinmaterialet i bresålen blir slitt ned og fjellet blir glasialt skurt (Sulebak, 2007). Skuringsstriper og andre abrasjonsmerker i fjell – for eksempel halvmåneformede sigdbrudd og parabelriss, er retningsindikatorer for brebevegelse.

Rundsva er en støt- og le-side form, hvor støtsiden som er vendt mot breen er ismodellert, ofte med strømningsformer, og lesiden er uregelmessig, kantet og viser tydelig tegn til plukking som er breens viktigste erosjonsmåte. Resultatet er en asymmetrisk, retningsindikerende landform.

P-former – plastiske former er glatte, jevne renner eller groper i fjell som dannes enten av smeltevann eller lett deformerbar plastisk is som presses ned i groper i underlaget (Sulebak, 2007).



Figur 2.21: Eksempel på glasiale erosjonsformer. *Til venstre:* Rundsva, midtre Bjorøy (UTM 0288526 6692892, 75 moh.). Retningsindikator påtegnet. *Til høyre:* Vestsiden av Langafjellet (UTM 0288263 6692442, 55 – 80 moh.) med P-former.

Rundsva er utbredt på vestlig side av øyene. De har en retning mot vest – alt fra nordvest til sørvest. Isskuringsstriper hvor de tydeligste formene er kartlagt, har samme retning som rundsvaene og er tydeligst på Ørnefjellet, Langafjellet, Nibben og ved Stokkhaugen på Bjorøy. Det er lite P-former i området, men forekommer på vestsiden av Langafjellet ([figur 2.21](#)).

Tolkning

De glasiale erosjonsformene er dannet av innlandsisen, sannsynligvis en gang i løpet av siste istid, men formene kan imidlertid også være eldre. De trengs nødvendigvis ikke ses i sammenheng med glasiale avsetninger fra resten av feltområdet.

En P-form kan enten bli dannet av smeltevann (mellom berget og breen) eller av bre som har blitt presset inntil berget. Det finnes ingen indikasjoner for hvilken av de to alternativene som mest sannsynlig har dannet P-formene kartlagt i feltområdet.

2.2.3 Marine avsetninger

Marine hav- og fjordavsetninger består av finkornede sedimenter – hovedsakelig silt og leire avsatt på sjøbunnen i fjorder og i havområder. De legger seg ofte som et drapert teppe over andre avsetninger.

Strandavsetning er dannet av bølge- og strømkraft i strandsonen. Avsetningen blir liggende som et tynt dekke over andre løsmasser men det kan også ligge på fast fjell. Kornstørrelse varierer på grunn av varierende opphavsmateriale. Finmaterialet er vanligvis vasket vekk, og avsetningen er porøs med en løs pakning (Thoresen, 1991).

Skjellsand er delvis nedbrutte kalkskjell fra mollusker og andre marine, kalkdannende organismer. Sanden forekommer i lesider av holmer og skjær i områder med lav tilførsel av minerogent materiale (Direktoratet for naturforvaltning 2012).

Strandvoller er materiale som er skylt opp på land av bølger, som legger stein sammen i voller. Vollene ligger i forskjellig høyde over havet etter høyden på bølgene som har dannet dem. Vollene består av godt avrundede stein med ensartet størrelse (Gjessing, 1978; Sulebak, 2007).



Figur 2.22: *Venstre bilde:* Strandavsetning/strandvoll, Tyssøy (UTM 0287348 6690316) er synlig midt i bildet. *Høyre bilde:* Hevet strandlinje (UTM: 0289233 6694770, 12 – 14 moh.)

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

Avsetningene er konsentrert i de lavtliggende områder på østsiden av Bjorøy, i Ørnedalen og lavere forsenkninger i høyder som bare et par meter over dagens havnivå. De ligger mellom høyere knauser og lave rygger av berggrunn, på østlig del av Tyssøy og Glomneset, Bjorøy.

Sedimentene er mørkgrå, finkornede og består av sand, silt, leire og små skjellfragmenter. Nært dagens havnivå er det mye skjellsand. Det forekommer også ofte et tynt torvdekke (< 30 cm) over sedimentene – særskilt hvor det forekommer mye skjellfragmenter. Flere steder på nordøstlig del av Bjorøy dekker avsetningene over sammenhengende morenemateriale som et teppe.

I forsenkninger mellom lave, parallelle fjellrygger ligger det voller som et belte av avrundede steiner hvor det fineste materialet mangler. Voller av løsmasser er observert flere steder. De ligger hovedsakelig i høyden 10 – 14 moh., men det finnes også voller lokalisert nærmere dagens havnivå ([figur 2.22](#)).

Erosjon er konsentrert til utvasking av finstoff fra morene, noe som er synlig særlig langs strendene og tydelig på østlig side av Tyssøy. Innskjæringer i større avsetninger forekommer, som for eksempel i Dalen.

Tolkning

Avsetningene beskrevet over er tolket til marine avsetninger, noe som støttes av deres kornfordeling, deres lave plassering i terrenget i forhold til dagens havnivå og forekomst av skjellfragmenter og skjellsand inkorporert i sedimentene. Størsteparten av de marine sedimentene er trolig avsatt etter slutten av siste istid.

Det er ikke funnet spor etter marine avsetninger og marin abrasjon høyere enn 30 – 40 moh., noe som er naturlig med tanke på MG i området.

Hevede strandlinjer er observert flere steder, markert av strandvoller. Av de vollene som er observert er samtlige tolket til å være strandvoller. At de forekommer hovedsakelig i høyden 10 – 14 moh. indikerer at de mest trolig representerer tapestransgresjonen.

Lavtliggende flate sør for Træsvika, Tyssøy

UTM 0287913 6690892, 0 – 5 moh.

På nordøstlig del av Tyssøy går det en lavtliggende flate 0 – 5 moh. (nevnt i beskrivelse av randås på Tyssøy). Flaten ([figur 2.23](#)) ligger mellom to høyere nivå (15 moh. i øst, og 20 moh. i vest) som består av morene og er tolket til randavsetninger. Flaten er 250 m lang

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

nordlig-sørlig retning og strekker seg fra Træsvika i nord og ned til Støna i sør. Bredden varierer mellom 30 – 70 m i østlig-vestlig retning. I skråningen opp til de høyere avsetningene, ligger det avrundede blokker og stein i to voller langs flaten. Her vokser det også løvtrær, samt noe barskog i nordlig ende.

Det renner en bekk som krysser flaten på langs. Hvor bekken renner er det delvis grad en grøft som gir et snitt i løsmassene. Her er det observert ulik lagdeling av sedimenter. Øverst, like under jordsmonnet er det observert et tynt lag bestående av mørkegrått finkornete sedimenter av sand, silt og leire. Direkte under dette laget forekommer det et lag med diamiktiske sedimenter hvor alle kornfraksjoner fra leire og silt til blokk finnes. Her befinner det seg også fragmenter av skjell, samt hele skjell (avbildet på [figur 2.24](#)). Dette laget er ca. 130 cm tykt. Under her er det blitt observert et ca. 35 cm tykt lag av leire hvor det også forekommer fragmenter og hele skjell⁶. I forbindelse med en kartleggingsoppgave våren 2008 ble det tatt ut bivalve mollusker fra de diamiktiske sedimenter som ble ¹⁴C-datert (*kapittel 4*). I samme snitt ned til bekken (UTM 0287913 6690928) ble det senere i samme lag også funnet flere tykke skjell av ulike arter.

⁶ Upublisert kartleggingsoppgave i Geo212 (Terrestriske klima- og miljøendringer, Institutt for geografi, UIB): Josefsen, Louise; Nielsen, Pål Ringkjøb og Roald, Andreas Grov (2008). Veiledet av Svein Olaf Dahl.



Figur 2.23: Marin flate sett fra nordøst.



Figur 2.24: Eksempel på mollusker funnet i felt. Plukket fra diamiktisk sediment. Til venstre: *Mya truncata*. Til høyre: *Chlamys islandica* (Pectinidae). Skala er i centimeter.

Tolkning

Det øverste laget funnet på flaten er tolket til å være marint avsatt, det samme gjelder også for det finkornede leire-laget under det diamiktiske materialet, som på en annen side består av morene. Morenematerialet inneholder mye finstoff og er dermed tolket til bunnmorene. Skjellene som er inkorporert her skyldes at innlandsisen har plukket skjell fra det underliggende marine leirlaget. Forekomsten av fine kornfraksjoner kan skyldes samme prosess. Morenelaget kan opprinnelig vært tykkere – eventuelt en del av en randavsetning som har blitt erodert av havet.

Vollene som ligger langs kanten til flaten er trolig delvis erodert morene og delvis ryddet av mennesker, som er indikert av det skarpe skillet i kornfraksjoner mellom vollene og resten av flaten.

Skjellet som ble sendt inn til ¹⁴C-datering var av typen *Mya truncata* – butt sandskjell. Andre arter som senere ble funnet er identifisert til *Mya truncata*, *Chlamys islandica* – haneskjell, *Hiatella artica* – steinboreskjell og *Pectinidae* – kamskjell. Skjellene er vanligvis assosiert med kalde vannmasser. *Chlamys islandica* er et subarktisk kamskjell som i dag lever nord for Lofoten (Havforskningsinstituttet 2011), mens *Mya truncata* er et arktisk-europeisk skjell (snl.no: Sømme 2009). Kamskjell finnes på dypere vann langs kysten, men døde skjell blir ofte vasket opp i fjæra. De har en utbredelse nordover til Bodø – med unntak av *Chlamys islandica*. *Hiatella artica* er meget vidt utbredt og vanlig langs hele norskekysten (Bergan, 1989). Det at skjellene er tykke indikerer at de har levd i et kaldt klima.

2.2.4 Øvrige avsetninger og erosjonsformer

2.2.4.1 Fluviale avsetninger og erosjonsformer

Fluviale avsetninger er elve- og bekkeavsetninger, og består av materiale transportert i vann, avsatt av elver og bekker etter innlandsisen forsvant. De fluviale avsetningene er ofte svært likt det glasifluviale materialet, bortsett fra en bedre sortering og rundingsgrad (Thoresen, 1991).

Fluviale erosjonsformer som elve- eller bekkenedskjæringer og raviner dannes av samme erosjonsprosess, ved at elven graver i underliggende sedimenter. Ravine er mer karakteristisk enn elve- eller bekkenedskjæring og har en tydelig V-form.

I feltområdet finnes det minimalt med fluvialt materiale, kun små elvevifter og delta hvor dagens elvebekker møter erosjonsbasis (UTM 0287977 6692758, 0287990 6693322 og

Kapittel 2 Kwartærgeologisk kartlegging

0288657 6693808), samt V-formede spor etter ravinenedskjæringer i løsmasser (for eksempel på nordlig del av Tyssøy).

2.2.4.2 Forvittringsmateriale

Forvittringsmateriale dannes ved forvitring, som er nedbryting av fjell til løst materiale. Det skilles mellom mekanisk og kjemisk nedbryting av større partikler til mindre partikler. Mekanisk forvitring er oppstyking av fjell hvor det ikke forekommer synlig endring av mineralbestanddelene, mens kjemisk forvitring omfatter prosesser som bryter ned selve bergartens mineraler (Sulebak, 2007).

Det er en svært sparsommelig utbredelse av forvitring (både kjemisk og mekanisk) på de mest værutsatte fjellknausene i feltområdet – Ørnefjellet og Langafjellet, fortrinnsvis som et tynt dekke i områder dominert av bart fjell.

2.2.4.3 Torv og organisk materiale

Torv og myr er en akkumulering av organisk materiale som oppstår hvor det er større produksjon av plantemateriale enn nedbryting. Dette skyldes en lav temperatur eller høy grunnvannstand, som gir mangel på oksygen som er nødvendig ved nedbryting av organisk materiale (Sulebak, 2007). Torv og myr som er tykkere enn 0,3 m blir skilt ut som en egen kategori i kartleggingen.

Torv og myr er utbredt i feltområdet, hovedsakelig i forsengkninger omgitt av bart fjell. Det er flere steder drenert myr som brukes, eller har blitt brukt til jordbruksland (for eksempel Bekkjarvikdalen UTM 0288399 669278, og forsengkningen nordvest for Gardsidehaugen UTM 0288939 6693719). På midtre del av Tyssøy, vest for Varden (UTM 0287717 6690355) ligger det en myr 35 – 34 moh. Den kan muligens representere høyde på tidligere havnivå og gi informasjon om MG, men har ikke blitt ytterligere undersøkt i denne studien.

2.2.4.4 Massebevegelse/skråningsprosesser

Massebevegelse/skråningsprosesser er alle former for transport av sedimenter knyttet til skråninger. Innenfor denne kategorien finnes det avsetninger avsatt av fjellskred, steinsprang, snøskred og løsmasseskred. De ulike prosessene gir avsetninger som varierer mye, og det kan forekomme kornstørrelser fra blokk til silt (Thoresen, 1991).

På grunn av lavt relieff i topografien er det naturlig lite skråningsprosesser i feltområdet. Det er i midlertid observert stedvis noen steinutglidninger.

2.2.4.5 Antropogent materiale

Antropogent materiale er menneskepåvirkede avsetninger som for eksempel fyllmasse, som ikke skyldes naturlige prosesser, fordi det er blitt transportert og avsatt av mennesker.

Fyllmasse og antropogen påvirkning er utbredt i feltområdet på grunn av bebyggelse og utbygging. De største områdene med antropogent materiale er bebyggelsen lokalisert på Håkonshella-halvøyen, boligbygging i Nilsvika og fotballbanen sørvest for Rundelen.

2.3 Oppsummering

Det er observert flere landformer og løsmasser som indikerer forekomsten av is-marginale avsetninger på Bjorøy, Tyssøy og Håkonshella, og som har implikasjoner for tolkningen av brefluktasjoner i deglasiasjonen av siste istid, samt rekonstruksjon av innlandsisens posisjon. Det er også observert landformer og løsmasser som gjenspeiler glasifluviale og marine prosesser i feltområdet.

- Feltområdet er dominert av bart fjell med et sparsommelig vegetasjonsdekke, med torv og myr i flere av forsenkningene mellom fjellryggene på vestlig side av øyen. Sammenhengende morenedekke finnes flere steder i feltområdet, og er mest utbredt ved Myren, østlig del av Nordre Bjorøy, nord og øst på Tyssøy, Søre Bjorøy og Høganeset.
- Det er observert flere skråninger tolket til å være iskontaktskråninger. De ligger på nordlig del av Tyssøy, Søre Bjorøy ved Sørvika, på vestlig og østlig side av Storhaugen, Nordre Bjorøy og på Håkonshella ved Magnevika og Myrvika.
- Det er funnet en rygg ved Varden på Tyssøy, tolket til morenerygg. Den kan trolig knyttes sammen med andre randavsetninger på øyen som tidligere har blitt kartlagt og tolket til å være fra YD. Nordlige del av øyen er dekket av morenemateriale som er tolket til å være en randavsetning – en randås avsatt subglasialt.
- Løsmasser på Bjorøygavlen er tolket til morenemateriale, men det er usikkert om ryggen er en form uavhengig av berggrunnen eller ikke.
- Ved Store Hellervatn er en ryggform observert ved nordlig del av vannet tolket til å være en morenerygg.

Kapittel 2 Kvartærgeologisk kartlegging

- I Dalen er det observert en vifteform tolket til å være en glasifluvial vifte med marine sedimenter i nedre del. Det er to utflatinger i viften (31 – 33 moh. og 38 – 40 moh.) som kan tolkes til å representere erosjonsspor etter et tidligere havnivå.
- På sørlig del av Bjorøy er det en bratt skråning tolket til en randavsetning – en randås. Like i nærheten forekommer det også løsmasser lokalisert på nord og sørsiden av Nibben, tolket til å være glasifluviale avsetninger.
- Marine avsetninger finnes overveiende ved de laveste partiene av øyene, svært nær dagens havnivå. Det er funnet skjell inkorporert i diamiktisk morene på en lavtliggende, marin flate på østlig del av Tyssøy.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

3.1 Georadar (GPR)

Georadar – heretter omtalt som GPR (Ground Penetrating Radar) er et ikke-destruktivt verktøy basert på elektromagnetiske bølger (EM-bølger) for kartlegging av strukturer og trekk i undergrunnen. Innen kvartærgeologi anvendes GPR til å gi en detaljert avtegnning av strukturer og løsmasseavsetninger, med mulighet for informasjon om avsetningstype og løsmassenes egenskaper. GPR kan tas i bruk ved kartlegging av berggrunnstopografi under løsmasser (Mauring et al., 1995) og er vanlig å bruke som en del av forberedelse til innsamling av innsjøsedimenter, for å finne den beste lokaliseringen for kjerneprøvetaking ved å undersøke vanddybder og sedimenttykkelse i innsjøer.

3.1.1 Teori og prinsipp bak GPR

Alt materiale har elektriske egenskaper. Endring og ulikheter i bakkens elektriske egenskaper gir refleksjoner i EM-bølgene fra ulike lagdelinger og strukturer. Det er variasjoner i disse som gir opphav til refleksjoner. De elektriske egenskapene er kjennetegnet ved den dielektriske konstanten (ϵ_r), elektrisk konduktivitet (σ), og magnetisk permeabilitet (μ) (Annan, 1992). En oversikt over typiske verdier i geologiske materialer er gitt i [tabell 3.1](#).

Dielektrisk konstant (ϵ_r), også kalt relativ permittivitet, er et materiale sin evne til å holde på elektrisk ladning. Den representerer hvor lett materialet blir polarisert når et elektrisk felt blir tilført og dets evne til å lagre elektrisk ladning (Neal, 2004). Dielektrisitetskonstanten (målt i farads pr. m) er en materialspesifikk konstant.

Elektrisk konduktivitet (σ) er et mål på hvor godt et materiale leder elektrisitet. Et materiale med et høyt ionehold har høy konduktivitet og gir dårlig forplantning av EM-bølgene i materialet. Leire inneholder mye ioner, som gir et godt ledende materiale og bidrar til god demping av signalene (Annan, 1992; Mauring et al., 1995).

Magnetisk permeabilitet (μ) er evnen et materiale har til å la seg magnetisere, og er den magnetiske ekvivalent av ϵ_r (Neal, 2004).

GPR bruker korte, intense EM-bølger med frekvenser mellom 10 – 1000 MHz (MHz = 10^6 Hz 1 Hz = 1 svingning pr. sekund), hvor tallet som angir frekvens i GPR (for eksempel en antenne på 50 MHz) er sentralfrekvensen. Det kan skilles mellom tre ulike bølgebaner som er vanlige i GPR-opptak: *Direktebølger* er bølger som går direkte fra sender til mottaker og forekommer både i luft og i bakken. De dominerer øvre deler av radargrammet, ofte

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

representert som sterke, horisontale linjer. *Refrakterte bølger* er bølger som blir reflektert, for deretter å bli kritisk refraktert langs grenseflaten mellom terrengoverflate og luft. De vil bevege seg parallelt og i samme hastighet som direktebølger. *Reflekterte bølger* – bølgene som er av interesse, blir reflektert og oppgis i toveis-gangtid (TWTT = Two-way-travel-time)(Mauring et al., 1995). TWTT er den tid det tar for en bølge som sendes ut å treffe reflektoren, returnere og bli registrert i mottaker-antennen. TWTT måles i nano-sekund ($ns = 10^{-9}$ s.) og er grunnlaget for å beregne dybder når velositet er kjent. Velositet er begrepet som brukes for hastighet av EM-bølgene innenfor GPR.

Tabell 3.1: Typiske verdier av dielektrisk konstant (ϵ_r), elektrisk konduktivitet (σ), velositet (V) og demping (α), observert i vanlige geologiske materialer. Modifisert etter Annan (1992), Mauring et al. (1995) og Neal (2004).

Materiale	ϵ_r	σ (mS/m)	V (cm/ns)	α (dB/m)
Luft	1	0	30	0
Ferskvann	80	0,5	3,33	0,1
Saltvann	80	30000	1	1000
Kalkstein	4 – 8	0,5 – 2	12	0,4 – 1
Skifer	5 – 15	1 – 100	9	1 – 100
Granitt	4 – 6	0,01 – 1	13	0,01 – 1
Tørr salt	5 – 6	0,01 – 1	13	0,01 – 1
Tørr sand og grus	3 – 10	0,01 – 0,5	9 – 15	0,01
Vannmettet sand/grus	20 – 30	0,1 – 1	6	0,03 – 0,3
Silt	5 – 30	1 – 100	7	1 – 100
Leire	2,5 – 40	2 – 1000	6 – 12	1 – 300
Morene	7,4 – 21,1	2,5 – 10	10 – 12 ^a	ingen verdi
Vannmettet morene	24 – 34	2 – 5	10 – 12 ^a	ingen verdi
Ferskvanns myr/torv	57 – 80	< 40	3,33 – 6	0,3
Grunnfjell	4 – 6	10^{-5} – 40	12 – 13	$7 * 10^{-6}$ – 24
Is	3 – 4	0,01	16	0,01

^a Verdier kan ikke skilles fra hverandre.

3.1.2 Datainnsamling

3.1.2.1 Utstyr

Utstyret nødvendig ved datainnsamling med GPR er antenner – en senderantenne (Tx) og *minst* en mottakerantenne (Rx), monitor – vanligvis en PC-skjerm, som sammen med konsoll og batteri er knyttet sammen med antennene via en kontrollenhet og ved hjelp av fiberoptiske

kabler. Refleksjonene registreres i konsollen og signalet vises på monitoren. GPS er en viktig komponent i systemet og er nødvendig for nøyaktig posisjonering.

3.1.2.2 Datainnsamling med GPR i felt

Det ble foretatt GPR-undersøkelser på Lille og Store Hellervatn, samt på tilgrensende myr (figur 3.5), som en del av forberedelse til boring av sedimentkjerner. En grundig undersøkelse av myren med GPR ble utført med det formål å undersøke basseng, terskler, underliggende topografi, og mulighet for løsmasseavsetninger.

Lille og Store Hellervatn ble undersøkt 12. april 2011 med GPR med sentralfrekvens på 50 MHz med en RTA (Rough Terrain Antenna), såkalt snake-antenne fra Måla Analytics. Antennene ble lagt inni et PVC-rør av typen som brukes til opptak av piston-sedimentkjerner, og dratt etter en gummibåt. Vannene ble også undersøkt 27. april 2011 av GPR med sentralfrekvens på 100 MHz, hvor to gummibåter ble bundet fast front-mot-bak med en sender- og en mottakerantenne i hver sin båt. Myren ble undersøkt 12. april 2011 av GPR med sentralfrekvens på 100 MHz. En oversikt over ulike GPR-innstillinger vises i tabell 3.2. Til prosessering av GPR-data ble programvaren RadExplorer versjon 1.41 fra Deco Geophysical brukt.

Tabell 3.2: Oversikt over innstillinger som ble benyttet ved GPR-undersøkelsene.

<i>Undersøkelse (dato + sted)</i>	12. april 2011 LH og SH	12. april 2011 Myr	27. april 2011 LH og SH
<i>Frekvens</i>	50 MHz (RTA)	100 MHz	100 MHz
<i>Antenneorientering</i>	4,5 m (<i>fastsatt</i>)	1 m	2,31 m
<i>Antenneseperasjon</i>	Parallell Endfire (<i>fastsatt</i>)	Parallell Broadside	Parallell Endfire
<i>Tidsvindu</i>	1047,366442 ns	833,82700 ns	936,226816 ns
<i>Tidsintervall</i>	0,2 sek	Manuell triggering	0,2 sek
<i>Transekt</i>	n = 25	n = 27	n = 17

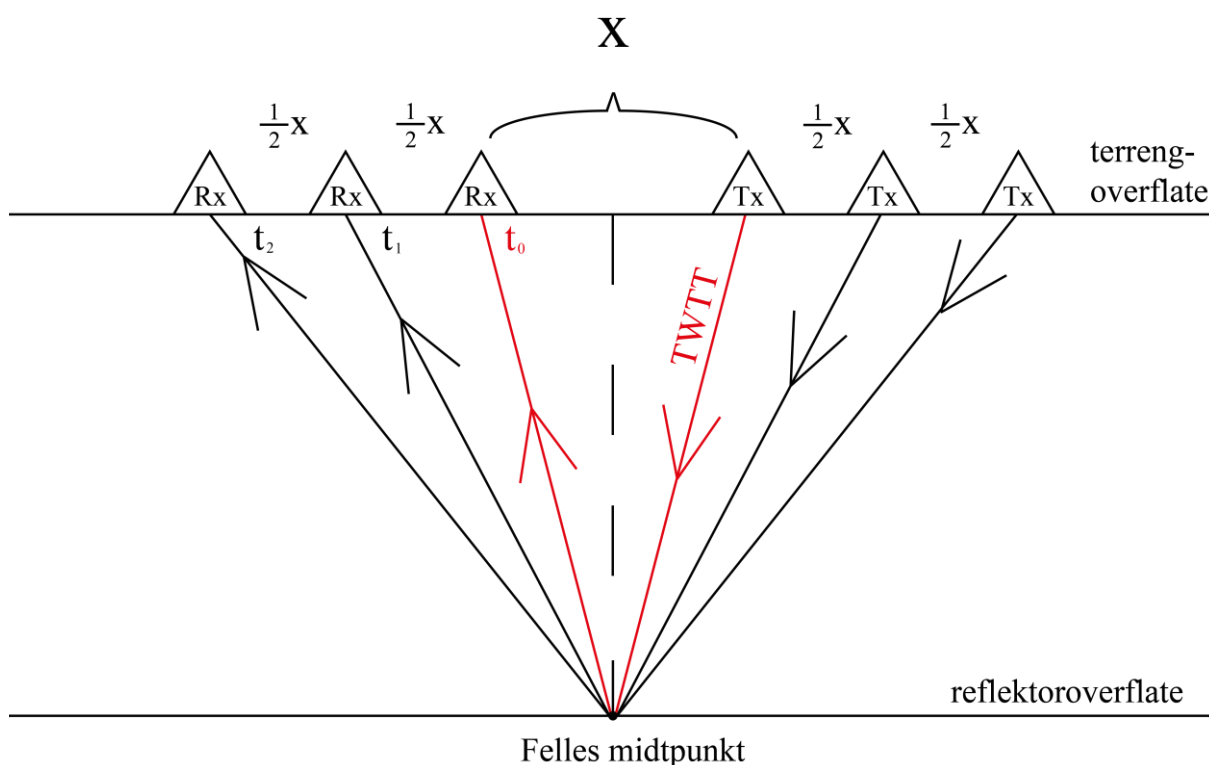
3.1.3 Velositetsanalyse

God informasjon om hastighet på EM-bølgene er viktig for å kunne gi et tilfredsstillende estimat av dybde. Det finnes flere måter å estimere velositet, i tillegg til de to som brukes her. Det kan blant annet brukes tabulære verdier (tabell 3.1), men det kan fort blir unøyaktig, spesielt om det ikke er kjent akkurat hvilke type sediment som befinner seg under bakken. Det kan i slike tilfeller utføres en *felles midtpunktmåling* (Common-Mid-Point (CMP-måling)).

3.1.3.1 Felles midtpunktmåling

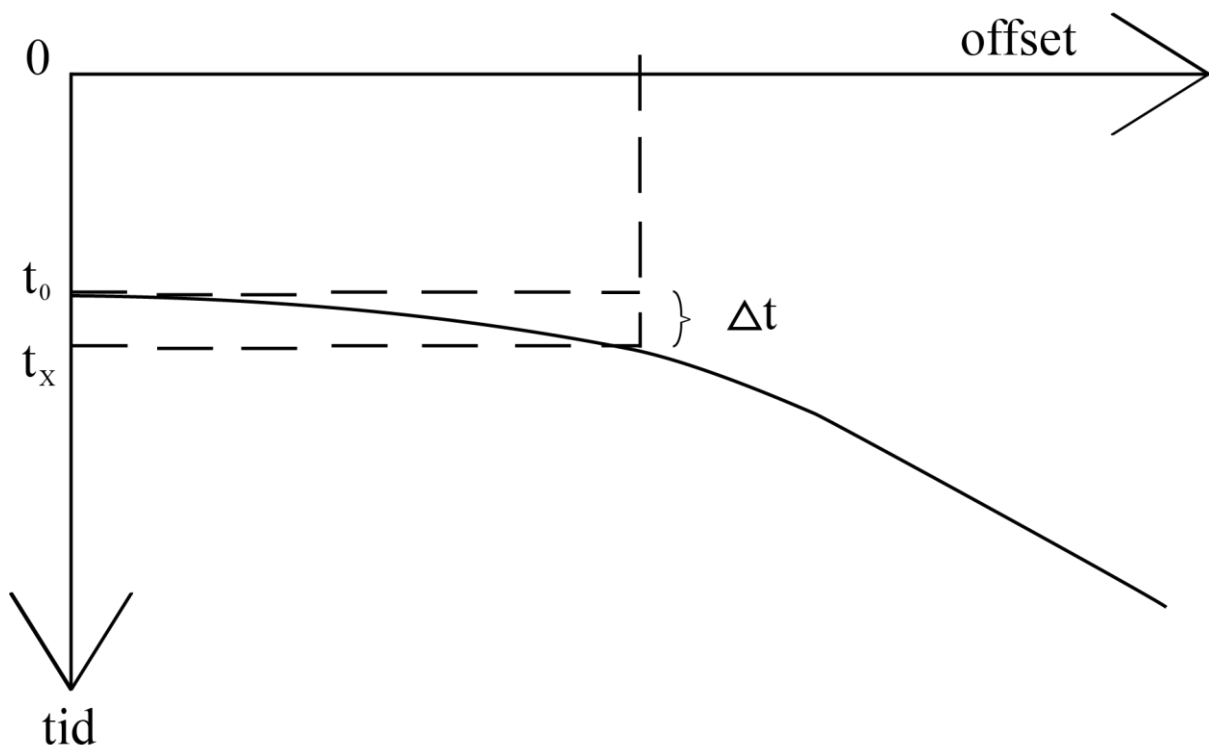
Figur 3.1 illustrerer hvordan en CMP-måling blir utført. Med utgangspunkt i et felles midtpunkt blir senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx) flyttet lengre fra hverandre i like store intervall. Utgangspunktet er vanligvis 1 m, slik at Tx og Rx blir flyttet 0,5 m for hver trasé. Antennene flyttes stegvis utover helt til signalet ikke lengre blir fanget opp. CMP-måling fungerer optimalt i områder med horisontal lagdeling som er parallell med terrengoverflaten. I tidsseksjonen vil signalene fremstå som hyperboler og bøye seg i en kurve (figur 3.2) på grunn av økende TWTT mellom hver trasé (Annan, 1992). Ved hjelp av en Normal-Move-Out (NMO) korreksjon kan velositet regnes ut fra resultatet fra CMP-målingen.

En CMP-måling ble foretatt på myren (UTM 32 V 0288504 6693133) (Opptaksparametre som ble brukt er oppgitt i tabell 3.2) Maksimal avstand mellom Tx og Rx var ~ 5 m.



Figur 3.1: Illustrasjon av CMP-måling. Senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx) blir flyttet lengre fra hverandre, i like intervall ($\frac{1}{2} x$ fra hver side, slik X dobles fra t_0 til t_1) fra et felles midtpunkt. Figur modifisert etter Mairing et al. (1995) og Neal (2004).

3.1.3.2 Normal-Move-Out korreksjon



Figur 3.2: Illustrasjon av Normal-Move-Out (NMO). Den kurvede linjen viser hvordan signalet fra en horisontal reflektor fremstår på radargrammet ved økende antenneseparasjon. X er avstand mellom senderantenne (Tx) og mottakerantenne (Rx). Δt er tidsforskjellen mellom t_0 og t_x , som er tidsforskjellen i TWTT ved økende antenneseparasjon. Figur modifisert etter Neal (2004).

Normal-Move-Out (NMO), illustrert på [figur 3.2](#) er en tidskorreksjon som hyperboler må gjennomgå for å gjøres om til en rett linje. Størrelse på korreksjonen er gitt ved (Mauring et al., 1995):

$$V = \sqrt{\frac{X^2}{2 \Delta T * t_0}}$$

Hvor:

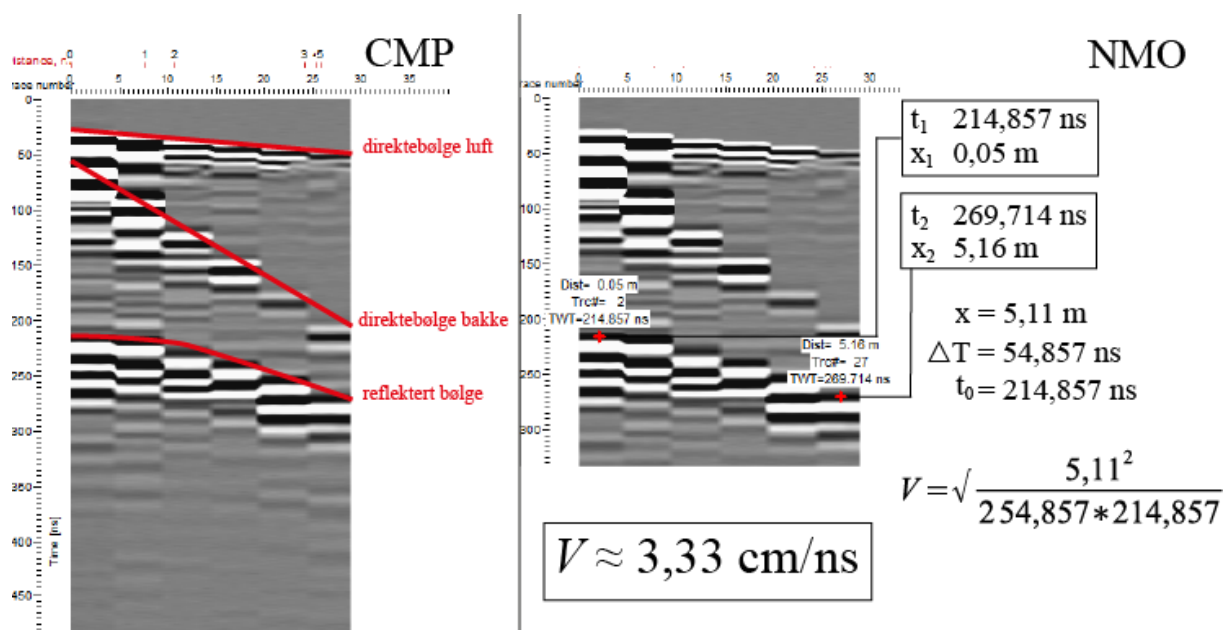
V = Velositet (m/ns)

$X = x_2 - x_1$ (avstand i profil)

$\Delta T = t_2 - t_1$ (tidsforskjell TWTT, dyp i profilet)

$t_0 = t_1$

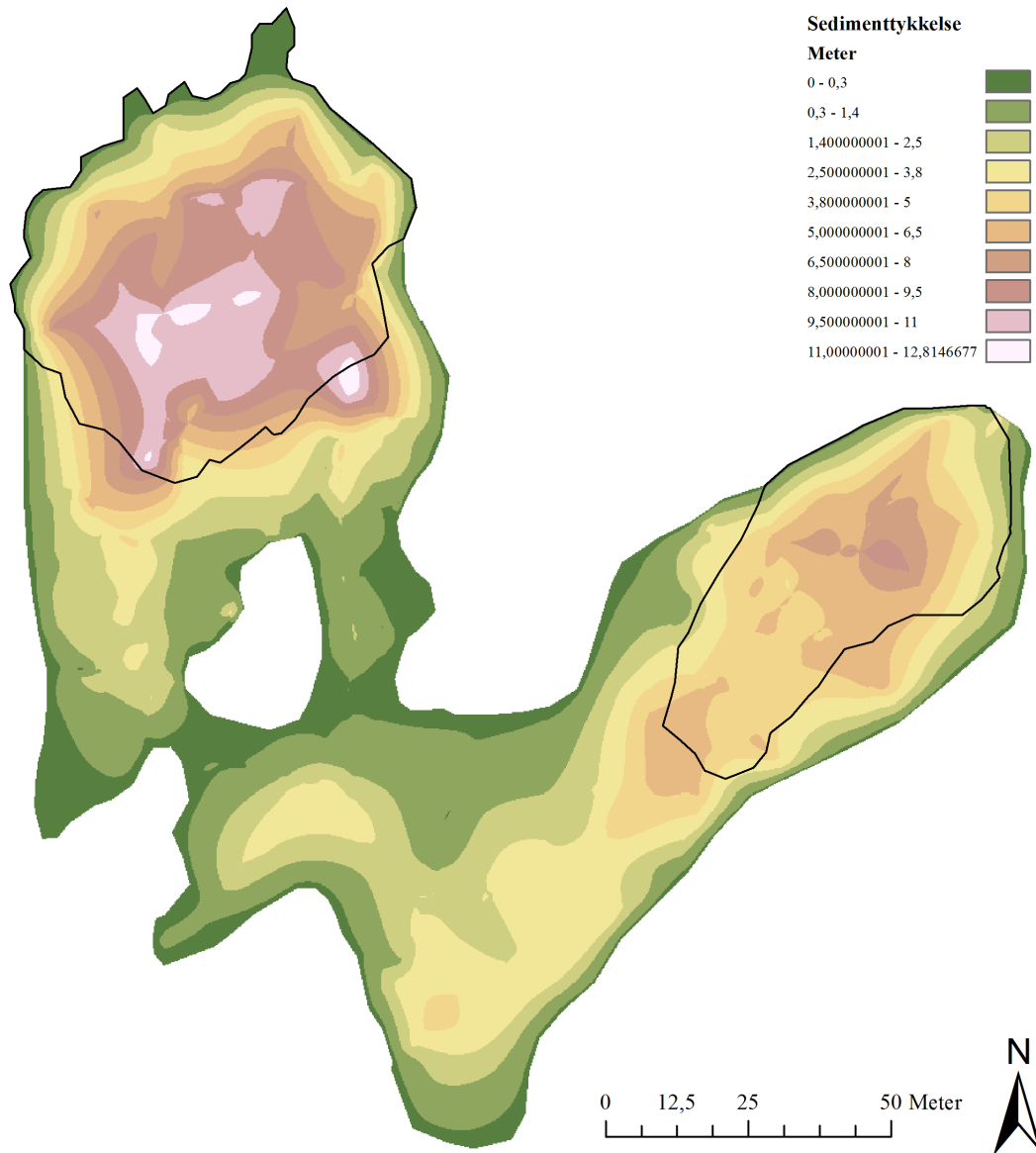
3.1.3.3 Resultat av CMP-måling og NMO-korreksjon



Figur 3.3: Venstre side: Resultat av CMP-målingen. Høyre side: NMO-korreksjon. Punkt er avmerket på reflekterte bølger og brukt som grunnlag for verdier i formelen for velositetsberegning i kapittel 3.1.3.2.

Resultatene fra CMP-målingen og NMO-korreksjonen (figur 3.3), gir et lavt velositetsestimat ($\sim 3,33 \text{ cm/ns}$). Dette kan skyldes at CMP-målingen ble tatt for nært kanten av Store Hellervatn, slik at CMP-målingen ble foretatt på en skulder av myren som henger delvis over vannet og at det i realiteten ble det egentlig målt hastigheten til vann. Men i følge tabell 3.1 kan hastigheten til ferskvanns myr/torv strekke seg helt ned til $3,33 \text{ cm/ns}$. Det kan på en annen side tyde på en riktig hastighet, da myren svært er vannmettet. Et veldig lavt og muligens feilaktig velositetsestimat oppnås ved å bruke for kort avstand mellom x_1/t_1 og x_2/t_2 . For eksempel: Trasé 12 brukes som x_2/t_2 . $x_2 = 229,485 \text{ ns}$. $t_2 = 2,2 \text{ m}$. Det gir en hastighet på $V \approx 2,7 \text{ cm/ns}$. Det gir et enda lavere hastighetsestimat. Kurven som representerer de reflekterte bølgene, må ha en stor nok forskjell i ΔT for å oppnå et mer korrekt hastighetsestimat. Er dette tilfellet, hvor det beste estimatet for hastighet er oppnådd med den største antenneseparasjonen, kan det ikke utelukkes at om separasjonen i radargrammet hadde vært større, ville også hastigheten vært høyere. Den hastigheten som er oppnådd kan i dette tilfellet dermed ikke betraktes mer enn en minimumshastighet.

3.1.4 Estimat av sedimenttykkelse



Figur 3.4: Sedimenttykkelseskart. Estimater er basert på GPR-profil med følgende velocitetsverdier: myr $\epsilon_r = 70$, vann $\epsilon_r = 81$ og sediment $\epsilon_r = 15$. Estimater er trolig for høyt – spesielt på vannene.

Figur 3.4 viser et estimat av sedimenttykkelse i området hvor det er utført GPR-undersøkelser, basert på tolkninger av overgangen mellom berggrunn og sediment i GPR-profilene (100 MHz). TWTT ble omgjort til dybder og importert til ArcGIS hvor det ble interpolert med Natural Neighbour (fremgangsmåte er ytterligere beskrevet i Thorkildsen (2010)). Følgende velocitetsverdier ble brukt for de ulike refleksjonene som er tolket til overganger mellom ulike typer sediment: myr $\epsilon_r = 70$, vann $\epsilon_r = 81$ og sediment $\epsilon_r = 15$. (verdiene er hentet fra tabell 3.1). Dybdekart over vannene vises på figur 3.6.

Estimatet hvor det angivelig skal være nesten 13 m med sedimenter i Store Hellervatn, er formodentlig veldig upresist på de delene av interpolasjonen som går over vannene. Dybdene på myren er imidlertid antatt plausible. Det upresise estimatet skyldes delvis vanskeligheter med tolkning av datagrunnlaget, hvor det var manglende signal på de dypeste partiene av Store Hellervatn og grensen mellom sediment og berggrunn var stedvis uklar. En medvirkende årsak til et høyt estimat er også en hastighet som trolig er for høy på sedimentene i vannet. De var antatt å ha samme verdi som vannmettet grus/sand ($V = 7,74$ cm/ns fra [tabell 3.1](#)), men riktig hastighet ligger sannsynligvis lavere på deler av sedimentene, siden deler av sedimentene trolig har et høyt organisk innhold. På en annen side gir interpoleringen et forholdsvis godt bilde av topografien, særskilt på myren, hvor sedimenttykkelsen sammenfaller med dybde ned til berggrunnen. En interpolasjon basert på dybde til berggrunn viser et veldig likt resultat med hensyn til den underliggende topografi, hvor det er dypest der det er tykkest med sedimenter. Ut fra interpolasjonen er det mulig å se at det er en fjellterskel mellom vannene (sør for Store Hellervatn og sørvest for Lille Hellervatn), som har to adskilte basseng. Det har sannsynlig alltid vært to adskilte vann så lenge de har eksistert.

3.1.4.1 Tolkning GPR-profil

Ut fra prosessering og tolkning av GPR-profil, er det gjort følgende tolkninger: I nordlig del av Store Hellervatn (synlig i nordøstlig og nordlig del av profil 2, 3, 7 og 8 på [figur 3.7](#)) er det en endring i refleksjonsmønsteret, hvor det går fra kontinuerlige, heltrukne linjer til et kaotisk refleksjonsmønster med diffraksjoner og hyperboler. Dette indikerer endring i sediment, hvor parallelle linjer tyder på en laminær lagdeling med fine kornfraksjoner som sand og silt, som er optimalt for lakustrine sedimenter. *Diffraksjoner* forekommer hvor det finnes reflektorbrudd og diskontinuiteter i bakken. De er identifiserbare ved at de opptrer som parabler i profilet. Diffraksjoner i form av hyperboler kan representere blokker. En kaotisk refleksjonskonfigurasjon kan forekomme som et resultat av kryss-sjiktet sedimenter eller morene (Mauring et al., 1995). Sedimentene i nordlig del av vannet er på bakgrunn av dette tolket til morene.

Det som er iøynefallende med alle profilene fra Store Hellervatn, særskilt de transekt som krysser innsjøen hvor det er dypest (profil 1, 2, 4, 5 og 6 på [figur 3.7](#)), er en rask demping av signalet – allerede ved 400 ns i TWTT. Et refleksjonsfritt radargram indikerer dempet energi, massive lag eller morene som EM-bølgene ikke klarer å penetrere (Mauring et al.,

1995). At refleksjonene mangler på midten kan skyldes feil sentralfrekvens på GPR, hvor høy vertikal oppløsning er avhengig av lave frekvenser, men 50 MHz⁷ så vel som 100 MHz mislykkes med å reflektere de dypeste områdene av Store Hellervatn. På en annen side er refleksjoner forutsatt et vannmettet materiale. Tørre løsmasser og fjell har for liten kontrast i dielektrisitet til at refleksjoner fra fjell blir synlige (Mauring et al., 1995). Siden det er på bunnen av et vann (hvilke løsmasser er tørre i bunnen av et vann?), kan det forutsettes at materiale er vannmettet og et svakt eller manglende signal skyldes andre årsaker. I nedre grenseovergang hvor de heltrukne linjer forsvinner er det imidlertid observert noen diffraksjoner og svake, kaotiske refleksjoner. Det tyder på forekomst av morene, som sannsynligvis inneholder leire på grunn av rask demping av signalet.

Tersklene til Lille og Store Hellervatn ble undersøkt for å avklare om vannene var demmet opp av berggrunn eller løsmasser ved utløpene deres i nord. Resultatet var veldig grunne refleksjoner, uten spor av løsmasser eller basseng. Det er tolket til at begge vann er demmet opp av berggrunnsterskler.

3.2 Innsjøsedimenter

Kvartærgeologisk kartlegging og utbredelsen randavsetninger alene gir ikke et kontinuerlig bilde av paleoklima og glasiale fluktuasjoner. Kartlegging kan heller ikke avgjøre hvilke randmorener som er av mer signifikans enn andre, siden små fremstøt blir ødelagt av større fremstøt som er yngre (Karlén, 1981). Det er ikke heller gitt at alle klimatiske hendelser etterlater seg spor som er mulig å kartlegge i dag. Innsjøsedimenter bidrar til et høyt oppløselig og representativt bilde av paleoklima. De kan også fortelle om varighet og omfang av hendelser har vært lokalt, regionalt eller globalt. På grunn av kontinuerlig sedimentasjon som ofte får være uforstyrret over lengre tidsrom, gir det et arkiv av sedimenter som strekker seg svært langt tilbake i tid. Av særlig interesse for paleoklima er innsjøer som inneholder sedimenter transportert av smeltevann fra bre, siden de distinktivt skiller seg fra sedimenter fra andre innsjøer. En innsjø vil over tid akkumulere sedimenter fra sitt omkringliggende miljø. Innsjøsedimentene består av en kombinasjon av alloge materialer som kommer fra utsiden av innsjøen – transportert med elver, overflateavrenning eller vind, og autogene materialer som stammer fra innsjøen selv. Til sammen utgjør de en blanding av uorganisk klastisk materiale, oppløste salter, pollen og terrestrisk eller akvatiske fossiler (Bradley, 1999). Ulike karaktertrekk til sedimentene, som for eksempel organisk innhold, kornstørrelse

⁷ 50 MHz viste seg å inneholde svært mye støy, og har derfor nesten ikke blitt benyttet.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

av de klastiske sedimentene og magnetiske egenskaper kan fortelle oss hvordan paleoklimaet har vært. Kan innsjøsedimentene i tillegg dateres, er dette verdifull informasjon. Klimaet for tidsperioden som sedimentsekvensen dekker kan rekonstrueres på bakgrunn av det overnevnte datagrunnlaget (Dahl et al., 2003; Bakke et al., 2005; Bakke et al., 2010). En innsjø uten påvirkning fra bre, er mer homogen og har et relativt konstant uorganisk innhold, samt en høyere organisk produksjon. En innsjø som mottar smeltevann fra bre har hyppige endringer i uorganisk innhold på grunn av breens fluktuasjoner, samt et høyt innhold av finere kornstørrelser eksempelvis silt som det blir produsert vesentlige mengder av ved erosjon langs bresålen (Karlén, 1981).

3.2.1 Valg av borelokaltet

Ved valg av borelokaltet for å hente opp innsjøsedimenter er det noen faktorer som må tas i betraktning:

- Tilstedeværelsen av bresignal i innsjøsedimentene.
- Lokaltet og aktuell tidsperiode som studeres må passe sammen.
- Ikke for mye støy av andre prosesser (for eksempel flom eller påvirkning fra hav) slik at signalet fra isbreen ikke kan skilles ut. Det bør også ta hensyn til geomorfologiske prosesser (for eksempel skred) som kan påvirke eller forstyrre sedimentasjon.
- Innsjøen bør helst være oppdemmet av fjellterskel og ikke av morene eller andre løsmasser.
- Hvis mulig bør bunntopografien i bassenget ha en flat overflate med jevnt hellende skråninger og ikke være for nært delta eller elvemunning for å unngå miksing av vannsøylen og reavsetning av sedimenter (Dahl et al., 2003).
- Boringen bør helst skje hvor det er tykkest med sedimenter i innsjøen for å oppnå en lengst mulig kontinuerlig sekvens.
- Brukes tolkning av GPR-profil til å bestemme lokaltet, bør det velges steder med forekomst av horisontale lag, og ikke hvor det er mye diffraksjoner da det indikerer morene, omrørte eller forstyrrede sedimenter.

Store Hellervatn ble valgt som borelokaltet på bakgrunn av følgende *a priori* antagelser:

- Lokalisering høyere enn MG: det har ikke vært et isolasjonsbasseng med forstyrrelse av sjøvann inn i bassenget.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

- Ut fra grov rekognosering i forbindelse med feltarbeidet og oppstart av kartlegging ble Store Hellervatn opprinnelig antatt isfritt, og like utenfor bremarginen – med innlandsisen i nedslagsfeltet. Det var antatt mulighet for smeltevann og glasifluvialt materiale kan ha lagt igjen sedimenter i vannet.
- Store Hellervatn ble valgt ut fra tolkning av GPR-profil foran Lille Hellervatn på bakgrunn av at det er det største vannet, og har et klarere bilde av bunnforholdene, med sannsynlighet for å finne mer sedimenter.

3.2.2 Store Hellervatn

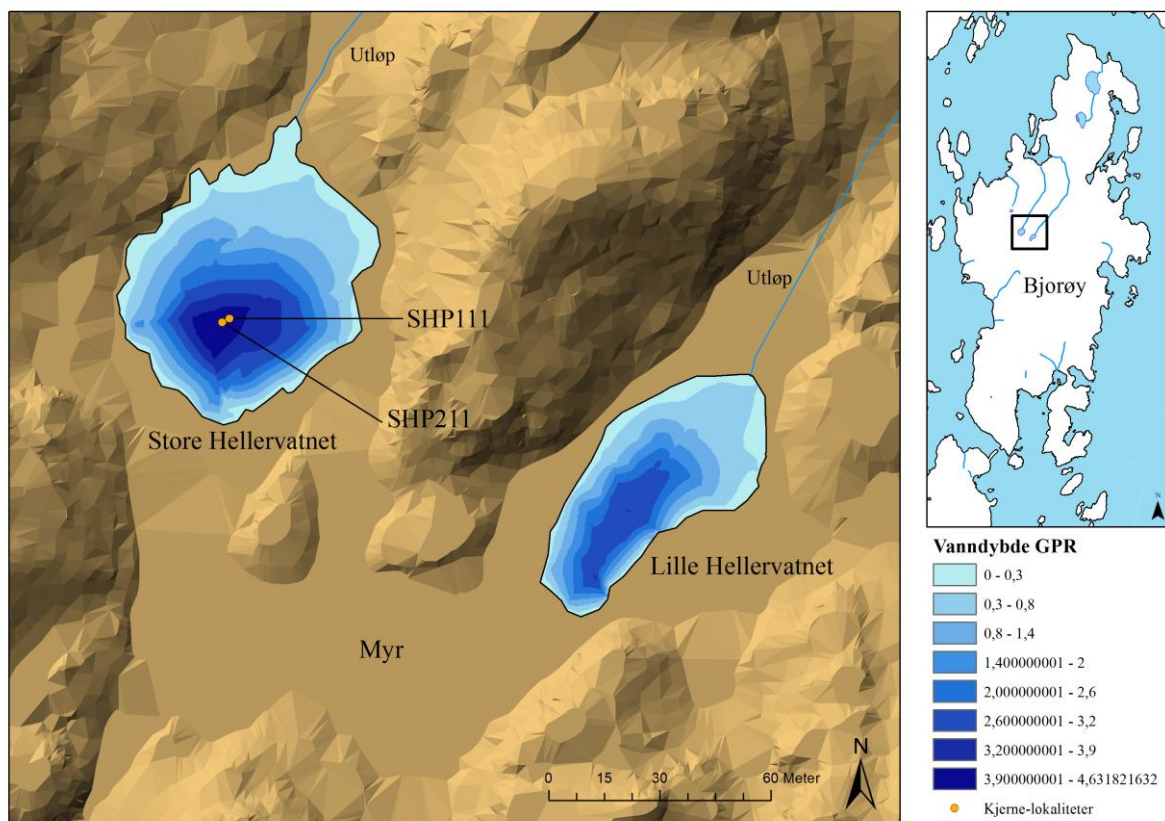


Figur 3.5: Store Hellervatn. Bildet tatt fra sørvest, sett mot nord. Lille Hellervatn ligger til høyre utenfor bildet.

På vestlig side av Bjorøy, omtrent midt på øyen, nært det høyeste punktet Rundelen (95 moh.), ligger Store Hellervatn (54,8 moh.) og Lille Hellervatn (55,6 moh.). Store Hellervatn har en bredde vestlig-østlig retning på 65 m og er 85 – 90 m langt nord-sør. Lille Hellervatn som er lokalisert vest for Store Hellervatn er mindre: 45 m bredt vest-øst og 80 m langt nordøstlig-sørvestlig retning ([figur 3.5](#)).

I nord har Store Hellervatn et lite utløp som drenerer mot nord og går i rør deler av strekningen til erosjonsbasis ([figur 3.6](#)). Elvebekken kommer opp til overflaten igjen i Dalen og renner ut ved Pollhaugen, sør i Vestrepollen. Vannet har ingen innløp, men på grunn av et sammenhengende myrområde i sør mellom innsjøene med glidende overganger til vannene, er området likevel svært fuktig med tilførsel av regnvann, overflateavrenning og grunnvann.

Lille og Store Hellervatn er adskilt av en fjellrygg på 76 moh. På nordøstsiden av Store Hellervatn ligger det en ryggform tolket til å være en morenerygg (omtalt i *kapittel 2.2.1.1*).



Figur 3.6: Dybdekart og oversikt over kjerne-lokaliteter fra Store- og Lille Hellervatn. Dybder er basert på GPR-profiler (100 MHz) og er oppgitt i meter.

3.2.2.1 Forberedelse før boring

Som forberedelse til selve boringen ble det foretatt undersøkelser med GPR på 50 MHz og 100 MHz på Lille og Store Hellervatn⁸. Det ble til sammen kjørt 8 profil på Store Hellervatn ved 100 MHz, synlig på [figur 3.7](#). Et dybdekart ble konstruert ut fra GPR-data ved å tolke overgangen til sedimentoverflaten i vannene. Dypet ble beregnet ved hjelp av TWTT og velositeten til EM-bølgene i vann (3,33 m/ns). Dybdene ble importert til ArcGIS hvor de ble interpolert med Natural Neighbour⁹.

På grunn av vanskelig tilkomst til Store Hellervatn med flåte for Piston-prøvetaking, var det opprinnelig forsøkt å hente opp sedimenter fra myren ved hjelp av et russer-bor

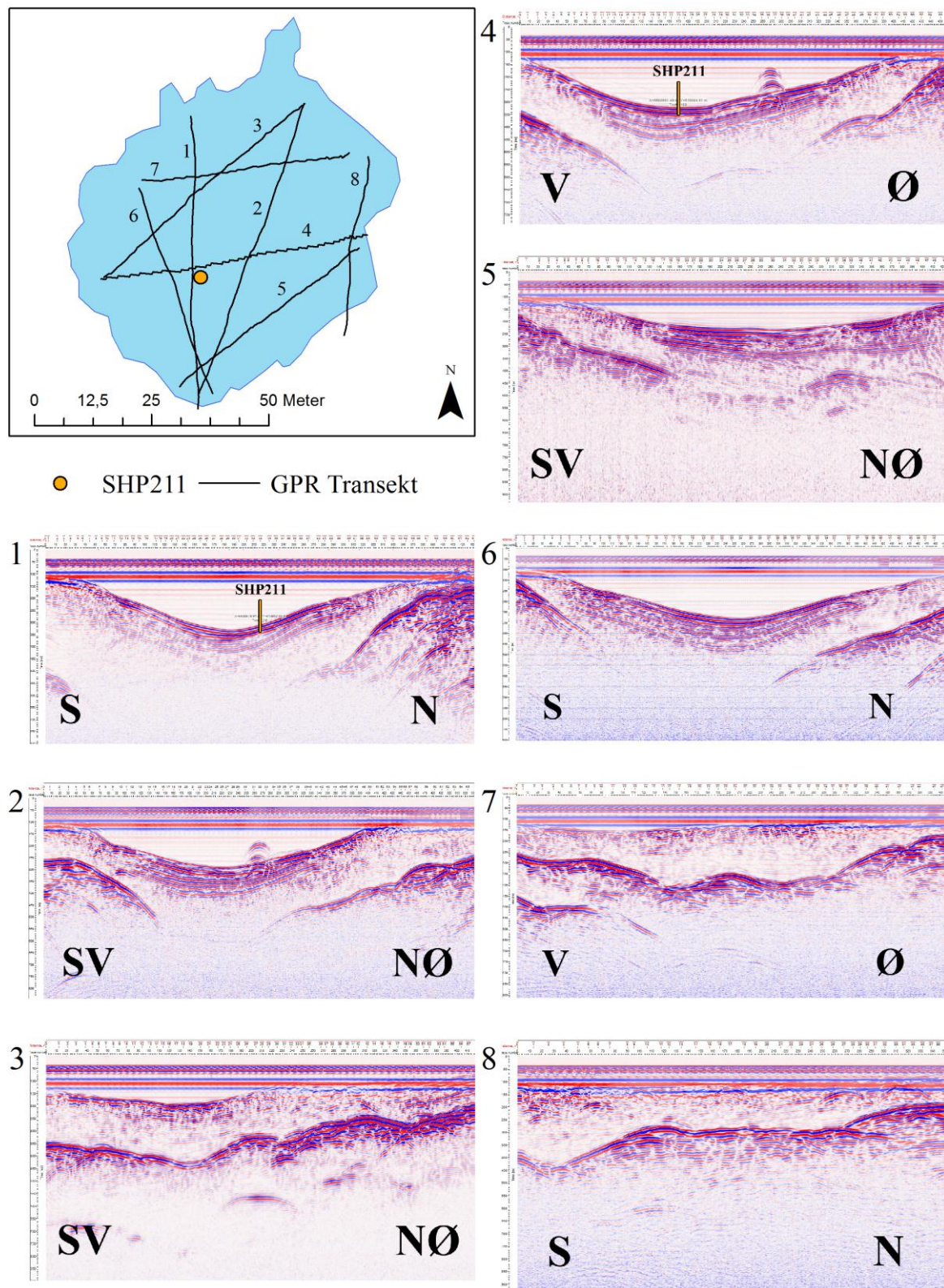
⁸ GPR-opptaksparametre er oppgitt i [tabell 3.2](#).

⁹ Vanddybder ble målt med ekkolodd på begge vann, hvor dybder ble målt på punkter markert ved hjelp av GPS og senere interpolert i ArcGIS med Natural Neighbour. Forskjellen på dybder målt med ekkolodd og GPR varierer opptil 1 m på de dypeste partiene (Ekkolodd: 5,4 m, GPR: 4,6 m). Dybdekart basert på ekkolodd finnes tilgjengelig i vedleggsmaterialet.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

(Russian peat corer). 24. juni 2011 ble russer-bor brukt til en rekognosering. Forekomsten av minerogent diamikton med store kornfraksjoner gjorde at det ikke var mulig å lukke russeren for å forhindre forurensing av overliggende gyttje, samtidig som det var vanskelig å skyve russeren ned i dette materialet. Sedimentene var svært vannfylte slik de med svært stor letthet gled utover og ble omrørt, noe som gjorde arbeidet vanskelig og ingen prøver var mulig å innhente. 31. august 2011 ble det tatt opp totalt to sedimentkjerner av typen piston fra Store Hellervatn: SHP111 og SHP211.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment



Figur 3.7: Oversikt over GPR-transekt 100 MHz på Store Hellervatn. SHP211 er merket av på profil 1 & 4. Kjerne lokalitet er ca. 1 – 2 m fra transektet.

3.2.3 Prøvetakning av sedimentkjerner

Sedimentkjernene fra Store Hellervatn ble hentet opp ved hjelp av en stempelkjernetaker (Piston corer) (Nesje, 1992), som er modifisert og spesialkonstruert for å samle inn marine- og lakustrine sedimentkjerner, hvor det er mulig å oppnå en kontinuerlig sedimentsekvens. Utstyret festes til en flåte, og fungerer ved at et PVC-rør med en diameter på 110 mm og lengde på opptil 6 m, blir banket ned i sedimentene ved hjelp av et 15 kg tungt lodd. Inni røret sitter et stempel som er festet til en stålwire, mens en annen stålwire er festet til stempelhodet på toppen av røret. Stempelet dras opp igjennom røret, ved at wiren knyttet til stempelet festes, mens røret blir slått ned i sedimentene. Sedimentene blir dratt inn i røret ved hjelp av vakuum. En sedimentfanger med mothaker er festet nederst for å forhindre at sedimentene faller ut (Nesje, 1992). Loddet bankes ned til røret er fylt, treffer berggrunn eller en annen hard overflate av ugjennomtrengelige sedimenter, hvor såkalte *dobbeltslag* høres. En jekk brukes for å dra opp sedimentene når røret er fylt.

For å hindre at røret stakk høyt over overflaten innledningsvis ved boringen ble 4 m lange rør brukt. Vanddyper viste seg å være dypere enn først antatt. To kjerner ble hentet opp: SHP111 og SHP211. Kjernene ble fraktet hele til lager, hvor de ble delt opp i tre deler hver dagen etter. Delene ble lagret stående på kjølelageret, før de ble splittet på langs – hvorav en halvdel er arbeidsdelen som de ulike sedimentanalysene ble utført og den andre halvdel er referansedel til arkivering og eventuelle fremtidige analyser. XRF-analyse ble utført på referansedelen.

3.2.4 Sedimentanalyser

Etter splitting av kjernene på langs, ble de fotografert ved hjelp av en spesialkonstruksjon hvor kamera er plassert slik det peker vinkelrett ned mot kjernene, som ligger i en skinne med målestokk. Bildene ble i ettertid satt sammen manuelt i Adobe Photoshop CS5 og logget, hvor synlige lag og fargeforskjeller ble nedtegnet systematisk og senere digitalisert på data med Adobe Illustrator CS5. Farger ble bestemt ut fra Munsell fargekart. På kjernene ble det utført standard analysemetoder (MS, LOI, DBD, kornfordeling (våtsikting og sedigraf) og XRF)¹⁰. De ulike analysemetodene vil nå bli presentert med en gjennomgang av prinsipper, fremgangsmåte, utføring og feilkilder.

¹⁰ Kjernen SHP211 ble også plukket for makrofossiler for ¹⁴C-datering, som gjennomgås i *kapittel 4*.

3.2.4.1 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er et mål på hvor lett et materiale blir magnetisert ved eksponering for et magnetisk felt. Hvor mye en prøve responderer på magnetfeltet er proporsjonal med kvantiteten av magnetiske mineraler som er tilstede i prøven. Materialet får et magnetisk minne som blir målt, men styrken på det anvendte magnetfeltet er ikke så sterk at mineralene blir permanent magnetiske. MS kan uttrykkes i følgende formel:

$$J_a = \chi_a H$$

Hvor J_a er bulk-magnetisering; magnetiseringen av materialet, χ_a er tilsynelatende susceptibilitet av prøven, og H er magnetfeltet (Thompson et al., 1975).

MS blir brukt i tilknytning til innsjøsedimenter som en proksi for erosjon og transport av klastiske sedimenter, og er sammen med andre sedimentparametre en indikator på breaktivitet. Høy MS er relatert til stor tilførsel av alloge klastisk materiale til innsjøene. Dette kommer ofte fra bre, men det er viktig å være oppmerksom på at høye verdier også kan påvirkes av faktorer som regnstormer, overflateavrenning, massebevegelse eller flom som kan ha en innvirkning på mengde minerogene sedimenter i nedslagsfeltet (Nesje et al., 2000; Nesje et al., 2004).

Bre i nedslagsfeltet eller landskap uten et vegetasjonsdekke som hindrer erosjon, vil gi høye MS-verdier. Økt breaktivitet øker det minerogene innholdet som reflekteres i LOI. MS og LOI er ofte inverst korrelert. MS brukes til å identifisere tefralag som ikke er synlig for det blotte øyet, hvor de vil fremstå som store utslag i diagrammet. Vulkanske mikropartikler vil reagere annerledes på det magnetiske feltet på grunn av sin geokjemiske sammensetning. Slik kan viktige stratigrafiske tidsmarkører identifiseres.

Fremgangsmåte

MS kan måles på alle typer materiale forutsatt en flat overflate, det er en ikke-destruktiv og rask metode, hvor en kjerne tar få timer å analysere avhengig av lengde. Resultatet er sammenlignbart med andre resultater, på grunn av ulike kjerner i samme nedslagsfelt viser parallelle variasjoner (Nesje et al., 2000). MS ble målt med en Barrinton MS2E sensor på Paleomagnetisk laboratorium, Institutt for geovitenskap, UiB. Det ble brukt oppløsning på 0,5 cm, og apparatet ble nullstilt mellom hver gang en kjernedel ble kjørt. Ved måling var det et avvik på 2 cm pr. 100 cm som ble tatt høyde for når kurvene for de ulike kjernedelene ble satt sammen.

3.2.4.2 Glødetap

Glødetap, også kalt loss-on-igniton (LOI), er en metode for å estimere organisk innhold i sedimenter ved å brenne prøven. Metoden er basert på veiing før og etter en prøve er brent, for å finne vekttapet, som tilsvarer det organiske innholdet. Prøvens tørrvekt (massetettheten eller dry-bulk-density (DBD)) er basis for alle vekttap utregninger. Forskjellen mellom tørrvekt og brent vekt blir regnet ut prosentvis (Dean, 1974). Formelen for LOI kan settes opp på følgende måte:

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

LOI_{550} er glødetapet ved 550 °C i prosent, DW_{105} er tørr vekt av prøve før den har blitt brent og DW_{550} er tørr vekt av prøve etter den er brent – det vil si askeresten som ligger igjen (Heiri et al., 2001). LOI blir ofte brukt som en invers indikator for brestrørrelse, og knyttes til brestørrelse eller forekomst av bre i nedslagsfeltet, fordi minerogen sedimentasjon er omvendt relatert til organisk innhold (Karlên, 1976; Nesje et al., 2001). En innsjø kan imidlertid ha høy organisk produksjon samtidig med en lav LOI ved høy forekomst av biogen silika (Birks og Birks, 2006).

Fremgangsmåte

Ved LOI ble følgende prosedyre brukt: En prøve på 1 cm³ ble tatt ut av sedimentkjernen med hjelp av en sprøyte for hver 0,5 cm. Prøvene ble plassert i digeler med kjent egenvekt veid på forhånd. Digelene ble veid med prøvene i og ble tørket i et tørkeskap over natten (minst 10 timer) på 105 °C, før de ble veid på nytt. Vekten av de tørkede prøvene tilsvarer DBD. Vanninnhold er gitt ved differansen mellom våte og tørre prøver. Prøvene ble i løpet av 30 minutter varmet opp til 550 °C og brent 1 time ved 550 °C. Under avkjøling ble en eksikator brukt for å forhindre at prøvene tiltrekker seg fuktighet når de avkjøles. De brente prøvene veides en siste gang, hvor tapt mengde av organisk materiale under brenningen kan beregnes.

Totalt organisk karbon (TOC) kan avgjøres ved en ny brenning ved 950 °C hvor samme prosedyre beskrevet over følges, for å finne karbonatinnholdet av askerestene. Karbondioksid (CO₂) blir utviklet fra karbonat (CO₃⁻²) som oksideres (Dean, 1974; Heiri et al., 2001). Formel for TOC kan settes opp på følgende måte:

$$LOI_{950} = ((DW_{550} - DW_{950})/DW_{105}) * 100$$

LOI_{950} er glødetap ved 950 °C (i prosent), DW_{550} er den tørre vekten etter brenning på 550 °C, men før brenning på 950 °C. De andre variabler er de samme som i formelen for LOI. På grunn av ulik egenvekt til CO₂ (44 g/mol) og CO₃⁻² (60 g/mol) oppnås vekttapet på 950 °C ved

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

å multiplisere med 1,36. I teorien skal vekttapet da være tilsvarende vekt av karbonat i den originale prøven (Heiri et al., 2001).

LOI ble utført på nedre del av SHP211 (del 3/3) for hver 0,5 cm (n = 262). TOC ble utført for hver 2. cm (n = 12) i intervallet 309 – 331 cm og for hver 0,5 cm for 333 – 347,5 cm (n = 30, TOC totalt: n = 42).

Feilkilder

Det er flere feilkilder knyttet til metoden. Størrelse på en prøve er av betydning, da store prøver trenger lengre tid for antenning. Det er risiko for at mer enn bare det organiske innholdet kan bli brent bort. Leire kan miste strukturelt vann på opptil 20 % ved LOI. Krystallvann i en prøve som inneholder leire vil brenne vekk ved oppvarming til oppimot 1000 °C. Temperatur er derfor av betydning fordi det vil påvirke hvor mye av flyktige salter, strukturelt vann og uorganisk karbon som forsvinner. TOC gir vanligvis 2 % lavere verdier enn LOI, noe som sannsynligvis er et resultat av høyt leirinnhold, hvor leire har et lavt innhold av karbonatmineral (Dean, 1974). For innsjøer som har svært lavt organisk innhold (mindre enn 5 %) er utbyttet av LOI begrenset på grunn av vanskeligheter med å skille signal fra støy (*signal-to-noise-ratio*) (Bakke et al., 2005).

3.2.4.3 Massetetthet

Massetetthet (Dry-Bulk-Density (DBD)) er målet på tørt materiale i en kjerne (g/cm^3):

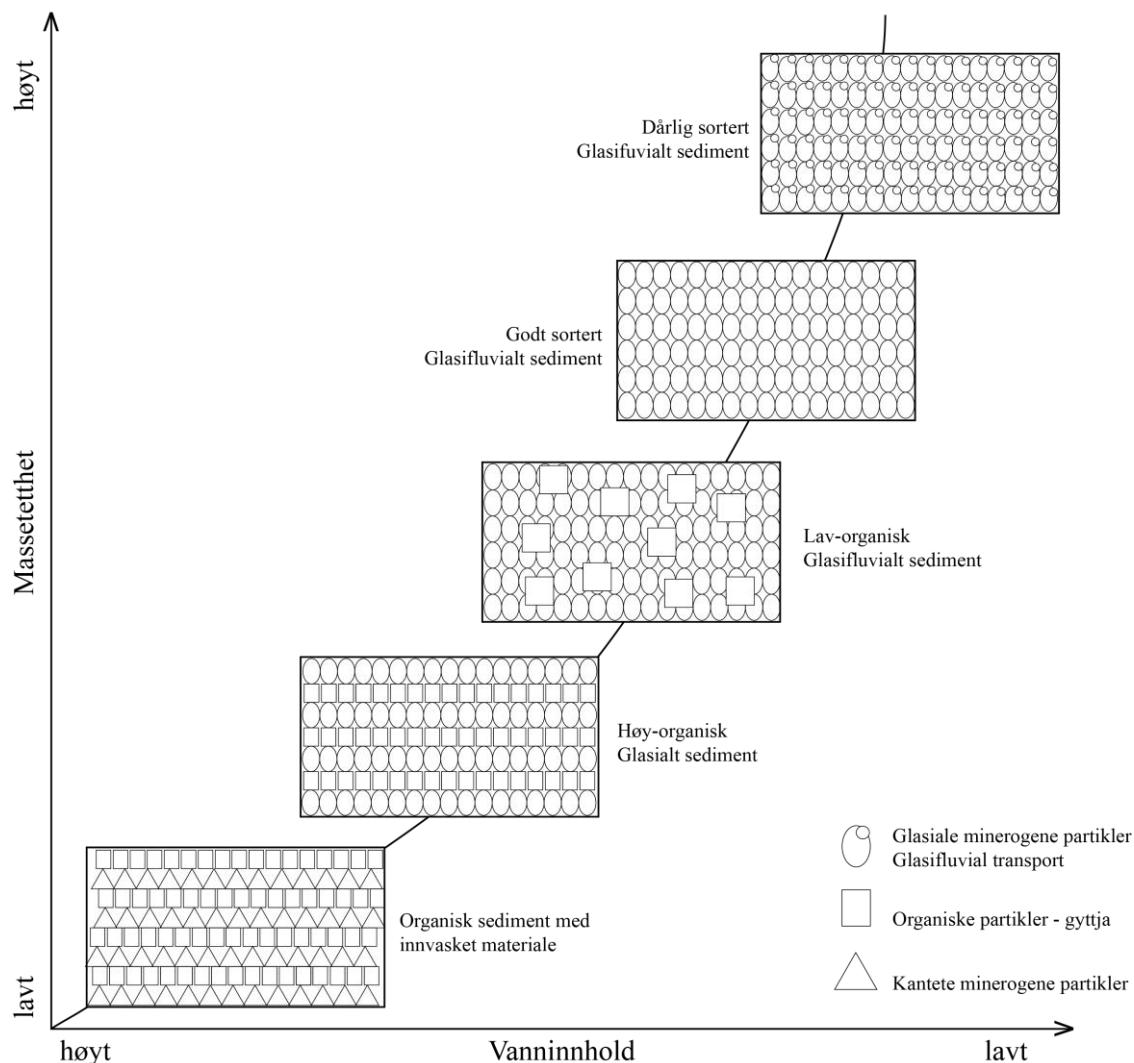
$$P = m/V$$

Hvor P er massetetthet, m er masse og V er volum. Nært knyttet til DBD er vanninnhold (WC): $WC = M_t - M_v$. Henholdsvis M_t , våt masse og M_v , tørr masse. Endringer i tetthet er vanligvis forårsaket av endring i organisk innhold, variabilitet i sorteringsgrad, pakkingsgrad og rundingsgrad til sedimentet, eller endring i kildeområdet for sedimentene (Menounos, 1997). Organisk materiale har en lav egenvekt, noe som gir lave DBD-verdier og et høyt vanninnhold. Vann fyller porer mellom de individuelle kornene i sedimentene – dette er porøsiteten. Sortert eller dårlig sortert glasifluvialt materiale med høy egenvekt har en høy DBD og et lavt vanninnhold. Kantete minerogene partikler har en høyere porøsitet enn avrundede partikler, som tillater mindre porerom mellom seg (figur 3.8). DBD kan vise endringer i strømninger og pakning av materiale transportert til innsjøer som mottar glasialt smeltevann. I tilfeller hvor LOI verdier er svært lave (< 5 %) kan DBD brukes som en proksi

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

for brestørrelse og kan reflektere endringer i kornstørrelsessammensetning i sedimentene (Bakke et al., 2005; Bakke et al., 2010).

Fremgangsmåte til DBD er en del av prosedyren til LOI og oppnås ved veiing av prøver før og etter tørking på 105 °C. Feilkilder i forbindelse med DBD er knyttet sammen med feilkilder som forekommer ved LOI.



Figur 3.8: Figuren viser sammenhengen mellom massetetthet og vanninnhold i ulike typer sedimenter. Modifisert etter Bakke et al. (2005).

3.2.4.4 Kornfordelingsanalyse

En kornfordelingsanalyse undersøker hvilke kornfraksjoner som er tilgjengelig i en sedimentær avsetning. En kornstørrelseskala med klassifisering av korn i ulike kategorier basert på størrelse er fremstilt i [tabell 3.3](#). Kornfordeling representerer ofte kompetanse til vassdraget, hvor de største kornfraksjoner blir avsatt først og finere partikler som silt og leire blir transportert over større avstander og holdes suspendert lengre før de blir avsatt. For å

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

bunnfelle de fineste kornfraksjonene er det nødvendig at strømming og bevegelse opphører – noe som ofte skjer i møte med erosjonsbasis. Kornstørrelse endres ikke betydelig med brestørrelse, men endringer i kornstørrelse forteller hovedsakelig om smeltevannsendringer, noe som igjen kan indikere brefluktasjoner. I motsetning til innsjøer som ikke tilføres bresedimenter eller glasifluviale sedimenter, vil en distal proglasial innsjø være preget av store mengder blågrå sandig eller leiret silt. Disse gråblå sedimentene, som blir produsert av breen ved erosjon langs bresålen hos tempererte breer, kan brukes som en signatur for breer i nedslagsfeltet (Karlén, 1981; Dahl et al., 2003).

Materiale avsatt i forbindelse med tilstedeværelse og tilbaketrekning av bre, men ikke direkte av breen defineres som paraglasialt materiale. Når isen trekker seg tilbake vil den eksponere et ustabil landskap som er tilbøyelig til raske endringer hvor resedimentert materiale som har svært lik karakteristikk som glasiale sedimenter bli avsatt (Ballantyne, 2002).

Tabell 3.3: Kornstørrelseskala: klassifisering av kornfordelingsdata som er brukt, deles inn ulike kategorier ut fra størrelse. VF = Veldig fin, F = fin, M = medium, G = grov, VG = veldig grov. Etter Blott og Pye (2001).

	<i>Grus</i>	<i>Sand</i>	<i>Silt</i>	<i>Leire</i>
<i>VG</i>	64 – 32 mm	2 – 1 mm	63 – 31 μm	< 2 μm
<i>G</i>	32 – 16 mm	1 mm – 500 μm	31 – 16 μm	
<i>M</i>	16 – 8 mm	500 – 250 μm	16 – 8 μm	
<i>F</i>	8 – 4 mm	250 – 125 μm	8 – 4 μm	
<i>VF</i>	4 – 2 mm	125 – 63 μm	4 – 2 μm	

Fremgangsmåte

Prøver fra SHP211 ble analysert med en Micromeritics Sedigraph III 5120 og Mastertech 052 Automatic Sample Feeder ved Institutt for geovitenskap, UIB. Prøvene ble dispergert i en kalgonoppløsning (0,05 %) og siktet med en sikt på 125 μm for å skille ut for store kornfraksjoner. Oppløsningen ble overført til nummererte prøvekolber (n = 24).

Prinsippet sedigraf bygger på er en fallhastighet av sedimentpartikkelen bestemt av Stokes lov, som er et uttrykk for den friksjon en sfærisk partikkel i en væske med kjent tetthet har. Fallhastigheten er en funksjon av partikkelens diameter (snl.no: Ormestad og Delphin 2009), og beregnes ved hjelp av horisontalt kollimerte røntgenstråler som senkes og måler oppløsningen av partikler i maskinen.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

Våtsikting ($n = 3$) ble utført med ni sikter i følgende størrelser: 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm og 63 μm . Hver kornfraksjon ble tørket og veid etter siktingen. Det fineste materialet ($< 63 \mu\text{m}$) ble i etterkant analysert med sedigraf. Våtsikting er mer unøyaktig sammenlignet med sedigraf, særlig for de finere kornfraksjoner som silt og leire. Det er en tidskrevende metode, hvor en del materiale forsvinner ved siktingen. Det er for øvrig nyttig om sedimentene er for grovkornet til å bruke sedigraf. GRADISTAT versjon 4.0 ble brukt for å behandle rådata og beregne kornfordelingsstatistikk (Blott og Pye, 2001).

3.2.4.5 Røntgenfluorescens (XRF)

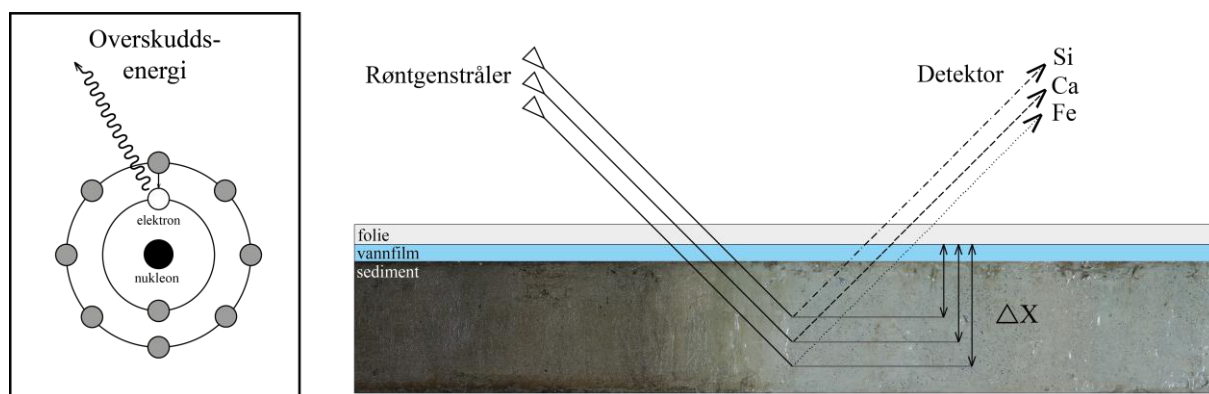
Røntgenfluorescens (X-ray Fluorescence (XRF)) er en ikke-destruktiv metode for å undersøke variasjoner av kjemiske elementer i et sediment. Skannere er i stand til å registrere grunnstoff med atomnummer fra 13 (aluminium) og opptil 92 (uran) (Richter et al., 2006). Variasjoner forekommer på grunn av endring i sedimentene sine kilde- eller opphavsområde, endring i prosess, produksjon eller avsetning og reavsetning av sedimenter. [Figur 3.9](#) viser prinsippet XRF-analyse bygger på, som er at en prøve blir utsatt for røntgenstråler slik at atomer blir ionisert. Denne ioniseringen fører til at atomet avgir et elektron fra sitt indre skall. Når elektronene forflyttes innover for å fylle tomrommet til det frigitte elektronet vil det dannes overskuddsenergi som blir sendt ut som lys. Dette lyset kalles for fluorescens eller sekundære røntgenstråler. Hvert element i den periodiske tabellen sender ut et karakteristisk bølgespektrum av lys som kan måles, og det er mulig å identifisere hvilke grunnstoff som er tilstede i et sediment (Richter et al., 2006). En oversikt over hva tilstedeværelse av de ulike elementene kan bety er gitt i [tabell 3.4](#). Tyngre grunnstoff gir fra seg et sterkere fluorescens signal som resulterer i en større kritisk dybde (ΔX). En vannfilm som dannes like under folien vil utgjøre en proporsjonalt større del for de lettere elementene på grunn av en grunnere kritisk dybde ([figur 3.9](#)) (Tjallingii et al., 2007).

XRF-analyse er en semi-kvantitativ metode som gjør det mulig å spore relative endringer nedover i kjernen.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

Tabell 3.4: Oversikt over ulike elementer som kan registreres med XRF-analyse, og hva de ulike elementene kan gi informasjon om (Croudace et al., 2006; Guyard et al., 2007; Tjallingii et al., 2007; Kylander et al., 2011).

Element	Informasjon om..
<i>Silisium</i> (Si)	Si, K og Rb korrelerer bra, er vanligvis en indikator for minerogen tilførsel til innsjø. Produktivitetsindikator for terrestrisk materiale. Avhengig av vanninnhold og kornstørrelse. Utslag i kornfraksjoner som grov silt og sand.
<i>Kalium</i> (K)	Indikator for minerogen tilførsel til innsjø. Assosiert med leirmineraler, erosjon av bergarter. Høy K kan reflektere økt porøsitet i sedimentet.
<i>Kalsium</i> (Ca)	Karbonatforvitring i nedslagsfeltet. Høyere Ca tellerater ved grovkornede sedimenter (Richter et al., 2006). Ca/Fe-forhold brukes til å skille glasiale/interglasiale sykluser i Nord-Atlanteren. Oseaniske/pelagiske sedimenter har høyere innhold av Ca i interglasialer enn i glasiale perioder (Rothwell og Rack, 2006).
<i>Titan</i> (Ti)	Proksi for terrestrisk erosjon. Indikator for minerogen tilførsel i innsjø og glasial erosjon av prekambriske bergarter (Bakke et al., 2009). Assosiert med leirmineraler. Blir bevart under transport og forvitring, motstandsdyktig og lite reaktivt element, resistente mineraler ikke utsatt for redoksprosesser. Forekommer i kontinentale bergarter.
<i>Jern</i> (Fe)	Indikator på redoksprosesser, utsatt for redoksrelaterte diagenese. Kan også indikere endring i kildeområde av sedimenter. Proksi for terrestrisk erosjon.
<i>Brom</i> (Br)	Finnes rikelig som bromidsalt i sjøvann, men i ekstremt små konsentrasjoner i ferskvannsystem. Indikator for innvirkning av marint vann på innsjø nært havet. Proksi for sjøsprøyt. Høye Br-verdier indikerer derfor også høyere vindaktivitet (Olsen et al., 2010).
<i>Strontium</i> (Sr)	Rb/Sr-forhold indikator av sediment provenance (Vasskog et al., 2011).
<i>Zirkonium</i> (Zr)	Indikator for minerogen tilførsel i innsjø. Inneholder resistente mineraler. Kornfraksjoner som grov silt og sand.
<i>Inc/coh</i>	Ikke-koherent/koherent spredning. Organisk innhold. Korrelerer positivt med LOI.
<i>Fe/Ti</i> (Mn/Ti)	Fe viser redoksprosesser. Viser Fe og Ti samme mønster er ikke Fe diagenetisk kontrollert av redoksprosesser (titan ikke reagerer på redoks). Reflekterer i stedet endringer i terrestrisk sediment tilførsel (Haug et al., 2001). Ti i forhold til Fe og Mn: kan fastsette redoksvariasjon i Fe og Mn.



Figur 3.9: Skjematisk fremstilling over måling med XRF-analyse. Venstre ramme viser hva som foregår på atomnivå ved tilførsel av røntgenstråler. På figuren til høyre representerer ΔX den kritiske verdi, som vil være større for tyngre elementer. Modifisert etter Tjallingii et al.(2007).

Fremgangsmåte

Som forberedelse før skanningen ble overflaten på SHP211 del 3/3 jevnet ut og dekket av en tynn plastfilm for å hindre forurensning fra kjernen og inn i XRF-systemet. For skanningen ble ITRAX Core scanner på Institutt for geovitenskap, UiB ble benyttet. Prøven ble utsatt for røntgenstråler i ti sekunder pr. måling. Elementer måles som tellinger pr. sekund (counts per second (cps)). Oppløsning: 1000 μm ($n = 774$). Data ble videre analysert i Microsoft Excel.

Feilkilder

En vannfilm vil dannes mellom plastfolien og kjernen på grunn av vannets sine adhesjonskrefter og kohesive egenskaper. Lette materialer er mer utsatt for absorberingseffekter og spredning enn tyngre elementer. Organiske sediment vil også ha et svakt signal. Støy kan forekomme fra store kornstørrelser, luftporer og lav pakningsgrad. Det er indikasjoner på at skannet data fra XRF-analyse er avhengig av endringer i tetthet og porøsitet, men det er ikke blitt kvantifisert (Tjallingii et al., 2007). Lav tellerate vil gi et mer usikkert resultat (Croudace et al., 2006)

3.2.5 Presentasjon av innsjøkjerner

I dette underkapittelet vil innsjøkjernene og resultatet fra de ulike sedimentanalysene bli presentert. To kjerner ble hentet opp, hvor begge rørene ble fylt før det forekom *dobbeltslag*. Kjernene er tatt like i nærheten av hverandre og ble tatt fra det dypeste området i vannet. Vandybden ved kjernelokalitetene var omtrent 4,5 m. SHP111 ble tatt fra sedimentoverflaten. SHP211 ble trykket 1,5 – 2 m ned i sedimentene før wireren til stempelet

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

ble festet og boringen begynte. Årsaken til dette var at røret til SHP111 ble fylt før overgangen til minerogent materiale.

Sedimentanalysene ble i all hovedsak utført på SHP211 del 3/3. På SHP211 ble det utført MS, LOI, DBD, kornfordelingsanalyse og XRF. Kjernen(e) er inndelt i enheter som er basert på homogenitet innen fysiske og geokjemiske egenskapene til sedimentet, sammen med farge og tekstur i logg. Sedimentene blir presentert i kronologisk rekkefølge etter avsetning – hvor det eldste blir beskrevet først.

3.2.5.1 Beskrivelse av SHP111

Kjerne SHP111 er tatt opp ved UTM-koordinatene 32V **028846 96693157**. Total lengde på kjernen er 347 cm og den ble delt i tre deler etter å ha blitt fraktet tilbake til laboratoriet. Ved boring ble røret fylt med gyttje før røret kom ned til bunn av innsjøsedimentene. Kjernen består av mørk brunsort gyttje og er løst pakket med mye planterester og tilsynelatende et høyt organisk innhold. Kjernen er homogen, uten tydelig lagdeling og ikke synlig innhold av noen signifikant minerogen komponent. SHP111 ble foruten logging undersøkt med MS for å se etter tefralag eller andre hendelser som kan gi utslag. MS gav ikke noe utslag, og kjernen blir derfor ikke utdypet ytterligere eller inkludert under tolkning¹¹.

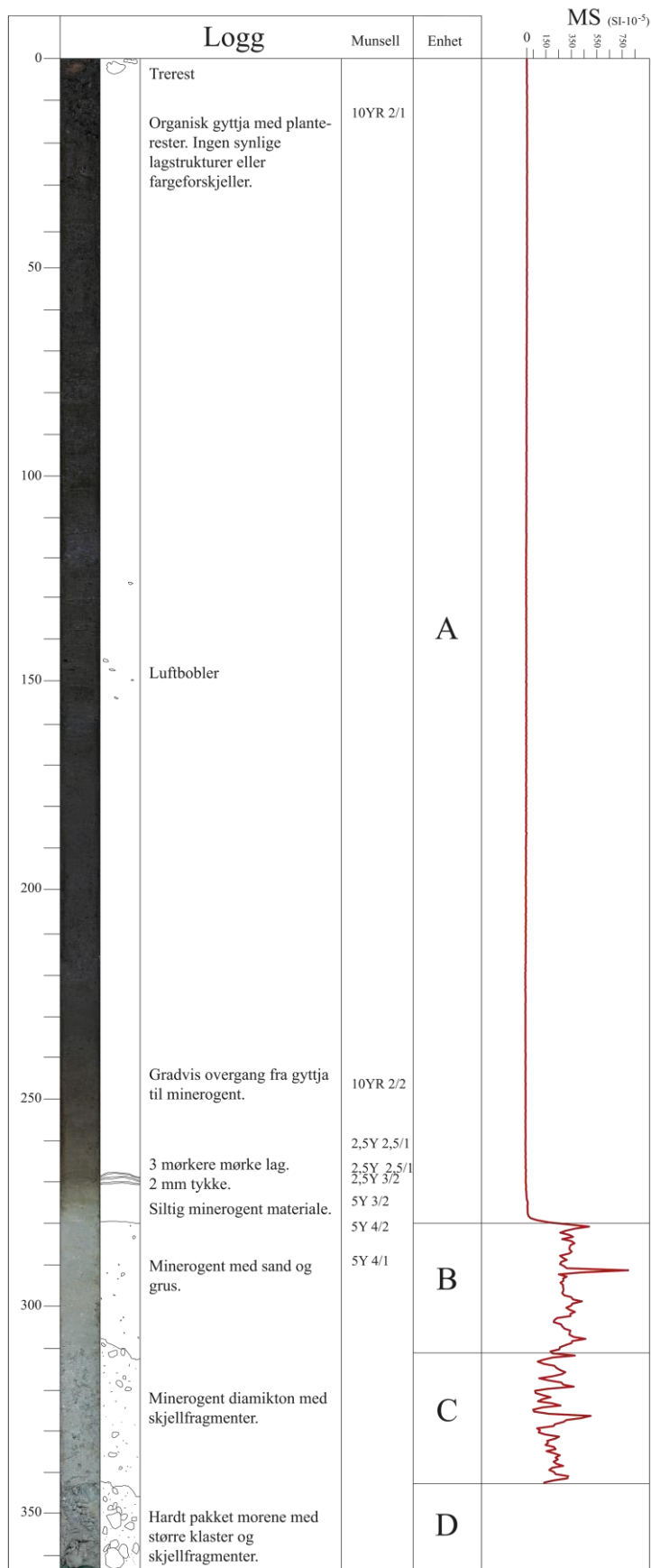
3.2.5.2 Beskrivelse av SHP211

Kjerne SHP211 ([figur 3.10](#) og [figur 3.11](#)) er tatt opp ved UTM-koordinatene 32V **0288467 6693156**. Total lengde på kjernen er 363 cm, og den ble delt i tre deler etter å ha blitt fraktet tilbake til laboratoriet. Ved boring ble røret fylt og det var minerogent diamiktisk materiale i bunn av kjernen.

I kornfordelingsanalysen fra SHP211 var deler av kjernen ikke egnet for sedigraf. Sedigraf er utført i intervallet 287 – 270 cm, hvor øvre avgrensning ble bestemt av organisk materiale på bakgrunn av LOI-resultater. Nedre avgrensning er bestemt av kornstørrelse på materialet. I nedre del av kjernen (363 – 280 cm) ble tre våtsiktinger foretatt, slik grovere kornfraksjoner også ble inkludert, med mulighet for en representativ måling. Bunnfallet fra våtsiktingene (finere enn < 63 µm) ble analysert i sedigraf, sammen med prøver fra samme intervall i kjernen tatt direkte fra SHP211, for sammenligning.

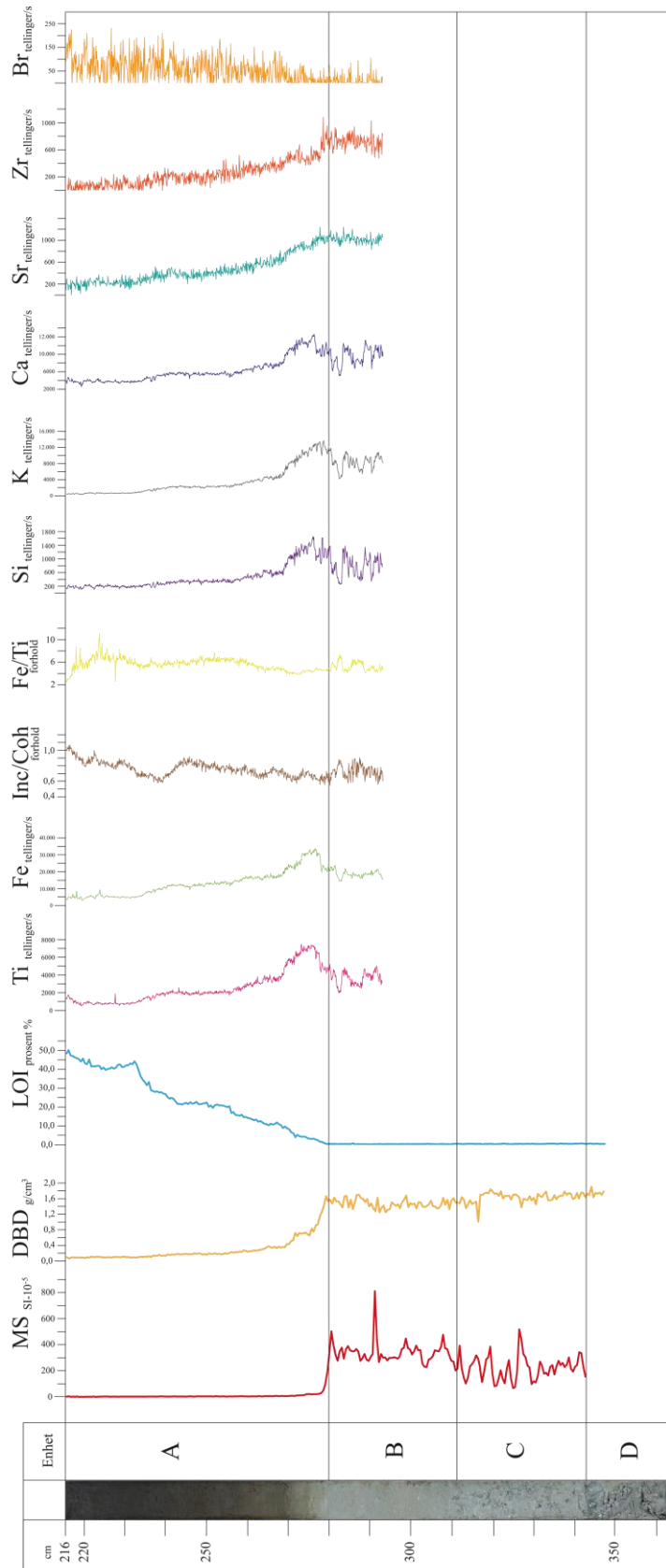
¹¹ Logg og resultat av MS fra SHP111 er tilgjengelig i vedleggsmaterialet.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

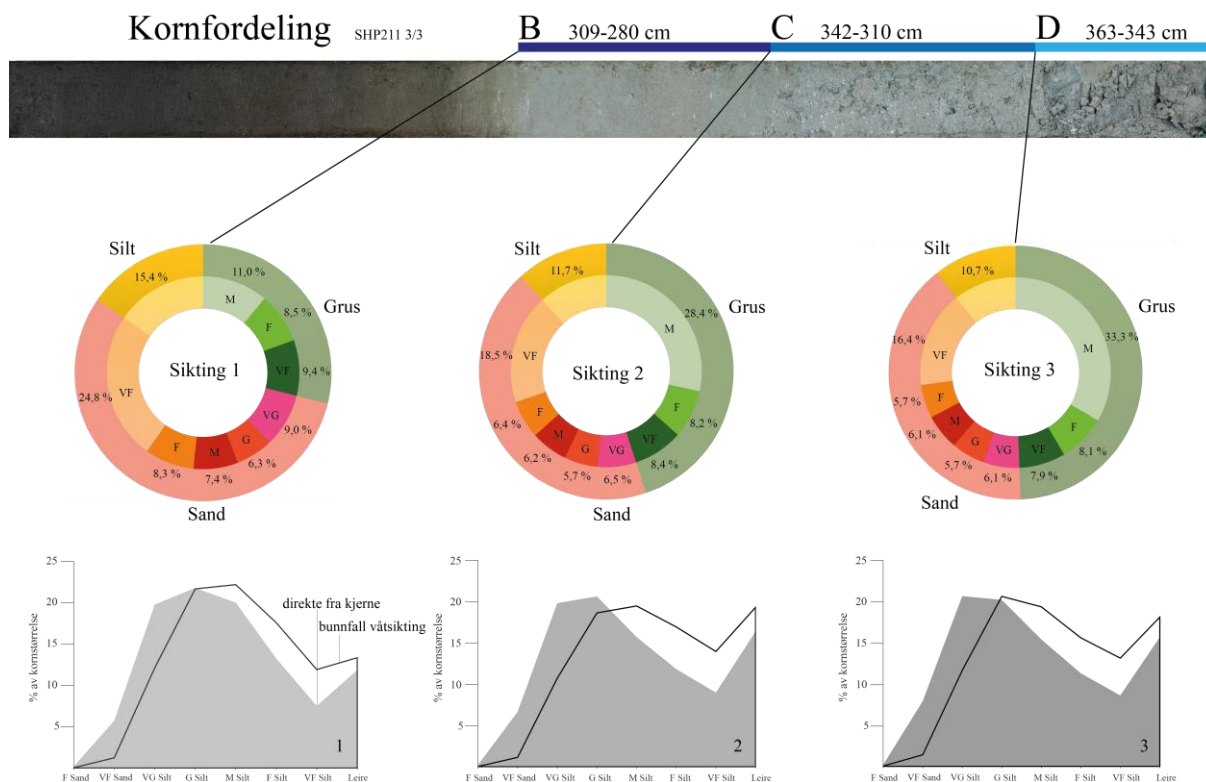


Figur 3.10: Logg SHP211. Figuren viser bilde av kjernen, ulike strukturer, skildring/logg, munsellfarger og inndeling i enheter (A – D). Til høyre viser resultat fra MS.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment



Figur 3.11: Oversikt over SHP 211 del 3/3 med inndeling i enheter og resultater fra de ulike sedimentparametre utført (XRF: 293 – 216 cm, MS: 342 – 0 cm, LOI og DBD: 347,5 – 217 cm).



Figur 3.12: Resultat av våtsiktinger fra SHP211. Sektordiagrammene viser prosentvis fordeling av våtsiktingene (VF = Veldig fin, F = fin, M = medium, G = grov, VG = veldig grov). Histogrammet under viser kornfordelingen analysert med sedigraf fra samme intervall i kjernen. Sort linje er bunnfallet fra våtsiktingen (finere enn $63 \mu\text{m}$). Grått felt viser resultatet av kornfordeling tatt direkte fra kjernen (for sammenligning).

Tabell 3.5: Sortering og gjennomsnittlig kornstørrelse for våtsiktingene (figur 3.12). Skala for kornfordeling: 2 = god sortering, 4 = dårlig sortering, 6= veldig dårlig sortering. Gjennomsnittlig kornstørrelse er oppgitt i μm .

	Sortering			Gjennomsnittlig kornstørrelse		
	1	2	3	1	2	3
	309-280 cm	342-310 cm	363-343 cm	309-280 cm	342-310 cm	363-343 cm
Våtsikting	6,758	6,912	5,408	458,8	1033,6	931,2
Sedigraf, bunnfall	3,443	3,804	3,806	8,743	6,854	7,477
Sedigraf, direkte fra kjerne	3,794	4,405	4,451	12,26	10,48	11,26

Enhet D (363 – 343 cm)

Enheten har en grå farge og består av svært hardt pakket og kompakt diamiktisk, minerogent materiale med dårlig sortering, kaotisk struktur og svært ujevn overflate. Diamiktet er

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

kornbåret med noe sammenklumping av større kantete klaster og grov grus inkorporert i finere materiale. I matriksen finnes det innslag av skjellfragmenter.

Det finnes ikke MS-resultat fra enhet D. MS-målingen ble stoppet ved 342 cm på SHP211. DBD, LOI og TOC er utført ned til 347,5 cm. Det gir data fra kun de øverste 3 – 4 cm (343 – 347,5 cm) i enhet D. Det er ikke endring i verdiene ved overgang til overliggende enhet (C). DBD har verdier mellom 1,90 og 1,63 g/cm³. LOI er 0,46 % og TOC har verdier mellom 2,52 % - 0,83 %.

Kornfordeling av våtsikting 3 ([figur 3.12](#)) viser en fordeling med 49,3 % grus (hvorav M grus utgjør hoveddelen med 33,3 %). 40 % er sand (hvorav 16,4 % VF sand) og 10,7 % er silt eller finere. [Tabell 3.5](#) viser en dårlig til veldig dårlig sortering, gjennomsnittlig kornstørrelse er 931,2 µm. Bunnfallet fra våtsikting 3 har en polymodal fordeling og består hovedsakelig av silt, (dominert av G silt (21 %), M silt (19 %)) og leire (18 %). Sortering er dårlig, gjennomsnittlig kornstørrelse er 7,477 µm. Kornfordeling direkte fra kjernen viser samme polymodale mønster forskjøvet mot grovere del av spekteret, dominert av VG silt (21 %) og G silt (20 %), men har en noe større andel F sand (8 %) og noe mindre leire (16 %). Sortering er dårlig, gjennomsnittlig kornstørrelse er 11,26 µm.

Enhet C (342 – 310 cm)

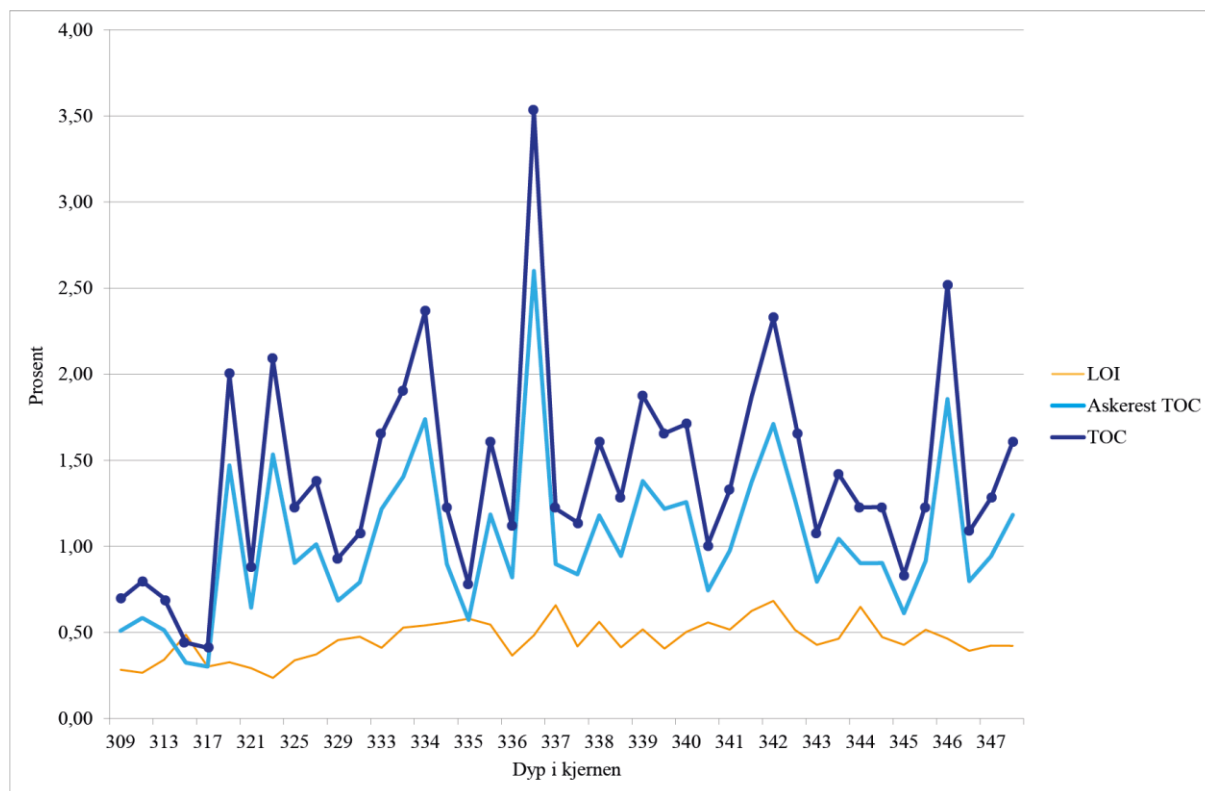
Det er ingen synlig fargeforskjell fra underliggende enhet (D) ved overgang til C, som består av grålig, minerogent diamikton med dårlig sortering og skjellfragmenter. Skjellfragmenter forekommer fra bunn av kjernen og opp til 310 cm. Diamiktet er matriksbåret og inneholder større klaster som ligger inkorporert i finere materiale. Enhet C har løsere pakningsgrad og en jevnere overflate enn enhet D.

MS er fluktuerende, med mest vekslinger i øvre halvdel av enheten og mindre variasjon i siste halvdel. DBD har verdier rundt 1,61 g/cm³ og holder et jevnt nivå igjennom enheten. Et mindre utslag på 1,00 g/cm³ ved 317 cm markerer overgangen til et nivå med litt lavere verdier (~ 1,49 g/cm³), like før overgangen mot enhet B. LOI har et jevnt nivå uten endring mot tilgrensende enheter, verdiene forholder seg stabilt rundt 0,44 %. TOC har 2,5 – 0,5 % høyere verdier enn LOI, med høyeste verdi 3,53 % ved 336,5 cm. TOC fluktuerer mer sammenlignet med LOI ([figur 3.13](#)).

Kornfordeling av våtsikting 2 ([figur 3.12](#)) er dominert av grus (totalt 45 %, hvor M grus utgjør 28,4 %) og sand (totalt 43,3 %, dominert av VF sand 18,5 %). Silt eller finere kornfraksjoner tilsvarer 11,7 %. I forhold til enhet D er det 4,3 % mindre grus og 4,9 %

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

mindre M grus, 3,3 % mindre sand, men 2,1 % mer VF sand. Våtsiktingen har en veldig dårlig sortering og gjennomsnittlig kornstørrelse er 1033,6 μm . Bunnfallet fra våtsikting 2 har en polymodal fordeling dominert av G silt (19 %), M silt (19 %) og leire (19 %). Sortering er dårlig og gjennomsnittlig kornstørrelse er 6,854 μm . Kornfordelingen direkte fra kjernen viser samme polymodale mønster, med en forskyvning mot grovere del av spekteret, dominert av VG silt (20 %) og G silt (20 %), men har et lavere innhold av leire (16 %). Sortering er dårlig og gjennomsnittlig kornstørrelse er 10,48 μm .



Figur 3.13: Resultatet av totalt organisk karbon (TOC) ved brenning på 950 °C. TOC-kurven viser karbonatinnhold hvor verdier oppgitt i prosent er $((DW_{550} - DW_{950})/DW_{105}) * 100 * 1,36$. Askerest TOC-kurven viser prosentvis askerest: $(\text{askerest LOI} - \text{askerest TOC})/\text{vekt av tørr prøve} * 100$. LOI-kurven viser glødetap for samme dyp i kjernen.

Enhet B (309 – 280 cm)

Det er en skrå overgang (310 – 308 cm) fra underliggende enhet (C) til enhet B, uten synlig fargeforskjell. Materialet er minerogent og matriksbåret med G sand, sand, grus og noen større klaster inkorporert. Enheten inneholder ikke skjellfragmenter og er veldig løst pakket, (enheten hadde opprinnelig kvikkleire-aktig konsistens med høyt vanninnhold). Det er ingen synlig struktur innad i laget.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

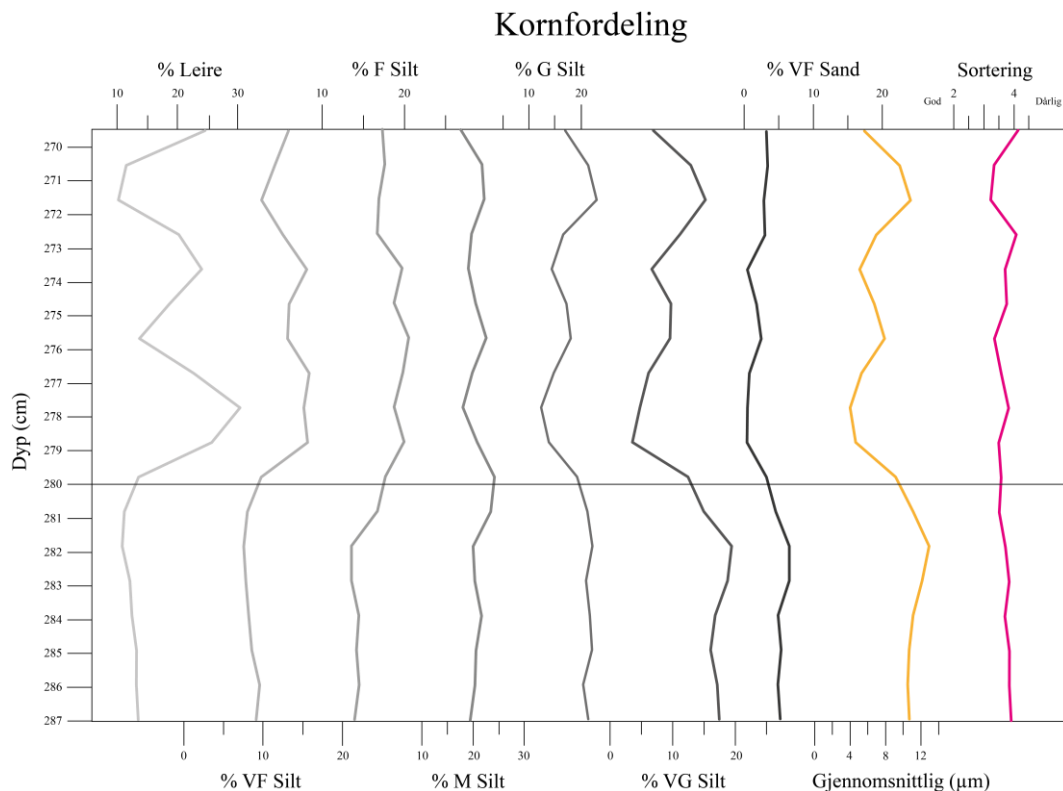
MS stiger ved overgang fra enhet C til B. MS har høyere verdier og et jevnere nivå med mindre fluktasjoner enn i enhet C. Et stort utslag forekommer ved 291 cm. DBD har et jevnt nivå med små fluktasjoner igjennom enheten, med verdier rundt $1,47 \text{ g/cm}^3$. Nivået er noe lavere enn enhet C. LOI har svært lave verdier på 0,34 % med et stabilt nivå og ingen endring fra underliggende enhet.

Data fra XRF er tilgjengelig i intervallet 293 – 280 cm i enhet B. Ti stiger opp mot enhet A med noen fluktasjoner. Fe har et jevnt nivå mellom 20 000 og 15 000 cps, og stiger ved overgang opp mot enhet A, med et lite platå i selve overgangen. Fe/Ti har et relativt stabilt nivå med to topper. Ikke-koherent/koherent (inc/coh) fluktuerer, mens Si, K og Ca viser samme fluktasjonsmønster og stiger ved overgang til enhet A. Zr og Sr holder et stabilt nivå, men har få tellinger. Det samme gjelder også Rb, Cu, Co og Mn¹², samt en svært lav telling av Br.

Kornfordeling fra overgang mellom enhet B og A ([figur 3.14](#)) viser at det er veldig lite variasjon med stabile nivå og dårlig sortering i enhet B. Gjennomsnittlig kornstørrelse er $11,09 \mu\text{m}$. Det er en nedgang i gjennomsnittlig kornstørrelse ved overgang til enhet A. VG silt synker ved overgangen til enhet A (8,9 % nedgang – fra 12,4 % til 3,5 % ved grensen mellom B og A), mens det er en sterk økning i leire (12,2 % økning – fra 13,6 % til 25,7 %) og VF silt (6,2 % økning – fra 9,7 % til 15,4 %), samt M silt og F silt stiger litt.

Korfordeling fra våtsikting 1 ([figur 3.12](#)) er dominert av sand (56 %) – hvorav 25 % er VF sand. Det er 29 % grus og 15 % silt eller finere. I forhold til enhet C er det 16 % mindre grus, 13 % mer sand, 6 % mer VF sand og 4 % mer silt. Sorteringen er veldig dårlig. Gjennomsnittlig kornstørrelse er $458,8 \mu\text{m}$. Bunnfallet fra våtsiktingen har en polymodal distribusjon med G silt (22 %), M silt (22 %) og leire (13 %). I forhold til enhet C er det 3 % mer G silt og M silt, samt 5 % mindre leire. Sorteringen er mellom god og dårlig sortering. Gjennomsnittlig kornstørrelse er $8,743 \mu\text{m}$. Korfordelingen direkte fra kjernen har også en polymodal distribusjon, med en forskyvning mot grovere kornfraksjoner, med en høyere andel av VF sand og VG silt (20 %), G silt (22 %), M silt (20 %). Det er mindre VF silt og leire, og sortering er noe dårlig. Gjennomsnittlig kornstørrelse er $12,26 \mu\text{m}$.

¹² Rb, Cu, Co og Mn er ikke inkludert i [figur 3.11](#) på grunn av lave målinger.



Figur 3.14: Resultat kornfordeling fra sedigraf. Overgangen mellom enhet A og B er synlig, hvor grensen mellom A og B er markert med en sort linje. Figuren viser prosentvis fordeling av kornstørrelser under 125 µm. Sorteringsgrad (rosa kurve) og gjennomsnittlig kornfordeling (oransje kurve) vises til høyre.

Enhet A (279 – 0 cm)

Enheten som er den lengste i kjernen, har et høyt organisk innhold med sort og mørkebrun farge. Nederste del av A er preget av siltige sedimenter med en gradvis overgang til gyttje. Det er et skarpt skille i pakningsgrad, tekstur og kornfordeling mellom underliggende enhet (B) og enhet A, sammen med en overgang i farge fra grå til mørk olivengrå. Fra 270 – 268 cm er det tre striper med mørkere sorte lag, ca. 2 mm tykke, med 7 mm mellom hvert lag. Stripene har et svakt fargeskille, men ikke endring i struktur. Fra 273 cm og til 250 cm er det en gradvis overgang, fra mørk olivengrå til mørk gråaktig brun og sortbrun farge. Resten av kjernen (250 – 0 cm) består av løst pakket, homogen gyttje med planterester og kvister. På toppen av kjernen er det rester av et trefragment.

Grensen mellom enhet B og A i MS er svært brå, hvor grensen går mellom 279,5 og 279 cm. Det er et lite platå ved 278 – 272 cm, før den synker ned til verdier rundt 0 fra 272 cm og opp til toppen av kjernen. Data for DBD og LOI er tilgjengelig opp til 217 cm. Fra overgangen mellom enhet B og A viser DBD en rask, synkende trend opp til 270 cm, fra 1,53 g/cm³ ned til 0,69 g/cm³. Kurven flater ut, men forsetter å synke til 237 cm, hvor DBD har et

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

lavt, stabilt nivå ($0,0944 \text{ g/cm}^3$) opp til 217 cm. LOI viser en rask stigende trend oppover i kjernen, med et veldig skarpt skille mellom enhet B og A ved 280 – 279 cm. Verdiene går fra 0,40 % og opp til 50,16 % ved 217 cm. Ved 234 cm er det en topp på 44,25 %, før det stiger ytterligere oppover i kjernen.

Det er gjort XRF-analyse i intervallet 279 – 216 cm i enhet A. Ti har en stigende overgang fra underliggende enhet, med en topp ved 276 – 273 cm og synker deretter brått ved 268 cm med en synkende trend oppover i kjernen. Si, K, Ca og Fe viser samme mønster som Ti. Inc/co har en stigende trend, men synker ved 240 cm, før det fortsetter å stige oppover i kjernen. Fe/Ti har et stabilt nivå med gradvis stigning, mens Sr, Zr og Rb har en synkende trend og er preget av lave målinger. Br har svært lave målinger men stiger oppover i kjernen.

Kornfordeling (figur 3.14) viser en dårlig sortering, og små fluktuasjoner i gjennomsnittlig kornstørrelse ($6,7 \mu\text{m}$ for enhet A). Leire har to topper (278 og 273 cm). Det er en liten økning i VF silt og F silt og leire, mens VG silt har en nedgang i forhold til enhet B.

3.2.6 Tolkning av kjerner

3.2.6.1 Korrelasjonsanalyse

En korrelasjonsanalyse kvantifiserer endringer i et datasett, hvor styrken og retningen på en lineær avhengighet mellom to variabler blir målt. Korrelasjonskoeffisienten (r) er et kvantitativt mål på hvor godt variablene samvarierer. Skalaen går fra -1 til 1 hvor 0 er ingen korrelasjon. -1 er perfekt negativ korrelasjon og 1 er perfekt positiv korrelasjon. Positiv korrelasjon forekommer når variablene varierer i takt i samme retning, mens ved negativ korrelasjon varierer variablene i motsatt retning fra hverandre (invers korrelasjon). $r = >0,8$ regnes som en sterk korrelasjon (markert i grønt), mens $r = 0,8 - 0,4$ er en middels god korrelasjon (markert i grått). Under 0,4 blir regnet som svak eller ingen korrelasjon (hvite felt). Resultatet fra en korrelasjonsanalyse med sedimentparametre fra SHP211 vises i tabell 3.6.

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

Tabell 3.6: Tabellen viser korrelasjon av ulike sedimentparametre. Grønne celler har en sterk korrelasjon (>0,8), mens middels korrelasjon (0,4 – 0,8) er markert med grå celler.

SHP211	MS	LOI	DRD	Si	K	Ca	Ti	Co	Fe	Cu	Br	Rb	Sr	Zr	Inc/coh	Fe/Ti	Mn/Ti	Fe/Mn
MS	1																	
LOI	-0,693	1																
DRD	0,832	-0,858	1															
Si	0,365	-0,774	0,618	1														
K	0,526	-0,861	0,774	0,955	1													
Ca	0,443	-0,849	0,686	0,965	0,956	1												
Ti	0,274	-0,804	0,537	0,942	0,924	0,956	1											
Co	0,474	-0,749	0,681	0,857	0,895	0,881	0,865	1										
Fe	0,317	-0,878	0,578	0,902	0,916	0,926	0,971	0,860	1									
Cu	-0,585	0,903	-0,800	-0,804	-0,887	-0,856	-0,804	-0,787	-0,834	1								
Br	-0,356	0,463	-0,448	-0,458	-0,504	-0,475	-0,440	-0,461	-0,471	0,508	1							
Rb	0,661	-0,882	0,833	0,814	0,895	0,859	0,801	0,828	0,835	-0,871	-0,506	1						
Sr	0,690	-0,911	0,891	0,822	0,923	0,876	0,812	0,837	0,841	-0,917	-0,516	0,918	1					
Zr	0,703	-0,892	0,892	0,737	0,846	0,796	0,705	0,763	0,744	-0,879	-0,499	0,864	0,923	1				
Inc/coh	-0,174	0,538	-0,300	-0,566	-0,561	-0,570	-0,578	-0,401	-0,571	0,599	0,291	-0,491	-0,506	-0,446	1			
Fe/Ti	-0,156	0,416	-0,324	-0,605	-0,567	-0,624	-0,651	-0,500	-0,509	0,458	0,148	-0,472	-0,471	-0,409	0,368	1		
Mn/Ti	-0,400	0,907	-0,592	-0,721	-0,762	-0,795	-0,805	-0,663	-0,853	0,796	0,401	-0,767	-0,786	-0,740	0,556	0,578	1	
Fe/Mn	0,498	0,726	-0,869	0,893	0,934	0,918	0,892	0,851	0,903	-0,861	-0,493	0,867	0,891	0,823	-0,590	-0,520	-0,806	1

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

En korrelasjonsanalyse er blitt utført for å kvantifisere endringer i sedimentparametrene og skille ut parametere som kan knyttes opp til brevariasjoner. Kornfordeling er ikke tatt med i korrelasjonsanalysen på grunn av veldig lite datamateriale. Oppløsning for variablene inkludert i analysen er 1 mm for XRF og 0,5 cm på resterende variabler¹³. Korrelasjon ble utført i IBM SPSS Statistics versjon 19.0 med Person produktmoment korrelasjonskoeffisient.

Det som er umiddelbart er påfallende i tabell 3.6 er andelen av sterk og middels korrelasjoner kontra andelen svake eller ingen korrelasjoner. Det kan skyldes datagrunnlaget med forholdsvis korte datasett (LOI og DBD har 262 datapunkter, MS har 685 datapunkt og XRF-parameterne har 774 datapunkt). På en annen side er det en klar todeling av kjernen med en organisk og en minerogen del, som kan bidra til at de fleste parametere korrelerer med hverandre.

Si har veldig sterke, positive korrelasjoner med K, Ca, Ti, Co, Fe, Rb og Sr (henholdsvis 0,955 / 0,965 / 0,942 / 0,857 / 0,902 / 0,814 / 0,822), samt korrelerer middels positivt med DBD (0,618) og middels negativt med LOI (-0,774). Si, K og Rb korrelerer alle bra sammen – hvorav de to sistnevnte har en sterk, positiv korrelasjon (0,895). En korrelasjon i disse tre parametrene er vanligvis en indikator for minerogen tilførsel til innsjø (Guyard et al., 2007). Tilstedeværelsen for de andre overnevnte parametere, indikerer også minerogen tilførsel til innsjø og/eller terrestrisk erosjon (jf. tabell 3.4 og referanser deri). Fe og Ti korrelerer sterkt positivt (0,971), Fe forekommer sannsynligvis på grunn av terrestrisk erosjon og er ikke blitt utsatt for redoksprosesser – noe som støttes av en stabil Fe/Ti-kurve med relativt lave verdier (figur 3.11).

Det er flere parametere som korrelerer negativt med LOI, sterke korrelasjoner forekommer mellom LOI og DBD, K, Ca, Ti, Fe, Rb, Sr og Zr (henholdsvis -0,858 / -0,861 / -0,849 / -0,804 / -0,878 / -0,882 / -0,911 / -0,892) og middels sterke korrelasjoner mellom LOI og Si (allerede nevnt tidligere i teksten: -0,774) og Co (-0,749). LOI og forholdet mellom inc/coh pleier å korrelere positivt (Guyard et al., 2007), da inc/coh også reflekterer organisk innhold. Her har de en middels, positiv korrelasjon (0,538), som sannsynligvis ikke er sterkere på grunn av lite variasjon¹⁴ i inc/coh-kurven. LOI og MS brukes som indikatorer for variasjoner i brestørrelse, og er ofte inverst korrelert. LOI brukes også som en invers indikator på breaktivitet (Karlên, 1976; Nesje et al., 2001). MS og LOI har en middels, negativ

¹³ Det er ikke observert endring i korrelasjon som skyldes ulik oppløsning av variablene.

¹⁴ Lite variasjon gir lavere korrelasjoner.

korrelasjon (-0,693). Nedre del av LOI-kurven inneholder imidlertid et svært lavt organisk innhold (opp mot 99,5 %, høyere enn *signal-to-noise-ratio*, hvor organisk innhold < 5 %), og kan kanskje forklare hvorfor det er høyere korrelasjon mellom MS og DBD (0,832) enn MS og LOI. Korrelasjonen mellom MS og DBD er den eneste sterke korrelasjonen med MS. DBD, MS og Ti indikerer breaktivet tilbake i tid, når det minerogene materialet som sedimentene består av er dannet av glacial erosjon (Nesje et al., 2001; Bakke et al., 2005; Bakke et al., 2009). Det indikerer at de fleste parametere i dette tilfellet reagerer på det samme: minerogen tilførsel til innsjøen forårsaket av bre.

På en annen side har Br ingen sterke korrelasjoner, men noen middels sterke korrelasjoner forekommer. At dette parameter er svakere korrelert kan skyldes at Br har veldig lave tellinger som også gir lite variasjon – det bidrar til dårlige korrelasjoner, men er også et tegn på at parametere viser forskjellige signal. Br representerer sannsynligvis ikke samme årsak som de overnevnte parametere med tanke på hva som forårsaker variasjon i kjernen. Det kan indikere at forekomsten av Br representerer marin innvirkning – i form av sjøsprøyt transportert til nedslagsfeltet med vind (Olsen et al., 2010).

3.2.6.2 Tolkning av SHP211

Enhet D (363 – 343 cm)

Det var få analyser som kunne utføres på enhet D. Skanning av den ujevne overflaten var vanskelig, og er årsaken til at det ikke finnes målinger med MS eller XRF. Det samme gjelder for LOI og DBD.

Enhet D er tolket til å være bunnmorene, hovedsakelig på bakgrunn av materialet som det består av, som tydelig ikke er lakustrine sedimenter. Våtsiktingen med det høye innslaget av dårlig sortert grus og sand støtter denne tolkningen (til tross for at våtsikting 3 har bedre sortering enn våtsikting 1 og 2, som skyldes det høye innslaget av M grus). Forskjellen i resultat mellom bunnfallet av våtsiktingen og prøven tatt direkte fra kjernen (i alle tre siktingene) – hvor sistnevnte hadde en positiv skjevhet mot det grovere spekteret, skyldes at bunnfallet var siktet med 63 µm, mens sikting av prøvene i forkant av sedigraf siktes på 125 µm.

Det er for lite data til å kunne basere noen pålitelige tolkninger ut fra LOI og DBD i enhet D, men i henseende til overliggende enhet er det ikke noen endring av verdiene – hvor LOI forholder seg svært lav og DBD ligger på et høyt nivå. Hadde det imidlertid vært

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

overkommelig å oppnå ytterligere data med hensyn til DBD i enheten, kunne endringer i pakningsgrad mellom D og C blitt kvantifisert, da førstnevnte er svært kompakt. Sammenpakningen av sedimentet, samt forekomsten av inkorporerte skjell i et basseng uten marin påvirkning over MG, underbygger tolkningen – hvor skjellene må ha blitt transportert glasialt og ikke marint, sannsynligvis over en kort avstand.

Enhet C (342 – 310 cm)

Ved MS var overflaten noe ujevn fra 310 cm (ned til 342 cm), som kan ha innvirkning på sensoren og kvaliteten på målingene, hvor målinger direkte på stein og gruspartikler gir store utslag. Det er trolig derfor det forekommer et lavere nivå med større vekslinger i målingene i forhold til overliggende enhet. Høye nivå av DBD og lave verdier av LOI knytter enheten til glasial aktivitet. Overgangen til et lavere nivå i DBD i øvre del av enheten reflekterer sannsynlig overgang til enhet B, som differensierer seg blant annet med en kornfordeling som har mindre grus og mer finstoff (VF sand, silt og leire), reflekterert i en lavere DBD.

Enhet C er i likhet med D ikke lakustrine sedimenter, men har blitt tolket som morene på grunn av materialet som den består av, samt forekomst av skjell. Enheten er trolig en massestrøm-avsetning (*debris flow deposit*) klassifisert som flytemorene (*flow-till*). Flytemorene er en massestrøm av sedimenter avsatt i direkte assosiasjon med breis, og dannes ved hjelp av tyngdekraften sin innvirkning på en strømning bestående av en miks av sediment og vann. Strømningprosessen kan blande heterogene, stratifiserte sediment og skape sammenhengende, diamiktisk homogene enheter. Det skilles mellom flytemorene avsatt subarilt eller subakvatiske. I subakvatiske strømmer skilles det også mellom kohesive og ikke-kohesive strømmer, hvor tilstedeværelse eller fravær av kohesjon i matriksen påvirker og kontrollerer oppførselen til massestrømmen og karakteristika på avsetningen. Mellom disse underinndelingene er det imidlertid en kontinuerlig skala (Benn og Evans, 2010).

Enheten er tolket til å være en subakvatiske, kohesiv strøm på bakgrunn av et høyt innhold av leire, bunnfallet av våtsikting 2 har et leirinnhold på 19,3 %. I kohesive strømmer danner leire sammen med vann en væske med kohesiv styrke slik at større kornfraksjoner kan fraktes på grunn av deres lave flytevekt (Benn og Evans, 2010). Tolkningen blir underbygget av det faktum at diamiktet er matriksbåret, samt en høy gjennomsnittlig kornstørrelse og en veldig dårlig sortering i våtsikting 2. I tillegg har enheten en forskjell i pakningsgrad fra underliggende enhet. Det er formodentlig en flytemorene til fordel for ablasjonsmorene, da den

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

er avsatt i vann og fått en løsere pakning enn vanlig morenemateriale, med mer finstoff enn en ablasjonsmorene.

Forskjellen mellom TOC og LOI er antatt å tilsvare de ca. 2 % lavere verdier som er vanlig å få med TOC på grunn av høyt leirinnhold i en prøve (jf. feilkilder *kapittel 3.2.4.2*). I dette tilfellet ble TOC bare utført i et intervall hvor det forekom skjell, men for å sett om det forekom noen signifikant forskjell burde TOC blitt utført også i kjernen også hvor det ikke forekom skjell.

Enhet B (309 – 280 cm)

MS gir høye utslag i enheten, men det svært høye utslaget er trolig en uteligger og skyldes måling direkte på en stein eller større partikkel like under overflaten. DBD gir et høyt resultat, men er lavere enn underliggende enhet og skyldes en mindre størrelse på kornfraksjonene, samt enheten hadde opprinnelig et høyt vanninnhold. MS, sammen med resultat av DBD, en lav LOI og høye målinger fra Ti og Fe, indikerer forekomst av bre.

Enheten er på bakgrunn av materiale og resultater fra kornfordelingen tolket til å være en subakvatisk flytmorane som delvis er ikke-koheisiv. En ikke-koheisiv flytmorane er karakterisert av manglende kohesjon, som gir en svak styrke på sedimentene og har en tendens til å forekomme i materialer som er dominert av sand og grus (Benn og Evans, 2010). Enheten har mange likhetstrekk med flytmoranen i enhet C, men mangler imidlertid skjellfragmenter. Den er tolket til å være ikke-koheisiv på bakgrunn av et mindre innhold av leire i bunnfallet fra våtsikting 1: 6 % nedgang (13,3 % kontra 19,3 % (i enhet C)), samt en økning i sand på 12,5 %. I tillegg er den gjennomsnittlige kornstørrelsen på våtsiktingen mindre (tabell 3.5), som indikerer at matriksen ikke har hatt styrke til å frakte med seg store kornfraksjoner. Tolkningen støttes også av kornfordelingsresultatene fra overgangen mellom B og A (figur 3.14), hvor en skarp økning i VF silt og leire ved grensen til overliggende enhet (A) peker i retning av manglende kohesjon. På grunn av at enheten er diamiktisk med en økende andel matriks i forhold til underliggende enheter, er det formodentlig ikke glasifluvialt avsatt, hvor det sannsynligvis ville vært mulig å observerte en forskyvning mot VF silt og F silt i kornfordelingen. Det forekommer ikke her.

Enhet A (279 – 0 cm)

Øverste del av kjernen er homogen gyttje med gradvis mindre minerogent materiale. De ca. 10 første cm (~ 279 – 269 cm) etter overgangen fra underliggende enhet (B) er tolket til å

Kapittel 3 Georadar og innsjøsediment

være paraglasiale innsjøsedimenter (definert i *kapittel 3.2.4.4*). Dette støttes av en topp like etter overgangen til A i parameterne Ti, Fe, Si, K, Ca og delvis Sr og Zr (som viser samme synkende mønster fra B til A uten en utpreget topp). Det faktum at kornfordelingen fra grensen mellom A og B har økt innhold av leire og VF silt, samt en nedgang i gjennomsnittlig kornstørrelse, indikerer mindre tilførsel av vann og liten kompetanse til å transportere sedimenter. Det faktum at Br stiger oppover i kjernen indikerer mer sjøsprøyt. Når en innlandsis og et sjøisdekke ikke lengre er tilstede, er havet på nytt eksponert og havsprøyt kan komme inn i bassenget transportert med vind (jf. tabell 3.4, og referanser deri), kontra et dekke som hindrer Br å bli transportert til bassenget. Denne hypotesen er imidlertid usikker, ettersom datagrunnlaget er svakt (figur 3.11). LOI reflekterer et mønster med gradvis mindre minerogent materiale og økt organisk materiale. Sammen med en veldig brå og synkende trend i MS og en raskt synkende trend i DBD er dette sterke indikasjoner på fravær av bre.

De tre mørkere stripene som var observert gav ingen utslag i noen parametere. Det er høyst sannsynlig ikke tefralag, men kanskje en del av det paraglasiale materialet. Det foreligger ingen utpreget god forklaring på stripene.

3.3 Oppsummering

3.3.1 GPR

Det ble foretatt GPR-undersøkelser med 50 MHz og 100 MHz på Lille og Store Hellervatn, samt på tilgrensende myr, som del av forberedelse til boring av innsjøsediment og for blant annet å undersøke underliggende topografi og mulighet for løsmasseavsetninger.

- En CMP-måling ble utført på myren. NMO-korreksjon gav et svært lavt velositetestimat ($V \approx 3,33$ cm/ns).
- En interpolasjon av sedimenttykkelse ble estimert på bakgrunn av GPR 100 MHz. Estimaten er trolig for høyt for vannene.
- Lille og Store Hellervatn er adskilt av en berggrunnsterskel, og har sannsynlig alltid vært to adskilte vann.
- I nordøstlig del av Store Hellervatn er det sannsynlig morenemateriale, tolket basert på GPR-profil.
- Lav penetrering av signal i midten av Store Hellervatn kan tyde på forekomst av morenemateriale.

- Begge vann er demmet opp av berggrunnsterskler ved utløpene deres i nord.

3.3.2 Innsjøsedimenter

To piston-kjerner ble hentet opp fra Store Hellervatn på bakgrunn av antagelser om at vannet befant seg like utenfor bremarginen med innlandsisen i nedslagsfeltet. Det ble gjennomgått hva innsjøsedimenter kan supplementere kvartærgeologisk kartlegging med, samt hva ulike sedimentparametre indikerer.

- Det ble utført følgende analyser av sedimentene på SHP211: MS, LOI, DBD, TOC, kornfordeling (våtsikting og sedigraf) og XRF. Ikke alle analyser ble utført igjennom hele kjernen på grunn av uegnede sedimenter.
- En korrelasjonsanalyse utført, viste en stor andel sterke og middels sterke korrelasjoner kontra andelen svake eller ingen korrelasjoner. Det kan skyldes en klar todeling av kjernen – med en organisk og en minerogen del, eller det kan skyldes at de fleste parametre reagerer på det samme: minerogen tilførsel i innsjø forårsaket av bre.

SHP211 er blitt inndelt i enheter (D – A) som er skildret og tolket:

- Enhet D er tolket som bunnmorene på bakgrunn av resultatene fra våtsiktingen, sin kompakte karakteristikk og forekomst av skjellfragmenter.
- Enhet C og B er tolket som flytmorener – henholdsvis kohesiv og ikke-kohesiv, hvor manglende skjellfragmenter i B til sammenligning fra C, samt endring i kornfordelingen, er den tydeligste forskjellen mellom enhetene.
- Enhet A har en gradvis overgang med mindre minerogent materiale. De første 10 cm etter overgang B er tolket som paraglasiale innsjøsedimenter, mens øvre del av kjernen er homogen gyttje basert på resultat fra XRF, MS, LOI og DBD.

Kapittel 4 Radiokarbondatering

4.1 Metode

Radiokarbondatering er fundamentalt i paleoklimatiske studier og brukes for å tidfeste hendelser – uten presis datering er det ikke mulig å vite om hendelser har skjedd samtidig eller om en begivenhet har forårsaket en annen.

Radiokarbondatering er en dateringsmetode basert på halveringstiden til den radioaktive isotopen ^{14}C , en av tre isotoper av karbonatomet; hvor ^{13}C og ^{12}C er stabile isotoper og sistnevnte utgjør hovedparten av atomet (98,9 %). ^{14}C finnes i alle levende organismer; når organismen dør, opphører tilførselen av karbon og det er bare prosessen med radioaktiv nedbrytning av ^{14}C -isotopen som gjenstår. Alder på en prøve blir bestemt ut fra hvor stor andel av ^{14}C som er igjen i prøven basert på en halveringstid ($t_{1/2}$: 5570 ± 30 år (Libby halveringstid)) som er den tid det tar for å redusere til halvparten av opprinnelig mengde radioaktiv isotop (Nesje, 1995; Bradley, 1999).

4.1.1 Feilkilder

En av de mest alvorlige feilkilder knyttet til radiokarbondatering er forurensning av det organiske materialet, som resulterer i feil alder på prøven. Tilførsel av moderne karbon eller blanding av organisk materiale vil gi for unge aldre, mens for gamle aldre kan oppnås hvor karbon fra gamle, inaktive kilder blir tatt opp i organismene. En for gammel alder oppnås også ved resedimentasjon.

Det er antatt at planter assimilerer karbonisotoper i samme proporsjon som de eksisterer i atmosfæren. Dette er for øvrig ikke tilfellet i virkeligheten; *isotopisk fraksjonering* forekommer under fotosyntesen, hvor ^{12}C er lettere fiksert i organismer enn ^{14}C og ^{13}C . Dette medfører at forholdet mellom isotopene ikke er nøyaktig det samme i forskjellige typer organisk materiale (Nesje, 1995; Bradley, 1999).

4.1.1.1 Marin reservoar-alder

Marin reservoar-alder (MRA) – også kalt *apparent age*, er aldersforskjellen basert på ^{14}C -datering mellom marint og terrestrisk materiale som levde på samme tid. Det er en vesentlig feilkilde i forbindelse med marine dateringer. Havet er ikke i isotopisk likevekt med atmosfæren, derfor forekommer karbonutvekslingen mellom luft og hav som en langsommere

Kapittel 4 Radiokarbondatering

prosess. Tett knyttet til MRA er havets sirkulasjon, som får MRA til å variere geografisk. Overflatevann har den yngste alderen, mens dypvann som ikke lengre har kontakt med havoverflaten og atmosfæren, har ingen utveksling av karbon og begynner å disintegre. Som en konsekvens av dette kan moderne, marine organismer fremstå som flere hundre år gamle. På midlere breddegrader legges det til rundt 400 år, på høyere breddegrader er det ofte mer enn 400 år siden oppvelling av eldre dypvann bidrar til en høyere alder. I tillegg vil effekten av sjøis bidra til å redusere utvekslingen av CO₂ mellom hav og atmosfære (Bradley, 1999).

Med riktig MRA kan brefremstøt dateres på bakgrunn av marine skjell funnet i eller i nærheten av glasiale avsetninger. Det er imidlertid vanskelig på grunn av usikkerhet knyttet til å fastsette tidsrom og utbredelse av tidligere endringer i MRA, siden MRA ikke varierer bare romlig, men fluktuerer også over tid.

4.1.2 Datering av makrofossiler

Det ble plukket til sammen syv prøver fra kjerne SHP211 for radiokarbondatering. Fire av prøvene var marine skjell tatt fra nedre del av kjernen i enhet D og C, mens de resterende tre prøver var terrestriske, tatt i overgangen fra minerogene til organiske sedimenter (i enhet A like etter overgangen etter enhet B). Prøvene ble sendt til Polznan Radiocarbon Laboratory i Polen for datering med ¹⁴C-metoden utført med akseleratormassespektrometri (AMS).

Prøvene ble plukket ut og isolert fra resten av materialet i kjernen ved hjelp av mikroskop. De marine prøvene ble tørket på 55 °C, mens de terrestriske makrofossilene ble frosset og kvalitetssikret før de ble tørket på 55 °C i 12 timer. De terrestriske fossilene ble kvalitetssikret av Dr.scient. Anne E. Bjune, Institutt for biologi UiB. Alle prøvene ble veid før innsending.

4.1.3 Kalibrering av radiokarbondateringer

¹⁴C-datering er basert på at det finnes en konstant mengde ¹⁴C i atmosfæren, men tilfellet er at det fluktuerer over tid, som resulterer i at ett ¹⁴C-år ikke tilsvarer ett kalenderår. Frem til for 2500 år siden er det en ubetydelig skilnad, mens det lengre tilbake i tid forekommer et varierende avvik som gjør det nødvendig å kalibrere for å oppnå en mer korrekt alder. Kronologier basert på treninger og/eller marine data kan kalibrere dateringene (Nesje, 1995; Bradley, 1999). Dateringer av makrofossilene ble kalibrert i CALIB 6.1.0 (CALIB Radiocarbon Calibration Program)(Stuiver og Reimer, 1993).

4.2 Dateringsresultater

Radiokarbondateringer er basert på sannsynlighet, hvor det er alltid en statistisk usannsynlighet knyttet til alder på grunn av usikkerhet i radioaktiv nedbryting. Aldre betegnes som median innenfor standardavvik (σ): $1 \sigma / 2 \sigma$ – hvor det er henholdsvis 68,3 % og 95 % sannsynlighet for at aldrene faller innenfor oppgitt tidsintervall (Nesje, 1995; Bradley, 1999).

Tabell 4.1 viser resultat av prøvene tatt fra SHP211, samt et marint skjell (*Mya truncata*) tatt ved en tidligere anledning fra Tyssøy (beskrevet i *kapittel 2.2.3*)(UTM 32 V 0287913 6690928). Terrestriske prøver ble kalibrert med kalibreringskurven IntCal09 i CALIB 6.1.0. Marine prøver ble kalibrert med kalibreringskurven Marine09 i CALIB 6.1.0. Kalibrerte aldre oppgis i kal. år BP, hvor BP er 1950. Standardavviket (σ) tilsvarer 1 dersom ikke annet (P = ...) er oppgitt.

Kapittel 4 Radiokarbondatering

Tabell 4.1: Resultat ^{14}C -dateringer

Prøve- navn	Laboratorie - nr.	Dyp (cm)	Vekt (mg)	Materiale	^{14}C - alder BP	Kal. år BP (1 σ)	Kal. år BP median +1 σ	Kal. år BP (2 σ)	Kal. år BP median +2 σ
SHP211 271-270	Poz-44770	271- 270	2,4	Planterester	9940 \pm 50 BP	11245-11405 (P=0,97609) 11580-11590 (P=0,02391)	11325 \pm 80 11585 \pm 5	11235-11505 (P=0,860826) 11520-11610 (P=0,139174)	11370 \pm 135 11565 \pm 45
SHP211 276-275	Poz-44771	276- 275	1,7	Planterester Bladfragment	9910 \pm 50 BP*	11240-11355 (P=0,948497) 11375-11385 (P=0,051503)	11295 \pm 55 11380 \pm 5	11215-11410 (P=0,892334) 11430-11495 (P=0,052524) 11545-11600 (P=0,055143)	11315 \pm 100 11460 \pm 30 11575 \pm 30
SHP211 278-277	Poz-44772	278- 277	1,9	Planterester Bladfragment	9880 \pm 60 BP**	11220-11340	11280 \pm 60	11195-11410 (P=0,919706) 11430-11495 (P=0,039736) 11550-11600 (P=0,040557)	11300 \pm 110 11460 \pm 30 11575 \pm 25
SHP211 319-310	Poz-44182	319- 310	310	Marine skjellfragment	11620 \pm 70 BP	12980-13010 (P = 0,108813) 13065-13235 (P=0,8911879)	12995 \pm 15 13150 \pm 70	12895-13285	13090 \pm 195
SHP211 339-330	Poz-44184	339- 330	88,4	Marine skjellfragment	12750 \pm 70 BP	14095-14550	14320 \pm 225	14020-14915	14470 \pm 475
SHP211 355-350	Poz-44185	355- 350	33	Marine skjellfragment	11790 \pm 70 BP	13180-13325	13250 \pm 75	13120-13395	13255 \pm 135
SHP211 363-356	Poz-44186	363- 356	96,1	Marine skjellfragment	12260 \pm 110 BP***	13515-13530 (P =0,039721) 13575-13830 (P =0,960279)	13525 \pm 10 13705 \pm 125	13430-13934	13680 \pm 250
Tyssøy Mya t.	Poz-30001			Marint skjell: <i>Mya truncata</i>	10300 \pm 50 BP	11210-11320	11265 \pm 55	11170-11415 (P=0,967816) 11510-11575 (P=0,032184)	11295 \pm 125 11545 \pm 35

* Merknad: 0,8mgC, ** Merknad: 0,7mgC, *** Merknad: 0,4mgC

4.3 Problemer knyttet til kalibrering av marine aldre

Ved kalibrering av ^{14}C -dateringen Tyssøy *Mya t.* (Poz-30001) ble det oppdaget et avvik på 400 ± 30 år (alder vises i [tabell 4.3](#)) mellom Marine09 og IntCal09 etter dateringen var korrigert for en global MRA. 400 år er alderen oppgitt i CALIB 6.1.0 som er brukt for globalt mikset havvann MRA, innebygd i modellert Marine09-kurven.

Siden marine og terrestriske dateringer bør gi tilsvarende resultat for å kunne sammenlignes når MRA tas høyde for, ble marine aldre kalibrert med Marine09, og IntCal09 – henholdsvis en gang hvor 400 år ble trukket fra i etterkant og en gang hvor 400 år ble trukket fra på forhånd. Det finnes ingen klar beste-praksis-mal på dette, noe som også kommer særlig frem i eldre litteratur. Resultatet er synlig i [figur 4.1](#) som kaliberingsplott. Numerisk aldre oppgis i [tabell 4.2](#). Differansen mellom Marine09 og IntCal09-kurvene er fremstilt i [tabell 4.3](#), hvor aldre som hadde små standardavvik og lav sannsynlighet er utelatt.

Kapittel 4 Radiokarbondatering

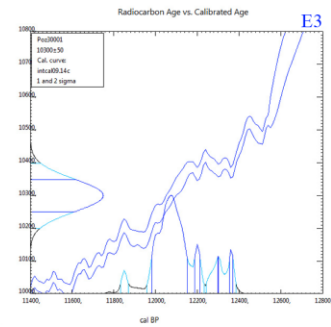
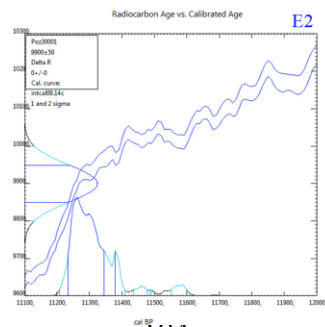
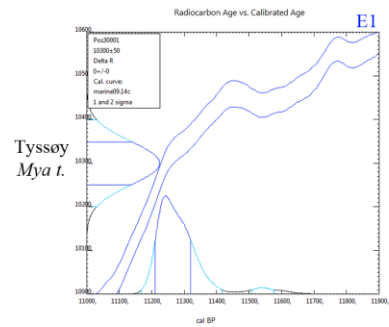
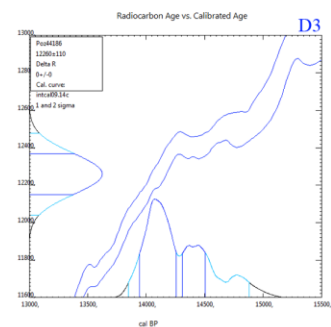
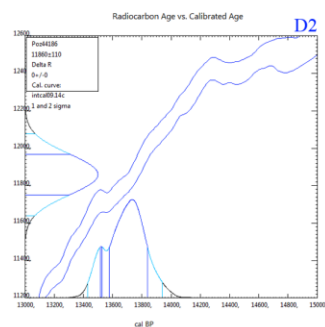
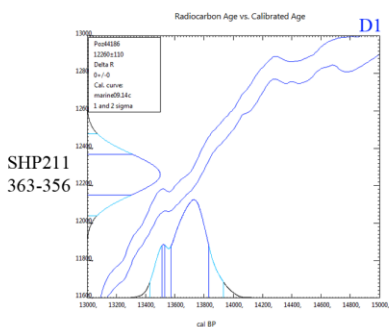
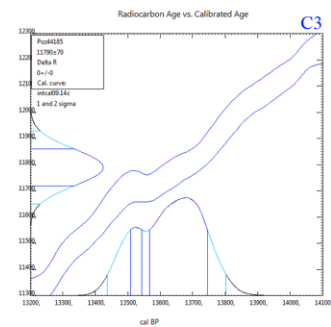
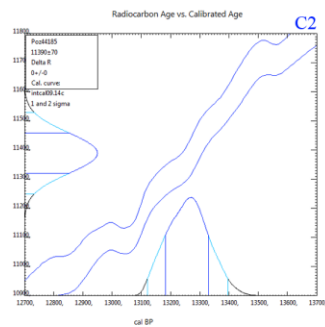
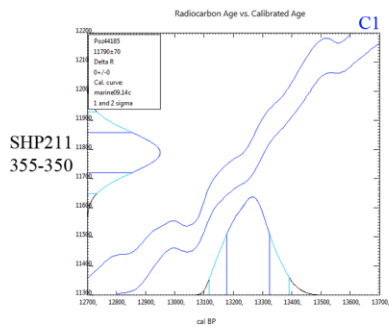
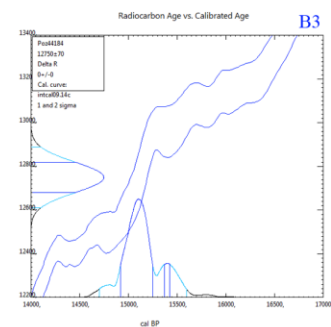
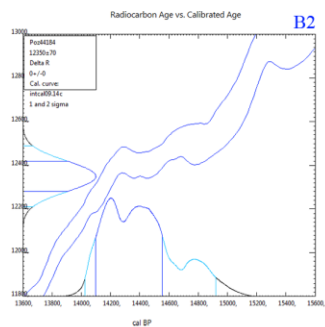
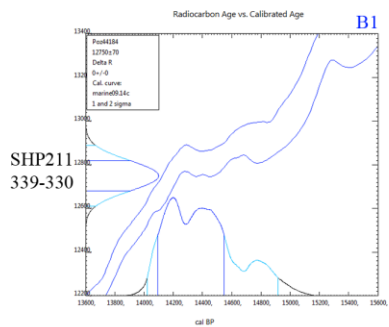
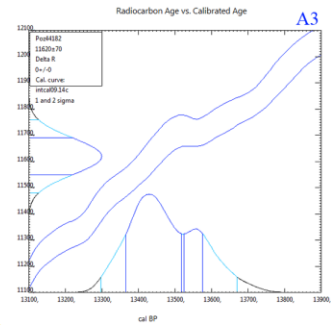
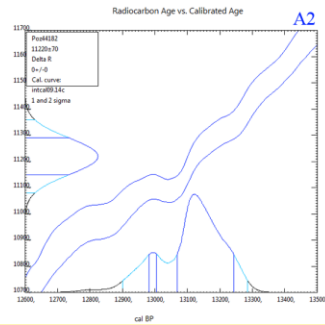
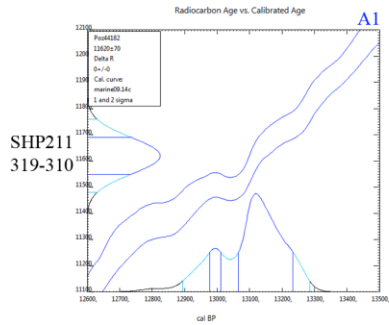
Marine09

IntCal09

IntCal09

400 år trukket fra *før* kalibrering

400 år trukket fra *etter* kalibrering



Kapittel 4 Radiokarbondatering

Figur 4.1: Kalibreringsplot for de ulike kalibreringene utført. Kolonnen til venstre er kalibreringer med Marine09 (diagram A1 – E1), kolonnen i midten er kalibreringer med IntCal09 hvor 400 år er trukket fra før kalibrering (diagram A2 – E2) og kolonnen til høyre er kalibreringer med IntCal09 hvor 400 år er trukket fra etter kalibrering (diagram A3 – E3). Hver rad (A, B, C, D og E) er en unik datering. For hvert diagram viser venstre akse radiokarbonalder og konsentrasjon i ¹⁴C-år, liggende akse viser tilsvarende kalenderår, diagonal kurve er radiokarbonmåling av treninger ± 1 σ standardavvik. Liggende histogram viser mulig alder for prøven basert på sannsynlighet (University of Oxford: Radiocarbon Web-Info 2012). Kalibreringsplot er generert i CALIB 6.0.1 (Stuiver og Reimer, 1993).

Tabell 4.2: Numerisk alder på dateringer kalibrert med ulike kalibreringskurver i CALIB 6.0.1.

Prøve	Lab nr.	¹⁴ C-alder	1 σ	2σ	1 σ	2σ	1 σ	2σ
			Marine 09 ΔR = 0	IntCal09 - 400 år	400 år før IntCal09			
SHP211 319-310	Poz-44182	11620 ±70 BP	12995±15	13090±195	13150±25	13085±185	12995±12	13095±195
			13150±70		13040±75		13155±85	
SHP211 339-330	Poz-44184	12750 ±70 BP	14320±225	14470±475	14685±165	14750±450	14330±230	14475±445
					15000±25			
SHP211 355-350	Poz-44185	11790 ±70 BP	13250±75	13255±135	13125±15	13220±185	13255±75	13260±140
					13255±90			
SHP211 363-356	Poz-44186	12260 ±110 BP	13525±10	13680±250	13705±155	13965±515	13520±5	13685±255
			13705±125		14010±95		13710±130	
Tyssøy Mya t.	Poz-30001	10300 ±50 BP	11265±55	11295±125	11665±85	11850±20	11290±55	11310±100
				11545±35	11800±12	11695±135		11460±20
					11900±3	11915±70		11490±2
					11965±8			11575±25

Tabell 4.3: Differanse i alder mellom de ulike kalibreringskurvene. Dateringer med små standardavvik og lav sannsynlighet er utelatt.

Laboratorie nr.	1 σ	2σ	1 σ	2σ
	Diff. Marine09/IntCal09 – 400 år før		Diff. Marine09/IntCal09 – 400 år etter	
Poz-44182	5 ± 5	5 ± 5	110 ± 5	5 ± 10
Poz-44184	10 ± 5	5 ± 30	365 ± 60	280 ± 25
Poz-44185	5 ± 0	5 ± 5	5 ± 15	35 ± 50
Poz-44186	5 ± 5	5 ± 5	0 ± 30	285 ± 265
Poz-30001	25 ± 0	15 ± 25	400 ± 30	400 ± 10

Det er en stor likhet i alder mellom Marine09 og IntCal09 hvor 400 år er trukket fra før (mellom kalibreringsplott A1 / B1 / C 1 / D1 og A2 / B2 / C2 / D2 i figur 4.1, og i tabell 4.2). De fleste aldersforskjellene ligger rundt 5 – 10 år. Forskjeller så små kan imidlertid skyldes

Kapittel 4 Radiokarbondatering

avrundning. Forskjellen mellom E1 og E2 har en større aldersforskjell (25 ± 0 ^{14}C -år) enn de øvrige kalibreringsplot. Årsaken til små forskjeller er trolig at før 12 400 kal. år BP er IntCal09 basert på et datagrunnlag av marine data (foraminifera i varvede sedimenter og U/Th-daterte koraller) som er konvertert til atmosfærisk ekvivalent (Hughen et al., 2004; Reimer et al., 2009). Det innebærer et forholdsvis likt datagrunnlag for begge kalibreringskurvene og for alle dateringer unntatt Tyssøy *Mya t.* (Poz-30001), som faller innenfor treringseriene i IntCal09, synliggjort i en ulik og mer fluktuerende, høyttoppløselig kurve med større aldersforskjeller i E2 (og E3) kontra E1.

Aldersforskjellen mellom Marine09 og IntCal09 hvor 400 år er trukket fra etter (kalibreringsplot A1 / B1 / C1 / D1 og A3 / B3 / C3 / D3) er imidlertid større (opptil 400 ± 30 kal. år), hvor radiokarbonmålingene av treringer er forskjøvet, slik at eldre har blitt eldre med IntCal09-kurven. Dette innebærer at avviket observert innledningsvis i Tyssøy *Mya t.* (Poz-30001), skyldes simpelthen at MRA oppgis i ^{14}C -år og ikke i kalenderår, noe modeller som Marine09 bygger på. De må derfor trekkes fra i den ukalibrerte ^{14}C -alderen før dateringen kalibreres for å oppnå en riktig alder i henhold til MRA. På grunn av slike uoppvakte feil bør derfor det alltid spesifiseres om MRA oppgis i ^{14}C -år eller kalibrerte år. Nyere forskning ser tilsynelatende ut til å ha konsensus på at MRA oppgis i ^{14}C -år (Bondevik et al., 2006; Ascough et al., 2007), men det er ikke alltid dette spesifiseres, noe som særskilt gjelder eldre litteratur og forskning. Det bidrar til at sammenligning med eldre marine dateringer og datering av brefremstøt bygget på marine radiokarbondatering blir vanskelig. Til tross for at samme alder oppnås med de to ulike kalibreringskurvene; Marine09 bør imidlertid brukes til fordel for en terrestrisk kalibreringskurve på grunn av atmosfæriske ^{14}C -endringer dempes av havet (Reimer og Reimer, 2001). Resultatet er færre svingninger, sett i kalibreringsplottet i E1, som har et jevnere resultat med en bedre sannsynlighetsfordeling enn E2. Delvis på grunn av at det kan forekomme store ulikheter og sprikende resultat blant annet gjennomgått her og delvis fordi utvikling innenfor ^{14}C -datering med tanke på kalibrering og forskning på MRA, bør original ^{14}C -alder, kalibreringskurve, hvordan kalibreringene har blitt korrigert og eventuelt ΔR -verdier (kapittel 4.1.5.1) oppgis.

4.3.1 Regionalt avvik (ΔR) fra global reservoar-alder

En av forutsetningene som kalibrering av marine dateringer bygger på, er at MRA blir antatt å være konstant geografisk. I virkeligheten avviker MRA i noen regioner imidlertid svært mye fra global MRA (~ 400 år ^{14}C -år) (mellom 1312 ± 55 ^{14}C -år ved Antarktis og -216 ± 37 ^{14}C -år

Kapittel 4 Radiokarbondatering

utenfor Ecuador (Ascough et al., 2007)). Dette regionale avviket (ΔR) kan kompenseres for ved å plote det inn i CALIB 6.0.1 eller andre kalibreringsprogram (ΔR er 0 ved Marine09 viss ingenting spesifiseres). En oversikt over ΔR som gjenspeiler dagens verdier finnes i en elektronisk database (Reimer og Reimer, 2001). Dagens MRA for Sør-Norge er mellom 360 ± 20 år og 380 ± 30 år. Det gir en ΔR rundt 20 ± 30 år (-3 ± 22 år) (Mangerud et al., 2006) (CHORNO Marine Reservoir Database 2012).

ΔR fra global marin kalibreringskurve blir antatt konstant over tid, men det stemmer i midlertid ikke i denne regionen for perioden senglacial, hvor det var store svingninger både i MRA og ΔR for Vest-Norge (Bondevik et al., 2006). En oversikt over disse variasjonene er listet opp i tabell 4.4.

Tabell 4.4: Oversikt over regionale MRA og ΔR -verdier for Sør-Norge.

<i>I dag</i>	<i>holocen</i>	<i>YD</i>	<i>bølling/allerød</i>	<i>Referanser</i>
379 ± 20			380 ± 32 år	Bondevik et al. (1999)
		610 ± 55 år		Bondevik et al. (2001)
360 ± 20	~ 350 år	~ 600 år ΔR 250 / 300		Bondevik et al. (2006)
380 ± 30 360 ± 30 ΔR 20 ± 30 (ΔR -3 ± 22)	Lik dagens situasjon \rightarrow dagens verdier kan gjelde for hele holocen			Mangerud et al. (2006)

I bølling og AL var MRA tilnærmet dagens nivå (380 ± 32 år) for perioden 12 300 – 11 000 ^{14}C -år BP (14 500 – 12 800 kal. år BP)(tabell 4.4 og referanser deri). Alle de marine aldrene fra SHP211 (tabell 4.1) ligger innenfor dette tidsintervallet – bortsett fra Poz-44184 som er noe eldre. Tidsintervallet er imidlertid basert på terrestriske aldre, for å sammenligne, må 400 år trekkes fra ^{14}C -alderen på aldrene av SHP211 (aldrene er da henholdsvis $11\,220 \pm 70$, $12\,350 \pm 70$, $11\,390 \pm 70$ og $11\,860 \pm 110$ ^{14}C -år BP). I dette tilfellet medfører ikke dette noen signifikant endring – alle aldrene ligger fremdeles innenfor tidsintervallet. Siden ΔR for bølling og allerød er så nær global MRA og dagens verdi vil det ikke utgjøre en nevneverdig forskjell å ta hensyn til ΔR ved kalibrering – særskilt siden det ikke faller utenfor standardavviket som alderen oppgis i. Å kun ta hensyn til global MRA (det vil si at $\Delta R = 0$) for disse dateringene er trolig tilfredsstillende. Ideelt sett bør marine aldre alltid knyttes til terrestrisk materiale av samme alder, samt en stratigrafisk markør som indikerer at aldrene *hører sammen*, men det er åpenbart ikke tilgjengelig på alle lokasjoner. De samme

Kapittel 4 Radiokarbondatering

forutsetningene som er gjort for de andre aldrene fra SHP211 blir antatt også for Poz-44184, som faller like utenfor datagrunnlaget som finnes tilgjengelig i denne regionen. Det er imidlertid naturlig at svingninger i ΔR har forekommet tidligere, så slutningen er ikke holdbar over større tidsrom med manglende datamateriale. Men på en annen side er mønsteret som MRA og ΔR tilsynelatende følger en lavere alder i varme perioder og høy alder i kalde perioder. Det skyldes at reservoar-alder er nært knyttet til havets sirkulasjon og varmetransport i Nord-Atlanteren (Bondevik et al., 1999; Bondevik et al., 2001), noe et isdekke vil kunne svært effektivt bidra med. Siden det er skjell som er datert, må det nødvendigvis ha vært vekstvilkår for organismen(e) når den levde. Det kan indikere en varm periode, som indikerer en lav MRA og ΔR . Det som mest effektivt bidrar til å endre MRA og ΔR er imidlertid ikke isdekke, men endring i vannmasser. I *kapittel 2.2.3* ble det funnet skjell på Tyssøy som indikerer kalde vannmasser. Ut fra disse forutsetningene er antagelsen om at forekomst av skjell nødvendigvis må indikere en lav MRA ikke holdbar.

Kalibrering av dateringer uten å ta hensyn til ΔR er forholdsvis uproblematisk frem til YD. Mot midten av YD har det vært en gradvis økning i MRA og ΔR hvor Veddeasken – avsatt midt i YD, har en alder på 610 ± 55 ^{14}C -år (terrestrisk alder: $10\,300 \pm 50$ ^{14}C -år BP kontra marin alder $10\,920 \pm 24$ ^{14}C -år BP (Bondevik et al., 2001)), som kan brukes på hele YD. Den høye MRA gir en høy ΔR på mellom 250 – 300 år. En ΔR på 250 – 300 år gir en ytterligere yngre alder fra marine dateringer og kan resultere i en aldersforskjell på flere hundre år. Det er imidlertid ingen marine dateringer i dette tilfellet hvor denne problemstillingen er relevant.

Mot slutten av YD, ved overgangen til holocen, synker MRA ned mot et nivå som det lå på før kuldeperioden. Dagens MRA og ΔR -verdier kan gjelde for hele holocen, tilbake til 11 530 – 11 630 kal. år BP ([tabell 4.4](#) og referanser deri). Å kun ta hensyn til global MRA ($\Delta R = 0$) i Poz-30001 (som har en ^{14}C -alder på 9900 år når 400 år MRA er trukket fra) er trolig tilfredsstillende for også dette aldersestimater. Ytterligere diskusjon vedrørende denne dateringen og dets aldersestimater blir gjennomgått i *kapittel 5*.

I dette tidsspennet og utvalget av aldre er det ikke nødvendig å ta hensyn til ΔR i tillegg til MRA. Dett gjelder imidlertid kun i dette tilfellet og er noe som bør vurderes aktuelt ved andre tilfeller da en høy ΔR kan bidra til feilaktig datering. Best resultat for å overkomme problemer med variasjon i ΔR over tid er i midlertid ved å utvikle regionale, marine kalibreringskurver som blir foretrukket fremfor en global kalibreringsmodell (Bondevik et al., 2006). Hvorvidt ΔR for en gitt region er konstant eller fluktuerer over tid er viktig å være klar

Kapittel 4 Radiokarbondatering

over når datering av klimarelaterte hendelser blir basert på en kronologi som er bygget på kalibrerte marine radiokarbon-aldre, da det kan ha en betydning for hvor mye marine aldre bør vektlegges i en slik studie. I dette tilfellet ser det imidlertid ut til at de marine aldre fra SHP211 er holdbare ved å kun kompensere for MRA.

4.4 Oppsummering

Det er blitt gjennomgått metode og ulike feilkilder knyttet til radiokarbondatering, med særlig vektlegging av marin reservoar-alder (MRA).

- Til sammen ble syv prøver datert fra SHP211: tre terrestriske dateringer og fire marine dateringer i tillegg til en tidligere datering fra Tyssøy av et marint skjell (*Mya truncata*).
- Dateringene ble kalibrert med kalibreringskurvene Marine09 og IntCal09.

Problemer i tilknytning til kalibrering av marine aldre ble undersøkt og drøftet:

- Ved sammenligning mellom Marine09 og IntCal09-kurver ble det oppdaget et avvik på 400 ± 30 år mellom kurvene og skyldes simpelthen at MRA oppgis i ^{14}C -år og må trekkes fra før kalibrering med terrestrisk kurve.
- Forskjellene mellom Marine09 og IntCal09 er små før 12 400 kal. år BP da begge kurvene er basert på et datagrunnlag av marine data.
- Regionalt avvik ΔR har fluktuert i tid, særlig i perioden rundt senglacial. Det ble i dette tilfellet ikke nødvendig å kalibrere dateringene med hensyn til ΔR , siden dateringene faller i et tidsrom som har (nesten) samme MRA ($\Delta R =$ nært 0) som global- og dagens MRA for denne regionen.

Kapittel 5 Diskusjon

Hovedformålet i denne oppgaven har vært å kartlegge utbredelse og alder av de is-marginale avsetningene i feltområdet med det sikte å avklare posisjonen til innlandsisen under deglasiasjonen i feltområdet. I dette kapittelet blir det i den forbindelse sammenstilt observasjoner fra kvartærgeologisk kartlegging og det blir utarbeidet en modell for utbredelsen av innlandsisen i feltområdet. Funn fra innsjøsedimenter, georadar, og radiokarbondateringer blir sammenfattet og drøftet. Det blir gitt en rekonstruksjon med et kronologisk hendelsesforløp for feltområdet, og resultatene som har kommet frem av denne studien vil også bli sammenlignet med tidligere undersøkelser, hvor eksisterende modell for brefremstøtet i YD for Bergensområdet blir særskilt vektlagt.

5.1 Resultat av kvartærgeologisk kartlegging

Hoveddelen av løsmasser observert i den kvartærgeologiske kartleggingen (*kapittel 2*) er knyttet til glasial aktivitet. Disse vil bli knyttet sammen med hverandre ved drøfting av ulike hypoteser med tilknytning til problemstillingen. Gyldigheten av følgende hypotese blir diskutert: *alle randavsetninger observert i feltområdet er fra samme brefremstøt*. Dette forutsetter at randavsetningene ble dannet ved fremstøt og ikke ved opphold i tilbaketrekning. De fleste randavsetningene er tydelig avsatt fra øst, slik som moreneryggen på Varden, Tyssøy, sammen med randåsen på nordlig del av Tyssøy – som uten tvil er dannet av et fremstøt. Det samme gjelder for kartlagte iskontaktskråninger, som også er lokalisert på østlig eller sørøstlig side i Myrvika, Magnevika og Storhaugen, Nordre Bjørøy. Forekomsten av skjellfragmenter over MG fra SHP211 peker på et fremrykk, hvor molluskene har levd i fjorden øst for Bjørøy. Siden skjellfragmentene ennå kan identifiseres som mollusker (dog ikke på artsnivå) i SHP211 og ikke er blitt malt fullstendig til silt, er det plausibelt å anta at de er blitt transportert over en kort avstand. Skjellene indikerer med sikkerhet at området må ha vært isfritt i en viss periode før det på ny har blitt dekket av is. De må imidlertid ha blitt plukket med og blitt inkorporert i breen, for deretter å bli avsatt ved utsmelting.

Grunnlaget for å hevde at alle glasiale landformer i området er fra samme fremstøt er basert på at størstedelen av morenedekket, alle randavsetninger, samt en overveiende del av glasifluviale avsetninger, er lokalisert i et diagonalt nordlig-sørlig belte som strekker seg igjennom hele feltområdet (*figur 2.4* og *figur 5.1*). Unntaket er glasifluvialt materiale, som avsettes i forbindelse med smeltevann og kan ha blitt lagt igjen ved tilbaketrekking. Likevel

Kapittel 5 Diskusjon

taler beltet av glasiiale løsmasser sterkt for simultane hendelser fremfor en sekvensiell avsetning.

En viktig observasjon som indikerer at samtlige glasiiale avsetninger er dannet simultant, er fraværet av overlappende glasiiale avsetninger, avsetninger som skjærer inn i hverandre, eller glasial erosjon i løsmasser. Erosjon av glasiiale og glasifluviale landformer som for eksempel randåsen på Tyssøy som er delt av en lav marin flate ved Træsvika, eller Dalen med erosjonsspor i en glasifluvial vifte, skyldes i disse tilfellene marine prosesser. En foreløpig slutning er derfor at hypotesen er holdbar og randavsetningene er dannet av samme fremstøt.

Mange av randavsetningene, sammen med glasifluvialt materiale på øyene, markerer en ytre, vestlig grense av morenedekke, hvor det på østsiden av randavsetningene er et (dis)kontinuerlig dekke av glasiiale og marine løsmasser, med en brå overgang til naken berggrunn på vestsiden. Følges de samme logiske slutningene som ble brukt blant annet ved Aarseth og Mangerud sin kartlegging (1974), innebærer det at randavsetningene (inkludert det sammenhengende morenedekket) kan tolkes til å være avsatt samtidig, samt at fremrykket heller ikke rakk lengre vest. Dette leder ut i en ny hypotese som tar for seg utbredelsen til isdekket: *Innlandsisen har ikke dekket hele øyene ved fremstøtet som det i dag observeres geomorfologiske spor og randavsetninger fra. Deler av feltområdet har vært isfritt.*

Kapittel 5 Diskusjon

Som et resultat av den kvartærgeologiske kartleggingen er det utledet en tentativ modell over bremarginen sin utbredelse ([figur 5.1](#)). Er den angitte hypotesen og modellen korrekt, skal det angivelig ikke finnes morenemateriale vest for randavsetningene i felt. Men i Ørnedalen, ved Trettvika og Klubben, nordvest på Bjorøy er det likevel kartlagt en god del sammenhengende morenemateriale. Det skyldes trolig en kombinasjon av marint materiale og ablasjonsmorene lagt igjen fra en gang innlandsisen har strukket seg lengre vest, som ble avsatt første gang feltområdet ble isfritt under deglasiasjonen. Berggrunnsstrukturer gjør at materialet blir liggende igjen. På Håkonshella er det også mye glasielle løsmasser i forsenkningene mellom fjellryggene, men dette skiller seg fra Ørnedalen og Klubben ved at det er en brå overgang mellom løsmasser og fjell. Avsetningene på Håkonshella ligger i større grad på tvers av- enn langs orienteringen til berggrunnen. Vestlig del av Bjorøy, i området rundt Ørnefjellet og Langafjellet er preget av naken berggrunn. Hadde breen dekket området her hadde det vært forventet å finne et større sammenhengende dekke av glasielle sedimenter, da strukturen til berggrunnen har samme konfigurasjon, og vil fange sedimenter fra breen. Det er derfor sannsynlig at vestlige deler av Bjorøy, inkludert Ørnedalen og Klubben, samt sørvestlig del av Tyssøy har vært isfritt, mens Håkonshella har vært dekket/delvis dekket av is.

I midlertid finnes det en rekke kartlagte glasielle erosjonsformer ([kapittel 2.2.2](#) og [figur 2.21](#)), og den eksponerte berggrunnen på vestlig Bjorøy og Tyssøy er forholdsvis sterkt glasielt påvirket. Disse observasjonene er gjort i områder som akkurat ble hevdet å ha vært isfrie. Det kan indikere at innlandsisen dekket over størstedelen av Bjorøy, hvor brefronten likevel lå i Ørnedalen og Klubben, langs Bekkjervika og Nygård, og svingt sør ved Trettvika, opp ved Hjortvann og Store Hellervatn, men beholdt Dalen isfri. Det er verdt å legge merke til at det er svært likt hypotesen Undås (1963) i sin tid tegnet inn i sin tolkning av posisjonen til YD-fremstøtet. Dette er imidlertid et forholdsvis urealistisk scenario, fordi den topografiske forskjellen mellom Ørnefjellet og Ørnedalen gjør at det er et svært unaturlig sted for posisjonering av en brefront. Det stemmer ikke overens med utbredelsen av glasielluviale sedimenter på Søre Bjorøy, samt det er heller ingen avsetninger nordvest for Hjortvann, mellom vannet og Dalen som støtter denne hypotesen.

En mer sannsynlig lokalisering av brefronten vil være nær Store Hellervatn, hvor det i tillegg til en kartlagt endemorene ([figur 2.8](#)), er gjort funn av morene i innsjøsedimentene. Observasjonene på land er også støttet av GPR-profil hvor nordlig del av vannet ble tolket til morene. Det faktum at det forekommer skjell i de glasielle sedimentene fra SHP211 åpner for

Kapittel 5 Diskusjon

muligheten for at det også finnes skjell i moreneryggen på land, som kan dateres da den sannsynligvis er dannet samtidig.

Samtidig er det også andre argumenter som taler for et isfritt vestlig Bjorøy. Dannelse av rundsva med en effektiv plukking innebærer at breen må hatt en viss tykkelse. Dette henger sammen med trykksmeltepunktet ved bresålen, som senkes ved økende trykk, hvor en lokal trykkøkning som for eksempel en bul i underlaget i form av støtsiden på et rundsva, vil senke trykksmeltepunktet lokalt, mens trykksmeltepunktet på tilsvarende side, plukksiden øker og tilsigende vann vil fryse. Resultatet er frostsprengning og plukking (Sulebak, 2007). Skal innlandsisen ha gått forbi Storhaugen, Nordre Bjorøy, hvor toppen ble tolket til å være isfri siden den mangler avsetninger, må isen vært svært tynn. Det strider mot prinsippet for hvordan rundsva blir dannet, og argumenterer i stedet for at de fleste glasiiale erosjonsformene er eldre og er blitt dannet av tidligere glasier(er) med et tykkere isdekke. Et annet argument som også støtter opp under denne tolkningen, er orienteringen som rundsvaene og skuringsstripene har, som er en retningsindikator mot vest. Det vil si at de viser en brebevegelse som er uavhengig av underliggende topografi. For at en bre skal kunne bevege seg uavhengig av topografien, må den være så tykk at overflaten på isen ikke gjenspeiler det underliggende terrenget. Brebevegelse forekommer som et resultat av isen sin reaksjon til tyngdekraften og kan knyttes opp mot topografi og istykkelse (Sulebak, 2007). At breen har beveget seg uavhengig av underlaget passer imidlertid ikke sammen med randavsetningene i Mangevika eller randåsen, samt det glasifluviale materiale på Søre Bjorøy. Randavsetningene her er lokalisert på steder som er naturlige for en bre å sedimentere, og hvor topografien er den styrende faktor.

En isfri fjord nordvest for Bjorøy blir også indikert av randavsetningene som finnes nord i feltområdet. Ses iskontaktskråningene og randavsetningene i Mangevika og Myrvika i en sammenheng med Vatilestraumen er det plausibelt at disse lokalitetene er deler av en større kontinuerlig morenerygg hvor Bjorøygavlen er sørlig del av denne avsetningen. På grunn av dagens havnivå oppleves den som flere ulike oppdelte landformer. Oppgrunningen i Vatilestraumen (30 muh.)([figur 2.13](#)) har en karakteristisk ryggform og kan tolkes som en morenerygg som ligger på tvers av strømmen. Det passer godt inn med hensyn til form, lokalisering og tilknytning til løsmasser på land. Dette er selvfølgelig under forutsetning om at det forekommer løsmasser som befinner seg på grunnen, noe som tross seismiske

Kapittel 5 Diskusjon

undersøkelser¹⁵ (Fossen et al., 1997) er usikkert. Det skyldes dårlig kvalitet på seismikken som den gang førte til en usikker tolkning. Ved undersøkelser i forbindelse med jurasiske sedimenter og sedimentære bergarter i Bjorøytunellen ble disse bare påvist i tunellen og ikke på havbunnen, selv om det var antatt at sedimentene hadde en noe større utstrekning enn kun den smale sonen inne i tunellen. Når det er sagt, vil sørlig del av Vatilestraumen, inn mot Bjorøygavlen og Jomfruhavn på Bjorøy utdypes av Kystverket, som skal sprengre en dypere skipsfarleden. I området hvor de skal sprengre er det bart fjell (Kystverket 2011); det kan indikere at hele grunnen i Vatilestraumen består av berggrunn. Er det tilfellet vil likevel en posisjonering av brefronten her være naturlig. En kalvende bre – slik som innlandsisen i fjorden øst for Bjorøy, vil stoppe opp på topografiske knagger (*pinning points*) som er grunne områder eller smale punkt i fjorden. Vatilestraumen er begge deler. Knaggene bidrar til stabilisering av brefronten, hvor det vil være vanskelig for en bre å rykke forbi da fremrykk medfører at breen blir strukket ut i lengde, noe som oppfordrer til kalving (Benn et al., 2007). Det vil likevel være naturlig å anta at det forekommer glasiale eller glasimarine sedimenter om en brefront har kalvet her over tid, særlig siden det er så synlige iskontaktskråninger og avsetninger på begge sider av strømmen. Imidlertid kan eventuelle løsmasser ha blitt erodert bort av sterke tidevannsstrømmer som karakteriserer Vatilestraumen i dag (Kystverket 2010). Uten grundigere undersøkelser eller mer data kan det ikke fastslås noe mer sikkert om Vatilestraumen, men brefronten har formodentlig hatt sin posisjon her da den lå inntil og dannet iskontaktskråningene i Magnevika og Myrvika på Håkonshella.

Et ytterligere holdepunkt for at vestlig side av Bjorøy ikke har vært dekket av is, er sammensetningen av løsmasser som finnes i Dalen ([figur 2.16](#) og [figur 2.17](#)). Her forekommer det marin leire, silt og strandavsetning under glasifluvialt materiale, i tillegg til erosjonsspor etter tidligere havnivå som skjærer inn i den glasifluviale viften. Det innebærer at viften allerede var avsatt, eller ble avsatt når havet var så høyt at det kunne erodere seg inn i viften. Siden høyden på de marine erosjonssporene er 38 – 40 moh. og 31 – 33 moh., må erosjonen nødvendigvis ha skjedd helt i slutten av YD, og delvis inn i holocen (jf. havnivåkurver fra Sotra (Lohne et al., 2007)). Viften kan ikke ha vært dekket av is etter den ble dannet fordi avsetningene ikke ville ha blitt bevart under et varmbasert isdekke. Det impliserer at viften ikke er eldre enn YD. Det er likevel mulig at den kan ha blitt avsatt når innlandsisen fra YD gikk tilbake fra en mer vestlig posisjon. Men hvis det var tilfellet ville det

¹⁵ Foruten batymetriske kart ([figur 2.13](#)) var dette det eneste *tilgjengelige* datamaterialet som var mulig å få tilgang til.

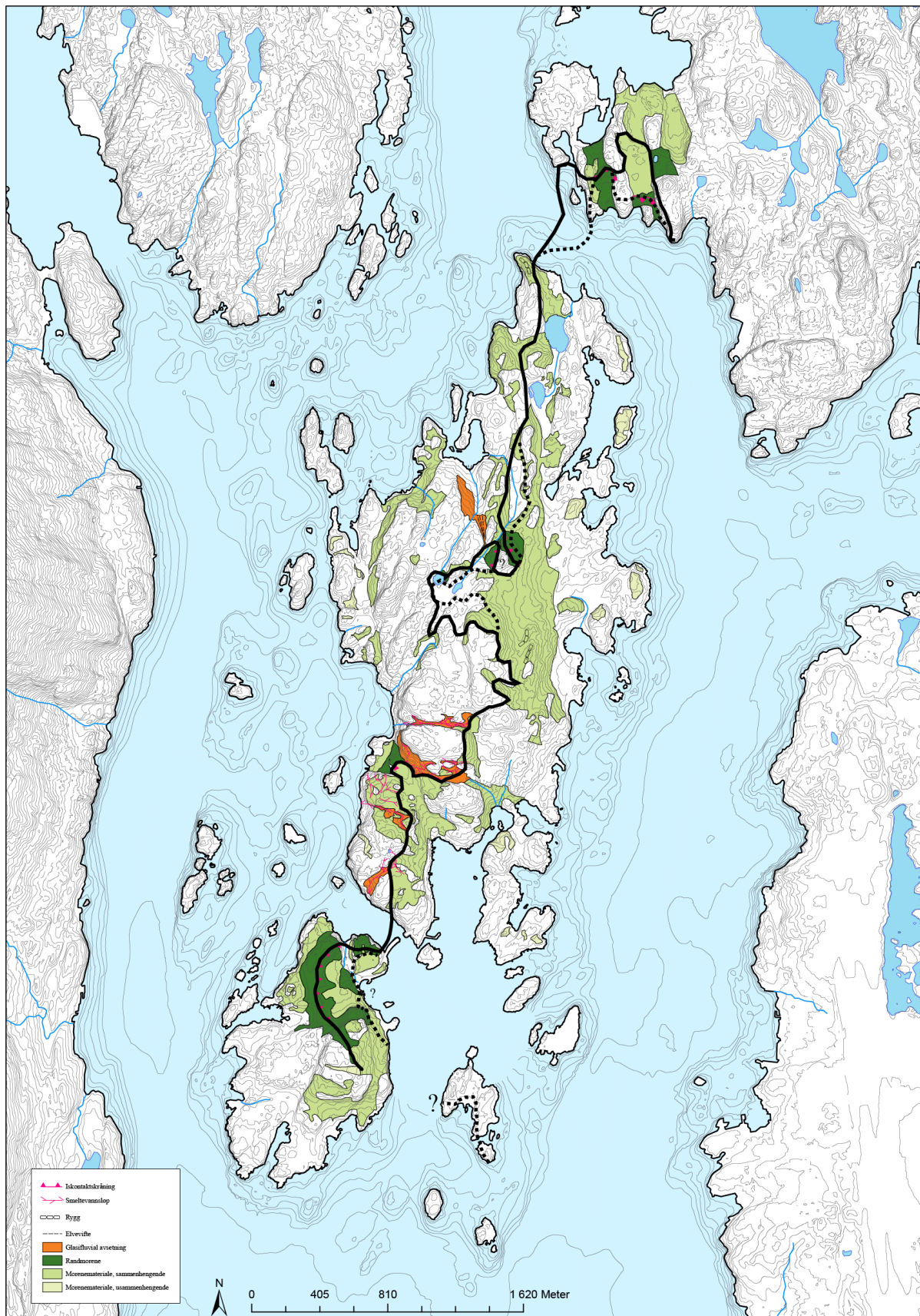
ikke ha blitt funnet marine sedimenter og strandsedimenter under det glasifluviale materialet. I tillegg ville det ha vært forventet å finne bunnmorene. Siden det ikke er noen spor av det her, må området derfor ha vært isfritt i forkant av, og under dannelse av den glasifluviale viften. Hvis Dalen er avsatt under YD innebærer det også at løsmassene rundt Storhaugen, Nordre Bjorøy har samme alder, siden breen som har sendt smeltevann med glasifluviale sedimenter ned Dalen må nødvendigvis ha vært lokalisert her. Ut i fra disse bevis som kommer frem her, er brefremstøtet som krysser øyen(e) sannsynligvis fra YD. Dersom det i tillegg aksepteres at randåsen på Tyssøy er av YD-alder som det også tidligere ble antatt (*kapittel 1.2 og kapittel 2.2.1.1* og referanser deri), innebærer det at alle randavsetninger på øyene må formodentlig også være fra YD, siden det er antatt at alle randavsetningene er fra det samme brefremrykket.

Så langt peker disse bevis på at hypotesen presentert i [figur 5.1](#) er den mest korrekte, hvor brefremstøtet er mest sannsynlig fra YD.

5.1.1 Totrinnsmodell av innlandsisens utbredelse

Det er imidlertid flere observasjoner som ikke samsvarer helt med den tentative modellen fra [figur 5.1](#). Disse punktene blir gjennomgått i dette underkapittelet, hvor en mer raffinert modell utbedres.

Iskontaktskråningene ved Storhaugen, Nordre Bjorøy danner til sammen en kompleks form. Skal avsetningene på øst- og vestsiden av Storhaugen bli dannet i en setting, samtidig som toppen beholdes isfri, innebærer det i følge høyden på avsetningene, en istykkelse på 20 m på vestsiden og 25 m på østsiden. Når en is blir så tynn, er den ikke tykk nok til å bli plastisk (Sulebak, 2007). Siden den mangler de plastiske egenskapene som gir indre sig i breen, vil all bevegelse skyldes glidning mot underlaget, som er avhengig av tyngdekraft og helning. Det gir breen en liten erosiv kraft, og den vil sannsynligvis ikke kunne etterlate seg de avsetningene som er observert her. Dette gjelder særlig vestsiden som har en forholdsvis slak gradient hvor den tykkeste delen av isen skal ha ligget. Løsningen er en modell som tillater for en sekvensiell avsetning, en tottrinnsmodell. Modellen tar for seg ulike faser av samme fremstøt, med rom for fluktasjoner.



Figur 5.2: Totrinnsmodell av innlandsisens utbredelse. Den sorte, heltrukne linjen viser trinn 1. Trinn 2 er der hvor den sorte, stiplede linjen avviker fra den heltrukne.

Figur 5.2 viser en totrinnsmodell av innlandsisens utbredelse, hvor vestsiden av Storhaugen, Nordre Bjorøy er blitt avsatt fra sør ved trinn 1. Her er det tenkt at breen har stått inntil østsiden hele tiden og at utflatingene (50 – 55 moh.) kartlagt på østsiden av avsetningen kan skyldes to brefaser. Det er usannsynlig at vestsiden av Storhaugen har blitt avsatt fra nord på grunn av den nordvestlige orienteringen på passpunktet, hvor det er sendt ned smeltevann til Dalen.

Ryggen(e) ved Breidvik ble opprinnelig tolket til å tilhøre en morenerygg fra en innlandsis fra øst, men det er en usikker tolkning. Årsaken til denne tvetydigheten kan skyldes en feiltolkning av avsetningen, hvor ryggens form kan tilskrives underliggende topografi eller at formen er erodert, slik den tilsynelatende fremstår som en rygg. Det ble i *kapittel 2.2.1.1* teoretisert om ryggen muligens var dannet ved en isolert hendelse, men den kan også alternativt være en del av totrinnsmodellen på figur 5.2. Det er for øvrig ikke helt uproblematisk, da ryggen er lokalisert i en lavere i høyde, og ikke passer inn med hensyn til høyden på de andre avsetningene. I tillegg finnes det ikke noen naturlig posisjon hvor brefronten ligger både inntil ryggen, avsetter vestsiden av Storhaugen fra sør, og samtidig ligger opp til Lille og Store Hellervatn. Siden ryggen skiller seg ut i forhold til de andre randavsetningene i feltområdet, er det derfor i alle tilfeller sannsynlig at den ikke hører sammen med dem, og bør utelates fra modellen.

Avsetningene på Håkonshella kan ikke forklares fullstendig ut fra modell på figur 5.1. For at sidemorenen ovenfor Myren på Håkonshella skal være avsatt (den må nødvendigvis ha blitt avsatt fra vest) innebærer det at breen har dekket over Myren. Det forklarer også det faktum at iskontaktskråningene ved Magnevika ligger høyere oppe enn i Myrvika. Breen har også trolig svingt inn i fjorden ved Håkonshella og ikke dekket over Litle Kongshaug.

To trinn kan også være aktuelt på Tyssøy – hvor det er en lav marin flate ved Træsvika, som skiller hoveddelen av randåsen fra østlig del. Molluskene som er funnet her (figur 2.24) indikerer kalde vannmasser, noe som kan antyde en bre-margin like i nærheten som har fluktuert og at de to delene ikke er dannet samtidig. Denne tolkningen er imidlertid usikker.

Sammenlignes figur 5.1 med figur 5.2, er det ikke drastiske forskjeller, det er snakk om avvik i avstand på under 50 – 100 m flere steder. Det er likevel antatt at modellen i figur 5.2 er mer korrekt enn modellen på figur 5.1. Det er antatt at trinn 1 er eldre enn trinn 2, siden spor av begge trinn er bevart. Trinnene fulgte hverandre sannsynligvis svært tett i tid.

5.2 Sammenstilling sedimentenheter D – A, SHP211

En rekonstruksjon av hendelsesforløpet i Store Hellervatn blir gitt på bakgrunn av tolkning av de ulike sedimentenhetene fra *kapittel 3.2.6.2*.

En innlandsis må ved et gitt tidspunkt ligget ned i forsenkningen hvor vannet er i dag og avsatt bunnmorenen i enhet D. Bunnmorenen kan rimelig knyttes sammen med randmorenen observert ved nordlig del av vannet. Dette støttes også av GPR-resultat (*kapittel 3.1.4.1*) som på grunn av sin raske demping av signalene og kaotiske refleksjoner ble tolket til å være leirholdig morene. Innlandsisen har transportert med seg skjell og skjellfragmenter opp på land, fra mollusker som trolig levde lengre inne i fjorden øst for Bjorøy. Aldrene på skjellfragmentene plukket fra enhet D og C viser at organismene levde i periodene bølling og allerød. Figur 5.3 gir en oversikt over dateringsresultater, sannsynlighet, samt hvor prøvene er tatt fra i kjernen. Det er i øyenfallende at alderen fra de to nederste enhetene ikke blir gradvis eldre med synkende dybde i kjernen, men er i stedet blandet sammen, noe som forsterker tolkningen om at det er transportert med bre. Det blir også synliggjort at det finnes aldersestimat for hele perioden etter at kysten ble isfri etter siste istids maksimum, og frem til YD. Bunnmorenen i enhet D er for ung til å være fra den gangen det først ble isfritt i området, men er avsatt av et yngre brefremstøt. Den kan ikke være eldre enn $13\,705 \pm 125$ kal. år BP, men er sannsynlig også yngre enn $13\,150 \pm 70$ kal. år BP, som innebærer at enhet D er fra YD-fremstøtet.

Forsenkingen i terrenget hvor Lille og Store Hellervatn er i dag, var sannsynlig to vann før området ble dekket av is og enhetene D – A ble avsatt. Ved tilbaketrekning fylte smeltevann vannene på nytt. Innlandsisen må ha hatt en kalvende brefront ned i Store Hellervatn da den kohesive flytmorenen i enhet C ble avsatt. Siden det finnes fragmenter av skjell også i denne enheten må brefronten imidlertid ikke ha vært fullstendig på tilbaketrekning, da den ennå var i stand til å frakte skjell opp på land. Flytmorenen er yngre enn $13\,150 \pm 70$ kal. år BP, og avsatt etter bunnmorenen, men enhetene må nødvendigvis være fra samme fremstøt eller påfølgende tilbaketrekning.

I enhet B, hvor en ikke-kohesiv flytmorene er blitt avsatt, har det skjedd en kollaps av systemet. Basert på at det ikke forekommer skjellfragmenter i denne enheten, kan innlandsisen ikke vært i stand til å frakte med seg nytt materiale. I likhet med enhet C, er det sannsynlig at brefronten også var kalvende ut i Store Hellervatn i enhet B. B er den eneste enheten i SHP211 som ikke er datert, men har blitt avsatt i tidsrommet $13\,150 \pm 70 - 11\,325 \pm 80$ kal. år BP, siden spranget mellom terrestriske og marine aldre viser her at det må ha vært

Kapittel 5 Diskusjon

is i nærheten som hemmet organisk produksjon. Tidsrommet angir minimum- og maksimumalder av brefremstøtet som enhet D – B er en del av, og som vist tydelig på [figur 5.3](#), kan ikke dette være noe annet enn YD.

Når fronten gikk tilbake, sluttet den brått å sedimentere i Store Hellervatn som er representert av en brå grense mellom enhet B og A. Det paraglasiale materialet i enhet A er blitt avsatt etter innlandsisen smeltet tilbake etter YD, og eksponert et ustabil landskap med mye løse sedimenter, uten beskyttelse av et vegetasjonsdekke. Det paraglasiale materialet er blitt transportert fra omkringliggende overflater av overflateavrenning og utvask. Siden den gradvise overgangen til gytte er forholdsvis kort, tyder det på en rask reetablering av vegetasjon. Et vektet gjennomsnitt av de terrestriske aldrene i kjernen (som er nesten fullstendig overlappende i alder) er beregnet til $11\,305 \pm 90$ kal. år BP (1σ) ($11\,395 \pm 205$ kal. år BP (2σ)). Det daterer oppstarten av den første organiske produksjonen i området, hvor isen har smeltet tilbake en tid før. Området har vært isfritt siden.

Kort oppsummert rykket innlandsisen ut minst frem til Bjørøy i YD, avsatte enhet D og noe senere enhet C og B. Enhet A er avsatt etter området ble isfritt igjen. Når det er sagt, viser kjernen tilsynelatende ikke noe annet enn en sekvens av minerogene sedimenter som fremstår som en helt vanlig fase av deglasiasjonen (fra YD) som finnes flere steder i Bergen. Resultatene fra SHP211 må naturligvis ses i sammenheng med resultatene fra kvartærgeologisk kartlegging, hvor randmorenen lokalisert på nordsiden av Store Hellervatn er særlig signifikant. Rekonstruksjonen av SHP211 samsvarer bra med tottrinnsmodellen, hvor enhet D kan tilsvare trinn 1, og enhet C og B tilsvare trinn 2.

Kapittel 5 Diskusjon

opprinnelig tolket at isen hadde plukket dem fra underliggende lag, på samme måte som sedimentenhetene med skjellfragmenter fra SHP211. Dateringen fra Tyssøy har imidlertid en mye yngre alder enn de marine dateringene i SHP211. Den mest åpenbare årsaken til denne uoverensstemmelsen er feiltolkning av stratigrafien til løsmassene hvor skjellet ble funnet. Bunnmorenen det er tatt fra, er omgitt av marine leirlag, hvor den store forekomsten av finstoff i diamiktet ble tilskrevet som et kjennetegn på bunnmorene (*kapittel 2.2.3*). På en annen side kan morenematerialet ha blitt resedimentert eller erodert av marine prosesser etter isen forsvant fra området, hvor yngre skjell har blitt inkorporert i eldre materiale. Skjellene i leirlaget som befinner seg under bunnmorenen kan likevel være in-situ og av en eldre alder. Skjellet er også sårbart med tanke på hvor det er plukket fra, som er et snitt i en grøft. Dette gir en mulighet for at yngre overliggende sedimenter og skjell kan ha rast ut i skråningen, og blitt blandet sammen med eldre.

Forøvrig kan tolkningen av løsmassene være korrekt, da det ville vært forventet å finne en bedre sortering eller mer utvasket materiale om sjøen har resedimentert morenematerialet. Det kan derfor spekuleres om alderen fra Tyssøy faller på et *platå* – en utflating i ^{14}C -kurven som ofte er et signifikant trekk ved kalibrering av radiokarbondateringer, og som er vanskelige å datere på fordi samme ^{14}C -alder kan gis en lengre tidsperiode. Et typisk slikt platå forekommer rundt 10 000 ^{14}C -år BP (Bondevik et al., 2006). E1 i [figur 4.1](#) viser at det er et platå i høyre del av diagrammet på denne alderen. I [tabell 4.1](#) er det synlig at alderen har et forholdsvis stort tidsrom som den kan falle innenfor. 2 σ standardavvik gir to aldre: $11\,295 \pm 125$ kal. år BP eller $11\,545 \pm 35$ kal. år BP. Alderen kan med andre ord være eldre enn den førstnevnte, men som sannsynligheten i [tabell 4.1](#) viser, er det en overveiende sannsynlighet for at den yngste alderen er korrekt.

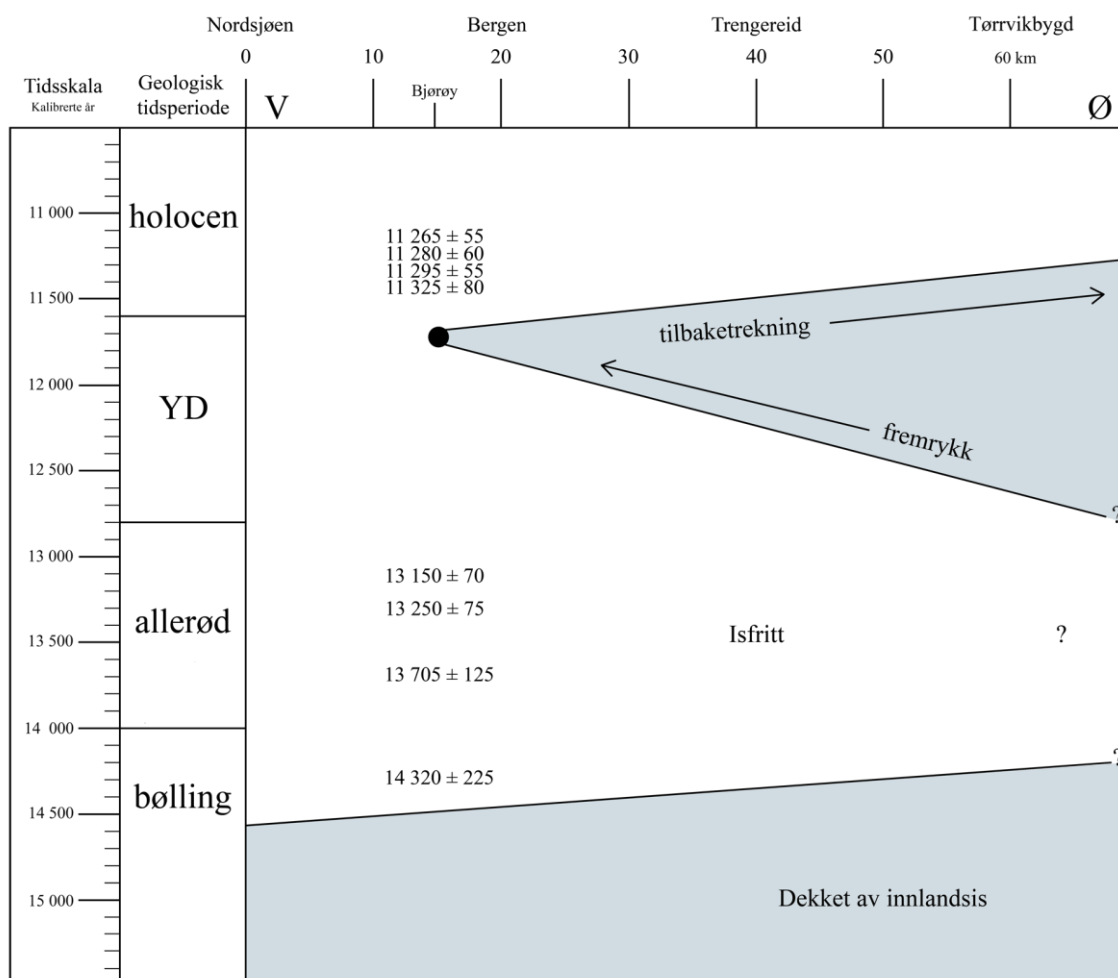
Antas det at alderen både unngår 10 000 ^{14}C -platået og er korrekt *samtidig* som den kvartærgeologiske tolkningen er riktig, innebærer det et nytt brefremstøt (hvor breen har trukket seg tilbake, skjellet har blitt dannet, før breen har rykket frem på ny) som nødvendigvis må ha skjedd etter YD. I midlertid er dette et svært urealistisk scenario på bakgrunn av at det finnes flere terrestriske dateringer fra akkurat samme periode på Bjorøy, samt det faktum at det ikke finnes noen geomorfologiske spor etter et slikt fremstøt. I tillegg blir det ikke støttet av annen litteratur, som kan dokumentere overveldende mengder med bevis som taler mot dette; det finnes terrestriske dateringer fra akkurat samme periode lengre inne i landet som peker på isfrie forhold. Eksempelvis presenterer Lohne et al. (2011) terrestriske dateringer fra munningen av Hardangerfjorden, Bondevik og Mangerud (2002)

har gjort funn av preborealt pollen fra Os, og Romundseth (2010) har flere terrestriske og marine dateringer som viser at breen smeltet tilbake fra Tørrviksbygd i Hardanger rundt ~ 11 300 kal. år BP.

Den eneste forklaringen som da enda ikke er avkreftet, er en feiltolkning av stratigrafien til løsmassene. Den kvartærgeologiske tolkningen av materialet som bunnmorene er formodentlig feilaktig og materialet er sannsynligvis resedimentert.

5.3 Rekonstruksjon av deglasiasjonen i sen-weichsel i feltområdet

Det blir her gjennomgått en rekonstruksjon med et kronologisk hendelsesforløp av deglasiasjonen i sen-weichsel for Bjørøy, Tyssøy og Håkonshella fra ca. 14 500 kal. år BP og frem til i dag. Rekonstruksjonen er basert på den kvartærgeologiske kartleggingen, georadar, og analyse av daterte innsjøsedimenter.



Figur 5.4: Tid-distansediagram av brefluktuasjoner for innlandsisen under deglasiasjonen. Aldre inntegnet er dateringer fra SHP211. Alle aldre samt tidsskala er oppgitt i kalibrerte år BP.

5.3.1 Bølling og allerød (~ 14 500 – 12 800 kal. år BP)

Det er få geomorfologiske spor i feltområdet fra denne perioden, og perioden er heller ikke er representert av innsjøsedimenter.

Figur 5.4 viser et tid-distanse-diagram av isavsmeltingen av innlandsisen i feltområdet. Isen smeltet tilbake etter siste istids maksimum, og området må ha vært isfritt senest litt før $14\,320 \pm 225$ kal. år BP – som er den eldste alderen for dateringene fra SHP211. Hvor langt isen smeltet tilbake innover i landet er uvisst. Siden skjellene (i SHP211) er fragmenterte i veldig små biter er artsidentifisering ikke gjennomførbar, men om det hadde vært mulig å navngi arter, kunne det ha blitt avgjort om fjorden var preget av varme eller kalde vannmasser. Hadde det forekommet mollusker med vekstvilkår i varme vannmasser, slik som blåskjell, o-skjell og strandsnegl er karakteristiske arter som er vanlig å finne fra allerød interstadial (Vorren og Mangerud, 2008), ville disse indikert at breen må ha vært lengre borte enn om det hadde vært identifisert en artssammensetning av skjell som trives i kaldere vannmasser. Det forekommer aldre fra marine dateringer kontinuerlig igjennom bølling og allerød som viser at feltområdet har vært isfritt i tidsrommet fra det først ble deglasert og frem til YD.

Marine avsetninger og strandavsetninger i Dalen er trolig avsatt i bølling og allerød, men kan også blitt dannet i begynnelsen av YD, siden isen ikke rykket frem til kysten før slutten av perioden i denne regionen (Bondevik og Mangerud, 2002).

5.3.2 Yngre dryas (12 800 – 11 600 kal. år BP)

Avsetningene fra dette tidsrommet har allerede blitt drøftet forholdsvis grundig i *kapittel 5.1* og *kapittel 5.2*, men blir også gjennomgått her.

Isen rykket frem igjen engang etter $13\,150 \pm 70$ kal. år BP, og avsetningene fra YD må ha blitt avsatt i tidsrommet $13\,150 \pm 70 - 11\,325 \pm 80$ kal. år BP. Sannsynligvis nådde innlandsisen maksimumsposisjonen sent, da det ellers hadde vært forventet terrestriske dateringer som gav en eldre alder. Isdekket vokste trolig kontinuerlig igjennom hele første del av YD. Det betyr at det kan ha levd skjell i fjorden øst for Bjorøy også senere enn $13\,150 \pm 70$ kal. år BP, men det forekommer ikke yngre aldre trolig på grunn av utvalget av dateringer. Skjellene funnet i det marine leirlaget ved Træsvika, Tyssøy kan også ha blitt avsatt i første del av YD (bortsett fra Poz-30001). Artssammensetningen av mollusker indikerer kaldere vannmasser, som indikerer brenærhet og et kaldt klima.

Kapittel 5 Diskusjon

I løpet av YD var brefronten lokalisert i feltområdet, hvor maksimumsposisjonen er rekonstruert i [figur 5.1](#) og [figur 5.2](#). Tiden brefronten var lokalisert ved maksimumsposisjonen var trolig kortvarig, fordi randåsene ved Søre Bjorøy og på Tyssøy ikke rakk å bli bygget opp til isranddelta ved havnivå. Det støttes også av tidligere litteratur som har datert varigheten av fremstøtet mer nøyaktig (Bondevik og Mangerud, 2002; Lohne et al., 2011).

Landformene og løsmassene som er blitt avsatt under YD i feltområdet er listet opp i [tabell 5.1](#). Det er påfallende at det er forholdsvis mange randavsetninger som er avsatt submarint. Det har trolig preget hvordan avsetningene ser ut, sammen med det faktum at avsetningene er blitt skubbet opp skråninger og avsatt i motbakke. Det kan delvis forklare hvorfor det har vært vanskelig å kartlegge brefronten i YD, og hvorfor randavsetningene i feltområdet ikke har blitt identifisert før nå.

Tabell 5.1: Oversikt over løsmasser avsatt i feltområdet under YD. Tabellen angir også om landformene er avsatt i trinn 1 eller 2, samt om de er avsatt over (supra-) eller under (submarint) havnivå (eventuelt sublakustrint).

	<i>Landform/løsmasser</i>	<i>Avsatt når?</i>		<i>Avsatt hvor?</i>
Morene og randavsetninger	Sammenhengende morenedekke	YD	trinn 1 og 2	Submarint og Supramarint
	Rygg, Bjorøygavlen	YD	trinn 1 og 2	Submarint
	Morenerygg Varden, Tyssøy	YD	trinn 1 (og 2?)	Supramarint
	Randås, Tyssøy	YD	trinn 1 (og 2?)	Submarint
	Randås, Søre Bjorøy	YD	trinn 1 og 2	Submarint
	Randmorene ved Store Hellervatn	YD	trinn 1	Supramarint
	Randavsetninger Storhaugen vest, Bjorøy	YD	trinn 1	Supramarint
	Randavsetninger Storhaugen øst, Bjorøy	YD	trinn 2	Supramarint
	Iskontaktskråning, Myrvika	YD	trinn 2	Submarint
	Iskontaktskråning, Magnevika	YD	trinn 2	Submarint
	(Vatlestraumen?)	YD	trinn 1 og 2	Submarint
	Flyttblokker Håkonshella	YD	trinn 1	Submarint?
Glasifluvialt	Glasifluvial vifte i Dalen	YD	trinn 1 (og 2?)	Submarint og submarint
	Glasifluviale avsetninger rundt Nibben	YD	trinn 2	Supramarint
Innsjø	Bunnmorene, Store Hellervatn	YD	trinn 1	Supramarint/ sublakustrint
	Flyttmorene, Store Hellervatn	YD	trinn 2	sublakustrint

5.3.3 Holocen (11 600 kal. år BP – i dag)

Feltområdet ble i denne perioden på nytt isfritt. Det er ingen spor i feltområdet som kan gi en indikasjon på hvor hurtig avsmeltingen/tilbaketrekingen fra øyene skjedde. Imidlertid er det antatt at ablasjonen gikk raskt, siden tynn is og kalving i fjordene muliggjør en effektiv tilbaketreking (Benn og Evans, 2010). Materialet som breen la igjen etter den forsvant, ble sedimentert ned i Store Hellervatn ved hjelp av overflateavrenning. Den minerogene komponenten i vannet ble betydelig redusert da vegetasjonen ble reetablert. Vegetasjonen var reetablert på øyene rundt $11\,305 \pm 90$ kal. år BP, og fjorden var sannsynligvis ikke dekket av sjøis (på bakgrunn av forekomst av Br i nedslagsfeltet til vannet (*kapittel 3.2.6.1*)).

Landformer og løsmasser som har blitt avsatt i holocen er hovedsakelig marine. I slutten av YD og inn i holocen vasket havet erosjonsspor i den glasifluviale viften i Dalen. Dekket av hav-, fjord- og strandavsetninger er blitt dannet etter isen smeltet tilbake og ligger sannsynligvis drapert over et morenedekke. Havet eroderte også i randåsen på Tyssøy, hvor det delte avsetningen ved Træsvika. Morenematerialet ble resedimentert og skjell av holocen alder ble innkapslet sammen med morenematerialet. Senere, når havet hadde trukket seg mer tilbake og området ble grunnere, ble trolig det øverste laget med marine sedimenter avsatt. Strandvoller (10 – 14 moh.) ble formet i forbindelse med tapestransgresjonen rundt ~ 7000 kal. år BP.

De yngste formene og løsmassene i feltområdet er dannet i forbindelse med fluviale avsetning og erosjon, forvitring, produksjon av organisk materiale som torv og myr, antropogene prosesser og massebevegelse/skråningsprosesser (*kapittel 2.2.4*). Alle bortsett fra sistnevnte er prosesser som er aktive i feltområdet i dag. Avsetninger som skyldes massebevegelse/skråningsprosesser er trolig blitt avsatt i forbindelse med tilbaketrekingen av is fra feltområdet, hvor en ustabil landoverflate ble eksponert.

5.4 Sammenligning med eksisterende modell for brefremstøt i YD

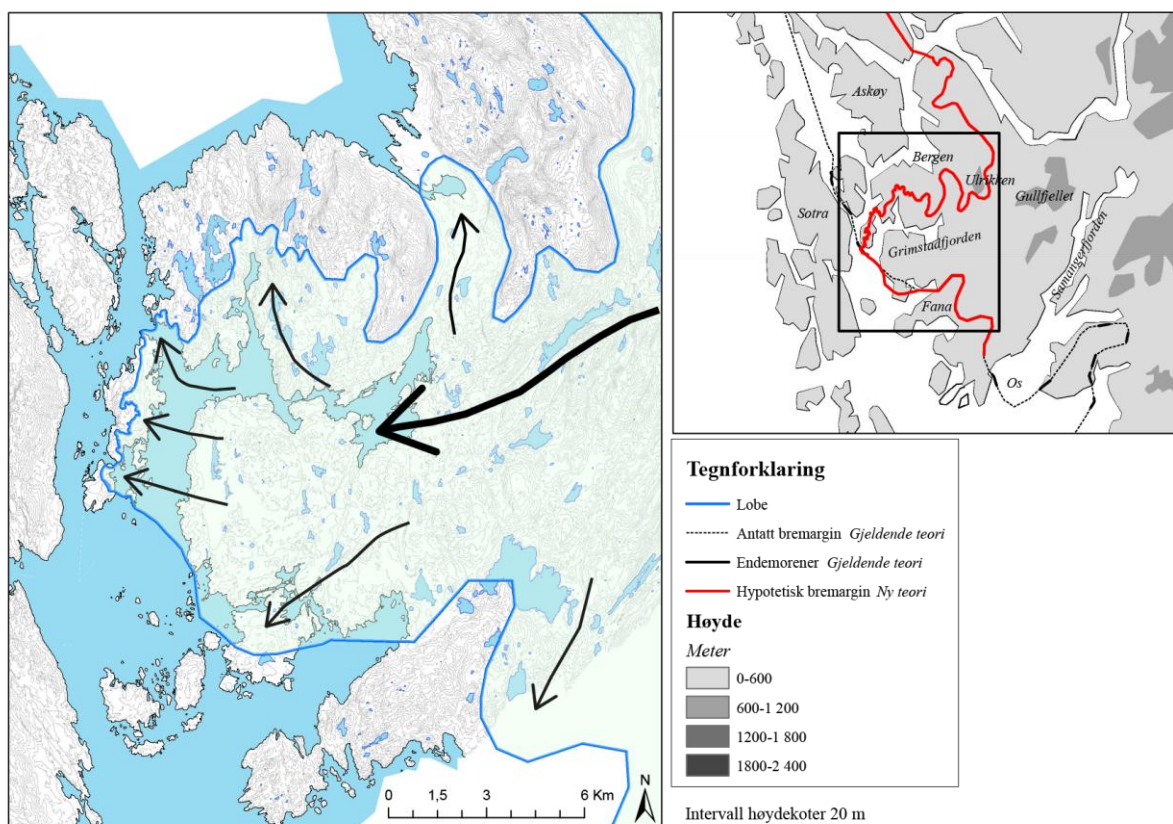
Bergensområdet

En modell over innlandsisen sin brefront i Bergensområdet presenteres i *kapittel 5.4.1*. Funnene fra arbeidet blir satt i en mer regional kontekst med utgangspunkt i den nye modellen, som blir sammenlignet med gjeldende modell for YD-isdekket i Bergensområdet. De marine aldre fra dateringene av SHP211 blir drøftet opp mot eldre dryas-fremstøtet.

5.4.1 Lobeformet brefront

Innlandsisens posisjon sørvest for Bergen under YD har trolig hatt en lobeformet brefront (også kalt piedemont eller fjellfotbre) som opprinnelig er en dalbre som flyter ned i lavtliggende strøk, hvor det er plass for isen til å bre seg ut til en lobe (Benn og Evans, 2010). Dette er vist i figur 5.5 (og delvis på figur 5.2) samt også støttet av Undås (1963), som i sin tid kartla en vifteformet brefront i Bergensområdet. Det er størst istykkelse på midten av loben, hvor loben skråner ned og blir tynnere ut på sidene.

I feltområdet var det opprinnelig tenkt at midtre del av fronten på loben var lokalisert på Bjorøy og at det forklarte hvorfor det finnes glasiale avsetninger mer høytliggende i terrenget her (opptil 80 moh.) i forhold til resten av feltområdet, hvor avsetningene angivelig skulle vært lokalisert ved en lavere høyde. Moreneryggen ved Varden på Tyssøy (70 – 71 moh.) ligger i følge denne forklaringsmodellen for høyt i terrenget, og stemmer ikke overens med hypotesen. Det er nødvendig å inkludere en større del av omkringliggende distrikt for å kunne gi en fullstendig forklaring og få overblikk over lobeformen, siden den tilsynelatende må ha bredt seg ut over et stort område. Det blir da klart på figur 5.5 at begge øyene befinner seg på midten av fronten på loben.



Figur 5.5: Forklaringsmodell for den lobeformede brefronten, med utgangspunkt i avsetninger i feltområdet, samt figur 1.1 (og referanser deri). Pilene viser sannsynlig strømningsretning av isen.

Innlandsisen trolig hatt et lokalt akkumulasjonsområde ved Gullfjellet (921 moh.) hvor isen har strømmet videre derfra og ned til lavlandet mellom Ulriken og Gullfjellet. Ute ved kysten, i området rundt Grimstadvfjorden har den hatt plass til å bre seg ut i et større område. Det gir en tydelig lobeform sørvest for Løvstakken i nord, og nordvest for Fanafjell i sør. Loben har sannsynligvis vært del av ablasjonsområdet til innlandsisen og lokalisert under likevekstlinjen. Dette er basert på forekomst av endemorener i feltområdet og sidemorener på Fanafjellet, som ikke dannes over likevekstlinjen. En nøyaktig lokalisering eller høyde på likevekstlinjen i regionen under YD er ikke mulig å si noe mer om ut fra feltområdet, og blir derfor ikke drøftet ytterligere i oppgaven.

En innvendig mot modellen er at den er delvis basert på faktorer utenfor feltområdet, og har liten dokumentasjon utover det som er kartlagt i denne oppgaven. Det kan settes spørsmål ved hvilke slutninger som det egentlig kan trekkes utover feltområdet. Når det er sagt, er det rimelig å kunne si noe om orienteringen brefronten har hatt ytterligere sør og nord for feltområdet, på bakgrunn av kartleggingen av randavsetninger som er lokalisert på steder som tydelig angir fra hvilken retning isen nødvendigvis må ha avsatt videre. Sør for Tyssøy har breen krysset Raunefjorden og sannsynligvis dekket over Alvøy (tegnet inn med stiplet linje i [figur 5.2](#)) som en forlengelse av avsetningene på Tyssøy. Øyen har ut fra flyfoto tydelig mye grovkornete løsmasser. Lengre sør har brefronten sannsynligvis krysset Hjellestad/Milde-halvøyen og vært lokalisert ved Fanafjellet. Denne frontposisjonen sammenfaller med eksisterende teori. Nord for Bjorøy har brefronten trolig stoppet opp i Vadlestraumen, og svingt sørøst for Litle Kongshaug. Imidlertid kan breen ha vært lokalisert lengre nord øst for Litle Kongshaug, men på grunn av avsetningene på Håkonshella innebærer det at innlandsisen trolig har svingt øst inn mot Bergen nord for feltområdet. Det er ikke funnet geomorfologiske spor som støtter at breen har svingt vestover og gått mellom Sotra og Lille-Sotra, som den eksisterende teorien baserer seg på. Ut over dette er det vanskelig å si noe om brefronten sin posisjon, bortsett fra den imidlertid kan ha vært lokalisert annerledes nordvest for feltområdet enn det som er inntegnet i [figur 5.5](#).

5.4.2 Sammenligning med gjeldende teori av bremarginen i YD

Bergensområdet

Så langt er det sterke indikasjoner at modellen fra [figur 5.5](#) er en forholdsvis korrekt rekonstruksjon av YD-marginen sin beliggenhet i Bergensområdet, særlig for det kartlagte

Kapittel 5 Diskusjon

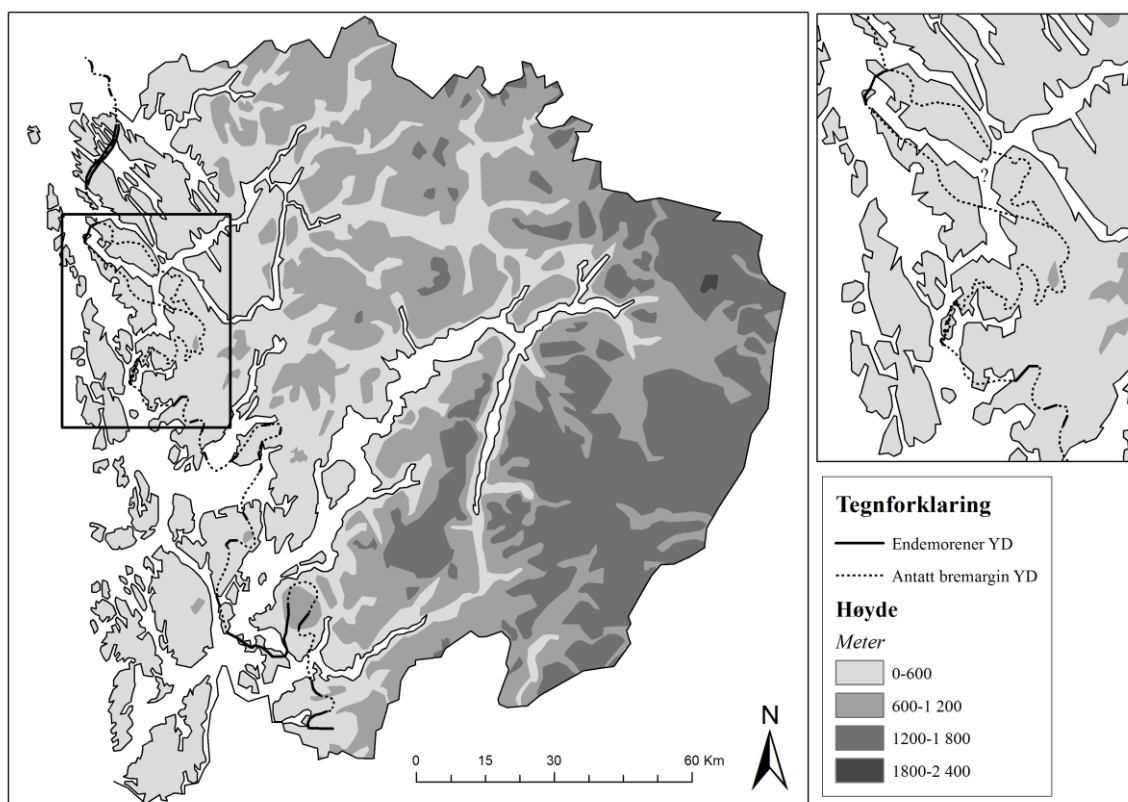
feltområdet. Er det tilfellet innebærer det at deler av fronten for den gjeldende teorien er feilaktig. Foruten observasjoner og resultater fra felt er den nye teorien i tillegg støttet opp av andre logiske forutsetninger som blir drøftet her.

Basert på plasseringen av randavsetninger i forhold til omkringliggende terreng i feltområdet, må topografien ha vært styrende for lokalisering av brefronten. En lobeformet brefront stemmer overens med dette. Siden isen har rom til å bre seg ut horisontalt vil den også nødvendigvis bli flat og tynn. Randmorenene på Fanafjellet, som er lokalisert 10 – 12 km lengre inn i landet enn Bjorøy, har en høyde på ca. 300 moh. (Aarseth og Mangerud, 1974). Det er åpenbart at en så slak stigning i høyde – knapt 200 høydemeter fra moreneavsetningene på 70 – 80 moh. på Bjorøy, gir en veldig slak profil. Breen kan kanskje ikke ha vært mer enn 200 m tykk på deler av loben. Profilen på breen passer også sammen med det faktum at breen kalvet i Vattlestraumen (*kapittel 5.1*), og forklarer hvorfor den ikke har klart å bevege seg forbi øyene – som må ha fungert som topografiske knagger hvor isen har hengt seg fast og ikke klart å presse seg over de høyeste partiene på øyene. Det står i kontrast med den gjeldende modellen, som går ut fra en kalvende, flytende brefront i Hjeltefjorden som er opptil 315 m dyp (Aarseth og Mangerud, 1974). Ut fra det som tidligere ble drøftet om kalving, hvor en bre vil ha problem med å rykke frem ut over grunne områder på grunn av utstrekking i lengde og oppbrekking, fremstår en bre som stoppet opp i Vattlestraumen som det mer reelle alternativ.

Det er tenkt at brebevegelsen i loben har vært forholdsvis vestlig, men at den langs den ytre is-marginen, hvor istykkelsen blir tynnere og isen strømmer ned fra midten og ut til sidene, vil være mer topografisk styrt. Den samme forutsetningen bør være en nærliggende betingelse for brefronten som ble presentert av Aarseth og Mangerud (1974), men denne rekonstruksjonen har tilsynelatende en vestlig brebevegelse helt ut til kysten som ikke tar hensyn til topografien (noe som er litt merkelig med tanke på hvor mange fjell det er rundt Bergen som vil legge føringer for hvordan brebevegelsen er).

Figur 5.6 viser en revidert modell for posisjonen til is-marginen i Bergensområdet. En front som svingte inn mot Bergen nord for Bjorøy og Tyssøy i YD er en mer realistisk rekonstruksjon, fordi den tar høyde for hvordan ulike faktorer som kalving og topografi påvirker brebevegelse og samspiller med forutsetningene gitt av egenskapene til den omkringliggende regionen. Den nye teorien presentert her har imidlertid også sine svakheter. Området er ikke undersøkt i detalj, bortsett fra feltområdet som er grundig kartlagt. Det gir dårligere grunnlag for å si noe om området for posisjonen av brefronten nordøst/nord for

feltområdet, særlig nord for Bergen. Det er heller ikke grunnlag for å fastslå om Askøy var dekket av innlandsis eller ikke, og det finnes heller ikke noe grunnlag for å hevde noe om eller kommentere avsetningene fra Lille-Sotra, klassifisert som isfrontavsetninger uten oppbygd struktur eller geomorfologi (Bondevik og Mangerud, 2002) eller randavsetningen på Herdla (Aarseth og Mangerud, 1974). I [figur 1.1](#) blir Herdla holdt utenfor YD-marginen, men det er mulig at det finnes en måte å legge brefronten et sted som knytter sammen avsetningen fra Bjorøy og Herdla på en slik måte at ingen av randavsetningene behøver å bli forkastet som YD-avsetninger. Det kan imidlertid ikke la seg gjøre her, uten grundigere undersøkelser i de områder nevnt over. Et spekulativt forslag for området mellom Håkonshella, Bergen og Herdla er imidlertid inntegnet på [figur 5.6](#).



Figur 5.6: Revidert modell av posisjonen til is-marginen i YD, basert på [figur 1.1](#), dagens gjeldene modell, ny modell og dokumenterte observasjoner fra feltområdet.

5.4.3 Eldre dryas

Eldre dryas (ED)¹⁶ (kort beskrevet i [kapittel 1.5](#)) er en stadial periode hvor det skjedde et nytt fremstøt av innlandsisen. Det forekom raskt etter deglasiasjonen ([figur 1.4](#)), hvor brefronten

¹⁶ *Ulvøy-morene* er typelokaliteten til ED-fremstøtet i Bergensområdet (Mangerud 1977), og blir også omtalt som det her.

Kapittel 5 Diskusjon

rykket ut i Nordsjøen på ny. Spor etter fremstøtet er funnet på Blomøy, vest for Øygarden hvor daterte fossiler er dekket av et morenelag. Fremstøtet er antatt å ha skjedd i tidsrommet mellom $12\,200 \pm 350$ ^{14}C -år BP og $12\,070 \pm 350$ ^{14}C -år BP ut fra daterte sedimenter over og under morenelaget (Mangerud, 1970; Vorren og Mangerud, 2008). Aldre på morene fra samme fremstøt er funnet på Ågotnes, Sotra, hvor marine skjell i lag over morene som har alderen $12\,220 \pm 150$ ^{14}C -år BP og $10\,230 \pm 180$ ^{14}C -år BP (440 år MRA trukket fra) (Mangerud, 1977).

Det er tidligere gjennomgått i *kapittel 5.2* og *kapittel 5.3.1* at det finnes dateringer fra SHP211 som viser at feltområdet var kontinuerlig isfritt i perioden etter kysten ble isfri og frem til YD. Finnes det likevel en mulighet for et eldre dryas-fremstøt på Bjorøy og Tyssøy? Med utgangspunkt i tid-distanse-diagrammet i [figur 5.4](#) er det synlig at det er et mellomrom mellom de to eldste aldrene ($13\,705 \pm 125$ kal. år BP og $14\,320 \pm 225$ kal. år BP). Tidsintervallet mellom dateringene er 615 ± 100 år (490 ± 40 ^{14}C -år), som vil være et tilstrekkelig tidsrom for fremstøtet, da eldre dryas-fremstøtet er tolket til å være kortvarig med en varighet på 100 – 200 år (Mangerud, 1977). Det er imidlertid ikke så enkelt, fordi aldrene i [figur 5.4](#) er ikke oppgitt i riktig rekkefølge i forhold til dybde i kjernen, men sortert kronologisk. Figuren gir heller ikke noe godt bilde av sannsynlighetsfordelingen som er knyttet til hvert aldersestimat, som i dette tilfellet er relevant og av interesse. Det er derfor bedre å ta utgangspunkt i [figur 5.3](#) ved spørsmålet om et eldre dryas-fremstøt i feltområdet.

For å være i stand til å sammenligne dateringene fra Bjorøy (SHP211) har ^{14}C -dateringene fra Blomøy blitt kalibrert med IntCal09 i CALIB 6.1.0. Når det er sagt, er det vanskelig å angi hvor god den kalibreringen er på grunn av det er uvisst hva som er gjort med datering/alderen på forhånd. Det er derfor også blitt unngått å sammenligne med marine dateringer, siden det er disse som det er knyttet størst usikkerhet til (jf. *kapittel 4.1.5*). ^{14}C -dateringene med maksimums- og minimumsalder ($12\,200 \pm 350$ ^{14}C -år BP og $12\,070 \pm 350$ ^{14}C -år BP) for eldre dryas på Blomøy blir henholdsvis $14\,230 \pm 465$ kal. år BP og $13\,935 \pm 245$ kal. år BP gamle når aldrene kalibreres.

I [figur 5.3](#) blir det klart at enhet D fra SHP211 er for ung til å være fra eldre dryas-stadialen. Til tross for stor usikkerhet til dateringene fra Blomøy og delvis overlappende aldre er det ingen mulighet for at enhet D faktisk kan vise å være fra eldre dryas, fordi det innebærer at brefremstøtet må ha skjedd *etter* skjellene i enhet D levde, og det blir for tett opp til neste datering ($13\,250 \pm 75$ kal. år BP) og dermed også utenfor aldersintervallet/sannsynlighetsfordelingen til Blomøy-dateringene. I tillegg passer ikke denne hypotesen med

den eldste dateringen ($14\,320 \pm 225$ kal. år BP), som kommer for tett oppi maksimumsalderen til eldre dryas. Selv om medianalderne er adskilt av nesten 100 år, har alderen fra SHP211 en forskyvning av sannsynlighetsfordelingen mot den yngste del av spekteret, som gjør at det gjenstår et veldig kort tidsintervall for et brefremstøt, hvor breen skal ha trukket seg svært langt tilbake for så å ha rykket frem igjen. Det er en relativt stor avstand over kort tid (Mangerud, 1977; Thoresen, 1991; Vorren og Mangerud, 2008). Det kan imidlertid forklares med kalving i fjordene, hvor isdekket kan kvitte seg med store volum av is over kort tid. Problemet er imidlertid at dette argumentet strider mot det faktum at fremstøt- og tilbaketrekningssykluser er asymmetriske, med sene fremrykk og raske tilbaketrekninger (Benn og Evans, 2010).

Tatt alle disse faktorene i betraktning sammen med det tilfelle at det ikke er funnet noen spor etter et eldre dryas-fremstøt i feltområdet (verken i innsjøsedimenter eller geomorfologisk), virker et eldre dryas-fremstøt i feltområdet og i fjorden øst for Bjørøy svært lite sannsynlig. Det behøver imidlertid ikke bety at eldre dryas eller Ulvøy-morene ikke har funnet sted i andre deler av regionen eller landet. En god indikasjon for at det er et reelt fremstøt er spor etter fremstøtet andre steder i Norge. Ulvøy-morene er tenkt korrelert med Skarpnes-episoden i Nord-Norge (Mangerud, 1977; Vorren og Plassen, 2002) og det finnes stratigrafiske bevis fra Blomøy og Ågotnes som teorien er sterkt avhengig av, som nødvendigvis må ha blitt avsatt ved et tidspunkt. På en annen side er det ingen indikasjoner av et eldre dryas-fremstøt funnet noe annet sted i Hordaland (Mangerud, 1977), men det kan alltid skyldes at det senere har blitt ødelagt av breen som rykket frem i YD.

5.5 Oppsummering

Ut fra drøfting av ulike hypoteser på bakgrunn av sammensetningen av landformer kartlagt i den kvartærgeologiske kartleggingen kommer det frem at:

- Alle randavsetninger observert i feltområdet er fra samme brefremstøt og under dette brefremstøtet har vestlige deler av feltområdet vært isfritt.
- Brefronten sin maksimale utbredelse ble kartlagt og en totrinnsmodell ble presentert på grunnlag av dette.
- Marine avsetninger under glasifluviale avsetninger og bevarte randavsetninger viser at områder ikke kan ha vært dekket av is etter brefremstøtet, som blir tolket til å være fra YD.

Kapittel 5 Diskusjon

Sedimentenhetene fra SHP211 ble sammenstilt og drøftet sammen med dateringene:

- De glasiale avsetningene må ha blitt avsatt i tidsrommet $13\,150 \pm 70 - 11\,325 \pm 80$ kal. år BP. Det gir dem en YD-alder.
- Bunnmorenen nederst i kjernen (enhet D) kan knyttes sammen med randmorenen på land.
- Dateringen fra Tyssøy er av en holocen alder, og det faktum at dateringen er funnet i bunnmorene skyldes trolig resedimentasjon og erosjon av marine prosesser.

Det ble presentert en rekonstruksjon med et kronologisk hendelsesforløp av deglasiasjonen fra sen-weichsel (~ 14 500 kal. år BP) og frem til i dag, og funnene fra feltarbeidet ble sett i en mer regional kontekst, samt sammenlignet med eksisterende teori for YD:

- En kontinuerlig sekvens av marine dateringer viser at feltområdet og fjorden øst for Bjorøy har vært isfrie i tidsrommet fra den første deglasiasjonen og frem til YD. Det er ikke funnet noen spor som støtter et eldre dryas-fremstøt i feltområdet.
- Brefronten har sannsynligvis vært lobeformet øst for feltområdet, med midten av fronten på loben lokalisert på Bjorøy og Tyssøy.
- En ny revidert modell av posisjonen av is-marginen i YD er fremlagt, og denne har fronten lokalisert lengre inn i landet enn den eksisterende teorien.
- Kalving og topografi er viktige prosesser som er vesentlige for den nye teorien, men har ikke blitt tatt hensyn til i gamle modeller eller i eksisterende teori.

Kapittel 6 Konklusjon

Hovedformålet med denne oppgaven har vært å foreta en kvartærgeologisk undersøkelse av området Bjorøy, Tyssøy og Håkonshella for å avklare utbredelse og alder på de is-marginale avsetningene i feltområdet. Det ble i tillegg til kvartærgeologisk kartlegging benyttet georadar, analyse av innsjøsedimenter og radiokarbondatering som metoder for å redegjøre for randavsetninger, og for å muliggjøre rekonstruksjon av hendelsesforløpet under deglasiasjonen i feltområdet.

Ut fra de resultat som er kommet frem under analyse, tolkning og diskusjon i oppgaven er konklusjonene som følger:

- Da innlandsisen smeltet tilbake fra feltområdet etter siste istids maksimum, må området senest ha blitt isfritt litt før $14\,320 \pm 225$ kal. år BP, da mollusker levde kontinuerlig gjennom bølling og allerød i fjorden øst for Bjorøy. Området var isfritt i senglasial, frem til YD. Det er ikke funnet spor etter et eldre dryas-fremstøt og det er lite sannsynlig det har funnet sted i feltområdet.
- Isen rykket frem igjen etter $13\,150 \pm 70$ kal. år BP, og de glasiale avsetningene ble avsatt i tidsrommet $13\,150 \pm 70 - 11\,325 \pm 80$ kal. år BP, noe som gir dem en YD-alder. Innlandsisen har hatt sin maksimumsposisjon i feltområdet under YD, og brefronten har trolig vært lokalisert i et diagonalt nordlig-sørlig transekt som strekker seg på langs igjennom hele feltområdet. Det innebærer at vestlige deler av øyene var isfrie under brefremstøtet. Isen fra YD smeltet tilbake og vegetasjonen var reetablert på øyen tidlig i holocen, rundt $11\,305 \pm 90$ kal. år BP.
- En ny revidert modell for posisjonen av is-marginen i YD er fremlagt, denne har en lobeformet brefront der midten av fronten på loben lokalisert i feltområdet. Topografi styrer lokaliseringen av brefronten i denne modellen. Bjorøy og Tyssøy har fungert som topografiske knagger og stabiliseringspunkt, hvor isen har hatt en tynn, flat profil, og ikke har klart å gå forbi uten å bli strukket ut i lengde, brette opp, og kalve i fjorden som en konsekvens av dette.
- Ved kalibrering av marine dateringer kan det oppstå problemer i forbindelse med marin reservoar-alder (MRA) og regionalt avvik (ΔR). MRA oppgis i ^{14}C -år og må trekkes fra kalibrering av marine dateringer med terrestrisk kurve. En marin kalibreringskurve bør imidlertid brukes på marine dateringer til fordel for terrestrisk

Kapittel 6 Konklusjon

kalibreringskurve. For en lettere sammenligning bør original ^{14}C -alder, kalibreringskurve, hvilken korrigering av kalibrering som har forekommet og eventuelle ΔR -verdier alltid oppgis i forbindelse med kalibrerte radiokarbondateringer. I dette studiet har det ikke vært nødvendig å kalibrere dateringer med hensyn til et regionalt avvik i MRA, siden aldersintervallene fra dateringene faller i et tidsrom som har svært like verdier som dagens MRA for denne regionen. For best mulig resultat bør imidlertid regionale marine kalibreringskurver utvikles, særlig i tidsrom hvor ΔR har fluktuert mye, slik som perioden rundt senglacial.

Kapittel 7 Referanseliste

- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974. Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.
- Ahrens, C. D. 2008. *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, Belmont, CA, Thomson Brooks/Cole.
- Annan, A. P. 1992. Ground Penetrating Radar Workshop Notes. *Sensors and Software inc.* Ontario.
- Anundsen, K. 1978. Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas*, 7, 49-60.
- Ascough, P. L., Cook, G. T., Dugmore, A. J. & Scott, E. M. 2007. The North Atlantic marine reservoir effect in the Early Holocene: Implications for defining and understanding MRE values. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 259, 438-447.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Riis Simonsen, J., Kvisvik, B., Bakke, K. & Nesje, A. 2010. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1246-1262.
- Bakke, J., Lie, O., Heegaard, E., Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P. & Nilsen, T. 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci*, 2, 202-205.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. 2005. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Ballantyne, C. K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. 2010. *Glaciers & glaciation*, London, Hodder Education.
- Benn, D. I., Warren, C. R. & Mottram, R. H. 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Science Reviews*, 82, 143-179.
- Bergan, K. 1989. *Livet i fjæra*, Oslo, J.W.Cappelens forlag AS.
- Birks, H. & Birks, H. 2006. Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15, 235-251.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248.
- Bondevik, S., Birks, H. H., Gulliksen, S. & Mangerud, J. 1999. Late Weichselian Marine 14C Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary Research*, 52, 104-114.
- Bondevik, S. & Mangerud, J. 2002. A calendar age estimate of a very late Younger Dryas ice sheet maximum in western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1661-1676.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H. H., Gulliksen, S. & Reimer, P. 2006. Changes in North Atlantic Radiocarbon Reservoir Ages During the Allerød and Younger Dryas. *Science*, 312, 1514-1517.
- Bondevik, S., Mangerud, J. & Gulliksen, S. 2001. The marine 14C age of the Vedde Ash Bed along the west coast of Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16, 3.
- Bradley, R. S. 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, San Diego, Calif., Academic Press.

Kapittel 7 Referanser

- Brooks, S. J. & Birks, H. J. B. 2000. Chironomid-inferred late-glacial and early-Holocene mean July air temperatures for Kråkenes Lake, western Norway. *Journal of Paleolimnology*, 23, 77-89.
- Croudace, I. W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. & Nesje, A. 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-287.
- Dean, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 44, 242-248.
- Fossen, H., Holter, K. G., Hesthammer, J., Mangerud, G., Martinsen, O. & Gabrielsen, R. H. 1995. Problemer i Bjorøytunellen. *Geonytt*, 95-3, 3-6.
- Fossen, H., Mangerud, G., Hesthammer, J., Bugge, T. & Gabrielsen, R. H. 1997. The Bjorøy Formation: a newly discovered occurrence of Jurassic sediments in the Bergen Arc System. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77, 296-287.
- Gjessing, J. 1978. *Norges landformer*, Oslo, Universitetsforlaget.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. & Mélières, M.-A. 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, 2644-2660.
- Hamborg, M. & Mangerud, J. 1981. En rekonstruksjon av isbevegelser under siste istid i Samnanger og Kvam, Hordaland Vest-Norge. *Norges geologiske undersøkelse*, 369, 77-98.
- 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, 1304-1308.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- Holtedahl, H. 1964. An Allerød Fauna at Os, Near Bergen, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 44, 315-322.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., Van Der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C. E. 2004. Marine04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP *Radiocarbon*, 46, 1059-1086.
- Karlén, W. 1981. Lacustrine Sediment Studies. A Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63, 273-281.
- Karlén, W. 1976. Lacustrine Sediments and Tree-Limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lappland, Northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 58, 1-34.
- Kolderup, N. H. 1937. Herdla trinnet, de ytterste glaciallag i Bergensfeltet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 17, 203-207.
- Kristoffersen, K. K. 1994. Utgravinger på Bjorøy 1992-1994. Bergen: Universitetet i Bergen, Bergen Museum.

- 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, 109-117.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Schrader, H. 2004. Calendar year age estimates of Allerød–Younger Dryas sea-level oscillations at Os, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 19, 443-464.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2007. Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2128-2151.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2011. Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*.
- Mangerud, J. 1970. Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. *Norsk geografisk tidsskrift*, 24, 121-148.
- Mangerud, J. 1977. Late Weichselian Marine sediments containing shells, foraminifera, and pollen, at Ågotnes, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 23.
- Mangerud, J. 2000. Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas? *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80, 229 - 234.
- Mangerud, J., Bondevik, S., Gulliksen, S., Karin Hufthammer, A. & Høisæter, T. 2006. Marine 14C reservoir ages for 19th century whales and molluscs from the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3228-3245.
- Mauring, E., Koziel, J., Lauritsen, T., Rønning, J. S. & Tønnesen, J. F. 1995. Målinger med georadar. Teori, anvendelse, teknikker og eksempel på opptak. Trondheim: NGU.
- Menounos, B. 1997. The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7, 207-212.
- Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 261-330.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.
- Nesje, A. 1995. *Brelære*, Kristiansand, Høyskoleforl.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12, 255-261.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C. 2001. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Andersson, C. & Matthews, J. A. 2000. The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S. & Lie, Ø. 2004. Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.
- Olsen, J., Björck, S., Leng, M. J., Gudmundsdóttir, E. R., Odgaard, B. V., Lutz, C. M., Kendrick, C. P., Andersen, T. J. & Seidenkrantz, M.-S. 2010. Lacustrine evidence of Holocene environmental change from three Faroese lakes: a multiproxy XRF and stable isotope study. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2764-2780.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I. H., T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F.,

- Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., Van Der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C. E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.
- Reimer, P. J. & Reimer, R. W. 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon*, 43, 461-463.
- Richter, T. O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., De Haas, H. & Van Weering, T. C. E. 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 39-50.
- Romundset, A., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. 2010. The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 39, 87-104.
- Rothwell, R. G. & Rack, F. R. 2006. New techniques in sediment core analysis: an introduction. In: Rothwell, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment core analysis*. London: Geological Society.
- Skaar, E. 2004. Nedbør, Regn og Snø i Norges Våteste Fylke. In: Hellan-Hansen, W. (ed.) *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Bergen: Bergen Museum.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J. 1993. Extended 14C data base and revised Calib 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230.
- Sulebak, J. R. 2007. *Landformer og prosesser: en innføring i naturgeografiske tema*, Bergen, Fagbokforlaget.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'sullivan, P. E. & Oldfield, F. 1975. Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 20, 687-698.
- Thoresen, M. K. 1991. *Kvartærgeologisk kart over Norge: tema: jordarter*, Trondheim, Norges Geologiske undersøkelse.
- Thorkildsen, O. I. H. 2010. *Bruken av georadar som metode innanfor kvartærgeologiske studiar og undersøking av torvområde, Åråsdalen, Andøya*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M. & Bickert, T. 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q02004.
- Undås, I. 1945. Drag av Bergensfeltets Kvartærgeologi. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 25, 433-448.
- Undås, I. 1963. *Ra-morenen i Vest-Norge*, Bergen, J.W. Eides Forlag AS.
- Utaaker, K. 2004. Vestavêr Vêr og Klima på Vestkysten. In: Hellan-Hansen, W. (ed.) *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Bergen: Bergen Museum.
- Utdanningsdirektoratet 2001. *Formelsamling i matematikk: 1X, 1Y, 1MX, 1MY, 2MX, 2MZ, 3MX, 3MZ*, Oslo, Gyldendal undervisning.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*.
- Vorren, T. O. & Mangerud, J. 2008. Istider kommer og går, Sein-pliocen og pleistocen, 2,7 millioner - 11 500 år In: Ramberg, I. B., Solli, A. & Nordgulen, Ø. (eds.) *Landet blir til, Norges geologi*. Trondheim: Norsk geologisk forening
- Vorren, T. O. & Plassen, L. I. V. 2002. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*, 31, 97-125.

7.1 Internettkilder

- Bergen og Omland Friluftsråd. Områdebrosjyrer: *Tyssøy*. Oppdatert 5.1.2012. Hentet 12.1.2012. <http://www.bof.no/Info/BrosjyreTyssoy.pdf>
- Direktoratet for naturforvaltning: Naturmangfold. *Skjellsand*. Oppdatert 25.8.2011. Hentet 11.1.2012. <http://www.dirnat.no/content/954/Skjellsand>
- Ekerhovd, Nils-Arne (2008) *Tyssøy – ei historisk oversikt*. Bergen: Bjorøy og Tyssøy velforening. Hentet 15.11.2010.
http://www.btvel.com/fo/index.php?option=com_content&view=category&layout=blog&id=34&Itemid=57
- Fauskanger, Kari (2010) *Unikt steinalderfunn på Bjorøy*. Bergen: Bergens tidende. Hentet 16.11.2010. <http://www.bt.no/nyheter/lokalt/Unikt-steinalderfunn-paa-Bjoroey-1124215.html>
- Havforskningsinstituttet: Temasider Skjell: *Haneskjell*. Oppdatert 2011. Hentet 26.1.2012. <http://www.imr.no/temasider/skjell/nn-no>
- Kystverket: *Budsjettplan 2011, årsplan*: Kap 1062 Kystverket. Post-30 Nyanlegg og større vedlikehold. Post-60 Tilskudd til kommunale fiskerihavnetiltak. Oppdatert oktober 2020. Hentet 13.3.2012.
<http://www.kystverket.no/Documents/Utbygging%20av%20fiskerihavner%20og%20farleder/%C3%85rsplan%202011%20-%20utbygging.pdf>
- Store Norske Leksikon (snl.no):
- Bryhni, Inge (2009a): *Bergensfeltet*. Oppdatert 14.2.2009. Hentet 28.9.2011.
<http://snl.no/Bergensfeltet>
- Bryhni, Inge (2009b): *Jura – Juratiden*. Oppdatert 14.2.2009. Hentet 29.9.2011.
<http://snl.no/jura/juratiden>
- Kjøll, Georg: *Marbakke*. Oppdatert 14.2.2009. Hentet 26.1.2012
<http://snl.no/marbakke>
- Ormestad, Helmut og Delphin, Inger Lise A.: *Stoke's lov*. Oppdatert 15.2.2009. Hentet 29.9.2011. http://snl.no/Stokes&apos%3b_lov
- Sømme, Lauritz S.: *Sandmuslinger*. Oppdatert 14.2.2009. Hentet 26.1.2012
<http://snl.no/sandmuslinger>
- University of Oxford: Radiocarbon Web-Info. *Radiocarbon calibration*. Oppdatert 31.1.2012. Hentet 22.2.2012.
<http://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=calibration.html>

7.2 Database

Bergens regionkart: Fylkesmannen i Hordaland/ Norge Digitalt. Informasjon hentet 29.9.2011. <http://bergensregionkart.no>

CHORNO Marine Reservoir Database. Oppdatert: 6.2.2012. Hentet 28.2.2012. <http://www.calib.qub.ac.uk/marine/>

Direktoratet for naturforvaltning: Naturbase Dokumentasjon Vern. Faktaark: VV00001725, Ringaskjer Hentet 28.8.2011.

<http://dnweb12.dirnat.no/nbinnsyn/asp/faktaark.asp?iid=VV00001725>

eKlima: klimadatabase, Metrologisk Institutt. Lastet ned 07.10.2011. <http://eklima.no>

Fossen, H. og Ragnhildstveit, J. (2008) Berggrunnskart BERGEN 1115 I, M 1:50.000 NGU
NGU (Norges Geologiske Undersøkelse): Nasjonal løsmassedatabase, Hentet 19.11.2010.

<http://www.ngu.no/kart/losmasse/>

NGU (Norges Geologiske Undersøkelse): Berggrunngeløgisk kart. Hentet 30.09.2011.

Norge Digitalt (Statens kartverk): Kartdata, lastet ned 22.9.2010/03.11.2011.

<https://download.geonorge.no/skdl2/nl2prot/nl2>

Norge i 3D (Norkart Virtual Globe): Lastet ned 17.1.2012. <http://norgei3d.no/>

Norge i Bilder: Flyfoto, lastet ned 12.9.2010. <http://norgebilder.no/>