Eirik Tengesdal

En geomorfologisk studie av to høyliggende breer i Jotunheimen

Masteroppgave i Geografi

Veileder: Ivar Berthling

Trondheim, våren 2017

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet

Fakultetet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt

Abstract

The basis of this thesis has been to high altitude glaciers in the eastern Jotunheimen. There have been done little to none work on the highest located glaciers above sea level in the Norwegian mountains. Therefor aim of this thesis has been to contribute how these high altitude glaciers (Steinflybrean and Bukkuhåmmårbreen) differs from the more frequently studied glaciers we find in Norway. The main focus has been to find out how the glacier has been forming the landscape where it lies today. The study has been using lichenometri and Shcmidt-hammer in order to date the moraines found related to the glaciers.

We´ve found that all though the rate of erosion the glacier have had through the Holocene, this erosion rate seems to be enough to develop the circuit we see today. This assumption is based on the amount of sediments found in the moraine complex at the glacier foreland compared to the size of the circuit.

The glacier bed has most likely been lying on permafrost through out the hole of Holocene. There is ice-cored moraines at the glacier forelands on both glaciers and is no signs of glacial fluvial activity, in this study and in other studies done on Bukkuhåmmårbreen (Lie et al. 2004). Therefore there is reasons to believe that the glaciers have been cold based or polythermal through out the Holocene.

Sammendrag

Utgangspunktet for denne oppgaven er to høytliggende breer i det østlige Jotunheimen. Det er blitt gjort lite arbeid på de høytliggende breene i de norske fjellheimen. Derfor har formålet med denne oppgaven vært å bidra med en økt forståelse for hvordan disse breenes (Bukkuhåmmårbreen og Steinflybrean) karakteristika opptrer. Hovedproblemstillingen for oppgaven har vært hvordan breene har virket som geomorfologisk agent gjennom Holocene. For å få nærmere svar på dette har vi i denne studien benyttet Lichenometri og Schmidthammer i et forsøk på å datere de relevante morenesystemene rundt Bukkuhåmmårbreen og Steinflybrean. Det har vist seg at disse metodene har vært utfordrende å bruke under de forholdene vi møtte i felt og vi anbefaler en vurdering og utbedring av disse metodene ved bruk av høytliggende breer.

Vi har funnet at selv om det geomorfologiske arbeidet breene har utført gjennom Holocene er lite, er det nok til å forklare dannelsen av den landformen breen ligger i. Denne antagelsen er basert på en kalkulering av sedimentvolum i forhold til botn størrelse. Breen har mest sannsynlig ligget på permafrost gjennom hele Holocene og det er i lys av dette og mangel på spor av basal glidning i landskapet grunn til å tro at breen har vært kald eller polytermal gjennom Holocene. Morenekomplekset i forkant av breen ser ut til å ha en iskjerne, opprettholdelsen av denne tyder også på at det har vært permafrost siden sedimentasjon.
Det er grund til å tro at breen har betydelig sediment input fra skråningsaktivitet og frostforvitring fra områdene rundt breen.

Forord

Det har vært en prosess å skrive masteroppgave. Kanskje ikke en prosess som de som er nevnt på de kommende sidene i denne oppgaven, men mer som en lang utfordrende reise i tålmodighet, frustrasjon og selvdisiplin. Når utfordringen nå er ferdig og oppgaven skal leveres, er jeg sikker på at jeg kommer til å kikke tilbake på prosessen med overvekt av gode minner. Muligheten til å sette seg grundig inn i et tema og det å få tid til å utføre et solid arbeid har (i ettertid) skygget over frustrasjonen ved mangelfull metode, en jungel med navn google scholar og en konsentrasjonsevne som tidvis har vært dårligere enn elevene jeg underviste på ungdomsskolen. Jeg er glad for å ha fått muligheten til å skrive denne oppgaven og er nesten like glad for at den nå er ferdig.

Jeg vil takke samboeren min Ragne, som har vært tålmodig og gitt med tid til å jobbe selv om det i perioder har ført til at hennes hverdag har blitt kaotisk og fylt til randen av bleier og rot. Takk for god støtte, jeg håper og tror at du ser tilbake på denne tiden med overvekt av gode minner akkurat som jeg. Åsmund må takkes, for å ha spredd glede og gitt perspektiv på viktigheten av oppgaven. Han må og takkes for å ha tatt seg sammen den siste tiden og definitivt bedret søvnkvaliteten i innspurten.

Selvfølgelig må Ivar takkes, du har hjulpet meg til å finne en oppgave der det i perioder ikke så ut til å være noen. Gitt meg faglig utfordring og ikke minst faglig forståelse gjennom alle årene på NTNU. Du har alltid vært tilgjengelig og har vært uunngåelig i denne prosessen.

Benjamin fortjener en stor takk for å uten å nøle ble med på feltarbeid. Bedre og mer positiv feltpartner skal man lete lenge etter. Håper ikke arbeidet tokk knekken på din lyst til å gå videre med geografien. Simen fortjener en takk for hjelp for tålmodighet og hjelp i møte med matematikken.

En siste takk rettes til selektiv lineær erosjon som gjennom Kvartær har muliggjort dannelsen Gloppefjorden, et perfekt fristed under masterskrivingen.

Sandane, Mai 2017,
Eirik Tengesdal

Innholdsfortegnelse

1 Innledning 1
1.1 Bakgrunn 1
1.2 Problemstilling 2

2 områdebeskrivelse 3
2.1 Lokalisering 3
2.2 Klima 3
2.3 Geologi 4
2.4 valg av studieområdet 4

3 teori 5
3.1. Glasiasjon – Forutsetninger for isbredannelse 5
3.2 Massebalanse og likevektslinje 5
3.3 Temperaturregime og bredynamikk 5
3.5 Glasiasjon og klima gjennom Holocene 9
3.5.1 Permafrostutbredelse gjennom Holocene. 10
3.6 Permafrostens innvirkning på geomorfologiske prosesser 10
3.7 Erosjon og sedimenttransport 11
3.8 Steinskred 12
3.9 Sedimenter 12
3.10 Iskjernemorene 14
3.11 Flutings 14
3.12 Landformen botn 16
3.13 Sidemorener 17

4 Metode 19
4.1 Lichenometri 19
4.1.1 Vekstforhold og vekstfaktorer 21
4.1.2 Dateringskurve 22
4.1.3 Utvalg 23
4.1.4 Metodiske feilkilder 25
4.2 Schmidthammer 25
4.2.1 Utvalg 26
4.2.2 Metodiske feilkilder 26
4.3 Volumberegning av botnen og iskjernemorenen ved Steinflybrean 27

5 Resultat 29
5.1 Steinflybrean 29
5.1.1 Lichenometri 29
5.1.2 Schmidthammer 29
5.2 Bukkuhåmmårbreen 30
5.2.1 Lichenometri 30
5.2.2 Schmidthammer 30
5.2 Visuell observasjon 31
5.2.1 Steinflybrean 31
5.2.2 Bukkuhåmmårbreen 33
5.3 Volumberegning av botnen og iskjernemorenen ved Steinflybrean 33

6.0 Diskusjon 35
6.1 Temperaturregime 35
6.1.1 Temperaturregime i dag 35
6.1.2 Tempraturregime gjennom Holocene –Bukkuhåmmårbreen 36
6.1.3 Temperaturregime gjennom Holocene – Steinflybrean 37

6.2 Glasialmorfologi **38**
6.2.1 Morfologiske spor etter bevegelse 38
6.2.2 Fluting 39
6.2.3 Iskjernemorener 40
6.2.4 Morenematerialets opphav 41
6.2.5 Sidemorener 45
6.2.6 Utviklingen av det alpine landskapet 48
6.2.7 Glasifluvial aktivitet 51
6.3.1 Lichenometri 53
6.3.2 Schmidthammer 56
7 Konklusjon **59**
7.1 videre arbeid **59**
8 litteraturliste **61**

Figurliste:

Fig. 2.1: Viser lokaliseringen av studieområdet (norgeibilder.no, 2017)……S. 3
Fig. 3.4: Viser en idealisert botnbre (Wannebo, 2012)……...……...S. 7
Fig. 3.5: Viser kalkulert temperatur gjennom Holocene (Lilleøren et al. , 2012)……....S. 10
Fig. 3.9: Figuren viser rundhetsskala fra Powers (1953)……..S. 13
Fig. 3.11: Figuren viser en fremstilling av flutingdannelse (Benn & Evans, 2010)…….S. 15
Fig .4.1: Viser målingen av kartlav under feltarbeid……....S. 20
Fig. 4.2: Viser dateringskurve over Jotunheimen (Matthews, 2005)……....S. 22
Fig. 4.3 Oversiktsbilde av Steinflybrean (Norgeibilder.no, 2017)……S. 26
Fig. 4.4 Oversiktsbilde av Bukkuhåmmårbreen(Norgeibilder.no, 2017)……..S. 26
Fig. 5.2: Viser fluting/deformasjon ved brerandsonen ved Steinflybrean (Norgeibilder.no, 2017)…….S. 32
Fig. 6.2: viser supraglasial avsetning på Bukkuhåmmårbeen ……..S. 43
Fig. 6.3: Viser laterale avsetninger ved Steinflybrean (Norgeibilder, 2017)……S. 44
Fig. 6.4 Viser laterale avsetninger ved Steinflybrean…….....S. 45
Fig. 6.5: Viser sidemorene ved Bukkuhåmmårbreen (Øverst) og endemorene ved Steinflybrean(nederst)……S. 47
Fig. 6.6: Viser kart over Steinflybrean fra 1958 (Kartverket, 1958)……..S. 54
Fig. 6.7: Viser sidemorene ved Steinflybrean……S. 55

Tabelliste:

Tabell 5.1: Viser resultater ved lichenometri ved Steinflybrean……S. 29

Tabell 5.2: Viser resultater ved Schmidthammer ved Steinflybrean……...S. 30

Tabell 5.3: Viser resultater ved Lichenometri ved Bukkuhåmmårbreen……....S. 30

Tabell 5.4: Viser resultater ved Schmidthammer ved Bukkuhåmmårbreen…….....S. 32

1 Innledning

1.1 Bakgrunn

Isbreer er den erosjonsagenten som har satt størst merker i det norske landskapet. De har erodert ut fjorder og de store dalformasjonene som er karakteristiske landformer i landet. Innlandsisen fra siste istid og de store ismassene vi finner i Norge er hyppig studert. De høye breene, som er lokalisert i de høyest liggende fjellområdene i Norge, har derimot ikke fått den samme oppmerksomheten. På tross av at deres geomorfologiske arbeid og glasiale karakteristika kan by på faglige utfordringer. Derfor vil denne studien handle om Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen, to høytliggende breer i det østlige Jotunheimen.

Geomorfologi er studie av prosessene som produserer, flytter og lagrer sedimenter i landskapet. Disse prosessene omfatter fluviale-, kyst-, skråning-, vind og glasiale prosesser (Sear & Newson, 2009).Denne studien vil fokusere på glasialmorfologi og dens betydning for dannelsen av landskapet i det aktuelle studieområdet. For å forstå dette fult ut vil også andre prosesser trekkes inn. Glasialgeomorfologi er endringer i landskapet som oppstår som følge av breens virksomhet over et gitt tidsrom. Det er dermed snakk om de prosessene som danner landskapet og studie av de landformene som er blitt dannet (Coates, 1974).

Geomorfologi bruker dagens prosesser og hendelser til å forklare hendelser i fortiden. Den undersøker hvordan dagens morfologiske mekanismer virker og forutsetter da at de samme prosessene har virket på samme måte i fortiden. På den måten kan man ved å undersøke dagens prosesser få innsikt i prosessene som har dannet landskapet vårt i fortiden (Sulebak, 2007).

Denne studien vil basere seg på feltarbeid gjort ved Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen i august 2016. Resultatene vil etter de øvrige nevnte geomorfologiske prinsippene bli brukt til å forklare det erosive arbeidet, temperaturregimet og breens fremgang og tilbaketrekning gjennom Holocene og til en viss grad hele kvartær.

1.2 Problemstilling

Det er tidligere gjort en studie av den glasifluviale aktiviteten ved Bukkuhåmmårbreen (Lie et al. 2004). Det er så langt undertegnede vet ikke gjort noen studier av Steinflybrean. Lie et al. (2004) karakteriserer breen som kald eller polytermal i dag og at den antagelig har vært det gjennom hele Holocene. Likevel er det tydelige morenesystemer, med flere endemorener og sidemorener ved begge breene. Etter gjeldene teori skal ikke kald is ha nevneverdig basalglidning og dermed ikke evne til å danne landformer i den skalaen vi her seg (Benn & Evans, 2010). Breene har en nedre randsone på 1912(Steinflybrean) og 1824 (Bukkuhåmmårbreen) m.o.h. noe som gjør de til noen av de høyest liggende breene i landet (Andreasen et al. 2012). Det er derfor interessant å undersøke hvordan disse breene har utviklet seg gjennom Holocene og da særlig siden det er få studier som har undersøkt dette tidligere.

Hovedproblemstillingen som undersøkes i denne studien er hvordan breene har virket som geomorfologisk agent gjennom Holocene. Denne problemstillingen vil bli svart på ved å se nærmere på følgende del spørsmål

- Hvilke tegn til erosiv bre kan vi finne ved breene?
- Hvordan er breenes glasiologiske karakteristika? Da spesielt knyttet opp mot temperaturregime, bevegelse og massebalanse.

En utfordring med denne studien er at det har vært vanskelig å gjennomføre et feltarbeid som gir statistisk gode data. Dette grunnet plasseringen langt fra infrastruktur og manglende studie fra lignende områder. Lie et al (2004) gjennomførte en studie på den glasifluviale aktiviteten i Bukkuhåmmårtjønna. Denne studiens resultater vil derfor sammenlignes med og sees i lys av Lie et al (2004) sine resultater.

2 områdebeskrivelse

2.1 Lokalisering

Studieområdet for denne oppgaven er Steinflyebreea og Bukkehåmårbreen i Vågå kommune, Øst-Jotunheimen. Området er i stor grad preget av glasial erosjon gjennom alpint landskap som botner tinder og egger. Den mest anerkjente forklaringen på slik landskap er at den er dannet i interstadialer (Ramberg, Bryhni, & Nøttvedt, 2013). De to breene som har blitt studert er lokalisert henholdsvis øst (Bukkuhåmmårbreen) og sør (Steinflybrean) for Høgdebrotet. Steinflybrean strekker seg fra 2166 m.o.h. og ned til 1912 m.o.h. Denne er sør-øst vent og har et flate areal på 1.25 km^2 (Andreassen, Windsvold, Paul, & Hausberg, 2012). Bukkehåmårbreen har en øvre grense på 2071 m.o.h. og strekker seg ned til 1824 m.o.h. Flatearealet på Bukkuhåmmårbreen er på 0.34Km(Andreassen et al., 2012).

Fig. 2.1: Viser lokaliseringen av studieområdet (norgeibilder.no)

Bukkuhåmmårbreen ligger nordøstlig vendt. Begge breene er lokalisert i det østlige Jotunheimen nær Leirungsdalen. Jotunheimen er Nord-Europas høyeste fjellområdet og innehar om lag 300 isbreer (Andreassen et al., 2012).

2.2 Klima

Steinflybrean ligger i overgangssonen mellom et maritimt klima i vest og et kontinentalt klima i øst. Det kan derfor kategoriseres som et semi-kontinentalt klima, da det delvis ligger i nedbørsskyggen av de vestlige delene av Jotunheimen (Støren, Dahl, & Lie , 2008) Permafrostgrensen i dette området ligger på 1460 meter over havet (Isaksen, Holmlund, Sollid, & Harris , 2001). Den årlige gjennomsnittstemperaturen er -4.2°C kalkulert ut fra

gjennomsnittstemperaturen på Øvre Tessa værstasjon. Det er da brukt en kalkulering på 0.7°C per 100 meter. Basert på data fra Bygdin meteorologiske stasjon er det 1100 m.m. nedbør årlig med en nedbørssrate på 8 % per 100 m.(Lie et al., 2004).

2.3 Geologi

Jotunheimen som fjellområde ble dannet som en følge av en kollisjon mellom de daværende kontinentalplatene Baltika og Laurentia i perioden 500-405 M.a. Dette medførte at skyvedekker av dypbergarter ble skyvet over yngre bergarter. I den påfølgende geologiske tidsalderen, Devon, skled platene igjen fra hverandre som førte til en kollaps av fjellkjeden. Berggrunnen rundt Steinflybrean er hovedsakelig Gabbro Dioritt og Anortositt, berggrunnen er sådan eldre enn fjellområdet (Ramberg, Bryhni, & Nøttvedt, 2013).

2.4 valg av studieområdet

Det ble i forkant av feltarbeidet foretatt studie av en rekke breer i Sør-Norge ved hjelp av ortofoto på norgeibilder.no for å finne et egnet studiested. I utgangspunktet var det interessen for glasiologi og kvartærgeologi som fanget oppmerksomheten. I samråd med veileder landet vi på Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen som studieområdet. I forkant av feltarbeidet ble det tilbrakt mye tid på å studere området ved hjelp av ortofoto på plattformen Norgeibilder.no. Ved Steinflybrean hadde jeg da sett ut flere aktuelle landformer som jeg ønsket å ta nærmere i øyesyn, da særlig den fluting lignende formasjonen i forkant av Steinflybrean og den markante sidemorenen. I tillegg ønsket jeg å se etter tegn til brebevegelse ved breen.

3 teori

3.1. Glasiasjon – Forutsetninger for isbredannelse

Breer vokser der de klimatiske og de topografiske forutsetningene muliggjør større akkumulasjon av snø enn ablasjon (Benn & Evans, 2010). Den primære kilden til akkumulasjon er da snø. Nedbør og temperatur er de viktigste faktorene for årlig akkumulasjon. Temperatur styres igjen av breddegrader, relieff, høyde, maritimitet, eksposisjon, solinnstråling og omfang og tykkelse på breen (Benn & Evans, 2010).På et lokalt nivå vil redistribusjon av snø gjennom snøskred og vindtransport spille en signifikant rolle i akkumulasjonsrater. I alpine landskap kan tilnærmet all transport av snø stamme fra snøskred. På grunn av vinkelen på solinnstrålingen er breer mer utstrakt på høyere breddegrader. Dette gir mindre solenergi per kvadratmeter og dermed mindre energi til smelting av snø og is (Benn & Evans, 2010).

3.2 Massebalanse og likevektslinje

En bre kan grovt deles inn i to områder, et akkumulasjonsområde og et ablasjonsområde. I akkumulasjonsområdet vil det i løpet av et år være nettooverskudd av snø og is, mens det i ablasjonsområdet vil være nettounderskudd av is. Disse to delene av breen blir skilt fra hverandre av likevektslinjen (equilibrium line). Ved likevektslinjen vil massebalansen gjennom et år være lik null. Dette grunnet at likevektslinjen vil respondere på endringer i akkumulasjonsrater og ablasjonsrater og bevege seg høyere og lavere på breen etter forholdet mellom disse. Derfor vil likevektslinjen ha en massebalanse like null. Benn & Evans (2010) definerer massebalanse som endring i breens totale masse over et gitt tidsrom. Det mest vanlige er å operer med et år fra slutten av september ved beregning av massebalanse, jeg vil følge dette i denne oppgaven. Dersom den totale massebalansen til breen er positiv, altså at det er mer netto på lagring enn avsmelting, vil likevektslinjen flyttes lenger ned på breen. Dersom det er en negativ nettobalanse vil likevektslinjen flyttes høyere opp på breen (Benn & Evans, 2010). Det vil grovt sett være de samme fakorene som styrer glasiasjon (se 3.1.1) som styrer massebalansen i breen.

3.3 Temperaturregime og bredynamikk

Man kan dele temperaturregimet til breer i tre ulike grupper, temperert, kald og polytermal (Benn & Evans, 2010). Isens smeltepunkt er ikke konstant ved 0°C bresålen, men synker i

takt med trykket fra breen over. Breens smeltepunkt synker med 0.072°C per million pascals (MPa). Det vil si at der en bre er 2000 meter tykk vil smeltepunktet til en bre være -1.27 °C som en følge av et trykk på 17.6 MPa. Det er denne hevningen og synkingen av trykksmeltepunktet som gjør at ulike frysepunkt kan forekomme innad i en bre (Benn & Evans, 2010). Temperaturregimet i en bre er og en funksjon av mer en det aktuelle trykksmeltepunktet. Utover dett er de primære faktorene som styrer breens temperaturregime:

1. Varmeutveksling mellom breens overflate og atmosfæren
2. Utveksling av geotermiskvarme ved bresålen
3. Varme generert av friksjon som følge av englasialt kryp, basalglidning og sediment deformasjon (Benn & Evans, 2010).

Forekomsten av vann ved bresålen er avgjørende for breens evne til basalglidning og dermed også dens rolle som geomorfologisk agens, derfor er det av avgjørende betydning å vite breens temperaturregime. Dersom temperaturen til en bre er over trykksmeltepunktet vil man kunne få betydelige mengder flytende vann under isen (Fountain & Walder, 1998). Dersom deler av breen er ved trykksmeltepunktet og deler er under blir breen karakterisert som polytermal. Dette kan forekomme ved ulike scenarioer, der et typisk er der overflatetemperaturen er svært kald og breen fryser ved brefronten. Jo nærmere brefronten man kommer, jo lavere trykk vil det bli som en følge av at isen tynnes. Dette fører til at trykksmeltepunktet stiger. I tillegg vil temperaturgradienten fra bresålen til overflatetemperaturen øke, da avstanden mellom bresåle og overflaten minsker. Da vil man få større varmeutveksling og vil kunne få en situasjon der isen går fra å være kald til å bli varm (Benn & Evans, 2010). Når hele breen er under trykksmeltepunktet er breen kald. Under slike forhold vil ikke vannet kunne strømme fritt gjennom breen og langs bresålen da det under slike forhold er for kaldt til at vannet kan holdes flytende (Benn & Evans, 2010). Etzelmlüller, Berthling og Sollid (2003) diskuterer betydningen av permafrost for temperaturregimet i breer og fant at dersom breen hviler på permafrost er det stor sannsynlighet for at den er kald ved brefronten. I tillegg til vann er breens massebalanse av stor betydning for breens bevegelse. For at breen skal opprettholde en steady-state situasjon må den ha en balanseflux fra akkumulasjonsområdet like det som smeltes i ablasjonsområdet (Benn & Evans, 2010).

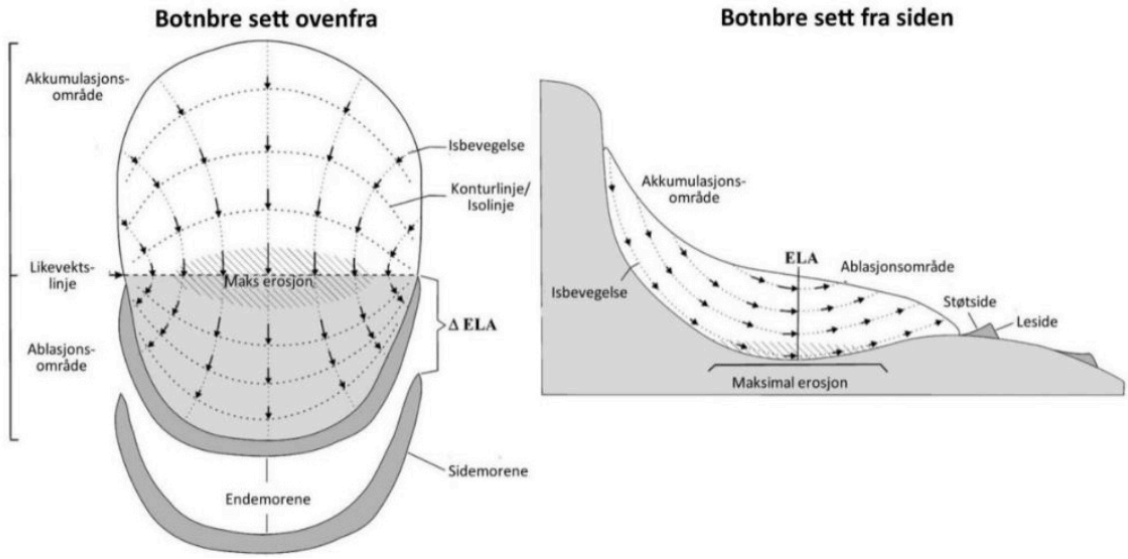


Fig. 3.4: Viser en idealisert botnbre (Wannebo, 2012)

3.4 Bevegelse

En bre er i bevegelse ved å transportere snø og is fra akkumulasjonsområdet til ablasjonsområdet. Det er breens evne til å bevege seg og transportere sedimenter som gjør den til en effektiv geomorfologisk agens (Benn & Evans, 2010). Isbreer beveger seg relativt sakte og har i Norge en gjennomsnittlig bevegelsesrate på 10-30 meter i året, men kan bevege seg så mye som 400-500 meter i året dersom forholdene ligger til rette for det (Nesje A., 1995).

Iskrystallenes bevegelse gjennom breen fra øverst i akkumulasjonsområdet til nedsmelting i ablasjonsområdet definerer breens strømlinje. Strømlinjen går i akkumulasjonsområdet innover mot midten og nedover i breen. Når breen passerer likevektslinjen går bevegelsen utover mot sidene og opp mot overflaten. Siden breens bevegelse kan fremstilles som en funksjon av breens tykkelse og overflatens helning, er det en grunnregel at bevegelsen og erosjonen i en botnbre er størst ved likevektslinjen (se fig 3.4) (Nesje A., 1995).

Det er en rekke samhandlende faktorer som bestemmer isbreens bevegelse som gravitasjon, temperatur, vekt, tetthet, massebalanse, isens helning ved overflaten, friksjon mot underlaget og dens geometri, vanntrykk og subglasial hydrologi. Breens bevegelse nær fronten er bestemt av helningen på overflaten og ikke topografien til underlaget, på den måten vil breen alltid bevege seg den veien breens overflate heller, uavhengig av hvordan topografien til

underlaget er (Benn & Evans, 2010).

Isen beveger seg på flere måter, både ved basalglidning og indre deformasjon. Disse mekanismene opptrer gjerne samtidig og er styrt av normalstress og skjærstress. Isen blir kontinuerlig utsatt for en kombinasjon av både normalstress og skjærstress. Basalt oppstår det et normalstress mellom isen og underlaget, dette forekommer i hovedsak på grunn av vekten av den overliggende isen. Internt i ismassen oppstår skjærstress, det vil si at isen blir trekt fra hverandre i ulike retninger og presses sammen i andre. Som en følge av dette vil isens form og dimensjon endres, dette kalles deformasjon. Denne deformasjonen er et resultat av bevegelse mellom iskrystallene innad i breen, når iskrystallene har evne til å bevege seg innad på denne måten er det fordi breen har plastiske egenskaper. Siden skjærstresset er størst basalt, da det er der det er mest vekt av overliggende is, vil deformasjonen være størst nær bunn. Der er likevel slik at jo høyere opp i breen man kommer jo fortere vil breen bevege seg. Det grunnet at ved overflaten vil hastigheten være en sum av all deformasjonen nedover i isen i tillegg til den basale glidningen. Intern deformasjon beskrives ofte ved hjelp av Glen´s flytlov som kan uttrykkes på følgende måte:

$$\varepsilon = A\tau^n$$

I denne formelen er A en konstant som avhenger av temperaturen τ er skjærsstresset og n er en konstant, ofte satt til 3 (Benn & Evans, 2010).

Under tempererte forhold vil det være vann ved bresålen, dette gjør at breen vil kunne bevege seg langs sålen effektivt. Ved kald is vil det være svært lite eller ingen bevegelse langs bresålen. Mengden vann og vanntrykket spiller en avgjørende rolle for hvor effektivt breen beveger seg basalt og hvilke erosive prosesser den utfører. Når isen møter hindringer langs underlaget kalles det ”form drag”. Den forserer disse hindringene ved hjelp av to mekanismer: regelasjon og forsterket kryp. Regelasjon er en fryse-tineprosess der isen smelter som en følge av økt trykk i møte med en hindring. Den når da trykksmeltepunktet på støtsiden av hindringen. Vannet strømmer så rundt hindringen til lesiden. Ved lesiden er trykket lavere og dermed ikke ved trykksmeltepunktet. Her fryser så vannet igjen. På denne måten glir isen

rundt hindringen. Denne mekanismen er en viktig mekanisme i forklaringen av plukking (se 3.7). Regelasjon er mest vanlig ved mindre hindringer. Ved møte av større hindringer kommer også forsterket kryp inn som en mekanisme. Her øker isens normalstress som en følge av hindringen den skal forsere. Dette fører til indre deformasjon som gjør at isen kan forsere hindringen effektivt (Benn & Evans, 2010).

3.5 Glasiasjon og klima gjennom Holocene

Gjennom den siste geologiske tidsalderen Holocene, som strekker seg over de siste 11 000 årene, har det vært klimatiske variasjoner som har ført til varierende utbredelse av isbreer på det norske fastlandet. Ved Yngre Dryas (12 000-13 000 år siden) hadde innlandsisen over Norge sitt siste markerte fremrykk (Rinterknecht, et al., 2014). Brerandavsetningene fra denne perioden er å finne i en smal sone som strekker seg mer eller mindre kontinuerlig gjennom hele landet. Etter Yngre Dryas (Heretter Y.D) fulgte perioder med variasjoner i klima som førte til ulik utbredelse av alpine breer i høyfjells Norge. Finse Event er den første store glasiasjonen etter Y.D. som nådde sitt maksimum ca 8200 før nåtid. (Lilleøren, Etzelmüller, Schuler, Gisnås, & Humlum, 2012). Etter dette fulgte Erdalen Event ca 7400 år før nåtid. Erdalen Event er anerkjent som den eneste hendelsen med større glasial utstrekning enn den lille istid (Heretter LIA). Mellom Finse og Erdalen event var det en varmere periode, der de fleste breene i Norge enten forsvant helt eller ble kraftig redusert (Se fig 3.5). Dette kom som en respons av en sommertemperatur på 1,5-2°C varmere enn det vi har i dag og en reduksjon i nedbør (Lie , Dahl, Nesje, Matthews, & Sandvold, 2004). Fra 6000-2000 år før vår tid, ble det kaldere igjen. Som en følge av dette etablerte mange breer seg på ny i denne perioden (Nesje et al., 2008). Den maksimale neoglasiale utstrekningen av isbreer i Norge forekom under den lille istid mellom 1550-1850. Det er mulig å spore endemorener fra dette fremrykket ved mange botn- og dalbreer i Norge. Utstrekningen av morenene varierer på grunn av klima, gradient, aspekt og topografi (Nesje et al., 2008; Østrem, Selvig & Tandberg, 1988). Lichenometri har blitt brukt til å datere morener fra LIA i Jotunheimen og resten av landet. Matthews (2005) undersøkte 16 breer med tilhørende morener i Jotunheimen og fant at disse hadde sitt maksimum på midten av 1800-tallet.

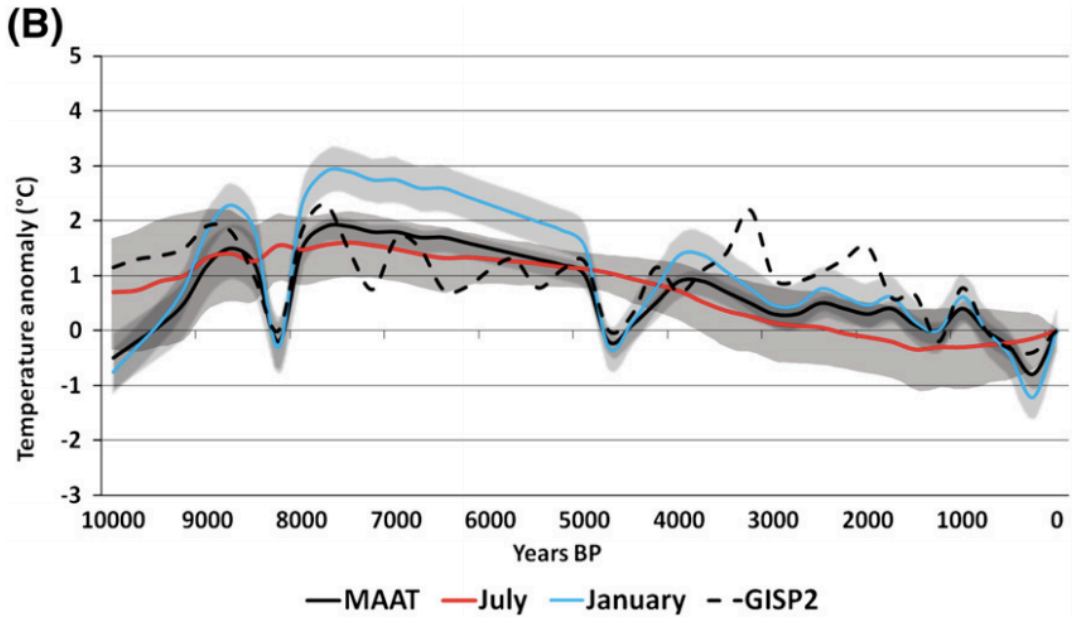


Fig. 3.5: Viser kalkulert temperatur gjennom Holocene (Lilleøren et al. , 2012).

3.5.1 Permafrostutbredelse gjennom Holocene.

En vesentlig konsekvens av klimatiske variasjoner gjennom Holocene er innvirkningen disse svingningene har på utbredelsen av permafrost. Permafrost blir definert til områder der temperaturen i bakken er under 0°C i to år. Lilleøren et al. (2012) fant i sin undersøkelse at permafrosten ved Juvflye (1861 m.o.h.) er opprettholdt gjennom hele Holocene og at den dermed har blitt opprettholdt gjennom hele Holocene thermal maximum (HTM) for om lag 8000 år siden. I Sør-Norge i dag finner vi permafrost hovedsakelig i et belte fra Hallingskarvet til Dovrefjell. Ved en antatt temperatur på 1 °C kaldere en i dag, slik det var under LIA, vil permafrost utbredelsen antagelig ha vært mer enn doblet (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003).

3.6 Permafrostens innvirkning på geomorfologiske prosesser

Tilstedeværelsen av permafrost er av stor betydning for temperaturregimet og dermed også brebevegelsen til breen. Det er trolig at dersom breen ligger over permafrostgrensen vil breen være kald eller polytermal. Det er også sammenheng mellom forekomsten av iskjernemorener og permafrost, da permafrost er en forutsetning for at iskjernemorener kan opprettholdes over lengre tid (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003). Studier fra alpene har vist at permafrost er av betydning for skråningsstabilitet. Ved uvanlig varme sommere, som sommeren 2003, er det registrert økt skråningsaktivitet. Da tines det en større del av det aktive laget og en del av isen som vanligvis er kald blir varm. Dette fører til at vann kommer til langs isen i bakken.

Siden det er vesentlig forskjell i friksjonen mellom tørr kald is og våt is nærmere 0°C øker skråningsaktiviteten betydelig som en følge av dette. På mange av lokalitetene det det var skråningsaktivitet sommeren 2003 kom det frem store lag med is fra det planet raset hadde løsnet fra, dette viser at det ikke er nedsmeltingen av permafrosten som fører til økt skråningsaktivitet men oppvarmingen av denne mot 0°C(Davis, Hamza, & Harris, 2001; Harris, et al., 2009).

3.7 Erosjon og sedimenttransport

Glasialtransport av løsmasser kan deles inn i aktiv- og passiv transport.
Aktivtransport av løsmasser blir av Boulton (1978) karakterisert som løsmasser som blir fraktet subglassialt. Passivt transportert materiale er materiale som blir fraktet en- eller supraglasial. Sedimentene som blir fraktet subglasialt har sitt opphav enten fra plukking eller abrasjon. Plukking er den viktigste glasiale erosjonsprosessen og forekommer når isen plukker løs fast berggrunn for så å frakte sedimentene videre. Dette forekommer når stein og løsmasser blir fryst fast basalt i isen. Det kan skje som en følge av regelasjon (se 3.4). Når trykksmeltepunktet faller på lesiden av en hindring ved bresålen fryser vannet igjen, ved at vannet fryser i sprekker og formasjoner ved bredbunn kan løsmasser bli ”revet” med videre, eller den kan fryse ved løsmasser som har blitt forvitret eller erodert fra berggrunnen ved andre prosesser (Benn & Evans, 2010). Abrasjon er skuring av underlaget ved hjelp av stein og løsmasser som er frosset fast ved bresålen, som igjen kan skape finkornet materiale. Isen i seg selv har liten kapasitet til å erodere og er derfor avhengig av å ha sedimenter fryst fast basalt for å kunne skure underlaget. Begge disse prosessene gjør at materiale blir avrundet og skiller seg dermed fra de passivt transporterte avsetningene som i mindre grad blir avrundet og modifisert under transport(Boulton, 1978).
Passiv materialtransport foregår en- eller subglasialt. Dette gjør at sammenstøt mellom partiklene er sjelden. Materialet fra passiv materialtransport har oftest sitt opphav fra steinsprang eller fjellskred. Den vil på grunn av sitt opphav og transportmåte være grovkornet og langt mindre kantete enn det aktivt transporterte materialet. Likevel kan passivt transportert materialet være modifisert på ulike måter. Forvitring og periglasiale prosesser kan ha hatt innvirkning på dette materialet. De kan og ha fått sammenstøt med hverandre under utsmeltingen og blitt modifisert av dette. (Benn & Evans, 2010) Benn & Ballantyne (1994) viste hvordan man kunne bruke hvor avrundet avsetningene er til å determinere om sedimentene har blitt transportert passivt eller aktivt. De fant at det var en større grad av

avrundet materiale ved endemorenene enn sidemorenene og tolket dette dit hen at sidemorenene i større grad enn endemorenene var preget av passiv materialtransport.

3.8 Steinskred

I områder med alpine landformer vil skråningsaktivitet som steinskred spille en relativt sett stor rolle i sediment produksjonen til isbreen (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003). Som en generell regel kan det sies at skråningsaktivitet forekommer når skjærstresset blir høyere enn skjærstyrken (Sulebak, 2007). Dette kan skje som et resultat av økt porevannstrykk eller ved kjemisk og mekanisk forvitring, ved økt porevannstrykk eller forvitring vil skjærsstyrken bli svekket, dersom den blir svekket i en så vesentlig grad at de drivende kreftene (skjærsstresset) blir sterkere enn de holdende kreftene (skjærsstyrken) vil man få skråningsaktivitet. Steinskred(rockslide) er en forflytning av oppsplittet berggrunn drevet av gravitasjon. Steinskred er mest vanlig ved gradienter mellom 35-50°, men kan også forekomme ned mot 25° og opp mot 70° (Blikra & Nemec, 1998). Ved større materiale i skredet, vil den drivende energien til hver enkelt klast øke og som en følge av dette vil skredet oppnå høyere hastighet. På grunn av den økte frigjorte energien ved større og dermed tyngre materialet vil de ha potensial til å falle lenger enn det mindre materialet i skredet. Noe som igjen fører til en sortering av avsetningene i talusen, der de største steinene er å finne lengst nede. De største steinene kan oppnå en så stor hastighet at de avsettes utenfor resten av skredet. Disse blir karakterisert som ”out-runners” (Blikra & Nemec, 1998). Da prosessene bak steinskred til en viss grad kan virke å være knyttet til klima, kan endringer i klima ha betydning på skråningsaktiviteten. Studier fra Vest-Jotunheimen tyder på at et kaldere klima, som i LIA, vil gi en høyere aktivitet enn ved dagens klima. Et studie fant at det på 1700-tallet, den kaldeste delen av LIA, hadde opp mot syv ganger så høy aktivitet som det som er registrert i resten av Holocene. De hevdet at dette var knyttet til klimavariasjonen i denne tidsperioden (McCarroll, Shakesby, & Matthews , 2001).

3.9 Sedimenter

Sedimenter er materiale som dannes ved erosjon og forvitring av bergarter. Gjennom disse prosessene blir bergartene brutt opp og slipt ned til det vi kaller løsmasser. Løsmassene får navn og karakteristika etter prosessene som danner de. Glasiale sedimenter blir kjennetegnet ved at den blir transportert fra opphavskilden til avsettingen i glasiale system. Sedimentene blir gjennom transporten gjenstand for deformasjon, omarbeiding og resedimentering av både

kalde og varme breer (Benn & Evans, 2010).

Glasiale sedimenters karakteristika defineres av tre stadier: sedimentkilden, transportbanen og avsetningen. Sedimentkilden vil si hvor breen får sin input fra og kan være et resultat av basal erosjon ved pukking og abrasjon. Den kan og være ekstraglasial da sedimentene kommer utenfra for eksempel ved hjelp av skråningsaktivitet. Sedimentene blir transportert gjennom breen i ulike baner av isens strømlinje, subglasialt, englasialt eller supraglasialt, den kan også bli transportert glasifluvialt før den til slutt blir avsatt (Benn & Evans, 2010). Dersom sedimentene blir transportert langs den basale sonen kaller man det aktiv transport og dersom de blir transportert supra- eller englasialt kaller man det passivt (Boulton, 1978).

Aktiv transport og passivtransport har ulik grad av interpartikulær kontakt, dermed blir sedimentene modifisert i ulik grad ved de ulike transportformene. Under aktiv transport danner abrasjon- og knusingsprosesser en tydelig kornfordeling og modifisering av sedimentene som skiller seg fra den passive. Ved hjelp av Powers rundhetsskala (1953) har man brukt hvor avrundet sedimentene er til å definere om sedimentene har blitt fraktet aktivt eller passivt. Under abrasjon øker kantavrundingen grunnet den basale kontakten og det dannes nye polerte flater. Knusing danner igjen skarpere kanter og nye former på sedimentene. Det er samspillet mellom disse to prosessene som danner den delvis avrundede modifiseringen til aktivt transportert materiale (Benn & Evans, 2010).

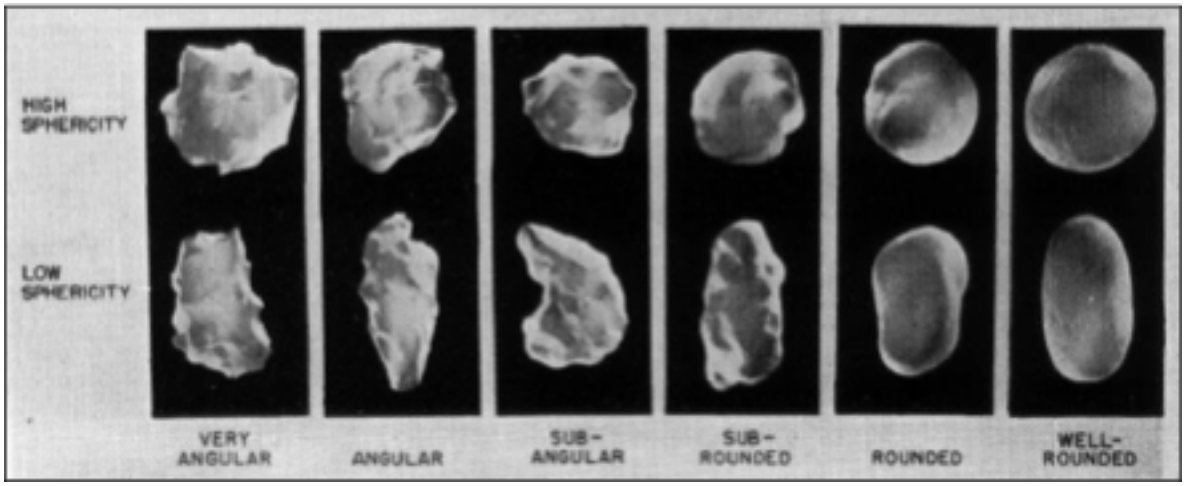


Fig. 3.9: Figuren viser rundhetsskala fra Powers (1953)

3.10 Iskjernemorene

Østrem (1964) brukte flyfoto til å kartlegge iskjernemorener i blant annet Jotunheimen. For å skille iskjernemorener fra vanlige endemorener sammenlignet Østrem størrelsen til morenen i forhold til størrelsen på breen. Dersom morenen var uforholdsmessig stor og avsatt i et området der det klimatisk var sannsynlighet for at en iskjernemorene kunne opprettholdes, er det grunn til å tro at morenen er en iskjernemorene. Dersom likevektslinjen til en bre befinner seg over grensen for permafrost i et aktuelt området, er de klimatiske forutsetningene for at en iskjernemorene skal opprettholdes tilstede (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003).En iskjernemorene kan dannes som et resultat av flere ulike prosesser, da den kjennetegnes med morenemateriale som laminerer en kjerne av is. Ved en polytermal bre vil det kunne oppstå en situasjon der morenematerialet blir fraktet fra subglasial til supraglasialt i overgangen mellom temperert til kaldis (se 3.3). Når den fremre delen av breen da befinner seg under trykksmeltepunktet vil den ha langt mindre basalglidning, om noe i det hele tatt, i forhold til resten av breen og materialtransporten vil derfor søke oppover i overgangssonen mellom varm og kald is. Ved denne situasjonen kan morenematerialet bli fraktet opp supraglasialt for så å dekke over den fremre, kalde delen av isen. Dette kan igjen utvikle seg til en iskjernemorene (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003). Iskjernemorenen vil da bestå av begravd is fra breen. Iskjernemorenen kan også delvis være en snøfonn som er dekket av sedimenter. Disse snøfonnene vil da være akkumulert ved hjelp av vindtransport, det er mulig å skille disse fra iskjernemorener med breis ved å studerer iskrystallene nærmere (Østrem, 1964). Høyden til iskjernemorenen reflekter normalt sett høyden til breen på det tidspunktet den har blitt dannet (Lilleøren &Etzelmüller, 2011).

3.11 Flutings

Flutings er strømlinje formet morenerygger som ligger parallelt med den tidligere bevegelsesretningen til breen. Disse er fra 10 cm til flere meter høye og er oftest å finne ved relativt unge bredrandsoner. Dette fordi flutings er relativt sårbare mot vær og vind, hvilket gjør at de sjeldent er å se lenge etter lokal deglasiasjon (Benn & Evans, 2010). Den mest anerkjente modellen for dannelse av fluting beskriver fenomenet som et resultat av trykkforskjeller bak hindringer i breens bevegelsesretning. Disse hindringene kan for eksempel være en stein som er fryst fast i underlaget. På le-siden av denne initialsteinen vil

det oppstå et lavere trykk og da sedimenter responderer hurtigere enn is ved økt stress, vil sedimenter fylle hulrommet bak steinen. Disse hulrommene kan videre utvikles til flutings ved to senario:

1) Etter å ha blitt avsatt i lesiden av initialsteinen, kan trykksmeltepunktet falle i en slik grad at sedimentene fryser (se 3.4 – Regelasjon). Videre vil sedimentene bli fraktet medstrøms og nye materialer vil bli tilført til hulrommene slik det er beskrevet over.

2) Sedimentene kan forbli smeltet og hulrommet bak initialsteinen blir fraktet nedover og dermed få tilført sedimenter. Dersom hulrommet beveger seg inn i områder under trykksmeltepunktet kan flutingen bli fryst (Benn & Evans, 2010).

Et vanlig karakteristika ved fluting er en fiskebeinstruktur som sedimentene blir deponert i. Disse ligger skrått inn i lengderetningen til avsetningen og representerer isens bevegelsesretning, som resten av landformen. Fiskebeinsstrukturen dannes som en følge av retningen sedimentene har når trykket faller ved lesiden av initialsteinen. Da peker sedimentene skrått innover mot midten av flutingen, når da bevegelsen inn mot midten stopper vil dette danne en fiskebeinstruktur.

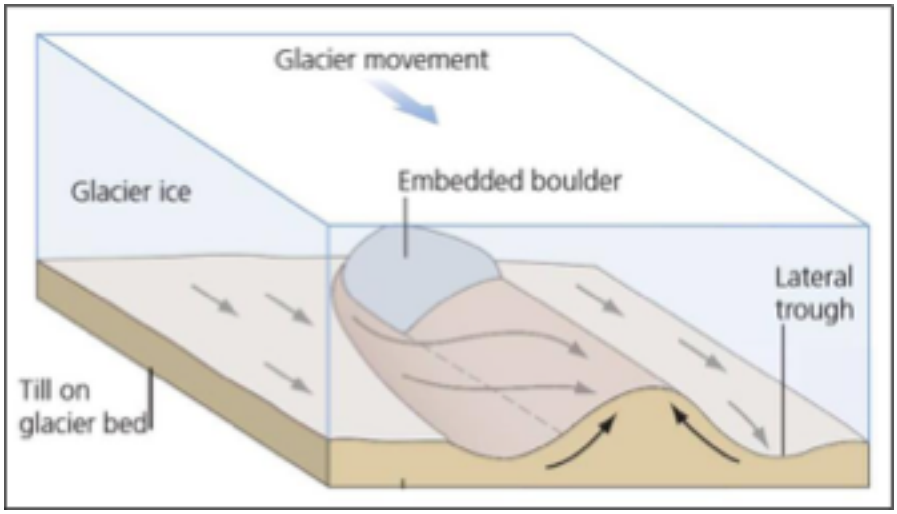


Fig. 3.11: Figuren viser en fremstilling av flutingdannelse (Benn & Evans, 2010)

3.12 Landformen botn

Botn er en skålformet landform som dannes i bratt fjellterreng, med bratte sidevegger og bakvegg. Botnen har en konkav forsenkning og har blitt en sann botn form når breen er blitt stor nok til å generere nok kraft til å oppnå basalglidning og indre kryp. Som følge av dette vil breen videreutvikle landformen med basalerosjon. Breen eroderer mest ved likevektslinjen, da det er her massefluxen er størst (se 3.4). Som følge av dette vil breen både grave seg nedover og bakover og på den måten bevege seg fra stadium 5-1 (se under). Frostforvitring er en viktig sedimentkilde og virker aktivt dannende av landformen i bakkant og ved sideveggene. Vindtransport av snø og snøskred er viktige for massebalansen til en botn (Benn & Evans, 2010).

Det har vært flere forsøk på å klassifisere botner på grunnlag av størrelses forhold, som at det ikke må være mer enn 50 meter fra den bakre veggen til leppen. Det har også blitt forsøkt å definere matematisk der:

$$Y= k(1 -X) e -^{x}$$

Der Y er høyde over havet, K er en konstant som beskriver konkaviteten i lengderetningen. Ved denne formelen får man der K=2 en dyp botn med bratt bakre fjellvegg og der K=0,5 en smal botn med flat eller svakt hellende bunn (Benn & Evans, 2010).

Ved å se på botner vi i dag finner i landskapet, kan vi gjenkjenne ulike stadier av botnutvikling. Ved dette kan vi forsøke å danne et bilde av ulike stadium før en botn er vell utviklet. Ved hjelp av denne metoden kan man definere 5 stadier av modenhet for en botn (Benn & Evans, 2010).

> Stadium 1 – Ferdig utviklet: En tydelig definert botn med bratt fjellskrent som strekker seg rundt hele landformen. Bunnen er flat langt bak mot den bakre veggen.
> Stadium 2 – Tydelig definert botn: Bakre vegg og bunn er tydelig definert og veggene strekker seg rundt bunn.

Stadium 3 – Definert: Tydelig botnform, men en eller flere karakteristikker kan være utydelige.

Staidum 4 – Svak: Det er tvil rundt botnstatus, men godt utviklede karaktertrekk kompenserer for svakere.

Staidum 5 – marginal: Usikker botn status og usikkert opphav til landformen.

3.13 Sidemorener

Sidemorener har blitt definert som laterale avsetninger under likevektslinjen. På grunn av isens strømlinje vil sidemorener primært være deponert ved en- eller supraglasial transport. Det viser seg at også at fjellskred kan spille en viktig rolle i både deponeringen av sedimenter ved sidemorenene, men også som materialkilde over likevektslinjen, som videre kan bli deponert som sidemorener gjennom en og supraglasialtransport (Humlum, 1978). På grunn av strømlinjen til breen har øvregrense til sidemorene ofte blitt brukt til å anslå tidligere ELA.

4 Metode

I forkant av feltarbeidet ble breene med tilhørende morenerygger identifisert og studert ved hjelp av ortofoto på platformen norgeibilder.no. Det var i alt 4 dager med feltarbeid, der 3 gikk med på å samle data fra de respektive breene og en ble brukt il å studere landskapet for å få en ytterligere forståelse av hvordan landformene ble dannet. Feltarbeidet ble gjennomført i perioden 25. – 30. August. Det var lenge ønskelig å få til flere dager i felt i løpet av september, dette ble ikke gjennomført på grunn av værforholdene.

Lokasjonen av breene setter visse praktiske forutsetninger for valg av metode. Da bakgrunnen for valg av studieområdet og tema var breer i høytliggende områder, ligger det i studiets natur at det vil være krevende og komme seg til lokaliteten. Nærmeste vei, riksvei 51 over Valdres flye, er om lag 10 km og 900 høydemeter unna. Dette gjør at metoder som krever tyngre utstyr ble mindre aktuelt. I tillegg er det lite organisk materiale i slike avsetninger, noe som gjør karbondatering vanskelig. Valget falt da på Lichenometri og bruk av Schmidthammer. En kombinasjon av disse metodene kan gi en presis datering, dersom gode dateringskurver er etabler ved begge metodene.

4.1 Lichenometri

Lichenometri som metode brukes til å datere overflater med lav. Metoden er hyppigbrukt til datering av morenemateriale, rasavsetninger og lignende avsetninger som relativt nylig har blitt deponert. Den vanligste typen lav å bruke i en slik sammenheng er Rhizocarpon geographicum (heretter R. Geographicum). Forutsetningen for bruk av lichenometri er hypotesen at R .Geographicum vokser med en gitt hastighet per år, dermed kan man få et godt anslag av alderen på lavet ved å måle diameteren på lavet og sammenligne med en korrekt dateringskurve. Dette gjør lichenometri egnet til å datere moreners alder etter deglasiasjon. Lichenometri egner seg spesielt arktisk-alpine miljøer over tregrensen (Armstrong, 2004).

R. Gographicum er en makroorganisme bygd opp av to mikroorganismer som vokser i tett symbiose. Den ene mikroorganismen blir kalt viz og utgjør den gule kjernen av organismen, mens fungus utgjør den svarte ringen rundt. Disse to mikroorganismene endrer karkateristika og oppførsel betraktelig når de sammen utgjør makroorganismen R.Geographicum.

Det kalde klimaet gjør at lavet vokser jevnt og sakte. Dette bidrar også til at lavet kan få en lang levealder. I arktiske strøk er det registrert lav på over 5000 år, noe som gjør de til en av de eldste levende organismene på jorden (Armstrong, 2004).

Fig. 4.1: Viser målingen av kartlav under feltarbeid.

Får å kunne angi alder på det aktuelle kartlavet trenger man en dateringskurve. Denne kan opprettes enten ved å måle veksten på et bestemt individ over tid for deretter å ekstrapolere alderen på individet. Steen Hansen (2008) mener at å gjøre dette med et fem års intervall er en hensiktsmessig tilnærming. Dette kalles direkte lichenometri. Alternativt kan man bruke en etablert vekstkurve å se de enkelte målingene i lys av, dette kalles indirekte lichenometri (Armstrong, 2004). I denne oppgavens tilfelle er heller ikke indirekte lichenometri uproblematisk. Som nevnt i 4.1.1 er det en rekke faktorer som påvirker vekstforholdene til R. Geographicum. Dette gjør at dersom man skal anvende en allerede etablert vekstkurve er man avhengig av å finne en kurve som har relativt lik litologi og klimatisk like forhold som den gjeldene lokaliteten. I denne oppgavens tilfelle har vi spesielle klimatiske forhold i forhold til

allerede utviklede dateringskurver, noe som gjør anvendelse av etablerte dateringskurver problematisk. Det finnes ingen etablerte vekstkurver i umiddelbar nærhet til vår lokasjon, noe som gjør dateringen vanskelig. Se kapitel 4.1.3, metodiske feilkilder for øvrig diskusjon av dette tema.

4.1.1 Vekstforhold og vekstfaktorer

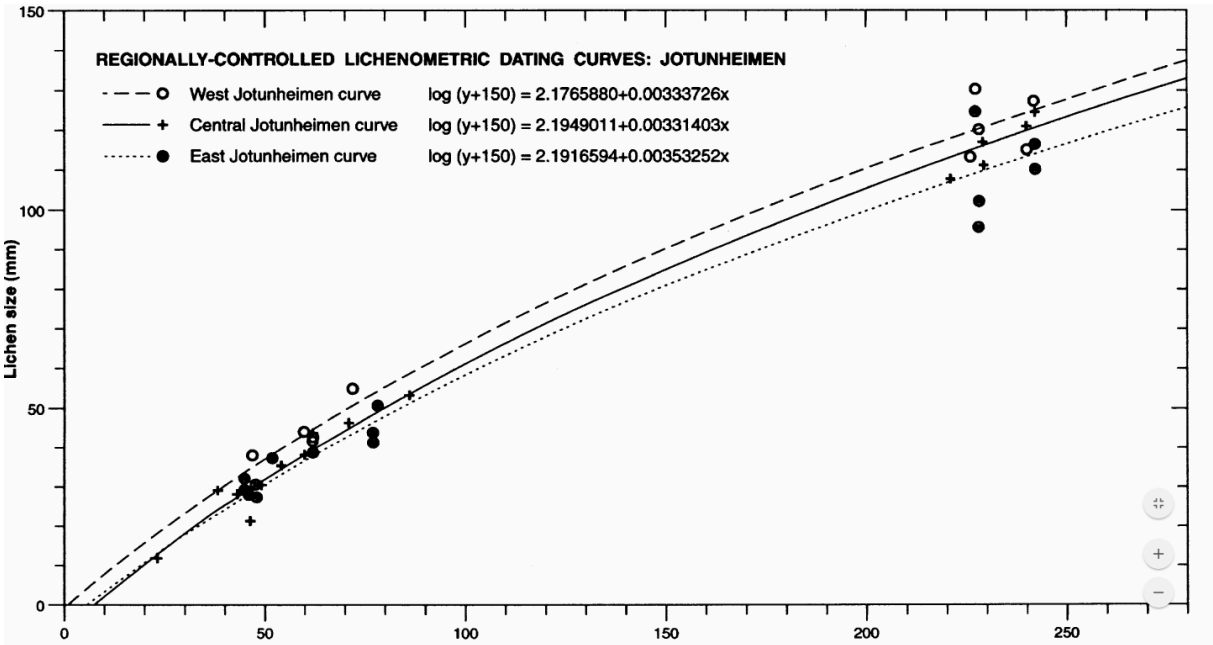
Premisset for bruk av lichenometri er at de største individene av kartlaven er de eldste. Disse vil også representere de beste vekstforholdene i området og bør derfor brukes i metoden (Steen Hansen, 2008). Det er en rekke faktorer som påvirker vekstforholdene. Disse er primært, lys, fuktighet, temperatur og næringstilførsel. Dette er alle faktorer med stor geografisk variasjon (Eirkstad & Sollid J. L., 1986). Vekstraten vil si hvor mye kartlaven vokser per år. Matthews (2005), fant at vekstraten øst i Jotunheimen var på om lag 0,55mm i året, på relativt unge individer.

Vekstsesongen til individet avhenger av lysforholdene. Dersom snødekket ligger mange måneder av året vil dette regulere den årlige lysintensiteten betraktelig og dermed korte ned vekstsesongen. Likevel anses lysintensiteten å være høy i fjellområder. Snødekket kan sies å være direkte tilknyttethøyde over havet, da temperaturen synker og nedbørsmengde øker med høyde. Dersom det kun ligger et tynt snødekket, der lyset trenger gjennom, vil det være mulig for individet og vokse. Dette forutsatt at metningsgraden av vann i snøen ikke blir for høy. Dersom snøen ligger i en betydelig tykkelse over flere år, kan dette medføre at laven dør. Dette blir kalt ” Snow kill” (Eirkstad & Sollid J. L., 1986). Vanntilførsel er viktig for vekstkurven til lavet, da dette fører til en forbedret fotosyntese. Det viser seg at en jevn tilførsel av vann er viktigere en mengde. Vannet kan kommer i form av nedbør, smeltevann eller bli fraktet til lokasjonen med hjelp av vind. Det viktige er at den er i flytende form og ikke som en del av høy luftfuktighet, da dette ikke forsterker fotosyntesen i samme grad. Lavet har best vekstforhold når temperaturen ligger mellom 0° og 15°C. Variasjoner innad i denne temperaturen viser seg å ha liten innvirkning på veksten. På en annen side kan man si at variasjoner innad i dette spekteret vil ha stor innvirkning på hvor lenge snødekket ligger og på den måten ha stor innvirkning på vekstsesongen. Berggrunn vil også påvirke vekstforholdene da sure bergarter, som granitt har gode vekstforhold. Hvor forvitret det er og hvor polert og

avrundet overflaten er har også påvirkning. Den vokser best der det er en viss grad av forvitring, dersom overflaten er helt polert og blankskurt vil den ha problemer med å vokse. På samme måte vil det være vanskelig å gjøre gode målinger dersom underlaget er for ujevnt (Eirkstad & Sollid J. L., 1986).

Det antas at lavet har en koloniseringstid eller koloniseringsforsinkelse. Det vil si den tiden det tar fra sedimentet blir deponert til kartlavet etableres. Ulike bergarter og ulike klima har ulik koloniseringstid. Siden ulike miljøer har ulik forsinkelsestid er det viktig å etablere en korrekt koloniseringstid for det aktuelle området.

4.1.2 Dateringskurve



Matthews (2005) har utviklet dateringskurver for Vest- Sentral- og Øst-Jotunheimen . Dateringskurven for Øst-Jotunheimen er basert på data fra 5 breer. To av disse, Svartdalsbreen og Slettmarkbreen er lokalisert nær Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen, om lag 10 og 12 km unna i luftlinje. Brefronten på disse breen ender på om lag 1500 meter over

Fig. 4.2: Viser dateringskurve over Jotunheimen (Matthews, 2005)

havet. Matthews sin dateringskurve tilsier en årlig vekst på 0.55 mm/år for Øst-Jotunheimen. Alderen blir estimert ut i fra formelen:

$$\log(y+150) = 2.1916594+0.00353252x$$

Kurven har en nøyaktighet på ± 6 år. Alle resultatene er rundet opp til nærmeste hele årstall. Ved Svartdalsbreen ble det brukt et kontrollpunkt ved en morene som ved hjelp av kart har blitt datert til 1947 ved hjelp av ligningen over blir morenen datert til 1944, altså mindre enn 6 års feilmargin. Denne morenen hadde en gjennomsnittlig lavstørrelse på 29.8 mm.

4.1.3 Utvalg

Innsamlingen av data foregikk over flere dager på de to nevnte breene. Ved Steinflybrean ble det i alt foretatt målinger ved 4 lokasjoner, brefronten(L1), morene 1, morene 2 og sørlig sidemorene (M4) (se fig. 4.3). Ved Bukkehåmårbreen ble det foretatt målinger ved 3 lokasjoner, morene 1, morene 2 og nordlig sidemorene(M3)(se fig. 4.4) . Ved alle lokasjonene ble det målt på morenens proksimalside. Grunnen til at proksimalsiden på morene ble målt er fordi kartlaven på den distale siden kan være eldre en breens siste fremrykk, da disse kan ha blitt skyvet fremfor isen under glasiasjonen.

Under målingene ble det benyttet et elektronisk skyvelære og det ble målt i millimeter med et desimal. Lavene ble målt på den lengste aksen. Under analysen av dataene var det kun de 5 største lavene fra målingen som ble tatt med. I områder der lavene var større enn 150 mm ble ikke lichenometri anvendt, da slike størrelser blir ansett som uegnet til bruk av lichenometri. Dette var tilfelle ved M3 på Steinflybrean. Det ble kun målt lav med en normal sirkulær form. Lav som er avlange i formen kan være misvisende ved bruk av denne metoden (Innes, 1984).

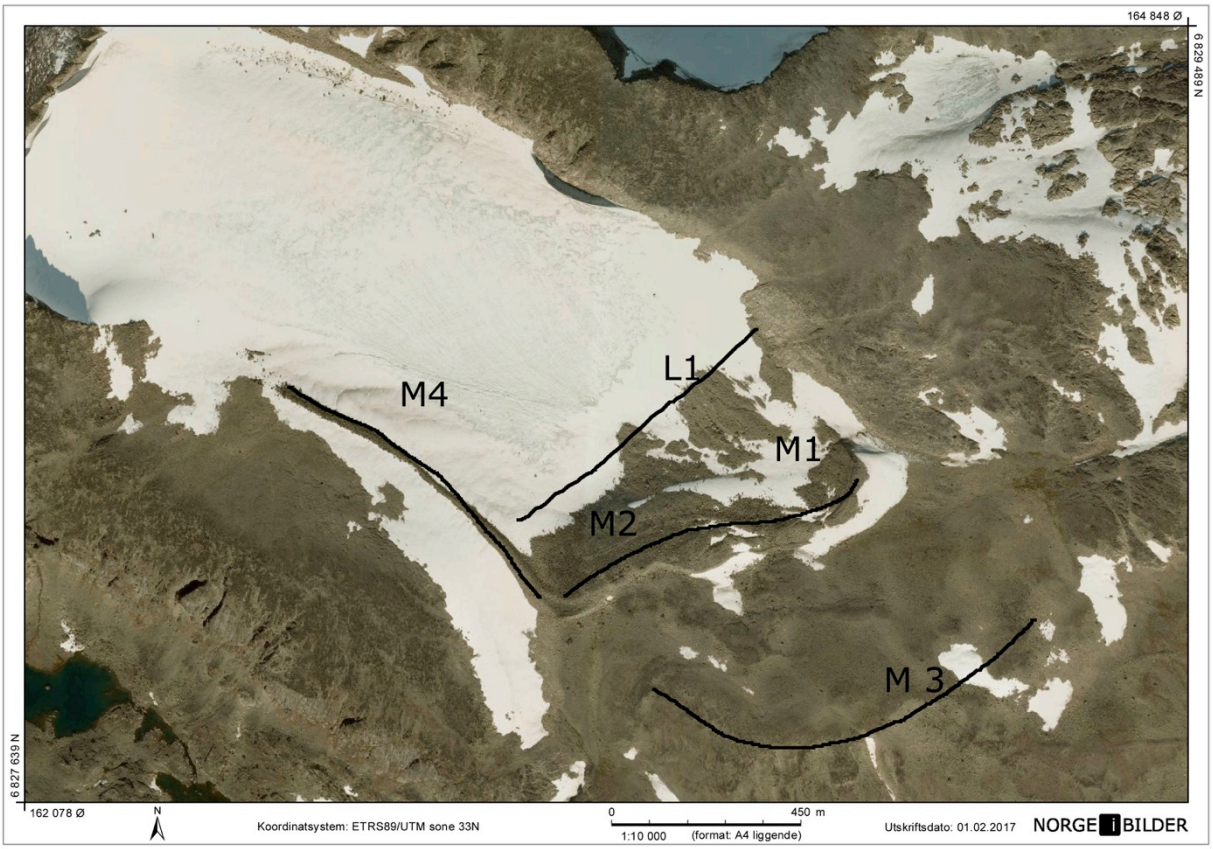


Fig. 4.3 Oversiktsbilde av Steinflybrean (Norgeibilder.no, 2017)

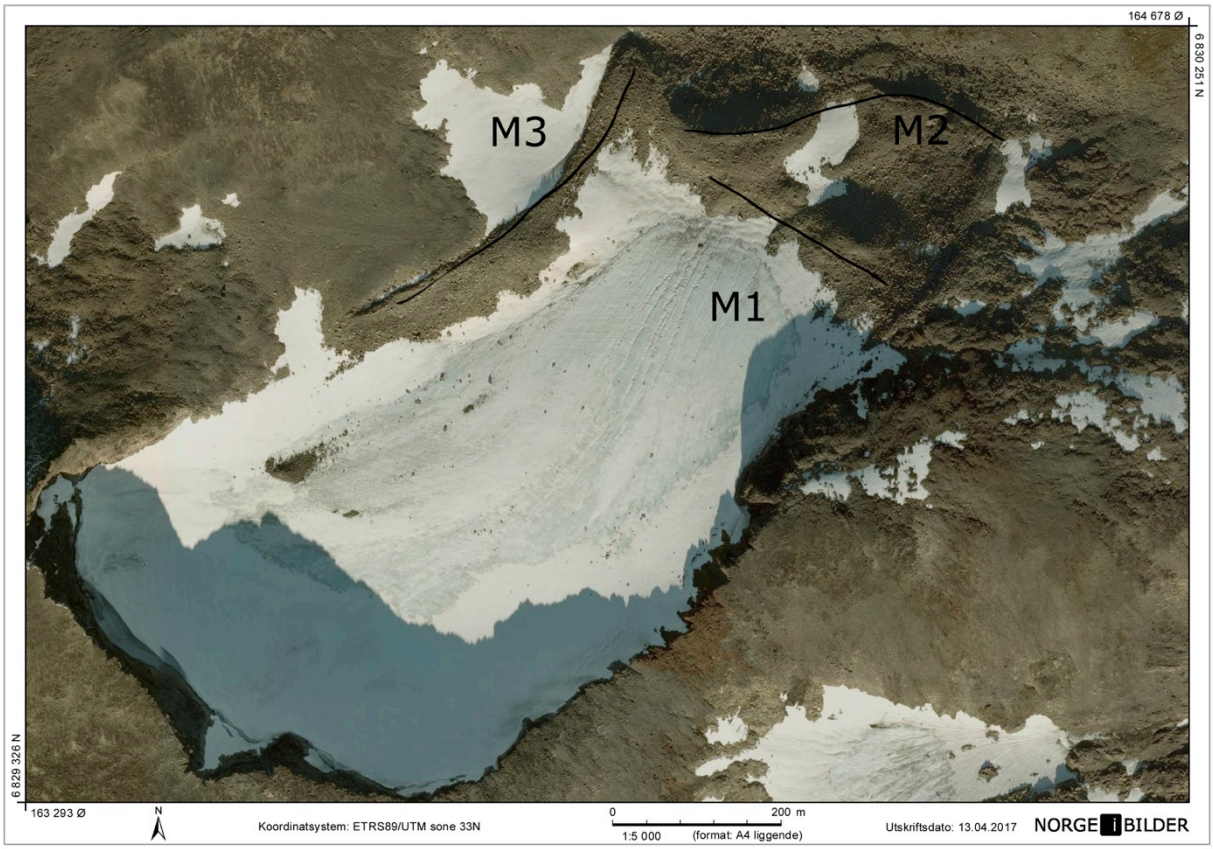


Fig. 4.4 Oversiktsbilde av Bukkuhåmmårbreen (Norgeibilder.no, 2017)

4.1.4 Metodiske feilkilder

Det viser seg at ulike underarter av kartlav har ulik vekstrate (Armstrong, 2004) og koloniseringstid (Erikstad & Sollid, 1985). Det er med andre ord viktig å være konsekvent i valget av art og det kan tenkes at dersom man finner store avvik i målingene, kan dette skyldes observasjon av en annen lavtype en R. Geographicum. Selv om den er lett gjenkjennelig med en distinkt grønnfarge og en svart ring. Under feltarbeidet var det med en biologistudent som assistent. I tillegg til å hjelpe til målingene var han med for å se til at målingene ble utført rett og at valget av lav var konsekvent.

Det er opprettet flere dateringskurver over ulike breer i Sør-Norge. Matthews (2005), opprettet dateringskurver for flere breer i Sør-Norge blant annet over Øst-Jotunheimen, basert på et utvalg av 5 breer. Det kan likevel være problematisk å overføre dette direkte til denne oppgavens studieområde på grunn av muligheten for ulike vekstforhold. Dette temaet blir diskutert i 6.3.1.

Snø som blir liggende over flere år uten å smelte kan føre til at lavet dør. Dette kan være en potensiell feilkilde som i større grad ved dette tilfelle en andre steder. Dette på grunn av høyden over havet og det kalde klimaet, som igjen fører til større sannsynlighet for at snøen ligger over hele sommeren.

På samme vis som det er problematisk å anvende etablerte dateringskurver vil det også være problematisk å bruke eksisterende estimat på koloniseringstid. Koloniseringstid kan ikke bestemmes basert på feltarbeid utført på et bestemt tidspunkt, dermed ble det ikke utarbeidet noen koloniseringstid ved denne studien.

4.2 Schmidthammer

Schmidthammer har de siste 25 årene blitt brukt til å datere overflater i naturen. Til å begynne med var det hovedsakelig brukt som verktøy til å datere relative hendelser innad i Holocene. Det har de siste årene blitt utviklet dateringskurver som daterer overflater absolutt med god statistisk presisjon innad i Holocene (Shakesby R., Matthews, Karlen, & Los, 2011). Schmidthammer måler hardheten til et materiale. Dette gjør den ved å måle returhastigheten

etter å ha blitt slått ned mot det aktuelle materialet. Dette verktøyet ble i utgangspunktet utviklet for å teste tilstanden til betong, men har siden blitt brukt av geomorfologer til datering av sedimenter (Matthews, et al. 2016). Hvilken hardhet en avsetning innehar er hovedsakelig avhengig av to faktorer, litologi og forvitring. Ved å måle avsetninger med lik litologi i et område vil man kunne se hvor lenge avsetningene har vært eksponert for forvitring (Matthews &Wilson, 2015). Ved bruk av hammeren som kalibrert dateringsverktøy trenger man å kontrollmåle verdiene med minst to lokasjoner der alderen allerede er kjent og litologien er lik resten av målingsfeltet. Ved en slik bruk av hammeren vil man kunne finne en minimumsalder på når avsetningene ble deponert (Matthews & Wilson, 2015). For å kunne anvende allerede eksisterende dateringskurer, er man avhengig av lik litologi, noe som gjør anvendelsen av disse problematisk i denne oppgavens tilfelle.

4.2.1 Utvalg

Det ble gjort et minimum av 50 målinger på hver av lokasjonene som ble målt. Det er vist at variasjon mellom 25-150 målinger per lokasjon er statistisk ubetydelig (Matthews & Owen, 2009). Under målingene ble det lagt stor vekt på at målingene skulle bli utført på horisontalt plan. Det ble også sørget for at målingene ble utført på plane overflater uten sprekker og langt fra hjørner. Alle målingene ble utført i tørt vær og det ble ikke tatt målinger der overflaten var dekket av kartlav eller annet lav. Dette for å få en så presis måling som mulig (Matthews & Wilson, Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their palaeoenvironmental implications, 2015). Målingene ble utført på avsetninger med lik litologi. Det ble målt på de samme stedene som er nevnt under 3.1.2.

4.2.2 Metodiske feilkilder

Det har de siste årene blitt utført en rekke undersøkelser for å validere Schmidthammer som metode (Shakesby, Matthews, Karlen &Los, 2011; Shakesby, Matthews & Owens, 2006; Matthews &Owen, 2009; Matthews J., et al.,2016; Matthews & Willson, 2015). Disse har alle hatt en meget stor mengde data, med opp mot 9000 ulike R-verdier. Dette er gjort for å sikre statistisk valide resultater. Under mitt studie har jeg gjennomført 550 målinger av R-verdier. Dette er vesentlig mindre, men som nevnt under 4.2.1 er dette i følge Matthews & Owen (2009) nok til å få statistisk gode svar. Ideelt sett ville jeg hatt mer data, og gjennomført det etter en lignende modell som Matthews et al. (2016) der man har tatt 10 målinger ved 60 ulike steder innad på samme lokasjon. Dette hadde blitt for tidkrevende og vi valgte derfor 50

enkelt målinger ved hver lokasjon. Man kan også peke på at gammelt måleredskap var en begrensning, da vi med vårt verktøy måtte skrive ned hver R-verdi manuelt. Ved nyere apparater kan man måle en rekke R-verdier som registreres digitalt. Schmidthammeren vil da til slutt regne ut de gjennomsnittlige R-verdiene for deg og man slipper den tidkrevende prosessen det er å skrive ned hver enkelt verdi.

En annen potensiell feilkilde er personlig svikt ved gjennomføringen av feltarbeidet. Det har i litteraturen blitt debattert hvor stor innvirkning metodiske feil har på resultatet. Ved bruk av Schmidthammer vil slike feil innebære lite konsekvent litologi, at avmålingene ikke ble gjort på horisontalt plan, at den aktuelle avsetningen var dekket med lav eller annet biologisk materiale og at målingene ble gjort nær hjørner eller sprekker i materialet. En siste aktuell faktor som kan ha vært en metodisk feilkilde under dette arbeidet var fukt på underlaget. Det var i dagene rundt feltarbeidet litt nedbør i form av både regn og snø. Det er viktig for resultatet at steinen er tørr når målingen blir utført. Vi søkte derfor til det ytterste og ikke avlegge målinger dersom underlaget var vått og avbrøt målingene ved nedbør. Det har vært en generell oppfatning at disse faktorene har meget stor betydning for resultatet, men enkelte publikasjoner har funnet at flere av disse faktorene ikke er av statistisk betydning dersom utvalget er høyt (Shakesby, Matthews, & Owen, 2006). Samtidig ser vi at andre har funnet at resultatene kan variere med opp mot 70% ved feil bruk av hammeren og at dette gjør den uegnet, selv til sitt opprinnelige formål, å teste betong (Brencich, Cassini , Pera, & Riotto, 2013). Det må i denne forbindelse nevnes at denne publikasjonen har datagrunnlag som er samlet fra betong og ikke avsetninger slik de øvrige har.

4.3 Volumberegning av botnen og iskjernemorenen ved Steinflybrean

Avsetningene i bunn av breene er ikke på langt nær nok til å dekke erosjonen som har skapt landformen isen i dag ligger i. Dermed må sedimentene har blitt transportert vekk fra området og det er da nærliggende å tro at dette har skjedd under en glasiasjon. Ved å regne ut volumet til morenen og se på mengden sedimenter som ligger ved brefronten i dag kan man gjøre et grovt estimat på hvor mange 10 000 års sykluser som skal til for å danne den landformen vi i dag finner. Det er her flere feilkilder og premisser vi må ta uten godt empirisk materiale, jeg mener likevel at dette er en antagelse det er hensiktsmessig å ta. Selv om det er store feilmarginer er det også en lang tidsperiode, noe som betyr at visse feilberegninger ikke blir av vesentlig betydning for resultatet.

Det er en rekke feilmarginer som vi må ta hensyn til ved en slik utregning. For det første er det et premiss at det vi ser av sedimenter i dag er et resultat av erosjon gjennom Holocene og at denne erosjonsraten tilsvarer en gjennomsnittlig interstadial i Kvartær. Vi vet, som nevnt i 6.2.5 at temperaturen gjennom Kvartær har vært synkende, vi kan derfor anslå at erosjonsraten har vært høyere tidligere i Kvartær, vi bruker likevel dagens erosjonsrater for å kunne gjøre et estimat. Som nevnt over er det og grunn til å tro at det er i begynnelsen av en stadial at erosjonskapasiteten er størst, denne vil heller ikke være en del av de sedimentene vi finner ved Steinflybrean. For det andre er det vanskelig å anslå hvor tykt morenematerialet er over iskjernen. Dette vil utgjøre en stor forskjell i henhold til hvor stort volum av sedimenter som er avsatt. Hvor tykt morenedekket er vil variere innad i morenen og er ulikt fra iskjernemorene til iskjernemorene (Bennett, Huddart, Glasser, & Hambrey, 2000). For det tredje vil man også måtte gjøre antagelser på hvor tykk isen er og der med hvor dyp botnformasjonen er.

For å gjennomføre beregningen på en hensiktsmessig måte må man først beregne dybden til botnen. Dette kan gjøres på ulike måter og har blitt forsøk gjort matematisk og etter landformens karakteristika. Denne studien mangler de nødvendige variablene til å beregne landformen ut i fra en matematisk formel og vil derfor bruke de ulike stadiene man finner i Benn & Evans (2010). Videre må man få et så korrekt estimat som mulig over sedimentdybden på iskjernemorenen. Nøyaktig hvor tykk sedimentlaget rundt selve iskjernen til en iskjernemorene er kan være vanskelig å anslå etter et rent visuelt studie av morenen. Iskjernemorener kan ha en stor indre kjerne av is, Denne kan være dekket av 10 cm eller flere meter med sedimenter (Lukas, NIcholson, Ross, & Humlum, 2011). Det kan også være morenemateriale med innslag av is, men der morenematerialet utgjør majoriteten av volumet. Morenematerialets tykkelse vil også naturligvis variere innad i morenen. Derfor vil også denne kalkuleringen av morenematerialets volum være basert på en rekke antagelser, slik kalkuleringen av botnens volum. Jeg vil her bruke det aktive laget fra målinger ved Juvfonna til å beregne hvor stort volum sedimentene utgjør av iskjernemorenen. Jeg vil gjennom denne beregningen alltid runde opp beregningene, slik at de svarene vi får utgjør et maksimum av det som kan anses å være sannsynlig. På den måten vil også feilmarginen bli av mindre betydning.

5 Resultat

5.1 Steinflybrean

Det ble gjort målinger ved 3 ulike morener på Steinflybrean, samt brefronten. Målingen ved brefronten vil fra nå av bli omtalt som lokalitet (L1), den fremre morenen østre del – morene 1(M1), den fremre morene vestre del - morene 2 (M2) og sidemorenen - morene 4 (M4). Det ble brukt både lichenometri og schmidthammer på lokalitet 1 Morene 1 og 3. Ved morene 3 (M3) var kartlavene av for stor størrelse til å være egnet til bruk av denne metoden, dermed ble bare schmidthammer brukt her.

5.1.1 Lichenometri

Det ble totalt målt 137 kartlav på morene 1,2 og 4. Det ble forsøkt å målt de største kartlavene på hver lokasjon. Det ble observert at mengden lav økte med avstand fra breen, det var også betydelig forskjell på størrelsen på kartlavene på proksimalsiden i forhold til distal side..

Navn:	L1	M1	M2	M4
Verdier:	23,62	36,44	31,72	59,73
	22,70	31,44	29,86	54,04
	21,85	30,23	28,98	53,72
	21,77	29,68	27,78	50,68
	21,54	29,36	38,91	49,78
Gjennomsnitt:	22,29	31,56	31,45	53,59
Alder:	1980	1965	1965	1926

Tabell 5.1: Viser resultater ved lichenometri ved Steinflybrean

5.1.2 Schmidthammer

Det ble gjort i alt 294 avlesninger av R-verdi ved Steinflybrean. Det ble målt ved alle de tidligere nevnte morenene samt brefronten. Sammenligner vi R-verdiene med målingene av kartlav over er det vanskelig å utarbeide en presis dateringskurve. Vi ser at L1, M1 og M2 har relativt like R-verdier. Disse er alle datert til mellom 1965 og 1980 ved hjelp av lichenometri. M4 har en litt lavere R-verdi og er tilsvarende datert til 1926. M3 mangler datering ved hjelp av lichenometri på grunn av for stor lavstørrelse. Det er dermed grunn til å tro at denne morenen er eldre enn LIA.

Navn:	L1	M1	M2	M3	M4
Gjennomsnitt:	55.12	54.8	55.09	40,97	51.91

Tabell 5.2: Viser resultater ved Schmidthammer ved Steinflybrean

5.2 Bukkuhåmmårbreen

Det ble gjort målinger ved 3 ulike morener ved Bukkuhåmmårbreen. Målingene ved brefronten vil heretter bli omtalt som Lokalitet 1 (L1). Målingene ved den fremre morenen vil bli kalt morene 1 (M1), den nedre morenen vil bli kalt morene 2 (M2) og sidemorenen vil bli kalt morene 3 (M3). Det ble brukt Schmidthammer og lichenometri på alle lokalitetene.

5.2.1 Lichenometri

Det ble målt totalt 71 kartlav ved M1, M2 og M3. De samme idealene ved utføringen av feltarbeidet ble lagt til grunn her som nevnt over. Den samme dateringskurven er benyttet her som over.

Navn	M1	M2	M3
Verdier	30,07	43,39	41,01
	27,89	37,57	36,80
	26,37	36,15	36,20
	25,30	29,80	35,92
	25,20	28,08	34,71
Gjennomsnitt	26,96	34,99	28,46
Alder:	1972	1959	1970

Tabell 5.3: Viser resultater ved Lichenometri ved Bukkuhåmmårbreen

5.2.2 Schmidthammer

Det ble målt totalt 129 R-verdier ved m1, M2 og M3. Morenene har ved hjelp av lichenometri blitt datert til 1972, 1959 og 1970, R-verdiene har ikke fått samsvarende resultater som lichenomterien.

Navn:	M1	M2	M3
Verdi:	53,40	53,08	53,18

Tabell 5.4 Viser resultater ved Schmidthammer ved Bukkuhåmmårbreen

5.2 Visuell observasjon

En viktig kilde til informasjon om landformene var observasjon. Jeg vil gå gjennom den kunnskapen jeg tilegnet meg av å studere landskapet under feltarbeidet.

Under feltarbeidet ble det satt av en hel dag til studie av landskapet og landformene i studieområdet. I tillegg ble landskapet kontinuerlig studert og tolket underveis i feltarbeidet samtidig som de andre metodene ble utøvd. Derfor er observasjon også en viktig del av denne oppgavens datagrunnlag. Under observasjonen ble det lagt vekt på å forstå de aktuelle landformene som på forhånd hadde blitt studert ved hjelp av ortofoto på Norgeibilder.no. Det ble da foretatt observasjoner for å forstå landformen på makronivå som hvordan det alpine landskapet i studieområdet henger sammen med det øvrige landskapet og på mikronivå som forståelse av opphav og prosesser bak avsetningsmorener og glasifluvial aktivitet.
Det ble under feltarbeidet foretatt observasjoner av rundhetsgrad og modifisering av sedimenter i håp om å forstå dets opphav, men det ble ikke utøvd konkrete målinger av rundhetsgrad, abrasjonsmerker og andre modifikasjoner av avsetninger. Derfor vil diskusjonen som er fattet på disse observasjonene ha en subjektiv slagside, da de i stor grad er subjektive tolkninger av data som kunne vært målt relativt objektivt.

5.2.1 Steinflybrean

Endemorenen ved Steinflybrean strekker seg som i en u-form i sør-østlig retning. Den skiller seg fra det øvrige landskapet ved at den ikke er vegetert og kun består av usortert morene materialet. Det øvrige landskapet er dekt av ulike landformer, med lav vegetasjon, lav og mose. Det er et markant skille fra distalsiden av M1/M2 til M3. Ved M1/M2 var det ingen vegetasjon uten om kartlav. Fra distalsiden og utover ble vegetasjonen lik den øvrige i landskapet. Her var morenedekket vegetert og dekt av mose og lav. Ved M1 og M2 ble det observert stor variasjon i kornstørrelse (se bilde), med alt fra sand til store kampesteiner. Morenematerialet var modifisert og delvis avrundet til kantet. Ved den nordøstlige enden av M1/M2 er det en brå slutt på morenen og et søkk ned. Det ble under feltarbeidet ikke

observert rennende vann i denne landformen. Under feltarbeidet lå det snø i formasjonen.

Ved brerandsonen lå det en del snø mellom brefronten og den første endemorenen. Dette gjorde at deler av de landformene som lå i dette området ikke ble observert i sin helhet. Det ble observert enkelte lave rygger i breens bevegelsesretning i dette området. Ryggene var om lag 30-50 cm høye og besto av usortert grovt materiale relativt til omgivelsene (Se bilde).

Fig. 5.2: Viser fluting/deformasjon ved brerandsonen ved Steinflybrean (Norgeibilder.no, 2017)

Landformene var ikke distinkte og skilte seg ikke tydelig ut fra det øvrige landskapet. Det var likevel ingen tvil om tilstedeværelsen til landformen. På bildene som ble tatt kom dessverre ikke landformen tydelig frem, den synes derfor best på ortofoto (se fig. 5.2).

I forkant av feltarbeidet observert en lateral avsetning ved den nordlige delen av breen ved hjelp av ortofoto på plattformen Norgeibilder.no. Under feltarbeidet ønsket vi å undersøke avsetningen nærmere for å få svar på om avsetningen var en talus eller sidemorene. Vi fant da motstridende resultater og det ble ikke trukket en klar konklusjon på om hvilken prosess som

har avsatt materialet. Det ble observert en relativt klar sortering av sedimentene i avsetningen som samsvarer med karakteristika til en talus. Dette gjelder særlig den delen av avsetningen vi ser til venstre på bildet under. Det ble observert store enkeltsteiner som var deponert eller kommet til syne på breen relativt nær de laterale avsetningene.

Det ble observert supraglasiale dreneringskanaler på Steinflyrbean.

5.2.2 Bukkuhåmmårbreen

Bukkuhåmmårbreens endemorene skiller seg i stor grad fra de omliggende områdene med de samme karakteristika som endemorenen til Steinflybrean (Se 5.2.1). Ved Bukkuhåmmårbreen er det en todelt endemorene som møtes i den nordlige delen av morenen(se fig. 4.3). Der går den ene morenen i sør-østlig retning parallelt med brefronten, mens den andre morenen dreier i mer østlig retning vekk fra brefronten. Den morenen som er nærmest brefronten er litt til en viss grad større en den mest distale morenen.

Overflaten på breen er preget av steiner. Disse er lokalisert under likevektslinjen. Helt nord-øst på breen er det en stor avsetning med masse løsmasser ved overflaten. Denne starter som en markant klast og følger i en stripe nedover i breens bevegelsesretning.

På Bukkuhåmmårbreen ble det observert stor dreneringsårer englasialt på breen.

5.3 Volumberegning av botnen og iskjernemorenen ved Steinflybrean

Det finnes ulike formler for å estimere hvor dyp en botn er, disse benytter seg av ulike faktorer som eksponeringstid for is (Coates D., 1974) og avanserte geometriske formler(Aniya 1974) som trenger variabler som vi ikke har tilgang på i denne oppgavens studieområdet. I denne studien vil vi derfor bruke utviklingen av botn som landform som parameter for hvor dyp de aktuelle botnene er. Ved stadium 1 er botnen vell definert med tydelig definerte karakteristikker, en av disse er en markant lett over fordypet bunn (Benn & Evans, 2010). Botnen Steinflybrean ligger i kan karakteriseres som en stadiet 3 botn etter Benn og Evans (2010) sin modell. Ved denne modellen kan vi estimere at breen er om lag 80 meter dyp på dypeste. Dette er antagelig en overvurdering av breens dybde, men på den måten kan vi få et estimat å ta utgangspunkt i. En studie av Passglaciären ved Kebnekaise i Nord-Sverige målte breen til å være om lag 80 meter dyp. Denne breen deler mange av de

samme karakteristikkene til breene ved Høgdebrotet (Richardson & Holmlund, 1996). Ut i fra høyden på iskjernemorenen kan vi anslå hvor stor brefronten var under LIA, da høyden på iskjernemorenen ofte gjenspeiler høyden til brefronten på det tidspunktet morenen er avsatt (Lilleøren &Etzelmüller, 2011). Fra den øvre bakre grensen til breen til toppen av Høgdebrotet er det 60 høydemeter (Andreasen & Windsvold, 201).Vi regner derfor botnformasjonen for 120 m dyp. Breen har et areal på 1,2 km2 (Andreasen & Windsvold, 2012). Volumet blir da:

120m x 1 200 000m2 = 144 000 000 m3 = 144 km3

Jeg vil kalkulere morenematerialet etter det største realistiske estimatet for å være sikker på at ikke morenen blir undervurdert. Ved Juvashøe fant man at det aktive laget til permafrosten var 2.15 meter (Isaksen et al., 2001), jeg vil derfor sette morenedekket til å være 2.5 meter her for å ha ekstra feilmargin. Ved hjelp av plattformen norgeibilder.no kan vi måle morenen til å være ca. 750 meter lang og ca. 150 meter bred. Volumet på morenen blir da:
750 m x 150 m x 2,5m = 0,28 km3

Ved samme erosjonskapasitet som det denne utregningen finner gjennom Holocene trenger man følgende antall 10 000 års sykluser for å danne botnen vi i dag ser:

0,28 x 144 = 40,32

6.0 Diskusjon

6.1 Temperaturregime

I den første delen av diskusjonen vil jeg diskutere breens temperaturregime, både i dag og gjennom hele Holocene.

6.1.1 Temperaturregime i dag

Dersom brebunden ligger på permafrost er det grunn til å tro at isen er kald eller polytermal. Derfor er det av interesse for breens temperaturregime om breen i dag ligger på permafrost og om den har gjort det gjennom Holocene. Permafrost kan forekomme i områder der det er -4°C eller kaldere (Etzelmüller, Berthling, & Sollid, 2003). Den årlige gjennomsnittstemperaturen ved Bukkuhåmmårbreen er i dag -4.2°C. dette er estimert ut fra den årlige gjennomsnittstemperaturen til Øvre Tessa metrologiske stasjon, med et estimat om 0.5 °C temperatursynkning per 100 meter (Lie et al.,2004). Isaksen et al. (2001) fant ved hjelp av temperaturmåling i borehull ved Juvasshøe (1894 m.o.h.) at permafrosten hadde en tykkelse på 380 m. Lie (2004) argumenter for at Bukkehåmmårbreen er kald eller polytermal på grunnlag av (1) at den befinner seg innenfor permafrostgrensen, (2) mangel på bresprekker på de laveste 80% av breen. Ved basalglidning vil det oppstå sprekker i breen der den strekkes eller komprimeres. Sprekkdannelse kan riktig nok også dannes ved indre deformasjon, men ved indre deformasjon vil hastigheten være lavere og dermed også sprekdanningen liten. (3) Dreneringen ser ut til å foregå supraglasialt, (4) ingen moulins ble observert, som igjen forsterker antagelsen om supraglasial drenering. (5) En årlig gjennomsnittstemperatur på -4.2 °C tilsier at det må være en temperaturgradient innad i breen på > 4°C/100 m for at breen skal nå trykksmeltepunktet, dette argumentet er en forenkling av breens temperaturregime og vil ikke være hensiktsmessig å bruke i akkumulasjonsområdet, men kan være relevant i ablasjonsområdet. Lie et al. (2004) bruker likevel dette som grunnlag for sin antagelse om at breen er polytermal eller kald. (6) Bukkuhåmmårbreen har mange av de samme karakteristikkene som Gråsubreen som er lokalisert på samme høyde 22 km nord. Denne breen har karakteristikken til en bre med polytermal/sub-polart temperatur regime. Bukkuhåmmårbreen og Steinflybrean deler de øvrige karakteristikkene, når de i tillegg ligger svært nær hverandre kan man anslå at Steinflybrean også er kald eller polytermal. Bukkuhåmmårbreen er vendt nordøst, mens Steinflybrean er vendt sørøst. Det vil si at

Steinflybrean vil få mer solinnstråling en Bukkuhåmmårbreen. Det er ikke grunn til å tro at dette er av signifikant betydning for breens temperaturregime. Steinflybrean ligger om lag 100 høydemeter høyere en Bukkuhåmmårbreen, det er da grunn til å tro at de klimatiskeforskjellene er små.

6.1.2 Tempraturregime gjennom Holocene –Bukkuhåmmårbreen

Hvordan temperaturregimet til de to breene har vært gjennom Holocene er av stor betydning for det geomorfologiske arbeidet breene har vært i stand til å gjennomføre. Lie et al. (2004) foretok en analyse av sedimentkjernen fra Bukkuhåmmårtjønna under Bukkuhåmmårbreen for å få oversikt over glasiasjoner gjennom Holocene. Lie et al. (2004) mener at breen i perioder med akkumulasjon vil ha større produksjon av sedimenter, noe man igjen vil kunne spore i avsetningene i innsjøen i underkant av breen. Disse sedimentene vil skille seg fra biologiske avsetninger eller glasiale sedimenter som er avsatt som en følge av paraglasialjustering. På den måten vil man i kjernen kunne spore perioder med glasiasjon. Lie et al. (2004) fant ingen spor av glasifluvial aktivitet. Dette tolket de dit hen at det ikke var noen glasiasjon fra tilbaketrekningen ved Yngre Dryas frem til 7400 år før nåtid. Ved 7400 inntraff hendelsen Erdalen Event som er anerkjent som den eneste perioden med større glasial utbredelse i Holocene enn LIA. Lie et al. (2004) mener at avsetningsryggen mellom endemorenen og Bukkuhåmmårtjønna stammer fra Erdalen Event. Nesje et al. (2008) undersøkte utstrekningen av breer i Norge gjennom Holocene og fant at mellom Finse og Erdalen Event var de fleste norske breer smeltet ned. Lie et al. Mener Bukkuhåmmårbreen forsvant i denne perioden og at det ikke var noe markant fremrykk av isen under Finse Event (6200 år før nåtid) slik man har sett det ved andre norske breer, for eksempel Hardangerjøkulen, Jostedalsbreen og Grovabreen. Etter Erdalen event fulgte en deglasiasjonsperiode frem til ca 6000 år før nåtid. Da inntraff igjen en glasiasjon som nådde sin maksimale utstrekning 5600 år før nåtid, etterfulgt av en ny deglasiasjon. Fra 4800 før nå tid kom en relativt stabil periode med en gradvis økende glasiasjon frem til 3800 før nå tid. Fra 3800 år før nå tid og frem til i dag har breen eksistert i en mer eller mindre lik størrelse av det den der i dag, med sitt høydepunkt under LIA. Det er gjennom denne siste perioden at M1, M2 og M3 har blitt dannet (Lie et al., 2004). Nyere studier av snøfonna Juvfonna, om lag 30 kilometer nord for studieområdet, kan sette spørsmålstegn ved nedsmeltingen av isbreen gjennom Holocene. Ved Juvfonna er det funnet pilspisser funnet på is datert så langt tilbake som 7600 før nå tid. Fonna skal da ha blitt brukt som et sted for jakt på varme sommerdager.

Dette betyr at fonna ikke har smeltet ned under Finse Event (Ødegård, Nesje, Isaksen, Eiken, Schwikowski, & Ugliette, 2017). Lie et al. (2004) mener at man på grunnlag av hans resultater kan anta at breen i dag er polytermal. Han mener også at brebunden har vært over permafrostgrensen gjennom hele Holocene, dette mener han da han ikke fant noen signifikant forskjell mellom sedimentkjerner i Bukkehåmmårtjønna og Øvre Leirungen, som ikke er tilknyttet en bre.

6.1.3 Temperaturregime gjennom Holocene – Steinflybrean

Siden breene ligger nært geografisk vil jeg benytte datagrunnlaget til Lie et al (2004) i denne delen sammen med egne resultater. Jeg vil også diskutere Lie et al (2004) sine resultater i lys av egne resultater og observasjoner.

Morenesystemet tilknyttet Steinflybrean består av to endemorener og en sidemorene. I følge den anvendte dateringskurve (se 5.1.1) er endemorene (M1 og M2) og sidemorene(M4) trolig knyttet til glasiasjonen ved LIA. Det nedre morenenekomplekset (M3) kan ved hjelp av Schmidthammer dateres til å være eldre en de øvrige morene, men kan ikke sikkert dateres til en gitt hendelse. At lavstørrelsen er for stor til bruk av lichenometri underbygger også at den er eldre en de øvrige morenene. Lie et al. (2004) mener at et nytt morene system nedenfor de morenene denne oppgaven har målt stammer fra Erdalen Event. Morenen som Lie et al (2004) mener stammer fra Erdalen Event ved Bukkuhåmmårbreen ligger tilsvarende avstand fra breen som M3 gjør fra Steinflybrean. Tar man tolkningene til Lie et al(2004) som utgangspunkt er det nærliggende å tro at M3 også stammer fra Erdalen Event. Det er da interessant å diskutere validiteten til antagelsen til Lie et al (2004), da det gjennom artikkelen ikke kommer frem noe annet datagrunnlag for denne antagelsen enn en generell oppfatning om at Erdalen Event er den største isolerte glasiasjonshendelsen i Holocene. Det er med andre ord ikke foretatt noen konkrete dateringer av disse morene annet enn denne studiens målinger med schmidthammer, som ikke kan brukes til annet enn en relativ datering.

M1 og M2 fra Steinflybrean er uforholdsmessig store i forhold til breens størrelse. Siden breen i dag ligger over permafrostgrensen (Isaksen et al., 2001), er det trolig at disse morenene har en iskjerne. Iskjernemorener kan dannes av flere ulike mekanismer (se 3.9). Den kan bli dannet i et skjæringspunkt i en polytermal bre eller ved snøfonner som blir dekt

av morenemateriale. For at det sist nevnte skal finne sted må morenemateriale avsettes over snøen etter å ha blitt fraktet frem til brefronten subglasialt (Benn & Evans, 2010). En vestlig vindretning er det vanligste i området (Lie, 2004), noe som betyr at snøfonner akkumulerer i østvendte søkk og groper. Det er ingen landformer i området i dag som intuitivt sier at en iskjernemorene kan ha blitt dannet på denne måten og det er heller ikke trolig at morene materialet kan ha blitt fraktet frem på måten denne teorien forutsetter, grunnet breens temperaturregime. Viss vi regner med at Steinflybrean er polytermal slik Bukkuhåmmårbreen antas å være (Lie, 2004) vil dannelsen av iskjernemorenen som følge av en skjærsone i overgangen mellom kald og varm is være en langt mer troverdig forklaring. Dette forutsetter at breen var polytermal under LIA som igjen forsterker hypotesen til Lie et al (2004) om at den er polytermal i dag. Da disse morenene er antatt å være fra LIA og ikke iskjernemorener kan overleve i lengere tid med en temperatur over permafrostgrensen kan man anta at området har hatt et klima som muliggjør opprettholdelse av permafrost etter LIA.

6.2 Glasialmorfologi

Jeg vil nå diskutere opphavet og prosessene bak morfologien tilknyttet de to områdene.

6.2.1 Morfologiske spor etter bevegelse

En bre som har basalglidning har potensialet til å danne geomorfologiske spor og utvikle landformer som et resultat av glidningen. Under feltarbeidet ble det observert flere spor fra basalglidning ved breene. Det ble observert scratchmarks og morenerygger (begge breene) under feltarbeidet, det ble også observert langsgående rygger i brerandsonen som kan være fluting og dermed være et morfologisk spor etter bre (Steinflybrean). Denne landformen vil bli diskutert inngående i 6.2.1 Det ble derimot ikke observert andre vanlige tegn til brebevegelse som ofte er å se i forbindelse med en glidende bre, som skuringsstriper og rund sva. Kornfordelingen i avsetningsryggene tyder også på at det har foregått eller fortsatt er bevegelse i breen. Dette fordi avsetningen består av materiale av ulik størrelse. Dersom det ikke foregår basalglidning, vil det i mindre grad være en betydelig andel av finkornet materiale, siden finkornet morenemateriale i hovedsak er et resultat av abrasjon (Benn & Evans, 2010). Dette materiale kan også ha blitt fjernet eller avsatt i området av vind og trenger derfor nødvendigvis ikke å ha blitt avsatt av breen. Som diskutert under i 6.2.3 kan

også forvitring danne finkornet materiale, for en mer inngående diskusjon av morenematerialets opphav se 6.2.3.

6.2.2 Fluting

Det ble mellom brefronten og M1 på Steinflybrean observert tre relativt tydelige rygger i 30-50 cm høyde. Disse ryggene lå parallelt med breens bevegelsesretning og strakk seg fra under snødekket og om lag 40 m. nedstrøms. Jeg vil i det følgende diskutere mulighetene for om dette er fluting eller om ryggene kan ha blitt dannet som en følge av andre glasiale prosesser. Fluting blir ofte dannet bak en initialstein og er strømlinjeformede rygger i breens bevegelsesretning (Benn & Evans, 2010). Det ble ikke observert en stein i forkant. Da feltarbeidet ble utført var det fortsatt relativt mye snø i området, det kan derfor hende at initialsteinen til ryggene var under snøen eller isen ved brefronten. Dersom steinen er under isen kan dette være en indikasjon på at flutingen fortsatt er under dannelse.

På grunn av prosessene som danner fluting (se 3.2.2) er ofte avsetningene avsatt i et fiskebeinsmønster. Dette ble ikke observert ved Steinflybrean. Prosessene bak dannelsen av fluting forutsetter videre tempererte forhold. Dette grunnet at fluting er dannet som et resultat av basalglidning og trykkforskjeller. At Steinflybrean da skal være i stand til å lage flutings etter den tradisjonelle forklaringen er lite trolig, da denne er avhengig av basal glidning. Tar man det premisset for gitt at Steinflybrean nå er kald er det usannsynlig at den har vært temperert etter LIA (Se 3.4). Flutings lar seg lett modifisere av vær og vind og det er dermed nærliggende og tro at flutingene er yngre enn LIA (Benn & Evans, 2010). Dersom resultatene fra denne studien stemmer og brerandsonen ble isfri i 1980 og endemorenen blitt avsatt i 1965, hvilket ikke er sikkert, må altså isen ha trukket seg tilbake i fra området i siste halvdel av 1900-tallet. Dermed kan man tro at ryggene har blitt dannet under LIA Ut i fra det vi vet og har diskutert i denne oppgaven er det ikke sannsynlig at det har vært tempererte forhold ved brefronten som har vært i stand til å danne fluting under LIA, da alle resultat fra denne oppgaven og Lie et al. (2004) sin studie peker i den retning at breen har vært kald eller polytermal gjennom hele Holocene.

Så selv om disse ryggene deler enkelte av karakteristikkene til fluting er det altså en rekke nøkkelfaktorer de skiller seg fra hverandre. Hva kan så være den virkende prosessen bak

dannelsen av ryggene? Det er flere glasiale mekanismer som kan lage avsetningsrygger som ligger parallelt med breens bevegelsesretning. Av disse har vi for eksempel eskere, som kommer av sub- eller supraglasial fluvial aktivitet, sidemorener som er diskutert under 6.2.3 og basal deformasjon. For å kunne skille disse landformene fra hverandre er det viktig å se nærmere på landformen i felt med dette for øyet. I etterkant av feltarbeidet har en kritisk refleksivitet satt tvil rundt egne observasjoner av den så kalte ”flutingen”. Når feltarbeidet ble utført var undertegnede innstilt på at den landformen jeg sto ovenfor var en fluting. Dermed ble inntrykkene og observasjonene farget av denne forutinntatte holdningen. På grunn av dette ble alle karakteristikaene til denne landformen sett i lys av dette. I ettertid har jeg etter gjennomgang av de øvrige karakteristikaene til breen blitt usikker på prosessen bak denne landformen og dermed også mine egne observasjoner. Dette er primært diskutert i det øvrige. For å vite sikkert om denne landformen kan komme av glasifluvial aktivitet basal deformasjon eller om den er en avsetningslandform må man studere sedimentenes karakteristikker. Ved glasifluvial aktivitet vil avsetningene være avrundet og sortert i motsetning til en glasial avsetning som fluting eller sidemorene. Ved basal deformasjon vil strukturen være annerledes og rundhetsgraden enn ved de øvrige alternativene. Siden dette ikke er mulig å tyde ut av bildemateriale og det ikke ble gjort i felt er det dessverre ikke mulig å dra noen konsekvente slutninger om prosessen bak landformen annet enn at de landformene som i stor grad er avhengig av basalglidning som fluting og subglasifluviale landformer er lite trolig.

6.2.3 Iskjernemorener

Selv om det ikke er mulig å vite sikkert om en morene har iskjerne uten å bruke ulike former for geofysikk, som ikke var et tema for denne studien, er observasjon av morfologi ofte brukt til å gjenkjenne iskjernemorener. Dersom avsetningen er uforholdsmessig stor i forhold til breens kapasitet er det grunn til å tro at den har iskjerne (Østrem, 1964). Ved Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen har vi altså god grunn til å tro at isen har vært kald eller polytermal gjennom hele Holocene(Lie, et al., 2004). En bre som er kald har liten evne til å danne nye løsmasser og er derfor primært avhengig av sediment input fra eksterne kilder (Benn & Evans, 2010). Ut i fra størrelsen på morenene og den klimatiske historien til ismassen er det derfor god grunn til å tro at disse har en iskjerne.

M3 ved Steinflybrean har tidligere blitt antatt å være fra Erdalen Event. Fra Erdalen Event og frem til i dag har M3 antagelig ligget over permafrostgrensen og dermed hatt muligheten til å opprettholde en iskjerne (Lilleøren et al., 2012). Det er også trolig at breen lå over permafrostgrensen når morenen ble dannet. Dermed er de klimatiske forutsetningene relativt like som ved M1 og M2. Likevel er det liten grund til å tro at morenen har en iskjerne, grunnet morfologien. Denne morenen er betydelig mindre enn M1 og M2. Den ligge lavere, noe som betyr at breen på det tidspunktet da morenen var dannet har vært større en den er i dag. En større bre har større erosjonskapasitet og er i stand til å danne mer løsmasser. At en slik bre, med betydelig større omfang, kan være i stand til å danne en morene av denne størrelsen er troverdig. Et interessant spørsmål å stille da er, dersom denne morenen ikke har en iskjerne, hvorfor har den da ikke det og dersom den en gang har hatt det, når smeltet den ut?

6.2.4 Morenematerialets opphav

Et sentralt spørsmål i breens rolle som morfologisk agens er hva som er sedimentets opphav? Sedimenter av ulikt opphav vil trolig ha ulik kornfordeling og rundhetsgrad.
Begge breene ligger i botnformasjoner med tilnærmet vertikale vegger i bakkant. En rygg skiller de to breene fra hverandre, denne fører til at det er bratte fjellvegger langs de laterale sidene til breene. Dette gjør at randsonen til begge breene over likevektslinjen er omgitt av tilnærmet vertikale fjellvegger. Et nærliggende spørsmålet å stille da er om avsetningene kommer fra basalerosjon i berggrunn eller om det er input fra fjellveggene rundt ved hjelp av skråningsaktivitet?

Ved hjelp av Powers rundhetsskala kan vi karakterisere rundhetsgraden til morenematerialet ved Steinflybrean som delvis kantet til delvis avrundet. Morenematerialet generelt blir vanligvis karakterisert som en mellomting av delvis kantet og delvis avrundet materiale (Benn & Evans, 2010). Dermed stemmer rundhetsgraden til denne studiens morenematerialet godt overens med karakteristikken. Morenematerialet har altså blitt modifisert. Abrasjon vil føre til en avrunding av skarpe kanter og hjørner på sedimentene, når den blir slipt mot underlaget. Dersom sedimentene stammer fra frostforvitring vil de som oftest være kantet, selv om dette kan variere med litologi (Powers, 1953). Dersom man tar for gitt at sedimentene har havnet i breens strømlinje ved hjelp av forvitring og skråningsaktivitet, vil utfordringen være å forklare hvordan sedimentene har blitt avsatt der vi finner de i dag, og man må i så fall regne

med at sedimentene har blitt modifisert av aktiv materialtransport. I litteraturen er det beskrevet at sedimenter som har kommet inn i breens strømlinje ved ytre input som skråningsaktivitet blir transportert passivt gjennom breen. Et interessant spørsmål å stille i denne sammenheng vil så være hvordan en kald bre kan modifisere sedimentene sine i en slik vesentlig grad dersom den (1) har fjellskred og steinsprand som sin primære sedimentkilde og (2) ikke har basal erosjon.

Det har siden Boulton (1978) innførte begrepene passiv og aktiv transport vært enighet om at passiv transport ikke modifiserer materialet. De siste tiårene har det kommet frem ny kunnskap som viser at dette ikke alltid er korrekt. Det viser seg at periglasiale prosesser og frostforvitring kan spille en signifikant rolle i modifisering av sedimentene mens de oppholder seg supraglasialt. Transporten trenger heller ikke være så passiv som Boulton beskrev den, da avsetningene kan modifisere hverandre ved sammenstøt når isen under smelter. Glasifluviale prosesser kan og spille en betydelig rolle i modifisering av sedimenter. Englasial og supraglasial drenering kan transportere relativt betydelig mengder med sedimenter og dermed også modifisere de (Benn & Evans, 2010). Ved begge breene ble det observert supraglasial drenering, men ikke moulins eller andre spor etter en- og subglasialdrenering som breport ved

brefronten. Lie et al. (2004) undersøkte den glasifluviale aktiviteten ved Bukkuhåmmårbreen og fant at den har vært tilnærmet fraværende gjennom hele Holocene. Gradienten til begge breene er så lav at det ved supraglasialdrenering vil være lite effektiv kantavrunding, uten uvanlig stor vannmengder. Viss kantet materiale fra skråningsaktivitet i bakkant av breen blir fraktet gjennom breen vil det trolig gjennomgå lite modifisering. Sedimentenes rundhet kan ved en tolkning bygge oppunder en antagelsen om at morenematerialet har blitt fraktet subglasialt, selv om andre tolkninger er mulig der frostforvitring har spilt en større rolle. Ved en slik forklaring må sedimentene ha blitt modifisert under avsetningen i skråningsaktivitetn og utsmelteingen av isen. Kornfordeling blir ved en slik forklaring være et resultat av forvitring.

Fig. 6.2: viser supraglasial avsetning på Bukkuhåmmårbeen

Sedimentene i landskapet for øvrig er i stor grad preget av blokkmark. Diskusjonen rundt dannelse av blokkmark er i dag preget av to konkurrerende modeller. Den ene fremmer at blokkmarken er dannet av kjemiskforvitring gjennom tertiær tid. Den andre mener den er dannet gjennom kvartærtid med hjelp av frostforvitring (Ballantyne, 2010). Dersom man tar forgitt at blokkmarken er fra Tertiær tid vil en utfordring være å forklare hvordan denne er blitt bevart og fortsatt ligger så godt som uberørt så lang tid etter. I de samme områdene har altså majoriteten av erosjonsmaterialet til denne studiens breer blitt fraktet vekk av varm is

under glasiasjoner i Pleistocene, mens blokkmarken rett ved siden av ikke er rørt. Det er i denne sammenheng mange spørsmål som står ubesvarte som krever videre studie (se 7.1), og nærliggende spørsmål å stille vil da være kaldis sin evne til å bevare landskapet, eller forme det. Dette spørsmålet er og sentralt i en eventuell forklaring av flutingen som er diksutert i 6.2.1

Ved Bukkuhåmmårbreen ble det under feltarbeidet observert avsetninger i den nord-vestlige Delen, supraglasialt på breen (se fig. 6.2) Denne avsetningen ble observert under breens likevektslinje. Etter teorien skal is og løsmasser over likevektslinjen bli fraktet innover i breen med isens strømlinje (se 3.4), mens løsmasser blir fraktet til overflaten og ut mot sidene under likevektslinjen (Benn & Evans, 2010). Under feltarbeidet ble avsetningen tolket som et fjellskred som har rast ut på isen. Det ble tolket dit på grunn av (1) topografien ved randsonen til breen, den bratte fjellveggen i bakkant kan opptre som en sedimentkilde. (2) på grunn av posisjonen i forhold til likevektslinjen. Dersom løsmassene for eksempel stammer fra

Fig. 6.3: Viser laterale avsetninger ved Steinflybrean (Norgeibilder, 2017)

basalerosjon eller forvitret materiale i bakkant av breen ville det på grunn av isens strømlinje antagelig bli fraktet til overflaten lenger under likevektslinjen. Det ble og regnet som en intuitivt god forklaring da løsmassene rundt breen virket ustabile og skråningsaktivitet som følge av paraglasial justering er en vanlig respons ved slike landformer.

6.2.5 Sidemorener

Ved Steinflybrean ble det observert en lateral avsetning på den nordlige siden av breen (Se 6.3 og 6.4).

Fig. 6.4 Viser laterale avsetninger ved Steinflybrean.

Det ble under feltarbeidet gjort visuelle observasjoner av denne (se 5.2.1). Ved steinsprang vil de største steinene ha mer potensiell energi enn de mindre steinene og dermed ha mulighet til å falle lenger. Dette kalles ”out-runners” (Blikra & Nemec, 1998). Ser man på steinene i sammenheng med topografien langs brerandsonen er det intuitivt at disse steinene stammer fra skråningsaktivitet. Man kan likevel ikke utelukke at disse steinene er blitt fraktet til overflaten via breens strømlinje. Disse avsetningene ligger under likevektslinjen og breens bevegelsesmønster vil da frakte is og sedimenter opp mot overflaten og ut mot sidene (se 3.4)

(Benn & Evans, 2010). Beveger vi oss mot midten av avsetningen, mellom de to tydelige talusformasjonenene, er ikke karakteristikaene like samsvarende med en talus. Her finner vi en markant lateral avsetning med usortert materiale. Ser vi på den markante sidemorenen fra Bukkuhåmmårbreen er denne delen av avsetningen relativt lik, med sin markante morfologi og usorterte materiale (Se fig 6.5) . Disse kjennetegnene utypiske for en talus og kan derfor være en sidemorene. Utenfor denne delen av avsetningen som vi nå definerer som sidemorene er det også deponert eller avsatt steiner på isen. Et interessant spørsmål blir da hvordan disse kan være out-runners viss det ikke er en talus i overkant og dermed ikke skråningsaktivitet i bakkant. En forklaring er at de kan ha rast ned på breen rett i overkant der vi i dag ser en taluslignende lateral avsetning, for så å ha blitt fraktet nedover av isen. De kan også ha blitt fraktet til overflaten av isen etter å ha blitt erodert ut subglsasialt. Eller de kan ha blitt avsatt som følge av skråningsaktivitet i bakkant av breen for så å blitt transportert englasialt eller supraglasialt til der vi finner de i dag. Selv om de i dag ligger under denne laterale avsetningen er det lite som tyder på at akkurat disse avsetningene ble avsatt der.

Fig. 6.5: Viser sidemorene ved Bukkuhåmmårbreen (Øverst) og endemorene ved Steinflybrean(nederst).

Antagelig er det et samspill mellom skråningsaktivitet og avsetning av tradisjonelle sidemorener ved Steinflybrean. Når isen trekker seg tilbake og bratte skråninger blir eksponert kan dette føre til ustabile fjellvegger. Der breen tidligere har støttet opp

fjellveggene blir det da frigjøring av stress og sammen med endringer i dreneringsforholdene kan dette i sum føre til ustabilitet i fjellveggen. Dette kalles paraglasial justering (Ballantyne, 2002). På grunn av denne paraglasiale justeringen kan fjellveggene i hele botnformasjonen være ustabile. Dette gjør at skråningsaktivitet antagelig kan være viktig sedimentkilde både ved den aktuelle sidemorenen og som geomorfologisk agens ved botnen. Hvor stor andel av sedimentene som stammer fra skråningsaktivitet og hvor stor andel som stammer fra basal erosjon er vanskelig å anslå sikkert. Som nevnt over tyder rundhetsgraden til avsetningene ved endemorenen på at disse har vært modifisert og dermed antagelig aktivt transportert,. Dersom materialet er aktivt transportert er det rimelig å anta at det stammer fra basal erosjon. Dette utelukker likevel ikke rollen til skråningsaktivitet som sedimentkilde. Materialet som blir deponert på breens overflate blir fraktet supra eller englasialt nedstrøms. Dette blir så i større grad deponert lateralt en det aktivt transporterte materialet (Benn & Ballantyne, 1994). Dermed kan man anta at sedimentene som stammer fra skråningsaktivitet i stor grad vil bli avsatt som laterale avsetninger. Dersom rundhetsgraden til avsetningene ved sidemorenen ble mer kantet enn endemorenen kan vi ut fra dette si at de har blitt mindre modifisert. Ut i fra dette kan man anta at de har blitt passivt transportert. Vi foretok ikke noen analyse av rundhetsgraden på sidemorenene under feltarbeidet og selv om bildematerialet fra feltarbeidet er stort er det vanskelig å dra en entydig slutting på grunnlag av dette (se fig. 6.5). At skråningsaktivitet spiller en sentral rolle både som landformdannende prosess og sedimentkilde til breene er det derimot liten tvil om.

6.2.6 Utviklingen av det alpine landskapet

En relativt utbrett og akseptert forklaring på det alpine landskapet vi finner i den norske fjellheimen er at den har blitt formet gjennom ulike interstadialer gjennom Kvartær (Benn & Evans, 2010). Som diskutert over har trolig Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen vært kald eller polytermal gjennom Holocene og dermed hatt en for lav erosjonsrate til å kunne utvikle landformen vi ser i dag. Sedimentene vi i dag finner som avsetninger fra breene er ikke på langt nær nok til å dekke opp det som er erodert ut for å skape botnlandformen breen ligger i . Ut i fra dette kan vi si at breen (1) har hatt en lav erosjonsrate gjennom Holocene og (2) at landformen da har blitt dannet delvis eller helt gjennom ulike interstadialer i kvartær. Landformen har altså i svært liten grad blitt dannet gjennom Holocene, men på et tidspunkt må den ha blitt formet. Siden morenemateriale fra botnen er fjernet, antagelig av utbredelsen

av innlandsis i ulike stadialer, må det geomorfologiske arbeidet som har dannet landformen primært ha blitt utført i Pleistocene.

Det er flere utfordringer med denne forklaringen som vil bli diskutert i det følgende. For det første, dersom botnformen skal ha blitt dannet i en interstadial i pleistocene trenger man forhold som muliggjør effektiv erosjon og dermed basalglidning. Det er da nærliggende å se etter varmere interglasialer enn det vi har i dag. Ved å undersøke det man vet om klimahistorikken i Pleistocene, kan man da finne grunnlag til en slike interglasialer? De siste 2,6 millioner årene har istider kommet og gått i Norge, grunnet store klimatiske variasjoner (Ramberg et al., 2013). Det er ved inngangen og avslutningen av stadialene, samt i interstadialene vi kan regne med at de høye breene i Jotunheimen har utført et betydelig morfologisk arbeid. Dette fordi det under glasiasjonen vil være innlandsis over fastlands Norge. Når det er utbredt innlandsis vil erosjons og dreneringsmønsteret til breene endres i forhold til det de små botnbreene i interstadialene har. Innlandsisen vil da drenere massen sin ut de store dalførene, mens den vil ligge relativt stille med lite basalglidning i høyfjellet der Bukkuhåmmårbreen og Steinflybrean befinner seg (Benn & Evans, 2010). Dermed er det i interstadialene og under deglasiasjonen at Bukkuhåmmårbreen og Steinflybrean kan ha mulighet til å erodere i den landformen vi i dag ser. Siden isen under dagens forhold er kald kan en mulig tolkning være at det er i de tidlige fasene av glasiasjonen at breene har erodert ut landformen vi i dag ser. Ved inngangen av glasiasjonene vil innlandsisen først få sitt framrykk ved de stedene der forutsetningene for glasiasjon er best (se avsnitt 3.1). Forutsatt like klimatiske forhold som i Holocene vil breene ved inngangen til en glasiasjon bli koblet sammen med et større dreneringssystem eller den kan være en del av en mindre varm fjellbasert innlandsis. Da vil breen ha mulighet for basalglidning og dermed være i stand til å utvikle de landformene vi finner i dag (Richardson & Holmlund, 1996).

Utfordringene med å determinere erosjonsraten til interstadialer så langt tilbake i tid er mange. Det å regne med at erosjonsratene vi ser i dag har vært gjeldende gjennom hele Kvartær er i beste fall en forenkling. På grunn av den grundige karleggingen av sedimenter på konitnentallhyllen har vi relativt god oversikt over når de ulike stadialene og interstadialene i Fennoscandia inntraff og hvor lenge de varte (Sejrup, Larsen, Landvik, King, Haflidason, & Nesje, 2000). Ved hjelp av isotopmålinger fra Grønlandsisen og polisene har man ved å studere oksygenet i foraminifer funnet ut hvor varmt havet har vært i ulike tidsepoker og hvor

mye vann det var i havet, eller snarere hvor mye vann som var lagret på land i breene. Ved hjelp av dette kan vi estimere det globale kliet gjennom de ulike stadialene. Utfordringen

med dette er at det globale klimaet ikke nødvendigvis tilsvarer det klimaet vi finner i studieområdet. Det kan derfor ikke med sikkerhet sies at det har vært en glasiasjon i Jotunheimen, selv om det globalt sett har vært en kaldere perioder (Ramberg, Bryhni, & Nøttvedt, 2013). Denne klimakurven, sammen med klimakurver utviklet fra oksygenmålinger fra kontinentalhyllen har blitt brukt til å estimere temperatur ved havnivå. Dette estimatet har videre blitt brukt som utgangspunkt for et klimaestimat ved høyereliggende området. Slike klimamodeller har store feilmarginer og fungerer dårlig til å studere klimaet nøyaktig i hver enkelt stadial og interstadial. Det gir likevel en god indikator på de klimatiske trendene gjennom kvartær. Ved hjelp av disse kan man ta noen godt begrunnede antagelser om de klimatiske svingningene gjennom kvartær og hvordan de har påvirket glasiasjonene i området. Det disse estimatene viser er en trend mot kaldere og lengre glasiasjonssykluser mot slutten av Kvartær(Knutsen, et al., 2015; Egholm, Anderesen, Knudsen, Jansen & Nielsen, 2015.)

Egholm et al. (2015) tar i deres artikkel for seg hvordan frostforvitring og diffusive prosesser kan skape et lavt relieff høyfjellslandskap. De fant at i siste del av kvartær var klimaet så kaldt at prosessene som utjevner landskapet ikke var effektive og at det lavt liggende relieffet dermed hadde sin opprinnelse fra tidlig i kvartær. Denne slutningen, selv om prosessene er ulike, kan også kunne være gjeldende for Steinflybrean og Bukkuhåmmårbreen. I det øvrige er det diskutert temperaturregimet til breene og det mest trolige scenarioet er at breene er kalde, dernest at de er polythermale. Ved inngangen til ulike stadialer i et varmere klimascenario en det vi ser i dag kan vi anta at breene er mer erosive og dermed mer aktive geomorfologiske agenter enn dagens breer ser ut til å være. At breene dermed har gjort en større andel av det geomorfologiske arbeidet for å danne landformen de i dag ligge i første halvdel av Kvartær virker troverdig.

Egholm et al. (2015) bruker en matematisk fremstilling til å fastslå at en mulig forklaring på det lave relief landskapet i det Skandinaviske høyfjellet (Summit flats) er diffusive prosesser som har virket gjennom Kenozoikum. Deres fremstilling baserer seg på en bevegelsesrate ganget med estimert tidsperiode prosessene har virket. Ved å adoptere denne tankegangen kan vi finne et estimat på hvor mange tilsvarende perioder med likt geomorfologisk arbeid som skal til for å danne den landformen vi i dag finner ved Steinflybrean. For en redegjørelse av denne metoden og dens resultat se 4.3 og 5.3. Ved hjelp av denne beregningen fant vi at man trenger 41 tilsvarende 10 000 årssykluser for å danne dagens landform. Egholm bruker i sin beregning hele Kenozoikum til å beregne diffusive prosesser, for denne stuidens del er det Pleistocene som er den aktuelle tidsalderen (Siste 2,6 millioner år). Selv med den store feilmarginen denne utregningen har, ser det ut til at erosjonsraten til Steinflybrean vil være stor nok til at den kan være i stand til å danne den landformen vi i dag finner ved Høgdebrotet. Det er i interstadialer breen potensielt kan ha vært erosiv og det er derfor lengden og på de ulike interstadialene som er interessant å vite med tanke på om breen kan ha erodert ut den landformen vi i dag ser. Gjennom Pleistocene, som er den tidsperioden istidene har kommet og gått. har det vært tilstrekkelig med interstadialer til å danne denne landformen. Steinflybrean kan dermed ha dannet den landformen vi i dag finner forutsatt lik erosjonsrate som gjennom Holocene.

6.2.7 Glasifluvial aktivitet

Den glasifluviale aktiviteten er av stor betydning for en rekke faktorer ved en isbre. Den er en avgjørende faktor for breens basale glidning og for sediment transport til de nærliggende områdene (Benn & Evans, 2010). Det er også interessant med tanke på en eventuell modifikasjon av resultatene i forrige delkapittel. Dersom en stor del av erosjonsmaterialet har blitt fraktet glasifluvialt vil ikke den øvrige beregningen være valid. Lie et al (2004) fant at det gjennom Holocene har vært tilnærmet null sedimenttilførsel til Bukkuhåmmårtjønna fra Bukkuhåmmårbreen. Dette betyr at det har vært liten glasifluvialaktivitet ved breen. Det er heller ingen spor av stor fluvial aktivitet ved breens randsone. Som diskutert tidligere i oppgaven ved flere anledninger er det grunn til å tro at de samme forholdene gjelder for Steinflybrean, da den fluviale aktiviteten i stor grad blir bestemt av temperaturregimet til breen som er diskutert over (Se 6.1.2). Helt øst på morenen til Steinflybrean ble det observert et søkk i morenen under feltarbeidet. Dette ble under feltarbeidet tolket som et resultat av fluvialaktivitet fra breen på grunn av formasjonens v-form. Denne tolkningen ble forsterket

ved studie av ortofoto på norgeibilder.no etter feltarbeidet der man kan se elveleiet fortsette videre nedover fjellsiden. Denne landformen er så betydelig at det må ha vært relativt store mengder vann i for å erodere ut en slik mengde løsmasser. Når Lie et al (2004) da ikke finner noe tegn på glasifluvial aktivitet kan det være to forklaringer på dette. (1) Temperaturregimet i Steinflybrean kan være ulikt det i Bukkuhåmmårbreen gjennom holocene. Dette er lite trolig da forskjellen må være store nok til at Steinflybrean kan produsere landformen. En forklaring kan være at Steinflybrean, siden den er større en Bukkuhåmmårbreen, har nådd trykksmeltepunktet under for eksempel LIA. Alternativt (2) kan landformen være eldre enn Holocene og dermed ha blitt bevart gjennom siste glasiasjon grunnet basalfrysning. Området rundt breen er preget av blokkmark, en relativt anerkjent forklaring på opphavet til blokkmark er at den er dannet av kjemisk forvitring gjennom tertiær (Ballantyne, 2010). Denne har da blitt dannet under varmere forhold enn dagens for så å ha blitt hevet (Ramberg, Bryhni, & Nøttvedt, 2013). Blokkmarken har så blitt bevart gjennom alle glasiasjonene i Kvartær grunnet kald is og dermed lite eller ingen basal glidning. Denne forklaringen kan nødvendigvis heller ikke være rett, da den har noen logiske feilslutninger. Landformen kan nødvendigvis ikke være eldre enn Holocene, da det kommer tydelig frem fra resultatene fra denne studien at selve landformen antagelig ikke kan være eldre enn LIA. En elv kan ikke erodere i en morene som enda ikke er avsatt. Med andre ord må det ha rent vann der mellom sedimentasjonen (1965 i følge denne studiens resultater) og gjennomføringen av feltarbeidet. Ser vi dette i lys av resultatene til Lie et al. (2004) er det tydelige motsigelser som krever videre studier for å finne gode valide resultater.

6.3 Metodikk

En stor utfordring ved å gjøre feltarbeid i alpine områder langt fra infrastruktur er gjennomføringen av et pålitelig feltarbeid. Ved å ha begrensede økonomiske- og tidsressurser vil dette føre til visse utfordringer. Deler av disse utfordringene, som mulige feilkilder og praktisk gjennomføring har blitt diskutert tidligere. I det følgende vil jeg diskutere metodiske svakheter og mulige forklaringer og forbedringer av den metodiske gjennomføringen.

6.3.1 Lichenometri

Den første observasjonen som vakte oppmerksomhet ved målingen av kartlav var størrelsen på karlavet. Dette førte igjen til en datering som ved hjelp av Matthews (2005) dateringskurve tilsier en alder fra 1950-1980. Matthews (2005) undersøkte breer relativt nært geografisk (Svartdalsbreen) og fant da at den yngste morenen var fra 1940, mens den største morenen fra LIA var fra 1790-1823. Majoriteten av morenene fra Matthews sitt studie er datert mellom 1800-1930. Altså betydelig eldre enn denne studiens resultater.

I lys av Matthews(2005) sine funn er det naturlig å stille spørsmålstegn ved resultatene av denne studien. Det kan være flere plausible forklaringer på størrelsen til kartlavet.
Den enkleste forklaringen er at resultatene er troverdige og grunnet klimatiske forhold har lille istids maksimum truffet senere ved Høgdebrotet enn ved de mer lavtliggende breene Matthews (2005) undersøker, der ingen av breene har vist en slik respons. Det er ingen av breene i Matthews (2005) sin studie som har tilsvarende høyde over havet og aspekt som det denne studiens breer har. Enkelte av Matthews breer har opphav fra opp mot 2200 meter over havet, men disse strekker seg helt ned til 1500-1600 meter over havet. Det er med andre ord snakk om både større og lavere liggende breer. Det gjør at breene både får en annen responstid på klimatiske endringer og at breene har andre klimatiske forhold. Begge disse faktorene kan være med på å forklare hvorfor breene har hatt sitt maksimum senere enn de øvrige breene i Jotunheimen. Lilleøren et al. (2012) kalkulerte årlig gjennomsnittstemperatur gjennom hele Holocene og fant i sin studie at siste glasiale fremrykk under LIA kom rundt 1910 både i Nord- og Sør-Norge. Studerer vi kart fra området finner vi at kart fra 1958 viser at Steinflybrean streker seg ned til 1890 m.o.h. Som er samme høyde vi i dag finner endemorenen datert til 1965 (se fig 6.4) (Kartverket, 1958). Disse kartene er gamle og kan derfor ikke sees på som absolutt, men disse kartene styrker hypotesen om at Steinflybrean kan

ha trukket seg tilbake så sent som på midten av 1900-tallet. Dette er 20 høydemeter lavere enn vi i dag finner randsonen til Steinflybrean (Andreassen et al., 2012).

Fig. 6.6: Viser kart over Steinflybrean fra 1958 (Kartverket, 1958)

På tross av disse argumentene er det lite trolig at disse breene har en betydelig senere deglasiasjon enn de øvrige undersøkte breene i Jotunheimen. Forklaringen på kartlavets størrelse kan da ligge i vekstforholdene på lokaliteten. Vekstforholdene blir primært styrt av faktorene lys, fuktighet, temperatur og næringstilførsel. Steinflybrean har en nedre randsone på 1912 m.o.h. og Bukkuhåmmårbreen har en nedre randsone på 1824 m.o.h. (Andreassen et al., 2012). Alle disse faktorene er påvirket av høyden over havet. Dersom snødekket gjennom sommerhalvåret er av en slik tykkelse at det hindrer lys å trenge gjennom til lavet kan dette føre til at kartlavet dør. Kartlavets vekstrate er robuste for temperaturendringer innenfor 0-15 grader (Eirkstad & Sollid J. L., 1986). Gjennomsnittstemperaturen i ablasjonssesongen er 0.6°C (Lie et al., 2004) Dermed er det kun små klimatiskeendringer som skal til før terskelen på 0°C er nådd og vekstforholdene til kartlavet forverres. Klimamodeller laget av metrologisk institutt (Yr, 2017) viser at klimaet gjennomsnittlig gjennom 1900-tallet har vært stabilt frem til om lag 1980 da en oppvarming begynte. Ser man nærmere på dataene finner man at enkelt år gjennom denne perioden har vært langt kaldere. Dette kan ha ført til flere negative scenarioer for vekstforholdene til kartlavet. Gjennomsnittstemperaturen under

enkelte ablasjonssesonger kan ha blitt opp mot 8 grader kaldere en gjennomsnittet og på den måten betydelig ha forverret vekstforholdene. Med en slik gjennomsnittstemperatur vil også dagene med snøsmelting ha blitt betydelig redusert. Tatt for gitt at breens randsone ligger lenger ned i landskapet en den gjør i dag, vil søkket mellom brefronten og endemorenen være et naturlig sted for snø og akkumuleres. Under feltarbeidet var det betydelige mengder snø ved breens randsone, selv om feltarbeidet ble utført i slutten av ablasjonssesongen. Det samme kan man se fra bildene fra norgeibilder.no der man ser store mengder snø i forkant av breen. Disse bildene er tatt henholdsvis i slutten av september (2010) og slutten av august(2007). Når vi under dagens forhold finner store mengder snø i landformen er det troverdig at det gjennom de kaldeste årene gjennom 1900-tallet kan ha ligget betydelige mengder snø i denne landformen som igjen kan ha ført til uheldige vekstforhold eller at individene dør.

Dersom vi ser på sidemorene (se fig. 6.7), ser vi at denne ligger lavt i terrenget. Den har

Fig. 6.7: Viser sidemorene ved Steinflybrean (Tengesdal, 2017)

breen på den ene siden, mens den har en snøfonn på andre. På de laveste punktene er den under 1 meter over breen. Ser vi på målingene fra denne morenen finner vi at lavet blir

mindre og mindre jo høyere opp vi kommer på sidemorenen. En forklaring på dette kan være at lavet med jevne mellomrom har blitt begravd gjennom hele sommeren og på den måten enten død eller fått en betydelig kortere vekstsesong. Dette viser tydelig problematikken ved vekstrater under de gjeldene forholdene.

Lilleøren et al. (2012) kalkulerte årlig gjennomsnittstemperatur gjennom hele Holocene og fant i sin studie at siste glasiale fremrykk under LIA kom rundt 1910 både i Nord- og Sør-Norge. I lys av dette er det antagelig mer nærliggende at breene i dette studieområdet har hatt en lignende deglasiasjon, men at vekstforholdene til studieområdet har vært ulikt.

Når vi nå har hatt en grundig gjennomgang av alle de mulige feilkildene til lichenometri (se kap. 4) og de mulige feilkildene ved bruk av lichenometri i det aktuelle området (avsnittet over), er det naturlig å stille spørsmålet om lichenometri er en egnet metode i høyalpine strøk der en ikke har en gjeldende etablert dateringskurve? Det kan være fristende å trekke konklusjonen at de resultatene man får av de gjeldende dataene i større grad vil være sluttet på en subjektiv induktiv framgangsmåte, som svært lett vil la seg angripe fra et vitenskapelig metodisk standpunkt. Matthews (2005) operer med 5 års feilmargin på sin dateringskurve. Det å adoptere den feilmarginen til denne studien vil i beste fall være lettvint.

6.3.2 Schmidthammer

Under avsnittet 4.2.2 er det diskutert mulige feilkilder ved bruk av schmidthammer, her vil jeg diskutere hvor egnet en slik metode er ved en undersøkelse med rammebetingelser tilsvarende det vi har på denne studien.

Schmidthammer har vært gjenstand for kritikk både til sitt egentlige formål, test av betong og til bruk som dateringsverktøy (Brencich et al., 2013). Under denne studien har ikke alle faktorer vært til stede for å få til en ideell datering ved bruk av Schmidthammer. Til det hadde vi (1) en eldre utgave av hammeren der målingene måtte utføres manuelt. Dette gjorde at feltarbeidet tok lenger tid og at det derfor ikke var mulig å samle inn så mange R-verdier som andre studier med gode resultater har gjennomført. (2) Vi hadde ingen mulighet til å etablere eller bruke en kalibreringskurve. Dermed ble det kun mulig å bruke schmidthammeren som et middel til relativ datering og et supplement til lichenomterien.

Under feltarbeidet var resultatene fra schmidthammeren svært sprikende. Innenfor samme morene kunne resultatene variere med over 20 R-verdier. Selv om vi under feltarbeidet alltid forsøkte å gjøre forutsetningene så like som mulig i henhold til overflatestruktur, litologi, vegetasjon og fukt, var vår erfaring at strukturen til overflaten spilte en for stor rolle på R-verdiene til at vi kunne ha tillit til schmidthammeren. Selv om valget av bergart var konsekvent og vi alltid forsøkte å ha så lik struktur som mulig, var det tydelig at jo mer polert overflaten var desto høyere ble R-verdien. Ved det antallet målinger vi utførte ble det umulig å ha en helt lik overflate for hver måling. Slike ideelle scenarioer finner man ikke i naturen. Dette selv om anerkjente studier ofte har langt flere målinger av R-verdier. Når da de største ytterpunktene i R-verdier ble funnet på overflater med mye og lite struktur førte dette med seg en skepsis til bruken av schmidthammer og i hvilken grad den er egnet til bruk i feltarbeid. Etablerte studier har brukt opp mot 9000 målinger (Matthews & Owen, 2009). Argumentasjonen er da at ved hjelp av et stort datamateriale vil man, på tross av varierende resultat, få statistisk gode resultater. Etter mitt skjønn må det store antallet av data medføre stor variasjon i struktur på underlaget. Etter vår erfaring vil det under naturlige forutsetninger være umulig å være konsekvent nok i valget av lokaliteter å utføre målingene på til at man kan få gode resultater. Dette gjør at jeg stiller meg kritisk til bruken av schmidthammer som dateringsverktøy. Man kommer likevel ikke utenom at Matthews og Owens (2009), sammen med andre etablerte studier, har fått gode statistiske resultater ved hjelp av hammeren, på tross av sprikende R-verdier og stort datagrunnlag. Det er en mulighet for at dersom vi under feltarbeidet hadde hatt et nyere verktøy og på den måten fått gjennomført et større antall målinger, at vi da kunne ha fått et annet inntrykk. Men under de gjeldende forholdene og med de resultatene vi fikk vil ikke denne oppgaven legge videre vekt på resultatene fra schmidthammeren, på tross av at de konfirmerer resultatene fra lichenometrien.

7 Konklusjon

På bakgrunn av de observasjonene og dataene som er samlet inn under feltarbeidet kan vi konkludere med at breen har vært erosiv under deler av Holocene. Endemorenene ble ved hjelp av lichenometri datert til å være fra 1965 (Steinfybrean) og 1959 (Bukkuhåmmårbreen). Selv om Steinflybrean gjennom Holocene har utført et lite geomorfologisk arbeid kan denne erosjonsraten være nok til å danne den landformen breen i dag ligger i. Rundhetsgraden til sedimentene er delvis kantet til delvis avrundet, noe som tyder på at de har blitt modifiserte. Rundhetsgraden er lik den man ofte finner ved aktivt transportert materialet, men kan også stamme fra frostforvitring eller ha blitt modifisert ved utsmelting. Det er ut i fra topografi og visuelle observasjoner godt grunnlag til å si at breen i dag har en betydelig sediment input fra skråningsprosesser rundt breen.

Det ble ikke observert spor etter basalglidning under dagens forhold ved breen, selv om enkelte faktorer kan peke i retning av at det har vært varm eller polytermal is ved breene gjennom Holocene. Det ble observert uforholdsmessig store endemorener i forkant av breene, noe som ble tolket til å være iskjernemorener. Disse har ved hjelp av lichenometri blitt datert til 1965 og 1959. Opprettholdelsen av disse tyder på at sedimentene ble deponert på permafrost og har ligget over permafrostgrensen siden. Ut i fra observasjonene gjort under feltarbeid og sammenligning med relevante studier er det grunn til å tro at breene har ligget over permafrostgrensen gjennom hele Holocene (Lilleøren et al.,2012; Lie et al., 2004). Dette forsterker også hypotesen: at breen har vært kald eller polythermal gjennom store deler av Holocene.

7.1 videre arbeid

For å få ytterligere svar angående opphavet til sedimentene er det enkelte metoder man kan ta i bruk som vil være interessant ved videre studie av breene. Ved å måle partikkelstørrelser ved endemorene vil man kunne si mer om hvordan sedimentene har blitt fraktet dit vi finner de i dag da ulike transportformer fører til ulik størrelse. Dette vil igjen gi nye svar på breens temperaturregimet. Dette vil også være interessant å gjøre ved den diskuterte ”flutingen” for å få bedre forståelse av prosessene som har dannet denne.

Det vil også være interessant å finne grundigere svar på samspillet mellom basalerosjon og

skråningsaktivitet. Hvor stor del av morenematerialet som stammer fra skråningsaktivitet er foreløpig ukjent. Ved hjelp av kosmogen datering vil dette være mulig å finne svar på.

Et interessant tema som så vidt har blitt diskutert i denne studien er kald is sin evne til å bevare landskap kontra å forme det. Det er paradokser i fremstillingen av kald is sin bevaring i landskapet som i denne studien har blitt tydelig, da gjeldende teori presenterer at morene materialet i enden av botnbreer i det alpine landskapet har blitt fjernet under glasiasjon. Likevel har blokkmarken i det samme området bestått. Dermed er det grund til å stille spørsmål ved bevaringsevnen til kald is. På samme vis har Steinflybrean laget distinkte landformer som ofte i dag blir forbunnet med basalglidning. De fluting lignende landformene i breens brerandsone står etter denne studien uten en god forklaring. Det er nærliggende å tro at disse også er formet under kald is. For å få svar på disse spørsmålene er en bedre forståelse av kald is sin evne til å forme og bevare landskapet nødvendig.

Det ble tidlig under studiet klart at det var behov for en utbedring og kalibrering av metode ved studier på høytliggende breer langt fra infrastruktur. Valget falt på lichenometri og schmidthammer, da disse er enkle å frakte ut i felt og lite ressurskrevende. Bruken av lichenometri under slike alpine forhold er blitt diskutert under denne oppgaven og vi ser behovet for en utbedring og redegjørelse for bruken av lichenometri når MAT når et vist nivå.

8 litteraturliste

(u.d.).
Andreassen, L. M., Windsvold, S. H., Paul, F., & Hausberg, J. E. (2012). *Inventory of Norwegian glaciers.* Oslo: Norwegian water resource and Energry Directorate.

Aniya, M. (1974). Model for cirque morphology. *Geographical review of Japan* , ss. 776-783.

Armstrong, R. (2004, September). Lichens, Lichenometry and Glonal Warming. *Microbiologist* , ss. 32-35.

Ballantyne, C. K. (2002). A general model of paraglacial landscape response . *The Holocene* , ss. 371-376.

Benn, D. I., & Ballantyne, K. C. (1994). Reconstructing the transport history of glacigenic sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. *Sedimentary Geology* , ss. 215-227.

Benn, D. I., & Evans, D. J. (2010). *Glacier &Glaciation.* Oxon: Hodder Eduacation.

Bennett, M. R., Huddart, D., Glasser, N. F., & Hambrey, M. J. (2000, Oktober). Resedimentation of debris on an ice-cored lateral moarine in the high-Artic (Kongsvegen, Svalbard. *Geomorphology* (35), ss. 21-40.

Blikra, L. H., & Nemec, W. (1998). Postglacial colluvium in western Norway: Depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology* (45), ss. 909-959.

Boulton, G. S. (1978, Desember). Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology* , ss. 773-799.

Brencich, A., Cassini , G., Pera, D., & Riotto, G. (2013). Calibation and reliability of the Rebound (Schmidt) Hammer Test. *Civil Engineering and Architecture* (1), ss. 66-78.

Carr, S. J. (2004). Micro-Scale features and strucyures . I D. J. Evans, *A practical guide to the study og glacial sediments.* London: Arnold.

Coates, D. R. (1974). *Glacial GEomorphology. Proceedings of the Fifth Annual Geomorphology Symposia.* London: Geroge Allen &Unwin.

Davis, M. C., Hamza, O., & Harris, C. (2001, Mars). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuties . *Permafros an Periglacial Processes* , ss. 137-144.
Egholm, D. L., Andersen, J. L., Knudsen, M. F., Jansen, J. D., & Nielsen, S. B. (2015). The periglacial engine og mountain erosion - part 2: Modelling large-scale landscape evolution. *Earth Surface Dynamics* , ss. 463 -482.

Eirkstad, L., & Sollid J. L. (1986). Neoglaciation in South Norway using lichenomteric methods. *Norsk geografisk tidsskrift* (40), ss. 85-90.

Etzelmüller, B., Berthling, I., & Sollid, J. L. (2003). Aspects and concepts on the geomorphological significans of Holocene permafrost in southern Norway. *Geomorphology* , ss. 87-104.

Fountain, A. G., & Walder, J. S. (1998). *Water flow through temperate glaciers.* Oregon: Review of Geophysics.

Harris, C., Arneson, L. U., Christiansen, H. H., Etzekmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., et al. (2009). Permafrost and climate in Europa: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Review* (92), ss. 117-171.

Humlum, O. (1978, Juni 1). Genesis of layered latteral moraines: Implications of paleoclimatology and lichenometry. *Danish Journal of geography* , ss. 65-72.

Innes, J. L. (1984, Mai). The optimal size in Lichenometric studies . *Arctic and Alpine Research* (16), ss. 519-524.

Metreologisk institut. (2017). *Været som var; Jotunheimen Lom.* Hentet April 12, 2017 fra https://www.yr.no/sted/Norge/Oppland/Lom/Jotunheimen/klima.html

Isaksen, K., Holmlund, P., Sollid, J. L., & Harris , C. (2001, Mars). Three Alpine-permafrost boreholes i Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and periglacial prosesses* (12), ss. 13-25.

Knudsen , M. F., Egholm, D. L., Jacobsen, B. H., Larsen, N. K., Jansen, J. D., Andersen, J. L., et al. (2015, Oktober). A multi-nuclide aproach to constrain landscape evolution and past erosion rates in previously glaciated terrains. *Quaternary Geochronology* , ss. 100-113.

Lie , Ø., Dahl, S. O., Nesje, A., Matthews, J. A., & Sandvold, S. (2004). Holocene fluctations of a ploythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway. *Quaternary Science Reviews* (23), ss. 1925-1945.

Lilleøren, K. S., & Etzelmüller, B. (2011, September 2). A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in Norway. *Geografiska annaler* , ss. 175-191.

Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K., & Humlum, O. (2012, Mai). The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change* , ss. 209-223.

Lukas, S., NIcholson, L. I., Ross, F. H., & Humlum, O. (2011, mars 04). Formation, Meltout Processes and landscape Alteration of High-Arctic Ice-Cored Moraines-Examples From Nordenskiold Land, Central Spitsbergen. *Polar Geography* , ss. 157-187.

Matthews , J. A., & Wilson, P. (2015, Juni 2). Improved Schmidt-hammer exposure ages for active and relict pronival ramparts in southern Norway, and their palaeoenvironmental implications. *Geomorphology* , ss. 7-12.

Matthews, J. A. (2005, Januar 1). "Litttle Ice Age" glacier variations in Jotunheimen, southern Norway: A study in regionally controlled lichenometric dating of recessional moraines with implications for climate and lichens growth rates. . *The Holocene* (15), ss. 1-19.

Matthews, J. A., & Owen, G. (2009). Schimdt hammer exposure-age dating: Developing linear age-calbration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen - Jostedalsbreen regions of southern Norway. *Boreas* (39), ss. 105-115.

Matthews, J. a., Owen, G., Winkler, S., Vater, A. E., Wilson, P., Mourne, R. W., et al. (2016). A Rock-surface microweathering index from schimdt hammer R-values and it´s preliminary application to some common rock types in southern Norway. *Catena* (143), ss. 35-44.

McCarroll, D., Shakesby, R. A., & Matthews , J. A. (2001). Enchanced rocfall activity during litle ice age: furhter Lichenomteric evidence from a Norwegian tallus. *Permafrost and perriglacial processes.* (12), ss. 157-164.

Nesje, A. (1995). *Brelære.* Kristiansand: Høyskoleforlaget.

Nesje , A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008, Januar). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary change* (60), ss. 10-27.

Powers, M. C. (1953, Juni). A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology* (23), ss. 117-119.

Ramberg, I. B., Bryhni, I., & Nøttvedt, A. (2013). *Landet Blir til Norges Geologi.* Trondheim: Norges Geologiske Forening.

Richardson , C., & Holmlund, P. (1996). Glacial Cirque Formation in Northern Scandinavia. *Annals of Glaciology* (22), ss. 102-106.

Rinterknecht, V., Jomelli, V., Brunstein, D., Favier, V., Masson-Delmotte, V., Bourlés , D., et al. (2014). Unstable ice stream in greenland during the Younger Dryas cold event. *Geology* (42), ss. 759-762.

Sear, D. A., & Newson, M. (2009). *Fluvial geomorphology: Its basis and methods in Guidebook of applied fluvial geomorphology.* London: Thomas Telford.

Sejrup, H. P., Larsen, E., Landvik, J., King, E. L., Haflidason, H., & Nesje, A. (2000, Mars). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science reviews* (19), ss. 667-685.

Shakesby, R. A., Matthews, J. A., & Owen, G. (2006, November). The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and it´s potential for calibrated dating in Holocene glaciated enviroments. *Quaternary Science Reviews* (21-22), ss. 2846-2867.

Shakesby, R. A., Matthews, J. A., Karlen, W., & Los, S. O. (2011, februar 28). The Schmidt hammer as a Holocene calibrated-age dating technique: Testing the form of the R-value-age relationship and defining the predicted-age errors. *The Holocene* (21), ss. 614-628.

Støren, E. N., Dahl, S. O., & Lie , Ø. (2008, mai 18). Separation of Late-Holocene episodic paraglasial events and glaicer fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene* , ss. 1179-1191.

Steen Hansen, E. (2008, April). The applications of lichenometry in dating glacier deposits. *Geografisk tidsskrift - Danish Journal of Geography* (108), ss. 143-145.

Sulebak, J. R. (2007). *Landformer og prosesser.* Bergen: Fagbokforlaget.

Wannebo, S. (2012). *Masteroppgave Geografisk insitutt.* Trondheim: Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Univsersitet.

Ødegård, R. S., Nesje, A., Isaksen, K., Eiken, L. M., Schwikowski, T., & Ugliette, M. (2017). Climate change threatens archaeologically significant ice patches: insights into their age, internal structure, mass balance and climate sensitivity. *Crypsåhere* (11), ss. 17-32.

Østrem, G. (1964). Ice-cored moraines in Scandinavia. *Geografiska annaler* (46), ss. 282-337.

Østrem , K., Selvig, K. D., & Tandberg, K. (1988). *Atlas over breer i Sør-Norge Vo. 61.* Oslo: Avdelingen.