

Lars Løkeland Slåke

En studie om opphavet til landformer ved den kalde ismassen Storbreen

Masteroppgave i geografi

Trondheim, Høst 2015

Veileder: Ivar Berthling

Norges teknisk – naturvitenskaplige universitet

Fakultet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk Institutt



NTNU – Trondheim
Norwegian University of
Science and Technology

Abstract

This thesis considers the development of landforms observed in front of the icemass Storbreen on the Dovre plateau. Storbreen is located on permafrost, consist of cold ice, and have zero surface velocity. Still the forms resemble glacier striae, flutings and chatter marks which require sliding at the glacier – bed interface and materials in the ice to abrade and deposit. This raises the question of the origin of these forms, are they actively created below Storbreen today or are they relict? And if they are relict then how were they created? The thesis does especially focus on the possibility of a subglacial origin, and what subglacial conditions would be required to glacially create the forms observed. Through field observations and investigations of relevant theory the thesis concludes that it's likely the landforms were created below a polythermal glacier and that Storbreen is not actively contributing to landform development today.

Forord

Jeg har alltid hatt interesse for natur og landskap, derfor valgte jeg å studere naturgeografi. Gjennom geografistudiet har jeg fått være med på feltarbeid gjennom prosjektet «Snow Patch Archeology Research Cooperation» (SPARC), og har derfor utviklet interesser for isfonner, isbreer og arkeologi, noe som ledet til denne studien. Det har vært mange interessante diskusjoner, flotte naturopplevelser, kalde naturopplevelser og tunge sekker gjennom arbeidet i SPARC, men det jeg husker aller best er menneskene jeg har fått jobbe med og vært så heldig å blitt kjent med gjennom prosjektet.

Jeg vil spesielt takke veilederen min, Ivar Berthling, som har hjulpet meg gjennom diskusjoner, veiledning, faglig påfyll, motivasjon og inspirasjon. Dessuten vil jeg takke både Ivar og Geir Vatne for undervisning i naturgeografi gjennom flere år på NTNU. Jeg valgte naturgeografien ut av interesse, og dere tok vare på interessen og fikk den til å vokse.

Jeg vil dessuten takke studiekamerater Kjetil Haukvik, Åsmund Ertshus Mathisen og Kenneth Thomsen Rudolfsen for interessante diskusjoner og en god studietid. Jeg vil også takke Johannes Ryland Flesjø og Vegard Slåen Sæther for bidrag med feltarbeid.

Jeg vil takke samboeren min Cecilie Pedersen for motivasjon, støtte og korrekturlesing av oppgaven og familien som har vært der for meg gjennom hele studiet.

Innholdsfortegnelse

1	Innledning og bakgrunn for oppgaven	1
1.1	Problemstilling og forskningsspørsmål	3
1.2	Oppgavens struktur	3
2	Områdebeskrivelse	5
2.1	Topografi	5
2.2	Berggrunn	7
2.3	Løsmasser	9
2.4	Storbrens oppbygning	10
2.5	Storbrenns fysiske historie	12
2.5.1	Breutbredelse	12
2.5.2	Permafrost	15
3	Teori	17
3.1	Snøfonn, isfonn eller isbre	17
3.2	Is og snøfonner	18
3.2.1	Isfonn	18
3.2.2	Snøfonn	18
3.2.3	Pronival rampart	19
3.3	Glacial dannelse av landformer	19
3.4	Tempererte, polytermale og kalde breer	20
3.5	Forhold ved bresålen	21
3.5.1	Overflatetemperatur	21
3.5.2	Energitransport	22
3.5.3	Geo- og friksjonsvarme	23
3.5.4	Trykksmeltepunkt	23
3.5.5	Temperatur og deformasjon	24
3.6	Brens bevegelse langs underlaget	24

3.6.1	Glidning.....	24
3.6.2	Regelasjon og forsterket kryp	25
3.6.3	Subglasialt vann	25
3.6.4	Breens underlag.....	25
3.7	Former som kan dannes av is	25
3.7.1	Skuringsstriper	26
3.7.2	Flutings.....	26
3.7.3	Sigdbrudd	26
3.7.4	Pushblokker.....	27
3.7.5	Morener	27
3.8	Sedimenter i is	27
3.9	Kald is, preservering og landskapsdanning	29
3.9.1	Kalde preserverende forhold	29
3.10	Teori om kald glasial forming av landskapet	29
3.10.1	Vannfilm.....	29
3.10.2	Permafrost	30
3.11	Observasjoner av kald is som endrer underlaget	30
3.12	Issprekker.....	33
4	Metode.....	35
4.1	Begrunnelse for valg av metode	35
4.1.1	Kvantitativ observasjon som metode for å undersøke landformer.....	35
4.1.2	Kornfordelingsanalyser	36
4.1.3	Feilkilder for datainnsamling og metodevalg.....	38
4.1.4	Temperatur og Stakemålinger	39
5	Resultater.....	41
5.1	Observasjoner av landformer.....	41
5.1.1	Skrapemerker	43

5.1.2	Skuringsstriper	43
5.1.3	Fluting	45
5.1.4	Sigdbrudd	46
5.1.5	Mulig Pushblokk	47
5.1.6	Morene	48
5.1.7	Lineære former avhengig av underlag.....	49
5.1.8	Gjenfinning av observasjoner fra 2014	50
5.2	Issprekker.....	51
5.3	Isbåret materiale i utsmelting	51
5.4	Kornfordelingsanalyser	52
6	Diskusjon	55
6.1	Kornfordelingsanalyse.....	55
6.2	Glacial dannelse av skuringsstriper, flutingsen og sigdbrudd ved Storbreen	55
6.2.1	Basal glidning.....	56
6.2.2	Formdannelse under tempererte, polytermale eller kalde subglasiale forhold...	57
6.2.3	Tilførsel av materiale	59
6.3	Hva kan teori om formene fortelle om de subglasiale forholdene	60
6.4	Fordelingen av skuringsstriper, sigdbrudd og flutingen i landskapet.....	60
6.5	Polytermale forhold og andre observasjoner	61
6.5.1	Kan de andre observasjonene avkrefte en glacial polytermal dannelse?	61
6.6	Oppsummering av diskusjon	66
7	Svakheter og feilkilder	67
8	Konklusjon.....	69
9	Hva kunne vært gjort annerledes og mulig videre arbeid	71

Bilde-, figur- og kartliste

Bildeliste

Bilde 1-1: Snø og isfonner i høyfjellslandskapet på Dovre.....	1
Bilde 1-2: Pilskaft funnet av forfatteren ved Storbrean september 2014.	2
Bilde 2-1: Forskjell mellom det løse området bestående av øyegneis og diverse gneiser, uinndelt til venstre og det faste området med granat- og hornblendeførende kalkholdig glimmerskifer høyre.	8
Bilde 2-2: Lagdeling i Storbrean.	10
Bilde 2-3: Georadarprofil som viser toppen av Storbrean til venstre og bunnen til høyre (Slåke, 2013).	11
Bilde 2-4: Posisjon for Snøhetta (blått), Snøheim (gult), Fisktjønna (grønt) og Storbrean (rødt), Fisktjønna og Snøheimvannet hvor prøvene ble tatt er 4 og 8 km unna Storbrean. Bildet er hentet fra (senorge.no, 2015).	12
Bilde 3-1: Skrapemerker ved Smørbotn (Shakesby, et al., 1999).	18
Bilde 3-2: Blokker som er dyttet ned i underlaget ved Smørbotn (Shakesby, et al., 1999).	19
Bilde 5-1: Skrapemerker ved Storbrean.	43
Bilde 5-2: Skuringsstriper ved Storbrean.	44
Bilde 5-3: Fluting ved Storbrean.	45
Bilde 5-4: Sigdbrudd ved Storbrean.	46
Bilde 5-5: Mulig pushblokk ved Storbrean.	47
Bilde 5-6: Morenelignende form ved Storbrean.	48
Bilde 5-7: Linære former avhengig av underlag.	49
Bilde 5-8: Eksempler på former observert i 2014 som ikke ble gjenfunnet i 2015.	50
Bilde 5-9: Viser sprekk på Storbrean. Pila viser vanndrenering og ismassens helning.	51
Bilde 5-10: Materiale i Storbreans front, den røde linja viser iskanten.	52
Bilde 5-11: Lokalitet for kornprøver.	52
Bilde 5-12: Bildet til venstre viser ball dannet av leire, bildet til høyre viser at den ikke lar seg klemmes til et bånd.	54
Bilde 6-1: Bilde av skrapemerker fra Smørbotn, Romsdalen (Shakesby, et al., 1999).	62
Bilde 6-2: Skrapemerker ved Storbrean i 2014.	62
Bilde 6-3: Blokk som skyver materiale foran seg (Shakesby, et al., 1999).	63
Bilde 6-4: Skyvende blokk observert ved Storbrean.	64
Bilde 6-5: Løse lineære former.	65

Bilde 6-6: Kanalisert materiale som når avsatt kan danne en lineær form avhengig av underlaget.	65
--	----

Figurliste

Figur 2-1: Breutbredelse på Snøhetta (Nesje, 2011).	13
Figur 2-2: Jostedalsbreens utbredelse de siste 10 000 år (Nesje & Kvamme, 1991).	14
Figur 2-3: Permafrostfordeling etter høyde gjennom holocen ved Juvasshøe (Lilleøren et al., 2012).	16
Figur 3-1: Begynnende dannelse av sigdbrudd hentet fra Gilbert 1905.	27
Figur 3-2: Isbevegelse gjennom en bre (Gilbertson, 1995).	28
Figur 3-3: Oppsett ved isbreen (Echelmeyer & Zhongxiang, 1987).	31
Figur 3-4: Figur som viser glasial lagdeling (Cuffey et al., 2000). 1 tilsvarer den ordinære breisen, 2 laget med rav farge og 3 består av is med et stort innhold av sedimenter.	32
Figur 4-1: Feltbedømmelse av tekstur (Fadnes & Mjaavatten, 2008).	37
Figur 5-1: Kumulativ kornfordeling.	54

Kartliste

Kart 2-1: Storbreen i 2014, flyfoto er hentet fra Norge i bilder gjennom NTNU.	5
Kart 2-2: Viser topografien ved Storbreen, nord er illustrert med pila i bildet. Data er hentet fra Kartverket og Norge Digitalt gjennom NTNU.	6
Kart 2-3: Bergrunn ved Storbreen.	7
Kart 2-4: Kart over løsmassene i området ved Storbreen.	9
Kart 5-1: Kart over observasjoner av glasiale former foran Storbreen 2015.	42
Kart 5-2: Lokalitet for kornprøve.	53

1 Innledning og bakgrunn for oppgaven

I det norske høyfjellet ligger det utallige breer, snø og isfonner. Fenomenene har bidratt til å forme landskapet slik det ser ut i dag, og i flere tilfeller formes landskapet fremdeles. Noen av ismassene har kulturhistorisk verdi, fordi de tidligere var attraktive områder for jakt på rein.



Bilde 1-1: Snø og isfonner i høyfjellslandskapet på Dovre.

Reinsdyr søker mot snø og ismassene for å unngå innsekter (Nesje, Pilo, Finstad, Wangen, Ødegård, Isaksen, Støren, Bakke & Andreassen, 2011). Utfra denne adferden kunne jegerne forutse reinsdyrenes bevegelse til ismassene og bruke det i jakten. Jaktredskaper som ble liggende igjen på isen ble tatt opp i ismassene over tid og på den måten bevart. I nyere tid har en imidlertid hatt temperaturstigning noe som har ført til at verdens ismasser er i generell tilbakegang (Lemke, Ren, Alley, Allison, Carrasco, Flato, Fujii, Kaser, Mote, Thomas, Zhang, 2007). Dette har ført til at jaktredskaper som ble mistet for tusener av år siden blir gjenoppdaget. Storbreen er en av flere lokaliteter på Dovre hvor det er blitt gjort slike funn, det er ved Storbreen blant annet funnet pilskaft med en alder på ca. 5500 år (Callanan, 2013).



Bilde 1-2: Pilskaft funnet av forfatteren ved Storbreen september 2014.

Snø og ismassene er derfor av arkeologisk interesse, og har lagt grunnlag for et forskningssamarbeid mellom disipliner som arkeologi, glasiologi, DNA studier og natur- og kultur forvaltning samlet i prosjektet «Snow Patch Archeology Research Cooperation» (SPARC) (NTNU, 2015). Den glasiologiske forskningen i SPARC utføres av geografisk institutt på Norges Teknisk-Naturvitenskaplige Universitet (NTNU) som forfatteren er en del av.

Storbreen er en kald ismasse som hviler på permafrost. Dette betyr at det er sterke adhesive krefter mellom is og underlag (Benn & Evans, 2010). Allikevel observeres det former som minner om glasiale skuringsstriper, en fluting, og sigdbrudd ved Storbreen, former som ikke umiddelbart kan forklares utfra et teoretisk rammeverk knyttet til forholdene slik de er der i dag. Dette betyr at observasjonene ved Storbreen enten må oppfattes som ukjente med uvisse dannelsesprosesser, eller at de er dannet under andre forhold enn det som er der i dag (for eksempel glasiale). Dersom formene er ukjente kan de ved videre undersøkelser bidra med mer kunnskap om hvordan ismasser former høyfjellet.

1.1 Problemstilling og forskningsspørsmål

Målet med studien er å forsøke å avgjøre om opphavet til formene er glasialt for å bekrefte eller avkrefte om tilgjengelig teori kan brukes til å forklare observasjonene, eller om landformene er ukjente og aktuelle for videre studier.

Problemstillingen for oppgaven er derfor:

- Hva er opphavet til formene ved Storbreen?

Med forskningsspørsmålene:

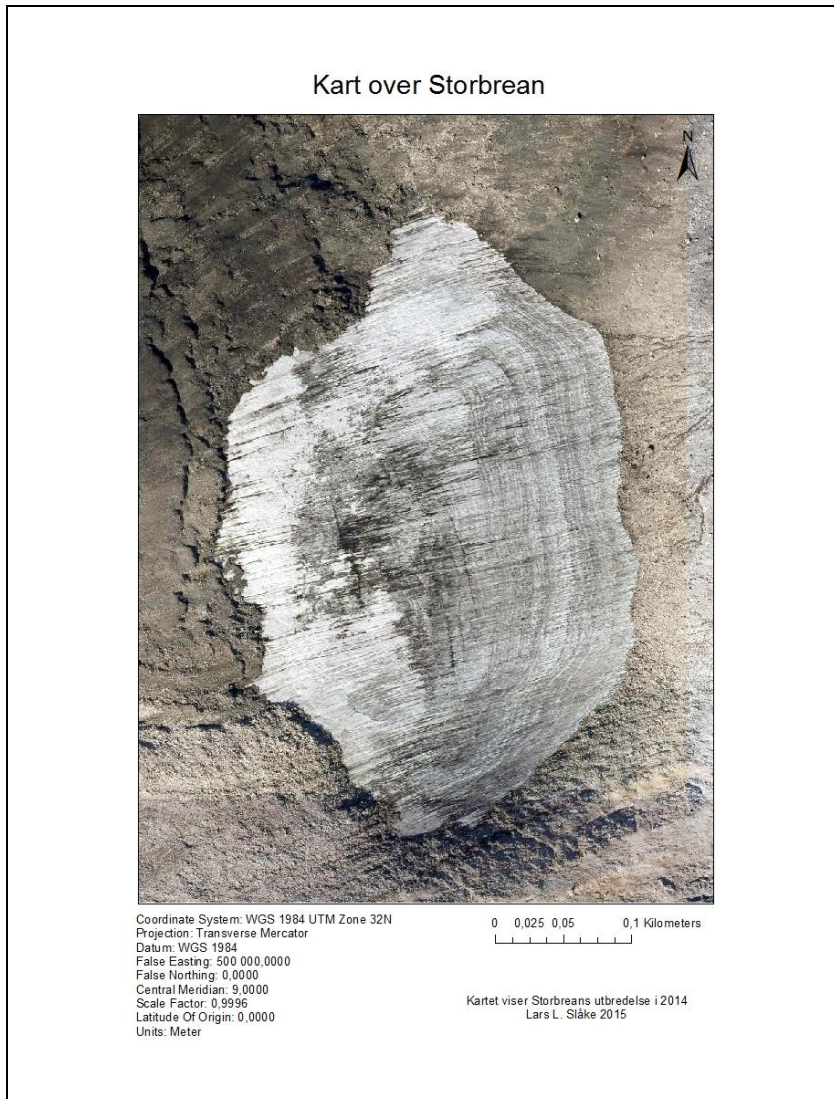
- Kan formene være dannet glasialt, i så tilfelle hvordan?
- Eventuelt er dette former som må kobles til andre fenomener enn breer for eksempel isfonner eller snøfonner og at de derfor ikke kan forklares utfra tilgjengelig teori?

1.2 Oppgavens struktur

Oppgaven innleder med en introduksjon om bruken av Storbreen som jaktområde, arkeologi og landskapsformer. Heretter presenteres områdebeskrivelse og bre- og permafrosthistorie i kapittel 2. I kapittel 3 legges det frem teori om snøfonner, isfonner og breer med spesielt fokus på hvordan en bre under ulike subglasiale forhold kan ha dannet landformene. Deretter presenteres metodene, observasjon av landformer og kornfordelingsprøver samt feilkilder i kapittel 4. Resultatene blir lagt fram i kapittel 5, mens de diskuteres i kapittel 6. Så følger svakheter og feilkilder i kapittel 7, før konklusjonen i kapittel 8. I det siste kapittelet presenteres det hva som kunne vært gjort annerledes og mulig fremtidig arbeid.

2 Områdebeskrivelse

Storbrean ligger på Dovre i Midt-Norge ved lengdegrad: 62.36031 og breddegrad: 9,415093 og er en del av det periglasielle høyfjellslandskapet. Den strekker seg fra cirka 1720 til 1850 meter over havet, er om lag 450 meter fra nord til sør og om lag 300 m fra øst til vest.



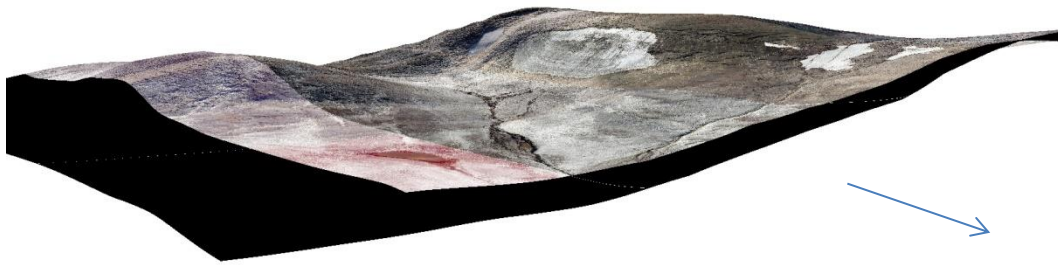
Kart 2-1: Storbrean i 2014, flyfoto er hentet fra Norge i bilder gjennom NTNU.

Dersom en tar utgangspunkt i perioden 1971 – 2000 har Storbrean en gjennomsnittstemperatur på -3 til -4 C°. Nedbør på 1000 – 1500mm i året og en gjennomsnittsnødybde på 2 – 4 meter (senorge, 2015).

2.1 Topografi

Storbrean er retningsorientert mot øst – nordøst og har en gjennomsnittlig helning på ca. 23,5 grader. Den ligger i et søkk på østsida av fjelletet like sør for Namnlauskollen på 1882m. På grunn av orientering er Storbrean lite utsatt for sol, noe som fører til redusert

sommersmelting. Dessuten ligger den i le, noe som fører til at vindbåren snø samler seg der om vinteren.

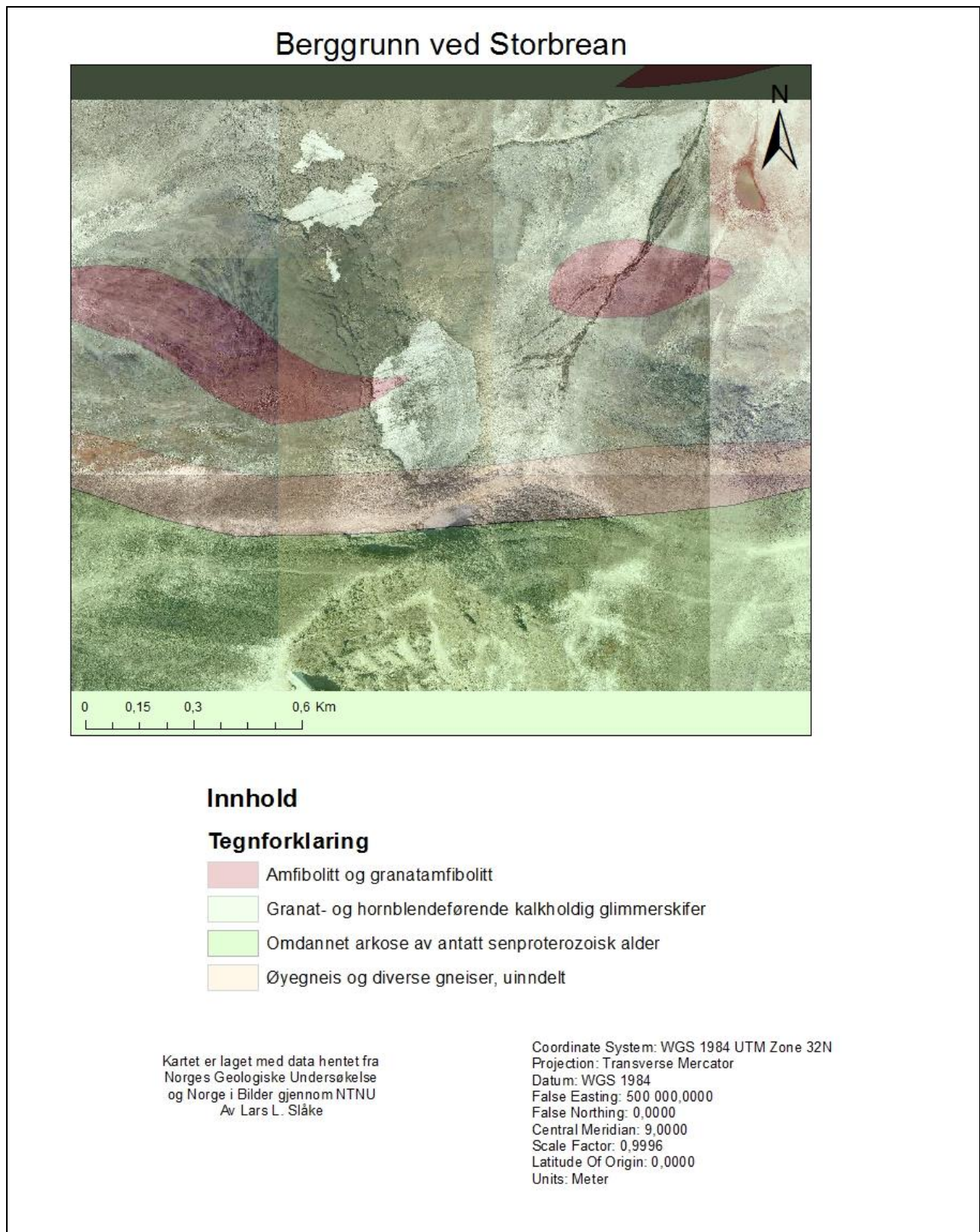


Kart 2-2: Viser topografien ved Storbreen, nord er illustrert med pila i bildet. Data er hentet fra Kartverket og Norge Digitalt gjennom NTNU.

Samlet sett fører dette til et eksistensgrunnlag for en ismasse der Storbreen ligger, selv om det er under likevektslinja på Dovre som er på 2200m (Lie, Dahl, & Nesje, 2003) (Østrem, Dale Selvig, & Tandberg, 1988).

2.2 Bergrunn

Bergrunnen ved Storbreen er variabel, noe som kan observeres i overflaten.



Kart 2-3: Bergrunn ved Storbreen.

Området med granat- og hornblendeførende kalkholdig glimmerskifer er nordvest for Storbreen preget av solifluksjonslober. I lag med området bestående av amfibolitt og granatamfibolitt vest for Storbreen utgjør disse to berggrunnstypene et område med materiale som oppfattes som relativt fast og «matrix supported». Båndet med øyegneis og diverse gneiser, uinndelt oppfattes som løst og «openwork».

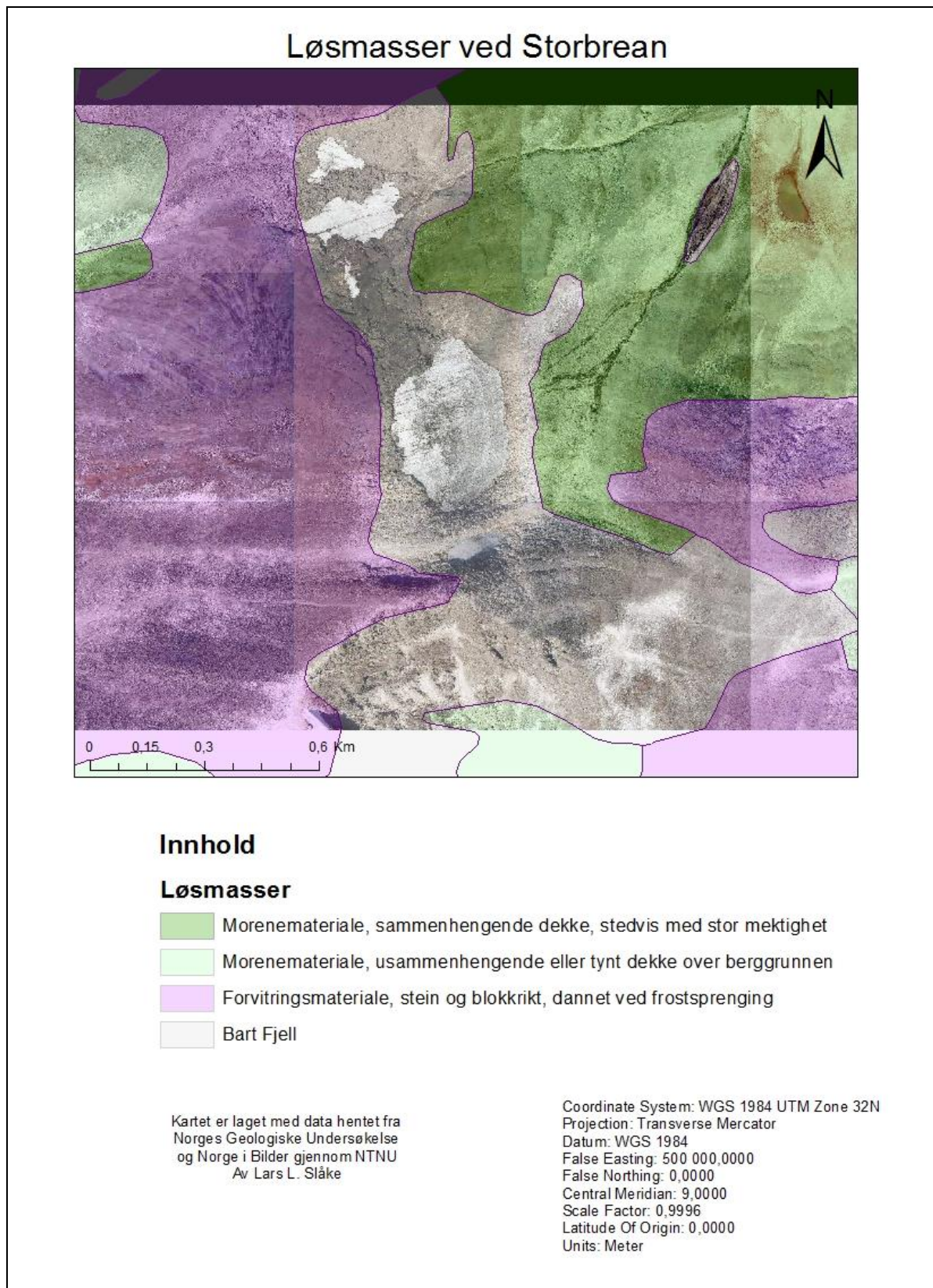


Bilde 2-1: Forskjell mellom det løse området bestående av øyegneis og diverse gneiser, uinndelt til venstre og det faste området med granat- og hornblendeførende kalkholdig glimmerskifer høyre.

Dette fører til at et område som tilsvarer cirka 100 meter i nord- sørretning, i overkant og underkant av Storbrens sørlige del, er preget av mye løsere materiale en de nordlige delene av ismassen.

2.3 Løsmasser

Norges Geologiske Kartlegging (NGU) har kartlagt løsmassene i området ved Storbreen.



Kart 2-4: Kart over løsmassene i området ved Storbreen.

Kartet viser at det vest for Storbreen er forvittringsmateriale og at det øst for ismassene er morenemateriale. Forvittringsmateriale er blokkrikt og defineres av NGU som «blokkhav, oftest i fjellområder». Området er av ukjent alder.

2.4 Storbrens oppbygning

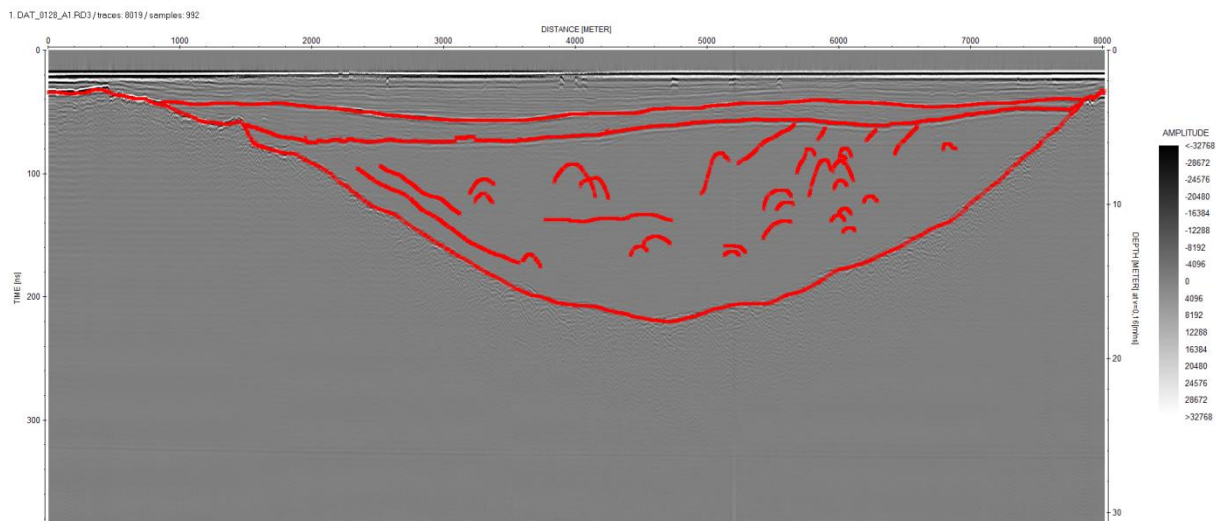
Gjennom målinger med georadar og iskjernepøver utført i SPARC-prosjektet er det slått fast at Storbreen er cirka 15 meter dyp. Den er også målt til å være kald tvers gjennom, og den har ingen eller minimal overflatebevegelse (Vatne, 2015). Ismassene har heller ikke en klassisk brefremtoning med et snødekt akkumulasjonsområde og et ablasjonsområde preget av is.

Storbreen fremstår lagdelt i år med mye smelting (se kart 2-1).



Bilde 2-2: Lagdeling i Storbreen.

Årsaken til lagdelingen antas å være at materiale på Storbrens overflate smelter sammen over flere sesonger og danner definerte bånd med høyt innhold av materiale. Dette synes på georadarprofiler av ismassen fra 2013.



Bilde 2-3: Georadarprofil som viser toppen av Storbreen til venstre og bunnen til høyre (Slåke, 2013).

Øverst i bildet 2-3 vises skille snø – firn og is. I ismassene vises lagdelingen som kan skyldes konsentrerte sedimentbånd og punktrefleksorer som enklest kan tolkes som stein innefrosset i isen (Slåke, 2013).

2.5 Storbrean fysiske historie

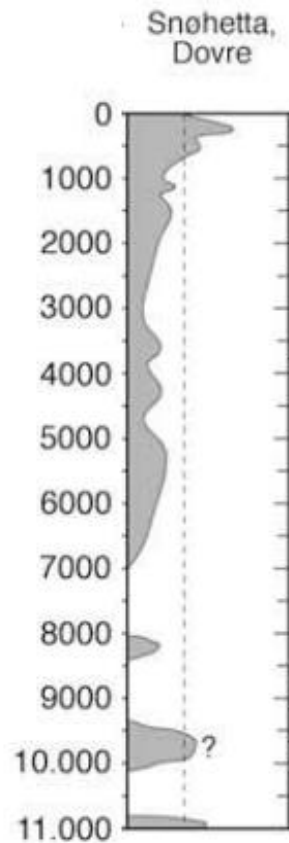
2.5.1 Breutbredelse

Breutbredelsen på Snøhetta er beregnet 11 000 år tilbake i tid ut fra innsjøsedimenter hentet ved Snøheim (1470 moh) og Fiskvatnet (1510 moh), 8 og 4 km sørøst for Storbrean. Utbredelsen er beregnet av Dahl et. al. og publisert av Nesje et. al. 2011. Posisjonen til Fiskvatnet er ikke nevnt i Nesjes artikkel og forfatteren har ikke klart å finne det igjen på kartet. Imidlertid er det spesielt innsjøer som ligger øst for Snøhetta som er undersøkt i artikkelen så det antas det at det er Fisktjønna som er undersøkt.



Bilde 2-4: Posisjon for Snøhetta (blått), Snøheim (gult), Fisktjønna (grønt) og Storbrean (rødt), Fisktjønna og Snøheimvannet hvor prøvene ble tatt er 4 og 8 km unna Storbrean. Bildet er hentet fra (senorge.no, 2015).

Breutbredelsen for Snøhetta fra Nesje 2011 er gjengitt i figur 2-1.



Figur 2-1: Breutbredelse på Snøhetta (Nesje, 2011).

Hvor langt linja går mot høyre tilsvarer breutbredelse mens vertikal akse til venstre er år tilbake i tid. Årsaken til at det er markert et spørsmålstegn ved år 10 000 er at det er usikkert hvor stor breen på Snøhetta var i denne perioden, på grunn av usikkerhet som følge av at innsjøene ligger nær breen (Nesje, 2011).

Figuren viser breutbredelse og gjengir derfor om en har hatt positiv eller negativ massebalanse på Snøhetta. Massebalansen til en bre er et begrep som omtaler i hvilken grad breen vokser eller minker. Balansen er i hovedsak avhengig av akkumulasjon om vinteren og ablasjon om sommeren (Benn & Evans, 2010).

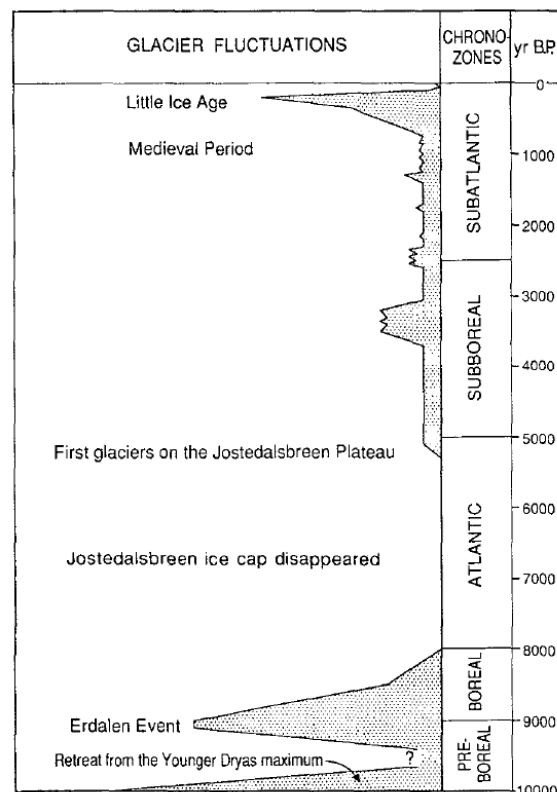
Ut fra figuren er det noen perioder som utpeker seg som spesielt interessante. En har isfrie perioder fra år 11 – 10 000, 9400 – 8400, 8000 – 7000 på Snøhetta og perioder med stor breutbredelse i periodene rundt år 11 000, 10 100 – 9400 og under lille istid (Nesje, 2011).

Storbreen ligger i dag under den glasiere likevektslinja. Den er derfor et eksempel på at ismasser av relativt stor størrelse kan eksistere under likevektslinja på grunn av gunstige topoklimatiske forhold. Det er derfor ikke nødvendigvis en kobling mellom massebalansen på Snøhetta og forholdene ved Storbreen. Allikevel er dette de dataene som etter forfatterens

kunnskap best beskriver historiske breforhold på Dovre i denne høyden. Dette fordi dataene er kontinuerlige langt tilbake i tid og nær Storbreen i rom. De blir derfor brukt i oppgaven.

Det finnes data fra andre lignende snø og ismasser som kan brukes til å forsøke å si noe om forholdene ved Storbreen. I Juvfonna (1850 moh) i Jotunheimen er det for eksempel registrert is som er 6000 år gammel (Vistad, Wold, Daugstad, & Haukeland, 2015). Dette er en fonn som ligger omtrent på samme høyde som det Storbreen gjør i dag, og at det var en isfonna her i denne perioden kan antyde at det samme var tilfelle i områdene der Storbreen ligger i dag (Nesje et al., 2011).

Under holocen varmeotimum var det dårlige forhold for breer i Norge (Jostedalsbreen var for eksempel borte, se figur 2-2 (Nesje & Kvamme, 1991).



Figur 2-2: Jostedalsbreens utbredelse de siste 10 000 år (Nesje & Kvamme, 1991).

Det høyeste punktet som Jostedalsbreen hviler på er 1952 meter over havet og her var det isfritt i perioden fra om lag 8000 – 5200 år siden (Nesje & Kvamme, 1991). Allikevel var det is ved Juvfonna 1850 moh for 6000 år siden (Vistad et al., 2015). Det er nevnt tidligere at ismasser kan eksistere under likevektslinja på grunn av topoklimatiske faktorer (se kap. 3.1). Dette kan ha vært tilfelle for Juvfonna under holocen varmeotimum og det kan dermed heller ikke avskrives for Storbreen i samme periode. Forholdene ved Storbreen i holocen

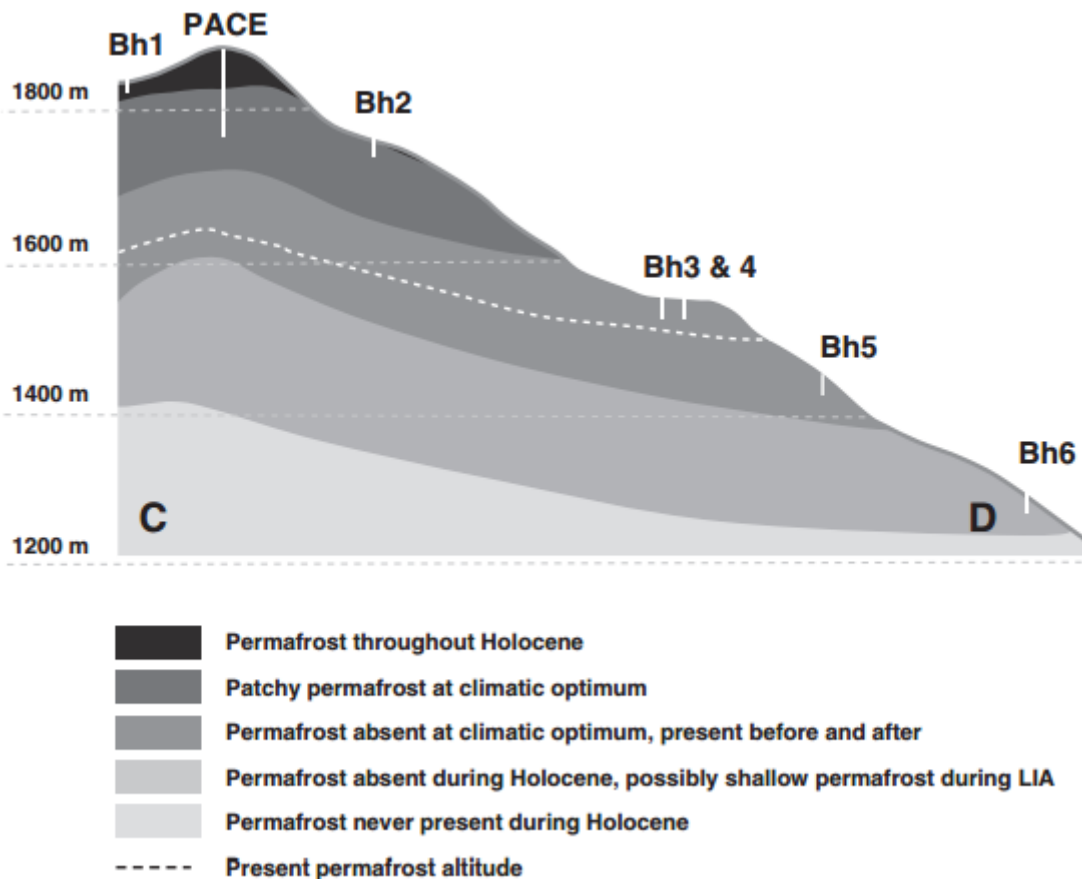
varmeoptimum er derfor usikre. Likevel blir det tatt utgangspunkt i at isen var borte i løpet av deler av perioden på grunn av de reduserte breene på Snøhetta (Nesje, 2011).

Når Storbreen kom tilbake er imidlertid usikkert, men det eldste arkeologiske funnet gjort der på 5500 år indikerer at det da var jaktaktivitet der (Callanan, 2013). Data ved Juvfonna tyder på at arkeologiske funn gjøres fra perioder med varme somre slik at det eneste stedet for reinsdyrene å søke tilflukt fra insekter var på snøfonner (Nesje et al., 2011). Dersom dette stemmer for Storbreen kan det ha vært en is og snømasse der for 5500 år siden, på det tidspunktet da pila blei mistet. Dette er et tidspunkt som passer godt overens med Snøhettas brehistorikk da det var et breframrykk cirka 5500 år før nåtid.

2.5.2 Permafrost

Den nedre grensen for permafrost på Dovre er beregnet til å være på 1300 moh. og 1450 – 1500 moh. i områder med snødekke på 1 – 2 meter (Sollid, Isaksen, Eiken, & Ødegård, 2003). Området som Storbreen hviler på er imidlertid dekket av opptil 15 meter is. Likevel er kombinasjonen med målinger som viser kalde forhold gjennom hele Storbreen (Vatne, 2015) og permafrostgrensen på Dovre tilstrekkelig til å anslå at det i dag er permafrost under ismassen.

I forhold til permafrost historie og interaksjon med ismassene kan Storbreen sammenlignes med målinger gjort ved Juvflye (Bh1) 1861 moh. hvor studier av Lilleøren et. al. 2012 viser at det har vært permafrostforhold gjennom hele holocen. En tilsvarende måling (Bh3) på 1561 moh. ved Juvflye tilsier at det der har vært permafrost i holocen, med unntak under varmemaksimumet for 7800 kalibrerte år siden (Lilleøren, Etzelmüller, Schuler, Gislås, & Humlum, 2012).



Figur 2-3: Permafrostfordeling etter høyde gjennom holocen ved Juvasshøe (Lilleøren et al., 2012).

Dersom forholdene har vært tilsvarende for Storbrean 1720–1850 moh. som ved Juvflye, betyr det at forholdene der antageligvis tilsvarer en mellomting mellom permafrost gjennom hele holocen og oppdelt permafrost i varmeoptimumet. Perioden for 7800 år siden, hvor det ikke var permafrostforhold ved Juvhøye (1561moh.), stemmer overens med perioder der det ikke var breer på Snøhetta og derfor antageligvis ikke is dere Storbrean ligger i dag. Dette betyr at dersom permafrosten tinte i denne perioden ville dette trolig ikke hatt påvirkning på subglasiale eller subnivale forhold siden det antageligvis ikke var is eller snømasser tilstede.

3 Teori

I dette kapitlet vil relevant teori for studien undersøkes. Først presenteres det teori om hva snøfonner, isfonner og breer er i forhold til hverandre og hvorfor de er vanskelige å klassifisere. Deretter forklares det hvilke former og prosesser som er vanlige i miljøer med is- og snøfonner som er relevante for studien. Noen av formene observert ligner glasiiale skuringsstriper, flutings og sigdbrudd, former som ikke kan forklares utfra målingene som er gjort på Storbreen i nyere tid. En stor del av teorien legger derfor grunnlaget for en diskusjon om mulig glasial formdannelse og hvilke subglasiiale forhold som kreves for at formdannende prosesser skal være aktive.

3.1 Snøfonn, isfonn eller isbre

Storbreen er en masse av is og snø, men hvilke opphav den har og hvordan vi definerer den er ikke selvsagt. Skillelinjene mellom hva som er en snøfonn, isfonn og bre er i dag uklare og definisjonene brukes ulikt i forskjellig litteratur. Her vil det beskrives noen definisjoner. En bre er en masse hovedsakelig dannet av snø som over tid komprimeres til is. Isbreen har et definert akkumulasjonsområde over likevektslinjen med netto pålagring og et ablasjonsområde under likevektslinjen med netto smelting. Ismassene beveger seg nedover på grunn av påvirkning fra tyngdekraften (Liestøl & Hagen, 2015). Snøfonner har opphav i gunstig topoklimatisk plassering. I snøfonner foregår det ikke intern deformasjon (Serrano, Gonzales-Trueba, Sanjose, & Del Rio, 2011). De er også mer flyktige enn isfonner og Nesje et al. 2011 bruker kun snøfonner om fenomener som smelter bort hvert år. Isfonner dannes enten ved akkumulasjon av is og snø i områder med gunstige topoklimatiske forhold eller ved at en isbre trekker seg tilbake og legger igjen en «død» ismasse. Isfonner skiller seg fra snøfonner ved at de har et høyere isinnhold (Serrano et al., 2011). De er dessuten et mer varig element i landskapet (Nesje et al., 2011).

Disse definisjonene er allikevel vanskelige å bruke fordi skillelinjene ikke er klare nok. Spørsmål som kan stilles i forhold til skillelinjer er: Hvor mye is må en ha i en snøfonn før det er en isfonn? Finnes det isfonner uten indre deformasjon? Eventuelt hvor liten må deformasjonen være for at det skal være en fonn? Noen studier bruker isfonn begrepet på forskjellige måter som er i konflikt med hverandre for eksempel at isfonner ligger i ro fordi de er kalde og hviler på permafrost (Nesje, 2011) eller at isfonner glir mot underlaget (Serrano et al., 2011). Å definere en snø og ismasse som en bre, snø- eller isfonn utfra teori er derfor vanskelig.

3.2 Is og snøfonner

Her vil det presenteres teori om snø og isfonner og former som forbindes med disse fenomenene med relevans for studien.

3.2.1 Isfonn

En isfonn kan forstås som en fase mellom et isfritt periglasialt miljø og et miljø dekket av isbreer. Tar en utgangspunkt i at isfonner ligger på permafrost og ikke glir så betyr det at den ikke former landskapet (Nesje et al., 2011) (Benn & Evans, 2010), men den legger grunnlag for at andre prosesser skal kunne virke og danne andre former, for eksempel pronival ramparts.

3.2.2 Snøfonn

Shakesby et. al. 1999 foreslår former som kan dannes ved snøfonner gjennom snøglidning mot underlaget og «snowbeds» som bulldoser mot underlaget, etter observasjoner ved snøfonna Smørbotn i Romsdalen. Tettheten til fjorårssnø på snøfonna måles til 550 – 610 kg/kubikkmeter. Dessuten observeres det firn som i de to foregående årene har vært dekket av snø, denne firnen som er eldre og som har et høyere innhold av is har en tetthet på 900kg/kubikkmeter (is). Snøfonnen glir over underlaget under påvirkning av tyngdekraft og dette har dannet former ved Smørbotn. Blant annet vuller som kan minne om pronival ramparts, og skrapemerker og blokker som ligner glasiale pushblokker (Shakesby, Matthews, Berrisford, & McEwen, 1999).



Bilde 3-1: Skrapemerker ved Smørbotn (Shakesby, et al., 1999).



Bilde 3-2: Blokker som er dyttet ned i underlaget ved Smørbotn (Shakesby, et al., 1999).

Formene som observeres er distinkte, og dersom de er dannet av snø viser de at snøfonner må oppfattes som en landskapsdannende agens. Det må imidlertid vurderes om formene som registreres foran «snowbeds» med en så høy tetthet har opphav i snø eller is.

3.2.3 Pronival rampart

En av formene som dannes i forkant av snøfonner eller «snowbeds» er pronival ramparts. Det er i følge Shakesby 1997 flere teorier for hvordan formen blir dannet, men alle krever nærhet til en «snowbed». En klassisk dannelsesteori er at materiale som havner på «snowbedden», istedenfor å bli liggende der sklir over den og blir liggende i nedkant. Over tid vil dette bygge seg opp til en voll som er selve pronival ramparten. Det er også andre teorier for dannelsen som tar utgangspunkt i at slushskred og løsmasseskred glir langs fonnas overflate og legger igjen materiale ved fonnas fot, eller at subnivale løsmasseskred og solifluksjonsprosesser bidrar til å danne vollene (Shakesby, 1997). Ved Storbreen ble det, selv om det ikke er en fjellvegg i overkant av ismassen, i feltsesongene 2013 og 2014 observert materiale som seilet over snø og ismassene og la seg i nedkant. Det er derfor mulig at pronival rampart også dannes ved Storbreen.

3.3 Glasial dannelse av landformer

I feltsesongene 2013 og 2014 ble det under feltarbeid for SPARC ved flere anledninger observert former som kan minne om glasiale skuringsstriper og en fluting foran Storbreen, former som ikke kan forklares ut fra forholdene ved Storbreen i dag. Formene er svært like de

en kan forvente å finne i nærheten av en bre, derfor vil det her presenteres teori for hvordan breer former landskapet under ulike forhold.

3.4 Tempererte, polytermale og kalde breer

Det finnes flere måter å klassifisere breer på, en er å skille mellom kalde, tempererte og polytermale. Disse klassifikasjonene baserer seg på bretemperatur i forhold til trykksmeltepunkt. Is sitt smeltepunkt er ikke konstant 0 °C, men varierer blant annet i forhold til trykk og urenheter i isen. Dette betyr at faseskiftet mellom is og vann kan være på for eksempel -1,27 °C dersom isen er 2 km tykk. Dersom breen er kald betyr det at temperaturen er under trykksmeltepunktet, det vil si den temperatur som trengs for at ytterligere tilført energi skal bidra til smelting istedenfor temperaturendring. Om breen er temperert betyr det at den er på samme temperatur som trykksmeltepunktet og at all energi som tilføres utover dette går med til smelting av is. Polytermale breer består av både kalde og tempererte områder (Benn & Evans, 2010).

Om isen er kald eller temperert er vesentlig for i hvilken grad en bre fungerer som en landskapsdannende agens og er derfor gunstig klassifisering når en skal vurdere om en bre har dannet formene ved Storbreen.

Waller 2001 skriver:

“Basal sliding and subglacial sediment deformation are frequently assumed to be restricted to areas of the glacier sole where the basal ice is at the pressure melting point and net basal melting occurs. Conversely, icemasses with basal ice at temperatures below the pressure melting point are usually assumed to display “dry” bed conditions and zero basal velocity (i.e. both basal sliding and bed deformation are inactive).” (Waller, 2001. s. 118).

Sitatet over er imidlertid for sterkt, da for eksempel subglasiale sedimenter under permafrostforhold kan deformere (Etzelmüller & Hagen, 2005).

Årsaken til at en likevel ofte operer med at basale prosesser ikke foregår eller er neglisjerbare under kalde breer, er at det er sterke adhesive krefter mellom is og underlag og at temperaturene reduserer isens evne til å passere hindringer med regelasjon og forsterket kryp (Benn & Evans, 2010). Bretemperatur er derfor viktig for i hvilken grad en bre former landskapet.

3.5 Forhold ved bresålen

Temperaturen ved bresålen er avhengig av breens energiutveksling med atmosfæren, graden av kobling mellom breoverflate og det subglasiale miljøet samt friksjons- og geovarme. Dette vil presenteres i de kommende delkapitlene. Med grad av kobling menes i hvilken grad atmosfærens temperatur påvirker den subglasiale temperaturen.

3.5.1 Overflatetemperatur

Overflatetemperaturen i en isbre er bestemt av forholdet mellom kort- og langbølga stråling, latent varmeoverføring, varmeutveksling av følbare varme, latent varmeoverføring og energi fra regn. Forholdet mellom energi inn og energi ut vil påvirke breens temperatur og smelting. Benn & Evans 2010 setter opp energibalansen for breers overflate som vist under:

$$\text{Kortbølgastråling} + \text{Langbølgastråling} + \text{Varmeutveksling} + \text{Latent Varme} + \text{Regn} - \text{Temperaturendring} - \text{Smelting} = 0$$

Energien blir ikke borte, men omdannes slik at den samla summen blir 0 (Benn & Evans, 2010).

Elektromagnetisk stråling: En bre mottar både kortbølga og langbølga stråling og gir fra seg langbølga stråling. Dette kan bidra til temperaturendring og smelting dersom temperaturen kommer opp på trykksmeltepunktet. Mengden energi tatt opp i breen varierer etter breens geografiske plassering, helning og retningsorientering. Dessuten vil albedo (breens refleksjonsevne) ha stor betydning. Albedo varierer utfra snøens «hvithet», ren tørr snø kan reflektere 80 - 97% av innkommende stråling, mens skitten snø kan ha en refleksjonsevne på 15 - 20% (Benn & Evans, 2010).

Varmeutveksling av følbare varme: Molekyler med en temperatur over det absolutte nullpunkt beveger seg, og molekyler som treffer oss oppfattes som varme. De kan bevege seg på ulike måter, fra fri ferdsel i gass til vibrasjon i fast stoff. Når ett molekyl treffer et annet kolliderer de og utveksler bevegelsesmengde. Det molekylet med høyest bevegelsesmengde vil overføre en del av sin energi til molekylet med lavere bevegelsesmengde. Som et resultat av dette «vandrer» varmen fra varme til kalde stoffer. Dette har betydning for isbreers varmeutveksling med atmosfæren. Dersom temperaturen i atmosfæren er varmere enn i breen, så vil luftmolekylene bevegelsesmengde overføres til isen og føre til en temperaturstigning eller smelting om isen er på trykksmeltepunktet. Dersom det motsatte er tilfelle, at luften er

kaldere enn isen, så vil bevegelsesmengde overføres fra is til luft og istemperaturen synke (Benn & Evans, 2010).

Latent varme: Dersom is er på trykksmeltepunktet betyr det at all energi som tilføres går med til smelting. Det vil si at istedenfor at tilført energi går med til å øke temperaturen brukes den til å sette i gang et faseskifte fra for eksempel fast stoff til veske eller gass. På samme måte vil gass som blir til fast stoff eller veske avgi energi. Energien som trengs eller avgis i et faseskifte kalles latent varme. Det vanlige er at det fungerer i en orden der en går fra fast til veske til gass og omvendt, men i noen tilfeller kan en hoppe over disse leddene og få omdanning fra for eksempel fast stoff direkte til gass kalt sublimasjon. Stoffskiftene krever ulik energimengde og har derfor varierende betydning for breen. Skifte fast stoff til veske krever 334 J/g, veske til gass krever 2500 J/g og sublimasjon krever 2834 J/g, dersom en har et faseskifte som går motsatt vei vil det bli avgitt tilsvarende mengde energi (Benn & Evans, 2010).

3.5.2 Energitransport

Overflatetemperatur er ikke tilstrekkelig for å endre de subglasiale temperaturene. Det trengs mekanismer som kobler temperaturen ved overflaten sammen med det subglasiale miljøet (Benn & Evans, 2010).

Konduksjon: Konduksjon er varmeledning via stoff med relativ temperaturforskjell (samme effekt omtalt under følbare varme). Energien vil bevege seg fra områder med mye energi (varmt) til områder med lite energi (kaldt). Koblingen mellom isen og atmosfæren er imidlertid avhengig av snølaget som skiller de to. Snø leder varme dårligere enn is på grunn av lav tetthet og mye «stasjonær» luft i luftlommer. Det betyr at om en får et tidlig snøfall på en isbre kan det beskytte breen fra mye av vinterens kuldebølge (kulde som sprer seg nedover i breen). Tilsvarende har en varmebølge på sommeren denne er imidlertid mindre effektiv fordi is ikke kan varmes til temperaturer varmere enn 0 °C. For eksempel om det er – 15 °C i den øverste isen om vinteren og 2 °C i isen lenger ned vil det være en større differanse om det er 0 °C i det øverste laget om sommeren og 2 °C lenger ned, desto større differansen er desto mer effektiv vil konduksjonen av energi i ismassene være (Benn & Evans, 2010).

Advektiv varmetransport i is: Isen vil ha forskjellig eksponeringsgrad for temperaturendrende faktorer og vil derfor ha varierende temperatur. Når isen så beveger seg får en advektiv varmetransport. Det vil si at isen endrer lokalitet og påvirker de nye omgivelsene med temperaturen sin (Benn & Evans, 2010).

Latent varme. Latent varme er også viktig for varmetransport, si for eksempel at det er en varm sommerdag og at dette fører til smelting av snøen på toppen av en bre. Smeltevannet renner nedover og finner seg veier inn i snø og ismassene, der nede er det kaldere og vannet refryser. I prosessen fra veske til fast stoff avgis det latente varme, på den måten kan høye temperaturer i atmosfæren raskt forplante seg nedover i breen (Benn & Evans, 2010).

3.5.3 Geo- og friksjonsvarme

Utover den energibalansen breen har med atmosfæren og transporten av denne energien til sålen blir de subglasiale temperaturen påvirket av geo- og friksjonsvarme (Benn & Evans, 2010).

Geovarme: geovarme er et produkt av radioaktivitet fra jordens kjerne. Radioaktiviteten oppstår idet ustabile isotoper omdannes til et nytt isotop med lavere energitilstand (Holtebekk, 2009). Omdanningen av isotoper fra høy til lavere energitilstand resulterer i alfa, beta og gammastråling som i gjennomsnitt tilfører breene $0,06 \text{ W/m}^2$ og vil ved trykksmeltepunktet smelte 6 mm is per år (Paterson, 1994).

Friksjonsvarme: Friksjonsvarme som påvirker breer er i hovedsak et resultat av tre ulike fenomener; intern deformasjon, glidnings langs underlaget eller deformasjon av subglasialt materiale. Friksjonsvarmen kommer av at ismassene har en potensiell energi som omdannes til termisk energi (Benn & Evans, 2010).

De subglasiale temperaturforholdene er derfor avhengig breens energiutveksling med atmosfæren, kobling mellom overflate og det subglasiale, geovarme og friksjonsvarme. Dette er faktorer som sammen med trykksmeltepunktet avgjør om det er varme eller kalde subglasiale forhold.

3.5.4 Trykksmeltepunkt

Trykksmeltepunktet til is er den temperaturen som kreves for at energi som tilføres skal bidra til smelting og ikke temperaturendring i ismassene. Trykksmeltepunktet øker med $0,072 \text{ }^\circ\text{C}$ for hver million Pascal. Trykket ved bresålen kan regnes ut ved newtons 2. lov delt på areal.

Ligning 1:
$$F = \frac{m \cdot a}{A_{\text{real}}}$$

Der F=resultantkrafta i newton, m = massen, a er akselerasjon og areal er i kvadratmeter (Callin, Falch, Hetland, Pålsgård & Walle, 1997).

Subglasialt trykksmeltepunkt er imidlertid ikke bare avhengig av trykk og temperatur, andre faktorer som løsningsprosesser i vannet eller isen spiller også inn (Cuffey, Conway, Gades, Hallet, Lorrain, Severinghaus, Steig, Vaughn & White et al., 2000)

3.5.5 Temperatur og deformasjon

Is ved høye temperaturer deformerer raskere enn is ved lave temperaturer (Benn & Evans, 2010). Isens overflatehastighet som et resultat av indre deformasjon kan regnes ut i forhold til temperatur ved:

Ligning 2:
$$U(H) = A(\rho g \sin\alpha)^3 \left(\frac{H^4}{4}\right)$$

Der ρ er isens tetthet, α er isens helning og H er isens tykkelse (Anderson & Anderson 2010).

A er en konstant avhengig av temperatur og regnes ut ved:

Ligning 3:
$$A = A_0 \exp\left(-\frac{Q}{R_g T_i} + \frac{0,49836}{(T_0 - T_i)^k}\right)$$

Der A_0 tilsvarer $9,302 \cdot 10^{-2} \text{ Pa}^{-3} \text{ år}^{-1}$, Q er energien som trengs for å sette i gang kryp $7,88 \cdot 10^4 \text{ J mol}^{-1}$, R_g er gasskonstanten $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$, T_0 er $273,39 \text{ K}$, T_i er istemperaturen i kelvin og $k = 1,17$ (Benn & Evans, 2010). Eller så kan en for A ved 0°C kan bruke $2,4 \cdot 10^{-24} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ og ved -2°C bruke $1,7 \cdot 10^{-24} \text{ s}^{-1} \text{ Pa}^{-3}$ (Cuffey & Patterson 2010)

3.6 Breens bevegelse langs underlaget

Her beskrives faktorer som påvirker hvordan is beveger seg over landskap som er relevante for oppgaven.

3.6.1 Glidning

Glidning er relativ hastighetsdifferanse mellom bre og underlag og ligger grunnlaget for glasial skuringsstriper, flutingsen og sigdbrudd som observert ved Storbreen. Om breen er kald eller temperert påvirker glidningen. Under kalde breer er det sterke adhesive krefter mellom den kalde isen og materiale som underlaget består av. Kald is har dessuten vanskeligere for deformere rundt hindringer ved forsterket deformasjon og regelasjon. Dette fører til ingen eller svært lave hastigheter. Under tempererte forhold er det derimot mer vann tilstede under breen og ikke de samme sterke adhesive kreftene noe som fører til at en får bedre glidningsforhold (Benn & Evans, 2010).

3.6.2 Regelasjon og forsterket kryp

Regelasjon og forsterket kryp lar isen passere hindringer som stikker opp fra underlaget. Regelasjon er en prosess som kommer av at høyt trykk oppstrøms hindringer fører til at isen smelter. Vannet beveger seg deretter nedstrøms hindringen hvor det er dannet et hulrom på grunn av isbevegelsen. Her er det derfor lavere trykk og det foregår refrysing. På denne måten blir det mulig for is å passere hindringer. Regelasjon fungerer mer effektivt under temperert is enn kald fordi temperaturen er på trykksmeltepunktet (Benn & Evans, 2010).

I tillegg vil is under høyt trykk oppstrøms av hindringer i større grad deformere enn is under lavere trykk. Dette fører til at denne isen lettere deformeres enn den omliggende isen og på den måten kan passere hindringer ved forsterket evne til deformasjon. Denne prosessen kalles forsterket kryp (Benn & Evans, 2010).

3.6.3 Subglasialt vann

Subglasialt vann er en viktig egenskap ved tempererte breer. Vannet påvirker hvor sterk koblingen mellom is og underlag er og påvirker på den måten glidningshastighet. Dersom det subglasiale vanntrykket er høyere enn isens normalstress vil det dannes vannlommer mellom breen og underlaget. Disse vannlommene påvirker forholdet mellom is og sedimenter. De reduserer for eksempel skjærstresset fra breen på underlaget til null der de ligger. Skjærstresset blir derfor refordelt og kan virke mer effektivt et annet sted (Benn & Evans, 2010).

3.6.4 Breens underlag

En annen viktig faktor som er med å påvirke i hvilken grad breer former landskapet er hva det subglasiale materiale består av. Breers evne til å erodere subglasialt berg er for eksempel dårlige der breen og berget skilles av løsmasser i forhold til der isen hviler direkte på berget (Murray, 1997). Utfra hvilke subglasiale forhold som er rådende og de prosessene dette tillater kan en forsøke å si noe om hvilke landskapsformer som er sannsynlig at dannes under en bre.

3.7 Former som kan dannes av is

Her vil det gjøres rede for et utvalg former som kan dannes under temperert is og som har relevans for Storbreen.

3.7.1 Skuringsstriper

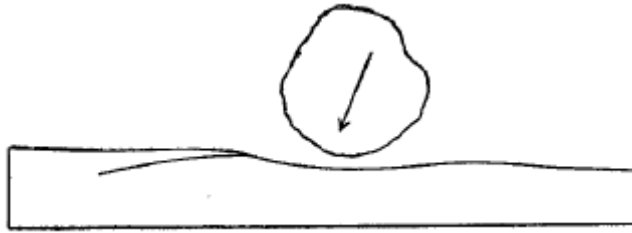
Skuringsstriper er erosjonsformer som dannes idet partikler i en isbre «skurer» en eroderbar overflate, gjerne berg eller steiner. Dannelsen av skuringsstriper krever materiale i isen som kan «skure» underlaget, glidning og et passelig normaltrykk. Nødvendigheten for glidning fører til at en kobler skuringsstriper i hovedsak til breer med tempererte subglasiale forhold i kontrast til kalde hvor det er ingen eller neglisjerbar glidning (Benn & Evans, 2010). Det er imidlertid også observert former som ligner skuringsstriper i områder dekket med kald is (Atkins, Barrett, & Hicock, 2002). Dersom prosessen skal kunne virke over lengre tid kreves tilsig av nytt materiale i breen som kan fortsette å danne striper (Glasser & Bennett, 2004).

3.7.2 Flutings

Flutings er en avlang landskapsform og kan oppfattes som mer eller mindre definerte linjer parallelt med brebevegelsen i tidligere subglasiale områder. De dannes i leområder under isen, der hulrom bak hindringer fylles opp med sedimenter. Det er to hovedteorier for hvordan dette skjer. Den første teorien hevder at ettersom det samler seg opp materiale bak hindringen og isen beveger seg så vil det utvikle seg et nytt tomrom bak sedimentene som igjen vil fylles opp av nye sedimenter. Dersom dette får virke over tid vil det dannes en lengre linje med sedimenter som når isen forsvinner vil være en fluting. Dette krever at sedimentene ikke blir tatt opp i isen. Den andre teorien er at sedimentene i hulrommet blir tatt opp i breen og beveger seg videre. Dette gjør det mulig for nye sedimenter å fylle hulrommet. Disse sedimentene vil igjen bli tatt opp i breen og på denne måten dannes det et bånd av sedimenter i isen. Når isen deretter trekker seg tilbake vil dette båndet smelte ut og defineres som en fluting (Benn & Evans, 2010). I begge tilfeller kreves det en relativ bevegelse mellom bre og underlag, et leområde og en tilstrømming av nye sedimenter.

3.7.3 Sigdbrudd

Sigdbrudd dannes ved at stein i en bre beveger seg langs en bergflate eller steinblokk og under trykk presses ned i underlaget. Berget under vil deformere og det bygges en «voll» nedstrøms steinen. Trykket fører til at det dannes en sprekk i vollen (som vist i figur 3-1). Hadde en sett figuren ovenfra kunne en sett at vollen har form som en bue foran steinen (Benn & Evans, 2010; Gilbert, 1905).



Figur 3-1: Begynnende dannelsen av sigdbrudd hentet fra Gilbert 1905.

Sprekken i vollen er en svakhetszone og er derfor utsatt. Dersom berget sprekker av vil en sitte igjen med en halvmåneform kalt sigdbrudd (Gilbert, 1905). Dannelsen av sigdbrudd krever at det er materiale i isen som kan støte mot underlaget og glidning som kan føre til dannelsen av vollen (Benn & Evans, 2010).

3.7.4 Pushblokker

Pushblokker (ploughing clasts) dannes av steiner som ligger delvis i isen og delvis i underlaget. Under forhold der kraften fra isbreen på steinen er større enn kreftene som motsetter seg denne bevegelsen i underlaget så vil steinen begynne å «pushe» masse foran seg. Idet steinen smelter ut vil det ligge materiale igjen nedstrøms steinen (Benn & Evans, 2010).

3.7.5 Morener

Det er spesielt noen typer morener som er vanlige å finne i et proglasialt område, og her vil et utvalg som kan være aktuelt for Storbreen presenteres.

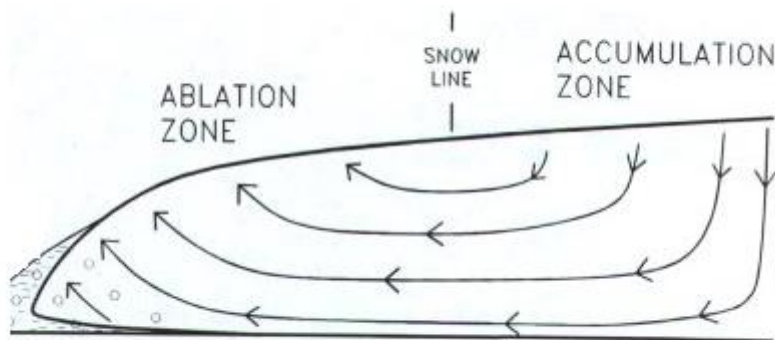
Push morener dannes når en voksende isbre skyver materiale foran seg og konsentrerer det i vollen. En bre kan vokse over flere år noe som kan føre til en stor endemorene eller den kan være i tilbakegang og vokse litt hver vinter noe som resulterer i små årlige pushmorener. Dersom det er materiale i isen som smelter tilbake, vil dette materiale samle seg foran bresnuten om sommeren før det til vinteren blir pushet opp i vollen. Dersom iskanten står i ro når det smelter fram materiale vil det dannes en morene av materialet som blir dumpet i fremkant. Denne morenen vil imidlertid omdannes til en pushmorene om breen har et framstøt (Benn & Evans, 2010).

3.8 Sedimenter i is

For å danne glasiale skuringsstriper, flutings og sigdbrudd kreves det glidning og at det er sedimenter i isen som kan være med å danne formene (Benn & Evans, 2010). I dette

delkapitlet vil det presenteres teori for hvordan materiale kommer inn i isen. Dette skjer både supraglasialt og subglasialt.

Dersom materiale har supraglasialt opphav kommer det i hovedsak fra fallprosesser som leder materiale ut på breen. Dette er aktuelt i det periglasiale miljøet på grunn av fryse og smelteprosesser noe som kan føre til forvitring av berg og lignende materiale over ismassen. Dessuten kan materiale fraktes ut på ismassene ved snøskred og vindprosesser. Dersom materialet lander på breens akkumulasjonsområde vil det over tid bli dekket av snø og is og inkorporeres inn i breen. Materiale vil deretter transporteres ned i ismassene som vist på neste figur 3-2. Dette fører til at supraglasial materiale kommer ned til breens bunn og kan forme underlaget (Benn & Evans, 2010).



Figur 3-2: Isbevegelse gjennom en bre (Gilbertson, 1995).

Ishastigheten er imidlertid summen av breens kumulative bevegelse og hastighetene mot underlaget er kan derfor være lave (Boulton, 1996). Breer kan også ta opp i seg materiale gjennom subglasiale prosesser. Dette kan for eksempel skje ved regelasjon hvor den latente varmen i smeltevannet oppstrøms hindringer drener bort i isen istedenfor å bevege seg nedstrøms for hindringen. Siden området nedstrøms hindringen har lavere trykksmeltepunkt, og deler av energien forsvant med vannet, så kan dette føre til lokale kalde forhold hvor subglasialt materiale kan fryses inn i isen. En liknende prosess kan inntreffe dersom subglasialt vann på temperatur med trykksmeltepunktet renner i et område hvor trykksmeltepunktet er lavere, for eksempel i et subglasialt leområde. Der vil det fryse og kunne ta med seg materiale inn i isen. Det samme er tilfelle dersom vann under en polytermal

isbre renner fra et varmt til kaldt område (Benn & Evans, 2010). Kalde breer kan også ta opp i seg materiale gjennom lokal smelting og refrysing, eksempelvis ved regelasjon (Cuffey et al., 2000).

3.9 Kald is, preservering og landskapsdanning

Storbreen er i dag målt til å ligge i ro og være kald med ingen eller svært liten overflatebevegelse gjennom SPARC-prosjektet (Vatne, 2015). I de kommende delkapitlene vil det presenteres teori for hvordan kald is kan preservere, men også forme landskap.

3.9.1 Kalde preserverende forhold

Teorien om at kald is preserverer underlaget bygger på at de adhesive kreftene mellom bre og underlag er svært høye dersom temperaturen er under trykksmeltepunktet, dessuten bruker is under lave temperaturer lang tid på å deformere rundt hindringer på grunn av redusert regelasjon og forsterket kryp (Benn & Evans, 2010). Dette fører til ingen eller svært lav hastighet under kalde breer. Kalde breers forming av landskapet kan derfor ses bort fra på kort skala, men kan ha påvirkning over lengre skalaer (Waller, 2001).

Isskille: Is kan også bevare underlaget selv under tempererte forhold dersom området ligger under isskillet (Hättestrand & Stroeven, 2002). Årsaken til gode bevaringsforhold under isskillet er at der er ishastigheten er svært lav (Boulton & Clark, 1990). Dette anses likevel som usannsynlig ved Storbreen på fordi den har hatt kalde subglasiale forhold.

Observasjoner tyder derfor på at kald is bevarer underlaget (Kleman, 1994), men det finnes også arbeid som tyder på det motsatte.

3.10 Teori om kald glasial forming av landskapet

Det er i hovedsak to mekanismer som lar kald is forme underlaget: vannfilmer som kan føre til glidning, og permafrostforhold som forplanter stresset fra isbreen ned i de subglasiale sedimentene. I dette delkapitlet vil disse mekanismene forklares og det vil presenteres studier hvor det er observert at kald is former landskapet og tar opp i seg materiale. Det vil imidlertid fokuseres på vannfilmer siden de er en avgjørende faktor for glidning som er nødvendig for å danne skuringsstriper, flutings og sigdbrudd.

3.10.1 Vannfilm

Shreve 1984 skriver at mye tyder på at det er ett veskelag rundt solide partikler i isbreer. Han kommenterer at glidningshastigheten vil være svært liten og at den i forhold til hastighetsmålinger vil være neglisjerbar, men at på lengre tidsskalaer kan hastigheten være

stor nok til å endre landskapet, for eksempel ved å danne skuringsstriper. Vannfilmen er et resultat av at vannets kjemiske potensial reduseres i det det kommer nært et fast stoff. Lavere vannpotensial fører igjen til lavere smeltepunkt (Cuffey, Conway, Hallet, Gades, & Raymond, 1999). Dette fører til at underkjølt veske kan ha en stabil eksistens rundt sedimenter i is (Wettlaufer, Worster, Wilen, & Dash, 1996). Dessuten kan vannløsningen påvirke smeltepunktet, for eksempel ved Meserve Glacier hvor Cuffey 1999 registrerer at vannfilmene er spesielt vanlig på grunn av høye konsentrasjoner av salt (NaCl). Han påpeker også en kobling der refrysing (ved regelasjon) av vannet fra vannfilmene sørger for at vannet som står igjen får høyere konsentrasjoner av løsninger som for eksempel salt som nevnt over. Dette fordi at løsningene i stor grad ikke fryses ut gjennom regelasjon. En høyere konsentrasjon av «urenheter» vil igjen føre til at forholdene for underkjølt vann bedres og at vannfilmene vokser (Cuffey et al., 1999). Vannfilmene bidrar til å oppheve de sterke kreftene mellom kald is og underlaget og kan på den måten bidra til begrenset glidning under kald is (Shreve, 1984).

3.10.2 Permafrost

Dersom det er permafrost under en kald isbre vil stress fra isens forplante seg ned i de subglasiale sedimentene. Dette kan føre til deformasjon av de subglasiale sedimentene. Deformasjon vil innfinne idet skjærstresset er større enn skjærstyrken (Waller, Murton, & Whiteman, 2009). Dette kan føre til deformasjon av kalde subglasiale sedimenter. For eksempler på deformasjon av permafrost, se Astakhov et. al. 1996.

Det er derfor teoretisk mulig at kalde breer er med og former landskapet, men det er et begrenset antall observasjoner av dette fenomenet. I det kommende delkapitlet vil det presenteres studier og observasjoner hvor kald is virker landformdannende.

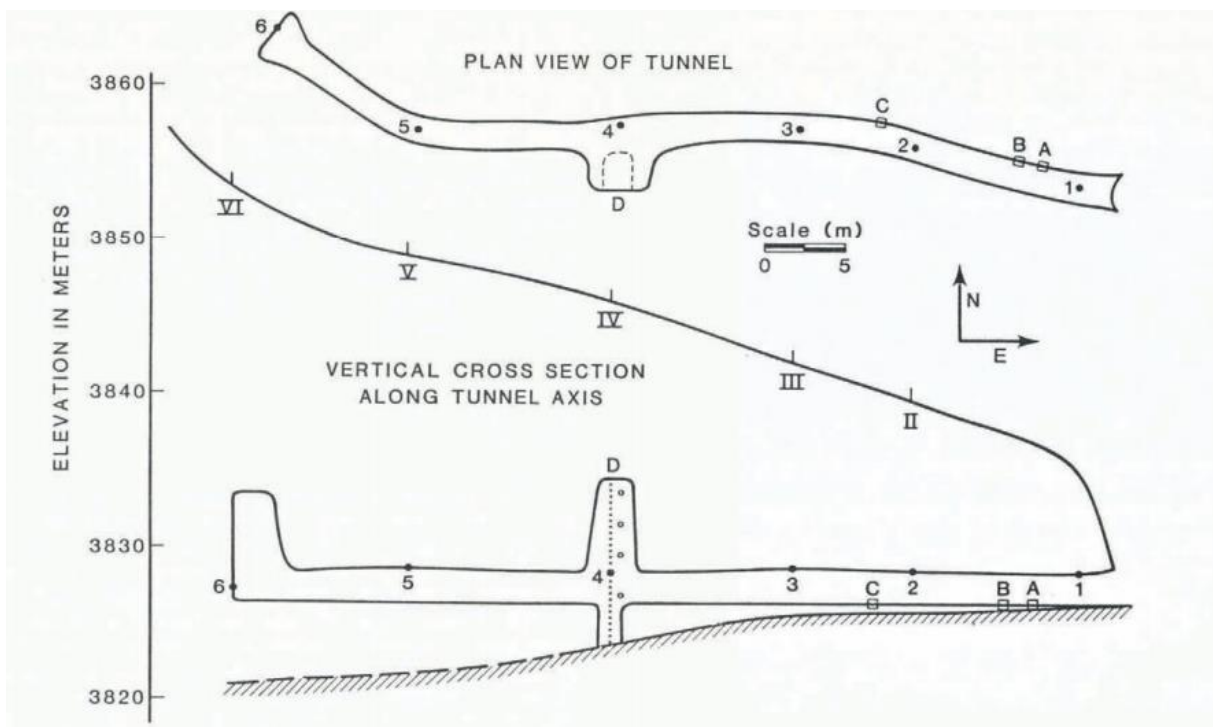
3.11 Observasjoner av kald is som endrer underlaget

Siden den generelle oppfattelsen er at kalde breer gjør intet eller neglisjerbart arbeid på underlaget (Benn & Evans, 2010), så skiller forskning som tyder på det motsatte seg ut. Det er gjort få, men viktige observasjoner av kald is som former landskapet. Her vil det beskrives arbeid som viser at kalde breer glir langs underlaget og former landskapet samt at kalde breer kan ta opp i seg materiale.

Echelmeyer og Zhongxiang 1987 observerer tre former for flyt av is med temperaturer under trykksmeltepunktet ved Urumqi Glacier No 1 i Kina.

1. Glidning
2. Deformasjon av subglasialt materiale
3. Deformasjon i subglasiale skjærbånd.

Isbreen ligger over morenemateriale og det måles at mye av isbrens bevegelse er avhengig av hva som skjer i sjiktet mellom is og underlag. Bevegelsen i de 1 – 2% nederste prosentene av ismassen står for 60-80% av isbevegelsen. Observasjonene er gjort i en 70 meter lang is tunnel hvor det er plassert markører i tunneltaket og på overflaten av isbreen. Markørene er plassert i par der en er i tunnelen og en tilsvarende er på overflaten slik at en skal kunne måle hvordan markørene beveger seg i forhold til hverandre.



Figur 3-3: Oppsett ved isbreen (Echelmeyer & Zhongxiang, 1987).

Resultatet deres viser at markørene på overflaten ikke beveger seg mye lenger enn markørene i tunnelen. Dette tyder på at bevegelsen i hovedsak foregår under istunnelen, og det foregår på tre ulike måter:

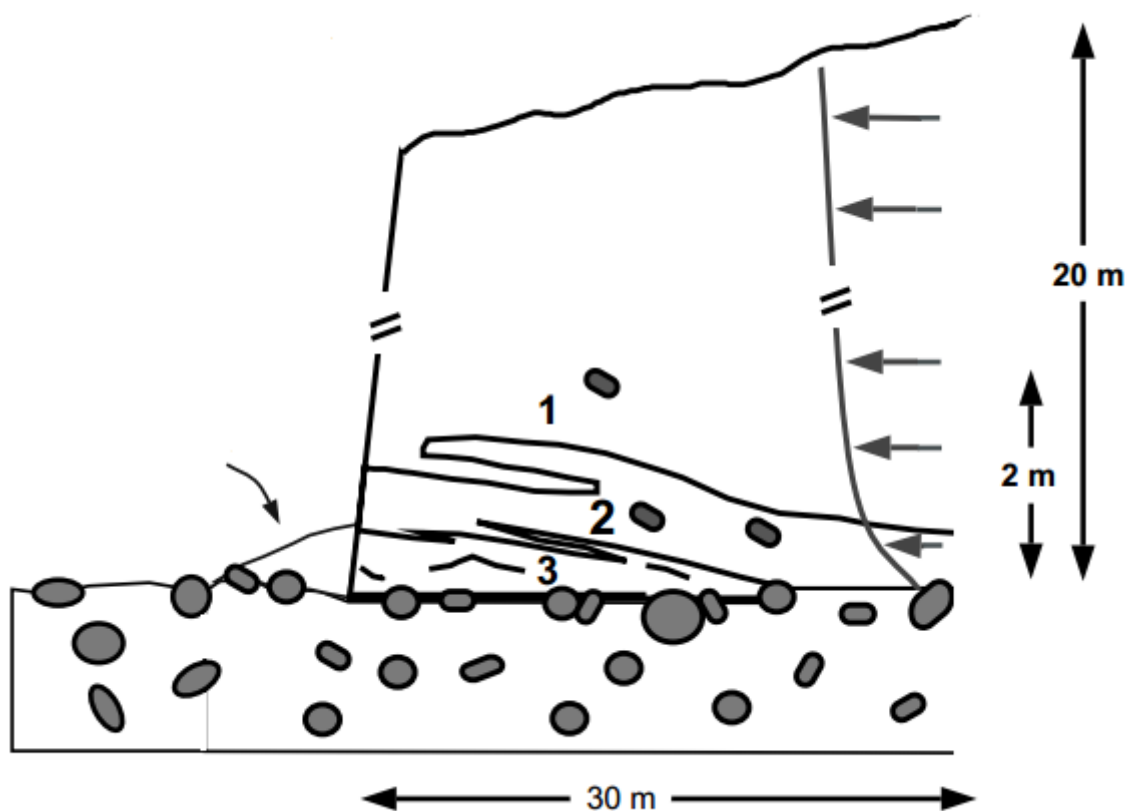
Basal Glidning: Basal glidning blir observert ved en stein som stikker opp i breen fra underlaget. Steinen er erodert og rundet av isbreen. Gjennomsnittlig glidning er $0,45 \pm 0,11$

mm/dag til $0,48 \pm 0,17$ mm/dag avhengig av målemetode og står for cirka 5 % av breens overflatehastighet.

Deformasjon av bresålen: deformasjon av bresålen står for en hastighet på ca. 8mm / dag som er cirka 60% av ishastigheten, dette er et resultat av et cirka 35 cm aktivt lag øverst i bresålen, eller 1 – 2 % av breens totale tykkelse.

Glidning i definerte skjærplan: Det observeres skjærplan ved B og C både i skillet is – underlag men også i den isrike morenen. Disse skjærplanene måles til 1,24mm/dag eller 10% av overflatehastigheten(Echelmeyer & Zhongxiang, 1987).

Cuffey 2000 et. al. viser hvordan kalde breer (-17 °C.) ved Meserve Glacier på Antarktis tar opp i seg materiale fra underlaget og på den måten virker som landskapsdannende agens. Målingene i studien er gjort i en 20 meter lang tunnel inn fra iskanten. Isfronten har i nyere tid beveget seg forover og begravd materiale. Dette materialet består av en blanding av isblokker, snø, refrosset smeltevann, og bånd av partikler (3). Over dette laget finnes et lag til, med en rav lignende farge (2) og på toppen ligger den mer ordinære breisen (1), se figur 3-4.



Figur 3-4: Figur som viser glacial lagdeling (Cuffey et al., 2000). 1 tilsvarer den ordinære breisen, 2 laget med rav farge og 3 består av is med et stort innhold av sedimenter.

Ravlaget skiller seg ut fordi det har hundre ganger så høyt sedimentinnhold som den overliggende isen. Lag 1 og 2 har en konsentrasjonen av hydrogenisotoper som er 4% lavere enn i lag 3. Dette i lag med målinger av Ar/N₂ ratio og CO₂ viser at lag 3 har vært utsatt for fryse og smelteprosesser. I lag 2 derimot er gassinnholdet identisk med lag 1.

Dette tolkes som at de prosessene som har vært gjeldende for lag 1 også er gjeldene for lag 2. Dessuten tyder forholdet mellom Hydrogen og Oksygenisotoper på at isen i lag 1 og 2 stammer fra nedbør. Derfor tolkes til at sedimentene i lag 2 til å ha havnet der gjennom kryp og regelasjon. Dette er mulig på grunn av vannfilmene som er nevnt tidligere. Hastigheten til den kalde isen i forhold til underlaget øker med tykkelse på vannfilmen. Vannfilmtykkelsen er igjen avhengig av temperatur, løsningsraten i vannet i vannfilmen og overflateegenskaper til atomene som er med i prosessen (Cuffey et al., 2000).

Observasjonene av kald is som former landskap og tar opp i seg materiale bekrefter at kald is kan spille en landskapsdannende rolle. Det er gjort flere observasjoner utover de beskrevet over av dette fenomenet. For eksempel Atkins et al. 2002 som finner former som ligner skuringsstriper i tidligere subglasielle områder.

3.12 Issprekker

I 2014 ble det registrert sprekker i Storbreen's overflate. Sprekker dannes når kreftene som drar is fra hverandre er større enn kreften som holder isen sammen. De kan dannes på tre ulike måter: ved åpning gjennom tensilt stress, sprekker som dannes parallelt med skjærstresset og sprekker som dannes normalt på skjærstresset. De tyder på at det på et tidspunkt må ha foregått sprø deformasjon av ismassene (Benn & Evans, 2010)

4 Metode

I dette kapitlet presenteres metoder som ble brukt i studien, hvorfor de ble valgt, fremgangsmåte og feilkilder. I studien ble det brukt observasjon av landformer for å innhente informasjon om hvilke subglasiale prosesser som har virket under Storbreen. I tillegg ble det tatt kornprøver foran Storbreen som i etterkant ble analysert. Feilkilder relatert til den metodiske delen av studien vil også vurderes.

4.1 Begrunnelse for valg av metode

Metodevalg er vesentlig for resultatet av studien og påvirkes av mange forskjellige faktorer, deriblant personlige preferanser, kunnskap og erfaringer (Turkington, 2010). Det var dessuten praktiske utfordringer som begrenset utvalget av metoder, som at området som skulle undersøkes lå langt fra vei og at der er snødekt store deler av året.

Observasjon og kornfordelingsanalyser ble valgt fordi at gjennom å diskutere resultatet av metodene kan en vurdere de subglasiale forholdene.

Observasjon og kornfordelingsanalyse er i denne studien kvantifisert slik at de kan måles i for eksempel retning, lengde vekt og størrelse. Dette er derfor en kvantitativ studie. Målet har derimot ikke vært å kartlegge alle formene foran Storbreen, men heller å få fram variasjonen. Studien må derfor oppfattes som intensiv fremfor ekstensiv, noe som er gunstig for en studie der en forsøker å koble form til prosess (Inkpen, 2005).

4.1.1 Kvantitativ observasjon som metode for å undersøke landformer

Kvantitativ observasjon som metode baserer seg på målinger av fenomener. Skalaen undersøkelsene gjøres på er avhengig av problemstillingen som skal besvares (Inkpen, 2005). Landformene som ble undersøkt i denne studien er av størrelsesorden centimeter til meternivå.

Fremgangsmåten ble valgt med bakgrunn i observasjoner av skuring og en fluting nær iskanten under arbeid for SPARC i feltsesongene 2013 og 2014. Det ble i disse sesongene registrert at landformene opptrer hyppigst langs brekanten, men at de er fraværende når en beveger seg lenger ut på sletta foran Storbreen.

Strategien for innsamling av data var at det ble gått profiler i nedkant av iskanten der det ble lett etter landformer. Første profil ble gått 5 m fra brekanten, andre profil 10 m også videre til det ikke ble registrert flere former. Utfra observasjonene av former i 2013 og 2014 ble det

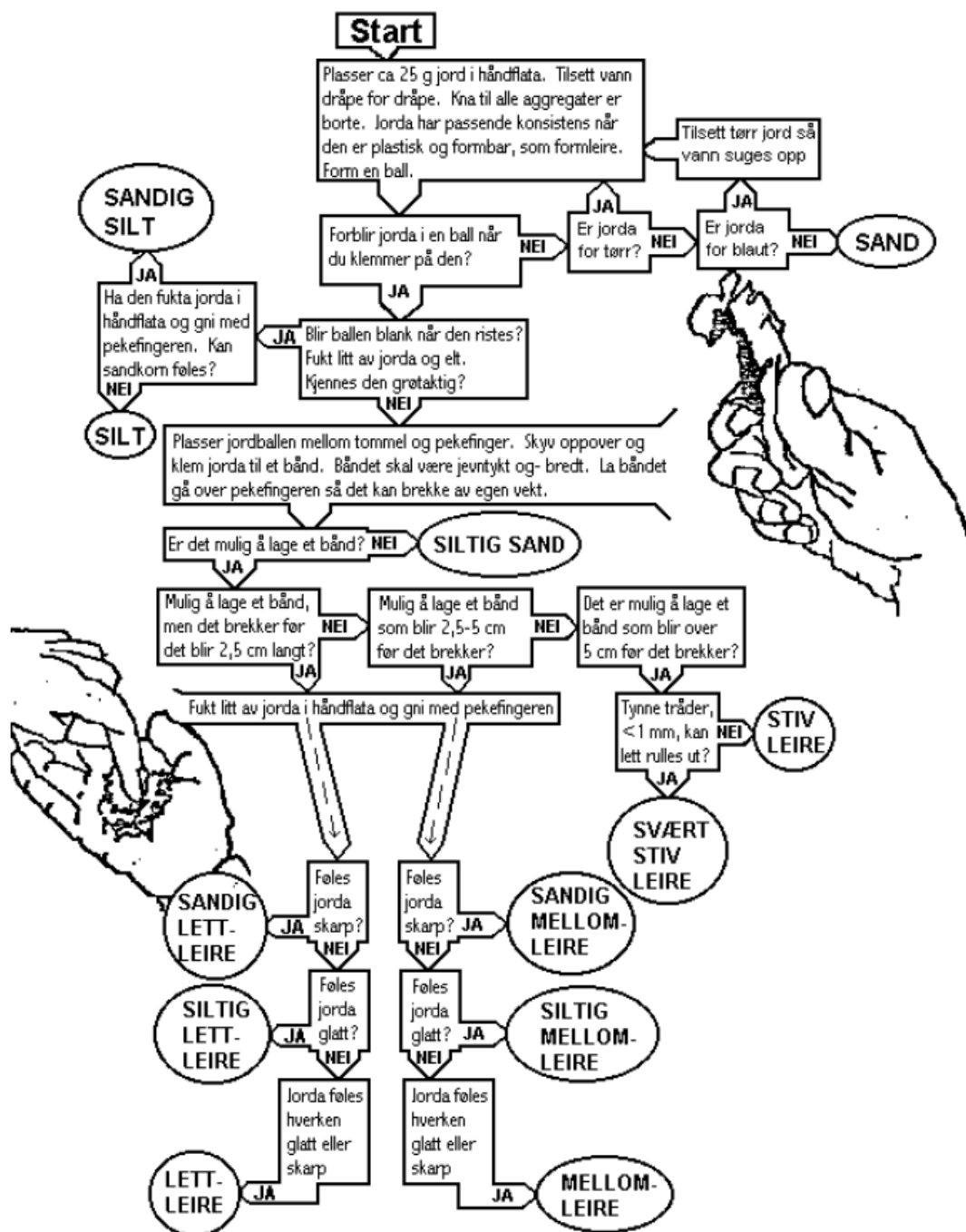
avgjort å gå med 5 meters mellomrom, oppløsningen av undersøkelsene var et kompromiss mellom detalj og tid tilgjengelig.

Posisjonen til funnene ble målt inn med GPS og retningsorienteringen med kompass. Dessuten ble det tatt bilder av formene med relevant skala. Formene ble deretter registrert i Arcmap for å gi en romlig oversikt.

4.1.2 Kornfordelingsanalyser

Kornfordelingsanalyse som metode må også forstås som en kvantitativ metode fordi det søkes etter målbare entiteter (Inkpen, 2005).

Det ble gravd et hull foran Storbrean hvor det ble gjort innsamling av kornprøver. Kornprøvene ble deretter tørket og ved å riste dem gjennom sikter på 16, 8, 4, 2, 1, 0,5 0,25, 0,125, 0,063mm og mindre enn 0,063mm sortert. Materialet under 0,063mm ble deretter testet ved feltbedømmelsen i figur 4-1.



Figur 4-1: Feltbedømmelse av tekstur (Fadnes & Mjaavatten, 2008).

Gjennom fremgangsmåten beskrevet i figur 4-1 kan finmateriale fra kornprøvene klassifiseres, og en kan ut fra disse dataene forsøke å si noe om dannelsesprosessen. Denne fremgangsmåten ble brukt for å teste kornstørrelsene under 0,063 mm.

Feltarbeidet ved Storbreen ble utført over to dager i august og september 2015.

4.1.3 Feilkilder for datainnsamling og metodevalg

Det vil her reflekteres over feilkilder aktuelle for innsamling av data og metodevalg. Feilkilder i forhold til bruken av dataene vil diskuteres i kapittel 9. Feilkilder.

Valget av metode er subjektivt og avhengig av personlige preferanser, erfaringer og kunnskap (Turkington, 2010). Det samme gjelder for valg av strategi for innsamling av data, og det er derfor viktig at en streber mot et forskningsdesign som skal være etterprøvbart. I studien ble dette gjort ved å ta bilder av formene og hullet som ble gravd, og ved å logge posisjonene på GPS slik at det kunne lages et kart.

Valg av metode: Metode ble valgt etter gjennomførbarhet og utfra problemstilling. Ved et metodevalg vil også andre metoder velges bort til fordel for den valgte metoden (Inkpen, 2005). Dette er i seg selv en feilkilde fordi at når en velger bort en metode kan en gå glipp av data som kunne påvirket diskusjon og konklusjon.

Romlig skala: Når en velger metode må det tas hensyn til hvilke romlig skala en ønsker å studere (Inkpen, 2005). Observasjonen av landformer i oppgaven undersøker skalaer fra cm til desimeter nivå, mens kornanalysene fokuserer på mm og mikrometer nivå. Ved valg av disse skalaene var det innforstått at andre skalaer ble valgt bort. Dette kan ha ført til at det ble gått glipp av data som kunne vært vesentlige for diskusjon og konklusjon.

Tidsskala: I studien blir det brukt et øyeblikksbilde til å forsøke å si noe om former som kan ha eksistert i tusener av år, prosesser som ikke lenger foregår og forhold som inntraff subglasialt på ukjent tidspunkt. Hadde Storbreen blitt studert over lenger tid kunne det endret dataene og konklusjonen.

Innsamling av data: Under selve innsamlingen av data er det flere faktorer som kan være med å påvirke hvor gode dataene blir. Dette gjelder blant annet vær, lysforhold og hvor sliten og oppmerksom observatøren var (Turkington, 2010). Dessuten spilte nøyaktigheten til måleinstrumentene rolle. Innsamlingen ble gjort med håndholdt GPS som kan ha feilkilder på flere meter, kompasset kan ha vist et par grader feil og bildene som ble tatt kan ha blitt dårlige. Den reduserte nøyaktigheten på målingene har en innvirkning på studien, men siden det var generelle trekk det ble søkt etter vil det ikke være av større betydning. En kan heller ikke se bort fra menneskelige feil, som at kompasset kan ha blitt holdt på skrå idet det ble lest av, eller at spadetaket som ble til kornprøven kan ha hatt rusk på seg og forurenset prøven. Dessuten vil bruken av feltbestemmelse for tekstur av de minste kornstørrelsene være

avhengig av at forfatteren brukte metoden riktig, for eksempel i forhold til hvor fuktig leira var og mengde press som ble utøvd ved klemming.

Samplingstrategi: en samplingstrategi på 5 meter mellom hvert profil var også avgjørende for resultatet. 5 meter oppløsning ble valgt som et kompromiss mellom tid tilgjengelig og hvor nøye undersøkelsene ble gjort. Det kan hende at former ved Storbreen ble forbigått og at resultatet kunne sett annerledes ut med en annen strategi for innsamling av data. Imidlertid ble metoden vurdert til å være brukbar siden det var variasjonen i formene som det ble lagt vekt på og ikke hver enkelt form, selv om også en kunne registrert større variasjon i former med nærmere undersøkelser.

Subjektive valg ved kornprøver: Posisjonen for hvor det ble valgt å grave vil være spesielt viktig for resultatet av kornprøvene. Dette ble påvirket utover det som er nevnt over ved at en måtte grave et sted der det var fysisk mulig, at en ikke kunne ha med seg uendelig med materiale ut igjen, og at størrelsene på prøvene derfor ble begrenset (dette utelukker større kornstørrelser) (Turkington, 2010). Derfor representerer ikke prøvene hele spekteret av kornstørrelser ved Storbreen. Dessuten ble det bare gjort en prøve i ett geografisk punkt. Dette reduserer validiteten til metoden og det kan argumenteres for at det som ble undersøkt ikke er materiale foran Storbreen, men heller et tilfeldig punkt der det var enkelt å grave. Den ene prøven er derfor ikke representativ, men den kan brukes med forsiktighet. Siden det bare er en prøve er dataene dessuten lite robuste i forhold til forurensing av prøvene for eksempel i forhold til smeltevann. Dersom det hadde vært gjort flere prøver kunne en avdekket om det var forurensende utliggere med i utvalget.

4.1.4 Temperatur og Stakemålinger

Tidligere er det gjort både stakemålinger på toppen av Storbreen for å undersøke bevegelse samt temperaturmålinger gjennom hele ismassens dybde. Forfatteren har ikke eierskap til disse dataene og de blir derfor ikke presentert i sin helhet oppgaven, men de tilsier at Storbreen er kald tvers gjennom og at det er ingen overflate bevegelse, eventuelt er bevegelsen mindre enn feilkildene til den differensielle GPSen brukt til måling (Vatne, 2015).

5 Resultater

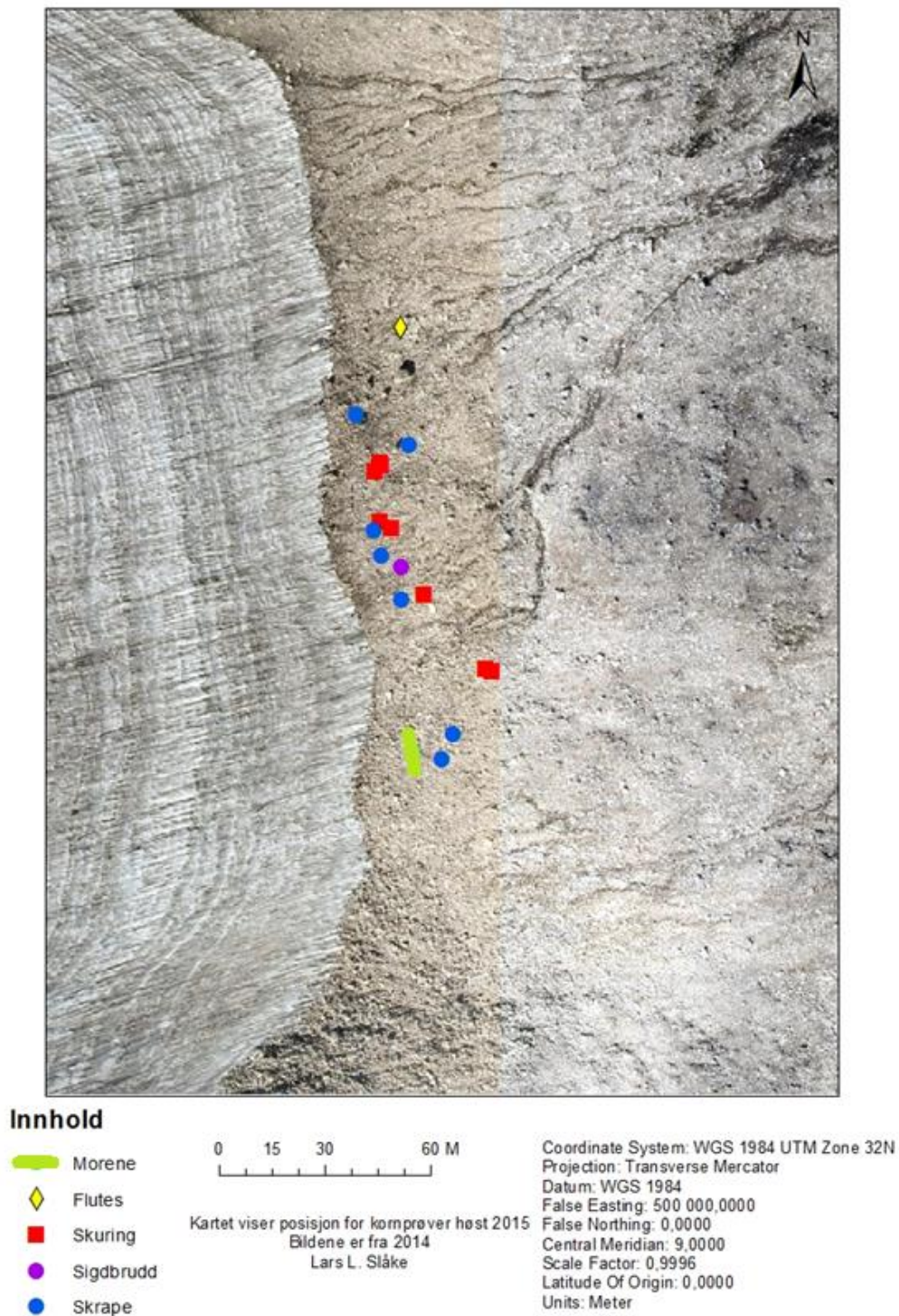
Det ble foretatt to feltarbeid på Storbrean i august og september 2015. I feltsesongen 2015 var det mer snø enn i 2014 noe som førte til at Storbrean dekket en større del av flaten foran ismassen. Flere av formene som ble observert under feltarbeid for «SPARC» 2014 ble ikke registrert i 2015 av ulike årsaker.

5.1 Observasjoner av landformer

I feltsesongen 2015 ble det observert former som ligner på en subglasial fluting, skuringsstriper og sigdbrudd i området foran Storbrean. I tillegg ble det observert skrapemerker som også tidligere er observert, og en morenelignende form. Det er første gang det observeres sigdbrudd og former som kan minne om en morene ved ismassen. Pushblokken fra 2014 ble ikke funnet igjen, selv om den ut fra observasjonene i 2014 burde ligge om lag 10 – 15 m nord fra der flutingen ble funnet.

I kart 5-1 vises lokalitetene til erosjons- og avsetningsformene som ble observert i 2015.

Erosjon og Avsetningsformer



Kart 5-1: Kart over observasjoner av glisiale former foran Storbreen 2015.

Formene blir observert innenfor 30 meter fra brekanten, og vil beskrives i de kommende delkapitlene.

5.1.1 Skrapemerker

Skrapemerker er erosjonsformen som blir funnet hyppigst ved Storbrean. De finnes i overflaten av steiner som ligger i nedkant av ismassen. De er fra 2 – 3 cm til flere desimeters lengde og er retningsorientert med brehelningen (se bilde 5-1).



Bilde 5-1: Skrapemerker ved Storbrean.

5.1.2 Skuringsstriper

Det registreres sju skuringsstriper foran Storbrean, flere av dem ligger nær hverandre så de kan defineres som fire skuringslokaliteter. Skuringsstripene varierer i lengde fra noen få centimeter til flere desimeter og kan være opp mot en centimeter dype. De har dessuten en retningsorientering tilsvarende brehelningen mot øst nordøst. Dybden og tydeligheten av formene skiller dem fra de tidligere omtalte skrapemerkene (Se bilde 5-2).



Bilde 5-2: Skuringsstriper ved Storbreen.

5.1.3 Fluting

Det ble observert en fluting ved Storbrean i 2015. Formen er om lag en meter lang og har samme retningen som breens helning.



Bilde 5-3: Fluting ved Storbrean.

På bilde 5-3 ligger Storbrean cirka 5 meter innover i bildet. Steinen som observeres rett over tommestokken i bilde kan ha vært elementet som dannet leområdet som la grunnlaget for flutingsens dannelse. Det er imidlertid tydelig at steinen ligger løst i dag, så dens deltakelse under formdanningen av flutingen er ukjent.

5.1.4 Sigdbrudd

Observasjonen av sigdbrudd foran Storbreen gjøres på en steinflate foran ismassene. Det observeres tre Sigdbrud og alle har en lengde på 10 – 15 cm. Formenes dybde ble ikke målt i studien. Spesielt sigdbruddet ved siden av kompasset i neste bilde oppfattes som utvetydig. Sigdbruddene har en tydelig konveks form som peker i samme retning som brehelningen (se bilde 5-4).



Bilde 5-4: Sigdbrudd ved Storbreen.

5.1.5 Mulig Pushblokk

I 2014 ble det observert en form som kunne minne om en pushblokk foran Storbreen. Lokalteten for dette funnet er i dag ukjent, bortsett fra at den ligger langt mot nord i området foran Storbreen.



Bilde 5-5: Mulig pushblokk ved Storbreen.

Blokka er 30 * 30 cm i horisontalplanet med ukjent dybde og det er en tydelig voll på den sida av blokka som peker bort mot Storbreen.

5.1.6 Morene

Det observeres en form som går på tvers av Storbrens helning.



Bilde 5-6: Morenelignende form ved Storbren.

Dette kan være en liten morene (Benn & Evans, 2010) bestående av løst materiale, men den er uklar og vil derfor ikke vektlegges ytterligere i oppgaven.

5.1.7 Lineære former avhengig av underlag

Det ble i 2014 observert former i det sørlige området foran Storbreen sammensatt av finere materiale.



Bilde 5-7: Lineære former avhengig av underlag.

Formene som er observert er fra 30 – 40 cm lange og har en løsere struktur en flutingformen vist tidligere. Formene har en tydelig retningsorientering noe som gjør at de skiller seg ut fra resten av sedimentene. Det har ikke lyktes forfatteren å finne teori som beskriver en tilsvarende form. Et mulig opphav vil drøftes i diskusjonen. Formene ble ikke gjenfunnet i 2015.

5.1.8 Gjenfinning av observasjoner fra 2014

Flere av formene fra 2014 ble ikke gjenfunnet i 2015.



Bilde 5-8: Eksempler på former observert i 2014 som ikke ble gjenfunnet i 2015.

At formene ikke ble gjenfunnet har tre mulige årsaker. 1: det var mer snø i 2015 enn i 2014, derfor var formene dekket av snø, da de ble lett etter i 2015. 2: det er mulig at formen ble forbigått i 2015 og derfor ikke ble funnet igjen. 3: Formen kan ha blitt ødelagt fra 2014 til 2015.

5.2 Issprekker

Det observeres sprekker i isens overflate. Sprekkene følger ikke Storbrens helning og skiller seg derfor fra supraglasiale kanaler.



Bilde 5-9: Viser sprekke på Storbreen. Pila viser vannedrenering og ismassens helning.

Sprekkene blir målt til å være 5 cm dype, men de kan også være en svakhetsstruktur som strekker seg videre ned i ismassene. Sprekkene tyder på at det er krefter i isen store nok til å føre til brudd ved sprø deformasjon i ismassene (Benn & Evans, 2010).

Noen av stakene som gjennom SPARC er drillet ned i breens overflate brakk fra 2014 – 2015 dette kan være et resultat av krefter i isen, men det kan også være et resultat av snøsig.

5.3 Isbåret materiale i utsmelting

Langs fronten av Storbreen ble det i 2014 observert materiale som smeltet ut av isen. Materiale ser ut til å være konsentrert langs bunnen av ismassenes front.



Bilde 5-10: Materiale i Storbrensans front, den røde linja viser iskantene.

Materiale i bildet 5 - 10 trenger imidlertid ikke å være representativt for materiale til stede i Storbrensans subglasiale miljø, fordi materiale som smelter ut kan være summen av englasiale materialbånd som har kommet med vind eller falt ut på ismassen. Derfor kan ikke materialobservasjonene brukes til å avgjøre hvor mye materiale som kan ha glidd mot bunnen.

5.4 Kornfordelingsanalyser

Innsamlingen av materiale til kornfordelingsanalysen ble gjort ved lokaliteten vist i bilde 5-11 og kart 5-2.



Bilde 5-11: Lokalitet for kornprøver.

Gravelokalitet



Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 32N
Projection: Transverse Mercator
Datum: WGS 1984
False Easting: 500 000,0000
False Northing: 0,0000
Central Meridian: 9,0000
Scale Factor: 0,9996
Latitude Of Origin: 0,0000
Units: Meter

0 30 60 120 M

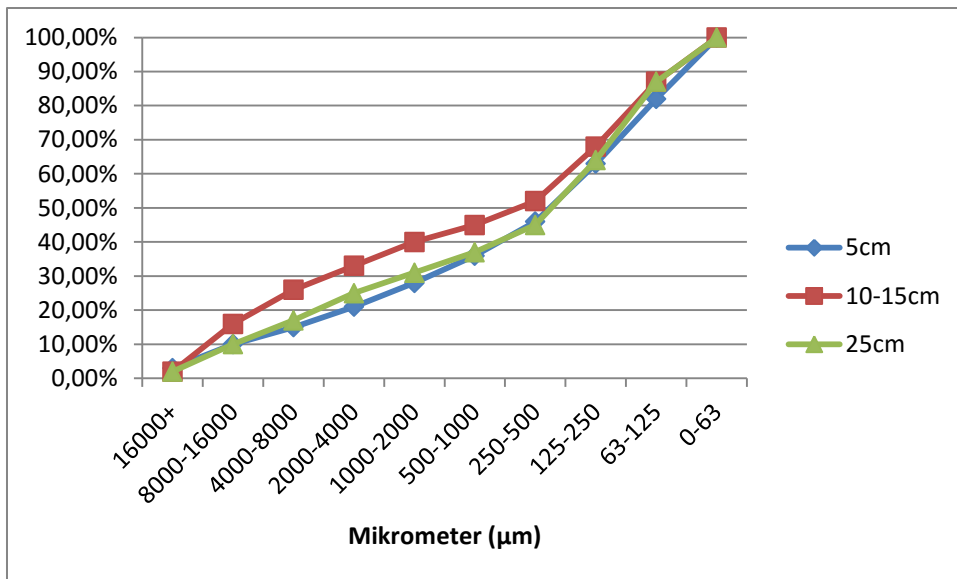
Kartet viser posisjon for kornprøve høst 2015
Lars L. Slåke 2015

Innhold

● Gravelokalitet

Kart 5-2: Lokalitet for kornprøve.

Kornfordelingen i de ulike lagene er relativt like, og er vist i figur 5-1.



Figur 5-1: Kumulativ kornfordeling.

Allikevel skiller laget på 10 – 15 cm seg ut fordi det har en større andel av kornstørrelsene fra 16 – 4 mm og mindre fra 4 mm og nedover. Som en årsak av metodevalg ble de største kornene valgt ut, derfor utgjør kornstørrelser større enn 16 mm en liten del av diagrammet.

Det ble foretatt analyse av kornstørrelsene under 63 mikrometer ut fra feltbedømmelsen for tekstur (Fadnes & Mjaavatten, 2008).



Bilde 5-12: Bildet til venstre viser ball dannet av leire, bildet til høyre viser at den ikke lar seg klemmes til et bånd.

Prøvene oppfattes som grøtaktige, men blir ikke blanke når de ristes. Det er ikke mulig å kjenne kornene i overflaten og ballen lar seg ikke klemme til et bånd. Dette tolkes som at prøvene består av en blanding av silt og siltig- sand.

6 Diskusjon

Rammeverket for diskusjonen er at Storbreen i dag er målt til å være kald helt gjennom. Den ligger på permafrost og bevegelsen er målt til å være ingen eller så liten at det ikke slår ut på differensiell GPS. Samtidig observeres det former med tydelige likhetstrekk til de subglasiale formene skuringsstriper, sigdbrudd og en fluting med ukjent opphav som er i konflikt med at Storbreen ligger i ro. I kapitlet vil det forsøkes å svare på hva disse formene er hvordan de ble dannet og hva de kan fortelle oss om Storbreen.

Formene ved Storbreen er enten ukjente former med uviss dannelsesprosess eller så kan de forklares med eksisterende teori. Om de skal forklares med eksisterende kunnskap er det spesielt teori om subglasiale forhold og prosesser som skiller seg ut som aktuelle, på grunn av likhetstrekk mellom former av subglasialt opphav og observasjonene ved Storbreen. Det har ikke lyktes forfatteren å finne teori utover subglasial, som forklarer opphavet til formene. Derfor vil det videre diskuteres hvordan subglasiale forhold kan ha dannet skuringsstripene, flutingsen og sigdbruddene som observeres ved Storbreen i dag.

6.1 Kornfordelingsanalyse

Selv om prøven fra 10-15 cm skiller seg ut fra de andre prøvene er kornfordelingen relativt lik. Siden det i prøvene er valgt bort større kornstørrelser kan de ikke brukes til å si noe om kornfordelingen i sin helhet. Prøvene inneholder derimot et representativt utvalg av finstoff fra et punkt og derfor kan derfor brukes med forsiktighet. Siden de minste kornene har egenskaper som indikerer silt – siltig sand så betyr det at det er mindre av kornstørrelser med lavere diameter. At det er lite av mindre kornstørrelser kan bety at erosjonen ikke har vært omfattende nok eller foregått over lang nok tid til å danne mindre kornstørrelser. Prøvene er imidlertid ikke representative for området foran Storbreen og vil derfor ikke vektlegges i diskusjonen.

6.2 Glasial dannelse av skuringsstriper, flutingsen og sigdbrudd ved Storbreen

Det er gjennom studiet ikke gjort observasjoner som tyder på subglasial deformasjon ved Storbreen. Det kan komme av at det ikke har vært deformasjon av de subglasiale sedimentene, men mer trolig er det på grunn av at metodene ikke er tilstrekkelige til å avdekke deformasjon.

Siden formene som observeres knyttes til glasial glidning så er det imidlertid hvordan denne prosessen, fungerer som en landskapsdannende agens det vil fokuseres på. I delkapitlet som

følger vil det diskuteres om formene kan være glasiale og under hvilke glasiale forhold blir de kan ha blitt dannet. Det tas utgangspunkt i noen faktorer som er nødvendige for glacial dannelse av skuringsstriper, flutings og sigdbrudd:

- Basal glidning
- Materiale i ismassene
- Tid

(Benn & Evans, 2010)

6.2.1 Basal glidning

Formdannelsen av skuringsstriper, flutingsen og sigdbruddene er avhengig av at det er bevegelse mellom is og underlag. Dette er lite sannsynlig i dag siden målinger av staker viser ingen overflatebevegelse i Storbreen. Det er mulig at stakene beveger seg, men da innenfor den differensielle GPSens feilkilde. Denne hastigheten vil være avhengig av Storbrens kumulative bevegelse (Boulton, 1996). Dette betyr at om det er lave hastigheter ved ismassens overflate, så kan det like gjerne være et resultat av indre deformasjon av is, som glidning langs underlaget, avhengig av forhold mellom stress og styrke i ismassene og i skillet is - underlag. Ismassen er kald og hviler på permafrost, noe som betyr sterke adhesive krefter mellom is og underlag (Benn & Evans, 2010). Utfra kombinasjonen av ingen eller minimal bevegelse, kalde forhold og permafrost antas det med at det ikke er glidning mellom Storbreen og underlaget i dag. Det er imidlertid mulig at Storbreen har glidd tidligere under subglasiale forhold som var annerledes enn det de er i dag. Dette kan ha skjedd ved endringer i trykk og temperatur.

Trykk: dersom ismassene var tykkere enn det de er i dag ville det endret de interne trykkforholdene. Dette kunne startet intern deformasjon noe som ville ført til produksjon av friksjonsvarme og økt stress. Dessuten vil trykksmeltepunktet stige noe som kan føre til at en går fra kalde til tempererte subglasiale forhold, og på den måten øker glidningen. Dersom en tar utgangspunkt i at istettheten var 900 kg/kubikkmeter (Benn & Evans, 2010) og bruker ligning 1 fra teorien kan en anslå at trykksmeltepunktet øker med 0,1 C° for hver 157m is med en tetthet på 900 kg. Dette er imidlertid normaltrykket fra en issøyle. Trykket ved ismassens bunn vil også ha vært påvirket av trykket som oppstår fra friksjon ved glidning for eksempel oppstrøms hindringer.

En kan ta utgangspunkt i breutbredelsen på Snøhetta for å avgjøre om det har vært perioder med vesentlig brevekst på Dovre. Det er imidlertid viktig å være klar over at koblingen mellom breutbredelse på Snøhetta og ved Storbreen ikke er helt klar. Dette fordi breene på Snøhetta hviler på et fjell som er 2286,5 moh. mens fjellet bak Storbreen er 1900 moh. Dette fører til at en massebalanse som er positiv for breer på Snøhetta kan være negativ for Storbreen (avhengig av i hvilken høyde breene lå). Dette vil derimot ikke bare være avhengig av hvilken høyde likevektslinja ligger på, men også hvor mye areal hver enkelt bre har over linja. Uansett må dataene fra Snøhetta brukes med forsiktighet når de overføres til Storbreen.

Det er noen perioder i holocen på Dovre med stor brevekst. Dette gjelder spesielt periodene rundt år 11 000, 10 100 – 9400 og under lille istid (Nesje, 2011). Dersom trykkendringer skal ha vært en avgjørende faktor for at Storbreen skulle gått fra kalde til tempererte forhold så anses periodene over som de som er mest sannsynlig for at dette skulle inntreffe.

Energibalanse: glasial glidning kan imidlertid ha opptrådd uavhengig av periodene over, dersom energibalansen ble endret. Dette kan for eksempel ha skjedd dersom snøfall tidlig på vinteren over flere år på rad isolerer fra vinterens kuldebølge, dersom en har hatt advektiv varmetilførsel ved vann eller ved klimaendringer. Endringer i energibalansen vil påvirke breens temperatur og kan ligge til rette for glidning (Benn & Evans, 2010). Dersom en bruker likning 2 for is med tetthet på $900 \text{ kg} / \text{m}^3$ og høyde på 15m (som er Storbreens dypeste punkt i dag). A fra Cuffey & Paterson 2010 og varierer temperaturen fra $0 \text{ }^\circ\text{C}$ til $-2 \text{ }^\circ\text{C}$ så tilsvarer det overflate hastigheter henholdsvis $2,1 * 10^{-8} \text{ m/s}$ og $1,5 * 10^{-8} \text{ m/s}$ som tilsvarer 0,66 m/år og 0,47 m/år. Dette viser at temperatur påvirker isdeformasjon. Stresset fra ismassene som er i bevegelse vil forplante seg ned i ismassene og vil kunne føre til glidning.

Med bakgrunn i teorien over konkluderes det med at basal glasial glidning har vært mulig under Storbreen i holocen. Glidningen kan ha kommet av endringer i trykk og energibalanse.

6.2.2 Formdannelse under tempererte, polytermale eller kalde subglasiale forhold

I dette delkapitlet blir det tatt utgangspunkt i at glidning kan ha foregått der Storbreen ligger i dag, og det blir med bakgrunn i teori diskutert under hvilke subglasiale forhold dette kan ha foregått.

Om en tar utgangspunkt i målingene av permafrost på Juvhøye, så viser de at det i høyden 1861 moh. var permafrost gjennom hele holocen og at det på 1561moh. var permafrost i hele perioden utenom i holocen varmeoptimum for ca 7800 år siden (se kap. 2.5.2) (Lilleøren et

al., 2012). Dersom en overfører disse dataene til Dovre og Storbreen (1720 – 1850 moh.) så betyr det at det der har vært permafrost i hele holocen, kanskje utenom perioden i holocen varmeoptimum. I holocen varmeoptimum er det heller ikke breer på Snøhetta og sannsynligvis ikke en ismasse der Storbreen ligger i dag. Om dette er tilfelle, betyr det at den eneste perioden uten permafrost ved Storbreen også var isfri, noe som antyder at i de periodene hvor det har vært en ismasse der Storbreen ligger i dag har det også vært permafrost i området. Imidlertid påvirkes det subglasiale miljøet av for eksempel endringer i trykksmeltepunkt, snøisolasjon av vinterens kuldebølge og advektiv varmeoverføring som kan endre det subglasiale temperaturregime fra kaldt til temperert. Når dette skulle ha skjedd vil imidlertid ikke diskuteres i studien fordi det ikke forekommer data som kan fortelle noe om dette. Det kan imidlertid diskuteres under hvilke temperaturforhold glidning som landskapsdannede agens har formet landskapet ved Storbreen.

Temperert glidning: dersom subglasial temperert glidning skal foregå som et resultat av endring i trykksmeltepunktet krever det større ismasser enn i dag. Tar en utgangspunkt i brehistorikken på Dovre kan dette ha skjedd for 11 000, 10 100 – 9400 og under lille istid. Som omtalt over tilsvarer 157 meter is en endring i trykksmeltepunktet på 0,1 C°. Dersom en økende ismasse skal ha fått de subglasiale forholdene til å gå fra kalde til temperere subglasiale forhold krever det altså at de subglasiale temperaturene allerede er nær trykksmeltepunktet eller hundrevis av meter med is. Imidlertid er ikke trykk fra issøyla det eneste trykket som påvirker trykksmeltepunktet, lokale områder med høyt trykk for eksempel oppstrøms hindringer vil også være med å påvirke om det er kalde eller temperere forhold. Slike lokaliteter kan ha temperaturer nær trykksmeltepunktet og en høyere issøyle kan være nok til å få områdene til å gå fra kalde til tempererte slik at en får en får polytermale subglasiale forhold. Endringer i energibalanse kan også igangsette temperert glidning, dette skjer ved pådriv fra ytre faktorer som blant annet temperaturen i atmosfæren, men er også avhengig av kobling mellom atmosfære og det subglasiale miljøet som omtalt i teorien.

Kald glidning: glidning kan også ha foregått under kalde forhold på grunn av vannfilmer som eksisterer under frysepunktet, dette krever imidlertid lengre tid enn dannelse under tempererte forhold (Cuffey et al., 2000). Storbreen under dagens forhold har ingen eller minimal glidning, det betyr at dersom Storbreen skal ha hatt kald glidning under kalde forhold tidligere må det ha foregått under andre forhold enn det som er ved Storbreen i dag for eksempel ved økte temperaturer nærmere trykksmeltepunktet eller ved økt istykkelse. Periodene hvor økt istykkelse kan bidra til økt stress og glidning samfaller med periodene nevnt over. I forhold til

temperaturendring er også kalde breer avhengig av ytre faktorer og koblinger mellom atmosfære og underlag. Dersom det har vært gunstige forhold for kald glidning ved Storbreen under lille istid og en har hatt tilsvarende glidningshastigheter som ved Urumqi Glacier nr. 1 i Kina med 0,45mm/døgn (Echelmeyer & Zhongxiang, 1987), så blir det 50 meter med glidning over 300 år, noe som burde være tilstrekkelig for å danne formene som observeres der i dag.

Dette betyr at det i løpet av holocen kan ha foregått både kald og temperert glidning under Storbreen og at begge deler er avhengig av trykkforhold og energibalanse. Glidning foregår imidlertid raskere under tempererte enn kalde forhold (Benn & Evans, 2010) og av den grunn er tempererte dannelsesforhold mer aktuelle.

6.2.3 Tilførsel av materiale

Dannelsen av skuringsstriper sigdbrudd og fluting krever materiale i ismassene. Forfatteren ser tre mulige opphav til dette materialet. Den første er at idet det ble dannet en snø og ismasse der Storbreen ligger i dag så ble den dannet på løst materiale. Dette materiale ble først dekket av snø som over tid ble omdannet til en større masse av firn og is. Idet denne massen begynte å gli, av grunner som diskutert i delkapittel 6.2.1 og 6.2.2, så vil det tidligere løse materiale som nå er inkorporert i isen skure mot underlaget og samles i subglasiale leområder, noe som danner grunnlaget for formene. En svakhet ved dette forslaget er at landskapsdanningen er begrenset av det materialet som ble inkorporert under dannelsen av ismassen. Forslag nummer to er at materiale har havnet på Storbreens akkumulasjonsområde og gjennom indre deformasjon blitt fraktet ned til bunnen av ismassen hvor det kan forme landskapet. Likevel vil det meste av dette supraglasiale materiale ikke nå Storbreens bunn (Alley et al., 1997). Det tredje forslaget er at materialet er tatt opp i ismassen gjennom subglasiale prosesser for eksempel gjennom påfrysning eller regelasjon (Benn & Evans, 2010; Cuffey et al., 2000).

En kald bre deformerer treigere enn en temperert bre. Derfor vil det ta lang tid før supraglasialt materiale i ablasjonsområdet når bunnen av breen under kalde forhold. En temperert bre vil på den andre siden ha høyere hastigheter og denne prosessen vil derfor gå raskere (Benn & Evans, 2010). En kald bre kan også ha tatt opp i seg materiale under dannelsen som nevnt over, men dette er en engangshendelse, noe som derfor tilsier at breen på den måten ikke er en varig landskapsformende agens, men er begrenset av materiale. Om dette har vært et problem for dannelsen av formene ved Storbreen er imidlertid uvisst,

materiale fra innfrysing under dannelse av ismassen og deretter 50 meter glidning under lille istid kan ha vært nok til å danne formene, men dette er kun antagelser. Kald is kan dessuten ta opp i seg materiale ved for eksempel regelasjon, men det er snakk om mindre mengder enn hva en forventer fra temperert is (Cuffey et al., 2000). En polytermal bre vil få tilført materiale ved frysing av vann idet en går fra tempererte til kalde subglasiale områder (Benn & Evans 2010).

I et materialperspektiv kan formene ha blitt dannet under både kald, temperert og polytermal is. Det er likevel på samme vis som for glidning, flere begrensninger som kan hindre kald dannelse enn varm eller polytermal. Derfor blir varm og polytermal dannelse ansett som mest sannsynlig i forhold til materialtilførsel.

6.3 Hva kan teori om formene fortelle om de subglasiale forholdene

Av skuringsstriper, sigdbrudd og flutings er det etter forfatterens kunnskap kun former som ligner skuringsstriper som er observert dannet av kald is (Atkins et al., 2002).

Flutings dannes enten ved at materiale samler seg i et hulrom og danner et nytt hulrom bak seg eller ved at materiale fryses inn i sen bak hindringer. Ved kalde forhold vil vannfilmene rundt hindringer i isen være tynne. Dette fører til at kun de minste kornstørrelsene blir tatt med av vannet rundt hindringen. Løsninger av for eksempel salt vil opparbeide seg i vannfilmen fordi de i liten grad fryses videre inn i isen, noe som fører til større vannfilmer (Cuffey et al., 1999), men selv om vannfilmene vokser anses det som usannsynlig at flutings skal kunne dannes under kalde forhold. Dette fordi vannfilmene fremdeles er svært tynne og det er derfor minimalt med materiale som blir tilført områder nedstrøms av hindringer.

Sigdbrudd er i hovedsak avhengig av at det er materiale til stede, passelig normaltrykk og glidning. Dette er forhold som er mulig under kalde breer. Dannelsen av Sigdbrudd under en kald bre kan derfor ikke avskrives, men det burde ta lenge tid da glidningen er mindre.

Felles for teorien om skuringsstriper, flutings og sigdbrudd er at den er i favør av temperert og polytermal subglasial dannelse, selv om former som ligner skuringsstriper er observert nær kalde ismasser og at dannelsen av sigdbrudd burde være teoretisk mulig.

6.4 Fordelingen av skuringsstriper, sigdbrudd og flutingen i landskapet

Retningsorienteringen til formene ved Storbreen tyder på at det er en ismasse med samme helningsorientering som Storbreen som har dannet formene. Dette betyr at om det skulle være en større ismasse enn Storbreen som har dannet formene så måtte den ha hatt akkurat samme

helningsorientering som det Storbreen har i dag. Det er også slående at erosjons og avsetningsformene kun eksisterer 30 meter fra brekant og er fraværende utover dette. Dersom en større temperert bre hadde dannet formene ville en forvente å finne flere glasiøle spor i et større område foran Storbreen. Det anses derfor som sannsynlig at formene er blitt dannet av en lokal ismasse..

Det er et distinkt skille mellom området hvor det finnes former cirka 30 meter foran Storbreen og området lenger fra ismassen hvor formene er fraværende. At det er et svært tydelig skille fra området hvor en finner glasiøle former til hvor de ikke observeres og ingen overgangssone, tyder på et skifte fra temperert til kald is. Dette kan tolkes som at skuringsstripene, flutingsen og sigdbruddene ble dannet under polytermale subglasiøle forhold ved Storbreen (Kleman, 1994). Dersom Storbreen var polytermal og det bare visse steder har foregått glidning og erosjon av materiale så kan det forklare at egenskapene til de fineste kornene er som silt – siltig sand og ikke mindre, på grunn av begrensede erosjonsprosesser. Dette er imidlertid ingen klar sammenheng og andre faktorer kan også spille inn.

6.5 Polytermale forhold og andre observasjoner

Det er frem til nå i diskusjonen avgjort at dannelsen av glasiøle skuringsstriper, flutingsen og sigdbruddene kan ha foregått ved Storbreen og, ut fra fordelingen av formene i landskapet har dette antageligvis foregått under polytermale forhold. I dette delkapitlet vil det vurderes hvordan resten av observasjonene forholder seg til polytermale breer, og om noen av dem er i konflikt med en polytermal dannelse av subglasiøle former.

Observasjonene som så langt ikke er diskutert er: skrapemerker, blokken med voll foran, de lineære formene som ser ut til å være avhengig av underlag og issprekkene. Det vil videre vurderes om disse formene kan motbevise et polytermalt opphav for skuringsstripene, flutingen og skuringsstripene.

6.5.1 Kan de andre observasjonene avkrefte en glasiøal polytermal dannelse?

Skrapemerker

Ved Smørbotn i Romsdalen har Shakesby 1999 observerer former som er like skrapemerkene og den mulige pushblokken ved Storbreen. Disse formene blir i Shakesbys artikkel koblet til snøglidning.



Bilde 6-1: Bilde av skrapemerker fra Smørbotn, Romsdalen (Shakesby, et al., 1999).



Bilde 6-2: Skrapemerker ved Storbreen i 2014.

Formene ved Storbreen virker like på formene observert av Shakesby 1999 og det kan hende at noen av skrapemerkene foran Storbreen er dannet på samme vis. Flere av stakene brukt til GPS målinger har knekt i løpet av akkumulasjonssesongen 2014 - 2015, sannsynligvis som resultat av en viss deformasjon i snøen. Dette kan tyde på at snøglidning foran Storbreen kan være mulig med press fra høyereliggende snømasser på Storbreen. Observasjoner fra sommer 2014 hvor det var ekstrem smelting avdekket allikevel skrapemerker like ved isens kant. Dette er skrapemerker som i en «vanlig» ablasjonssesong sannsynligvis vil befinne seg under isen, dette var imidlertid ikke tilfelle i det store smelteåret 2014. Dette kan tyde på at skrapene også

kan ha et subglasialt opphav i tillegg til snøglidning som Shakesby 1999 omtaler. Om dette er tilfelle er imidlertid uvisst.

Pushblokk

I 2014 ble det observert en form som skyver materiale foran seg. Denne blokken ble ikke funnet igjen i 2015. Dette kan ha årsak i at den er blitt oversett eller at formen er blitt ødelagt.



Bilde 6-3: Blokk som skyver materiale foran seg (Shakesby, et al., 1999).

Shakesby 1999 observerer også lignende former ved Smørbotn i Romsdalen som han konkluderer med at dannes av snøglidning. Blokken observert ved Storbreen kan også ha blitt dannet ved glidning mellom bre og underlag (Benn & Evans, 2010).



Bilde 6-4: Skyvende blokk observert ved Storbreen.

Felles for både skrapemerkene og blokkene som skyver materiale er at de ikke avkrefter at det tidligere kan foregått landskapsdannelse under polytermale forhold. De kan derfor ikke brukes til å avkrefte en glasial dannelse av skuringsstriper, sigdbrudd og flutingsen. Dersom formene er dannet av en bre er den derimot en indikasjon på glidning og støtter en subglasial dannelse av de andre formene. Siden formen både kan ha vært dannet ved snøkryp og glasiale prosesser er den lite vektlagt i diskusjonen om subglasial dannelse, men om den er dannet av isen på $900 \text{ kg} / \text{m}^3$ som Shakesby 1999 også observerer, så burde den i større grad vektlegges.

Lineære avsetninger avhengig av underlag

Det har ikke lyktes forfatteren å finne teori som forklarer de lineære avsetningene som ble observert i 2014 se bilde 6-5.



Bilde 6-5: Løse lineære former.

Formene ble ikke gjenfunnet i 2015, noe som kan være et resultat av at de ble oversett, at de nå er dekket av snø eller at formene er borte. I forhold til dannelsen av de lineære formene kan de kobles til utsmelting gjennom observasjoner.



Bilde 6-6: Kanalisert materiale som når avsatt kan danne en lineær form avhengig av underlaget.

Det observeres lineære sedimentformasjoner som smelter ut av isen (bilde 6-6). Det er rimelig at materiale er blitt konsentrert i smeltevannskanaler, og at kanalene deretter er blitt lukket. Dersom materiale skulle avsettes på en ujevn overflate foreslås det at det ville dannes en form tilsvarende de lineære formene som observeres. Dette er imidlertid en hypotese og verken bekreftet eller avkreftet. Formene er ikke i konflikt med en tidligere polytermal dannelse av landformer.

Issprekker

Issprekkene på isens overflate som ble observert i 2014 tyder på at det på et tidspunkt har vært deformasjon i ismassen. Denne observasjonen er ikke i konflikt med en subglasial dannelse av skuringsstriper, flutings og sigdbrudd.

6.6 Oppsummering av diskusjon

Dannelse av subglasiale former kan ha foregått ved Storbreen i holocen, både under tempererte, polytermale og kalde forhold. Prosessene som danner formene er imidlertid mer effektive under tempererte og polytermale forhold enn under kalde. Dessuten tyder den brå overgangen fra former i området 30 meter foran Storbreen til ingen former lenger ut på flata, på en overgang fra varm til kald is. Derfor blir det i oppgaven foreslått at en polytermal opprinnelse for formene er sannsynlig. En kan allikevel ikke ekskludere at det er ukjente former som observeres ved Storbreen, men siden formene ligner glasiale former og det har vært tilrettelagt for glasial dannelse anses dette som mindre sannsynlig.

7 Svakheter og feilkilder

Her vil det presenteres svakheter ved studien og feilkilder tolket til bruk av dataene.

Subjektivitet i teorivalg: utover svakheten med metodene må det tas opp hvordan resultatet det diskuteres. Deler av diskusjonen bruker antagelser til å gjøre rette for visse syn. Dette gjøres med utgangspunkt i teori og de prosessene for dannelse som jeg gjennom teorien finner mest aktuelle for Storbreen. Bruk av antagelser gjort på et utvalg av teori kan innføre feil fordi antagelsene kan være uriktige og teorien begrenset.

Tilegnelse av teori: i det jeg tar teorien og gjør den til min egen vil jeg ikke i alle tilfeller klare å ta til meg alle nyanser og all informasjon. Dessuten formes oppgaven av den teorien jeg har tatt til meg, men jeg ikke har fullstendig oversikt over emnet. Studien baseres derfor på et utvalg av teori. Det er forsøkt å danne et teorigrunnlag som er fullstendig, men i praksis er det ikke mulig. Studien baserer seg derfor på det som jeg har valgt at er den vesentlige teorien om emnet og som derfor gir meg den kunnskapen jeg trenger for å uttale meg. Mine valg av teori kan være ufullstendig og viktige faktorer som kan påvirke diskusjon og konklusjon kan derfor ha blitt forbigått.

Bruk av teori: det rammeverket jeg har arbeidet innenfor er begrenset av mine erfaringer og den kunnskapen jeg sitter inne med. Kunnskapen bygger i stor grad på teori jeg har tatt til meg gjennom å lese artikler og ved å studere ved NTNU. Dette danner et grunnlag som er brukt til å forstå forholdene ved Storbreen, valg av metode og bruk av teorien. Bruken av teori er allikevel subjektiv noe som kan føre til at jeg setter sammen teorien på et vis som passer studien og det inntrykket jeg har av lokaliteten. Så selv om jeg har teorien og kunnskapen til å forstå kan jeg ha brukt dette feil.

Romlig skala: diskusjonen i studien bygger på observasjoner av kun noen romlige skalaer deriblant desimeter, cm og millimeter. Ved å tilnærme meg problemstillingen over flere eller andre romlige skalaer kunne studien blitt en annen.

Tidsskala: i oppgaven brukes et øyeblikksbilde av relikte former foran Storbreen til å forsøke å si noe om aktive prosesser som har virket over tid. Dette er en avstand mellom objektene jeg observerer og prosessene jeg prøver å si noe om.

Rom: i oppgaven brukes teori fra et rom til å si noe om et annet. For eksempel er teorien som viser at kalde breer på Antarktis tar opp i seg materiale (Cuffey et al., 2000) og hvor det observeres kalde breer som glir (Echelmeyer & Zhongxiang, 1987) er kvantifisert i et miljø

langt unna Dovre og Storbreen og under andre forhold. Det er derfor et spørsmål om i hvilken grad denne teorien er gjeldene for Storbreen.

Begrenset kunnskap om geologi: jeg er utdannet geograf med begrenset kunnskap om geologi. Kunnskap viktig for hvilke metode en velger å bruke for å løse et problem. Geologi er avgjørende for oppgaven i forhold til erosjonsformene og deres levetid. Dersom jeg hadde visst noe om hvor lenge formene klarte seg i et miljø uten å være dekket av is kunne det vært brukt til å undersøke om formene er fra sist istid.

Tolkning av klima: bruken av breene på Snøhetta som indikator for Storbreen kan diskuteres siden en ikke direkte kan koble dataene fra Snøhetta til Storbreens størrelse. Allikevel valgte jeg å bruke dataene i kombinasjon med data fra Juvfonna for å gi et bilde av klimahistorien. Dette kan være tolket og brukt feil, men etter forfatterens mening er det de best tilgjengelige dataene for å si noe om de historiske forholdene ved Storbreen.

8 Konklusjon

I denne oppgaven er det drøftet hva som er opphavet til formene ved Storbreen på Dovre. Formene kan ikke forklares utfra et teoretisk rammeverk som beskriver forholdene ved Storbreen i dag. Formene er derfor ukjente eller dannet av kjente prosesser under andre forhold. Formene ligner strukturer av subglasialt opprinnelse, og i oppgaven blir det derfor spesielt diskutert om formene kan ha opphav i tidligere glasiøse prosesser, og under hvilke glasiøse forhold. Studien er utført med bakgrunn i feltarbeid i august og september 2015 der det ble innsamlet kornprøver og gjort observasjon av landformer.

Problemstillingen drøftet i denne oppgaven er:

- Hva er opphavet til formene ved Storbreen?

med følgende forskningsspørsmål:

- Kan formene være dannet glasiøst, i så tilfelle hvordan?
- Eventuelt er dette former som må kobles til andre fenomener enn breer for eksempel isfonner eller snøfonner og at de derfor ikke kan forklares utfra tilgjengelig teori?

Det er i oppgaven ikke konkludert med hvordan formene ble dannet. Det blir imidlertid ut fra observasjonene, aktuell teori og diskusjon foreslått et polytermalt opphav. At formene ikke er dannet av ukjente prosesser kan imidlertid ikke motbevise, selv om dette regnes som mindre sannsynlig utfra at slike former ikke tidligere er beskrevet i teorien, og fordi det er mulig at glasiøse prosesser har foregått der Storbreen ligger i dag.

Konklusjonen for oppgaven er at det er svært sannsynlig at formene ved Storbreen har glasiøst opphav og det vil derfor ikke oppfordres til videre arbeid med formene med mål om å avdekke ukjente prosesser.

9 Hva kunne vært gjort annerledes og mulig videre arbeid

Det er flere ting som kunne vært gjort annerledes i studien og som derfor er aktuelle i forhold til et mulig videre arbeid for å fremskaffe mer kunnskap om Storbreen og formene der.

I etterkant har jeg vurdert om undersøkelser av kornstørrelser var en god metode for å si noe om Storbrens subglasiale forhold. Jeg har kommet frem til at det var uheldig å begrense prøvene til små kornstørrelser fra om lag 1,6 cm og nedover. Dette førte til at jeg ikke kunne si noe om kornfordelingen i sin helhet eller bruke fordelingen av størrelser til å si noe om opphav. Det kan hende at tiden brukt på kornstørrelser heller burde blitt brukt på en annen metode.

Det kunne vært gjort en studie av lichomenetri i området rundt Storbreen for å forsøke å si noe om ismassenes utbredelse under lille istid. For deretter å undersøke i hvilken grad større ismasser påvirker trykksmeltepunktet. Dette kunne gi en indikasjon på om Storbreen var kald eller varm under lille istid og hvilke deformasjonshastigheter det var i isen, noe som kunne støttet studiens konklusjon

Det er dessuten andre metoder koblet til geologi som kunne vært av interesse for oppgaven. For eksempel bruk av Schmidt hammer for å måle materialet med erosjonsformer hardhet (Aydin & Basu, 2005) eller målinger av luminescens (A. S. Murray & Olley, 2002) for å forsøke å si noe om i hvilken grad materialet med former har vært utsatt for lys, dette kunne bidratt til å bekrefte subglasial dannelse.

Videre kunne det vært gjort analyser av rundingen til materiale foran breen og i utsmeltingene for å forsøke å si noe om i hvilken grad materialet er påvirket av breaktivitet.

Veien videre

I studien konkluderes det med at det er størst sannsynlighet for at formene foran Storbreen er dannet under polytermale forhold. Dersom en ligger det til grunn betyr det at data fra Storbreen ikke kan bidra inn i en større sammenheng i forhold til i hvilken grad kalde breer former landskapet. Allikevel har dataene verdi fordi de gir oss kunnskap om hvilke prosesser som har vært aktive på Dovre tidligere. Dersom en klarer å datere landformene kan de være med å bidra til vår forståelse av det glasiale regime på Dovre gjennom holocen.

Storbreen er dessuten bare en av flere flerårige snø og ismasser på Dovre og i den Norske fjellheimen, det er trolig at spor like dem som nå er avdekket ved Storbreen også smelter fram

i andre deler av landet som et resultat av klimaendringer. Dette er nye data som kan bidra til å gi oss en enda bedre forståelse av de glasiiale forholdene gjennom holocen.

I forhold til fortsatte studier ved Storbreen hadde det vært av interesse å vite alderen på steinene hvor det dannes for eksempel skuringsstriper og sigdbrudd i forhold til steiner lenger fra breen hvor det ikke registreres noen erosjonsformer.

Litteraturliste

- Alley, R. B., Cuffey, K. M., Evenson, E. B., Strasser, J. C., Lawson, D. E. & Larson, G. J. (1997). How glaciers entrain and transport basal sediment: Physical constraints. *Quaternary Science Reviews*, 16, 1017-1038.
- Anderson, R. S. & Anderson, S.P. (2010). *Geomorphology: The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Astakhov, V. I. , Kaplyanskaya, F. A. & Tarnogradsky, V.D. (1996). Pleistocene Permafrost of West Siberia as a Deformable Glacier Bed. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 165 - 191.
- Atkins, C.B., Barrett, P.J. & Hicock, S.R. . (2002). Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30, 659 - 662.
- Aydin, A. & Basu, A. (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81, 1-14.
- Benn, D. I. & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation* (Second edition ed.). London: Hodder Education.
- Boulton, G. S. (1996). Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*, 42, 43 - 62.
- Boulton, G. S. & Clark, C. D. (1990). A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature*, 346, 813 - 817.
- Callanan, M. (2013). Melting snow patches reveal Neolithic archery. *Antiquity*, 87, 728 - 745.
- Callin, C., Falch, Ø., Hetland, Karl T., J., Palsgård, & Walle, J. (1997). *Ergo Fysikk 2FY* (2. utgave.). Otta: H. Aschehoug & Co.
- Cuffey, K. M. , Conway, H. , Hallet, B. , Gades, A. M. & Raymond, C. F. (1999). Interfacial water in polar glaciers and glacier sliding at - 17 C. *Geophysical Research Letters*, 26, 751 - 754.
- Cuffey, K. M. & Paterson W. S. B. . (2010). *The Physics of Glaciers*. Oxford: Elsevier
- Cuffey, K. M., Conway, H., Gades, A. M., Hallet, B., Lorrain, R., Severinghaus, J. P., Steig, E. J., Vaughn, B. & White, J. W. C. (2000). Entrainment at cold glacier beds. *Geology*, 28, 351-354.
- Echelmeyer, K. & Zhongxiang, W. (1987). Direct Observation of Basal Sliding and Deformation of Basal Drift at Sub-Freezing Temperatures. *Journal of Glaciology*, 33, 109 - 122.

- Etzelmüller, B. & Hagen, J. O. (2005). Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. *Geological Society, London, Special Publications*, 242, 11-27.
- Fadnes, K. & Mjaavatten, E. (2008). *Feltinstruks for jordsmonnkartlegging 2008*.
- Gilbert, G. K. (1905). Crescentic Gouges on Glaciated Surfaces. *Bulletin of the Geological Society of America*, 17, 303 - 316.
- Gilbertson, J. P. (1995). Glaciers in South Dakota.
- Gilpin, R. R. (1980). Wire Regelation at Low Temperatures *Journal of Colloid and Interface Science*, 77.
- Glasser, N. F. & Bennett, M. R. (2004). Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. *Progress in Physical Geography*, 28, 43-75.
- Hattestrand, C. & Stroeven, A. P. (2002). A relict landscape in the centre of Fenoscandian glaciation: Geomorphological evidence of minimal Quaternary glacial erosion. *Geomorphology*, 44, 127 - 143.
- Holtebekk, T. (2009). Isotop. Aksessert 13.07. 2015
- Inkpen, R. (2005). *Science, Philosophy and Physical Geography*. New York: Routledge.
- Kleman, J. (1994). Preservation of landforms under ice sheets and ice caps. *Geomorphology*, 9, 19 - 32.
- Lemke, P., Ren, J. , Alley, R.B. , Allison, I. , Carrasco, J. , Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R. H. & Zhang, T.(2007). Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Lie, O., Dahl, S. O. & Nesje, A. (2003). Theoretical Equilibrium-line Altitudes and Glacier buildup sensitivity in Southern Norway based on Meteorological Data in a Geographical Information System. *The Holocene*, 13.
- Liestol, O. & Hagen, J. O. (2015). Isbre. Retrieved 29.09, 2015
- Lilleoren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gislås, K. & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in Norway. *Global and Planetary Change*, 92–93, 209 - 223.
- Murray, A. S. & Olley, J. M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, 1 - 16.

- Murray, T. (1997). Assessing the paradigm shift: Deformable glacier beds. *Quaternary Science Reviews*, 16, 995 - 1016.
- Nesje, A. (2011). Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28.
- Nesje, A. & Kvamme, M. (1991). Holocene glacier and climate variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events *Geology*, 19.
- Nesje, A., Pilo, L. H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V., Ødegård, R. S., Isaksen, K., Støren, E. N., Bakke, D. I. & Andreassen, L. M. (2011). The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene*, 22, 485-496.
- NTNU. (2015). SPARC- The effects of climate change on vulnerable alpine heritage environments. <http://www.ntnu.no/vitenskapsmuseet/sparc> (aksessert 09.09.15)
- Ostrem, G, Dale Selvig, K. & Tandberg, K. (1988). Atlas over breer i Sør-Norge. *Meddelt fra hydrologisk avdeling*, 61.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers* (red,tredje utgave). Oxford: Pergamon.
- senorge. (2015). <http://www.senorge.no/> (aksessert 06.05.15)
- Serrano, E., Gonzales-Trueba, J. J. , Sanjose, J. J. & Del Rio, L. M. . (2011). Ice Patch Origin, Evolution Dynamics in a Temperate High Mountain Environment: The Jou Negro, Picos De Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler*, 57 - 70.
- Shakesby, R, A., Matthews, J, A., Berrisford, M, S. & McEwen, L, J. (1999). Snow-Push Processes in Pronival (Protalus) Rampart Formation: Geomorphological Evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, Southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81, 31-45.
- Shakesby, R.A. (1997). Proniva (protalus) ramparts: a review of forms, processes, diagnostic criteria and palaeoenvironmental implications. *Progress in Physical Geography*, 21.
- Shreve, R. L. (1984). Glacier Sliding at Subfreezing temperatures. *Journal of Glaciology*, 30.
- Slake, L. L. (2013). En metodestudie om bruk av georadar på snøfonner. *Bacheloroppgave Geografi*.
- Sollid, JL, Isaksen, K, Eiken, T, & Odegård, R. S. (2003). The transition zone of mountain permafrost on Dovrefjell, southern Norway. *Permafrost*.

- Turkington, A. (2010). Making Observations and Measurements in the Field. In N. J. Clifford, S. L. Holloway, S. P. Rice, & G. (Red.) Valentine (Eds.), *Key Methods in Geography* (pp. 220 - 229). London: SAGE Publications Ltd.
- Vatne, G. (2015). (Privat Kommunikasjon).
- Vistad, O. I., Wold, L. C., Daugstad, K. & Haukeland, J. V. (2015). Mimisbrunnr Climate Park – a network for heritage learning, tourism development, and climate consciousness. *Journal of Heritage Tourism*.
- Waller, R.I. . (2001). The influence of basal processes on the dynamic behavior of cold-based glaciers. *Quaternary International*, 86.
- Waller, R.I., Murton, J. & Whiteman, C. (2009). Geological evidence for subglacial deformation of Pleistocene permafrost. *Proceedings of the Geologists' Association*, 120, 155 - 162.
- Wettlaufer, J. S. , Worster, M. G. , Wilen, L. A. & Dash, J.G. . (1996). A Theory of Premelting Dynamics for all Power Law Forces. *Physical Review Letters*, 76, 3602 - 3605.

Foto i oppgaven hvor det ikke er oppgitt kilde er tatt av forfatteren.