

Rekonstruksjon av bre- og klimahistorien ved Glombreen basert på kvartærgeologisk kartlegging og innsjøsedimenter i Selstaddalen, Meløy i Nordland



Masteroppgave i Naturgeografi

Sigrid Johanne Sjøholm Vetti



Institutt for Geografi

Universitetet i Bergen

Våren 2022

Forord

Jeg ønsker først å takke min hovedveileder Svein Olaf Dahl og biveileder Pål Ringkjøp Nielsen for veiledning gjennom disse masterstudie årene. De har bidratt med interessante diskusjoner og nyttige innspill.

Tusen takk til Marte Ramstad for et fint opphold i Glomfjord, og fine kjøreturer hver morgen og ettermiddag på vei til og fra nabofeltområdene våre. Takk til Odd Wollbakk som kunne bidra med nyttig informasjon om Glombrens tidligere utbredelser.

Ønsker også å takke Eivind W. N. Støren for god hjelp med laboratorieanalyser, og Jordan D. Holl som kunne stille med sin kompetanse under lab arbeidet. Tusen takk til Anne Bjune for kontrollsjekk av prøver, og deres innhold, før de ble sendt til radiokarbondatering. En takk går også til BKK for økonomisk bidrag.

Tusen takk til alle medstudenter som gjorde dagene og årene på lesesalen bedre med både støtte og godt humør.

Takk til mine foreldre for utlån av bil til feltoppholdet. Takk for korrekturlesning, støtte og gode innspill.

Sammendrag

Formålet i denne studien var å rekonstruere bre- og klimahistorien basert på kvartærgeologisk kartlegging og innsjøsedimenter i Selstaddalen, Meløy kommune. Det ble sommeren 2017 utført kartlegging i dalen og sedimentkjernetaking i Selstadvatnet. Videre ble det utført radiokarbondateringer og laboratorieundersøkelser som bidro med data til å forklare den glasielle og klimatiske historien i Selstaddalen.

Det ble under kartleggingen funnet marine avsetninger med skjell ^{14}C -datert til tidlig bølling alder, overlagret av morenemateriale. Ytterst i dalen ble det videre kartlagt en stor avsetning antatt å være en randås. Sammenstilling av disse dataene med regional informasjon og dateringer fra kjernen gjør at randåsen ble tolket til å være avsatt under deglasiasjonen av et sen bølling/eldre dryas brefremrykk registrert ut på Åmøya vest av Selstaddalen. Avsetningene kobles til Vassdalthendelsen.

Et stort isranddelta helt nordøst i dalbunnen, med nærliggende sidemorenerygger, er tolket til å korrelere med det første av to beskrevne brefremrykk under yngre dryas kalt Glomfjordhendelsen. Kjernen viser marine forhold med skjell og leir i tidlig yngre dryas, noe som peker mot isfrie forhold. Uforstyrret kjernemateriale kan videre peke mot at Glomfjordhendelsen ikke har strukket seg ut til randåsen. Det er ikke i dataene grunnlag for å tolke inn yngre dryas trinn to, Glomvasshendelsen, men et sammenfall i utstrekning med Glomfjordhendelsen er mulig.

Innsjøsedimentene fra tidlig holosen indikerer aktive breer i dreneringsområdet før sedimentering endret seg til mer organisk materiale som tyder på varmere klima. Det ble videre i holosen fra rundt år 7895 ± 65 kal år BP observert dominerende organisk materiale frem til ny breaktivtet rundt subboreal ved 2800 kal år BP. Dette tyder på fravær av bre i Selstaddalen gjennom denne perioden.

Ved ca. 8200-8100 kal år BP, basert på alder-dybdekalkulering, observeres et lag i kjernen tolket til å være sedimenter avsatt under en episodisk hendelse, muligens Storeggskredet.

Den lille istid ble i kjernen registret med økende mengde minerogent materiale, og ble i felt kartlagt til å ha en maksimums utbredelse på toppen av Melkartuva basert på lichenometri datering av endemorene, datert til AD 1752. Det ble videre utført en rekonstruksjon av den tenkte utbredelsen til breen under den lille istids maksimum, og dens vinternebbør, som viste 90 % større bre og dobbel så høy vinternebbør som i dag.

Innholdsfortegnelse

Forord	ii
Sammendrag	iv
1. Innledning	1
1.1 Problemstilling.....	1
1.2 Områdebeskrivelse.....	2
1.3 Berggrunnsgeologi.....	5
1.4 Klima.....	5
1.5 Tidligere arbeid	7
2. Kvartærgeologisk kartlegging	12
2.1 Metode	12
2.2 Beskrivelse og tolkning av kvartærgeologiske landformer.....	13
2.2.1 Glasiale avsetningsformer	13
2.2.2 Glasiale erosjonsformer.....	22
2.2.3 Glasifluviale avsetninger	23
2.2.4 Fluviale erosjonsformer	32
2.2.5 Marine avsetninger	34
2.2.6 Skråningsprosesser	37
2.2.7 Forvittringsmateriale.....	39
2.2.8 Andre avsetninger og landformer	39
2.3 Lichenometri	40
2.4 Oppsummering.....	44
3 Proglasiale innsjøsedimenter	46
3.1 Valg av borelokalitet.....	46
3.2 Selstadvatnet	47
3.2.1 Borelokalitet i Selstadvatnet	47
3.2.2 Opptak av kjerner	49
3.3 Laboratorieanalyser	51
3.3.1 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	51
3.3.2 Glødetap (Loss-on-ignition)	52
3.3.3 Massetetthet (Dry-bulk density)	55
3.3.4 XRF (X –ray fluorescence).....	55
3.3.5 Radiokarbondatering.....	57
3.4 Presentasjon av innsjødata fra Selstadvatnet	59
3.4.1 Beskrivelse av SEP117 og SEU117.....	60
3.4.2 ¹⁴ C dateringer.....	68
3.5 Tolkning av SEP117 og SAU117.....	69
3.5.1 Aldersmodell	74
3.6 Oppsummering.....	76

4 Rekonstruksjon av Glombreens utbredelse under Den lille istids maksimum, likevektslinje og vinternedbør	79
4.1 <i>Rekonstruksjon av Glombreens utbredelse og likevektslinjer</i>	79
4.1.1 Teori.....	79
4.1.2 Beregning av Glombreens Paleo-likevektslinjer i Selstaddalen.....	84
4.2 <i>Rekonstruksjon av vinternedbør</i>	88
4.2.1 Metode.....	88
4.2.2 Estimering av vinternedbør ved Glombreen i dag, og under den lille istid.....	90
5 Diskusjon	93
5.1 <i>Lokal glasiasjons- og sedimentasjonshistorie</i>	93
5.1.1 Bølling (15-14.3 ka BP), eldre dryas (14.3-14 ka BP) og allerød (15.5-12.8 k ka BP).....	93
5.1.2 Yngre dryas (12800-11700 kal år BP).....	95
5.1.3 Holosen (11 700 kal. år BP).....	97
5.2 <i>Glasiasjon – og deglasiasjonsforløpet i regional kontekst</i>	101
5.2.1 Bølling- eldre dryas- allerød.....	101
5.2.2 Allerød.....	104
5.2.3 Yngre dryas.....	104
5.2.4 Holosen i Selstaddalen i regional kontekst.....	107
5.2.5 Potensiell korrelasjon mellom tsunamisedimenter i Selstadvatnet og regionale innsjøbasseng på kysten i Norge.....	112
6 Konklusjon	114
7 Referanser	117

Vedlegg:

- Vedlegg 1: Kvartærgeologisk kart – Selstaddalen, Meløy, Nordland

Figurliste

- Figur 1.1 Oversiktskart over Selstaddalen og feltområdet (svart innramming).
Ekvidistanse: 20m. Kartgrunnlag: FKB-data, NorgeDigital.....3
- Figur 1.2. Oversiktskart over Selstaddalen med lokaliteter (innrammet med svart), og lokale navn. Ekvidistanse: 20 m. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digital.....4

Figure 1.3 Grafen viser temperatur og nedbørnormaler (1961-1990) for Glomfjordmålestasjon: 80700. (Meteorologisk institutt, 2018).....	6
Figur 1.4 Rasmussen strandforskyvningskurve basert på data fra Grønlie (1940).....	9
Figur 2.1 Lokalitet 1 på Melkartuva sett mot nordvest. Som det observeres på bildet er ryggen noe oppdelt og har lav høyde. De røde stiplede linjene følger ryggens ytre grense.....	14
Figur 2.2 Ryggform sett mot øst. Spade som målestokk i ytre venstre del av bildet.....	16
Figur 2.3 Ryggformer og hauger med løsmasser liggende ved utløpet til vannet på 686 moh. Bilde tatt rett øst for ryggen på figur 2.2. Bildet tatt mot nordvest. Person som målestokk i hvitt og svart i bildet.....	17
Figur 2.4 Ryggform som ligger mot sørøst i dalen. Rød stiplet linje viser ryggens plassering. Bilde tatt mot sør.	18
Figur 2.5 Ryggform observert mot nord nordøst. Se røde markering som følger toppen og bunnen av ryggen. Blå pil indikerer hvor bart fjell går over til ryggens start.....	19
Figur 2.6 Sigdbrudd og isskuringsstriper i berggrunnen. Spade som målestokk. Bildet tatt mot sørvest.....	23
Figur 2.7: Viser fronten til stor løsmasseavsetning. Bilde tatt mot sørøst.	25
Figur 2.8 Oversiktsbilde over avsetningen med et toppunkt på 100 moh. Bildet tatt mot sør. Rød stiplet linje rammer inn den opphøyde flaten sett på figur 2.8.....	26
Figur 2.9 Snitt tatt i avsetningen som viser steiner, grus og sand uten sortering. Spade som målestokk. Bildet tatt mot nordvest.....	26
Figur 2.10 Breelvslette som strekker seg fra isranddelta til Selstadvatnet. På bildet kan Tverrfjellelven gjennom østlige del av avsetningen observeres. Bilde tatt mot sør.....	28
Figur 2.11: Snitt tatt på breelvsletten og viser lagdeling av silt, sand og grus. Murskje som målestokk. Bilde tatt mot nord- øst.	29
Figur 2.12. Stor ryggform som demmer opp Selstadvatnet med høyeste punkt på 55 moh. Bilde tatt i nordøstlig retning.	30
Figur 2.13: Eksempel på store blokker. Dette var de eneste funnen av blokker med denne størrelsen på ryggen. Bildet tatt mot øst.	31
Figur 2.14 Viser bebyggelse på terrasser helt sørvest i dalen. Stiplede linjer følger de høyeste terrassene på begge sider av elven. Elveløpet går rett ved den røde stiplede linjen. Bildet er tatt mot sør.....	33
Figur 2.15 Viser marine avsetninger med steinmateriale eksponert som følge av anlagt grusvei. Bildet tatt mot sørøst.	35
Figur 2.16 Viser skjellfragmenter og mindre stein funnet under graving i de øvre delene av det eksponerte område på bilde 2.16. Blyant som målestokk.....	36
Figur 2.17 Skråning med kantet steinmateriale. Spade som målestokk. Bilde tatt mot nord- øst.....	38

Figur 2.18 Lavvekst av typen <i>Rhizocarbon geographicum</i>	42
Figur 3.1 Dybdekart over Selstaddalen basert på batymetrisk data fra georader. De mørkeste områdene representerer de dypeste områdene i vannet. Utformet i ArcMap 10.7.....	49
Figur 3.2 Klargjøring til innsjøboring i Selstadvatnet. Bilde tatt av Svein Olaf Dahl.....	50
Figur 3.3 Kjerne SEU117. Linjal som målestokk.....	64
Figur 3.4 Resultat av sedimentanalyser. Graf er utarbeidet i programmet Grapher. Grått felt indikerer lite/ingen breaktivtet og brun indikerer episodisk hendelse. Hvite områder indikerer perioder med tenkt breaktivtet. Røde firkanter illustrerer områder der det ble tatt materiale til datering.	65
Figur 3.5 MS analyse som viser potensiell korrelasjon mellom SEP117 og SEU117. Dette ble gjort for å se om alle topp sedimentene var tatt med i SEP117.	67
Figur 3.6. Aldersmodell for kjerne SEP117. Laget i R med hjelp av programmet clam2.2. Videre redigert i PowerPoint. SEU117 er redigert på i ettertid representert ved 0 til -11. Modellen er fremstilt ved «linear interpolation».	75
Figur 4.1 Illustrerer forholdet mellom akkumulasjonssonen og ablasjonssonen hos en idealisert botnbre sett ovenfra, og deres forskjell i strømningsretninger og koter. (Figur hentet fra Dahl et al, 2003)	80
Figur 4. 2 Viser forskjellen mellom den regionale TP - ELA på platå breer/isdekke og den lokale topografien avhengig av TPW - ELA på botnbreer (Dahl og Nesje, 1992; Dahl et al, 1997. hentet fra Dahl et al, 2003).....	81
Figur 4.3 Figur 4.3 Estimert isutbredelse under den lille istid og beregnet TPW-ELA vist ved rødt kote for dagens isutbredelse og LIA-maksimum. Koteintervall på 20 meter.....	86
Figur 4.4 Landhevningskurve over Glomfjorden område, hvor isobase 30 er benyttet. (www.geologiskolen.uit.no. [27.06.2018]).....	87
Figur 4.5 Gjennomsnittlig julitemperatur ved Svanavatnet (Bjune og Birks, 2008).....	90
5.1 Viser den tentative tenkte isutbredelsen under bølling/eldre dryas (blått dekke). Og den avsatte randåsen ytterst i dalen (orange dekke). Spørsmålstegn indikerer usikker isutbredelse.....	95
5.2 Viser tentativ isutbredelsen under yngre dryas (blått dekke). Det avsatte isranddeltaet ved Melkartuva markert med orange dekke. Morener fra yngre dryas markert med grønt dekke. Randås fra eldre dryas ytterst i dalen (orange). Spørsmålstegn indikerer usikker isutbredelse.....	97
Figur. 5.3 Viser tentativ isutbredelsen under den lille istids maksimum (blått dekke). Det avsatte isranddeltaet markert med orange dekke innerst i dalen. Morener fra yngre dryas og lille istid markert med grønt. Randås fra eldre dryas ytterst i dalen (orange). Spørsmålstegn indikerer usikker isutbredelse.	100
Figur 5.4 Illustrerer brehistorien i Glomfjordområde siden tidlig bølling. Olsen (2002).....	103
Figur 5.5 Modifisert figur av Olsen et al (2001d) (referert i Olsen (2002)). Viser tenkt glasieringshistorie med fokus på Selstaddalen i en regional kontekst. Skjelldateringer markert i blå farge, fra studiens ¹⁴ C-dateringer, se tabell 3.2.....	107

Tabeller

Tabell 2.1: Tabell 2.1: Viser verdiene for x, som er satt inn i Winkler (2003) likning for Beiarn kirkegård for lichenometri utregning. Viser også ferdig utregnet alder.....	43
Tabell 3.2. Resultat av radiokarbondatering. Alder med høyest sannsynlighetsverdi er uthevet.....	66
Tabell 3.1: Korrelasjonsanalyse av sedimentparametre fra SEP117. Verdiene er oppgitt i Linear R (Pearson R). Korrelasjonsanalyser er utført i programmet Past 3.20 (Hammer et al, 2001). Det er valgt å utheve de verdiene som har en middels (gul) til høy (grønn) korrelasjon.....	69
Tabell 4.1 Viser kalkulert TPW-ELA for dagens isutbredelse (2019) og den lille istidsmaksimum.....	85
Tabell 4.2: Temperatur og nedbørnormaler (1961-1990) for Glomfjordmålestasjon: 80700. (Meteorologisk institutt, 2018). Rad 2 for temperatur. Rad 3 for nedbør.....	90

1. Innledning

Denne masteroppgaven tar for seg Glombreens bre- og klimahistorie i Selstaddalen fra tidlig bølling frem til i dag. Når det gjelder klimahistorien vil det være størst fokus på holosen og den lille istid. Oppgaven baserer seg på kvartærgeologisk kartlegging av landformer og analyser av en sedimentkjerne fra Selstadvatnet. De ulike metodene som er benyttet, både innen kvartærgeologisk kartlegging og analyser fra kjerne, vil bli gjennomgått i egne kapitler. Størrelsen på Glombreen under lille istids maksimum vil bli rekonstruert, og estimering av vinternebbør. Diskusjonskapitlet vil videre drøfte de ulike landformene som er funnet i dalen og sette disse opp mot resultatene fra sedimentanalysene. Deretter drøftes glasierings- og deglasieringshistorien i dalen, og kobles opp mot annen regional forskning. Som et resultat av den kvartærgeologiske kartleggingen har det blitt produsert et kvartærgeologisk kart som viser breforlandet i Selstaddalen i dag.

1.1 Problemstilling

Hovedproblemstilling

- Hvordan forløp glasierings- og deglasieringshistorien i Selstaddalen fra bølling til i dag?

Underproblemstillinger

- Hvordan er fordelingen av kvartære løsmasser i Selstaddalen og brelandet foran Glombreen?
- Kan innsjøsedimentene fra Selstadvatnet gi mer detaljer om Glombreens fluktuasjoner gjennom yngre dryas og holosen?
- Hva er dagens isutbredelse sammenlignet med lille istids maksimum, samt forskjell i vinternebbør for Glombreen
- Hvordan kan kvartærgeologisk kartlegging bidra til å forstå deglasieringen i Selstaddalen siden bølling?

1.2 Områdebeskrivelse

Selstaddalen ligger i Nordland, Meløy kommune og har en sørvest-nordøstvendt orientering. I sørvest går dalløpet ut i Glomfjorden og i øst går det bratt opp til toppen av fjellet Melkartuva på 740 moh. hvor det videre stiger jevnt innover mot Glombreen i østlig retning (figur 1.1).

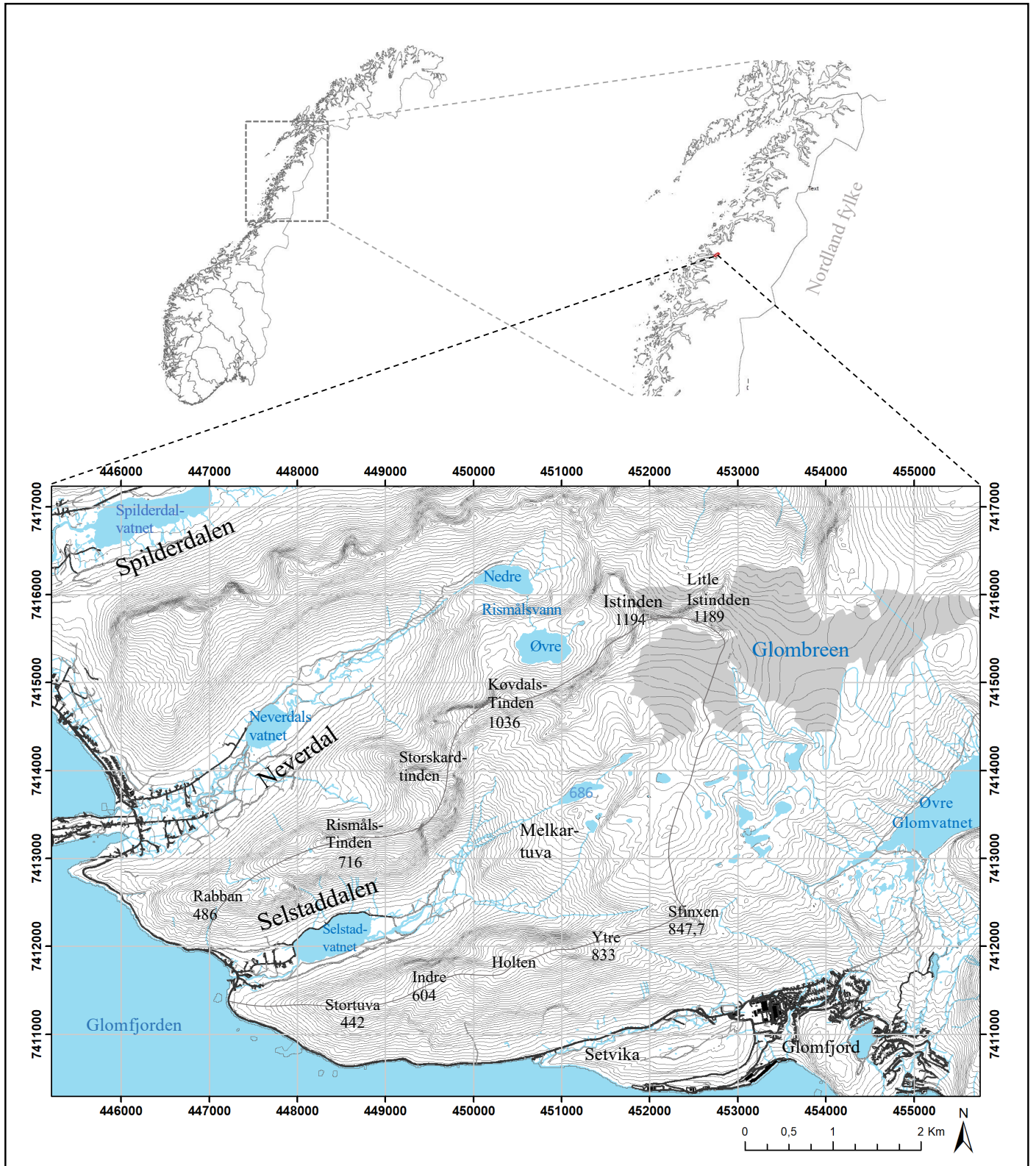
Den flate dalbunnen i Selstaddalen er ca. 2.8 km lang og litt over 400 meter bred på det bredeste. Selstaddalen har høye fjell rundt seg på alle kanter, deriblant Køvdaletiden (1036 moh.), Tverrfjellet (949 moh.), Ytre holten (833 moh.) og Storskartiden (749 moh.) (figur 1.2)

Glombreen er i dag av typen platåbre. Platåbreer kan dekke store fjellområder, men er avhengig av et tilrettelagt klima (Nesje, 2012). Glombreen dekker i dag et område på rundt 8 km² og grenser til både Meløy og Gildeskål kommune. Det høyeste punktet på breen er på ca. 1120 moh.

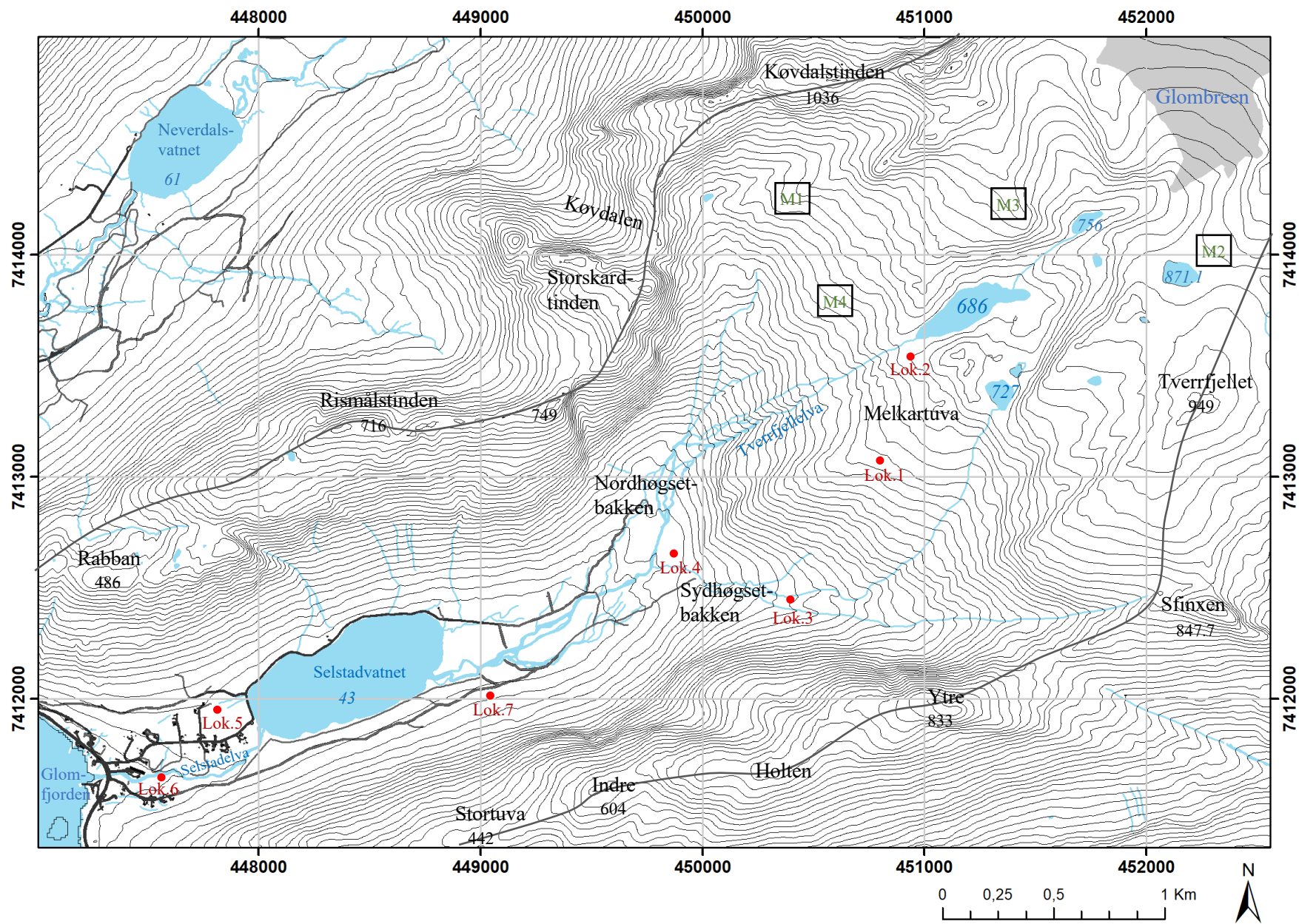
Tverrfjellelven som renner ut fra vannet på 686 moh., med et nordlig løp ned mot Høgsetbakken, er hovedvannløpet ned i Selstaddalen, og står for den største vanntilførselen. Fra vannet på 727 moh. renner det også en noe mindre elv som tar en østlig rute ned mot dalbunnen via Sydhøsetbakken. Disse to løpene går sammen som én samlet elv innerst i dalbunnen (nordøst) på 96 moh., og renner derfra ned mot Selstadvatnet i sørvestlig retning under navnet Selstadelven. Middelvannføringen fra Tverrfjellelven er på rundet 0,36 m³/s (Multiconsult, 2017) og Selstadvatnet tilføres en middelvannføring på rundt 0,75 m³/s fra alle elvene i dalen (Multiconsult, 2017).

Selstadvatnet ligger 43 moh. og har en bredde på ca. 0,9 km og lengde (regnet fra nordøst mot sørvest) på ca. 3,8 km (norgeskart.no). Fra Selstadvatnet og mot sørvest er det to utløp som går sammen etter ca. 10 meter, og deretter går som en samlet elv ned og ut i Glomfjorden. Det er spredt bebyggelse på begge sider av elven i sørvestdelen av dalen med både privatboliger og industribygg. Det har også tidligere vært jordbruk i dalen, og markene blir fremdeles slått i dag. Det har tidligere blitt plantet plantet gran i dalen; trær som sommeren 2017 og ut på høsten ble felt.

Av kartblad som kan brukes til studie av feltområdet er kartet "Svartisen" i Norge-serien med en målestokk på 1:50 000 godt egnet.



Figur 3.1 Oversiktskart over Selstaddalen og feltområdet (svart innramming). Ekvidistanse: 20m. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt.



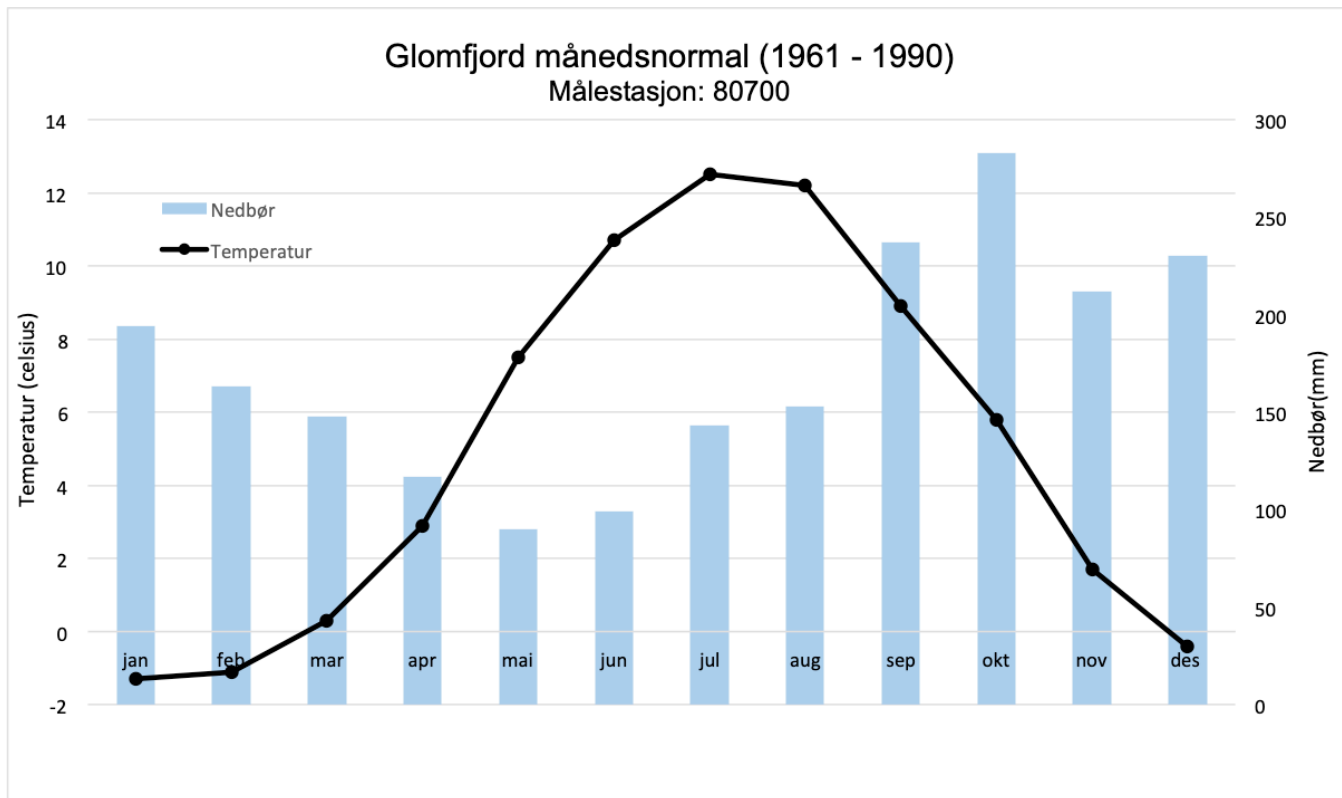
Figur 1.2 Oversiktskart over Selstaddalen med lokaliteter (innrammet med svart), og lokale navn. Ekvidistanse: 20m. Kartgrunnlag: FKB-data, Norge Digitalt

1.3 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i Meløy er et resultat av kollisjonen mellom Norge og Grønland som fant sted for 4-500 millioner år siden. Som et resultat av kollisjonen ble den kaledonske fjellkjede dannet ved at skyvedekker ble skubbet inn over det prekambriske grunnfjellet. Det prekambriske grunnfjellet kan i dag ses i Glomfjordvinduet (NGU 2017a) der skyvedekket omkranser vinduet. Glomfjordvinduet er synlig i dag som følge av at det overliggende skyvedekket ble fjernet ved breerosjon. Grunnfjellet i Glomfjordvinduet består av granitt og granodioritt (NGU, 2017b). Skyvedekket har bergarter som glimmergneiser, glimmerskifter, kvartsitter; er delvis kalkholdige og tilhører Rødingfjellkomplekset (Fossen et al, 2007). De høytliggende fjellpartiene i Glomfjordvinduet skyldes granittens motstandsdyktighet mot erosjon, og høyden på fjellene har trolig vært medvirkende til Glombreens dannelse.

1.4 Klima

Selstaddalen ligger på rundt 66°N, og den målestasjonen som er nærmest Selstaddalen er Glomfjordmålestasjon (Stasjonsnr. 80700) (UTM 0455149 – 7410582). Denne ligger ca. 6 km sørøst for feltområdet på 39 moh. Denne har registrert både nedbør og temperatur for middelperioden 1961-1990. Gjennomsnittlig årsnedbør i Glomfjord ligger på 2069 mm, mens gjennomsnittlig temperatur er på 5 grader celsius for middelperioden (1961-1990). Det er mest nedbør i vintermånedene fra oktober til januar med et gjennomsnitt på 231 mm, og minst i mai og juni hvor gjennomsnittsnedbøren ligger på henholdsvis 90 og 99 mm (figur 1.3). De høyeste temperaturene er i juli med et gjennomsnitt på 12,5 grader celsius og de laveste temperaturene er i januar med et gjennomsnitt på -1,3 grader celsius (figur 1.3) (Meteorologisk Institutt, 2018).



Figur 1.3 Grafen viser temperatur og nedbørsnormaler (1961-1990) for Glomfjordmålestasjon: 80700. (Meteorologisk institutt, 2018).

Klimaet på kysten av Norge blir påvirket av både varmt vann og luftmasser som entrer den nord østlige atlantiske regionen, og påvirkningen fra posisjonen til den atmosfæriske polarfronten (Ahrens, 2008). Klimaet rundt Svartisen blir også påvirket av den nordatlantiske havstrømmen, som fører til at området er relativt varmt og fuktig for breddegraden (Jansen et al, 2018). Dette fører til at klimaet også i Glomfjordområdet, (19km lengre nord for Svartisen) er kjennetegnet ved å være fuktig med relativt varme somre, vintre preget av mye nedbør, og vintertemperaturer rett under 0°C (Olsen, 2002).

Rundt Svartisen brekomplekset kan det være store nedbørsmengder grunnet orografisk nedbør, som et resultat av at brekomplekset bidrar til å presse opp nedbørsskyer. Det kan derfor på Svartisplatået være nedbørsmengder som når opp mot 4000 mm pr. år (Schuler, 2008). Nedbørsfeltet i Selstaddalen er beregnet til 12.26 km² (NVE, 2017). For hele dreneringsområdet er middelårstilsiget for perioden 1961-1990 beregnet til 33,59 mill m³ pr. år (NVE, 2017).

1.5 Tidligere arbeid

Områder langs hele kysten av Nordland har stått i fokus når det gjelder forskning relatert til paleoklimatiske studier og brefluktasjoner siden sent på 1970-tallet (e.g. Andersen et al, 1979; Karlèn, 1979; Andersen et al, 1981; Rasmussen, 1981; Andersen et al, 1982; Fjalstad og Møller, 1987; Blake og Olsen, 1999; Olsen, 2002 og Linge et al, 2007). Selstaddalen alene har ikke vært hovedfokuspunkt i disse studiene, men enkelte landformer i dalen har blitt kvartærgeologisk kartlagt og beskrevet som en del av forskningen av den glasiale historien i Nordland (e.g. Rasmussen, 1981; Fjalstad og Møller, 1987).

Andersen et al (1979) kartla området nord for Svartisen opp til litt nord for Bodø for å få en bedre forståelse av deglasiasjonen i området. I Glomfjordområdet fant han ved hjelp av endemorener tre påfølgende glasiale soner; Vassdal sonen, Glomfjord sonen og Sundfjord sonen. Morenene som befinner seg i Glomfjord sonen er de mest fremtredende, og var avsatt bare mellom 3 og 8 km fra brefronten observert i 1976 (feltarbeid sesongen). Det ble radiokarbondatert skjell fra glasimarin leire som befant seg foran Glomfjordmorener til aldrene 10860 ± 150 ^{14}C år BP og 11050 ± 120 ^{14}C år BP, som videre ble tolket til å også representere alderen på selve moreneryggene. Det ble derfor antatt at Glomfjordhendelsen har funnet sted i tidlig yngre dryas. Han nevner videre at han mener at kun lokale breer ble generert i de høye fjellpartiene rundt Svartisen-område under yngre dryas. Dette er et resultat av at fjellene blokkerte breen som kom fra Sverige og beveget seg vestover, noe som resulterte i at breens strømningsretning ble omdirigert nordover.

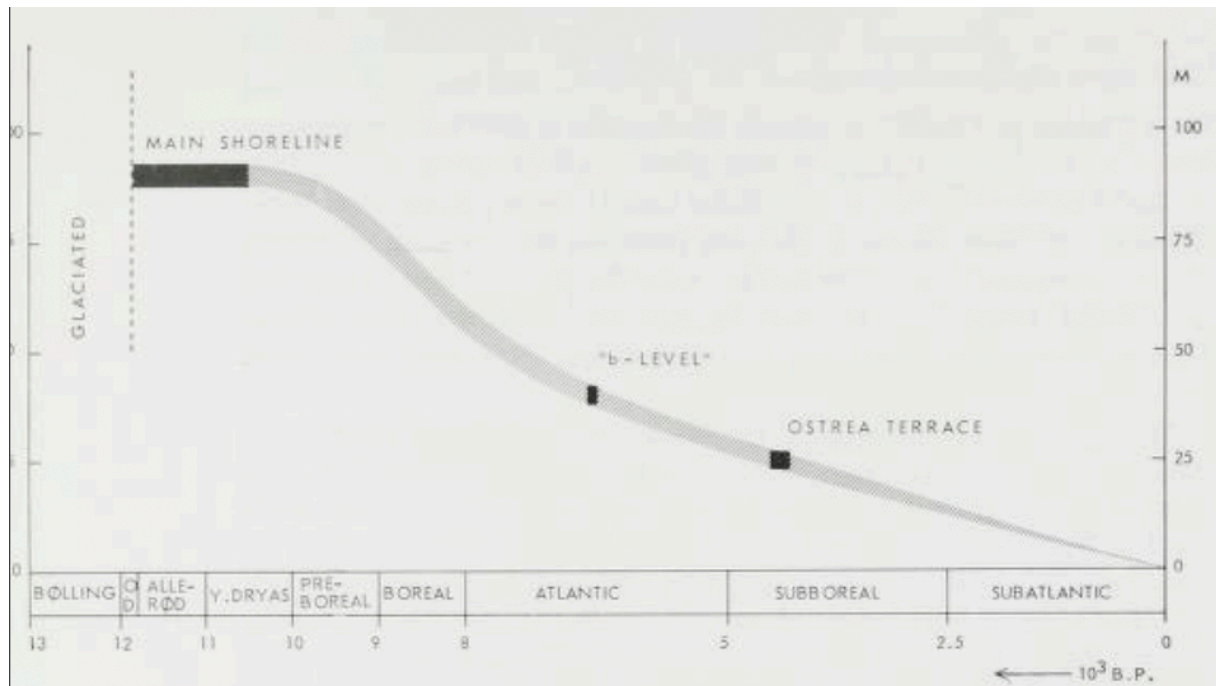
Andersen et al (1981) har blant annet sammenstilt radiokarbondatert prøver fra endemorener i Nordland. Dette gjorde de for å kunne rekonstruere en glasiasjons- og deglasiasjonshistorie i områder langs kysten fra starten av Nordland fylke i sør til sørlige Troms i nord. Dateringer rundt Selstaddalen ble utført på prøver tatt fra en morenerygg i Setvik, Glomfjord, datert til 10860 ^{14}C år BP, 11610 ^{14}C år BP i Neverdal og 11050 ^{14}C år BP i Sandå (beliggenhet mellom Neverdal og Spilderdalen ut mot Glomfjorden). Disse dateringene har blitt koblet til en glasial periode i Glomfjordområdet han kaller "B-hendelsen", også referert til som «Glomfjord sonen/Glomfjordhendelsen» (Andersen, 1979), og senere korrelert til som Tjøtta hendelsen (e.g. Blake og Olsen, 1999). Glomfjordhendelsen tidfestes til perioden 11000 - 10400 ^{14}C år BP; tidlig yngre dryas. Det nevnes videre at morener som representerer B-hendelsen er generelt de største morenene som ligger i dalene, og kan følges nesten kontinuerlig langs hele kysten av Norge (Andersen et al, 1981).

Fjalstad og Møller (1987) var i Nordland for å evaluere tidligere dokumenterte potensielle verneverdige kvartærgeologiske områder, og var da innom Selstaddalen. De har blant annet tolket den innerste randavsetningen i dalbunnen øst for Selstadvatnet, med liten lateral utbredelse, til å være et iskontaktdelta. Tolkningen er basert på den plane overflateformen som de mener viser at landformen ble avsatt i kontakt med vann, samt at avsetningen er funnet på rundt 100 moh.; marin grense i dalen. De ble også observert en randmorenerygg på proksimalsiden av iskontaktdeltaet som befinner seg over marin grense i dalen.

Rasmussen (1981) besøkte også Selstaddalen og kartla morenerygger og marine avsetninger i dalen som en del av den kvartærgeologiske kartlegging av kystområdene nordvest for Svartisen. Han observerte blant annet en stor randmorene på vestsiden av Selstadvatnet som ble beskrevet som 500 meter lang og liggende 55 moh. på det høyeste. Rasmussen (1981) nevner videre at det også ble gjort funn av det som tolkes som en tidligere hevet marin grense i form av terrasser kuttet inn i fast fjell i dalen. Rasmussen (1981) mener den hevete terrassen i dalen viser hvor hovedstrandlinjen i Selstaddalen lå. Denne er av han funnet på rundt 95-98 moh. rett utenfor avsetningen tolket til å være en endemorene i sørvestlig ende av Selstaddalen. Denne «hovedkystlinjen» har ikke blitt funnet lengre inne i dalen enn der den store endemorenen ytterst i dalen ligger. Han konkluderer derfor med at endemorenen i dalen må være yngre enn, eller dannet samtidig med «hoved kystlinjen». «Hovedkystlinjen» er en av de mest distinkte «rasied shore features» langs fjordene nord-vest for Svartisen. Og han mener den korresponderer til Glomfjordhendelsen som Rasmussen (1981) har datert til rundt yngre dryas. Maks alders på 11600 til 11700 ¹⁴C år BP og en minimums alder på 10500 ¹⁴C år BP. Han nevner videre at det også er gjort funn av svakere strandlinjer og marine avsetninger i dalen på omtrent samme høyde som «hovedkystlinjen». Dette mener han kan bety at havnivået må ha vært på samme nivå som «hoved strandlinjen» etter avsetningen av endemorenen (Rasmussen, 1981 s.9). Han knytter avsetningen innerst i dalen, bygget opp til 95-100moh og morenerygger på fjellene i nord-øst til Glomvasshaughendelsen. Tolket til å være fra sen yngre dryas.

Rasmussen (1981) var også i den nordlige nabodalene Neverdal der det ble tatt opp innsjøsedimenter i Neverdalsvatnet. Det ble gjort funn av funn av *Mya truncata*, et saltvannsskjell datert til en ¹⁴C alder på 11610±140 år BP.

Det ble også laget en strandforskyvningskurve basert på isobaser fra Grønlie (1940, referert i Rasmussen, 1981 s.27) (figur 1.4).



Figur 1.4 Strandforsryvningsskurve Rasmussen (1981).

Olsen (2002) utførte kvartærgeologisk kartlegging i Glomfjorden og Svartisen-området på tidlig 2000-tallet. Han tok også, som Rasmussen (1981), kjerner fra Neverdalsvatnet. Han fant skjell (*Chlamys islandica*) som ble ¹⁴C datert med alder på 12520±205 år BP. Det ble også datert skjell i Vargvika (ca. 11 km i sørvestlig retning fra Selstaddalen) og Sandvika (ca. 4 km i sørvestlig retning fra Selstaddalen) til 12600±60 ¹⁴C år BP og 12520±205 ¹⁴C år BP. Dateringene utført på skjell i marine sedimenter i Vargvika, Sandvika og Neverdal hadde et lag med morenemateriale som topplag. Han mente at disse dateringene og funnene var en indikasjon på at det siste glasiale fremrykket som gikk ut til de ytre Glomfjorden områdene, må ha vært i eldre dryas, kalt Vassdalhendelsen (Olsen, 2002).

Norges geologiske undersøkelse gjorde også undersøkelser på 1980-tallet. De foretok kvartærgeologisk kartlegging i både fjordområdene og innlandet (Olsen, 2002).

Linge et al (2007) utførte også kartlegging i Nordland rundt Svartisen og Glombreen. Dette ble gjort for å utprøve tidligere dateringer av marine skjell som baserte seg på radiokarbondatering. Tidligere utført av primært Rasmussen (1981) og Olsen (2002). Ved hjelp av kosmogene nuklider og overflateeksponering, ble områder som tidligere var datert, datert på nytt. Dateringer fra deres studier, utført på marine skjell, tilsa at det har vært en isfri Glomfjord etter Bølling interstadial (Rasmussen, 1981; Olsen, 2002). Nye dateringer gjort av

Linge et al (2007) bekreftet også denne hypotesen, og den tidligere deglasiasjonskronologien. Dette betød derfor at Linge et al (2007) kunne bekrefte at de tidligere dateringene som ble utført på tidlig 80-tallet frem til 2000 hadde riktige aldre og var pålitelige.

2. Kvartærgeologisk kartlegging

2.1 Metode

Kvartærgeologisk kartlegging som metode blir i denne oppgaven benyttet for å undersøke avsetninger i form av løsmasser og landformer i Selstaddalen. Graving i løsmasser kan gi info om lagdeling, sortering, rundingsgrad og kornstørrelse, som videre kan bidra til tolkningen om hvordan massene er blitt avsatt, og eventuelt hvilke agens som sist jobbet med materialet.

Når det refereres til kornstørrelse i oppgaven er dette basert på Sulebaks inndeling (Sulebak, 2007. s.342). Denne inndelingen viser kornstørrelser fra leir til blokk.

Den kvartærgeologiske kartleggingen i Selstaddalen fant sted i ca. 3 uker fra 21. juli-14. august 2017. Under feltoppholdet ble det benyttet en GPS av modellen Garmin GPSMAP® 64st med kartlaget TOPO Nordland sør. Denne GPS-en har en batymetrisk høydemåler, GPS- og GLONASS-mottaker og et 3-akset innebygd kompass som betyr at GPS-en viser riktig retning selv når den er i bevegelse og ikke holdes vannrett.

Kartet «1:50 000 Svartisen» ble også benyttet sammen med kompass. Det ble også fysisk tatt med A3 og A4 ark med FKB-data fra Norge digitalt som bakgrunnskartlag for å kunne tegne inn lokaliteter og funn underveis i felt. Andre hjelpemidler i felt var spade, murerskje, tommestokk, linjal og kamera.

Data samlet inn under den kvartærgeologiske kartleggingen ble etter feltarbeidet overført til ESRI ArcMap 10.7 for å kunne lage et digitalt kvartærgeologisk kart over feltområdet. Norgebilder.no ble benyttet for å kunne kartlegge områder digitalt da enkelte landformer var av en så stor størrelse eller lengde at det var vanskelig å måle dem i felt. Det kunne også ofte være vanskelig å nå, og komme nærmere nok, grunnet urer og bratte skråninger. Det ble da, i hovedsak, benyttet ortofoto «Saltfjellet 2019», «Saltfjellet 2014», «Saltfjellet 2013» og «Svartisen 2007» funnet på Norgebildet.no, for å se på disse områdene. Det ble også benyttet 3D-funksjonen tilbudt med ortofoto «Saltfjellet, 2019» på nettsiden.

Fargekodene og tegnsettingen som er brukt på det kvartærgeologiske kartet er Norges Geologiske undersøkelses (NGU) tegn og fargekoder benyttet. Alle lokalitetsbilder er tatt av Sigrid Vetti med mindre noe annet er oppgitt. Det kvartærgeologiske kartet (Vedlegg 1) er utviklet ved hjelp av ESRI ArcMap 10.7.

2.2 Beskrivelse og tolkning av kvartærgeologiske landformer

I dette kapitlet vil de ulike løsmassene og landformene funnet i dalen bli beskrevet og tolket. Kapitlet er delt inn i underkapitler basert på dannelse og påvirkning av de ulike avsetningene og landformene. Først følger teknisk beskrivelse av lokalitetene og deretter tolkning.

2.2.1 Glasiale avsetningsformer

Morenemateriale

Morenemateriale er materiale som breen transporterer og direkte avsetter. Dette materiale oppstår som et resultat av at breen sliper, skruer og plukker langs fjellgrunnen eller løsmasser (Nesje, 2012, s. 76). Hvilke materiale vi finner i avsetningene er avhengig av tilgjengelig materiale og hvordan breen har fraktet og avsatt det. Avsetninger i form av morenemateriale er kjennetegnet ved å være usorter, uten lagdeling og kan inneholde alle kornstørrelser (Nesje, 2012). Hvordan materiale transporteres og avsettes av breen kan også ofte gjenspeile hvor i breen det har blitt fraktet (Nesje, 2012). Materiale i en bre kan fraktes på tre ulike måter. Det kan fraktes subglasialt, som vil si at det fraktes langs bresålen, en-glasialt; som vil si inni isen, og supraglasialt som betyr at materiale fraktes på breoverflaten (Sulebak, 2007).

Randmorener

Randmorener er rygger med morenemateriale som avsettes langs kanten av breen. Hvis materiale blir skjøvet opp foran breen under et fremrykk kalles det en endemorene, og hvis materiale skyves opp langs siden av breen kalles det en sidemorene. Randmorener kan også dannes som følge av materiale som presses frem under en stillestående brefront. Resten av breen vil da være i bevegelse og presse materiale frem mot brefronten hvor det da hopper seg opp og etter hvert danner en randmorene (Nesje, 2012; Sulebak, 2007).

Avhengig av mengden materiale, topografien i området og bevegelsen til breen vil både størrelsen og formen på randmorenene variere (Sulebak, 2007; Benn og Evans, 2010). Materiale fra randmorener er ofte dårlig sortert da materiale kan være en blanding av flere brefremstøt som så blir en del av det siste brefremrykket (Sulebak, 2007).

Lokalitet 1

UTM 0451118 7412813 - UTM 0450685 7413150, 545-556 moh.

Ved denne lokaliteten observeres det en noe usammenhengende ryggformasjon, liggende på ved toppen av fjellet Melkartuva øst i dalen. Ryggen er til tider usammenhengende, i hovedsak der det går elveløp igjennom den, noe som kan ses på bilde 2.1. Ryggen med retning sørøst nordvest ligger på tvers av dalens lengderetning. Ryggen strekker seg fra 545 moh. i sørøst og skrår nordvest over til en høyde på 556 moh. Ryggen har en lengde på rundt 500 meter, og en bredde som varierer fra 50 meter på det bredeste til 10 meter på det smaleste (figur 2.1). Den har en høyde på rundt 1-2 meter, med noen variasjoner langs hele ryggen, og er for det meste bygget opp av kantet til kantrundet materiale med en størrelse på rundt 1 meter i diameter. Det observeres i stor grad bare store steiner, og mindre av fraksjonene grus og sand. Det observeres heller ingen lagdeling eller sortering av materialet.



Figur 2.1: Lokalitet 1 på Melkartuva sett mot nordvest. Som det observeres på bildet er ryggen noe oppdelt og har lav høyde. De røde stiplede linjene følger ryggens ytre grense.

Tolkning

Ryggen er tolket til å være en randmorenerygg, da den ligger på tvers av dalens lengderetning og har kantet til kantrundet materiale. Den ligger også nært dagens bre som har et naturlig utløp ned mot Melkartuva fra nordøst mot sørvest. Det kan antas at denne ryggen, etter avsetningstidspunktet, strakk seg lengre i retning sørøst og nordøst, men at deler av ryggen, under breens tilbaketrekning ble fjernet av Tverrfjellelven som renner ut fra vannet på 686 moh. og elven som renner ut fra vannet på 727 moh. Det er grunn til å tro at begge elvene, og andre smeltevannselver, under tilbakesmelting av breen har vært mye større og derfor hatt kompetanse til å frakte mye løsmasser fra ryggen. Moreneryggen kan derfor i dag observeres som bred, men relativt lav der det ofte kun ligger igjen større blokker uten finmateriale. Det kan også antas at smeltevannselvene vasket vekk annet morenemateriale som var avsatt på Melkartuva rundt ryggen, som på svaberget i Figur 2.1, da det også i område rundt moreneryggen ble observert lite finmateriale.

Lokalitet 2

UTM 0450852 7413551 - UTM 0451421 7413397, 679-758 moh.

Ryggformasjonen er lokalisert rundt 100 meter fra vannet på 686 moh. i sørvestlig retning og kan følges 600 meter (fra vannet på 686 moh.) mot øst til vannet på 727 moh. (se figur 2.2) (UTM 0450852 7413551 til UTM 0451421 7413397). Ryggen ligger på det høyeste på ca. 760 moh. og skråer mot sør ned til en høyde på til 670 moh. og mot øst til en høyde på 730 moh. Den blir stedvis brutt der det er høye fjellknatter (UTM 0451086 7413540) (se høyre øvre hjørne figur 2.2) og er derfor ikke én sammenhengende rygg. Ryggformasjonen har en høyde på ca. 1-3 meter, men med enkelte lavere partier, og en bredde på 10 meter på det bredeste. Det observeres fraksjoner fra sand til større steiner som er kantet til kantrundet og det er ingen sortering eller lagdeling av materialet i ryggen. Ryggen er delvis utrast enkelte plasser, og det ligger materiale spredt rundt ryggformasjonen.



Figur 2.2: Ryggform sett mot øst. Spade som målestokk i ytre venstre del av bildet.

Tolkning

Basert på sedimentsammensetningen, som i stor grad bestod av kantet til kantrundet materiale, formen og utstrekningen, ble ryggen som kan følges over 600 meter tolket til å være en randmorenerygg, i form av en endemorene. Endemorenen ligger plassert på tvers av dalens lengderetning og befinner seg i Glombreens naturlige bevegelsesretning. At moreneryggen enkelte steder er brutt kan skyldes at breen ikke var tykk nok (på tidspunktet ryggen ble avsatt) til å klare å komme over bergkanten i sørvestlig retning fra vannet på 686 moh., der det er en høydeforskjell på 50 meter.

Hauger og små rygger sørvest for vannet på 686 moh.

UTM 0451052 7413607 - UTM 0450956 7412616, 690-700 moh.

Det kan observeres flere små rygger og hauger med løsmasser (UTM 0450966 7413549) noen meter fra moreneryggen i nordøstlig retning, mot vannet på 686 moh. Noen av ryggene er opp til 3 meter lange og 1 meter høye, og enkelte blokker i haugene har en diameter på over 2 meter. Det ble observert opp mot 10 små hauger og rygger til sammen (figur 2.3). Materiale i haugene og de mindre ryggene er kantet til kantrundet og uten lagdeling. Dette området ligger ca. 1,3 km fra dagens brefront i nord-østlig retning.



Figur 2.3 Ryggformer og hauger med løsmasser liggende ved utløpet til vannet på 686 moh. Bilde tatt rett øst for ryggen på figur 2.2. Bildet tatt mot nordvest. Person som målestokk i hvitt og svart i bildet.

Tolkning

Haugene og ryggene med materiale som ble funnet nordøst for ryggen ved vannet som ligger på 686 moh. er tolket til å være morenemateriale og korte morenerygger basert på deres morfologi og sedimentsammensetning. Dette materiale er tolket til å ha blitt lagt igjen under deglasiasjonen av det samme brefremrykket som skapte randmoreneryggen i lokalitet 2 grunnet deres nærhet.

Lokalitet 3

UTM 0450355 7412430 - UTM 0451011 7412380, 178-277 moh.

Det kan observeres en stor ryggform liggende øst i dalen i Sydhøgsetbakken mot fjellet Sfinxen. Ryggen har en lengde på 500 meter og strekker seg fra 178 moh. (UTM 0450355 7412430) til 277 moh. (UTM 0451011 7412380), og ligger i en skråning med lengderetning øst mot vest. Ryggformen har en høyde på 2-3 meter, og er rundt 20 meter bred på det bredeste, og 2 meter på det smaleste. Det observeres alle fraksjoner fra større blokker til grus og det observeres ingen lagdeling eller sortering (figur 2.4). Øst for moreneryggen går det i dag et større elveløp som kommer fra vannet på 727 moh. via Sydhøgsetbakken. Det går også et noe mindre elveløp sør for ryggformen.



Figur 2.4: Ryggform som ligger mot sørøst i dalen. Rød stippet linje viser ryggens plassering. Bilde tatt mot sør.

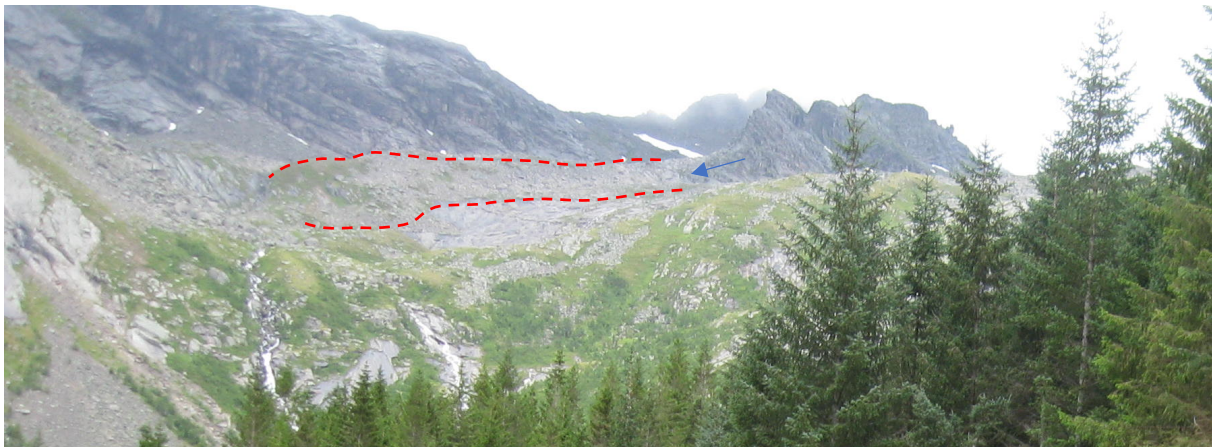
Tolkning

Denne lokaliteten tolkes til å være en randmorenerygg grunnet sedimentsammensetningen, da avsetningen bestod av usortert - kantet og kantrundet materiale. Ryggen tolkes videre til å være en sidemorene avsatt langs breen på et tidspunkt da breen lå ned mot dalbunnen via Sydhøgsetbakken. Det kan langs sidemoreneryggen enkelte steder observeres smalere partier der det antas at større smeltevannselver har erodert i ryggen. Det er også sannsynlig dagens elveløp fra vannet på 727 moh., som går ned via Sydhøgsetbakken og forbi sidemorenen, også tidvis har erodert.

Stor rygg (sør for Køvdalstinden) nord-vest i dalen (M1)

UTM **0450596 7414378** til UTM **0450190 7414094**, 780-650 moh.

Stor rygg bestående av løsmasser liggende med lengderetning sørøst, nord-øst i dalen. Ryggen har en varierende høyde, opp mot 15 m på det høyeste, og en bredde på 15 til 50 meter. Lengden på ryggen er 500 m lang i retning sørøst nordvest og starter på en høyde på 800 moh. (UTM **0450596 7414378**) og ender ved en høyde på 650 moh. (UTM **0450190 7414094**). Ryggen ligger i forlengelsen av et større fjellparti, og det er en flytende overgang mellom slutten på fjellpartiet (Se blå pil) og starten på moreneryggen (figur 2.5).



Figur 2.5: Ryggform observert mot nord nordøst. Se røde markering som følger toppen og bunnen av ryggen. Blå pil indikerer hvor bart fjell går over til ryggens start.

Tolkning

Ryggformasjonen er tolket til å være en morenerygg basert på morfologien og orienteringen. Grunnet dens plassering i dalen, og Glombreens naturlige bevegelsesretning ned dalen, tolkes ryggen til å være en sidemorene avsatt under et større brefremrykk. Glombreen har trolig kommet ned på sørsiden langs fjellpartiet (blå pil) og avsatt sidemoreneryggen i forlengelse av fjellpartiet. Basert på sidemorenens dimensjoner, også som den største moreneryggen i dalen, kan det antas at den har vært avsatt under et større brefremrykk.

Ryggform 600 meter sørvest for Glombreen (M2)

UTM **0451928 7413817** - UTM **0452233 7413732**, 900 moh.

Det kan på ortofoto «Svartisen 2009» (norgebilder.no) observeres en rygg liggende ca. 600 meter sørvest for dagens brefront. Ryggen er ca. 400 m lang i retning øst mot vest og ca. 16 m bred på det bredeste, med en høyde på 4 m på det høyeste. Ryggen ligger på en høyde fra 900 moh. til 904 moh.

Ryggform 700 meter nordøst-sørvest for Glombreen (M3)

UTM **0451446 7414119** - UTM **0451353 7414338**, 887-912 moh.

Det kan på ortofoto «Svartisen 2009» (norgebilder.no) Denne ryggformen er ca. 150 m lang og strekker seg fra nord nordvest-sør sørøst og ca. 10 m bred på det bredeste. Den har en høyde på rundt 1 meter. Ryggen ligger rundt 770 meter fra dagens brefront i sørvestlig retning.

Tolkning

Begge ryggformene (M2 og M3) blir basert på deres plassering nær dagens bre, morfologien og formen tolket til å være randmorenerygger. Det er sannsynlig at begge randmorenene er avsatt rundt samme tid grunnet deres like plassering, orientering og avstand fra dagens brefront. Dette er de første moreneryggene som tilsynelatende er nærmest dagens bretunge, og regnes derfor som de yngste moreneavsetningene i dalen i dag.

Ryggformer nord-øst for vannet på 686 moh. (M4)

UTM **0450494 7413816** - UTM **0450323 7413673**, 590-680 moh.

Det blir observert et område med ryggformer (Ortofoto, 2009) med lengde på 100 til 180 meter orientert i vest mot øst, retning og dekker et område på 0.15 km². De har en bredde på rundt 18-30 meter og en høyde på rundt 5-10 meter.

Tolkning

Basert på morfologien og deres plassering i dalen, er ryggene tolket til å være randmorenerygger i form av sidemorener. De følger dalslengderetning nordøst sørvest, og står ikke på tvers av breens bevegelsesretning.

Bunmorene

Bunmorene er materiale som tidligere har vært festet til bresålen, men som kommer frem i dagen når breen har smeltet bort (Thoresen, 1991). Materialet har ligget under bresålen og blitt knust mellom isen og berggrunnen, og avsetningene kan derfor ofte bestå av mye finmateriale (Thoresen, 1991). Mengden finmateriale er avhengig av hvilken berggrunn som befinner seg under breen og erosjonsmåten. Hvis erosjonsmåten i hovedsak har vært plukking, vil derimot bunmorenene ofte bestå av grovere materiale (Sulebak, 2007). Avsetninger av bunmorene kan derfor ofte være en blanding av mange ulike kornstørrelser (Nesje, 2012). Det har under kartleggingen av Selstaddalen blitt forsøkt å skille mellom tynt morenedekke, definert som usammenhengende, tynt eller sporadisk dekke over berggrunnen og tykt morenedekke, definert som sammenhengende dekke over berggrunnen.

Områder med tynt – og tykt morenedekke i dalen

Områder med tykt morenedekke kan observeres flere steder i dalbunnen av Selstaddalen. De største mengdene befinner seg på nordsiden (UTM **0448482 7412380**) og sør-siden av Selstadvatnet (UTM **0448648 7411960**). Materiale er usortert og består av en blanding av sand, steiner og blokker som er kantet til kantrundet.

Det ble observert morenematerialet som tynt dekke flere steder i dalen. Det ble blant annet observert på toppen av Melkartuva og østover mot vannene som ligger henholdsvis på 686 moh. og 727 moh. (UTM **0450804 7413176**). Det er også tynt morenedekke i de øvre delene av dalsidene fra dalbunnen i overgangen mot skredmateriale og blottet fjell. Det er sannsynlig at noe av dette morenedekket er også blitt dekket av skredmateriale og derfor ikke er synlig i dag.

2.2.2 Glasiale erosjonsformer

Abrasjonssmerker

Abrasjon oppstår når breen beveger seg over en bergoverflate og materiale som henger fast under breen bidrar til å polere, jevne ut, og lage strømlinjeformer i berggrunnen. Dette resulterer i at det dannes abrasjonssmerker som f.eks skuringstriper, parabelriss og sigdbrudd. Disse abrasjonssmerkene kan videre brukes til å rekonstruere breens bevegelsesretning (Sulebak, 2007).

Hvor kraftig breen får skurt bergflaten er avhengig av flere faktorer. Både brefarten, bremtrykkelsen, og tilgangen på slipemateriale samt hardheten på berggrunnen er med på å avgjøre hvor stor påvirkningskraft breen har. Vanntrykket under breen kan også påvirke da vannet kan være med på å heve breen og derfor redusere breens skuringsevne (Sulebak, 2007).

Abrasjonssmerker eksponert på Melkartuva sørøst for vannet på 686 moh.

UTM **0450887 7413543**, 673 moh.

Noen meter i sørvestlig retning for lokalitet 2 (UTM **0450887 7413543**) på 673 moh., og ca. 105 meter i sørvestlig retning fra vannet på 686 moh., ble det observert flere dype hakk til mer bueformede merker med en størrelse på rundt 1-40 cm (figur 2.6). Området som var dekket av merkene var ca. 8x8 meter. Det ble også observert løse små steiner som lå spredt på bergflaten rundt lokaliteten (dette kan ses i venstre øvre hjørnet i figur 2.6).



Figur 2.6: Sigdbrudd og isskuringsstriper i berggrunnen. Spade som målestokk. Bildet tatt mot sørvest.

Tolkning

De glasiale erosjonsformene er tolket til å være isskuringsstriper og sigdbrudd merker. De indikerer breens bevegelsesretning fra nord- øst mot sørvest. De løse steinene som ble observert rundt lokaliteten er tolket til å være morenemateriale fra den siste deglasiasjonen av området.

2.2.3 Glasifluviale avsetninger

Glasifluviale avsetninger består av materiale som er fraktet med breelver og deretter avsatt enten i, på eller under isen. (Sulebak, 2007). Materiale er ofte kantet til kantrundet etter skure- og slipeprosesser, spesielt hvis materiale har blitt fraktet langs bresålen. Materiale kan også være rundet, men da skal materiale ha blitt fraktet langt og blitt erodert lenge mot

bresålen, og elven bør ha hatt stor kompetanse. Glasiøle avsetninger har ofte ustabile primærformer som lett raser sammen når breveggene smelter bort (Sulebak, 2007 s.231)

Materiale som er fraktet med breelver har ofte godt sorterte lag med kornstørrelse fra fin sand til steiner og blokker (Thoresen, 1991). Avhengig av om breen smelter eller vokser vil vannføringen variere. Breelvløpet i terrenget kan også bli endret når breen smelter, fordi det blir høyere vannføring, og elven kan ta nye løp. Ved høyere vannføring har elven også større kompetanse og kan derfor frakte større fraksjoner. Når vannføringen er lav vil elven transportere de laveste fraksjonene som sand og grus. Materialet blir først avsatt når strømhastigheten avtar og kompetansen minker (Thoresen, 1991).

Isranddelta

Et isranddelta er en randavsetning med topplag, skrålag og bunnlag avsatt i vann, bygget opp til innsjø eller sjøoverflaten (Sulebak, 2007). Den indre strukturen i avsetningen opptrer ofte som kompleks med lag som krysser og kutter hverandre. Det kan på proksimalsiden av isranddeltaer ofte observeres stor variasjon i størrelsen på materiale, dette skyldes ustabilitet grunnet at breen beveger på seg, og det er variasjon i tilførsel av materiale. Det kan på distalsiden ofte observeres en klarere lagstruktur mellom topplag, skrålag og bunnlag (Sulebak, s.228).

Randås

Randåser er bygget av breelvmateriale under havnivå, men er i motsetning til deltaer avsetninger som ikke bygget seg opp til havnivå. De har ofte samme struktur som deltaer, men er kjennetegnet med å ha en noe mer hvelvet overfalte, og kan også få mer karakter av en ryggform (Thoresen, 1991, Sulebak, 2007).

Lokalitet 4

UTM 0449758 7412503, 100-130 moh.

På denne lokaliteten, helt nordøst i dalbunnen, nært både Nordhøgsetbakken og Sydhøgsetbakken, observeres det en stor masseoppbygning på 300x100 m med et flatt topparti på ca. 100 moh. Fra dette toppartiet stiger svakt oppover i nordøstlig retning mot 130 moh. der avsetningen avsluttes. I sørvestlig retning fra haugens flate parti på 100 moh. er det en nedover skrående helning som avsluttes ved at massen splittes i ulike nedskjæringer med ulik lengde, bredde og dybde (figur 2.7 og 2.8). Store deler av masseoppbygningen består av steinmateriale fra både kantet til kantrundet i størrelser fra små steiner på 10cm til større blokker på 2x2 meter.

Det er to store områder på haugen på rundt 100 moh. som observeres som helt flate og skiller seg ut. Disse er uten noen tydelig helning, og har ingen eksponering av større steiner som stikker opp (UTM 0449733 7412681) og (UTM 0449600 7412328). Masseoppbygningen er splittet flere steder med nedskjæringer, der mesteparten av avsetningen er å finne på den sørøstlige siden av elven mot Sydhøgsetbakken.



Figur 2.7: Viser fronten til stor løsmasseavsetning. Bilde tatt mot sørøst.



Figur 2.8: Oversiktsbilde over avsetningen med et toppunkt på 100 moh. Bildet tatt mot sør. Rød stiptet linje rammer inn den opphøyde flaten sett på figur 2.8.

Det ble gravet ett snitt som var ca. 2 meter langt, og ca. 50 cm bredt i avsetningen (UTM 0449617 7412362) (figur 2.9) Det ble i snittet ikke observert noe lagdeling eller sortering av materiale og det bestod i hovedsak av større steiner som alle var kantrundet med grus og sand rundt. Det ble også gravd et snitt på ca. 1x1 meter i siden på avsetningen, i forlengelsen av snittet på figur 2.9 i nordligvestlig retning. Det ble også her observert kantrundete steiner og mindre grusmateriale. Det ble heller ikke observert en lagdeling eller sortering av materiale. Grunnet det harde materiale med en blanding av stein og røtter var det vanskelig å få til dype snitt og det var derfor begrenset hvor god eventuell lagdeling og sortering som kunne observeres.



Figur 2.9: Snitt tatt i avsetningen som viser steiner, grus og sand uten sortering. Spade som målestokk. Bildet tatt mot nordvest

Tolkning

Denne lokaliteten tolkes til å være et isranddelta. Dette er basert på morfologien og sedimentsammensetningen i avsetningen, der materiale for det meste var kantrundet. Når det kommer til sortering og lagdeling var det vanskelig å observere dette da materiale var veldig hardpakket og det var store mengder røtter i avsetningen fra plantet gran (figur 2.9).

Avsetningens høyde, på det flate område, ligger på 100 moh. som også er den marine grensen i dalen. Dette er også med på å styrke hypotesen om at det er en glasifluvialt oppbygd avsetning avsatt i kontakt med Glomfjorden.

Avsetningen har mest sannsynlig blitt avsatt da Glombreen lå oppe i fjellsidene på den sørøstlige og nordlige siden av deltaet, og Glomfjorden lå inn i dalen til marin grense på 100 moh. Breelver fra Glombreen har fraktet med seg sedimenter som har blitt avsatt og bygget seg opp i fjorden som et delta. De nedskjæringene som observeres ut fra deler av deltaet i dag i sør-sørvestlig retning antas å være et resultat av at store breelver splittet opp deltaet etter at det var avsatt og landhevning startet. Smelteelvene skapte derfor nedskjæringer 4 -10 m høydeforskjell fra den opprinnelige sammenhengende deltaflaten.

Tverrfjellelven renner i dag, som nevnt, ned gjennom deltaet fra Nordhøgsetbakken og har et nordlig løp mellom de to nordligste deltahaugene. Dette er også tolket til å være ett av hovedløpene for smeltevann rett etter deltaet ble bygget opp grunnet den store utgravingen som kan observeres utover dagens elveløp. Elven som kommer ned til dalbunnen fra vannet på 727 moh. via Sydhøgsetbakken har også erodert seg igjennom deltaet i sørøstlig del. (figur 2.7). Denne elven må også, etter deltaet ble bygget, ha hatt en stor vannføring og kompetanse grunnet de store smeltevannskanalene gjennom deltaets sørøstlige side.

På toppen av isranddeltaet ligger det i dag store blokker på som er tolket til å være avsatt i yngre tid, enten som materiale som har ligget igjen da breen trakk seg tilbake, eller grunnet smeltevann som har tatt det med seg materiale fra sidemorenen (lokalitet 3) under deglasiasjonen. Smeltevannselvenes frakting av materiale tolkes som hovedgrunnen til at deler av deltaet i dag ikke har det samme flate nivået på 100 moh. som kan observeres på andre steder på deltaet, og grunnen for at avsetningen har en stigning opp mot 130 moh. i sørøstlig retning.

Elveslette sørvest for Selstadvatnet

UTM 0449580 7412382 - UTM 0448830 7412205, 45-62 moh.

Sørvest for deltaet (lokalitet 4) observeres en stor flate som er ca. 300 meter bred i retning sør sørvest mot nord nordvest og ca. 900 meter lang i retning nord nordøst mot sør sørvest, og dekker et område på rundt 0,2 km². Flaten befinner seg på 50 moh. der de nord-østligste 100 meteren (før isranddeltaet), fra sørvest mot nordøst, er har en slak stigning fra ca. 45 moh. til ca. 62 moh. før flaten går over i deltaets start. Flaten består av sortert og lagdelt sand, grus og steiner og har kantrundet til rundet materiale. Det kan observeres flere ulike forsenkninger i flaten både rette og meandrerende der noen av dem er alt fra 5-40 cm dype. De ligger i retning sørvest nordøst, og kan følges frem til Selstadvatnet i sørvest. Selstadelven renner i dag igjennom flaten (figur 2.10) og observeres som det bredest og dypeste elveløpet.



Figur 2.10: Breevsløtten som strekker seg fra isranddelta til Selstadvatnet. På bildet kan Tverrfjellelven gjennom østlige del av avsetningen observeres. Bilde tatt mot sør.

Det ble gravd et snitt i bakken (UTM 0449382 7412292) på denne sletten (ca 45 cm dypt). Det observeres en klar lagdeling og sortering av materiale og snittet viser i bunnen en blanding mellom kantrundet til rundet materiale bestående av steiner og grus. På toppen av dette laget finner vi et 15 cm lag med silt, dette laget har en svak gråfarge. Over dette laget ligger det et lag på 5 cm med hardpakket sand og på toppen et 5 cm lag med torv (Figur 2.11). Det kunne observeres flere eksponerte områder på sletten med bare rundet materiale. Disse områdene var ofte lokalisert nærmest Selstadelven og dens løp i dag gjennom sletten.



Figur 2.11: Snitt tatt på breelvsletten og viser lagdeling av silt, sand og grus. Murskje som målestokk. Bilde tatt mot nord- øst.

Tolkning

Denne flaten er tolket til å være en stor elveslettet bestående av både glasifluvialt og fluvialt materiale. De ulike forsenkningene som kan observeres er tolket til å være tidligere elveløp. Elveløpene kan være et resultat av at smelteelver under deglasiasjonen av det samme brefremrykket som etablerte deltaet, men enkelte elveløp kan også være smeltevannsløp fra yngre brefremrykk og fluktuasjoner. I perioder uten glasiasjon i Selstaddalen vil rene fluviale prosesser ha påvirket tidligere avsetninger.

Steinene som ligger i bunnen av snittet er tolket til å være transportert og avsatt av smeltevann. At det er avsatt steiner dypest i snittet antyder at elven må ha hatt en høyere kompetanse på dette tidspunktet, enn da materiale som sand ble avsatt på et senere tidspunkt lengre opp i lagpakken. Materialet i snittet er kantrundet som også tyder på at materiale er blitt behandlet av elver, men har blitt fraktes såpass kort, eller blitt jobbet med over kortere tid, slik at materialet ikke er blitt godt rundet. Det ble likevel observert eksponerte, rundete steiner enkelte steder rett ved elveløpene (UTM 0449108 7412253), men da i hovedsak ved dagens elveløp. Dagens elveløp (Selstadelven) er det bredeste på sletten, og det elveløpet som har størst vannføring. Det ble også her observert flest rundete steiner. Dagens elveløp tolkes ikke til å frakte store mengder bresedimenter, grunnet dagens breposisjon bak to vann på 686 moh. og 786 moh.

Lokalitet 5

UTM **0447745 7411847**, 6-55 moh. (på det høyest)

Lokaliteten befinner seg sørvest i dalen og er en ryggformet avsetning som ligger på tvers av dalens lengderetning (figur 2.12). Ryggen er ca. 300 meter bred, regnet fra Selstadvatnet mot Glomfjorden (øst mot vest), og ca. 200 lang regnet i ryggens retning på tvers av dalen. Ryggens distalside starter ca. 2 moh. ved Glomfjorden og har sitt toppunkt på 55 moh. inn mot Selstadvatnet i nordøstlig retning. Proksimalsiden har en slak skrånende helning fra Selstadvatnets sørvest kant opp til 55 moh. Ved grunn graving i ryggen på 3 ulike punkter (UTM **0447620 7411867**, UTM **0447928 7411996** og UTM **0447716 7411739**) ble det gjort funn av usortert, kantet til kantrundet materiale med varierende størrelse fra grus til større steiner på opptil 30 cm i diameter.

Løsmassene fra denne avsetningen demmer opp Selstadvatnet i sørvest. I sørlige ende av ryggen har Selstadelven gravet seg igjennom avsetningen, og renner ned mot Glomfjorden. Det ligger få store blokker på den ryggformede avsetningen, men det kan observeres 4 store blokker liggende i nærheten av et bolighus i dalen på ca. 51 moh. (UTM **044773 7411803**). Blokkene er på rundt 3x3 m, 2x2 m og to på rundt 1x1 m (figur 2.13). Det kan også observeres en haug med kantet til kantrundete steiner som ligger samlet ved UTM **0447350 7411753**.



Figur 2.12. Stor ryggform som demmer opp Selstadvatnet med høyeste punkt på 55 moh. Bilde tatt i nordøstlig retning.



Figur 2.13: Eksempel på store blokker. Dette var de eneste funnen av blokker med denne størrelsen på ryggen. Bildet tatt mot øst.

Randavsetningen er tolket til å være en randås. Den kan imidlertid ha flere tolkningsalternativer for avsetningsmåte. Det er en mulighet at ryggen er avsatt submarint som en randmorenerygg, noe som kan støttes av morfologien til ryggen. På den andre side er også randåser kjent for å ha en lignende ryggstruktur. De to avsetningstypene kan være vanskelig å skille fra hverandre, uten at strukturen inni i avsetningen er eksponert. Begge avsetningsformene viser likevel breens posisjon under avsetningstidspunktet, og det blir derfor et definisjonsspørsmål om valg av morfologisk navn. Basert på den glasielle historien er randås valgt.

Det er sannsynlig at randåsen på et tidspunkt også var avsatt på den andre siden av Selstadelven i sørlig retning ytterst i dalen, men at deler av disse løsmassene kan ha blitt erodert vekk i en periode der Selstadelven hadde høyre vannføring og var bredere med et mer sørlig løp.

Det ble observert steiner og blokker som var sentrert i en haug på ryggen (UTM 0447350 7411753), tolket til å være en ryddingsrøys. Det ble også observert noen store blokker (figur 2.13) liggende ved et av bolighusene som befinner seg på toppen av avsetningen tolket til å være insitu. Disse er kantrundet, noe som indikerer breerosjon eller materiale som er jobbet kort med av breelver, tolket til å være droppstein grunnet kalvende bre.

2.2.4 Fluviale erosjonsformer

Fluviale avsetningsformer er landformer som er dannet ved at elver frakter med seg materiale som så blir avsatt i landskapet. Elver kan også være en eroderende agens som endrer og eroderer allerede etablerte landformer (Sulebak, 2007). Hvor stor erosjonskraft og frakteevne elven har er avhengig av elvens kompetanse, størrelse og vannføringshastighet (Sulebak, 2007).

Elver former landskapet på ulike måter; en av de vanligste landskapsformene som følger av fluvial erosjon og transport er elvesletter. Disse er dannet ved elven eroderer et område og graver seg ned i sedimentene og at elveløpet deretter flytter seg over område. Det kan også ofte ses tidligere elveløp på disse elveslettene, da elver ofte bytter elveløp (Thoresen, 2001).

Når det gjelder materiale som elven har fraktet med seg skiller det seg litt fra det glasifluviale materiale ved at materiale fraktet fluvialt kan ha en bedre sortering og rundingsgrad (Thoresen, 2001). Hvorvidt materiale er godt sortert eller er rundet er avhengig av materiale som elven har jobbet med. Hvis en elveflate har et tynt lag med fin sand eller silt på toppen kan dette være et resultat av at elven på et tidspunkt ble så stor at den gikk over sine bredder, og på returen og synking av vannstanden la igjen materiale på elvesletten (Thoresen, 2001).

Fluviale terrasser

Fluviale terrasser er et resultat av at et elveløp tidligere har hatt et høyereliggende elveslettenivå. I noen tilfeller kan dette skyldes en forandring av erosjonsbasis som fører til at elven får større energi, eller at det er forandringer som større mengder eller annet materiale som skal fraktes, som fører til at energi blir frigjort (Sulebak, 2007). Fluviale terrasser kan også lages når tidligere fjordarmer blir tørrlagte etter som landet hever seg og det ligger igjen innsjøer i dalene som fremdeles får tilført vann fra enten breer eller lokale elver i dalsidene. Elver vil da kunne grave seg igjennom løsmassene som demmer opp vannet, som fører til at det dannes et elveløp ut av innsjøen, og etter hvert som landet stiger, og havet synker graver elveløpet seg dypere og det lages nye fluviale terrasser i sidene (Sulebak, 2007).

Lokalitet 6

UTM 0447420 7411521, 17-75 moh.

Det har blitt observert flere terrasser i ulik høyde som alle ligger langs Selstadelven mellom Selstadvatnet ned mot Glomfjorden i sørvestlig del av dalen. De kan ses på begge sider av elven og enkelte steder kan de observeres på samme høyde på begge sider av elven.

Terrassene ligger på alt fra 7-45 moh. De har varierende størrelser fra bare noen få meter i diameter til rundt 100 (figur 2.14). Det var vanskelig å få en god oversikt over terrassene grunnet mye vegetasjon, men de kommer godt frem på kartene på kart (Vedlegg 1). Det bredeste elveløpet har en bredde på ca. 136 m. Dagens elveløp, som renner mellom Selstadvatnet og Glomfjorden, har en bredde på ca. 12 meter på det bredeste.



Figur 2.14: Viser bebyggelse på terrasser helt sørvest i dalen. Stiplede linjer følger de høyeste terrassene på begge sider av elven. Elveløpet går rett ved den røde stiplede linjen. Bildet er tatt mot sør.

Tolkning

Hyllene som kan observeres langs Selstadelvens løp er tolket til å være fluviale terrasser etablert under tidligere elveløp. Selstadelven har erodert seg igjennom den store randåsen trinnvis og endt opp med det elveløpet den har i dag. De ulike terrassenes størrelse indikerer også hvor stor erosjonskraft og transportkapasitet elven hadde da den hadde løp i de ulike nivåene. Løsmassene som ble transport da elven hadde høyere kompetanse er i dag avsatt i Glomfjorden. Etter hvert som landet hevet seg igjen, og havnivået sank, fulgte elveløpet etter og gravde seg dypere ned i randavsetningen. De fluviale terrassene representere derfor tidligere havnivå i dalen.

2.2.5 Marine avsetninger

Materiale avsatt på havbunnen er ofte finkornete materiale som silt og leir. Sedimentene er som regel fraktet til fjorden med elver, og som følge av lavere strømhastighet synker sedimentene til bunns og avsettes der (Thoresen, 1991). Marine avsetninger kan ofte være tykke dekker som ligger over andre sedimenter. Som et resultat av trange fjorder vil det være andre strømforhold enn det er i dype fjorder. Selstaddalen er en relativt smal dal og det kan derfor være sannsynlig å tenke seg at strømsystemet i denne dalen har vært annerledes enn ute i Glomfjorden. Grunnet strømforholdene i trange fjorder vil det ofte bli avsatt både leir, silt og sand (Thoresen, 1991). Steder der isfronten ligger ned mot fjorden vil det også kunne bli avsatt grovere materiale på havbunnen. Skred kan også være en agens som tilfører større materiale enn leir, silt og sand til fjorden, grunnet bratte fjellsider (Thoresen, 1991).

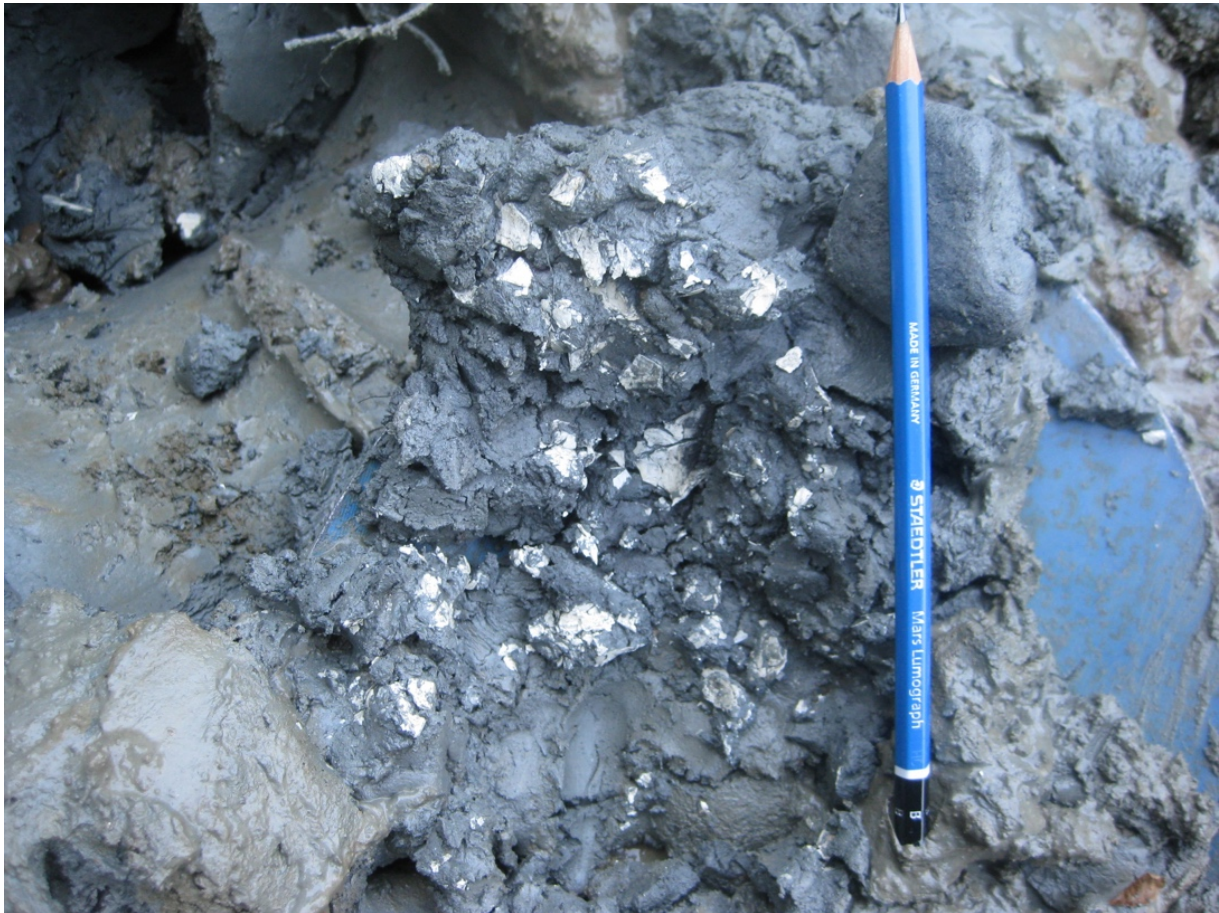
Lokalitet 7

UTM 0449051 7412053, 66 moh.

Lokaliteten ligger sørøst i dalen og observeres som en eksponert skråning vendt mot nordvest. Skråningen er rundt 5 meter høy og 7 meter lang (figur 2.15). I skråningen ble det gjort funn av marine avsetninger med mindre kantrundete steiner og skjellfragmenter. Det var veldig hardpakket materiale, som resulterte i vanskeligheter med å grave dypt i løsmassene. Det ble derfor ikke observert noe mulig sortering eller lagdeling i avsetningen. På toppen av det eksponerte område er det mye mose og vegetasjon, med steiner som var kantet til kantrundet (figur 2.16). Lokaliteten ligger rett ved skogsveien som kan følges langs hele sørøst siden av Selstadvatnet. Det kan også observeres liknende skråninger med det samme materiale eksponert i ca. 10 meter i østlig retning langs skogsveien.



Figur 2.15: Viser marine avsetninger med steinmateriale eksponert som følge av anlagt grusvei. Bildet tatt mot sørøst.



Figur 2.16: Viser skjellfragmenter og mindre stein funnet under graving i de øvre delene av det eksponerte område på bilde 2.16. Blyant som målestokk.

Tolkning

Lokaliteten er tolket til å representere avsetninger av marint materiale grunnet funn av avsetninger tolket som leire og silt med marine skjell, som det kan antas ble eksponert da grusvegen rundt Selstadvatnet skulle anlegges. Ut fra lokalitetens høyde over havet (66 moh.) vil området på et tidspunkt ha ligget under den marine grense på 100 meter som også styrker argumentasjonen om at avsetningen består av marine avsetninger. Det ble observert materiale i form av mindre steiner liggende delvis på toppen og delvis inni den marine leiren. Dette er tolket til å være morenemateriale avsatt av et yngre brefremrykk. Det var vanskelig å si hvor tykk avsetningen var da det var for tungt å grave dypt i avsetningen.

2.2.6 Skråningsprosesser

«En skråning er å betrakte som et åpent dynamisk system hvor stein og jord er i kontinuerlig bevegelse mot et eventuelt elveløp for viderebefordring» (Sulebak, 2007, s.89).

Massebevegelse «kaller vi transporten av materiale i skråninger uten hjelp av en transporterende agens, som for eksempel, rennende vann» (Sulebak, 2007, s.93). Drivkraften bak massebevegelsen er tyngdekraften. En massebevegelse oppstår når drivkraften blir større enn de krefter som holder massen på plass (Sulebak, 2007).

Når det gjelder former for massebevegelse (skråningsprosesser) opereres det med ulike begreper alt etter størrelsen på de utraste massene og deres materialsammensetning. Det skilles mellom skredmateriale som kommer fra fjellskred (utglidning av fjellpartier som er større enn 10 000m³ (Sulebak, 2007 s.97), steinskred (utraste fjellmasser på mellom 100 og 10 000 m³ (Sulebak, 2007 s. 97), steinsprang (nedstyrting av enkelte steinblokker og steinmasser på opptil 100 m³ i fjellsider som er brattere enn 40-45° (Sulebak, 2007, s.98), snøskred og løsmasseskred (Thoresen, 1991; Sulebak, 2007).

Massebevegelsene vi finner i Selstaddalen, kan karakteriseres under betegnelsen steinsprang «nedstyrting av enkelte steinblokker og steinmasser på opptil 100m³ i fjellsider som er brattere enn 40-45°» (Sulebak, 2007 s. 98). Fjellsidene i Selstaddalen, både de nordlige og østlige er preget av mye kantet blokkrikt materiale. Tolket til å være skredmateriale. De største mengdene materiale kan observeres i den nordlige dalsiden der skredmateriale danner vifteformer som har gått helt ned til dalbunnen. Det kan også observeres store mengder blokkmateriale sørøstlig i dalen. Det er mange områder som har blokkmateriale tett i dalsidene og som gjør det vanskelig å skille ulike skredvifter fra hverandre. Det er også sannsynlig at deler av blokkmateriale som har rast helt ned i dalsidene mot dalbunnen kan skjule tidligere avsatt morenemateriale eller andre brehendelser og avsetninger.

Stor vifteform med løsmasser nordvest i dalen

UTM 0449565 7413081 - UTM 0449715 7412881, 225-55 moh.

Lokaliteten består av en overgang fra bart fjell til blokkmateriale som dekker et område på ca. 225 meter fra toppen av dalsiden (UTM 0449487 741307) på 280 moh. til bunnen på ca. 55 moh. (UTM 0449715 7412881 (Figur 2.17) og har en bredde på rundt 150 meter i sørvestlig nordøstlig retning. Blokkmateriale er kantet og varierer fra 20 cm til nærmere 2 meter i diameter (Figur 2.17). Materiale ligger spredd fra nordvest mot sørvest.



Figur 2.17: Skråning med kantet steinmateriale. Spade som målestokk. Bilde tatt mot nord-øst.

Tolkning

Materiale funnet i fjellsiden med tydelige bruddsteder er tolket til å være skredmateriale fra et steinsprang, liggende i form av en skredvifte, en talus. Det er sannsynlig at denne skredviften gikk helt ned til dalbunnen i Selstadvatnet under skredhendelsen, basert på størrelsen og formen på viften, men dette er vanskelig å observere i dag grunnet mye vegetasjon. Mye vegetasjon tyder også på at skredområdet over en periode ikke har vært aktivt.

2.2.7 Forvittringsmateriale

Forvittring er av Sulebak (2007) er definert som nedbryting av fjell til løst materiale.

På toppen av Rismålstiden som ligger 716 moh., og skiller Selstaddalen og Neverdalen, ble det observert stein og grus (UTM **0448006 7412888**). Materiale ligger sporadisk og danner ikke noen tydelig form. Dette materiale ble bare observert på flyfoto og det var derfor vanskelig å beskrive rundingsgrad og tykkelsen på materiale. Det er også en mulighet at dette materiale kan være fra tidligere Weichsel periode der isen har ligget over fjellene, grunnet de avrundete toppene, og at det under nedsmelting ble lagt igjen som morenemateriale (mulig bunnmorene).

2.2.8 Andre avsetninger og landformer

Myr og Torv

Områder som er definert som torv og myr kjennetegnes med at nedbrytningen av plantemateriale stopper opp som følge av at det er større tilførsel av organisk materiale enn nedbrytning (Sulebak, 2007)

Det ble observert myr og torv på to dominerende steder nordøst for Selstadvatnet (UTM **0449194 7412410**) og på sandurflaten (UTM **0448061 7411747**).

Antropogent materiale

Antropogent materiale er løsmasser som er påvirket av menneskelige aktiviteter (Sigmond et al, 2013).

Ytterst i dal mot sørvest ved strandlinjen ut mot Glomfjorden er det bygget opp to moloer (UTM **0447155 7411773**) og et par naust. Ellers i dalen er det bygget grusveier og parkeringsplasser inn mot boligområdene. Blant annet har grusveien som går langs den nordlige og sørlige del av Selstadvatnet påvirket lokaliteter som randåsen, skredhendelser og de marine avsetningene.

Blant annet i isranddeltaet viste det seg vanskelig å kunne grave gode snitt da avsetningen var dominert av tykke harde røtter.

Grunnet hogsten som har vært i dalen har det også på enkelte steder på sandurflaten blitt store påvirkninger, som ses med blant annet kraftige søkk, etter de tunge maskinene som har gått over område. men, det har likevel vært mulig å skille smeltevannskanaler fra maskinrelaterte terrengforandringer. Hogsten har også påvirket lokaliteter som tykt morenedekke i dalen, og isranddeltaet.

2.3 Lichenometri

Lichenometri er en relativt ny metode som har blitt benyttet de siste 50 årene, oppfunnet av Beschel i 1960 (referert i Matthews, 2005). Metoden baserer seg på dateringer av lav som vokser på eksponerte bergflater etter f.eks. tilbakesmelting av en bre, og vekst av lav som følge av den eksponerte bergflaten (Locke et al, 1979). Lichenometri kan derfor bidra til rekonstruksjon av tidligere brefluktasjoner og gi en forståelse for den glisiale historien i område. Metoden har blitt mest brukt for å datere sen-holosene morenerygger, i hovedsak rygger fra den lille istid (Bickerton og Matthews, 1993; Matthews, 2005). Når metoden lichenometri benyttes går en utfra at det er den største laven på bergflaten som er eldst (Bradley, 2015). Den største laven vil derfor gi den eldste alderen for når bergflaten ble eksponert (Bradley, 2015).

Det vil ved bruk av metoden kunne være feilmarginer som går på hvor lang tid det tar før lavvekster kan, eller begynner, å kolonisere en bergflate. Hvis man vet hvor lang tid det tar for laven å begynne å vokse, og også hvordan vekstraten til laven er, kan det være mulig å finne en minimumsalder for når bergflaten ble eksponert, med minimal feilmargin (Innes, 1985). Metoden baserer seg altså på at laven koloniserer bergflaten med en gang den blir eksponert. (Lowe og Walker, 2015).

Bradley (2015) har også diskutert problemer og feilkilder som kan oppstå med metoden. Faktorer som kan påvirke metoden kan være relatert til biologiske faktorer, som går på vekst og artsbestemmelse av laven, hvor raskt laven begynner å vokse på en ny bergflate og hvor raskt en symbiose oppstår. Klimaforhold som lufttemperatur, daglengde og snødekke kan også påvirke lavveksten og en kan også bli påvirket av både lengdegrad og breddegrad

(Bradley, 2015; Lowe og Walker, 2015). Det ses også at laven vokser saktere i områder som har lave temperaturer, kort vekstsesong og lite nedbør og det har også vært noe spørsmål relatert til om laven vokser saktere jo eldre den blir (Bradley, 2015). Lavveksten er også avhengig av substratets type, da spesielt i forhold til teksturen på overflaten til berget (Porter, 1981). Hvorvidt bergflaten har en ru eller glatt overflate er altså avgjørende; da laven liker seg bedre på de røe overflatene (Bradley, 2015). Den siste kategorien er relatert til selve innsamlingen av data i felt. Når lav samles i felt må man være sikker på at det er den største laven som samles inn, og noen ganger kan det være vanskelig å garantere dette (Locke et al., 1979).

For å kunne lage en vekstkurve må man ha noen konkrete holdepunkter som kan bekrefte at laven er så gammelt som det antas. Til dette kan det benyttes ulike metoder, deriblant historiske bilder eller eldre steinbygninger som har en kjent alder. Eldre historiske bilder kan vise når det sist var isfritt og berggrunnen var eksponert. Det kan på bakgrunn av dette settes en standard for at laven vokser med en viss hastighet etter å ha vært eksponert så lenge som det komme frem av kildene (Bradley, 2015).

En av dem som blant annet har brukt lichenometri som dateringsmetode i områdene både nord og sør for Selstaddalen er Winkler (2003). Han har forsøkt å bruke veksten av lav på gravsteiner i Nordland til å se om det kan bidra til å si noe om maksimumsutbredelsen til isbreene ved Svartisen under den lille Istid.

Lichenometri – utførelse i felt

Lichenometri ble utført i felt juli 2017 på en morenerygg (lokalitet 2) og en haug med morenemateriale (UTM **0451199 7412701**) rundt 170 meter sørøst for moreneryggen (lokalitet 2). Metoden utføres ved å måle diameteren på de fem største lavvekstene på fem ulike steiner på moreneryggen. Det blir deretter tatt gjennomsnitt av de fem største lavene. Ved å ta gjennomsnitt av de fem største lavene mener Innes (1985) at de beste resultatene oppnås.

Det var problemer med å finne gode lokaliteter for lichenometri datering da det nederst i dalbunnen var så rik vegetasjon at enkelte blokker hadde 20 cm høyt mosedekke. Det var også en del morenerygger som hadde så store lav at de hadde begynt å vokse inn i hverandre, noe

som gjorde det vanskelig å skille de ulike vekstene. Lavtypen som var dominerende, og som det ble utført målinger på, var av typen *Rhizocarbon geographicum* (figur 2.18). Det var et fokus på å velge lav som vokste proksimalt på ryggene for å hindre feilkilder som kan komme av at det ligger større mengder snødekke på distalsiden lengre i sesongen. Som så videre kan hindre den naturlige veksten til lavarten (Innes, 1985); Matthews, 2005. Det vil også alltid være feilkilder relatert til at det er veldig subjektivt hvilke lav som tolkes som de største, og også valg av lokalitet til metoden (Erikstad og Sollid, 1986).



Figur 2.18: Lavvekst av typen *Rhizocarbon geographicum*.

Jeg har valgt å følge Winkler (2003) ligningen for lokaliteten Beiarn kirkegård (Se tabell 2):

$$\log(y + 150) = 0.0053x + 1,9701.$$

$$\text{Log}(y + c) = a + bx$$

y = morenens alder i år

x = gjennomsnittlig størrelse på de fem største lavene, alle fra forskjellige lokaliteter

a, b og c = konstanter

Valget av Winklers (2003) likning, Beiarn kirkegård, er basert på at er den nærmeste lokaliteten til Selstaddalen, som ligger 35 km nordøst for mine lavmålinger. Det kan derfor antas at de to områdene vil ha relativt like klimaforhold. Dette gjør også videre at det kan forventes at lavveksten vil kunne ha nokså de samme vekstforholdene. Det vil selvfølgelig alltid være lokale klimavariasjoner, og også forskjeller som går på hvor høyt over havet lokaliteten som skal måles befinner seg. Beiarn kirkegård befinner seg på 5 moh. Lokalitet 2 som er den sentrale lille istids maksimum morenen befinner seg på ca. Fra 557-602 moh.

Tabell 2.1: Viser verdiene for x, som er satt inn i Winkler (2003) likning for Beiarn kirkegård for lichenometri utregning. Viser også ferdig utregnet alder.

Lokalitet	UTM	Moh.	Gjennomsnitt av 5 største lav	Alder basert på Beiarn kirkegårdlikning
Morenerygg	0450924 7413015	600	$137+123+136+122+121/5=128$	1752
Morenehaug	0451124 7412636	488	$120+110+100+110+95/5=129$	1749

Som det kommer frem av lichenometri tabellen (tabell 2.1) ble det utført lichenometri på to moreneavsetninger. Den dateringen som vil bli brukt mest er i hovedsak dateringen av moreneryggen til AD 1752 (Den lille istid). Det er valgt å se på denne alderen som pålitelig da moreneryggen og dens alder passer inn i den tenkte glasiale tidskronologien i dalen. Datering utført på morenehaugen som ligger bare 170 meter fra AD 1752- moreneryggen antas å stamme fra samme brefremrykk, og det vil derfor som sagt være fokus på moreneryggen datert til AD 1752.

2.4 Oppsummering

- Randåsen er tolket til å være å være avsatt under et større fremrykk. Avsetningen har i ettertid blitt påvirket av fluviale prosesser, og det kan observeres flere terrasser ved Selstadelvens løp ned mot Glomfjorden. Randåsen har også blitt påvirket av marine prosesser under landhevingen.
- Mye av dalbunnen rundt Selstadvatnet består av tykt morenedekke som mot de høye fjellsidene går over til skredvifter fra steinsprang. Det kan også observeres større myrområder i dalbunnen.
- Helt øst i dalbunnen ble det gjort funn av et stort isranddelta som på et tidspunkt mest sannsynlig har dekket et større område innerst i dalbunnen. Isranddeltaet har blitt erodert av smeltevannskanaler under deglasiasjonen, og det kan som et resultat observeres dype smeltevannskanaler gjennom avsetningen. Tverrfjellelven har også sitt løp igjennom avsetningen mot Selstadvatnet i dag.
- Det ble også observert en større elveslette mellom isranddeltaet og Selstadvatnet med flere eldre meandrerende smeltevannskanaler, og yngre fluviale kanaler.
- Det ble gjort funn av en sidemorene i sørøstlig del av dalen i området mellom deltaet og Sfinxen ned Sydhøgsetbakken. Denne avsetningen ble tolket til å være en sidemorene. Det ble også observert en morenerygg tolket til å være en sidemorene liggende ca.700 meter nordvest for vannet på 686 moh.
- På toppen av Melkartuva ble det gjort funne av en større randmorenerygg som ble datert med lichenometri til en alder på AD 1752, videre tolket til å være den lille istids maksimum. Det antas at denne moreneryggen har blitt påvirket av breelver som har fjernet mye av materiale i endene av moreneryggen, og at den på et tidspunkt har vært lengre enn 500 meter.
- Vest for vannet på 686 moh. ble det funnet flere randmorenerygger tolket til å være sidemorener fra den lille istid.
- Randmorenerygg på 600 meter, med start 90 meter fra vannet på 686 moh. er tolket til å være en avsetning relatert til deglasiasjonen av nyere brefremrykk. Det ble også observert abrasjonsmerker (isskuringstriper og sigdbrudd) like ved randmoreneryggen i breens bevegelsesretning.

3 Proglasiale innsjøsedimenter

Begrepet proglasiale innsjøer kan brukes om innsjøer som ligger i direkte kontakt med breen, men også om innsjøer som ligger distalt fra breen, og derfor ikke er i direkte kontakt med breen på nåværende tidspunkt. Denne sistnevnte typen proglasiale innsjø er koblet til breen med en smeltevannselv som frakter med seg sedimenter. Proglasial innsjø som begrep brukes derfor ofte om alle innsjøer som har vært direkte påvirket av en glasial brefront eller subaerialt smeltevann (Carrivick og Tweed, 2013). Proglasiale innsjøer er ofte demmet opp av is, fjell, morenemateriale eller skredmateriale (Tweed og Carrivick, 2015 s.96). De kan også være demmet opp av andre typer sedimenter, som f.eks. hvis en bre trekker seg tilbake og legger seg bak en iskontaktutviklet bakke med glasifluvialt materiale (Carrivick og Russell, 2013). Selstadvatnet er i dag demmet opp av en stor randavsetning tolket til å være en randås, men det er ikke et lukket system, da Selstadelven har brutt seg igjennom randåsen og renner sør-vestover mot Glomfjord.

Det er få andre kvartærgeologiske metoder som kan gi like gode pålitelige dateringer som innsjøsedimenter. Radiokarbondatering kan benyttes til datering av organisk materiale tilbake 35 000- 40 000 kal år BP (Talamo et al, 2012) og kan derfor benyttet på f.eks godt bevarte innsjøsedimenter. Innsjøsedimenter som prokxy kan derfor ofte gi mer informasjon om glasiasjon og deglasiasjonsforløpet i området enn annen data samlet inn fra f.eks observerte landformer og avsetninger i dalbunnen. Dette skyldes at det generelt sett er mindre påvirkninger på sedimenter i et innsjøbasseng enn det er på landformer i en dal. I en dalbunn kan det ha vært yngre brefremstøt eller skred som har slettet tidligere landformer i dalen. Innsjøsedimenter kan likevel også bli påvirket, ved at yngre brefremstøt går over innsjøen og erodere bort sedimentavsetninger på innsjøbunnen, frakter dem med seg, og deretter plassere dem som morenemateriale og morenerygger utenfor innsjøen (Karlen og Matthews, 1992).

3.1 Valg av borelokalitet

Ved boring i vann er det viktig å vite hvilke forutsetninger som bør ligge til rette for å få best mulige sedimentkjerner. Dahl et al (2003) har tatt for seg noen aspekter på hva som er viktig å tenke på ved boring av sedimentkjerner. For det første er det viktig å få en oversikt over hva som demmer opp vannet. Det er best hvis vannet er demmet opp av stein og leirmineraler, og

mindre heldig hvis det er oppdemmet av morener, kolluviale vifter eller steinskred. (Dahl et al, 2003 s.279), da dette kan føre til at eldre materiale kan bli resedimentert og kronologien i kjernen vil bli feil. Hvis mulig bør det helst tas opp kjerner fra flate partier og slake bakker. Det er også viktig at det ikke er turbidittavsetninger, snøskred og deltaer i boreområdet da dette kan forstyrre vannsøylen, som så igjen kan forstyrre sedimentene (Nesje et al, 2002; Dahl et al, 2003). Flomhendelser kan også skape forstyrrelser da det blant annet kan fraktes større organiske gjenstander og minerogene steiner og blokker (Karlén og Matthews, 1992; Nesje et al, 2002; Dahl et al, 2003).

I bratte dalsider som er dominerte av skred, som i Selstaddalen, er det viktig å velge borelokaliteter som kan ha blitt minst mulig påvirket av disse. Det er også anbefalt å ta kjerner fra det dypeste punktet i vannet, da det er høyst sannsynlig at mest sedimenter samler seg her grunnet tyngdekraften. Det dypeste område i vannet er også det stedet det ofte er minst forstyrrelser, da store mengder vann må settes i bevegelse for å nå ned til sedimentene på bunnen. Alle disse tiltakene kan bidra til at kontinuiteten i lagrekken, og at den høye tidsopløsningen, opprettholdes (Dahl et al, 2003).

3.2 Selstadvatnet

3.2.1. Borelokalitet i Selstadvatnet

Selstadvatnet mottar smeltevann fra Glombreen som vann nummer tre i dag. Det første vannet, som mottar smeltevann direkte fra Glombreen, ligger ca. 300 meter fra dagens brefront i sør -vestlig retning og befinner seg på 756moh. Dette vannet er 180meter langt i sørvestlig, nordøstlig retning og 63 meter bredt. Det går én elv fra dette vannet videre ned til vann nummer 2 som ligger 1,2 km fra dagens brefront og ca. 360m fra det første vannet i sør -østlig retning. Vannet er ca. 480meter langt i sør -vestlig nordøstlig retning og ca. 250 meter bredt og ligger på en høyde på 686moh (se lokalitetskart).

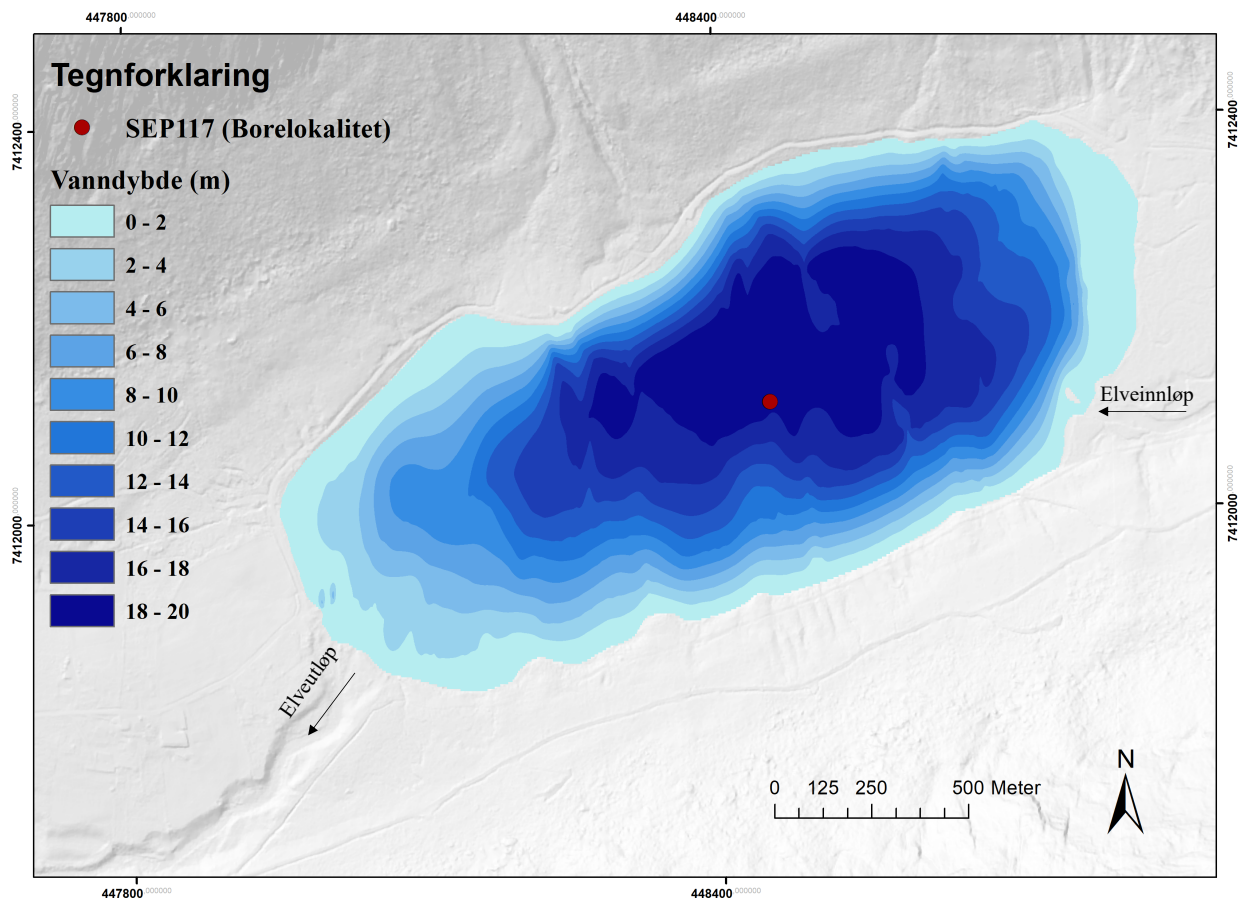
På toppen av Melkartuva ligger det også ett vann på 727 moh., kort nevnt i områdebeskrivelsen. Dette vannet ligger 340m sør for vannet på 686 moh. og er på det bredeste i retning nord-sør 134 m. Dette vannet blir i dag ikke tilført smeltevann fra Glombreen og det oppstår kun elver ned mot dalbunnen basert på nedbør. Dette vannet er ikke koblet til de to nevnte vannene (vann på 756 moh. og 686 moh.) via elv, men har selv en elv

som renner ned mot deltaet via Sydhøgsetbakken. Denne elven og Tverrfjellelven, som kommer fra vannet på 686 moh., danner én elv nord for deltaet og renner derfra videre med fraktede sedimenter igjennom sandurflaten mot Selstadvatnet.

Selstadvatnet er relativt dypt; 18,5m på det dypeste (figur 3.1). Selstadvatnet er i sørvest demmet opp av løsmasser, noe som nevnt i kap.3.2 vanligvis ikke regnes som gode oppdemningsforhold. Det har også, som nevnt, vært viktig å ta hensyn til skredlokaliteten som ligger langs Selstadvatnet i nordlige retning. Kjernen ble derfor tatt mest mulig mot midten av vannet for å unngå forstyrrelser (figur 3.1).

Det kan også generelt være påvirkninger på sedimentene på bunnen av en innsjø grunnet erosjon fra strømmer i vannet eller isdekke på innsjøen (Nesje et al, 2002). Isdekke på sjøen er ikke en aktuell problemstilling i Selstadvatnet om sommeren, men det kan være en problemstilling på vinteren. Det kan også være et problem med menneskelig aktivitet rundt innsjøene. I Selstaddalen har det pågått skogsdrift i form av uttak av plantet granskog og dette kan ha påvirkning på de øverste sedimentlagene i kjerner (Se SEU117). Det ble observert en del mindre elver som fraktet mye brunt materiale mot Selstadvatnet, og de første meterne ut i Selstadvatnetsoverflate i både sør -og østenden ble observert som brunfarget.

Det ble benyttet georadar for å finne den best egnede lokaliteten for boring i Selstadvatnet. Georadar (GPR; Ground Penetrating Radar) er en målemetode som baserer seg på å sende elektromagnetiske bølger ned mot bakken, noe som kan gi en info om grunnens struktur og lagdeling. Georadaren kan skille mellom sedimenter og berggrunn, og dybden på sedimentlaget kan derfor bli kjent (Bristow og Jol, 2003). Det er ofte ønskelig å velge en borelokalitet som inneholder såpass mye sedimenter at mest mulig av glasiassjonshistorien blir tatt med i kjernen.



Figur 3.1: Dybdekart over Selstaddalen basert på batymetrisk data fra georader. De mørkeste områdene representerer de dypeste områdene i vannet. Utformet i ArcMap 10.7.

3.2.2 Opptak av kjerner

Kjernene SEP117 og SEU117 ble tatt opp den 28. august 2017 (figur 3.2), ved lokalitet (UTM 448454, 7412112). For kjernetakingen ble det benyttet en «piston corer». Fordeler med «piston corer» er ifølge Nesje (1992a) at kjernetakeren kan benyttes til å ta kjerner som kan være opptil 6 meter. Utstyret kan videre brukes på både innsjøsedimenter og marine sedimenter, og utstyret gjør at det blir veldig lite forstyrrelser av sedimentene. Kjernetakeren kan brukes i vann ned til 60meter dybde, og kan fint håndteres av tre personer, da utstyret er relativt lett (rundt 100kg) (Nesje, 1992a). Kjernen og utstyret består av et kjernehode, et PVC samlør for sedimentene, og et rustfritt piston vaiertau som er festet til kjernehodet. Det trengs også en vekt på 10 – 20 kilo med statiske tau som hjelper med hevingen og senkning. Videre er det også behov for selve piston som består av tre deler med en midt bolt og to

forseilingsringer, vaierklyper, en kjerne fanger og en jekk (Nesje, 1992a, s. 257). Lengden på de statiske tauene for vekten, lengden på piston vaiertauet, og vaiertauet som er festet på borehodet blir bestemt av vannets dybde (Nesje, 1992a, s. 257).

For å hente opp kjerne SEU117 ble det benyttet en HTH kjernetaker. Denne kjernetakeren ble benyttet for å hente opp toppsedimentene som kan mangle ved bruk av piston kjernetakeren. Som med pistonkjernetakeren kan denne kjernetakeren brukes fra båt eller flåte, og fra et boret hull i isdekke om vinteren. Den kan ta kjerner på 30 – 40 cm og fungerer ved at en åpen tube senkes ned i sedimentene med et tau eller vaier. Når kjernen har blitt full blir det utløst en lukningsmekanisme før kjernen rolig heves opp til overflaten (Renberg og Hansson, 2008).

Kjernen SEP117 var på 4,79m og SEU117 på 25cm. Grunnet transporten fra Selstaddalen til Bergen ble kjernen SEP117 delt opp i 4 mindre, håndterbare, deler (SEP117 1/4 – 4/4). I Bergen ble kjernene lagt i kjølerom (ca. 4°C) for å hindre uttørking av sedimentene.



Figur 3.2: Klargjøring til innsjøboring i Selstadvatnet. Bilde tatt av Svein Olaf Dahl.

3.3 Laboratorieanalyser

For å bidra til forståelsen av det glasiale hendelsesforløpet i dalen ble sedimentanalyser utført på kjernesedimentene fra Selstadvatnet. Det ble utført sedimentanalyser på alle de fire delkjernene SEP117 1/4 - 4/4 og SEU117. Det ble sendt inn 12 prøver til radiokarbondatering fra SEP117; der to av prøvene var marine skjell. Skjellene ble tatt ut på henholdsvis 412,7 og 468,7 – 472,7 cm i kjernen. De kan bidra til å si noe om hvor gammel den marine avsetning er, og gi svar på når det sist var marine forhold i dalen. Det ble også sendt skjell som ble funnet i sedimentene på lokalitet 8.

På SEP117 ble det utført glødetap (LOI) og dry bulk density (DBD) fra kjerne 1/4 til bare 25 cm inn i kjerne 4/4. Dette ble gjort da den resterende delen av 4/4 (374- 479 cm) var synlig rene marine avsetninger med skjell, og det ble derfor ikke tidsmessig prioritert å utføre de to analysene. Det ble utført XRF og MS på alle de fire kjernedelene av SEP117 for å kunne få den fulle kronologien og oversikten over kjernedelenes innhold. Både XRF og MS ble utført med 0,2cm oppløsning, mens glødetap ble utført med 0,5 cm oppløsning. På kjerne SEU117 ble det utført glødetap, DBD og MS.

For presentasjonen og behandlingen av data ble Microsoft Excel 2016 og Grapher benyttet. Kjernebildene fra XRF kameraet ble redigert med bilderedigeringsprogrammet picasa3 for bedre å få frem de reelle kontrastene og fargene mellom lagene i kjernene som observeres.

3.3.1 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet er en metode som benyttes for å måle mengden magnetisk materiale i en prøve, og derfor også i hvilke grad en prøve kan bli magnetisert (Thompsen et al, 1975; Thompsen og Oldfield, 1986; Lowe og Walker, 2015). Dearing (1999) nevner, blant annet, jernoksidet magnetitt som eksempel på et mineral med høye magnetiske verdier. På den andre siden har f.eks. kvartskorn i sand lave susceptibilitetsverdier, og viser ingen tiltrekning til et magnetisk felt. Magnetisk susceptibilitet går derfor ut på å måle mineralers tiltrekning mot magneter, med andre ord, steiners magnetiserbarhet (Dearing, 1999).

Grunnet mineralers ulike magnetiserbarhet kan analysemetoden si noe om når det har oppstått endringer i avsetningsmiljøet som følger av f.eks. flom eller ras. I Selstaddalen vil skred trolig være den største faktoren som kan gi utslag utover de glasiale signalene. Magnetisk

susceptibilitet kan også brukes som en indikator for breaktivitet da det minerogene materiale har høyere magnetiserbarhet enn det organiske materiale (Thompsen et al, 1975; Karlen og Matthews, 1992; Dearing, 1999). Metoden har derfor blitt brukt til å se på minerogent innhold i proglasiale innsjøer som videre kan bidra til rekonstruksjon av tidligere glasiale forhold (e.g Dahl et al, 2003; Støren, 2008).

Hvis det minerogene materiale er av glasial opprinnelse vil MS dataene kunne vise breaktivitet, men det er også andre faktorer som f.eks. kornstørrelse som kan være med å påvirke de magnetiske susceptibilitetsverdiene (Karlén og Matthews, 1992; Dearing, 1999). Et annet problem som kan oppstå er at grove, ikke-glasiale sedimenter kan gi uregelmessige susceptibilitetsverdier. Disse faktorene gjør at tolkningen av dataene noen ganger kan bli vanskelig. (Dearing, 1999).

Metoden er relativt rask, billig og har liten negativ påvirkning på kjernemateriale. Kjernen ble i dette tilfelle dekket av en tynn plastfilm, og det skapte en grop på rundt 1-2 mm der sensorhode tok ned materiale. MS-analysene ble gjennomført på EARTHLAB, instituttet for geovitenskap for UIB. Analyseringen av overflatesedimentene ble utført med en Bartlington MS2E.

3.3.2 Glødetap (Loss-on-ignition)

Glødetap er en relativt billig, enkel og rask metode som estimerer mengden organisk materiale og karbonatinnhold i sedimenter (Dean, 1974; Bradley, 2015). Metoden er også praktisk fordi utstyret som trengs ofte er tilgjengelig i de fleste laboratorier (Dean, 1974). Metoden går ut på å brenne prøver med sedimenter på høy varme. I den første reaksjonen ved brenning av en prøve på rundt 500-550 °C vil det organisk materiale oksidere til karbondioksid og aske. Ved brenning på 900-1000 °C vil karbondioksidet bli utviklet til oksider. Vekttapet etter gjennomført prosess kommer frem da prøven har blitt veid på forhånd og nå blir veid etter gjennomført brenning. Vekten på prøven før og etter brenning korrelerer ofte med mengden organisk materiale og karbonatinnholdet i prøven. Stor forskjell mellom vekten før og etter brenning indikerer at det var mest organisk materiale i prøven, og mindre forskjell indikerer høyere minerogent innhold (Dean 1974; Henri, 2001).

Hvorvidt det er mest organisk eller minerogent materiale i en prøve kan være en indikator for tidligere breforhold. Brefremrykk eller indikasjon på bre i dreneringsområde kan vises med større mengder minerogent materiale i prøven, og tilbaketrekning, eller utebliving av bre kan vises ved større mengden organisk materiale i prøven (Bradley, 2015). Metoden brukes derfor mye på glasilakustrine sedimenter for å kunne bidra til rekonstruksjon av brefluktasjoner gjennom holosen (Bakke et al, 2005a). Det er også andre faktorer som kan spille inn på forholdet mellom organisk og minerogent materiale som f.eks flomhendelser og minerogent materiale fra tidligere marine forhold.

Det har blitt diskutert feilkilder ved metoden som relaterte seg både til mengden sedimenter som brennes, men også hvordan ulike sedimenter opptrer under brenning. Heiri et al (2001) har tatt opp noen faktorer som kan være med på å påvirke resultatet av brenningen. Disse går på hvor lenge prøvene brennes, posisjonen til digelene i ovnen og forskjellen mellom ovner i ulike laboratorium. I følge Ball (1964) har også blitt tatt opp en problemstillinger rundt hvorvidt leirmateriale som brennes kan miste strukturelt vann som kan gjøre at vekten blir 20% lavere enn den skulle vært (referert i Heiri et al, 2001, s.104).

Ved å følge et gitt oppsett er det mulig å sammenligne resultater fra flere ulike laboratorier, da det vil bli færre feilkilder og det er mulig å reprodusere de samme resultatene (Heiri et al, 2001). Ved utførelse av LOI på kjernene SEP117 og SEU117 ble følgende metode benyttet:

Heiri et al (2001 s.102) har presentert en likning som viser hvordan glødetap regnes ut:

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

LOI₅₅₀ representerer LOI 550 °C som prosent. DW₁₀₅ representerer tørrvekten av prøven etter å ha vært i tørkeskapet i 24t. DW₅₅₀ representerer tørrvekten av prøven etter å ha blitt brent på 550 °C. Vekttapet skal da være proporsjonalt med mengden organisk karbon som var i prøven (Heiri et al, 2001).

Utførelse av metoden er basert på Galle og Runnels (1960) metodeutførelse, med noen modifiseringer (referert i Dean, 1974 s.242).

Utførelse av metoden:

Brenning av prøve for hver 0,5 cm i kjernen på 550 °C

Steg 1: Digelene tas ut av tørkeovnen på 105 °C og avkjøles til romtemperatur, for deretter å bli veid. Prøvemateriale blir så lagt i diglene, og det foretas en ny veiing. Digelen med prøvemateriale settes deretter inn igjen i tørkeovnen på 105 °C, og blir der i minst 24 timer.

Steg 2: Digelene med prøvemateriale tas ut av tørkeovnen etter 24 timer avkjøles til romtemperatur og veies igjen. Denne tørrvekten av prøven gir DBD (Dry bulk density). Deretter blir de plassert i brenningsovnen. Den bruker 30min på å gå opp til 550 °C, for deretter å bli værende på 550 °C i en time.

Steg 3: Digelene med prøvemateriale tas ut av ovnen etter 1,5 timer og ovndøren åpnes for å kjøle ovnen ned til 250 °C før prøvene blir tatt ut. Prøvene blir deretter plassert i en vakuumslett eksikator, fordi prøvene under nedkjøring ikke skal bli tilført fuktighet. Prøven blir værende i eksikatoren til de har nådd romtemperatur (1t og 30min). Digelene med prøvemateriale tas ut av eksikatoren for å veies og prosessen er ferdig. Digelene tømmes for prøvemateriale, vaskes, tørkes og gjøres klar for nytt prøvemateriale.

Brenning av prøver for hver 5cm i kjernen på 950 °C.

Steg 1: Likt som ovenfor.

Steg2: Lik startprosess, men ovnen bruker nå 1 time på å gå opp til 950 °C. Og prøvene brennes deretter på 950 °C i 1time.

Steg3: Likt som ovenfor. Men prøvene må stå i eksikatoren i 2 timer for å få romtemperatur.

Prøvens vekt på slutten av prosessen viser den reduserte vekten glødetapet fra prøven.

Metoden ble utført på EARTHLAB, Institutt for geovitenskap på realfagsbygget fra november 2017 til februar 2018.

3.3.3 Massetetthet (Dry-bulk density)

Massetettheten (DBD) er tørrvekten (DW_{105}) til en prøve i g/cm^3 etter å ha vært i et tørkeskap i 24 timer. Massetettheten kan være med på å bestemme sedimenters porøsitet ved å se på hvordan materiale pakker eller konsoliderer seg sammen under forskjellige forhold (Bakket et al, 2005a). Organisk materiale og minoregent materiale vil ofte være pakket forskjellig da sedimentene er sortert forskjellig. Organisk materiale vil ha lavest massetetthet og porøsitet, men høyest vanninnhold, da partiklene vil være kantet grunnet utebliving av påvirkning fra glasiiale agenser. Glasialt påvirket materiale vil ofte ha rundete partikler, ligge mer tettpakket og være mindre porøse. Dette fører til lavere vanninnhold og høyere massetetthet (Bakke et al, 2005a; Menounos, 1997).

Massetetthet og vanninnhold være avhengig av typen sediment. Som nevnt vil angulære, minerogene partikler gi høyere porøsitet enn runde, glasialt behandlede minerogene partikler. Den laveste massetettheten gis fra organiske komponenter som gyttje og angulære minerogene partikler. Massetetthet kan derfor, grunnet forskjellen mellom organisk og minoregent materiale, bli brukt som en metode for å se på tidligere glasiasjonsstørrelser (Bakke, 2005a). Massetetthet har potensialet til å registrere små endringer av siltproduksjon som igjen skyldes små endringer i massebalansen over korte perioder (Bakke, 2005a).

3.3.4 XRF (X –ray fluorescence)

XRF er en metode som benyttes for å etablere hvilke grunnstoff som befinner seg i sedimenter, og er av elementanalyser i dag den mest veletablerte. Skanningen har lite påvirkning på kjerne og den geokjemiske strukturen blir ikke endret eller forstyrret av analysen (Shackley, 2011). Det trengs lite forarbeid før analyseprosessen start, apparatet er relativt enkelt å bruke og selve analysen er rask. Hele prosessen med analyseringen styres fra en datamaskin, og det er derfor ikke nødvendig å være tilstede når analyseringen pågår, og metoden er derfor også lite tidskrevende. XRF-analysemaskinen kan skanne med en oppløsning på 100um og er relativt kostnadseffektiv ((Rothwell et al, 2006a): Hackley, 2011). Metoden er god på kvantitative analyser, den har høy sensitivitet og god presisjon (Jenkins, 1984; Rothwell og Croudace, 2015).

Prinsippet bak XRF skanning går ut på at sedimenter blir påført røntgenstråling som gjør at elektronene eksiterer fra det indre atomskallet. Dette gjør at det blir tomrom i det indre skallet

og elektroner fra det ytre skallet faller tilbake til de ledige plassene. Denne prosessen gjør at det sendes ut en sekundær røntgenstråle (fluorescerende) fra atomet med en viss energi og bølgelengde som er spesifikk for atomer fra visse grunnstoffer. XRF skannener måler den kjemiske sammensetningen av sedimentene i målinger per sekund (cps) (Weltje og Tjallingii, 2008 s.423).

XRF kan som sagt brukes til å identifisere hvilke grunnstoffer vi finner i prøven og ulike grunnstoffer blir ofte trukket frem som representanter for ulike forhold (Weltje og Tjallingii, 2008). Blant annet kan enkelte grunnstoffer bidra til forståelse for glasiale hendelser. Mengden av for eksempel grunnstoffet Titan (Ti) kan brukes som en indikasjon på hvor mye den prekambriske berggrunnen har vært erodert (Bakke et al, 2009). Store mengder Ti i kjernen kan derfor indikere stor breerosjon. Videre kan det også indikere tilbakesmelting av breen da smeltevannet kan ha fått større kompetanse og derfor fraktet med seg større mengder Ti til innsjøen (Bakke et al, 2009). XRF data kan også f.eks. vise variasjoner i Jern (Fe) og Ca (Kalsium) som videre representerer variasjoner mellom silt - og leirlag.. De litologiske grensene mellom lagene kan komme frem på skanneren (Lowe og Walker, 2015). Ca kan også være en indikator på tilførsel av forvitret karbonatmateriale i nedslagsfeltet. Den kan derfor være på å indikere skjellrike områder. Kalium (K) kan være en indikator for minerogent materiale og reflekterer derfor også tilstedeværelsen av leirmineral. Silisium (Si) brukes ofte som en viktig indikator for terrigent materiale, minerogent tilførsel til innsjøer eller produktivitets indikator (Rothwell et al 2006b; Kylander et al, 2011). En god korrelasjon mellom disse grunnstoffene styrker derfor tiltroen til at dataene representerer tilførselen av minerogent materiale til innsjøen.

Før prøven analyseres blir den tørket og homogenisert. Dette blir gjort for at prøven ikke skal være påvirket av vann og dermed endre egenskapene til sedimentene. For å korte ned analysetiden fra uker til timer blir det benyttet en overflateskanner; dette kan resultere i noe unøyaktige målinger. Dette skjer fordi det legges en tynn film av plast over kjernen. Det er derfor viktig at det er lite bobler og andre ujevnheter på plastfilmen Rothwell og Croudance, 2015).

XRF skanneneren som ble benyttet var en ITRAX XRF, som befinner seg på institutt for geovitenskap, realfagsbygget, UIB.

3.3.5 Radiokarbondatering

I følge Miller (referert i Lowe og Walker, 2015 s.270) baserer radiokarbondatering seg på at frie nøytroner, skapt ved nukleære reaksjoner i atmosfæren, kolliderer med andre atomer og molekyler, noe som resulterer i at protoner bytter plass og går fra å være nitrogenatomer til å produsere karbonatomer ^{14}C . Disse ^{14}C atomene oksiderer raskt til karbondioksid, og sammen med andre molekyler av karbondioksider ($^{12}\text{CO}_2$), blir de blandet i atmosfæren og blir deretter absorbert av havet og levende organismer (Lowe og Walker, 2015.s.270).

Radiokarbondatering måler mengden gjenværende ^{14}C i en organisk prøve. Mengden ^{14}C i en prøve varierer avhengig av hvor lenge det er siden organismens død. Gjennom livsløpet til en organisme tas det opp en viss mengde ^{14}C for å bygge vev. Når organismen dør blir det ikke tatt opp mer ^{14}C , og den likevekten som eksisterer mellom organismen og atmosfærens ^{14}C nivå når organismen lever opphører. Etter organismens død begynner en negativ eksponentiell halvering av ^{14}C . Denne nedbrytningen av ^{14}C skjer ved at den radioaktive isotopen ^{14}C brytes ned til ^{14}N ved hjelp av betapartikler (β). Når det har gått 57300 år siden organismens død, tilsvarende 10 halveringsliv, er det bare 0,01 % prosent av organismens opprinnelige ^{14}C igjen. Radiokarbondatering kan derfor kun brukes til datering tilbake 57300år (Bradley, 2015 (Lowe og Walker, 2015)). Når halveringstiden til ^{14}C er kjent, kan derfor dødstidspunktet til det organiske materiale kalkuleres ved hjelp av den resterende mengden ^{14}C .

Radiokarbondatering kan brukes som dateringsmetode på blant annet «torv, trær, bein, skjell, paleosols, «gammelt sjøvann», lakustrine sedimenter og karbonholdige partikler fanget i breer» (Bradley, 2015 s.60). Radiokarbondatering er en metode, som i likhet med andre radiometriske dateringsmetoder har en alder som er gitt ved sannsynlighet. Det er derfor ikke en absolutt alder som kommer frem av dateringsmetoden (Bradley, 2015).

Når alderen på materiale er datert vil denne være oppgitt i ^{14}C alder. Hvis det deretter er ønskelig å gjøre om ^{14}C år til kalenderår må det foretas en kalibrering. Denne kalibreringen er nødvendig fordi ^{14}C verdiene i atmosfæren varierer. Det er ikke fastslått hva som er den direkte grunnen til disse variasjonene, men flere faktorer er diskutert. Blant annet nevner Solomon et al, 2007 (referert til i Lowe og Walker, 2015 s.276) at ^{14}C verdiene i atmosfæren har blitt tynnet ut som følge av den industrielle revolusjonens start for 250 år siden. Økt utslipp av CO_2 har ført til økt mengde ^{12}C til atmosfæren (Lowe og Walker, 2015). Andre faktorer Stuvier et al (1991) og Back et al (2001) nevner som ser ut til å påvirke hvor mye ^{14}C som befinner seg i atmosfæren til enhver tid kan være faktorer som styrken på jordens

geomagnetiske felt, forandringer i solens intensitet og forandringer i karbon fordelingen mellom havet og atmosfæren (begge referert i Lowe og Walker, 2015 s.275-276).

Som ved alle dateringsmetoder vil det alltid være noen feilkilder som kan påvirke resultatene. Feilene kan oppstå enten under feltarbeidet når kjernen tas opp eller under laboratorieprosessen. Når man henter ut en prøve til ^{14}C datering fra kjernen er det viktig å passe på at det ikke hentes ut prøver fra deler av kjernen som er forstyrret. Ulike faktorer kan forstyrre en prøve. Det kan ha vokst røtter ned i sedimentlagene, som så ha blitt en del av kjernen og derfor også prøven (Lowe og Walker, 2015). Det kan også ha blitt dannet et lag på toppen av sedimentene bestående av kvister eller barkbiter som har kommet som topplag mye senere enn de andre sedimentlagene. Små forstyrrelser kan resultere i store feilmålinger når det gjelder radiokarbonaldre. Forstyrrelse av tidligere karbon kan også komme som følge av innvasking av andre eldre uorganiske karbonrester som fra kull, kritt og granitt (Lowe og Walker, 2015). Disse stoffene vil forstyrre den naturlige C^{12} og C^{14} balansen og en aldringsfaktor vil derfor være en påvirkning på sedimentene. Dette kalles også «mineral karbon error». Walker et al (2001) (referert i Lowe og Walker, 2015 s.277) nevner også at områder som tidligere har vært glasiert kan brefremrykk som har gått over innsjøer brakt med seg forstyrrelser som så er blitt avsatt i innsjøen.

Det kan ofte bli problemer med kontaminering av prøvene når det er skjell som skal dateres, siden karbon utveksling skjer raskere i karbonatstrukturer. Denne utvekslingen har derfor ført til at det under dateringen er blitt vanlig å fjerne det ytterste laget, da det er dette som ofte er mest påvirket. Hvor mye som fjernes varierer mellom laboratorier, men det er vanlig å fjerne opptil 25% av den ytre delen av skjellet. Det gjenværende skjellmaterialet blir behandlet slik at det opereres med en ytre og en indre del. Disse dateres hver for seg. Den innerste delen er foretrukket hvis dateringen viser at det er en aldersforskjell mellom de to delene (Lowe og Walker, 2015 s.278).

For å utføre ^{14}C dateringer trengs det utstyr med høy sensitivitet. Dette skyldes at det for hver million ^{12}C bare eksisterer en ^{14}C . I dag benyttes ofte en metode som kalles AMS når materiale skal ^{14}C dateres. Denne metoden har gjort det at kan dateres mindre prøver enn noen gang, det går raskere og den fokuserer heller på å telle mengden individuelle atomer (^{12}C , ^{13}C og ^{14}C) (Lowe og Walker, 2015).

Det ble sendt 11 prøver til Poznan radiokarbonlaboratorium i Polen desember 2017. Tre prøver var skjell, der en var plukket i dalen fra lokalitet 7 og to var skjellprøver fra kjernen. Disse skjellene har levd under marine forhold, og det må derfor tas hensyn til marin reservoaralder som introduseres i neste underkapittel.

3.3.5.1 Marin reservoar – alder

Marin reservoaralder som begrep blir brukt når organisk materiale som skjell, mollusker eller plantearter som lever, eller har levd under vann, skal ^{14}C dateres. Organisk materiale tar opp karbon fra vannet som har blitt tilført karbon fra eldre materiale. Dette eldre materiale som har tilført ^{14}C kan være steiner, spesielt hvis området inneholder kalkstein eller andre kalkholdige steiner. Disse områdene kan i noen tilfeller ha $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ forholdet som er mye lavere enn i atmosfæren grunnet utslippene av ^{14}C fra steiner på havbunnen. Organismer som lever i disse områdene vil da ta opp ^{14}C for å danne en likevekt med miljøet under vann og ikke med atmosfæren. Dette betyr derfor at ^{14}C som tas opp i organismer varierer avhengig av om de lever under marine forhold eller terrestriske forhold (Bradley, 2015).

Marin reservoaralder er også et resultat av at ^{14}C transporteres fra atmosfæren til havet bare via havoverflaten. Sirkuleringen mellom overflatevann og dypvann er veldig lav, noe som vil si at ^{14}C i dypvann brytes ned uten at tapet av ^{14}C erstattes av nytt tilført ^{14}C . Derfor har det oppstått en «tilsynelatende alder» som kalles marin reservoaralder (Lowe og Walker, 2015; Reimer et al, 2013). Alderseffekten i nord Atlanteren er satt til rundt 400 år (Bard et al, 1991). Det betyr derfor at ^{14}C alderen datert fra organismer fra dyphavet tilsynelatende vil virke eldre, som et resultat av at dyphavet ikke ble tilført nytt ^{14}C .

3.4 Presentasjon av innsjødata fra Selstadvatnet

I dette kapitlet vil resultatet av sedimentanalysene på kjernene SEP117 (479 cm lang) og SEU117 (25 cm lang) presenteres. Kjerne SEU117 ble tatt opp som en ekstra kjerne for å sikre seg at toppsedimentene på innsjøbunnen var tatt med. Det ble derfor utført en sammenligning av data mellom SEU117 og den øverste delen av SEP117. Dersom analysene viste at data fra SEU117 ikke var å finne øverst i SEP117 betydde det at SEP117 manglet sedimenter på toppen.

XRF og magnetisk susceptibilitet ble utført på den høyeste oppløsningen, som innebærer at kjernedelene ble skannet for hver 0,2 cm mens uttak av prøver for glødetap og DBD ble gjennomført for hver 0,5 cm. Det ble observert noen forstyrrelser på sedimentkjernene som det ble tatt hensyn til under enkelte av analysemetodene. Det var en del lag som hadde en bøyd U-form og enkelte steder var det sedimenter fra dypere plasser i kjernen som var flyttet oppover langs kanten av kjernen. men, dette var bare i kantene av kjernen. Glødetap og magnetisk susceptibilitet ble derfor utført sentrert i kjernen for å unngå disse forstyrrelsene. Fordi oppløsningen på analysene XRF og magnetisk susceptibilitet var høyere enn glødetap og DBD ble dataene kjørt igjennom et dataprogram kalt Analyseries 2.0 (Paillard et al., 1996). Dette programmet laget et nytt gjennomsnitt av XRF og MS verdiene, ved hjelp av lineær integrasjon som gjorde at analysehyppigheten ble endret fra 0,2 cm til 0,5 cm. Dette ble gjort for at oppløsningen skal være lik hos de ulike analysemetodene når dataene skal presenteres i grafer, og for at dataene lettere skal kunne sammenlignes.

Presentasjonen av SEP117 kjerneseksjonene (A – E) starter på bunnen av kjernen (det eldste) og jobber seg stratigrafisk oppover (til det yngste) og gjennomgås først. Presentasjonen av kjernen SEU117 er gjort som en enhet grunnet dens korte lengde på 11,40 cm.

3.4.1 Beskrivelse av SEP117 og SEU117

Del A: 479-365 cm

Bunnen av kjernen består av minerogent materiale som silt og leir. Det er ingen synlig lagdeling i denne kjernedelen, og den samme gråtonen kan observeres gjennom hele enheten. Intervallet er definert med fargekode «clay 5y 5/1» i Munsell-katalogen. MS holder seg stabil gjennom dette kerneintervallet, med et gjennomsnitt på $8 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ (Snittet for MS for hele kjernen ligger på $6,6 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$). Unntaket er på 423 cm, der MS-målehode treffer en stein, noe som resulterer i grafens plutselige nedadgående trend.

Data fra XRF viser også at det på 423 cm blir registrert en nedadgående trend av grunnstoffene Fe, Ti, S, og K. Ellers viser også XRF data et gjennomsnitt av Ca i kjernedel A på 4062 tellinger per sekund (gjennomsnitt for hele kjernen A-F ligger på 2772,1 tellinger per sekund). På 472 cm i kjernen er det et avvikende utslag for Ca på 24469,88 tellinger per sekund der ett skjell ligger plassert i kjernen. (fig 3.4).

Det ble ikke tatt glødetap på del A av kjernen, bortsett fra et lite parti fra 365-373,5 cm. Glødetap viser en graf med noe av de laveste verdiene i kjernen, og det var synlig med det blotte øyet at materiale var leir og silt. Det ble, som det komme frem av figur 3.4, funnet skjell i kjernedelen på dybde 470cm og 420 cm. Skjellene (art ikke identifisert) ble tatt ut og sendt til ^{14}C datering.

Del B: 365-326 cm

Starten av denne kjerneenheten er kjennetegnet ved at sedimentene får et hint av en mer gråbrun tone (munsell fargen er definert til 2.5y 5/1) som vedvarer frem mot kjernedel C. Det blir også observert skjell fragmenter på 335cm i kjernen. Gjennomsnittlige glødetapsverdier for kjernedel B er utført fra 365 cm til 326 cm, og ligger på 2,35 %, noe som er lavere enn gjennomsnittet for hele kjernen B - F (utført LOI på), der verdien ligger på 8,01 %. DBD har på den andre siden noe høyere verdier. MS-verdiene for del B har et gjennomsnitt på $5,57 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, noe som ikke er så langt fra gjennomsnittet for hele kjernen A-F på $6,59 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. På 355cm dybde i kjernen, som også er slutten på kjernedel 4 av 4, observeres det forstyrrelser i kjernen (fra ca. 365-350 cm) som også kommer frem som en oppadgående reaksjon i grafens XRF data for både Si, K, Fe og som en nedadgående trend i DBD og LOI. Eller viser Si, K, Fe, Ti og glødetap generelt noe lavere registrerte nivåer opp mot del C. Mens MS og BDB viser høyere nivåer.

Del C: 326-272 cm

Denne enheten starter i bunnen med et grått lag på 1cm ved 326 cm. Deretter går det over i et lysere brunt lag på ca. 0,5 cm fra 326 til 326,5. Videre varierer det mellom grå og brune lag fra 326,5cm opp til 308cm. Denne variasjonen i brune og grå lag kommer også frem av MS-grafen og glødetapsverdier som små topper og forsenkninger. Gjennomsnittlig MS-verdi for hele kjernedel C ligger på rundt $8,72 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ og gjennomsnittlig glødetapsverdier for kjernedel C ligger på 4,95 % (som nesten er halvparten av verdien for hele kjernen (B-F)). Lagene har også blitt registrert i XRF parameterne som topper og forsenkninger. Ca skiller seg ut med ved å ha samme reaksjon som MS og DBD med betydelig høyere tellinger.

Deretter følger et lag på 17cm fra ca.308-291 cm. Denne delen av kjernen skiller seg ut fra resten av kjernen ved at laget består av variasjoner mellom grus, silt, skjellfragmenter og

organisk materiale (figur 3.4). Laget er forstyrret og utdratt i kantene av kjernen. Det 17 cm tykke laget har en gjennomsnittlig glødetapsverdi på 1,87 %, noe som er mye lavere enn gjennomsnittet av alle glødetapsverdiene B-F (8.01%). MS-verdiene for denne 17 cm tykke delen av kjernen viser en gjennomsnittlig verdi på $15,18 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, noe som er mer enn dobbelt så høyt som gjennomsnittlig av hele kjernens verdi på $6,6 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. XRF parameterne Si, K, Ti og Fe blir i det 17 cm laget registrert med lavere tellinger, mens Ca får økt tellinger.

Fra 291-272 cm får kjernen enn klart brunere farge med høyere innslag av organisk materiale (munsell farge kode: 5y 4/1), men det er fremdeles variasjoner mellom brune og lysere lag (som også kommer frem av MS og LOI). Fra 291cm (17 cm-lagets slutt) øker glødetapsverdiene og MS verdiene synker. Glødetap går fra verdier mellom 0 % - 3% opp til verdier på 5% - 11 %. MS verdiene faller fra verdier på alt fra $9-30 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ til verdier på $0,5 - 1 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$.

Del D: 272 -156 cm

Del D av kjernen er for det meste brun, og består hovedsakelig av organiske lag (Munsell farge kode: 10yr 2/2). Det er noen innslag av lysere lag, men lagene har fremdeles en brunaktig farge, og går ikke over mot grått. Som det kommer frem av grafen er det stor variasjon mellom dype brune lag og lysere brune lag. Det er også noe innslag av langsgående mørkere strømlinjeformer. Gjennomsnittlig glødetapsverdi for kjernedel D ligger på 13,77%, noe som er høyere enn hele kjernens gjennomsnitt (B – F) på 8,01 %. Kjernedel D har de høyeste registrerte prosentene av LOI (høyeste på 19,68 % på 230 cm dyp). MS dataene viser veldig lite utslag på denne kjernedelen, og som det kommer frem av grafen (henvis) er nesten MS grafen helt flat. Gjennomsnittlig MS verdien for kjernedel D ligger så lavt som på $0,12 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ (gjennomsnittlig verdi for hele kjernen ligger på $6,59 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$).

XRF dataene for denne kjernedelen viser også den samme trenden som MS. Det er ingen store variasjoner i nivåene gjennom hele kjernedel D med unntatt av en reaksjon på 216cm i K, Fe og Ti. Denne reaksjonen oppstår der det kan observeres et lysere lag. Tellingene i Ti øker f.eks. fra å ligge på rundt 1800-1900 tellinger per sekund til å ligge på rundt 6970 tellinger per sekund.

Del E: 156-87 cm

Overgangen fra kjernedel D til E vises med tydlige sedimentforandringer når det kommer til både farge og utslag i analyseparameterne. På 156 cm i kjernen bytter lagene farge fra å være en dyp brunfarge til å bli en lysere brunfarge som går mot grå (Munsell farge: fra 2.5y 3/1 til 2.5y 2.5/1). Denne delen av kjernen har 4 betydelig gråere lyse lag som skiller seg fra resten av kjernedelen. Disse lagene befinner seg på 104, 120, 130,5 og 142,5 cm dyp i kjernen og kan ses på grafen (figur 3.4) som fire ulike topper både i nedgående trend og oppadgående trend avhengig av analyseparameteret. Den svarte runding som kan observeres på 126 cm (hvis det zoomes inn) er en liten organisk klump med materiale.

Gjennomsnittsverdier for glødetap i kjernedel E er på 8,67 %. Glødetapsverdiene for de fire lysere lagene skiller seg ut med betydeligere lavere verdier enn de rundt; 104cm med 2,75%, 120 cm med 3,99 %, 130,5 cm med 4,67 % og 142,5 med 3,03 %. Mens DBD, for de fire lagene, har betydelig høyere verdier enn materiale rundt. Det ene tydelige mørke laget på 124,5 cm har så høy glødetapsverdi som 10,84 %.

Den gjennomsnittlige MS verdien ligger på $1,03 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$, noe som er mye lavere enn gjennomsnittet for hele kjernen på $6,59 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. XRF-parametrene viser også reaksjoner på de fire lysere lagene med økende tellinger for Ti, Fe, K og Si, der de to siste viser flere tellinger som fire grafetopper som skiller seg ekstra ut på lik linje med DBD. Det er et lite utslag på det mørke laget på 126 cm både i Fe og Ti med lavere verdier enn det er i resten av kjernedelen E. Ca er generelt lav på tellinger, men har noen små forhøyde grafereaksjoner.

Del F: 87-0 cm

Denne delen av kjernen er dominert av gråtone, med noen bøyde lag med brun farge på dybde 73 cm, 42 cm, 25 cm, 20 cm og 10 cm. Laget på 73 cm er 3 cm tykt, og skiller seg ut fra de andre ved å være det bredeste og mørkeste. Det brune laget på 23 cm består av organisk materiale som frø og kvister (sett med en lupe). Den generelle trenden på kjernedelen er at det blir lysere og lysere gråfarge mot kjernedelens topp, og brunfargene som finnes i de 5 lagene nevnt, er lyse brune, til klar forskjell fra kjernedel 2/4 og 3/4.

Glødetapsverdiene på denne kjernedelen har et gjennomsnitt på 4,90 % (gjennomsnitt av del B – F på 8,01%). MS-verdiene er på sitt høyeste i hele kjernen i del F, med et gjennomsnitt på $16,79 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$. Dette er mer enn dobbelt så høyst som gjennomsnittet av hele kjernen SEP117 ($6,59 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$), og reflekteres også i grafen som viser en stigende kurve med høyeste verdi på

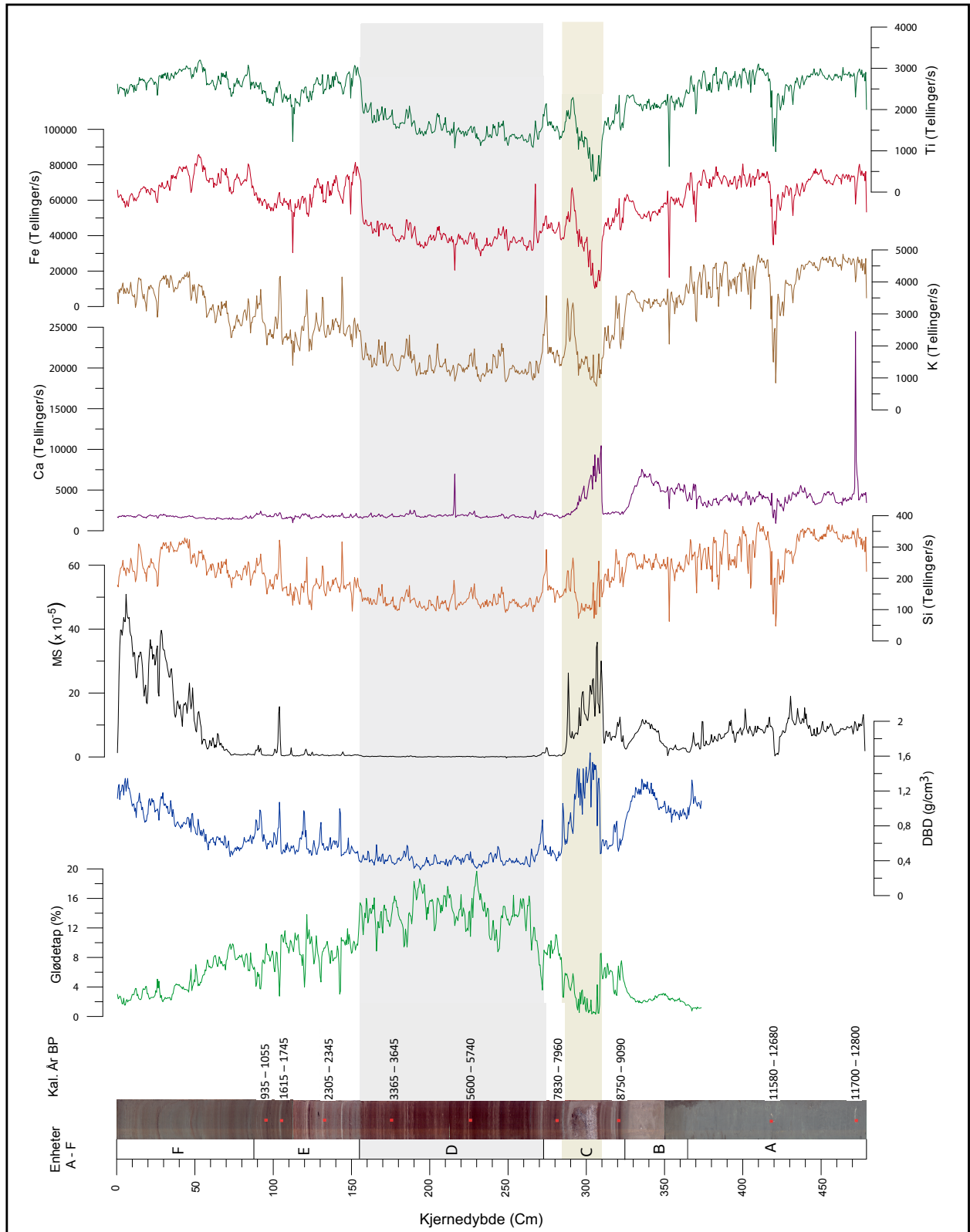
50,90 SI-10⁻⁵ på 6 cm i kjernen. XRF dataene Fe, Ti, K og Si viser en generell endring ved forhøyning av verdier igjen i kjernen, der de også til tider viser de høyeste tellingene som ble gjort i alle kjernedelene. De viser også mindre utslag på de fem brune lagene. På tross av de generelt høye verdiene som blir registret er det likevel fremdeles variasjoner i grafen med tilsvarende lavere tellinger. Ca forsetter å være på det samme lave nivået som registret i kjernedel E.

SEU117 (25-0 cm)

Denne delen av kjernen er tatt av de øverste sedimentene i Selstadvatnet og er dermed også den yngste kjernedelen. Fra 25 cm i kjernen opp til 11 cm er registreres det den samme fargetonen i kjernen. Fra 11 cm, og det som fremdeles kan observeres som minerogent materiale, endres gråtonen litt. Ved ca. 8 cm endrer kjernen farge og den får mer innslag av brune toner og både MS og DBD synker hurtig, mens glødetap får en økning i verdier helt til 0 cm i kjernen (figur.3.3).



Figur 3.3: Kjerne SEU117. Linjal som målestokk.



Figur 3.4: Resultat av sedimentanalyser. Graf er utarbeidet i programmet Grapher. Grått felt indikerer lite/ingen breakaktivitet og brun indikerer episodisk hendelse. Hvite områder indikerer perioder med tenkt breakaktivitet. Røde firkanter illustrerer områder der det ble tatt materiale til datering.

Korrelasjonsanalyse basert på sedimentparametre

Korrelasjonsanalysen er gjennomført med analyseverktøyet Past 3.20 (Hammer et al, 2001) hvor korrelasjonskoeffisienten ligger mellom -1 og 1. Hvis verdier havner på null betyr det at det ikke er noe korrelasjon mellom parameterne. Hvis verdiene havner på 1 eller -1 vil det være en perfekt positiv korrelasjon eller en perfekt negativ korrelasjon.

Korrelasjonsanalysen (tabell 3.1) viser at glødetap korrelerer negativt med DBD (-0,90434). Glødetap korrelerer også ganske godt negativt med både MS (-0,5), Si (-0,68) og K (-0,7). Som det kommer frem av analysen er det en relativt god positiv korrelasjon mellom DBD og MS ($r = 0,6605$) dette kan være med på å si noe om tettheten til materiale (Bakke et al, 2005a; Bakke et al, 2009). Som det kommer frem av grafen varierer de i verdi på samme sted gjennom hele kjernen. Jo høyere verdi i både MS og DBD, jo høyere er tettheten hos materiale.

Når det gjelder de ulike grunnstoffene kommer det frem at Ti korrelerer veldig bra med både Si, K og Fe med r -verdier på 0,79, 0,86, 0,83 og 0,97, mens den har noe lavere korrelasjon med DBD (0,24) og MS (0,26) (se tabell 3.1). Ca kan også bidra til forståelsen for brestørrelse og som det kommer frem av korrelasjonsoppsettet har DBD og Ca en god positiv korrelasjon på 0,60.

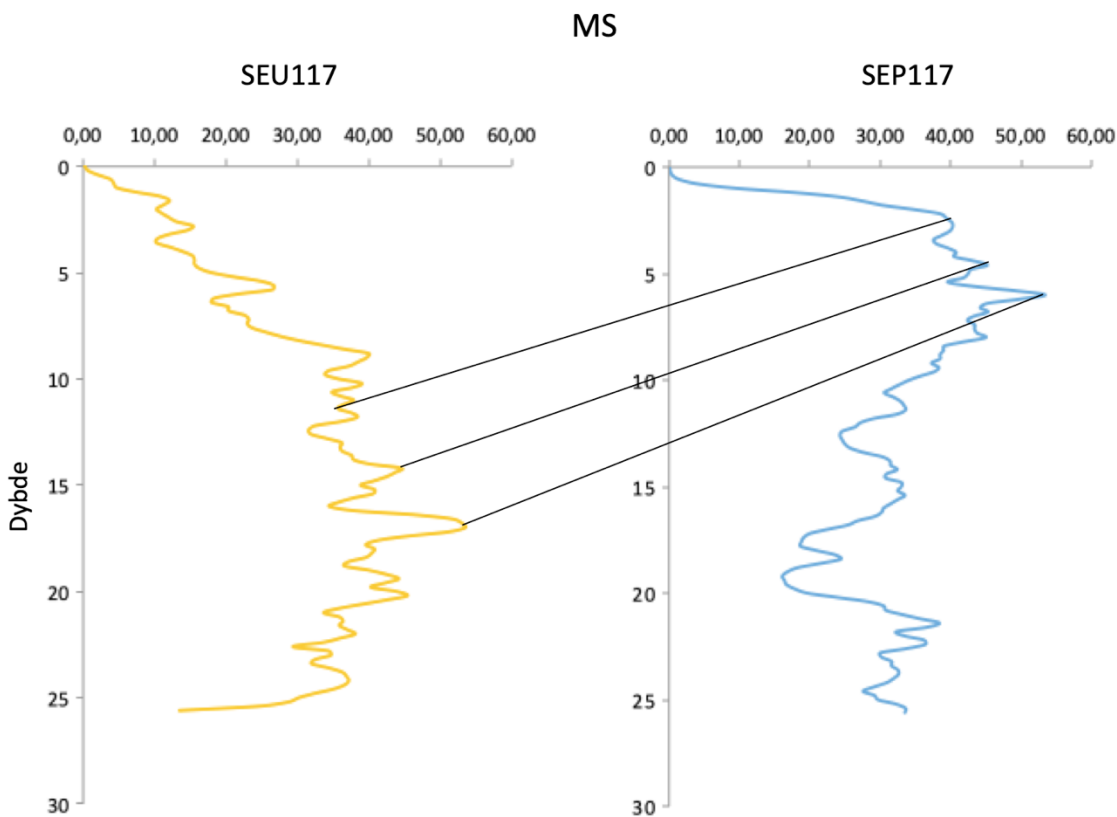
Tabell 3.1: Korrelasjonsanalyse av sedimentparametre fra SEP117. Verdiene er oppgitt i Linear R (Pearson R). Korrelasjonsanalyser er utført i programmet-Past 3.20 (Hammer et al, 2001). Det er valgt å utheve de verdiene som har en middels (gul) til høy (grønn) korrelasjon.

	LOI	DBD	MS	Si	K	Ca	Ti	Fe	Rb	Sr
LOI	1									
DBD	-0,90	1								
MS	-0,58	0,66	1							
Si	-0,68	0,54	0,40	1						
K	-0,72	0,59	0,44	0,96	1					
Ca	-0,49	0,60	0,18	0,41	0,36	1				
Ti	-0,40	0,24	0,26	0,79	0,86	0,03	1			
Fe	-0,43	0,24	0,22	0,77	0,85	0,03	0,97	1		
Rb	-0,72	0,58	0,35	0,89	0,95	0,36	0,83	0,84	1	
Sr	-0,40	0,55	0,18	0,13	0,36	0,80	-0,24	-0,22	0,17	1

Sammenligning av SEP117 Og SEU117

Det ble som sagt tatt en mindre kjerne (SEU117) på 25 cm for å være sikker på at sedimentene helt i toppen av sedimentpakken i Selstadvatnet var tatt med. Det ble derfor laget et grafeoppsett for å sammenligne (figur 3.5) av MS dataene fra SEU117 og SEP117 for å se om det var en korrelasjon mellom dataene som kunne fortelle hvorvidt det var sedimenter (fra vannet) som ikke var kommet med i SEP117.

Kjernene ble begge observert som ganske like både i oppbygningen og fargene i bunnen i de første 16,4 cm-erne av kjernene (fra 25-11,40 cm). Det ble i SEU117 observert en fargeforandringer, fra grå til brun, i toppen av kjernen som ikke er i SEP117. Det som kommer frem av analysene MS og glødetap er at de øverste 11,40 cm i kjerne SEU117 ikke er å finne i SEP117 (se figur 3.5). Dette tolkes derfor til å indikere at SEP117 mangler 11,40 cm med sedimenter. Det vil derfor videre under tolkning være fokus på de 11,40cm med sedimenter i SEU117.



Figur 3.5 MS analyse som viser potensiell korrelasjon mellom SEP117 og SEU117. Dette ble gjort for å se om alle topp sedimentene var tatt med i SEP117.

3.4.2 ^{14}C dateringer

Det ble sendt 11 prøver til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for radiokarbondatering. Prøvene ble hentet ut jevnt fordelt gjennom alle de 4 kjernedelene av SEP117 (tabell 3.2), med fokus på å hente ut prøver fra områder der det var interessante observasjoner, og data basert på sedimentanalysene. Prøvene som ble hentet ut var på 1cm^3 og de ble siktet med en sil for å skille materialtyper fra hverandre. Det organiske materiale ble deretter plukket ut av silen ved hjelp av lupe og pinsett. Det var fokus på å plukke ut terrestrisk materiale som blader, kvister og frø. Det organiske materiale ble så undersøkt av Anne Bjune, førsteamanuensis på Institutt for biovitenskap, som kunne bekrefte hva av materiale som var godt nok til å kunne sendes til analyse. Før prøvene ble sendt ble de tørket og veid. Av de 11 prøvene sendt til ^{14}C datering var to av dem marine skjell fra kjernen, og en prøve med marine skjell fra lokalitet 7. Skjellene ble skylt med destillert vann for å fjerne leiren som hadde festet seg til dem.

Prøven tatt på 59,5-60 cm inneholdt lite materiale til å få etablert en alder. Det fører til at den yngste dateringen i kjernen er på rundt 882 kal. år BP. Det vil derfor si at den yngste dateringen (omregnet fra ^{14}C til kalenderår) er fra ca. 1136 e.kr (2018-882 år = 1136).

Kalibrering av ^{14}C dateringene ble utført i Calib 7.1, en nettbasert programvare (Stuiver et al, 2016). Det ble på de marine skjellene fra lokalitet 7 og skjell fra 468,7-472,7 cm og 412,7-418,7 cm korrigert for en reservoaralder på 400 år (Bard et al, 1991).

Kalibreringskurvene benyttes var IntCal13 og Marine 13 (Reimer et al, 2013). Da resultatene kom tilbake ble de sendt igjennom alder-dybde-kalkuleringer (Blaauw, 2010) (figur 3.6).

Tabell 3.2. Resultat av radiokarbondatering. Alder med høyest sannsynlighetsverdi er uthevet.

Lab-ID	Dyb(cm)/UTM	Materiale	Alder ¹⁴ C år BP	Kal. Yr BP ± 1σ	Kal. Yr BP ± 2σ
Poz - 100684	59,5-60 cm	Terrestrisk plantemateriale	(For lite materiale)	-----	-----
Poz - 100685	95-97 cm	Terrestrisk plantemateriale	1090± 30	980 ± 20	995 ± 60
Poz - 100686	107-107,5 cm	Terrestrisk plantemateriale	1780± 30	1650 ± 25	1680 ± 65
Poz - 100687	134-135 cm	Terrestrisk plantemateriale	2270 ± 30	2325 ± 20	2325 ± 25
Poz - 100688	178,5-179 cm	Terrestrisk plantemateriale	3270 ± 70	3510 ± 65	3505 ± 140
Poz - 100689	230-230,5 cm	Terrestrisk plantemateriale	4945 ± 35	5695 ± 20	5670 ± 70
Poz - 100709	284,5-285 cm	Terrestrisk plantemateriale	7060 ± 35	7880 ± 25	7895 ± 65
Poz - 100710	321-322 cm	Terrestrisk plantemateriale	8050 ± 50	8995 ± 30	8920 ± 170
Poz - 100596	412,7-418,7 cm	Marine Skjell	10820 ± 60	12130 ± 550	12085 ± 1015
Poz - 100597	468,7-472,7 cm	Marine skjell	10920 ± 60	12250 ± 550	12170 ± 1005
Poz - 100608	UTM: 0449103, 7412066	Marine skjell	12620 ± 60	14350 ± 605	14440 ± 1120

3.5 Tolkning av SEP117 og SAU117

Enhet A (479-365 cm)

Denne enheten består av sedimenter tolket som leir, silt og skjellfragmenter, og tolkes videre ut fra sedimentsammensetningen til å bestå av marint avsatt materiale. Basert på ¹⁴C dateringen utført på skjell (468,7-472 cm i kjernen) er avsetningene datert til en alder på 10920 ± 60 ¹⁴C BP (12250 ± 550 kal. år BP). Det ble også utført ¹⁴C dateringer på skjell funnet på 412,7-418,7 cm dyp, datert til 10820 ± 60 ¹⁴C BP (12130 ± 550 kal. år BP).

Kjernedel A representerer derfor tidlig del av kronosonen yngre dryas, som varte fra 11000 ¹⁴C BP til 10 000 ¹⁴C BP.

Det ble som tidligere nevnt ikke utført glødetap på mer enn 8,5 cm i denne delen av kjernen (365-373,5 cm), men resultatet viser at det er minerogent materiale grunnet lave tellinger for organisk materiale. MS nivåene og XRF-parametrene K, Si, Ti og Fe har generelt noe høyere utslag gjennom hele kjernedelen. Dette indikerer minoregent materiale, og enkelte høyere utslag skyldes skjell, stein, grus og/eller siltfragmenter i materialet. Det kan antas at det var en aktiv bre i dreneringsfeltet på dette tidspunktet. Som beskrevet er de markante MS-utslagene, og XRF-utslagene (spesielt hos Ca), som oppstår i kjernedel A på 423 og 472 cm et resultat av stein og skjell.

Basert på at kjernen inneholder avsetninger av marint materiale indikerer dette at breen under yngre dryas ikke dekket område der kjernen i Selstadvatnet ble tatt, og at Glomfjorden som lå inn i Selstaddalen på dette tidspunktet var (helt eller delvis) brefritt.

Enhet B (365-326 cm)

I denne enheten ble det observert en overgang til en mørkere siltfarget tone på sedimentene. Grunnet fargeforandringer som kan observeres tolkes dette til å skyldes at kjernen går fra å være ren leir/silt til å inneholde mer silt. Som det kommer frem av analyseverktøyene observeres det også et større utslag ved 330-340 cm hos både DBD, Ca og MS, samt tilstedeværelse av skjellfragmenter, som indikerer marint avsatt materiale.

Fra 360 til 330 cm i kjernen ble det registrert lavere utslag på glødetap mens MS og DBD får kraftigere utslag. Dette kan være med på å styrke hypotesen om at breen fortsatt er dominerende i nedslagsfeltet og tilførsel av sedimenter ut i fjorden er høy. Materialet i kjernen fortsetter å være minerogent, men med mer innhold av silt og grovere materiale. Denne endringen i kjernen tolkes som et resultat av at breen har begynt tilbaketrekkingen, og at det er store mengder smeltevann frakter med seg sedimenter til området der Selstadvatnet ligger i dag. Inntil dette punktet har breen vokst, men nå minker den. En annen tolkning er at overgangen til silt skyldes økt erosjon i isranddeltaet fra smeltevannselver og Glomfjorden.

Rundt 355 cm er det utslag hos analyseparametrene som kan være relatert til forstyrrelser i laget. Dette tolkes derfor til å være et «end of core»-signal, og det blir derfor ikke gjort en tolkning utover dette.

Enhet C (326-272 cm)

I denne enheten, fra 326 cm til 308 cm, kan det observeres en overgang fra minerogent til mer organiske lag i de ulike analyseparameterens graf som hhv oppadgående og nedadgående trender. De organiske lagene er tolket til å representere at klimaet blir mildere, som igjen fører til høyere produksjon av organisk materiale.

Det ikke ble registrert noen skjellfragmenter i lagene over 326 cm. Det er også en klar endring fra siltholdig materiale med skjellfragmenter uten lagdeling (kjernedel B) til sedimenter med mer markerte lag over 326 cm. Overgangen ved 326 cm er derfor tolket til å kunne representere isoleringen av Selstadvatnet der tilførsel av marint materiale til dalen opphører rundt dette tidspunktet. Datering gjort ved bunnen av kjernedel C (321-322 cm) daterer isoleringsstart til rundt 8050 ± 50 ^{14}C (8920 ± 170 kal. år BP).

En annen tolkning er at lagene fra 326 cm til 308 cm kan representere den begynnende tilbakesmeltingen av Glombreen, der det periodevis kom ned store mengder minerogent materiale med smeltevannselver. Disse to hendelsene (isolering og full tilbakesmelting) kan også ha sammenfalt i tid.

Med tanke på at materiale avsatt fra 321-322 cm ble datert til 8920 ± 170 kal. år BP, og at materiale fra 284,5-285 cm i kjernen blitt datert til 7060 ± 35 ^{14}C BP (7895 ± 65 kal. år BP), Viser dette at laget med tykkelse på 17 cm (308cm-291cm), har blitt avsatt mellom disse to tidsperiodene. Det er registrert en høyere verdi av Ca for dette laget enn den generelle trenden for hele kjernedel C, som er tolket å skyldes skjellfragmenter. Aldersmessig kan dette laget stemme med en større skredhendelse som fant sted i Norskehavet for 8150 kal år BP siden (kap 5.2.5) – og det 17 cm tykke laget er derfor tolket til å være en tsunamiavsetning som et resultat av Storeggaraset. Denne hendelsen kan forklare tilstedeværelse av både marine skjell, organisk- og minerogent materiale i dette intervallet. En annen mulig tolkning av laget representerer et jøkulaup, mulig resultat av finse event rundt 8200 kal år BP.

Fra 291 cm til 272 cm blir det igjen lag som varierer mellom mørke og lyse farger, men nå er de organiske lagene enda mørkere på farge. Lagene er tolket til å representere variasjon mellom organisk og minerogent materiale. Denne variasjonen kan også observeres i de ulike analyseparameterne da hos MS som får høyere verdier i de minerogene lysegrå lagene og glødetap som får høyere verdier i de brune, organiske lagene. Glødetap øker, som også tilsier varmere klima og mer organisk produksjon og vekst i dalen. I XRF-parameterne Ti, K, Si, og Fe kan det også observeres de samme variasjonene i reaksjon, med litt generelt lavere

tellinger for det organiske materiale. Det kan på dette punktet se ut som all tilførsel av minerogent glasialt materiale opphører, og at Glombreen er liten eller smeltet helt vekk. De første lagene er tolket til å være suspendert materiale som avsettes etter den episodiske hendelsen.

Enhet D (272-156 cm)

Enheten er dominert av organisk materiale med de høyeste glødetapsverdiene i hele kjernen. MS dataene har en stor nedgang, noe som også korrelerer med nedgangen i DBD dataene. XRF-analyseparameterne Fe, K, Ti og Si har alle en reaksjon på det organiske materiale med lavere utslag enn ellers i kjernen. Dette er med på å indikere at det ikke eksisterte bre i nedslagsfeltet til Selstaddalen gjennom denne tidsperioden, og at det må ha vært et varmere klima som utelukket breaktivitet.

Det ble utført radiokarbondateringer to steder datert til hhv 4945 ± 35 ^{14}C BP (5670 ± 70 kal år BP) for 230-230,5 cm og 3270 ± 70 ^{14}C BP (3505 ± 140 kal år BP) for 178,5-179 cm. Dette indikerer at det trolig rett etter ca. 8000 kal. år BP (basert på datering utført på 284,5-285 cm; 7895 ± 65 kal. år BP) og frem til ca. 3000 kal. år BP (basert på datering tatt (134-135 cm) ikke eksisterte bre som påvirket dreneringsfeltet til Selstaddalen. At det enkelte steder i kjernen er noe lysere brunfarge er tolket til å indikere at det periodevis ble tilført mindre organisk materiale på de gitte tidspunktene.

Enhet E (156-87 cm)

Ved enhetens start på 156 cm blir det registrert høyere nivåer hos både DBD, MS, Si, K, Ti, Fe. Dette er tolket til at det igjen registreres større mengder minerogent materiale i kjernen, etter et langt opphold. Det observeres også at det kommer tilbake en gråfarge i avsetningene, og den brune fargen blir mindre dominerende samtidig som glødetapsverdiene synker. Dette kan tyde på at breen på dette tidspunktet igjen begynner å påvirke dreningsfeltet ned mot Selstaddalen, som et resultat av at det blir et kaldere klima. Det blir også registeret fire markante minerogene signaler i analyseparameterne MS og glødetap.

Disse fire lagene på 104 cm, 120 cm, 130,5 cm og 142,5 cm har en klart lysere gråfarge enn lagene over og under dem, og består for det meste av siltpartikler, grus og lite organisk materiale. Disse lagene gir også markante høyere utslag både på MS og DBD og spesielt

parameterne Si og K, noe som indikerer minerogent materiale. Disse lagene er tolket til å enten representere brefremrykk, eller som alternativt episodiske flomhendelser.

Det ble utført tre datering i denne kjernedelen på 134-135 cm datert til 2270 ± 30 ^{14}C BP (2325 ± 20 kal år BP), 107-107,5 cm til 1780 ± 30 ^{14}C (1680 ± 65 kal. År BP) og 95-97 cm 1090 ± 10 ^{14}C BP (995 ± 60 kal. år BP).

Den svarte runding som kan observeres på 126 cm (hvis det zoomes inn) er en liten organisk klump med materiale som mest sannsynlig er blitt dratt ned fra laget på 123 cm.

Enhet F (87-0 cm)

Denne enheten får en raskt økning i både DBD og MS verdier. Det er spesielt høye utslag å registrere i MS grafen. Som det kommer frem av grafene er det variasjoner mellom større sedimentasjon av minerogent materiale og noe innslag av organisk materiale. Det skjer samtidig også en reaksjon i både K, Ti, Fe og Si. Det kan derfor tolkes dit hen at de kraftige utslagene, og innslag av glasialt materiale, skyldes starten på Den lille istids. Som det kommer frem av MS grafen er det en brå oppadgående trend, og dette indikerer at det er mer minerogent materiale og derfor også høyere glacial aktivitet. Dette kan også tolkes som at breen vokser og breelver frakter med seg mer sedimenter til Selstadvatnet. Grunnet sedimenteringen i Selstaddalen er det også tydelig at heller ikke brefremrykket under den lille istid gikk over Selstadvatnet.

SEU117

Som det kommer frem av glødetapsverdien blir det mot toppen av kjernen fra ca. 8 cm betydelig mer organisk materiale. Det er sannsynlig at dette skyldes at det ble avsatt mer organisk materiale etter den lille istid da smeltevannselvene har vært større og det ble høyere temperaturer som fører til mer organisk vekst i dalen. De øverste organiske lagene tolkes derfor til å være et resultat av organisk materiale som har blitt vasket med smeltevannselver fra Glombreen, men også sideelver som er nedbørspåvirket. De første 3,5 cm fra 11,5-8 cm består av gråere farge med noe innslag av brunt som man også ser i enhet F i SEP117. Dette er tolket til å være minerogent materiale som kommer av smeltevann som frakter med seg eroderte sedimenter fra breen.

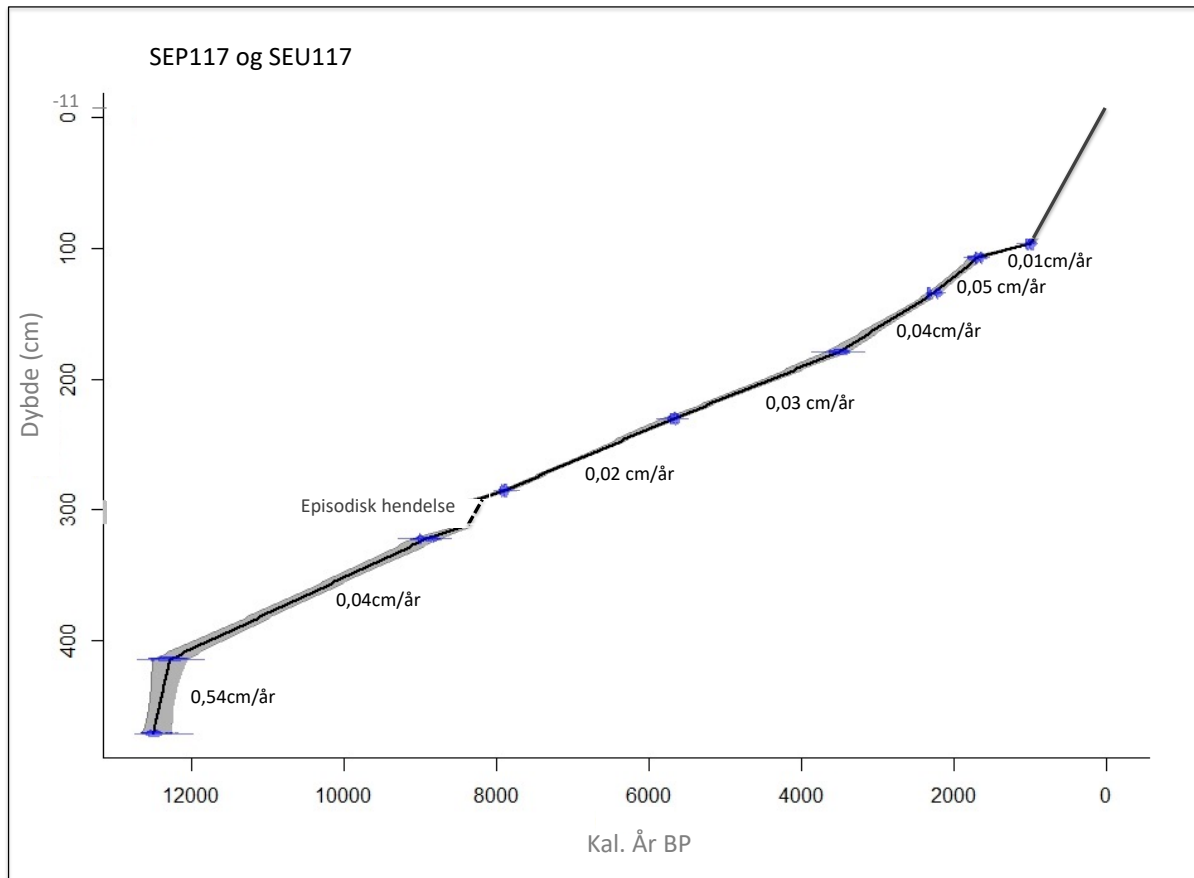
Glødetapet fra SEU117 viser høyere registrering av organisk materiale, som stemmer med det visuelle inntrykket og MS dataene. Det er ofte forstyrrelser i den øvre delen av kjernen. Det ble heller ikke utført noen dateringer på materiale i denne kjernedelen, og det er derfor valgt å ikke fokusere på videre på SEU117.

3.5.1 Aldersmodell

En aldersmodell brukes blant annet for å kunne sammenligne alder med sedimentasjonsrate, men også for å kunne sette en estimert alder på deler av kjernen der det ikke ble tatt ^{14}C dateringer. Statistikkprogrammet R bruker lineær interpolasjon som verktøy for å finne ut hvor stor sannsynlighet det er for at en viss mengde sedimenter representerer et visst antall år (Blaauw, 2010). R brukes videre sammen med Clam.2.2 (Blaauw, 2010) (et modelleringsverktøy) til å kalibrere ^{14}C dateringene og deretter lage en alder-dybde modell med kalenderår.

Det kan oppstå episodiske hendelser som kan føre til at store mengder sedimenter som blir avsatt på innsjøbunnen bare på en dag ved f.eks. flomhendelser, skred eller tsunami (Karlén, 1981). Disse raske avsatt episodiske hendelsene kan programmet ta hensyn til, noe som er en stor fordel. Det ble også korrigert for reservoaralder på 400 år (Bard et al, 1991) på de to nederste skjelldateringene.

I aldersmodellen representerer de blå punktene ^{14}C dateringene i kal. år BP. Jo flere dateringer som er tatt fra en sedimentkjerne jo mer pålitelige blir aldrene og sedimentasjonsraten som programmet kalkulerer seg frem til mellom de daterte aldrene (Blaauw, 2010).



Figur 3.6. Aldersmodell for kjerne SEP117. Laget i R med hjelp av programmet clam2.2. Videre redigert i PowerPoint. SEU117 er redigert på i ettertid representert ved 0 til -11. Modellen er fremstilt ved «linear interpolation».

Som det kommer frem av aldersmodellen (figur 3.6) ble det valgt å legge inn en beskjed til programmet om at sedimentasjonen som fant sted for 8150 år (tsunami) ikke hadde blitt avsatt i løpet av 500 år, som programmet først foreslo. Dette ble gjort for at ikke skulle være en forflytning av både alder og sedimentasjon for resten av kjernen.

Når det gjelder den generelle sedimentasjonen i kjernen viser den at den høyest sedimentasjonshastighet var å finne i bunnen av kjernedel 4/4 i det marine materiale, der det på 100 år og over 54 cm ble avsatt 0,54 cm/år. Ellers i kjernen er det lav sedimentasjonshastighet, da spesielt i det organiske laget i kjernedel D. Dette har så lave sedimentasjonshastigheter som 0,02 cm/år. Fra 156 cm i kjernen når det skjer en endringer fra det organiske til minerogene materiale øker sedimentasjonshastigeten på nytt.

Sedimentasjonshastigheten avtar mellom 135 cm og 100 cm i kjernen. Det er vanskelig å si noe om sedimentasjonen etter den yngste dateringen som ble utført på 95-97 cm. Det betyr at det ikke er data for sedimentasjonshastigheter under den lille istid.

3.6 Oppsummering

De ulike sedimentparameterne er satt opp mot sedimentkjernen SEP 117. Dette ble gjort for å få en forståelse av avsetningsforholdet i Selstadvatnet gjennom deglasiasjonen. Glødetap ble benyttet som en metode for å se mengden organisk produksjon, der det var lave verdier er et resultat av mer minerogent materiale i kjernen. For å se på variasjonen av breaktivteten ble det benyttet grunnstoffene Ti, Si, K, Ca og Fe og også MS og DBD. ^{14}C dateringene bidro til å forstå avsetningshistorien kronologisk og sette alder på interessant sedimenterte lag og hendelser.

- Det ble laget en aldersmodell i Clam som gav kalkulerte aldere i kjernen basert på dateringene. Det ble også regnet ut en sedimentasjonrate mellom de ulike dateringene.
- Kjerneseksjon A består av marine sedimenter og skjell i bunn datert til 10920 ± 60 ^{14}C BP, som indikerer at starten av kjernen representere starten av yngre dryas. Sedimentasjonen i kjernedelen antyder at Glombreen ikke gikk ut i Glomfjorden under dette brefremrykket. Overgangen til holosen registreres på rundt 400 cm dyp (basert på alder-dybde kalkulering).
- Kjerneseksjon B viser at materiale i kjernen blir grovere og det blir også mindre vanninnhold i kjernen. Dette er tolket til å skyldes erosjon av isranddeltaet, om mulig også resedimentering av materiale grunnet observasjonen av skjellfragmenter.
- Kjerneseksjon C: Isolasjonen av Selstaddalen er representert med laminerenende lag datert alder på 8050 ± 50 ^{14}C BP. Det blir også registeret et usortert lag rett etter isolasjonen, bestående av minerogent og terrestrisk materiale, med observerte skjellfragmenter. Datering rett etter det usortelaget gir alder på 7060 ± 35 og blir derfor tolket til å skyldes en episodisk hendelse, med størst tro på Storeggaskredet. Dette laget kan også aldersmessig kobles til et jøkulaup under finse event rundt 8200 kal år BP.
- Kjerneseksjon D er dominert av organisk materiale og gir uttrykk for at det ikke var bre i nedslagsfeltet på dette tidspunktet i dalen. Avsetningene sammenfaller med den varme perioden atlantisk og subboreal. Basert på dateringer og alderskalkuleringer fra Clam ser det ut til at Glombreen var fraværende; nedsmeltet ved 7060 ± 35 ^{14}C BP.

- I Kjerneseksjon E er breen tilbake i nedslagsfeltet og det observeres fire hendelser datert rundt 2270 ± 30 ^{14}C BP. Tolket til å enten representere brefremrykk eller episodiske flomhendelser.
- I kjerneseksjon F blir de økende registrert med økende minerogent materiale i kjernen. Den lille istid starter også raskt i denne kjerndelen som kommer frem med økende registrering i både MS og DBD.

4 Rekonstruksjon av Glombreens utbredelse under Den lille istids maksimum, likevekstlinje og vinternedbør

4.1 Rekonstruksjon av Glombreens utbredelse og likevekstlinjer

4.1.1 Teori

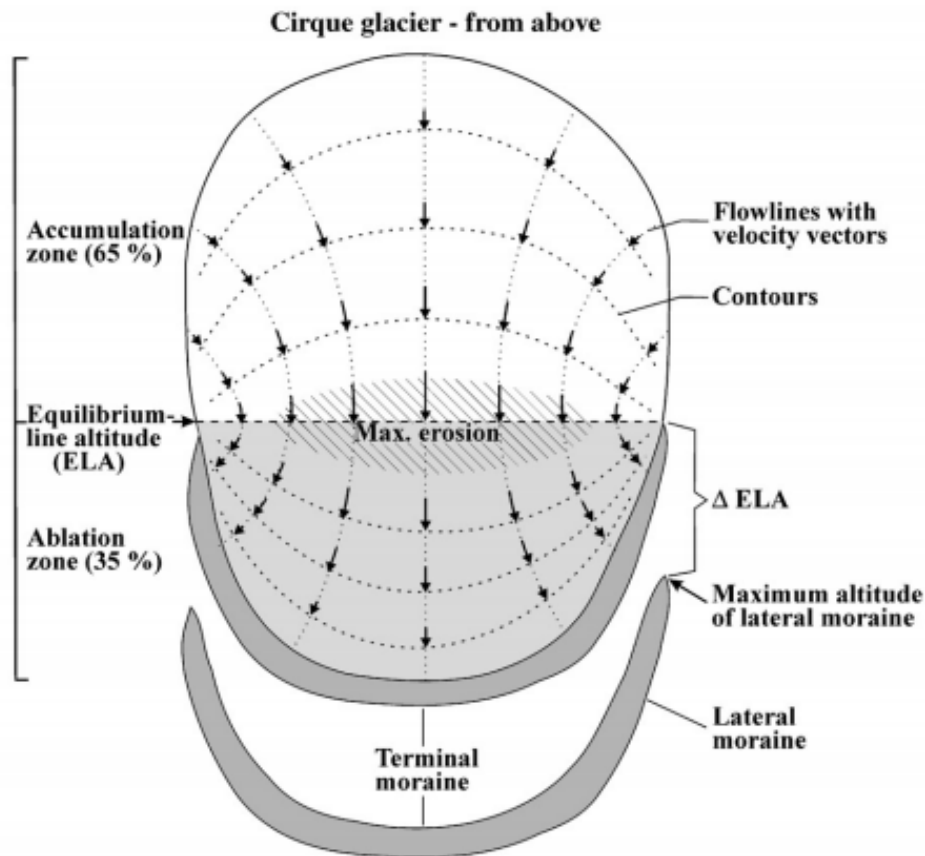
En likevekstlinje (ELA-Equilibrium Line Altitude) er en usynlig linje på en bre som skiller breens ablasjonsområdet fra akkumulasjonsområdet. Ablasjonsområdet på en bre er beskrevet som område på breen som mister masse i løpet av et år og blir derfor også ofte kalt underskuddsfeltet (Sulebak, 2007). Ablasjonssesongen regnes fra 1 mai til 30 september (Dahl og Nesje, 1996). Akkumulasjonsområde på en bre får tilførsel av nedbør, helst snø, i løpet av året og kan derfor også kalles for overskuddsfeltet (Sulebak, 2007).

Akkumulasjonssesongen regnes fra 1 oktober – 30 april (Dahl og Nesje, 1996).

Likevekstlinjen, selv om den til vanlig er usynlig, kan på sensommeren ofte vises som et skille mellom snødekt bre og blåis (Sulebak, 2007). En bre holder seg konstant i balanse hvis det er 60 – 70 % isdekke over likevekstlinjen (akkumulasjonsområdet) og 30-40 % isdekke under likevekstlinjen (ablasjonsområdet) (figur 8). Hvis denne arealfordeling er kjent på en gitt bre kan dette forholdet brukes til å regne ut likevekstsgrensen (Sulebak, 2007).

Likevekstlinjen påvirkes av både klima og topografi. Generelt på platåbreer er det på de vindbårende sidene snødeflasjon og drift, mens det på lesiden akkumuleres snø. (Dahl et al, 1992; Dahl et al, 1997 og Nesje, 2012). Glombreens plassering viser at klimaet, da i hovedsak nedbør, og topografien har vært ideelt for dannelse av breen.

Likevekstlinjen på breer bidrar til å si noe om tidligere og nåværende klima, og forandring i plassering av likevekstlinjen på en bre kan være med å fortelle om endrende klima. Ved utregninger av tidligere likevekstlinjer og sammenligning med klima ligger det en antakelse om at breen følger klimaet og at de er i likevekt med hverandre. Breens likevekstlinje er koblet til klimaet i hovedsak gjennom vinternedbør og sommertemperaturer. Det er også andre faktorer som påvirker plassering av ELA på breer, som stråling i form av korte og lengre bølgelengder, tap av varme samt varmeavgivelse grunnet gjentakende fryse- og tineprosesser (Ahlmann, 1924, 1948; Loewe, 1971; Kotlyakov and Krenke, 1982; Braithwaite, 1985; Ohmura et al, 1992; Braithwaite, 2008 referert i Pellitero et al, 2015).



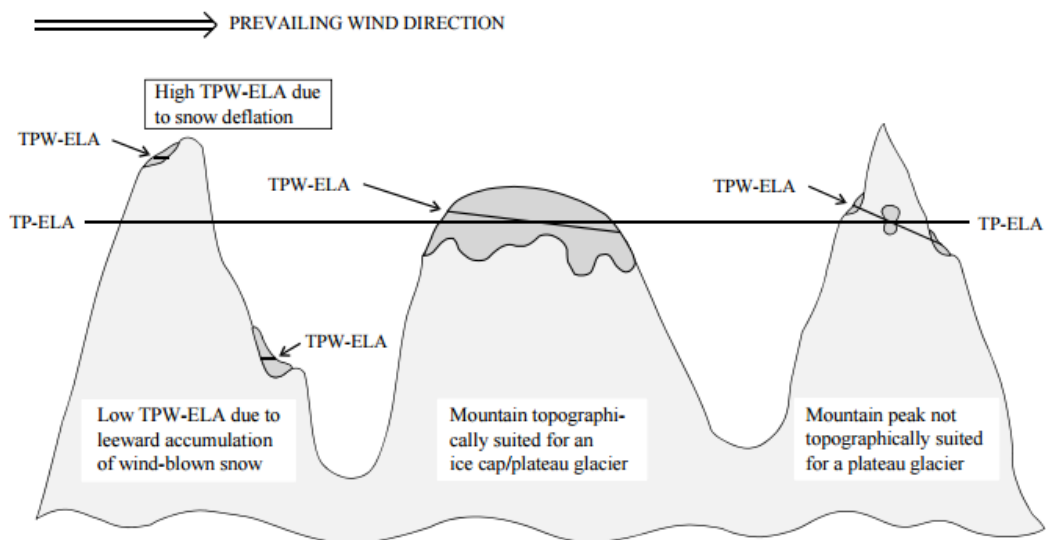
Marginal moraines = lateral moraines and terminal moraines
Accumulation-area ratio (AAR) = 0.65 ± 0.05 : 1

Figur 4.1: Illustrerer forholdet mellom akkumulasjonssonen og ablasjonssonen hos en idealisert botnbre sett ovenfra, og deres forskjell i strømningsretninger og koter. (Figur hentet fra Dahl et al, 2003)

Når det kommer til massebalansen (og ELA) på bre er det flere miljøfaktorer som påvirker, blant annet har den regionale fordeling av temperaturer i ablasjonssonen. Også nedbør i form av snø i akkumulasjonssonen har en stor påvirkning på massebalansen. Andre faktorer som kan påvirke massebalansen er forflytting av lokal snø med vind fra eksponerte områder ned til områder som ligger lavere og i ly. Denne vindfaktoren kan ses bort fra hvis det er snakk om massebalansen på en platåbre med flere brearmer, da gjennomsnitts ELA på breen vil jevne ut forholdet mellom vindområder på breen som mister snø, og akkumulasjonen av snø i områder som ligger i le for vinden (figur 4.2) (Dahl og Nesje, 1992; Dahl et al, 1997).

Dette betyr at det den lokale topografiske temperatur – nedbør – vind – ELA (TPW – ELA) på botnbreer kan ligge mye lavere enn den regionale temperatur – nedbør – ELA (TP – ELA) for

platåbreer. Det er dermed viktig å vite hvilke type bre breen er når tidligere ELA og breaktivitet skal rekonstrueres, slik at klimafaktorene som påvirker de ulike breene blir tatt høyde for (Dahl et al, 2003).



Figur 4. 2: Viser forskjellen mellom den regionale TP - ELA på platå breer/isdekke og den lokale topografien avhengig av TPW - ELA på botnbreer (Dahl og Nesje, 1992; Dahl et al, 1997. hentet fra Dahl et al, 2003)

Glombreen er i dag en platåbre. Den delen av Glombreen som har erodert ut Selstaddalen går i sørvestlig retning ut mot Glomfjorden, og likevektslinjen vil i hovedsak bli påvirket av vinder fra nordøst og sørvest. Basert på breens plassering og påvirkninger vil det bli brukt TPW-ELA for å rekonstruere Glombreens likevektslinje (Dahl et al, 2003).

Dahl og Nesje (2003) tar opp fem ulike metoder som de mener er de vanligste å benytte ved rekonstruksjon av likevektslinjer. De fem er: (1) Maksimumshøyden til sidemorener (MELM), (2) Breens middelhøyde (MEG), (3) «The toe – to headwall altitude ratio» (THAR), (4) «The ratio of the accumulation area til the total area» (AAR) og (5) «The balance ratio method» (AABR). Det vil i denne oppgaven bli benyttet AAR og AABR metoden for rekonstruksjon av TPW-ELA for den lille istids- og dagens isutbredelse (2019, nyeste ortofoto)

AAR (The ratio of the accumulation area to the total area)

AAR metoden baserer seg på at forholdet mellom akkumulasjonsområdet og ablasjonsområde er konstant hvis breen holder seg i dynamisk- og klimatisk likevekt (Nesje, 2012; Pellitero et al, 2015) Dette faste forholdet er gitt ved verdiene $0,6 \pm 0,05$ eller $0,65$ (Porter, 1975). Dette er en verdi som er beregnet basert på tempererte breer fra forskjellige steder i verden, men er i hovedsak basert på breer fra nordvestlige Nord Amerika (Nesje, 1992b). AAR hos breer varierer avhengig av breens massebalanse. Hvis det er forhold som tilsier verdier under $0,5$, vil det indikere en negativ massebalanse, verdier mellom $0,5$ og $0,8$ vil indikere stabile forhold, og verdier over $0,8$ vil indikere en positiv massebalanse (Andrews, 1975). Daler og botnbreer har vanligvis en AAR på $0,6 \pm 0,5$. Når det gjelder valg av AAR-verdien har det vært en enighet om at verdier mellom $0,5$ - $0,8$, der $0,6$ er anbefalt for dalbreer eller platåbreer (Porter, 1977; Nesje og Dahl, 2000; Benn og Evans, 2010 m.f). For eksisterende «mid – og high – latitude» breer uten betydelige mengder av skredmateriale på breoverflaten, vil AAR-verdier typisk ligge mellom $0,55$ - $0,65$ (Porter, 1975; Torsnes et al, 1993; referert i Benn og Ballantyne, 2015).

Den største kilden til problemer med metoden ligger i rekonstruksjonen av overflatekonturene, spesielt hvis bremarginene skjærer dalsidens topografiske konturer ved lave vinkler eller sammenfaller med dem over en viss distanse. Denne feilen vil midlertidig bli tilfeldig fordelt, og ser ikke ut til å gi store avvik fra de faktiske forholdene (Nesje 1992b s.385).

Metoden tar ikke hensyn til breens «område-høyde fordeling» (hypsometri) (Osmaston, 2005). Dette er blitt illustrert ved ulike bakke- og dalhelninger. Det kom frem av denne forskningen at breer som vokser i flate dalpartier kan få en underestimert ELA, mens breer som vokser mot områder med økende helningsvinkel kan få en overestimering av ELA. Det må derfor være en evaluering om hvordan morfologien og topografien i områder kan komme til å påvirke rekonstruerte ELA-er (Nesje, 1992b s.358).

The balance ratio method (AABR)

Denne metoden ble tatt i bruk av Furbish og Andrews (1984), da kalt BR (Balance ratio), fordi den tar hensyn til både breens hypsometri (Ostomaston, 2005) og massebalanse gradienten (Benn og Lehmkuhl, 2000). Den baserer seg også på det faktum at for en bre i likevekt må den totale årlige akkumulasjonen over ELA balansere den totale årlige ablasjonen under ELA (Nesje, 2012, Pellitero et al, 2015).

Benn og Lehmkuhl (2000) og Rea (2009) trekker frem tre forutsetninger som må ligge til grunn før metoden skal utføres. Det er viktig at akkumulasjonen og ablasjonsgradienten er tilnærmet lineær, og at netto forholdet mellom akkumulasjon og ablasjon er kjent og forblir slik over tid. Det antas også det at topografien hindrer breen, så en forandring i klima (massebalansen) vil resultere i at brefronten får en annen høyde (Pellitero et al, 2015 s.57). Denne metoden tar også hensyn til at det område på breens overflate som høydemessig er lengst fra ELA-en på breen, enten den befinner seg høyere eller lavere, har et større bidrag på breens massebalanse enn områder som ligger nærmere ELA-en. (Pellitero et al, 2015 s.57).

Når det gjelder valg av AABR-verdier har det vært diskutert hvilke som bør benyttes.

Ballantyne (2005) nevner blant annet at verdier innenfor 1,67-2,2 bør benyttes for AABR-kalkuleringer. Benn og Gemmell (1997), Benn og Evans (1998) og Benn og Lehmkuhl (2000 (referert i Rea, 2009) snakket blant annet om at utregning av AABR ELA-er for "mid – latitude maritime glaciers" bør ha AABR verdier som ligger mellom 1.8 og 2.2. Dette skyldes at disse breene ofte har relativt høye ablasjonsverdier. Lave AABR verdier som 1 passer best for polare breer da AABR verdien indikerer at akkumulasjons- og ablasjonsområde har lik gradient. Dette oppstår på polare breer da temperaturen er lav både i akkumulasjonssonen og ablasjonssonen, og derfor ikke påvirker breens soner ulikt. AABR verdier som ligger over 2 er å finne hos tropiske breer. Disse breene vil ofte ha høye ablasjonsverdier, og derfor også veldig lite ablasjonsmorene

Basert på dette valgte jeg å teste AABR verdier liggende på 1,8; 2 og 2,2 (se tabell 4.1).

4.1.2 Beregning av Glombreens Paleo-likevektslinjer i Selstaddalen

Det var i Selstaddalen et ønske om å estimere tidligere isutbredelse, og kalkulering av TPW-ELA for 1752 (den lille istids maksimum) og isdekke i 2019, basert på at dette er det siste ortofoto tatt (norgebilder.no). For å kalkulere tidligere likevektslinjer er det nødvendig å vite hvor stor del av Glombreen som drenerer nå, og tidligere drenerte, ned i Selstaddalen. For å finne ut dette ble det benyttet nedbørdreneringskart fra NVE (2022). Begge rekonstruksjonene er utført basert på dagens dreneringsområde fra breen ned i Selstaddalen, og dagens topografi. Det ble benyttet et digitalisert kart over området fra norgebilder.no, der Ortofoto "Saltfjellet 2013" ble mest brukt. Dette var yngste flyfotoet der det var mulig å se den faktiske utbredelsen til breen uten vintersnødekke, da flyfoto var tatt i september 2013 (norgebilder.no). Og det kan se ut som isutbredelsen i 2019 ikke er mye mindre. M1 moreneryggene (figur 1.2) er tolket til å være en del av yngre dryas brefremrykket og utgjør ikke marginen for den lille istid (kap.5 diskusjon).

Det ble i Selstaddalen funnet morenerygger (M4) på toppen av Melkartuva tolket til å være sidemorener (kapittel 2). Disse ble ikke lichenometri datert, men er basert på plasseringen i forhold til den lille istid endemorene (lokalitet 1) tolket til å være en del av marginen for den lille istid mot nord-vest. I øst ble det ikke observert noen sidemorener. Det ble her valgt å la topografien, og morenemateriale sette marginen for den delen av den lille istid som hadde naturlig brebevegelse ned mot Selstaddalen. For kalkulering av likevekstlinjene, ble metodene AAR og AABR benyttet. Kalkuleringene ble utført i ArcMap 10.7 hvor det ble benyttet et utvidet verktøy kalt «ELA_toolbox» (Pellitero, 2015) som beregnet likevekstlinjene på nåværende, og på den rekonstruerte tidligere isutbredelsen.

For å få en bedre estimering av hvordan isutbredelsen var tilbake i tid ble det samtalt om Glombreens tidligere brestørrelser og utbredelser med lokalperson som har god kjennskap til Selstaddalen (Odd Wollbakk, pers.komm). Han kunne informerer om at breen på 70-tallet hadde hatt en brefront som hadde ligget helt fremt til den sør-vestligste delen av «686 moh. vannet». Han kunne også informerer om at Glombreen innerst i Spilderdalen ble observert med en høyde på over 30 meter mellom toppene Istinden og Litle istinden. Han kunne også informerer om at de fleste nunatakkene som stikker opp i nærheten av dagens bre var dekket av breen da han vokste opp. Denne informasjonen bidro til å gi indikasjoner på hvor mye tykkere breen kan ha vært helt tilbake til Den lille istid. Det ble derfor valgt å estimere bretykkelse og utbredelse også basert på denne informasjonen. Sammen med topografien i

område, morenerygger og materiale bidro denne informasjonen til en mer realistisk rekonstruksjon av isutbredelsen ved AD 1752 og dermed også likevekstlinjen.

Når det skulle regnes ut likevekstlinje for breen under den lille istidsmaksimum (AD 1752) ble det laget nye koter som skulle representere breens tenkte høyde (tykkelse) tilbake i tid. Rea (2009) tar opp at når det lages nye koter for å regne ut ELA tilbake i tid vil AABR og AAR bli mer riktig hvis kotene som lages har mindre intervall. Derfor ble det fokus på å ha flere og tettere koter når nye koter skulle konstrueres. Rea (2009) nevner videre at dette er lurt fordi AABR/ELA regneark-kalkulasjonene går ut i fra at det er like område-høyde intervallfordeling mellom kotene. Det vil derfor si at oftere kote-intervall vil øke nøyaktigheten på ELA-en. Det ble derfor valgt ved laging av nye koter for utregning av TPW-ELA for AD 1752 (den lille istids maksimum) utbredelsen å lage koter for hver 20 m (figur 4.3).

Som det kommer frem av likevekstlinjen regnet ut for den lille istidsmaksimum, har det vært en senkning av TPW-ELA på 102 meter.

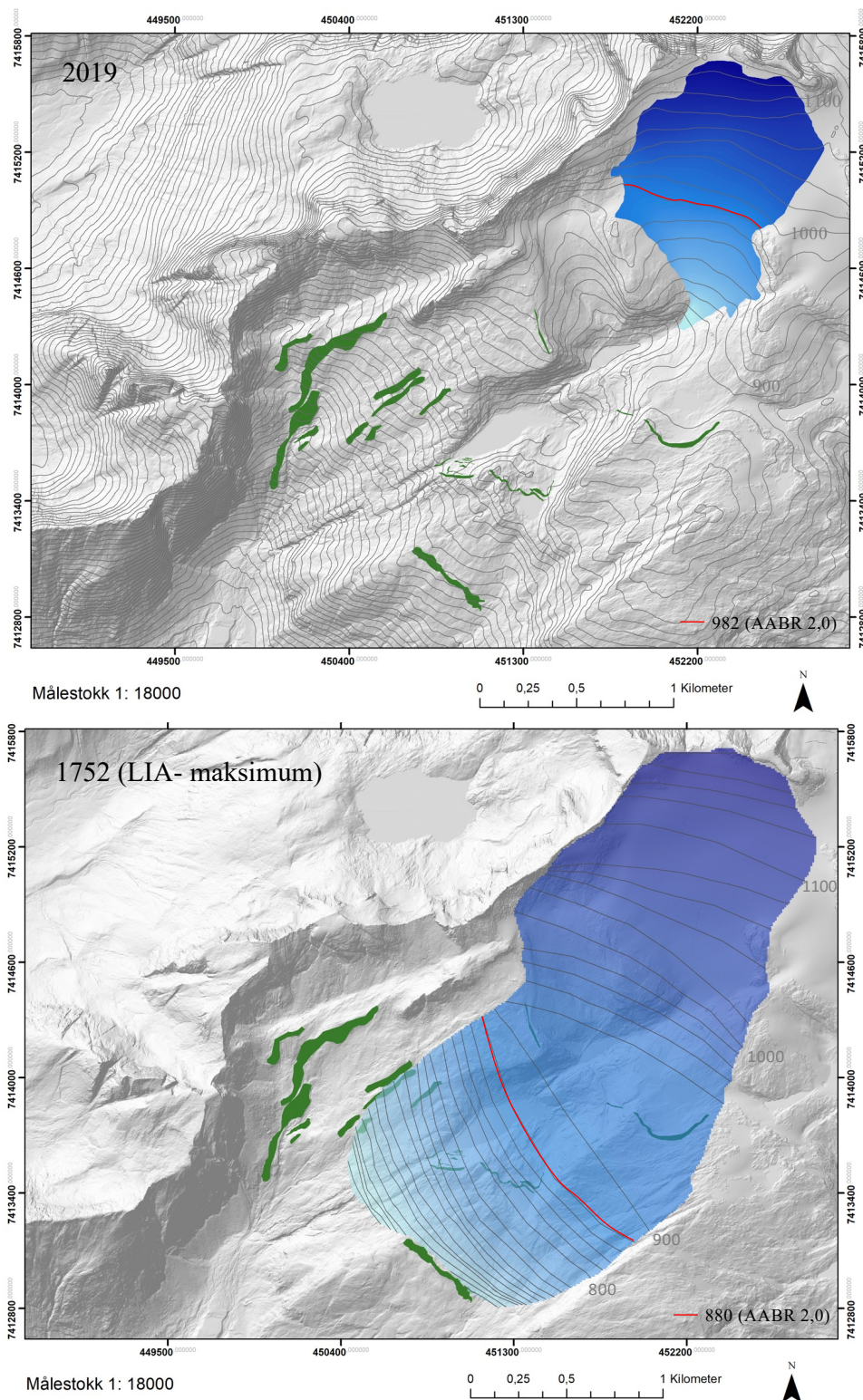
Tabell 4.1 Viser kalkulert TPW-ELA for dagens isutbredelse (2019) og den lille istidsmaksimum.

Bre (år AD)	AAR 0,65	AABR Br: 2,0	AABR Br: 1,8	ABBR Br: 2,2	ELA senkning i forhold til dagens ELA (basert på BR: 2,0)
2019	1010moh.	982 moh.	986moh.	980 moh.	
1752 (Lille istids maks.)	979 moh.	880 moh.	888moh.	876 moh.	102 m

Det kan være noen feilkilder med hensyn på valg av dreneringsområdet, da dreneringen ned i Selstaddalen kan ha endret seg basert på breens størrelse, både i høyde og utbredelse. Begge likevekstlinjene er basert på at breen har det samme dreneringsområde uavhengig om det er isutbredelsen for AD 2019 AD 1752, noe som kan føre til feil i likevekstlinjene. Det er også kun fokusert på å rekonstruere brestørrelse innenfor det samme dreneringsområdet som gjelder i dag, som videre er basert på dagens koter og topografi.

Det vil være vanskelig, av mangel på flybilder og objektive kilder, å vite hvordan breen har sett ut tilbake i tid, både utbredelse og tykkelse. Norgeibildet.no, 2007 viser mye snø som gjorde det vanskelig å se konturene av breen. Derfor ble rekonstruksjon av dagens bre, basert

på de nyeste ortofotoene (2013, 2019) samt observasjoner pers komm. Dette betyr at isutbredelsen og likevektslinjen er en av flere mulige rekonstruksjoner.

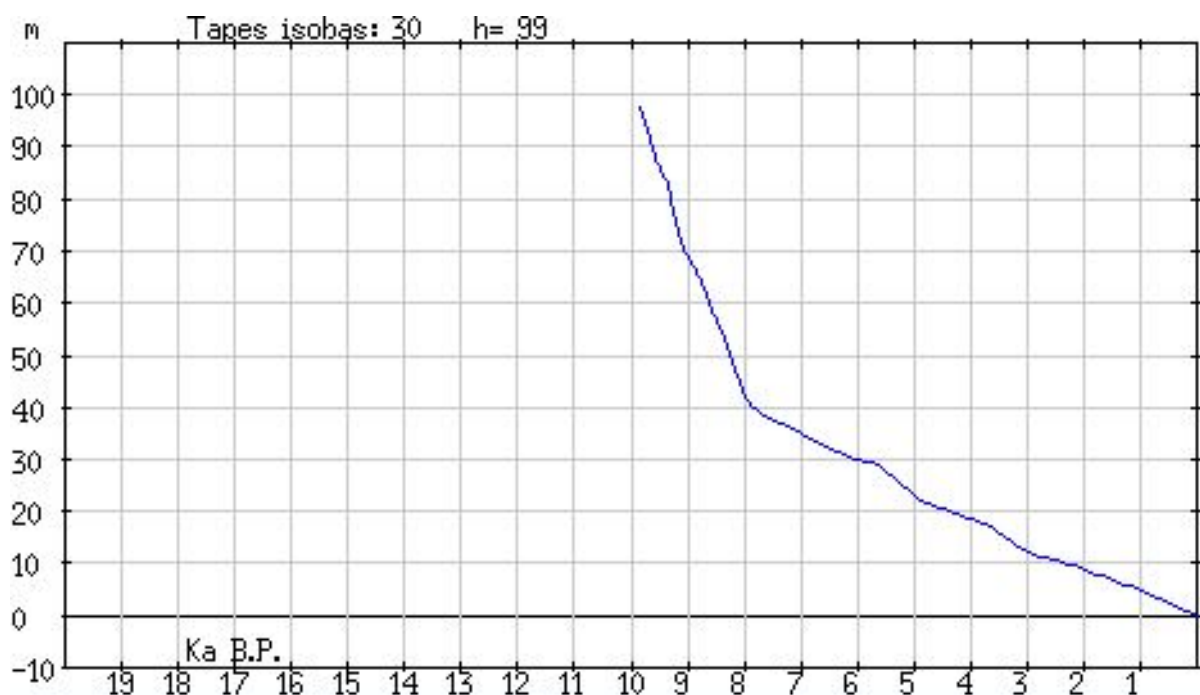


Figur 4.3 Estimert isutbredelse under den lille istid og beregnet TPW-ELA vist ved rødt kote for dagens isutbredelse og LIA-maksimum. Koteintervall på 20 meter.

Landhevning i Glomfjorden område – justering av ELA

Når likevektslinjen skal beregnes tilbake i tid er det viktig å ta hensyn til landhevning.

Landhevning oppstår som følge av at landet var presset ned grunnet vekten av den store innlandsisen. Da denne smeltet tilbake har det foregått en kontinuerlig heving til det nivået som er i dag. Landet er fremdeles i en hevelsesfase. Som det kommer frem av figur. 4.4 var landhevningen rask i starten etter isedekke forsvant og deretter har hevingen foregått noe saktere. Det vil si at de eldste likevektslinjene som ble rekonstruert vil ha et større behov for korreksjon.



Figur 4.4: Landhevningsskurve over Glomfjorden område, hvor isobase 30 er benyttet. (www.geologiskolen.uit.no. [27.06.2018])

Basert på havnivå data er det en synkron landhevning parallell til kysten av det vestlige Norge. Ved å bruke kystlinjediagrammer normalt på disse isobarene, er det mulig å ekstrapolere hvordan lokal landhevning har økt innlands (Dahl et al, 1996). Som det kommer frem av landhevningsskurven vil det under Den lille istid være snakk om en landhevning på under 5m. Dette er så lite at det faller innenfor den naturlige feilgrensen til likevektslinjen, og det ble derfor valgt å ikke ta hensyn til landhevning under rekonstruksjonen av Den lille istidsmaksimum likevektslinjen.

4.2 Rekonstruksjon av vinternebbør

Randmorener som befinner seg i Selstaddalen kan bidra til forståelse for Glombreens posisjon og størrelse, og dermed gi en indikasjon på hvor likevektslinjen befant seg på breen. Det kan ses en sammenheng mellom daterte morenerygger og deres ELA-er, som videre kan kobles opp innsjøsedimenter og deretter vinternebbør. Bakke et al (2005a) har vist at det kan være et forhold mellom ELA og DBD verdier. For å vise dette forholdet brukes det en regresjonslikning mellom ELA-en til moreneryggene og de tilsvarende DBD verdiene. Hvis dette utføres med flere daterte morenerygger kan det rekonstrueres en kontinuerlig likevektskurve. som videre kan brukes til å lage en kontinuerlig vinternebbørskurve. For dette trengs det ofte ikke mange morenerygger og dateringer, men basert på at det i Selstaddalen bare ble datert alder og rekonstruert TPW-ELA for en morenerygg utover dagens, er det for få holdepunkter som gjør det mulig å lage en pålitelig kontinuerlig likevektskurve. Det vil derfor videre, ved kalkulering av vinternebbør, kun være fokus på vinternebbør for ELA for dagens bre og ELA for breen datert til den lille istids maksimum.

4.2.1 Metode

For å kunne rekonstruere tidligere vinternebbør ved Glombreen er det nødvendig å kombinere rekonstruksjoner av breers ELA og bruk av en prokxy for sommertemperatur gjennom holosen (Dahl et al, 1996). Forholdet mellom akkumulasjon og sommertemperatur på likevektslinjen ble først indikert av Ahlmann (1924) (referert i Dahl et al, 1996).

Ved å sammenligne data fra 10 norske breer som befinner seg i klima som spenner fra maritimt til kontinentalt er det utarbeide en ligning som beskriver det tette, eksponensielle forholdet mellom ablasjonssesongtemperatur og vinternebbør ved ELA (Dahl og Nesje, 1996 s. 388).

Regresjonslikningen som viser forholdet mellom gjennomsnittlig ablasjonssesongtemperatur og vinternedbør på ELA-en er uttrykket slik av Ballantyne (1989) (referert i Dahl og Nesje, 1996):

$$A = 0,915 e^{0,339t} \quad (r^2 = 0,989, P < 0,0001)$$

A er meter vannekvivalenter og t er i celsius.

Likning " $A = 0,915 e^{0,339t}$ " antyder at gjennomsnittlig vinternedbør kan bli kalkulert hvis den gjennomsnittlige ablasjonssesongtemperaturen ved ELA er kjent. Det vil også være mulig å kalkulere hvordan vinternedbøren har fluktuert over tid ved bruk av ablasjonssesongtemperatur og en paleo-ELA (Dahl et al, 1996).

Hvis det er tilgjengelig julitemperaturer kalkulert tilbake i tid for et område kan disse brukes som en representasjon for sommertemperaturer. Paasche et al (2007) konstruerte en likning som kan estimere sommertemperaturen (ablasjonssesongen) basert på julitemperaturen:

$$y = 1,00227x - 2.816 \quad (y = \text{sommermiddeltemperatur, } x = \text{julitemperatur})$$

Ved rekonstruksjon av vinternedbør er det også viktig å ta hensyn til lineær adiabatisk lapse rate som går ut på at for hver 100 meter opp i atmosfæren blir det 0,6°C kaldere (e.g Sutherland, 1984; Dahl og Nesje, 1992 referert i Dahl og Nesje, 1996 s.388). Dette er viktig å ta hensyn til når det skal regnes ut ELA for breer som i noen tilfeller ligger flere hundre meter over havet. Dette forholdet gjør at temperaturforholdene mellom målestasjonen, der «st.no 80700 for Glomfjord» befinner seg (39moh), og dagens ELA plassering er såpass høy at det må tas hensyn til den lineære adiabatiske lapsraten 0.6 °C/100 m.

Det må også tas hensyn til at nedbør øker eksponentielt med høyde over havet. Dette er gitt ved forholdet 8 %/100 m (Dahl og Nesje, 1996). Med tanke på at ELA for breene befinner seg på 982 moh. og 880 moh., må også denne faktoren tas hensyn til når det rekonstrueres både nåværende og tidligere vinternedbør.

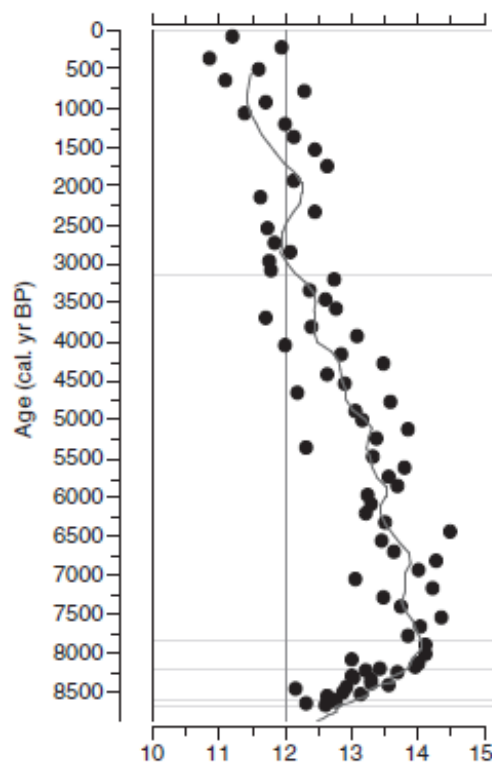
4.2.2 Estimering av vinternedbør ved Glombreen i dag, og under den lille istid

For å regne ut vinternedbøren ved dagens ELA på 982 moh. ble det benyttet nedbørsdata fra tabell 4.1. Ved å forholde seg til teorien om at nedbør øker eksponentialt med høyde på havet, 8 % per 100 m (Sutherland, 1984), vil den gjennomsnittlige vinternedbøren per måned på dagens ELA ligge på 342 mm, og årsnedbøren ligge på 4463 mm. Vinternedbøren vil på likevektslinjen 982 moh. ligge på 2310 mm. Den gjennomsnittlige sommertemperaturen ved dagens likevektlinje, med reduksjon på $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, resulterer i en sommer gjennomsnittstemperatur på 4.38°C .

Tabell 4.2: Temperatur og nedbørnormaler (1961-1990) for Glomfjordmålestasjon: 80700. (Meteorologisk institutt, 2018). Rad 2 for temperatur. Rad 3 for nedbør.

St.no	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
80700	-1,3	-1,1	0,3	2,9	7,5	10,7	12,5	12,2	8,9	5,8	1,7	-0,4	5,0
80700	194	163	148	117	90	99	143	153	237	283	212	230	2069

Når tidligere vinternedbør skal beregnes, og det ikke eksisterer tidligere målinger, er (som nevnt) en av metodene, å benytte seg av en uavhengig prokxy for sommertemperatur (Dahl og Nesje, 1996). Bjune og Birks (2008) har utført rekonstruksjoner av sommertemperaturer i Svanåvatnet, som ligger i Mo i Rana, Nordland fylke, 45 km sør for Selstaddalen. Rekonstruksjonene er basert på pollen bevart i innsjøsedimenter, og videre brukt for å rekonstruere både regional og lokal vegetasjonshistorie og tre klimaparametre: gjennomsnittlig juli temperatur (T_{jul}), gjennomsnittlig januar temperatur (T_{jan}) og gjennomsnittlig årlig nedbør (P_{ann}). For rekonstruksjonene av vinternedbør ble det benyttet grafen (figur 4.5) som viste «gjennomsnittlige juli temperatur». Som det kommer frem av grafen har Bjune



Figur 4.5 Gjennomsnittlig julitemperatur ved Svanavatnet (Bjune og Birks, 2008)

og Birks (2008) (figur 4.3) ikke fullført gjennomsnittliglinjen til grafens topp. Det ble derfor valgt å ta utgangspunkt i tekstforklaringen (Bjune og Birks, 2008 s.152) der de oppgir at de resterende punktene lå mellom 12°C og 11.5°C. Det ble derfor valgt 11.7°C som et gjennomsnitt brukt under rekonstruksjonen av sommertemperaturen.

Basert på Liestøllikningen, 0,6 grader/100 m og 8 % økningen per 100 m vil det ved likevektslinjen under lille istids maksimum (AD 1752), med en ELA på 880 moh. ha vært en en gjennomsnittlig vinternedbør på 5750 mm.

Den kalkulerte vinternedbøren rundt AD 1752 på 5750 mm indikerer at det under den lille istid var mer enn dobbelt så mye vinternedbør som ved dagens normal (AD 1961 – 1990) med en gjennomsnittlig vinternedbør (1.okt – 30.april) på 2310 mm. Dette indikerer at det under den lille istid var en høyere vintersesongnedbør med 3440mm. Som det kommer frem av temperaturene var gjennomsnittlig sommertemperatur rundt AD 1752 på 3.86 celsius, med 0.6 °C/100 m tatt i betraktning. Normalperioden (AD 1961- 1990) har en gjennomsnittlig sommertemperatur (1.mai – 30.sep) på 4.38 grader celsius (tatt i betraktning 0.6 °C/100 m). Dette viser at kalkuleringene utført her resulterer i verdier som gir rett under 1 grad kaldere (0.97) gjennomsnittlig sommertemperatur da Glombreen avsatt moreneryggen rundt AD 1752 enn det temperaturen er i dag (normalperioden AD 1961-1990).

Det må riktignok tas et lite forbehold rundt bruken av Bjune og Birks (2008) sine julitemperaturer. Da dataene kommer fra et område lengre sør, som videre ble kalkulert til sommertemperatur, og til slutt koblet mot klimadata for Glomfjord (kap.4). Denne estimering av sommertemperatur for den lille istid gir derfor mer en indikasjon på en sannsynlig lavere sommertemperatur, for området rundt Glomfjord ved 1752 isutbredelsens høyde.

Det har vært mye diskusjoner rundt hvilke faktorer som resulterte i de voksende breene under Den lille istid. Det er i stor hovedsak trukket frem den høye vinternedbøren, og ikke temperaturforholdene som hovedgrunnen til at breen vokste under den lille istid (Dahl og Nesje, 1996) (diskusjon 5.2.4.2).

5 Diskusjon

Dette kapitlet tar for seg Selstaddalens glasiasjons- og deglasiasjonsforløp, basert på kvartærgeologisk kartlegging av dalen, radiokarbondateringer, tolkning av innsjøsedimenter fra Selstadvatnet og alder-dybde kalkuleringer fra Clam.2.2 (Blaauw, 2010). Det vil også trekkes inn forskning gjort i regionale områder rundt feltområdet, for å kunne sette Selstaddalens glasiasjon- og deglasiasjons historie inn i en regional kontekst.

5.1 Lokal glasiasjons- og sedimentasjonshistorie

I Selstaddalen er det gjort funn av flere randavsetninger som indikerer brefremrykk eller stagnering under tilbaketrekning av breer med utløp fra Glombreen. Glasiasjon og deglasiasjonen fra de lokale breene vil bli diskutert, med størst hovedfokus på bølling, eldre dryas, yngre dryas og holosen.

5.1.1 Bølling (15-14.3 ka BP), eldre dryas (14.3-14 ka BP) og allerød (14-12.8 ka BP)

Skjellavsetninger (hele skjell, mest trolig in-situ eller korttransportert) funnet på lokalitet 7 i dalen er datert til 14350 ± 605 kal. år BP (12620 ± 60 ^{14}C BP) noe som indikerer at skjellene ble avsatt midt i bølling. Dette er den eneste lokaliteten der hav-og fjordavsetninger fra dalbunnen ble datert (utover datering av skjell i kjernen fra Selstadvatnet), og den eneste lokaliteten der det ble gjort funn av skjell under den kvartærgeologiske kartleggingen. Dateringen av skjell fra lokalitet 7, og funn av leire og silt i forlengelse av samme skråning, kan tilsi at det var marine forhold i Selstaddalen på dette tidspunktet under bølling. Skjellene indikerer videre at det på dette tidspunktet enten var helt brefritt i Glomfjordens arm inn i Selstaddalen, eller at breen kun gikk delvis ut mot Glomfjorden, men ikke dekket havbunnen i området der skjellene levde og ble avsatt.

Det ble gjort funn av et tynt dekke av morenemateriale i form av stein og grus på toppen av hav-og fjordavsetningene (Lok. 7). Dette kan tolkes avsatt av et yngre brefremrykk som har

gått over avsetningen. Det er ingen dateringer i dalen som direkte knytter morenemateriale til eldre dryas.

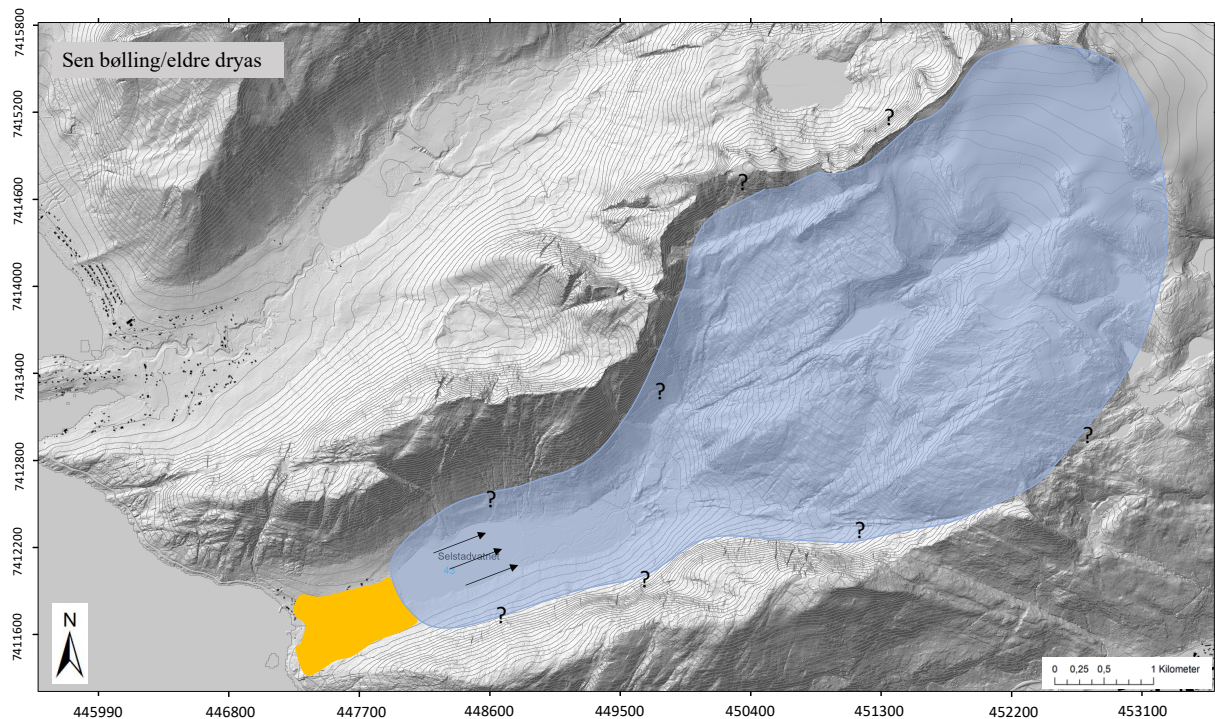
Det kan ved å benytte sammenstillingen av dateringer utført av Olsen (2002), som plasserer det siste brefremrykket som nådde ut til øyene (Åmøya) utenfor Glomfjord til rundt 12.2 ¹⁴C BP (sen bølling/eldre dryas) lages noen antakelser, sammen med informasjon fra kjernen SEP117, om hvordan lokalglasiasjonen kan ha vært i dalen. Denne informasjonen vil videre bli benyttet under tolkning av avsetningshistorien for det kartlagte området i Selstaddalen for interstadialen bølling og eldre dryas. Ytterligere informasjon som kan støtte opp om tolkningene kommer i kapittel 5.2 (Regional glasiasjonshistorie).

Randåsen (Lokalitet 5) kan basert på dette ha flere alternative tolkninger til avsetningstidspunkt. Hovedhypotesen diskuteres videre her (alternativt avsetningstidspunkt kap.5.2.3: yngre dryas).

Randåsen kan tolkes til å være avsatt under deglasiasjonen av sen bølling/eldre dryas fremrykket. Det antas da at eldre dryas-breen fikk, etter den hadde trukket seg tilbake inn i Selstaddalen (fra østlige Åmøya) gjennom eldre dryas/allerød, en stagnering ved sør - vestsiden av dagens Selstadvatnet (figur 5.1). Breen avsatte randåsen submarint, og den har i dag en høyde på 55 moh.

Videre argumenter for at randåsen kan være fra eldre dryas/allerød er at det fra SEP 117 enhet A ble datert skjell til en tidlig yngre dryas alder (10820 og 10920 ¹⁴C BP). Det registreres ingen endring i det sedimenterte materialet gjennom yngre dryas i kjernen; leir, silt og skjell er gjennomgående. Basert på at det på det dypeste punktet i kjernen ble gjort funn av skjell kan dette tyde på at yngre dryas fremrykket ikke gikk over (eroderte) dagens Selstadvannområde (yngre dryas regionalglasiasjon kap. 5.1.2), og derfor ikke kunne avsette randåsen under dette brefremrykket. Det kan være rimelig å anta innslag av grovere glasialt materiale/lag eller en hiatus i lagrekken dersom breen gikk over kjernelokaliteten. Dette kan gi en indikasjon på at det yngre morenemateriale på toppen av lokalitet 7 er fra eldre dryas/bølling.

Randåsen er tolket til å ha dekket store deler av den sørvestlige siden av Selstadvatnet under og etter avsetningstidspunktet (Kapittel 2.2.3, Lokalitet 5). Etter randåsen ble avsatt trakk breen seg videre innover dalen og opp mot Melkartuva, Det er usikkert hvor stor utbredelse den har under og etter tilbaketreking da det ikke ble observert andre randavsetninger i dalen tolket til å være fra sen/bølling eldre dryas brefremrykket.



5.1 Viser den tentative tenkte isutbredelsen under sen bølling/eldre dryas deglasiasjon (blått dekke). Og den avsatte randåsen ytterst i dalen (orange dekke). Spørsmålstejn indikerer usikker isutbredelse.

5.1.2 Yngre dryas (12800-11700 kal år BP)

Yngre dryas brefremrykkets maksposisjon er i dalen tolket til å være representert ved isranddeltaet (Lokalitet 4) og sidemorenene (Lokalitet 3 og M1). Dette støttes av observasjon av skjell og marine avsetninger i bunnen av kjernen, datert til 10920 ± 60 ^{14}C BP (12250 ± 550 kal år BP) og, materiale videre oppover i kjernen (412,7-418,7 cm) datert til 10820 ± 60 ^{14}C BP (12130 ± 550 kal år BP). Dateringene sannsynliggjør at breen ikke kan ha gått mye lengre ut i Glomfjorden enn til lokalitet 4, ca. 1,5 km fra kjernepunktet. Som nevnt tidligere er det ingen observasjoner av brudd eller forstyrrelser i kjernen rundt yngre dryas.

Isutbredelsen er antatt å raskt ha nådd den tenkte maksposisjonen i sør-vestlig retning ved lokalitet 4 (isranddeltaet), og deretter begynt oppbyggingen av isranddeltaet. Dette støttes av indikasjon på rask sedimentasjon i kjernens start.

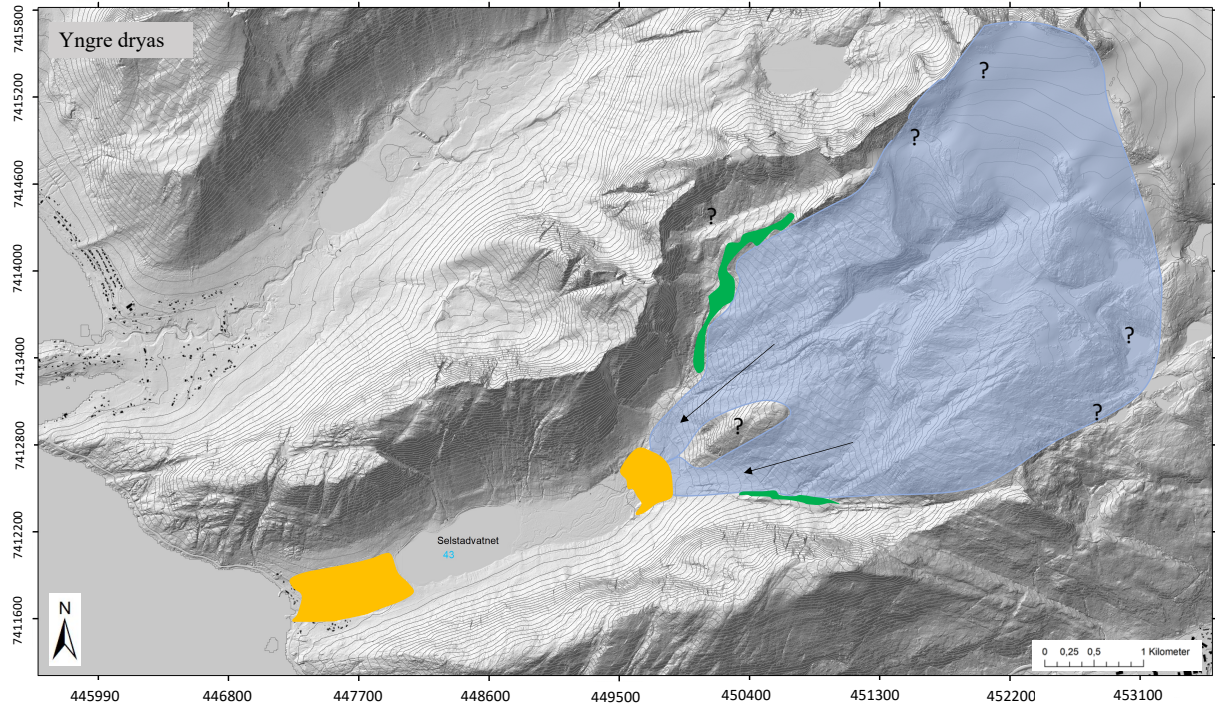
Isranddeltaet er tolket til å ha hatt en større utbredelse i sør-vestlig retning rett etter avsetningstidspunktet, enn det som observeres i dag, da det er tegn på kraftig erosjon i avsetningen. En avsetning frakoblet resten av isranddeltaet ca. 20 meter lengre sør sørvest er

derfor tolket til å være en del av isranddeltaet basert på avsetningens form og dens toppunkt på ca. 95-100 moh. (marin grense).

Yngre dryas isutbredelsen er som nevnt også tolket til å ha avsatt de store sidemoreneryggene (Lokalitet 3 og M1) på samme tid som deltaet bygges opp. Hvorvidt breen som avsatte deltaet lå utover Melkartuva i sørvestlig retning og rett ned i Selstaddalen er vanskelig å estimere, men basert på topografien og funn av moreneryggene (Lokalitet 3 og M1) er det rimelig å anta at Glombreen på dette tidspunktet kun gikk ned i Selstaddalen via Sydhøgsetbakken og Nordhøgsetbakken (figur 5.2). Sidemoreneryggen (Lokalitet 3) ble observert som smal enkelte plasser i nordlig retning. Dette er tolket til å skyldes breelverosjon (både under deglasiasjonen av yngre dryas og yngre brefremrykk), men også grunnet dagens elveløp ned Sydhøgsetbakken fra vannet på 727 moh. Materiale fra sidemorene er videre tolket til å ha blitt fraktet ut over deltaets topp i form av stein og blokker, da det observeres at deltaets forlengelse mot Sydhøgsetbakken skråner oppover grunnet at deltaet overlages av yngre sedimenter i dette området.

Basert på strandforskyvningskurven til Rasmussen (1981) (figur 1.4) begynner havnivået å synke under yngre dryas, og ved rundt 10200 ¹⁴C BP når det et nivå som fører til at smeltevannselver som kommer ned, både fra Sydhøgsetbakken og Nordhøgsetbakken, kan fortsette erosjonen av isranddeltaet fra 100 moh. Dette har bidratt til den oppstykkede fronten, med store smeltevannsløp gjennom deltaet, som kan observeres i dag.

Basert på regionalt arbeid er det antatt å være to større brefremrykk gjennom yngre dryas også i Selstaddalen, kalt Glomfjordhendelsen og Glomvasshaughendelsen (Rasmussen, 1981). Den kvartærgeologiske kartleggingen eller kjernetolkningen klarer ikke å skille to eventuelt tett påfølgende yngre dryas brefremrykk avsatt ved eller nær isranddeltaet innerst i dalen. Problemstillingen diskuteres videre i kapittel 5.2.



5.2 Viser tentativ isutbredelsen under yngre dryas (blått dekke). Det avsatte isranddeltaet ved Melkartuva markert med orange dekke. Morener fra yngre dryas markert med grønt dekke. Randås fra eldre dryas ytterst i dalen (orange). Spørsmålstegn indikerer usikker isutbredelse.

5.1.3 Holosen (11 700 kal. år BP)

Spor etter glombreens posisjoner er gjennom tidlig holosen, frem til den lille istid i Selstaddalen sannsynligvis fjernet av yngre, større brefremrykk. Breen blir under tidlig holosen tolket til fremdeles å påvirke dreneringsområdet grunnet funn av minerogent materiale i kjernens overgang til holosen (ved 400 cm i kjernedel A), men hvor breen befinner seg på Melkartuva er vanskelig å estimere. Glombreen kan antas å ha en viss størrelse basert på mengden sedimenter som transporteres til Glomfjorden (kjernedel B) fra tidlig start av holosen og videre frem til rundt år 8050 ± 50 ^{14}C BP (kjernedel C).

Basert på strandforskyvningskurven (figur 1.4) er det gjennom tidlig holosen marine forhold i Selstaddalen med et havnivå på rundt 85 moh. Det avsettes derfor marine sedimenter og skjell i Glomfjordens arm i Selstaddalen (observert i SEP117).

Basert på strandforskyvningskurven (figur 1.4) kommer randåsen (Lokalitet 5), med høyde på 55 moh., opp over havnivå rundt år 8000 ^{14}C BP. Dette er i kjernen tolket til å være representert med laminerende lag datert til 8050 ± 50 ^{14}C BP. Like etter at randåsen kommer

opp over havnivå, ved ca. år 8150 kal. år BP (basert på alder-dybde kalkulering) oppstår det en større episodisk hendelse i dalen tolket til å være Storeggaskredet. Laget i kjernedel C observeres som veldig usortert bestående av både minerogent, større biter organisk materiale og skjellfragenter. (hendelsen diskuteres videre i regional diskusjonen 5.2) En annen alternativ tolkning av sedimentasjonen er at Glombreen samtidig i dalen får et større brefremrykk rundt finse event, og mulig utløser et jøkulløp som avsetter det usorterte laget i Selstadvatnet.

Etter hvert som havnivået synker og randåsen kommer opp over havnivå vil det bli erosjon av denne. Det kan i dag observeres flere fluviale terrasser (Lokalitet 6) gjennom randåsen (Lokalitet 5) som representerer tidligere fluviale elveløp ned mot Glomfjorden.

Isranddeltaet (Lokalitet 3) har vært utsatt for erosjon av smeltevannselver og marin påvirkning siden avsetningstidspunktet under yngre dryas vil nå med isolering av Selstaddalen bli utsatt for ytterligere erosjon, da elvene fra Sydhøgsetbakken og Nordhøgsetbakken vil nå stadig synkende erosjonsbasis videre utover i holosen.

Glombreen er tolket til å begynne sin nedsmelting rundt år 8920 ± 170 kal år BP basert på avtakende mengde minerogent materiale i kjernen, mulig sammenfallende med tidspunktet randåsen kommer opp over havnivå. Nedsmeltingen av Glombreen indikerer starten på en lengre periode med varmere klima. Denne perioden er sammenfallende med starten av den atlantiske klimaperiode, kjennetegnet av fuktig varmt klima. Det tolkes videre at Glombreen fravær vedvarer ut i subboreal periode. Basert på det høye organiske materiale i kjernen (kjernedel D) gjennom denne perioden og alder- dybde kalkulering tolkes Glombreen til å være borte frem til år ca. 2800 kal år BP, da det igjen registres tilførselen av minerogent materiale i kjernen (overgang kjernedel E). Det antas at Glombreen kan ha hatt flere brefremrykk i Selstaddalen rundt år 2325 ± 20 kal år BP (SEP 117) da det registres fire markant lysere minerogene lag, (blant det andre minerogene materialet gjennom kjernedel E) tolket til å skyldes økt breaktivitet. Dette indikerer at breen igjen begynner å påvirke dreneringsområde i Selstaddalen. Og den subatlantiske klimaperioden, begynner å dominere.

5.1.3.1 Den lille istid (Tidlig 1300-tallet til sent 1800-tallet)

Det observeres i dag ingen morenerygger som kan kobles til perioden mellom 3000 og den lille istid. Dette antyder at det mellom yngre dryas og den lille istid ikke har vært større brefremrykk enn breens posisjon under den lille istid maksimum (figur 5.3)(ref. også de fire mulige glasielle fasene sett i kjernens seksjon E).

Den lille istid er i dalen er tolket representert ved en lang morenerygg som ble funnet på toppen av Melkartuva (Lokalitet 1). Denne ryggen ble datert til AD 1752 ved hjelp av lichenometri. Denne alderen er vurdert som pålitelig grunnet forståelsen for den glasielle kronologien i dalen. Det ble i kjernen observert en sterk reaksjon med minerogent materiale både fra DBD- og MS- analysene, og dette punktet i kjernen (70 cm) er av alder-dybdekalkulering datert til rundt AD 1304, noe som kan indikerer starten på lille istid. Den lille istids maksimum er ut fra alder-dybdekalkuleringen i Selstaddalen tolket til å være rundt AD 1776 (27 cm). Alder-dybdekalkuleringen underbygger derfor lichenometri dateringen.

AD 1752 moreneryggen har sannsynligvis hatt større utbredelse på avsetningstidspunktet, men kan under deglasiasjonen ha blitt erodert av smeltevann da breen begynte å trekke seg tilbake. Ryggen har blitt mest erodert og fjernet langs utløpene fra vannene på hhv 686 og 727 moh. Det kan også observeres at det i den gjenværende moreneryggen er veldig lite finmateriale, noe som også kan indikere breelv-erosjon.

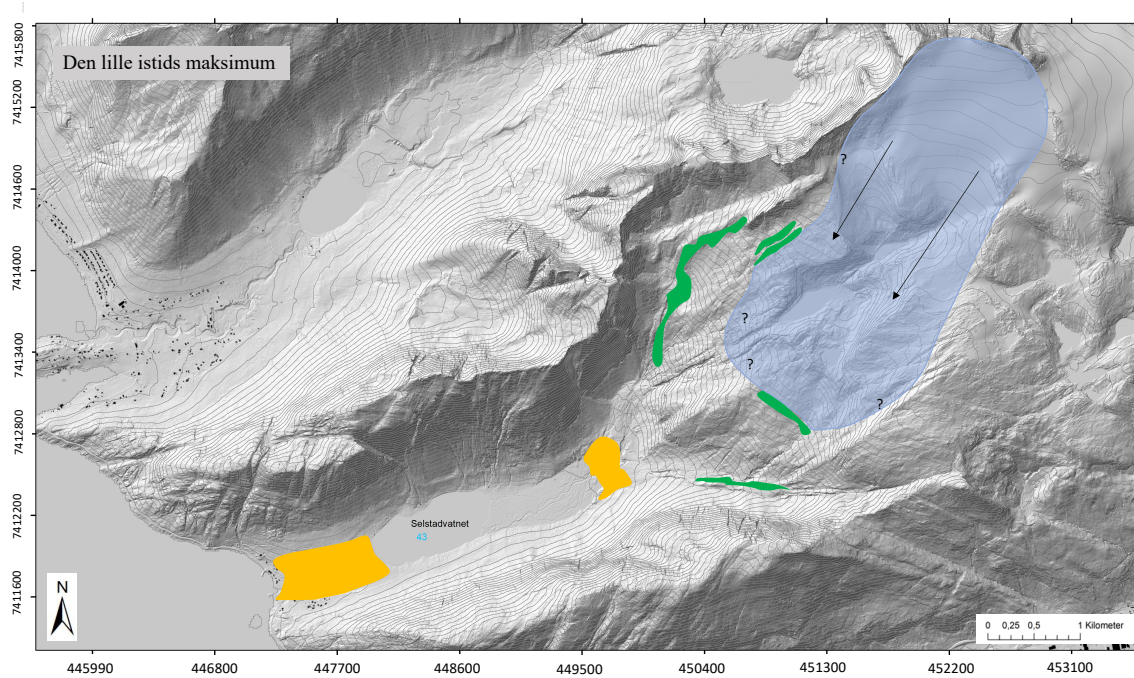
Breen under den lille istids maksimum er, basert på rekonstruksjon, tolket til å dekke et område i Selstaddalen på 8 km². Dette tilsier at breen var ca.90 % større enn isutbredelsen i dag på 0,74 km². Basert på kalkulering har TPW-likevektslinjen hevet seg 102 meter på ca. 260 år, noe som indikerer at kraftig reduksjon av breen.

Basert på Liestøllikningen (kapittel 4) ser vi at det var mer enn dobbelt så høy vinternedbør under den lille istid som for normalperioden (1960-1990) i Glomfjord, mens sommertemperaturen var senket med ca. 1°C. Dette kan tyde på at det var den økte vinternedbøren som resulterte i brefremrykket under den lille istid.

Det er funnet morenerygger som ligger langs vannet på 686 moh. (Lokalitet 2), og som er tolket til å være fra nyere brefremrykk etter den lille istid. Disse moreneryggene ble ikke datert, så det er vanskelig å få en pålitelig aldersbestemmelse på disse. Aldersbestemmelsen av at de moreneryggene stammer fra etter den lille istid maksimum er basert på den tenkte

glasiale historien i dalen, og at det er antatt at de store ryggene ved M1 hører til yngre dryas. Basert på samtaler med med Wollbakk (pers. komm.) om beliggenhet av breen på 70-tallet er det sannsynlig å anta at breen har ligget opp til disse moreneryggene (Lokalitet 2) på 50-60 tallet. Dette betyr at moreneryggene (M2 og M3) som ligger nærmest breen i dag enten er samtidig med eller etter dette.

I nyere holosen tid har fluviale og glasifluviale erosjonsprosesser fortsatt å jobbe med avsetninger i dalen. Blant annet har smeltevannselver erodert seg igjennom isranddeltaet og videre ned til dagens erosjonsbasis. Smeltevannselevne har videre jobbet med sletten, som ble avsatt over en lengre periode, og etablert mange meandrerende elveløp. Det ser riktignok ut som at elveløpet fra Tverrfjellelven har hatt et stabilt løp over sletten over lengre tid grunnet størrelsen på dagens elveløp i forhold til eldre elveløp.



Figur. 5.3 Viser tentativ isutbredelsen under den lille istids maksimum (blått dekke). Det avsatte isranddeltaet markert med orange dekke innerst i dalen. Morener fra yngre dryas og lille istid markert med grønt. Randås fra eldre dryas ytterst i dalen (orange). Spørsmålstegn indikerer usikker isutbredelse.

5.2 Glasiasjon – og deglasiasjonsforløpet i regional kontekst

Det har vært utført kvartærgeologisk kartlegging og forskning i områdene rundt Glombreen siden sent på 1960-tallet. Det ble gjort mest arbeid fra tidlig 1980- til tidlig 2000-tallet. Det har også blitt kartlagt ulike morenerygger oppover store deler av nordlandskysten, inkludert Svartisen, som representerer ulike glasiøse hendelser (kap.1.5). Det er daterte fire ulike hendelser i Nordland. Disse er navngitt som sone A-D der A er eldst (e.g. Andersen et al., 1981). De eldste dateringene stammer fra Vassdahlhendelsen som er datert til 12200 ¹⁴C BP, sannsynligvis sen bølling eller eldre dryas alder (Olsen, 2002). Vassdahlhendelsen kan også korreleres med Vegahendelsen lengre sør som Blake og Olsen (1999) nevner.

Vassdahlhendelsen, også referert til som substadiet A og Glomfjordhendelsen (B) samt Glomvassshaughendelsen (C), er de glasiøse hendelsene som er mest sentrale under regionaldiskusjonen da flere av disse brefremrykkene har vært koblet til landformer og avsetninger i Selstaddalen. Avsetninger fra disse trinnene er funnet på lokaliteter over en distanse på ca. 80 km langs Nordlandskysten både sør og nord for Glomfjord. Det vil under diskusjonen blir benyttet Rasmussens (1981) strandforskyvningskurve for Inndyr liggende 25 km lengre nordnordøst.

5.2.1 Bølling og eldre dryas

Tidligere arbeid utført i området rundt Selstaddalen indikerer at det under tidlig bølling fortsatt var glasiasjon i hele Glomfjorden, helt ut på sørvestkysten av Åmøya, ca. 18 km sørvest for Selstaddalen (Olsen, 2002).

Basert på marine og kontinentale data er det etablert at det ved 13000 ¹⁴C år BP var en klimaforbedring i nordvestlige Europa (Lowe et al, 1980). Deglasiasjon av bølling langs kystområdene i Troms (Vorren og Elvsberg, 1979) og den nordvestlige delen av sørlige Norge (Mangerud et al, 1979) kan muligens ha startet som følge av denne forbedringen. Rasmussen (1981) antar det sannsynlig at man har den samme klimaforbedringen i Nordland under bølling, og at kystområdene NW for Svartisen også ble deglasiert i denne perioden.

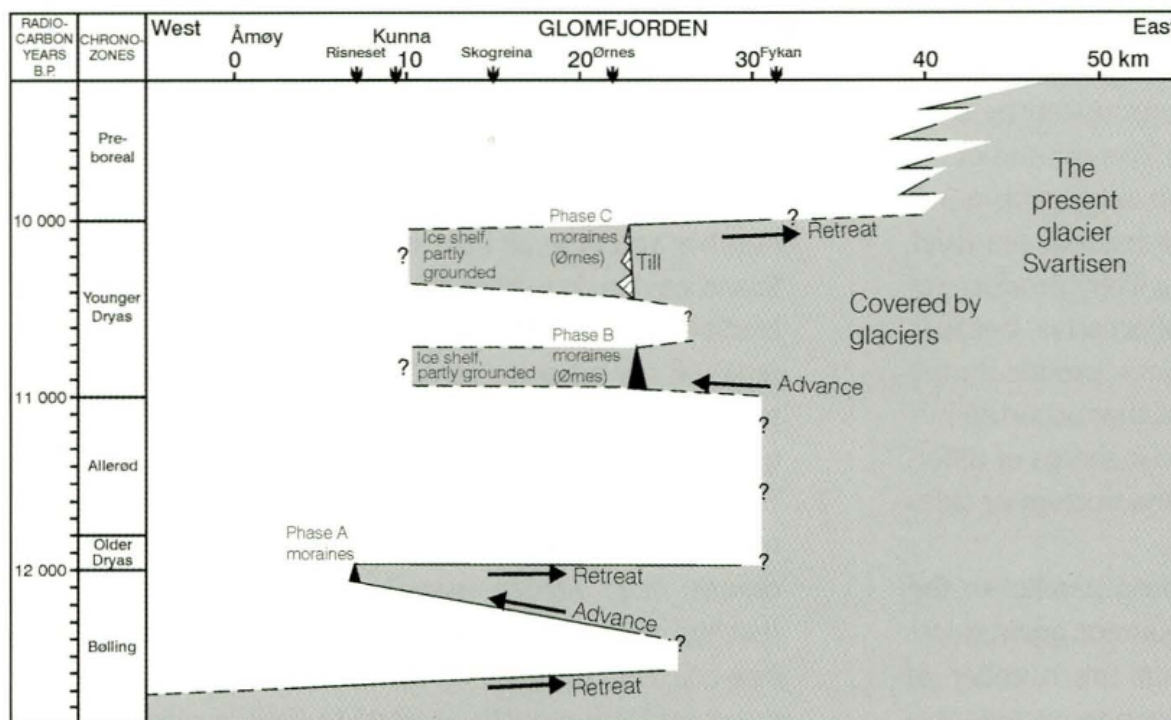
Vassdalahendelsen

Etter en deglasiasjon i bølling interstadial (antatt tilbakesmeltet ved ca. 12700 ¹⁴C BP) kommer et nytt brefremrykk ved 12200 ¹⁴C BP som går ut til Risneset på østsiden av Åmøya; datert sen bølling/tidlig eldre dryas. Dette brefremrykket er referert til bl.a. som både Vassdalahendelsen, Vega hendelsen og substage A, og er også koblet til en hendelse lengre nord kalt Skarpnes substage (Rasmussen, 1981; Andersen, 1995; Blake og Olsen, 1999; Olsen, 2002). Brefremrykket vil videre i diskusjonskapittelet refereres til som Vassdalahendelsen (Rasmussen, 1981; Olsen, 2002).

Vassdalahendelsen er som nevnt datert til 12200 ¹⁴C BP basert på radiokarbondateringer av skjell fra sedimenter som ligger hhv under og over morene som representerer Vassdalahendelsen, funnet i området NW for Svartisen. Dette inkluderer bl.a. dateringer fra øyene utenfor Glomfjorden, fra østsiden av Glomfjorden, Neverdalen, Ørnes og rett nord for Ørnes (Olsen, 2002).

Datering av marint materiale (skjell) overlatt av morenemateriale ble i Sandvika (4 km i sørvestlig retning fra Selstaddalen) dater til 12600 ± 60 ¹⁴C BP, Neverdal til 12520 ± 205 ¹⁴C BP og Vargvika (ca. 11 km i sørvestlig retning fra Selstaddalen) 12450 ± 195 ¹⁴C BP (Olsen, 2002). Det ble også i Selstaddalen (denne oppgaven) funnet skjell i hav og fjordavsetninger, overlatt av antatt morenemateriale (lokalitet 7), datert til 12620 ± 60 ¹⁴C BP. Alderen fra Selstaddalen stemmer kronologisk med de andre dateringene, og støtter også opp om at brefremrykk Vassdalahendelsen må være yngre enn 12.600 ¹⁴C BP.

Basert på Olsen (2002) (figur 5.4) gikk Vassdalahendelsen ut på østsiden av Åmøya ved 12200 ¹⁴C BP. Datering av skjell i Selstaddalen indikerer marine/fjordforhold ved 12620 ± 60 ¹⁴C BP. Dette tilsier at eldre dryas brefremrykket ikke beveget seg ned i Selstaddalen *før tidligst* 12680 ¹⁴C BP år (usikkerhetsspennet i målingene lagt til grunn). Dette betyr at på 400-500 år var sen bølling/eldre dryas breen kommet seg ut forbi Selstaddalen og til de ytterste øyene utenfor Glomfjorden.



Figur 5.4: Illustrerer brehistorien i Glomfjordområdet siden tidlig bølling. Olsen (2002).

Denne trenden med raskt fremrykk under eldre dryas er også registrert lengre sør i Norge da det f.eks. kan ses i Bergen at det før 12700 ¹⁴C BP lå innlandsis i havet utenfor Øygarden og mellom 12700 og 12200 ¹⁴C BP ble det isfritt i Øygarden, før breen på nytt gjorde et kortvarig fremstøt ut i Nordsjøen (Mangerud, 1976). Kysten i Hordaland var altså isfri under bølling, før innlandsisen igjen rykker frem ved eldre dryas. Det kan derfor se ut som innlandsisen som lå ut på øyene i Glomfjordområdet også kan ha hatt den samme trenden under denne perioden.

Linge et al (2007) støtter gjennom eksponeringsdateringer at *ytre* deler av Åmøya har vært isfritt siden bølling interstadial. Dateringene indikerer videre en rask deglasiasjon. Siden isen trakk seg minst 10-15 km tilbake i Glomfjordområdet har Olsen (2002) foreslått at det var klimaet som drev tilbaketrekkningen. Dette betyr at den siste fjordglasiasjonen sammenfaller med Vassdalthendelsen; ie fjordområdet rundt Selstaddalen har vært isfritt siden sen bølling/eldre dryas.

Basert på tolkningen av kjernen, spesielt fravær av indikasjon på at yngre dryas har gått over kjernelokaliteten, og bølling-datering fra lokalitet 7 (kap.5.1) er den store randåsen tolket avsatt under et opphold i deglasiasjonen av Vassdalthendelsen (hovedhypotese for avsetning og datering) ytterst i Selstaddalen.

5.2.2 Allerød

Siden den ytterste ismarginen fra yngre dryas krysser den innerste delen av Glomfjorden er det av Rasmussen (1981), Andersen et al (1981) og Olsen (2002) tolket at områdene utenfor ismarginene i Glomfjorden har vært isfri siden Allerød. Det ble i Neverdal datert et *Mya truncata* skjell til 11610 ± 140 ^{14}C BP (Rasmussen, 1981), noe som indikerer fjordforhold i Neverdal, og det kan trekkes antagelser om at dette også var tilfelle i Selstaddalen før yngre dryas brefremrykket.

5.2.3 Yngre dryas

Tidligere regionalt arbeid i området rundt Selstaddalen har beskrevet avsetninger koblet til yngre dryas. Disse refereres til som Tjøtta hendelsen, B hendelsen, B sonen, Glomfjordhendelsen og Glomvasshaughendelsen. (Rasmussen, 1981; Andersen et al, 1982; Andersen et al, 1995 og Olsen, 2002 etc.). Figur 5.4 (Rasmussen, 1981 og Olsen, 2002) beskriver de to mulige brefremstøtene i Selstaddalområdet under yngre dryas. Det eldste kan representere Glomfjordhendelsen (kalt fase B i figur 5.4) og det yngste fremstøtet Glomvasshaughendelsen (kalt fase C på figur i 5.4).

Andersen et al (1979) og Rasmussen (1981) med flere tolket og korrelerte de største, i hovedsak randavsetningene, avsatt ytterst i dalene mot kysten i Svartisenområdet til Glomfjordhendelsen. Disse ryggene blir observert bare 3-8 km fra de eksisterende breene i området i dag (Andersen et al, 1979).

Glomfjord- og Glomvasshaughendelsen i Selstaddalen

Rasmussen (1981) og Olsen (2002) har tolket Glomfjordhendelsen til å være representert ved randåsen ytterst i dalen, av dem beskrevet som en endemorene. Denne er av dem antatt å være en tidlig yngre dryas avsetning med begynnende brefremrykk rundt 11000 ^{14}C (figur 4.) Dette er basert på observasjoner av kraftige abrasjonsmerker i berggrunnen *utenfor* randåsen i Selstaddalen, og tilsvarende abrasjon kan også observeres i morenerygger i Spilderdalen og Neverdal. Merkene befinner seg ved den tids marine grense på (Ca. 95-100 moh. i Selstaddalen), noe som Rasmussen (1981) mener støtter tolkningen om at randåsen er av

ynge dryas alder, Glomfjordhendelsen. Grunnet mangelen på tydelig abrasjonsmerker innover i dalen mener han at dette tyder på at breen har ligget utover i dalen og blokkert muligheten for erosjon i fjellsiden.

Rasmussen (1981) nevner videre at det riktignok videre innover i dalsiden kan observeres en svak strandlinje og marine avsetninger sammenfallende med marin grense på 95-100 moh., og mener at dette tyder på at havnivået må ha forblitt på det samme nivået også etter Glomfjordhendelsen.

Han observeres også innerst i dalen det store isranddeltaet (lokalitet 4) og flere morenerygger oppover i fjellsiden (av han beskrevet som «ice marginal deposits» (Rasmussen 1981, s. 15). Basert på isranddeltaets høyde bygget opp til 100 moh. konkluderer han med at denne avsetningen må være en yngre yngre dryas avsetning, og tilskriver den Glomvasshaughendelsen. Moreneryggene han never, oppover i fjellet mot Glombreen på toppen av Melkartuva er av han tolket til å være fra Glomvasshaughendelsen, men har i *denne* studien blitt lichenometri datert til lille istids maksimum.

Rasmussen (1981) og Olsen (2002) mener at Glomvasshaughendelsen som skal ha startet rundt 11000 ¹⁴C BP (figur 5.4) rekker å avsette isranddeltaet opp til maringrense (lokalitet 7) før havnivået faller. Noe som indikerer en rask tilbaketrekning av Glomfjordhendelsen, og påfølgende nytt brefremrykk under Glomvasshendelsen. Figur 5.4 indikerer 2-300 år mellom de to hendelsene.

Rasmussen (1981) mener videre at Glombreen var betydelig større under Glomvasshaughendelsen enn under de yngste holosene hendelsene, basert funn av morenerygger som ligger 0.7-1 km fra hverandre, og at Glomvasshaughendelsen fant sted fra sen yngre dryas eller tidlig preboreal. Av Olsen (2002) tenkt datert til rundt 10500-10400 ¹⁴C (figur 5.4 fra Olsen, 2002).

I Selstaddalen er Glomfjordhendelsen i *denne* studien tolket til å være moreneryggene ved Lokalitet 3 og M1 i dalen og det markerte isranddeltaet på Lokalitet 4. Dette avviker fra Rasmussens (1981) tolkning av de samme avsetningene, (isranddeltaet tolket avsatt under Glomvasshaughendelsen samt hans tolkning av avsetningstidspunkt for randåsen til Glomfjordhendelsen).

Glomvasshaughendelsen blir i Selstaddalen i denne studien, basert på kvartærgeologisk kartlegging og innsjøsedimenter, tolket til enten å ha blitt slettet av den lille istid, eller at de to

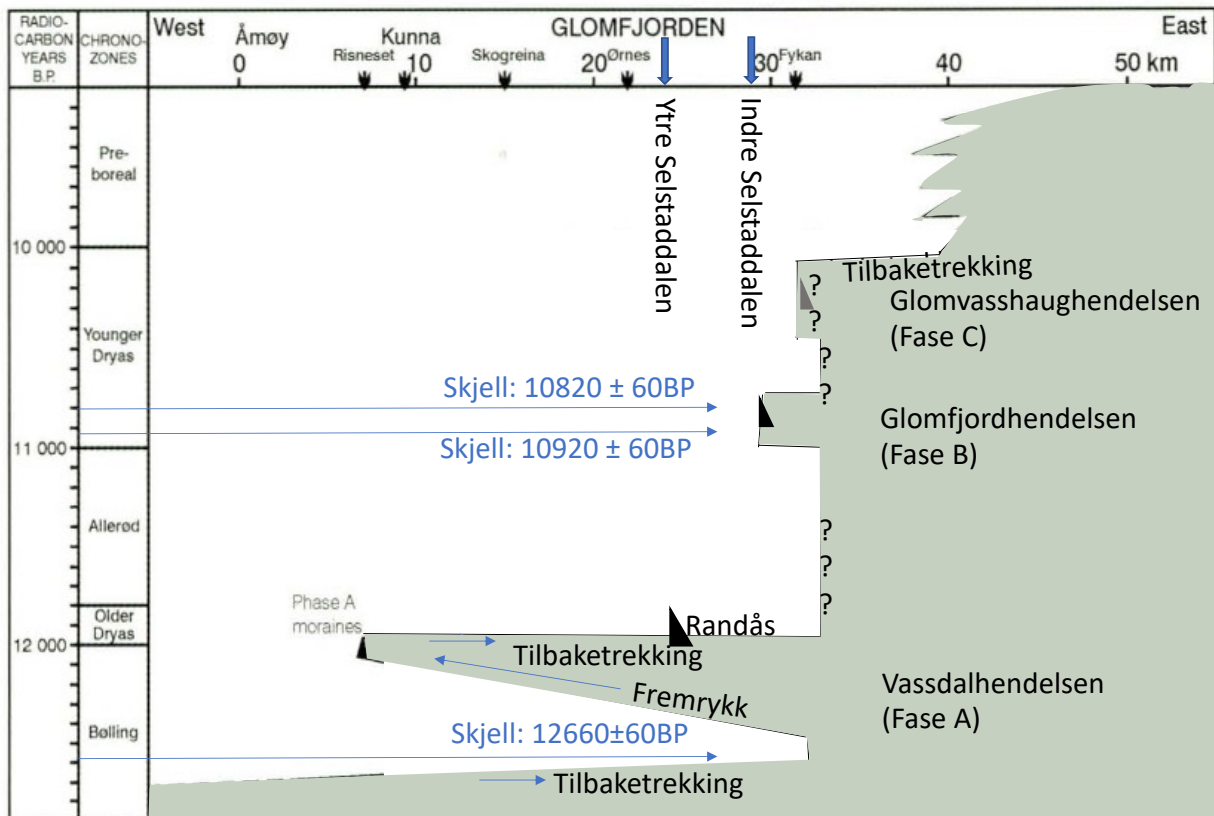
trinnene kan ha hatt nokså sammenfallende utbredelse. Det er også en mulighet at isranddeltaet (lokalitet 4) og sidemorene (M1 og lokalitet 3) er avsatt av hver sin hendelse (Glomfjordhendelsen versus Glomvasshaughendelsen). Selv om dette virker noe usannsynlig grunnet plasseringen av avsetningene i forhold til hverandre, og den tenkte posisjonen breen har hatt under avsetningstidspunktet for isranddeltaet.

Basert på kjernen SEP117 med eldste datering på 10920 ± 60 ^{14}C BP, som nevnt, antas det at kjernen har fått med seg starten av yngre dryas. Analyseparameterne viser ingen spor av breerosjon eller avsetninger, f.eks bunnmorene/droppstein, utover leir, silt og skjell gjennom yngre dryas i kjernen. Observasjonene fra SEP117 trekker derfor i tvil Rasmussen (1981) og Olsens (2002) antakelser om at Glomfjordhendelsen kan ha gått ut forbi kjernelokaliteten og frem til randåsens (lokalitet 5) posisjon (hovedhypotese).

Hvis Rasmussens og Olsens tolkning av randåsens avsetningstidspunkt skal argumenteres for å være riktig vil det bety at det må legges til grunn noen alternative antakelser om kjerne SEP117, og de eldste skjelldateringene (alternativ hypotese). Først vil det bety at skjelldateringenes alder (^{14}C) må legges til det yngste usikkerhetsspennet. Brefremrykket må deretter *ikke* har vart helt frem til deres antatte alder inn i yngre dryas (det vil ellers oppstå sammenfall mellom alder på skjellmateriale, som tilsier åpne forhold, og breposisjonen ytterst i dalen), men være noe eldre/eventuelt fra overgangen allerød/yngre dryas. Det vil også bety at mangelen på utslag i kjernen, relatert til dette brefremrykket i tidlig yngre dryas, skyldes at spor etter dette brefremrykket befinner seg dypere i Selstavannet enn det sedimentene i SEP117 dekker (antar rett under dagens kjernedyp); i antatt allerød/yngre dryas overgang.

Det kan også spekuleres i om spennet mellom datering av skjell på 412,7-418,7 cm i kjernen og datering ved 321-322 cm i kjernen fører til at alder-dybdekalkuleringen estimerer feil tidspunkt for overgangen til holosen (gitt ved ca. 400cm i kjernen). Dette kan bety at yngre dryas har avsatt sedimenter høyere opp i kjernen og at overgangen til mer innhold av silt i kjernen ved 365 cm skyldes sedimenter relatert til brefremrykket Glomvasshaughendelsen.

Basert på argumentasjonen over, og kjernen SEP117, er det derfor lagt til grunn at randåsen ytterst i dalen trolig har vært avsatt under sen bølling/tidlig eldre dryas-i *dette* arbeidet, og at isranddeltaet, samt sidemoreneryggene innerst i dalen er avsatt under Glomfjordhendelsen og eventuelt Glomvasshaughendelsen. Dette er oppsummert i denne studiens modifisering av Olsen (2002); figur 5.5.



Figur 5.5: Modifisert figur av Olsen et al (2001d) (referert i Olsen (2002)). Viser tenkt glisiasjonshistorie med fokus på Selstaddalen i en regional kontekst. Skjelldateringer markert i blå farge, fra studiens ^{14}C -dateringer, se tabell 3.2.

5.2.4 Holosen i Selstaddalen i regional kontekst

Overgangen fra yngre dryas til holosen er karakterisert ved et varmenende klima der overgangen videre fra preboreal til boreal, basert på pollen data, har vist et ytterligere raskt varmenende klima (Andersen, 1980). Data fra østlige- (Høeg, 1980) og sørvestlige Norge (Moe, 1989) foreslår at det varmenende klimaet ikke kan ha startet senere enn 9000 ^{14}C BP.

De fleste studier av breer i Skandinavia viser at breene var helt borte fra rundt 5800 kal år BP til rundt 2800 kal år BP (Bakke et al, 2005b). Det er foreslått at noen breer i Norge allerede var borte rundt 8500 ^{14}C (Andersen, 1980). Fra helt sør ved Hardangerjøkulen til nord ved til Lenangsbreen, i Lyngen er breene borte helt frem til 3800 kal år BP (Bakke et al, 2005b). Dette kan også observeres i SEP117. Basert på alderskalkuleringene antas Glombreen å starte tilbakesmeltingen rundt 8900 kal. år BP, og den glisiale tilførselen av minerogent materiale til Selstadvatnet avtar.

Den atlantiske sonen ser, basert på pollen, ut til å ha vært relativt varm og fuktig (Andersen, 1980), og dette sammenfaller godt med økende innhold av organisk materiale i SEP 117. Hvorvidt det har vært små bredannelser under denne tiden er usikkert. Karlen (1979) indikerer at det kan ha vært mindre brefremrykk rundt 6000 ¹⁴C BP og 4500 ¹⁴C BP i Okstindan, men dette er basert på svake bevis. Det er heller ingen klare bevis i SEP 117, eller landformer i dalen som viser til større bredannelse i denne perioden.

Basert på alder/dybdekalkulering synes Selstaddalen imidlertid igjen å motta bresedimenter rundt 2800 kal. år BP. Disse hendelsene synes å korrelere relativt bra med studier gjort i Lofoten og Beiarnområdet nord for Selstaddalen, som foreslår at breene kom tilbake rundt 2800-2700 ¹⁴C BP (Moe, pers.comm referert i Andersen, 1980) Radiokarbondateringer av begravet jord i Jotunheimen, Okstindan (Mo i Rana) og Svartisenområde støtter også at det ved år 2800 ser det ut til at det blir en klimaendring til mer gunstige forhold for brevekst (subatlantisk sone) (Griffey et al. 1978a, b; Karlen, 1979).

Videre inn i subatlantisk periode rundt 2800, 1900, 1500-1300, 1100 and 600 ¹⁴C år BP nådde breer i Svartisen- og Okstindanområdet stor utbredelse (Karlen, 1979). Disse, antatt glasiale brefremrykkperiodene, kan muligens korrelere til de fire episodene/toppene for MS og DBD i SEP117 kjernedel E.

5.2.4.1 Den lille istid i regional kontekst

Klimaet i den subatlantiske til subresente perioden var kaldt og fuktig, og flere glasiale fluktuasjoner har blitt registrert (Andersen, 1980). Glasiale maksimum relatert til definisjonen av lille istid er registrert ved ca 1300 AD, like før 1600 AD og i siste halvdel av 1600-tallet AD, og i perioden ca. 1700-1900 (Karlen, 1979; Andersen, 1980).

Ved Austerdalsisen (Svartisen) ble det utført lichenometridateringer som plasserte maksimum mellom 1718 og 1755 AD. Dette sammenfaller også med øvre Beiarbreen og Engabreen (Winkler, 2003). Andre steder som på Okstindan, på Saltfjellet og på Kebnekaise, er lille istids maksimum datert til AD 1750, 1810, 1850 and 1890 (Karlen, 1976, 1988, 1997).

Den lille istid er i Selstaddalen representert ved en lang morenerygg som ble funnet på toppen av Melkartuva (Lokalitet 1). Denne ryggen ble datert til AD 1752 ved hjelp av lichenometri. Denne dateringen fra Selstaddalen sammenfaller godt med de regionale dataene.

Høgtuvbreen ved Mo i Rana er en av de breene som har minsket dramatisk i størrelse, da dagens størrelse bare dekker ca. 20 % av lille istidsmaksimum. Denne breen mistet kontakten med resten av brekomplekset mellom 2007 og 2013 (Jansen et al, 2016). Tilsvarende kan også ses hos Glombreen. Den delen som drenerer ned i Selstaddalen dekker i dag ca. 0,74 km², rett under 10 % av det estimerte lille istids maksimum areal (ca. 8 km²). Glombreen henger også bare fast i det store brekomplekset med ca. 250 meter i retning nordøst fra Little Istinden i dag basert på ortofoto (2019) (norgebilder.no).

5.2.4.2 Klimapåvirkninger under den lille istid

Siden breer responderer på endringer i sommer- og vinterbalansen kan rekonstruerte ELA-er for området bidra til å si noe om hvordan klimaet har vært tilbake i tid, og om atmosfæriske forhold (Dahl og Nesje, 1996; Jansen, 2016).

Bickerton og Matthews (1993) har basert på data fra Jostedalsbreen estimert senkning av sommertemperatur på 0,5-1,0 °C, og fant god korrelasjon mellom senkning av sommertemperatur og morenefrekvenser. Bakke et al (2005b) estimerte også redusert sommertemperatur basert på trelinje fluktusjon i indre Troms, blant annet under den lille istid, som viser en redusert sommertemperatur på 0,5 °C sammenlignet med nåtid. Som det kom fra av rekonstruksjonen av sommernedbør ved TPW-ELA for den lille istid i Selstaddalen ble det estimert en senkning av sommertemperatur fra dagens nivå (1961-1990) med 0,98 °C. Dette korrelerer med data fra Jostedalsbreen og indre Troms. Selv med lavere sommertemperatur har det likevel vært diskutert om det er vinternedbøren som er den avgjørende faktor for bredannelse mange steder (eks. Dahl og Nesje, 1996; Nesje og Dahl, 2003; Nesje et al, 2007).

Winkler (2003) mener at økt lavtrykksaktivitet og en vedvarende sydvestlig luftstrøm med høy fuktighet var hovedårsaken til fremvekst av breer under lille istid og dette kan forklare den synkrone fremveksten av breer både i sørlige- og nordlige Norge. Ved Austre Okstindbreen i Svartisenområdet ser det ut til at breen fremover, hvis den blir påvirket av mere tørre og kalde forhold enn i dag, vil få et ytterligere massetap. Dette indikerer at det var økt nedbør som styrte breutviklingen ved starten av lille istid (Winkler 2003). Jansen et al (2016) og Theakstone (2010) peker også på at Austerdalsisen, Svartisen forble stor under lille

istid pga høy vinternedbør under LIA. Med Glombreens beliggenhet i forhold til Svartisenbrekompleks, bare 14 km nord-vest og nærhet til kysten, er det rimelig å anta at Glombreen blir påvirket/ble påvirket tilsvarende.

Jansen et al, (2016) viser at kystnære breer, som i Svartisområdet, blir påvirket av nærhet til Norskehavet og av at den arktiske polarfronten fører til konvergering av arktiske- og subtropiske luftmasser. Polarfrontens plassering styrer stormperioder, og perioder med varme, fuktige luftmasser og motsatt. Plassering av polarfronten får derfor stor innvirkning på klimaet. «Når de arktiske luftmassene er dominerende blir det kaldt og tørt, mens når de subtropiske luftmassene fra sør-sørvest er dominerende blir det varmt og fuktig» (Jansen, 2016; Miller et al, 2010; Sjøgren, 2009).

Bakke (2005a) referer også til en kobling mellom vintervær og NAO (den nordatlantiske ossilasjonen) på vestlig kysten av Norge der positiv NAO er koblet til høy vinternedbør. Høyere vinternedbør i vestlige Norge er relatert til sterkere vestervind i nordatlanten. Dette bidrar til at massebalansen, og størrelsesvariasjoner, på norske vestlige maritime breer kan indikerer trender relatert til vestavindsbeltet (Bakke et al. 2008).

(Hurrell, 1995 og Luterbacher et al., 2002 (referert i Nesje, 2005) peker også på sammenhengen mellom positiv og negativ NAO relatert til trykksystemene ved Azorene og ved Island. Positiv NAO svarer til at trykksystemet er forsterket og flytter sydover mens negativ NAO er knyttet til svakere trykksystem som er flyttet nordover.

Bruk av Liestøl-forholdet (Ballantyne, 1989) og dens kombinasjon av vinternedbør, sommertemperatur og den lokale TPW-ELA-en på regionale data i Svartisenområdet i intervallet fra AD 675 til 1790 gir resultater som indikerer at brefremrykkene skyldes økt vinternedbør, sammenfallende med milde vintre der relativt varme og fuktige subtropiske luftmasser fra vest-sørvest kommer inn mot området. Motsatt er tenkt å være tilfelle under tilbaketrekking/stagnasjon, der perioder med lave temperaturer og lite nedbør er dominert av tørre arktiske luftmasser med en dominerende vindretning fra nord-nordvest (Nesje, 2005; Nesje et al, 2007; Jansen et al, 2016).

Lyngen hadde et lille istid brefremrykk datert til 1890-1928 med en TPW-ELA senkning på 164 meter (Bakke et al, 2005b). Fra sørlige Lyngen ble det kalkulert en TPW-ELA senkning på 100-250 m (Gellatly et al, 1998; Ballantyne, 1990 hentet fra Bakke et al, 2005b) Glombreen

ned i Selstaddalen hadde til sammenligning en TPW-ELA senkning under den lille istid maksimum (AD 1752) på 102m.

Basert på den kalkulerte vinternedbøren for den lille istid (1752 ELA), som viste en dobling av vinternedbør, er det rimelig å anta at også brestørrelsen i Selstaddalen, med sin nærhet til Svartisen brekomplekset, også i stor grad har vært styrt av vinternedbøren.

Deglasiasjon

Winkler (2003) argumenterer for at den korte avstanden mellom de ytre moreneryggene ved øvre Beiarnbreen (datert til AD 1746 til 1858) indikerer at det var en sakte deglasiasjon etter midten av 18-tallet, noe som også korrelerer med sørlige Norge. Det kan også se ut som den sakte tilbaketrekningen er tilfelle ved Glombreen da lille istids maksimum (Lokalitet 1) og den neste store moreneryggen (lokalitet 2) ble funnet bare rundt 430 meter fra hverandre. Basert på Wollbakk (pers. komm) om at breen lå ut i vannet som ligger på 686 moh. på 1970-tallet, kan dette også støtte opp om argumentasjonen om at breen hadde en sakte tilbaketrekning utover 18-tallet.

Etter lille istid

Breene trakk seg betydelig tilbake mellom 1930 og 1960. Siden 1960 har breene trukket seg mindre tilbake og breene har hatt små fremrykk siden 1970 (Theakstone, 2010). Det kan basert på dette trekkes en antakelse om at moreneryggene ved vannet på 686 moh. kan være fra mellom 1930 og 1960, noe som også kan stemme med at moreneryggene M2 og M3 innerst ved breen kan være fra etter 1970-tallet (Wollbakk, pers. komm).

Observasjoner fra Selstaddalen og denne muntlige informasjonen henger godt sammen med studier av Theakstone (2010) som tar for seg temperatur og nedbørsvariasjoner i ti-årene etter 1900. Theakstone (2018) nevner også at gjennomsnittstemperaturen de siste 80 årene har økt med rundt 2°C i Nordland. Klimautviklingen så langt i det 20. århundre har ført til minking av breene, men variert fra bre til bre avhengig av beliggenhet. Beliggenhet synes å være viktigere for responsen enn (mindre) variasjoner i temperatur og nedbør.

5.2.5 Potensiell korrelasjon mellom tsunamisedimenter i Selstadvatnet og regionale innsjøbasseng på kysten i Norge

Storeggaskredet har vært kjent siden 1970-årene, og er et av de største undersjøiske skredene som er blitt oppdaget i verden (bilde 29) (Bugge, 1983). Skredet har i nyere tid blitt datert mer presist til 8150 kal år BP (Smith et al, 2004; Bondevik et al, 2005; Bondevik et al, 2012).

Haflidason et al (2005) har konkludert med at skredet tok med seg mellom 2500 og 3500 km² sedimenter fra skredutløsningspunktet. Som følge av skredet ble det utløst en tsunami som i følge blant annet Bondevik et al (1997) mente nådde vestkysten av Norge med en estimert bølgehøyde på rundt 10-12 meter. I Skottland har det blitt estimert en bølgehøyde på 4-6 meter (Dawson, 1999), på Shetland en bølgehøyde på 20-30 meter (Bondevik et al, 2003) og på Færøyene 10 meter (Grauert et al, 2001) (alle tre referert i Bondevik et al, 2005).

Bondevik et al (1997) undersøkte hvordan Storegga Tsunamien hadde lagt igjen sedimenter i ulike basseng langs kysten av Norge. Det har blitt gjort funn av sedimenter fra Bømlø i sør til Troms i nord (Corner og Haugane, 1993; Lyså, 2004; Rasmussen, 2018; Sutherland; m. fl.). Det ble undersøkt 25 kystnære innsjøer som alle viste at de var blitt påvirket av tsunamien.

Hovedfokuset i artikkelen gikk ut på å finne ut hvor høy bølgen hadde vært ved å bruke kystnære basseng på ulik høyde. Det var også nødvendig å etablere havnivået på denne tiden for å kunne finne bølgens høyde. Avhengig av tidevannsforskjeller i område vil bølgen i realiteten ha en varierende høyde på 2-3 meter (Bondevik et al, 1997).

Ved rekonstruksjon av tsunamihøyde er det derfor vanlig å benytte andre høyereliggende innsjøbassenger som en referanse for maks høyden til tsunamien (Bondevik et al, 1997). Jo mindre høydeforskjell det er mellom disse bassengene desto mer nøyaktig vil tsunami-høyden estimeres. I Lyngen ble tsunamihøyden rekonstruert til rundt 6.5-7 m (Rasmussen et al, 2018).

Det vil i Selstaddalen ikke være mulig å få en nøyaktig høyde på tsunamibølgen, men basert på at det ble tatt en kjerne fra Neverdalsvatnet våren 2017 (upublisert arbeid, Marte Ramstad) som tilsynelatende ikke inneholdt tilsvarende sedimentlag som observert i SEP117, kan dette bidra til å gi en indikasjon på makshøyden til tsunamien grunnet en rygg utenfor Neverdalsvatnet med en høyde på 65 moh. Rasmussen (1981) strandforskyvnings-kurve indikerer at fjorden/havnivået for 8150 kal. år BP var ca 55 moh. Dette betyr at bølgen i område ikke kan ha vært stort større enn 6-10 meter (uten at det er tatt høyde for tidevannsforskjeller). Dette kan skyldes at bølgen har avtatt i høyde etter hvert som den ble

ført inn i Glomfjorden. Bølgehøyden kan også ha blitt redusert grunnet mange øyer utenfor Selstaddalen.

Romundset og Bondevik (2011) boret i 18 innsjøer og fant tsunamiavsetninger i tre av dem. Basert på studier de gjorde kom de frem til at bølgen har hatt påvirkninger på innsjøbassenger over en strekning på 1300 km langs norskekysten. Basert på erosjon og avsetninger konkluderer de også med at tsunamien ikke traff frossen bakke og innsjøer, og de kommer derfor frem til at hendelsen skjedde på sommersesongen, mellom april og oktober. De har også konkludert med at ingen annen tsunami har etterlatt sedimenter i innsjøer til nå undersøkt gjennom holosen. Det ble heller ikke gjort funn av andre liknende sedimentpakker i SEP117 og dette støtter derfor også oppom denne teorien.

6 Konklusjon

Formålet med oppgaven var å rekonstruere brefluktuasjonene i Selstaddalen fra tidlig bølling frem til dag ved hjelp av kvartærgeologisk kartlegging, analyse av sedimentkjernen SEP117 og rekonstruksjon av isutbredelse og vinternedbør under den lille istid ut fra et klimaperspektiv.

- Det ble etablert en aldersmodell for selstaddalen basert på ^{14}C -dateringer og antatte sedimentasjonshastigheter. Alder-dybdekalkuleringen med start i yngre dryas er, sammen med andre funn, og regionale data benyttet til å støtte den glasiale historien i Selstaddalen, og tidfeste noen av de større eventene.
- Regionale studier viser at i tidlig bølling lå breen ut forbi vestsiden av Åmøya, før den rykker tilbake inn i fjordene rundt 12.700 ^{14}C BP. Det er lite data tilgjengelig for bølling/eldre dryas i Selstaddalen, men det er funnet marine avsetninger med skjell i dalen datert til 12620 ± 60 ^{14}C BP, noe som indikerte marine, isfrie forhold rundt midten av bølling. Over de marine avsetningene er det funnet en avsetning tolket som morene.
- Ved ca. 12.200 ^{14}C BP, sen bølling/tidlig yngre dryas, er det et nytt brefremrykk som går ut til østsiden av Åmøya. Dette brefremrykket er basert på funn av morenemateriale på toppen av skjellavsetninger i henholdsvis Neverdal, Sandvika, Vargvika og Selstaddalen og blir kalt Vassdalahendelsen. Disse funnene kan samsvare med funnet av morene over skjell i Selstaddalen. Randåsen sørvest i dalen er i denne studien tolket til å bli avsatt under denne hendelsen. Denne tolkningen avviker fra Rasmussen (1981) og Olsen (2002) som mener randavsetningen er avsatt under yngre dryas.
- I Allerød er det datert et *Muy truncata* skjell i Neverdal til 11610 ± 140 ^{14}C BP (Rasmussen, 1981), noe som indikerer åpne marine forhold. Det kan derfor antas at der var samme forhold i Selstaddalen.
- I yngre dryas rykker Glombreen igjen frem i Selstaddalen. Det er av Rasmussen (1981) og Olsen (2002) argumentert for at det i Glomfjordområdet var to brefremrykk under denne perioden, kalt henholdsvis Glomfjordhendelsen (tidlig yngre dryas) som avsatte randavsetningen ytterst i dalen, og Glomvasshendelsen (sent yngre dryas) som avsatte isranddeltaet. I denne studien er breen tolket til bare å nå frem til isranddeltaet bakerst i dalen og avsetter også de to største sidemorene. Dette er tolket til å skje

under Glomfjordhendelsen. Tolkningen støttes av kjerneobservasjoner med skjell datert yngre dryas og antatt sammenhengende sedimentasjon (ingen klare tegn til erosjon eller at en bre har gått over kjernelokasjonen), en indikasjon på at breen ikke har gått over kjernelokaliteten.

- Det ble i dalen ikke registrert observasjoner fra Glomvasshaughendelsen (sent yngre dryas brefremrykk) i denne studien, og den er derfor tolket til å ha vært tilnærmet lik i utbredelse som Glomfjordhendelsen, eller hviss mindre fjernet av seinere brefremrykk.
- I tidlig holosen er det en lengre periode i Selstaddalen der breen ikke påvirker dreneringsområdet og er tolket å være smeltet vekk. Starten av Glombreens nedsmelting skjer rundt 8918 ± 172 kal år BP.
- Isolasjonen av Selstaddalen er basert på datering av laminerte lag, tolket til å starte rundt ca. 8900 kal år BP.
- Basert på innsjøsedimenter og alder-dybde kalkulering er det ved 8100-8200 kal år BP tolket til at Storeggaskredet skylder tsunamiavsetinger inn i Selstadvatnet.
- Glombreen kommer tilbake og blir dominerende i dreneringsfeltet rundt 2800 kal år BP. Det observeres fire mulige brefremrykk i kjernen rundt denne tidsperioden. Disse ble ikke observert i dalen, da de er tolket til å være slettet grunnet den lille istid. Dette blir også observert med andre breer i Svartisen området etc.
- Den lille istids maksimum blir, basert på lichenometri datering, datert til en alder på AD 1752. Basert på endemorener, sidemorener og topografi, samt muntlig kommunikasjon ble isutbredelsen rekonstruert til å dekke et område på rundt 8 km² og hadde en senket TPW-ELA på 102 m (fra dagens på 982 moh. til den lille istids på 880 moh).
- Kalkulering av vinternedbør viser at det under den lille istids maksimum var dobbel så høy vinternedbør som i dag. Den rekonstruerte sommertemperaturen under den lille istidsmaksimum viste en temperatursenkning på rundt 1°C, som også støttes av annen litteratur som realistisk under den lille istid. Det er også tydelig at Glombreen blir påvirket av NAO faktorer, og det har vært konkludert med at det er den høye vinternedbøren som har styrt veksten av breer i Svartisen områder under den lille istid.
- Sammenlignet med andre breer både sør og nord for Glombreen under den lille istid, ser det ut til at Glombreen har fulgt den samme trenden med tanke på den lille istidsmaksimums tidspunkt.

Videre arbeid

Selstaddalen og avsetninger etter Glombreen har vist seg å sitte på mye glasial informasjon som strekker seg helt tilbake til tidlig bølling, med flere alternative tolkningsmuligheter for når de var avsatt. Dette betyr at det fremdeles er mye forskning som kan utføres for å forstå aspekter ved glasiering og deglasieringen de siste 14000 kal år BP i enda mer detalj.

Det ble utført rekonstruksjon av Glombreens isutbredelse og vinternekbør for lille istids maksimum. Det kan etter denne studien, og basert på tidligere arbeid, legges til grunn av flere av moreneryggene kan antas å være fra bestemte glasiere perioder, og at yngre brefremrygg mellom den lille istids maksimum og dagens brefront, kan dateres ved hjelp av lichenometri. Det kan derfor videre rekonstrueres ELA for isutbredelser som så kan kobles mot f.eks. innsjøsedimenter. Dette vil gjøre det mulig å lage en fullstendig rekonstruksjon av tidligere ELA-er og også vinternekbør for lengre tilbake i tid. Dette kan deretter kobles opp mot andre studier og ses i en større regional kontekst.

Og det vil sikkert være av interesse å studere videre sedimentene funnet i SEP117 som er tolket å kunne stamme fra en tsunami etter Storeggaraset.

7 Referanser

- Andersen, B. G. (1980) The deglaciation of Norway after 10,000 B.P. *Boreas*. Vol 9, pp. 211-216.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H. (1995) Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quat. Int.* 28, 147-169.
- Andersen, B. G. Bøen, F., Rasmussen, A., Vallevik, P. N. (1979) The deglaciation between Skjerstadfjord and Svartisen, north Norway. *Boreas*. Vol. 8. pp 199-201.
- Andersen G, B., Bøen, F., Nydal, R, Rasmussen, A. and Vallevik, P. (1981). Radiocarbon dates of moraines in Nordland, north Norway. *Norske Annaler*. 63, pp. 155-160.
- Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K., & Vallevik, P. N. (1982) The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. Vol. 62, pp. 39-49.
- Ahrens, C. Donald (2008) *Essentials of meteorology: an invitation to the atmosphere*, Belmont, CA, Thomson Brooks/Cole.
- Andrews, J.T. (1975) *Glacier systems. An approach to glaciers and their environments*. Duxbury Press. North Scituate, MA.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. (2005a): Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Reidar, L. & Nesje, A. (2005b): Glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway, during the Lateglacial and Holocene. *The Holocene*, 15 (4), pp. 518-540.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje and Bjune, A. E. (2008) Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change* 60, 28-41
- Bakke, J., Lie, Ø., Heegaard, E, Dokken, T., Haug, G. H., Birks, H. H., Dulski, P. and Nilsen, T. (2009) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Letters nature geoscience*.
- Ballantyne, C. (1990) Holocene glacial history of Lyngshalvøya, northern Norway: chronology and climate implications. *Boras* 19, 93-117.
- Bard, E., Maurice, A. and Duplessy, J.D. (1991) Reconciling the sea level record of the late deglaciation with the $\delta^{18}\text{O}$ spectra from deep sea cores. *Quaternary Proceedings* 1, 67- 73.
- Benn, D. J. and Evans, D. J. A. (2010) *Glaciers and glaciation*, London, Hodder education.
- Benn, D. I. and Ballantyne, C. K. (2015) Paleoclimatic reconstructions from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. *Journal of Quaternary Science* 20(6), 577-592
- Benn, D. I. and Lehmkuhl, F. (2000) Mass balance and equilibrium – line altitude of glaciers in high mountain environments. *Quaternary international*, 65 -66, 5-29.
- Bickerton, R. W., og Matthews, J. A. (1993) ‘Little Ice Age’ variations of outlet glaciers from the Jostedalbreen ice-cap, southern Norway: a regional lichenometric-dating study of ice-marginal moraine sequence and their climatic significance. *Journal of Quaternary Science* 8 (1), 45-66
- Bjune, A. E & Birks, H, J. B. (2008) (February): Holocene vegetation dynamics and inferred climate change at Svanåsvatnet, Mo I Rana, northern Norway. *Boreas*, Vol. 17, pp. 146-156

- Blake and Olsen (1999) Blake, K. P., Olsen, L. (1999) Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice masse in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 53, pp. 1-16.
- Blaauw, Maarten (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., Johnsen, G., Mangerud, J. and Kaland, P. E. (1997) The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas*, Vol. 26, 29-53
- Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A., Lohne, Ø. (2003) Record-breaking hight for 8000-year old tsunami in the North Atlantic. *EOS* 84, 289 – 293.
- Bondevik, S., Løvholt, F., Harbitz, C. et al. (2005) The Storegga Slide tsunami – comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology* 22, 195-208.
- Bondevik, S., Stormo, S. K., Skjerdal, G. (2012) Green mosses date the Storegga tsunami to the chilliest decades of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews* 45, 1-6.
- Bradley S. R. (2015) *Paleoclimatology: Reconstruction Climates of the Quaternary*. London: Academic Press Limited.
- Bristow, S. C. og Jol, M. H. (2003) An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. *Geological society*, 211. S. 1-7.
- Bugge, T. (1983) Submarine slides on the Norwegian continental margin with special emphasis on the Storegga Slide. *IKU report* 110, 1-152.
- Carrivick, J. L. og Tweed, F. S. (2013) Proglacial lakes: character, behavior and geological importance. *Quaternary science reviews*. 78, 34
- Carrivick og Russel 2013 Carrivick, J.L., Russell, A.J., 2013. Glaciofluvial landforms of deposition. In: Elias, S.A. (Ed.), *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 6-17.
- Corner, G. D. og Haugane, E. (1993) Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level changes at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 73, 175-197.
- Dahl, S. O., Bakke, J, Lie, Ø. (2003): Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: An evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews* 22, s. 275–287.
- Dahl, S. O. og Nesje, A. (1992) Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstruced Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 94, 87-97.
- Dahl. S. O. og Nesje, A. (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium – line altitudes and pine – tree limits: a case study from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6, s. 381 – 398.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Øvstedal, J. (1997) Cirque glaciers as morphological evidence for a thin Younger Dryas ice sheet in east-central southern Norway. *Boreas* 26, 161-180.
- Dean, E. W. (1974) Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition comparison with other methods. *Journal of other sedimentary research*, 44, 242 – 248.
- Dearing, J. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility*. Oxford, England: Barington Instruments Limited.
- Erikstad, L. og Sollid, J. L. (1986) Neoglaciation in South Norway using lichenometric methods. *Norsk geografisk tidsskrift – Norwegian journal of geography*, 40, 85-105
- Fjalstad, A. & Møller, J. (1987): Verneverdige kvartærgeologiske områder i Nordland. Bergvesenet, rapport. Publisert i: *Tromura, Naturvitenskap* nr. 57. Universitet i

- Tromsø, Institutt for museumsvirksomhet. Tromsø. 283 s.
- Fossen, H., Pedersen, R.-B., Bergh, S., Andresen, A. (2007): En fjellkjede blir til. Publisert i: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. (red): *Landet blir til*. Norsk geologisk forening. s. 178 – 229.
- Furbish, D.J. og Andrews, J.T. (1984) The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer. *Journal of Glaciology*. 30, s 199 – 211.
- Gellatly, A. F., Whalley, W. B., Gordon, J. F., Hanson, J. D., Twiggs, D. S. (1989) Recent glacial history and climate change . Bergsfjord, Troms-Finnmark, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 43, 21-34.
- Griffey, N. & Worsley, P. (1978a) The pattern of Neoglacial glacier variations in the Okstindan region of northern Norway during the last three millenia (Okstindan Research Project Report 26). *Boreas* 7, 1-17.
- Griffey, N. & Matthews, J. (1978b) Major neoglacial glacier expansion episodes in southern Norway evidence from moraine ridge stratigraphy with ¹⁴C dates on buried paleosols and moss layers. *Geogr. Ann.* 60 A, 73-90.
- www.geologiskolen.uit.no [Nedlastet 27. 06. 2018]
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., and P. D. Ryan, 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4(1): 9pp
- 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.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup H.P., Forsberg, C.F., Bryn, P. (2005) The dating and morphology of the Storegga Slide. *Marine and petroleum Geology*. 22, S. 123 – 136.
- Hoeg, H. I. (1979) Vegetasjonsutviklingen i Syd-Norge (Agder og Telemark) etter siste istid, fram til 6000 år B.P. *Lecture at the Uppsala Symposium*
- Innes, J. L. (1985) Lichenometry. *Progress in physical geography*, 9, 187- 254
- Jansen, H. L., Simonsen, J. R., Dahl, S. O., Bakke, J. and Nielsen, P. R. (2016) Holocene glacier and climate fluctuations of the maritime ice cap Høgtuvbreen, northern Norway. *The Holocene Vol* 26(5), 736-755
- Jansen, H. L., Dahl, S. O. and Nielsen, P. R (2018) An inverse approach to the course of the ‘Little Ice Age’ glacier advance and the following deglaciation at Austerdalsisen, eastern Svartisen, northern Norway. *The Holocene Vol* 28(7), 1041-1056
- Jenkins, R. (1984) X-ray Fluorescence Analysis. *Analytical chemistry*, Vol.56, no 9, 1099-1106
- Karlén, W. (1976) Lakustrine sediments and tree-line variations as indicators of climatic fluctuations in Lapland, northern Sweden. *Geografiska Annaler* 58 A, 1-34.
- Karlén, W. (1979) Glacier Variations in the Svartisen Area, Northern Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 61, No ½, 11-28
- Karlén, W. (1988) Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 7, 199-209.
- Karlén, W. (1997) Interpretation of the glacio-lacustrine record in northern Sweden: a comment. *The Holocene* 7, 119-19
- Karlen, W and Matthews, J, A. (1992) reconstructing Holocene glacier variations from glacial lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen – Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler*. 74, s. 327 - 248
- 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.
- Linge, H., Olsen, L., Brook, E. J., Darter J. R., Mickelson, D. M., Raisbeck, G. M., Yiou, F.

- (2007). Cosmogenic nuclide surface exposure ages from Nordland, northern Norway: implications for deglaciation in a coast to inland transect. *Norwegian Journal of Geology*, 269-270
- Lowe, J. J., Gray, J. M. & Robinson, J. E. (1980) *Studies on the lateglacial of the north-west Europe*. Pergamon Press, Oxford.
- Lowe, J. J., & Walker, M. (2015). *Reconstructing quaternary environments*. London: Routledge.
- Locke, W. W., Andrews, J. T. and Webber, P. J. (1979) A manual for lichenometry. *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin* 26, 1-47
- Lyså, A., Sejrup, H. P., Aarseth, I. (2004) The late glacial-Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway. *Marine Geology* 211, 45-78
- Mangerud, J. (1976) *Fra istid til nåtid*. In: Hardtvedt, G. H. (ed.). Hordaland. Gyldendal, Oslo, pp. 11-151
- Mangerud, J., LARSEN, E., LONGVA, O., & SØNSTEGAARD, E. (1979). Glacial history of western Norway 15,000–10,000 BP. *Boreas*, 8(2), 179-187.
- Matthews, J. A. (2005) 'Little Ice Age' glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: a study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichen growth rates. *The Holocene*, 20, 1- 19
- Menounos, Brian (1997) The water content of lake sediments and its relationship to other physical parameters: an alpine case study. *The Holocene*, 7, 207-212.
- Meteorologisk Institutt (2018) *Månedsnormaler, Glomfjord* [Internett]. eKlima. Tilgjengelig fra: <http://www.eklima.met.no> [Nedlastet 16.04 2018].
- Miller G. H. og Brigham-Grette J., Alley, R. B. et al (2010) Temperature and precipitation history of the Arctic. *Quaternary Science Reviews* 29, 1679-1715.
- Moe, D. (1979) Studier over vegetasjonsutviklingen gjennom holosen på Hardangervidda. *Thesis*, Univ. Bergen
- Multiconsult (2017): Tverrfjellelva kraftverk – Søknad om planendring. *Rapport for Meløy Energi*, Meløy kommune. 38 s.
- Munsell, A. H. (1976). *Munsell Book of Color: Glossy Finish Collection, Removable Samples in Two Binders*. 2.5 BG - 10 RP, Munsell Color.
- Nesje, A. (1992a). A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 24, No. 3, pp. 257-259.
- Nesje, A. (1992b) Topographical Effects on the Equilibrium-Line Altitude on Glaciers. *GeoJournal* 27.4. pp. 383-391.
- Nesje, A. (2005) Briksdalsbreen in western Norway: AD 1900-2004 frontal fluctuations as a combined effect of variations in winter precipitation and summer temperature. *The Holocene*, Vol. 15, 1245-1252.
- Nesje, Atle (2012) *Brelære*. Kristiansand, Høyskoleforlaget.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. (2000) *Glaciers and environmental change*, Arnold, London
- Nesje, A. & Dahl, S. O. (2003): The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139- 145.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C., Matthews, A, J. (2002) The lacustrine sedimentary sequences in Syngneskardvatnet, western Norway: a continuous, high – resolution record of the Jostedalsbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary science review*. 19. S. 1047 – 1065.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T. and Nordli, Ø (2007) The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Clim Dyn* 30, 789-801

- NGU (2017a): Glomfjordvinduet [Internett] Tilgjengelig fra:
https://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=150826&p_spraak=N
 [Nedlastet 10.februar 2022]^[1]_[SEP]
- NGU (2017b): Glomvasshaugtrinet [Internett] Tilgjengelig fra:
https://aps.ngu.no/pls/utf8/geoenhet_SokiDb.Vis_enhet?p_id=142714&p_spraak=N
 [Nedlastet 10.februar 2022]^[1]_[SEP]
- Norgeskart.no. [Internett] Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no> [Nedlastet. mai 2017]
- NVE (2017): NVEs brestatlas, Nedbørsfelt (REGINE) [Internett] Tilgjengelig fra:
<https://gis3.nve.no/link/?link=brestatlas> [Nedlastet 14. mai 2017]
- NVE (2022) NVEs brestatlas, Nedbørsfelt (REGINE) [Internett] Tilgjengelig fra:
<https://gis3.nve.no/link/?link=brestatlas> [Nedlastet 04.04. 22]
- Olsen, L. (1999): Deglaciation of the Svartisen area, northern Norway, and isolation of a large ice mass in front of the Fennoscandian Ice Sheet. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 53: 1–16.
- Olsen, L. (2002) Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations northwest of the Svartisen lacier, Nordland, northern Norway. *NGU Bull* 440, 39-50
- Osmaston, H. (2005) Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area × Altitude, the Area × Altitude Balance Ratio and the Area × altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary international*, 138-139. S. 22-31.
- Paillard, D., Labeyrie, L. og Yiou, P. (1996) Macintosh program performs time - series analysis. *Eos*, transactions American Geophysical Union.
- Paasche, Ø., Dahl, S. O., Bakke, J., Løvlie, R, Nesje, A (2007) Cirque glacier activity in arctic Norway during the last deglaciation. *Quaternary Research* 68, 387-399
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S, Riboloni, A. (2015) A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences* 82, 55-62
- Porter, S. C. (1975) Equilibrium line altitudes of the late quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary research* 5, 27-47.
- Porter, S. C. (1977) Present and past glaciation threshold in the Cascade Range, Washington State. USE: constraints provided by paleoenvironmental reconstructions. *The Holocene* 11, 607-611
- Porter, S.C. (1981) Lichenometric studies in the Cascade Range of Washington: establishment of Rhizocarpon geographicum growth curves at Mount Rainier. *Arct. Alp. Res.* 13, 11-23.
- Rasmussen, A. (1981): The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *Norges geol. Unders.* 369, I—31.
- Rasmussen, H., Bondevik, S. and Corner, G. D. (2018) Holocene relative sea level history and Storegga tsunami run-up in Lyngen, northern Norway. *Journal of quaternary science* 33(4), 393-408
- Rea, B. R. (2009) Defining modern day Area-Altitude Balance Ratio (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 28, 237-248
- Reimer et al (2013) SELECTION AND TREATMENT OF DATA FOR RADIOCARBON CALIBRATION: AN UPDATE TO THE INTERNATIONAL CALIBRATION (INTCAL) CRITERIA. *Radiocarbon*, 55, s. 1923 – 1945.
- Renberg I and Hansson H (2008) The HTH sediment corer. *Journal of Paleolimnology* 40: 655–659.
- Romundset, A. and Bondevik, S. (2011) Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents sea. *Journal of quaternary science* 26 (5), 457-462.
- Rothwell, R. G. and Croudace, I. W (2015) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*,

- Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Developments in Paleoenvironmental Research. Vol 17, Kingston, Ontario, Canada. Springer
- Rothwell, G. R. and Rack, R. F. (2006a) New techniques in sediments core analysis: an introduction. *Geological society*, 267, S. 1-29.
- Rothwell, R. G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I. W. og Frenz, M. (2006b): Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1–3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, s. 79-98.
- Schuler, T. V., Crochet, P., Hock, R. et al. (2008) Distribution of snow accumulations on the Svartisen ice cap, Norway, assessed by a model of orographic precipitation. *Hydrological Processes* 22, 3998-4008
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., Jorde, K. (2013) *Norsk geologisk ordbok*. Bergen: Fagbokforlaget.
- Sjøgren, P. (2009) Sand mass accumulation rate as a proxy for wind regimes in the SW Barents Sea during the past 3ka. *The Holocene* 19, 591-598.
- Shackley, S. M. (2011) *X-ray fluorescence spectrometry (XRF) in geoarchaeology*. Springer, New York.
- Smith, D. E., Shi, S., Cullingford, R. A. et al. (2004) The Holocene Storegga tsunami in the United Kingdom, *Quaternary Science Reviews* 23, 2291-2321
- Stuiver, M., Brazunias, T.F., Becker, B. et al. (1991) Climatic solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quaternary Research* 35, 1-24.
- Stuiver, M., Reimer, P. J. og Reimer, R. W. (2016) Calib 7.1 *Radiocarbon Calibration Program* [Internett]. Tilgjengelig frå: <http://calib.qub.ac.uk/calib/> [Hentet 01.08 2018].
- Støren, N. E, Dahl, S. O., Lie, Ø. (2008) Separation of late – Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen. Central southern Norway. *The Holocene*. S. 1179 – 1191.
- Sulebak, J. R. (2007) *Landformer og prosesser*. Bergen, Fagbokforlaget.
- Sutherland, D. G. (1984) Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates, with particular reference to the Loch Lomond Stadial. *Quaternary Science Reviews* 3, 291-309
- Talamo, S., Hughen, A. K., Kromer, B., Reimer, J. P. (2012) Debates over Palaeolithic chronology – the reliability of ^{14}C is confirmed. *Journal of archaeological science* 29, 2364 – 2467
- Theakstone, W. H. (2010) Glacier Changes at Svartisen, Northern Norway, during the Last 125 years: Influence of Climate and Other Factors. *Journal of Earth Science*, Vol. 21, No. 2., 123-136
- Theakstone (2018) Flatisen, Svartisen: A norwegian glacier in decline, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 72, s.305-312.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., Osullivan, P. E. & Oldfield, F. (1975): Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography*, 40, 687-698.
- Thompsen, R. and Olfield, F. (1986) *Environmental magnetism*. Allen og Unwin: Springer, London.
- Thoresen, M.K. (1991) *Kvartærgeologisk kart over Norge. Tema: jordarter.*, Trondheim, Norges Geologiske Undersøkelse.
- Tweed, S, F. and Carrivick, L, J. (2013) Deglaciation and proglacial lakes. *Geology today*. 31.
- UIB (2015): Itrax XRF Core Scanner [Internett] Tilgjengelig fra: <http://www.uib.no/node/81333> [Nedlastet 2.mai 2017]
- Vorren, T. O. og Elvsberg, A. (1979) Late Weichselian deglaciation and paleoenvironment of the shelf and coastal areas of Troms, north Norway – a review. *Boreas* 8, 247-253

- Weltje G and Tjallingii, R. (2008) Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth Planet Sci Lett* 274:423–438
- Winkler, S. (2003) A new interpretation of data of the 'little ice age' glacier maximum at Svartisen and Okstindan, northern Norway. *The Holocene*, 13, 83-95