

Kjetil Haukvik

**En studie av akkumulasjon- og ablasjonsmønstre basert på  
LiDAR data fra to fonner i Dovrefjellsregionen**

Masteroppgave i Geografi

Veileder: Geir Vatne

Trondheim, våren 2015

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet

Fakultetet for samfunnsvitenskap og teknologiledelse

Geografisk institutt





**Abstract**

This master thesis study the mass balance pattern of two ice patches, Kringsollfonna and Storbreen, in the municipality of Oppdal, Norway for the balance year of 2013/2014. These ice patches are of climatic and archeological significance, due to their existence below the regional ELA, their capability of preserving archeological artefacts and because of their existence for over 3500 years. Mass balance data was obtained in September and March/April by terrestrial LiDAR scanner. High resolution point cloud data was analyzed in ArcMap, producing and comparing DEMs with resolution of 0.5x0.5 meter. The mean accumulation values for Storbreen and Kringsollfonna is similar (4.10 and 4.17 meters respectively) and seems to be heavily dependent on snowdrift and preferential deposition in concave areas within the extent of the patches. The ablation patterns are very different with mean values of -5.68 meters on Storbreen and -7.39 meters on Kringsollfonna. This difference may be explained by factors such as: (1) incoming solar radiation, (2) altitude, (3) wind patterns, (4) a late snowfall (June 2014), (5) albedo and (6) summer precipitation. The individual effect of these are however difficult to quantify, based on only one year of measurements. The mass balance 2013/2014 of both patches was negative.



## **Forord**

Masterstudiet har for meg vært en stor kilde til kunnskap og frustrasjon. Sistnevnte dog i mangel av førstnevnte. Det er først nå jeg virkelig har fått forståelse for uttrykket fra Ex. Phil., om at «virkelig visdom, er å vite hva en ikke vet» - Sokrates.

For er det en ting jeg virkelig skjønt, så er det at det å være nøye under datainnsamling og feltarbeid, er fryktelig viktig innen naturvitenskap. Det er nemlig veldig frustrerende, når man etter lang tids arbeid med en form for databehandling jeg i utgangspunktet kunne svært lite om, finner ut at det du har gjort er galt. Og det er enda mer frustrerende andre gangen det skjer. Men heldigvis er det desto mer tilfredsstillende, når ting endelig blir riktig. Og man sitter strengt tatt igjen med mye mer kunnskap og erfaring, enn hvis alt hadde vært enkelt.

Jeg vil også benytte anledningen til å takke min veileder, Geir Vatne, for god veiledning og konstruktive diskusjoner. Men mest av alt vil jeg takke for en enkel, men for meg veldig motiverende setning, nemlig: «Det viktigste er at du har lært noe» - Geir Vatne. Denne enkle setningen, som er blitt brukt ved flere anledninger, har gitt min masteroppgave mening. Om ikke annet, så hvert fall for meg.

Jeg vil også takke Ivar Berthling, Linda Marleen Kristiansen Jarret og Lars Løkeland Slåke for fine dager i felt på Dovre. Og til slutt en takk til folka på lesesalen, vi har lidd sammen.

Kjetil Haukvik



## Innholdsfortegnelse

Abstract .....	III
Forord .....	V
Figurer .....	IX
Tabeller.....	X
1 Introduksjon.....	1
1.1 Tidligere studier .....	2
1.2 Problemstilling .....	3
1.3 Begrepsavklaring.....	3
2 Områdebeskrivelse .....	5
2.1.1 Storbreen .....	6
2.1.2 Kringsollfonna.....	7
2.2 Permafrost .....	7
3 Teori .....	9
3.1 Glasiologi .....	9
3.1.1 Massebalanse.....	9
3.1.2 Equilibrium Line Altitude .....	11
3.2 Fønner.....	13
3.2.1 Akkumulasjon, vind og feedbackmekanismer.....	13
3.2.2 Ablasjon, solinnstråling og feedbackmekanismer .....	16
4 Metode.....	19
4.1 LIDAR.....	19
4.1.1 Refleksjon og snø .....	19
4.1.2 Nøyaktighet og vinkel .....	20
4.1.3 Vær, vind og temperatur.....	21
4.2 GPS.....	22
4.3 Feltmetode .....	22
4.3.1 LiDAR.....	22
4.3.2 GPS.....	25
4.3.3 Tetthetsmålinger .....	26
4.4 Databehandling.....	26
4.4.1 RiScan Pro .....	26
4.4.2 ArcMap 10.2.....	28
4.5 Metodekritikk .....	30
4.5.1 LiDAR.....	30

4.5.2	Databehandling.....	31
4.5.3	Tetthetsmålinger.....	33
5	Resultat.....	35
5.1	Temperatur, nedbør og vind.....	35
5.1.1	Oppdal.....	35
5.1.2	Hjerkinn.....	37
5.1.3	Vinddata.....	39
5.2	Tetthet.....	40
5.3	Kringsollfonna.....	42
5.3.1	Høsten 2013.....	42
5.3.2	Akkumulasjonssesongen 2013/14.....	42
5.3.3	Ablasjonssesongen 2013/14.....	44
5.3.4	Massebalanse 2013/14.....	45
5.4	Storbrean.....	48
5.4.1	Høsten 2013.....	48
5.4.2	Akkumulasjonssesongen 2013/14.....	48
5.4.3	Ablasjonssesongen 2013/14.....	50
5.4.4	Massebalanse 2013/14.....	51
6	Diskusjon.....	53
6.1	Massebalansemønster/feedbackmekanismer.....	53
6.1.1	Akkumulasjonsmønster.....	53
6.1.2	Ablasjonsmønster.....	56
6.1.3	Sammenlingning.....	59
6.2	Massebalansemønster og breteori.....	62
6.2.1	Massebalansegradient og ELA.....	62
7	Konklusjon.....	65
	Videre arbeid.....	67
	Referanser.....	68



## Figurer

Figur 1: Oversikt over arkeologiske snøfonner i områdene rundt Oppdal (Callanan, 2012). (De gule navnene er ikke på original figur.).....	5
Figur 2: Oversiktsbilde av Storbreen sett mot vest. 14.9.2010. Foto: Tord Bretten. ....	6
Figur 3: Kringsollfonna mot sørvest. Juli 2014. Foto: Geir Vatne .....	7
Figur 4: Figuren viser utbredelsen av permafrost i Sør-norge. De blå områdene er områder med permafrost og Kringsollfonna ligger i de blå områdene nordvest for Dovrefjell (Lilleøren et al., 2012). ....	8
Figur 5: Figuren viser brebevegelse, likevektslinje osv. for en teoretisk idealisert botnbre (Dahl et al., 2003) ...	10
Figur 6: Illustrert eksempel på forskjellen mellom TP-ELA og TPW-ELA (modernisert versjon av (Dahl et al., 2003) etter (Dahl & Nesje, 1992))......	12
Figur 7: Ulike former for massetransport (Clifton & Lehning, 2008)......	14
Figur 8: Stabiliserende mekanismer for akkumulasjon og ablasjon (Glazirin et al., 2004)......	16
Figur 9: Figuren viser prinsippet med at vinklede objekter vil få lavere punkttetthet med økt avstand til LiDARen. Legg merke til avstanden mellom markørene i det blå feltet på figuren. ....	20
Figur 10: Figuren viser laserstårlenes treffpunkt på vinklede overflater. Ser man for seg at det registrerte punktet kan være hvor som helst innenfor den røde sirkelen, vil den nederste ha et større område hvor punktet kan være. ....	21
Figur 11: Figuren illustrerer dårlig data fra deler av fonna (østsiden, venstre på figuren). Dette er pga. lav signalstyrke og redusert refleksjon fra snøoverflaten. ....	24
Figur 12: Demonstrasjon av dårlig data høsten 2013. Fra ScanPos001 h13 (midt foran fonna), er det kun gjort et scann med 450 meter rekkevidde. Dette er scannet som ideelt sett skal dekke det meste av område sør (venstre i bilde) på fonna. ....	25
Figur 13: Terrengskyggeomodell. Eksempel på data som er brukt for å definere grense mellom fonn og terreng. Overflatestrukturen endres til høyre på fonna fordi dette område er interpolert basert på omriss og natural neighbour.....	29
Figur 14: Figuren viser total mengde nedbør per måned i mm. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer, der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra <a href="http://www.eklima.no">www.eklima.no</a> . ....	35
Figur 15: Figuren viser gjennomsnittstemperatur i °C for hver måned. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra <a href="http://www.eklima.no">www.eklima.no</a> . ....	36
Figur 16: Figuren viser total mengde nedbør per måned i mm. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer, der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra <a href="http://www.eklima.no">www.eklima.no</a> . ....	37
Figur 17: Figuren viser gjennomsnittstemperatur i °C for hver måned. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra <a href="http://www.eklima.no">www.eklima.no</a> . ....	38
Figur 18: Figuren viser vinddata fra 1. oktober 2013 til 31. mars 2014. Dataene viser totalt antall målinger og vindretning i grader. Dataene er tilsendt og presentert fra «Klimavakten», som er en tjeneste fra meteorologisk institutt. ....	39
Figur 19: Figuren viser vinddata fra 1. april til 30. september 2014. Dataene viser prosentvis retningsfordeling av vindretninger og vindstyrke. Dataene er hentet fra <a href="http://www.eklima.no">www.eklima.no</a> . ....	40
Figur 20: Vinddata fra Hjerkins II og Oppdal Sæter juli 2014. ....	40
Figur 21: Akkumulasjon på Kringsollfonna vinteren 2013/14. Bilde øverst viser akkumulasjon i en "stretched classification", altså med kontinuerlige verdier. Bilde nede viser en klassifisering med definerte intervall på 0,5 meter. Man ser også ut ifra bilde til høyre at den dominerende helningen på fonna er mot nordøst. ....	43
Figur 22: Figuren viser overflaten på Kringsollfonna 1. april 2014. Overflaten er realtvt jevn med små vindformer. ....	44
Figur 23: Ablasjon på Kringsollfonna sommeren 2013/14. Bilde øverst viser ablasjonen i en "stretched classification", altså med kontinuerlige verdier. Bilde nede viser en klassifisering med definerte intervall på 0,5 meter. Man ser også ut ifra bilde til høyre at den dominerende helningen på fonna er mot nordøst. Tallet i det nedre bilde angir hvilken klasse den blåfargen tilhører slik at det blir lettere å lese klassene rundt. ...	45

Figur 24: Figuren viser differansen mellom august 2013 og september 2014. Den østre delen av fonna viser en litt konveks form, noe som ikke kommer frem på differansen mellom september 2013 og september 2014. ....	46
Figur 25: Figuren viser total massebalanse i meter snø/is massebalanseåret 2013/14. De tre øverste klassene (-6,9 til -5,5) ligger her i likhet med Figur 23 i område under omrisset fra september 2014 vest på fonna. ....	47
Figur 26: Figuren viser overflateprofilen for Kringsollfonna ca. midt på fonna. Øverste linje er våren2014, midten er høsten 2013 og nederst er høsten 2014.....	47
Figur 27, venstre: Figuren viser høydekoter med 10 meter intervall. Dette er for å illustrere en slak S form på fonna, hvilket vil si at sørenden er lavere enn nordenden. ....	48
Figur 28, høyre: Figuren viser gradient på Storbreen høsten 2013. Legg spesielt merke til overgangen i øvre deler hvor fargen går fra lys grønt til gult. I det område er det en relativt tydelig ending i gradient. ....	48
Figur 29: Akkumulasjon 2013/14 på Storbreen. Bilde til venstre viser en akkumulasjon med «stretched» klassifikasjon, altså kontinuerlige verdier. Bilde til høyre viser akkumulasjon med definerte intervaller på 0,5 meter som klassifikasjon. Nede til høyre vises retningen på fonna. ....	49
Figur 30:Figuren viser vindformer i nordøstre del av Storbreen. I tillegg ser man resultatet av at scannene ikke er justert i forhold til hverandre .....	50
Figur 31: Ablasjon på Storbreen sommeren 2014. «Stretched» klassifikasjon til venstre og definerte intervall (0,5 meter) til høyre. ....	51
Figur 32: Figuren viser differansen mellom 11. september 2014 og 11. september 2013 i meter snø og is. ....	52
Figur 33: Figuren viser et bilde av Kringsollfonna før (til venstre) og etter (til høyre) et snøfall i overgangen mellom november og desember 2013. Selv om man ikke kan sammenligne dette med terrenget rundt, indikerer dette at det akkumuleres snø på Kringsollfonna, når det snør. Foto: Viltkamera, Geografisk institutt, NTNU.....	55
Figur 34: Figuren viser et bilde av Kringsollfonna en dag uten nedbør, men ved vindtransport. Dette illustrer at det foregår massetransport også dager hvor det ikke snør. Foto: Viltkamera, Geografisk institutt, NTNU. ....	55
Figur 35: Figuren til venstre viser massebalansegradienten over kulen på Kringsollfonna 2013/14. Y-aksen er i meter snø, ikke vannekvivalent, fordi tettheten ikke er kjent, men formen ville vært lik. Figuren til høyre viser et typisk eksempel på massebalansegradient. Figuren er fra Engabreen 1982 (Schuler et al., 2005). .	62

## Tabeller

Tabell 1: Typiske verdier for tetthet (Cuffey & Paterson, 2010) .....	41
Tabell 2: Tetthetsmålinger på Kringsollfonna.....	42

## 1 Introduksjon

Med et klima som stadig blir varmere, har bresmelting fått økt fokus. Man hører stadig i ulike medier at isen på både Grønland og i Antarktis smelter (Forskning.no, 2014; Helm et al., 2014; IPCC, 2013; Norsk Polarinstitutt, 2013). Også i Norge blir de store breene stadig mindre (NVE, 2014). Men til tross for at breer både i Norge og globalt er i retrett, ser det ut til at enkelte fonner i høyfjellet ikke følger samme trenden, da det er gjort flere arkeologiske funn som tyder på at fonnene har eksistert i flere tusen år.

Dette er utgangspunktet for hvorfor denne oppgaven skal handle om to utvalgte fonner i Oppdalsområde i Sør Trøndelag, henholdsvis Storbrean og Kringsollfonna. Fonner dannes i høyfjellet i områder hvor forholdene ligger til rette for akkumulasjon av vindtransportert snø. Dersom det akkumuleres mer snø enn det som smelter i løpet av sommeren, vil det dannes en flerårig snøfonn. Blir snøen liggende lenge nok, og blir utsatt for tilstrekkelig trykk fra overliggende snø og samt smelting og refrysing, vil den etter hvert omdannes til is, slik at snøfonna i teorien kan få brelike egenskaper. Likevel er disse flerårige snøfonnene ofte så små at de er utsatt for å smelte helt bort i løpet av en varm sommer. Grunnen til at nettopp Storbrean og Kringsollfonna er valgt som studieområder er fordi det er gjort flere arkeologiske funn av blant annet pilspisser og pilskaft av varierende alder. Disse blir funnet her fordi snøfonnene generelt var gode områder for jakt om sommeren før i tiden, da reinsdyr trekker til snøfonnene for å unngå plagsomme insekter og for å avkjøle seg. Det som gjør disse fonnene spesielle er at det er gjort mange funn på nettopp disse to, og det faktum at tidligere har det vært antatt at det å finne arkeologiske artefakter fra før 200 år a.D. vil være lite sannsynlig. Det var fordi dette var en periode med høy temperatur og dertil stor sannsynlighet for total nedsmelting av snøfonner. Antagelsen om at piler og lignende ble blottlagt i denne perioden, skapte antagelsen om at disse ville forringes på grunn av forråtnelse og forvitring (Callanan, 2013). Likevel er det siden 2001 gjort funn som har vist seg å være vesentlig eldre enn dette (Callanan, 2012). Det ble senest i august 2014 funnet en pilspiss av stein på Storbrean, som antas å være ca. 5300 år gammel. I tillegg til å være gammel ble den og funnet oppå selve isen, noe som kan tyde på at denne snøfonna ikke har smeltet bort eller hatt stor bevegelse de siste 5300 årene, til tross for varme perioder.

De mange funnene på Storbrean og Kringsollfonna er stort sett gjort i periodene fra 1936 til 1943 og fra 2001 og frem til i dag. Dette kommer av at ablasjonen på fonnene har vært høy i disse periodene (Callanan, 2012) på grunn av spesielt varme somre, så mulighetene for å

finne artefakter som har smeltet frem har vært store. Dette samsvarer for så vidt med at fonnene også blir mindre i varme perioder, men de blir likevel ikke helt borte.

Dette gjør studier av akkumulasjon- og ablasjonsmønstrene på snøfonner interessante, både med tanke på fonnene som klimaindikator og som et bidrag til hvordan man kan forvalte områdene som viktige arkeologiske funnsteder. Denne oppgaven er hovedsakelig basert på lasermålinger gjort av Storbreen og Kringsollfonna. De første målingene i oppgaven er fra høsten 2013 på både Storbreen og Kringsollfonna. Etter dette er det blitt gjort en måling rundt maks akkumulasjon om våren og maks ablasjon om høsten på i begge områdene. I tillegg er det brukt 1 måling fra august 2013 på Kringsollfonna, som en referanse.

## 1.1 Tidligere studier

Globalt er det gjort flere studier av fonner og små isbreer, bl.a. studier fra Japan (Fujita et al., 2010; Glazirin et al., 2004), Spania (Serrano et al., 2011), Canada (DeBeer & Sharp, 2009; Farnell et al., 2004) og USA (Allen, 1998; Hoffman et al., 2007). Det er bred enighet om at fonner og små isbreer (botnbreer og glacierets) er avhengig av topografiske effekter som gir beskyttelse mot regionale forhold. I studiet til DeBeer and Sharp (2009) vises det til at små nordvendte breer hadde veldig små endringer i massebalanse fra 1950 til 2001. Dette var i et område hvor alle de større breene hadde negativ massebalanse i samme tidsrom. Det kan altså tyde på når breer blir tilstrekkelig små vil de i mindre grad påvirkes av regionalt klima, og kan bevares lenge under rette topografiske forhold. Dette støttes av (Hoffman et al., 2007) som viser at massebalansen på små breer kan være mer avhengig av topografiske effekter, slik som vindtransport, skred og skyggeeffekter, enn regionalt klima. Disse prosessene bruker Glazirin et al. (2004) til å beskrive fonner som selvregulerende. Snøfonner har altså feedbackmekanismer som gjør at de vil forholde seg relativt stabile til tross for variabelt regionalt klima. Dette knyttes spesielt opp til akkumulasjon, slik at dersom fonna er liten etter en sesong med høy ablasjon har den stort potensiale for å akkumulere vindtransportert snø, og motsatt. I tillegg skriver Glazirin et al. (2004) at solinnstråling er den viktigste faktoren for ablasjon, og dette vil også styres av størrelsen på fonna ved at solinnstrålingen avtar etter hvert som fonna blir mindre. Denne effekten er størst i nordvendte skråninger. Fujita et al. (2010) undersøker skyggeeffekten terrenget gir, og konkluderer med at dette har liten effekt på fonna i det studiet. I stedet blir topografisk påvirkning på vind ansett som en viktigere faktor for ablasjonsprosessen, hvor vindeffekten styres av størrelsen på fonna/breen. Det er med andre ord bred enighet om topografiske forhold favoriserer

akkumulasjon i enkelte områder, og at vind er en viktig del av denne prosessen. Hvordan topografien påvirker ablasjonsprosessene er det derimot mer uenigheter om, men vind og solinnstråling regnes som avgjørende faktorer.

## 1.2 Problemstilling

Denne oppgaven omhandler en studie av to arkeologiske fonner i Oppdalsområde. Arkeologiske funn indikerer at disse har eksistert kontinuerlig i flere tusen år, hvilket gjør en studie massebalansemønstre interessant. I oppgaven vil derfor akkumulasjon- og ablasjonsmønstre kvantifiseres basert på data fra LiDAR, hvilket gir utgangspunkt for å studere romlige variasjoner på fonnene. Dette vil bli brukt for å undersøke hvilke faktorer som styrer akkumulasjon og ablasjon på snøfonner. Det vil i tillegg bli gjort en sammenlignende studie for å vurdere effektene av lokale variasjoner. Fonnens massebalanse vil også bli diskutert i en tradisjonell breteoretisk kontekst, da dette er en utfordring i forbindelse med studie av fonner.

## 1.3 Begrepsavklaring

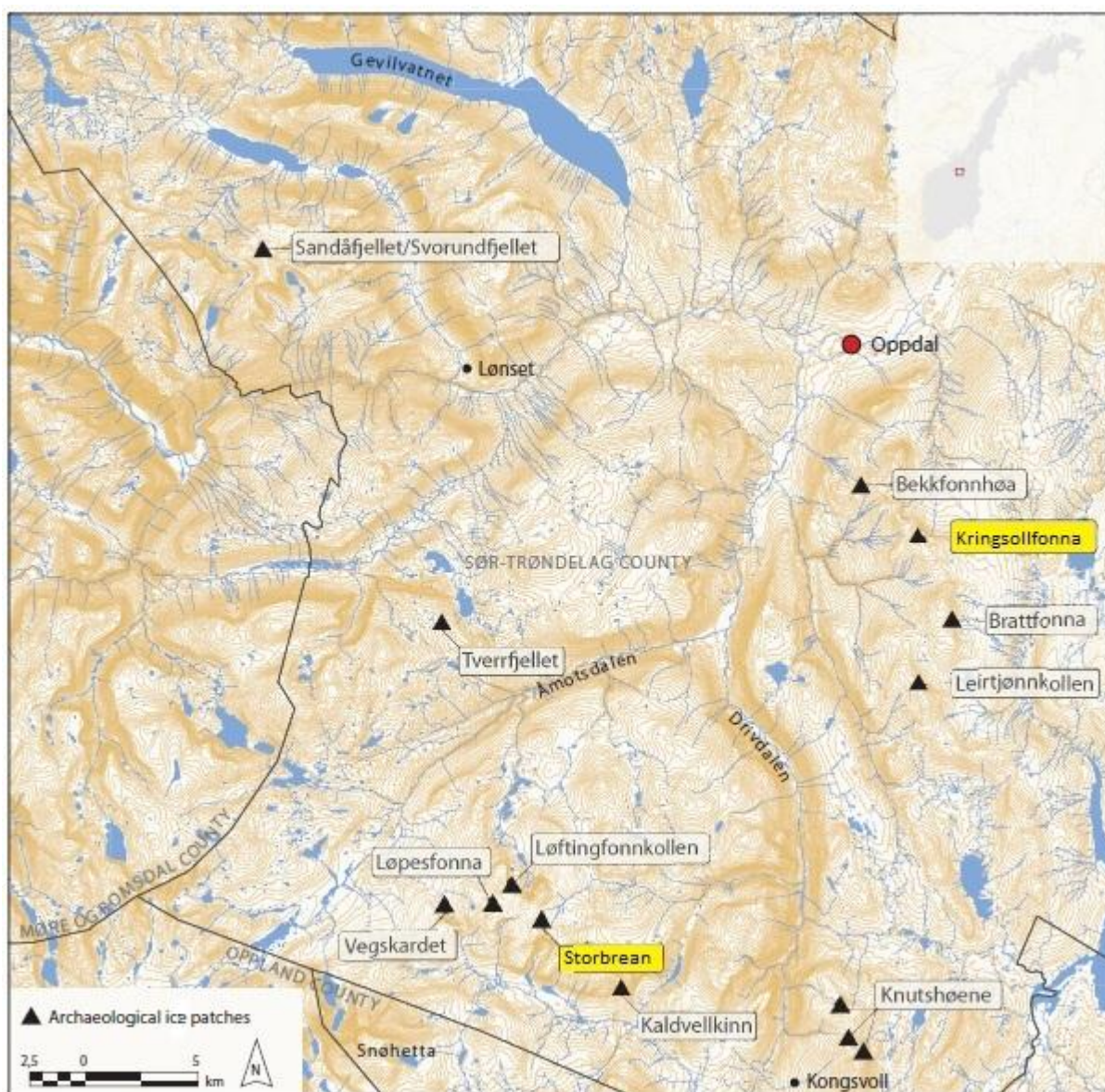
En utfordring med å studere snø- og ismasser i glasiøle og periglasiøle områder, er å definere hva man studerer. Å skille mellom fonn og bre er i utgangspunktet utfordrende, da overgangen mellom dem er flytende. I tillegg til begrepene fonn og bre, kan man og skille mellom «glacierets» og breer i bresammenheng og isfonner og snøfonner i fonnssammenheng. Sistnevnte kan i tillegg deles inn i flerårige fonner og sesongfonner. Serrano et al. (2011) oppsummerer de ulike begrepene i sin artikkel følgende: «Glacierets» er små breer bestående og dannet av breis. De viser også tegn til brebevegelse og indre deformasjon. Snøfonner er snømasse som ligger igjen etter ablasjonssesongen og er dannet som følge av vindtransportert snø som beskyttes av topografi. De dannes på samme sted hvert år og kan enkelte ganger overleve en hel ablasjonssesong. Snøfonner er heller ikke i bevegelse og har ikke indre deformasjon. Isfonner skiller seg fra snøfonner ved at de består hovedsakelig av is og skilles fra breer/glacierets ved at de ikke er i bevegelse. Det er altså dynamikk, ikke størrelse som definerer isfonner fra breer (Kuhn, 1995). Definisjonene er altså hovedsakelig av bevegelse, is/snø mengder og dannelse.

I denne oppgaven vil jeg konsekvent omtale Kringsollfonna og Storbreen som fonner, altså ikke presisere isfonner eller snøfonn. Dette er fordi dataene ikke direkte viser verken bevegelse eller opphav, slik at grunnlaget for å diskutere dette er mangelfullt.

I tillegg vil jeg forklare min bruk av begrepene redistribusjon av snø og «preferential deposition». Begge begrepene omtaler snøtransport og snøavsetning. «Preferential deposition» (etter Lehning et al. (2008)) kan tolkes som en form for redistribusjon, men vil i denne oppgaven bli brukt om snø som ikke har truffet bakken. («Preferential deposition» kan oversettes til «foretrukket avsetning», men den engelske versjonen vil bli brukt i teksten.) Redistribusjon vil i teksten brukes som en samlebetegnelse transport av allerede avsatt snø. Dette inkluderer snø som transporteres ved kryp, saltasjon og suspensjon.

## 2 Områdebeskrivelse

Oppdal kommune ligger i Sør Trøndelag ca. 10 mil (luftlinje) sør sørvest for Trondheim. Store deler av kommunen er fjellområder, som hovedsakelig er delt inn i tre områder. Området sør i kommunen er Dovrefjell med Dovrefjell – Sunndalsfjella nasjonalpark. I nordvest ligger Trollheimen, og i øst ligger det som kalles Østfjella. De to snøfonnene som er valgt som feltområde for denne oppgaven ligger henholdsvis i tilknytning til Dovrefjell og i Østfjella. Disse er valgt fordi det er gjort mange arkeologiske funn på disse fonnene og fordi disse har størst datamateriale tilgjengelig.



Figur 1: Oversikt over arkeologiske snøfonner i områdene rundt Oppdal (Callanan, 2012). (De gule navnene er ikke på original figur.)

### 2.1.1 Storbrean



**Figur 2:** Oversiktsbilde av Storbrean sett mot vest. 14.9.2010. Foto: Tord Bretten.

Storbrean (Figur 2) ligger på ca.  $62,36036^{\circ}\text{N}$   $9,41249^{\circ}\text{Ø}$  (Euref89 UTM 32) 30 kilometer sørvest for Oppdal sentrum og 7 kilometer nordøst for Snøhetta, som en del av Dovrefjell (se Figur 1). Fonna ligger mellom 1750 og 1860 moh.. I området rundt Storbrean ligger det også andre arkeologisk snøfonner. Disse er Vegskaret, Løpesfonna, Løftingsfonnkollen og Kaldvellkinn, men Storbrean er fonna i dette område hvor det er gjort flest registrerte arkeologiske funn (48, per 2012) (Callanan, 2012). Storbrean ligger i en østvendt skråning, med en rygg i bakkant. Området rundt Storbrean bærer preg av paleisk landskap, men dette endres ca. 10 kilometer vest for Storbrean, og utover mot kysten ved Sunndalen og Romsdalen. Lokalt rundt Storbrean ligger det fire små topper. Disse har høyder fra 1800 til 1900 moh. og de ligger henholdsvis nord, nord vest, sør vest og sør øst for Storbrean. Terrenget foran fonna er relativt flatt, med en bekk som drenerer ut ifra fonna videre nedover dalen. Terrenget ovenfor fonna er preget at steinlober opp mot ryggen i bakkant. Fonna er nå delt i tre deler fra sør til nord. Det er det kun den midtre og største delen (ca. 117 500 m<sup>2</sup> høsten 2013) som er blir brukt i denne oppgaven.



### 2.1.2 Kringsollfonna



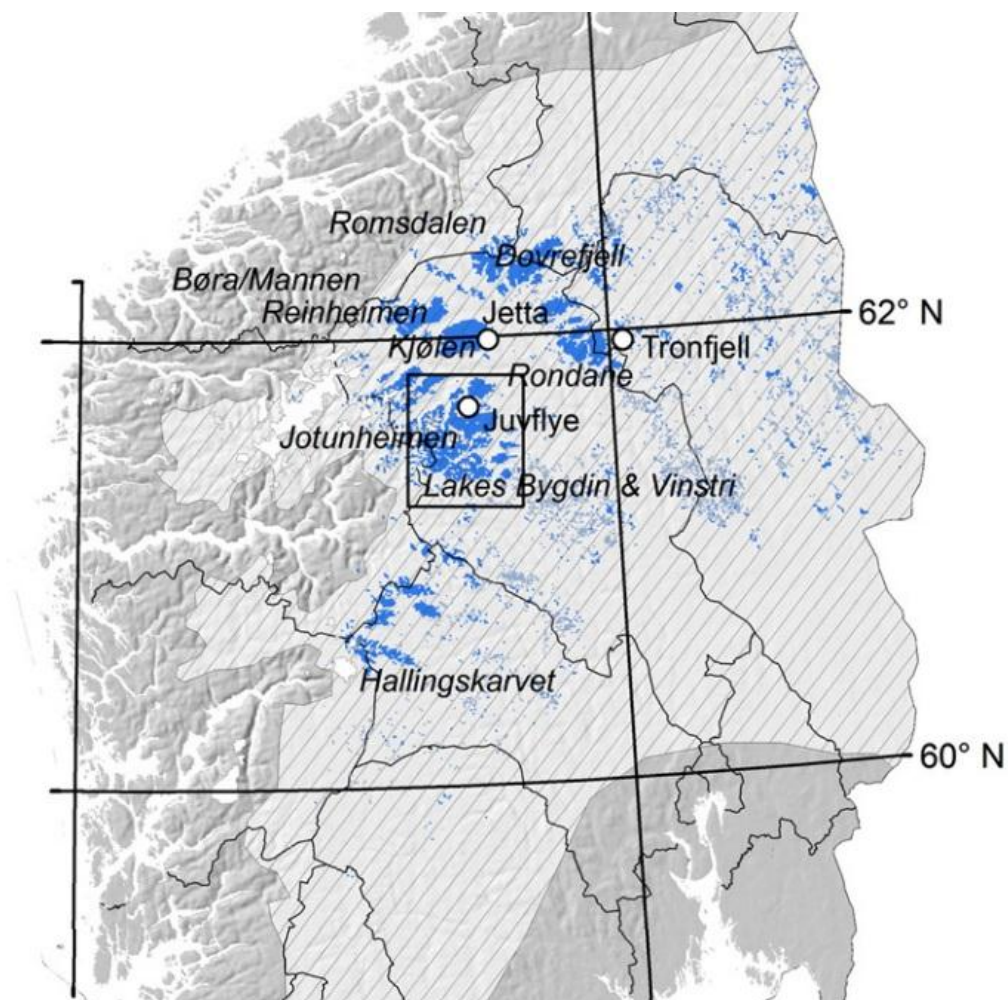
Figur 3: Kringsollfonna mot sørvest. Juli 2014. Foto: Geir Vatne

Kringsollfonna (Figur 3) ligger på ca. 62,51356°N 9,74247°Ø (Euref89 UTM 32) som er ca. 9 kilometer sør for Oppdal sentrum, og er en del av Østfjella (se Figur 1). Kringsollfonna ligger på mellom 1500 og 1550 moh. og er ca. 41 100 m<sup>2</sup> (høst 2013). Også i dette område er det flere arkeologiske snøfonner. Disse er (i tillegg til Kringsollfonna); Bekkfonnhøa, Brattfonna og Leirtjønnkollen. Av disse er det på Kringsollfonna det er gjort flest arkeologiske funn (43, per 2012), som er nest flest etter Storbrean i fonnene i Oppdalsområdet (Callanan, 2012). Området hvor Kringsollfonna ligger er litt lengere øst i forhold til Storbrean, men også dette område bærer preg av paleiske landskapsformer. Fonna har helning mot nordøst, og ligger tett inntil toppen av fjellet i bakkant. Det ligger en liten kolle ca. 250 meter nordvest for fonna med GSM dekning på toppen. Ut over dette er fonna meget eksponert for vær fra øst til nordvest.

## 2.2 Permafrost

På 1990- og tidlig 2000-tallet ble det gjort BTS (Bottom Temperature of winter Snow) målinger, resistivitetsmålinger (Isaksen et al., 2002) og borreprøver (Sollid et al., 2003) for å kartlegge hvilke faktorer som påvirker utbredelsen av permafrost på Dovrefjell. Det blir her konkludert med at alle BTS målinger over 1800 moh. gir sterk indikasjon på permafrost på Dovre. Den nedre grensa for permafrost på Dovre er 1490 moh.. Dataene er representative for flate områder med stabilt snødekke. Dataene utelukker likevel ikke sporadisk permafrost

under 1490 meter der hvor lokale forhold ligger til rette for det. Det kan forekomme permafrost helt nede på 1000 moh. i forbindelse med palser (Sollid & Sørbel, 1998). Den viktigste faktoren for tilstedeværelse av permafrost er høyde over havet. Solinnstråling og helningsorientering er i mindre grad viktig på grunn av overvekt av overskyede dager i løpet av året og ujevn fordeling av snø (Isaksen et al., 2002).



**Figur 4:** Figuren viser utbredelsen av permafrost i Sør-norge. De blå områdene er områder med permafrost og Kringsjølfonna ligger i de blå områdene nordvest for Dovrefjell (Lilleøren et al., 2012).

Basert på dette er det rimelig å anta at det er permafrost under og rundt Storbreen. Dette gjør at Storbreen, i likhet med isfonner generelt antagelig er under trykksmeltepunktet ved bresålen (Nesje et al., 2012), og dermed fastfrost til underlaget (Benn & Evans, 2010). Temperaturendringer i fonna skjer da kun fra overflaten og nedover, og smelting skjer da kun på overflaten av fonna.

Det kan knyttes større tvil til tilstedeværelse av permafrost på Kringsjølfonna, da denne ligger på grensa til hva som er nedre permafrostgrense. Permafrost i området er blitt forringet siden lille istid, men ifølge kartet til Lilleøren et al., (2012) (Figur 4) er det fortsatt permafrost også på Kringsjølfonna.

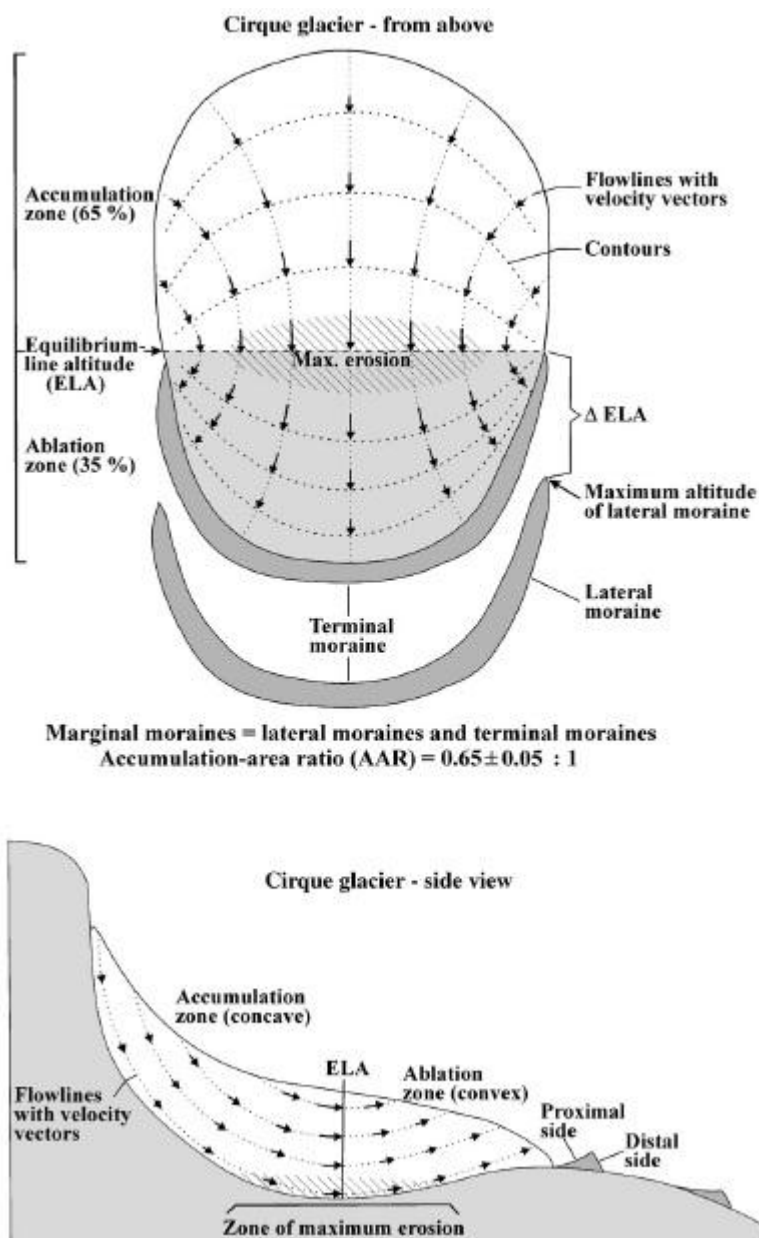
## 3 Teori

### 3.1 Glasiologi

#### 3.1.1 Massebalanse

Breers massebalanse beskriver endringen i masse på hele eller deler av en bre i et gitt tidsrom (Benn & Evans, 2010). Det er vanlig å bruke et år som tidsintervall, spesielt i områder hvor man har tydelige skiller mellom ablasjon og akkumulasjonssesong. Slik som på midlere til høye breddegrader. Her er akkumulasjonssesong og ablasjonssesong ofte adskilt, selv om det kan komme snøfall i høyden også i ablasjonssesongen. I Norge er det likevel vanlig å definere et massebalanseår fra 1. oktober til 30. september, selv om det nøyaktige tidspunktet når trenden snur varierer fra år til år. I vinterhalvåret er det netto akkumulasjon på breer fra nedbør i form av snø, refrysing av vann og redistribusjon av snø ved vind eller skred. I sommerhalvåret er det netto ablasjon. Smelting av snø og fordamping er dominerende, men kalving kan også forekomme i utsatte områder. Dirquete solinnstråling regnes som den viktigste ablasjonsfaktoren (Nesje, 2012). Disse faktorene som gir breers massebalanse styres av vind og temperatur og dermed klima. I tillegg kan lokal topografi være vesentlig med tanke på solinnstråling og vindhastighet.

Tradisjonell breteori beskriver breer ved at de har en akkumulasjonssone øverst på breen, og ablasjonssone nederst. Dette gir opphav til en massebalansegradient. Massebalansegradienten beskriver endringer i ablasjon og akkumulasjon ved høydeendringer (Benn & Evans, 2010). De lavere liggende delene av breer har gjerne høyere ablasjon enn akkumulasjon (altså negativ massebalanse). For at dette skal opprettholdes over tid er ablasjonssonen avhengig av tilførsel av materiale fra akkumulasjonssonen. Dette at en bre har netto akkumulasjon i øvre deler og nettoablasjon i lavere deler gir utgangspunktet for en massetransport fra akkumulasjonssonen til ablasjonssonen (se Figur 5).



Figur 5: Figuren viser brebevegelse, likevektslinje osv. for en teoretisk idealisert botnbre (Dahl et al., 2003)

### 3.1.1.1 Massebalansemålinger

Målinger av massebalansen på breer kan gjøres på ulike måter og beregnes som regel i vannekvivalent. Tradisjonelt er massebalansen blitt beregnet ut ifra direkte målinger av snødybde, ved bruk av stakemålinger. I tillegg er det nødvendig med tetthetsmålinger, tatt enten ved å grave eller borre kjerneprøver, for å beregne vannekvivalent. Ved å bruke den tradisjonelle metoden ved direkte målinger av ablasjon/akkumulasjon på staker får man punktmålinger fordelt ut over breens overflate. Dataene interpoleres ut til å dekke hele overflaten for å beregne total massebalanse. Interpoleringsprosedyren kan innføre store feil dersom stakemålingene er for få eller har dårlig spredning (Fountain & Vecchia, 1999).

Massebalansen kan også beregnes hydrologisk. Ved bruk av denne ligningen;

$$p_a - R_a - E_a + \Delta S_g + \Delta S_o = 0$$

hvor  $p_a$ ,  $R_a$  og  $E_a$  er årlig total nedbør, avrenning og evaporasjon.  $\Delta S_g$  er endring i vann magasinert i bre og  $\Delta S_o$  er endring i vann magasinert i resten av nedbørsfeltet. For å beregne massebalanse ut ifra dette er man avhengig av nøyaktige målinger av alle komponentene utenom  $\Delta S_g$ . Dette kan være svært utfordrende, så hydrologisk beregning av massebalanse blir, i de områdene det brukes, som regel brukt i tillegg til andre metoder (Benn & Evans, 2010).

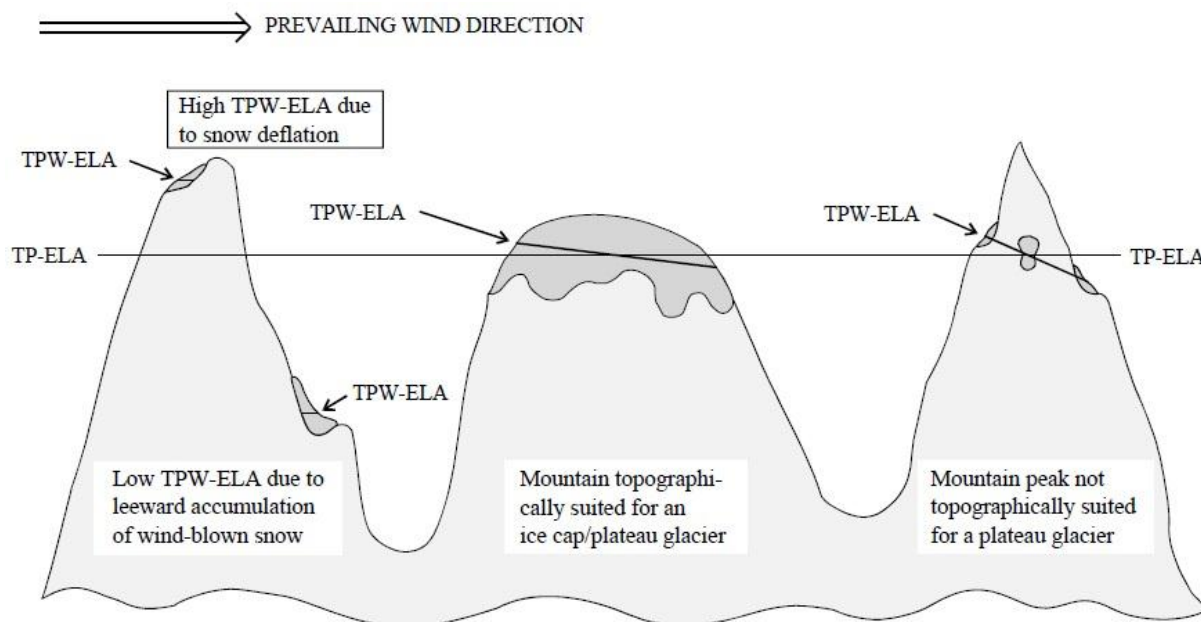
Geodetiske metoder som satellitt data (Bamber & Rivera, 2007) og LiDAR (Joerg & Zemp, 2014) blir også brukt. Fordelen ved denne typen data er at de dekker arealet av breen på en mye mer utfyllende måte, sammenlignet med stakemålinger. Spesielt der hvor terrenget er komplekst. For større breer hvor en del av ablasjonen skjer i form av kalving er dette metoder som også tar med dette i motsetning til stakemålinger. I tillegg er slike data relativt effektivt å anskaffe. En utfordring med LiDAR er at man ikke får massebalansen i vannekvivalent, men volum. Dette gjør at må beregne vannekvivalent ved å bruke tetthetsestimater av snø, firn og is, noe som kan gi store feilkilder ved refrysing av smeltevann eller unøyaktige snødybder. Eventuelt kan man bruke tetthetsmålinger i tillegg til fjernmålinger, men da forsvinner en del av effektivitetsmomentet.

### 3.1.2 Equilibrium Line Altitude

Likevektslinja på en bre er per definisjon den høyden hvor massebalansen på en bre er lik 0, i løpet av et år (Benn & Evans, 2010). Under likevektslinja vil det da være netto ablasjon og over netto akkumulasjon (se ELA Figur 5). Likevektslinja blir definert som en gitt høyde over havet, derav «equilibrium line altitude» (ELA). Utfordringen ved dette er at (1) det blir et svært teoretisk begrep i og med at den faktiske likevektslinja sjelden er i konstant høyde på en bre. Den varierer med lokale variasjoner i akkumulasjon og topografi. I tillegg (2) er likevektslinja sjeldent konstant fra år til år. Dette kan kun forkomme dersom total massebalanse er lik 0 for hele breen. Dermed kan det å definere en likevektslinje i et gitt område være vanskelig, og en gjennomsnittsverdi i en gitt tidsperiode kan være mest hensiktsmessig (Benn & Evans, 2010).

Det er tradisjonelt sett nedbør (i fast form) og mengden energi tilgjengelig for ablasjon som styrer ELA. (Omtales som «temperature-precipitation – ELA», TP-ELA av Dahl and Nesje (1992).) I lavere områder med høyere temperaturer kreves det mer snø for å opprettholde en likevekt mellom akkumulasjon og ablasjon. I Norge gjør dette at kystnære områder med høyt nedbørspotensiale gjerne har breer på lavere høyder enn i mer kontinentale områder, og derfor også en lavere ELA. Breer i mer kontinentale områder har høyere ELA fordi snømengden er lavere. En balanse mellom akkumulasjon og ablasjon i disse områdene er derfor avhengig av lavere energi tilgjengelig for ablasjon og derfor lavere temperaturer (Benn & Evans, 2010; Lie et al., 2003).

Equilibrium Line Altitude gir altså en høyde hvor breen er i likevekt. I teorien vil dette da si at det ikke vil dannes breer under regional ELA, fordi ablasjonen her i teorien er høyere enn akkumulasjon. Likevel er dette ikke tilfelle da for eksempel botnbreer eksisterer som funksjon av redistribusjon av snø ved vind eller skred. Dahl and Nesje (1992) innfører i den sammenhengen begrepet Temperature-Precipitation-Wind ELA (TPW-ELA), som beskriver en likevektslinje hvor vind er en viktig faktor. Vind kan føre til en heving av ELA i losider, fordi akkumulasjonen her blir redusert, og en senkning i ELA i lesider hvor akkumulasjonen potensielt øker. Dette gjør at breer kan eksistere under regional TP-ELA (se Figur 6).



Figur 6: Illustrert eksempel på forskjellen mellom TP-ELA og TPW-ELA (modernisert versjon av (Dahl et al., 2003) etter (Dahl & Nesje, 1992)).

## 3.2 Fønner

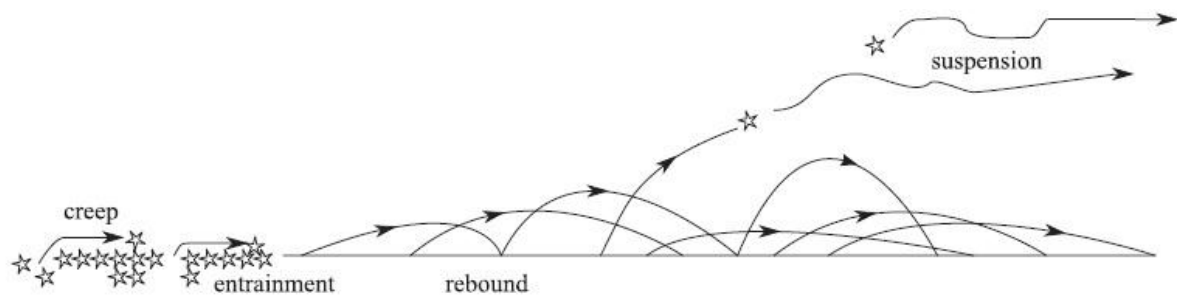
Fønner er en del av det periglasiøse miljøet. De dannes gjerne i permafrostområder, i overgangssonen mellom bredominerte områder og områder med sesongbasert snødekke (Glazirin et al., 2004), hvor de topografiske forholdene ligger til rette for det. Typiske lokaliteter er i konkave terrengformer hvor muligheten for å akkumulere vindtransportert snø er vesentlig større enn områdene rundt.

Det finnes to typer fønner; flerårige- og sesongfønner. Sesongfønner dannes i områder med høy akkumulasjon, hvilket gjør at snøen kan bli liggende lenge ut over sommeren, men som forsvinner helt i løpet av hele ablasjonssesongen (Nesje et al., 2012). Flerårige fønner er fønner som ikke forsvinner helt i ablasjonssesongen, og kan være alt fra to til flere tusen år gamle. Det interessante med disse flerårige, og da spesielt de gamle, fonnene er at de stort sett befinner seg under den regionale likevektslinja (ELA), hvilket vil si at de finnes i et område hvor ablasjonen i teorien er høyere enn akkumulasjonen. De kan med andre ord ikke forklares av gjennomsnittlige atmosfæriske forhold i regionen de befinner seg. I tillegg må de, for å kunne defineres som fønner, over tid ha en massebalanse lik null. Hvis ikke ville de gradvis vokst og per definisjon blitt en bre, eventuelt minket og gravis blitt en sesongfonn (Fujita et al., 2010). Det er derfor andre faktorer som må styre fonnenes massebalanse. Faktorer som gjør at fonnene ikke blir så store at de kan utvikles til breer, samtidig som at de ikke smelter bort. Fønner har med andre ord lokaliteter som gjør dem motstandsdyktige mot atmosfæriske årlige variasjoner, både positive og negative.

### 3.2.1 Akkumulasjon, vind og feedbackmekanismer

En av grunnene til at fønner eksisterer over flere sesonger, er fordi det akkumuleres mer snø på dem enn i området rundt. Dette er på grunn av vind (eventuelt skred, som jeg velger å utelate da det ikke er aktuelt i mine feltområder), som i stor grad påvirker distribueringen av snø i fjellet. Dette skjer på to ulike måter.

Den ene er redistribusjon av snø (snowdrift) som er erosjon, transport og avsetning av eksisterende snømasse. Denne formen for transport av snø er avhengig av både vinden og snøens egenskaper (Clifton & Lehning, 2008). Snøen transporteres etter enten ved kryp, saltasjon eller suspensjon (se Figur 7). Dette er kjente prosesser for partikkelbevegelse som følge av vind (Anderson & Hallet, 1986).



Figur 7: Ulike former for massetransport (Clifton & Lehning, 2008).

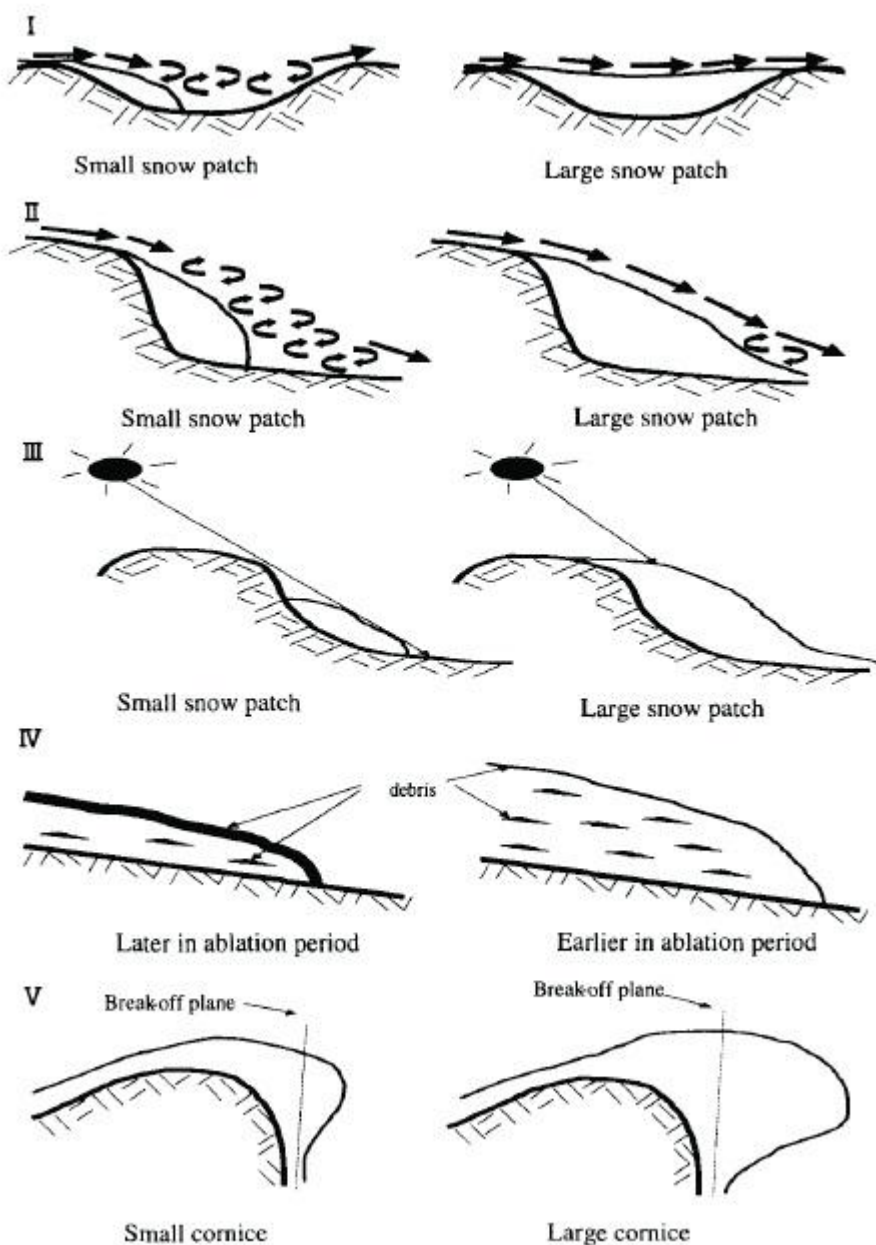
Partikkelkryp skjer når de drivende kreftene (fra vinden) som virker på partikkelen, overstiger friksjonskreftene. Kraftene må være sterke nok til å sette partikkelen i bevegelse, men ikke sterke nok til å løfte partikkelen fra bakken. Saltasjon er tilfelle hvor partikler spretter, på overflater. Dette skjer også som følge av vind, men når kreftene er tilstrekkelig til å løfte partikkelen. Saltasjon skjer i utgangspunktet som følge av turbulent vind. Denne formen for transport har en selvforsterkende effekt, fordi partikler i saltasjon har muligheten til å slå løs nye partikler, i tillegg til å kunne sprette videre selv. Ifølge Nemoto and Nishimura (2004) skjer dette frem til vindens transportkapasitet er nådd, som regel innen 1- 2 sekunder. Da vindens transportkapasitet er nådd er det sannsynlig at partikler også fraktes i suspensjon. Dette skjer når turbulensen er høy nok til å holde partikler svevende over tid (Clifton & Lehning, 2008). Partikkelkryp og saltasjon er transportformer som vanligvis skjer over korte avstander, mens suspensjonstransport har potensiale for å transportere snø langt (Mott, Schirmer, et al., 2011) Disse transportformene av eksisterende snømasser er avhengig av vindens og snøens egenskaper og opptrer ofte samtidig.

Den andre formen for snødistribusjon er «preferential deposition» (Lehning et al., 2008)(min oversettelse: «foretrukket nedfall/avsetning»). Dette er et begrep om en prosess, som påvirker hvor snøen vil falle lokalt i fjellet. Når nedbør faller som snø i fjellet er den meget utsatt for å bli påvirket av vind, som igjen blir påvirket av topografi. Topografi på tvers av vindretningen skaper en loside med økt vindhastighet og en leside med redusert vindhastighet. Som en del av fenomenet «preferential deposition» beskriver Lehning et al. (2008) også avsetningshastighet, som minker i losider og øker i lesider. Avsetningshastigheten er et uttrykk for turbulens, som igjen påvirker hvor fort snø avsettes fra luftmassen. En redusert avsetningshastighet i losider fører til økte snømengder i luftmassen, da relativt høye vindhastigheter og høy turbulens på losiden øker transportkapasiteten. Grunnen til at dette skaper variasjoner i snøfordelingen i fjellet er fordi når luftmassen fra losiden beveger seg over en rygg, til et område med lavere vindhastighet,



vil turbulensen minke og avsetningshastigheten øke. I tillegg inneholder luftmassen mye snø akkumulert i losiden, som kan avsettes. Preferential deposition er en prosess som hovedsakelig styres av vind. Det kreves heller ikke høye vindhastigheter i motsetning til andre transportformer, fordi snøen ikke treffer bakken. Energien som kreves for å holde snø svevende, er lavere enn energien som kreves for å overvinne friksjonskreftene som holder snøen på bakken (Dadic et al., 2010). I studiet til Lehning et al. (2008) vises det til at preferential deposition er den viktigste faktoren for distribusjon av snø på stor skala. Saltasjon dominerer derimot under dannelsen av småskala avsetningsformer.

Fonner dannes, som nevnt over, gjerne i konkave terrengformer, da disse har potensiale for å skape lesider. Dette kan være forsenkninger i flatt terreng eller konkave former som følge av brå endringer i gradient (se I-II Figur 8) (Glazirin et al., 2004). Grunnen til at massebalansen over tid vil være null, er fordi ettersom snø akkumulerer på fonna vil akkumulasjonsforholdene bli dårligere når konkave terrengformer er fylt opp med snø. Dette vil si at når fonna er liten (etter en varm sommer/snøfattig vinter) er akkumulasjonspotensiale stort. Er den derimot stor når akkumulasjonssesongen begynner, vil påfølgende akkumulasjon sannsynligvis være liten, da teoretisk potensialet for pålagring er lavt. Fonner har med andre ord terskelverdier for hvor store de kan bli. Pålagring over terskelverdien fører til at fonna blir mer utsatt for ablasjonsprosesser (Fujita et al., 2010). Dette er en av feedbackmekanismene som stabiliserer størrelsen på fonner, som hindrer fonner å utvikle seg til isbreer.



Figur 8: Stabiliserende mekanismer for akkumulasjon og ablasjon (Glazirin et al., 2004).

I tillegg til vindtransport er også refrysing av smeltevann eller nedbør en mulig akkumulasjonsfaktor på fonner. Fonner som ligger i permafrostområder antas at er kalde (Nesje et al., 2012). Dette gjør at smeltevann (eller regn) som trenger ned i snø vil refryse når vannet treffer is med negativ temperatur. Vannet vil også avgi latent varme som vil bidra til å øke istemperaturen (Bøggild et al., 2005; Wright et al., 2007). Dette fører til økt masse og tetthet på fonner. Og isen som dannes vil kreve mer energi for å smelte enn snø fra samme år.

### 3.2.2 Ablasjon, solinnstråling og feedbackmekanismer

Topografien i fjellet har ikke kun effekter på akkumulasjonsprosesser. Den påvirker også ablasjonsprosesser i stor grad (Allen, 1998; DeBeer & Sharp, 2009; Fujita et al., 2010).

Topografi påvirker strålingsforholdene i området, samt at vinden (som blir påvirket av topografi, se over) også påvirker ablasjon. I tillegg er albedo en faktor for snøfonners eksistens, fordi den har innvirkning på energiutvekslingen på overflaten.

Den viktigste faktoren for smelting av snø og is generelt er stråling fra sola (Benn & Evans, 2010; Nesje, 2012). Hvor mye stråling som treffer bakken lokalt er avhengig av retning og gradient som er mål på lokal topografi. Flerårige snøfonner ligger som regel i skråninger som heller mot nord eller øst (Nesje et al., 2012). Dette gjør at fonnene mottar mindre stråling, spesielt når fonnene er små (se III, Figur 8). Dette er en stabiliserende feedbackmekanisme som hindrer fonnen i å smelte helt. Når fonna er stor er den mer utsatt for stråling og vil dermed ha høyere ablasjonsrate. Når den når et visst nivå vil hele fonna ligge i skyggen av skråningen og dermed få redusert ablasjon (Glazirin et al., 2004).

Energibalansen på fonner er i tillegg til innkommende stråling avhengig av albedo. Hvite overflater som nysnø har høy albedo, mens skitten/gammel snø og is har lav albedo (Benn & Evans, 2010). Mengden energi som tilføres en snøfonn vil derfor være vesentlig lavere på en fonn hvor det fortsatt er snødekke, i motsetning til en fonn hvor isoverflaten er blottlagt. Dette kan også bidra til at enkelte fonner ikke smelter bort, fordi dersom fonna etter en ablasjonssesong er liten, har den muligheten til å akkumulere mye snø påfølgende vinter. Et tykt snølag fra en sesong vil kunne ha høy ablasjon på starten (med tanke på innkommende stråling, se forrige avsnitt), men vil likevel opprettholde en høy albedo langt utover i ablasjonssesongen. Med andre ord, når fonna er blitt så liten at direkte solinnstråling er lav, vil i tillegg høy albedo kunne bidra til enda lavere energiutveksling.

Albedo på snøfonner påvirkes også av organisk og minerogent materiale som akkumuleres på fonner, som følge av vind, eventuelt dyreekskrementer (Callanan, 2012). I utgangspunktet vil slike løsmasser ifølge Higuchi and Nagoshi (1977) bidra til økt ablasjon, på grunn av lavere albedo og dermed økt energi. Men ettersom overflaten smeltes nedover, vil løsmasser fra tidligere år smelte frem og skape et tykkere løsmasselag (se IV Figur 8), som, dersom det blir tilstrekkelig tykt (fra 3-5 cm (Hewitt, 2014; Reznichenko et al., 2010)), vil isolere fonna mot innstråling, og bidra til redusert ablasjonen (Glazirin et al., 2004). Albedo i terrenget rundt fonnene kan også påvirke ablasjon. Dette skjer ved at terrenget utstråler varme som følge av lav albedo. Varmestrålingen kan bidra til økt energi på snøoverflata. Dette er dog avhengig av vindforholdene (Mott, Egli, et al., 2011).

Vindforholdene på snøfonner kan nemlig påvirke ablasjon, både positivt og negativt. Høy vindhastighet (over snøfonner) fører til økt turbulens, hvilket gjør at luftmassene nærme overflaten vil være i bevegelse. Dette gir gode muligheter for sublimasjon og evaporasjon, da

lufta nærme snøoverflaten vil ha lav relativ luftfuktighet. Ved slike tilfeller kan også varmestråling fra terrenget rundt bidra til økt ablasjon (se over). Ved lave vindhastigheter kan snøfonner utvikle «stable internal boundary layers» (SIBL), som er kalde stabile luftlag som dannes på grunn av temperaturforskjellene mellom fonner og atmosfæren. SIBL fungerer som et isolerende lag, som bidrar til at prosesser på snøfonner i mindre grad styres av regionale atmosfæriske forhold (Mott et al., 2013).

Når fonner minker i størrelse vil ablasjonsprosessene gradvis avta. Lokal topografi sørger for at når fonna er liten vil solinnstrålingen kraftig reduseres, samt at tykke lag med løsmasser kan isolere fonna. I tillegg vil vindhastigheten reduseres som følge av en større le effekt når fonna blir mindre. Disse feedbackmekanismene bidrar til at fonna ikke smelter bort, og de skjer som følge av at fonna i utgangspunktet er liten. Jo mindre flerårige snøfonner blir, desto mer beskyttet blir de fra atmosfærisk påvirkning.

## 4 Metode

### 4.1 LIDAR

LiDAR (LIght Detection And Ranging) er en fjernmålingsteknikk som går ut på at instrumentet (LiDARen) sender ut elektromagnetisk stråling som reflekteres av et objekt. Teknikken brukes for å kartlegge/måle overflaten til ulike objekt. Dette gjøres ved at LiDARen sender ut signal i pulser, med bølgelengde fra ultrafiolett (UV) til infrarødt (IR) (frekvens fra ca. 250 nm til 11000 nm) (Wandinger, 2005), hvor det reflekterte signalet registreres. Basert på tiden det tar fra signalet sendes til det registreres (Time Of Flight – TOF) blir avstanden til objektet utregnet, da signalhastigheten er kjent. Pulsen sendes også ut med kjent vinkel og retning fra LiDARen, hvilket gjør at refleksjonspunktet kan defineres med nøyaktig x, y og z posisjon, i forhold til instrumentet, og gir resultat i form av en punktsky. Punkttettheten er avhengig av avstand, signalstyrke, scanningstid osv., noe man som regel kan justere avhengig av instrumentmodell. Ved å måle scannerens nøyaktige posisjon med differensiell GPS kan man plassere scanningene i et globalt koordinatsystem. Dette gjøres ved man setter ut minimum tre reflektorer som registreres av LiDARen. Posisjonene til reflektorene måles og med høy nøyaktighet, og disse brukes til å orientere scannet, samt plassere det i korrekt global posisjon.

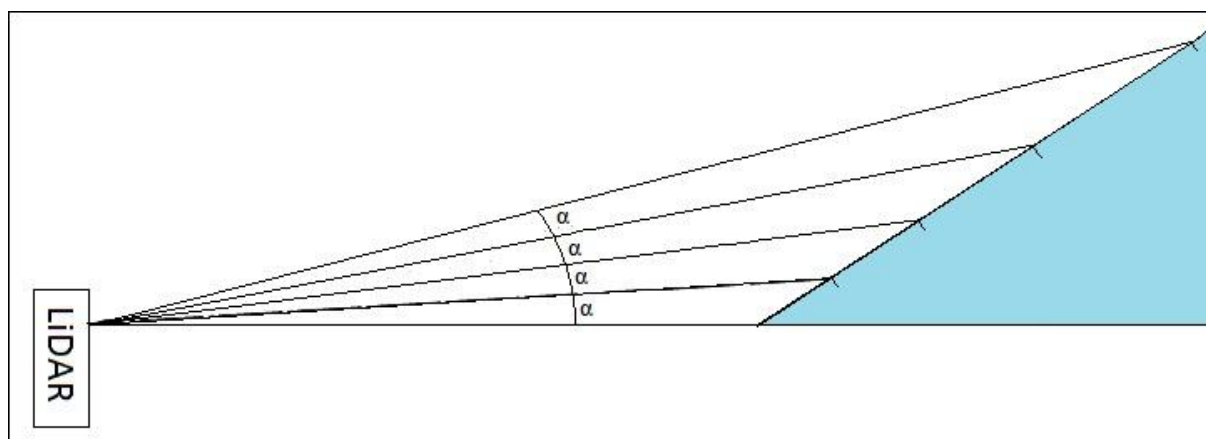
#### 4.1.1 Refleksjon og snø

Siden LiDAR baseres på å registrere reflektert signal, er refleksjonsegenskapene til objektet vesentlig for resultatet. Refleksjonsegenskapene til snø er avhengig av bl.a. vanninnhold, gradient, kornstørrelse og alder. I tillegg kan urenheter på snøoverflaten påvirke refleksjonen. Gammel våt snø absorberer mer elektromagnetisk stråling, enn tørr nysnø (Teufelsbauer, 2009). Scanningene er derfor avhengig av når på året de gjøres, og scanninger tidlig på høsten er mer utsatt for å få dårligere data, fordi refleksjonsegenskapene til snøoverflaten ikke er ideelle på denne tiden. (Eksempler på dette kommer i kapittel 4.3, se Figur 11 og Figur 12). I tillegg til at vanninnholdet påvirker refleksjonen, påvirker det også snøkrystallene, da vann gjør at snøkrystallene klumper seg sammen noe som øker den effektive kornstørrelsen (Prokop, 2008). Kornstørrelsen påvirker refleksjonsegenskapene til snø, fordi signalet fra laseren blir reflektert i overgangen fra luft og refleksjonsoverflate, i dette tilfelle luft til snø. Snødekke med finkornet snø har bedre refleksjonsegenskaper enn grovkornet snø, nettopp fordi det er flere av disse luft/snø overgangene (Rees, 2005).

#### 4.1.2 Nøyaktighet og vinkel

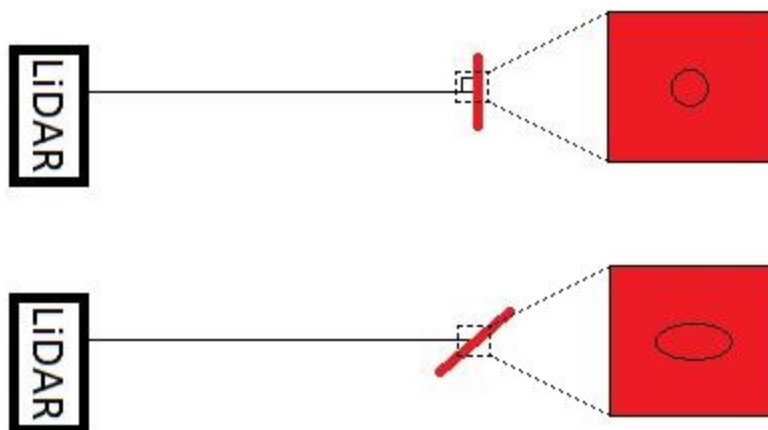
LiDAR kan brukes til kartlegge mer enn kun overflater. Man kan for eksempel kartlegge vegetasjon, fordi hver enkelt puls som sendes ut kan, på moderne utstyr, registreres flere ganger. Scanner man vegetasjon kan man få signaler som reflekteres fra blader og fra bakken under/bak bladene. Dette kan også være tilfelle på snø, hvor signalene trenger inn i snødekke og dermed gir overflaten feil avstand fra LiDARen. Dette er avhengig av signalstyrke og frekvens på pulsen som sendes ut. Dette er det gjort flere forsøk på (Dozier & Painter, 2004; Prokop, 2008) hvor det vises at dette kan gi feil fra noen få millimeter ved pulser med frekvens på nær-infrarød og infrarødt, til opp til en halv meter med pulser nærmere ultrafiolett.

Vinkelen på det som scannes er også viktig for nøyaktighet og punktetthet på objektet. Jo lengere unna LiDARen objektet er, desto større avstand blir det mellom punktene (se Figur 9). Scanner man en snøfonn hvor LiDARen er plassert foran snøfonna vil man få en høyere nøyaktighet nederst på fonna enn øverst. Man må derfor tilpasse signalstyrke og signaltetthet til området som er lengst unna LiDARen slik at man får ønsket nøyaktighet/punktetthet også i dette området.



**Figur 9:** Figuren viser prinsippet med at vinklede objekter vil få lavere punktetthet med økt avstand til LiDARen. Legg merke til avstanden mellom markørene i det blå feltet på figuren.

Vinkelen på objektet som scannes påvirker også refleksjonen. Dersom vinkelen på objektet blir for lav i forhold til scanneren vil reflektert signal til laseren bli for lite til at det registreres som en punkt. I tillegg vil treffpunktet bli større (se Figur 10). Ser man for seg at laserstrålen sendes ut som en søyle vil arealet som treffes være større når objektet ikke står vinkelrett på scanneren. Dette gjør at det registrerte punktet kan genereres fra et større område, noe som gir opphav til feilkilder i punkttskyen (Soudarissanane et al., 2009).



Figur 10: Figuren viser laserstrålenes treffpunkt på vinklede overflater. Ser man for seg at det registrerte punktet kan være hvor som helst innenfor den røde sirkelen, vil den nederste ha et større område hvor punktet kan være.

#### 4.1.3 Vær, vind og temperatur

I og med at scanning med LiDAR baseres på TOF, er veldig nøyaktig måling av tid et viktig element. Hastigheten til laserstrålen er spesielt avhengig av temperatur, trykk og relativ luftfuktighet (Prokop, 2008). Ifølge Prokop (2008) vil en avstand på 100 meter gi disse variasjonene i avstand på grunn av TOF: (1) En temperaturendring på  $\pm 1$  °C føre til en endring på  $\pm 1$  mm. (2) En endring i atmosfærisk trykk på +10 mbar vil gi en endring på -2,7 mm og (3) en variasjon i relativ luftfuktighet fra 0 % til 100 % gir en endring på 0,5 mm. Feilene blir større for lengere avstander. For å få nøyaktige målinger er man derfor avhengig av å vite temperatur, trykk og relativ luftfuktighet i område man scanner. Dette er spesielt viktig dersom objektet som scannes er langt unna.

Scanning med laser kan også påvirkes av solinnstråling, da mye stråling i atmosfæren kan forstyrre lasersignalet. Intensiteten til laserstrålen kan bli redusert dersom sola skinner rett mot laseren. Dette kan gjøre at rekkevidden til LiDARen blir redusert på solfylte dager. På grunn av dette fenomenet er det derfor best å scanne på natta, når stråling i atmosfæren er på et minimum (Prokop, 2008; Schaffhauser et al., 2008), eventuelt på overskyede dager, uten nedbør.

Nedbør eller lavt skydekke/tåke kan óg gjøre laserscanning ugunstig, da dette skaper flere luft/materie overganger (Rees, 2005), som nevnt tidligere. Dette avhenger av nedbørintensitet. Ved litt nedbør kan man likevel få tilstrekkelig mengde refleksjoner fra objektet man ønsker å scanne, selv om resultatet vil være preget av støy (i form av refleksjoner fra regndråper/snø). Ved høy nedbørintensitet eller tåke risikerer man at alt signal reflekteres før det når overflaten til objektet hvilket gir ubrukelig data.

Ved laserscanning om vinteren ved temperatur  $<0$  °C kan vind føre til redistribusjon av snø, spesielt i områder med snøfonner, siden de er et resultat av vindtransportert snø. Dette kan skape samme problem som nevnt ved nedbør, da svevende partikler kan gi refleksjoner. I tillegg kan kraftig vind føre til at selve LiDARen vibrerer dersom den står i et utsatt område. Dette kan føre til unøyaktige målinger, så høye vindhastigheter er derfor ikke ønskelig.

## 4.2 GPS

For å måle laser- og reflektorposisjoner er det i begge feltområdene brukt differensiell GPS fra Altus. Differensiell GPS har svært høy nøyaktighet, ( $<5$  cm horisontalt og  $<8$  cm vertikalt (Kartverket, 2015)) fordi det i tillegg til vanlig GPS basert på satellitter, får tilsendt korreksjonsdata fra CPOS- tjeneste som består av kjente referansepunkter. CPOS er kartverkets egen posisjonstjeneste og er «et nettverk-RTK-system som benytter virtuelle referansestasjoner (VRS)» (Kartverket, 2014). Dette sendes i via GSM eller GPRS-modem (Kartverket, 2015).

## 4.3 Feltmetode

### 4.3.1 LiDAR

For å måle snødybde/massebalanse på fonnene er det brukt en terrestrisk laserscanner (TLS) fra Riegl. Modellen som er brukt er en Riegl VZ-1000, som sender infrarøde laserstråler med en rekkevidde på opptil 1400 meter (Riegl, 2014). Denne har vært montert på en trefot (tripod) for å få scanneren til å stå tilnærmet horisontalt og for å få scanneren litt opp fra bakken.

Under selve scanningen er først laseren justert etter forholdene. Høyde over havet, temperatur og antatt luftfuktighet. Disse parameterne, er som nevnt over, med på å bestemme nøyaktigheten. I feltområde er det ikke gjort nøyaktige temperatur-/trykkmålinger for hver dag det ble scannet. Derfor har disse innstillingene blitt justert litt etter antagelser, basert på værmeldinger og en ca. temperatur i felt. Dette gjelder ikke høyde over havet da denne er veldig nøyaktig målt i begge feltområdene.

Fra hver scannposisjon er det gjort to scanninger. Et i panorama 40 og et i panorama 60. Dette vil si at scanningen blir gjort i  $360^\circ$ , og forskjellen på 40 og 60 er vinkelen mellom hver puls. 40 er  $0,40^\circ$  mellom og 60 er  $0,60^\circ$  mellom. I praksis betyr det at panorama 40 scanninger har litt høyere punktetthet og scannetiden er litt lenger. Grunnen til at dette er gjort slik er fordi man i ettertid kan vurdere hva slags data som er nødvendig for å måle

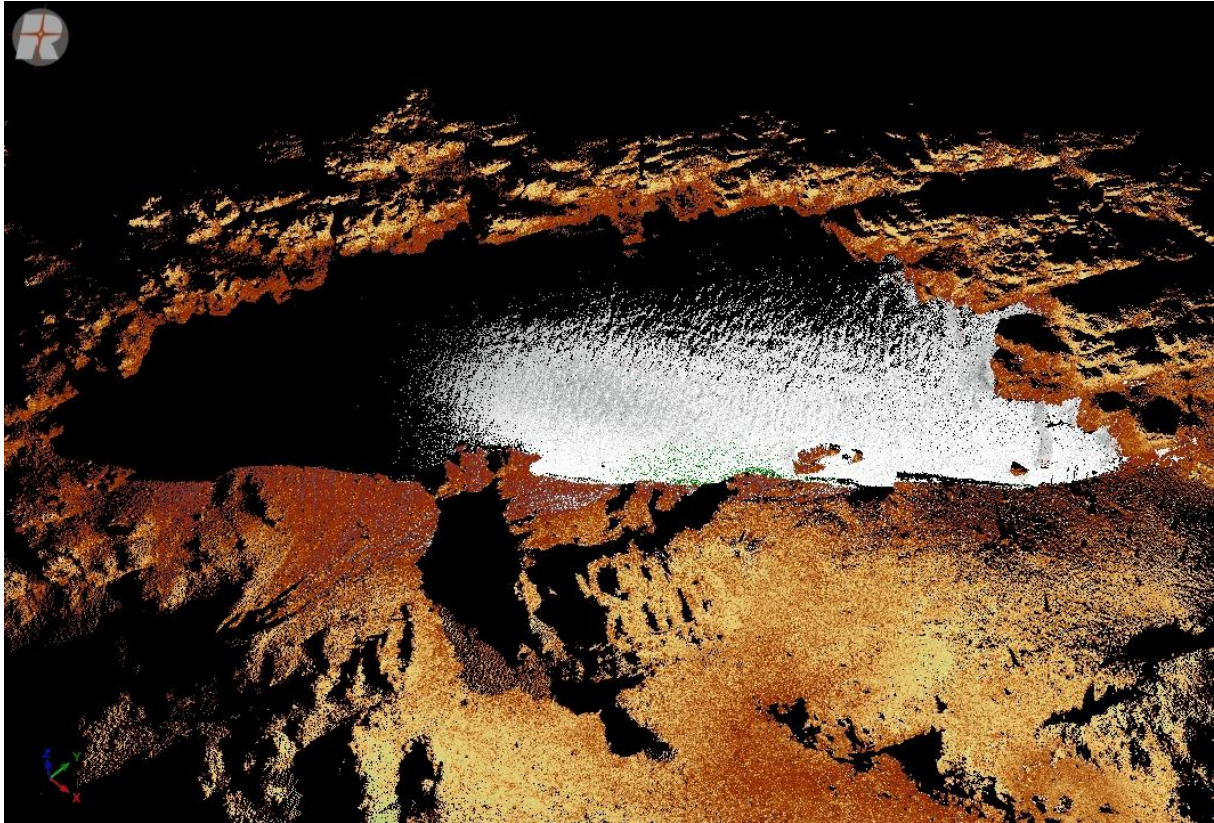


overflaten til fonna. For hvert scann er det også gjort en Reflector Search and Scann (RefSaS), for å finne reflektorene nøyaktig i forhold til scanner. Dette hadde litt variabelt resultat. Alle reflektorene ble ikke plukket opp av RefSaS. Dette gjald spesielt på scanninger vinterstid da tørrsnø har veldig sterke refleksjon, noe som gjør at scanneren sliter med å skille snøen fra reflektorer. I disse tilfellene (med manglene reflektorer) er reflektorene registrert i ettertid under behandling av dataene.

#### ***4.3.1.1 Kringsollfonna***

I august 2013 ble det gjort en komplett scannserie på Kringsollfonna. Dette var det første scannet på Kringsollfonna, og her ble det også boret inn fastpunkter for reflektorer i området rundt fonna. De ble boret inn på seks ulike scannerposisjoner med tre reflektorer per posisjon. Dette ble gjort for at senere scan blir gjort fra tilnærmet samme posisjon. I tillegg får man plassert reflektorene på samme posisjon hver gang. De påfølgende scannene september 2013, vår 2014 og høst 2014 ble gjort fra et utvalg av disse posisjonene. Fastpunktene ble så målt med differensiell GPS. På grunn av ulik lengde på boltene og varierende GPS signal ble enkelte av boltene målt inn med skjøtestang. Dette gir noe variabel høyde som er blitt korrigert for i databehandlingen.

Alle scan på Kringsollfonna er gjort med signalstyrke på 70 kHz rekkevidde på 1400 meter, bortsett fra høsten 2013. Disse ble scannet med signalstyrke på 300 kHz og rekkevidde på 450 meter. Dette ble gjort slik fordi avstanden fra scanner til objekt ble vurdert til godt under 450 meter, men refleksjonsegenskapene til snøen ble ikke tatt hensyn til. Dette resulterte i at dataene fra september 2013 er mangelfulle (illustrert i Figur 11). Dette vil påvirke dataene for akkumulasjonssesongen samt differansen mellom høsten 2013 og 2014 (se Resultater), fordi disse er avhengig av at østre deler av fonna fra høsten 2013 er interpolert.

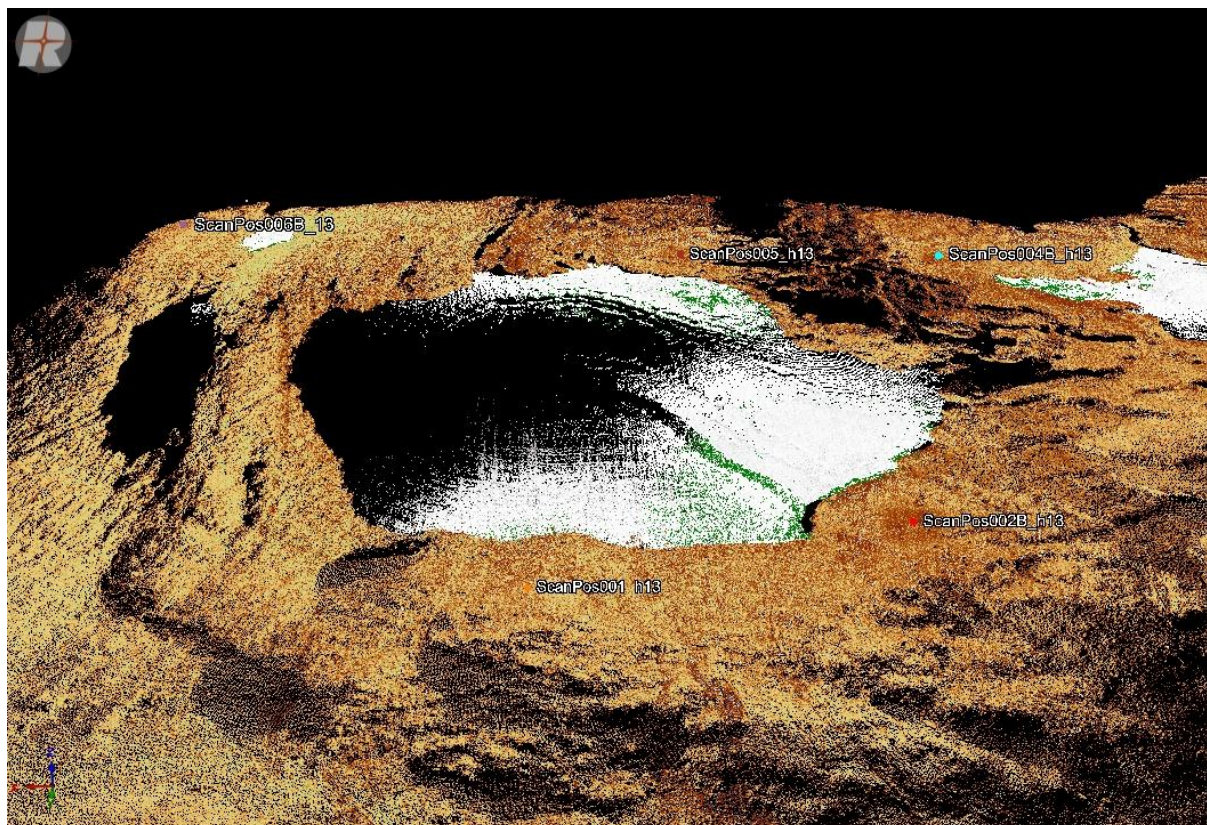


Figur 11: Figuren illustrerer dårlig data fra deler av fonna (østsiden, venstre på figuren). Dette er pga. lav signalstyrke og redusert refleksjon fra snøoverflaten.

#### 4.3.1.2 Storbrean

Det er også boret inn fastpunkter i området rundt Storbrean. Dette ble gjort september 2013. Det ble boret inn 18 fastpunkter på 6 forskjellige scannposisjoner. Et utvalg av disse posisjonene er brukt ved senere scanninger.

På Storbrean er alle scann, med unntak av ett (posisjonen midt foran fonna, Figur 12) fra september 2013, gjort med signalstyrke på 70 kHz og rekkevidde på 1400 meter. Resultatet av et scann med lavere signal vises i Figur 12. I likhet med Kringsollfonna vil akkumulasjonsmønstret og differansen mellom høsten 2013 og høsten 2014 på Storbrean være avhengig av interpolerte verdier på deler av fonna.



Figur 12: Demonstrasjon av dårlig data høsten 2013. Fra ScanPos001 h13 (midt foran fonna), er det kun gjort et scann med 450 meter rekkevidde. Dette er scannet som ideelt sett skal dekke det meste av område sør (venstre i bilde) på fonna.

#### 4.3.2 GPS

Nøyaktige GPS posisjoner er viktig for å georeferere scannene korrekt (Deems et al., 2013). Det er derfor brukt differensiell GPS som får korreksjonsdata fra kjente referansepunkter via GSM. Begge fonnene ligger i GSM skygge. Det er derfor satt opp en basestasjon (GPS reference) på et punkt i nærheten av fonnene hvor det er GSM signaler. Basen fungerer ved at det først lagres et punkt med høy nøyaktighet (<2 cm) (på grunn av referansedata fra CPOS). Deretter settes basen til å sende dette punktet som korreksjonsdata til GPSen (rover) som brukes til å måle inn reflektor og laserposisjoner. Dette gjør at under innmålinger av reflektorer er det oppnådd RTK fix, hvilket sier noe om datanøyaktigheten. RTK fix oppnås kun dersom GPSen har tilstrekkelig antall satellitter og mottar signaler fra referansepunkt (basen) (Hall et al., 2010). Nøyaktige målte reflektorposisjoner er veldig viktig for å kunne sammenligne overflater fra ulike tidspunkt, spesielt dersom terrenget endres, slik som et fjellområde med og uten snø.

### 4.3.3 Tetthetsmålinger

For å finne vannekvivalent er det utført tetthetsmålinger samme dag som vårscannene. Dette er gjort ved bruk av kjernebor og digital vekt i felt. Prøvene er tatt der det var antatt at snødybden var høyest, noe som viste seg og ikke være riktig (se resultat). Snøprofilen ble tatt ut bit for bit, hvor størrelsen på bitene er avhengig av naturlige bruddpunkter, eventuell kuttet opp i segmenter på 20 cm. Der hvor det ble naturlig brudd ble den lengste akselen målt. Dette gjorde at summen av alle segmentene totalt ble lengere enn borehullet. Derfor ble total lengde på borehullet brukt for å beregne tetthet. I tilfeller med veldig løs snø ble det forsøkt å få med all snøen på vekta, selv om det her ble noe tap. I tillegg er indre diameter av isboret brukt for å beregne volum. Løs snø fra sidene i borehullet som blir med opp i boret vil føre til økt tetthet. Dette gir opphav til en feilkilde når det gjelder vannekvivalent. Vannekvivalenten er basert på total vekt og total snødybde, fordi kjernene som ble tatt opp ble brutt skrått og ved ulike lengder. Resultatet blir derfor en total vannekvivalent i det gitte punktet. Kjernen ble boret ned til isoverflaten hvilket gjør at tettheten er basert på årssnø pluss firn fra året før.

Vannekvivalenten er regnet ut med formelen:

$$V_{ekv.} = \frac{h_s * \rho_s}{100} [\text{mm}]$$

Hvor  $h_s$  er snødybde i cm og  $\rho_s$  er tetthet i  $\text{kg/m}^3$  (NVE, 2008).

Snøens tetthet er i denne oppgaven kun basert på data fra Kringsollfonna, pga. tapte data fra tetthetsmålingene på Storbreen. Basert på at akkumulasjonene på fonnene består av vindpakket snø, kan det antas at tettheten er relativt lik.

## 4.4 Databehandling

### 4.4.1 RiScan Pro

#### 4.4.1.1 Tie points

RiScan Pro er en software levert av Riegl for å behandle data fra Riegls terrestriske laserscanningssystemer (Riegl, 2010). Programmet er prosjektbasert og hvilket gjør at gpsdata, bilder, scanninger og koordinater organiseres som et prosjekt. Når man scanner lagres punktene i scannet relativt til scanneren. RiScan pro er brukt for å plassere koordinatsystemet til scanneren i et globalt koordinatsystem (WGS84). Det er dette reflektorene brukes til. Når de scannes blir de lagret som tiepoints i skannerens lokale koordinatsystem. Resultatet av innmålingene av reflektorposisjonene med differensiell GPS blir lagt inn i programmet som globale tiepoints. Programmet kan deretter automatisk koble lokale tiepoints sammen med globale tiepoints. Dette er gjort for hvert scann slik at alle blir

georeferert via reflektorer. Dette resulterer i at de ulike scannene blir plassert ganske nøyaktig globalt, men ikke helt nøyaktig i forhold til hverandre.

#### **4.4.1.2 Multistation Adjustment (MSA)**

Programmet har også en funksjon, kalt Multistation Adjustment, som justerer scannene nøyaktig i forhold til hverandre. Dette gjøres ved at man først kjører et filter kalt «plane patch filter» på alle scannene man vil justere. Dette lager en ny punktsky hvor hvert punkt representerer et plan med en normalvektor. Dette gjør at de ulike scannene vil få tilnærmet like plan i områder som overlapper. Dette brukes til å justere områder til slik at de overlapper nøyaktig når man kjører funksjonen Multistation Adjustment. MSA finner den matematiske beste overlappen mellom ulike scan.

I databehandlingen i denne oppgaven er det brukt litt ulik fremgangsmåte på de to fonnene. På Kringsollfonna ble scannet med lavest standardavvik fra tiepoints brukt som utgangspunkt for MSA (Scanpos3, september 2014). Deretter ble scannene med samme scannposisjon fra september 2013 og vår 2014 justert i forhold til dette. Når et scann fra hver feltdag er justert korrekt i forhold til hverandre, er resten av scannene justert til det korrekte scannet fra sine respektive år. Scannene justeres gradvis ned til standardfeilen er ca. 1 cm.

På Storbrean ble scannene fra midt foran fonna først tilpasset hverandre, altså vår og høst, hvor september 2014 ble låst. Deretter ble det kjørt MSA på alle scannene fra september 2014. Da alle scannene fra september 2014 var nøyaktig i forhold til hverandre, ble scannene fra mars 2014 tilpasset tilsvarende scannposisjon september 2014. Dette ble gjort fordi dersom man kjørte MSA basert på scannposisjoner fra mars 2014 ble dette veldig unøyaktig i forhold til scannene fra september 2014. Dette antas å være fordi overflaten fra mars 2014 var veldig jevn pga. snøen i terrenget. Den beste matematiske justeringen av planene fra «plane patch filter» er ikke nødvendigvis mest korrekte. Derfor er de snøfrie områdene fra mars 2014 justert til september 2014. Dette gjør at punktene på fonna fra mars 2014 har en liten variasjon i høydeverdier hvilket gjør at terrengmodellen får små variasjoner.

#### **4.4.1.3 Octree filter**

Under databehandlingen i RiScan er det også kjørt et Octree filter før dataene eksporteres. Dette filteret brukes hovedsakelig for å redusere datamengden, spesielt nærme scannerposisjonene, hvor punkttettheten er høyest. Filteret gjør at punkttettheten blir jevnt fordelt. Det fjerner punkter i områder med høy tetthet, men det generer ikke punkter i områder med lav tetthet. Filteret påvirker med andre ord ikke områder langt unna scanneren,

det reduserer kun datamengden der hvor det er unødvendig mye data. Dette filteret blir brukt for å redusere datamengden, hvilket gjør videre prosessering langt mer effektiv.

#### **4.4.1.4 Feltområdene**

På både Kringsollfonna og Storbrean er alle scannene både vår og høst georeferert i samme prosjekt. Det er gjort slik fordi det under datainnsamlingen ble brukt forlenger på gpsen når enkelte av fastpunktene er målt inn, hvilket gir usikkerhet når det gjelder fastpunktene nøyaktighet. I tillegg til dette er det blitt variert mellom å bruke syllinderreflektorer (som står på bakken i forhold til fastpunktet som er boret inn) og flate reflektorer (som står på toppen av innboret fastpunkt). Dette er i utgangspunktet ikke et problem, dersom det blir gjort helt likt hver gang det scannes, men dette er ikke tilfellet. Derfor er det hovedsakelig georeferert én scannposisjon, for deretter å bruke MSA på alle andre scann i forhold til dette. Dette fungerer fordi det på våren 2013 var veldig lite snø i terrenget rundt fonnene, hvilket gjør at MSA basert på plan generert i disse områdene uten snø ga det beste resultatet med tanke på georeferering av vårscannene. Alternativet ville vært å georeferert scannene i forhold til GPS posisjoner målt for hver enkelt dag i felt, men dette gir et dårligere resultat fordi GPS dataene var ulikt målt vår og høst. Ved bruk av denne fremgangsmåten får man den ulempen at scannene ikke nødvendigvis blir plassert helt nøyaktig globalt, men forholdene mellom de ulike scannene får veldig høy nøyaktighet i forhold til hverandre.

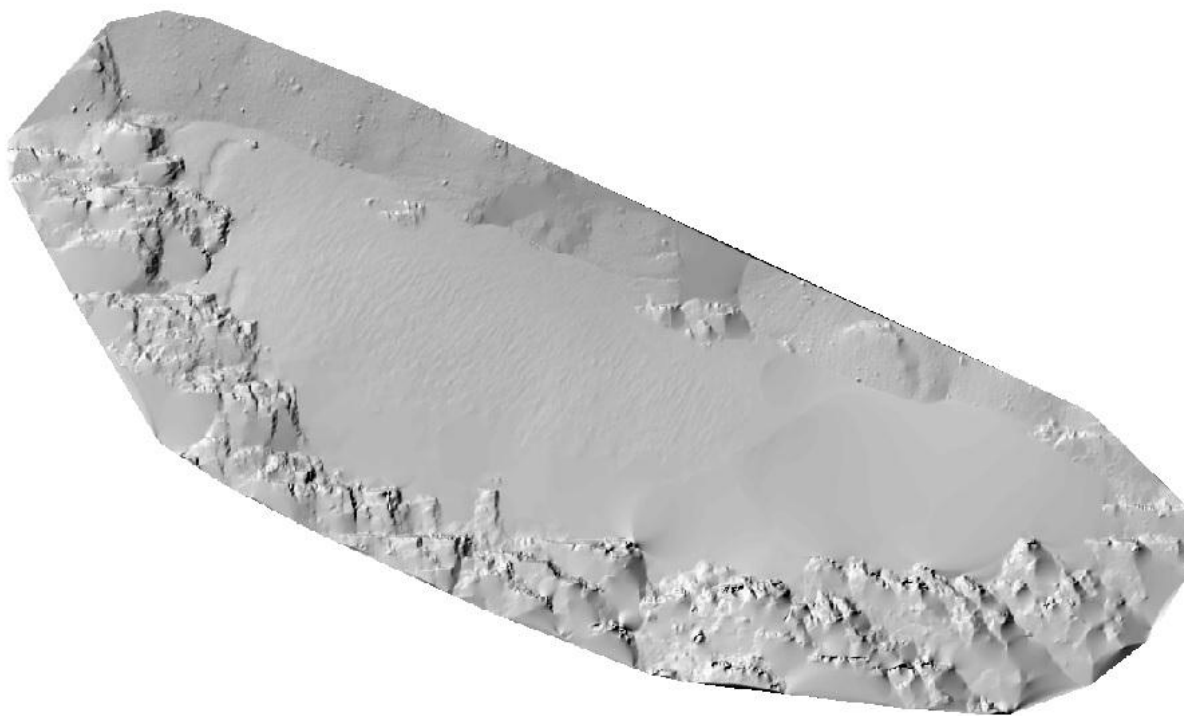
#### **4.4.2 ArcMap 10.2**

ArcMap er i denne oppgaven brukt for å analysere akkumulasjon- og ablasjonsmønstrene på snøfonnene. Dette er gjort i ArcMap på grunn av tekniske problemer med analysefunksjonene i RiSan Pro (spesielt visualisering av TIN modeller). I ArcMap er .las filene eksportert fra RiScan omgjort til et Las Dataset (.lasd) (verktøy: Create Las Dataset) som er formatet ArcMap bruker for å behandle laserdata. Deretter er laserdataene konvertert til et raster (verktøy: Las Dataset to Raster) med høydeverdier. Rasterverdiene er gitt ut ifra interpolerte målinger basert på en triangulert presentasjon av laserdataene. Interpoleringsmetoden som er brukt er Natural Neighbour, som er en metode som bruker omkringliggende punkter for å definere celle verdien (Sukumar et al., 2001). Denne metoden var det som ga det beste resultatet for områder hvor det er hull i dataene på grunn av lidarskygge eller lav rekkevidde. Natural Neighbour gjør at områdene uten data blir interpolert basert på punkter fra omrisset av fonna, samt punkter på fonna, hvor nærliggende

punkter vektes mest. Dette resulterte i en jevn overflate også der hvor det mangler data. Det er derfor brukt på all data for at all data skal være likt behandlet. Rasterstørrelsen er satt til 0,5\*0,5 meter. Dette er gjort for å få tilstrekkelig høy oppløsning på snøoverflaten, samtidig som datamengdene ikke blir store. Disse overflatene er videre subtrahert for å finne akkumulasjon og ablasjon i meter snø.

På vårscannet fra Storbreen 2014 er det kjørt et «low filter» som glatter ut rastercellene basert på de 8 omkringliggende cellene. Dette ble gjort fordi georeferingen av scanne fra mars på Storbreen, ga litt ujevnheter på overflaten av fonna. Filteret gjør at overflaten på fonna blir litt jevnere og fører til mer realistiske akkumulasjon- og ablasjonsmønstre, uten å miste strukturer i overflaten.

ArcMap er også brukt for å definere fonnenes utbredelse, der hvor det ikke er gått omriss med GPS. Dette er gjort ved bruk av terrengskygge (verktøy: Hillshade) fordi dette gir en god visuell forståelse av grensa mellom snøoverflate og terreng (se Figur 13).



**Figur 13: Terrengskyggemodell. Eksempel på data som er brukt for å definere grense mellom fonn og terreng. Overflatestrukturen endres til høyre på fonna fordi dette område er interpolert basert på omriss og natural neighbour.**

## 4.5 Metodekritikk

### 4.5.1 LiDAR

For å undersøke akkumulasjon- og ablasjonsmønster for Kringsollfonna og Storbreen, som er målet for denne oppgaven, er det brukt en Terrestrial Laser Scanner. Spørsmålet er om denne metoden er en gunstig og pålitelig datakilde for nettopp dette formålet?

Fordelene med laserscanning i forhold til tradisjonelle stakemålinger er først og fremst oppløsningen. Ser man bort ifra kostnaden ved innkjøp av terrestriel laserscanner, er også laserscanning mye mindre ressurskrevende enn stakemålinger. Datamengden (punktettheten) man får ved laserscanning er i praksis ikke mulig å gjøre manuelt, men den kan også være unødvendig høy for massebalansemålinger på så små fonner som i denne oppgaven. Uansett gir laserscanning muligheter for å analysere akkumulasjons- og ablasjonsmønster med svært høy oppløsning, men man er avhengig av å scanne en overflate fra ablasjonssesongen og en overflate fra akkumulasjonssesongen.

Utfordringen er med andre ord ikke antall målinger, for med laserscanning blir dette mer enn høyt nok, men kvaliteten på målingene. Dette varierer, som nevnt over, med hva slags objekt man skanner, vær og vind og feilkilder knyttet til vinkel på objektet (Dozier & Painter, 2004; Prokop, 2008). Dagene hvor det er scannet i denne oppgaven er valgt etter værmeldingen. Det er prioritert å gjøre feltarbeidet på dager med sol, til tross for at dette ikke gir ideelle scanningsforhold. Dette er gjort fordi feltområdene ligger i høyfjellet og er derfor utsatt for lavt skydekke, noe som kan gjøre scanning umulig. Dette gjelder spesielt vårscanningene hvor det har vært blå himmel. Høstscanningene har i større grad vært gjort på overskyede dager (høyt skydekke), men med sol av og til. Dette ser likevel ikke ut til å ha påvirket dataene i stor grad da det har vært mindre støy i data fra våren, og snøen har vært tørr, noe som gir bedre refleksjon. På alle scannene er det fordelt punkter over hele fonna, med unntak av høstscannene 2013. Dette skyldes likevel ikke været, men signalstyrken. Når det gjelder kvaliteten på dataene er det ikke gjort målinger med andre metoder, som LiDAR dataene kan sammenlignes med. Likevel vurderes dataene som gode på bakgrunn av undersøkelser gjort av andres vurdering av LiDAR som instrument for å måle snødybde (Deems et al., 2013; Prokop, 2008) og undersøkelser av snøen refleksjonsegenskaper (Dozier & Painter, 2004; Perovich, 2007). Perovich (2007) undersøker snøens refleksjonsegenskaper hvor det vises at mer enn 80 % av stråling (fra sola) med bølgelengder mellom 350 og 900 nm reflekteres i de øverste 2 cm av snøen. Det vises også at kortere bølgelengder penetrerer dypere inn i snøoverflaten.. Riegl VZ-1000 sender pulser i nær infrarødt, hvilket tilsier at det aller meste av signalet reflekteres helt øverst i snøpakka. I tillegg er fonnene scannet fra



forskjellige vinkler noe som bidrar til et bredere datagrunnlag. Dette har også gjort at deler av fonnene er scannet flere ganger. Dette gjør at overlappinger i databehandlingen antagelig vil redusere feilmarginen da gjennomsnittlige punktverdier vil være basert på større mengde data.

#### 4.5.2 Databehandling

Selve målingene av overflaten vurderes altså som gode. utfordringen ligger i å georeferere scannene. Dette regnes som den største feilkilden med TLS (Deems et al., 2013). Det er derfor brukt differensiell GPS for å måle scannerens plassering og reflektorposisjoner. Dette gir likevel opphav til feilkilder, da både basestasjonen og Roveren kan være litt unøyaktig. I tillegg til at selve posisjonen kan være unøyaktig, vil det at GPSen blir plassert oppå reflektorene, evt. på toppen av innborede fastpunkter (mens reflektoren står på bunn, dersom det ble brukt sylindreflektorer) gjøre at det målte GPS punktet i realiteten ikke er nøyaktig der hvor reflektoren var. GPS punktet vil også bli litt unøyaktig dersom GPSen ikke står i vater. Her kan det være relativt høye avvik, kanskje fra 10 til 15 cm i z retning, der hvor det er brukt sylindreflektorer. (Dette avviket på 10 til 15 cm er en antagelse basert på ca. høyde på fastpunktene, da en den faktiske høyden ikke er målt.) Nøyaktig georeferering er med andre ord tilknyttet en del feilkilder. Dette gir likevel ikke store utslag i denne oppgaven, fordi den globale georefereringen her likevel er relativt nøyaktig sammenlignet med høydedata fra kartverket, men også fordi nøyaktig global lokalisering ikke er viktig i denne konkrete oppgaven. (Dette bør undersøkes nærmere dersom samme data skal brukes i senere arbeid.) Det som er viktig i denne oppgaven er at hvert scann er plassert riktig i forhold til hverandre, både høst og vinter. Metoden for å løse dette på Kringsollfonna og Storbreen er ved å bruke Multistation Adjustment på alle scann i samme prosjekt. Dette gjør at dataene blir svært nøyaktig i forhold til hverandre. Dette var mulig fordi det ikke lå noe snø i enkelte områder rundt fonnene. Metoden som ble brukt er litt forskjellig på Kringsollfonna og Storbreen, men dataene på begge stedene vurderes som gode basert på dataene i terrenget rundt fonnene.

Dataene er, som nevnt, georeferert i RiScan Pro, basert på reflektorposisjoner, og filtrert med Octree filter for å redusere mengden punkter. Videre er LiDAR dataene konvertert til raster data i ArcMap 10.2, noe som kan påvirke dataene.

For det første reduseres datamengden fra laserdataene når det konverteres til raster. Her er det valgt en gridstørrelse på 0,5x0,5 meter, hvor celleverdiene er basert på en triangulert

overflate fra laserdataene og natural neighbour. Dette vurderes som en god metode basert på visuell observasjon av overflatemodellen, hvor resultatet gir en overflate med kontinuerlige data uten store lokale variasjoner. Dette er naturlig da overflaten på fonnene stort sett er jevne uten store variasjoner i gradient. (Med unntak av en smeltevannskanal i vestre ende av Kringsollfonna høsten 2014, som også synes på overflatemodellen.) Litt unøyaktig blir det likevel fordi et område på 0,5\*0,5 meter får samme verdi. Dersom gradienten er 30° vil en strekning på 0,5 meter gi en høydeforskjell på ca. 29 cm, men siden celleverdien er basert på natural neighbours vil alle punktene innenfor en celle påvirke verdien. Dermed vil en rastercelle med en verdi gi riktig massebalanse, fordi arealet den dekker både er positivt og negativt i forhold til den reelle overflaten.

For det andre kan det knyttes en noe feil opp mot avgrensning av fonnene. Dette er som nevnt basert på terrengskygge, der hvor det ikke er gått omriss av fonnene. Dette er en metode som vil gi litt unøyaktige grenser, fordi overgangen mellom fonn og fjell, spesielt i bakkant (både på Kringsollfonna og Storbrean), er vanskelig å modellere da overgangen her blir relativt jevn. Her er det egentlig en forsenkning/sprekk i isen som ikke blir med i beregningene, fordi forsenkningen ligger i laserskygge. Dermed blir gapet i bakkant på fonnene om høsten jevnet ut med terrenget. Dette gir opphav til litt feil både i massebalansen og i avgrensning av fonnene utbredelse. I forkant av fonnene er ikke dette et problem, fordi det ikke ligger i laserskygge og fordi endringen i gradient mellom fonn og terreng er veldig tydelig.

På Storbrean er det i tillegg kjørt et filter av rasterdataene for å jevne ut små variasjoner på fonnas overflate. Filteret reduserer eller øker rasterverdier i forhold til de 8 nærmeste cellene. Det at overflaten viser små variasjoner i høyde tilsier at det i utgangspunktet er små feil i georefereringen. Dette skyldes at alle scannene fra mars 2014 (med unntak av posisjonen nord for fonna) er justert i forhold til tilsvarende scannposisjon september 2014, ikke hverandre. Dette gir likevel et bedre resultat enn det man ville fått dersom scannene fra mars 2014 var tilpasset hverandre, fordi det totale forholdet mellom vår og høstscannene da ville blitt dårligere. Dette er fordi en MSA for alle vårscannene, ville gitt den matematiske beste tilpasningen. Problemet med dette er at snøen «glatter ut» terrengvariasjoner. I og med at MSA inkluderer bruk av normalvektor for genererte plan, vil et godt resultat være avhengig av variasjoner i terrenget. Derfor er det bedre å tilpasse vårscannene til høstscannene ved å bruke de snøfrie områdene, fordi disse vil ha større variasjoner i planretning (og normalvektorer) enn snødekte områder.

### 4.5.3 Tetthetsmålinger

Det er knyttet store utforinger til tetthetsmålingene. For det første gjør tap av data fra Storbreen at tettheten der kun er basert på antagelser om at forholdene er relativt like som Kringsollfonna, og tabellverdier. For det andre er tetthetsmålingen fra Kringsollfonna basert på en kjerneboring, hvor snø som drysser ned i boret blir tatt med som en del av vekten. Dette gjør at tettheten sannsynligvis er for høy da volumet som er brukt er basert på indre dimensjoner på boret. For det tredje ble målingen på Kringsollfonna boret ned til is (evt. veldig kompakt snø), hvilket gjør at firn fra året før også inkluderes i målingen. For det fjerde er ikke den gamle isoverflaten på verken Kringsollfonna eller Storbreen kjent, slik at dersom tetthetsmålingene skal brukes til å beregne ablasjon i vannekvivalent, vil store deler av volumet ikke ha kjent tetthet. Dette gjør at tetthetsmålingene eventuelt kun bør brukes på akkumulasjonsmålingene, selv om dette også kan gi store feil. For det femte ble tetthetsmålingen utført i et område med veldig lite snø, slik at verdiene ikke nødvendigvis er representative for hele fonna.

Resultatene vil derfor oppgis i volum, ikke vannekvivalent, fordi tettheten evt. må baseres på standardverdier og en måling fra Kringsollfonna. Dette gjør at selve akkumulasjon- og ablasjonsmønstrene ikke vil endres, kun måleenheten. Gjennomsnittsverdier er likevel også oppgitt i vannekvivalent slik at de kan sammenlignes med nedbørsdata fra målestasjoner.



## 5 Resultat

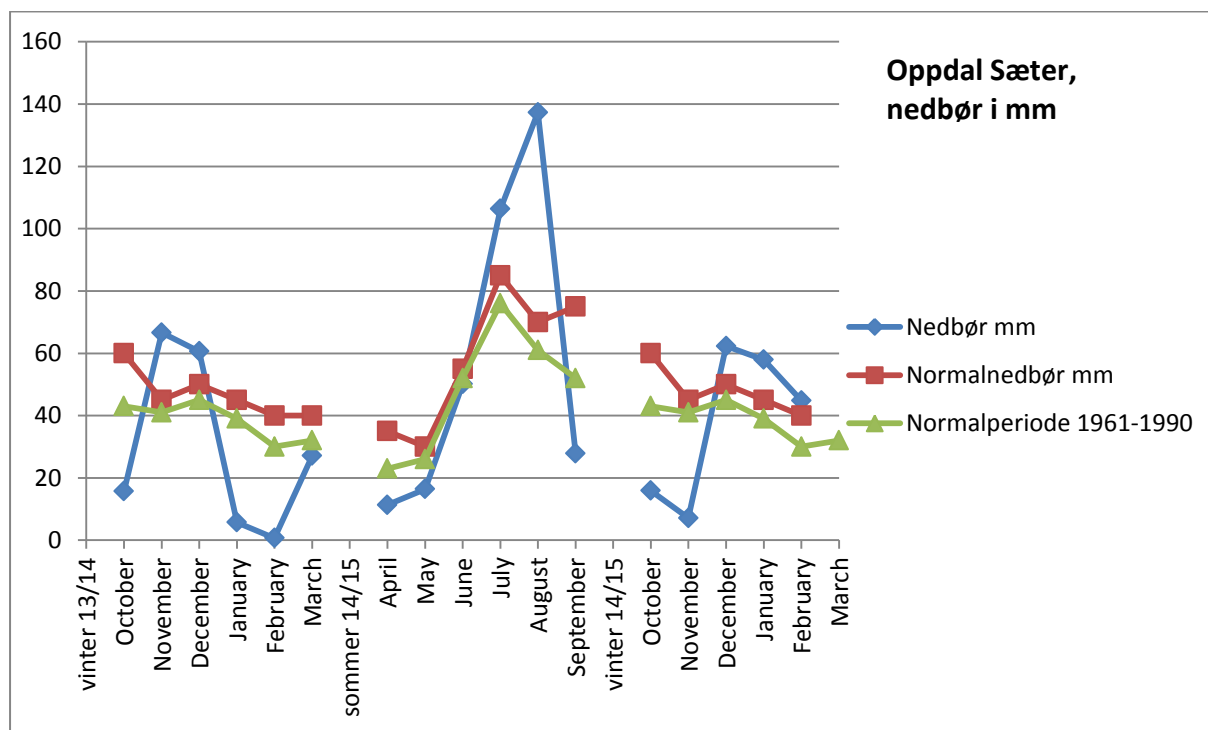
### 5.1 Temperatur, nedbør og vind

Forholdene på snøfjonnene, både vinter og høst, er avhengig av værforholdene resten av året. Det vil av den grunn her bli presentert værddata fra Oppdal, Hjerkin og til dels Fokstugu, som er de mest nærliggende værstasjonene til feltområdene.

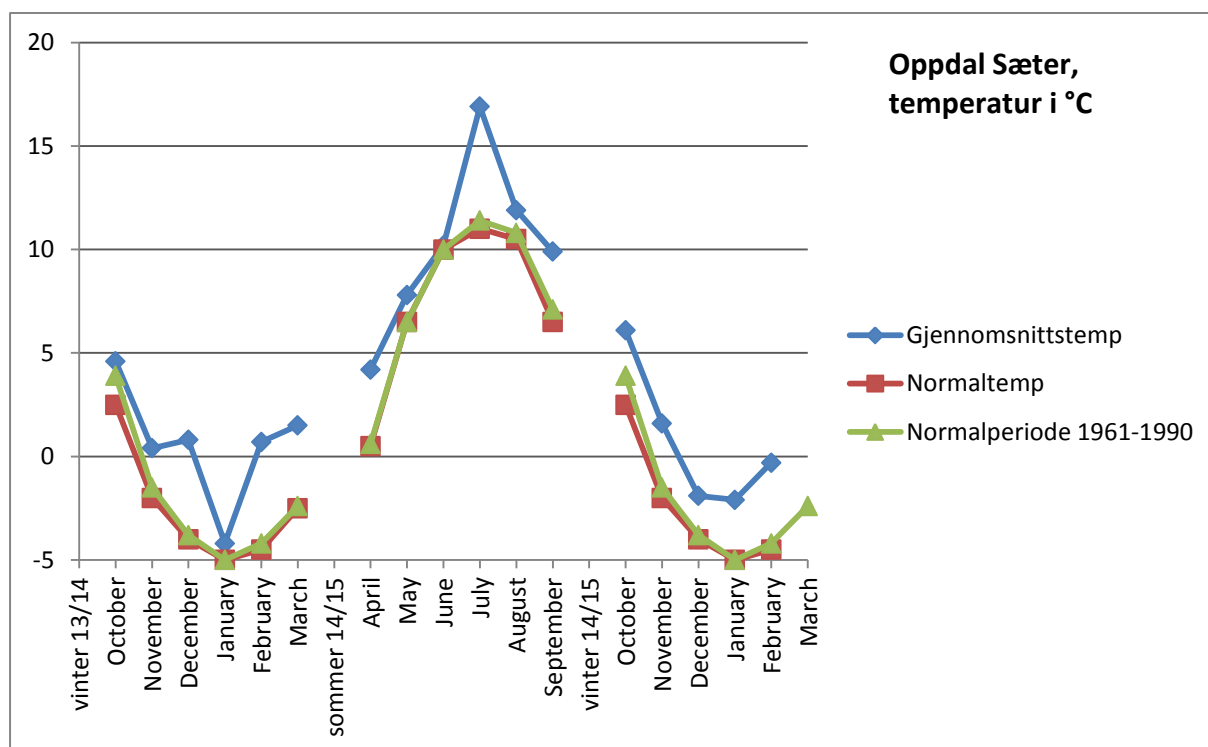
#### 5.1.1 Oppdal

Nåværende værstasjonen i Oppdal er Oppdal Sæter. Den ligger 604 moh. og har vært i drift siden desember 1999. Normalverdiene (rød) i Figur 14 og Figur 15 er basert på data fra denne stasjonen fra 1999 og fremover. Normalperiode 1961 - 1990 er basert på data fra værstasjonen Oppdal Bjørke. Dette er den gamle værstasjonen i Oppdal. Den ligger 1 km øst for Oppdal Sæter på 625 moh.. Denne var i drift fra 1975 til 1992 så normalperioden fra Oppdal er i realiteten fra 1975 til 1990, ikke fra 1961. Dette er fordi rapporter med normaldata fra [eklima.no](http://eklima.no) har definerte normalperioder fra 1961 til 1990.

Data fra målestasjonen i Oppdal er brukt her fordi det er målestasjonen som ligger nærmest Kringsollfonna.



Figur 14: Figuren viser total mengde nedbør per måned i mm. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer, der hvor det er naturlig i forhold til scantidspunkt. Dataene er hentet fra [www.eklima.no](http://www.eklima.no).



Figur 15: Figuren viser gjennomsnittstemperatur i °C for hver måned. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra [www.eklima.no](http://www.eklima.no).

#### 5.1.1.1 Akkumulasjonssesongen for Oppdal målestasjon 2013/2014

Ut ifra nedbørsdata (se Figur 14) ser man nedbørsmengden i november og desember 2013 var høyere enn normalen. Januar og februar var derimot måneder med nedbør langt under normalen. Totalt i disse månedene kom det kun 6,4 mm nedbør mot 85 mm som er normalen. Totalt fra oktober til mars 2013/14 kom det 176,4 mm nedbør i Oppdal. Dette er 103,6 mm mindre en normalen på 280 mm, altså kun 63 % av normal nedbørsmengde. I tillegg var temperaturen fra oktober til mars over normalen, spesielt i desember og februar. Nedbøren kan derfor ha kommet som regn på 600 moh.. Dette har likevel sannsynligvis kommet som snø i fjellet på grunn av adiabatisk fallrate. Temperaturforskjellene mellom Oppdal og Hjerking gir en adiabatisk fallrate på mellom 0,65 og 9,9 °C. Basert på dette vil temperaturen være <0 °C på 1500 moh.. Nedbør over 1500 moh. vil derfor antagelig ha kommet som snø hele den definerte akkumulasjonssesongen 13/14.

#### 5.1.1.2 Ablasjonssesongen for Oppdal målestasjon 2013/14

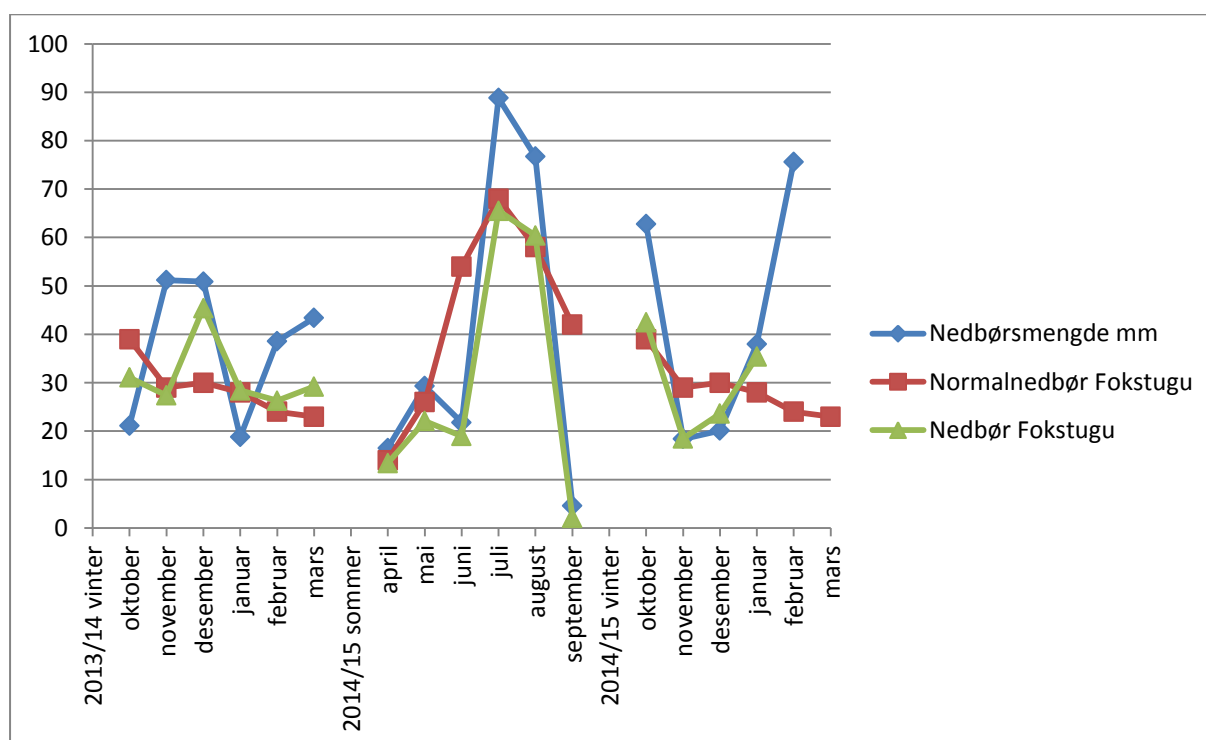
Ablasjonssesongen er satt fra april til september fordi scanningene av fonnene er foretatt 28. mars og 1. april. Ut ifra temperaturen (Figur 15) i Oppdal sentrum og en eventuell adiabatisk fallrate er det stor sannsynlighet for at det kan ha akkumulert snø på fonnene også i april og mai. Likevel er nedbørsmengden (Figur 14) i april og mai lave i forhold til normalen. Juni måned var relativt lik normalen både når det gjelder gjennomsnittstemperatur og total nedbør. Juli har derimot en gjennomsnittstemperatur på 16,9 °C mot 11 °C som er normalen,

altså 5,9 °C varmere. Dette, kombinert med nedbørsmengden i juli og august som også er godt over normalen (henholdsvis 21,3 mm og 67,3 mm (nesten dobbelt av normalt) over, Figur 14), er sannsynligvis en viktig del av ablasjonssesongen 2014.

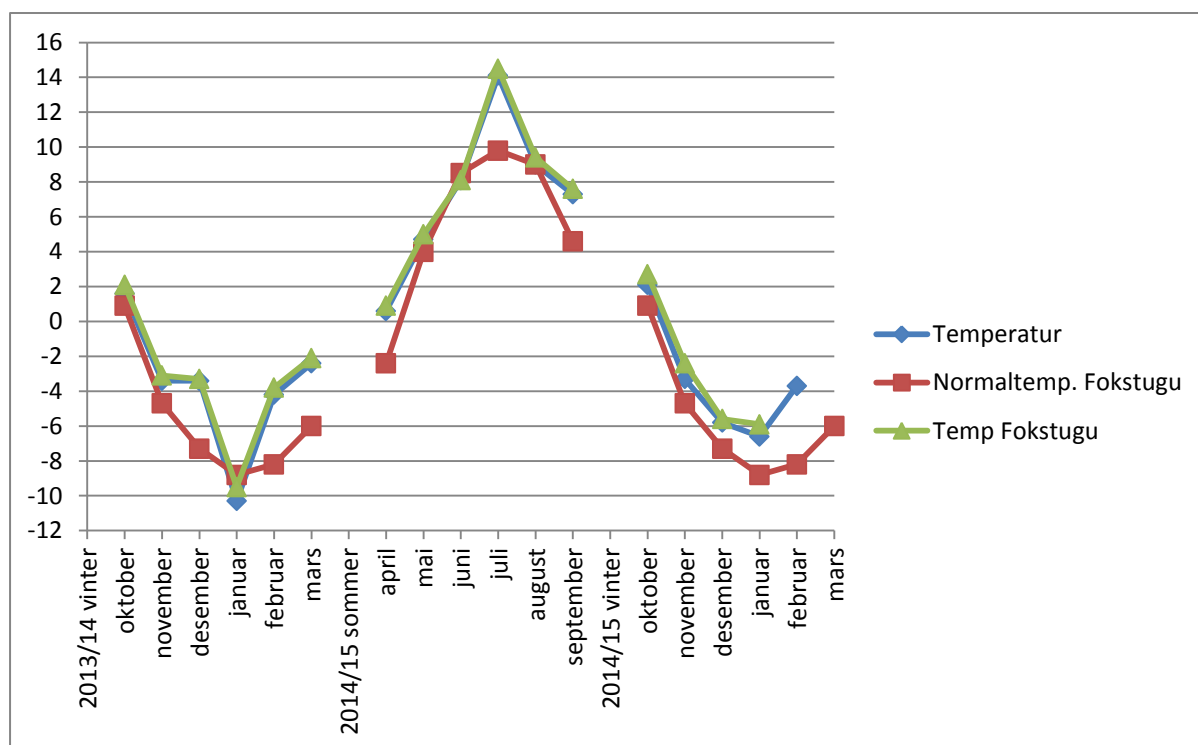
### 5.1.2 Hjerkin

Værstasjonen Hjerkin II ligger på 1012 moh. og har vært i drift siden september 2010. Hjerkin værstasjon var i drift fra 1891 til 1914. Normalverdiene for Hjerkin II er derfor hentet fra Fokstugu værstasjon som har data fra juni 1968. Værstasjonen på Fokstugu ligger 973 moh., ca. 20 km sørvest for Hjerkin II, på andre siden av Dovrefjellplatået (i forhold til Hjerkin II). Likt som for dataene fra Oppdal er normalperioden i realiteten fra 1968 til 1990, ikke 1961.

Data fra Hjerkin II er brukt fordi det er værstasjonen som ligger nærmest Storbreen, som har vært i drift siden før 2013. (Det er en værstasjon på Snøheim (1475 moh.), som ville vært ideell, men denne har kun vært i drift siden oktober 2014.)



Figur 16: Figuren viser total mengde nedbør per måned i mm. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer, der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra [www.eklima.no](http://www.eklima.no).



Figur 17: Figuren viser gjennomsnittstemperatur i °C for hver måned. Bruddene i grafen viser skille mellom vinter og sommer der hvor det er naturlig i forhold til scanntidspunkt. Dataene er hentet fra [www.eklima.no](http://www.eklima.no).

#### 5.1.2.1 Akkumulasjonssesongen for Hjerkinn II 2013/14

I motsetning til Oppdal var akkumulasjonssesongen 2013/14 en sesong med nedbørmengder over normalen på Fokstugu (187,8 mm, mot 173 mm normal (108,6 %))(se Figur 16). Videre ser man av nedbørmønsteret varierer fra Fokstugu til Hjerkinn vinteren 2013/14. Totalt kom det 224 mm nedbør på Hjerkinn mot 187,8 mm på Fokstugu. Dette gjør det vanskelig å vurdere en eventuell normalsituasjon for nedbør på Hjerkinn, selv om mønstrene sommer 2014 og vinter 2014/15 er relativt like, dog noe høyere verdier på Hjerkinn. Men med nedbørmålinger under normalen i Oppdal og over normalen på Fokstugu er det ikke sikkert at nedbørmengdene i Dovrefjellsområdet vinteren 2013/14 var så lave som det kunne se ut til.

Når det gjelder temperaturen på Hjerkinn II vinteren 13/14 ser det ut til at normalsituasjonen fra Fokstugu også er representativ for Hjerkinn II. Dette er fordi målestasjonene ligger på ca. lik høyde og fordi temperaturdata fra oktober 2013 til mars 2015 viser at det er svært liten differanse mellom temperaturen på de to stedene (se Figur 17). Figuren viser at vintertemperaturen på Hjerkinn, i likhet med Oppdal, var høyere enn normalen vinteren 2013/14. Til tross for positiv gjennomsnittstemperatur (+1.6 °C) i oktober 2013 vil nedbør mellom fra oktober til april antagelig falt som snø over 1300 moh. i Dovrefjellsområdet.

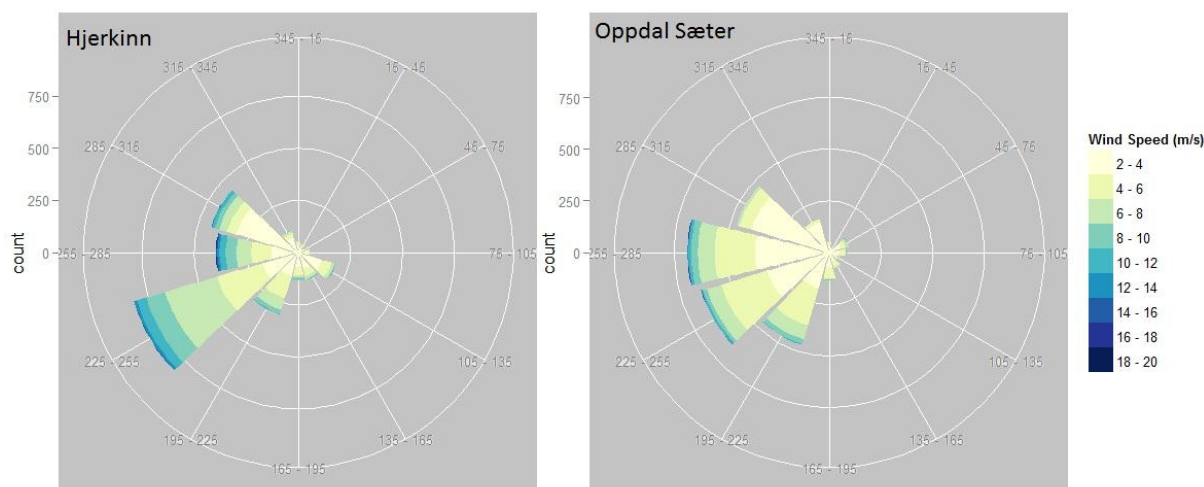


### 5.1.2.2 Ablasjonssesongen for Hjerkinn II 2013/14

Snittemperaturer fra Hjerkinn II på henholdsvis 0,6 °C og 4,7 °C i april og mai tilsier, i likhet med dataene fra Oppdal, at nedbør i disse månedene kan komme som snø i høyden. Det er derfor sannsynlig med akkumulasjon på fonnene også ut i mai. Det er også her gjennomsnittstemperaturen i juli som skiller seg ut ved å være 4,1 °C høyere enn normalt. Nedbørsmengden sommersesongen 2014 er i juli og august mindre enn i Oppdal og mer enn på Fokstugu. Om dette er mer eller mindre enn normalt er vanskelig å si da Oppdal ligger over normalen, mens Fokstugu ligger på normalen når det gjelder nedbørsmengde. Uansett, vil den unormalt høye temperaturen i juli antagelig være en viktig faktor for ablasjonssesongen 2013/14.

### 5.1.3 Vinndata

I tillegg til nedbør og temperatur i, er vind en vesentlig faktor for snøfonners eksistens. Derfor presenteres også vinndata fra Hjerkinn II og Oppdal Sæter. Dataene blir presentert for vintersesong og sommersesong adskilt.



**Figur 18:** Figuren viser vinndata fra 1. oktober 2013 til 31. mars 2014. Dataene viser totalt antall målinger og vindretning i grader. Dataene er tilsendt og presentert fra «Klimavakten», som er en tjeneste fra meteorologisk institutt.

Akkumulasjonssesongen 2013/14 er som Figur 18 viser dominert av vestlige vinder. Fra sørvest til nordvest. Dette gir naturligvis lesider i nordøst til østlig skråninger. Dataene vil bli brukt hovedsakelig for vindretning, og blir sett på som et utgangspunkt for økt akkumulasjon på fonnene.

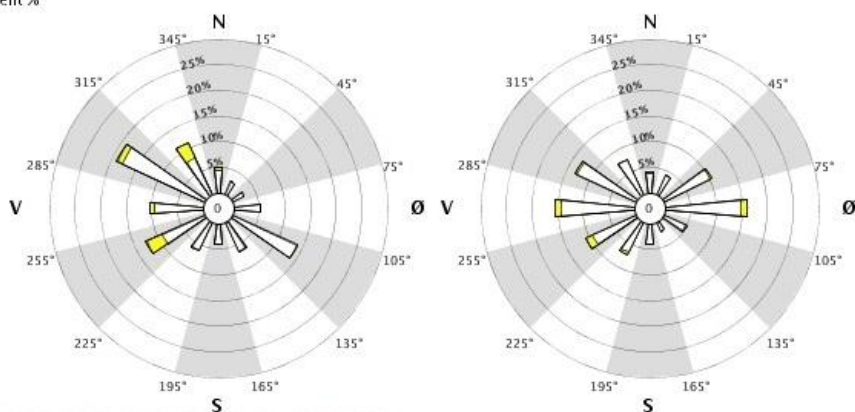
**Vindrose, frekvensfordeling av vind**

Vindretning deles i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindhastighet i prosent %

**Vindhastighet ( m/s )**

- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

**Stille (%)****93 10 HJERKINN II****63705 OPPDAL - SÆTER****År: 2014 - 2014****apr, mai, jun, jul, aug, sep****Tidspunkt: 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23 (NMT)**

Figur 19: Figuren viser vinddata fra 1. april til 30. september 2014. Dataene viser prosentvis retningsfordeling av vindretninger og vindstyrke. Dataene er hentet fra [www.eklima.no](http://www.eklima.no).

Figur 19 viser at vestlige og østlige vinder dominerte ablasjonssesongen. Dataene viser at det var mer østavind om sommeren på Oppdal Sæter og Hjerkin II 2014 i forhold til vinteren før. Det er viktig å legge merke til at vindstyrkeskalaen på Figur 18 og Figur 19 er litt misvisende i forhold til hverandre, da Figur 18 har fire klasser for vindstyrker fra 2-10 m/s, mens Figur 19 har to klasser for samme intervall. Likevel kan det se ut til mengden vind over 5 m/s er noe høyere vinteren 2013/14 i forhold til sommer 2014.

Figur 20 viser vinddata fra Hjerkin II og Oppdal Sæter kun for juli 2014. Dette er tatt med fordi vind i juli kombinert med høye temperaturer kan være viktig for ablasjonen.

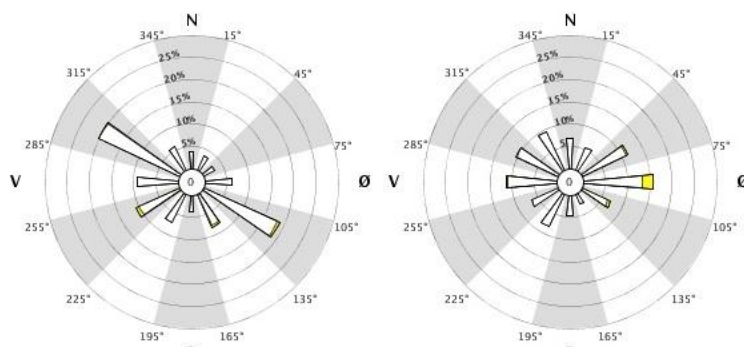
**Vindrose, frekvensfordeling av vind**

Vindretning deles i sektorer på 30°

Frekvensfordeling av vindhastighet i prosent %

**Vindhastighet ( m/s )**

- > 20.2
- 15.3-20.2
- 10.3-15.2
- 5.3-10.2
- 0.3-5.2

**Stille (%)****93 10 HJERKINN II****63705 OPPDAL - SÆTER****År: 2014 - 2014****jul****Tidspunkt: 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23 (NMT)**

Figur 20: Vinddata fra Hjerkin II og Oppdal Sæter juli 2014.

## 5.2 Tetthet

Tetthetsmålingen er basert på data fra Kringsollfonna, på et borehull på 3,36 meter. Dette ga en tetthet på 640 kg/m<sup>3</sup>. Dette er en verdi basert på total dybde og total vekt av snøen i et

gitt punkt. Med andre ord er både firn og årssnø med i den verdien. Av Tabell 2 ser man at det mangler segmentlengde for målingene et stykke ned i borehullet. Videre ser man at de øvre delene har en tetthet på rundt 400 kg/m<sup>3</sup>. Det at den lengste aksen ble målt på segmenter med naturlige brudd fører til at denne verdien underestimeres. Snø som faller ned i boret fra sidene i borehullet gjør at denne verdien overestimeres. Dataene fra tetthetsmålingene er med andre ord veldig usikre. Selv om dataene for segmentlengder mangler viser dataene at firn fra årene før 2014 har høyere tetthet enn årssnøen 2014 da tettheten totalt er på 640 kg/m<sup>3</sup>. Dette samsvarer med standardverdier (Tabell 1) som tilsier at firn har en tetthet på mellom 400 og 830 kg/m<sup>3</sup>.

Av borehullet på 3,36 meter er 2,9 meter nysnø og 0,46 meter firn.

**Tabell 1: Typiske verdier for tetthet (Cuffey & Paterson, 2010)**

<b>Typical densities of snow and ice (kg/m<sup>3</sup>)</b>	
New snow (immediately after falling in calm)	50-70
Damp new snow	100-200
Settled snow	200-300
Depth hoar	100-300
Wind packed snow	350-400
<b>Firn</b>	400-830
Very wet snow and firn	700-800
Glacier ice	830-917

**Tabell 2: Tetthetsmålinger på Kringsollfonna**

Måling nr.	Vekt kg	Lengde m	Tetthet kg/m <sup>3</sup>
1	0.376	0.2	425.76
2	0.347	0.2	392.92
3	0.16	0.095	381.42
4	0.364	0.2	412.17
5	0.355	0.2	401.98
6	0.171	0.09	430.29
7	0.337	0.2	381.60
8	0.386	0.2	437.08
9	0.237	0.12	447.28
10	0.282	0.15	425.76
11	0.431		
12	0.373	0.2	422.36
13	0.301	0.18	378.71
14	0.127	0.07	410.88
15	0.574		
16	0.428	0.23	421.43
17	0.431	0.2	488.04
18	0.279	0.14	451.32
19	0.557		
20	0.147	0.23	144.74
21	0.501		
22	0.401		
23	0.387		
24	0.619		
25	0.317		
26	0.608	0.22	625.88

### 5.3 Kringsollfonna

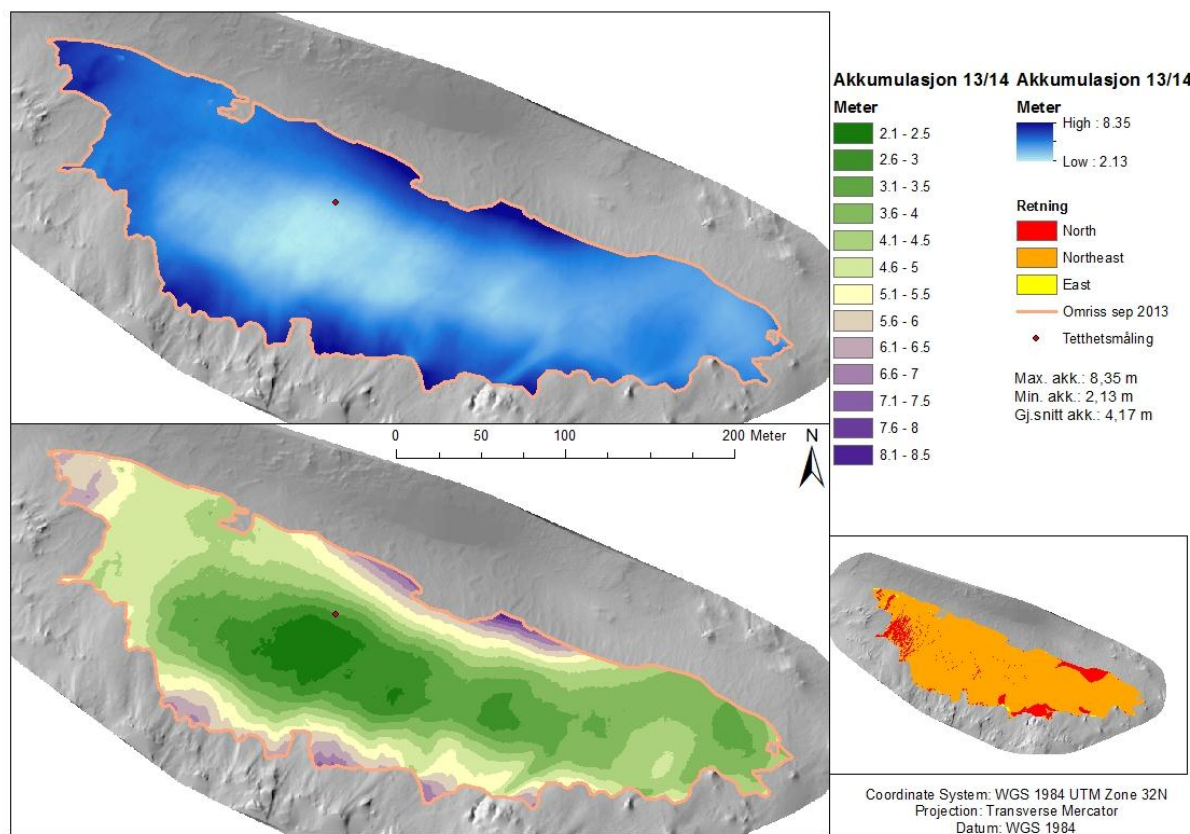
#### 5.3.1 Høsten 2013

Kringsollfonna var høsten 2013 preget av en konveks form fra topp mot bunn. Dette er sannsynligvis et resultat av restene av en skavl som ble dannet på Kringsollfonna vintrene før (Rognstad, 2013). Is var ikke eksponert på overflaten, men besto av firn.

#### 5.3.2 Akkumulasjonssesongen 2013/14

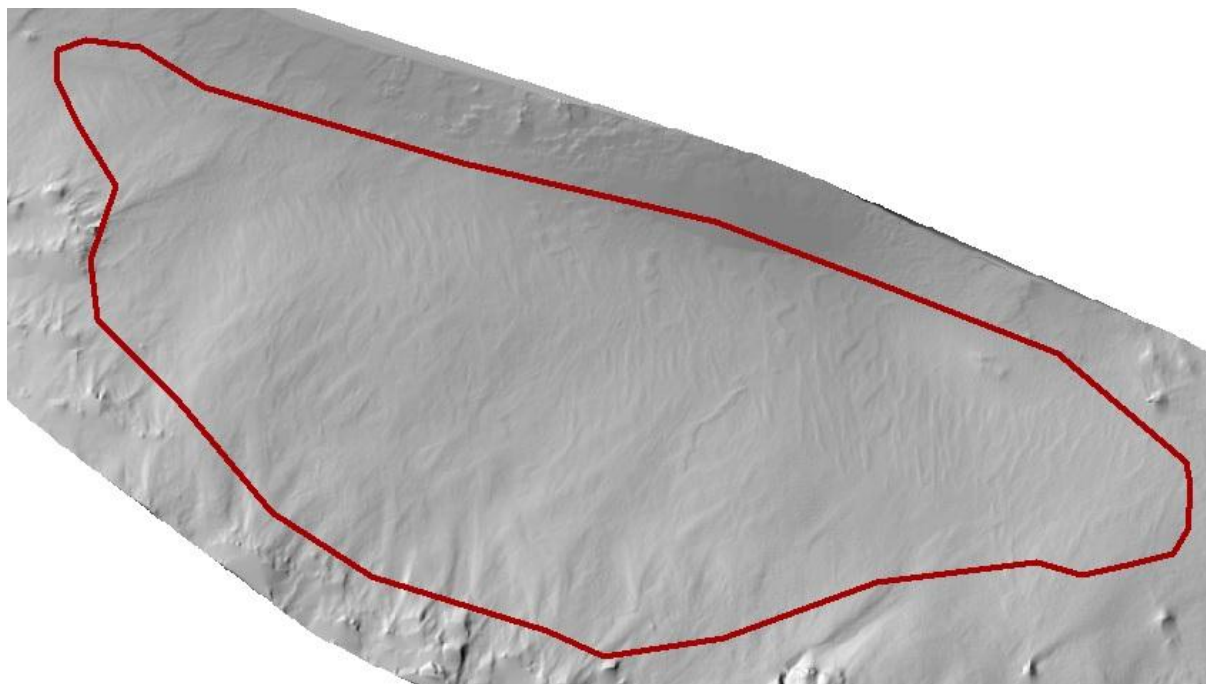
Akkumulasjonen på Kringsollfonna er basert på differansen mellom overflaten 1. april 2014 og 18. september 2013, og illustreres i Figur 21. Dataene i figuren er presentert ved bruk av en kontinuerlig klassifisering og en klassifisering med definerte intervall på 0,5 meter. Dette er gjort fordi kontinuerlig klassifisering gir et nøyaktig og godt visuelt bilde av akkumulasjonsmønsteret, mens en definert klasseinndeling gir bedre mulighet for å lese av faktiske verdier. Akkumulasjonsmønsteret på Kringsollfonna er spesielt, sammenlignet med tradisjonelle breer. Vinteren 2013/14 ble det akkumulert opp mot 7 meter snø langs sørvestre

deler av fonna og opp mot 7 – 8,5 meter i nordøstre deler. Mens det på midten av fonna akkumuleres minst snø, kun 2 – 3 meter. I gjennomsnitt akkumuleres det 4,17 meter snø. Basert på interpolerte værdata fra [www.senorge.no](http://www.senorge.no) skal det i dette område ligge ca. 53,6 cm snø 1. april 2014. Dette er en estimert verdi for område også rundt fonna, med dårligere oppløsning (1x1 km). På det meste ligger det 15,5 ganger mer snø på fonna enn det som er estimert. På det laveste er det ca. 4 ganger mer snø på fonna. Gjennomsnittet er 7,8 ganger høyere.



**Figur 21: Akkumulasjon på Kringsollfonna vinteren 2013/14. Bilde øverst viser akkumulasjon i en "stretched classification", altså med kontinuerlige verdier. Bilde nede viser en klassifisering med definerte intervall på 0,5 meter. Man ser også ut ifra bilde til høyre at den dominerende helningen på fonna er mot nordøst.**

Overflaten på Kringsollfonna april 2014 var relativt jevn, med små vindformer jevnt fordelt over hele fonna (se Figur 22). Fonna om vinteren har naturlig nok større utstrekning enn fonna om høsten, men grensene her er vanskeligere å definere ut ifra scannene.

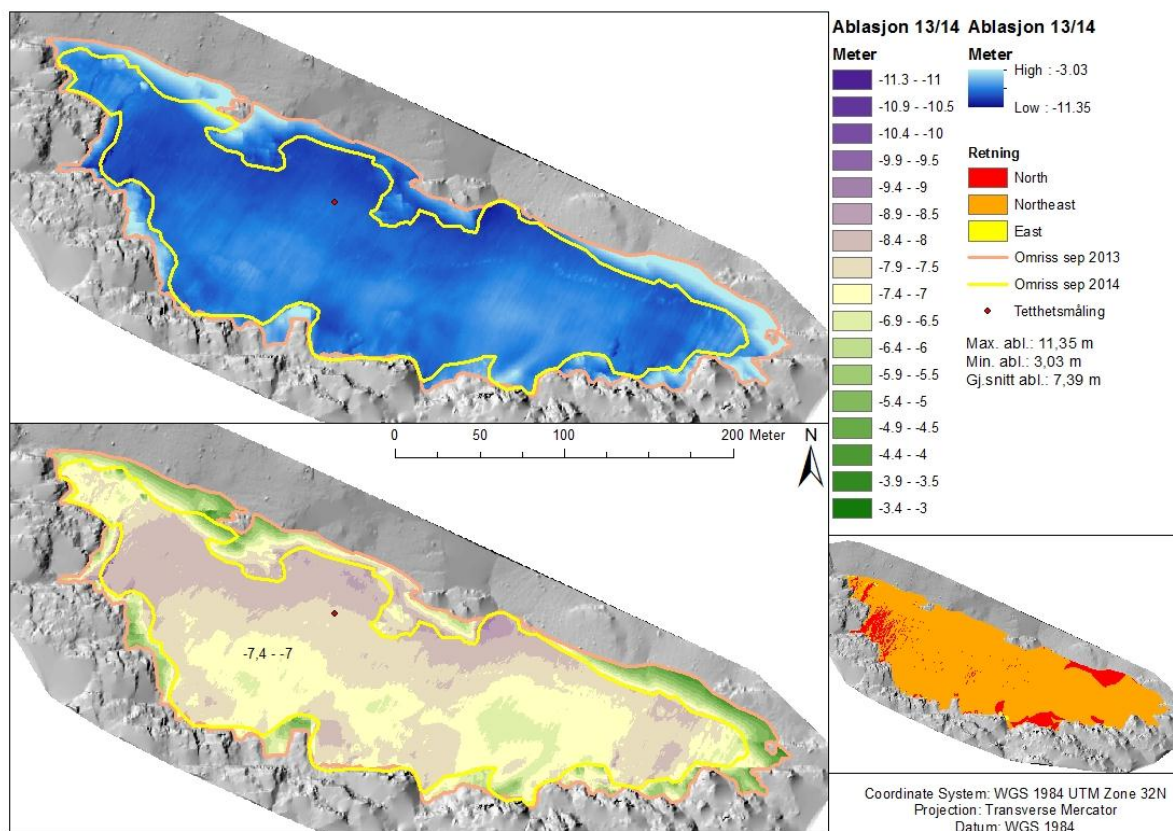


**Figur 22:** Figuren viser overflaten på Kringsjølfonna 1. april 2014. Overflaten er realt jevn med små vindformer.

I vannekvivalent gir dette en gjennomsnittsakkumulasjon på 2669 mm. Den estimerte vannekvivalenten er 104,6 mm ifølge seNorge.no. Faktiske vannekvivalent er 25,5 ganger høyere enn estimert hvilket indikerer at snøtettheten seNorge bruker er langt lavere enn faktisk snøtetthet.

### 5.3.3 Ablasjonssesongen 2013/14

Ablasjonen på Kringsjølfonna er basert på differansen mellom overflaten 17. september 2014 og 1. april 2014. Dette er illustrert i Figur 23. I likhet med akkumulasjonen er dataene her presentert både med kontinuerlig og klassifiserte data. Fra 1. april til september 2014 smeltet det mellom 3,03 og 11,35 meter snø og is på Kringsjølfonna. Gjennomsnittsablasjon ligger på 7,39 meter. Det er høyest smelting vest på fonna hvor man ser mørke farger under omrisset fra 2014. Dette er fordi det her har smeltet ned en kanal i isen helt ned til grunnen under. Videre er det lavest smelting i område mellom omrisset fra 2013 og 2014. Dette er naturlig da all isen/snøen i dette område har smeltet vekk. Med andre ord har det her vært begrenset hvor mye snø som kan smelte. Ablasjonsmønsteret 2013/14 er ganske ulikt akkumulasjonsmønsteret samme år. Av Figur 23 ser man at område innenfor omrisset av fonna 2014 stort sett dekkes av klassene fra -6,5 til -8. 76 % av arealet hadde dette året smeltet mellom 7 og 8,5 meter. Dette mønsteret viser smelting i faktisk volum. I vannekvivalent ville mønsteret blitt forsterket fordi firn har høyere tetthet enn årssnøen.



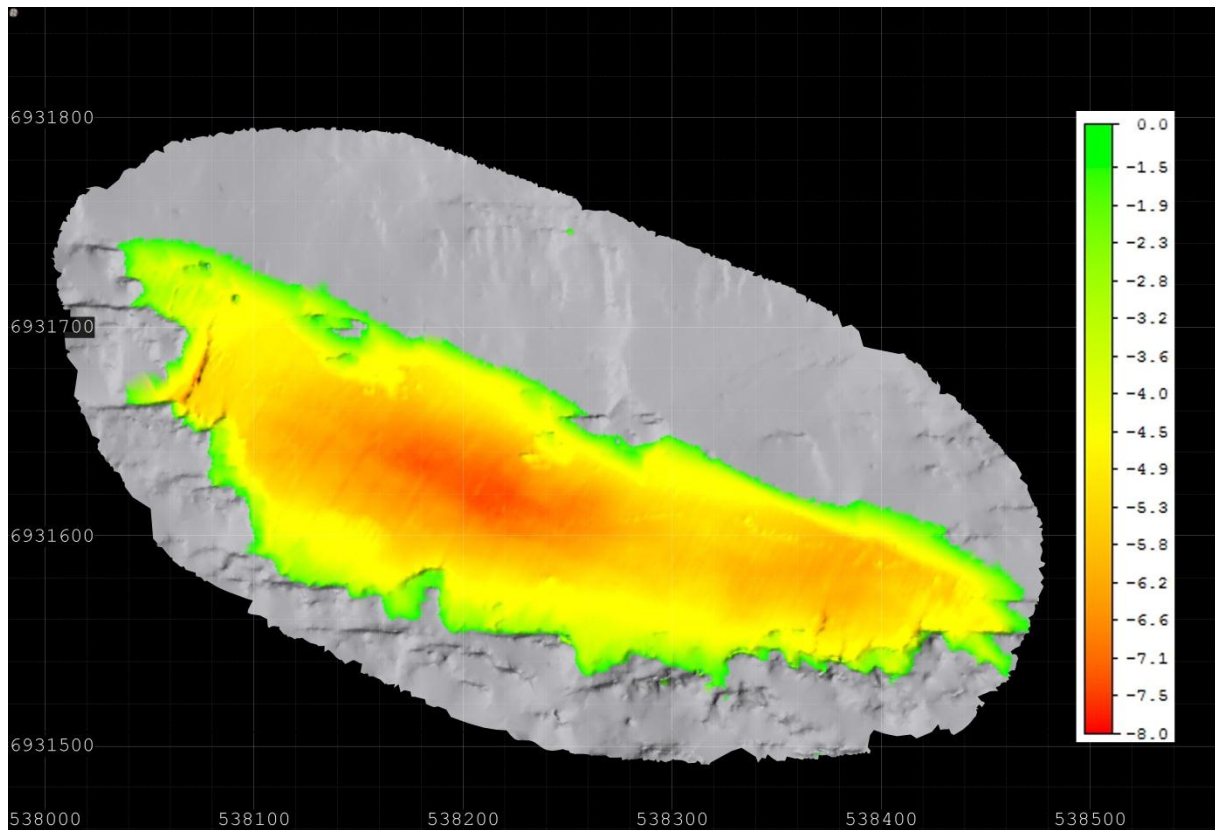
**Figur 23:** Ablasjon på Kringsollfonna sommeren 2013/14. Bilde øverst viser ablasjonen i en "stretched classification", altså med kontinuerlige verdier. Bilde nede viser en klassifisering med definerte intervall på 0,5 meter. Man ser også ut ifra bilde til høyre at den dominerende helningen på fonna er mot nordøst. Tallet i det nedre bilde angir hvilken klasse den blåfargen tilhører slik at det blir lettere å lese klassene rundt.

#### 5.3.4 Massebalanse 2013/14

Den totale massebalansen for massebalanseåret 2013/14 er presentert som differansen mellom overflaten fra 18. september 2013 og 17. september 2014 (se Figur 25). Disse dataene er derfor litt feil fordi 17. og 18. september ikke nødvendigvis er dagen hvor ablasjonssesongen er over. Observasjoner av staker boret inn i isen på Kringsollfonna viste 2. oktober 2014 at isoverflaten kan ha smeltet så mye som en halv meter ned etter 17. september. Dette blir likevel ikke tatt hensyn til i databehandlingen da varierende smeltemønster gjør at interpolering av disse verdiene vil få veldig stor usikkerhet, samt at målingen av smelting etter 17. september kun basert på ca. målinger på stakene. Stakene er i tillegg plassert på linje ca. midt på breen. De er med andre ord ikke representative for hele overflaten.

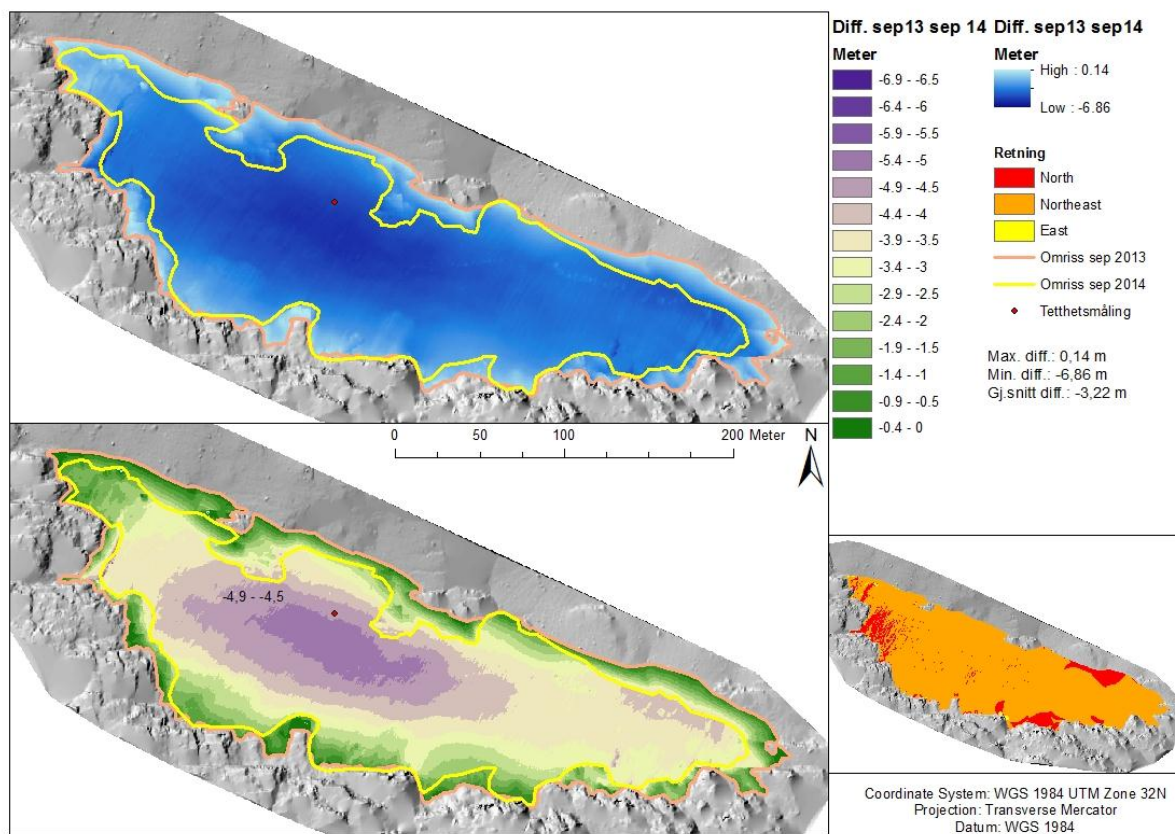
I tillegg er massebalansen basert på scannet fra september 2013 hvilket har dårlige data på østsiden av fonna. Siden interpoleringsmetoden som er brukt er Natural Neighbour vil overflaten helt på østkanten av fonna være basert på omrisset av fonna. Dette gjør at overflaten her er relativt flat, mens den i realiteten var litt konveks pga. den nevnte skavlen.

Dette kan illustreres ved å vise differansen mellom august 2013 og september 2014 (se Figur 24). Dette mønsteret skiller seg litt fra mønsteret i Figur 25 spesielt på østsiden, selv om man kan se antydninger (lilla del helt øst).

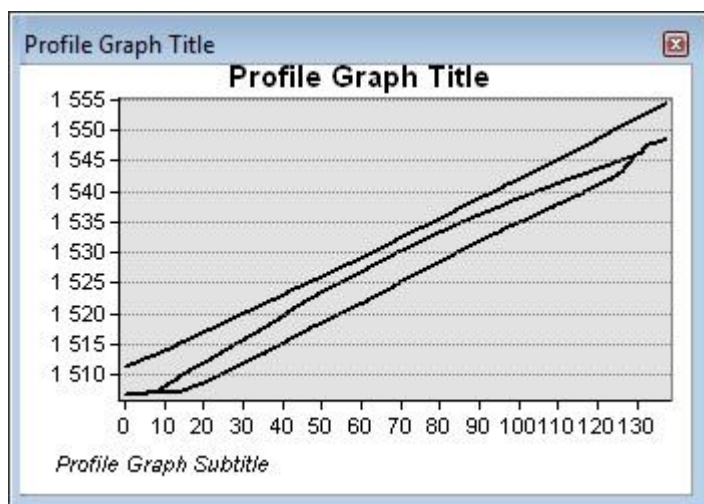


**Figur 24:** Figuren viser differansen mellom august 2013 og september 2014. Den østre delen av fonna viser en litt konveks form, noe som ikke kommer frem på differansen mellom september 2013 og september 2014.





Figur 25: Figuren viser total massebalanse i meter snø/is massebalanseåret 2013/14. De tre øverste klassene (-6,9 til -5,5) ligger her i likhet med Figur 23 i område under omrisset fra september 2014 vest på fonna.



Figur 26: Figuren viser overflateprofilen for Kringsollfonna ca. midt på fonna. Øverste linje er våren 2014, midten er høsten 2013 og nederst er høsten 2014.

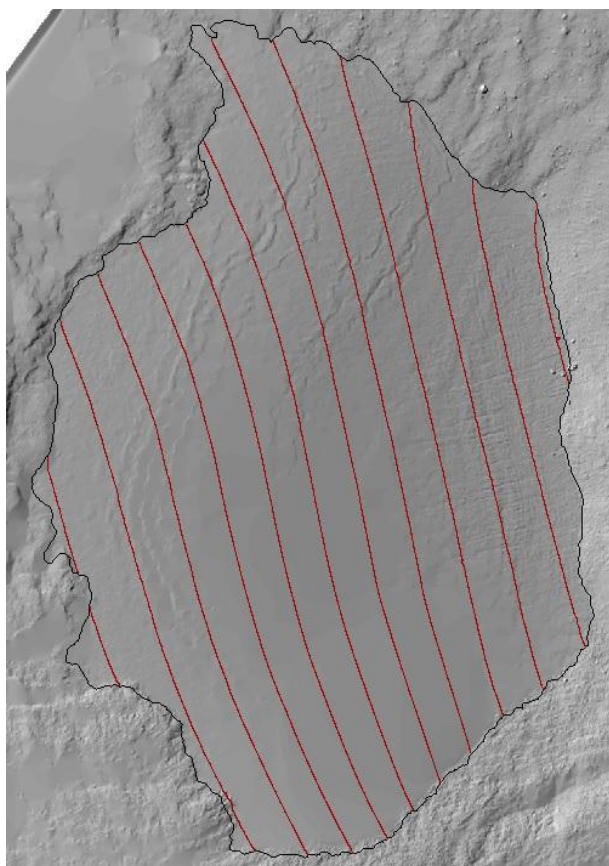
Forskjellen i isoverflaten fra de ulike scannene vises i Figur 26. Legg merke til at på høstscannet 2013 var overflaten konveks sammenlignet med vår og høst 2014. Dette skyldes utviklingen av en skavl på Kringsollfonna årene før 2014 (Rognstad, 2013).

## 5.4 Storbreen

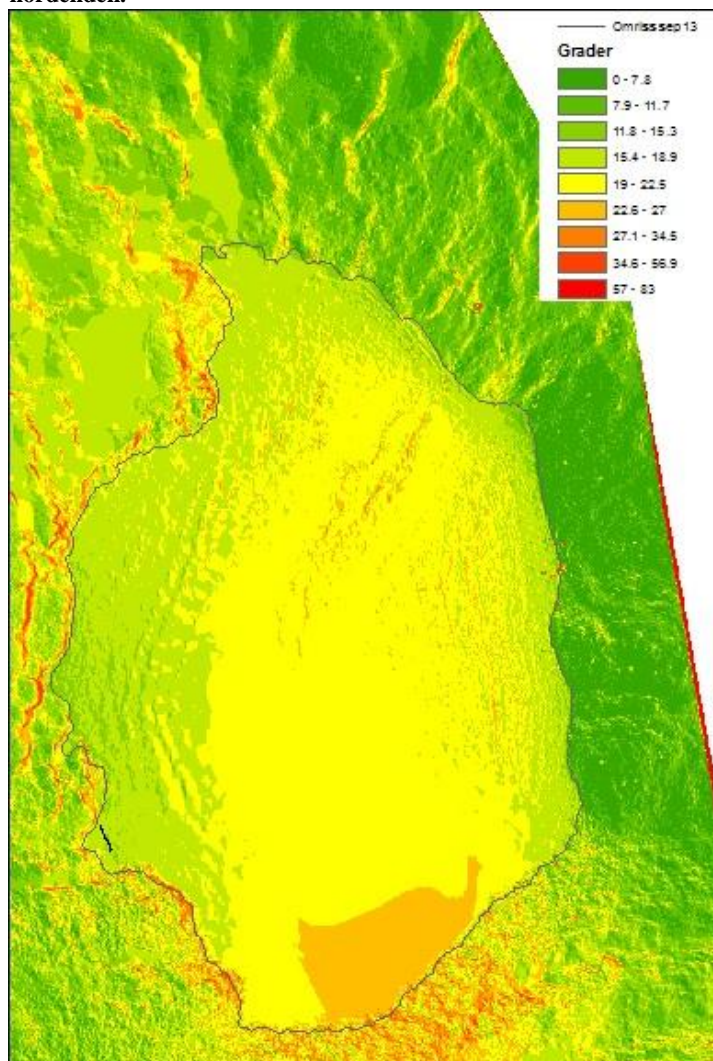
### 5.4.1 Høsten 2013

Formen på Storbreen var høsten 2013 preget av en svak S form fra sør mot nord (se Figur 27), hvilket vil si at det på sørsiden er en forsenkning sammenlignet med nordsiden. I tillegg til dette var det en relativt tydelig gradientendring et godt stykke opp på fonna (se Figur 28).

Det lå fortsatt igjen snø på Storbreen i 11. september 2013.



Figur 27, venstre: Figuren viser høydekoter med 10 meter intervall. Dette er for å illustrere en svak S form på fonna, hvilket vil si at sørenden er lavere enn nordenden.



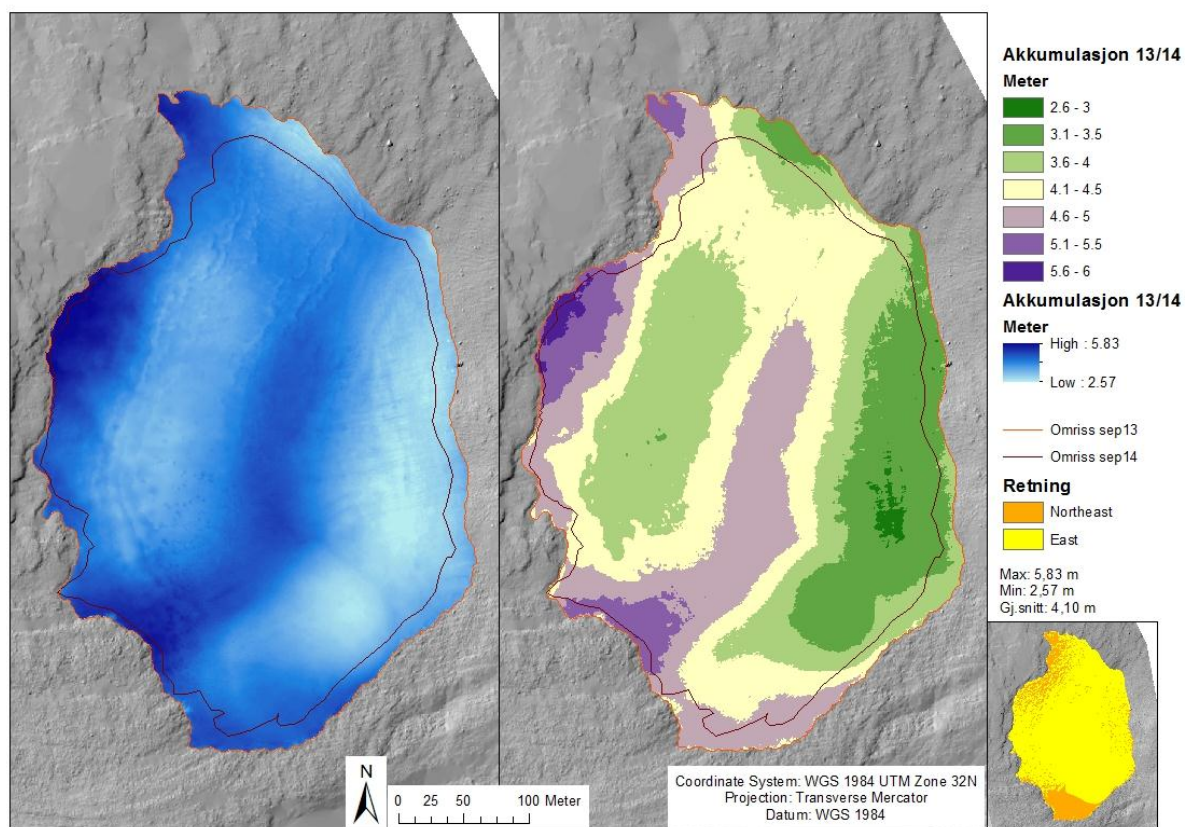
Figur 28, høyre: Figuren viser gradient på Storbreen høsten 2013. Legg spesielt merke til overgangen i øvre deler hvor fargen går fra lys grønt til gult. I det område er det en relativt tydelig ending i gradient.

### 5.4.2 Akkumulasjonssesongen 2013/14

Akkumulasjonen på Storbreen er basert differansen mellom overflaten på fonna 28. mars 2014 og 11. september 2013. Presentasjonen her er lik som på Kringsollfonna med både kontinuerlig og definert klasseinndeling, for å gi en nøyaktig visuell fremstilling og en fremstilling som er lettere å lese.

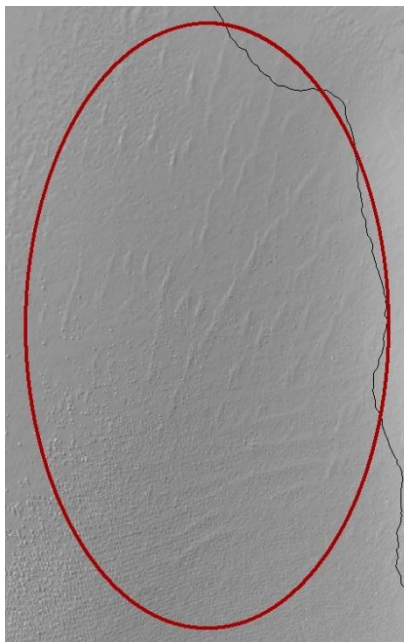
Akkumulasjonsmønsteret på Storbreen er òg spesielt i forhold til tradisjonelle isbreer. Av Figur 29 ser man at det er størst akkumulasjon i på toppen av fonna (opp mot 5,83 meter) og minst i nederst (ned mot 2,58 meter). Det er også høy akkumulasjon på midten av fonna (opp mot 5 meter) sammenlignet med områdene rundt (ned mot 3 meter over og under). Det ser også ut til at det er akkumulert mer snø i sørenden enn nordenden av fonna. Sørenden og midten av fonna er i området hvor dataene fra september 2013 er dårlige. Gjennomsnittlig akkumulasjon på Storbreen denne vinteren er 4,10 meter.

Ifølge interpolerte data fra [www.senorge.no](http://www.senorge.no) skal snødybden på i område rundt Storbreen være 93 cm 28. mars 2014. Oppløsningen er også her lav i forhold til fonnas utbredelse (1x1km). På det laveste er den faktiske snødybden 2,7 ganger høyere enn den estimerte. På det høyeste er snødybden 6,3 ganger høyere enn estimert. Gjennomsnittet er 4,4 ganger høyere.



**Figur 29: Akkumulasjon 2013/14 på Storbreen. Bilde til venstre viser en akkumulasjon med «stretched» klassifikasjon, altså kontinuerlige verdier. Bilde til høyre viser akkumulasjon med definerte intervaller på 0,5 meter som klassifikasjon. Nede til høyre vises retningen på fonna.**

I vannekvivalent gir dette en gjennomsnittsakkumulasjon på 2624 mm. Estimert vannekvivalent er 258,3 mm. Faktisk vannekvivalent er altså 10,2 ganger høyere enn estimert.



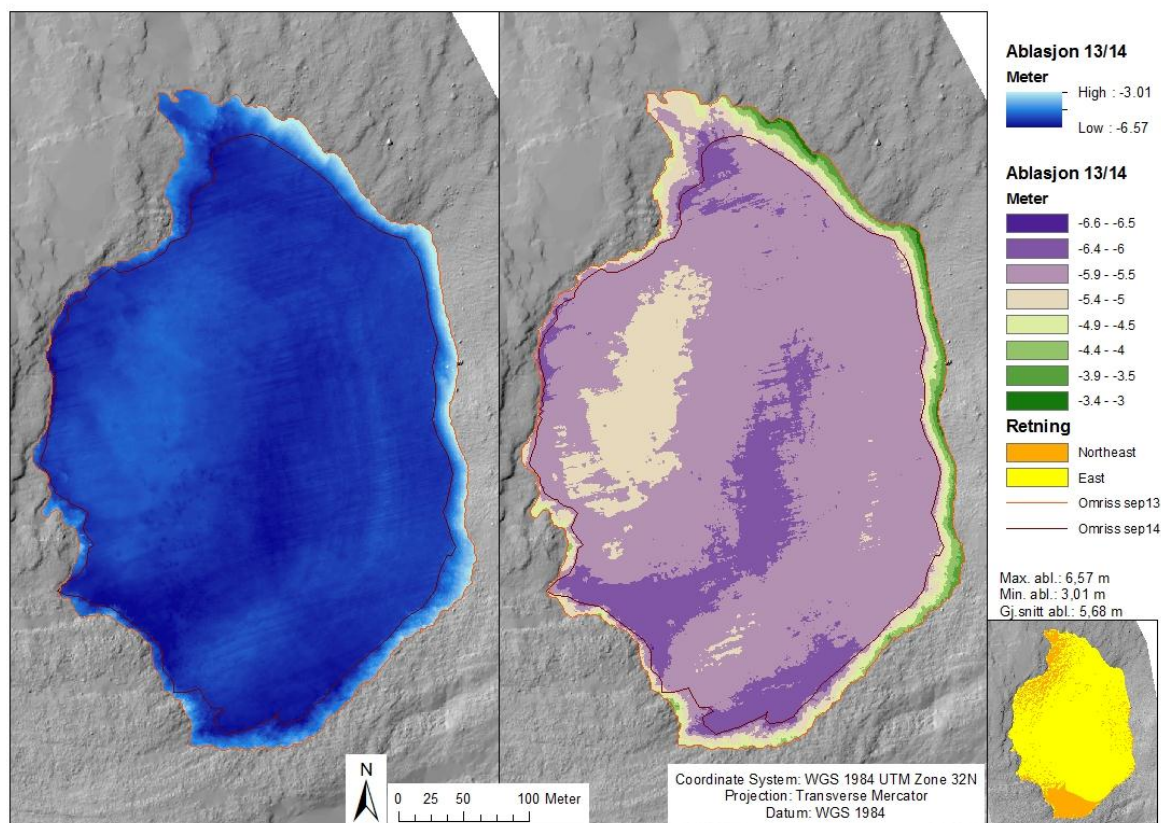
**Figur 30:** Figuren viser vindformer i nordøstre del av Storbreen. I tillegg ser man resultatet av at scannene ikke er justert i forhold til hverandre

Scannene fra Storbreen mars 2014 er ikke justert i forhold til hverandre men i forhold til scannene fra september 2014. Dette resulterer i en litt ujevn overflate på deler av fonna (se nede til venstre Figur 30). I tillegg var det små vindformer på fonna denne vinteren.

Det er og viktig å presisere at vårscannene, i likhet med Kringsollfonna, ikke ble gjort helt på slutten av ablasjonssesongen. Akkumulasjonssesongen kan vare lengere enn til 1. april. Man vet bl.a. at det kom mye snø i fjellene vest for Oppdal i perioden 20. til 23. juni 2014. Slike hendelser kan påvirke massebalansen og ablasjonsprosessen på fonnene.

#### **5.4.3 Ablasjonssesongen 2013/14**

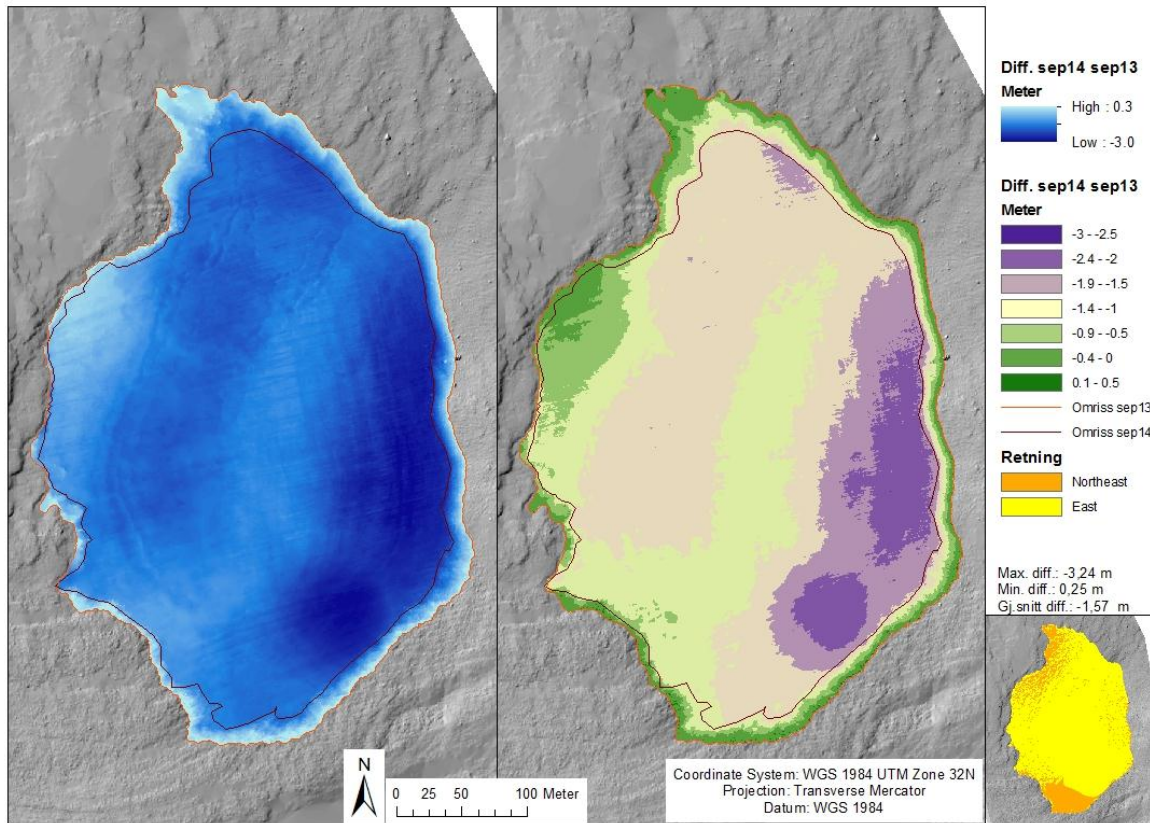
Ablasjonssesongen på Storbreen er basert på differansen mellom overflaten 11. september 2014 og 28. mars 2014. Ablasjonen varierer mellom 3,01 meter på den østlige kanten av fonna til 6,57 meter. Gjennomsnittsablasjonen ligger på 5,68 meter. Ablasjonsmønsteret ligner litt på akkumulasjonsmønsteret med noe varierende mønster midt på fonna og litt høyere verdier i sørenden. Dette er på tvers av fallretningen på breen. Differansen mellom maksablasjon og minimumsablasjon er 3,56 meter.



**Figur 31:** Ablasjon på Storbreen sommeren 2014. «Stretched» klassifikasjon til venstre og definerte intervall (0,5 meter) til høyre.

#### 5.4.4 Massebalanse 2013/14

Den totale massebalansen for massebalanseåret 2013/14 er presentert som differansen mellom overflaten fra 11. september 2014 og 11. september 2013 (se Figur 32). I likhet med dataene fra Kringsollfonna er den totale massebalansen som her presenteres misvisende fordi 11. september ikke nødvendigvis er avsluttende dato for ablasjonssesongen. Det er også her gjort observasjoner basert på stakemålinger som tilsier at det i midt på fonna kan ha smeltet opp mot 0,5 meter fra 11. september til 1. oktober 2014, mens det i sørenden kan ha smeltet opp mot 1 meter. Differansen mellom de to ulike årene er lav i kantene fordi det her har smeltet ned til grunnen (område mellom omriss 2013 og omriss 2014). Ut over det er det store variasjoner mellom topp og bunn på fonna. Dette er mer i henhold til tradisjonell breteori, uten at dette nødvendigvis er årsakene på Storbreen. Videre er det interessant at overflaten helt øverst på fonna (vest) kun har smeltet fra 0 til 1 meter i forhold til året før, mens det i bunn har smeltet opp mot 3,24 meter.



Figur 32: Figuren viser differansen mellom 11. september 2014 og 11. september 2013 i meter snø og is.

## 6 Diskusjon

### 6.1 Massebalansemønster/feedbackmekanismer

#### 6.1.1 Akkumulasjonsmønster

Vinteren 2013/2014 ble sett på som en svært nedbørfattig vinter i Oppdalsområdet. Dette gjenspeiles i dataene fra målestasjonen i Oppdal, hvor nedbørsmengden denne vinteren ligger på 63 % av normalt. Spesielt månedene januar og februar hadde svært lite nedbør ifølge målestasjonen i Oppdal. På Hjerkinn ble det derimot målt relativt store nedbørsmengder denne sesongen. Hvor mye nedbør det kom på Hjerkinn sammenlignet med en normalsituasjon er vanskelig å vurdere, fordi Fokstugu, som er nærmeste målestasjon med normalverdier, ikke er direkte sammenlignbare med verdier på Hjerkinn. Det er her viktig å legge til at slike nedbørsdata kan ha store usikkerheter, fordi målestasjoner ikke nødvendigvis fanger opp korrekt mengde snø. Dette skyldes i all hovedsak vind. Vind kan føre til at nedbør ved faktisk snøfall ikke blir målt og at vindtransportert snø blir målt på dager uten snøfall. Dette gjør at plasseringen av målestasjonen er avgjørende for nedbørsmengdene som blir målt (Meteorologisk Institutt, u.å.; Statens Vegvesen, 2014). Dette gjør det vanskelig å vurdere nedbørsmengden i fjellet basert på målinger fra Hjerkinn, men lokale oppsynsmenn vurderte nedbørsmengden i Oppdal og omegn vinteren 2013/14 som lav (Bretten, 2015; Røtvei, 2015). Dette bekrefter ikke at nedbørsmengden målt på Hjerkinn er feil, men det underbygger at det kan være feil. Når det gjelder nedbørsmengden i Oppdal sier Bretten (2015), at sporene hans i snøen fra 23. desember 2013 fortsatt var synlige i mars 2014. Dette underbygger dataene i Figur 14 som viser at det i denne perioden var veldig lite nedbør. Uansett ble det i gjennomsnitt akkumulert mye mer på Kringsollfonna og Storbrean, henholdsvis 2669 mm og 2624 mm, enn det nedbørsmålingen viser. I snø er dette 4,10 og 4,17 meter noe som er 7,78 og 4,41 ganger mer enn interpolerte verdier fra [www.seNorge.no](http://www.seNorge.no), som er basert på nedbørsdata målestasjoner i Norge (Engeset, 2013). Dette er likevel ikke nødvendigvis så dårlige estimater med tanke på at SeNorge.no gir resultater i 1x1 km oppløsning, men det gir indikasjoner på at snøen i disse områdene er sterkt påvirket av vind.

Akkumulasjonsmønsteret på Kringsollfonna fra vinteren 2013/14 skiller seg vesentlig fra tradisjonelle breer, som har en dominerende akkumulasjonssone øverst og ablasjonssone nederst. På Kringsollfonna har det akkumulert opp mot 7,5 meter snø i øvre deler og opp mot 8,5 meter snø i nedre deler, mens det på midten av fonna kun har akkumulert 2 til 3,5 meter snø. Sett i lys av vindretningen denne sesongen som er dominert av vind fra vest til sørvest (se Figur 18) ligger fonna i en lesone. Det spesielle akkumulasjonsmønsteret antas dannet slik

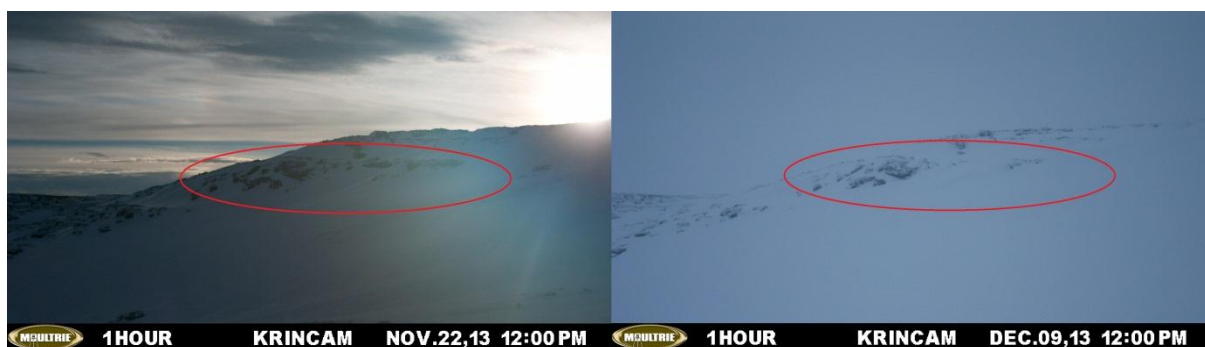
fordi fonna høsten 2013 hadde en konveks form (se Figur 26), som skyldes utviklingen av en skavl vinteren 2012 (Rognstad, 2013). Dette gjør at midten av fonna, altså toppen av resten av skavlen, er mer eksponert for vind, samtidig som det dannes forsenkninger øverst og nederst. Dette gir opphav til lokale lesoner, både øverst og nederst på fonna, med lav vindhastighet og økt avsetningshastighet.

Akkumulasjonsmønsteret på Storbrean fra vinteren 2013/14 skiller seg også vesentlig fra tradisjonelle breer, men på en annerledes måte en Kringsollfonna. På Storbrean er det som Figur 29 viser litt høyere akkumulasjon i sørenden enn i nordenden, på tvers av fonnas fallretning. En mulig årsak til dette akkumulasjonsmønsteret er at toppen av fjellet bak Storbrean ligger i sørvestlig retning. Dette er samme retning som dominerende vindretning på Hjerkinns denne sesongen. Det er også verdt å legge merke til at denne retningen er mer dominerende på Hjerkinns enn i Oppdal dette året. Dette gjør at akkumulasjonen på Storbrean kan være et resultat av en mindre turbulens på deler av fonna som ligger nærmere toppen av fjellet (Dadic et al., 2010; Lehning et al., 2008). En annen mulig forklaring på det spesielle akkumulasjonsmønsteret er overflata på fonna høsten 2013 (se Figur 27). Av høydekotene ser man at de er svakt S-formet, noe som indikerer at sørenden av fonna er konkav sammenlignet med nordenden. En konkav form på fonna kan gi mulighet for en større akkumulasjon i dette området (Glazirin et al., 2004). Mønsteret kan også forklares som en kombinasjon av disse. Videre er akkumulasjonsmønsteret på Storbrean litt spesielt også i fallretningen, med vekselvis høy og «lav» akkumulasjon (se Figur 29). Dette kan forklares ved å se på gradienten på fonna (Figur 28). Vestavind vil skape en lesone øst for lobene i overkant av fonna noe som kan forklare høy akkumulasjon på toppen. Den høye akkumulasjonen på midten av Storbrean kan være en effekt av at det dannes en lesone øst for gradientendringen på fonna (se Figur 28). Den øvre delen av fonna, der hvor det har akkumulert mindre, får da en tilsvarende effekt som på Kringsollfonna hvor «kulen» er mer eksponert for vind, og får dermed lavere akkumulasjon. Helt øst, mot bunnen av fonna er det også avsatt relativt lite snø dette året. Dette kan være fordi disse områdene ikke får en like stor leeffekt, sammenlignet med området midt på fonna. Dersom vindtransportert snø kommer fra vest, vil de minst vindutsatte områdene ha høyere avsetningshastighet enn områdene mer eksponert for vind (Lehning et al., 2008), noe som kan forklare akkumulasjonsmønsteret på Storbrean.

Akkumulasjonsmønstrene på fonnene er veldig ulike. Likevel er det grunnlag for å si at akkumulasjonsprosessene er like, fordi begge fonnenes akkumulasjonsmønster ser ut til å være sterkt avhengig av formen på fonna og terrenget rundt ved slutten av forrige ablasjonssesong. Storbrean og Kringsollfonna ligger begge i konkave terrengformer som har



potensiale for å akkumulere store mengder snø. Dette samsvarer med resultater fra andre steder (DeBeer & Sharp, 2009; Fujita et al., 2010; Serrano et al., 2011). Resultatene viser at akkumulasjonsmønsteret for vinteren 2013/14 er sterkt avhengig av topografi, da akkumulasjonen er størst i lokale konkave terrengformer. Hvilke akkumulasjonsprosesser som dominerer er likevel vanskelig å si ut ifra lasermålingene som er tilgjengelig. En måling på slutten av akkumulasjonssesongen er ikke tilstrekkelig for å avdekke effekten av «preferential deposition» eller redistribusjon snø. I artikkelen til Lehning et al. (2008) måles det kontinuerlig over en periode på 120 timer, både med og uten nedbør. Dette gjør det mulig å studere hvilke transportprosesser som dominerer.



Figur 33: Figuren viser et bilde av Kringsollfonna før (til venstre) og etter (til høyre) et snøfall i overgangen mellom november og desember 2013. Selv om man ikke kan sammenligne dette med terrenget rundt, indikerer dette at det akkumuleres snø på Kringsollfonna, når det snør. Foto: Viltkamera, Geografisk institutt, NTNU.



Figur 34: Figuren viser et bilde av Kringsollfonna en dag uten nedbør, men ved vindtransport. Dette illustrer at det foregår massetransport også dager hvor det ikke snør. Foto: Viltkamera, Geografisk institutt, NTNU.

Selv om det er vanskelig å si hvilke prosesser som dominerer på Kringsollfonna og Storbreen viser Figur 33 og Figur 34 at snø kan akkumuleres både ved nedbørshendelser og ved vindtransport på Kringsollfonna. Videre viser Figur 22 og Figur 30 tydelige saltasjonsformer, noe som også indikerer vindtransport. I tillegg er den høye akkumulasjonen på fonnene i seg selv et bevis på det her finnes prosesser som favoriserer snøakkumulasjon i enkelte områder. Flere studier (Dadic et al., 2010; Lehning et al., 2008; Mott, Schirmer, et al., 2011) viser til at «preferential deposition» er en viktig prosess for nettopp lokal distribuering av snø i alpine områder. Basert på dette er det rimelig å anta at både redistribusjon av snø og «preferential

deposition» er begge er viktige akkumulasjonsprosesser, både på Kringsollfonna og Storbreen. Forholdet mellom dem er derimot vanskelig å si noe om basert på dataene i dette studiet. Bruk av foto fra viltkamera sammen med indikasjoner på hvor mye snø som akkumuleres på fonnene kan løse dette problemet.

### **6.1.2 Ablasjonsmønster**

Ablasjonssesongen sommeren 2014 var en sesong hvor ablasjonen på fonnene var svært høy i forhold til hva som normalt observeres. Dette skyldes antagelig at spesielt juli måned 2014 var veldig mye varmere enn normalt (se Figur 15). Temperaturen på Hjerkin og i Oppdal var denne julemåneden henholdsvis 4,7 °C og 5,9 °C over normalen. I tillegg er det verdt å merke seg at vindretningen i ablasjonssesongen ikke er like dominert av vestavind som akkumulasjonssesongen (se Figur 19). Nedbørsmengden i juli og august kan også bidra til økt smelting på fonnene på grunn av tilføringen av energi. Dette er sett på som en faktor som påvirker smelting på breer i svært liten grad (Benn & Evans, 2010), men ansees som en mulig større faktor på fonger om sommeren da temperaturen på nedbøren kan være høy, samt at den kan trekke ned i snøen, i motsetning til å renne av på isoverflaten. Nedbør kan i tillegg skylle bort skitt fra fonnene, som kan føre til endringer i albedo.

#### **6.1.2.1 Kringsollfonna**

På Kringsollfonna ser man av Figur 23 at mesteparten av fonnas areal hadde en ablasjon på mellom 7 og 8,5 meter. Dette gjenspeiles også av gjennomsnittsverdien på 7,39 meter, som en naturlig litt lav, fordi ytterkanten på fonna smelter ned til bakken og har dermed begrenset ablasjon i disse områdene. Det jevne ablasjonsmønsteret indikerer at faktorene som påvirker ablasjonen varierer lokalt, fordi, som Figur 25 viser, smeltet det store mengder fjordårssnø på midten av fonna dette året. Snøen fra året før har høyere tetthet enn ny snø. Dette området må dermed ha høyere energitilførsel for å smelte likt volum. Dette kan skyldes ulike faktorer.

Solinnstråling som den viktigste faktoren for ablasjon på breer i Norge (Nesje, 2012). Dette kan variere lokalt på fonna med tanke på at den er orientert mot nordøst. Øvre deler av fonna vil derfor ligge i skyggen av fjellet i bakkant etter hvert som sola dreier, mens midten og ned til fronten av fonna fortsatt kan være eksponert for solinnstråling. Siden snøen nederst på fonna har lavere tetthet kan man anta at dette vil smelte litt fortere enn fjordårssnøen på midten. Dermed vil fronten havne i skyggen av «skavlen» på midten, slik at område med høyest snøtetthet vil være mer eksponert for solinnstråling. I tillegg har nysnø høyere albedo en gammel snø/firn. Solinnstråling på toppen og bunn av fonna vil i større grad reflekteres i

disse områdene sammenlignet med midten. Dette bidrar til å øke forskjellene i tilført energi lokalt på fonna.

En slik forklaring på hvorfor ablasjonsmønsteret ser ut som det gjør kan likevel diskuteres. For det første ligger fonna i utgangspunktet i en skyggeside, så hvor mye solstråling som faktisk treffer fonna er usikkert, spesielt ettersom fonna blir mindre og mindre. I tillegg skriver Sollid et al. (2003) i sin artikkel at Dovreområde domineres av dager med skydekke (i forbindelse med kartlegging av permafrost). Dette gjør at det kan stilles tvil til at solinnstråling faktisk er den viktigste faktoren for ablasjon på fonnene, samtidig som dette vil minimalisere albedofaktoren. En alternativ forklaring kan være vindforholdene. Vind er også en viktig faktor for ablasjon, ved at den frakter fuktig luft vekk fra fonnens overflate og tilfører tørr luft (Mott et al., 2013). Dersom snøen fra vinteren 2013/14 smeltet fortere enn gammel snø, ville skavlen fra tidligere dannet en konveks form på Kringsollfonna. Denne kulen ville antagelig smeltet fortere enn øvre og nedre deler med vindretninger fra vest og sørvest. Dette er fordi konkave leformer kan danne lesener med kald luft, hvilket gjør at luftmassen i disse områdene ikke vil skiftes ut like fort som på kulen. Utfordringen med en slik forklaring er at vindretningen i ablasjonssesongen ikke er like dominert av vestavind (se Figur 19) og spesielt ikke i juli (se Figur 20), men det er likevel en alternativ forklaring til solinnstråling og albedo.

Dersom ablasjonsmønsteret skal forklares uten økt energitilførsel på midten av fonna er det avhengig av at nysnøens tetthet endres. Det kan skje ved refrysing av smeltevann, men dette vil ikke tilføre masse og vil derfor ha minimal effekt. I tillegg må dette eventuelt skje øverst og nederst på fonna, ikke på midten.

Massebalansemønsteret på Kringsollfonna kan med andre ord forklares både som en effekt av solinnstråling og vind, men det er vanskelig å vurdere hvilke av disse som har størst effekt. I tillegg er disse faktorer som endres utover i ablasjonssesongen. Både forklaringen med solinnstråling og forklaringen med vind er avhengig av at kulen er mer eksponert enn resten av fonna. Når kulen har smeltet ned vil forholdene over hele fonna til dels jevnes ut. Effekten av vind vil sannsynligvis jevnes ut over hele fonna, og effekten av skitt på fonna bli viktigere. Skitt vil først føre til lavere albedo og økt ablasjon (Higuchi & Nagoshi, 1977), før skittlaget blir tykt nok til å isolere fonna (Glazirin et al., 2004). Videre kan nedbør føre til at skitten blir vasket av fonna, eventuelt samlet i dreneringskanaler. Noe som igjen kan endre ablasjonen lokalt. Effekten av solinnstråling er størst på starten av sesongen når fonna er stor, fordi ettersom fonna ligger i en nordøstlig skråning vil solinnstrålingen avta ettersom fonna blir mindre (Allen, 1998; Fujita et al., 2010). Denne skyggeeffekten forsterkes etter 23. juni

når også solhøyden blir lavere. Toppen av fonna vil da ligge lengere i skygge (av fjellet bak fonna) sammenlignet med bunnen. Dette gjenspeiles i ablasjonsmønsteret (se Figur 23) hvor det til tross for relativt jevn ablasjon totalt sett, er litt forskjell fra øverst til nederst.

Oppsummert kan det se ut til at solinnstråling er en avgjørende faktor for ablasjonsmønsteret (Figur 23) på Kringsollfonna 2013/14. Men vind kan også påvirke massebalansemønsteret (Figur 24), når det gjelder smelting av skavlen fra tidligere år. Effekten av skitt på fonna vil også endres i løpet av ablasjonssesongen både med tanke på mengde og distribusjon som følge av regn.

### **6.1.2.2 *Storbrean***

På Storbrean har det på mesteparten av fonna smeltet mellom 4,5 og 6,5 meter snø noe som gir en gjennomsnittsmelting på 5,68 meter (Figur 31). 54 % av fonnas overflate fra 2013 har smeltet mellom 5,5 og 5,9 meter. Dette indikerer at variasjonen i smelting på denne fonna er liten og at prosessene som påvirker ablasjonen er relativt like over hele fonna. Dette er fordi akkumulasjonen på Storbrean var jevnere enn på Kringsollfonna, slik at tettheten antagelig er relativt lik over hele fonna. Litt variasjon vil det likevel være da det ser også ut til at variasjonen i ablasjonsmønsteret er avhengig av akkumulasjonsmønsteret. Områder med høy akkumulasjon har også høy ablasjon. Dette kan være fordi områdene med høy akkumulasjon midt på fonna, vil skape en konveks form som mer utsatt for solinnstråling. Område øverst på fonna hvor det var høy akkumulasjon, har ikke spesielt høy ablasjon. Dette skyldes sannsynligvis at formen her ikke var konveks, men hadde høy akkumulasjon som følge av le fra lobene over fonna. Ablasjonsdataene viser også at varmestråling fra terrenget har liten effekt spesielt øverst på fonna, da grensene fra 2013 og 2014 er relativt like i øvre deler. Et annet interessant moment er albedo, fordi områder på fonna med høy akkumulasjon også har høy ablasjon. På den ene siden indikerer dette at nysnøens albedo ikke er en viktig faktor, sammenlignet med soleksponering, da disse områdene har høyere albedo lengere og derfor burde smelte mindre. På den annen side er det vanskelig å si når all nysnøen ble borte. Dersom det lå igjen nysnø i områder med høy akkumulasjon, og resten av fonna smeltet fortere enn disse områdene, kan dette føre til økt eksponering for områdene med nysnø. Nysnøen albedo kan dermed påvirke ablasjonen tidlig i ablasjonssesongen, men kanskje ikke nok til å utgjøre en stor forskjell totalt. Det totale massebalansemønsteret på Storbrean fra sesongen 2013/14 (se Figur 32) er logisk i og med at området med størst forskjeller (øst) er område med lavest akkumulasjon. Dermed vil gammel snø eksponeres tidligere i dette område. Litt merkelig er det sirkelformede område i klassen -3 til -2,5 meter i sørøst. Dette er

sannsynligvis en effekt av interpoleringen av dataene fra høsten 2013, da dette er et område uten punkter fra laserscanningene.

### 6.1.3 Sammenlingning

Diskusjonen over forsøker altså å forklare ablasjonsmønstrene på Kringsollfonna og Storbreen separat. Det er derimot en større utfordring å forklare årsaken til at gjennomsnittsablasjonen på Storbreen var 1,71 meter lavere enn Kringsollfonna. Dette indikerer at faktorene som styrer ablasjonen på Storbreen skiller seg vesentlig fra forholdene på Kringsollfonna, da differansen i gjennomsnittsakkumulasjon kun var 0,07 meter. Det er her viktig å presisere at disse forholdene kan være annerledes i vannekvivalent dersom tettheten er ulik. I og med at tettheten fra Storbreen ikke er kjent og tetthetsmålingen på Kringsollfonna inkluderer firn og løs snø fra borehullet, har tetthetsmålingene store feilkilder. Men begge fonnene består av vindpakket snø som ifølge Tabell 1 har en tetthet på mellom 350-400 kg/m<sup>3</sup>, noe som samsvarer med målingene fra Kringsollfonna. I tillegg ser man av Figur 24 og Figur 32 at gjennomsnittlig massebalanse er -3,22 meter på Kringsollfonna og -1,57 meter på Storbreen. Disse verdiene i vannekvivalent er vanskelig å si noe sikkert om, fordi verdiene består av en blanding av snø og is hvor verken nøyaktig tetthet eller forholdet mellom snø og is er kjent. Basert på at akkumulasjon på fonnene består av vindpakket snø, som sannsynligvis har relativt lik tetthet, og en differanse på 1,65 i massebalanse i meter, ikke vannekvivalent, antas det at ablasjonen på Kringsollfonna faktisk var høyere enn på Storbreen også i vannekvivalent, sommeren 2013/14. Forholdet mellom ablasjonen på fonnene er sannsynligvis enda større dersom man regner i vannekvivalent, fordi det smeltet så mye mer firn/is på Kringsollfonna kontra Storbreen.

En forklaring på de ulike ablasjonsverdiene kan være (1) solinnstråling, da dette regnes for å være den viktigste ablasjonsfaktoren for norske breer (Nesje, 2012). Det kan være tilfellet at Kringsollfonna har høyere energitilførsel fra solinnstråling i og med at den ligger lengere fra kysten sammenlignet med Storbreen. Dette er fordi breer i nærheten av kysten gjerne har høyere akkumulasjon enn kontinentale breer (Benn & Evans, 2010), hvilket indikerer at det antagelig også er mer skyer på kystnære breer. Likevel er forskjellen i avstanden fra kysten såpass kort mellom fonnene, at dette i seg selv ikke er nok for å fastslå at det er mer sol på Kringsollfonna. I tillegg vil effekten av solinnstrålingen avta utover i ablasjonssesongen på begge fonnene, ettersom de minker i størrelse (Glazirin et al., 2004). Og Storbreen er mer østvendt enn Kringsollfonna (nordøst), hvilket gjør at Storbreen er mer utsatt for

solinnstråling dersom skydekke er likt. For å avdekke effekten av solinnstråling er det derfor behov for en analyse av dette, som inkluderer skydekke. Dette kan være data som er svært krevende å anskaffe, fordi skydekke har så store variasjon både i tid og rom. En annen mulig forklaring kan være (2) hvor høyt over havet fonnene ligger. Basert på gjennomsnittlig månedstemperatur i ablasjonssesongen, er den adiabatisk fallraten mellom Oppdal og Hjerkinna på mellom 0,65 og 0,9 °C. Dersom dette er representativt for Storbreen og Kringsollfonna kan temperaturforskjellen mellom dem være mellom 1,95 og 2,7 °C. For det første er det sannsynlig at høyere temperaturer gir økt smelting. For det andre kan denne temperaturforskjellen gjøre at ablasjonssesongen på Storbreen starter noe seinere enn på Kringsollfonna. For å avdekke effekten av eventuelle temperaturforskjeller er det også her behov for mer nøyaktig temperatur data, og eventuelt modellering via en graddagsmodell. Videre er ablasjon avhengig av vind (3). Vind er en viktig faktor for å skifte ut luftmasser og dermed unngå å danne SIBL (Mott et al., 2013), men er effekten av vind ulik på Kringsollfonna kontra Storbreen? Resultatene (Figur 19 og Figur 20) viser at vindforholdene kan være forskjellige på de to fonnene, dersom vinddata fra Oppdal og Hjerkinna er representative. Problemet er at disse dataene sannsynligvis ikke er representative, fordi vind er sterkt avhengig av topografi (Mott & Lehning, 2010). Likevel ligger Kringsollfonna mer eksponert for østlige vindretninger enn Storbreen, men dette alene er ikke nok for å si at vinden fører til høyere ablasjon på Kringsollfonna. Spørsmålet er hvor høye vindhastigheter må til for å få en effektiv utskiftning av fuktig luft, og vil topografien rundt fonnene beskytte dem fra vestlige vindretninger? For dersom det kun kreves vindhastigheter på noen få sekundmeter for å fjerne fuktig luft, vil topografien sannsynligvis ha veldig liten påvirkning på denne vindeffekten. Med andre ord: Selv om fonnene blir mer og mer beskyttet mot ytre faktorer utover i ablasjonssesongen, vil sannsynligvis den topografiske effekten på vinden kun reduserer hastigheten, ikke fjerne den. Lave vindhastigheter vil sannsynligvis skape nok sirkulasjon til å skifte ut fuktig luft på overflaten av fonna. Vind kan være en faktor som gjør at ablasjonsforholdene på Storbreen og Kringsollfonna er ulike, men det er også her behov for mer detaljerte data fra fonnene for å kunne si noe sikkert om denne effekten. En annen faktor (4) som kan forklare forskjellen i ablasjon er effekten av et kraftig snøvær fra 20. til 23. juni 2014. For det første ligger Storbreen litt lengere vest enn Kringsollfonna. Dette gjør at det antagelig kom mer snø på Storbreen enn Kringsollfonna ifølge [www.senorge.no](http://www.senorge.no), i disse dagene. For det andre var temperaturen disse dagene ikke spesielt lave (3,8° til 6,9° i gjennomsnittlig døgntemperatur på Hjerkinna) slik at høydeforskjellen mellom Storbreen og Kringsollfonna kan være avgjørende for om nedbøren var regn eller snø (eventuelt tørrere snø

på Storbreen enn Kringsollfonna). For det tredje øker ikke et slikt snøfall bare mengden snø som må smeltes, men albedoen har potensiale for å holde seg høy lengere ut i ablasjonssesongen. Det ble tidligere nevnt at nysnøens albedo kanskje ikke var viktig for ablasjonsmønsteret, men det kan likevel være viktig for forholdene mellom fonnene. I tillegg kom dette snøfallet relativt tidlig i ablasjonssesongen, hvilket gjør at fonnene fortsatt var relativt store, slik at solinnstråling fortsatt var viktig faktor for ablasjon. Albedo i seg selv kan også være et argument variasjon i ablasjonen (5). Mengden minerogent og organisk materiale på fonnene var betydelig høyere på Kringsollfonna, sammenlignet med Storbreen høsten 2014. Det er derfor rimelig å anta at ablasjonseffekten som følge av økt albedo/energiopptak pga. løsmasser har vært vesentlig høyere på Kringsollfonna. Effekten av skitt avhenger av innstråling og tykkelse. Ifølge Hewitt (2014) er grensa mellom økt og redusert ablasjon på ca. 3 cm, mens 1 cm er mengden som gir høyest ablasjon. I lab studiet til Reznichenko et al. (2010) er grensa ca. 5 cm, men dette er avhengig av strålingssyklus. På Kringsollfonna vil denne effekten derfor variere veldig da skitten hadde svært ujevn tykkelse på fonna 2014. Til slutt (6) kan nedbørsmengden sommeren 2014 nevnt tidligere, påvirke forskjellen mellom fonnene. Til tross for at regn regnes som en liten effekt for breers energibalanse (Benn & Evans, 2010), kan det bidra til økt ablasjon fordi vannet vil kjøles ned og avgi energi til breen/fonna. Spesielt kombinert med høye temperaturer noe som var tilfellet sommeren 2014. Figur 14 og Figur 16 viser at nedbørsmengden var høyere i Oppdal enn på Hjerkins (106,3 mm mot 88,8 mm i juli og 137,3 mm mot 76,7 mm i august). Ablasjonseffekt som følge av nedbør øker med nedbørsmengde og temperturdifferansen mellom regnet og snøen/isen (Benn & Evans, 2010). Dette gjør at regn på varme sommerdager har større effekt enn regn på høsten når temperaturen er lavere. I tillegg kan regn føre til at skitten på fonna vaskes av eventuelt samles opp i dreneringskanaler. Det er derfor sannsynlig at Kringsollfonna har hatt større effekt av nedbør i ablasjonssesongen 2013/14 enn Storbreen, men nøyaktig hvor mye effekt dette har er også her vanskelig å si.

Faktorene nevnt ovenfor tilsier at det kan ha vært høyere ablasjon på Kringsollfonna massebalansesåret 2013/14. Likevel er det vanskelig å si hvilke faktorer som er viktigst i og med at den konkrete effekten av hver enkelt faktor ikke er kjent. I tillegg kan det være andre effekter som i teorien vil gi høyere ablasjon på Storbreen. Et eksempel på dette er varmestråling fra terrenget rundt. Storbreen har en dominerende dreneringskanal midt foran fonna, i motsetning til Kringsollfonna som har veldig fuktig terreng foran hele fonna. På grunn av ulik varmekapasitet vil bakken foran Storbreen varmes opp avgi mer varme enn vannet foran Kringsollfonna. Dermed er det sannsynlig at denne effekten tilfører mer energi

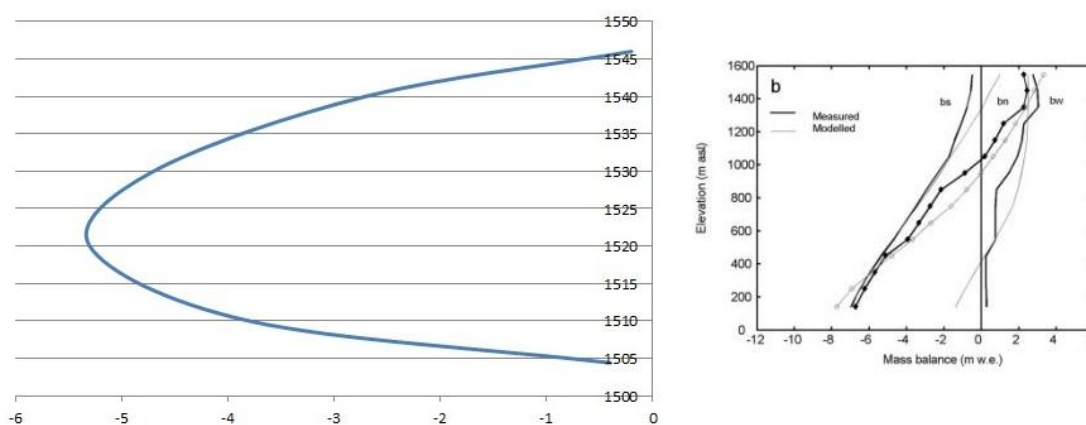
til Storbreen. Dette vil dog være mest effektivt i fronten av fonna da effekten av dette avtar med økt avstand (Mott et al., 2013). Så det å avdekke faktorer som fører til ulik ablasjon på Kringsollfonna og Storbreen er med andre ord svært utfordrende, fordi de enkelte faktorene må undersøkes separat. Det totale mønsteret er sammensatt av mange ulike prosesser, hvilket gjør at målinger av total akkumulasjon og total ablasjon ikke er tilstrekkelig. Det gir et utgangspunkt for å vurdere hvilke prosesser som kan være viktige, men er ikke tilstrekkelig å vurdere den konkrete effekten.

## 6.2 Massebalansemønster og breteori

Så langt i diskusjonen er massebalansemønstrene på fonnene diskutert uten bruk av begreper som tradisjonelt omtaler massebalanse. I en breteoretisk kontekst ville det vært naturlig å diskutere ELA og massebalansegradient, men på Kringsollfonna og Storbreen ville disse begrepene hatt liten eller ingen forklaringssevne, fordi fonnene ikke har en likevektslinje og massebalansegradienten kan ikke sammenlignes med tradisjonelle breer.

### 6.2.1 Massebalansegradient og ELA

Som resultatene (Kapittel 5) viser, skiller Kringsollfonna og Storbreen seg fra tradisjonelle breer ved akkumulasjon- og ablasjonsmønstrene. En akkumulasjonssone øverst og ablasjonssone nederst gir utgangspunkt for en massetransport og en massebalansegradient på tradisjonelle breer. Figur 35 viser et typisk eksempel på hvordan en massebalansegradient kan se ut, og hvordan massebalansegradienten så ut på Kringsollfonna året 2013/14.



**Figur 35:** Figuren til venstre viser massebalansegradienten over kulen på Kringsollfonna 2013/14. Y-aksen er i meter snø, ikke vannekvivalent, fordi tettheten ikke er kjent, men formen ville vært lik. Figuren til høyre viser et typisk eksempel på massebalansegradient. Figuren er fra Engabreen 1982 (Schuler et al., 2005).

Man kan altså bruke massebalansegradient for å beskrive Kringsollfonna og Storbreen, men den vil skille seg fra tradisjonelle breer på flere områder. For det første er både



Kringsollfonna og Storbreen bredere enn de er lange, hvilket gjør at en massebalansegradient vil forklare en veldig liten del av massebalansemønstret. For det andre vil en gjennomsnittlig verdi for ulike høyder være lite representative, fordi variasjonen i en gitt høyde kan variere veldig. En massebalansegradient 2013/14 på tvers av fonna ville sett omtrent lik ut, pga. kulen på fonna høsten 2013. Storbreen ville også hatt en spesiell massebalansegradient som ville variert i like høyder, men ikke like variabelt som Kringsollfonna. For det tredje sier tradisjonelt massebalansegradienten noe om massetransporten på breer, som følge av variasjon i høyde. Dette er ikke tilfelle på fonnene da de ikke har definerte akkumulasjon- og ablasjonssoner som følge av høyde over havet, men lokal topografi. Høy akkumulasjon i enkelte områder gir med andre ord ikke grunnlag for en bevegelseskomponent, fordi områdene med høy akkumulasjon varierer. For det fjerde ser man gjerne på massebalansegradienten over tid (Schuler et al., 2005), for på den måten å kunne se breens utvikling. På fonner vil massebalansegradienten si veldig lite om fonnas utvikling, fordi massebalansen et år er avhengig av massebalansen året før, pga. fonnenes feedbackmekanismer. Det vil si at fonner med høy negativ massebalanse et år, har større potensiale for å akkumulere snø og vil dermed sannsynligvis ha positiv massebalanse året etter (Glazirin et al., 2004). Et eksempel på dette er Kringsollfonna, hvor det er svært sannsynlig at massebalanseåret 2014/15 vil være positivt, fordi 2013/14 var veldig negativt. Dermed vil en massebalansegradient for fonner verken si noe om bevegelse eller massebalansetrender som følge av høyde over havet. Den kan i tillegg, som Figur 24 og Figur 32 viser, variere mye på ulike snitt av fonna og samt på tvers av fallretningen.

ELA beskriver høyden hvor massebalansen er lik null. Et slikt begrep danner et grunnlag for hvor det i teorien kan dannes breer (Nesje, 2012). Under likevektslinja er massebalansen negativ slik at det i teorien ikke vil dannes breer. Det er med unntak av botnbreer som har økt akkumulasjon pga. vind eller skred, slik at likevektslinja blir senket. Utfordringen ved dette i sammenheng med Kringsollfonna og Storbreen er at de ikke har en likevektslinje. De kan ha det, dersom all årssnø ikke har smeltet i løpet av en sesong i enkelte områder, men de er ikke avhengig av en likevektslinje for å eksistere over tid. Dette er fordi fonner ikke har samme bevegelseskomponent som isbreer. På en bre kan en likevektslinje opprettholdes pga. massetransport fra akkumulasjonsområdet til ablasjonsområdet. Breer i Norge kan som funksjon av dette, omtales med nettopp akkumulasjon- og ablasjonsområde. Det kan man på fonnene også, men det vil være mer hensiktsmessig å omtale fonner med akkumulasjon- eller ablasjonsår, i og med at hele fonna som regel er både akkumulasjon og ablasjonsområde. Og mens breers massebalanse hovedsakelig er en direkte konsekvens av faktorer som nedbør og

solinnstråling, er dette faktorer som i fonnsammenheng styres av fonners selvregulerende feedbackmekanismer. Jeg mener med dette at dersom det snør lite en sesong vil konsekvensen på en tradisjonell bre være lav akkumulasjon, mens konsekvensen på en fonn vil være avhengig av fonnas daværende egenskaper. Samtidig vil en varm sommer med mye sol føre til høy ablasjonsrate på breer. Dataene viser at Storbreen og spesielt Kringsollfonna hadde høy ablasjonsrate 2013/14, men ulike feedbackmekanismer tilsier fonner vil bli gradvis mer beskyttet mot videre ablasjon (Glazirin et al., 2004).

Oppsummert kan man si at nedbør- og temperaturvariasjoner på breer gjenspeiles i endringer av massebalansegradient og ELA. Begrepene mister dermed mening under omtale av fonner, for det første fordi fonner ikke nødvendigvis har ELA og for det andre styres ikke massebalansegradienten av samme parametere på fonner og breer. I tillegg er det ikke nødvendigvis sammenheng mellom fonners massebalansegradient og massetransport, samtidig som massebalansegradienten over tid ikke vil gjenspeile noen trend, fordi den hele tiden er avhengig av foregående år.

## 7 Konklusjon

I denne oppgaven er det gjort en studie av akkumulasjon- og ablasjonsmønster på to fonger i Oppdalsområdet sesongen 2013/2014. Disse er interessante fordi de har eksistert kontinuerlig over flere tusen år, til tross for at de er veldig små sammenlignet med tradisjonelle breer. Massebalansen året 2013/14 var negativ både på Storbreen og Kringsollfonna, sannsynligvis pga. uvanlig høy sommertemperatur.

LiDAR er metoden som er brukt for å kvantifisere dette. Basert på erfaringer gjort under arbeidet med metoden, vurderes LiDAR som en god metode for å kartlegge akkumulasjon- og ablasjonsmønstre i volum. Selve LiDAR dataene vurderes til å være av god kvalitet. Utfordringen ligger i å georeferere dataene korrekt, samt at man kun får massebalansen i volum, ikke vannekvivalent. Dette er i stor grad samme utfordringer som andre har hatt i forbindelse med beregninger av snø basert på LiDAR (Deems et al., 2013). På grunn av mangelfull data på snøtetthet er resultatene oppgitt i volum, ikke vannekvivalent. Dette er gjort slik fordi selve akkumulasjon- og ablasjonsmønstrene ikke ville endret seg dersom man bruker en kontant tetthet.

Både Kringsollfonna og Storbreen hadde stor akkumulasjon vinteren 2013/14 til tross for at nedbørmengden dette året ikke var spesielt høy. Storbreen og Kringsollfonna hadde dette året en gjennomsnittlig akkumulasjon på henholdsvis 4,10 og 4,17 meter snø. Akkumulasjonsmønstrene bar veldig tydelig preg av å være avhengig av konkave terrengformer og lesener som gir gode forhold for akkumulasjon. Dette samsvarer med flere andre studier (Fujita et al., 2010; Glazirin et al., 2004; Serrano et al., 2011). Kun akkumulasjonsmønster gir dog et dårlig grunnlag for å vurdere effekten av ulike former for snøtransport, men både redistribusjon og «preferential deposition» regnes som viktige faktorer. Bruk av bilder fra viltkamera sammen med en indikasjon på snømengde kan bidra til å belyse dette bedre.

Ablasjonssesongen 2014 hadde spesielt høye temperaturer. Det antas derfor at ablasjonsverdiene fra fonnene denne sesongen også er unormalt høye. Kringsollfonna hadde en gjennomsnittlig ablasjon på 7,39 meter snø og is mot 5,68 meter snø og is på Storbreen. Denne differansen kan skyldes forskjeller i faktorer som (1) solinnstråling, (2) høyde over havet, (3) vindforhold, (4) en nedbørshendelse i juni 2014, (5) albedo og (6) nedbør i ablasjonssesongen.

Denne studien av massebalansen på Storbreen og Kringsollfonna er gjort uten begrep som tradisjonelt blir brukt om massebalanse som ELA og massebalansegradient. Dette er fordi disse begrepene ikke er relevante i fonnsammenheng, fordi fonger ikke er avhengig av ELA

for å eksistere, samtidig som de ikke har tydelig definerte akkumulasjon og ablasjonssoner. Dette gjør at et begrep som massebalansegradient på fonner ikke gjør dem sammenlignbare med det som tradisjonelt forbindes med massebalansegradient.

Denne oppgaven har vist at fonners eksistens er avhengig av lokale parametere. Å avdekke disse kan være interessant med tanke på fonner som klimaindikator, og fonners rolle som viktige funnsteder for arkeologiske artefakter. Målinger fra et massebalanseår er dog ikke nok for å komme med konkrete svar, men kan gi et godt utgangspunkt for fremtidige studier på Kringsollfonna og Storbreen.

## Videre arbeid

Under arbeidet med denne oppgaven har det dukket opp flere spørsmål som kunne vært interessant å undersøke videre. Dette gjelder spesielt i forbindelse med at differansen i ablasjon mellom Kringsollfonna og Storbreen var på 1,71 meter.

For det første er solinnstråling interessant, da dette regnes som den viktigste faktoren for ablasjon (Glazirin et al., 2004; Nesje, 2012), samtidig som Fujita et al. (2010) konkluderer med at den er mindre viktig. Dette er også interessant når det gjelder forholdet mellom Storbreen og Kringsollfonna, fordi Storbreen ligger mer østvendt, hvilket tilsier at Storbreen i teorien skal høyere ablasjon. Dette kan modelleres for de to fonnene, men det vil være avhengig av data om skydekke, noe som kan være svært utfordrende å få tak i, pga. store lokale variasjoner.

Andre faktorer som kan være interessante å studere videre er forholdet mellom temperatur og vind/vindretning på fonnene, da dette er faktorer som tilsynelatende er ulike sesongen 2013/14. Her er det riktignok behov for bedre data fra fonnene. Målinger fra værstasjoner i Oppdal og Hjerkinne er sannsynligvis ikke tilstrekkelig. I den sammenheng kan også en graddagsmodell være gunstig for å finne faktisk effekt av ulik temperatur på fonnene.

Videre målinger av akkumulasjon- og ablasjonsmaksimum er selvsagt en interessant fortsettelse. Dette vil kunne bekrefte at sesongen 2013/14 var et år med høye uvanlig høy ablasjon, noe som kun kan antas i denne oppgaven. I tillegg vil da spesielt akkumulasjonsmålinger 2015 kunne gi et grunnlag for å si noe om fonnene feedbackmekanismer. Data for videre massebalanseår vil også kunne gi bedre målinger i vannekvivalent, da isoverflaten var blottlagt høsten 2014. Fremtidige målinger kan dermed i større grad skille hvor store mengder nysnø, firn, og is som smelter for hver sesong. Massebalansemålinger uten kjent isoverflate kan eventuelt suppleres med geofysiske målinger.

## Referanser

- Allen, T. R. (1998). Topographic context of glaciers and perennial snowfields, Glacier National Park, Montana. *Geomorphology*, 21(3–4), 207-216. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(97\)00059-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(97)00059-7)
- Anderson, R. S., & Hallet, B. (1986). Sediment transport by wind: Toward a general model. *Geological Society of America Bulletin*, 97(5), 523-535. doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<523:stbwta>2.0.co;2
- Bamber, J. L., & Rivera, A. (2007). A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 138-148. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.031>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & Glaciation* (2. ed.): Hodder Education.
- Bøggild, C. E., Forsberg, R., & Reeh, N. (2005). Meltwater retention in a transect across the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 40, 169-173.
- Bretten, T. (2015, 30.04.2015). [Personlig kommunikasjon].
- Callanan, M. (2012). Central Norwegian Snow Patch Archaeology: Patterns Past and Present. *ARCTIC*, 65, 178-188.
- Callanan, M. (2013). Melting snow patches reveal Neolithic archery. *ANTIQUITY*, 87, 728-745.
- Clifton, A., & Lehning, M. (2008). Improvement and validation of a snow saltation model using wind tunnel measurements. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(14), 2156-2173. doi: 10.1002/esp.1673
- Cuffey, K., & Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers* (4 ed.): Academic Press.
- Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., & Burlando, P. (2010). Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F1), F01012. doi: 10.1029/2009JF001261
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø., & Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22(2–4), 275-287. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00135-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00135-X)
- Dahl, S. O., & Nesje, A. (1992). Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94(1–4), 87-97. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90114-K](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(92)90114-K)
- DeBeer, C. M., & Sharp, M. J. (2009). Topographic influences on recent changes of very small glaciers in the Monashee Mountains, British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 55(192), 691-700. doi: 10.3189/002214309789470851
- Deems, J. S., Painter, T. H., & Finnegan, D. C. (2013). Lidar measurement of snow depth: a review. *Journal of Glaciology*, 59(215), 467-479.
- Dozier, J., & Painter, T. H. (2004). MULTISPECTRAL AND HYPERSPECTRAL REMOTE SENSING OF ALPINE SNOW PROPERTIES. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 465-494. doi: doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120404
- Engeset, R. (2013). Hvordan lages vær- og snødata for seNorge.no og XGEO.no? *NVE og MET*.
- Farnell, R., Hare, P. G., Blake, E., Bowyer, V., Schweger, C., Greer, S., & Gotthardt, R. (2004). Multidisciplinary Investigations of Alpine Ice Patches in Southwest Yukon, Canada: Paleoenvironmental and Paleobiological Investigations. *ARCTIC*, 57(3), 247-259.
- Forskning.no. (2014, 02.09.2014). Smelting av is både på Grønland og i Antarktis fordoblet. Retrieved 01.03.2015, from <http://forskning.no/content/smeltingen-av-bade-pa-gronland-og-i-antarktis-fordoblet>

- Fountain, A. G., & Vecchia, A. (1999). How many Stakes are Required to Measure the Mass Balance of a Glacier? *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 563-573. doi: 10.1111/1468-0459.00084
- Fujita, K., Hiyama, K., Iida, H., & Ageta, Y. (2010). Self-regulated fluctuations in the ablation of a snow patch over four decades. *Water Resources Research*, 46(11), W11541. doi: 10.1029/2009WR008383
- Glazirin, G. E., Kodaman, Y., & Ohata, T. (2004). Stability of drifting snow-type perennial snow patches. *Bulletin of Glaciological Research*, 21, 1-8.
- Hall, K. W., Gagliardi, P., & Lawton, D. C. (2010). GPS accuracy part 2: RTK float versus RTK fixed. *CREWES Research Report*, 22.
- Helm, V., Humbert, A., & Miller, H. (2014). Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *The Cryosphere*, 8, 1539-1559. doi: 10.5194/tc-8-1539-2014
- Hewitt, K. (2014). Chapter 5 Glacier Mass Balance II: Ablation Losses *Glaciers of the Karakoram Himalaya: Glacial Environments, Processes, Hazards and Resources*. Advances in Asian Human-Environmental Research: Springer Science+Business Media Dordrecht.
- Higuchi, K., & Nagoshi, A. (1977). Effect of particulate matter in surface snow layers on the albedo of perennial snow patches. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*, 3.
- Hoffman, M. J., Fountain, A. G., & Achuff, J. M. (2007). 20th-century variations in area of cirque glaciers and glacierets, Rocky Mountain National Park, Rocky Mountains, Colorado, USA. *Annals of Glaciology*, 46, 349-354.
- Meteorologisk Institutt (u.å., u.å.). Variasjoner og feilkilder. Retrieved 05.04.2015, 2015, from [http://met.no/Variasjoner+og+feilkilder.b7C\\_w7HQWD.ips](http://met.no/Variasjoner+og+feilkilder.b7C_w7HQWD.ips)
- IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (Eds.), (pp. 1535). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Isaksen, K., Hauck, C., Gudevang, E., Ødegård, R. S., & Sollid, J. L. (2002). Mountain permafrost distribution in Dovrefjell and Jotunheimen, southern Norway, based on BTS and DC resistivity tomography data. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 56(2), 122-136. doi: 10.1080/002919502760056459
- Joerg, P. C., & Zemp, M. (2014). Evaluating Volumetric Glacier Change Methods Using Airborne Laser Scanning Data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96(2), 135-145. doi: 10.1111/geoa.12036
- Kartverket. (2014, 28.04.2014). CPOS brukerveiledning. Retrieved 12.02, 2015, from <http://www.kartverket.no/Posisjonstjenester/CPOS/CPOS-brukerveiledning/>
- Kartverket. (2015, 02.01.2015). CPOS. Retrieved 12.02, 2015, from <http://kartverket.no/Posisjonstjenester/CPOS/>
- Kuhn, M. (1995). The mass balance of very small glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31, 171-179.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., & Raderschall, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, 44(7), W07404. doi: 10.1029/2007WR006545
- Lie, Ø., 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(3), 373-380. doi: 10.1191/0959683603hl630rp
- Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gisnås, K., & Humlum, O. (2012). The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in

- Norway. *Global and Planetary Change*, 92–93(0), 209-223. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.016>
- Mott, R., Egli, L., Grünewald, T., Dawes, N., Manes, C., Bavay, M., & Lehning, M. (2011). Micrometeorological processes driving snow ablation in an Alpine catchment. *The Cryosphere*, 5, 1083-1098.
- Mott, R., Gromke, C., Grünewald, T., & Lehning, M. (2013). Relative importance of advective heat transport and boundary layer decoupling in the melt dynamics of a patchy snow cover. *Advances in Water Resources*, 55(0), 88-97. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.001>
- Mott, R., & Lehning, M. (2010). Meteorological Modeling of Very High-Resolution Wind Fields and Snow Deposition for Mountains. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4), 934-949. doi: 10.1175/2010JHM1216.1
- Mott, R., Schirmer, M., & Lehning, M. (2011). Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D6), D06106. doi: 10.1029/2010JD014886
- Nemoto, M., & Nishimura, K. (2004). Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D18), D18206. doi: 10.1029/2004JD004657
- Nesje, A. (2012). *Brelære - Bre, landskap, klimaendringer og datering* (Vol. 2): Høyskoleforlaget.
- Nesje, A., Pilø, L. H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V., Ødegård, R. S., . . . Andreassen, L. M. (2012). The climatic significance of artefacts related to prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway. *The Holocene*, 22(4), 485-496. doi: 10.1177/0959683611425552
- NVE. (2008). Retningslinjer for hydrologiske undersøkelser. *Retningslinjer for manuelle målinger av snø samt innsending av data til Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)*.
- NVE. (2014, 01.12.2014). Bre. Retrieved 01.03.2015, from <http://www.nve.no/no/Vann-og-vassdrag/Hydrologi/Bre/>
- Perovich, D. K. (2007). Light reflection and transmission by a temperate snow cover. *Journal of Glaciology*, 53(181), 201-210. doi: 10.3189/172756507782202919
- Norsk Polarinstittutt, (2013, 14.06.2013). Ny rapport fra FN's klimapanel. Retrieved 01.03.2015, from <http://www.npolar.no/no/kronikker/2013/2013-06-14-FNs-klimarapport.html>
- Prokop, A. (2008). Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements. *Cold Regions Science and Technology*, 54(3), 155-163. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.07.002>
- Rees, G. W. (2005). *Physical Properties of Snow and Ice Remote Sensing of Snow and Ice* (pp. 99-136): CRC Press.
- Reznichenko, N., Davies, T., Shulmeister, J., & McSaveney, M. (2010). Effects of debris on ice-surface melting rates: an experimental study. *Journal of Glaciology*, 56(197).
- Riegl. (2010). Operating & Processing Software RiSCAN PRO for RIEGL 3D Laser Scanners. [http://www.riegl.com/uploads/tx\\_pxriegldownloads/11\\_DataSheet\\_RiSCAN-PRO\\_22-09-2010\\_02.pdf](http://www.riegl.com/uploads/tx_pxriegldownloads/11_DataSheet_RiSCAN-PRO_22-09-2010_02.pdf).
- Riegl. (2014). Data Sheet, RIEGL VZ-1000: RIEGL Laser Measurement Systems.
- Rognstad, A. J. (2013). *En massebalansestudie av to arkeologiske isfonner i Oppdalsområdet*. (Master), Norges teknisk - naturvitenskapelige universitet, Trondheim, Norge.
- Røtvei, I. (2015, 30.04.2015). [Personlig kommunikasjon].



- Schaffhauser, A., Adams, M., Fromm, R., Jörg, P., Luzi, G., Noferini, L., & Sailer, R. (2008). Remote sensing based retrieval of snow cover properties. *Cold Regions Science and Technology*, 54(3), 164-175. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2008.07.007>
- Schuler, T. V., Hock, R., Jackson, M., Elvehøy, H., Braun, M., Brown, I., & Hagen, J.-O. (2005). Distributed mass-balance and climate sensitivity modelling of Engabreen, Norway. *Annals of Glaciology*, 42(1), 395-401.
- Serrano, E., González-Trueba, J. J., Sanjosé, J. J., & Del Río, L. M. (2011). Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 93, 57-70. doi: 10.1111/j.1468-0459.2011.00006.x
- Sollid, J. L., Isaksen, K., Eiken, T., & Odegard, R. S. (2003). *The transition zone of mountain permafrost on Dovrefjell, southern Norway*. Leiden: A a Balkema Publishers.
- Sollid, J. L., & Sørbel, L. (1998). Palsa bogs as a climate indicator - examples from Dovrefjell, southern Norway. *Ambio*, 27, 287-291.
- Soudarissanane, S., Lindenbergh, R., Menenti, M., & Teunissen, P. (2009). Incidence angle influence on the quality of terrestrial laser scanning points. Delft Institute of Earth Observation and Space Systems(DEOS), Delft University of Technology, Netherlands: ISPRS.
- Sukumar, N., Moran, B., Yu Semenov, A., & Belikov, B. B. (2001). Natural neighbour Galerkin methods. *INTERNATIONAL JOURNAL FOR NUMERICAL METHODS IN ENGINEERING*, 50, 1-27.
- Teufelsbauer, H. (2009). Linking laser scanning to snowpack modeling: Data processing and visualization. *Computers & Geosciences*, 35(7), 1481-1490. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2008.10.006>
- Statens Vegvesen (2014). *Klimastasjoner*. [www.vegvesen.no](http://www.vegvesen.no): Vegdirektoratet.
- Wandinger, U. (2005). Introduction to Lidar. In C. Weitkamp (Ed.), *LIDAR Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere* (Vol. 1). New York: Springer Science+Business Media Inc.
- Wright, A. P., Wadham, J. L., Siegert, M. J., Luckman, A., Kohler, J., & Nuttall, A. M. (2007). Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F4). doi: 10.1029/2007JF000818