

Susanne Arnesen Hegstad

En studie av akkumulasjon- og ablasjonsmønstre på Kringsollfonna basert på LiDAR data

Masteroppgave i Lektorutdanning i geografi

Veileder: Chantel Nixon

Mai 2019



Susanne Arnesen Hegstad

En studie av akkumulasjon- og ablasjonsmønstre på Kringsollfonna basert på LiDAR data

Masteroppgave i Lektorutdanning i geografi
Veileder: Chantel Nixon
Mai 2019

Norges teknisk-naturvitenskapelige universitet
Fakultet for samfunns- og utdanningsvitenskap
Institutt for geografi

Sammendrag

Denne oppgaven analyserer og tolker massebalansen til en permanent snøfonn i Sør-Norge, Kringsollfonna, i perioden 2015 til 2018. Kringsollfonna er lokalisert på Dovrefjell i Trøndelag, på den nordøstlige siden av fjellet Kringsollen cirka 1500 moh. Dens areal er omkring 0,046 km² under den studerte perioden. Alderen til denne snøfonnen er til estimert 5000 år, noe som indikerer en motstandsdyktighet til tidligere, mindre, klimaendringer. Feltarbeidet for denne oppgaven ble gjennomført i september 2018. Ved bruk av Light Detection And Ranging (LiDAR) skanning, ble det samlet inn massebalansedata for snøfonna. I tillegg så ble allerede eksisterende data, fra LiDAR skanninger for årene 2015 og 2016, sammenliknet med de innsamlede dataene.

Massebalanse fra ulike år mellom 2015 og 2018 ble analysert i periodene fra 2015 til 2016, 2015 til 2018 og 2016 til 2018. Resultatene viste en negativ massebalanse fra 2015 til 2016 og for hele den studerte perioden fra 2015 til 2018, mens en positiv massebalanse ble kalkulert for perioden 2016 til 2018. Fra detaljerte overflatemodeller av snøfonnen, skapt fra LiDAR punktskyer, var det mulig å oppdage områder av snøakkumulasjon og ablasjon i de ulike periodene.

Tilslutt, ble de ulike periodenes massebalanse sammenliknet med klimatiske faktorer som vind, temperatur og nedbør for de spesifikke årene, og deres påvirkning på massebalansen ble diskutert. Resultatene av denne analysen viser at den permanente snøfonnen ser ut til å stå imot mindre endringer i klima, på grunn av selvregulerende feedbackmekanismer som forekommer under vintersnøakkumulasjon.

Abstract

This thesis analyzes and interprets the mass balance of a permanent snow patch in Southern Norway, named Kringsollfonna, for the period between 2015 and 2018. It is located in the Dovre mountains in Trøndelag province, at the northeast flank of the mountain Kringsollen at ca. 1500 m.a.s.l. Its area is roughly 0.046 km² during the studied period. The estimated age of this snow patch is 5000 years, indicating a resilience to past smaller climate changes. For this thesis, fieldwork was carried out during September 2018 to acquire mass balance data, using Light Detection And Ranging scanning. Additionally, already existing mass balance data from LiDAR scans of the years 2015 and 2016 are compared to the collected data.

Mass balances from different years between 2015 to 2018, were analyzed in steps from 2015 to 2016, from 2015 to 2018 and 2016 to 2018. Results showed a negative mass balance from 2015 to 2016 and for the entire studied period from 2015 to 2018, whereas a positive mass balance was calculated for the time step from 2016 to 2018. From detailed demographic elevation models of the snow patch created through Lidar point clouds it was possible to specifically detect areas of snow accumulation and ablation in between the years.

Finally, the different mass balances are compared to climatic factors such as wind, temperature and precipitation for the specific the years and their influence on the mass balance is discussed. Results of this analysis show that the permanent snow patch seems to be mostly resilient to smaller changes in climate due to self-regulating processes that take place during winter snow accumulation.

Forord

Denne masteroppgaven markerer avslutningen på lektorutdanningen i geografi ved Norges Teknologiske Naturvitenskapelige Universitet. De fem siste årene har vært preget av mange nye bekjentskap, ny kunnskap og en rekke spennende utfordringer og lærdommer. Min interesse for naturen og landskapet har alltid vært stor, og det var derfor ikke noe tvil om at min masteroppgave skulle gå i den naturgeografiske retningen. Min fascinasjon for naturen gjenspeiler seg i dette prosjektet, og har gjort hele denne prosessen givende og motiverende.

Prosjektet er av en spennende og interessant karakter, noe som har gjort arbeidet med masteroppgaven veldig lærerik. Gjennom arbeidet med denne masteroppgaven har feltarbeidet gitt mange gode opplevelser, samt ny kunnskap, som jeg vil ta med meg videre ut i arbeidslivet.

En stor takk til min biveileder Maria Peter, og veileder Chantel Nixon, for gode veiledningssamtaler, inspirasjon, støtte og konstruktive tilbakemeldinger. En spesiell takk til Maria Peter for god motivasjon gjennom prosessen, og mange hyggelige samtaler. Jeg vil også gi en takk til Radmil Popovic for god hjelp med bearbeiding av data, og en takk til to hjelpsomme studenter for bidrag til gjennomføringen av laser skanning under feltarbeid.

Jeg vil takke familie og venner for motiverende ord og god støtte gjennom hele studieløpet.

Trondheim, mai 2019

Susanne Hegstad

Innhold

Sammendrag	III
Abstract	V
Forord	VII
Figurer	XI
Tabeller	XII
1 Introduksjon	- 1 -
1.2 Tidligere studier	- 2 -
1.2.1 Selvreguleringsmekanismer på snøfonner	- 3 -
1.2.2 Kringsollfonna	- 4 -
1.2.3 Permafrost på Kringsollfonna	- 5 -
1.3 Begrepsavklaring	- 6 -
1.4 Problemstilling	- 8 -
1.5 Oppgavens struktur	- 9 -
2 Områdebeskrivelse	- 11 -
2.1 Vær og klima	- 12 -
3 Teoretisk grunnlag	- 15 -
3.1 Massebalanse	- 15 -
3.2 Klimaets påvirkning	- 16 -
3.2.1 Faktorer som påvirker det lokale klimaet på snøfonnen	- 16 -
3.3 Topografiens innvirkning på vind	- 18 -
3.4 Kaldbaserte breer	- 19 -
3.4.1 Permafrost	- 20 -
3.5 Overlevelse av snøfonner	- 20 -
3.6 Selvregulerende mekanismer	- 21 -
3.6.1 Akkumulasjonsprosesser	- 23 -
3.6.2 Ablasjonsprosesser	- 23 -
4 Metode	- 25 -
4.1 Begrunnelse for valg av metode	- 25 -
4.2 LiDAR	- 26 -
4.2.1 Refleksjon	- 27 -
4.2.1.1 Refleksjon og snø	- 27 -
4.2.2 Nøyaktighet og vinkel	- 28 -
4.2.3 Vær, vind og temperatur	- 28 -
4.3 Feltarbeid	- 29 -

4.4 Metodekritikk	- 29 -
4.5 Databearbeiding	- 30 -
4.5.1 Riscan Pro	- 30 -
5.1 Lokale klimatiske forhold	- 33 -
5.2 Volumendring	- 36 -
5.2.1 Volumendring fra 2015 til 2016	- 37 -
5.2.2 Volumendring fra 2015 til 2018	- 38 -
5.2.3 Volumendring fra 2016 til 2018	- 39 -
5.2.4 Omriss av Kringsollfonna 2016 og 2018	- 41 -
6 Diskusjon	- 43 -
6.1 Massebalanse på Kringsollfonna	- 43 -
6.1.1 Perioden 2015 til 2016	- 45 -
6.1.2 Perioden 2015 til 2018	- 45 -
6.1.3 Perioden 2016 til 2018	- 46 -
6.2 Vindakkumulasjon på Kringsollfonna	- 47 -
6.3 Akkumulasjonsprosesser og ablasjonsprosesser	- 49 -
6.3.1 Ablasjon	- 50 -
6.3.1.1 Solinnstråling	- 50 -
6.3.1.2 Vind	- 51 -
6.3.2 Akkumulasjon	- 52 -
6.3.2.1 Nedbør	- 52 -
6.3.2.2 Vind	- 53 -
6.4 Hvordan overlever Kringsollfonna?	- 54 -
6.4.1 Selvregulerende feedbackmekanismer	- 56 -
6.5 Eksistens av permafrost på Kringsollfonna	- 58 -
6.6 Kringsollfonna som klimaindikator	- 60 -
6.7 Videre anbefalinger	- 63 -
6.8 Konklusjon	- 65 -
7 Referanser	- 67 -
8.1 Værdata fra senorge.no	A
8.2 Vinddata fra eklima.no	M

Figurer

Figur 1: Kart over permafrostfordeling i Norge, av Lilleøren mfl. (2012). Kringsollfonna ligger i et område markert blått, for område med permafrost.....	- 6 -
Figur 2: Kringsollfonna på Dovre, ca. 1500-1550 moh. En person i framkant av snøfonna for å illustrere størrelsen. Bilde er tatt 14 september 2018 av Susanne Hegstad.....	- 11 -
Figur 3: Vindrose med vindretning og hastighet fra Hjerkins målestasjon for år 2013-2018. Hentet fra eklime.no.....	- 13 -
Figur 4: Summen av månedsnedbør for 2015, 2016 og 2018 på Kringsollfonna. Data hentet fra senorge.no.....	- 13 -
Figur 5: Middeltemperatur per måned for 2015, 2016 og 2018. Data hentet fra senorge.no.....	- 14 -
Figur 6: Sum av nysnø per måned for årene 2015, 2016 og 2018. Data hentet fra senorge.no..	- 14 -
Figur 7: Skjematisk oversikt over stabiliserende akkumulasjons (I, II)- og ablasjonsmekanismer (III-V), (Glazirin mfl., 2004).....	- 22 -
Figur 8: Skisse over funksjon av LiDAR skanner (Wandinger, 2005).....	- 26 -
Figur 9: Vindretning og hastighet på Hjerkins målestasjon i 2015. Sekundærdata hentet fra eklime.no.	- 34 -
Figur 10: Vindretning og hastighet på Hjerkins målestasjon i 2016. Sekundærdata hentet fra eklime.no.	- 35 -
Figur 11: Vindretning og hastighet på Hjerkins målestasjon i 2017. Sekundærdata hentet fra eklime.no.	- 35 -
Figur 12: Vindretning og hastighet på Hjerkins målestasjon i 2018. Sekundærdata hentet fra eklime.no.	- 35 -
Figur 13: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2015 til 2016 på Kringsollfonna. Fargeskala viser endringen i meter, pil peker i retning nord.....	- 37 -
Figur 14: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2015 til 2018 på Kringsollfonna. Fargeskala viser hvor endringen er i meter, pil peker i retning nord.....	- 38 -
Figur 15: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2016 til 2018 på Kringsollfonna. Fargeskala viser endringen i meter, pil peker i retning nord.....	- 39 -
Figur 16: Avstand mellom overflaten i 2016 (gul) og overflaten i 2018 (lilla) i framkant av Kringsollfonna. Et lengdesnitt gjort av sammenlikningen mellom overflaten i 2016 og overflaten i 2018.....	- 40 -
Figur 17: Et lengdesnitt av sammenlikningen av overflaten til Kringsollfonna i 2016 og i 2018. Avstand mellom overflaten i 2016 (gul) og overflaten i 2018 (lilla) i bakkant/sentralt på Kringsollfonna.....	- 40 -
Figur 18: Omtrentlig omriss i rød av Kringsollfonna i 2016, og hvit i 2018. Blå punkter er punktsky fra LiDAR skanningen i 2016, pil peker i retning nord.....	- 41 -

Tabeller

- Tabell 1: Oversikt over årssum av nedbør (både regn og snø), års sum av nysnø. Sekundærdata hentet fra senorge.no..... - 33 -
- Tabell 2: Oversikt over gjennomsnittlig middeltemperatur for vintermånedene (desember, januar, februar), vårmånedene (mars, april, mai), sommermånedene (juni, juli, august) og høstmånedene (september, oktober, november) kalkulert ved hjelp av sekundærdata hentet fra senorge.no... - 34 -
- Tabell 3: Volum tap, volum akkumulert og total volumendring for Kringsollfonna i periodene 2015 til 2016, 2015 til 2018 og 2016 til 2018. Volum oppgitt i m³..... - 36 -

1 Introduksjon

Norge er et land dekt med små isbreer og permanente snøfonner som har eksistert i lang tid. Enkelt forklart er forskjellen på en isbre og en snøfonn graden av bevegelse, hvor permanente snøfonner ikke er i noe betydelig bevegelse, mens isbreer kan rykke frem flere hundre meter. Den siste tidens store klimatiske endringer påvirker blant annet temperaturen, og snøfonnene står i fare for å forsvinne om denne trenden fortsetter. Egentlig skal det ikke være mulig for snøfonner å eksistere i Norge, da somrene er for varme og vintrene for tørre, men likevel har snøfonner eksistert her over mange tusen år (Ntnu.no, 2015). Å kunne forklare faktorene bak snøfonnens eksistens, vil kunne gi svar på en rekke spørsmål når det kommer til klimaets påvirkning på snøfonnene. Snøfonner er interessante glasiologiske trekk da de ofte eksisterer på lokasjoner som er klimatisk upassende for langvarig bevaring av is. Deres eksistens og overlevelse er sterkt avhengig av lokale topo-klimatiske faktorer, økende akkumulasjon og/eller redusert ablasjon regionalt (Jarrett, 2019). Som med isbreer, har flerårige snøfonner målbare trekk som sannsynligvis påvirkes av et varmere klima. Endringer av snøfonner er ofte viktige da de påvirker det termiske regimet i skråninger, vanntilgang, næringsstoffer og vegetasjon i området (Green & Pickering, 2009).

I tillegg til at snøfonner påvirker blant annet jordsmonn og vegetasjon, kan de også inneholde en rekke interessante historiske funn. Arkeologer har funnet en rekke gjenstander som har kommet fram etter smelting av isen på flere snøfonner i Norge. På Kringsollfonna er det funnet piler som kan antyde at fonna har eksistert i over 5000 år på tross av en rekke varmere perioder gjennom historien (Callanan, 2012). Selv om arkeologien ved smeltende snøfonner er historisk interessant, vil bakgrunnen for denne eventuelle smeltingen kunne bidra til å si noe om snøfonnens framtid. Faktorer som kan bidra til langvarig eksistens av snøfonner er vindakkumulasjon, solinnstråling, områdets topografi og de lokale klimatiske faktorene som nedbør, temperatur, vind retning og styrke. I tillegg til disse faktorene har noen tidligere studier undersøkt hvorvidt eksistensen til flerårige snøfonner kan ha en sammenheng med selvregulerende mekanismer som påvirker ablasjon- og akkumulasjon. Dette er et interessant tilskudd til å kunne forstå eksistensen til snøfonner på tross av perioder med varmere temperaturer.

Dette danner utgangspunktet for denne oppgaven, som omhandler Kringsollfonna, og hvorvidt dens variasjoner i volum, i perioden 2015 til 2018, i størst grad påvirkes av klima eller om det er andre faktorer som påvirker dens massebalanse. Ei snøfonn kan forklares

som snø som har samlet seg i nedsenkninger i terrenget, og som i enkelte tilfeller ikke smelter bort om sommeren og blir liggende gjennom hele året. Flerårige snøfonner eksisterer 1 km eller mer under den klimatiske snølinjen, på de samme stedene i mange år og har ofte veldig liten størrelse om høsten. Det årlige snøfallet på regionalt nivå er ofte mindre enn snøsmeltingen (Glazirin mfl., 2004), noe som fører til bevaring av snø og is. Det norske ordet snøfonn er et vanlig begrep for flerårige kropper av snø (Martinsen, 2012), og selv om snøfonner kan eksistere på samme sted over flere tusen år, så står de gjenværende snøfonnene i fare for å smelte bort.

For å skape en forståelse rundt Kringsollfonnas langvarige eksistens, så har det siden 2011 blitt foretatt målinger av fonnas massebalanse ved hjelp av blant annet en laserskanner (Ntnu.no, udatert). Ved å benytte en laserskanner kan en måle akkumulasjonen og ablasjonen til snøfonnen, for å få et bedre bilde over massebalansens utvikling på fonna. Ved å utføre slike skanninger over flere år, så kan en tyde et mønster i snøfonnens massebalanse og eventuelt se en tendens i forhold til om det er sannsynlig at de overlever eller ikke.

Høyfjellsomgivelser er blant de mest truede når det kommer til klimaendringer, og det er ofte i disse områdene at snøfonnene er lokalisert. Snøfonner er økologisk viktige (Green & Pickering, 2009), i tillegg til at de kan gi historisk informasjon fra arkeologiske funn. En Light Detection And Ranging (LiDAR) måling kan si noe om breens tykkelse og kan sammenliknes med klimatiske faktorer for å skape en forståelse rundt den langvarige eksistensen til snøfonnene. Denne oppgaven er derfor basert på laserskanninger gjort høsten 2018, i tillegg til at tidligere skanninger i 2015 og 2016 benyttes som sammenlikningsgrunnlag for å finne eventuelle endringer i løpet av denne perioden. Dette gjøres også for å kunne si noe om Kringsollfonnas massebalanse i perioden 2015 til 2018.

1.2 Tidligere studier

Det er gjort en rekke studier av små isbreer og fonner rundt omkring i verden. I studier fra blant annet Spania (Serrano mfl., 2011), Canada (DeBeer & Sharp, 2009) og Japan (Fujita mfl., 2010; Hoffman mfl., 2007; Glazirin mfl., 2004) er det enighet rundt at små isbreer og fonnens eksistens er avhengig av topografiske effekter som gir beskyttelse mot regionale forhold. Det er også gjort en nylig studie av Kringsollfonna (Jarrett, 2019), som styrker tanken rundt at Kringsollfonnas overlevelse ikke kun kan sees i sammenheng med årlige klimatiske variasjoner, men at det også er andre faktorer som spiller inn.

Hoffman mfl. (2007) framlegger at små isbreers massebalanse kan avhenge mer av topografiske effekter, slik som skred, skyggeeffekter og vindtransport, enn det de gjør av det regionale klimaet. DeBeer og Sharp (2009) viser til at når breer blir tilstrekkelig små så vil de i mindre grad påvirkes av det regionale klimaet, og kan overleve lenge under de rette topografiske forholdene. Dette ble vist i en massebalansestudie fra 1950-2001, hvor alle de små nordvendte breene hadde små endringer i massebalansen, mens de større breene hadde en negativ massebalanse. Massebalansen reguleres av forholdet mellom akkumulasjon og ablasjon, hvor akkumulasjon er prosessene som fører til økt volum mens ablasjon fører til tap av volum (Benn & Evans, 2010). En viktig faktor for ablasjon er solinnstråling, og Glazirin mfl. (2004) viser til at fonnas størrelse har en innvirkning, da solinnstrålingen vil avta etter hvert som fonna blir mindre. Denne effekten skal være størst i skråninger som er vendt mot nord. Det er uenighet rundt hvordan topografien påvirker ablasjonsprosessene, men solinnstråling og vind anses som kritisk avgjørende faktorer. Det er bred enighet rundt at vind er viktig for akkumulasjon i enkelte områder.

1.2.1 Selvreguleringsmekanismer på snøfonner

Fujita mfl. (2010) og Glazirin mfl. (2004) presenterer studier gjort av snøfonner i Japan, hvor de undersøker hvorvidt flerårige snøfonnens eksistens kan ha en sammenheng med selvregulerende mekanismer som påvirker ablasjon- og akkumulasjon. Fujita mfl. (2010) studerte skyggeeffekten av terrenget rundt fonna, og konkluderte, ut ifra funn fra den aktuelle fonna, at denne faktoren har liten eller ingen effekt. Påvirkningen fra vind anses som en viktigere faktor for ablasjon, hvor effekten av vinden styres av fonnas størrelse. Resultatet fra studien til Fujita mfl. (2010), var at Hamaguri-yuki snøfonnen blir påvirket av selvregulerende feedback mekanismer som kontrollerer dens årlige variasjoner i massebalanse, noe som muliggjør dens overlevelse over lang tid. Desto tykkere snødybde om våren, desto mer smelting vil forekomme, noe som kan være forårsaket av en mindre reduksjon i vindhastighet. I kontrast så vil mindre snødybde på våren føre til mindre smelting gjennom året på grunn av undertrykkelse av vindens hastighet.

Glazirin mfl. (2004) undersøkte påvirkningen av topografi på snøfonnens formasjon, og konkluderte med at tykkere snødybder mottar mer sollys enn tynnere snødybder, på grunn av en skyggeeffekt. Tilbakemeldingsmekanismer som fører til en stabil eksistens av snøfonner, ble undersøkt for snøfonner dannet hovedsakelig fra snødrift i Japan. Data fra disse snøfonnene ble hentet inn over en periode på over 7 år, og ble benyttet til å skaffe informasjon rundt snøfonnens størrelse, akkumulasjon og ablasjon. Resultatene viste at

om snøfonnen var liten i størrelse om våren, ble akkumulasjonen om høsten høy, og motsatt (Glazirin mfl., 2004). Resultatene fra studien til Glazirin mfl. (2004) viser at vindhastigheten svekkes på lesiden av en topografisk høyde og i nedsenkninger, og Fujita mfl. (2010) viser til at vindflyt over snøfonna ble sterkt påvirket av snøfonnas posisjon på lesiden av en fjellrygg. De nåværende resultatene fra Hamaguri-yuki snøfonnen foreslår en selvregulerende mekanisme, avhengig av snøfonnens størrelse, som opererer i løpet av sommerens smeltesesong. Disse selvregulerende mekanismene kan tillate små isbreer eller fonner å overleve, til tross for at glacial tilbaketrekning generelt er trodd å være et karakteristisk trekk av global oppvarming (Fujita mfl., 2010).

1.2.2 Kringsollfonna

Gjennom SPARC (Snow Patch Archaeological Research Cooperation) prosjektet startet de første vitenskapelige målingene på Kringsollfonna i 2011. Målingene ble startet som et samarbeid mellom institutt for geografi og institutt for arkeologi ved NTNU etter en rekke arkeologiske funn på fonna (Ntnu.no, udatert). SPARC prosjektet ble avsluttet i 2017, men det er et vedvarende ønske om å fortsette massebalansemålingene for å skape en måleserie som kan vise den videre utviklingen til Kringsollfonna. Bakgrunnen for denne oppgaven er derfor å foreta en massebalansemåling av Kringsollfonna for å fortsette denne måleserien. Dette vil kunne bidra til en framtidig konklusjon rundt Kringsollfonna sin utvikling, i tillegg til en bredere forståelse rundt hvorfor Kringsollfonna fortsatt eksisterer og hvilke faktorer som bidrar til en eventuell endring i massebalansen over tid. Disse dataene kan også benyttes som sammenlikningsgrunnlag for andre snøfonner, for å undersøke den generelle utviklingen til snøfonnene over et større geografisk område. I tillegg til å fortsette måleserien som ble startet gjennom SPARC-prosjektet, så er bakgrunnen for denne oppgaven også å spekulere rundt hvorvidt Kringsollfonnas massebalanse ble påvirket av klimatiske endringer i perioden 2015 til 2018. Eller om det eventuelt er andre faktorer som bidrar til fonnas overlevelse.

Det er foretatt nylige studier på Kringsollfonna, hvor blant annet massebalansen for periodene 2013-2014 og 2014-2015 ble undersøkt ved å benytte terrestrisk laserskanning. Resultatene viste at balanseåret 2013 til 2014 var negativt for Kringsollfonna, mens perioden 2014 til 2015 var positiv, i tillegg til store endringer i overflate heving fra sesong til sesong. De romlige mønstrene for både akkumulasjon og ablasjon på Kringsollfonna var forskjellig mellom 2013-2014 og 2014-2015 sesongen. Uavhengig av den positive massebalansen hadde enkelte områder smeltet videre nedover, inkludert noe

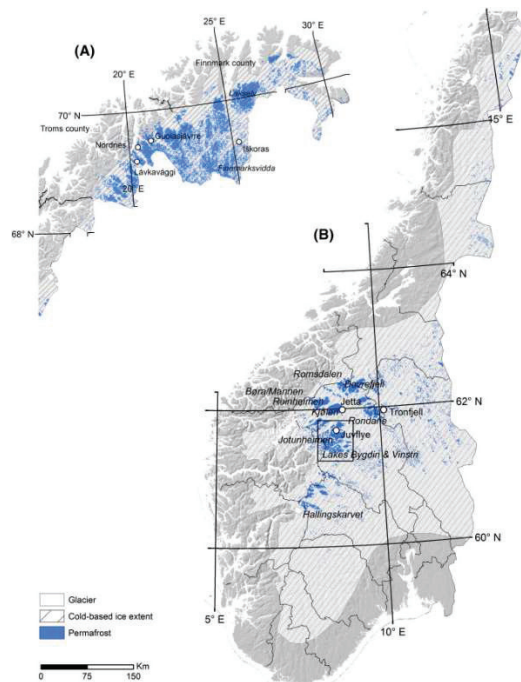
tilbaketrekking av fronten, sammenliknet med sommeren 2014 (Jarrett, 2019). Funnene viste at de undersøkte snøfønnene, inkludert Kringsollfonna, hadde veldig store volumvariasjoner, her variasjoner i overflateelevasjon, i et balanseår relativt til deres begrensede tykkelse. Funnene viser at det generelt så ut til at massebalansen i all hovedsak ble kontrollert av vinddrift. Den årlige overflatetopografien på Kringsollfonna så ut til å påvirke det årlige massebalanse mønsteret (Jarrett, 2019).

Massebalansemålingene på Kringsollfonna i 2013-2014 og 2014-2015 bekrefter den kritiske effekten av topo-klimatiske faktorer for snøfønners eksistens. Vinddrift har en markert effekt, og gir Kringsollfonna et estimat på 50-70% tilleggss akkumulasjon sammenliknet med omliggende terreng (Jarrett, 2019). Denne effekten er høyst sannsynlig hovedårsaken til snøfønners eksistens, men det forklarer ikke at en langsiktig nettobalanse nært null opprettholdes, uten en pause som er lang nok til å smelte bort snøfonna fullstendig. Uavhengig av det store bidraget fra vinddrift, så vokser ikke snøfønnene seg så store, verken i tykkelse eller utbredelse. Snøfønnene reguleres derfor i utbredelse av areal og volum ved et maksimum akkumulasjonspotensial, innenfor rammene av et moderne klima (Jarrett, 2019).

1.2.3 Permafrost på Kringsollfonna

Permafrost er viktig for snøfonna da det kan være med på å fastslå hvorvidt fonna er i bevegelse eller ikke, da en fastfrost fonn ikke vil bevege seg horisontalt. En kartlegging av faktorer som påvirker utbredelsen av permafrost på Dovrefjell ble gjort tidlig på 1990- og 2000-tallet. Det ble utført resistivitetsmålinger, Bottom Temperature of winter Snow (BTS) målinger (Isaksen mfl., 2002) og boreprøver (Sollid mfl., 2003). Disse studiene konkluderer med at alle BTS målinger gjort over 1800 moh. viser gode tegn til permafrost på Dovre, hvor den nedre grensen for permafrost ligger rundt 1490 moh. Disse resultatene utelukker ikke permafrost under 1490 moh. i områder med tilrettelagte lokale forhold. Høyde over havet er den viktigste faktoren når det kommer til tilstedeværelse av permafrost, mens helningsorientering og solinnstråling anses som mindre viktig på grunn av en rekke overskyede dager og ujevn snøfordeling gjennom året (Isaksen mfl., 2002).

Ut ifra disse studiene så kan det knyttes tvil til eksistensen av permafrost på Kringsollfonna, da fonna ligger akkurat på den nedre permafrostgrensen. Selv om permafrosten i området har minket siden den lille istid, så viser kartet til Lilleøren mfl. (2012), figur 1, at det fortsatt er permafrost på Kringsollfonna.



Figur 1: Kart over permafrostfordeling i Norge, av Lilleøren mfl. (2012). Kringsollfonna ligger i et område markert blått, for område med permafrost.

1.3 Begrepsavklaring

Terrestriske is kropper forekommer i en rekke størrelser og former, og det er utfordrende å tilegne alle disse ulike glasiiale formene et entydig begrep. Is kropper er klassifisert og gruppert på bakgrunn av en rekke faktorer, hvor de vanligste er termisk regime og morfologi. Små is kropper (<0.5km²) refereres som oftest ikke til som isbreer, men det brukes heller en rekke andre begrep som isfonner, snøfonner og glacierets (Jarrett, 2019). Det er gjort en rekke studier på snøfonner, men det å kunne skille mellom ei fonn og en bre er i realiteten ikke like enkelt, da det er en gradvis overgang mellom disse begrepene (Callanan mfl., 2010). Begreper som snøfonn, liten isbre, glacieret og isfonn blir ofte brukt med en uklar enighet rundt en felles definisjon. Dette kommer som følge av et manglende skille mellom hva hvert begrep innebærer, i tillegg til hvilke kjennetegn som skiller dem fra hverandre. Serrano mfl. (2011) etterlyser et behov for et skille mellom definisjonene små breer, snøfonn, isfonn og isbre. Denne etterlysningen kommer av et behov for å kunne videreutvikle større kunnskap rundt små ismasser, snø og deres struktur, dynamikk og utvikling, for så å kunne forstå dem som geoidikatorer for endring.

Det finnes en rekke definisjoner på is kropper, hvor enkelte definisjoner inkluderer alt som befinner seg i og på breen, mens andre definisjoner ikke inkluderer firn, snø og re fryst vann. Det kan tenkes at man er nødt til å strekke seg utenfor breis definisjonen for å klare

å skille de ulike begrepene nevnt ovenfor (Glazirin mfl., 2004; Serrano mfl., 2011). Disse ulike navnevariasjonene kommer av deres dynamikk, opphav og struktur, og ulikhetene ligger i tilstedeværelsen av indre struktur og bevegelse. I høytliggende fjellområder over hele verden finnes små isbreer som er i bevegelse. På grunn av deres tilstedeværelse av bevegelse kan de defineres som sanne breer. Opphavet til glacierets har uklare oppfatninger, da for eksempel Benn og Evans (2010:9) ser på glacierets som akkumulert firn fra vindtransportert snø og snøskred som viser lite eller null bevegelse. Mens en annen definisjon, fra Serrano mfl. (2011), er at glacierets er små breer som er produkter av eldre større breer, og som dermed har sitt opphav i glasiasjonsprosesser. Serrano mfl. (2011) sin definisjon er mer lik definisjoner av snøfonner eller isfonner som en finner i annen litteratur, da en snøfonn skilles fra små breer ved å definere snøfonnene som gjenværende snø etter en lang smelteperiode.

Ei snøfonn kommer som et resultat av topoklimatiske faktorer og vokser seg større gjennom akkumulasjon av snø som er skredrelatert eller vindtransportert, og kan enkelte år overleve ablasjonssesongen (Nesje mfl., 2012). Nesje mfl. (2012) deler snøfonner inn i to typer, sesongfonner og flerårige fonner. Sesongfonnene smelter bort gjennom ablasjonssesongen mens de flerårige fonnene er tilstede i alt fra to sesonger til flere hundre eller tusen år. Om en skal skape et definisjonsskilte mellom snøfonner og isfonner, så er ulikheten at isfonner har en iskomponent og er tilstede over mange år (Serrano mfl., (2011). Serrano mfl. (2011) viser til at isfonner kan ha to ulike opphav, og kan være et resultat av glasiale så vel som nivale prosesser. Isfonnen kan være et resultat av en død isbre som er dannet gjennom glasiale prosesser. Eller som Glazirin mfl. (2004) definerer isfonner, som en form for overgang mellom en bre og et sesongdefinert snødekke, hvor det er likheter mellom isfonnens massebalanseprosesser og breer sine prosesser og massebalanse. En dannelse av isfonner gjennom nivale prosesser skjer som følge av høy akkumulasjon av snø fraktet med vinden eller fra snøskredrelaterte prosesser. Det er enda manglende forståelse rundt dannelsen av is på nivale isfonner når det kommer til transformasjonsprosessen fra snø til is, hvor lang tid dette tar, og om isdannelsen foregår gjennom påfrysing av is eller metamorfe prosesser. Nesje mfl. (2012) setter isfonner i en kombinasjon med permafrost, og refererer til isfonner som akkumulasjon av is, snø og firn som overlever sommeren uten basal bevegelse, i permafrostmiljøer under fastfryste forhold til bakken. Ut ifra disse ulike definisjonene, hvor enkelte fokuserer på størrelsen, andre på bevegelse, varighet, opphav og omdanning av is, så kan en si at glacierets eller små breer har strukturen og bevegelsen

som sanne breer. Isfonner har liten eller ingen bevegelse hvor kjernen er av is, og opphavet kan være glasialt eller nivalt. I motsetning til isfonnene så inneholder ikke snøfonner en iskomponent, og dannes av nivale prosesser. Disse ulike definisjonene, og uklarhetene som medfølger, viser et behov for mer forskning på området for å kunne oppnå en dypere forståelse av de ulike fenomenene og begrepene som er knyttet til disse.

Flerårige snøfonner eksisterer 1 km eller mer under den klimatiske snølinjen, på de samme stedene i mange år og har veldig liten størrelse om høsten. Det årlige snøfallet på regional nivå er ofte mindre enn snøsmeltingen i området (Glazirin mfl., 2004). Det norske ordet snøfonn er et vanlig begrep for flerårige kroppar av snø (Martinsen, 2012). Begrepene flerårige snøfonner og isfonner brukes ofte om hverandre, hvor begge refererer til små kroppar av snø og firn med en kjerne av is. Da begrepene brukes på ulike måter i litteraturen, vil det videre i denne oppgaven benyttes begrepet snøfonn når det refereres til feltområdet Kringsollfonna.

1.4 Problemstilling

Opgavens formål er å fortsette en måleserie gjort på Kringsollfonna i regi av SPARC-prosjektet. Dette gjøres ved å hente inn massebalansedata ved bruk av LiDAR skanninger, for å forsøke å forklare hvorfor Kringsollfonna overlever på tross av en økende global oppvarming. Det er på bakgrunn av Kringsollfonnas eksistens over lang tid at problemstillingen og forskningsspørsmålene utformes, og de er knyttet til å kunne forklare hvilke faktorer som fører til at Kringsollfonna har en massebalanse som har tillatt den å eksistere over lang tid. I denne oppgaven skal det derfor undersøkes:

- Hvilke faktorer som er med på å påvirke massebalansen til Kringsollfonna.
- I hvor stor grad lokale klimatiske faktorer påvirker Kringsollfonnas massebalanse på kort og lang sikt.
- Hvorvidt selvregulerende feedback mekanismer er med på å bidra til vedlikeholdelsen av Kringsollfonnas massebalanse.

Disse forskningsspørsmålene har som formål å bidra til å skape en forståelse rundt hvorfor Kringsollfonna overlever sesong etter sesong, og hvorvidt klimaet er hovedfaktoren som styrer massebalansen på kort- og lang sikt.

1.5 Oppgavens struktur

Etterfulgt av en introduksjon av hvordan fonner som Kringsollfonna kan defineres, bakgrunnen for denne oppgaven og problemstillingen, vil det i kapittel 2 komme en beskrivelse av feltområdet. I dette kapitlet vil Kringsollfonnas geografiske lokalisering presenteres, en beskrivelse av område, i tillegg til de klimatiske forholdene i området i den undersøkte perioden. Deretter vil det teoretiske grunnlaget legges fram i kapittel 3, hvor det vil gjøres rede for snøfonnens massebalanse, hvilke klimatiske faktorer som kan påvirke ei snøfonn inkludert permafrost, før kapitlet til slutt rundes av med selvregulerende feedbackmekanismer som ablasjons- og akkumulasjonsprosesser på snøfonner. I kapittel 4 vil metoden legges fram, med en begrunnelse rundt valg av metode og feltmetodene for målingen av massebalanse på Kringsollfonna. Kapitlet tar også for seg metodekritikk og databearbeiding. Videre i kapittel 5 vil resultatene presenteres, noe som videre legger grunnlaget for diskusjonen i kapittel 6. Oppgaven vil så rundes av med forslag til videre arbeid på feltet, og en konklusjon av denne oppgaven.

2 Områdebeskrivelse

Feltområdet i denne oppgaven er Kringsollfonna, i Oppdal kommune i Trøndelag fylke, som er lokalisert cirka 10 mil fra Trondheim i luftlinje. Kringsollfonna er lokalisert på Euref 89, UTM 32, 6931614 N, 538239 Ø, og ligger rundt 9 km sør for Oppdal sentrum. Snøfonna har et høydespenn på rundt 50 m, og ligger på 1500-1550 moh.



Figur 2: Kringsollfonna på Dovre, ca. 1500-1550 moh. En person i framkant av snøfonna for å illustrere størrelsen. Bilde er tatt 14 september 2018 av Susanne Hegstad.

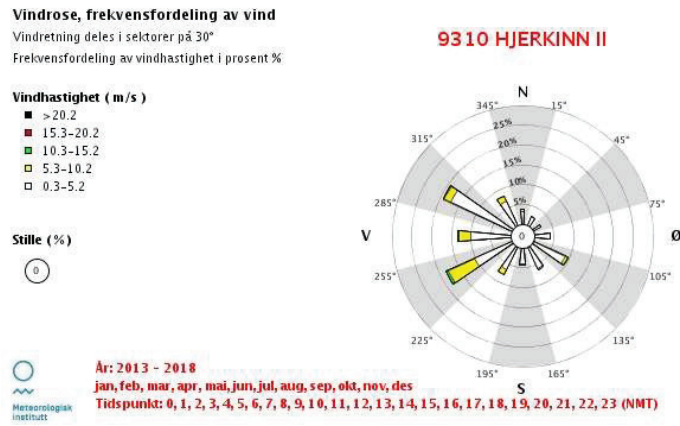
Kringsollfonna ligger på Dovre, et område preget av dype daler og et landskap som er formet etter siste istid. I området rundt Kringsollfonna finner man glasiale landformer som morener og eskere, i tillegg til en rekke andre synlige tegn på isens innvirkning på landskapet. En kan dele inn fjellområdene i Oppdal kommune i 3 soner. Den ene sonen strekker seg sørover mot den sørlige grensen av Oppdal kommune og Snøhetta, og ligger vest for Drivdalen. Drivdalen deler de to andre fjellområdene. Her finner en blant annet Kringsollfonna, Bekkefonna og Brattfonna. Disse fjellområdene er relativt ulike i karakter, men det fjellområdet hvor Kringsollfonna er lokalisert har et åpent paleisk landskap med avrundede topper. Dovrefjell deles ofte inn i den østlige delen og den vestlige delen, da disse områdene har noe ulik geologi. Den østlige delen av Dovre består av kambrisilurske bergarter, med avrundede fjelltopper med høyder på rundt 1500-1700 moh. Den vestlige delen består derimot av en rekke høye fjell på over 2000 moh., som er bygd opp av hardere bergarter som granitt (Askheim, 2016). Kringsollfonna i Østfjella ligger over den regionale tregrensa som er på ± 1000 moh. i område. Den er vendt mot nordøst, og er utsatt for vær og vind selv om den ligger tett inntil toppen av fjellet i bakkant. Fonna måler omtrent 600 m x 100 m, og dekker et område på rundt 0.046 km² (Jarrett, 2019). Området rundt

Kringsollfonna består av paleiske landformer, og har en liten forhøyning med Global System for Mobile Communications (GSM) dekning omtrent 300 m nordvest for fonna.

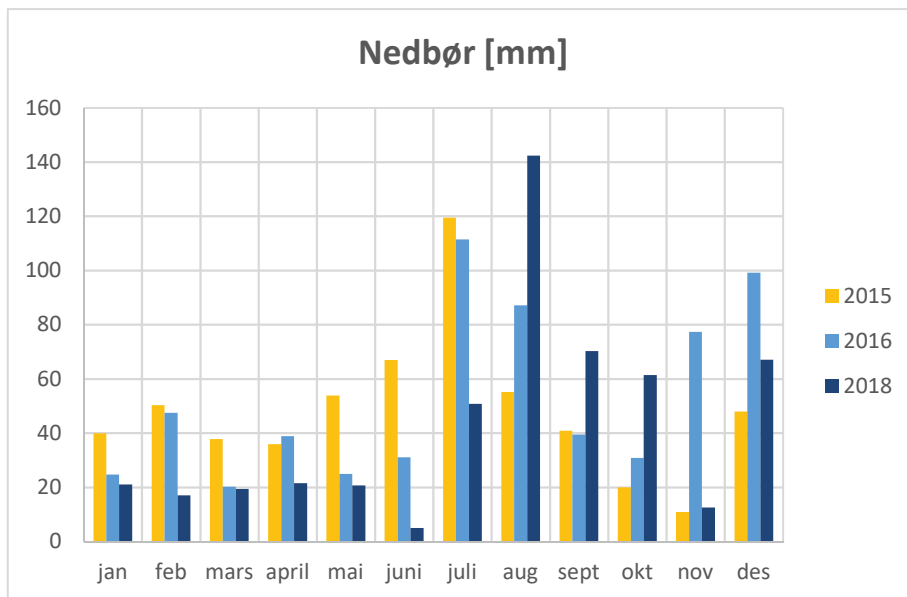
Kringsollfonna er en del av det periglasielle miljøet, da den er en del av kalde områder i ikke-glasielle miljøer. Periglasielle miljøer preges av fryse- og tineprosesser, og er ofte knyttet til permafrost som kan være ikke-kontinuerlig eller kontinuerlig (Holden, 2008). Veggene i bakkant av fonna måler omtrent 10 meter over fonnas overflate om sommeren, men med naturlige årlige variasjoner (Jarrett, 2019).

2.1 Vær og klima

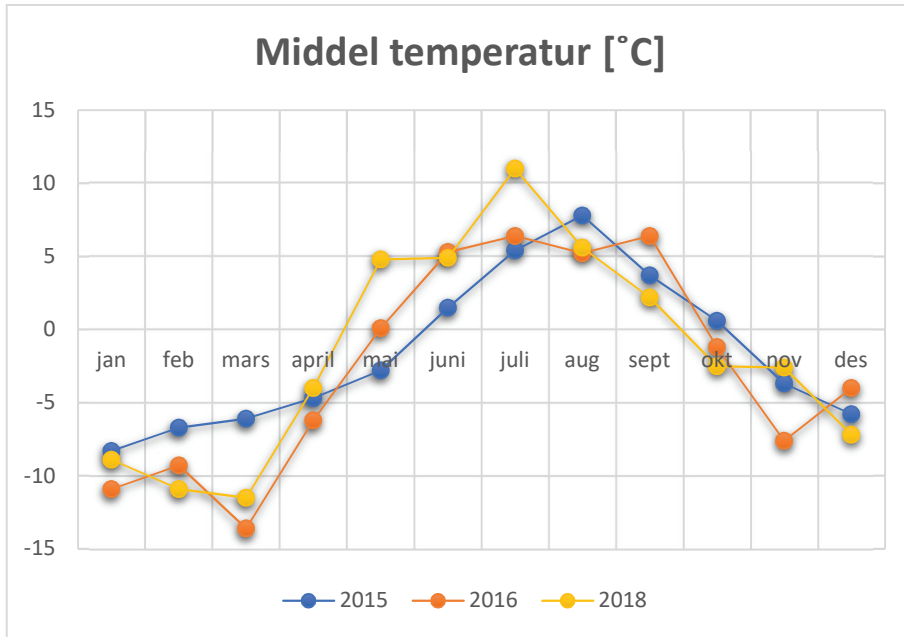
Været og klimaet i området måles ikke på målestasjoner i direkte nærhet av Kringsollfonna, så de klimatiske dataene ble innhentet på to ulike måter for å skape et mest mulig korrekt resultat. Siden nærmeste målestasjon ligger nesten 1000 m lavere enn Kringsollfonna, er data for middeltemperatur, nysnø og nedbør hentet fra senorge.no, som er en nettside som interpolerer høydeforskjellene mellom værstasjonen og fonna automatisk. Vinddata er hentet fra eklima.no, hvor Hjerkinns målestasjon er benyttet, da dette er en målestasjon i et område som likner Kringsollfonna med tanke på høyde og åpenhet i terrenget. Hjerkinns målestasjon ligger 1012 moh. i Dovre kommune i Oppland fylke (yr.no, 2019). Vinddata er hentet fra perioden 01.01.13 til 31.12.18, og viser til gjennomsnittlig vindhastighet og vindretning på Hjerkinns målestasjon. Ut ifra figur 5 viser temperaturen i området at månedene januar, februar, mars, november og desember generelt er de med lavest temperatur i 2015, 2016 og 2018, mens juni, juli og august hadde de varmeste temperaturene. Det er en god del nedbør i området gjennom hele året, og en kan se at det kommer mest nysnø i vintermånedene desember og januar. Fra figur 2 kan en se at den gjennomsnittlig dominerende vindretningen i området de siste 5 årene er sørvestlig vind.



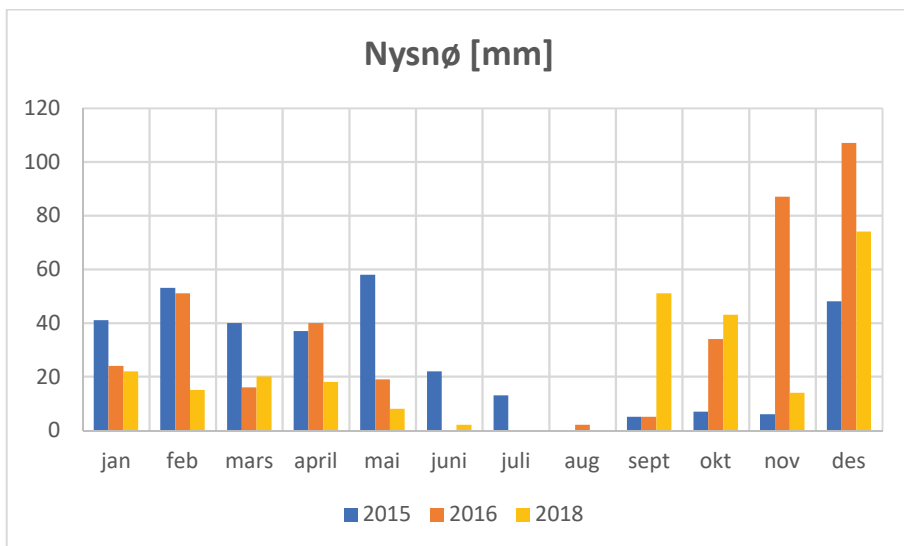
Figur 3: Vindrose med vindretning og hastighet fra Hjerkinn målestasjon for år 2013-2018. Hentet fra eklima.no.



Figur 4: Summen av månedsnedbør for 2015, 2016 og 2018 på Kringsollfonna. Data hentet fra senorge.no.



Figur 5: Middeltemperatur per måned for 2015, 2016 og 2018. Data hentet fra senorge.no.



Figur 6: Sum av nysnø per måned for årene 2015, 2016 og 2018. Data hentet fra senorge.no.

3 Teoretisk grunnlag

Det finnes 3 hovedgrunner til å undersøke flerårige snøfonner nærmere. For det første er de en overgangsform mellom sesongsnødekke og isbreer, og deres eventuelle endring til et snødekke eller til en isbre, vil indikere et klimatisk skifte som har ført til en endring. For det andre er de et signifikant element i et høyfjellandskap, og deres endring kan påvirke smelteavrenningen om sommeren. Den tredje grunnen er at spørsmål relatert til isbreer, slik som isformasjon ved bresålen, enkelt kan undersøkes ved å bruke mindre snøfonner (Glazirin mfl. 2004). Teorien i dette kapittelet vil derfor dreie seg om faktorene bak eksistensen til snøfonner, og hvilke faktorer som påvirker og bidrar til overlevelsen til flerårige snøfonner.

3.1 Massebalanse

En bre er et dynamisk system som mottar og mister masse gjennom året. Massebalanse refererer til en endring i massen til hele eller deler av en isbre over en gitt tidsperiode (Benn & Evans, 2010). Prosesser som fører til tap av masse, som smelting, fordamping og vind, kalles ablasjon. Mens akkumulasjon er prosesser som tilfører masse, slik som nedbør, vind og skred (Ødegård mfl., 2017). Massebalansen er derfor forskjellen mellom den totale akkumulasjonen og ablasjonen til en isbre innen en gitt periode. For eksempel så har en isbre positiv massebalanse når akkumulasjonen overgår ablasjonen over en gitt tidsperiode (Holden, 2012). Massebalansen kan være null, negativ, eller positiv, noe som avhenger av systemets input og output. Massebalansen må minimum være ≥ 0 for at en isbre skal kunne eksistere over tid. Det er i all hovedsak forholdene rundt ismassen som påvirker massebalansen, slik som den geografiske plasseringen, de lokale forholdene og solens innstråling og styrke (Benn & Evans, 2010). På isbreer skilles akkumulasjonsområdet fra ablasjonsområdet av en likevektslinje. Likevektslinja viser det området på breen hvor akkumulasjonen er lik ablasjonen. Snøfonner har ingen likevektslinje da de som oftest ligger under den regionale likevektslinja hvor ablasjonen overstiger akkumulasjonen, og de har for liten størrelse eller for liten høydefordeling (Haukvik, 2015).

Flerårige snøfonner er gjerne lokalisert på steder som gir en langsiktig massebalanse lik null, på grunn av at de langsiktige endringene i volum hverken fører til at fonna blir til en isbre eller til at den forsvinner (Ødegård mfl., 2017; Glazirin mfl., 2004). Da flerårige snøfonner generelt eksisterer under den glasiologiske likevektslinja, vil den årlig akkumulasjon tilsvare ablasjonen (Fujita mfl., 2010). Massebalansen er sterkt knyttet til lokale topografiske faktorer og klimaet i området. Endringer i breers totale volum er derfor

et resultat av regionale og lokale klimatiske faktorer. Siden massebalanse er en respons på klima, er observert bremasse uavhengige spor av en global klimatisk endring (Kaser mfl., 2006).

3.2 Klimaets påvirkning

Klimaendring utgjør en seriøs trussel mot snøhabitater, slik som isbreer og snøfonner. På samme måte som isbreer, har flerårige snøfonner målbare trekk som etter all sannsynlighet blir påvirket av et varmere klima (Watson mfl., 1994). I områder med et temperert klima er snøfonner en nyttig indikator på klimaendring, samtidig som de er økologisk viktige, da de reduserer lengden på vekstsesongen og påvirker hvilke arter som kan overleve under dem. Eventuelle endringer av snøfonnene er viktige da de ofte påvirker det termiske regimet til skråninger, vanntilførsel, næringsstoffer, jordutvikling og vegetasjon. Levetiden til snøfonnene er bestemt av vinterens snøfall og temperaturen om sommeren (Green & Pickering, 2009). Kombinerte effekter av klima og topografi påvirker dybden så vel som lokasjonen til en snøfonn, og snøfonnene i seg selv kan være en god indikator på økende variasjoner i klimaet (Watson mfl., 1994). Snøfonner som er vendt mot nord i arktiske og subarktiske områder kan bli liggende i skyggen der hvor topografien sperrer for solinnstrålingen. Snøfonner som er vendt mot sør, øst eller vest får mindre skygge av terrenget og kan derav motta mer solinnstråling (Glazirin mfl., 2004).

Trender som viser reduserte mengder med nedbør i form av snø og tidligere smelting gjør at fremtiden til disse snøfonnene står i fare. En reduksjon i snødekke og økende temperaturer har blitt dokumentert for en rekke høytliggende fjellområder (Green & Pickering, 2009). Jarrett (2019) foreslår at over en kort temporal skala, kan snøfonner anses som værsensitive, mens når det er snakk om en tidsskala på flere tusen år kan det tenkes at snøfonnene er motstandsdyktige mot klimaendringer.

3.2.1 Faktorer som påvirker det lokale klimaet på snøfonnen

Vintervær, nedbør, vindens hastighet og retning, påvirker alle den årlige variasjonen i snøfonnens morfologi, mens det er topografien som danner grunnlaget for formen og lokasjonen til snøfonnen på lengre sikt (Green & Pickering, 2009). Ablasjonsprosesser som fører til tap av volum inkluderer overflatesmelting, da det er en kontinuerlig energiutveksling mellom atmosfæren og snøfonna, der energibalansen på overflaten bestemmer hvilken mengde energi som er tilgjengelig for smeltende snø og is når overflaten er varmet opp til 0° C (Cuffey & Paterson, 2010). Et langvarig snødekke er et fremtredende trekk i miljøer på høye høyder. Et snødekke vil ha stor innvirkning på klima, hydrologi og

økologi, da det blant annet regulerer overflateenergien, vannbalansen og det termale regimet. Kivinen mfl. (2012) viser at topografiske faktorer, spesielt høyde og terrengets robusthet, kontrollerer forekomsten av sensommersnø i alpine landskap. Varmere klima og forandringer i nedbørsregimer endrer den romlige og tidsmessige utstrekningen av snødekker på høye høyder. Framover er det forventet at snømengdene skal øke i de kaldeste regionene på den nordlige halvkule, mens en reduksjon av nedbør i fast form og mer effektiv smelting vil redusere snømengden andre steder. Det har vært en lang tids økning i snødybde i nordlige Skandinavia og Eurasia, men en nedgang i snødekke har blitt registrert siden 1980-tallet (Green & Pickering, 2009). Kivinen mfl. (2012) foreslår at økende regnfall sammenliknet med snøfall, spesielt om våren, vil akselerere snøsmeltingen i framtiden. I tillegg vil økende temperaturer og et lavere antall dager med frost bidra til raskere snøsmelting. Dette vil høyst sannsynlig føre til mindre snødekker og en større geografisk fordeling av snøfonnene. Direkte solinnstråling på fonnene vil avhenge av tid på dagen, høyde over havet og atmosfæriske forhold som skydekke. På lokal skala er solinnstrålingen sterkt påvirket av topografien i området, og den topografiske skyggeleggingen (Green & Pickering, 2009).

Snøakkumulasjon i åpne omgivelser er drevet av et samspill mellom vind og topografi. Lokale variasjoner i varigheten og dybden av et snødekke på høye høyder er relatert til nedbør, vindforhold, temperaturer under 0°C og topografi. Kalde temperaturer på høye høyder gjør at snøen blir liggende på grunn av langsomme smelteprosesser. Fjelltopper og rygger kan være vindblåste, med et tynt snødekke som smelter tidlig om sommeren. Mens daler og nedsenkninger akkumulerer snø som kan bli værende over lang tid på grunn av det passende mikroklimaet. Den daglige ablasjonsraten til is som er fullt eksponert for solen, kan være dobbelt så stor som i de områdene hvor isen ligger i skyggen (Kivinen mfl., 2012).

Snøfonner på høye høyder har en geografisk begrenset fordeling som er relatert til topografiske faktorer (Kivinen mfl., 2012). Slike faktorer kan i stor grad påvirke antall og varigheten til snøfonner i noen år, men dette er vanskelig å måle for et stort område. Andre romlige variasjoner, som for eksempel høyde, er mer sannsynlig at er konstant over flere år og er derav mulig å bruke til undersøkelser av snøfonner. Mengden snø og regn om sommeren kan påvirke størrelsen til snøfonnene (Watson mfl., 1994), da snø har en tendens til å akkumulere på lesiden av topografiske høyder og i nedsenkninger i bakken, på grunn av en svekkelse av vindhastigheten (Glazirin mfl. 2004).

3.3 Topografiens innvirkning på vind

Ifølge Watson mfl. (1994) påvirker topografien fordelingen og overlevelsen til snøfonnene da solinnstråling kan føre til økt smelting om topografien ikke skygger for. Effekter av solinnstråling er generelt svakest på nordøst-vendte skråninger, så klima og topografi kombinert konsentrerer ikke bare snøakkumulasjon i de dype nordøst-vendte gropene og sprekke, men reduserer også smeltemraten i disse dypere fonnene. Flatere, og mer utsatte områder, slik som plataer over 1200 moh. og enhver sørvendt skråning, vil ikke fange så mye driftende snø og de vil motta mer effektiv solinnstråling, noe som øker smeltingen. I fjellområder er vind kjent for å skape redistribusjon av snø. Lokal vind påvirker også energi- og masseutvekslingen over snøen, noe som i stor grad har en innvirkning på snø- og is smelting, og derav også breens massebalanse (Dadic mfl., 2010). Snø har en tendens til å akkumulere i større grad på lesiden av topografiske høyder og nedsenkninger enn på vindutsatte vegger og på konveks grunn, på grunn av en svekkelse av den lokale vinden (Watson mfl, 1994).

Vinddrevne prosesser og skred kan lokalt skape en mye høyere vinterakkumulasjon. Dette gjelder spesielt for små botnbreer, hvor snøtransport sammen med snøskred er hovedfaktorene for at de vedlikeholdes. Forekomsten av små botnbreer stemmer med alle aspektene rundt den generelle antakelsen om at massebalansen til små breer/fonner domineres av vinterakkumulasjon fra blant annet vind. Snøfordeling som følge av vind kan forårsakes av ulike prosesser. En av disse prosessene er snødrift, hvor økningen i vindhastighet på vindsiden øker erosjonen, mens nedgangen i vindhastighet på lesiden øker avsetningen (Clifton &Lehning, 2008; Pomeroy 1988). En annen prosess oppstår når redusert vindhastighet på lesiden av forhøyninger resulterer i økt nedbør og enda mer snø avsetning. Lehning mfl. (2008) forklarte denne prosessen med høyere vindhastigheter og oppdriv, noe som medfører reduserte nedfellingshastigheter for snø på vindsiden, mens avsetningshastighetene øker ved lavere vindhastigheter på lesiden. De introduserte begrepet «foretrukket avsetning» (preferential deposition) i denne konteksten som en prosess hovedsakelig styrt av vind, og som ikke avhenger av snø overflaten, slik som i tilfelle av erosjon og avsetning av allerede avsatt snø, kjent som snødrift. Prosessen av foretrukket avsetning krever ikke høye vindhastigheter, da det ikke er noe snø som behøver å løftes opp fra bakken. Vinden trenger ikke å overkomme friksjonen til snøen på bakken, men handler kun med eller mot vekten av den fallende snøen. Lokale vindfelt kan også påvirke energibalansen over snø og is, på grunn av at en redusert vindhastighet over flate

områder sannsynligvis vil føre til mindre turbulente flukser. Reduksjonen i turbulente flukser resulterer i redusert smelting og sublimering av snø og is (Dadic mfl., 2010).

Topografien i området har en innvirkning på vindens styrke og retning. Snøfonner er alltid koplet til konkave terrengtrekk, hvor disse konkave terrengtrekkene virker som en form for bølge hvor snø kan samles når snøfonna blir mindre. Når snø så fyller bøtten opp igjen, blir den avkoplet fra atmosfæren. To sammenkoblede prosesser bidrar til denne avkoplingen. 1) den lokale vindstyrken vil bli redusert på grunn av at bøttens terreng beskyttelse skaper en flyt separasjon, 2) de reduserte vindhastighetene tilrettelegger for termal avkopling, hvor en kald luftmasse forblir over snøfonna. Begge disse effektene er koplet sammen via en positiv feedbackmekanisme. Den kalde luften fører til et lokalt stabilt grense lag, og legger til rette for en avkopling fra luftflyten over, og den reduserte overflatevinden hjelper på formasjonen av den kalde luftmassen (Fujita mfl., 2010). Det generelle konseptet er at bratte fjellvegger kaster en skygge på fonna og derav reduserer smeltingen, og det er foretatt studier hvor det er undersøkt muligheten for at den topografiske effekten resulterer i undertrykt snøsmelting og ismelting, og derav at fonna har en selvregulerende feedbackmekanisme (Glazirin mfl, 2004; Fujita mfl., 2010).

3.4 Kaldbaserte breer

Det er vanlig å anta at basal glidning og abrasjon kun forekommer under varmbaserte isbreer, enten tempererte eller subpolare isbreer (Benn and Evans, 1998; Siegert, 2001), og at signifikant erosjon og avsetning ikke oppstår under kaldbaserte breer som er frosset fast til bakken. Dette har ledet til et syn på at landskapet under kaldbaserte breer bevares. Glasiologer benytter en tredelt klassifisering av breer basert på om isens temperatur ligger på eller under trykksmeltepunktet. Tempererte breer har is som er ved trykksmeltepunktet foruten et overflatelag på et par meter som er utsatt for sesonglige temperatur sykluser. Kalde breer har is som er under smeltepunktet og som er fryst fast til grunnen. Polytermale breer er sammensatt av både varm og kald is. Tempererte breer oppstår kun der vinterens kuldebølge blir totalt eliminert den følgende sommeren. Dette forekommer som oftest der både vinterens snøfall og sommerens smelteser er høye på grunn av at 1) et tykt snødekke vil isolere den underliggende isen fra de lave vintertemperaturene, 2) en latent varmegjøreelse assosiert med refrysing av smeltevann vil effektivt øke snøtemperaturene i akkumulasjonssonen og 3) avkjølt is nær overflaten i ablasjonssonen blir effektivt fjernet ved ablasjon når smeltesesongen starter. Tempererte breer tenderer til å oppstå i tempererte maritime miljø med høy nedbørsmengde og sommersmelting, slik som i Vest Norge, Nord-

Amerika og sørlige Island. Kalde breer oppstår der hvor overflate-, englasial- og subglasial temperatur er for lav til å øke isen til trykksmeltepunktet, og finnes i kalde områder hvor vinterne børen er lav. Polytermale breer er mest utbredt av de tre (Benn & Evans, 2010).

3.4.1 Permafrost

Permafrost brukes her for å beskrive spesifikke forhold i grunnen med en temperatur på eller under 0°C over 2 påfølgende år, uavhengig av is innhold eller litologi (Lilleøren mfl., 2012). Det sesongfrosne aktive laget over det årlig frosne materiale er vanligvis fra et par desimeter til et par meter tykt. Energiflukser på overflaten og de termiske egenskapene til det aktive laget styrer initiering, vedlikehold og vekst av breer. Koplingen mellom atmosfæriske prosesser og prosesser i grunnen, på grunn av de ikke ledende varme overføringsprosessene, er svært kompleks. Økt kunnskap om denne koplingen er avgjørende for å forstå alder, klimatisk følsomhet og paleoklimatiske betydninger for breer (Haeberli, 2006).

Sesong snø, fjellbreer og permafrost er kjent for å være svært følsom for klimaendringer. I kontrast til den omfattende eksisterende databasen om lengdevariasjoner og massebalanse til en rekke alpine breer, er det kun de siste tiårene at systematiske undersøkelser av permafrost i fjellområder har blitt gjort. Som en konsekvens av dette er mange spørsmål rundt forholdene mellom overflate is og is i bakken i fjellområder fortsatt ubesvarte. Eksistensen av kald eller polytermal is på høyder ved 3000 moh. eller under må bli sett i kontekst med den lokale permafrostfordelingen (Kneisel, 1998).

3.5 Overlevelse av snøfonner

For å forklare overlevelsen til snøfonner har tidligere studier foreslått hypoteser som involverer stabiliserende feedbackmekanismer, hvor massebalansen er omvendt relatert til snøfonnens størrelse (Glazirin mfl., 2004). En studie gjort av temporale svingninger på Hamaguri-yuki snøfonnen i de nordlige Japanske alper over de siste 4 tiår, viser at det er store årlige variasjoner i de temporale endringene både når det kommer til akkumulasjon og ablasjon av snøfonnen. Årlig ablasjonsdybde gjennom smeltesesongen viser en signifikant korrelasjon med den innledende dybden, på starten av smeltesesongen, mens en mindre signifikant korrelasjon er funnet med en temperaturindeks som på generell basis antas å korrelere bra med ablasjon (Fujita mfl., 2010). Størrelsen til snøfonnen, som kan tilpasse vindhastighet og lufttemperatur over fonnen, har en større innvirkning på snøsmelting enn skyggeeffekten av omliggende topografi og albedoeffekten til firn. En tynn og derav mindre snøfonn innledende på våren, vil kunne redusere hastigheten til den

lokale vinden over snøoverflaten, og dermed undertrykke ablasjon, mens dette ikke vil forekomme i tilfelle av en tykkere snøfonn. En reduksjon i vind rett over fonna vil kunne føre til mer avsetning av snø, og en oppfylling av «bøtten». Denne selvregulerende feedbackmekanismen innebærer at tykkelsen på snøfonner har variert på en måte som er svært uavhengig av sommertemperaturene. Funnene tyder også på at den selvregulerende feedback mekanismen, som påvirker ablasjon, tillater at noen små vinddrevne fonner overlever (Fujita mfl., 2010). Snøfonnenes levetid er koplet til det ikke lineære forholdet mellom regionalt klima og de effektene som topografi har på massebalansens introduksjon av selv bevaringsoppførsel. Den langsiktige eksistensen til Kringsollfonna under likevektslinja kan være forårsaket av veldig høy akkumulasjon, veldig lav ablasjon eller en kombinasjon av disse (Jarrett, 2019).

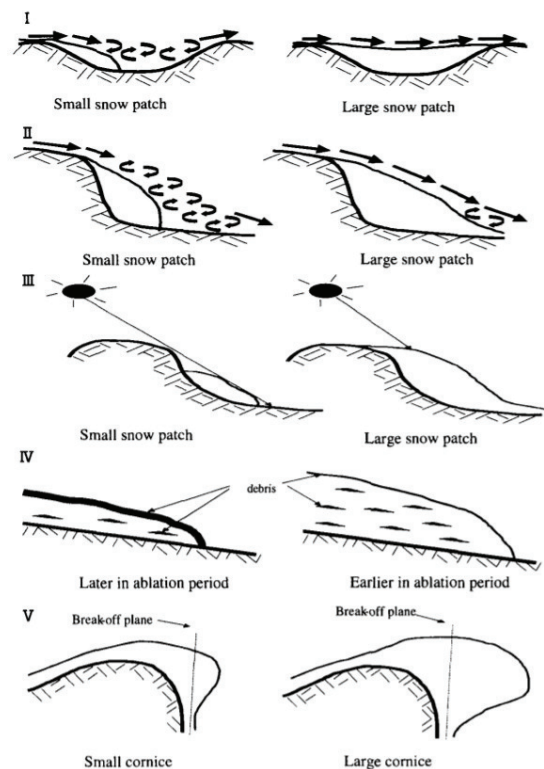
Dannelsen av snøfonner skyldes lokale prosesser av snøakkumulasjon, omfordelingen av snø på grunn av vind og/eller skred, og lokal reduksjon i ablasjon. Som konsekvens av dette kan akkumulasjon og ablasjon på snøfonner ikke beskrives av de regionale frie forholdene i atmosfæren. Uavhengig av snøfonnenes værforhold fra år til år, kan de derfor overleve mange år på det samme stedet. Årlige variasjoner i værforhold er dermed lite sannsynlig å regulere den stabile eksistensen til snøfonner (Fujita mfl., 2010).

3.6 Selvregulerende mekanismer

Snøfonner kan ikke eksistere stabilt uten kraftfulle negative feedbackmekanismer rundt deres størrelse gjennom ablasjon og akkumulasjon (Glazirin mfl., 2004). Siden akkumulasjon og ablasjon i all hovedsak avhenger av meteorologiske forhold, kan den årlige massebalansen til snøfonner være påvirket av årlige endringer i værforhold. Derimot er det ikke sannsynlig at årlige variasjoner i værforhold regulerer flerårige snøfonner og deres stabile eksistens over tid. Det må derfor eksistere mekanismer som stabiliserer den langvarige eksistensen til snøfonner. Om slike mekanismer ikke finnes, ville enten snøfonnene vokse å bli til en isbre eller forsvinne (Glazirin mfl., 2004). Jarrett (2019) foreslår at massebalanse endringer ikke er en dynamisk respons på frontens framrykk, men heller en endring i overflateheving. Dette påvirkes av vindretning og feedbackmekanismer som er koplet til forbigående effekter fra tidligere år, som for eksempel overflatetopografi og tilgjengelig akkumulasjonspotensial.

Stabiliserende feedbackmekanismer kan bli delt inn i to grupper, akkumulasjons- og ablasjonsprosesser. Det kan hende at en av disse dominerer eller at de samhandler om reguleringen av massebalansen til snøfonna (Glazirin mfl., 2004). Det finnes faktorer som

kontrollerer akkumulasjon, slik som at maksimal størrelse av snøfonnen er begrenset av størrelsen til nedsenkningen i terrenget, og at akkumulasjon synker med økende størrelse av snøfonnen. Faktorer som kontrollerer ablasjon er blant annet at endring i solinnstråling vil skje som følge av endring i fonnas størrelse, noe som er typisk på nordvendte skråninger. I tillegg så vil ablasjonen kunne minke på grunn av forekomsten av en eventuell massestrøm, i tillegg til kollaps av snøskavler som skaper skred (Glazirin mfl., 2004).



Figur 7: Skjematisk oversikt over stabiliserende akkumulasjons (I, II)- og ablasjonsmekanismer (III-V), (Glazirin mfl., 2004).

Fujita mfl. (2010) sine observasjoner og beregninger foreslår at årlig ablasjon av den undersøkte snøfonnen i deres studie, har svingt uavhengig av sommertemperaturen over de siste fire tiårene, mens snøsmelting korrelerte signifikant med lufttemperaturen på en sesongmessig tidsskala. Med andre ord har påvirkning av variasjoner i sommertemperaturen blitt svekket av den topografiske effekten av vindhastighet over snøfonnen, noe som ble bestemt av snøfonnen selv. En mindre snøfonn om høsten muliggjør en høyere grad av akkumulasjon, og omvendt. Figur 7 I og II, viser hvordan en liten snøfonn fører til at vind akkumulerer snø i nedsenkninger, og dermed fører til en økt pålagring av snø. Motsatt, om fonna er stor så vil ikke nedsenkninger være tilstede, og forholdene er ikke tilrettelagt for pålagring. Skisse III og IV (figur 7) viser at en liten fonn

ikke vil motta like mye solstråling som en større fonn, noe som påvirker massebalansen til fonna. I tillegg så vil et løsmassedekke påvirke ablasjonsraten til fonnas massebalanse. Resultatene fra studier om ablasjon (Fujita mfl., 2010) og akkumulasjon (Glazirin mfl., 2004) kan avsløre selvregulerende svingninger i tykkelsen av snøfonner, hvor klimatisk påvirkning dempes av en negativ feedback med snøfonnens størrelse. Det har blitt godt verifisert at noen små isbreer har en tendens til å svinge i massebalanse uavhengig av temperatur på grunn av topografiske effekter på akkumulasjon via modifisering av vindfeltet og på ablasjon via skyggelegging (Fujita mfl., 2010). Det er derfor også mulig at dette kan forekomme på snøfonner. På årlig basis påvirker snøfonnens overflatetopografi de årlige massebalansemønstrene, både gjennom positive feedbackmekanismer, og gjennom negative ved at landskapet blir jevnet ut. Disse effektene vil etter tur skape veldig uregelmessige massebalansemønstre, noe som tillater en noe uventet oppførsel (Jarrett, 2019).

3.6.1 Akkumulasjonsprosesser

For at flerårige snøfonner skal kunne eksistere i en region langt under den regionale likevektslinja, må den omfordeles og akkumuleres fortrinnsvis på enkelte steder med høyder større enn den regionale gjennomsnittlige ablasjonen. Denne typen akkumulasjon oppstår på grunn av vind redistribusjon av snø og skredmateriale. Topografi som er velegnet for akkumulasjon fra vindredistribusjon er nedsenkninger i flatt terreng eller skråninger med brå endring i grad av helning. Topografien begrenser størrelsen til snøfonner på grunn av at når en nedsenkning er helt fylt opp med driftende snø, så eksistere ikke denne nedsenkningen mer, da overflaten er jevnet ut. Når snøfonnens volum overskrider volumet til nedsenkningen, vil vinden føre med seg den mest utsatte snøen bort fra nedsenkningen. Derfor er akkumulasjon på ei snøfonn omvendt proporsjonal til størrelsen av fonna relativt til størrelse av den topografiske nedsenkningen. En stor mengde snø kan akkumuleres dersom fonna er relativt liten i forhold til størrelsen til nedsenkningen, og mindre snø akkumuleres dersom fonna har overgått størrelsen til nedsenkningen (Glazirin mfl., 2004).

3.6.2 Ablasjonsprosesser

Ablasjonsprosesser, som leder til stabilisering av snøfonnens størrelse, kan en finne i effekten til solinnstråling, massestrøm og kollaps av snøskavler. Den største energikilden til ablasjon er solinnstråling, hvor intensiteten til strålingen avhenger av fonnas plassering og skyggelegging som følge av omliggende topografi. Helningen til en snøfonn, spesielt

nordvendte fonner, blir brattere ettersom ablasjonen øker. På bakgrunn av dette blir innfallsvinkelen til solstrålingen på snøfonna mindre, og til slutt vil fonna bli skyggelagt av den omliggende topografien (Fujita mfl., 2010). Nordvendte skråninger har den største effekten, mens det er mindre effekt på øst- og vestvendte skråninger og omtrent ingen effekt på sørvendte skråninger. Ei snøfonn som vokser ut av det skyggelagte området vil oppleve større ablasjon fra sola. Ettersom ablasjonen fortsetter og snøfonna blir mindre, blir etter hvert også muligheten for å motta solstråling mindre, fordi det området som mottok strålingen nå er smeltet bort. Som følge av dette blir intensiteten til ablasjon fra sola mindre, på grunn av at fonna er mindre utsatt for stråling og i større grad skyggelagt (Glazirin mfl. 2004). Dette er en av de stabiliserende ablasjonsprosessene, som kan bidra til den langvarige eksistensen til snøfonner. Undertrykkelse av ablasjon oppstår på grunn av skyggeeffekten fra omliggende fjell (Fujita mfl. 2010).

En annen stabiliserende mekanisme av ablasjon kan sees når fordeling av snø fra skred eller snødrift forekommer sammen med transport av en rekke materialer, støv eller sand, og disse materialene kommer sakte men sikkert opp til overflaten når smelting fortsetter og beskytter fonna fra videre smelting. Når tykkelsen av materiallaget på fonna er veldig tynt, eller materialmengden veldig liten, vil progressiv smelting føre materiale som er tilstede inne i snøfonna opp til overflaten. Tykkelsen av materiallaget vil etter hvert overstige tykkelsen som er passelig for smelting, og materialet på overflaten vil redusere intensiteten til smeltingen. Når tykkelsen på materialet er akkurat passelig for ablasjon vil det øke smeltingen (Glazirin mfl., 2004).

4 Metode

I dette kapittelet vil metodene som er benyttet i arbeidet med denne oppgaven presenteres. Først vil begrunnelsene for valg av metode forklares, før beskrivelsen av selve metoden introduseres. Metoden benyttet vil også beskrives med tanke på faktorer og forhold som påvirker metodens gyldighet. Gjennomførelse av feltarbeid presenteres kort, før metodekritikk legges fram, hvor det diskuteres hvilke ulemper den valgte metoden eventuelt har. Tilslutt vil det presenteres hvordan dataene ble bearbeidet i etterkant av feltarbeidet.

4.1 Begrunnelse for valg av metode

Begrunnelsene for valget av metode ble foretatt på bakgrunn av problemstillingen, tid og ressurser til rådighet, gjennomførbarhet og tilgjengelighet til utstyr. Ved å ta utgangspunkt i en metode for forskningen, kan man gjennomføre forskningen basert på målsetningene, noe som bidrar til å beholde validiteten på forskningen (Starks & Trinidad, 2007). Metoden i denne oppgaven er en sammenlikning av klimatiske faktorer og massebalansedata fra Kringsollfonna. Metoden som ble benyttet for å måle massebalansen var LiDAR skanning. Fordi LiDAR er en mye brukt metode for å måle massebalanse på snøfonner, og passet godt med tanke på problemstillingen, så ble det avgjort at denne metoden skulle benyttes. Det finnes en rekke metoder for å måle massebalanse, men dette var den metoden som mest nøyaktig måler fonnas volum da en kan lage overflatemodeller av hele fonna basert på skanningene.

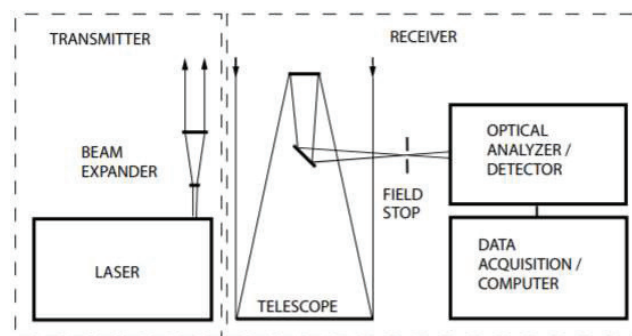
LiDAR skanning er i tillegg en veldig nøyaktig metode på grunn av at en kan skanne hele fonnen framfor å utføre målinger kun på ett eller flere punkter. En av hovedfordelene ved bruk av denne metoden, at en ikke behøvdde å installere noe måleutstyr som behøver å være fysisk tilstede på fonnen over lengre tid. En trenger blant annet ikke å sette ned staker som må leses av etter en viss periode, og som derav krever flere turer til feltområde. Eventuelle feil eller mangler som oppstår kan estimeres ved bruk av denne metoden, noe som kan gi mindre utslag av feil i dataene. Målingene ved bruk av LiDAR metoden går raskere og er mindre ressurskrevende enn en rekke andre massebalansemålings metoder. Sammenliknet med stakemålinger er det er blant annet mindre nødvendig å foreta flere tetthetsmålinger på fonna da de ulike skanningene gir et mer nøyaktig resultat for hele fonna sammenlignet med å interpolere verdier mellom to tetthetsverdier.

Det er en mye brukt metode på det aktuelle feltområdet tidligere, noe som gjorde det mulig å sammenlikne data fra dette året (2018) med målinger gjort i 2015 og i 2016. Ved å benytte

denne metoden kan en sammenlikne nye målinger med målinger gjort tidligere, og derav bidra til å skape en måleserie over tid. Hensikten med å studere et langsgående tidsdesign er å se på endringer og stabilitet, eller det å følge en prosess over lengre tid (Ringdal, 2013). Desto lengre måleserie en har, desto mer data har en i framtiden til å kunne si noe mer om snøfonner og deres eksistens.

4.2 LiDAR

LiDAR er en fjernmålingsteknikk som bruker et instrument som sender ut elektromagnetisk stråling som reflekteres tilbake fra et objekt. En kan benytte denne teknikken for å kartlegge et gitts objekt sin overflate. LiDAR gjør det mulig for oss å måle nesten alle ting i atmosfæren, og er derfor en veldig anvendelig metode. Under feltarbeidet til denne oppgaven ble et Riegl VZ-1000 V-Line instrument anvendt. Denne typen skanner kan måle objekter på opptil 1400 meters avstand, og har et hode som roterer 360° rundt og 100° vertikalt (Riegl, 2012). Metoden benytter optisk stråling innenfor den ultrafiolette-, synlige- og infrarøde delen av spekteret. En LiDAR skanner består av to hoveddeler, en avsender og en mottaker, hvor pulser av lys med spektrale egenskaper generes av laseren. De fleste LiDAR systemene benytter en stråleutvider på senderenheten for å skape en reduksjon i lysstrålens avvik før den så sendes ut. Som vist i figur 8 så har mottakerenden et teleskop som samler fotonene som blir reflektert. Avhengig av applikasjonen så bruker man ulike bølgelengder eller polarisasjonstilstander fra det oppsamlede lyset. Den valgte strålingen blir rettet mot en detektor, hvor det optiske signalet som blir mottatt konverteres til et elektrisk signal. Signalets intensitet avhenger av tiden som det tar å overføre laserpulsene. Bølgelengder benyttet av LiDAR skanneren avhenger av applikasjonen, og går fra rundt 250 nm til 11 μm . Primærteleskopets optikk kan strekke seg fra 0,1 m til et par meter avhengig av hva den brukes til (Wandinger, 2005).



Figur 8: Skisse over funksjon av LiDAR skanner (Wandinger, 2005).

For å klare å kartlegge en overflate sendes det ut pulser fra LiDAR skanneren med signal som reflekteres tilbake. Signalene registreres når de reflekteres, og avstanden til overflaten av objektet kalkuleres på bakgrunn av tiden det tar fra signalet sendes til det registreres, da hastigheten til signalet er kjent. Signalene sendes ut fra LiDAR skanneren med en kjent retning og vinkel, noe som gjør at en kan definere refleksjonspunktet med en presis x, y og z posisjon i forhold til skanneren. Disse punktene resulterer i en punktsky, hvor punktenes tetthet blant annet avhenger av tid brukt på skanning, avstand og signalstyrke. En kan plassere skanningene i et globalt koordinatsystem, ved at skannerens nøyaktige posisjon måles med en differensiell GPS og det plasseres ut minst 3 reflektorer som registreres av skanneren. Reflektorenes eksakte posisjoner måles og brukes for å orientere skanningen, og plassere den i en korrekt global posisjon (Wandinger, 2005).

4.2.1 Refleksjon

Faktorer som påvirker refleksjonen er viktig da dette er det som måles av LiDAR skanneren. En slik faktor er vinkelen til objektet som skannes. Om det objektet som skannes ikke står vinkelrett på skanneren, vil det arealet som laseren treffer være større enn selve objektet, noe som kan føre til feilkilder i punktskyen. På den andre siden, om vinkelen på objektet blir for liten, vil treffpunktet bli større, og det reflekterte signalet tilbake til laseren vil være for lite til å kunne registreres som et punkt (Soudarissanane mfl., 2009).

4.2.1.1 Refleksjon og snø

På grunn av at LiDAR skanneren baserer seg på å registrere et reflektert signal fra et objekt, er objektets refleksjonsegenskaper viktig for resultatet. I dette tilfellet besto objektet som ble skannet av is og snø. Snøens refleksjonsegenskaper avhenger blant annet av helningsgradient, vanninnhold, alder og kornstørrelse. Eventuelle urenheter på overflaten kan også påvirke refleksjonen. Våt, gammel snø vil absorbere mer elektromagnetisk stråling enn tørr nysnø (Teufelsbauer, 2009). Resultatet av LiDAR skanningene er derfor avhengig av hvilken tid på året de utføres, og skanninger tidlig på høsten er mer utsatt for å få unøyaktige data, fordi snøoverflatens refleksjonsegenskaper ikke er ideelle på denne tiden. I tillegg til å påvirke refleksjonen, påvirker vanninnholdet også selve snøkrystallene, da vann fører til at krystallene pakker seg sammen og den effektive kornstørrelsen øker (Prokop, 2008). Snøens kornstørrelse påvirker refleksjonsegenskapene fordi lys blir reflektert i overgangen fra ett materiale til et annet. Et snødekke med finkornet snø vil gi en mer nøyaktig punktsky enn det grovkornet snø vil gi, nettopp på grunn av at det er flere av disse luft/snø overgangene (Rees, 2005).

4.2.2 Nøyaktighet og vinkel

Lyset vil også reflekteres fra andre kilder enn overflater, som for eksempel vegetasjon. Om en skanner vegetasjon kan en få signaler som reflekteres fra blader og/eller fra bakken under og bak bladene. Dette kan også forekomme ved skanning på snø, hvor signalene kan trekke inn i snødekke og derav gi overflaten en ukorrekt avstand fra LiDAR skanneren. Det er gjort flere forsøk på dette (Dozier & Painter, 2004; Prokop, 2008) hvor det kommer fram at dette kan gi feil på alt fra noen få millimeter ved pulser med en frekvens nær infrarødt, og opptil en halv meter med pulser som er nærmere ultrafiolett. Vinkelen på det som blir skannet er viktig for punkttettheten og nøyaktigheten av resultatet. Desto lengre unna objektet er fra LiDAR skanneren, desto lengre avstand vil det bli mellom punktene. Om man skanner en snøfonn hvor LiDAR skanneren er plassert foran snøfonna, vil det forekomme en høyere nøyaktighet nederst på fonna i forhold til øverst på fonna. Derfor er det viktig å tilpasse signaltettheten og signalstyrken til det området som befinner seg lengst unna LiDARen slik at en oppnår ønsket punkttetthet og nøyaktighet også i dette området (Wandinger, 2005).

4.2.3 Vær, vind og temperatur

Skanning med LiDAR, og da spesielt laserstrålens hastighet, avhenger av trykk, temperatur og relativ luftfuktighet (Prokop, 2008). For å oppnå nøyaktige målinger må en derfor vite trykket, temperaturen og luftfuktigheten i området man skanner. Nedbør eller lavt skydekke skaper flere materie- og luftoverganger (Rees, 2005), noe som kan gjøre skanningen vanskeligere eller føre til unøyaktige resultater. Det er avhengig av intensiteten til nedbøren, da mye nedbør kan føre til resultater med støy og refleksjoner fra snø- eller regndråpene. Påvirkning fra kraftig vind kan skape vibrasjoner i selve LiDAR skanneren, noe som kan føre til mindre nøyaktige målinger (Prokop, 2008).

I arbeid med denne oppgaven er det benyttet differensiell Global Positioning System (GPS) fra Altus for å måle posisjonene til laseren og reflektorene. Altus APS3G er en løsning som enkelt kan bytte mellom å være centimeterposisjon/real time kinematic- rover (CPOS/RTK-rover) eller RTK-base for andre rovere. Differensiell GPS er basert på satellitter, i tillegg til at de får tilsendt korreksjonsdata fra en CPOS-tjeneste som inneholder kjente referansepunkter. En differensiell GPS fra Altus er veldig nøyaktig og har et avvik på <10cm vertikalt og <6 cm horisontalt (Navsys.no, 2017). CPOS er kartverkets egen posisjonstjeneste og er et nettverk-RTK-system som benytter virtuelle referansestasjoner.

Dette sendes via GSM eller General Packet Radio Service (GPRS) -modem (Kartverket, 2018).

4.3 Feltarbeid

Feltarbeid ble utført den 14. september 2018 på Dovre i Trøndelag, nærmere bestemt Kringsollfonna på nordøstsiden av Kringsollen i Oppdal kommune. Vi var flere personer som måtte bidra for at feltarbeidet skulle bli mulig å gjennomføre. Kringsollfonnas beliggenhet krever bruk av bil som framkomstmiddel i tillegg til en god times gange for å komme helt opp til snøfonna. Siden det var mye utstyr som måtte fraktes til fots, fikk vi hjelp av 2 studenter som var i området i forbindelse med et feltkurs ved NTNU. Skanningen i 2018 på Kringsollfonna ble utført på slutten av ablasjonssesongen, nærmere bestemt den 14. september 2018. I dette feltarbeidet ble det foretatt skanninger fra fire ulike steder, noe som skapte en enda større dekningsgrad og nøyaktighet av tettheten til fonna. Det ble utført 4 skanninger av Kringsollfonna fra fire ulike geografiske plasseringer, alle i front av Kringsollfonna. Været var overskyet med en del vind, men det var generelt gode værforhold for å utføre skanningene. Skanningene gjort tidligere, år ble gjennomført 15. september 2015 og 13. september 2016 (Peckel, 2017).

4.4 Metodekritikk

For denne oppgaven ble det brukt en LiDAR Skanner for å undersøke massebalansen på Kringsollfonna. Et spørsmål en må stille seg er om denne metoden er pålitelig og hensiktsmessig med tanke på formålet. Om en ser på fordelene med bruk av laserskanner, sammenliknet med bruk av tradisjonelle stakemålinger, er den største fordelen oppløsningen og mengden med data en får etter en slik skanning. Laserskanning har et mindre behov for ressurser sammenliknet med stakemålinger, blant annet når det kommer til tidsbruk. En annen utfordring med bruk av laserskanner er å få god nok kvalitet på målingene. Dette avhenger som nevnt tidligere av vær, vind, hvilket objekt som skannes og feilkilder i forhold til vinkelen til objektet (Dozier og Painter, 2004; Prokop, 2008). Ved skanningen som ble utført i forbindelse med denne oppgaven var været overskyet, med noe vind, noe som skapte relativt gode skanningsforhold men som kan ha påvirket resultatene noe. Det ble observert mye vann og en del sediment enkelte steder på overflaten av fonna på skanningstidspunktet, noe som kan ha bidratt til noe støy i resultatene. Ved den ene skanningsposisjonen hadde ikke den interne GPSen sendt informasjon til LiDAR skanneren, noe som førte til en feil i skannerens innstillinger. Dette førte til at vi måtte foreta en justering av dataene i etterkant av feltarbeidet. Dette er noe som kan skape

problemer med tanke på å få korrekte data, men i dette tilfellet hadde det ikke særlig betydning for resultatet av forskningen. På alle de fire skanningene som ble utført fikk vi punkter som var fordelt utover hele fonnen.

På grunn av at de ulike skanningene ble utført fra ulike geografiske plasseringer ble deler av fonnen skannet flere ganger, noe som skapte overlapp i datapunktene som kan bidra til å skape et mer korrekt resultat. Det å bestemme avgrensningen til fonnene kan være utfordrende da det er basert på skyggen fra det omliggende terrenget, noe som kan skape grenser som ikke er helt nøyaktige. I dette tilfellet er overgangen mellom fjellet i bakkant og selve fonna utfordrende å modellere, da endringen i gradient mellom terrenget og fonna er utydelig. Dataresultatene anses som gode på bakgrunn av Prokop (2008) sin vurdering av LiDAR som instrument for måling av snødybde, selv om det ikke er foretatt målinger ved bruk av andre metoder.

4.5 Databearbeiding

Resultatene fra de fire ulike skanningsposisjonene varierte noe, men ble alt i alt vurdert som gode. Den største utfordringen lå i å referere skanningen geografisk, noe som regnes som den største feilkilden (Deems mfl., 2013). Derfor ble skannerens posisjon, og posisjonen til reflektorene, målt ved å benytte differensiell GPS, noe som fører til en mer korrekt måling. Det er flere faktorer som kan bidra med feilkilder rundt nøyaktig georeferering, som blant annet at GPSpunktet ikke vil bli helt nøyaktig dersom GPSen ikke er helt i vater. I denne oppgaven vil ikke dette gi særlige utslag på resultatet, da nøyaktig global lokalisering ikke er avgjørende. Det som i motsetning er veldig viktig i denne oppgaven er at scannene som sammenliknes er plassert korrekt i forhold til hverandre.

4.5.1 Riscan Pro

LiDAR dataene ble prosessert i dataprogrammet Riscan Pro. Individuelle skanninger fra flere posisjoner ble tilpasset hverandre og skapte digitale overflatemodeller, som representerte snøfonnens overflate. Hver skanningsposisjon hadde fire reflektorer som alle ble registrert i dataprogrammet for en korrekt justering av GPS-posisjonene i forhold til det globale koordinatsystemet. For å redusere antall punkter ble dataene filtrert med et Octreespekter. Det var også en del refleksjon fra støv som ble filtrert bort manuelt i Riscan Pro. Riscan Pro ble benyttet for å sikre at alle lagene fra de ulike skanningene som ble sammenliknet var nøyaktig plassert i forhold til hverandre. Dette ble gjort ved å benytte funksjonen «Multistation Adjustment» på alle skanningene i samme prosjekt, og ved å justere eventuelle forskjeller manuelt ved å tilpasse et grensesnitt tatt av

overflatemodellene. Etter å ha benyttet multistation adjustment ble antall punkter nedjustert ved å benytte octree filteret. Dette gjøres for å skape et datamateriale som går raskere å arbeide med. En overflatemodell i 3D ble skapt ved å triangulere alle punktene for å gi en visuell modellering av overflaten til Kringsollfonna.

Skanningene av overflatene blir lagt oppå hverandre, og ble tilpasset til hverandre både manuelt og ved å bruke multistation adjustment, slik at det ikke er noen forskyvninger i x-, y- eller z-retning. RiscanPro brukes for å beregne volumet, og volumet for hver overflate blir sammenliknet med et referanseplan for å kalkulere hvor mye volum som er tapt og hvor mye som har akkumulert. Ved å finne differansen mellom volumtapet og akkumulasjonsvolumet, finner en om fonnas massebalanse er positiv eller negativ. Denne prosessen ble også gjort for data fra skanninger foretatt i 2015 og 2016.

5 Resultat

Resultatkapittelet viser en sammenlikning av de lokale klimatiske forholdene i området rundt Kringsollfonna i perioden 2015 til og med 2018. Det vil også presenteres hvor mye volum som ble akkumulert eller tapt i tre ulike perioder, fra 2015 til 2016, fra 2015 til 2018 og fra 2016 til 2018. Volumendringen vil også visuelt presenteres ved hjelp av modeller laget i Riscan Pro, som viser til hvilke områder som eventuelt har akkumulert masse og hvilke områder som har tapt masse.

5.1 Lokale klimatiske forhold

Figur 4 viser gjennomsnittlig nedbør per måned, her kommer det fram at 2015 generelt har mye nedbør i månedene januar, februar, mars, april, mai, juni, juli, og ligger derav over både 2016 og 2018 i januar, februar, mars, mai, juni og juli. Mens 2015 hadde lite nedbør i siste halvdel av året, hvor det er den laveste nedbøren av de 3 årene i august, oktober, november og desember. I 2016 kom det mye nedbør i november og desember.

Tabell 1: Oversikt over årssum av nedbør (både regn og snø), års sum av nysnø. Sekundærdata hentet fra senorge.no.

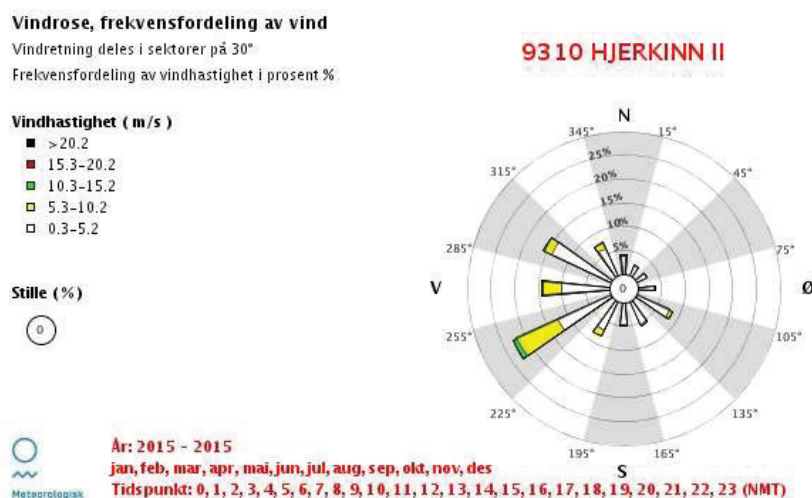
År	Årssum nedbør [mm]	Årssum nysnø [mm]
2015	578,9	330
2016	632,5	385
2017	682,2	464
2018	509,1	267

Tabell 1 viser årssum av nedbør per år, og generelt for alle de tre årene når det gjelder nedbør er at 2015 og 2016 har relativt lik nedbørsmengde de første 7 månedene i året. Deretter blir det noe større spredning hvor 2016 har en større nedbørsmengde enn 2015. 2018 ligger lavere enn både 2015 og 2016 i de første 7 månedene i året, men ligger generelt høyere enn 2015 og 2016 i siste del av året. Nedbør innebefatter her både regn og snø. Om en ser på kun nysnø som er kommet i området, kan en ut fra figur 6 se at summen av nysnø i 2015 er på 330 mm, mens 2016 fikk 385 mm, 2017 fikk 464 mm og 2018 fikk kun 267 mm nysnø. Av disse fire årene så kom det i 2018 minst nysnø, og 2017 mottok mest nysnø.

Tabell 2: Oversikt over gjennomsnittlig middeltemperatur for vintermånedene (desember, januar, februar), vårmånedene (mars, april, mai), sommermånedene (juni, juli, august) og høstmånedene (september, oktober, november) kalkulert ved hjelp av sekundærdata hentet fra senorge.no.

År	Gjennomsnittlig middeltemperatur i vintermånedene	Gjennomsnittlig middeltemperatur i vårmånedene	Gjennomsnittlig middeltemperatur i sommermånedene	Gjennomsnittlig middeltemperatur i høstmånedene
2015	-7,5	-4,5	4,9	0,2
2016	-8,1	-6,6	5,6	-0,8
2017	-7	-4,7	4,6	-2
2018	-9	-3,6	7,2	-1

Ut av tabell 2 kan en se at middeltemperaturen er noenlunde lik for alle de fire årene. Det er ikke ett år som skiller seg spesielt ut. 2015 hadde noe høyere temperatur enn både 2016 og 2018 i når det kommer til vintermånedene og høstmånedene. 2018 ligger noe høyere i temperatur enn alle foregående 3 år i vårmånedene og sommermånedene, mens 2018 er kaldest i høst- og vintermånedene. 2016 har generelt lavere temperaturer enn 2015, spesielt i vintermånedene.



Figur 9: Vindretning og hastighet på Hjerkins målestasjon i 2015. Sekundærdata hentet fra eklima.no.

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 (%)

1

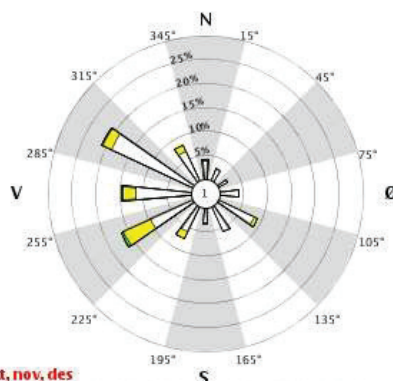


År: 2016 - 2016

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

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)

93 10 HJERKINN II



Figur 10: Vindretning og hastighet på Hjerkinns målestasjon i 2016. Sekundærdata hentet fra eklima.no.

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 (%)

1

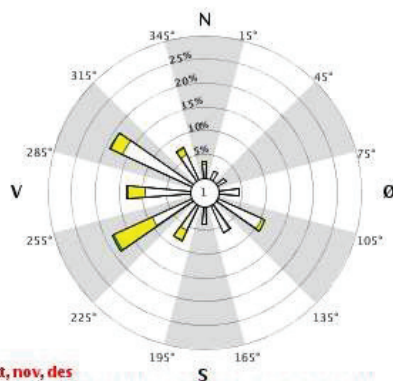


År: 2017 - 2017

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

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)

93 10 HJERKINN II



Figur 11: Vindretning og hastighet på Hjerkinns målestasjon i 2017. Sekundærdata hentet fra eklima.no.

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 (%)

0

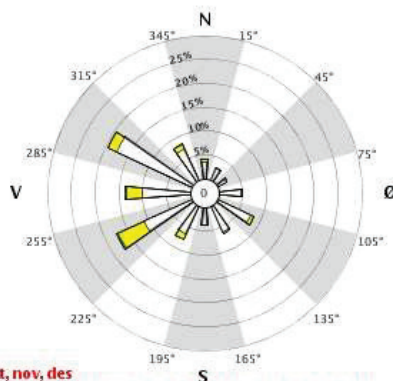


År: 2018 - 2018

jan, feb, mar, apr, mai, jun, jul, aug, sep, okt, nov, des

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)

93 10 HJERKINN II



Figur 12: Vindretning og hastighet på Hjerkinns målestasjon i 2018. Sekundærdata hentet fra eklima.no.

Hovedvindretningen for hele året, i perioden 2013 til 2018, er sørvestlig vind. Figur 9, 10, 11 og 12 viser at vindretningen er omtrent lik i både 2015, 2016, 2017 og 2018. Vindretningene er i all hovedsak mot øst eller vest, mens mindre vind går i retning nord og sør. Figurene viser at vestlig vindretning er vanligst i område i perioden 2015 til 2018. Vindens hastighet er også høyest i den vestlige retningen, mens den er lavere i østlig, nordlig og sørlig vindretning. Figur 9 og 10 viser noe høyere vindhastighet for 2015 og 2016 i forhold til i 2017 og 2018.

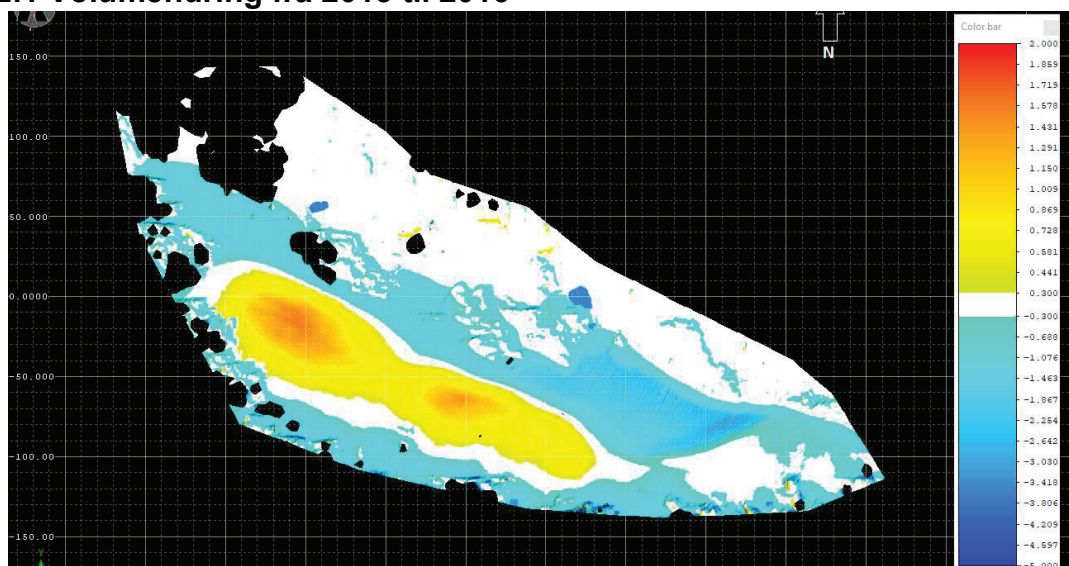
5.2 Volumendring

Tabell 3: Volum tap, volum akkumulert og total volumendring for Kringsollfonna i periodene 2015 til 2016, 2015 til 2018 og 2016 til 2018. Volum oppgitt i m³.

År	Volum tap [m ³]	Volum akkumulert [m ³]	Total volumendring [m ³]
2015-2016	34331	10265	-24066
2015-2018	24538	7768	-16770
2016-2018	25189	28287	3098

Perioden 2015 til 2016, og 2015 til 2018 hadde en total nedgang i volum, mens perioden 2016 til 2018 hadde en liten økning i volum. Volumtapet var høyest i perioden 2015 til 2016, og lavest i perioden 2015 til 2018. Volum akkumulert var høyest i perioden 2016 til 2018, og lavest i perioden 2015 til 2018.

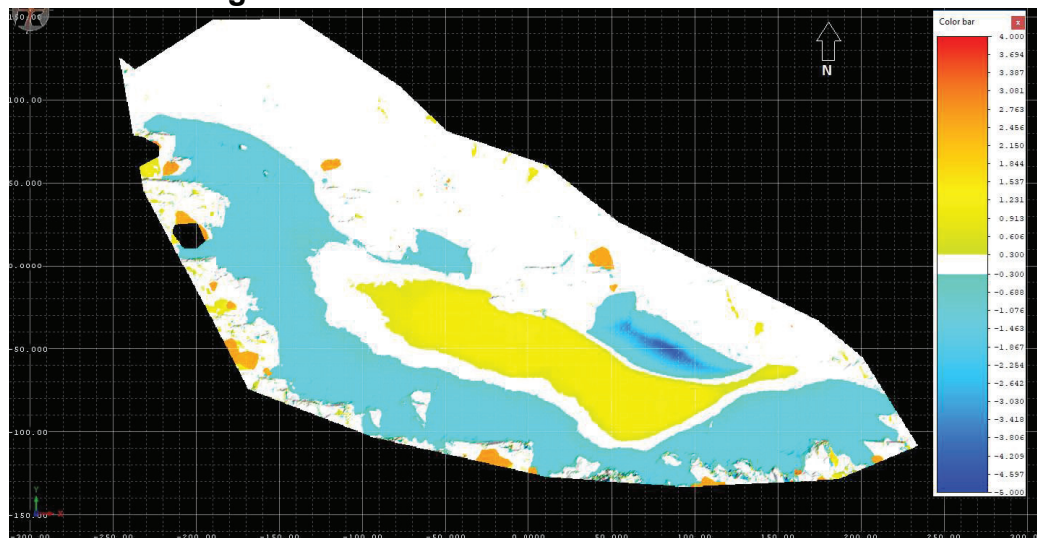
5.2.1 Volumendring fra 2015 til 2016



Figur 13: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2015 til 2016 på Kringsollfonna. Fargeskala viser endringen i meter, pil peker i retning nord.

Volum akkumulert fra 2015 til 2016 var 10265 m^3 , mens volumtapet var 34331 m^3 . Total volumendring fra 2015 til 2016 var -24066 m^3 . Fonna har fra 2015 til 2016 totalt mistet volum. Figur 13 viser at fra 2015 til 2016 så har Kringsollfonna akkumulert masse sentralt på fonna, mens tap av masse i all hovedsak har forekommet i framkant av fonna. De hvite områdene på figuren viser områder som har tapt eller akkumulert masse med en endring på mindre enn 0,3 m, noe som anses som ingen endring i disse resultatene. Områdene som har akkumulert masse har enkelte plasser økt fonnas overflate elevasjon med rundt 2 m, og områdene som har tapt masse har steder hvor overflatens elevasjon har sunket opp mot 4 m.

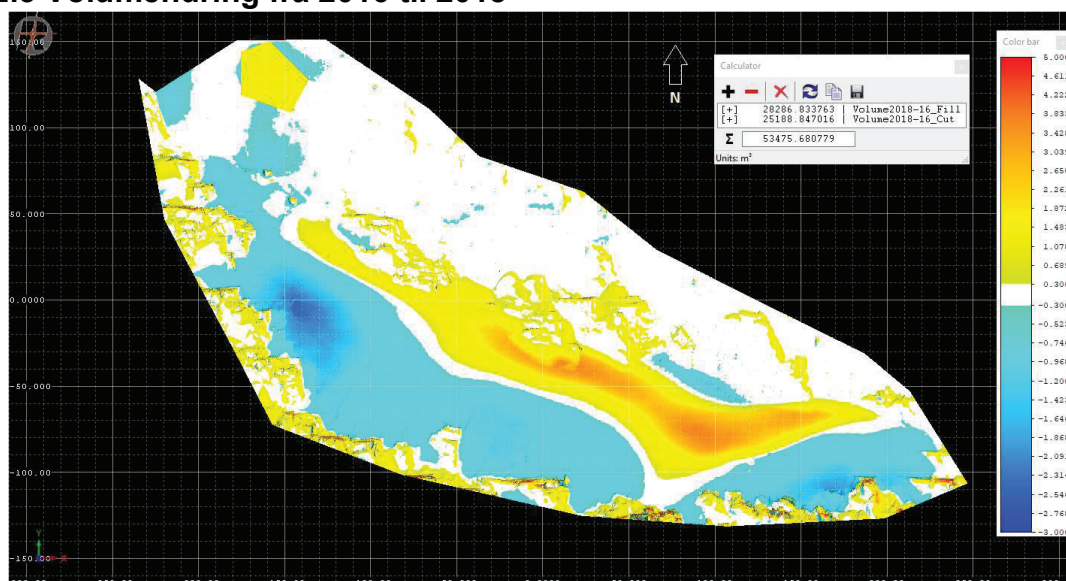
5.2.2 Volumendring fra 2015 til 2018



Figur 14: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2015 til 2018 på Kringsollfonna. Fargeskala viser hvor endringen er i meter, pil peker i retning nord.

Figur 14 viser at volumberegninger gjort med 2015 som referanseår, har akkumulert 7768 m³ volum fra 2015 til 2018, mens volumtapet var på 24538 m³. Total endring i volum i perioden var derfor -16770 m³. Kringsollfonna har dermed tapt volum i perioden 2015 til 2018. Figur 14 viser at Kringsollfonna har akkumulert masse i framkant av fonna og tapt masse i bakkant av fonna, noe sentralt og helt i framkant av fonna. De hvite områdene på figuren viser områder som har tapt eller akkumulert masse med endring mindre enn 0,3 m, noe som anses som ingen endring i disse resultatene. Det området som har tapt mest masse finner en helt i framkant av fonna, hvor det er områder hvor overflaten har sunket opp mot 5 m fra 2015 til 2018.

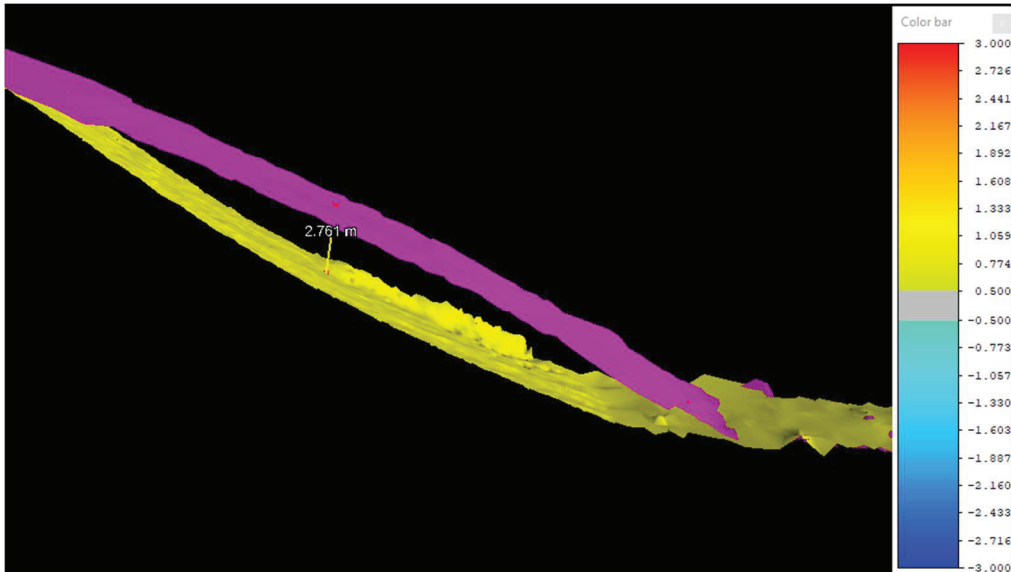
5.2.3 Volumendring fra 2016 til 2018



Figur 15: Viser endring i akkumulasjon og ablasjon fra 2016 til 2018 på Kringsollfonna. Fargeskala viser endringen i meter, pil peker i retning nord.

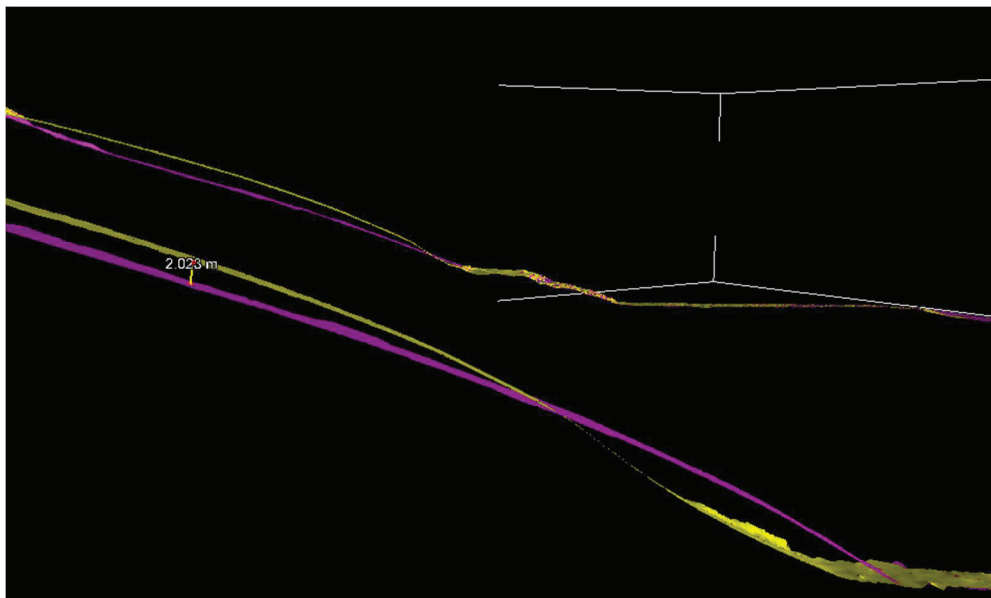
Året 2016 ble brukt som referanseår, og resultatet av volumberegningene ble at volumet akkumulert i perioden var på 28287 m³, mens volumtapet var 25189 m³. Volumet som fonna har tapt og som den har akkumulert i løpet av disse to årene er nesten helt lik. Den totale volumforskjellen i perioden er 3098 m³. Kringsollfonna har fra 2016 til 2018 økt volumet med 3098 m³, og har derav hatt en økning i volum i løpet av disse to årene.

Figur 15 viser at Kringsollfonna fra 2016 til 2018 har mistet mye masse i områder nordvest på fonna, og har hatt et generelt tap av masse i øvre del av fonna. Masse har blitt akkumulert i framkant av fonna. De hvite områdene på figuren viser områder som har tapt eller akkumulert masse med en endring på mindre enn 0,3 m, noe som anses som ingen endring i disse resultatene. I område med akkumulasjon i framkant av fonna kan en se at fonnas overflate har steget med opp mot 3 til 4 m. Mens i området med størst tap nordvest på fonna har det forekommet en senkning av overflaten på opp mot 3 m.



*Figur 16: Avstand mellom overflaten i 2016 (gul) og overflaten i 2018 (lilla) i framkant av Kringsollfonna.
Et lengdesnitt gjort av sammenlikningen mellom overflaten i 2016 og overflaten i 2018.*

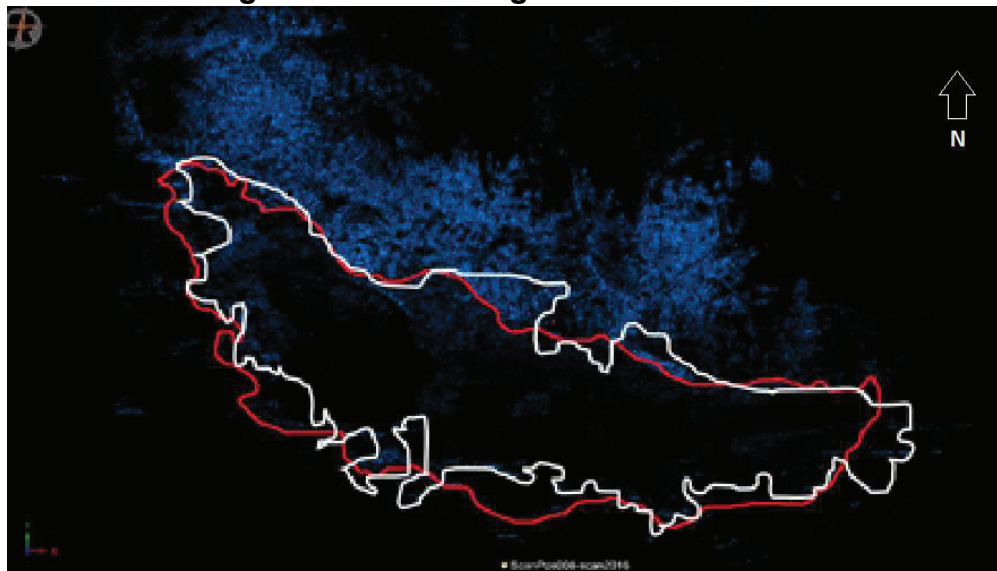
Ut fra figur 16 så kan en se at forskjellen mellom overflaten til Kringsollfonna i 2016 (gul) og overflaten i 2018 (lilla) er på 2,76 m. I dette området har fonna økt i volum fra 2016 til 2018, og dette lengdesnittet gjort i området i framkant av Kringsollfonna viser mye akkumulasjon i meter på disse to årene.



Figur 17: Et lengdesnitt av sammenlikningen av overflaten til Kringsollfonna i 2016 og i 2018. Avstand mellom overflaten i 2016 (gul) og overflaten i 2018 (lilla) i bakkant/sentralt på Kringsollfonna.

Figur 17 viser et tap på litt over 2 m i bakkant av Kringsollfonna fra 2016 til 2018, noe som viser at fonna har mistet masse i bakkant fra 2016 til 2018. Et skifte i hvor masse har blitt lagret på fonna sees ut ifra figur 17.

5.2.4 Omriss av Kringsollfonna 2016 og 2018



Figur 18: Omtrentlig omriss i rød av Kringsollfonna i 2016, og hvit i 2018. Blå punkter er punktsky fra LiDAR skanningen i 2016, pil peker i retning nord.

Figur 18 viser et omtrentlig omriss av Kringsollfonna, hvor fonna ser ut til å ha akkumulert masse i framkant og på østsiden, og tapt masse i bakkant og nordvest på fonna. Det er synlig at det ikke er noen forlengelse av fonna i en favorisert retning. Samlet sett synes den horisontale utbredelsen til snøfonnen å være i likevekt, og derav ikke være favorisert i en spesifikk retning. Det vil si at snøfonnen sannsynligvis ikke vil bevege seg. Selv om formen til snøfonnen har endret seg i forhold til 2016, er forskjellene i form, areal og horisontal forlengelse ubetydelige i bevegelseskontekst og massebalansesammenheng.

6 Diskusjon

Resultatene i denne oppgaven viser at volumendringene på Kringsollfonna i perioden 2015 til 2018 har store variasjoner om en ser på de tre inndelingene som er foretatt i denne oppgaven. Tabell 3 viser at det totalt har forekommet et volumtap fra 2015 til 2018, hvor perioden 2015 til 2016 hadde det største volumtapet, mens perioden 2016 til 2018 hadde en liten økning i volum. Et spørsmål en kan stille seg er derfor hva som er årsaken til at Kringsollfonna varierer i volum fra år til år, og hvilke faktorer som bidrar til denne store variasjonen? Er det kun klimatiske variasjoner som står for disse volumendringene, eller er det andre mekanismer som regulerer fonnas massebalanse? Resultatene viser også hvordan Kringsollfonna har ulike områder hvor masse akkumuleres og smelter fra perioden 2015 til 2016 og fra 2016 til 2018. Overflatemodellene fra perioden 2015 til 2018 viser et skifte fra akkumulasjon sentralt på fonna til akkumulasjon i framkant av fonna. Hovedområde for ablasjon har gått fra å være i framkant til å være mer i bakkant og nord-vest på fonna. Det er derfor interessant å se nærmere på hvorfor det har forekommet en endring i hvor på fonna masse akkumuleres og smelter, og eventuelle årsaker til dette. Mulige årsaker til dette skifte i akkumulasjons- og ablasjonsområder vil diskuteres videre med utgangspunkt i lokale klimatiske faktorer og selvregulerende feedback mekanismer.

Først vil resultatene fra volumberegningene diskuteres periodevis. Deretter vil det sees nærmere på i hvilken grad vind har innvirkning på overlevelsen til Kringsollfonna, og hvilken innvirkning topografien i området kan ha for massebalansen til fonna. Så vil det diskuteres rundt hvorfor det er observert et skifte i akkumulasjons- og ablasjonsområder i perioden 2015 til 2018, og hvilke akkumulasjons- og ablasjonsprosesser som er avgjørende for Kringsollfonnas massebalanse. Hvilke faktorer som er med på å bidra til at Kringsollfonna overlever, på tross av økende global oppvarming vil også diskuteres. Deretter vil det diskuteres hvorvidt det kan være mulig med eksistens av permafrost under Kringsollfonna, og hvilke konsekvenser dette kan ha for Kringsollfonnas overlevelse. Til slutt diskuteres det hvorvidt Kringsollfonna kan fungere som en indikator på klimatiske endringer, og i hvor stor grad klimavariasjoner påvirker massebalansen til fonna.

6.1 Massebalanse på Kringsollfonna

Kringsollfonna sin plassering i terrenget kan være med på å påvirke den totale massebalansen. Kringsollfonna ligger vendt mot nordøst, noe som fører til at den ligger i et mer skyggeutsatt område, i tillegg til at den ligger bak en topp noe som kan gjøre at den skjermes fra sol ved at topografien skygger for solinnstrålingen. Den daglige ablasjonsraten

til is som er fullt eksponert for solen, kan være dobbelt så stor som i de områdene hvor isen ligger i skyggen (Dadic mfl., 2010). Det at Kringsollfonna ikke mottar så mye solinnstråling kan derav føre til en lavere ablasjonsrate, enn om fonna hadde vært lokalisert i et annet område. Det at fonnen er vendt i nordøstlig retningen kan bidra til den flerårige eksistensen til fonna, i tillegg til å muligens være en faktor som har påvirket ablasjonen. I motsetning til snøfonner som er helt vendt mot øst, vest eller sør, kan nordvendte områder bli liggende mer i skyggen (Glazirin mfl., 2004). Selv om Kringsollfonna ligger vendt riktig vei i forhold til å motta lite solinnstråling, må en også ta i betraktning andre faktorer som kan ha bidratt til variasjonen i massebalanse som resultatene viser. Flerårige snøfonner er gjerne lokalisert på steder som gir en langsiktig massebalanse lik null, på grunn av at de langsiktige endringene i volum hverken fører til at fonna blir til en isbre eller til at den forsvinner (Glazirin mfl., 2004; Ødegård mfl., 2017). Figur 13 og 14 viser at volumendringen på Kringsollfonna i perioden 2015 til 2016 og 2015 til 2018 var negativ, mens den i perioden 2016 til 2018 var positiv. Tabell 3 viser at fonna hadde en økning i volum i perioden 2016 til 2018, mens den hadde en nedgang i volum i perioden 2015 til 2016 og 2015 til 2018. Selv om fonna i de tre undersøkte periodene totalt mistet mer volum enn hva den økte med, så er ikke dette nok til å kunne fastslå om Kringsollfonna krymper eller eventuelt vokser i størrelse på en lengre tidsskala.

Det er i all hovedsak forholdene rundt ismassen som påvirker massebalansen, slik som den geografiske plasseringen, de lokale forholdene og solens innstråling og styrke (Benn & Evans, 2010). Selv om det var en god del varmere på sommeren 2018 i forhold til 2015 og 2016, viser volumendringene at Kringsollfonna ikke har mistet så mye volum som en kanskje skulle anta ut ifra økte sommertemperaturer. Dette kan tyde på at fonnas massebalanse ikke blir så påvirket av årlige variasjoner i temperatur, på samme måte som resultatene til Fujita mfl. (2010) og Glazirin mfl. (2004) tyder på. Mengden nysnø som er kommet i løpet av denne undersøkte perioden kan gi en indikasjon på hvor mye snø som har vært tilgjengelig for akkumulasjon på snøfonna. I løpet av de fire årene var det 2018 som fikk minst nysnø, mens 2017 fikk mest med hele 464 mm nysnø. Det er derfor stor forskjell mellom både 2015, 2016, 2018 og 2017. Mengden nysnø som har kommet i området vil muligens også være avgjørende når det kommer til volumet som fonna har økt med i de ulike periodene. Om en ser på temperaturene for perioden, så kan en se at det ikke er noen ekstreme forskjeller som kan forklare endringen i akkumulasjons- og ablasjonsområde på Kringsollfonna, eller endringen i volum.

6.1.1 Perioden 2015 til 2016

Om en ser på volumendringene fra 2015 til 2016 så ser en at volumet av som er tapt, 34331 m³, er over tre ganger så stort som volumet som er akkumulert, 10265 m³. Kringsollfonna har dermed mistet masse med et volum på 24066 m³ fra 2015 til 2016. Dette store volumtapet kan ha sammenheng med flere faktorer. Faktorene som kan ha bidratt til et så stort massetap kan ha vært en større grad av solinnstråling eller mer smelting på grunn av varmere temperaturer. Men om en ser på den gjennomsnittlige middeltemperaturen for 2015 og 2016 kan en ut ifra tabell 2 se at 2015 hadde en høyere gjennomsnittlig middeltemperatur i høstmånedene sammenliknet med de resterende årene. En høyere middeltemperatur på høsten kan ha bidratt til større grad av smelting totalt i perioden 2015 til 2016, på grunn av en forlenget smeltesesong. Det er i denne perioden et stort sprik mellom volum som ble akkumulert og volum som ble tapt, og faktorene som bidro til ablasjon vil muligens ha overgått faktorene som bidro til akkumulasjon på fonna, og kan derav ha ført til en nedgang i volum. Om en i tillegg ser på mengden nysnø som er kommet i denne perioden, ser en ut fra tabell 1 at det både i 2015 og i 2016 er kommet en del nysnø i området. Selv om det har kommet nysnø i området, er det ikke gitt at denne nysnøen akkumuleres på fonna. Årsaken til at ikke mer volum har blitt akkumulert på fonna kan ha noe å gjøre med vindretning eller at fonna ikke hadde den fasongen som tilrettelegger for at vinddrevet snø samler seg i nedsenkninger i terrenget. Det er i all hovedsak forholdene rundt ismassen som påvirker massebalansen, slik som den geografiske plasseringen, de lokale forholdene og solens innstråling og styrke (Benn & Evans, 2010). I denne perioden kan derfor en av årsakene som ligger bak det at fonna har akkumulert mye mindre volum enn det som ble tapt, være mer solinnstråling på fonna og lengre smeltesesong på grunn av noe varmere høsttemperaturer.

6.1.2 Perioden 2015 til 2018

Volumberegninger gjort fra skanningene i 2015 og 2018, viste at volum akkumulert, 7768 m³, var mye mindre enn volumet av den tapte massen, 24538 m³. Total endring i volum på Kringsollfonna fra 2015 til 2018 ble derfor rundt -16770 m³. I perioden fra 2015 til 2018 har dermed Kringsollfonna i gjennomsnitt hatt et volumtap. Årsaken til dette store volumtapet kan en muligens finne om en ser på de lokale klimatiske forholdene. Det er vanskelig å si noe om temperaturendringer, mengde nysnø eller nedbør har hatt særlig stor innvirkning på det faktum at Kringsollfonna har tapt volum over denne perioden. Ut ifra middeltemperaturen kan en observere på figur 5 at fra 2015 til 2018 så har vintermånedene og høstmånedene blitt noe kaldere, mens sommermånedene har blitt litt varmere. Om dette

gjenspeiler det faktum at global oppvarming vil påvirke snøfonnene, kan det ikke konkluderes med her da datagrunnlaget er for lite og den undersøkte perioden for kort. Det har blitt noe kaldere i høstmånedene og vintermånedene fra 2015 til 2018, noe som kan påvirke akkumulasjonen på grunn av mindre nedbør. En kan også se ut ifra tabell 1 at mengden nysnø som kom i løpet av ett år var mindre i 2018 enn i de foregående årene. Dette kan muligens ha en sammenheng med at kaldere temperaturer fører til mindre vinter nedbør. Sommermånedene har blitt noe varmere fra 2015 til 2018, noe som kan være en av faktorene bak det at Kringsollfonna taper volum. Så en av faktorene bak den store forskjellen mellom akkumulasjon og ablasjon, kan være at økte temperaturer om sommeren har ført til større grad av smelting i tillegg til at kaldere vintertemperaturer kan ha hatt en innvirkning på at det er kommet noe mindre nysnø i 2018 enn i de foregående undersøkte årene.

6.1.3 Perioden 2016 til 2018

Volumendringen fra 2016 til 2018 var på 3098 m³, hvor volum akkumulert var 28287 m³, mens volumet tapt var 25189 m³. Kringsollfonna har derav totalt akkumulert mer volum enn den har tapt i den undersøkte perioden, noe som betyr at fonna har økt i volum. Det som er spesielt med perioden 2016 til 2018 i forhold til de to andre periodene undersøkt, er at volumet som fonna har tapt og det volumet som har blitt akkumulert i løpet av disse to årene er nesten helt likt. Selv om volumendringen er positiv, så er volumtapet fortsatt ganske høyt, men siden det er akkumulert mer masse så har volumendringen vært positiv. Forskjellen mellom denne perioden og de to foregående er at volum tapet er mye mindre fra 2016 til 2018 i forhold til fra 2015 til 2016 og fra 2015 til 2018. Dette kan tyde på at det har vært faktorer som har ført til mer smelting i perioden 2015 til 2016, i forhold til i perioden 2016 til 2018, og at størst tap på fonna skjedde en gang i løpet av 2015 til 2016 perioden. Volumet av massen som ble tapt i perioden 2015 til 2016 var på hele 24066 m³, mens det i perioden fra 2016 til 2018 var en økning på 3098 m³. Det at fonna i gjennomsnitt har tapt masse de siste årene, om en ser på perioden fra 2015 til 2018, var muligens ikke noe stor overraskelse om en ser på de klimatiske forholdene og den økte vår- og sommertemperaturen. Men at fonna mistet så mye mindre masse fra 2016 til 2018 i forhold til fra 2015 til 2018 var mer overraskende. Så hva kan være årsakene til denne signifikante forskjellen? Mengden nysnø varierer en god del i løpet av denne perioden, og det faktum at 2017 var det året med mest nysnø i området kan ha bidratt til at akkumulasjonen i perioden 2016 til 2018 var såpass høy sammenliknet med volumet akkumulert fra 2015 til

2018. Vinden har kunnet frakte med seg mer snø og avsatt den på fonna, noe som kan ha bidratt til en økning i volum.

Da flerårige snøfonner generelt eksisterer under den glasiologiske likevektslinja, vil den årlig akkumulasjon tilsvare ablasjonen (Fujita mfl., 2010). Akkumulasjonen og ablasjonen fra 2016 til 2018 var ganske lik, noe som betyr at det har vært en ganske jevn balanse mellom faktorene som fører til smelting og de faktorene som fører til akkumulasjon. Siden middeltemperaturen i sommermånedene har økt fra 2015 til 2018, kan det tenkes at dette kan ha påvirket smeltingen av fonna. Ut ifra volumendringen fra 2016 til 2018, hvor fonna har akkumulert mer volum enn det som er tapt, så viser dette muligens at Kringsollfonna ikke har blitt påvirket i spesielt stor grad av økningen i temperatur om sommeren. Det er derimot mulig at disse varmere temperaturene vil vise seg å ha betydning for framtidige volumendringer av fonna, og det vil derfor være fordelaktig å fortsette måleserien av Kringsollfonna for å undersøke hvorvidt fonna faktisk påvirkes av de årlige variasjonene i temperaturendringer og andre klimatiske faktorer.

6.2 Vindakkumulasjon på Kringsollfonna

I fjellområder er vind kjent for å skape redistribusjon av snø, og vindakkumulasjon kan bidra til dannelsen og vedlikeholdelsen av snøfonner over tid. Årsaken til at vindakkumulasjon kan være en viktig faktor til dannelse og vedlikeholdelse av snøfonner, er ifølge Dadić mfl. (2010) at lokal vind påvirker energi og masseutvekslingen over snøen, noe som også påvirker snø- og issmelting i stor grad. Om en ser på i hvor stor grad vinddrevne prosesser er med på å bidra til vedlikeholdelsen av eksistensen til Kringsollfonna, kan det tenkes at de har stor påvirkningsgrad. Men siden ei snøfonn er et sammensatt system, som vil styres av mange ulike faktorer, er det vanskelig å si i hvor stor grad de vinddrevne prosessene bidrar til dannelse og vedlikeholdelse av Kringsollfonna. Vinddrevne prosesser og skred kan lokalt skape en mye høyere vinterakkumulasjon (Clifton & Lehning, 2008), noe som kan føre til akkumulasjon i nedsenkninger i terrenget som kan vedlikeholde ei flerårig snøfonn. Posisjonen til Kringsollfonna i forhold til at den ligger på lesiden av fjellet, vil være en aktuell faktor som kan bidra positivt til akkumulasjon av snø. Vindakkumulasjon av snø kan foregå som følge av ulike prosesser, og hvilken grad begge disse prosessene bidrar til akkumulasjon på Kringsollfonna bør undersøkes nærmere.

En av disse prosessene er snødrift, hvor en økning i vindhastighet på vindsiden øker erosjonen, mens nedgangen i vindhastighet på lesiden øker avsetningen (Pomeroy 1988;

Clifton & Lehning, 2008). På grunn av en svekkelse av den lokale vinden (Dadic mfl., 2010) har snø en tendens til å akkumulere i større grad på lesiden av topografiske høyder og nedsenkninger enn på vindutsatte vegger og på konveks grunn. Da hovedvindretningen målt på Hjerkins viste en årlig gjennomsnittlig sørvestlig vindretning, og at Kringsollfonna i stor grad derfor ligger på lesiden av fjellet, kan tenkes å være avgjørende når det kommer til vindakkumulasjon av snø på overflaten av fonna. Siden Kringsollfonna er vendt mot nordøst og hovedvindretningen i området er sørvestlig vind, som sett ut ifra figur 9 til og med 12, så vil vinden komme over høyden i bakkant av fonna og senke farten på andre siden rett over fonnas overflate. Da Kringsollfonna ligger på lesiden av fjellet, så kan redusert vindhastighet føre til større snøavsetning på fonnas overflate da vindens hastighet vil synke på denne siden av fjellet.

I tillegg til snødrift vil vind også kunne bidra til større avsetning i det snøen i det den er på vei ned og fortsatt i lufta, ved at vinden blåser den ned i forsenkninger i landskapet før den har rukket å legge seg på bakken. Denne prosessen kan forsterkes når redusert vindhastighet på lesiden av forhøyninger resulterer i økt nedbør og enda større grad av snø avsetning. Lehning mfl. (2008) forklarte denne prosessen med at høyere vindhastigheter og oppdriv medfører reduserte nedfellingshastigheter for snø på vindsiden, mens avsetningshastighetene øker ved lavere vindhastigheter på lesiden. Denne foretrukne avsetningen er hovedsakelig styrt av vinden, og er ikke avhengig av selve overflaten til fonna. Forskjellen mellom disse to vindakkumulasjonsprosessene er at foretrukket avsetning ikke krever høye vindhastigheter, da det ikke er noe snø som behøver å løftes opp fra bakken og vinden trenger ikke å overkomme friksjonen til snøen på bakken. Den handler kun med eller mot vekten av den fallende snøen (Dadic mfl., 2010). Snødrift er mer avhengig av vindhastigheter som klarer å flytte snø fra et sted på bakken til et annet. Figur 3 viser at gjennomsnittlig vindhastighet fra 2013 til 2018 ikke er ekstremt høy, noe som kan være med på å bygge opp under at foretrukket avsetning i større grad enn snødrift bidrar til akkumulasjon på Kringsollfonna.

Topografiske forhøyninger kan bidra til økt avsetning av snø, og dermed påvirke volumet på Kringsollfonna. Veggen i bakkant av fonna som måler omtrent 10 meter over fonnas overflate om sommeren, men med naturlig årlige variasjoner (Jarrett, 2019), kan bidra til dette. Bakveggen vil føre til at vinden mister hastighet på andre siden, da rett over fonnas overflate, på grunn av at gjennomsnittlig vindretning er sørvestlig retning, noe som fører til at Kringsollfonna blir et naturlig avsetningsområde for snø fraktet med vinden. Så

foretrukket avsetning vil spille en stor rolle for Kringsollfonna's massebalanse. Vind vil derfor helt klart ha en innvirkning på massebalansen til Kringsollfonna, da den lokale vinden påvirker masseutvekslingen og derav fonna's massebalanse (Dadic mfl., 2010). Siden fonna er lokalisert på lesiden av fjellet, kan det tenkes at snødrift er den vindprosessen som påvirker akkumulasjon i størst grad av de to. Foretrukket avsetning kan også bidra til en større akkumulasjon av snø, men det vil være vanskelig å fastsette i hvor stor grad dette forekommer. Foretrukket avsetning er avhengig av at det faller nedbør i området, mens snødrift kan føre til at snøen fraktes lange avstander før den akkumuleres på snøfonna.

6.3 Akkumulasjonsprosesser og ablasjonsprosesser

Ablasjonsprosesser, som fordamping, solinnstråling og vind, vil kunne føre til smelting av Kringsollfonna, mens akkumulasjonsprosesser som nedbør, vind og skred kan føre til økt masse på fonna (Ødegård mfl., 2017). Figur 13, 14 og 15 viser hvor masse akkumuleres og smelter på fonna i de ulike periodene, og viser derfor et skifte i hvor på fonna masse akkumuleres og hvor masse smelter. Fra 2015 til 2016 ble det akkumulert mest masse midt på fonna, mens tapet skjedde i framkant av fonna. Fra 2016 til 2018 derimot, ble det akkumulert masse i framkant av fonna og tapt masse nordvest, og i bakkant av fonna. Dette fører til at en kan stille spørsmål ved hvorvidt det er forskjeller fra år til år i forhold til hvilke ablasjons- og akkumulasjonsprosesser som dominerer eller undertrykkes. Om en ser på terrenget som Kringsollfonna ligger i, så er fonna lite utsatt for skred av betydelig størrelse. Denne oppgaven vil derfor ikke gå nærmere inn på skred som akkumulasjonsprosess.

Ut fra figur 16 så kan en se at forskjellen mellom overflaten i framkant av Kringsollfonna i 2016 og overflaten i 2018 er på 2,76 m. I dette området har fonna økt i masse fra 2016 til 2018, og dette lengdesnittet gjort i området i framkant av Kringsollfonna viser mye akkumulasjon på disse to årene. Figur 17 viser et tap på litt over 2 m i bakkant av Kringsollfonna fra 2016 til 2018, noe som viser at fonna har mistet masse i bakkant fra 2016 til 2018. Figur 13 til og med figur 17, er alle resultater som viser at det har forekommet et skifte i forhold til hvor på fonna masse smelter og akkumuleres i løpet av perioden 2015 til 2018. Årsaken til dette kan en muligens finne ved å se nærmere på selvregulerende feedbackmekanismer, og hvordan de kan bidra til et skifte i forhold til akkumulasjons og ablasjonsprosesser.

6.3.1 Ablasjon

I perioden 2015 til 2016 skjedde hovedsakelig ablasjonen i framkant av fonna, noe en kan se av figur 13. I den lengste perioden undersøkt, fra 2015 til 2018, kunne en se at ablasjonen i gjennomsnitt foregikk i bakkant av fonna. Figur 15 viser at Kringsollfonna fra 2016 til 2018 mistet mest masse i områder nordvest på fonna, men også i bakkant av fonna. Et spørsmål en kan stille er hva som kan være årsaken til et slikt skifte i forhold til hvilke områder av fonna som taper masse.

6.3.1.1 Solinnstråling

Det kan tenkes at solinnstråling er en av faktorene som kan forklare det generelle volumtapet, og skifte i ablasjonsområder, i perioden 2015 til 2018. De lokale klimatiske forholdene på Kringsollfonna når det kommer til solinnstråling vil føre til ablasjon når fonna er stor nok til at deler av fonna ligger i områder som mottar solinnstråling. Om fonnas overflate ligger i skyggen, vil begrensede mengder solinnstråling føre til en lavere grad av smelting enn om det samme området ligger vendt mot solen. På grunn av Kringsollfonnas retning så vil den ligge i en slik posisjon at den mottar noe mindre stråling enn den ville ha gjort om den hadde vært vendt mot en annen himmelretning. I alle de tre periodene undersøkt i denne oppgaven så har fonna tapt en god del volum, noe som kan tenkes å ha skjedd som følge av at mer solinnstråling har truffet overflaten til fonna i denne perioden. Om mer solinnstråling skal treffe Kringsollfonna er det avgjørende at volumet av fonna er stort, slik at deler av fonna vokser seg ut av skyggen og mottar mer solstråling. Størst volumtap forekom i perioden 2015 til 2016, og det er mulig at dette var en periode hvor fonna hadde noe større overflate eller volum, som følge av høyere akkumulasjon tidligere sesonger, noe som igjen kan ha ført til at mer sol traff overflaten og økte graden av smelting.

Ifølge Watson mfl. (1994) påvirker topografien fordelingen og overlevelsen til snøfonner, noe som også vil ha innvirkning på mengden solinnstråling som treffer overflaten. Effekter av solinnstråling er generelt svakest på nordøst-vendte skråninger, så klima og topografi kombinert, konsentrerer ikke bare snøakkumulasjon i de dype nordøst-vendte gropene og sprekkene, men reduserer også smeltemraten i disse dypere fonnene. Glazirin mfl. (2004) undersøkte påvirkningen av topografi på snøfonnens formasjon, og konkluderte med at tykkere snødybder mottar mer sollys enn mindre snødybder, på grunn av en skyggeeffekt. Topografien i området vil derfor kunne bidra til å forsterke eller undertrykke ablasjonsraten fra solinnstrålingen gjennom å enten skygge for fonnas overflate, eller skape en tilrettelagt vinkel for solinnstråling dersom fonnas størrelse tillater det.

Den daglige ablasjonsraten til is som er fullt eksponert for solen, kan være dobbelt så stor som i de områdene hvor isen ligger i skyggen (Clifton & Lehning, 2008). Som ablasjonsprosess vil derfor solinnstrålingen i størst grad påvirke de områdene av fonna som er eksponert for sola. Siden Kringsollfonna ligger vendt mot nordøst vil store deler av fonna i stor grad være skyggelagt. På en side så kan fonna vokse seg så stor at den vokser ut av skyggeområdet, og dermed mottar mer sollys. Mens på den andre siden kan også fonna være så liten i størrelse at det ikke er noen områder som mottar noen betydelig grad av solinnstråling, og ablasjonsraten kan derfor gå ned. I hvor stor grad solinnstråling bidrar til ablasjon på Kringsollfonna avhenger derav av størrelsen til fonna. Når fonna er liten vil mindre solstråling treffe, noe som fører til mindre ablasjon fra solstråling, og når fonna er stor vil mer solstråling treffe overflaten og bidra til en større grad av ablasjon på fonna.

6.3.1.2 Vind

I tillegg til akkumulasjon som følge av vind, kan også ablasjon fra vind forekomme. Topografien i området har en innvirkning på vindens styrke og retning, og kan være med på å bidra til ablasjon som følge av vind. Snøfonner er alltid koplet til konkave terrengetrekk, hvor disse konkave terrengetrekkene virker som en form for bøtte når snøfonna blir mindre (Fujita mfl., 2010). Når denne bøtten er helt full vil vinden kunne fjerne masse fra overflaten til fonna, på grunn av at terrenget er jevnet ut og fonna ikke lenger ligger i le av topografien rundt. Ablasjon på Kringsollfonna kan tenkes å forekomme som følge av vind når fonna er stor nok til å ha fylt opp den konkave nedsenkningen som den ligger i, da effekten av vinden styres av størrelsen til fonna. Studien til Fujita mfl. (2010) anslår at Hamaguri-yuki snøfonnen blir påvirket av en selvregulerende feedbackmekanisme som kontrollerer dens årlige variasjoner, noe som muliggjør dens overlevelse. Desto tykkere vårlig snødybde, jo mer smelting forekommer, noe som kan være forårsaket av en reduksjon i vindhastighet over fonna. I kontrast så vil mindre snødybde på våren føre til mindre smelting på grunn av undertrykkelse av vinden (Fujita mfl., 2010). Kringsollfonna kan derav regulere ablasjon som følge av vind ut ifra størrelsen på fonna. En liten fonn vil føre til mindre ablasjon fra vind, på grunn av at den blir liggende i le fra fjellet i bakkant og terrenget rundt, mens en større fonn vil føre til større grad av ablasjon fra vind da overflaten ikke lenger ligger i le fra topografien.

Vind er derfor en ablasjonsprosess som kan føre til en stabiliserende feedbackmekanisme på Kringsollfonna. Dette forekommer ved at fonna vokser seg stor med en høy akkumulasjonsrate, og fyller opp nedsenkningen i terrenget med snø. Når snø så har fylt

opp denne bøtten, blir den avkoplet fra atmosfæren. De to effektene som bidrar til denne avkoplingen fra atmosfæren er koplet sammen via en positiv feedbackmekanisme, hvor den kalde luften fører til et lokalt stabilt grenselag, og legger til rette for en avkopling fra luftflyten over og hvor den reduserte overflate vinden hjelper på formasjonen av den kalde luftmassen (Fujita mfl., 2010). Om fonna har fylt opp hele nedsenkningen vil vinden begynne å frakte masse bort fra fonna, da den blir mer utsatt for vinderosjon. Desto større snøfonn, desto større ablasjon fra vind, da overflaten på fonna er mer utsatt ettersom størrelsen vokser. En endring i vindretning kan også kunne føre til annen fordeling av masse i området. Om vindretningen plutselig skulle snu, vil andre områder av fonna bli utsatt for vind, noe som kan føre til økt ablasjon. Med utgangspunkt i sekundærdata hentet fra eklima.no, ser det ut til at vindretningen på Kringsollfonna har vært stabil den siden 2013, og en endring i vindretning vil derfor være lite sannsynlig når det kommer til forklaringen av skiftet i akkumulasjons- og ablasjonsområder på Kringsollfonna i perioden 2015 til 2018.

6.3.2 Akkumulasjon

Samtidig som resultatene viser et skifte i forhold til hvilke områder på Kringsollfonna som mistet volum i perioden 2015 til 2018, så kan en se et liknende skifte i hvor fonna akkumulerte masse i samme periode. Figur 13 illustrerer at fonna, i perioden 2015 til 2016, har akkumulert masse sentralt på fonna, noe som også kommer fram at var trenden fra 2015 til 2018, om en ser på figur 14. Et skifte i akkumulasjonsområde kan en se i perioden 2016 til 2018, da fonna i motsetning til tidligere undersøkte perioder, har akkumulert masse i framkant av fonna. Akkumulasjonsområdet på Kringsollfonna ser derfor ut til å ha forflyttet seg fra sentralt på fonna til i framkant av fonna i løpet av perioden 2015 til 2018.

6.3.2.1 Nedbør

Nedbør i fast form kan føre til akkumulasjon på fonna så lenge temperaturen i område tilsier at nedbøren legger seg som snø. Dersom det ikke tilkommer nysnø til området, vil akkumulasjonen bli mindre enn om det kommer store mengder nysnø i løpet av et år. Om en ser på mengden nysnø som har kommet i område i den undersøkte perioden, så kan en se at det er 2017 som har mottatt størst mengde nysnø med hele 464 mm. Om nedbør som akkumulasjonsprosess blir sett på som en isolert faktor for økt volum, kan det tenkes at mengden nysnø i 2017 har vært med på å skape den positive volumendringen som ble observert i perioden 2016 til 2018 på Kringsollfonna. Den store mengden nysnø som kom i 2017, kan ha bidratt til økt akkumulasjon dersom andre faktorer har lagt til rette for økt

akkumulasjon på Kringsollfonna. Mengden nysnø som kom i 2015 og 2016, 330mm og 385 mm, var mindre enn det som kom i 2017, noe som kan ha vært med å påvirke det faktum at volumendringen fra 2015 til 2016 var negativ. Men igjen så var også den totale volumendringen fra 2015 til 2018 negativ, noe som tilsier at den økte mengden nysnø som kom i 2017 ikke veide opp for at det kom lite nysnø i 2018 og noe mindre nysnø i 2015 og 2016. Igjen så er det kanskje ikke nok å kun se på nedbør som årsak bak økt volumendring, og en må ta andre faktorer inn i denne beregningen.

6.3.2.2 Vind

Akkumulasjonsprosesser som følge av vind kan komme fra driftende snø eller direkte fra snø som faller fra himmelen. Når det kommer til akkumulasjon fra vind på Kringsollfonna så er det sannsynlig at vinden legger igjen snø på lesiden av fjellet, der hvor Kringsollfonna er lokalisert. Dette sees i sammenheng med at vindens hovedretning ikke har endret seg fra 2013 til 2018, og Kringsollfonna blir derfor liggende på den siden av forhøyningen hvor vindens hastighet avtar, og snø avsettes. Hvorvidt akkumulasjon fra vind kan være med på å forklare det observerte skifte i akkumulasjonsområder på Kringsollfonna kan være en reel mulighet, selv om hovedvindretningen har vært stabil. Det er mulig at vinden kan ha fraktet med seg snø til andre deler av fonna hvor fasongen tillot akkumulasjon og lagring av snø, enten via snødrift eller før nedbøren har truffet bakken gjennom foretrukket avsetning. Hvor det for eksempel i 2015 kan ha blitt fylt inn snø i de områdene som det smeltet mest snø i årene før, da snø har en tendens til å samle seg i konkave landskapsformer. Hvor snø akkumuleres som følge av vind vil dermed variere i forhold til hvilke områder på fonna som smeltet mest tidligere sesonger. Om fonna smelter mest i bakkant et år, vil det kunne dannes en nedsenkning i terrenget, som så vil fylles opp med snø igjen neste år eller året etter der. Dette skaper en fluktuasjon i hvor snøen har mulighet til å akkumulere på fonna. Denne fluktuasjonen i hvor vinddrevet snø samler seg på fonna, kan forklare forskjellene observert i perioden 2015 til 2018 når det kommer til hvor på fonna masse akkumuleres. Omtrentlig omriss av fonnene (figur 18) viser også at endringene i bakkant og forkant av fonna stemmer overens med at det har forekommet mest akkumulasjon i front, og mest ablasjon i bakkant fra 2016 til 2018. Om en tar utgangspunkt i at snø legger seg i nedsenkninger som har smeltet seg ned tidligere sesonger, kan en si at fonna selv regulerer sitt eget volum ved at vinden fyller opp nedsenkningene der hvor fonna har smeltet mest tidligere sesonger.

Det at Kringsollfonna hadde et volumtap fra 2015 til 2016, gjør at det kan tenkes at fonna fikk et enda større konkavt terrengtrekk, noe som kan bidra til mer akkumulasjon som følge av snødrift. Dette kan også være med på å forklare økningen i volum som resultatene viser for perioden 2016 til 2018. Når Kringsollfonna har hatt en periode med volumtap, hvor ablasjonsraten har overgått akkumulasjonsraten, så kan dette ha bidratt til at fonnas fasong har blitt mer tilrettelagt for akkumulasjon av snø. Ei fonn med større nedsenkninger, og som ikke har fylt opp hele «bøtten» som Fujita mfl. (2010) benytter som beskrivelse, vil naturlig nok ha rom til mer snø. Dette kan ha vært tilfelle i perioden 2015 til 2016, hvor fonna da har smeltet seg ned i terrenget og skapt mer plass til snø som da lagret seg på fonna igjen fra 2016 til 2018.

6.4 Hvordan overlever Kringsollfonna?

Hvorfor har det seg egentlig slik at enkelte snøfonner overlever år etter år, mens andre smelter bort og forsvinner? Med tanke på den kraftige økningen i global oppvarming, har det vært en generell antakelse rundt at glasial tilbaketrekning generelt er trodd å være et trekk av global oppvarming (Fujita mfl., 2010). Den generelle befolkningen antas derfor å tenke at økt global temperatur er hovedårsaken bak den glasielle smeltingen som forekommer i deler av verden. Men hva om den stabile eksistensen til snøfonner, som Kringsollfonna, ikke blir påvirket i særlig stor grad av årlige variasjoner i værforhold? På bakgrunn av at akkumulasjon og ablasjon ikke kan beskrives som et resultat av de regionale frie forholdene i atmosfæren (Fujita, mfl., 2010), må det være andre faktorer enn de årlige variasjonene i værforhold som kan forklare den relativt stabile eksistensen til Kringsollfonna. Om en tar utgangspunkt i studien gjort av Fujita mfl. (2010) så vil en snøfonn kunne overleve fra år til år uavhengig av værforhold, så lenge den langsiktige massebalansen er lik null. Om massebalansen på Kringsollfonna skal holde seg rundt null, vil dette kreve at mekanismer uavhengig av klimaendringer, bidrar til regulering av akkumulasjon og ablasjon på fonna over tid.

Det at resultatene har vist et skifte i hvor masse lagres og hvor masse smelter, gjør at det kan tenkes at dette er et resultat av at Kringsollfonna reguleres av mekanismer som ikke direkte kan knyttes til de lokale og regionale klimatiske faktorene. De store variasjonene som er vist i denne oppgaven, både når det kommer til hvor masse akkumuleres og smeltes, men også i forhold til variasjon i elevasjonen på fonnas overflate fra 2016 til 2018, gjør at det kan stilles spørsmål vedrørende hvilke mekanismer som faktisk påvirker fonna og ikke. Som en kan se ut ifra omtrentlige omriss gjort av Kringsollfonna i 2016 og i 2018, figur

18, kan en se at selv om variasjonen i volum var ulik i de to periodene, så har ikke fonnas utbredelse vært spesielt forskjellig. Dette tyder kanskje på at Kringsollfonna varierer i høyde framfor en større eller mindre utbredelse i areal i de ulike periodene. Jarrett (2019) foreslår at massebalanseendringer ikke er en dynamisk respons på frontens framrykk, men heller en endring i overflate heving. Omrissene gjort av Kringsollfonna viser muligens at volumet påvirkes av vindretning og feedbackmekanismer som er koplet til forbigående effekter fra tidligere år, som for eksempel overflatetopografi og tilgjengelig akkumulasjonspotensial, slik som Jarrett (2019) også konkluderer med i sin studie.

Muligens kan en si at Kringsollfonna ikke endrer seg noe betydelig i areal, men at det heller er endringer i høyden på overflaten som gjenspeiler de endringene i volum som vi ser i perioden 2015 til 2018. Det at Kringsollfonna ikke vokser seg større i areal kan for det første ha noe å gjøre med at akkumulasjon av snø i størst grad foregår innenfor et begrenset området, da områder rundt Kringsollfonna ikke har de samme topografiske effektene for snø lagring. For det andre så kan det være at det er så stor ablasjon som foregår i omkringliggende områder, at fonna ikke klarer å vokse seg større i areal. Derav kan fonna fortsatt øke i volum, uten å øke i areal, ved at akkumulasjonen er størst på selve fonna. I dette tilfellet er ablasjonen muligens er så stor, eller akkumulasjonen så liten, at det ikke lagres mer snø og is i ytterkantene av fonna. Om Kringsollfonna kun skulle blitt påvirket av årlige variasjoner i klima og værforhold, så ville det muligens vært naturlig at fonna både hadde økt i areal og i volum på samme tid. Ut fra figur 16 og 17, kan en se at overflaten til Kringsollfonna både har økt i høyde og sunket i høyde, på ulike områder, fra 2016 til 2018. Dette tyder igjen på et skifte i hvor på fonna masse har blitt akkumulert og hvor det har forekommet mest smelting. Disse overflateendringene er ganske drastiske, noe som også forekom i perioden 2013 til 2015 på Kringsollfonna (Jarrett, 2019), og kan ikke forklares kun på bakgrunn av klimatiske data hentet fra senorge.no og Hjerkin målestasjon. Derfor må en undersøke nærmere hvilke mekanismer som fører til disse variasjonene, og som gjør at Kringsollfonna overlever år etter år.

Klimavariasjoner kan muligens påvirke Kringsollfonna noe ettersom for eksempel et større snøfall om vinteren naturlig nok vil føre til en større grad av akkumulasjon når forholdene tillater det. Resultatene i denne oppgaven kan tenkes å være koplet til klimaendringer i noe grad, men det er muligens kun over kort tid at Kringsollfonna påvirkes av klimaet, og at det over lengre tid er andre mekanismer som bidrar til opprettholdelsen av fonna. Disse mekanismene kan bidra til at Kringsollfonna selv regulerer sitt volum ut ifra faktorer i

omgivelsene. Dette kan enten være snakk om at mer solinnstråling fører til større ablasjon, som igjen fører til ei mindre snøfonn neste sesong, som da har en topografisk fasong som tillater større akkumulasjon påfølgende akkumulasjonssesong. Hvilke akkumulasjons- og ablasjonsprosesser det handler om kan være ulikt fra område til område, og det kan hende at en av disse prosessene dominerer eller at de samhandler (Glazirin mfl. 2004).

6.4.1 Selvregulerende feedbackmekanismer

For å forklare overlevelsen til snøfonner har tidligere studier foreslått hypoteser som involverer stabiliserende feedbackmekanismer, hvor massebalansen er omvendt relatert til snøfonnens størrelse (Glazirin mfl., 2004). Studien gjort av temporale svingninger på Hamaguri-yuki snøfonnen i de nordlige Japanske alper over de siste 4 tiår, viser at det er store årlige variasjoner i de temporale endringene både når det kommer til akkumulasjon og ablasjon av snøfonnen. Årlig ablasjonsdybde gjennom smeltesesongen viser en signifikant korrelasjon med den innledende dybden (på starten av smeltesesongen), mens en mindre signifikant korrelasjon er funnet med en temperaturindeks som på generell basis antas å korrelere bra med ablasjon (Fujita mfl., 2010). Størrelsen til snøfonnen, som kan tilpasse vindhastighet og lufttemperatur over fonnen, har en større innvirkning på snøsmelting enn skyggeeffekten av omliggende topografi og albedoeffekten til firn. Når det kommer til en tynnere og derav mindre snøfonn innledende på våren, kan hastigheten til den lokale vinden bli redusert over snøoverflaten, og dermed undertrykke ablasjon, mens dette ikke vil forekomme i tilfelle av en tykkere snøfonn. Denne selvregulerende feedbackmekanismen innebærer at tykkelsen på snøfonna har variert på en måte som er svært uavhengig av sommertemperaturene. Funnene tyder også på at den selvregulerende feedbackmekanismen, som påvirker ablasjon, tillater at noen små vinddrevne fonner overlever (Fujita mfl., 2010). Kringsollfonna ser også ut til å kunne bli påvirket av den innledende tykkelsen på våren, i tillegg til dens fasong, da dette kan være med på å avgjøre hvorvidt det er ablasjonsprosessen eller akkumulasjonsprosessen som dominerer den kommende sesongen.

Ulike faktorer som bidrar til selvregulering er blant annet at størrelsen til snøfonnen ikke kan bli større enn størrelsen til nedsenkningen som den befinner seg i (Glazirin mfl., 2004). Dette kan forklare hvorfor Kringsollfonna ikke har økt betraktelig i areal, som en ser på figur 18, men har variert i elevasjon av overflaten, figur 16 og 17. Ut fra figur 16 så kan en se at forskjellen mellom overflaten til Kringsollfonna i 2016 og overflaten i 2018 er på 2,76 m. I dette området har fonna økt i masse fra 2016 til 2018, og dette lengdesnittet gjort i

området i framkant av Kringsollfonna viser mye akkumulasjon i dette område på disse to årene. Figur 17 viser et tap på litt over 2 m i bakkant av Kringsollfonna fra 2016 til 2018, noe som viser at fonna har mistet masse i bakkant fra 2016 til 2018. Her har det derfor forekommet et skifte i hvor masse akkumuleres og hvor masse tapes, noe som ikke kan forklares kun ut ifra årlige variasjoner i klimaet, men kan muligens forklares ved at Kringsollfonna er et selvregulerende system.

Slik som Hamaguri-yuki snøfonnen i Japan så viser data fra Kringsollfonna samlet inn i 2015, 2016 og 2018 store årlige variasjoner i de temporale endringene. Som en ser fra tabell 1 og 2 så er det årlige variasjoner i både temperatur og nedbør i form av nysnø, noe som ikke direkte kan forklare variasjonene i hvilke områder masse lagres og hvor masse tapes fra Kringsollfonna. Men en faktor som kan forklare dette noe bedre er for eksempel endring i solinnstråling med endring i størrelse. Dette er et fenomen som er typisk på nordvendte skråninger (Glazirin mfl., 2004), og kan derfor være en av faktorene som regulerer Kringsollfonnas størrelse. Det generelle konseptet er at bratte fjellvegger kaster en skygge på fonna og derav reduserer smeltingen, og det er foretatt studier hvor det er undersøkt muligheten for at den topografiske effekten resulterer i undertrykt snøsmelting og ismelting, og derav er en selvregulerende feedbackmekanisme (Glazirin mfl., 2004; Fujita mfl., 2010). Størrelse i forhold til mengde solinnstråling som treffer Kringsollfonna, vil derfor kunne være en selvregulerende feedbackmekanisme som kan bidra til å forklare den langvarige eksistensen til fonna. I tillegg vil bakveggen som befinner seg i bakkant av Kringsollfonna bidra til å kaste skygge over fonna når dens størrelse tilsier at solinnstrålingen ikke har mulighet til å treffe store deler av fonnas overflate.

Fujita mfl. (2010) sine observasjoner og beregninger foreslår at årlig ablasjon av den undersøkte snøfonnen har svingt uavhengig av sommertemperaturen over de siste fire tiårene, mens snøsmelting korrelerte signifikant med lufttemperaturen på en sesongmessig tidsskala. Med andre ord har påvirkning av variasjoner i sommertemperaturen blitt svekket av den topografiske effekten av vindhastighet over snøfonnen, noe som ble bestemt av snøfonnen selv. En mindre snøfonn om høsten muliggjør større akkumulasjon og omvendt. Resultatene fra studier om ablasjon (Fujita mfl., 2010) og akkumulasjon (Glazirin mfl., 2004) kan underbygge denne selvregulerende typen svingninger i tykkelsen av Kringsollfonna, hvor klimatisk påvirkning dempes av en negativ feedback med snøfonnens størrelse. Dersom Kringsollfonna er liten i tykkelse om våren, vil muligens akkumulasjon av snø den kommende sesongen påvirke dens massebalanse i større grad enn en eventuell

økning i temperatur vil gjøre. Det har blitt godt verifisert at noen små isbreer har en tendens til å svinge i massebalanse uavhengig av temperatur på grunn av topografiske effekter på akkumulasjon via modifisering av vindfeltet og på ablasjon via skyggelegging (Fujita mfl., 2010), noe som også ser ut til å kunne være tilfelle på Kringsollfonna.

Både akkumulasjonsprosesser og ablasjonsprosesser kan på ulike måter bidra til å opprettholde en massebalanse rundt null på Kringsollfonna, noe som kan forklare de store variasjonene i volumendring i perioden 2015 til 2018. På årlig basis påvirker snøfonnens overflatetopografi de årlige massebalansemønstrene både gjennom positive feedbackmekanismer, og gjennom negative ved at landskapet blir jevnet ut. Disse effektene vil etter tur skape veldig uregelmessige massebalansemønstre, noe som tillater en noe uventet oppførsel (Jarrett, 2019), noe som sees i resultatene som store variasjoner i volum. I forhold til om det er ablasjons- eller akkumulasjonsprosessene som dominerer på Kringsollfonna så er dette vanskelig å konkludere med, men det er høyst sannsynlig at disse samhandler om bevaringen av fonna og at dette vil variere fra år til år avhengig av de foregående sesongene. Disse prosessene vil derfor virke sammen i et samspill, hvor akkumulasjonsprosessene vil føre til en økt akkumulasjon om fonna er liten i størrelse, ved å fylle igjen nedsenkningen i terrenget som er skapt som følge av høy smelting. Og ablasjonsprosessene vil ha størst innvirkning når akkumulasjonsprosessen har skapt en høyere akkumulasjon, og derav en større snøfonn som er mer utsatt for de ulike ablasjonsprosessene som vind og solstråling. Fluktuasjonen mellom akkumulasjonsprosesser og ablasjonsprosesser bør undersøkes nærmere, for eventuelt å finne et mønster i disse prosessene over en lengre tidsperiode.

6.5 Eksistens av permafrost på Kringsollfonna

Om en ser på Nesje mfl. (2012) sin inndeling av snøfonner, så kan en kategorisere Kringsollfonna som en flerårig fonn som har vært tilstede over lang tid. Siden Kringsollfonna er ei snøfonn som har eksistert over lang tid, så kan en stille spørsmål om permafrost i området har bidratt til vedlikeholdelsen av Kringsollfonna eller ikke. Kringsollfonna er en del av det periglasiøse miljøet, da den er en del av kalde områder men ikke-glasiøse miljøer. Holden (2008) legger fram at periglasiøse miljøer preges av fryse- og tineprosesser, og at de ofte er knyttet til permafrost som kan være ikke-kontinuerlig eller kontinuerlig. Om en kun ser på hvilket miljø Kringsollfonna er en del av, så kan det muligens tenkes at det finnes permafrost i området. Dette er kun en måte å anse at det er

mulig med permafrost i området, men en må også ta i betraktning andre faktorer, som for eksempel høyde over havet.

Tidligere studier (Isaksen mfl., 2002; Sollid mfl., 2003) kartla permafrostgrensen på Dovre til å ha en nedre grense på rundt 1490 moh. i områder med tilrettelagte lokale forhold. Disse studiene viser dermed at en ikke kan utelukke at det eksisterer permafrost på Kringsollfonna, men det er behov for studier som undersøker dette nærmere for å bekrefte eller avkrefte tilstedeværelsen av permafrost. En eventuell tilstedeværelse av permafrost vil muligens bidra til å opprettholde temperaturer i fonna som medfører en lavere smeltrate enn om permafrost ikke er tilstede. På den ene siden kan en ut ifra våre resultater, når det kommer til endring i volum, se at Kringsollfonna generelt mister mye volum, noe som muligens kan være med på å bygge opp under at det ikke eksisterer permafrost i bakken under fonna. Men på den andre siden kan det hende at permafrost eksisterer under fonna, men at det er andre faktorer som påvirker smeltesraten i større grad enn permafrosten. En tredje mulighet er at det eksisterer permafrost kun under noen deler av fonna, og at de områdene som eventuelt ikke har permafrost har større grad av smelting enn resterende deler av fonna, på grunn av et behov for høyere atmosfæriske temperaturer for å få isen over trykksmeltepunktet.

Isaksen mfl. (2002) mener at høyde over havet er en mye viktigere faktor når det kommer til om det finnes permafrost eller ikke, i forhold til de mindre viktige forholdene som helningsorientering og solinnstråling. Kringsollfonna ligger på en høyde over havet, 1500-1550 moh., som gjør at den ligger i grenseland i forhold til om det er mulig med tilstedeværelse av permafrost. Tidligere studier gjort rundt permafrost fordeling i Norge kan verken avkrefte eller bekrefte hvorvidt det er permafrost på Kringsollfonna da den ligger helt i det nedre permafrostsjiktet. Selv om permafrosten i området har minket siden den lille istid, så viser Lilleøren mfl. (2012) at det fortsatt er permafrost på Kringsollfonna ut ifra figur 1. Det krever videre undersøkelser for å bekrefte eller avkrefte eksistensen av permafrost under Kringsollfonna, men studien til Lilleøren mfl. (2012) gjør at en kan ta utgangspunkt i en antakelse rundt at permafrost eksisterer på Kringsollfonna.

I et tilfelle av permafrost på Kringsollfonna, så kan denne bidra til opprettholdelse av temperaturer under trykksmeltepunktet, noe som muligens vil bidra til overlevelsen av Kringsollfonna på lengre sikt, så lenge den eventuelle eksistensen av permafrost vedvarer. Det har også vært spekulert rundt hvorvidt snøfonner er kaldbaserte og derav frosset fast

til bakken, og hvor stor innvirkning dette eventuelt har på fonnas massebalanse. Om Kringsollfonna er frosset fast til bakken så er muligens tanken om eksistens av permafrost mer reell enn om fonna ikke er frosset fast til bakken. Under vårt feltarbeid ble det observert vann som kunne se ut til å komme rennende langs bakken under fonna, noe som nærmere undersøkt eventuelt vil avkrefte at fonna er fastfrost. Om dette er det faktiske tilfelle, kan det tyde på at fonna ikke er fastfrosset til bakken, og at det derav er mulig at det forekommer små bevegelser av fonna. Dette er noe som kan undersøkes videre, og derav også bidra til å fastslå om det er permafrost under Kringsollfonna eller ikke. Figur 18 viser at det ikke er noen forlengelse av fonna i en spesiell retning. Dette tyder på at den horisontale utbredelsen til snøfonnen ser ut til å være i likevekt. Figur 18 viser derav at fonna ikke beveger seg i en bestemt retning, noe som kan være med på å utelukke bevegelse av Kringsollfonna. Selv om fasongen til snøfonnen har endret seg i fra 2018 til 2016, er forskjellene i form, areal og horisontal forlengelse ubetydelige i bevegelseskontekst og massebalansesammenheng. Resultatene i denne oppgaven tyder derfor ikke på at Kringsollfonna beveger seg i horisontal retning.

For å kunne si noe om den framtidige eksistensen til Kringsollfonna, vil det kunne være nyttig å undersøke hvorvidt det faktisk er permafrost under fonna. I tilfelle av permafrost, og at fonna eventuelt er frosset fast til underlaget, så vil dette påvirke eksistensen av fonna. Dette på grunn av at de termiske egenskapene til det aktive laget styrer initiering, vedlikehold og vekst av breen (Haeberli, 2006). Om det ikke eksisterer permafrost på Kringsollfonna, siden den ligger i den nedre delen av permafrostsjiktet (Lilleøren, 2012), så vil de selvregulerende prosessene muligens spille en enda større rolle da det er de prosessene som vedlikeholder eksistensen til fonna. Det er svært utfordrende å kunne si noe om i hvor stor grad eventuell permafrost bidrar til vedlikehold av fonna, da koplingen mellom atmosfæriske prosesser og prosesser i grunnen, på grunn av de ikke ledende varme overføringsprosessene, er svært kompleks (Haeberli, 2006).

6.6 Kringsollfonna som klimaindikator

Ifølge Kaser mfl. (2006) så er massebalansen sterkt knyttet til lokale topografiske faktorer i tillegg til klimaet i området, og endringer i breers totale volum er derfor et resultat av regionale og lokale klimatiske faktorer. Om en skal se på volumendringene på Kringsollfonna opp imot de lokale klimaendringene så kan en ut ifra resultatene i denne oppgaven se at volumtapet fra Kringsollfonna viser stor grad av smelting, noe som kan bygge opp under påstanden rundt at Kringsollfonna er en indikator på at klimaet har blitt

varmere. Men på den andre siden så hadde fonna faktisk økt i volum fra 2016 til 2018, noe som muligens ikke kan sies å være en indikator på det gjeldene regionale klimaet. Samtidig med økt volum fra 2016 til 2018 så kan en se en økning i sommertemperaturen i fra 2015 til 2018, i tillegg til høyere vårtemperaturer. Om en kun tar temperaturen i betraktning, vil høyere temperaturer naturlig nok føre til antakelser om en større grad av smelting på fonna. Men siden en rekke andre faktorer også vil spille inn, muligens i ulik grad, så kan en ikke fastslå om det høye volumtapet kun er et resultat av økte vår- og sommertemperaturer, eller om det skyldes andre faktorer. Siden den eneste perioden med en positiv volumendring var fra 2016 til 2018, så har ikke økte vår- og sommertemperaturer ført til mindre masse på fonna i denne perioden. Derav er resultatene i denne oppgaven muligens motstridende med Kaser mfl. (2006) sine tanker rundt at endring i det totale volumet er et resultat av lokale klimatiske faktorer, som temperatur og nedbør i form av snø, alene.

Green & Pickering (2009) foreslår at levetiden til snøfönnene er bestemt av vinterens snöfall og temperaturen om sommeren. Da de lokale klimatiske dataene viser en ökning i temperatur om våren og sommeren i området, i tillegg til en god variasjon rundt mengde nysnö som er kommet de ulike årene, så kan en muligens klare å finne enkelte sammenhenger mellom klima og volumendring. Det at vår- og sommermånedene var noe varmere i 2018 enn i de foregående årene kan muligens gjenspeiles i hvor mye volum som er tapt fra fonna i denne perioden. Om en ser på volumtapet fra 2015 til 2016, så er det på hele 34331 m³, mens volum tapt fra 2016 til 2018 ligger på 25189 m³, noe som ikke tydelig kan sies å gjenspeile varmere sommertemperaturer i 2018. Da det var kaldere om våren og sommeren både i 2015 og i 2016 i forhold til 2018 så kan det tenkes at smeltingen på våren muligens har startet noe tidligere i 2018 og at fonna derfor har hatt en lengre smelteperiode. En lengre smelteperiode er motstridende med resultatene rundt at det har forekommet mindre tap i den siste undersøkte perioden i forhold til den første. En annen faktor som kan spille inn på forskjellen i tap av volum er kaldere temperaturer om høsten og vinteren i 2018, noe som muligens kan ha ført til at mindre volum har blitt tapt fra 2016 til 2018 i forhold til fra 2015 til 2016. Variasjonen i hvor mye volum som er tapt fra Kringsöllfonna kan ha en sammenheng med ökte temperaturer, men i dette tilfelle gjenspeiler ikke ökte temperaturer det at fonna har smeltet mindre fra 2016 til 2018 framfor i perioden 2015 til 2016 da sommertemperaturene var lavere. Vintertemperaturen i 2015 var noe høyere, noe som kan ha bidratt til større grad av smelting på grunn av en forlenget smeltesesong, men det er muligens snakk om innvirkning fra flere faktorer enn kun temperatur på smeltesesongen.

til Kringsollfonna. Selv om en antakelse rundt at snøfonnene smelter på grunn av økt global oppvarming, så må lokale faktorer også tas i betraktning, og en kan derfor ikke benytte Kringsollfonna alene som en indikator på det regionale eller lokale klimaet.

Ifølge Watson mfl. (1994) og Kaser mfl. (2006) så kan snøfonnene i seg selv være en god indikator på økende variasjoner i klimaet. Selv om det muligens ligger mer bak endringene i volum enn kun klimaendringer, vil endringer av disse snøfonnene være viktige da de ofte påvirker det termiske regimet til skråninger, vanntilførsel, næringsstoffer, jordutvikling og vegetasjon i området (Green & Pickering, 2009). Kombinerte effekter av klima og topografi påvirker dybden så vel som lokasjonen til en snøfonn. Så selv om lokale klimatiske data i den undersøkte perioden ikke kan fastslås å påvirke volumet av Kringsollfonna direkte, så kan klimaendringer være med på å bidra til regulering av hvor snøfonner kan eksistere og deres tykkelse. Det at en snøfonn over en kort tidsskala viser høy sensitivitet til ekstreme hendelser og årlige sesongvariasjoner, mens den på en kort temporal skala, kan anses som værsensitiv (Jarrett, 2019), kan også ses i resultatene fra denne oppgaven. Det skjer forholdsvis drastiske endringer i volum på Kringsollfonna i den undersøkte perioden, tillegg til at figur 16 og 17 viser store forskjeller i høyden på overflaten fra 2016 til 2018. Jarrett (2019) sine studier gjort på Kringsollfonna kan derfor underbygges av funnene i denne oppgaven, da en kan trekke de samme slutningene rundt at fonna påvirkes av klima på kort sikt, mens den på lang sikt kan tenkes å være motstandsdyktig mot klimaendringer.

Snøfonner som er vendt mot nord i arktiske og subarktiske områder kan bli liggende i skyggen der hvor topografien sperrer for solinnstrålingen (Glazirin mfl., 2004). Siden Kringsollfonna i størst grad er vendt mot nord, kan dette indikere at fonna i stor grad er skyggelagt og mottar mindre stråling. Trender som viser reduserte mengder nedbør i form av snø og tidligere smelting gjør at fremtiden til Kringsollfonna kan være usikker. Volumberegningene gjort ut ifra skanningene i denne oppgaven viser klare variasjoner i volum tapt og volum akkumulert fra år til år, noe som kan tyde på at Kringsollfonna sitt volum fluktuerer i samspill med klimaendringene på kort sikt. Hvorvidt Kringsollfonna kan brukes som en klimaindikator, kan bli fastslått ved videre skanninger og volumberegninger av fonna i framtiden, sammenliknet med den klimatiske utviklingen. Kringsollfonna kan sies å være sensitiv til klimaendringer, da den tilpasser sin massebalanse og størrelse som respons på klimaendringer, men dette vil ikke tilsi at det er noen direkte kopling mellom årlige klimavariasjoner og overlevelsen til Kringsollfonna over lang tid. Derfor er det ikke

mulig å direkte fastslå om Kringsollfonna kan brukes som en indikator på klimaet over lang tid, da det er en rekke andre faktorer som også spiller inn.

6.7 Videre anbefalinger

Som hentydet ved flere tilfeller i denne oppgaven, så kan flere framtidige undersøkelser og studier bidra til økt forståelse rundt en rekke fenomen ved Kringsollfonna og andre snøfonner. Blant annet vil videre målinger av volumendring på Kringsollfonna være interessant, da en lengre måleserie vil kunne gi bedre resultater og skape en større forståelse rundt konklusjonene i denne oppgaven i tillegg til konklusjonen i studien til Jarrett (2019). I tillegg til en fortsettelse av massebalansemålinger på Kringsollfonna så vil også framtidig forskning på selvregulerende feedbackmekanismer på snøfonner, kunne være nyttig for å bedre forstå hvorfor enkelte snøfonner eksisterer i flere tusen år på tross av økte temperaturer.

Selv om Kringsollfonna i de tre undersøkte periodene totalt mistet mer volum enn hva den økte med, så er ikke dette nok til å kunne fastslå om Kringsollfonna krymper eller eventuelt vokser i størrelse på en lengre tidsskala, noe som kan være interessant å se videre på med tanke på hvilken innvirkning klimatiske endringer har på fonnas massebalanse. Siden middeltemperaturen har økt fra 2015 til 2018 i sommermånedene kan det tenkes at en videre økning i middeltemperaturen i område kan påvirke Kringsollfonnas volum. Det er derfor mulig at disse varmere temperaturene vil vise seg å ha betydning for framtidige volumendringer av fonna, og det vil derfor være fordelaktig å fortsette måleserien av Kringsollfonna for å undersøke hvorvidt fonna faktisk påvirkes av de årlige variasjonene i temperaturendringer og andre klimatiske faktorer, og eventuelt i hvor stor grad denne påvirkningen foregår. Lokale vindfelt kan også påvirke energibalansen over snø og is, på grunn av at redusert vindhastighet over flate områder sannsynligvis vil føre til mindre turbulente flukser. Reduksjonen i turbulente flukser resulterer i redusert smelting og sublimering av snø og is (Dadic mfl., 2010). Dadic mfl. (2010) mener at denne effekten bør tas opp i fremtiden for å bedre forstå energibalansen over snø og is, noe jeg støtter da dette kan bidra til en økt forståelse av snøfonnens selvregulering.

Videre vil en værstasjon på Kringsollfonna kunne bidra til å fastslå i hvor stor grad vindakkumulasjon av snø er med på å bidra til dens langvarige eksistens, og den vil gi mer korrekte lokale klimatiske data som kan skape større nøyaktighet i resultatene. Massebalansemålingene gjort på Kringsollfonna fram til i dag, gir ikke nok informasjon til å kunne konstatere en gitt utvikling, selv om det er mulig å se enkelte trender. Det vil også

være interessant å kunne si noe om hvor lenge Kringsollfonna antas å eksistere ut ifra de gjeldene klimatiske endringene og volumendringene som er målt tidligere. En beregning av dens videre eksistens vil også kunne sees i sammenheng med hvorvidt det med sikkerhet eksisterer eller ikke eksisterer permafrost under fonna. Selv om Nesje mfl. (2012) setter isfonner i en kombinasjon med permafrost, så kan en ikke konkludere med at det finnes permafrost under Kringsollfonna uten nærmere målinger. Det krever derfor videre undersøkelser for å bekrefte eller avkrefte eksistensen av permafrost under Kringsollfonna. En studie av bevegelse av Kringsollfonna vil også være interessant, da en vil kunne få en bredere forståelse av snøfonnens dynamikk og massebalanse. Bevegelse i fonnen vil også kunne undersøkes med tanke på interessen rundt bevaring av arkeologiske funn i framtiden.

6.8 Konklusjon

Resultatene i denne oppgaven viser en nedgang i volum i perioden 2015 til 2018, med variasjoner i de tre undersøkte periodene. Det kommer også fram et skifte i hvilke områder på fonna hvor masse akkumuleres, og hvor masse smelter. Dette skiftet er med på å sette spørsmålsteget rundt hvorvidt Kringsollfonna kun påvirkes av det lokale klimaet eller om den reguleres av andre mekanismer. Ut ifra resultatene i denne oppgaven kan en derfor kun antyde at en hypotese rundt at massebalansen er omvendt relatert til snøfonnens størrelse også er gjeldene for Kringsollfonna. Når fonna er liten i størrelse på våren, vil akkumulasjonen være større enn om fonna er stor om våren. Kringsollfonnas massebalanse reguleres av akkumulasjons- og ablasjonsprosesser, som gjør at disse prosessene enten samhandler eller dominerer avhengig av de tidligere sesongene og fonnas utseende innledende i sesongen. På grunn av en kort undersøkt periode kan en kun trekke slutninger på bakgrunn av et relativt lite datagrunnlag. Derfor er det vanskelig å fatte en konklusjon som kan gi en generell forklaring rundt selvregulerende feedbackmekanismer på snøfonner, og i hvilken grad Kringsollfonna påvirkes av klimatiske endringer. Denne oppgaven kan danne et grunnlag for videre forskning rundt selvregulerende feedbackmekanismer og Kringsollfonnas overlevelse. Slik som studien utført på Hamaguri-yuki snøfonna i Japan, som er gjort over fire tiår, så vil disse resultatene kun bli en brøkdel sammenliknet, da det er et for lite datagrunnlag over en for kort periode.

Kringsollfonna kan sies å være sensitiv til klimaendringer, da den tilpasser sin massebalanse og størrelse som respons på klimaendringer, men dette vil muligens ikke tilsi at det er noen direkte kopling mellom årlige klimavariasjoner og overlevelsen til Kringsollfonna. Derfor er det ikke mulig å direkte fastslå om Kringsollfonna kan brukes som en indikator på klimaet. Ut ifra resultatene kan en se at det skjer forholdsvis drastiske endringer i volum på Kringsollfonna i tillegg viser store forskjeller i høyden på overflaten fra 2016 til 2018. Jarrett (2019) sine studier gjort på Kringsollfonna kan derfor underbygges av funnene i denne oppgaven, da en kan trekke de samme slutningene rundt at fonna påvirkes av klima på kort sikt, mens den på lang sikt kan tenkes å være motstandsdyktig mot klimaendringer.

7 Referanser

Askheim, S. (2016). *Dovre fjell: geologi*. I Store norske leksikon. Hentet 29 mars 2019 fra: https://snl.no/Dovre_fjell_-_geologi

Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and glaciation*. London, Arnold. s: 734

Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2010). *Glaciers & glaciation* (2. utgave). New York: Routledge

Callanan, M., Berthling, I., & Vatne, G. (2010). *Fonn og Bre*. SPOR

Callanan, M. (2012). *Central Norwegian Snow Patch Archaeology: Patterns Past and Present*. Artic, 65(1)

Clifton, A., & M. Lehning (2008). *Improvement and validation of a snow saltation model using wind tunnel measurements*, *Earth Surf. Processes Landforms*, 33(14), 2156–2173.

Cuffey, K. M. & Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* (4. utgave). UK: Elsevier, Inc.

Dadic, R., Mott, R., Lehning, M. & Burlando, P. (2010). *Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers*. <https://doi.org/10.1029/2009JF001261>

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

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*, VOL. 46, 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.

Green, K. & Pickering, C. M. (2009). *The Decline of Snowpatches in the Snowy Mountains of Australia: Importance of Climate Warming, Variable Snow and Wind*. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, 41:2, 212-218, DOI: <https://doi.org/10.1657/1938-4246-41.2.212>

Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O. & Kääh, A. mfl. (2006). *Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics*. *PERMAFROST AND PERIGLACIAL PROCESSES Permafrost and Periglac. Process.* 17: 189–214 (2006) Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/ppp.561

Haukvik, K. (2015). *En studie av akkumulasjon- og ablasjonsmønstre basert på Lidar data fra to fonner i Dovrefjellsregionen*. Mastergradsavhandling, Geografisk Institutt, NTNU. Trondheim.

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.

Holden, J. (2008). *An Introduction to physical geography and the environment* (Red.). Harlow: Pearson/Prentice Hall.

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

Jarrett, L. (2019). *«Into the ice» a study of glaciological and geomorphological significant ice patches in central Norway*. Doctoral theses at Norwegian University of Science and Technology, 2019:56

Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. & Ohmura, A. (2006). *Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004*. *Geophysical Research Letters/Volum 33, Issue 19*. <https://doi.org/10.1029/2006GL027511>

Kivinen, S., Kaarlejärvi, E., Jylhä, K. & Räisänen, J. (2012). *Spatiotemporal distribution of threatened highlatitude snowbed and snow patch habitats in warming climate*. *Environmental Research Letters*: 7 034024

Kartverket.no (2018). *CPOS*. Hentet fra: <https://kartverket.no/Posisjonstjenester/CPOS/>

Kneisel, C. (1998). *Occurrence of surface ice and ground ice/permafrost in recently deglaciated glacier forefields, St. Moritz area, Eastern Swiss Alps*. PERMAFROST – Seventh International Conference, Yellowknife (Canada), Collection Nordicana No 55, 1998

Lehning, M., H. Löwe, M. Ryser, & N. Raderschall (2008). *Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain*, *Water Resour. Res.*, 44, W07404, doi:[10.1029/2007WR006545](https://doi.org/10.1029/2007WR006545).

Lilleøren, K. S., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Gislås, K., & Humlum, O. (2012). *The relative age of mountain permafrost — estimation of Holocene permafrost limits in Norway*. *Global and Planetary Change*, 92–93(0), 209–223. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.05.016>

Martinsen, J. R. P. (2012). *Ice patches as archeological contexts – A multidisciplinary approach*. (Master), at Norwegian University of Science and Technology, Trondheim

Navsys.no (2017). *Altus APS3G A complete surveying solution*. Hentet fra: http://navsys.no/application/files/7515/0608/8393/Altus_APS3G_Product_Datasheet_A4_norsk.pdf

Nesje, A., Pilø, L. H., Finstad, E., Solli, B., Wangen, V. & Ødegård, R. S. mfl. (2012). *The climatic significance of artefacts related to the prehistoric reindeer hunting exposed at melting ice patches in southern Norway*. *The Holocene*, 22(4). Doi: 10.1177/0959683611425552

NTNU (udatert). *SPARC – The effect of climate change on vulnerable alpine heritage environments*. URL: <http://www.ntnu.no/museum/sparc> (hentet 14.01.2019)

NTNU (2015). *Ancient snow patches melting in record speed*. Publisert av phys.org. Hentet fra: <https://phys.org/news/2015-02-ancient-patches.html>

Peckel, K. (2017). *En massebalansemåling på isfonnene Kringsollfonna og Strorbreen*. Masteroppgave NTNU ved institutt for geografi: Trondheim.

Pomeroy, J. W. (1988). *Wind transport of snow*, Ph.D. thesis, 226 pp., Div. of Hydrol., Univ. of Sask., Saskatoon, Sask., Canada. Hentet fra: <https://earthweb.ess.washington.edu/Glaciology/projects/meserve/28-351.pdf>

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

Riegl Laser Measurement System (2012). *3D terrestrial Laser Skanner – Riegl VZ-400/Riegl VZ-1000*. General Description and Data Interfaces. Riegl Laser Measurement System.

Ringdal, K. (2013). *Enhet og mangfold – Samfunnsvitenskapelig forskning og kvantitativ metode* (3. utgave). Fagbokforlaget Vigmostad & Bjørke AS.

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. Hentet fra: doi: 10.1111/j.1468-0459.2011.00006.x

Siegert, M.J. (2001). *Ice sheets and late Quaternary environmental change*. New York, Wiley.s: 231.

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.

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.

Starks, H. & Trinidad, S.B. (2007). *Choose your method: A comparison of Phenomenology, discourse analysis, and Grounded Theory*. *Qualitative Health Research*, 17(10), 1372-1380. DOI: <https://doi.org/10.1177/1049732307307031>

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>

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

Watson, A., Davison, R. W. & French, D. D. (1994). *Summer Snow Patches and Climate in Northeast Scotland, U.K.* *Arctic and Alpine Research*, 26:2, 141-151. Hentet fra: <https://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/00040851.1994.12003050?needAccess=true> e Watson mfl., 1994

Yr.no (2019). *Hjerkin, Dovre (Oppland)*. Lastet ned 12.02.19 kl. 11.14. Hentet fra: <https://www.yr.no/sted/Norge/Oppland/Dovre/Hjerkin~178953/>

Ødegård, R.S., Nesje, A., Isaksen, K., Andreassen, L.M., Eiken, T., Schwikowski, M. & Uglietti, C. (2017). *Climate change threatens archaeologically significant ice patches: insights into their age, internal structure, mass balance and climate sensitivity*. *The Cryosphere*, 11(1). URL: <http://eds.a.ebscohost.com/eds/pdfviewer/pdfviewer?sid=d82672e1-a2c0-42a8-aedf3b4925c5ac93%40sessionmgr4008&vid=0&hid=4113>

8 Vedlegg

8.1 Værdata fra senorge.no

Dato	Temp	Nedbør	Nysno		Dato	Temp(C°)	Nedbør	Nysno
01.01.2015	0,95	0,8	0		01.01.2017	-6,35	4,3	4
02.01.2015	-2,55	1,5	0		02.01.2017	-9,95	5,8	9
03.01.2015	-7,55	4,1	10		03.01.2017	-10,25	3,8	2
04.01.2015	-9,85	0,1	10		04.01.2017	-9,45	4,2	11
05.01.2015	-8,35	0,1	0		05.01.2017	-17,25	0,1	0
06.01.2015	-5,55	3,8	0		06.01.2017	-12,65	0,3	0
07.01.2015	-4,35	1,7	3		07.01.2017	-5,95	0,9	4
08.01.2015	-6,95	3,5	0		08.01.2017	-7,35	0	0
09.01.2015	-6,45	0	2		09.01.2017	-3,45	0	2
10.01.2015	-11,85	2,9	0		10.01.2017	-2,65	0	0
11.01.2015	-12,05	9,9	4		11.01.2017	-5,85	1,3	0
12.01.2015	-12,05	3,1	0		12.01.2017	-7,25	3,8	4
13.01.2015	-9,85	3,3	0		13.01.2017	-10,35	0	0
14.01.2015	-9,15	2,6	0		14.01.2017	-9,05	2,1	7
15.01.2015	-9,15	0	0		15.01.2017	-12,05	1,4	3
16.01.2015	-7,25	8,4	0		16.01.2017	-10,65	0	0
17.01.2015	-6,05	2,7	3		17.01.2017	-7,35	0,9	1
18.01.2015	-6,25	6,9	9		18.01.2017	-1,95	0	0
19.01.2015	-11,75	0	0		19.01.2017	-1,55	0	0
20.01.2015	-11,85	4,3	0		20.01.2017	-2,75	0	14
21.01.2015	-12,75	1,9	0		21.01.2017	-1,15	0	0
22.01.2015	-12,25	2	0		22.01.2017	-0,75	0,1	0
23.01.2015	-15,55	0,2	0		23.01.2017	-3,75	0	0
24.01.2015	-10,05	0	0		24.01.2017	-5,75	0	0
25.01.2015	-8,75	0	0		25.01.2017	-3,95	0	0
26.01.2015	-6,85	0	0		26.01.2017	0,95	0	0
27.01.2015	-6,85	0	0		27.01.2017	1,15	0,1	0
28.01.2015	-4,55	17,1	0		28.01.2017	-1,05	0,2	0
29.01.2015	-5,35	3,1	0		29.01.2017	-4,65	0	0
30.01.2015	-8,85	2,3	0		30.01.2017	-6,65	0,6	0
31.01.2015	-10,25	0	0		31.01.2017	-8,65	0	0
01.02.2015	-11,55	0	0		01.02.2017	-6,85	0,2	0
02.02.2015	-11,25	0	4		02.02.2017	-5,85	0	0
03.02.2015	-9,95	0	0		03.02.2017	-4,35	0	0
04.02.2015	-10,25	0,1	1		04.02.2017	-2,75	1,3	0
05.02.2015	-11,75	0	0		05.02.2017	-5,75	0	0
06.02.2015	-2,95	1,2	0		06.02.2017	-7,45	0	0
07.02.2015	-1,05	0	4		07.02.2017	-11,55	1,2	0
08.02.2015	-11,85	7,5	21		08.02.2017	-15,45	0,8	0
09.02.2015	-2,55	5,6	6		09.02.2017	-14,35	0	0
10.02.2015	-0,75	0	5		10.02.2017	-11,75	0	0
11.02.2015	-3,05	0	0		11.02.2017	-11,15	0,7	0
12.02.2015	-2,95	0	0		12.02.2017	-9,45	0	0
13.02.2015	-5,65	0	3		13.02.2017	-3,55	0	0
14.02.2015	-6,05	0	0		14.02.2017	-0,95	0	0
15.02.2015	-6,85	0,1	0		15.02.2017	-1,75	0,2	0
16.02.2015	-9,65	1,3	0		16.02.2017	-1,25	0	0
17.02.2015	-9,75	0,9	0		17.02.2017	-2,05	1,6	2
18.02.2015	-7,45	1,1	8		18.02.2017	-4,95	0	0
19.02.2015	0,35	0,1	0		19.02.2017	-2,05	9,8	0
20.02.2015	-2,65	1,1	0		20.02.2017	-3,05	10	0
21.02.2015	-6,45	0	0		21.02.2017	-6,55	4,9	6
22.02.2015	-7,95	0,3	1		22.02.2017	-7,55	1,3	2
23.02.2015	-10,45	1,2	0		23.02.2017	-9,75	0	3
24.02.2015	-7,65	4,9	0		24.02.2017	-12,65	0,7	3
25.02.2015	-7,35	0,9	0		25.02.2017	-12,55	3,1	5
26.02.2015	-6,95	2,5	0		26.02.2017	-9,05	0,9	0

27.02.2015	-6,45	3,5	0		27.02.2017	-7,45	2,3	0
28.02.2015	-6,75	0	0		28.02.2017	-6,85	1,5	0
01.03.2015	-6,05	2,6	0		01.03.2017	-6,75	3,8	0
02.03.2015	-5,95	2,7	0		02.03.2017	-9,35	0	0
03.03.2015	-9,15	0,2	0		03.03.2017	-9,85	0,2	0
04.03.2015	-10,45	0	0		04.03.2017	-9,75	0	0
05.03.2015	-8,85	3,1	1		05.03.2017	-11,05	2	0
06.03.2015	-5,15	0,2	2		06.03.2017	-13,05	0	0
07.03.2015	-4,75	0	0		07.03.2017	-14,75	0,2	0
08.03.2015	-0,45	0	13		08.03.2017	-13,85	0	0
09.03.2015	-5,25	0	6		09.03.2017	-11,15	0	0
10.03.2015	-6,45	0,2	0		10.03.2017	-8,35	0,7	0
11.03.2015	-5,25	3,8	9		11.03.2017	-9,25	0,7	0
12.03.2015	-5,95	0	0		12.03.2017	-5,55	2,2	0
13.03.2015	-4,85	0	0		13.03.2017	-2,55	0	0
14.03.2015	-4,85	0	0		14.03.2017	-3,55	0	0
15.03.2015	-3,55	0	0		15.03.2017	-5,05	2,7	10
16.03.2015	-1,55	0	0		16.03.2017	-7,55	0,1	12
17.03.2015	-3,15	0	0		17.03.2017	-5,15	6,4	0
18.03.2015	-3,75	0	0		18.03.2017	-8,25	5,8	6
19.03.2015	-2,75	0	0		19.03.2017	-11,75	0,1	0
20.03.2015	-4,75	2,2	2		20.03.2017	-9,55	2,2	0
21.03.2015	-11,15	3,4	2		21.03.2017	-6,55	0	0
22.03.2015	-10,05	3,2	0		22.03.2017	-7,95	0	2
23.03.2015	-3,05	2,2	0		23.03.2017	-9,65	0	3
24.03.2015	-4,35	0	2		24.03.2017	-10,25	2,1	0
25.03.2015	-8,55	0	0		25.03.2017	-5,15	0	5
26.03.2015	-10,35	0,9	0		26.03.2017	-0,15	0	1
27.03.2015	-9,05	3,5	0		27.03.2017	1,45	0	0
28.03.2015	-7,05	1,5	2		28.03.2017	-3,25	0	2
29.03.2015	-6,35	2,4	0		29.03.2017	-9,05	0	0
30.03.2015	-7,25	0,7	1		30.03.2017	-9,65	0	1
31.03.2015	-8,65	4	0		31.03.2017	-4,85	2,7	1
01.04.2015	-9,25	0,2	0		01.04.2017	-2,05	1,5	0
02.04.2015	-7,65	1,6	0		02.04.2017	-0,45	0	0
03.04.2015	-7,95	7,7	3		03.04.2017	-1,65	0	0
04.04.2015	-9,75	1,2	0		04.04.2017	0,95	0	0
05.04.2015	-9,85	0	0		05.04.2017	-4,15	0,1	0
06.04.2015	-4,25	2,1	1		06.04.2017	-5,95	0,4	3
07.04.2015	-0,95	0	2		07.04.2017	-2,25	2,7	11
08.04.2015	-3,65	0	3		08.04.2017	-2,55	0	2
09.04.2015	-4,25	0	0		09.04.2017	-1,45	0	0
10.04.2015	-2,05	0	0		10.04.2017	-1,55	1,3	2
11.04.2015	-0,15	0,8	0		11.04.2017	-7,45	1,8	6
12.04.2015	-1,75	5,5	6		12.04.2017	-9,45	2	0
13.04.2015	-5,85	2,3	0		13.04.2017	-6,55	4	2
14.04.2015	-9,95	3	1		14.04.2017	-8,85	3,9	3
15.04.2015	-4,55	0,3	0		15.04.2017	-10,25	0	0
16.04.2015	-5,25	3,9	2		16.04.2017	-9,75	1,1	0
17.04.2015	-6,05	0	0		17.04.2017	-9,05	2,5	0
18.04.2015	-4,15	0	0		18.04.2017	-10,45	0,7	0
19.04.2015	-3,55	0	0		19.04.2017	-9,75	0	0
20.04.2015	2,05	0	0		20.04.2017	-5,35	3,5	0
21.04.2015	2,55	0	0		21.04.2017	-4,75	3,3	8
22.04.2015	0,45	0	0		22.04.2017	-8,35	0,1	8
23.04.2015	-2,75	0	10		23.04.2017	-8,65	4,1	4
24.04.2015	-8,55	0	6		24.04.2017	-10,65	4,2	1
25.04.2015	-6,65	2,7	0		25.04.2017	-9,35	5,3	3
26.04.2015	-3,85	5,6	1		26.04.2017	-8,65	1,2	1
27.04.2015	-6,95	0	0		27.04.2017	-9,45	0	2
28.04.2015	-5,95	0	0		28.04.2017	-8,85	1,1	0

29.04.2015	-5,15	1,9	0		29.04.2017	-7,65	0	0
30.04.2015	-6,45	0,6	2		30.04.2017	-6,95	0,6	0
01.05.2015	-6,25	3,2	4		01.05.2017	-5,75	0	0
02.05.2015	-7,35	3	2		02.05.2017	-3,85	0	0
03.05.2015	-9,05	0	0		03.05.2017	-1,85	0,1	0
04.05.2015	-4,85	0,2	0		04.05.2017	-3,35	0,1	0
05.05.2015	-3,45	0,6	0		05.05.2017	1,15	0	0
06.05.2015	-0,05	7,2	0		06.05.2017	3,25	0,6	0
07.05.2015	1,25	0	0		07.05.2017	-0,25	0	0
08.05.2015	-0,85	1,3	0		08.05.2017	-7,25	4,1	2
09.05.2015	-4,05	0	0		09.05.2017	-7,75	2,2	3
10.05.2015	-2,55	0,8	0		10.05.2017	-9,35	2,6	0
11.05.2015	-2,95	1,3	0		11.05.2017	-7,55	4,7	0
12.05.2015	-0,05	0	0		12.05.2017	-6,05	0	0
13.05.2015	-1,25	3,5	3		13.05.2017	-2,55	0	0
14.05.2015	-3,85	0	7		14.05.2017	0,75	0	0
15.05.2015	-5,95	0	3		15.05.2017	2,95	1,4	0
16.05.2015	-2,25	0	0		16.05.2017	0,85	0,6	0
17.05.2015	-3,25	5,6	4		17.05.2017	1,45	6,2	0
18.05.2015	-3,65	3,9	3		18.05.2017	4,05	3	0
19.05.2015	-2,05	1,3	0		19.05.2017	3,25	8,2	0
20.05.2015	-2,95	2	0		20.05.2017	2,15	0	0
21.05.2015	-2,65	0,9	0		21.05.2017	6,15	0	0
22.05.2015	-0,35	0	0		22.05.2017	0,25	18,8	18
23.05.2015	-2,65	2,1	1		23.05.2017	-0,95	7,6	3
24.05.2015	-3,55	0	0		24.05.2017	3,45	0,1	0
25.05.2015	-1,45	2,5	4		25.05.2017	1,35	0,8	0
26.05.2015	-2,25	1	4		26.05.2017	2,35	2,2	0
27.05.2015	-1,55	2,7	2		27.05.2017	5,45	0	0
28.05.2015	-1,15	0	0		28.05.2017	8,35	0,2	0
29.05.2015	-0,85	9,8	5		29.05.2017	6,05	3,1	0
30.05.2015	-2,25	7,2	6		30.05.2017	4,55	0	0
31.05.2015	-1,75	6,8	10		31.05.2017	1,95	9,1	0
01.06.2015	-0,65	4,1	3		01.06.2017	-3,35	0	2
02.06.2015	-2,15	0,1	0		02.06.2017	-3,05	0	0
03.06.2015	-2,45	4,4	2		03.06.2017	2,55	1,9	0
04.06.2015	-1,75	12,1	1		04.06.2017	3,15	0	0
05.06.2015	-0,95	0	0		05.06.2017	2,55	11,2	0
06.06.2015	2,35	1,4	0		06.06.2017	2,25	0	0
07.06.2015	1,45	5,9	0		07.06.2017	4,55	0,6	0
08.06.2015	-0,15	0	3		08.06.2017	4,05	5,6	0
09.06.2015	-2,05	0	0		09.06.2017	3,35	2,9	0
10.06.2015	1,15	5,7	0		10.06.2017	4,45	4,1	0
11.06.2015	1,45	0	0		11.06.2017	5,25	6,9	0
12.06.2015	1,75	0	0		12.06.2017	5,55	1,4	0
13.06.2015	1,35	0	0		13.06.2017	2,85	0,1	0
14.06.2015	-0,15	0	5		14.06.2017	3,75	0	0
15.06.2015	-2,25	0	6		15.06.2017	4,75	0	0
16.06.2015	-1,85	0	0		16.06.2017	7,75	0,9	0
17.06.2015	-0,75	0	0		17.06.2017	4,85	2,9	0
18.06.2015	2,15	0	0		18.06.2017	6,85	0,1	0
19.06.2015	1,95	2,2	0		19.06.2017	4,05	0,2	0
20.06.2015	2,35	0	0		20.06.2017	2,05	0	0
21.06.2015	5,15	0	0		21.06.2017	-0,05	0	6
22.06.2015	6,65	0	0		22.06.2017	0,55	0	0
23.06.2015	5,25	1	0		23.06.2017	5,85	0	0
24.06.2015	1,75	6,7	0		24.06.2017	5,35	12,4	0
25.06.2015	0,25	2	2		25.06.2017	1,95	1,2	0
26.06.2015	0,55	4	0		26.06.2017	1,95	1,4	0
27.06.2015	3,75	0,2	0		27.06.2017	-1,55	0	4
28.06.2015	6,95	0	0		28.06.2017	0,15	0	0

29.06.2015	8,55	4	0		29.06.2017	5,55	0,4	0
30.06.2015	5,15	7,6	0		30.06.2017	8,45	0	0
01.07.2015	5,95	0,9	0		01.07.2017	10,15	0	0
02.07.2015	11,55	0	0		02.07.2017	9,05	1,4	0
03.07.2015	14,55	0	0		03.07.2017	4,15	0,2	0
04.07.2015	10,65	0	0		04.07.2017	0,95	3	0
05.07.2015	10,95	0,1	0		05.07.2017	0,75	0	0
06.07.2015	13,75	2,2	0		06.07.2017	0,95	0	0
07.07.2015	6,65	28,8	0		07.07.2017	4,25	0	0
08.07.2015	3,15	6,3	0		08.07.2017	7,55	1,6	0
09.07.2015	-0,05	0,8	2		09.07.2017	3,55	12,4	0
10.07.2015	0,05	0	5		10.07.2017	5,45	1,6	0
11.07.2015	1,15	0	0		11.07.2017	5,95	0	0
12.07.2015	8,85	0	0		12.07.2017	2,75	24,8	0
13.07.2015	9,15	0,6	0		13.07.2017	0,35	3,9	11
14.07.2015	6,25	9,6	0		14.07.2017	0,55	0	0
15.07.2015	4,35	0	0		15.07.2017	2,85	0	0
16.07.2015	2,85	14,1	0		16.07.2017	7,65	0,8	0
17.07.2015	0,35	2,4	6		17.07.2017	3,65	0,9	0
18.07.2015	5,75	3,4	0		18.07.2017	2,15	0	0
19.07.2015	4,15	4	0		19.07.2017	2,25	0	0
20.07.2015	4,85	0,1	0		20.07.2017	6,95	0,3	0
21.07.2015	4,75	1,3	0		21.07.2017	11,65	0	0
22.07.2015	4,55	7,1	0		22.07.2017	11,55	2,8	0
23.07.2015	5,45	2,6	0		23.07.2017	10,75	0	0
24.07.2015	1,35	4,3	0		24.07.2017	7,85	27,8	0
25.07.2015	3,75	1,2	0		25.07.2017	7,85	1,4	0
26.07.2015	4,15	4,7	0		26.07.2017	8,25	4,2	0
27.07.2015	2,65	0	0		27.07.2017	9,05	1,9	0
28.07.2015	4,35	0	0		28.07.2017	7,95	4,3	0
29.07.2015	5,65	1,9	0		29.07.2017	6,45	1,8	0
30.07.2015	4,75	0,3	0		30.07.2017	6,95	0	0
31.07.2015	2,15	1,8	0		31.07.2017	7,55	0,9	0
01.08.2015	1,75	0,8	0		01.08.2017	6,05	2,2	0
02.08.2015	5,05	1,4	0		02.08.2017	6,35	0	0
03.08.2015	1,45	6,8	0		03.08.2017	4,85	0,2	0
04.08.2015	5,95	0	0		04.08.2017	6,25	12	0
05.08.2015	7,75	19,4	0		05.08.2017	4,85	7,6	0
06.08.2015	7,65	3,9	0		06.08.2017	6,05	4,7	0
07.08.2015	9,05	1,3	0		07.08.2017	6,15	4,8	0
08.08.2015	7,55	10,6	0		08.08.2017	5,25	4,1	0
09.08.2015	5,15	0	0		09.08.2017	5,45	1,4	0
10.08.2015	7,95	0	0		10.08.2017	5,55	5,7	0
11.08.2015	9,25	0,1	0		11.08.2017	6,45	0,2	0
12.08.2015	6,05	5,1	0		12.08.2017	6,95	0	0
13.08.2015	4,15	0	0		13.08.2017	2,05	0,5	0
14.08.2015	8,45	0	0		14.08.2017	1,85	0	0
15.08.2015	10,55	0	0		15.08.2017	4,35	0,2	0
16.08.2015	10,35	0	0		16.08.2017	5,15	7,3	0
17.08.2015	9,55	0	0		17.08.2017	5,25	1,2	0
18.08.2015	10,25	0	0		18.08.2017	6,05	3,5	0
19.08.2015	10,65	0	0		19.08.2017	6,55	2	0
20.08.2015	11,35	0	0		20.08.2017	4,75	12,4	0
21.08.2015	10,95	0	0		21.08.2017	4,15	2,4	0
22.08.2015	9,25	0	0		22.08.2017	1,85	0	0
23.08.2015	11,25	0	0		23.08.2017	2,05	0	0
24.08.2015	11,65	0	0		24.08.2017	4,55	2,8	0
25.08.2015	10,05	1,5	0		25.08.2017	2,35	1,4	0
26.08.2015	8,75	10,8	0		26.08.2017	1,15	0	0
27.08.2015	8,85	13,6	0		27.08.2017	3,35	0,7	0
28.08.2015	6,65	9,8	0		28.08.2017	7,35	0	0

29.08.2015	4,45	0,1	0		29.08.2017	7,85	0,3	0
30.08.2015	5,15	0	0		30.08.2017	4,25	3,7	0
31.08.2015	6,15	0	0		31.08.2017	3,75	0	0
01.09.2015	5,75	0	0		01.09.2017	3,25	0	0
02.09.2015	3,75	5	0		02.09.2017	2,05	3,5	0
03.09.2015	1,65	9,2	0		03.09.2017	4,55	0,8	0
04.09.2015	2,85	0,1	0		04.09.2017	4,85	0,6	0
05.09.2015	2,45	5	0		05.09.2017	2,55	0,6	0
06.09.2015	-0,65	0	5		06.09.2017	4,45	3,3	0
07.09.2015	0,75	0	0		07.09.2017	3,95	2,7	0
08.09.2015	3,35	0	0		08.09.2017	2,15	4,7	0
09.09.2015	6,85	0	0		09.09.2017	1,55	0,2	0
10.09.2015	10,75	0,1	0		10.09.2017	1,95	2,9	0
11.09.2015	10,75	0,3	0		11.09.2017	4,05	1,5	0
12.09.2015	7,55	0	0		12.09.2017	3,55	8,5	0
13.09.2015	3,95	1,7	0		13.09.2017	2,75	9,9	0
14.09.2015	4,05	0,8	0		14.09.2017	2,75	1,9	0
15.09.2015	4,35	0,9	0		15.09.2017	2,45	0,1	0
16.09.2015	2,95	7,5	0		16.09.2017	1,65	0	0
17.09.2015	2,35	0,3	0		17.09.2017	0,25	0	0
18.09.2015	4,35	10,9	0		18.09.2017	2,05	1,5	0
19.09.2015	3,75	0	0		19.09.2017	2,45	0,2	0
20.09.2015	1,25	0,1	0		20.09.2017	0,35	14,1	10
21.09.2015	0,85	0	0		21.09.2017	-1,75	11,5	0
22.09.2015	1,75	2,8	0		22.09.2017	1,15	0,3	0
23.09.2015	1,35	2,5	0		23.09.2017	2,45	1,9	0
24.09.2015	4,45	0,1	0		24.09.2017	4,65	0	0
25.09.2015	3,35	10,4	0		25.09.2017	5,45	0	0
26.09.2015	0,85	0,9	0		26.09.2017	6,15	0	0
27.09.2015	0,85	0	0		27.09.2017	4,35	0	0
28.09.2015	0,95	0	0		28.09.2017	3,35	0	0
29.09.2015	5,15	0,2	0		29.09.2017	3,05	0	0
30.09.2015	8,25	0	0		30.09.2017	1,55	3	0
01.10.2015	5,35	0	0		01.10.2017	0,75	0	0
02.10.2015	5,65	0	0		02.10.2017	1,35	14	0
03.10.2015	0,75	0	0		03.10.2017	1,05	9,8	0
04.10.2015	1,85	0	0		04.10.2017	0,65	1,4	0
05.10.2015	1,75	0,2	0		05.10.2017	-0,75	0	0
06.10.2015	0,65	0,8	0		06.10.2017	-0,45	0	8
07.10.2015	-2,35	0,2	0		07.10.2017	-2,15	0	6
08.10.2015	-1,45	0	0		08.10.2017	-3,85	1	14
09.10.2015	-1,25	1,8	0		09.10.2017	-2,85	0	2
10.10.2015	0,05	0,1	0		10.10.2017	-3,35	0	0
11.10.2015	1,15	0	0		11.10.2017	-3,45	1	0
12.10.2015	0,85	0,1	0		12.10.2017	-1,35	2,3	2
13.10.2015	-0,25	0	0		13.10.2017	-2,25	0,9	4
14.10.2015	-0,05	0	0		14.10.2017	0,15	1	0
15.10.2015	0,75	0	0		15.10.2017	-0,25	0	0
16.10.2015	1,55	0	0		16.10.2017	1,35	2,7	0
17.10.2015	1,25	0	0		17.10.2017	-1,75	3,2	3
18.10.2015	1,85	0	0		18.10.2017	-2,55	4,2	5
19.10.2015	3,15	0	0		19.10.2017	-3,55	0	2
20.10.2015	0,25	0	0		20.10.2017	-3,35	0	0
21.10.2015	-1,85	0	0		21.10.2017	-0,85	2,6	0
22.10.2015	0,15	2,1	2		22.10.2017	-1,85	0,1	0
23.10.2015	1,25	1,7	0		23.10.2017	-2,25	1,1	0
24.10.2015	0,05	0	0		24.10.2017	-5,65	0,7	0
25.10.2015	-0,15	0,2	0		25.10.2017	-4,85	7	1
26.10.2015	-3,45	0	5		26.10.2017	-1,85	0	0
27.10.2015	-0,15	0	0		27.10.2017	-1,95	0	1
28.10.2015	-0,75	0	0		28.10.2017	-1,95	0,1	7

29.10.2015	-0,35	0,1	0		29.10.2017	-5,35	2,1	12
30.10.2015	0,55	0,4	0		30.10.2017	-7,85	4,8	12
31.10.2015	0,85	2,6	0		31.10.2017	-5,85	0	1
01.11.2015	2,95	1,5	0		01.11.2017	0,05	2,2	1
02.11.2015	2,65	0	0		02.11.2017	-0,05	2,8	5
03.11.2015	4,05	0	0		03.11.2017	-3,45	0	0
04.11.2015	3,35	0	0		04.11.2017	-1,65	0	0
05.11.2015	-0,55	0	0		05.11.2017	-1,85	0,5	0
06.11.2015	1,75	0	0		06.11.2017	-4,45	4	8
07.11.2015	1,25	2,7	0		07.11.2017	-5,65	0	0
08.11.2015	-0,75	4	1		08.11.2017	-1,55	0	0
09.11.2015	-2,15	2,8	0		09.11.2017	-2,25	0	0
10.11.2015	-2,65	5,2	0		10.11.2017	-5,25	2,8	4
11.11.2015	-2,65	0	0		11.11.2017	-7,15	0,6	0
12.11.2015	-3,55	3	0		12.11.2017	-5,75	0	7
13.11.2015	-3,65	0,4	0		13.11.2017	-6,25	1,6	12
14.11.2015	-4,95	5,4	0		14.11.2017	-9,45	0	0
15.11.2015	-4,45	4,5	0		15.11.2017	-5,25	3,3	3
16.11.2015	-4,95	3,2	0		16.11.2017	-6,25	0	4
17.11.2015	-5,65	3,7	0		17.11.2017	-5,15	1,7	0
18.11.2015	-5,75	0,9	0		18.11.2017	-7,05	6,8	1
19.11.2015	-7,65	0	0		19.11.2017	-8,95	0,5	0
20.11.2015	-9,45	0	0		20.11.2017	-8,75	0,6	1
21.11.2015	-10,45	0	1		21.11.2017	-13,15	0	0
22.11.2015	-12,85	0,3	0		22.11.2017	-14,85	1,2	0
23.11.2015	-8,55	4,3	0		23.11.2017	-9,25	11,8	0
24.11.2015	-5,85	5,9	0		24.11.2017	-2,85	2,9	2
25.11.2015	-5,35	0	0		25.11.2017	-7,65	0	0
26.11.2015	-6,85	0	0		26.11.2017	-8,15	0	0
27.11.2015	-1,95	0,1	4		27.11.2017	-10,25	0	0
28.11.2015	-1,15	0,1	0		28.11.2017	-10,75	0	0
29.11.2015	-7,35	2	0		29.11.2017	-11,25	0	0
30.11.2015	-7,95	0,9	0		30.11.2017	-11,05	0	0
01.12.2015	-8,35	2,3	6		01.12.2017	-10,55	0	0
02.12.2015	-7,45	7,8	4		02.12.2017	-6,85	0	0
03.12.2015	-5,95	1,1	2		03.12.2017	-3,15	0,1	1
04.12.2015	-7,45	5,6	5		04.12.2017	-6,95	2,5	7
05.12.2015	-6,35	3,9	0		05.12.2017	-7,15	2,3	8
06.12.2015	-4,45	1,6	0		06.12.2017	-8,25	0,3	7
07.12.2015	-5,85	0,6	7		07.12.2017	-5,85	2,7	2
08.12.2015	-7,55	0	0		08.12.2017	-3,65	0,3	0
09.12.2015	-1,95	1,6	0		09.12.2017	-6,05	2	12
10.12.2015	-4,95	2,2	2		10.12.2017	-8,85	0	5
11.12.2015	-6,15	0,8	0		11.12.2017	-12,35	0	0
12.12.2015	-6,85	0	2		12.12.2017	-13,45	1,4	0
13.12.2015	-8,45	0	1		13.12.2017	-11,05	0	0
14.12.2015	-10,25	0	0		14.12.2017	-9,05	0,1	0
15.12.2015	-8,05	1,3	1		15.12.2017	-10,25	0	0
16.12.2015	-5,75	4,4	0		16.12.2017	-10,65	0	0
17.12.2015	-5,75	0,2	0		17.12.2017	-9,35	0	0
18.12.2015	-0,05	4,8	0		18.12.2017	-7,35	2,3	0
19.12.2015	-1,35	16,2	0		19.12.2017	-4,55	0,1	2
20.12.2015	1,45	1,2	0		20.12.2017	3,45	0	0
21.12.2015	-1,05	5,6	5		21.12.2017	-3,15	0	2
22.12.2015	-3,05	3,2	0		22.12.2017	-6,65	0	5
23.12.2015	-4,55	1,3	0		23.12.2017	-3,55	11,1	15
24.12.2015	-4,45	14	0		24.12.2017	-5,75	2,7	9
25.12.2015	-3,55	2,7	0		25.12.2017	-6,75	4,8	2
26.12.2015	-8,45	6,3	12		26.12.2017	-8,95	2	4
27.12.2015	-13,45	4,6	1		27.12.2017	-11,35	9,2	5
28.12.2015	-11,25	0,2	0		28.12.2017	-9,35	2,1	0

29.12.2015	-6,75	0,5	0		29.12.2017	-8,45	3,8	0
30.12.2015	-8,05	4,6	0		30.12.2017	-10,05	0	0
31.12.2015	-4,75	4,4	0		31.12.2017	-11,35	0	0
01.01.2016	-7,15	0,7	0		01.01.2018	-9,05	1,9	0
02.01.2016	-6,35	2,2	0		02.01.2018	-6,85	1,8	2
03.01.2016	-13,25	3,7	0		03.01.2018	-9,15	0	0
04.01.2016	-13,05	0	0		04.01.2018	-8,45	1,3	0
05.01.2016	-15,95	0,1	0		05.01.2018	-10,05	3,4	0
06.01.2016	-13,75	0,2	0		06.01.2018	-11,75	0	0
07.01.2016	-10,85	0	0		07.01.2018	-12,25	1,6	2
08.01.2016	-15,75	1,4	0		08.01.2018	-8,95	4	6
09.01.2016	-19,15	1,6	0		09.01.2018	-3,35	0	0
10.01.2016	-18,55	0	0		10.01.2018	-3,65	0	0
11.01.2016	-13,45	4,4	0		11.01.2018	-2,75	0	0
12.01.2016	-12,35	1,2	0		12.01.2018	-4,85	2,1	0
13.01.2016	-14,75	1,8	0		13.01.2018	-6,45	0	0
14.01.2016	-14,75	0	0		14.01.2018	-9,35	1,1	0
15.01.2016	-13,05	0,6	0		15.01.2018	-9,55	3,3	0
16.01.2016	-17,95	0	0		16.01.2018	-9,25	4,7	0
17.01.2016	-13,35	2,7	0		17.01.2018	-9,55	4	0
18.01.2016	-10,45	11	5		18.01.2018	-10,95	1,9	0
19.01.2016	-10,45	3,7	3		19.01.2018	-13,25	0	0
20.01.2016	-11,75	0	3		20.01.2018	-12,35	0	0
21.01.2016	-10,55	1,2	0		21.01.2018	-12,05	0	0
22.01.2016	-12,85	0	0		22.01.2018	-14,55	0	0
23.01.2016	-8,15	1,3	0		23.01.2018	-11,75	0,6	2
24.01.2016	-4,25	0	0		24.01.2018	-7,35	2,6	3
25.01.2016	-2,75	3,1	1		25.01.2018	-5,65	2,3	3
26.01.2016	0,95	0,1	0		26.01.2018	-6,75	4,6	4
27.01.2016	-4,85	0,9	2		27.01.2018	-9,95	0	0
28.01.2016	-5,85	4,9	6		28.01.2018	-10,75	2	0
29.01.2016	-7,05	0	0		29.01.2018	-8,05	0,2	0
30.01.2016	-6,15	3,5	4		30.01.2018	-8,95	0,8	0
31.01.2016	-9,35	0,9	0		31.01.2018	-8,75	0	0
01.02.2016	-10,35	0	1		01.02.2018	-8,25	3,6	0
02.02.2016	-7,95	1,8	0		02.02.2018	-11,95	1	0
03.02.2016	-7,85	0	1		03.02.2018	-16,35	0	0
04.02.2016	-9,05	5,2	6		04.02.2018	-15,75	0	0
05.02.2016	-9,15	4,5	3		05.02.2018	-8,35	0	0
06.02.2016	-7,45	0,1	0		06.02.2018	-8,75	0	0
07.02.2016	-5,95	2	1		07.02.2018	-11,85	0,9	0
08.02.2016	-4,55	1,5	0		08.02.2018	-10,05	0	0
09.02.2016	-6,25	1,5	0		09.02.2018	-7,95	0	0
10.02.2016	-8,25	0	0		10.02.2018	-8,15	0,8	0
11.02.2016	-9,35	0	2		11.02.2018	-10,65	1,6	0
12.02.2016	-12,05	2	2		12.02.2018	-11,85	4,1	0
13.02.2016	-13,65	2,1	0		13.02.2018	-11,55	1,4	0
14.02.2016	-15,15	0	0		14.02.2018	-10,65	0	0
15.02.2016	-12,25	0	2		15.02.2018	-9,75	0	0
16.02.2016	-11,75	0	0		16.02.2018	-10,95	6,9	0
17.02.2016	-9,75	0	0		17.02.2018	-9,65	1,3	0
18.02.2016	-9,05	0	0		18.02.2018	-10,05	0	0
19.02.2016	-11,05	0,2	0		19.02.2018	-9,55	0	0
20.02.2016	-9,55	0,4	0		20.02.2018	-10,95	0	0
21.02.2016	-9,25	2,5	0		21.02.2018	-11,45	1,1	2
22.02.2016	-9,75	0,1	0		22.02.2018	-7,45	0	0
23.02.2016	-11,45	0	0		23.02.2018	-8,25	0	0
24.02.2016	-8,25	0,1	6		24.02.2018	-8,45	0	0
25.02.2016	-8,05	0	4		25.02.2018	-8,25	1,2	5
26.02.2016	-7,55	1,2	12		26.02.2018	-11,15	2	8
27.02.2016	-7,55	0,1	3		27.02.2018	-16,45	0	0

28.02.2016	-7,85	0,5	5		28.02.2018	-21,25	0	0
29.02.2016	-9,35	0,2	3		01.03.2018	-19,95	0	0
01.03.2016	-10,15	0	0		02.03.2018	-15,65	0	0
02.03.2016	-10,95	3	0		03.03.2018	-10,55	0,6	0
03.03.2016	-10,25	1,2	0		04.03.2018	-12,15	1,4	1
04.03.2016	-9,65	1,7	0		05.03.2018	-14,35	0	0
05.03.2016	-8,65	4,2	4		06.03.2018	-14,85	0	0
06.03.2016	-9,45	0	0		07.03.2018	-13,15	1,2	0
07.03.2016	-10,05	1,1	0		08.03.2018	-9,05	1,6	0
08.03.2016	-10,85	0,8	1		09.03.2018	-9,25	1,6	0
09.03.2016	-10,95	0	0		10.03.2018	-9,55	0,4	2
10.03.2016	-6,75	0	0		11.03.2018	-9,05	0	0
11.03.2016	-6,65	0	0		12.03.2018	-9,75	2,3	0
12.03.2016	-6,35	0	0		13.03.2018	-9,95	2,1	3
13.03.2016	-3,15	0,4	0		14.03.2018	-11,85	0	0
14.03.2016	1,75	4,9	0		15.03.2018	-15,45	0	0
15.03.2016	1,95	0	0		16.03.2018	-16,15	0,9	0
16.03.2016	2,75	0	0		17.03.2018	-16,95	0,2	0
17.03.2016	0,15	0	0		18.03.2018	-12,45	0	0
18.03.2016	-3,95	6,9	3		19.03.2018	-7,65	5,9	7
19.03.2016	-6,35	6,4	2		20.03.2018	-10,25	1,5	7
20.03.2016	-4,75	0	3		21.03.2018	-7,55	2,7	0
21.03.2016	-5,65	0	0		22.03.2018	-5,55	1,2	0
22.03.2016	-5,75	0,4	1		23.03.2018	-5,95	0	0
23.03.2016	-6,65	2,1	2		24.03.2018	-4,95	1,5	0
24.03.2016	-7,15	0	0		25.03.2018	-5,75	0	0
25.03.2016	-5,85	0	0		26.03.2018	-9,95	0	0
26.03.2016	-5,75	3,3	0		27.03.2018	-17,25	0	0
27.03.2016	-3,35	0,4	0		28.03.2018	-14,35	0	0
28.03.2016	-3,95	2,4	0		29.03.2018	-11,65	0	0
29.03.2016	-3,45	2,8	0		30.03.2018	-13,05	0	0
30.03.2016	-5,75	2,9	0		31.03.2018	-13,65	0	0
31.03.2016	-8,25	0	0		01.04.2018	-15,25	0	0
01.04.2016	-9,25	1,9	1		02.04.2018	-13,05	0	0
02.04.2016	-6,35	1,8	0		03.04.2018	-13,25	0	0
03.04.2016	-4,35	2,4	0		04.04.2018	-10,35	0,8	0
04.04.2016	-2,85	0,7	0		05.04.2018	-6,05	0,3	0
05.04.2016	-1,65	4,1	0		06.04.2018	-7,55	5,6	7
06.04.2016	-1,75	0,7	0		07.04.2018	-9,15	0,7	0
07.04.2016	-2,65	2,5	2		08.04.2018	-4,55	0	0
08.04.2016	-5,95	0,2	2		09.04.2018	-3,85	1,4	0
09.04.2016	-7,95	0	0		10.04.2018	-8,25	3	0
10.04.2016	-8,25	0	0		11.04.2018	-5,45	0	0
11.04.2016	-5,35	0	0		12.04.2018	-2,35	0	0
12.04.2016	-6,35	0	0		13.04.2018	-0,75	0	0
13.04.2016	-5,95	0	0		14.04.2018	0,85	0	0
14.04.2016	-7,65	0	0		15.04.2018	3,95	0	0
15.04.2016	-5,25	3,8	0		16.04.2018	2,65	0	0
16.04.2016	-6,75	2,9	0		17.04.2018	0,95	0	0
17.04.2016	-8,05	0	0		18.04.2018	1,85	1,3	0
18.04.2016	-4,75	3,7	0		19.04.2018	1,35	0	0
19.04.2016	-4,65	1,4	1		20.04.2018	3,65	0	0
20.04.2016	-4,85	0	12		21.04.2018	-0,95	0,7	4
21.04.2016	-4,85	2,6	4		22.04.2018	-3,95	0	0
22.04.2016	-6,45	0	4		23.04.2018	-0,75	2	0
23.04.2016	-9,85	0	0		24.04.2018	-2,35	1,9	0
24.04.2016	-9,45	0	0		25.04.2018	-3,55	0,4	0
25.04.2016	-9,95	0,9	0		26.04.2018	-5,75	1,8	0
26.04.2016	-8,45	0	0		27.04.2018	-3,95	0	0
27.04.2016	-9,05	0	0		28.04.2018	-3,45	0	0
28.04.2016	-7,05	0	0		29.04.2018	-4,25	2,8	5

29.04.2016	-4,95	2,6	11		30.04.2018	-5,45	4,6	2
30.04.2016	-5,25	4,4	3		01.05.2018	-3,75	1,6	0
01.05.2016	-4,55	11,5	9		02.05.2018	-3,85	1,7	0
02.05.2016	-4,45	0	0		03.05.2018	-2,05	0	0
03.05.2016	-1,75	7,9	0		04.05.2018	-3,35	3,9	1
04.05.2016	-2,65	5,4	0		05.05.2018	0,85	0	0
05.05.2016	-1,35	0	0		06.05.2018	3,45	0	0
06.05.2016	-0,35	0	0		07.05.2018	1,95	1,3	0
07.05.2016	1,15	0	0		08.05.2018	2,25	0	0
08.05.2016	4,05	0	0		09.05.2018	5,25	0	0
09.05.2016	5,45	0	0		10.05.2018	5,75	0	0
10.05.2016	5,35	0	0		11.05.2018	4,45	11,6	0
11.05.2016	-0,55	0	0		12.05.2018	0,35	6,5	7
12.05.2016	3,85	0	0		13.05.2018	5,55	0	0
13.05.2016	-3,35	0	0		14.05.2018	7,05	0	0
14.05.2016	-5,65	0	2		15.05.2018	8,05	0	0
15.05.2016	-4,85	0	0		16.05.2018	8,75	0	0
16.05.2016	-4,25	0	0		17.05.2018	-1,65	0	0
17.05.2016	-1,55	0	0		18.05.2018	-0,55	0	0
18.05.2016	-3,15	0	0		19.05.2018	3,15	0	0
19.05.2016	-3,55	3,1	3		20.05.2018	5,55	0	0
20.05.2016	-1,85	0	0		21.05.2018	6,75	0	0
21.05.2016	0,75	4,9	0		22.05.2018	8,65	0	0
22.05.2016	2,05	0	0		23.05.2018	2,85	0	0
23.05.2016	2,95	7,5	0		24.05.2018	7,65	0	0
24.05.2016	-0,25	0	5		25.05.2018	10,55	0	0
25.05.2016	-1,25	0	0		26.05.2018	7,95	0	0
26.05.2016	-1,25	0	0		27.05.2018	8,15	0	0
27.05.2016	3,45	0	0		28.05.2018	12,75	0,3	0
28.05.2016	5,95	0	0		29.05.2018	11,05	0	0
29.05.2016	2,25	1,8	0		30.05.2018	10,25	0	0
30.05.2016	3,95	2,5	0		31.05.2018	14,05	0	0
31.05.2016	7,75	0	0		01.06.2018	13,05	0	0
01.06.2016	10,15	0	0		02.06.2018	10,35	0	0
02.06.2016	10,65	0	0		03.06.2018	10,55	0	0
03.06.2016	10,15	0	0		04.06.2018	6,45	0	0
04.06.2016	4,35	0	0		05.06.2018	-1,45	0	0
05.06.2016	3,15	0	0		06.06.2018	-1,75	0	0
06.06.2016	6,35	0	0		07.06.2018	4,35	0	0
07.06.2016	8,95	0	0		08.06.2018	4,25	0	0
08.06.2016	4,05	0	0		09.06.2018	7,65	0	0
09.06.2016	-2,65	0	0		10.06.2018	10,85	0	0
10.06.2016	-2,75	0	0		11.06.2018	7,85	0	0
11.06.2016	-0,45	0	0		12.06.2018	3,35	0	0
12.06.2016	3,85	0	0		13.06.2018	1,85	0,8	0
13.06.2016	4,65	0	0		14.06.2018	4,95	0,6	0
14.06.2016	4,25	0	0		15.06.2018	4,35	2,2	0
15.06.2016	5,85	0	0		16.06.2018	2,65	0,2	0
16.06.2016	6,65	3,6	0		17.06.2018	4,35	1,1	0
17.06.2016	7,35	2,5	0		18.06.2018	4,95	0,9	0
18.06.2016	4,05	0	0		19.06.2018	4,15	0,1	0
19.06.2016	0,55	0	0		20.06.2018	1,45	0	0
20.06.2016	-0,15	0	0		21.06.2018	1,05	0	0
21.06.2016	4,95	4,5	0		22.06.2018	-0,25	4,1	2
22.06.2016	5,55	0	0		23.06.2018	-1,35	0	0
23.06.2016	6,65	0	0		24.06.2018	2,65	0	0
24.06.2016	8,65	6,6	0		25.06.2018	6,35	0	0
25.06.2016	8,95	8,9	0		26.06.2018	7,55	0	0
26.06.2016	8,05	0	0		27.06.2018	9,35	0	0
27.06.2016	9,85	7	0		28.06.2018	11,95	2,7	0
28.06.2016	6,55	0,9	0		29.06.2018	2,75	0,1	0

29.06.2016	4,25	2,6	0		30.06.2018	1,95	0	0
30.06.2016	5,95	2,4	0		01.07.2018	9,85	0	0
01.07.2016	4,25	9,3	0		02.07.2018	12,85	0	0
02.07.2016	4,55	2,5	0		03.07.2018	9,85	0	0
03.07.2016	3,85	6,6	0		04.07.2018	8,45	0	0
04.07.2016	3,05	4,7	0		05.07.2018	11,35	0	0
05.07.2016	4,55	2,3	0		06.07.2018	9,65	0	0
06.07.2016	2,65	7,6	0		07.07.2018	4,15	0	0
07.07.2016	1,65	0	0		08.07.2018	6,15	0	0
08.07.2016	4,55	1,7	0		09.07.2018	7,85	4,3	0
09.07.2016	6,05	1,7	0		10.07.2018	5,75	0,6	0
10.07.2016	4,75	3,2	0		11.07.2018	12,55	0	0
11.07.2016	7,75	4,8	0		12.07.2018	12,25	0,1	0
12.07.2016	6,95	4,1	0		13.07.2018	10,15	4,5	0
13.07.2016	6,55	3,1	0		14.07.2018	10,25	0	0
14.07.2016	5,25	3,4	0		15.07.2018	10,95	0	0
15.07.2016	4,35	5,2	0		16.07.2018	13,65	0	0
16.07.2016	5,35	1,5	0		17.07.2018	15,15	0	0
17.07.2016	4,75	0,1	0		18.07.2018	14,05	4	0
18.07.2016	3,85	4,9	0		19.07.2018	10,35	13,9	0
19.07.2016	4,95	2,5	0		20.07.2018	9,65	0	0
20.07.2016	6,95	1,2	0		21.07.2018	12,15	4,8	0
21.07.2016	11,85	0	0		22.07.2018	9,55	0	0
22.07.2016	13,35	0	0		23.07.2018	11,65	0	0
23.07.2016	12,25	13	0		24.07.2018	12,05	2,5	0
24.07.2016	10,45	7,4	0		25.07.2018	13,15	0	0
25.07.2016	10,95	9,7	0		26.07.2018	8,95	2,9	0
26.07.2016	10,25	1,9	0		27.07.2018	13,65	0	0
27.07.2016	6,25	7,7	0		28.07.2018	16,85	2,5	0
28.07.2016	7,05	6	0		29.07.2018	13,65	11,8	0
29.07.2016	7,15	1	0		30.07.2018	12,05	10,3	0
30.07.2016	7,55	9,6	0		31.07.2018	11,85	0	0
31.07.2016	4,85	4,3	0		01.08.2018	13,45	14,3	0
01.08.2016	3,95	1,5	0		02.08.2018	11,05	0	0
02.08.2016	3,95	1,7	0		03.08.2018	9,35	0	0
03.08.2016	3,65	2,1	0		04.08.2018	8,65	2,9	0
04.08.2016	6,25	0,1	0		05.08.2018	7,25	0,1	0
05.08.2016	6,65	0	0		06.08.2018	3,75	0	0
06.08.2016	5,85	9,4	0		07.08.2018	6,35	3,1	0
07.08.2016	4,35	6,4	0		08.08.2018	10,85	0	0
08.08.2016	5,85	0,2	0		09.08.2018	9,65	19,1	0
09.08.2016	4,25	4	0		10.08.2018	7,65	6,3	0
10.08.2016	1,05	0,1	0		11.08.2018	5,15	50,5	0
11.08.2016	-0,95	3,1	2		12.08.2018	3,15	0	0
12.08.2016	-0,75	2,2	0		13.08.2018	2,15	2,7	0
13.08.2016	2,35	2,8	0		14.08.2018	4,85	0	0
14.08.2016	2,65	3,2	0		15.08.2018	7,35	0	0
15.08.2016	3,65	0	0		16.08.2018	7,65	1,8	0
16.08.2016	4,95	0	0		17.08.2018	6,75	15,6	0
17.08.2016	8,15	0	0		18.08.2018	4,75	0	0
18.08.2016	10,65	0	0		19.08.2018	4,05	1,4	0
19.08.2016	9,15	4,1	0		20.08.2018	2,75	0	0
20.08.2016	7,35	0,6	0		21.08.2018	1,65	0	0
21.08.2016	7,95	4,7	0		22.08.2018	4,05	0	0
22.08.2016	8,05	0	0		23.08.2018	4,45	2	0
23.08.2016	8,15	0	0		24.08.2018	5,15	0	0
24.08.2016	7,95	0,1	0		25.08.2018	1,75	19,1	0
25.08.2016	7,55	0,1	0		26.08.2018	0,65	1,5	0
26.08.2016	7,05	0	0		27.08.2018	0,55	2	0
27.08.2016	5,55	13,6	0		28.08.2018	2,75	0	0
28.08.2016	2,85	0	0		29.08.2018	6,55	0	0

29.08.2016	4,25	0	0		30.08.2018	5,45	7	0
30.08.2016	3,15	3,3	0		31.08.2018	2,65	0	0
31.08.2016	6,05	3,2	0		01.09.2018	5,15	0	0
01.09.2016	7,05	0	0		02.09.2018	6,75	0	0
02.09.2016	3,65	0	0		03.09.2018	9,45	0	0
03.09.2016	4,65	9,1	0		04.09.2018	8,15	0	0
04.09.2016	3,65	5,3	0		05.09.2018	5,65	1,3	0
05.09.2016	1,75	0	0		06.09.2018	7,45	4,1	0
06.09.2016	6,55	0	0		07.09.2018	6,75	0	0
07.09.2016	6,95	0	0		08.09.2018	6,25	0	0
08.09.2016	4,35	0	0		09.09.2018	4,65	4,1	0
09.09.2016	9,35	0	0		10.09.2018	4,45	13,9	0
10.09.2016	7,85	0	0		11.09.2018	3,15	6,6	0
11.09.2016	6,75	19,2	0		12.09.2018	1,85	4	0
12.09.2016	3,85	2,8	0		13.09.2018	0,45	0	6
13.09.2016	8,45	0	0		14.09.2018	0,75	0,1	0
14.09.2016	12,65	0,2	0		15.09.2018	0,65	2	0
15.09.2016	11,35	2,1	0		16.09.2018	-0,45	0	0
16.09.2016	11,95	0,3	0		17.09.2018	1,35	3,5	0
17.09.2016	10,75	3,8	0		18.09.2018	2,25	0	0
18.09.2016	9,35	0	0		19.09.2018	7,55	0	0
19.09.2016	9,45	0	0		20.09.2018	5,45	1,4	0
20.09.2016	8,55	0	0		21.09.2018	1,05	0,1	0
21.09.2016	8,35	0	0		22.09.2018	0,15	14,1	5
22.09.2016	7,85	0	0		23.09.2018	-1,15	0	9
23.09.2016	5,85	1,4	0		24.09.2018	-4,35	0	4
24.09.2016	3,05	4,6	0		25.09.2018	-4,75	0	3
25.09.2016	3,75	0	0		26.09.2018	0,15	0,7	1
26.09.2016	6,45	0,3	0		27.09.2018	-2,25	0,1	10
27.09.2016	4,15	0,8	0		28.09.2018	-3,85	1,9	8
28.09.2016	2,65	6,8	0		29.09.2018	-4,85	3,9	5
29.09.2016	0,65	1,2	0		30.09.2018	-1,05	3,4	0
30.09.2016	0,15	0,5	4		01.10.2018	-1,85	0,1	0
01.10.2016	-0,85	5,5	5		02.10.2018	-4,25	1,6	0
02.10.2016	-2,75	0	0		03.10.2018	-4,75	0,6	0
03.10.2016	-2,75	0	0		04.10.2018	-4,55	7,1	5
04.10.2016	0,15	0	0		05.10.2018	-2,05	2,7	5
05.10.2016	1,25	0	0		06.10.2018	-3,15	4,2	0
06.10.2016	2,35	0	0		07.10.2018	-5,45	0	0
07.10.2016	3,15	0	0		08.10.2018	-3,65	2,4	0
08.10.2016	0,45	0	0		09.10.2018	-1,35	2,6	0
09.10.2016	0,55	0	0		10.10.2018	0,95	0	0
10.10.2016	-1,55	0	0		11.10.2018	4,75	0	0
11.10.2016	-0,55	0	0		12.10.2018	5,45	0	0
12.10.2016	1,05	0	0		13.10.2018	4,65	0	0
13.10.2016	2,95	0	0		14.10.2018	8,85	0	0
14.10.2016	2,55	0	0		15.10.2018	3,75	5,1	0
15.10.2016	1,45	0	0		16.10.2018	-1,25	2,7	0
16.10.2016	0,35	0	0		17.10.2018	0,85	0	0
17.10.2016	-1,65	0	0		18.10.2018	-0,05	0	0
18.10.2016	-0,55	1,2	0		19.10.2018	-2,35	0	0
19.10.2016	-0,55	0	0		20.10.2018	-1,05	0,2	0
20.10.2016	-0,25	0	0		21.10.2018	1,45	0	0
21.10.2016	-2,65	0	0		22.10.2018	-1,85	1,5	4
22.10.2016	-5,15	0	0		23.10.2018	-4,35	0,1	7
23.10.2016	-6,05	0	0		24.10.2018	-6,85	0,3	10
24.10.2016	-5,65	0	0		25.10.2018	-5,45	1,5	8
25.10.2016	-4,35	1,5	0		26.10.2018	-6,25	0	4
26.10.2016	-5,05	0	0		27.10.2018	-8,35	0,8	0
27.10.2016	-2,45	0,4	0		28.10.2018	-11,15	0,1	0
28.10.2016	-1,05	4	5		29.10.2018	-11,35	0	0

29.10.2016	-4,75	7,8	13		30.10.2018	-11,35	2,3	0
30.10.2016	-3,35	0	9		31.10.2018	-5,75	2,6	0
31.10.2016	-1,25	0,8	2		01.11.2018	-2,65	4,4	4
01.11.2016	-0,85	13,8	17		02.11.2018	-2,55	1,2	0
02.11.2016	-6,65	5,7	7		03.11.2018	-4,35	5,5	3
03.11.2016	-10,05	0,1	0		04.11.2018	-1,45	1,7	3
04.11.2016	-8,15	0,8	2		05.11.2018	-1,05	0	0
05.11.2016	-10,55	2,3	0		06.11.2018	-0,35	0	0
06.11.2016	-12,45	1,6	0		07.11.2018	1,65	0	0
07.11.2016	-16,45	0	0		08.11.2018	2,45	0	0
08.11.2016	-17,45	0	0		09.11.2018	-1,05	0	0
09.11.2016	-15,45	0	0		10.11.2018	-2,75	1	0
10.11.2016	-14,85	1,5	0		11.11.2018	-1,95	10,1	0
11.11.2016	-12,15	0,2	0		12.11.2018	-0,85	15,2	2
12.11.2016	-6,55	3,2	0		13.11.2018	-1,55	0	0
13.11.2016	-4,95	0,3	0		14.11.2018	-3,15	0	0
14.11.2016	-3,25	4,3	0		15.11.2018	-0,55	0	0
15.11.2016	-0,45	3,9	8		16.11.2018	2,75	0	0
16.11.2016	-2,85	1,9	2		17.11.2018	1,35	0	0
17.11.2016	-4,85	1	0		18.11.2018	0,45	0	0
18.11.2016	-8,65	0	0		19.11.2018	-0,65	0,2	0
19.11.2016	-7,05	2,8	4		20.11.2018	-1,15	0,1	0
20.11.2016	-7,35	2,2	0		21.11.2018	-2,15	0	0
21.11.2016	-7,55	1,8	0		22.11.2018	-3,55	0	0
22.11.2016	-7,55	3,2	2		23.11.2018	-4,75	0	0
23.11.2016	-3,35	5,9	5		24.11.2018	-4,85	0	0
24.11.2016	-6,15	0,5	2		25.11.2018	-7,75	0	0
25.11.2016	-3,75	3,4	10		26.11.2018	-6,95	0	0
26.11.2016	0,35	0	8		27.11.2018	-8,05	0	2
27.11.2016	-7,35	5,7	13		28.11.2018	-8,35	0	0
28.11.2016	-9,15	0	3		29.11.2018	-8,65	0,8	0
29.11.2016	-5,85	0	0		30.11.2018	-4,15	5,7	0
30.11.2016	-6,25	0,1	4		01.12.2018	-3,25	1,2	0
01.12.2016	-8,25	2,3	4		02.12.2018	-4,95	0	0
02.12.2016	-7,85	2,2	17		03.12.2018	-4,75	1,1	0
03.12.2016	-7,55	0,1	9		04.12.2018	-4,95	4,4	6
04.12.2016	-3,95	4,6	4		05.12.2018	-9,75	0,1	4
05.12.2016	-1,85	9,3	8		06.12.2018	-9,35	0,4	2
06.12.2016	-7,15	4,2	0		07.12.2018	-9,55	1,7	0
07.12.2016	-6,45	0	0		08.12.2018	-5,25	2,6	0
08.12.2016	0,45	2,1	6		09.12.2018	-6,35	5,1	6
09.12.2016	0,05	0	6		10.12.2018	-6,85	0	8
10.12.2016	-2,15	2,3	9		11.12.2018	-6,85	0,1	8
11.12.2016	-2,75	0,4	9		12.12.2018	-9,05	0,2	0
12.12.2016	-10,25	1,6	0		13.12.2018	-10,95	0	0
13.12.2016	-5,15	0,6	1		14.12.2018	-11,05	0	0
14.12.2016	-5,65	0,1	4		15.12.2018	-11,25	0	0
15.12.2016	-2,75	0,6	0		16.12.2018	-11,45	0,6	0
16.12.2016	0,05	0	0		17.12.2018	-10,35	0	0
17.12.2016	-1,95	0,6	0		18.12.2018	-7,75	0,1	2
18.12.2016	-3,45	0	0		19.12.2018	-8,05	0	0
19.12.2016	3,55	1	0		20.12.2018	-7,55	2,1	0
20.12.2016	2,85	0	0		21.12.2018	-7,95	0	0
21.12.2016	-2,35	0,5	0		22.12.2018	-9,85	0,9	0
22.12.2016	-6,35	4,6	0		23.12.2018	-7,85	2,6	2
23.12.2016	-7,45	1	0		24.12.2018	-8,95	0,2	0
24.12.2016	-7,15	0	0		25.12.2018	-4,15	0,2	14
25.12.2016	-6,95	12,5	5		26.12.2018	-3,05	0	17
26.12.2016	-5,35	2,3	7		27.12.2018	-2,05	0,8	0
27.12.2016	-7,95	6,9	15		28.12.2018	-2,95	1,4	3
28.12.2016	-6,15	0	3		29.12.2018	-4,45	0,1	0

29.12.2016	-0,75	0	0		30.12.2018	-5,45	0,1	2
30.12.2016	-0,15	0	0		31.12.2018	-6,25	0,8	0
31.12.2016	-2,55	0	0					

8.2 Vinddata fra eklima.no

9310 Relativ frekvens (%) av observasjoner for DD horisontalt og FF vertikalt. 01.01.2013 - 31.12.2018

Alle tilgjengelige måneder. Alle tilgjengelige timer

	DD	350	10	30	50	70	90	110	130	150	170	190	210	230	250	270	290	310	330	Variabel	Stille	Sum	Rel.fr.	Kum.fr.	Middel	St.av.
FF	9	29	49	69	89	109	129	149	169	189	209	229	249	269	289	309	329	349						DD	DD	
<=	1,0	0,6	0,6	0,5	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,0	0,7	0,6	0,5	0,6	0,8	1,1	1,2	1,1	0,8			0,3	7301	14,2	14,2	
1,1	5,8	1,8	1,3	0,9	0,9	1,3	3,2	5,5	3,8	2,3	2,2	2,7	5,3	7,4	6,3	6,2	10,8	6,9	2,0				36571	71,0	85,2	
5,8	10,5	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,4	0,2	0,1	0,1	0,2	1,9	4,3	2,9	0,9	0,9	1,1	0,5				7130	13,8	99,0	
10,6	15,2						0,0	0,0	0,0				0,0	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0				495	1,0	100,0	
15,4	20,0													0,0	0,0		0,0	0,0					15	0,0	100,0	
>	20,0																									
Sum		1324	971	700	718	989	2116	3547	2656	1733	1513	1812	4014	6475	5308	4289	6742	4707	1752			146	51512			
Rel.fr.		2,6	1,9	1,4	1,4	1,9	4,1	6,9	5,2	3,4	2,9	3,5	7,8	12,6	10,3	8,3	13,1	9,1	3,4			0,3		100,0		
Kum.fr.		2,6	4,5	5,8	7,2	9,1	13,2	20,1	25,3	28,6	31,6	35,1	42,9	55,5	65,8	74,1	87,2	96,3	99,7			100,0				
Middel	FF	3,0	2,5	1,9	1,7	1,7	2,3	2,6	2,1	1,8	2,3	2,8	4,2	4,9	4,6	3,0	2,8	3,1	3,0			0,2				
St.av.	FF	1,9	1,7	1,3	1,2	1,2	1,4	1,7	1,6	1,3	1,5	1,7	2,2	2,5	2,9	2,3	1,9	2,2	2,2			0,0				

