

# Validering av Snowpack for norske forhold

*Mot en våtsnø- og sørpeskredindeks i Norge?*

Sigurd Jordet



Masteroppgave i geofag  
Studieretning: Geofarer  
Studiepoeng: 60

Institutt for geofag  
Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

Juni 2017



**Masteroppgave, Institutt for geofag**

# **Validering av Snowpack for norske forhold Mot en våtsnø- og sørpeskredindeks i Norge?**

**Sigurd Jordet**



© Sigurd Jordet, 2017

Tittel: Validering av Snowpack for norske forhold - Mot en våtsnø- og sørpeskredindeks i Norge?

Forfatter: Sigurd Jordet

Veiledere: Anders Solheim (UiO/NGI) og Kjersti Gisnås (NGI)

Forsidebilde: Våtsnøskred på Fonnbu, mai 2016.

<http://www.duo.uio.no/>

Trykk: Reprosentralen, Universitetet i Oslo

IV

# Sammendrag

Våtsnøskred og sørpeskred er to naturfarer som utgjør fare for liv og har store samfunnsøkonomiske konsekvenser i Norge. Begge skredtypene utløses normalt på grunn av at vanninnholdet i snødekket øker, slik at snødekkets styrke blir redusert. For å redusere samfunnets tap knyttet til våtsnø- og sørpeskred, er det viktig å utvikle metodene for varsling av situasjoner med stor skredfare. I denne masteroppgaven er det undersøkt hvor godt snødekkessimuleringsmodellen Snowpack klarer å reprodusere snødekket i feltområder ved UiOs alpine forskningsstasjon på Finse og NGIs skredstasjon Fonnbu på Strynefjellet. Snowpack simulerer snødekket ved bruk av vær- og strålingsdata samlet inn med værstasjoner i feltområdene. For å validere snødekkessimuleringene er det gravd snøprofiler flere ganger gjennom vinteren i nærheten av værstasjonene, og disse er sammenlignet med resultatene fra Snowpack. Fokus har vært spesielt rettet mot parameterne temperatur og vanninnhold i snødekket, som er mest avgjørende for utløsning av skred. Modellresultatene er også undersøkt i forbindelse med observerte våtsnøskredhendelser ved Fonnbu, for å undersøke om de gir indikasjoner på at det kunne ventes skred.

Valideringen av simuleringene viser gode resultater for simuleringene ved Fonnbu, mens resultatene for Finse ikke er tilfredsstillende. Dette skyldes bedre tilgang på vær- og strålingsdata ved Fonnbu og viser at dette er avgjørende for gode simuleringer. Resultatene i tilknytning til skredhendelsene ved Fonnbu, viser at Snowpack indikerer økende modellert vanninnhold i snødekket ved de fleste skredhendelsene. Dette er en forutsetning for at bruk av Snowpack til varsling av skred skal ha nytteverdi. Snowpack har trolig størst potensiale til å forutse våtsnøskred som utløses etter økning av vanninnhold i et i utgangspunktet kaldt snødekke, og skred som utløses etter økning av vanninnhold i nysnø. Med tanke på sørpeskred er det lovende at Snowpack ser ut til å time når snødekket blir vått på en god måte. Sørpeskred er imidlertid mer kompliserte hendelser enn våtsnøskred, med større variasjon både i forhold til utløsningsårsaker og utløsningsområder. Det er derfor nødvendig med videre undersøkelser for å kunne fastslå hvor stor nytteverdi bruk av Snowpack har for sørpeskredvarsling.



# Forord

Arbeidet med denne masteroppgaven har vært en spennende og lærerik, men også utfordrende og krevende prosess. Jeg ville ikke klart å ende opp med det resultatet jeg har i dag uten god hjelp fra en rekke personer.

Takk til Anders Solheim og NGI, som gav meg mulighet til å arbeide med en spennende masteroppgave om snøskred. Anders må også takkes for god veiledning rundt prosessen det er å skrive en masteroppgave og for tilbakemeldinger på oppgavens struktur og språk. En stor takk rettes til Kjersti Gisnås for hjelp og opplæring under feltarbeid og for veiledning og tilbakemeldinger under oppgaveskrivingen. Takk til Galina Ragulina for hjelp under feltarbeid på Fonnbu, og takk til snøskredavdelingen ved NGI for hjelp til diskusjon av resultatene.

Tilslutt fortjener mine gode medstudenter på rom 219 en stor takk! Det å ha venner å dele gode samtaler, lange lunsjer, frustrasjon og lange dager med, har vært avgjørende for å løfte humøret og motivasjonen og gjort arbeidet med masteroppgaven mye lettere.

Sigurd Jordet

Oslo, 31.05.2017





# Innholdsfortegnelse

1	Introduksjon .....	1
1.1	Våtsnøskred og sørpeskred .....	1
1.2	Behov for varsling av snø- og sørpeskred .....	1
1.3	Forskning på og varsling av snø- og sørpeskred .....	3
1.4	Hensikt med oppgaven og problemstillinger .....	4
2	Områdebeskrivelse .....	5
2.1	Finse .....	5
2.2	Fonnbu .....	9
3	Teori .....	11
3.1	Snøens energibalanse .....	11
3.2	Snødekket .....	14
3.2.1	Snødekkets oppbygning .....	14
3.2.2	Snødekkets omvandling .....	14
3.3	Snøskred .....	19
3.3.1	Inndeling og klassifisering .....	19
3.3.2	Sentrale utløsningsfaktorer .....	20
3.4	Våtsnøskred .....	23
3.5	Sørpeskred .....	25
3.6	Snowpack .....	27
3.6.1	Snowpack for varsling av snøskred .....	28
3.6.2	Modelltype .....	29
3.6.3	Snøens mikrostruktur .....	33
4	Metode .....	36
4.1	Snøprofiler .....	36
4.2	Simuleringer med Snowpack .....	38
4.2.1	Initialiseringsfiler .....	38
4.2.2	Fremgangsmåte for validering av snødekesimuleringene .....	39
5	Datagrunnlag .....	40
5.1	Innsamling og behandling av værdata på Finse .....	40
5.1.1	Sammenligning av data fra <i>SnoMoS 1</i> og <i>Stasjon A</i> og <i>B</i> .....	46
5.2	Værdata Fonnbu .....	49

6	Resultater.....	56
6.1	Modellevaluering for Finse .....	56
6.1.1	Snøprofiler for validering av temperatur og vanninnhold i snø.....	56
6.1.2	Snøhøyde.....	59
6.1.3	Energibalanse .....	60
6.2	Modellevaluering for Fonnbu.....	64
6.2.1	Snøprofiler for validering av temperatur og vanninnhold i snø.....	64
6.2.2	Snøhøyde.....	67
6.2.3	Energibalanse .....	68
6.2.4	Vanninnhold i snødekket gjennom sesongen.....	69
6.2.5	Våtsnøskred observert på bilder fra Fonnbu .....	72
6.2.6	Modellresultater ved våtsnøskredhendelsene.....	74
6.2.7	Værdata og energibalanse ved våtsnøskred .....	79
7	Diskusjon.....	93
7.1	Snowpacks reproduksjon av målte snøprofiler.....	93
7.1.1	Snøhøyde.....	93
7.1.2	Temperatur og vanninnhold .....	95
7.1.3	Oppsummert, Fonnbu vs. Finse.....	96
7.2	Snowpack for varsling av våtsnøskred .....	97
7.2.1	Modellert vanninnhold .....	97
7.2.2	Vær og energibalanse .....	100
7.2.3	Oppsummering; Bruk av Snowpack til varsling av våtsnøskred .....	101
7.3	Feilkilder og forbedringspotensial.....	103
7.3.1	Feltarbeid.....	103
7.3.2	Simuleringer med Snowpack .....	104
7.3.3	Vanninnhold i snødekket ved våtsnøskred.....	105
7.4	Vurdering av SnoMoS .....	106
7.5	Snowpack for varsling av sørpeskred .....	107
8	Konklusjon .....	109
9	Litteraturliste .....	110
	Vedlegg .....	113
	Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu .....	113
	Vedlegg B: Snøprofiler fra Finse .....	115

Vedlegg C: Sesongplott for snøpakkeparametere Fonnbu .....	116
Vedlegg D: Initialiseringsfiler .....	118



# 1 Introduksjon

## 1.1 Våtsnøskred og sørpeskred

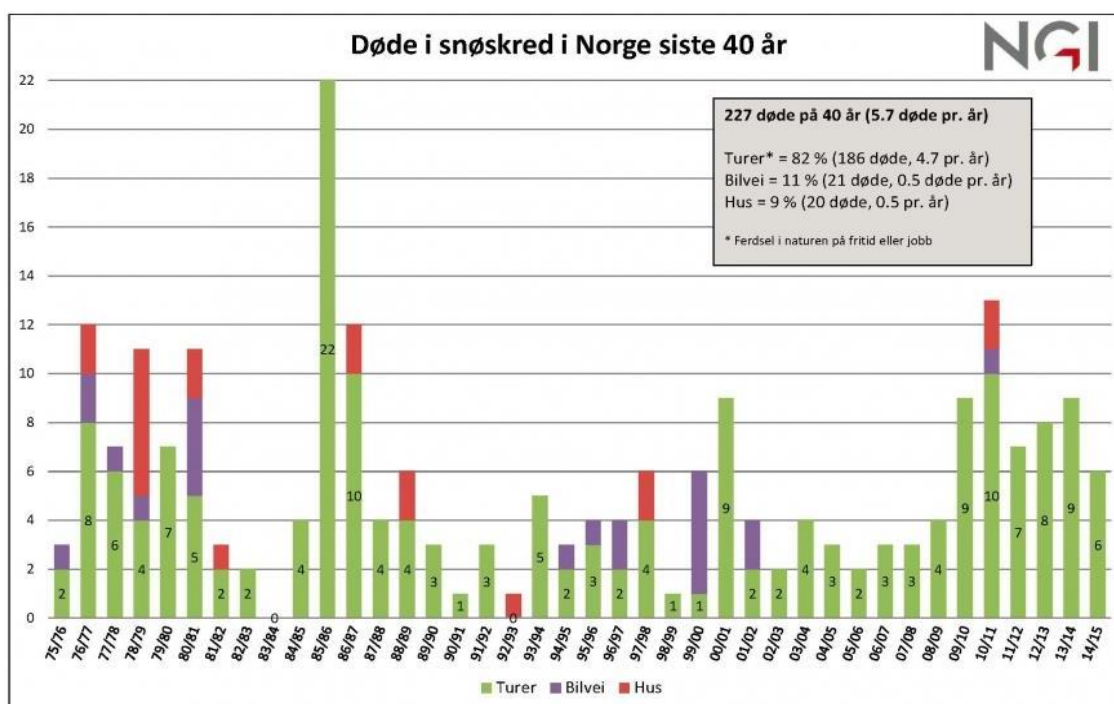
Våtsnøskred er en type skred som forekommer på våren, når regn- eller smeltevann perkolerer gjennom snødekket og reduserer snøens styrke (McClung og Schaerer, 2006, Baggi og Schweizer, 2009, Tremper, 2008). Våtsnøskred beveger seg vanligvis med langt lavere hastighet enn snøskred i tørr snø (Tremper, 2008). Grunnet høyt vanninnhold og dermed høy densitet i snøen, vil denne typen skred likevel ofte kunne medføre større skade på alt fra skog til bygninger og infrastruktur som måtte befinne seg i skredbanen. Tørre snøskred utløses vanligvis på grunn av at ekstra vekt, for eksempel et kraftig snøvær eller en skiløper, påføres snødekket. Til forskjell fra dette utløses våtsnøskred vanligvis av at snødekket blir svekket (Armstrong og Yves, 1976, Tremper, 2008), noe som fører til at denne typen skred vanligvis utløses naturlig.

En enda større trussel mot infrastruktur og bosetninger er sørpeskred (Jaedicke et al., 2013). Sørpeskred er flomliknende type skred som kan utløses når snøen blir vannmettet. Utløsende årsaker er vanligvis kraftig regnvær og/eller intens snøsmelting som fører til at snøen raskt mettes med vann (Høeg et al., 2014, Hestnes, 1998). I tillegg kan også vann, for eksempel i bekker, som demmes opp av snø gjennom vinteren og som frigjøres under snøsmeltingen på våren være utløsende årsak for sørpeskred (Høeg et al., 2014). Sørpeskred kan bevege seg hurtig, og både utløses og bevege seg i langt slakere terreng enn snøskred (Tremper, 2008). I tillegg er tettheten høy på grunn av det høye vanninnholdet i skredmassene. Skredenes store rekkevidde, kombinert med skredmassenes høye hastighet og tetthet gjør at sørpeskred ofte fører til store skader på alt som befinner seg i skredbanen og de fortsetter gjerne videre i områder uten snø (Jaedicke et al., 2008).

## 1.2 Behov for varsling av snø- og sørpeskred

Snøskred er en svært aktuell naturfare i Norge. Det er den vanligste skredtypen i landet og hvert år går det tusenvis av skred (Høeg et al., 2014). Fra 1975 til 2015 døde 227 personer i snøskred (Figur 1), et gjennomsnitt på 5 til 6 personer i året (Brattlien, 2016), noe som gjør snøskred til en av naturfarene som tar flest liv i Norge. Hvem som rammes av snøskredulykker har endret seg mye opp gjennom årene. Frem til 1930-årene rammet de fleste

ulykkene mennesker i bebodde områder (Høeg et al., 2014), mens i dag rammer de fleste dødsulykkene folk som ferdes i naturen. Flertallet av disse er skikjørere som ferdes i bratt terreng, men folk har også omkommet i skred langs bilveier og i hus de siste årene (Figur 1). I tillegg til faren for liv, er snøskred og skredfare en av de vanligste årsakene til stengninger av veier og jernbane hver vinter (Høeg et al., 2014, Norem, 2014). Mellom 1998 og 2008 ble det registrert 6500 snøskred på det norske riks- og fylkesvegnettet, i tillegg kommer tilfeller der veier stenges på grunn av høy skredfare (Norem, 2014). Også kraftlinjer og bebyggelse kan være utsatt for skred (Norem, 2014, Høeg et al., 2014) og alt dette gjør at snøskred medfører svært store samfunnsøkonomiske konsekvenser. Det finnes ingen oversikt over de totale samfunnsøkonomiske kostnadene knyttet til snøskred, men til et stort snøskredår, som statistisk sett forekommer hvert 13. år, medfører det materielle skader på 100 til 200 millioner kroner (Høeg et al., 2014, Lied og Kristensen, 2003). Sørpeskred utgjør også stor fare for spesielt infrastruktur og bebyggelse (Jaedicke et al., 2013), men også menneskeliv. De seneste årene er sørpeskredulykken i Vefsn i Nordland i 2010 (NGI, 2010) og i Balestrand i 2011 (NGI, 2011) eksempler på ulykker der både liv og bebyggelse gikk tapt. I Vefsn omkom fire personer på tur, mens to personer omkom i Balestrand da huset de bodde i ble knust av skredmassene.



Figur 1: Antall personer som døde i snøskred mellom 1975 og 2015. Ulykkene er delt inn etter om de skjedde ved friluftsliv (turer), på bilvei eller i hus (Brattlien, 2016).

Sannsynligheten for utløsning av våtsnø- og sørpeskred påvirkes i stor grad av faktorene temperatur og nedbør. Prognosene for klimaendringene tilsier en økt hyppighet av perioder med intens nedbør, gjerne regn på snø, og høy vindstyrke som fører til mer vindtransport av snø til de allerede mest skredutsatte områdene (Norem og Sandersen, 2012). Som en konsekvens av dette kan det ventes at antall våtsnø- og sørpeskredhendelser vil øke med årene, en tendens som allerede er observert (Norem og Sandersen, 2012).

### **1.3 Forskning på og varsling av snø- og sørpeskred**

For å kunne redusere samfunnets tap knyttet til snøskred og sørpeskred er det viktig å øke kunnskapen rundt temaet. Det er også nødvendig å gjøre stadige forbedringer av metodikk for varsling av situasjoner med stor skredfare. Det drives derfor omfattende snøskredforskning for å kunne forutse når det vil gå skred og hvor store skredene vil bli. I Norge har det pågått snøskredforskning i mer enn 40 år. I 1972 ble det bestemt av Stortinget at statlig finansiert forskning på snøskred skulle utføres av Norges Geotekniske Institutt (NGI) (Issler, 2016) og forskningsstasjonen Fonnbu ble satt opp i 1973 (Figur 7). Et forskningsprogram for sørpeskred ble i 1983 opprettet av NGI (Hestnes, 1985). Dette var blant annet som en konsekvens av flere sørpeskred som rammet Vestlandet i mars 1979 (Domaas og Lied, 1980) og Nord-Norge i januar 1981 (Hestnes og Sandersen, 1987). Ved disse skredhendelsene gikk flere menneskeliv tapt, og det var materielle skader som kostet flere hundre millioner kroner (Domaas og Lied, 1980). Målet med sørpeskredprogrammet var å utvikle kriterier for kunne identifisere områder med fare for å bli rammet av sørpeskred og å utvikle metoder for å kunne varsle og beskytte områder mot skredene (Hestnes, 1985). I dag er snøskredforskningen et samarbeid mellom blant annet NGI, Meteorologisk institutt og Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), samt institusjoner i Sveits og Østerrike (Issler, 2016).

Skredfarevurderinger og metoder tilknyttet dette har utviklet seg mye opp gjennom årene og er i stadig utvikling. Tre steg har vært spesielt viktige i denne utviklingen (Norem, 2014): Skredvarslingen startet med å bruke lokalkunnskaper om værforhold og andre tegn som var typiske ved skredhendelser. Videre utviklet skredvarslingen seg ved å starte med innsamling av værdata og informasjon om snødekket i utløsningsområdene Dette ble gjort ved bruk av automatiske værstasjoner, samt feltundersøkelser der snødekkets sammensetning ble

observert. Siste ledd i snøskredvarslingen har gått ut på å utvikle databaserte systemer som ved hjelp av værdata beregner skredfaren. Blant disse finnes ulike ekspertsystemer (Norem, 2014), nærbometoden (Buser, 1983) og numeriske beregninger av snødekkets utvikling og stabilitet. Blant datamodellene som gjør numeriske beregninger av snødekket finnes den franske modellen Crocus (Brun et al., 1992) og den sveitsiske modellen Snowpack (Bartelt og Lehning, 2002). Informasjon om snødekket kan ikke samles inn av værstasjoner. Derfor tilfører disse modellene et viktig tilskudd til snøskredvarslingen, da graving av snøprofiler er både tidkrevende og må gjøres regelmessig grunnet endringer i snødekket.

## 1.4 Hensikt med oppgaven og problemstillinger

I dette studiet er snødekkesimuleringsmodellen Snowpack, utviklet ved Institutt for snø- og snøskredforskning (SLF) i Sveits, brukt til å simulere snødekket to steder i Norge. Feltområdene er NGIs skredstasjon Fonnbu på Strynefjellet og UiOs alpine forskningsstasjon på Finse (Figur 2). Resultatene fra simuleringene er sammenlignet med snøprofiler gravd i de to feltområdene for å se hvor godt modellen klarer å reprodusere snødekket. I tillegg er snødekket i modellen undersøkt ved tidspunkt for observerte skredhendelser. Dette har videre dannet grunnlag for en vurdering om hvorvidt modellen gir gode nok resultater til å ha nytteverdi for varsling av våtsnøskred og sørpeskred.

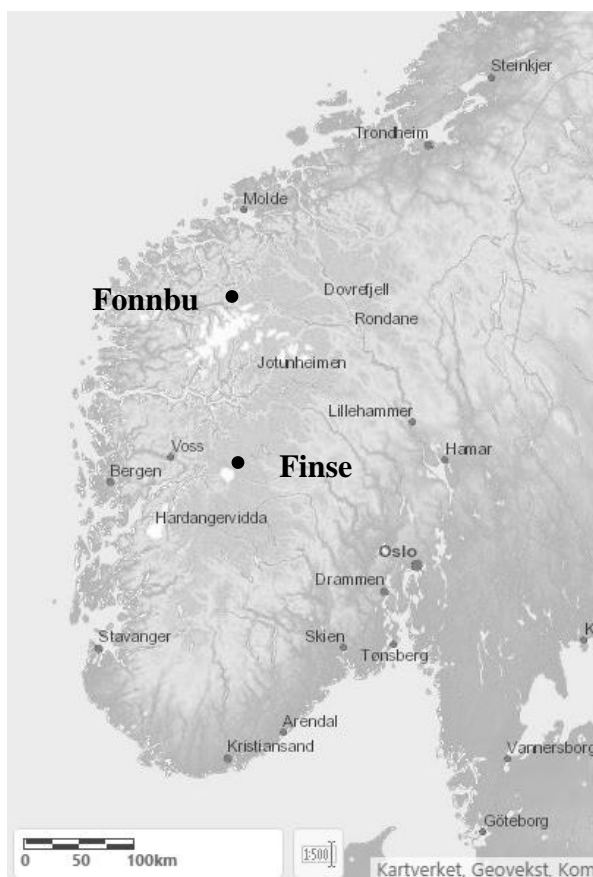
I oppgaven har jeg fokusert på fire hovedproblemstillinger:

- Undersøke hvor godt Snowpack er i stand til å reprodusere snøprofilene som ble gravd vinter og vår 2016 ved Finse og Fonnbu. Fokus rettes spesielt på temperatur og vanninnhold i snødekket, avgjørende parametere for utløsning av våtsnø- og sørpeskred.
- Undersøke om man ved bruk av Snowpack kan utvikle en sannsynlighetsindeks for utløsning av våtsnøskred observert i kamerabilder fra Fonnbu.
- Undersøke om dette kan overføres til en sørpeskredindeks.
- Undersøke om det er mulig å gjøre simuleringer av snødekket ved å bruke en billig løsning for innsamling av værdata fra SnoMoS sensorer og seNorge.no.



## 2 Områdebeskrivelse

Feltarbeid for innsamling av meteorologiske data og snøprofiler ble utført ved to ulike lokaliteter. UiOs alpine forskningsstasjon Finse og NGIs forskningsstasjon Fonnbu på Strynefjellet (Figur 2).



Figur 2: Kart over plasseringen til de to feltområdene Finse og Fonnbu (atlas.nve.no).

### 2.1 Finse

Finse (Figur 2) ligger i den nordvestlige delen av Hardangervidda, i Ulvik kommune i Hordaland. Finse er, med sin beliggenhet 1222 meter over havet, den høyestliggende stasjonen på Bergensbanen som gir togforbindelse mellom Oslo og Bergen. 1,5 km øst for togstasjonen på Finse ligger den alpine forskningsstasjonen som tilhører de matematiske og naturvitenskaplige fakultetene ved universitetene i Oslo og Bergen (UiO, 2010). Området er interessant for studier innen biologi, geologi og geofysikk (UiO, 2010).

Flere kriterier gjør Finse til et egnet område for innsamling av felldata. Først og fremst var det viktig at det på Finse er værstasjoner som samler inn meteorologiske data som kan brukes til modelleringen i Snowpack. Finse er i tillegg lett tilgjengelig med tog fra Oslo, og universitetets forskningsstasjon gir gode fasiliteter for overnatting og opphold tett på feltområdet.

Med sin plassering i den nordvestlige delen av Hardangervidda (Figur 2), ligger Finse i overgangssonen mellom det maritime klimaet man finner på Vestlandet og det mer kontinentale klimaet som er dominerende på Østlandet. Mesteparten av nedbøren kommer av at fuktig luft fra Atlanterhavet driver innover landet fra vest og løftes og avkjøles orografisk av fjellene opp mot Hardangervidda. Øst for fjellene dannes en regnskygge, noe som gjør at Finse ikke mottar like store nedbørsmengder som steder lenger vest, samtidig som nedbørsmengden avtar enda mer lenger øst. Hardangerjøkulen er med på å påvirke temperaturen på Finse, og fører til at den er noe lavere enn hva som er naturlig for et sted som ligger på tilsvarende bredde og lengdegrad (Schumacher, 2005). I perioden 1960-1990, var gjennomsnittlig nedbørsmengde på Finse 990 mm i året og gjennomsnittlig årstemperatur på -2,2 grader (Gisnås, 2016). Den lave temperaturen fører til at store deler av nedbøren, vanligvis mer enn halvparten, kommer som snø. Det er normalt snø fra oktober til juni og med snømaksimum i mai. Hele landskapet rundt Finse befinner seg over tregrensa og området er derfor veldig eksponert for vind. Den dominerende vindretningen er fra vest, og dette har stor betydning for snøfordelingen i området.

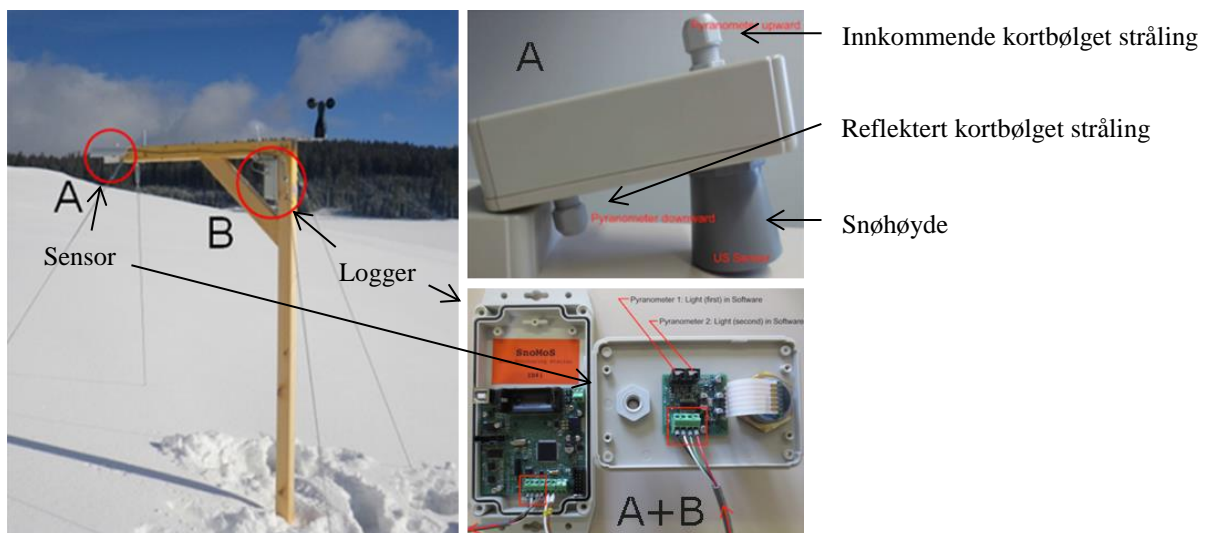
To HOBO værstasjoner (*Stasjon A* og *Stasjon B* (Figur 4)) fra Onset Computer Corporation (Onset, 2017) og to SnoMoS (Snow Monitoring Sensor (Figur 3)) (*SnoMoS 1* og *SnoMoS 2*) utviklet av Pohl et al. (2014), ble benyttet til å samle inn meteorologiske data. Værstasjonene er plassert på steder med ulik eksponering for vind og snøprofilene er gravd i nærheten av disse (Figur 5). *Stasjon A* (Figur 4, A) og *SnoMoS 1* ligger i en nord-vestvendt side av en liten topp og er eksponert for den dominerende vindretningen fra vest. *Stasjon B* (Figur 4, B) ligger nær toppen av Vetle Hansbunuten og er eksponert for alle vindretninger. Dette fører til at det er lite snø ved denne stasjonen da den transporteres bort av vinden. *SnoMoS 2* ligger i flatt terreng nær Finse forskningsstasjon.

HOBO stasjonene gjør målinger hvert fjerde minutt og logger gjennomsnittsobservasjonen hver time. SnoMoS sensorene er små, frittstående og batteridrevne sensorer med innebygde dataloggere (Figur 3). Disse sensorene ble først og fremst benyttet til å finne snøhøyden og

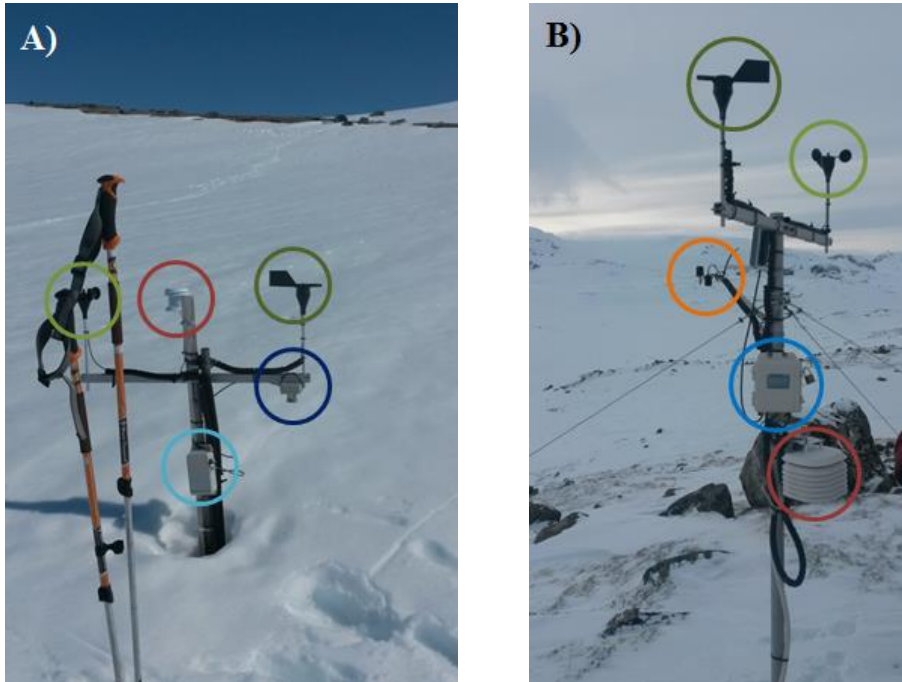
snøens overflatetemperatur, ettersom disse parameterne ikke ble målt ved de øvrige stasjonene. Avstanden mellom sensoren og bakken/snøoverflaten måles med en ultrasonisk avstandsmåler og kan deretter regnes om til snøhøyde. Snøens overflatetemperatur måles med et infrarødt termometer (Weiler et al., 2012). SnoMoS sensorene ble først montert 18. og 19. februar og derfor er data fra disse stasjonene kun tilgjengelig siste del av vinteren. Oversikt over hvilke parametere de ulike stasjonene måler er gitt i Tabell 1.

Tabell 1: Oversikt over stasjonene som måler værdata på Finse og parameterne som måles av de ulike stasjonene.

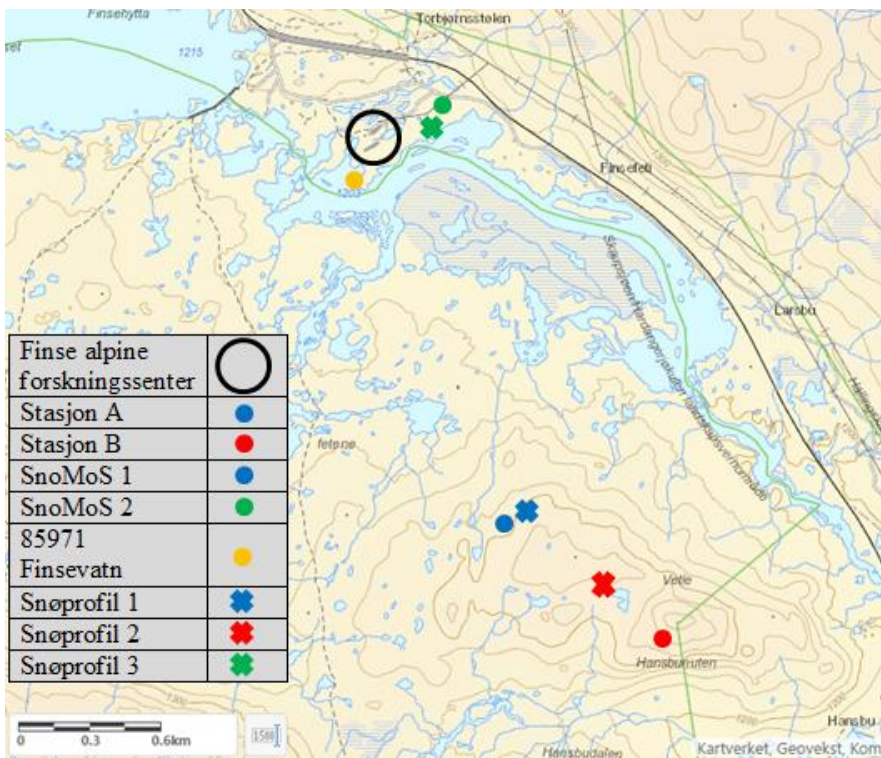
Målestasjon	Parametere
Stasjon A	Temperatur, relativ luftfuktighet, gjennomsnittlig og maksimal vindhastighet, vindretning
Stasjon B	Temperatur, relativ luftfuktighet, gjennomsnittlig og maksimal vindhastighet, vindretning, innkommende og reflektert kortbølget stråling
SnoMoS 1 og 2	Temperatur, relativ luftfuktighet, innkommende og reflektert kortbølget stråling, snøhøyde og temperatur på snøoverflaten



Figur 3: To SnoMoS loggere ble benyttet for å måle snøhøyde, snøens overflatetemperatur, lufttemperatur, relativ luftfuktighet og innkommende og reflektert kortbølget stråling. De er små og kan enkelt monteres på for eksempel undersiden av en planke (<http://www.hydro.uni-freiburg.de/research/areas/forsch-sensoren/?searchterm=snomos>).



Figur 4: Værstasjoner på Finse. A) *Stasjon A* og *SnoMoS 1*. Loggerboksen er begravd under snøen, men vindretnings- (mørkegrønn sirkel), vindhastighets- (lysegrønn sirkel) temperatur- (rød sirkel) og luftfuktighetssensorene (rød sirkel) er synlige, i tillegg til SnoMoS-måleren (mørkeblå sirkel) og loggeren (lyseblå sirkel). B) *Stasjon B* med vindretnings- (mørkegrønn sirkel), vindhastighets- (lysegrønn sirkel) temperatur- (rød sirkel), luftfuktighets- (rød sirkel) og strålingssensorer (oransje sirkel) i tillegg til loggerenheten (blå sirkel). Foto: Sigurd Jordet.



Figur 5: Kart over feltområdet på Finse. Plasseringen av værstasjonene og stedene der det er gravd snøprofiler er markert i kartet (atlas.nve.no).

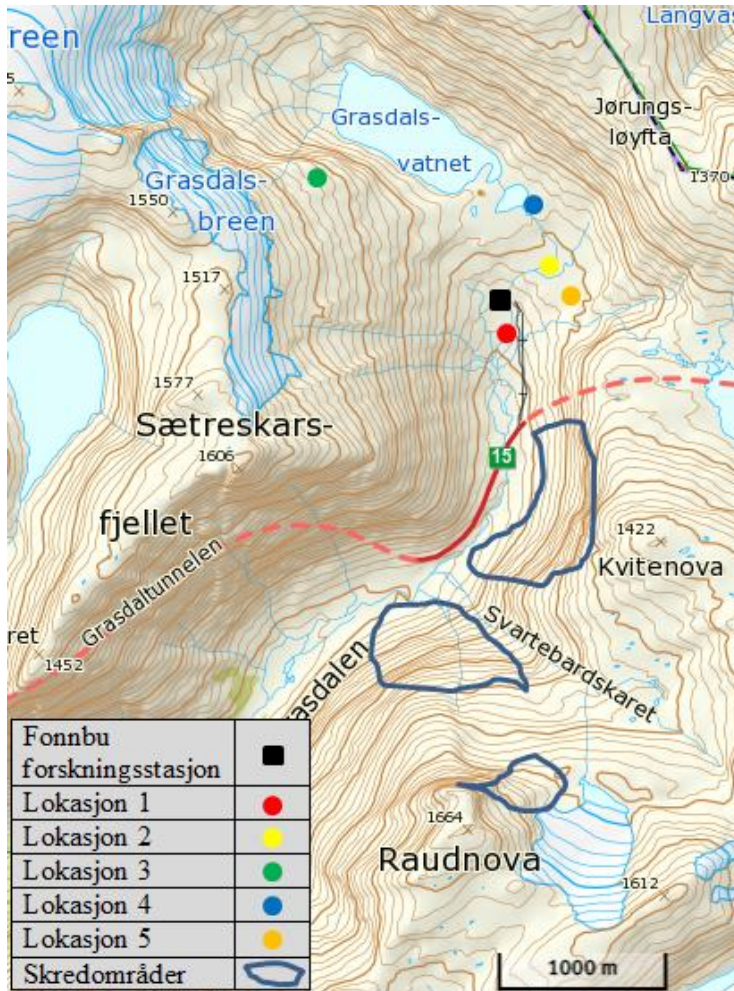
## 2.2 Fonnbu

I Grasdalen på Strynefjellet i Sogn og Fjordane, ligger NGIs skredforskningsstasjon Fonnbu (Figur 6 og Figur 7). Med sin plassering på Vestlandet mottar området forholdsvis store nedbørsmengder. Den nærmeste meteorologiske stasjonen er Grotli, ca. 20 km øst for Fonnbu. Denne målte en gjennomsnittstemperatur på 1,2 °C i perioden oktober 2015 til oktober 2016, og en nedbørsmengde i samme periode på 791 mm (yr.no). Det er rimelig å anta at nedbørsmengdene på Fonnbu er noe høyere ettersom det ligger lengre vest, noe også oversiktskart over årsnedbør fra senorge.no indikerer. Kombinasjon av bratt terreng og store snømengder gjør at dette er et av de mest skredutsatte områdene i Norge. På Fonnbu samler NGI inn data om vær- og snøforhold, og snøskred i området kartlegges (NGI, 2016). I perioden fra mars til mai 2016 ble det foretatt tre turer til Fonnbu der snøprofiler ble gravd.

Profilene ble gravd ved fem ulike lokaliteter i området rundt forskningsstasjonen (Figur 6). Valg av lokaliteter ble gjort i samarbeid med Krister Kristensen (NGI). Profilene ble gravd på steder med ulike terrengparametere for å undersøke i hvilken grad simuleringene med Snowpack er representative for snødekket ikke bare i punktet der målestasjonen er plassert, men også i områder i nærheten. Dette er nyttig for å kunne se hvordan forholdene er i de potensielle løснеområdene for skred.

Den automatiske værstasjonen på Fonnbu måler følgende data:

- Lufttemperatur (K)
- Relativ luftfuktighet (%)
- Gjennomsnittlig vindhastighet (m/s)
- Vindretning (med klokka, nord er 0)
- Snøhøyde (m)
- Maksimal vindhastighet (m/s)
- Innkommende kortbølget stråling ( $W/m^2$ )
- Reflektert kortbølget stråling ( $W/m^2$ )
- Akkumulert nedbør siste time (mm/time)
- Temperatur snøoverflate (K)
- Bakketemperatur (K)
- Innkommende langbølget stråling ( $W/m^2$ )



Figur 6: Kart over Grasdalen på Strynefjellet der NGIs skredforskningsstasjon Fonnbu ligger. Lokalitetene hvor det ble gravd snøprofiler fra mars til mai 2016 er merket inn i kartet, det samme gjelder områder der det ble observert våtsnøskred. Værstasjonen på Fonnbu ligger ved Lokasjon 1 (norgeskart.no).

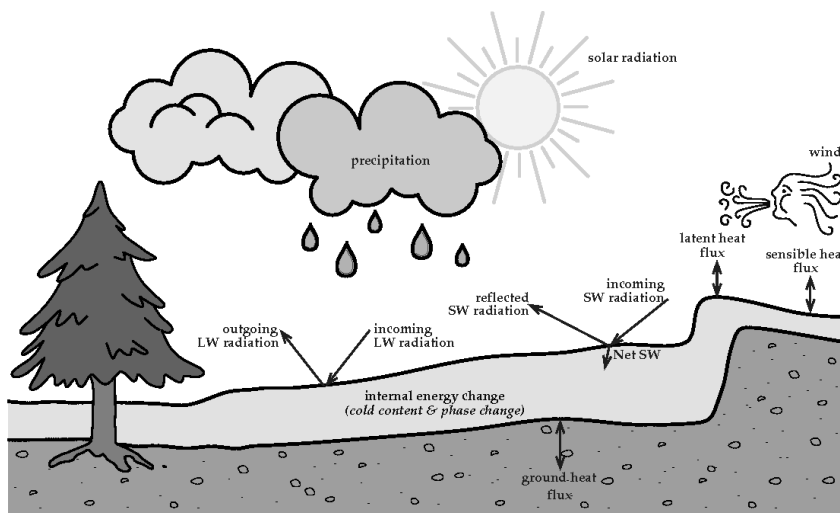


Figur 7: NGIs skredforskningsstasjon Fonnbu (NGI, 2017).

# 3 Teori

## 3.1 Snøens energibalanse

Energibalansen i snødekket er det som avgjør om snøen smelter. Dersom mengden energi som tilføres snødekket er høyere enn mengden energi som forlater det, vil enten temperaturen i snødekket øke eller snøen begynne å smelte. Energiutvekslingen (Figur 8) foregår hovedsakelig på snøoverflaten gjennom utveksling av kortbølget og langbølget stråling og konvektiv utveksling av følbare og latent varme mellom snødekket og atmosfæren (DeWalle og Rango, 2008).



Figur 8: Faktorene som utgjør snødekkets energibalanse. Alle komponentene er med i Snowpack simuleringene. (SLF, 2017b).

Energibalansen er summen av energien som tilføres og energien som går ut av snødekket (Ligning 1 (DeWalle og Rango, 2008)):

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \quad (\text{Ligning 1})$$

- $Q_i$  = Endring av snøpakkens interne lager av følbare og latent varme
- $Q_{ns}$  = Netto kortbølget stråling
- $Q_{nl}$  = Netto langbølget stråling
- $Q_h$  = Følbare varmestrøm
- $Q_e$  = Latent varmestrøm
- $Q_r$  = Varmestrøm fra regn
- $Q_g$  = Varmestrøm fra bakken
- $Q_m$  = Tap av latent varme når smeltevann forlater snødekket

Netto kortbølget stråling utgjør det største tilskuddet av energi som går til snøsmelting, og er balansen mellom innkommende og utgående kortbølget stråling. Sola er kilde til den innkommende kortbølgede strålingen og utveksling av denne strålingen skjer derfor kun om dagen. Strålingen deles opp i direkte og diffus stråling. Direkte stråling treffer jordoverflaten direkte og andelen som treffer snødekket bestemmes av senitvinkelen, som er vinkelen mellom solstrålen og en normal til snøoverflaten. Vinkelen varierer med tid på døgnet og tid på året (DeWalle og Rango, 2008). Diffus stråling er stråling som mottas etter først å ha bli spredt av partikler i atmosfæren. Skydekket og senitvinkel påvirker hvor stor andel av solinnstrålingen som mottas som direkte og diffus stråling. Klarvær gir stor andel direkte stråling, mens økende skydekke øker andelen diffus stråling. Andelen direkte stråling som mottas er størst når solen står høyest på himmelen. I løpet av et døgn vil dette si midt på dagen, mens det i løpet av året er midt på sommeren. Dette kommer av at strålingens vei gjennom atmosfæren er kortest når solen står høyest, og mindre stråling blir da spredt til diffus stråling.

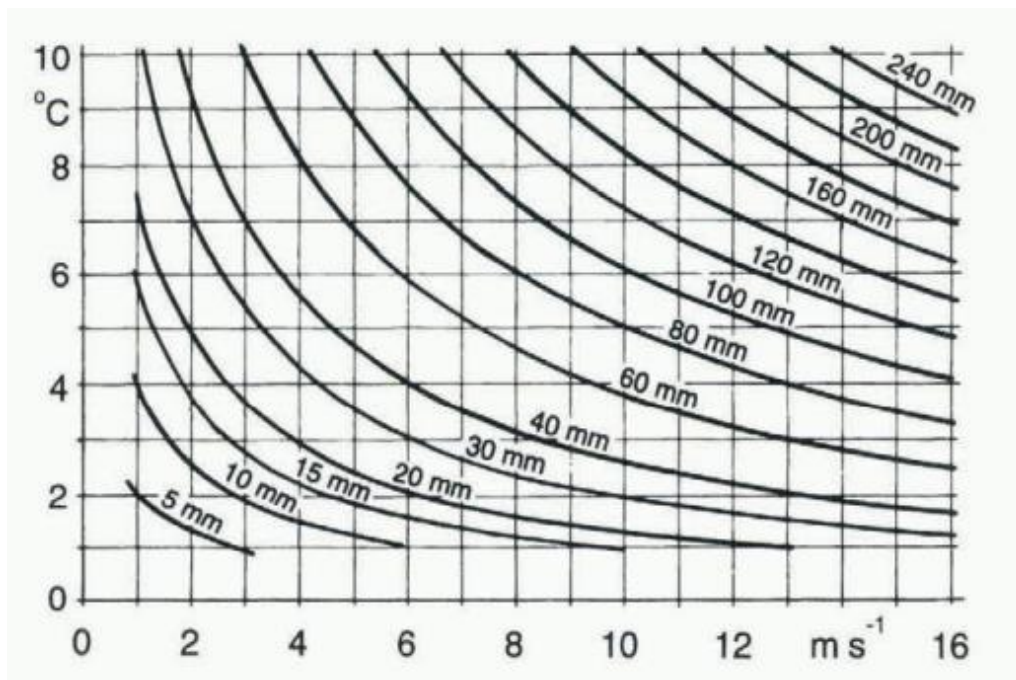
Utgående kortbølget stråling er den strålingen som blir reflektert av jordoverflaten og avgjøres av overflatens albedo. Snøoverflatens albedo varierer typisk fra 0,95 for nysnø til 0,55 i vannmettet snø (Lied og Kristensen, 2003). Albedoen påvirkes av flere faktorer, og synker dersom snøens kornstørrelse, vanninnhold, tetthet eller grad av forurensning øker (DeWalle og Rango, 2008). Dette gjør at albedoen avtar i løpet av smeltesesongen og fører til at en høyere andel av den kortbølgede strålingen absorberes av snødekket, noe som igjen fører til en kraftigere snøsmelting. Strålingen som ikke reflekteres trenger ned i snødekket og avgir energien som varme (Lied og Kristensen, 2003).

Netto langbølget stråling er summen av utgående og innkommende langbølget stråling. Alle legemer med temperatur over det absolutte nullpunkt sender ut langbølget stråling, og dette gjelder også for snø. Mengden langbølget stråling som sendes ut av snødekket kan beregnes med Stefan Boltzmanns lov og er en funksjon av snøens overflatetemperatur (DeWalle og Rango, 2008). En andel av den langbølgede strålingen absorberes av drivhusgasser som vanndamp, CO<sub>2</sub> og ozon i atmosfæren og noe av dette sendes tilbake igjen til jorden og utgjør den innkommende langbølgede strålingen. Økende skydekke gir økt innkommende langbølget strålingen og utveksling av denne strålingen foregår hele døgnet.

Konvektiv utveksling av følbare og latent varme mellom snødekket og atmosfæren, skjer når det er en temperaturforskjell mellom snødekket og luften som blåser over snødekket. Da vil



luften enten varme opp eller avkjøle snøen, avhengig av om den er varmere eller kaldere enn snøen. Dersom luften er varmere kan dette medføre stor snøsmelting. Økende turbulens og vindstyrke fører til at mer luft kommer i kontakt med snødekket og videre til mer intens smelting (Figur 9). Hvor stor snøsmeltingen blir, avhenger dermed av temperaturforskjellene mellom luft og snø, vindhastigheten, form og ruhet på terrenget som skaper turbulens og luftens stabilitet (DeWalle og Rango, 2008, Lied og Kristensen, 2003). I tillegg til utveksling av den følbare varmen som følge av temperaturforskjeller, vil det også være en utveksling av vanndamp mellom luften og snødekket. Dette fører til tap av latent varme dersom vanndamp forlater snødekket gjennom fordampning eller sublimering. Dersom vanndamp tilføres snødekket ved kondensering vil dette tilføre energi til snødekket (DeWalle og Rango, 2008).



Figur 9: Daglig produksjon av smeltevann som funksjon av temperatur og vindhastighet ved 100 % relativ luftfuktighet (Hestnes, 1998).

Energitilførsel fra regn utgjør en liten del av snøens energibalanse. Energitilførselen skjer enten ved overføring av følbare varme fra regnvann til et kaldere snødekke, ved frigjøring av latent varme dersom regnvann fryser på et snødekke kaldere enn 0 °C, eller ved kondensering av vanndamp på snødekket på grunn av høy luftfuktighet tilknyttet regnværet (DeWalle og Rango, 2008). Energitilførsel gjennom varmestrøm fra bakken står også for en mindre del av energibalansen.

## 3.2 Snødekket

### 3.2.1 Snødekkets oppbygning

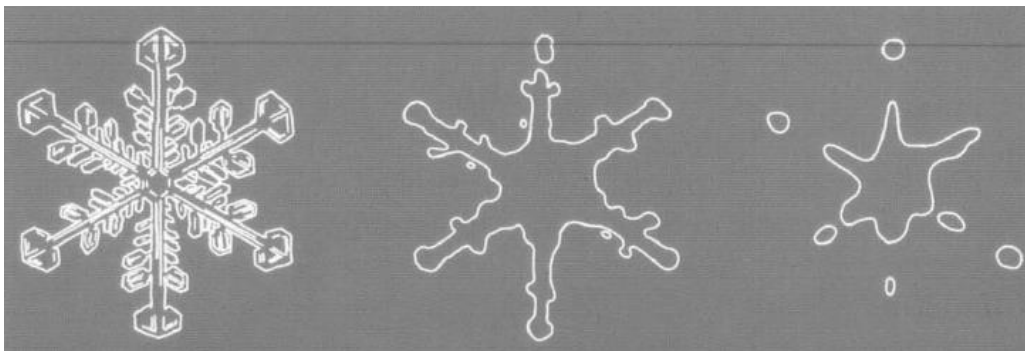
Snødekket bygges opp gjennom en rekke snøfall gjennom vinteren. Hvert snøfall tilfører et nytt lag med snø til snødekket, og intensitet på snøfallet og temperatur, vindretning og vindstyrke under snøfallet bestemmer de ulike lagenes egenskaper. Lagdelingen kalles gjerne snødekkets struktur. I tillegg vil snøkrystallene som utgjør snødekket gjennomgå en omvandling gjennom vinteren, noe som fører til at snødekket stadig endres (Lied og Kristensen, 2003).

Sammensetningen av lagene som utgjør snødekket, og veksling mellom fastere og svakere lag er med på å avgjøre snøens stabilitet og faren for skred. Dersom snødekket har en oppbygging der relativt fastere lag befinner seg over relativt svakere lag er den ustabil og det er fare for at flakskred kan utløses. Lag som inneholder kantkornede krystaller, overflaterim eller begerkrystaller er spesielt svake. Sterke lag kan bestå av for eksempel vindpakket snø eller rundede krystaller (Tremper, 2008).

### 3.2.2 Snødekkets omvandling

Snøens omvandling er endringene som skjer med snøkrystallenes størrelse og form etter at de blir en del av snødekket (DeWalle og Rango, 2008). Snøkrystaller har stor overflate i forhold til volum. Dette fører til at de er forholdsvis ustabile i snødekket og kan omvandles til rundede eller kantkornede krystaller (DeWalle og Rango, 2008). Omvandlingen av snøkrystallene drives av temperatur- og damptrykkgradienter i snødekket. Dersom det er varmere temperatur ved bakken enn det er i toppen av snødekket har man en temperaturgradient i snødekket. Den varmere luften ved bakken vil holde på mer vanndamp enn den kaldere luften lenger opp i snødekket, og det vil derfor også være en damptrykkgradient i snødekket som fører til at vanndamp vil transporteres oppover (DeWalle og Rango, 2008, Lied og Kristensen, 2003, Tremper, 2008). Snøens omvandling styres altså i stor grad av temperaturgradienten og hvor bratt gradienten er styrer hvordan snøkrystallene endres. På bakgrunn av dette er det tre former for omvandling av snø; nedbrytende omvandling, oppbyggende omvandling og smelteomvandling (Figur 12).

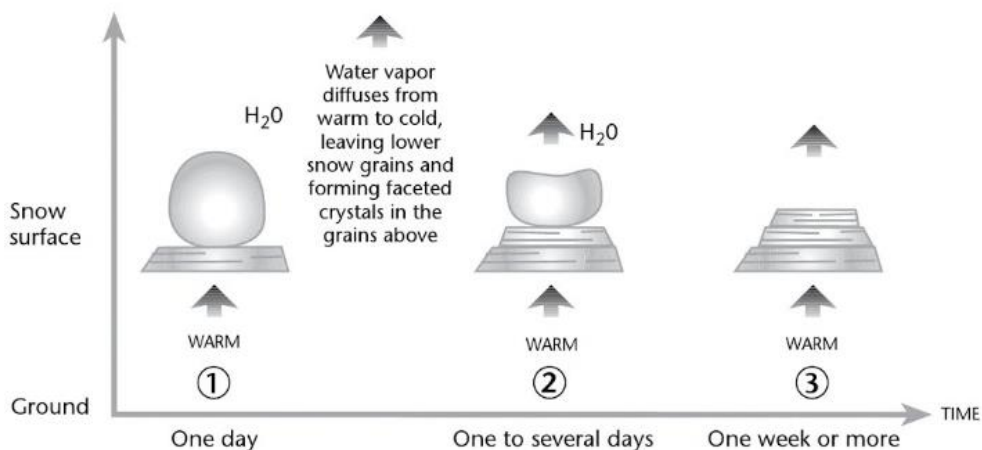
*Nedbrytende omvandling* (Figur 10) foregår når temperaturgradienten i snødekket er liten. Dette forekommer når det er mye snø og når overflatetemperaturen er nær 0 °C. Under denne typen omvandling vil snøkrystallene bli rundet (Figur 12). Dette er fordi det skjer en diffusjon av vanndamp fra konvekse overflater på krystallene, der damptrykket er høyere, til konkave overflater der det er lavere damptrykk og vanndampen vil sublimere som is (Lied og Kristensen, 2003). Det fører til at en i utgangspunktet forgrenet og irregulært formet snøkrystall gradvis får en rundere form. I Snowpack benyttes denne typen omvandling når temperaturgradienten i snøen er lavere enn 5 °C/m (Lehning et al., 2002), mens ifølge Tremper (2008) er nedbrytende omvandling gjeldende ved temperaturgradient lavere enn 10 °C /m. I tillegg til endring i krystallform vil også størrelsen på krystallene endres under denne typen omvandling. I begynnelsen av omvandlingsprosessen vil krystallenes størrelse bli mindre ettersom nysnøkrystallene deles opp i mindre, rundere deler. Videre vil de minste kornene, der damptrykket som følge av størst krumning er størst, fordampe og sublimere på større korn slik at kornstørrelsen gradvis vokser seg større igjen. Omvandlingen fører også til at snødekket siger sammen og snøens tetthet øker. Når snøen siger sammen vil det i tillegg dannes nye bindinger mellom krystallene og på denne måten vil den mekaniske styrken i snølaget øke, en prosess som kalles sintring (Lied og Kristensen, 2003). Dette fører til at snølaget blir mer stabilt og tåler større belastning, men det kan også føre til dannelsen av flak, som dersom det ligger over et svakere lag utgjør stor fare. Hastigheten på omvandlingen øker med økende temperatur (Lied og Kristensen, 2003).



Figur 10: Nedbrytende omvandling av snødekket danner rundede snøkrystaller (Lied og Kristensen, 2003).

*Oppbyggende omvandling* skjer når temperaturgradienten i snødekket er stor, mer enn 10 °C /m (Lied og Kristensen, 2003, Tremper, 2008). Under slike forhold vil vanndamp stige oppover i snødekket fra områder med varmere, til områder med kaldere temperaturer. I de kaldere områdene vil vanndampen kunne sublimere på iskrystallene og dette gjør at

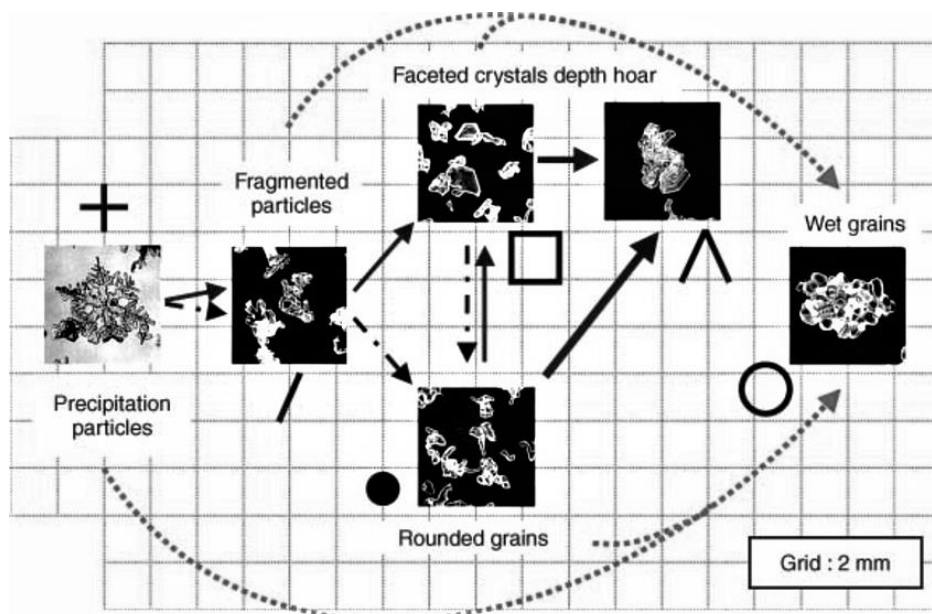
krystallformen endres. Transporten av vanddamp skjer ved diffusjon, at vanddamp forflytter seg oppover i snøen fra korn til korn ved at den fordamper på overflaten av en krystall, og sublimerer på undersiden av den neste krystallen (Tremper, 2008). Oppbyggende omvandling fører til at snøkrystallene endres fra rundede til kantkornede snøkrystaller (Figur 12). Disse krystallene har plane flater og skarpere kanter og vanlig størrelse er 2-3 mm (Lied og Kristensen, 2003). Omvandlingen fører også til at det blir mindre kontakt mellom snøkrystallene og færre bindinger. Det gjør at den mekaniske styrken i snøen reduseres. Lag av kantkornet snø anses som svake, og tilstedeværelsen av denne typen lag øker skredfaren. Under forhold med store temperaturgradienter og store porerom i snøen kan begerkrystaller dannes. Begerkrystaller er en oppstabling av sekskantede krystaller med hulrom i midten. Lag av denne typen krystaller er spesielt svake.



Figur 11: Oppbyggende omvandling av snødekket danner kantkornet snø (Tremper, 2008).

*Smelteomvandling* skjer når netto tilførsel av energi til snødekket er positiv, da starter snøen å smelte. Snøsmelting foregår i tre faser, oppvarmingsfasen, metningsfasen og avrenningsfasen. Oppvarmingsfasen er gjeldende så lenge temperaturen i snødekket er lavere enn 0 °C. Da vil energien gå med til å heve snøens temperatur, inntil den er 0 °C i hele snødekket. Når dette er oppnådd vil snøen begynne å smelte og går over i metningsfasen. I denne fasen smelter snøen, men smeltevannet blir værende i snødekket, ettersom det har evne til å holde på en del vann inntil det blir mettet. Når snøen blir vannmettet klarer den ikke lenger å holde på smeltevannet, og videre tilførsel av energi fører til at smeltevann renner ut av snøen i avrenningsfasen (Dingman, 2002).

Når hele snødekket er varmet opp til 0 °C, starter snøkrystallene å smelte. Dette medfører at snødekket vil inneholde flytende vann, noe som i stor grad og i flere steg påvirker snødekkets stabilitet. I første fase, etter at snøen begynner å smelte, vil en vannfilm ligge på snøkrystallenes overflate. Vannfilmen fører til at det oppstår kapillærkrefter som vil binde snøen sammen slik at den blir kram. Kapillærkreftene er størst så lenge vanninnholdet er lavt, mindre enn 4 % (Lied og Kristensen, 2003). Når snøen smelter videre, vil også porerommene i snøen fylles med vann. Når vanninnholdet overstiger 8 % kan det presses ut av snøen, mens det vil renne fritt ut ved høyere vanninnhold enn 15 %, og snøen klassifiseres da som sørpe (Lied og Kristensen, 2003, McClung og Schaerer, 2006). På grunn av at vann har god varmeledningsevne, vil omvandlingen av våt snø gå raskere enn i tørr snø, og hastigheten på omvandlingen øker med vanninnholdet (Brun, 1989).



Figur 12: Snøkrystaller endrer seg på bakgrunn av temperatur- og damptrykksgradienten i snødekket og om snøen er kald eller varm. Figuren viser hvordan en snøkrystall kan utvikle seg fra en nysnøkrystall avhengig av om det er høy (heltrukne svarte piler) eller lav (stiplede svarte piler) temperatur- og damptrykksgradient eller om snøen smelter (grå stiplede piler) (Lehning, 2005).

Snøsmeltingen har innvirkning på snøens stabilitet. Når vanninnholdet øker vil styrken i snøen reduseres ved at bindingene mellom kornene blir færre. Når vannet dreneres ut av snødekket vil snøen derimot stabilisere seg igjen. Snøskredfaren som følge av snøsmelting påvirkes på flere måter. Rett etter at snøen starter å smelte, vil den sige raskere nedover, noe som øker snøskredfaren. Videre vil snøen stabiliseres som følge av kapillærkreftene som binder snøen sammen ved lavere vanninnhold enn 4 % og skredfaren vil avta. Videre økning av vanninnhold i snøen vil kunne forårsake våtsnøskred. Et vanninnhold høyere enn 5-6 %

kan relateres til naturlig utløsning av våtsnøskred (Wever et al., 2016). Dersom enda større mengder vann samles opp i snøen vil det dannes sørpe, og dette kan føre til utløsning av sørpeskred (Lied og Kristensen, 2003).

Måten smeltevann strømmer gjennom snødekket på har stor betydning for stabiliteten og påvirkes av snøens struktur, temperatur og bakkens helning (Techel og Pielmeier, 2011). Vannet beveger seg nedover som såkalte «flow- fingers» (Techel og Pielmeier, 2011, Waldner et al., 2004, Peitzsch et al., 2008) (Figur 13). Disse fungerer som kanaler for vannet nedover i snødekket. En annen viktig prosess innen smeltevannets strøm gjennom snødekket er oppdemning av vann ved kapillære barrierer. Barrierene dannes der det er endring i snøens krystallform, kornstørrelse eller tetthet (Wever et al., 2016, Peitzsch et al., 2008, Waldner et al., 2004). Her kan vanninnholdet bli spesielt høyt, noe som fører til lav stabilitet i snødekket.

Tabell 2: Klassifisering av snø etter vanninnhold (McClung og Schaerer, 2006).

	Tørr	Fuktig	Våt	Veldig våt	Sørpe
Vanninnhold (% av volum)	0 %	<3 %	3 – 8 %	8 – 15 %	>15 %
Temperatur	$\leq 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$0 \text{ }^{\circ}\text{C}$

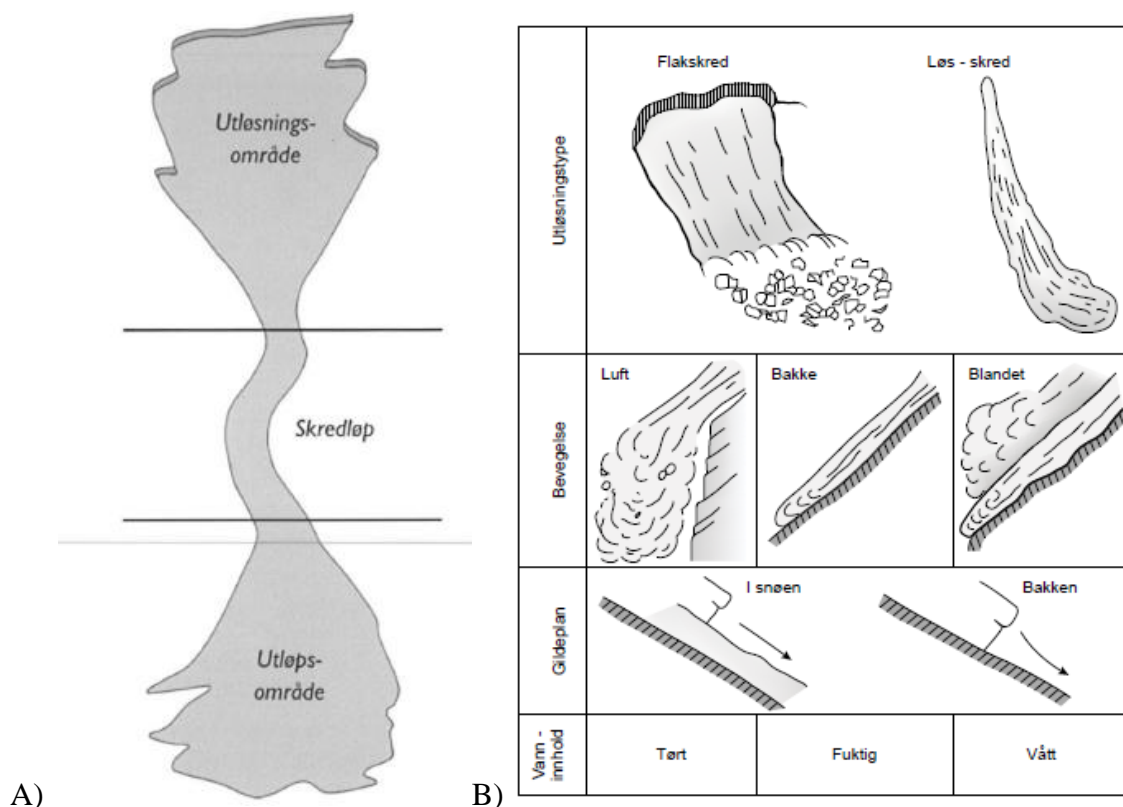


Figur 13: Illustrasjon av vannets bevegelse gjennom snødekket via «flow fingers» og hvordan vannet samles opp ved kapillære barrierer (Marsh, 2013). Flytende vann har mørk farge på bildet, og «flow fingersene» er de mørke vertikale linjene i snødekket, mens de kapillære barrierene er horisontale.

## 3.3 Snøskred

### 3.3.1 Inndeling og klassifisering

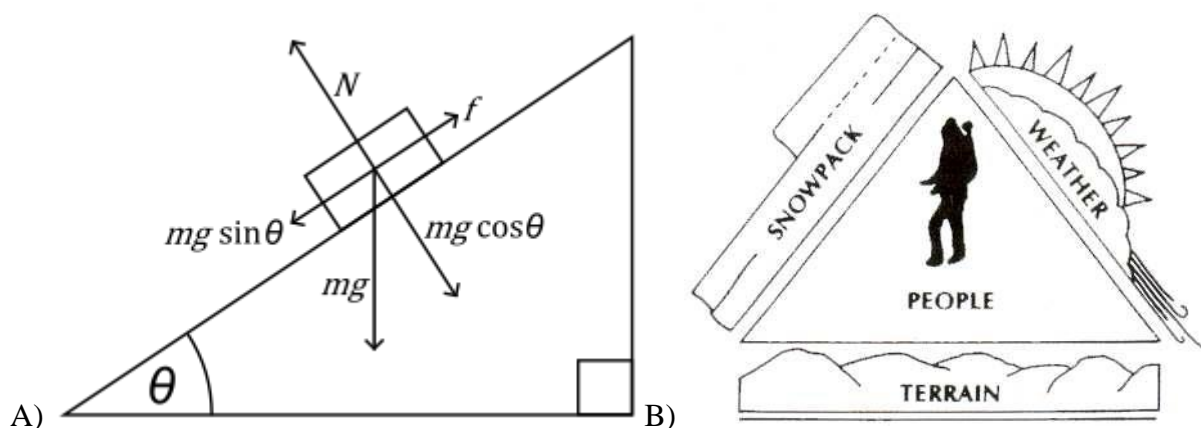
Snøskred kan defineres som snø som beveger seg raskt nedover en fjellside (NVE, 2016). Et snøskred kan, som andre skredtyper, deles inn i tre deler (Figur 14, A). Utløsningsområdet er der skredet løsner og akselererer (Tremper, 2008). Skredløpet er området hvor skredet oppnår maksimal hastighet og masse, mens utløpsområdet er der skredets hastighet avtar og snøen blir avsatt (Tremper, 2008). Det finnes flere ulike typer snøskred og de klassifiseres derfor på bakgrunn av faktorer som beskriver skredet (Figur 14, B). Flakskred og løssnøskred er de to hovedtypene snøskred. Videre deles skredene inn i våte og tørre snøskred, og klassifiseres ut fra skredmassenes bevegelse, plasseringen av skredets glideplan og om skredene er kunstig eller naturlig utløste (Norem, 2014). I tillegg til disse formene for snøskred kommer også sørpeskred, som er skred av vannmettet snø som beveger seg svært raskt (Hestnes, 1985, Hestnes, 1998).



Figur 14: A) Skredområdet deles inn i utløsningsområdet, skredløpet og utløpsområdet (Lied og Kristensen, 2003). B) Klassifisering av snøskred basert på utløsningstype, bevegelse, glideplan og vanninnhold (Norem, 2014).

### 3.3.2 Sentrale utløsningsfaktorer

For at et snøskred skal løsne, må kreftene som drar snøen nedover overskride kreftene som holder snøen på plass (Figur 15, a) (Tremper, 2008). Kraften som drar snøen nedover er gravitasjonskraften. Den kan defineres som  $G=m \cdot g$ , der  $m$  er snøens masse, mens  $g$  er tyngdeakselerasjonen. Ettersom snøskred løsner i helninger, må denne kraften dekomponeres til kraften som virker parallelt med helningen og defineres da som  $m \cdot g \cdot \sin \theta$ , der  $\theta$  er helningsvinkelen til bakken. Kraftene som motvirker gravitasjonen og holder snøen på plass er bindingene mellom snøkrystallene der det dannes brudd i snøen, friksjon mellom snøen og underlaget og effekten av gjenstander som forankrer snøen, som trær og steiner (Tremper, 2008). En rekke faktorer påvirker balansen mellom disse kreftene og er med på å avgjøre om et skred vil gå eller om snøen blir liggende. Alle disse kan plasseres inn i kategoriene terrengforhold, vær og snødekke, i tillegg til menneskelig påvirkning (Figur 15, b) (Fredston og Fesler, 1999, Tremper, 2008).



Figur 15: A) Krefter som virker på et snødekke i en helning. B) Faktorer som påvirker snøskredfare (Fredston og Fesler, 1999).

### Terreng

Terrengforhold er den viktigste faktoren som er avgjørende for om det kan utløses snøskred i et område (Tremper, 2008). Hvor bratt terrenget er, hvilken retning terrenget heller, formen på terrenget og bakken under snøen, påvirker sannsynligheten for utløsning av skred. Dette fører til at skredfare varierer svært mye over små avstander.

Helningsgraden til terrenget er den faktoren som er mest avgjørende for om det kan gå snøskred eller ikke (Lied og Kristensen, 2003). Gravitasjonskomponenten parallelt med



bakken blir større jo brattere helningen er, altså øker kreftene som drar snøen nedover når helningsvinkelen øker. Det er vanlig å regne alt terreng brattere enn 30 grader som skredterreng, men våte snøskred kan også utløses i slakere terreng (Lied og Kristensen, 2003). Det går sjelden store snøskred i helninger brattere enn 60 grader. Dette er fordi det er så bratt at snøen sklir ut nærmest med en gang den avlagres, noe som forhindrer at store snømengder bygges opp. De fleste snøskred skjer i helninger mellom 35 og 45 grader, med 38 grader som den vanligste helningsgraden, og det er også innenfor dette intervallet flest dødsulykker skjer (Tremper, 2008).

Helningsretningen til terrenget påvirker hvordan snøen som befinner seg i fjellsiden eksponeres for vind og solinnstråling, og har stor betydning for utviklingen av snødekkets sammensetning. Snøhøyde, lagdeling, vanninnhold og type snøkrystaller påvirkes i stor grad av disse to faktorene og er videre med på å bestemme snødekkets stabilitet.

Vind er en av faktorene som i størst grad påvirker hvordan snøen fordeler seg i terrenget. Vind eroderer snø fra losiden av en helning, altså siden som vender mot vinden, og avsetter snø på lesiden som ligger skjermet for vind. Vind kan avsette snø opptil ti ganger raskere enn snø som faller som nedbør (Tremper, 2008). Dette har stor påvirkning på skredfaren ettersom årsaken til de fleste skred, spesielt i tørr snø, er at en ekstra belastning påføres snødekket. Vindtransport av snø er den raskeste metoden en slik tilleggsbelastning kan påføres, med unntak av mennesker som skiløpere, scooterkjørere osv. (Tremper, 2008). Mengden snø som befinner seg i en fjellside er også avgjørende for hvor store snøskred som kan forekomme.

Terrengets helling i forhold til sola har stor betydning for utviklingen av snødekket. En side som vender mot nord mottar normalt mindre solinnstråling enn en sørvendt side, noe som vil gi svært ulike snøforhold og skredfare. Østvendte helninger mottar solinnstrålingen på morgenen når temperaturen er lav, mens vestvendte helninger er eksponert om kvelden når det er varmere. Dette fører til at østvendte sider er kaldere enn vestvendte (Tremper, 2008). I et kaldt snødekke er det større sannsynlighet for at vedvarende svake lag utvikles, som overflaterim eller kantkornede krystaller. De svake lagene fører til et ustabilisert snødekke som øker risikoen for flakskred (Tremper, 2008). Når det gjelder risikoen for utløsning av våtsnøskred vil terrenghelningen i forhold til sola ha motsatt effekt enn for tørre skred. Dette kommer av at våtsnøskred utløses som følge av at snøen mettes med vann og dette skjer raskere i sider som er mye eksponert for sol, og dermed smelter raskere. Våtsnøskred er derfor vanligst i sider som heller i sørvestlig retning (Tremper, 2008).

Formen på terrenget har innvirkning på spenningsforholdene i snøen (Lied og Kristensen, 2003, Tremper, 2008). Dette gjør at konkave terrengformasjoner utgjør mindre fare for utløsning av skred enn konvekse formasjoner. I konkave formasjoner vil det være kompressive spenninger fra bunnen av hellingen som støtter opp snøen og holder den på plass. I konvekse formasjoner er spenningene tensile og det skal derfor mindre til for at snøen skal sprekke opp.

Trær, steiner og andre gjenstander som beskriver ruheten til bakken under snødekket, vil kunne ha en forankrende effekt som gjør at det skal mer til for at skred løses ut (Tremper, 2008). Skog må ha en relativt høy tetthet for å ha en stabiliserende effekt på snøen (Lied og Kristensen, 2003). For at steiner skal ha en forankrende effekt må de bryte gjennom flaket som skredmassene består av. På grunn av at det ofte er hulrom og høyere temperaturer rundt steiner, kan de også være kilde til begerkrystaller som er svært svake, og dette kan danne svake punkter i snødekket som medfører redusert stabilitet (Lied og Kristensen, 2003). Våtsnøskred og sørpeskred kan utløses ved at vann renner langs bakken, noe som fører til svært lite friksjon. Dette kan skje dersom vannet ikke klarer å sige ned i bakken, fordi det er en lite permeabel overflate som et svaberg, eller at bakken er frosset.

## **Vær og klima**

Norge er et langstrakt land og har et varierende klima fra sør til nord (Dannevig og Harstveit, 2013). De sørlige delene av Norge er også påvirket av det markante skillet mellom været øst og vest for Langfjella. Langfjella er fjellområdene som deler Sør-Norge inn i Østlandet og Vestlandet, med henholdsvis kontinentalt og maritimt klima. Den dominerende vindretningen inn mot Norge er fra vest og vinden frakter fuktig luft fra Atlanterhavet. Når luften møter fjellene litt inn i landet blir den løftet opp og avkjølt slik at det kommer nedbør. Dette fører til at Vestlandet mottar store mengder nedbør, mens Østlandet havner i regnskyggen og har et langt tørrere klima. Nedbørsmengdene øker også med høyden over havet grunnet synkende temperatur, og det kommer generelt mer nedbør i høyden enn i lavlandet og andelen nedbør som kommer som snø er også høyere.

Vær har stor betydning for dannelsen og utviklingen av snødekket og derfor også snøskredfaren (Tremper, 2008). Nedbørsmengde og lufttemperatur avgjør hvor mye snø som faller i løpet av vinteren, og vind er med på å fordele snøen utover. I tillegg styrer været

snøens energibalanse som har stor betydning for utviklingen av snødekket gjennom vinteren og ikke minst snøsmeltingen.

### 3.4 Våtsnøskred

Våtsnøskred (Figur 16) er snøskred som består av våt snø. Skredene forekommer når snøsmelting og regn fører til at vann perkolerer gjennom snødekket slik at bindingene i snøen svekkes, styrken reduseres og de mekaniske egenskapene til snøen endres (Tremper, 2008). Dette skjer hovedsakelig på våren når høye lufttemperaturer og solinnstråling fører til snøsmelting og nedbøren kommer som regn (Baggi og Schweizer, 2009). Tradisjonelt er lite forskning gjort på våtsnøskred, og hovedårsaken til dette er at våtsnøskred tar langt færre live enn tørre snøskred (Trautman, 2008).

Et våtsnøskred kan forekomme både som løssnøskred og flakskred (Trautman, 2008) (Figur 14, B). Våte løssnøskred kan utløses ved økt vanninnhold nær snøens overflate. De utløses i et punkt og utvikler seg videre ved å ta med seg masse nedenfor. Løssnøskred er regnet som mindre farlige enn flakskred (Trautman, 2008) på grunn av at de normalt ikke er så dype, har mindre utbredelse og dermed frakter med seg mindre masse. Dette betyr derimot ikke at skredene er ufarlige, og også løssnøskred kan bli store og utgjøre skade. Våte flakskred kan oppstå dersom vann samler seg opp ved kapillære barrierer (Figur 13) i snødekket (Trautman, 2008). Barrieren blir da en svakhetssone som kan være gjeldende over et større område som kan utløses som et flak. Flakskredene er normalt dypere og har større utredelse enn våtsnøskredene og er derfor regnet som farligere. Hastigheten til våte snøskred er normalt fra 15 til 30 km/t, men i bratt terreng kan den være høyere. Dette er mindre enn halvparten av hastigheten til tørre skred (Tremper, 2008). Våtsnøskred kan likevel utgjøre stor skade, spesielt for infrastruktur, bygninger og skog, på grunn av skredmassenes høye tetthet grunnet det høye vanninnholdet (Tremper, 2008, Techel, 2017).

Hovedårsaken til utløsning av våtsnøskred er altså at vanninnholdet i snødekket øker slik at snøen svekkes. Derfor utløses normalt våtsnøskred naturlig (Techel, 2017). Hvor høyt vanninnhold som skal til før snødekket er svakt nok til at skred utløses er imidlertid usikkert. Bhutiyani (1994) og Wever et al. (2016) sier at snøens styrke reduseres kraftig når vanninnholdet overstiger 5 – 7 %, mens Trautman (2008) mener vanninnhold over 7 % svekker stabiliteten, mens lavere vanninnhold gjør snøen mer stabil.

Hvor stor effekt økning i snødekkets vanninnhold har på snødekkets stabilitet, er også påvirket av snødekkets sammensetning. Våte flakskred utløses lettest ved kraftig oppvarming av et i utgangspunktet kaldt og lagdelt snødekke som inneholder svake lag (Trautman, 2008, Wever et al., 2016). Da kan vann samles opp langs lagrensene, og også svekke allerede svake lag. Når hele snødekket derimot er blitt vått, dreneres vannet lettere gjennom snødekket slik at lokal oppsamling av vann internt i snødekket ikke skjer like lett (Bartelt og Lehning, 2002, Wever et al., 2016). Da synker faren for flakskred, men løssnøskred kan fremdeles oppstå ved at regn eller kraftig snøsmelting øker snøoverflatens vanninnhold. Våte løssnøskred kan ofte også utløses dersom det kommer mildvær like etter et snøfall. Da er nysnøen svakt bundet sammen, og en økning i vanninnholdet i nysnølaget kan være nok til at små skred utløses.

Varsling av våtsnøskred er vanskelig. Årsaken til skredene er at snøens styrke blir redusert som følge av en økning av snødekkets vanninnhold (Kattelmann, 1984, McClung og Schaerer, 2006, Tremper, 2008, Mitterer og Schweizer, 2013, Mitterer et al., 2013). Hvordan snødekkets vanninnhold øker skyldes en kombinasjon av værforhold og snødekkets sammensetning (Mitterer og Schweizer, 2013, Techel, 2010). Bruk av statistiske modeller har vært vanligste måte å varsle skred på tidligere (Mitterer og Schweizer, 2013, Wever et al., 2016). Sum av nedbør siste tre dager og lufttemperatur har vært de vanligste parameterne som er brukt til å forutse skredhendelser (Schweizer et al., 2003, McClung og Schaerer, 2006). Disse parameterne har sammenheng med skredhendelser, men bruk av en parameter alene fører til mange falske alarmer (Mitterer og Schweizer, 2013). I det siste er også snødekkesimuleringer med Snowpack brukt til å undersøke energibalanse og snødekkets temperaturforhold og vanninnhold ved skred (Mitterer og Schweizer, 2013, Wever et al., 2016) og Mitterer et al. (2013) har utviklet en indeks for utløsning av våtsnøskred basert på gjennomsnittlig vanninnhold i snødekket. Positiv energibalanse er avgjørende for at snøen skal smelte, men dette er ofte ikke nok til å bestemme om skred vil utløses. Snødekkets temperaturforhold er også avgjørende. Det viser seg at vannmetting av snø som akkurat har gått inn i metningsfasen og i utgangspunktet har temperaturer lavere enn frysepunktet, har større innvirkning på snøens stabilitet enn økt smelting i et allerede vannmettet snødekke (Armstrong og Yves, 1976, Wever et al., 2016).



Figur 16: Våtsnøskred utløst 3. mai på Fonnbu.

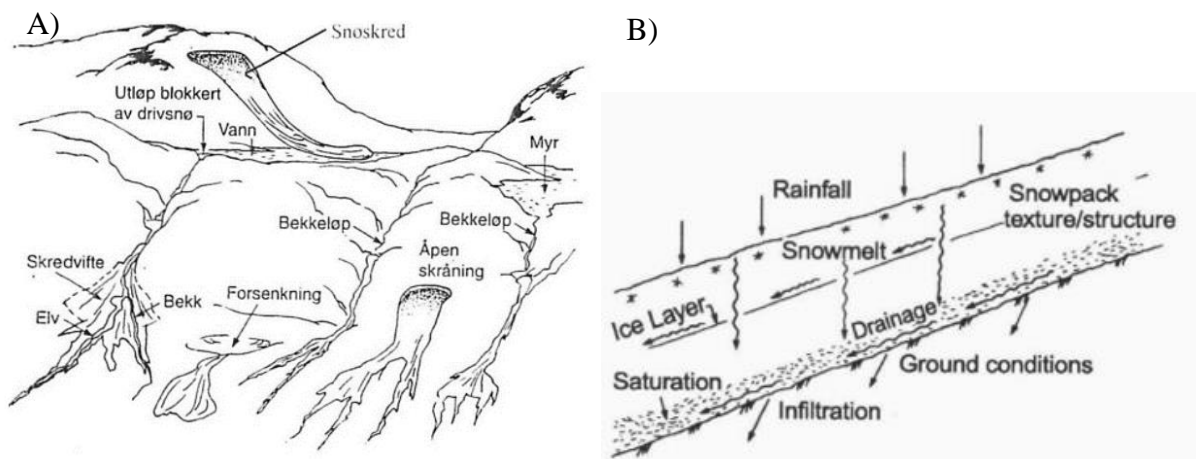
### 3.5 Sørpeskred

Sørpeskred (Figur 18) er en flytende blanding av vann og snø (Hestnes, 1998) og vanninnholdet er høyere enn ved våtsnøskred. Snø med vanninnhold høyere enn 15 % betegnes som sørpe (McClung og Schaerer, 2006), og det er da fritt vann mellom snøpartiklene. Skader og økonomiske konsekvenser knyttet til sørpeskred er omtrent like store som for snøskred (Hestnes, 1998). Sørpeskred kan forekomme over hele landet, men steder med høy lavtrykksaktivitet hvor det kan komme kraftig regnvær gjennom høsten og vinteren er mest utsatt (Hestnes, 1998). I Norge gjelder dette spesielt steder langs kysten (Norem og Sandersen, 2012) som Vestlandet og Nord-Norge. For at sørpeskred skal utløses må det være rikelig med fritt vann i snødekket. De tre hovedårsakene til økning av vanninnhold i snødekket er smelting av nysnø kombinert med regn på høsten, lavtrykksaktivitet på vinteren og kraftig snøsmelting på våren (Figur 17, B).

På grunn av at sørpeskred utløses som følge av at vanninnholdet i snødekket er høyt, er typiske utløsningsområder for sørpeskred områder som favoriserer oppsamling av vann i snødekket (Norem og Sandersen, 2012). De vanligste utløsningsområdene (Figur 17, A) er snøfylte bekkeløp som åpner seg opp. Myrer, forsenkninger, åpne skråninger, eller naturlige dreneringskanaler for vann som er blokkert av snø fra for eksempel for eksempel snøskred eller vindtransport, er andre typiske utløsningsområder for sørpeskred (Hestnes, 1998).

Dersom slike formasjoner befinner seg i overgangen til en brattere helning, er dette et typisk område der sørpeskred kan starte. Da samler snøen opp vann i det slake området og blir ustabil, for deretter å bygge opp fart i den brattere helningen. Normalt ligger helningsvinkelen på utløsningsområdet til sørpeskred mellom 0 og 30 °, altså utløses sørpeskred i slakere terreng enn snøskred. (Hestnes, 1998). Ett kjennetegn med sørpeskred er at bakken er skredets glideplan, både i utløsningsområdet og resten av skredet. Underlag som drenerer vann dårlig, som frossen bakke eller bart fjell, gjør at vann samler seg opp langs bunnen av snødekket.

Størrelsen på sørpeskred kan variere fra noen kvadratmeter til flere kvadratkilometer. Størrelsen avhenger av snømengde, vanninnhold i skredmassene og terrengforhold både i utløsningsområdet, skredbanen og utløpsområdet (Figur 14 A) (Hestnes, 1998). Skredene følger vanligvis de naturlige dreneringsveiene i terrenget, men kan også bre seg videre ut dersom terrenget er åpent (Norem og Sandersen, 2012). De tar ofte med seg løsmasser og kan fortsette inn i terreng der det er bart (Jaedicke et al., 2013). Normalt stanser skredene før terrenget blir slakere enn 5 ° (Hestnes, 1998).



Figur 17: A) Typiske utløsningsområder for sørpeskred (Hestnes, 1999). B) Faktorer som påvirker vanninnholdet i snødekket gjennom tilførsel, lokal oppsamling og avrenning (Hestnes, 1998)

Varsling av sørpeskred krever kunnskap om terreng, snødekkets sammensetning og værforhold. Spesielt utfordrende er det å ha kunnskap om snødekkets utvikling og stabilitet (Jaedicke et al., 2013) og tidligere er dette innhentet via feltobservasjoner (Hestnes, 1998). Nysnø med lav kohesjon og grovkornet snø med dårlige bindinger som raskt svekkes når vanninnholdet i snødekket øker, er typiske snøforhold som kan gi sørpeskred (Hestnes, 1985, Hestnes, 1998). I så måte kan en snødekkesimuleringsmodell som Snowpack gi informasjon

om utvikling i snødekkets struktur og vanninnhold, men lav tilgjengelighet på strålingsdata, som er nødvendig for beregning av energibalanse, er en utfordring (Jaedicke et al., 2013).



Figur 18: Sørpeskred i Kåfjord i Troms, 2010 (Foto: A. Taurisano, NVE).

### 3.6 Snowpack

Snowpack er en snødekkessimuleringsmodell som er utviklet ved Institutt for snø- og snøskredforskning (SLF) i Davos i Sveits. Modellen har blitt benyttet over store deler av verden, deriblant Alpene, Skandinavia, Nord-Amerika og Japan. Den har en rekke bruksområder og er benyttet innen felt som hydrologi, klimaendringer, snøstabilitet og permafrost, men er hovedsakelig utviklet med tanke på snøskredvarsling (SLF, 2017a). Gjennom simuleringer av snødekket gir Snowpack detaljerte beskrivelser av snødekkets lagdeling og snøens mikrostruktur. Innen snøskredvarsling er dette svært nyttig, da informasjon om blant annet svake lag i snødekket har stor betydning for snøskredfaren, spesielt når det gjelder flakskred i tørr snø. Snowpack har også blitt benyttet med tanke på våtsnøskred. Da er simuleringer brukt til å modellere mengden av vann som akkumuleres i snødekket (Bartelt og Lehning, 2002, Wever et al., 2016).

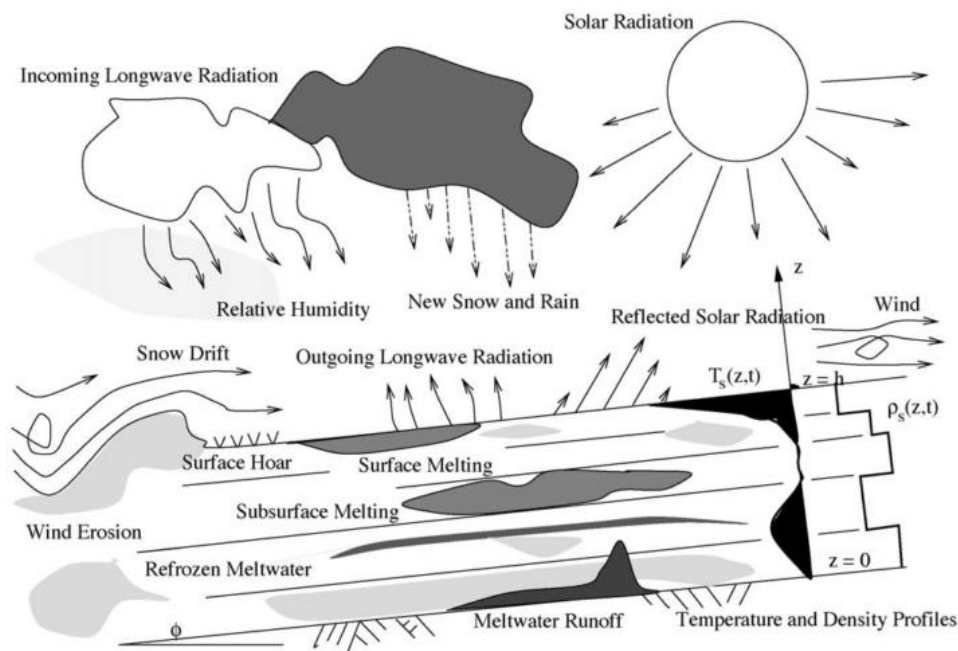
### 3.6.1 Snowpack for varsling av snøskred

Snowpack er konstruert for å kunne beregne fysiske prosesser og kritiske problemer (Figur 19) som er relevant for snødekkestabilitet og snøskred (Bartelt og Lehning, 2002):

- Modellen beregner hvordan snø tilføres snødekket gjennom nedbørshendelser og vindtransport. Dette er viktig ettersom de fleste snøskred opptrer i tiden etter store snøfall. Modellen beregner også hvordan snø forlater snødekket gjennom avrenning grunnet snøsmelting og vinderosjon.
- Modellen beregner hvordan og hvor raskt snøen deformeres og får økende tetthet og stabilitet. Dette er viktig for å kunne følge utviklingen til snødekkets mekaniske stabilitet, som avhenger av forholdet mellom snøens styrke og belastningen som påføres snødekket.
- Gjennom å bruke meteorologiske data til å kjøre modellen, kan Snowpack simulere snødekker som tilsvarer forholdene gitt av de ferskeste tilgjengelige værdataene, noe som er avgjørende for operativ varsling av snøforhold. I tillegg kan Snowpack modellere tidligere snødekker, så lenge det er tidligere data tilgjengelig.
- For å kunne vurdere snødekkets stabilitet, trengs kunnskap om snøens lagdeling. Snowpack modellerer snøens lagdeling og lagenes makro- og mikrostrukturelle egenskaper. De makrostrukturelle egenskapene innebærer tetthet, belastning, vanninnhold og temperatur. De mikrostrukturelle egenskapene innebærer kornstørrelse, krystallform, størrelse på bindingene mellom snøkrystallene og koordinasjonsnummer.

Snowpack behandler snø som et porøst medium bestående av de tre fasene is, flytende vann og vanndamp. Dette gjør at faseendringer i snøen kan modelleres, og faseendringene er både masse- og energikonserverende. Dette er viktig i forbindelse med smelte og fryseprosesser i snøen og transport av smeltevann som er avgjørende for utløsning av våtsnøskred og dannelsen av islag i snødekket.





Figur 19: Viktige fysiske prosesser ved modellering av snødekke (Bartelt og Lehning, 2002).

### 3.6.2 Modelltype

For å gjøre modelleringer av snødekket gjør Snowpack beregninger av en rekke fysiske prosesser (Figur 19) som er med på å bestemme hvordan snøen utvikler seg gjennom vinteren. Det er lagt spesiell vekt på å beskrive snøens omvandlingsprosesser og hvordan omvandlingen påvirker snøens mekaniske egenskaper som termisk konduktivitet og viskositet. Dette innebærer at prosesser som varmetransport gjennom snødekket, sintring, faseendringer og transport av vann og vanndamp må beskrives. Snowpack kan kjøres med en rekke ulike innstillinger og parametersettinger som kan endres for å oppnå best mulige simuleringresultater.

Modellen bygges opp som en endimensjonal, vertikal søyle bestående av jord, snø og vegetasjon som stikker over bakken. Ettersom modellen er endimensjonal tar den kun høyde for strømninger og gradienter i vertikal retning. Snøen modelleres som et porøst medium som kan forekomme i fasene is, flytende vann eller vanndamp. Dette gir mulighet for å modellere faseendringer mellom disse fasene der masse og energi er bevart. Modellen simulerer også tynne lag i snødekket som islinser og rim (SLF, 2017a).

For å modellere snødekket, bruker Snowpack en metode der hver enkelt hendelse som tilfører snø til snødekket, enten via nedbør eller vindtransport, legges inn i et Lagrange

koordinatsystem som et avgrenset element. Dette er et koordinatsystem som beveger seg med snødekket, istedenfor at snødekket beveger seg relativt til koordinatsystemet. Valget av denne typen koordinatsystem gjør det mulig å modellere en materialoppførsel og endring som er historieavhengig, noe som kan gi gode simuleringer av snøens mikrostruktur.

Koordinatsystemet fører også til at snøoverflatens posisjon er kjent til enhver tid og lagdeling og forskjell i tetthet mellom ulike lag kan modelleres (Bartelt og Lehning, 2002). Lagene beskriver snødekket og snøens egenskaper og utgjør snødekket i modellen. Etterhvert som snødekket utvikler seg gjennom vinteren, vil nye lag legges til snødekket som følge av nysnø eller vindtransportert snø. Elementer vil også fjernes fra snødekket når vindtransport eller snøsmelting og avrenning tilsier dette.

For hvert av elementene i koordinatsystemet, som utgjør lagene i snødekket, løser Snowpack fire differensialligninger for varmetransport, massebevaring og massebevegelse for å beskrive snødekkets oppførsel:

- Ligning for gjennomsnittstemperatur som beregner energibevaring og energitransport gjennom snødekket.
- Ligning for diffusjon av vanddamp som beregner hvordan snøens luftkomponent blir bevart.
- Ligning for vanntransport som beregner hvordan komponenten av vann i flytende form bevares og transporteres. For at flytende vann skal bevege seg nedover i snødekket, må vanninnholdet overstige snøens kapasitet til å holde på vannet. Denne bæreevnen kan beregnes på ulike måter. I Snowpack-simuleringene utført i denne oppgaven er en metode kalt «Bucket ordningen» benyttet til å beregne vanntransporten gjennom snødekket (Wever et al., 2014);

$$\theta_h = \begin{cases} 0.0264 + 0.0099 \frac{(1-\theta_i)}{\theta_i}, & \theta_i \leq 0.23 \\ 0.08 - 0.1023 (\theta_i - 0.03), & 0.23 < \theta_i \leq 0.812 \\ 0, & \theta_i > 0.812 \end{cases} \quad (\text{Ligning 2})$$

Ligning 2 beregner snøens bæreevne for vann ( $\theta_h$ ) ut fra hvor stor andel av snøen som består av is ( $\theta_i$ ). Økende andel is fører til at snøen kan holde på mindre vann. Så fort

vanninnholdet i et lag overskrider lagets bæreevne, transporteres vannet videre til neste lag.

- Ligning for utvikling av snøens tetthet som beregner hvordan iskomponentens bevegelsesmengde blir bevart.

## Startbetingelser og grensebetingelser

Startbetingelsene i Snowpack bidrar til å bestemme egenskapene til nye snølag som tilføres snødekket. Her må høyden og tettheten til det nye snølaget beregnes ut fra de meteorologiske forholdene, lufttemperatur og vindhastighet, som var gjeldende når den nye snøen kom (Bartelt og Lehning, 2002).

Snowpacks viktigste grensebetingelse brukes til å beregne energiutvekslingen som skjer på snøoverflaten, mellom snødekket og atmosfæren. For å beregne energiutvekslingen kan to ulike grensebetingelser benyttes, Neumann og Dirichlets grensebetingelser. Neumanns grensebetingelse (Ligning 3) beregner energiutvekslingen ut fra netto langbølget stråling ( $q_{lw}$ ), følbare varmeutveksling ( $q_{sh}$ ), latent varmeutveksling ( $q_{lh}$ ) og varmeenergi fra regn ( $q_{rr}$ ) (Bartelt og Lehning, 2002):

$$k_s \frac{\partial T_s(z = h, t)}{\partial z} = q_{lw} + q_{sh} + q_{lh} + q_{rr} \quad (\text{Ligning 3})$$

$T_s(z = h, t)$  er snøens temperatur ved høyden  $h$ , altså på overflaten (Figur 19).

Dirichlets grensebetingelse (Ligning 4) beregner energiutvekslingen ut fra snøens overflatetemperatur ( $T_h$ ) (Bartelt og Lehning, 2002):

$$T_s(z = h, t) = T_h(t) \quad (\text{Ligning 4})$$

Under smelteperioder vil temperaturen på snøoverflaten være  $0^\circ\text{C}$  hele tiden, og derfor vil Dirichlets beregninger underestimere energitilførselen. I Snowpacks standardinnstilling benyttes derfor Dirichlets grensebetingelser når snødekkets overflatetemperatur er godt under  $0^\circ\text{C}$ , og bytter til Neumanns grensebetingelser når overflatetemperaturen nærmer seg  $0^\circ\text{C}$

(Bartelt og Lehning, 2002). Temperaturgrensen for når man bytter grensebetingelse kan bestemmes av brukeren.

### **Atmosfærisk stabilitet**

I hvor stor grad luftens vertikale bevegelse i atmosfæren reduseres eller intensiveres, eller sagt på en annen måte, hvordan turbulensen i atmosfæren øker eller minker beskriver atmosfærens stabilitet. Den atmosfæriske stabiliteten henger sammen med endring av temperatur og vindhastighet med høyden oppover i atmosfæren og klassifiseres fra ustabil til stabil (Ashrafi og Hoshyaripour, 2010). Det har vist seg å være vanskelig å gjøre gode beregning av den atmosfæriske stabiliteten og faktoren har stor betydning for resultatene av snødekkesimuleringer med Snowpack, spesielt i smeltesesongen (Bavay pers. kom. 2017). Det jobbes fremdeles med å finne ut hvilke innstillinger som fungerer best ved ulike forhold. Stabiliteten er for eksempel annerledes når hele landskapet er dekket av snø midvinters, sammenlignet med når det er et mer usammenhengende snødekke på våren med store temperaturvariasjoner mellom bare og snødekte områder (Mott et al., 2013). Snowpack har tre ulike innstillinger som kan velges for å beregne den atmosfæriske stabiliteten; Neutral\_MO, Richardson og Monin-Obukhov:

- Neutral\_MO innstillingen benytter Monin-Obukhovs stabilitets teori for nøytrale forhold, og påvirkes ikke av de reelle værforholdene.
- Richardson innstillingen bruker et forenklet Richardson nummer. Dette er en indikator for turbulens, og en indeks for stabilitet som avhenger av gradienten til temperatur og vindhastighet med høyden.
- Monin-Obukhov innstillingen benytter Monin-Obukhov lengden og bestemmes av friksjonshastighet, den følbare varmestrømmen fra bakken og lufttemperaturen. Det som skiller denne innstillingene fra Neutral\_MO, er at stabiliteten beregnet med denne innstillingen kan variere fra stabil, via nøytral til ustabil.

Bruk av Monin-Obukhov teori har tidligere vist seg å overestimere den følbare varmestrømmen som mottas av snødekket i de fleste hydrologiske- og energibalansmodeller. Dette fører til overestimert snøsmelting ved usammenhengende snødekker under smeltesesongen (Mott et al., 2011).

## Smelting og refrysing

Snowpack modellerer faseendringer i form av sublimering, kondensering og smelting på overflaten og i form av refrysing av smeltevann og smelting av is inne i snødekket.

Faseendringer i snødekket bestemmes av temperaturene internt i snødekket og beregnes med ligningene for energibevaring. Når temperaturen et sted i snødekket når 0 °C, vil tilførsel av energi føre til smelting av is (Bartelt og Lehning, 2002).

### 3.6.3 Snøens mikrostruktur

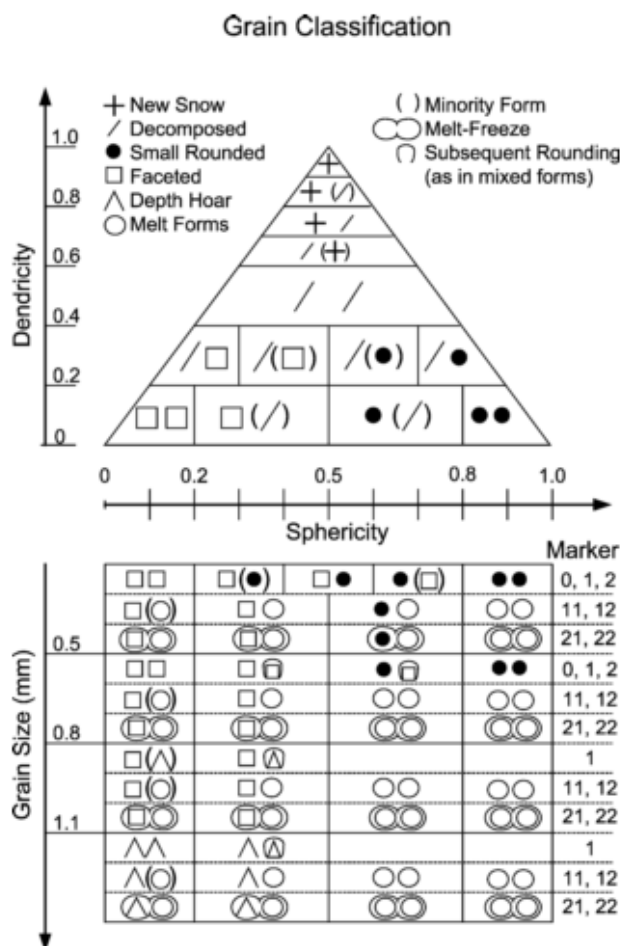
Snøens mikrostruktur beskrives gjennom fire parametere i Snowpack: størrelse på snøkrystallene og bindingene mellom snøkrystallene, og graden av forgrening og rounding av snøkrystallene. Disse parameterne er unike for hvert lag i modellen, og endres med tiden som funksjon av egenskapene til snødekket (Lehning et al., 2002).

Snøen som modelleres i Snowpack gjennomgår nedbrytende omvandling når temperaturgradienten i snøen er lavere enn 5 °C/m. Når temperaturgradienten er høyere enn 5 °C/m gjennomgår den oppbyggende omvandling. Smelteomvandling foregår når snøen blir våt, noe som innebærer at snøens temperatur må være 0 °C og snøen omvandles da mye raskere enn når den er kald (Lehning et al., 2002).

Snøens grad av rounding og forgrening er klassifisert på en skala fra 0 – 1, der nysnø har en rundings- og forgreningsgrad på henholdsvis 0,5 og 1. Omvandling av nysnø domineres av at snøkrystallene blir mindre forgrenet og hastigheten på dette avgjøres av hvilket omvandlingsregime som er gjeldende, hvor nedbrytende omvandling fører til raskest tap av forgrening. Endringen av snøens grad av rounding avhenger av hastigheten på endringen i forgrening, ettersom snøkrystallene blir rundere når de blir mindre forgrenet. Når snøen videre blir gammel og grad av forgrening når 0, kan rundingsgraden både øke og synke. Ved nedbrytende omvandling øker rundingsgraden og det utvikles rundede snøkrystaller, mens den synker ved oppbyggende omvandling og det dannes kantkornde krystaller. For våt snø skjer omvandlingen mye raskere, både når det gjelder tap av forgrening og økt grad av rounding, i tillegg vokser snøkrystallene seg raskt større. Hastigheten på omvandlingen øker med snøens vanninnhold (Lehning et al., 2002).

For å kunne omgjøre parameterne som beskriver snøen i modellen til allment brukte krystallformer, benytter Snowpack en krystallformmarkør, et nummer som beskriver hvert av

lagene (Figur 20). Markøren endres ut fra hvordan snøen omvandles i form av runding, smelting og refrysing. Markøren er satt til 0 for nysnø og deretter blir det lagt til nummer ut fra hvordan snøen utvikler seg. Dersom snøens grad av runding når 1 og snøen er fullstendig rundet, blir tallet 2 lagt til markøren. Tallet 1 legges til markøren dersom graden av runding når 0 og snøen er fullstendig kantkornet. Første gang snøen starter å smelte og blir våt legges tallet 10 til markøren, og dersom den fryser på igjen blir ytterligere 10 addert. I Figur 20 er dette presentert skjematisk i et klassifiseringskjema som viser hvordan markørtall er knyttet opp mot krystallform i Snowpack. Denne metoden å modellere snøen på gjør at snøens historie er kjent, slik at for eksempel smelte- fryselag kan modelleres. I tillegg kan ulike typer snø gis ulike egenskaper i modellen. Da kan kantkornet snø og smelte- fryselag, som i virkeligheten er stabile og tar lang tid å omvandle, gjennomgå videre omvandling med lavere hastigheter enn andre typer snø (Lehning et al., 2002).



Figur 20: Klassifiseringskjema som benyttes til å omgjøre de mikrostrukturelle parameterne som beskriver snøen i modellen til allment brukte navn og symboler for snøkrystallformer (Lehning et al., 2002).

Hvordan snøen blir pakket sammen og lagenes tykkelse endres som følge av omvandlingsprosessene den gjennomgår, er en annen faktor Snowpack tar høyde for. For snø som ikke lenger er forgrenet er dette knyttet til de mikrostrukturelle parameterne i snøen og inkluderer prosesser som sintring mellom bindingene i snøen og sammenpressing av snødekket grunnet overflatespenninger. Snøens viskositet er en annen faktor som påvirker omvandlingen og den avhenger av spenningene i snødekket. Ved lave spenninger er deformasjonen tilnærmet lineær, mens den ved høyere spenninger er ikke-lineær.

Snøens termiske konduktivitet må estimeres for å løse ligningen for gjennomsnittstemperatur i snødekket. Termisk konduktivitet er hvordan varme ledes gjennom snødekket og er formulert som en funksjon av omvandlingsregimet som er gjeldende for snøen. Siden snøen er sammensatt av både is, flytende vann og luft, og konduktiviteten til disse materialene er ulik, spiller sammensetningen mellom disse fasene en viktig rolle.

## 4 Metode

### 4.1 Snøprofiler

I løpet av tidsrommet februar til mai 2016, ble det ved tre anledninger gravd snøprofiler ved Finse (Tabell 3) og Fonnbu (Tabell 4). Snøprofilene ble brukt til sammenligning med snødekkessimuleringene gjort med Snowpack. Dette for å validere modellen og se om simuleringene gir gode nok reproduksjoner av den reelle snøsituasjonen, representert ved snøprofilene. Profilene på Finse ble gravd i nærheten av værstasjonene (Figur 5), mens profilene på Fonnbu ble gravd på steder der det var sannsynlig at vann kunne samles opp i snødekket, da dette er typiske utløsningsområder for sørpeskred.

Tabell 3: Oversikt over dato for graving av snøprofiler på Finse, profilenes plassering og profilenes høyde over havet. For kart over feltområdet og lokalitetene, se Figur 5.

Profil nr.	Dato for måling	Koordinater	Høyde (m.o.h.)
1	18.02, 11.05	60.57936 N 7.538124 E	1295
2	18.02, 31.03, 11.05	60.57728 N 7.547606 E	1307
3	19.02, 11.05	60.59482 N 7.529006 E	1214

Tabell 4: Oversikt over dato for graving av snøprofiler på Fonnbu, profilenes plassering og profilenes høyde over havet. For kart over feltområdet og lokalitetene, se Figur 6.

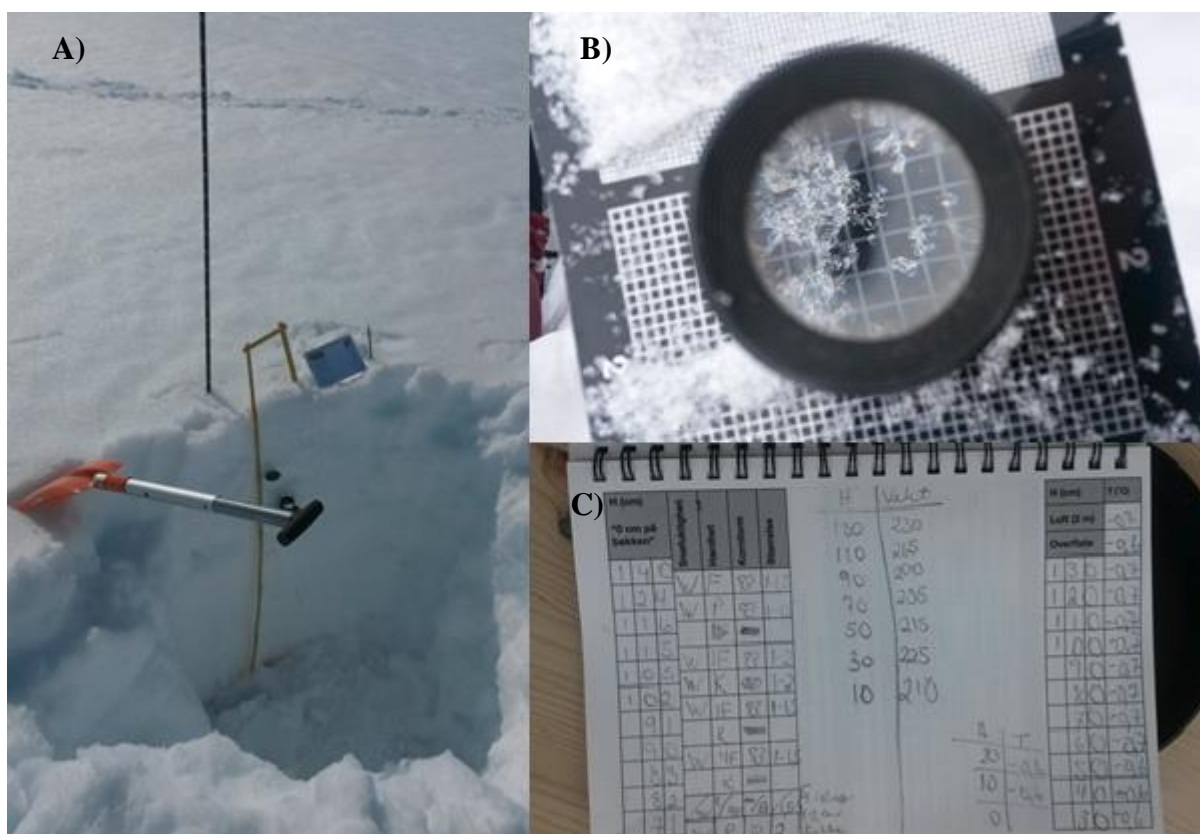
Profil nr.	Dato for måling	Koordinater	Høyde (m.o.h.)
1	08.03, 28.04, 12.05	61.99882 N 7.311184 E	943
2	10.03, 28.04, 13.05	62.00182 N 7.315089 E	987
3	09.03, 28.04, 13.05	62.00557 N 7.286674 E	1230
4	09.03, 28.04, 13.05	62.00508 N 7.312036 E	1030
5	10.03, 28.04, 12.05	61.99985 N 7.317119 E	998



Snøprofilene er gravd på lokaliteter som er vurdert å ha en representativ snøpakke for det omkringliggende området, men med en snøhøyde fra 1 til 1,5 meter. Dette for å unngå alt for dype profiler. Målingene er gjort i en jevn, loddrett side av snøgropa som vender bort fra solen (Figur 21, A). Dette fordi snøen raskt omvandles om den utsettes for direkte solinnstråling.

For å beskrive snødekket gjøres det målinger av hardhet, kornstørrelse, kornform og vanninnhold for hvert enkelt lag. Lagene finner man ved å føre hånden nedover langs profilet og kjenne etter forskjeller i snøpakkens hardhet, som markerer overgangen mellom to lag. En søkestang med cm markeringer brukes til å måle høyden til snøprofilet, og høyden ved hver enkelt laggrense. Lagenes hardhet defineres ut fra den første gjenstanden som lett kan trykkes inn i snøen. Fra løsest til hardest snø er skalaen; knyttet neve, fire fingre, en finger, butt ende av blyant, knivblad og tilslutt is, om ikke knivbladet kan skyves inn i laget (NVE og Forsvaret, 2014). Kornstørrelse og krystallform måles ved å legge snøkrystaller fra laget som undersøkes på en rasterplate med inndeling på millimeterskala, og en lupe brukes til å se hvor store krystallene er og til å vurdere krystallformen (Figur 21, B). Snøens fuktighet vurderes med en skala ut fra hvor våt snøen føles. Skalaen har fem nivå (Tabell 2); tørr (snøkrystallene evner ikke å holde sammen), fuktig (kram snø, men føles ikke våt), våt (snøen føles våt, men vann kan ikke presses ut), meget våt (vann kan presses ut av snøen) og sørpe (vann renner ut av snøen og den evner ikke å holde sammen) (NVE og Forsvaret, 2014, McClung og Schaerer, 2006).

Det ble også gjort målinger av snøens temperatur og tetthet. Temperaturen ble målt med et termometer, og målinger ble gjort to meter over bakken, på snøoverflaten og for hver tiende cm gjennom snødekket. Tetthetsmålinger ble gjort enten hver tiende eller tjuende cm. Disse ble gjort ved å stikke ett Songarør, en metallsylinder med kjent volum, inn i snøen, vinkelrett på profilet. Deretter ble sylinderen tatt ut, snøen helt over i en plastikkpose som ble veid og tilslutt ble tettheten beregnet.



Figur 21: A) Graving av snøprofil under feltarbeid på Finse. B) Undersøkelse av kornstørrelse og krystallform. C) Feltnotater fra snøprofilobservasjonene. Foto: Sigurd Jordet.

## 4.2 Simuleringer med Snowpack

### 4.2.1 Initialiseringsfiler

For å kjøre simuleringer med Snowpack trengs tre typer filer. En input-fil med de meteorologiske dataene som gir grunnlaget for å beregne utviklingen av snødekket, en initialiseringsfil som bestemmer hvilke innstillinger simuleringene skal kjøres med og en fil som beskriver snødekket ved starten av simuleringen. Initialiseringsfilene brukt i simuleringene i denne oppgaven er lagt ved i Vedlegg D.

Oppgaven beskriver resultater fra tre simuleringer med Snowpack der tre ulike innstillinger for atmosfærisk stabilitet er benyttet, siden denne innstillingen i stor grad påvirker resultatene. Dette er gjort både for simuleringene på Finse og Fonnbu. Kjøringene har fått navn på bakgrunn av innstillingen for atmosfærisk stabilitet, ettersom det er denne innstillingen som skiller dem og kalles: Neutral\_MO, Richardson og Monin-Obukhov.

Det er også prøvd ut flere andre simuleringer der det er eksperimentert med andre innstillinger. Dette gjelder blant annet hvilke grensebetingelser som er benyttet. Resultater fra disse simuleringene har ikke virket troverdige sammenlignet med feltobservasjonene og er derfor ikke beskrevet videre i oppgaven.

Fokuset for simuleringene har blitt å gjøre så gode simuleringer så mulig for Snøprofil 1 på henholdsvis Finse og Fonnbu. Dette kommer av at disse profilene ligger nærmest værstasjonene som driver simuleringene (Figur 5 og Figur 6), og det er derfor størst mulighet for å oppnå gode resultater for disse profilene. Det er derfor ikke gjort spesifikke simuleringer for de øvrige snøprofilene som er gravd i felt, men disse illustrerer de lokale variasjonene i snødekket og brukes til diskusjon med tanke på hvor representative simuleringene er for nærområdet. I tillegg kan profilene brukes som sammenligningsgrunnlag for eventuelle fremtidige simuleringer.

#### **4.2.2 Fremgangsmåte for validering av snødekkесimuleringene**

På Finse og Fonnbu er modellkjøringene evaluert ved å sammenligne temperatur og vanninnhold observert i snøprofiler fra felt, med resultatene fra modellkjøringene i samme tidspunkt. Parameterne hardhet, tetthet, kornstørrelse og krystallform er også observert i snøprofil og simulert i modellene, men disse resultatene er ikke videre diskutert i oppgaven. Grunnen til at fokus er på vanninnhold og temperatur, er at disse parameterne er vurdert å være mest avgjørende for våtsnø- og sørpeskred, selv om også de øvrige faktorene er relevante. Målt og modellert snøhøyde er også sammenlignet gjennom hele sesongen.

På Fonnbu er i tillegg observerte skredhendelser fra foto brukt som validering, ved å undersøke modellert vanninnhold i snødekket, beregnet energibalanse og værforhold i tilknytning til skredhendelsene.

# 5 Datagrunnlag

## 5.1 Innsamling og behandling av værdata på Finse

På Finse er det benyttet flere ulike værstasjoner til å innhente værdataene som danner grunnlaget for snødekkessimuleringene (Figur 5). Det er to HOBO stasjoner, *Stasjon A* og *Stasjon B*, en meteorologisk stasjon, 85971 Finsevatn og to SnoMoS sensorer. SnoMoS sensorene ble satt opp 18. og 19. februar og data fra disse dekker derfor ikke hele simuleringsperioden. I masteroppgaven er hovedvekten av arbeidet lagt ned i en simulering for snødekket ved *Stasjon A*, og videre i dette kapittelet følger en gjennomgang av værdataene benyttet i denne simuleringen. I Tabell 5 er det en oversikt over de ulike parameterne som inngår i simuleringene og hvilke målestasjoner som er benyttet til innsamlingen av disse.

Tabell 5: Oversikt over stasjonene som ble benyttet til innsamling av værdata til snødekkessimuleringen ved *Stasjon A*.

Værparameter	Målestasjon	Periode
Lufttemperatur	<i>Stasjon A</i>	Hele perioden
Relativ luftfuktighet	<i>Stasjon A</i>	Hele perioden
Gjennomsnittlig vindhastighet siste time	<i>Stasjon B</i>	Hele perioden
Maksimal vindhastighet siste time	<i>Stasjon B</i>	Hele perioden
Snøhøyde	SeNorge <i>SnoMoS 1</i>	21.09.15 – 18.02.16 18.02.16 – 07.07.16
Vindretning	<i>Stasjon B</i> <i>Stasjon A</i>	21.09.15 – 21.04.16 21.04.16 – 07.07.16
Innkommende kortbølget stråling	<i>Stasjon B</i> <i>SnoMoS 1</i>	21.09.15 – 18.04.16 18.04.16 – 07.07.16
Reflektert kortbølget stråling	<i>Stasjon B</i> <i>SnoMoS 1</i>	21.09.15 – 18.02.16 18.02.16 – 07.07.16
Temperatur snøoverflate	<i>Stasjon A</i> (lufttemperatur) <i>SnoMoS 1</i>	21.09.15 – 18.02.16 18.02.16 – 07.07.16

Lufttemperaturen er for det meste negativ frem til starten av mai, men med noen tilfeller der det er plussgrader (Figur 24). Fra mai og utover er lufttemperaturen hovedsakelig positiv og temperaturer mellom 5 og 15 °C er normalt. Snøens overflatetemperatur er ikke målt første del av vinteren fram til *SnoMoS 1* ble satt opp (Tabell 5). I denne perioden er den satt lik lufttemperaturen målt ved *Stasjon A* så lenge den er negativ, ellers er den satt lik 0 °C. Siste del av vinteren, da snøens overflatetemperatur er målt, er den ofte en del lavere enn lufttemperaturen. Det er også tilfeller der overflatetemperaturen registreres som positiv, og spesielt fra starten av mai og utover skjer dette ofte (Figur 24).

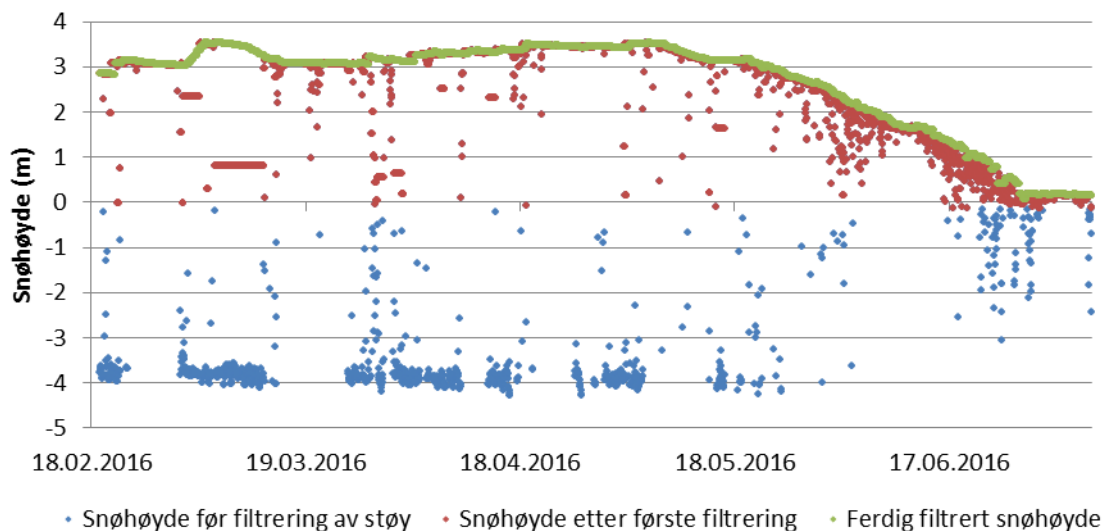
Den relative luftfuktigheten (Figur 25) ligger for det meste mellom 80 og 100 % frem til midten av mars. Etter dette forekommer lavere verdier mellom 80 og 40 % oftere, men fremdeles er verdier på over 80 % vanligst.

Vindens hastighet er målt ved *Stasjon B*, som ligger i nærheten av en topp litt unna *Stasjon A* (Figur 5). Grunnen til at det er benyttet vindmålinger fra denne stasjonen og ikke fra *Stasjon A*, som også måler vind, er at det samler seg opp mindre snø ved *Stasjon B*. Det fører til at endringen av avstanden mellom snøoverflaten og vindmåleren er mindre ved denne stasjonen, en effekt som vil kunne påvirke vindhastigheten og gi usikre målinger. Samtidig fører dette valget av målestasjon trolig til at det registreres noe mer vind enn hva som er tilfelle ved *Stasjon A*. Dette kommer av at *Stasjon A* ligger i en helning som er noe skjermet for vind fra sør-øst, mens *Stasjon B* er eksponert for alle vindretninger.

Snøhøyden ble ikke målt første del av vinteren, frem til *SnoMoS 1* ble satt opp. I denne perioden er det benyttet snøhøyde for området fra SeNorge.no. Snøhøyden fra SeNorge er modellert og tar ikke høyde for lokale variasjoner grunnet vinddrift. Dette er en effekt som har stor innvirkning og fører til store variasjoner i snøhøyden på Finse. For å korrigere for denne effekten er det gjort en sammenligning av snøhøyde fra SeNorge med snøhøydemålinger fra *SnoMoS 1*, i perioden der data fra begge kildene er tilgjengelig. Denne sammenligningen viser at den målte snøhøyden i gjennomsnitt var 4,5 ganger høyere enn snøhøyden fra SeNorge og dette er brukt som skaleringsfaktor for snøhøyden første del av vinteren.

Andre del av vinteren er snøhøyden beregnet ut fra avstandsmålinger mellom *SnoMoS 1* og bakken, ved at avstanden mellom sensoren og snøoverflaten trekkes fra avstanden mellom sensoren og bakken. Avstandsmålingene fra *SnoMoS 1* har mye støy (Figur 22). Dette

kommer av innstillingen brukt for å måle avstanden med sensoren. Avstanden ble logget en gang i timen, ved at tretti lyd-pulser ble sendt ut for å måle avstanden mellom sensoren og bakken, og gjennomsnittsavstanden fra de tretti målingene ble logget. Dette førte til at de mange signalene forstyrret hverandre og feil verdier ble registrert. Støyet ville trolig vært unngått om kun en lyd-puls ble sendt ut for hver logging. For å forbedre målingene ble datasettet filtrert i to steg (Figur 22). Først ble alle data som viste negativ snøhøyde satt lik forrige positive verdi. Fremdeles var det en rekke urealistiske målinger og et nytt filtreringssteg ble gjort ved å plukke ut den høyeste målte snøhøyden hvert døgn, og disse verdiene er brukt i simuleringene. Den ferdig filtrerte snøhøyden virker å gi gode målinger sammenlignet med snøhøyden observert under feltarbeidet på Finse, og gir også en utvikling i snøhøyde gjennom sesongen liknende snøhøyden fra SeNorge (Figur 27).

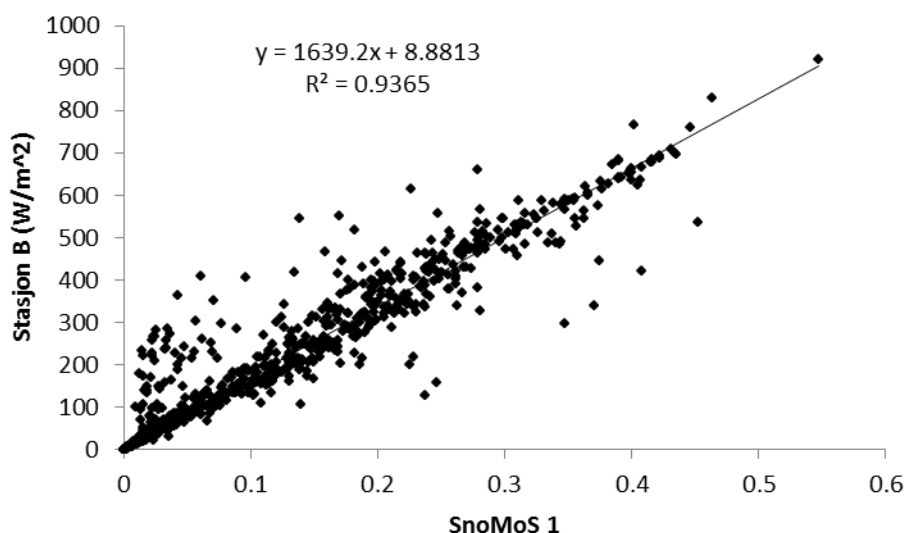


Figur 22: Plott over snøhøyden ved de tre stadiene i filtreringen av snøhøydemålingene fra *SnoMoS 1*.

Innkommende kortbølget stråling er målt av *Stasjon B* frem til 18.04 og med *SnoMoS 1* den resterende delen av vinteren grunnet at målingene fra *Stasjon B* falt ut. Den reflekterte kortbølgede strålingen er målt av *Stasjon B* første del av vinteren og *SnoMoS 1* etter at denne stasjonen ble satt opp (Figur 28). Den reflekterte kortbølgede strålingen kan variere mye fra sted til sted. Ved *Stasjon B* er det gjennomgående mindre snø og ofte lavere albedo enn ved *SnoMoS 1*. Den reflekterte strålingen målt ved *Stasjon B* er også ofte høyere enn den innkommende, noe som i utgangspunktet ikke er realistisk (Figur 28). Dette kan komme av at mer stråling enn det som reflekteres fra den innkommende strålingen blir registrert, som følge av for eksempel stråling som treffer steiner eller andre flater i området rundt sensoren og

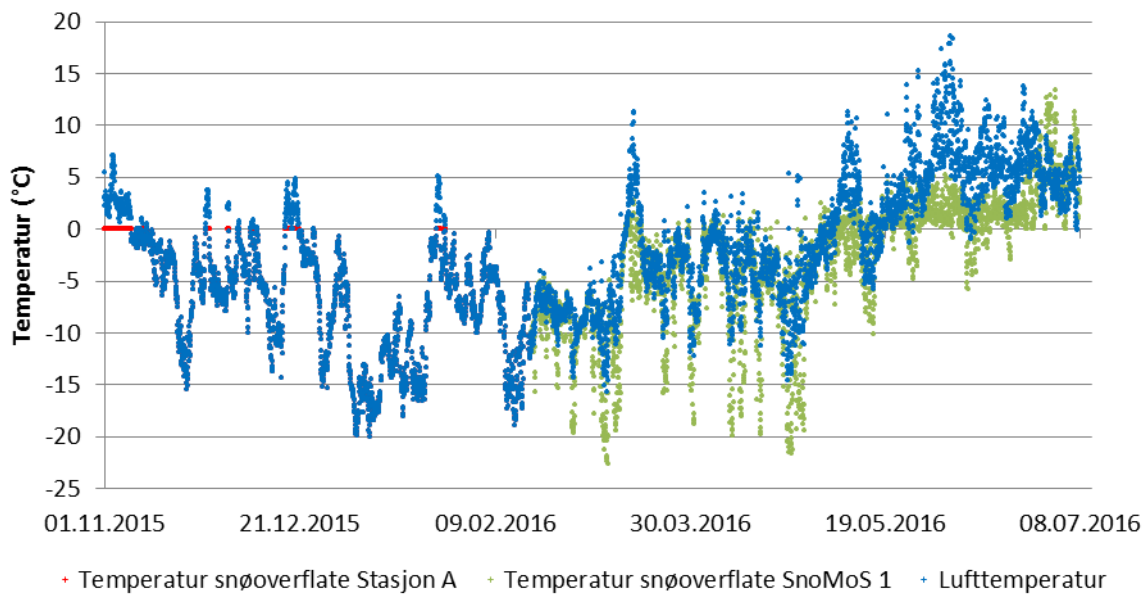
dermed sendes i retning sensoren og registreres. En annen årsak kan være feil på sensoren som måler den reflekterte strålingen. På bakgrunn av dette er det stor usikkerhet knyttet til målingene av kortbølget stråling før 18.02, både når det gjelder hvor representative dataene er for snødekket og datakvaliteten. Etter at data fra *SnoMoS 1* ble tilgjengelige, ser målingene gode ut basert på forholdet mellom innkommende og reflektert stråling (Figur 28).

Strålingen målt med *SnoMoS 1* og *Stasjon B* har ulik enhet. For å konvertere målingene fra *SnoMoS 1* til  $\text{W/m}^2$ , er de skalert opp gjennom forholdet  $y = 1639,2 x + 8,8$ . Forholdet er funnet ved lineær regresjon av målingene fra de to stasjonene plottet mot hverandre (Figur 23). Korrelasjonen mellom målingene er god, 0,94, men den lineære regresjonen gir ikke skjæringspunkt i null, men  $8,8 \text{ W/m}^2$ . Dette fører til positiv stråling om natten, når den i virkeligheten er 0. Dette er justert for ved å sette alle verdier lavere enn  $9,3 \text{ W/m}^2$  lik 0. Forholdet er brukt både for å skalere opp innkommende og reflektert stråling fra *SnoMoS 1*.

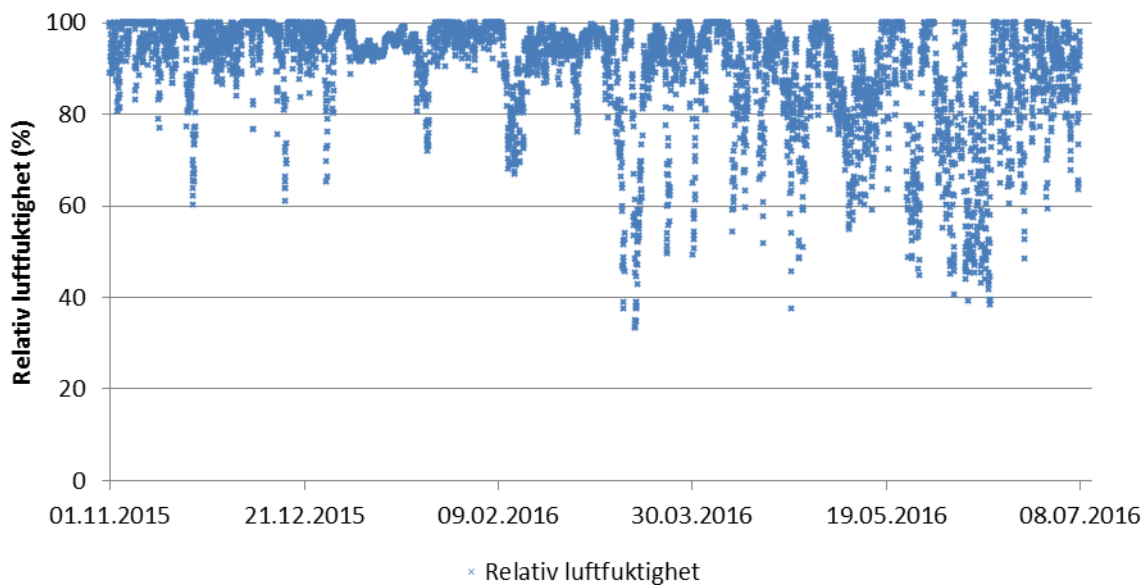


Figur 23: Innkommende stråling fra Stasjon B plottet mot innkommende stråling fra *SnoMoS 1*.

Den innkommende kortbølgede strålingen er lav første del av simuleringsperioden med et bunnivå i overgangen mellom desember og januar (Figur 28). Etter dette er det en jevn stigning i den innkommende strålingen, noe som er naturlig grunnet gradvis lengere dager med solen stående høyere på himmelen. Den reflekterte strålingen følger samme trend som den innkommende og øker utover sesongen. *Stasjon B* gir helt urealistiske reflektert kortbølget stråling på grunn av lite representativ plassering og mulige feilmålinger. *SnoMoS 1* gir mer realistiske albedoer, også her litt varierende, men for det meste mellom 0,5 og 1.

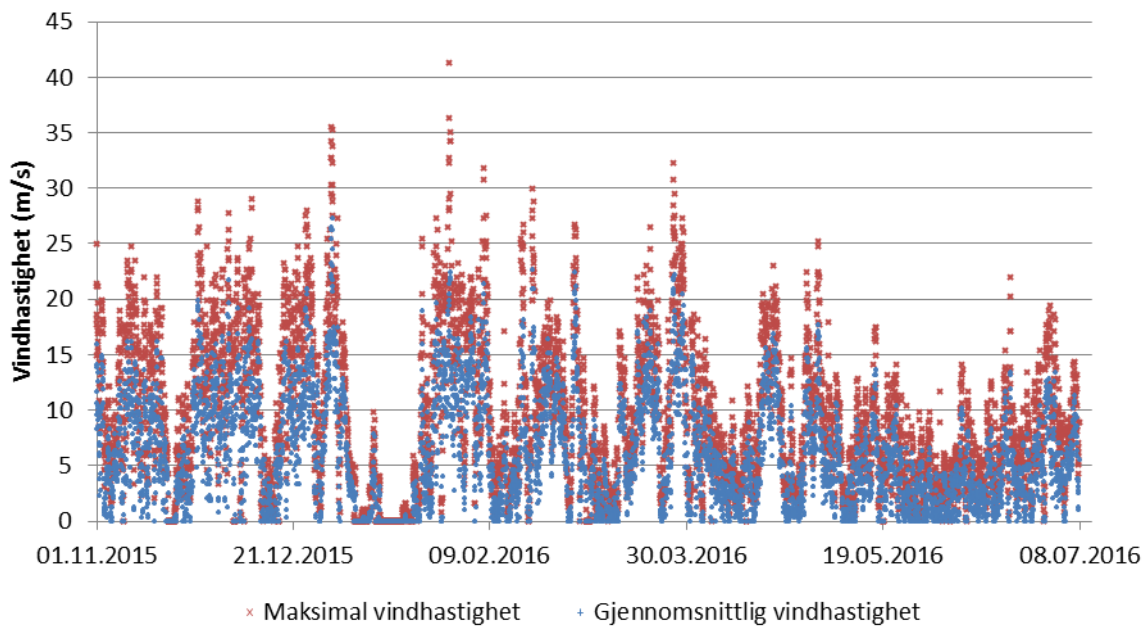


Figur 24: Lufttemperatur og temperatur på snøoverflaten vinteren 15/16 brukt i simulering av snødekket ved Stasjon A. Temperatursnøoverflate Stasjon A er lik lufttemperaturmålingene med unntak av ved plussgrader, da den er satt lik 0 °C.

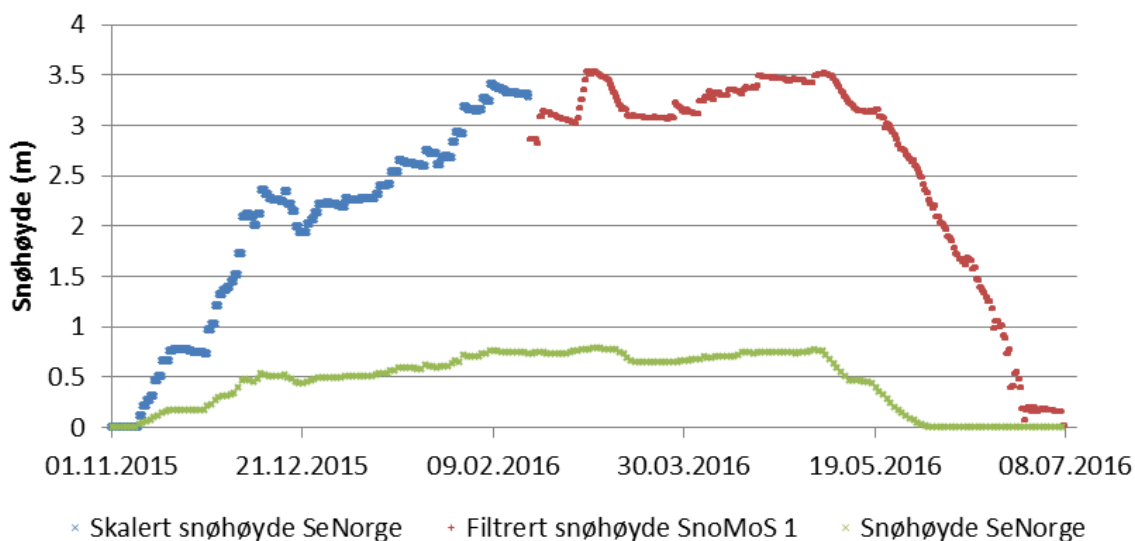


Figur 25: Relativ luftfuktighet målt av *Stasjon A* vinteren 15/16 og brukt til simulering av snødekket ved *Stasjon A*.

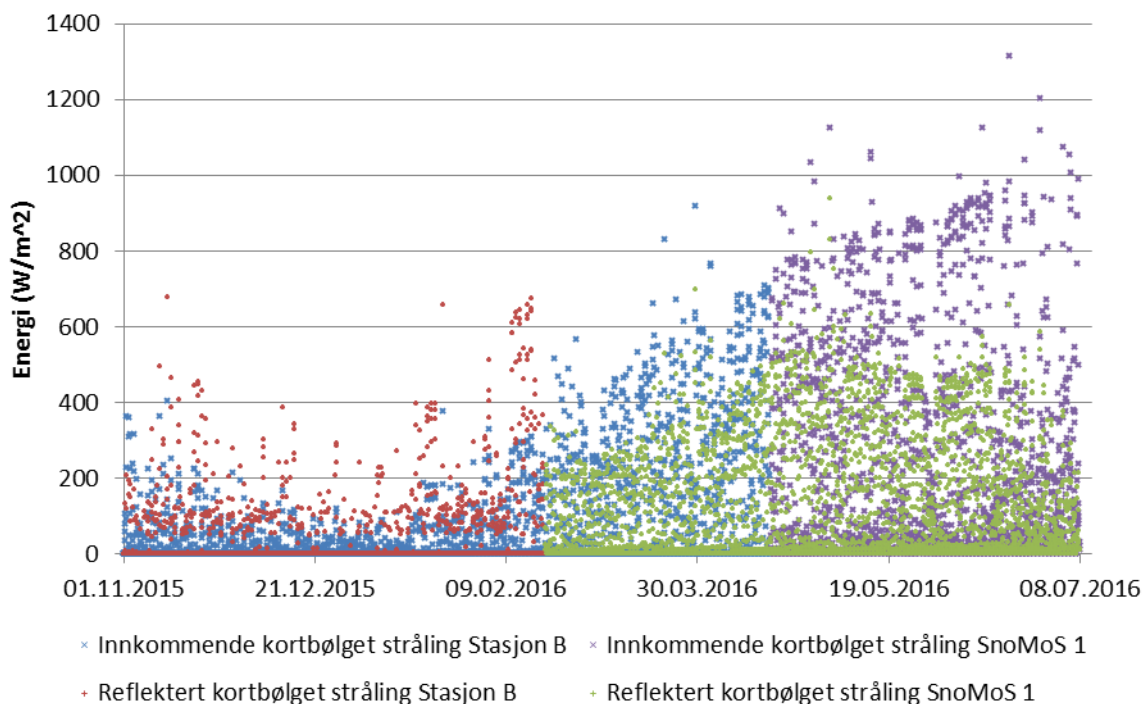




Figur 26: Gjennomsnittlig og maksimal vindhastighet siste time fra *Stasjon B* vinteren 15/16, og brukt til simulering av snødekket ved *Stasjon A*.



Figur 27: Snøhøyde vinteren 15/16 brukt i simulering av snødekket ved *Stasjon A*. Første del av vinteren mangler snøhøydemålinger og en oppskalert snøhøyde fra SeNorge er benyttet. Siste del av vinteren er snøhøyden målt med *SnoMoS 1* og plottet viser datasett etter filtrering av støy. Snøhøyde fra SeNorge er også lagt ved til sammenligning med den målte snøhøyden.



Figur 28: Innkommende kortbølget stråling ble målt med *Stasjon B* frem til 18.04 og med *SnoMoS 1* etter dette. Reflektert kortbølget stråling ble målt med *Stasjon B* frem til 19.02 og *SnoMoS 1* resten av vinteren.

### 5.1.1 Sammenligning av data fra *SnoMoS 1* og *Stasjon A* og *B*

En av problemstillingene i masteroppgaven går ut på å undersøke om det er mulig å kjøre Snowpack simuleringer med værdata fra *SnoMoS* sensorer, som er billigere systemer enn de som er brukt ved for eksempel *Stasjon A* og *B* på Finse. Det er derfor gjort en sammenligning av parameterne temperatur, relativ luftfuktighet og innkommende kortbølget stråling som er målt med begge systemene.

Temperaturmålingene for *SnoMoS 1* og *Stasjon A* viser gjennomsnittstemperatur på henholdsvis  $-0,1$  °C og  $-1,7$  °C og en korrelasjon på 0,87 for perioden med målinger fra begge stasjonene (Tabell 6). Det er forholdsvis stor forskjell i gjennomsnittstemperatur, men god korrelasjon mellom målingene. Dette skyldes at temperaturmålingene i perioder med negative temperaturer samsvarer bra, mens ved positive temperaturer gir *SnoMoS 1* tidvis langt høyere temperaturer enn *Stasjon A* (Figur 29). De høye temperaturene målt med *SnoMoS 1* drar opp gjennomsnittstemperaturen slik at forskjellen blir stor mellom datasettene. Årsaken til de høye temperaturmålingene for *SnoMoS 1* er trolig at på dager med mye sol og høy innstråling, blir boksen der temperaturmåleren på *SnoMoS* sensoren sitter varmet opp. Dette fører til kunstig

høye målinger av lufttemperatur. Den samme tendensen med kunstig høye temperaturer på varme dager ble også observert for *SnoMoS 2*.

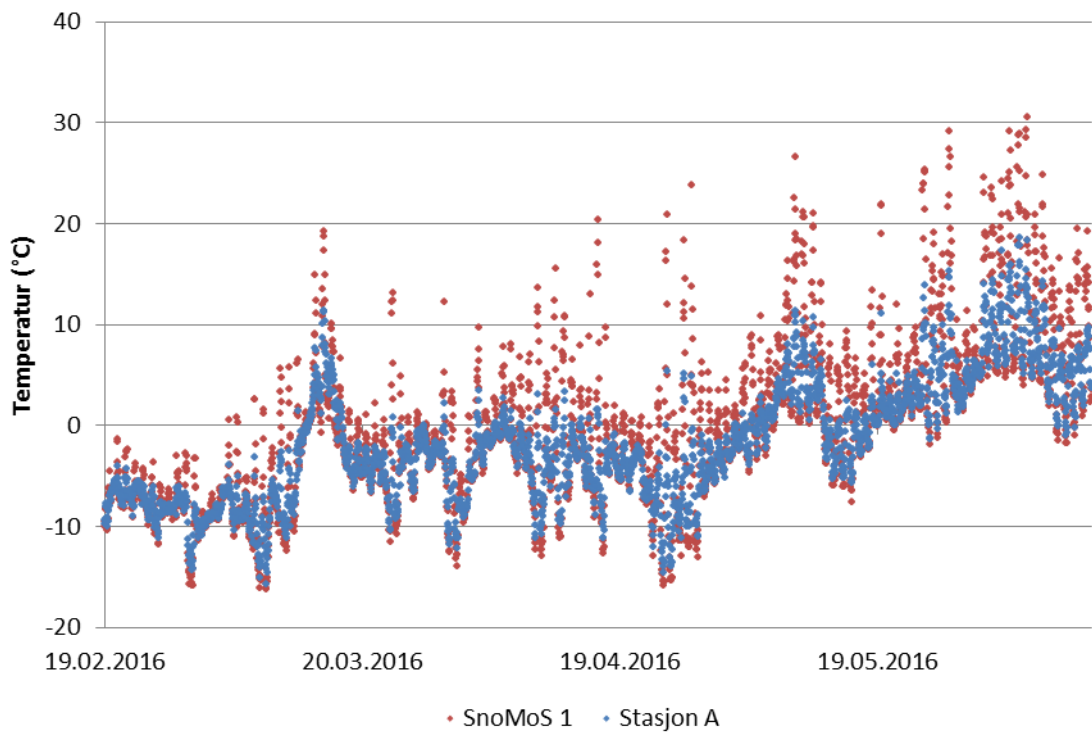
Målingene av relativ luftfuktighet for *SnoMoS 1* og *Stasjon A* har en korrelasjon på 0,72 i perioden 19. februar til 13. juni (Tabell 6). Det er langt større variasjon i verdiene fra *SnoMoS 1* og den måler også jevnt over lavere verdier enn *Stasjon A* (Figur 30).

Målingene av innkommende kortbølget stråling ved *Stasjon B* og *SnoMoS 1* har en korrelasjon på 0,94 mellom 19. februar og 18. april (Tabell 6). Den reflekterte strålingen fra *SnoMoS 1* ser ut til å gi en realistisk albedo, bedre enn albedoen målt ved *Stasjon B*.

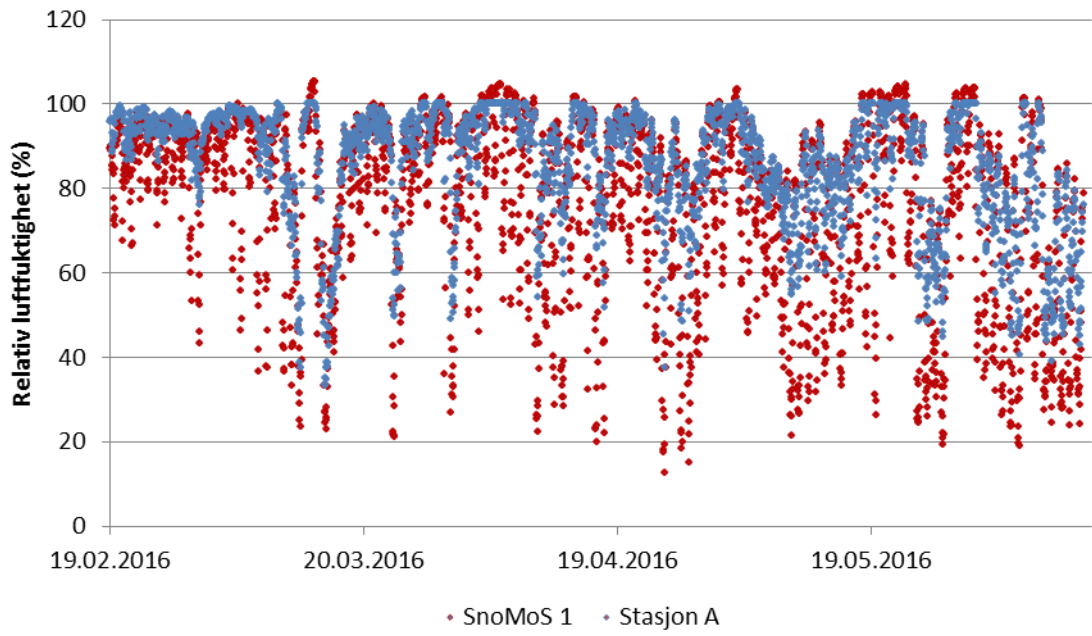
Oppsummert virker *SnoMoS* sensorene å gi veldig gode målinger for stråling og gode målinger av lufttemperatur så lenge boksen ikke varmes opp av sola. Den relative luftfuktigheten er noe mindre pålitelig. I tillegg til disse faktorene blir også snøhøyde (Figur 27) og snøoverflatetemperatur (Figur 24) målt. Etter filtreringen av støy virket snøhøydemålingene å være realistiske sammenlignet med observert snøhøyde på Finse fra felt, og sammenlignet med utviklingen i snøhøyde gjennom sesongen fra SeNorge. Data for snøens overflatetemperatur lå jevnt over noe lavere enn lufttemperaturen, noe som er realistisk. Mot slutten av vinteren er det imidlertid registrert mange tilfeller av positiv snøoverflatetemperatur, noe som i realiteten ikke skal forekomme.

Tabell 6: Oversikt over korrelasjons- og gjennomsnittsverdier fra sammenligning av lufttemperatur, relativ luftfuktighet og innkommende kortbølget stråling målt med *SnoMoS 1* og *Stasjon A* eller *B* på Finse.

Parameter	Korrelasjon	Gjennomsnittsverdi ( <i>SnoMoS 1</i> / <i>Stasjon A/B</i> )	
Lufttemperatur	0,87	-0,1 °C	-1,7 °C
Relativ luftfuktighet	0,72	76,9 %	86,2 %
Innkommende kortbølget stråling	0,94	126,9 W/m <sup>2</sup>	127,2 W/m <sup>2</sup>



Figur 29: Sammenligning av lufttemperatur målt med *SnoMoS 1* og *Stasjon A* på Finse for perioden 19. februar til 13. juni.



Figur 30: Sammenligning av relativ luftfuktighet målt med *SnoMoS 1* og *Stasjon A* på Finse for perioden 19. februar til 13. juni.

## 5.2 Værdata Fonnbu

NGIs værstasjon på Fonnbu er brukt til å samle inn værdata for simulering av snødekket ved denne lokaliteten. Dataseriene består av timesdata for tolv parametere som er kalkulerte fra et rådatasett med observasjoner hvert tiende minutt (Ragulina, 2017). Gjennom vinteren er det en del tilfeller av manglende værdata som følge av at sensorene har falt ut. For det meste er det snakk om enkelthendelser, men det er også noen lengere perioder med manglende data (Tabell 7).

Tabell 7: Oversikt over lengere perioder med manglende data for de ulike værparameterne målt på Fonnbu (Ragulina, 2017).

Parameter	Lengere perioder med manglende data
Lufttemperatur	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Temperatur snøoverflate	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Bakketemperatur	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Relativ luftfuktighet	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Snøhøyde	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Gjennomsnittlig vindhastighet	Frem til 28.10.15 18.12.15 – 5.01.16 (18,5 dager) 5.2.16 – 11.2.16 (5,5 dager) 26.3.16 – 12.5.16 (46 dager)
Maksimal vindhastighet	Frem til 28.10.15 18.12.15 – 5.1.16 (18,5 dager) 05.2.16 – 11.2.16 (5,5 dager) 26.3.16 – 12.5.16 (46 dager)
Vindretning	Frem til 28.10.15 18.12.15 – 5.1.16 (18,5 dager) 5.2.16 – 11.2.16 (5,5 dager) 26.3.16 – 12.5.16 (46 dager)
Innkommende kortbølget stråling	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Reflektert kortbølget stråling	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Innkommende langbølget stråling	28.10.15 – 2.11.15 (5 dager)
Nedbør	11.-12.10.2015 25.-26.10.2015 20.-21.11.2015

4.-05.12.2015 18.-19.12.2015 3.-5.1.2016 (2,5 dager) 12.4.16-12.5.2016 (30,5 dager) 22.-23.5.2016 12.-13.6.2016
--

Lufttemperaturen målt ved Fonnbu er fra begynnelsen av november til starten av mai er normalt negativ (Figur 32). I januar og en periode fra midten av februar til midten av mars er temperaturen negativ hele tiden (Figur 32), mens det utenom dette er flere tilfeller med positive lufttemperaturer. Fra begynnelsen av mai er positiv lufttemperatur dominerende. Snøoverflatetemperaturen ligger jevnt over noe lavere enn lufttemperaturen frem til snøen har smeltet. Gjennom det meste av vinteren er det flere tilfeller hvor den når 0 °C, dette gjelder spesielt fra midten av mars og utover, hvor det også er målt positive temperaturer (Figur 32). Disse tilfellene har stor sammenheng med snøsmeltingen og økning av snødekkets vanninnhold. Temperaturen på bakken, altså under snødekket, ligger mesteparten av vinteren rundt 0 °C, noe som er normalt når den er dekket med snø. I januar (Figur 32) er den derimot kaldere og bakketemperaturer følger i stor grad trendene i de to andre temperaturparameterne. I tillegg varierer bakketemperaturer mer i starten av sesongen, mens snødekket fremdeles er tynt og har liten isolerende effekt, og helt mot slutten når det nærmer seg at det blir bart.

Den relative luftfuktigheten varierer en del gjennom sesongen, men ligger stort sett mellom 60 og 100 % (Figur 33). I januar, (Figur 33) ligger luftfuktigheten noe lavere enn hva den gjør ellers gjennom sesongen. Dette tyder på at det er klarvær og lite skyer og samsvarer godt med de lave temperaturmålingene fra samme periode (Figur 32) og at det også er små endringer i snøhøyden (Figur 35). Fra midten av mars og utover er lave verdier for luftfuktighet noe vanligere.

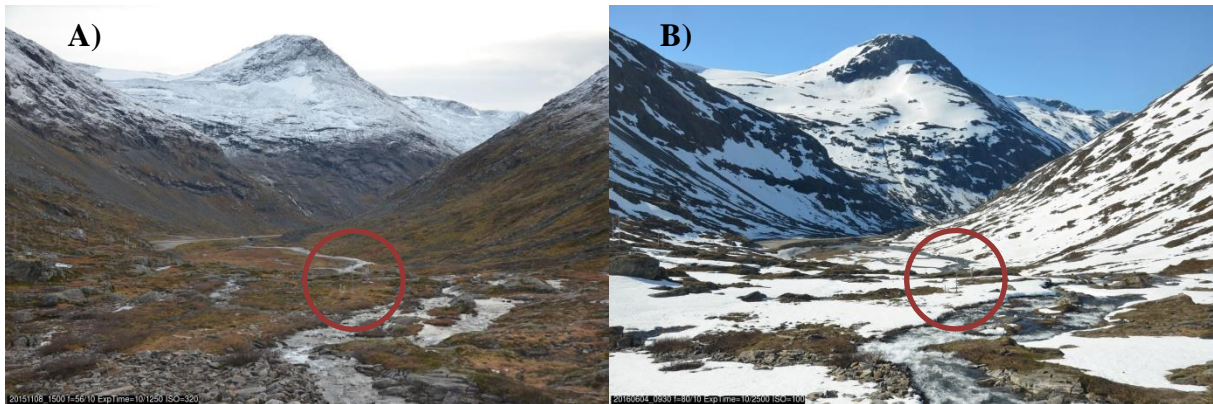
Måleseriene for gjennomsnittlig og maksimal vindhastighet (Figur 34) har flere lengre perioden uten målinger (Tabell 7). Dette vil trolig ha innvirkning på snødekkestimuleringene, og spesielt den lange perioden fra slutten av mars til midten av mai, som blant annet utgjør starten av perioden med snøsmelting på våren, er det også sannsynlig av det vil kunne utløses våtsnøskred.

Datasettet over snøhøyden målt ved Fonnbu inneholder store mengder med urealistiske observasjoner (Figur 35). Ved starten og slutten av sesongen tilsier de fleste av målingene at det er en snøhøyde på rundt 30 cm (Figur 35). Målingene stammer fra en periode med positive lufttemperaturer, og i realiteten var disse periodene henholdsvis før snøen kom og etter det ble bart (Figur 31). I tillegg til at snøhøyden er feil når det er bart, er det også mange tilfeller hvor det er store svingninger i snøhøyden. Flere ganger øker først snøhøyden brått, før den raskt å reduseres igjen (Figur 35). På det meste er svingningene i snøhøyden på mer enn en meter i løpet av kort tid. Etter at sesongen var over viste det seg at sensoren som måler snøhøyden ikke var festet skikkelig til masten den er montert i. Dette kan være med på å forklare de brå svingningene i snøhøyden ved at den kan ha blitt forskjøvet av vind (Ragulina, 2017). Det ser også ut til at de brå svingningene i snøhøyden for det meste henger sammen med tidspunktene da snøhøyden faktisk øker. Dette vises både av at snøhøydens laveste nivå øker og at det også skjer på tidspunkt hvor det er observert nedbør (Figur 37). Dette kan tyde på at sensoren overestimerer snøhøyden mens det snør, og først klarer å måle riktig snøhøyde etter snøfallet er ferdig. Det kan for eksempel skyldes at snøværet er så tett at den registrerer snø i luften som snøoverflaten. På grunn av de mange usikkerhetene i snøhøydemålingene er det gjort en korreksjon av snøhøyden vintersesongen 15/16 (Ragulina, 2017). Korrigeringen er utført av Galina Ragulina ved NGI og er gjort ved å fjerne de mest urealistiske observasjonene manuelt fra det opprinnelige datasettet. Det er den korrigerte måleserien som er benyttet i simuleringene av snødekket ved Fonnbu.

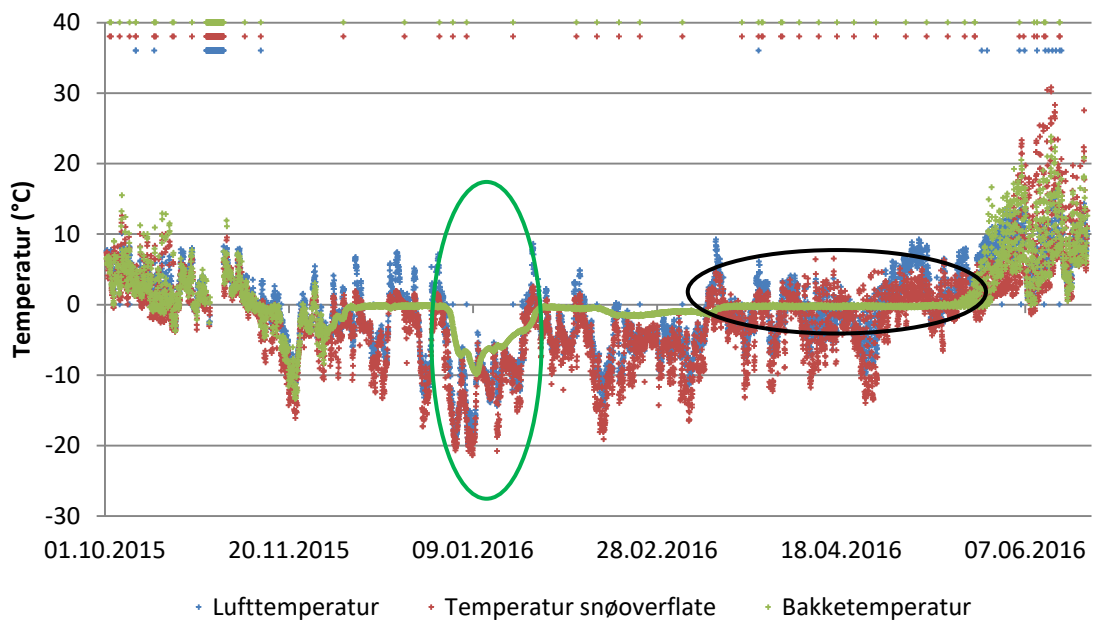
Den innkommende kortbølgede strålingen er lavest i midten av desember når solen står lavest på himmelen, og øker gradvis med tiden fram mot sommeren (Figur 36). Før det kommer snø og etter det har blitt bart (Figur 36), er den reflekterte kortbølgede strålingen lav sammenlignet med den innkommende. I perioden med snø er forholdet mellom innkommende og reflektert kortbølget stråling ganske stabil, men albedoen blir noe lavere utover våren, noe som henger sammen med at snøen smelter. Den innkommende langbølgede strålingen er forholdsvis stabil mellom 150 og 350 W/m<sup>2</sup> gjennom hele sesongen, men har noen svingninger med perioder med stabilt høyere eller lavere verdier innenfor dette intervallet (Figur 36).

Måleserien over nedbør har en rekke kortere og en lengere periode med manglende data (Tabell 7 og Figur 37). Det meste av nedbøren kom fra slutten av oktober til slutten av desember, i tillegg var det en kraftig nedbørshendelse i slutten av januar, og det var også flere

mindre nedbørshendelser i tiden etter dette (Figur 37). Nedbørsobservasjonene samsvarer godt med hendelsene der snøhøyden øker (Figur 35).

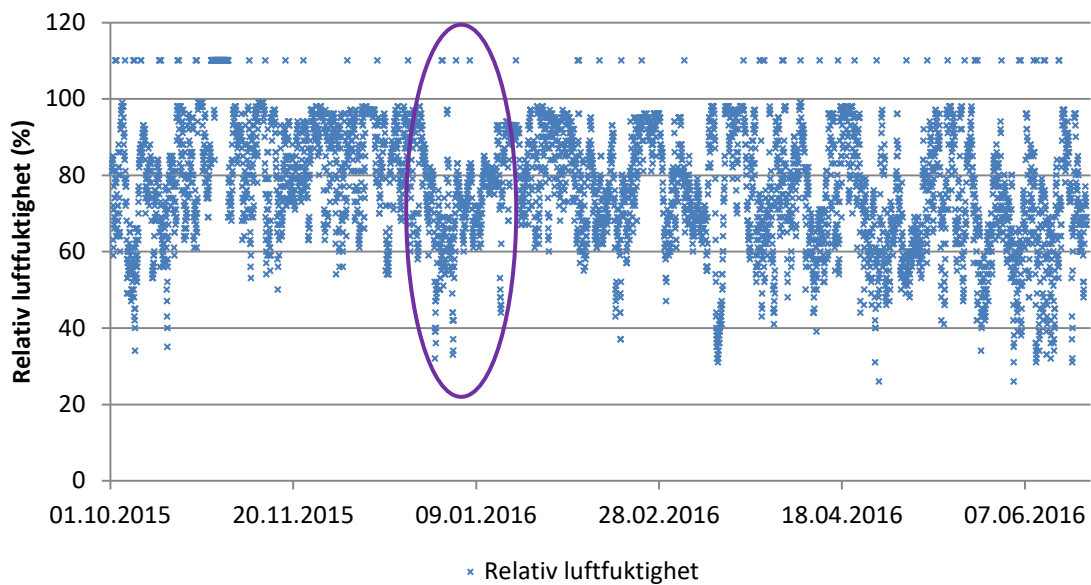


Figur 31: A) Bilde tatt fra forskningsstasjonen på Fonnbu 8. november 2015, siste dag før snøen kom. B) Bilde tatt fra forskningsstasjonen på Fonnbu 4. juni, dagen da snøen rundt værstasjonen smeltet bort. De røde sirkelene markerer værstasjonens plassering.

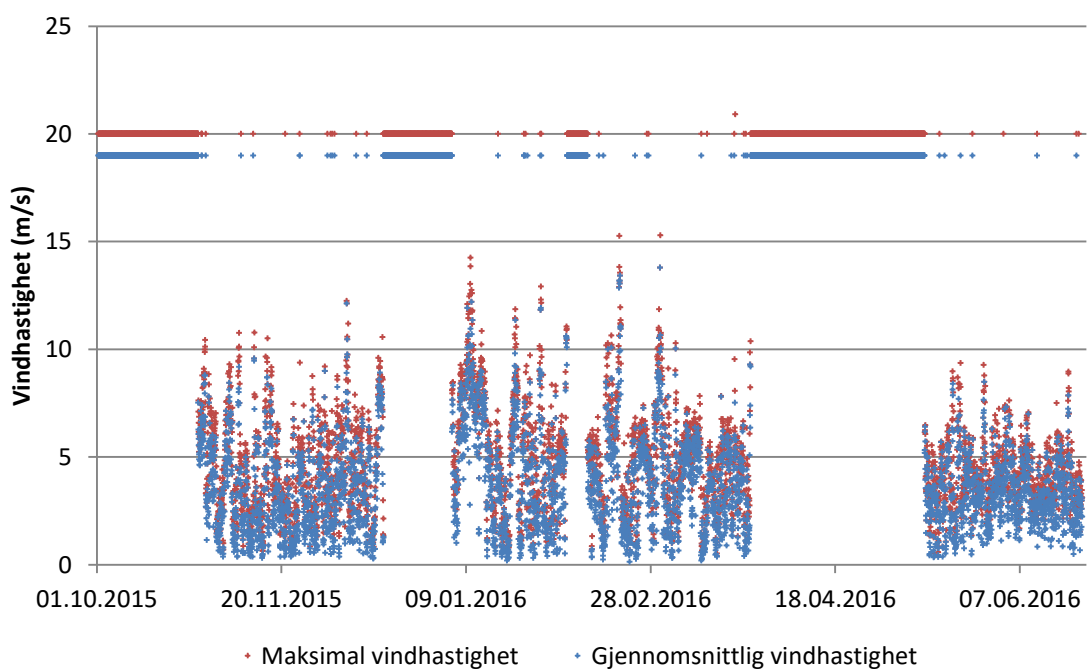


Figur 32: Lufttemperatur, temperatur på snøoverflaten og temperatur på bakken ved Fonnbu vinteren 15/16. Manglende data er indikert i toppen av diagrammet. Grønn sirkel markerer periode i januar med lave temperaturmålinger, og sort sirkel markerer perioden fra midten av mars og ut vinteren hvor det er målt positiv snøoverflatetemperatur.

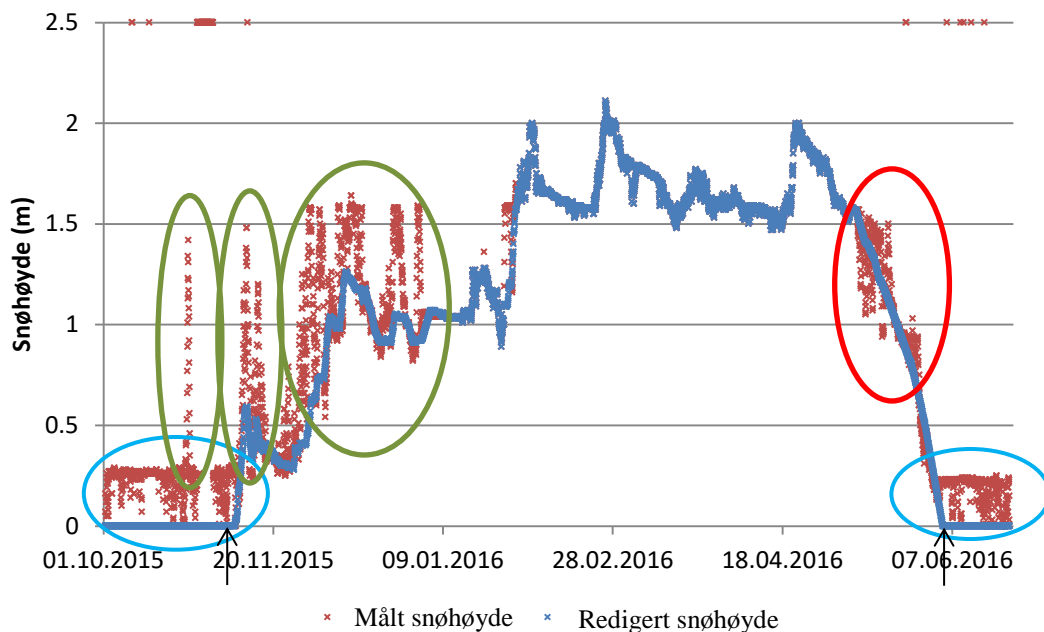




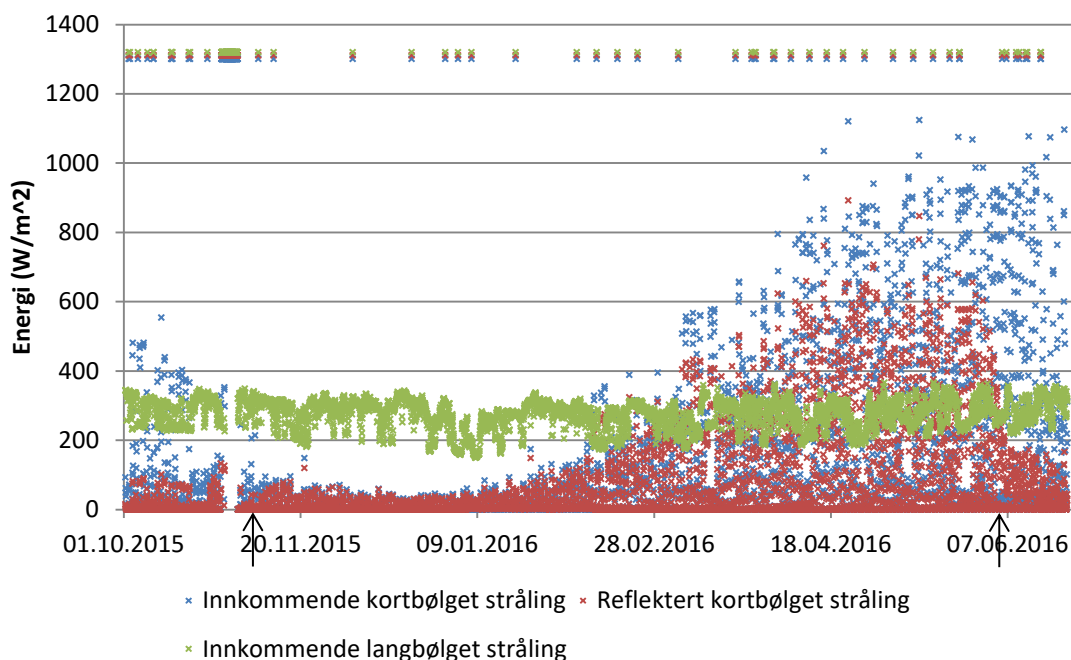
Figur 33: Relativ luftfuktighet for Fonnbu vinteren 15/16. Manglende data er indikert i toppen av diagrammet. Lilla sirkel markerer en periode i januar da den relativ luftfuktigheten var merkbart lavere enn resten av vinteren.



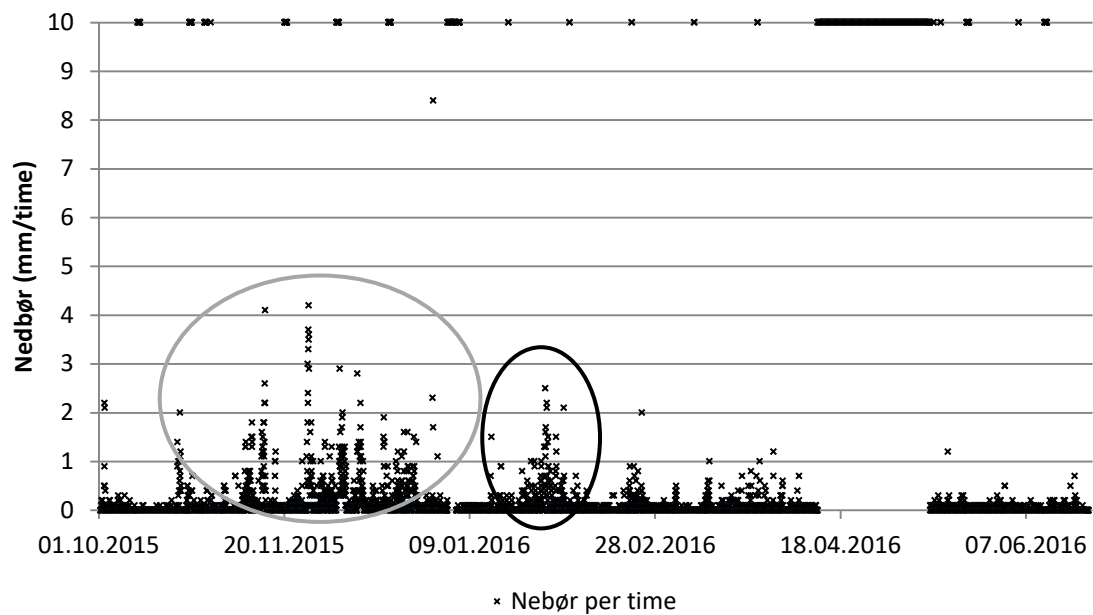
Figur 34: Gjennomsnittlig og maksimal vindhastighet siste time for Fonnbu vinteren 15/16. Manglende data er indikert i toppen av diagrammet.



Figur 35: Målt og korrigert (Ragulina, 2017) snøhøyde ved Fonnbu vinteren 15/16. Manglende data er indikert i toppen av diagrammet. De to svarte pilene markerer tidspunktene da bildene i Figur 23 er tatt. De blå sirklene markerer periodene før og etter snøen kom, der snøhøydemålingene indikerer at det er ca. 30 cm snø. De grønne sirklene markerer hendelser der snøhøyden først øker brått, for så å redusereres like raskt. Den røde sirkelen markerer en periode fra 11. til 18. mai med mye støy fra den målte snøhøyden. I denne periodene er det usikkerhet knyttet til om den redigerte snøhøyden stemmer, mer om dette i diskusjonsdelen.



Figur 36: Innkommende og reflektert kortbølget stråling og innkommende langbølget stråling for Fonnbu vinteren 15/16. Manglende data er indikert i toppen av diagrammet. Pilene markerer første og siste dag med snø.



Figur 37: Nedbør siste time for Fonnbu vinteren 15/16. Manglende eller ukorrekte data er indikert i toppen av diagrammet. Den grå sirkelen markerer perioden fra oktober til slutten av desember da det kom mest nedbør, og den svarte sirkelen markerer det kraftige snøfallet i slutten av januar.

# 6 Resultater

## 6.1 Modellevaluering for Finse

### 6.1.1 Snøprofiler for validering av temperatur og vanninnhold i snø

For å vurdere Snowpacks evne til å simulere snødekkets temperatur og vanninnhold, er modellerte verdier for disse parameterne sammenlignet med observasjoner fra snøprofilene ved tidspunktene snøprofiler ble gravd. I plottene som sammenligner temperatur og vanninnhold i modellert og observert snødekke, er resultatene fra Snowpack simuleringene skalert slik at de får samme snøhøyde som snøprofilen de sammenlignes med (Tabell 8). Dette er gjort for å gjøre den visuelle sammenligningen lettere.

Tabell 8: Snøhøyde og skaleringsfaktor for snøprofilene og de tre modellkjøringene for *Stasjon A* ved tidspunktene da modell og snøprofil ble sammenlignet.

Dato		Snøprofil	Neutral_MO	Richardson	Monin-Obukhov
18. feb.	Reell snøhøyde	178 cm	326 cm	335 cm	338 cm
	Skaleringsfaktor	1	0,55	0,53	0,53
31. mars	Reell snøhøyde	221 cm	312 cm	318 cm	320 cm
	Skaleringsfaktor	1	0,71	0,69	0,69
11. mai	Reell snøhøyde	150 cm	245 cm	295 cm	291 cm
	Skaleringsfaktor	1	0,61	0,51	0,52

Det første snøprofilen ble gravd 18. februar. Ved dette tidspunktet er temperaturene i snøprofilen mye lavere gjennom hele snødekket enn det modellkjøringene indikerer (Figur 38, A). I snøprofilen stiger temperaturen ganske jevnt med dypet, men den når aldri 0 °C. Dette skiller seg fra alle modellkjøringene, som indikerer at temperaturen i snødekket nå 0 °C rundt en meter over bakken. Også for vanninnholdet er det store forskjeller mellom snøprofilen og modellene (Figur 38, B). I hele snøprofilen er det registrert tørr snø, mens to av modellene har våt snø nederste 110 cm og den siste modellen våt snø nederste meter, med unntak av en tynnere sekvens med tørr snø.

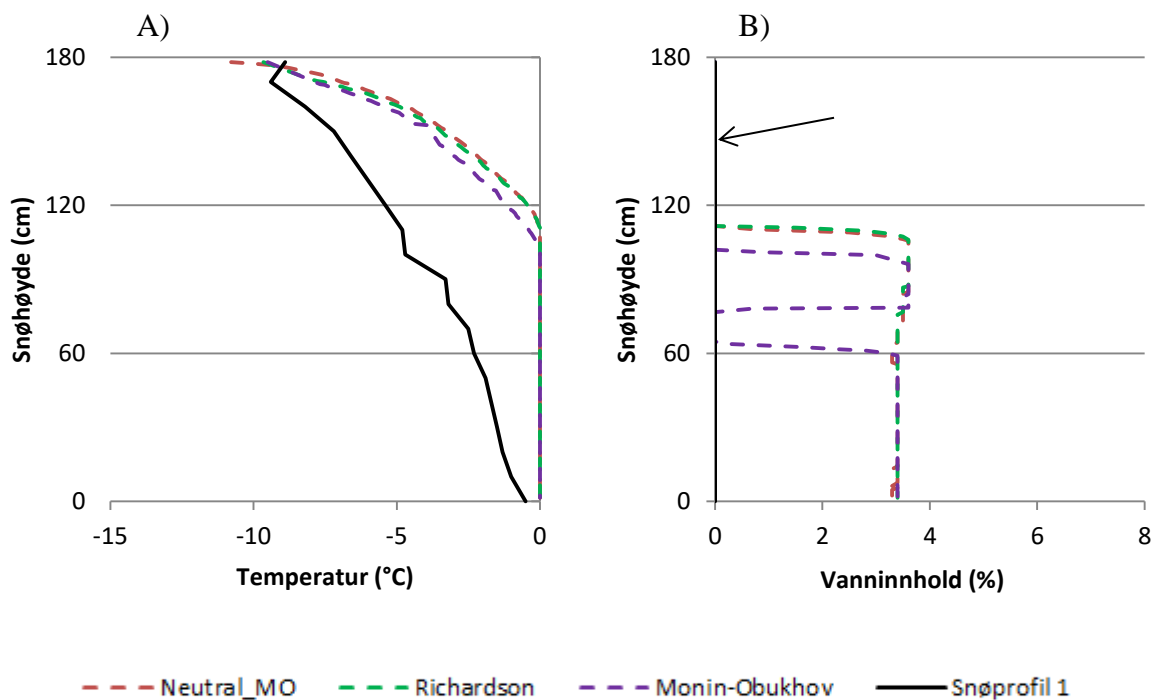
Det andre snøprofilen ble gravd 31. mars. Dette ble gravd i nærheten av *Stasjon B*, altså en annen lokalitet enn det første profilen. Lokaliteten ligger ved tilnærmet samme høyde over

havet (Tabell 3), men bakken har litt ulik helningsretning. Profilet er derfor ikke like representativt for kjøringene gjort for *Stasjon A* som det første og tredje profilet, men lokaliteten er likevel ikke veldig langt unna *Stasjon A* og det bør ikke være for store forskjeller på snøen. Temperaturen i snødekket stiger også i dette tilfellet langt raskere i modellene enn snøprofilet (Figur 39, A). I alle modellene stiger temperaturen til 0 °C 20 til 30 cm ned i snødekket, mens den i snøprofilet aldri blir 0 °C. Når det gjelder snødekkets vanninnhold er snøen tørr i hele snøprofilet, mens alle modellkjøringene gir våt snø de to nederste meterne (Figur 39, B).

Det tredje snøprofilet ble gravd 11. mai. Ved dette tidspunktet var temperaturen i hele snødekket 0 °C både i snøprofilet og modellene (Figur 40, A). Vanninnholdet i snødekket var vått, mellom 3 og 8 % i hele snøprofilet med unntak av to islag (Figur 40, B). I alle modellene var vanninnholdet høyest i de øverste centimeterne av snødekket med 6 til 7 %, før det raskt falt til rundt 3,5 %, som det lå på i resten av snødekket.

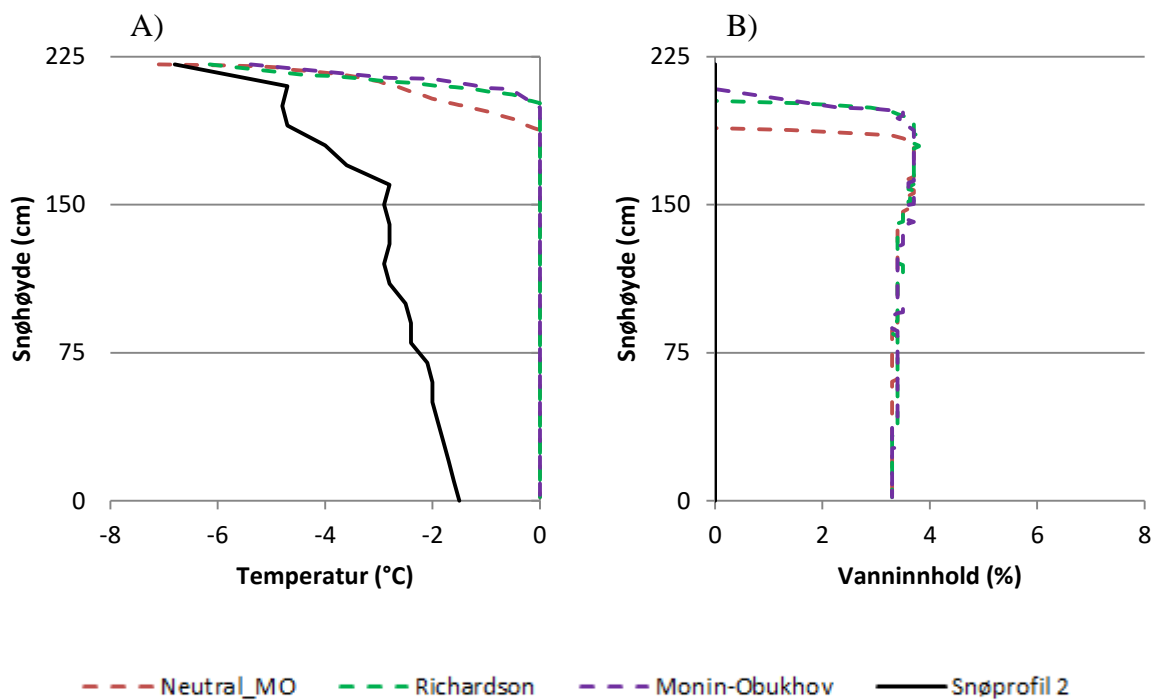
Sammenligningene av snøprofilene og modellkjøringene viser at de simulerte resultatene av snødekket ved *Stasjon A* på Finse jevnt over stemmer dårlig med de faktiske observasjonene. Med unntak av temperatur og vanninnhold for profilet i mai, er det lite overensstemmelse mellom snøprofilene og modellene. Modellkjøringene har alle for høy temperatur sammenlignet med den reelle situasjonen, noe som videre påvirker snødekkets vanninnhold. Det er også små forskjeller mellom de ulike modellene og ingen av dem stemmer merkbart bedre med snøprofilene enn de andre. Det er avgjørende at modellen klarer å simulere snødekkets temperatur bedre for at simuleringene skal være brukbare.

### 18. februar



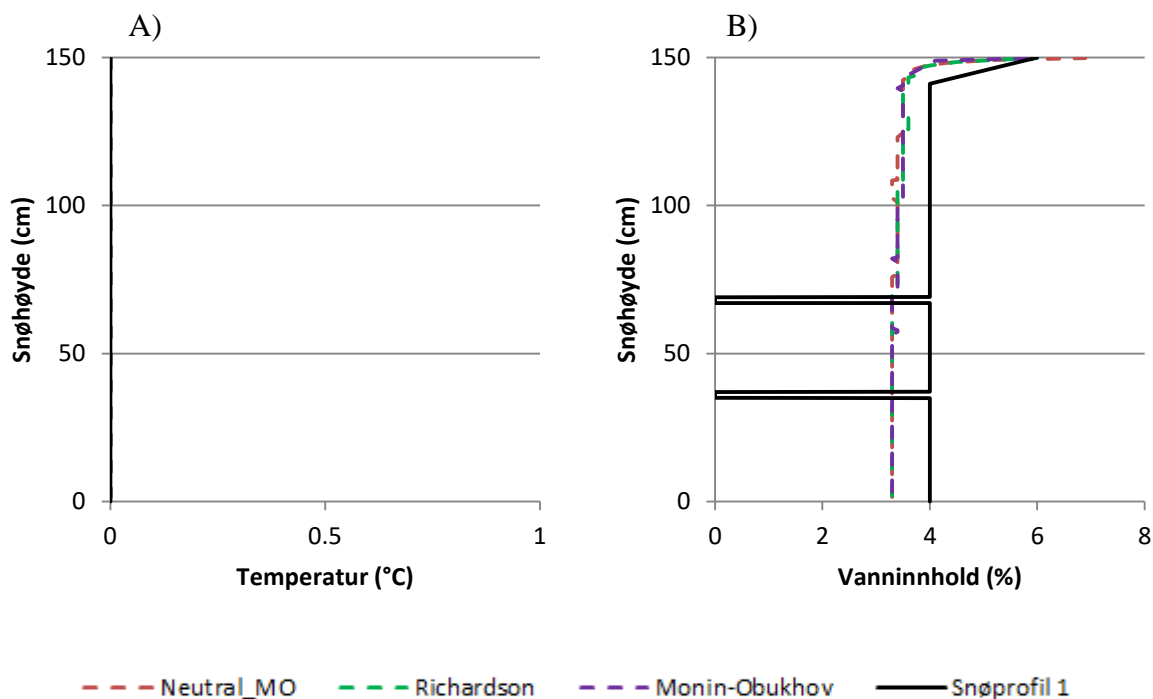
Figur 38: Sammenligning av snødekkets temperatur (A) og vanninnhold (B) i de tre modellkjøringene med snøprofil 1 den 18. februar. Pilen viser grafen for snøprofilet, som indikerer 0 % vanninnhold gjennom hele snødekket.

### 31. mars



Figur 39: Sammenligning av snødekkets temperatur (A) og vanninnhold (B) i de tre modellkjøringene med snøprofil 2 den 31. mars.

11. mai

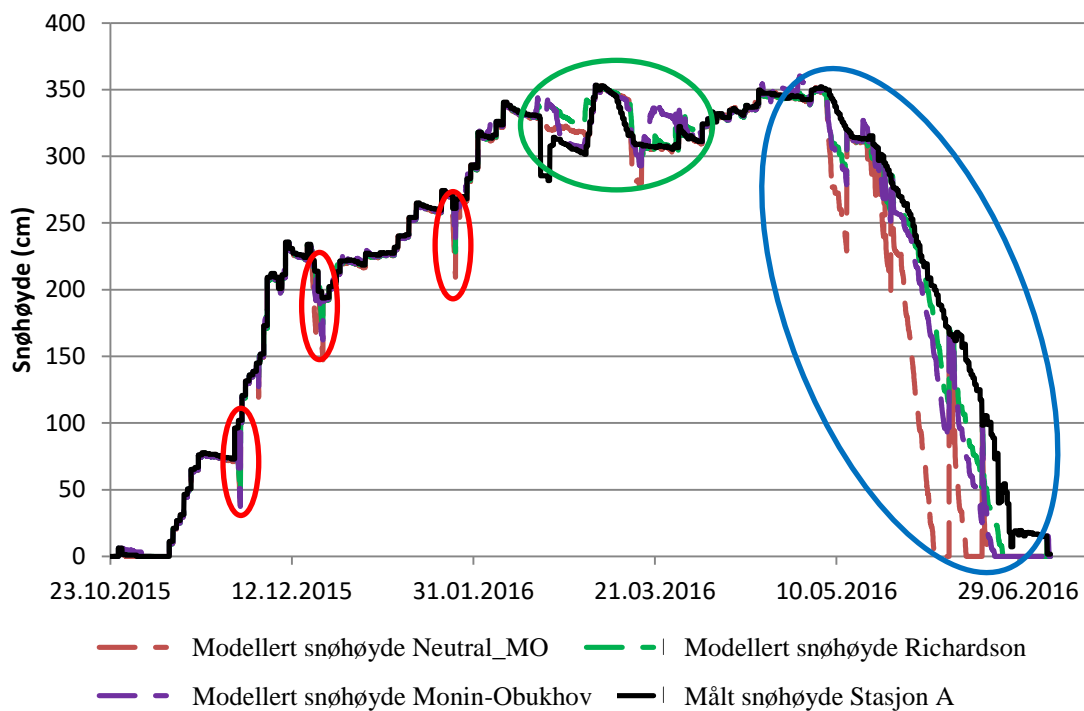


Figur 40: Sammenligning av snødekkets temperatur A) og vanninnhold B) i de tre modellkjøringene med snøprofil 1 den 11. mai. Temperaturen er 0 °C for alle profilene.

### 6.1.2 Snøhøyde

Den modellerte snøhøyden er første del av vinteren, fram til midten av februar, stort sett lik den målte snøhøyden. Det er noen unntak der snøhøyden i modellene synker brått en kortere periode, før de igjen blir lik den målte snøhøyden (Figur 41). Videre følger en periode der det er flere avvik mellom målt og modellert snøhøyde. Først er det et brått fall i den målte snøhøyden, der snøhøyden i alle modellene har en jevnere nedgang. Denne hendelsen foregår 18. februar (Figur 41), datoen da *SnoMoS I* som måler snøhøyden ved *Stasjon A* ble installert. Dette er årsaken til fallet i snøhøyde, som kommer av skiftet fra SeNorge snøhøyde til målt snøhøyde. Deretter er det et tilfelle der spesielt Neutral\_MO modellen underestimerer snøhøyden, før Monin-Obukhov modellen har en periode der den overestimerer snøhøyden. I perioden fra mai og frem til det blir bart er det veldig store avvik mellom den målte snøhøyden og modellene (Figur 41). For alle modellene synker snøhøyden raskere enn den målte og ligger jevnt over lavere. Ved noen tilfeller gjør snøhøyden til modellene brå sprang slik at de blir lik den målte, før de raskt faller til lavere nivåer igjen. I denne perioden er det også betydelige forskjeller mellom modellene. Neutral\_MO modellen gir den laveste snøhøyden gjennom perioden, og smelter all snø flere ganger, første gang 05. juni. Snøhøyden

i Richardson og Monin-Obukhov modellene er veldig like gjennom denne perioden, men litt lavere for Monin-Obukhov som får bare forhold 22. juni, mens det blir bart 24. juni i Richardson modellen. Den målte snøhøyden flater ut med rundt 15 cm snøhøyde 27. juni. Dette er trolig tidspunktet det blir bart ved *Stasjon A*, og de 15 centimeterne med snø skyldes trolig en feilmargin i snøhøydemålingene. Noen ganger i løpet av smelteperioden øker snøhøyden fra modellene brått, og blir lik den målte snøhøyden. Dette skjer ved minusgrader, fordi modellen da er innstilt til å sette modellert snøhøyde lik målt snøhøyde.



Figur 41: Plott over den målte og den modellerte snøhøyden ved *Stasjon A* på Finse. Røde sirkler markerer korte avvik mellom målt og modellert snøhøyde tidlig på vinteren. Grønn sirkel markerer to perioder med avvik i etterkant av 18. februar. Blå sirkel markerer smelteperioden fra mai og utover der de største avvikene mellom målt og modellert snøhøyde forekom.

### 6.1.3 Energibalanse

Det er i perioder veldig stor forskjell på energibalansen beregnet av de ulike modellene for *Stasjon A* (Figur 42). Neutral\_MO modellen har den jevneste energibalansen med minst utslag, spesielt når det kommer til negative verdier. Modellen virker å gi den mest realistiske energibalansen av de tre modellene. Spesielt Monin-Obukhov modellen, men også Richardson modellen har noen enkelttilfeller der energibalansen er oppsiktsvekkende negativ, på det laveste ned mot  $-60000 \text{ W/m}^2$ . De to modellene har også noen tilfeller med veldig høye



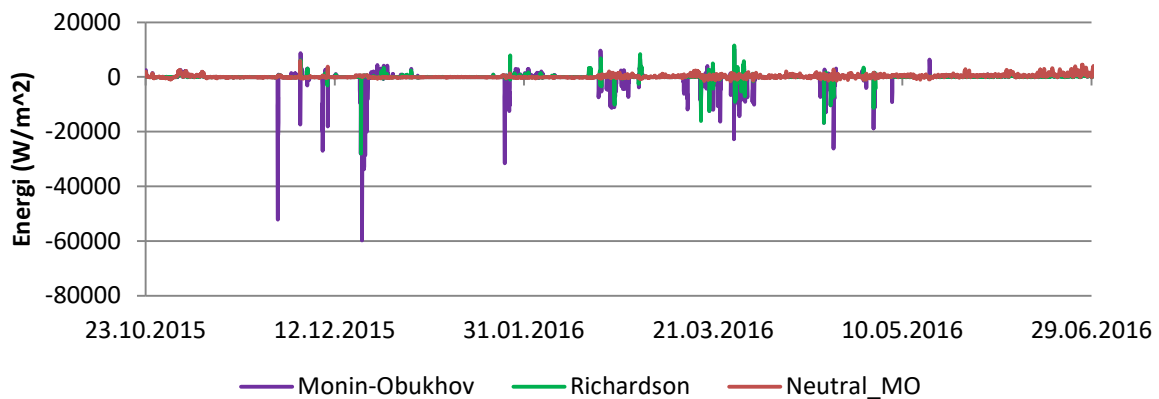
positive verdier opp mot  $10000 \text{ W/m}^2$ , betydelig høyere enn det som er beregnet av Neutral\_MO modellen.

En gjennomgang av parameterne som utgjør energibalansen til snødekket, viser at det er for følbar (Figur 44) og latent varme (Figur 43) det er størst forskjeller mellom modellene. Disse parameterne utgjør også den største andelen av energimengden ved tilfellene der energibalansen har størst utslag, spesielt i negativ, men også i positiv retning. For den latente varmen (Figur 43) skiller Monin-Obukhov modellen seg veldig fra de to øvrige modellene. Modellen har noen tilfeller som indikerer store tap av latent varme fra snødekket, på det meste så mye som  $55000 \text{ W/m}^2$  (Figur 43). Richardson modellen har også noen tilfeller med store tap av latent varme, men langt fra verdiene fra Monin-Obukhov modellen. Store tap av latent varme henger gjerne sammen med faseoverganger, som for eksempel snøsmelting, se kapittel 3.1. Ser man på målt og modellert snøhøyde gjennom vinteren (Figur 41), viser det seg at tilfellene med store utslipp av latent varme i Monin-Obukhov modellen, i stor grad sammenfaller med tilfellene tidlig på vinteren der modellene indikerte lavere snøhøyde enn det som ble målt. Ved disse tilfellene indikerer imidlertid også de andre modellene lavere snøhøyde, uten at dette har gitt utslag i den latente varmen. Når det kommer til positive tilførsel av latent varme er det noen tilfeller med høye positive verdier, for Monin-Obukhov og Richardson. Ellers er det flere lengere perioder med der utslagene i latent varme er små. I disse er det stort sett Neutral\_MO modellen som har både de høyeste og laveste verdiene, men disse varierer mellom  $-50$  og opp mot  $1000 \text{ W/m}^2$ , noe som viser at variasjonen er langt mindre for denne modellen.

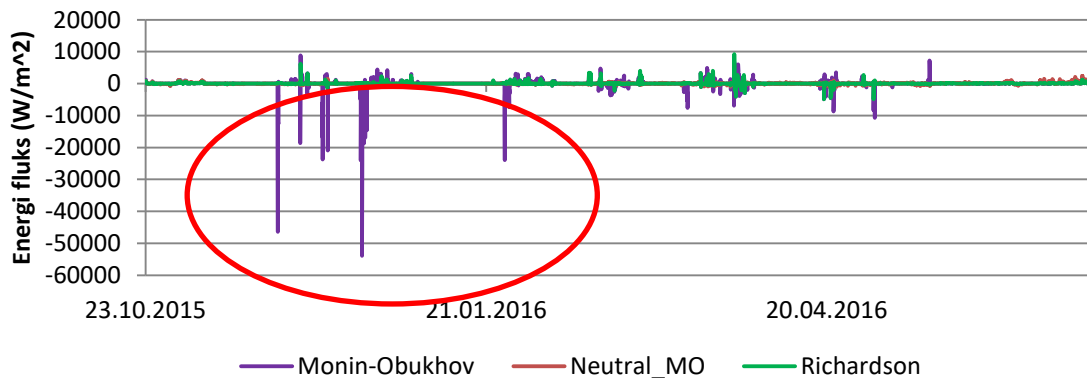
Den følbare varmen har også flere tilfeller der energifluksen er veldig negativ for spesielt Monin-Obukhov, men også Richardson modellen (Figur 44). Det kan se ut til at disse tilfellene ofte sammenfaller med tilfellene der modellert snøhøyde er større enn den målte. Når det kommer til positive verdier for følbar varme er utslagene og energimengdene langt lavere. Også her er det Richardson og Monin-Obukhov modellene som har de høyeste enkeltmålingene, men jevnt over er det Neutral\_MO modellen som har høyest verdier av følbar varme, spesielt i siste del av sesongen (Figur 44).

Sammenligningen av målt og modellert snøhøyde (Figur 41) viser at alle modellene ved flere tilfeller smelter snøen svært raskt, og at Neutral\_MO modellen er den som får snødekket til å smelte raskest. Energibalansen viste noen tilfeller av høyt energitap fra snødekket (Figur 42), som kan henge sammen med tap av latent varme ved snøsmelting. Det er imidlertid også

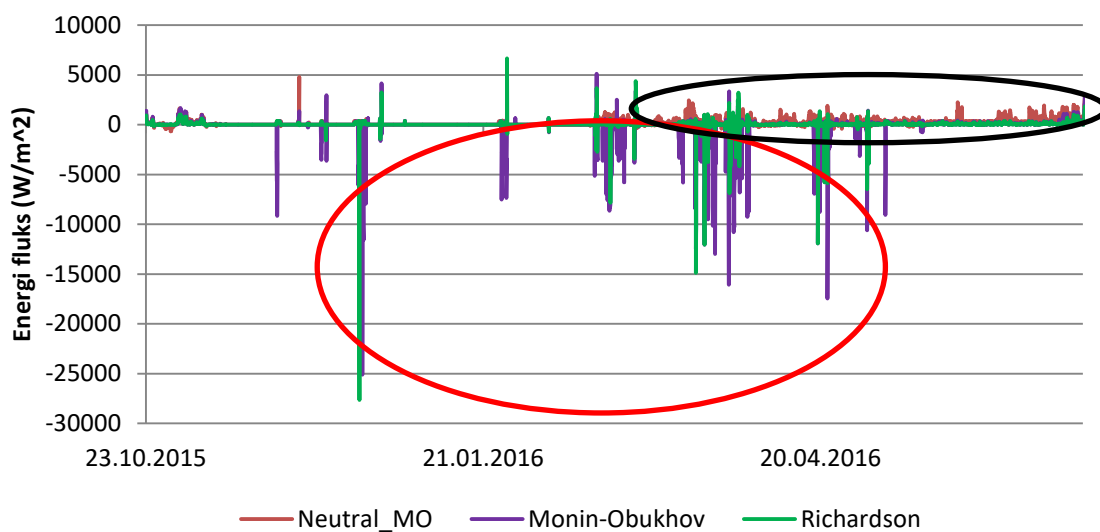
nødvendig å se på hvor mye energi som har vært tilgjengelig for å smelte snødekket (Figur 45). Første del av vinteren, er det flere enkelttilfeller der det er energi tilgjengelig for smelting eller frysing. Disse varer ikke i mer enn noen dager av gangen og på det meste er det i overkant av  $600 \text{ W/m}^2$  tilgjengelig smelteenergi. I løpet av den første perioden av vinteren har Neutral\_MO modellen jevnt over de høyeste verdiene av smelteenergi, etterfulgt av Monin-Obukhov og Richardson, men forskjellene mellom modellene er ikke veldig stor. Monin-Obukhov modellen har mest fryseenergi. Siste del av vinteren (Figur 45) er det smelte- eller fryseenergi tilgjengelig hele perioden. Fra starten av mai og ut resten av sesongen er smelteenergien jevnt over høy. Neutral\_MO modellen har de høyeste energinivåene, på det meste i overkant av  $1000 \text{ W/m}^2$ , etterfulgt av Monin-Obukhov og Richardson. De to sistnevnte modellene har forholdsvis like energinivåer, og de ligger en del lavere enn Neutral\_MO. Resultatene stemmer godt overens med at Neutral\_MO modellen hadde den raskeste snøsmeltingen.



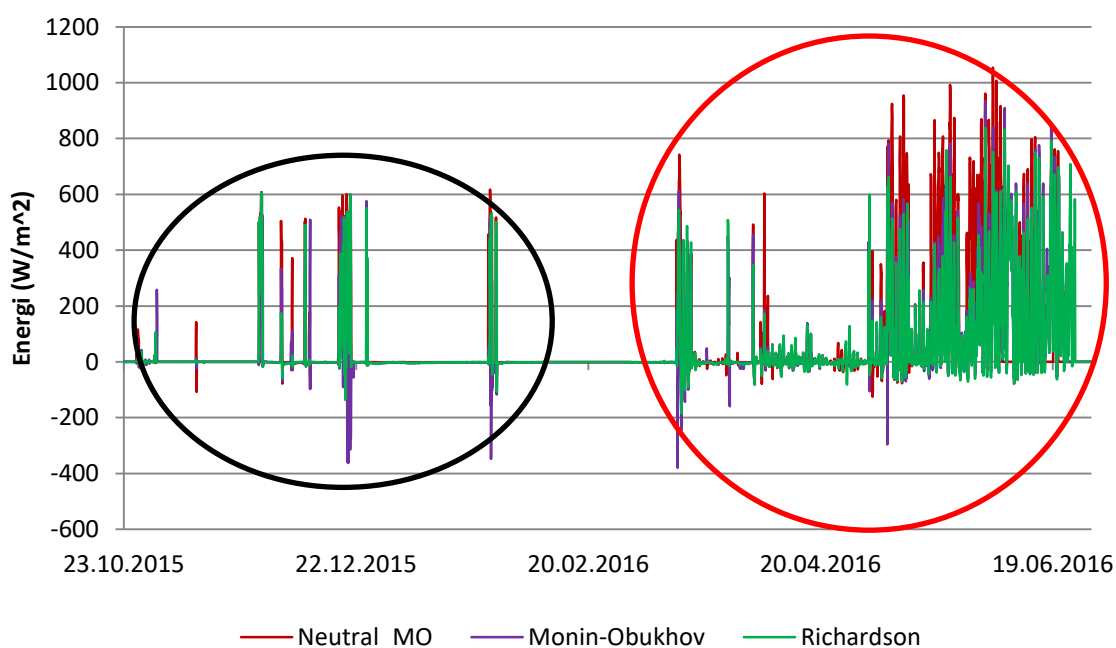
Figur 42: Energibalansen beregnet med de tre modellkjøringene for Stasjon A.



Figur 43: Latent varme beregnet av de tre modellene. Den røde sirkelen markerer tilfeller med urealistisk lave verdier.



Figur 44: Følbar varme beregnet av de tre modellene. Den røde sirkelen markerer tilfeller med urealistisk lave verdier. Den svarte sirkelen markerer siste del av vinteren der de høyeste verdiene for følbar varme stort sett stammer fra Neutral\_MO modellen.



Figur 45: Smelte og fryseenergien for de ulike modellene. Den sorte sirkelen markerer enkelttilfeller med utslag i smelteenergien første del av vinteren. Den røde sirkelen markerer siste del av vinteren der det stort sett er utslag i smelteenergien kontinuerlig.

## 6.2 Modellevaluering for Fonnbu

### 6.2.1 Snøprofiler for validering av temperatur og vanninnhold i snø

Tilsvarende sammenligning som ble gjort av temperatur og vanninnhold i modellert snødekke med snøprofiler på Finse, er også gjort for Fonnbu.

Tabell 9: Snøhøyde og skaleringsfaktor for snøprofilene og de tre modellkjøringene for Fonnbu ved tidspunktene da modell og snøprofil ble sammenlignet.

Dato	Snøprofil	Neutral_MO	Richardson	Monin-Obukhov	
8. mars	Reell snøhøyde	198 cm	179 cm	183 cm	183 cm
	Skaleringsfaktor	1	1,11	1,08	1,08
28. april	Reell snøhøyde	200 cm	180 cm	184 cm	184 cm
	Skaleringsfaktor	1	1,11	1,09	1,09
12. mai	Reell snøhøyde	140 cm	141 cm	155 cm	150 cm
	Skaleringsfaktor	1	0,99	0,90	0,93

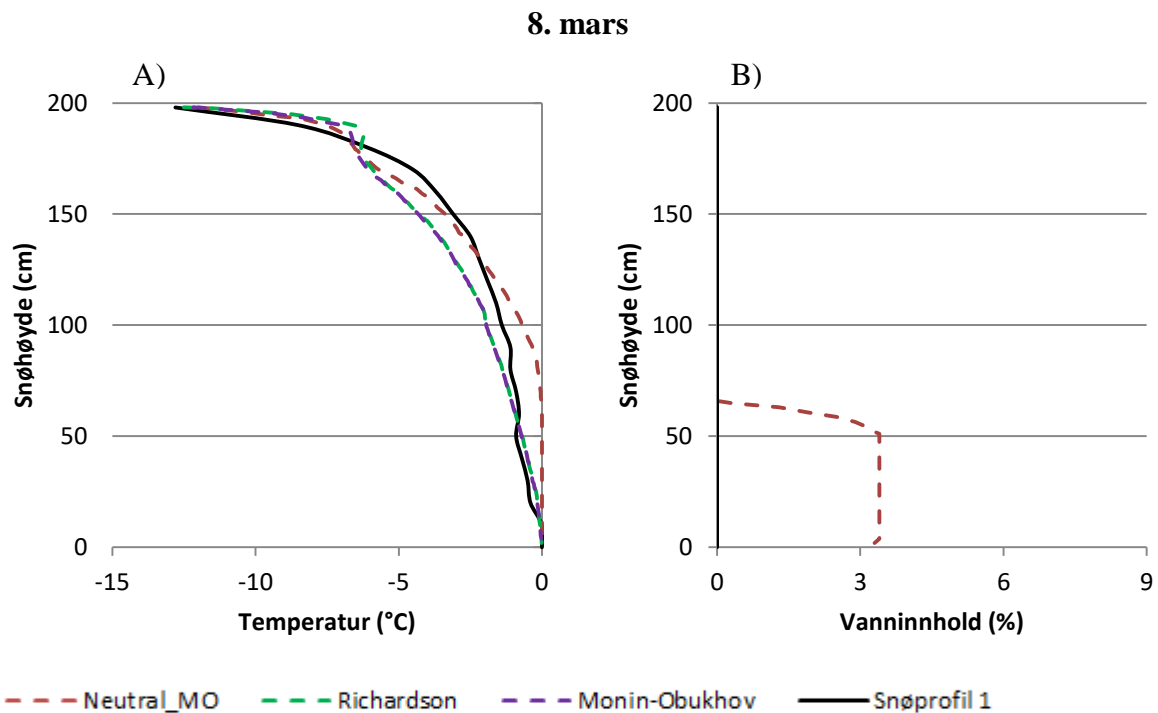
Det første snøprofilet ble gravd 8. mars. Ved dette tidspunktet stiger temperaturen i snødekket ifølge snøprofilet raskt i øverste del, før den videre stiger sakte og når 0 °C nederste 10 cm.

Temperaturen i Richardson og Monin-Obukhov modellene er forholdsvis lik som i snøprofilet, men noe lavere mellom 180 og 60 cm. Temperaturen i Neutral\_MO modellen stemmer forholdsvis godt ned til 130 cm, men blir deretter for varm og når 0 °C 70 cm over bakken (Figur 46, A). Hele snødekket består av tørr snø ifølge snøprofilet. Dette stemmer med Richardson og Monin-Obukhov modellene, mens Neutral\_MO modellen indikerer at det er våt snø nederste 60 cm og avviker også her fra feltobservasjonene (Figur 46, B).

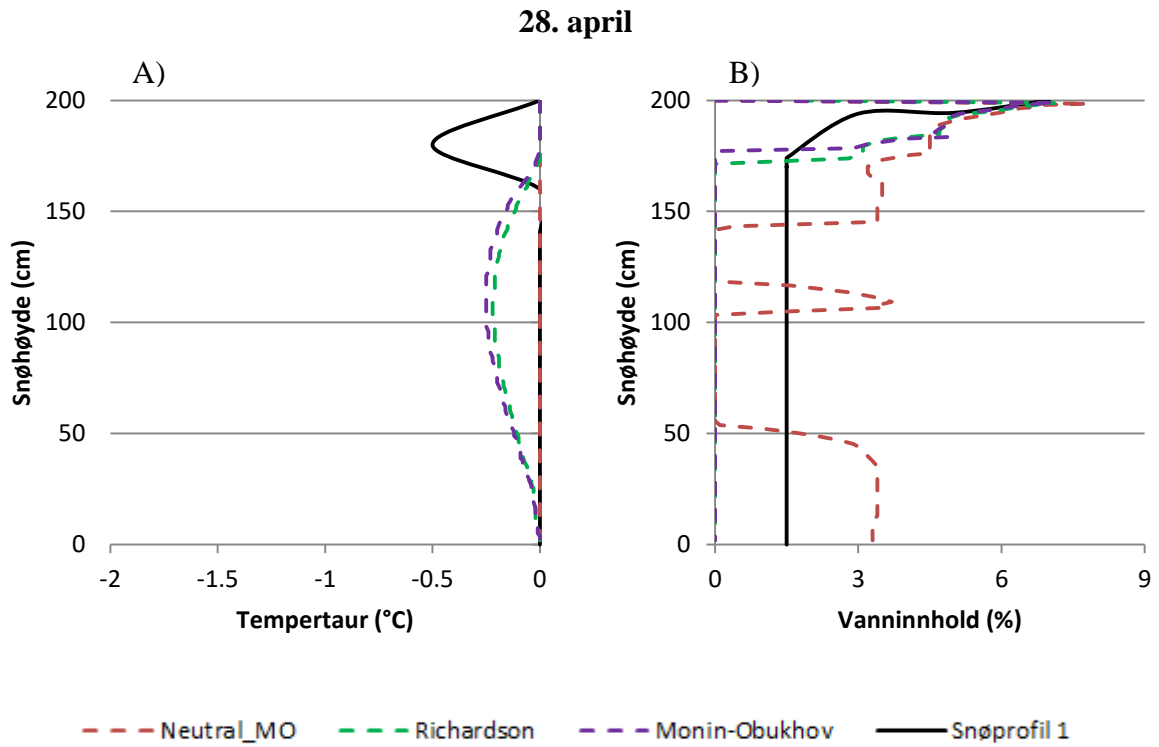
Det andre snøprofilet ble gravd 28. april. Temperaturen i snødekket var i følge snøprofilet 0 °C hele veien, med unntak av en sekvens litt under snøoverflaten. Richardson og Monin-Obukhov modellene har veldig lik temperatur, der store deler av snødekket ligger like under 0 °C, mens temperaturen er 0 °C i hele snødekket i Neutral\_MO modellen. Snøprofilet tilsier at snøen er våt de øverste centimeterne av snødekket, før den videre klassifiseres som fuktig. Richardson og Monin-Obukhov modellene indikerer våt snø øverste 20 cm, før resten av snødekket består av tørr snø. Vanninnholdet i Neutral\_MO modellen varierer en del og er hovedsakelig vått, men med et par sekvenser av tørr snø innimellom (Figur 47, B).

Det tredje snøprofilet ble gravd 12. mai. Ved dette tidspunktet er temperaturen 0 °C i hele snødekket både for snøprofilet og alle modellene. Snøprofilet viser at hele snødekket består av våt snø, med unntak av der det er tre islag. Også Richardson og Monin-Obukhov modellene har våt snø i hele snødekket. Disse har begge høyest vanninnhold helt i toppen av snødekket før det raskt faller til rundt 3,5 %. Vanninnholdet i Neutral\_MO modellen skiller seg litt ut, med et lavt nivå i øverste del, før det deretter øker og raskt stabiliserer seg på verdier tilnærmet de to andre modellene.

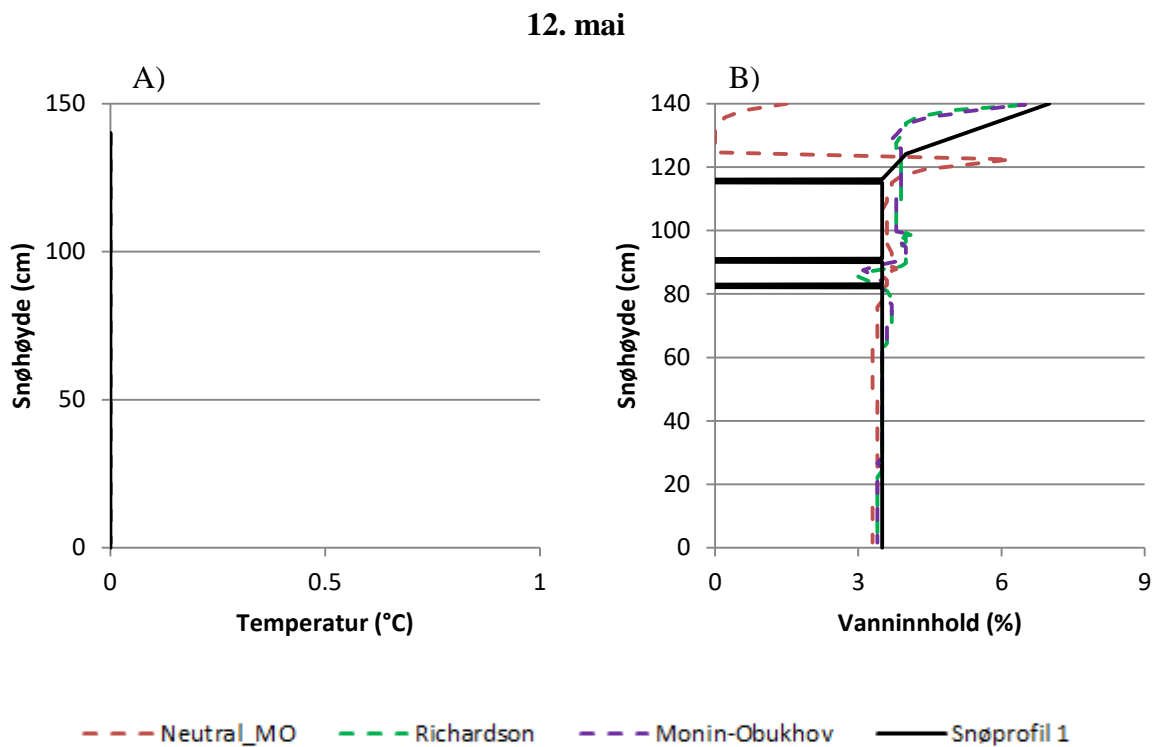
Resultatene fra sammenligningen av snøprofilene og modellkjøringene for Fonnbu viser at Snowpack klarer å reprodusere temperatur og vanninnhold i snødekket forholdsvis godt. Hvilke innstillinger for atmosfærisk stabilitet som benyttes i simuleringene viser seg å ha stor betydning. Neutral\_MO modellen virker å gi litt for høye temperaturer i snødekket, noe som videre medfører at vanninnholdet blir for høyt. Richardson og Monin-Obukhov modellene gir veldig like resultater, og stemmer best med feltobservasjonene, men ser ut til å gi litt lave temperaturer og nivå for vanninnhold i snødekket.



Figur 46: Sammenligning av snødekkets temperatur A) og vanninnhold B) for de tre modellene med snøprofil gravd ved lokalitet 1 den 8. mars. Grafene som beskriver vanninnholdet i Richardson og Monin-Obukhov modellene samt snøprofilet, ligger langs y-aksen og indikerer tørr snø.



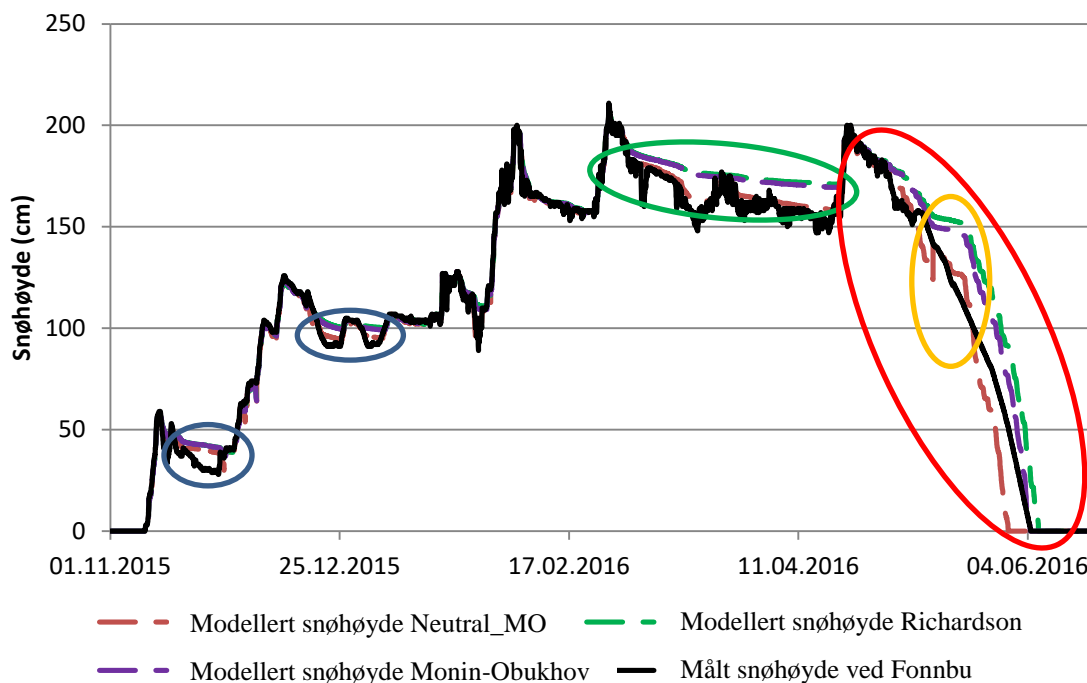
Figur 47: Sammenligning av snødekkets temperatur A) og vanninnhold B) for de tre modellene med snøprofil gravd ved lokalitet 1 den 28. april.



Figur 48: Sammenligning av snødekkets temperatur A) og vanninnhold B) for de tre modellene med snøprofil gravd ved lokalitet 1 den 12. mai. Temperaturen er 0 °C i hele snødekket for alle modellene og snøprofilen.

## 6.2.2 Snøhøyde

Første del av vinteren er den målte snøhøyden stort sett lik snøhøyden i modellene, med et par unntak, der spesielt snøhøyden i Monin-Obukhov og Richardson modellene er noe høyere enn den målte (Figur 49). Videre er målt og modellert snøhøyde veldig lik frem til april, hvor en lengere periode starter der den målte snøhøyden varierer en del, mens snøhøyden i modellene har færre endringer (Figur 49). Neutral\_MO modellen følger den målte snøhøyden best og følger til en viss grad svingningene i snøhøyde. Richardson og Monin-Obukhov modellene har denne perioden snøhøyde som nesten ikke endres og ikke følger den målte snøhøyden. Etter perioden med avvik mellom målt og modellert snøhøyde er det en kort periode der den er lik, før perioden med snøsmelting starter. Fra rundt 1. mai til det blir bart er det store avvik mellom målt og modellert snøhøyde (Figur 49), og det er også forskjeller mellom modellene. Neutral\_MO modellen smelter snøen for fort i denne perioden, mens Richardson og Monin-Obukhov smelter snøen for sakte, spesielt en liten periode i midten av mai (Figur 49). Mot slutten av smelteperioden smelter alle modellene snøen raskere enn det som er målt, noe som fører til at Monin-Obukhov modellen indikerer at det blir bart på likt med tidspunktet det skjedde i virkeligheten.

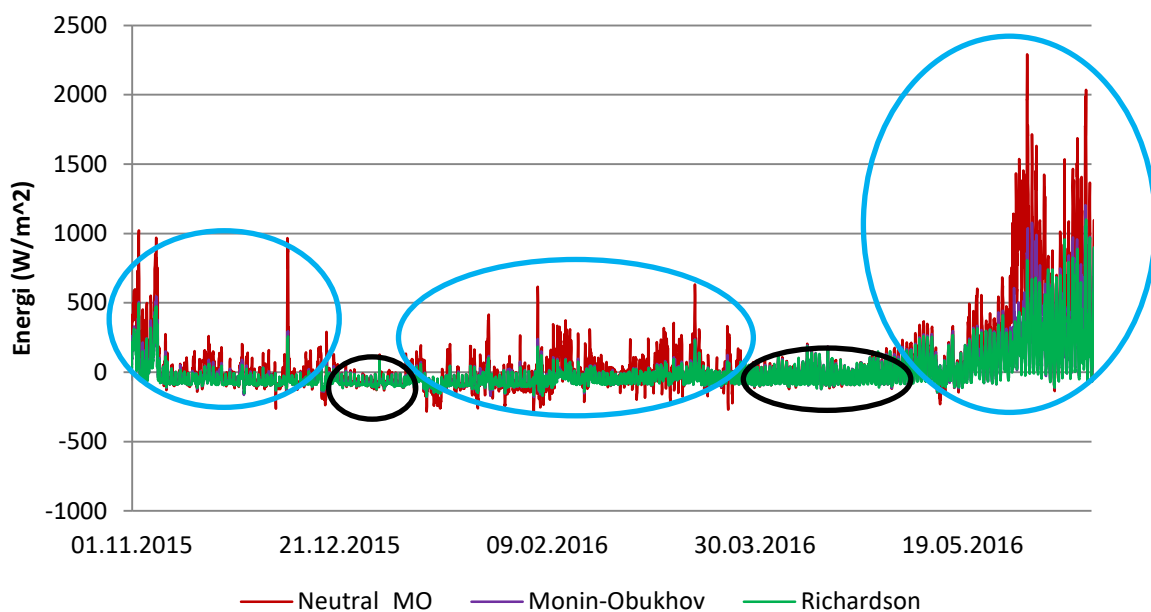


Figur 49: Målt og modellert snøhøyde på Fonnbu. De blå sirklene viser kortere perioder der modellene gir høyere snøhøyde enn det som er målt. Den grønne sirkelen viser en lengere periode i mars og april med avvik mellom modellert og målt snøhøyde. Rød sirkel viser smelteperioden, der avvikene mellom modellert og målt snøhøyde var størst. Oransje sirkel viser perioden med størst avvik i midten av mai.

### 6.2.3 Energibalanse

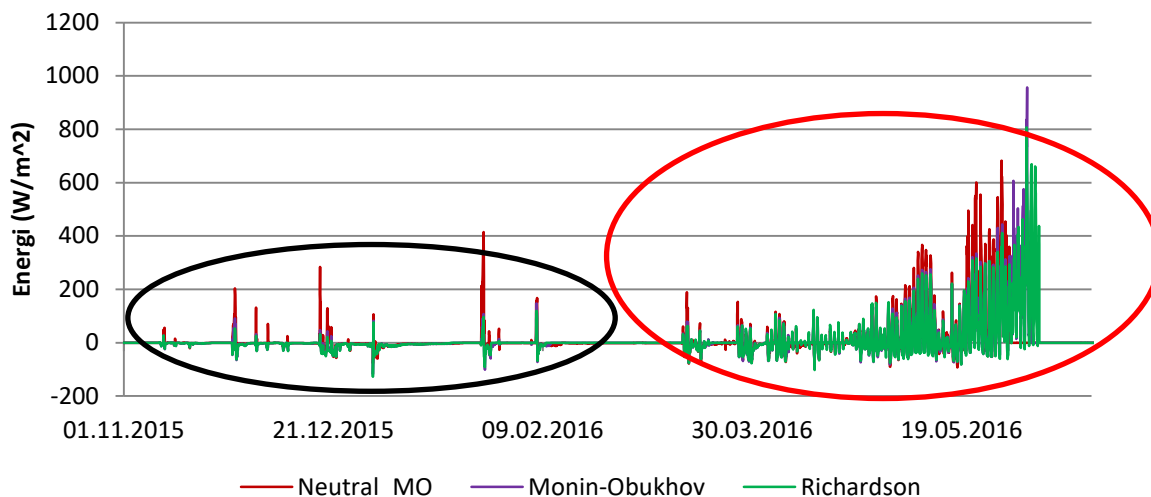
Gjennom vinteren er det betydelige forskjeller i energibalansen beregnet med de ulike modellene (Figur 50). Neutral\_MO modellen har den mest positive energibalansen. Spesielt i noen perioder er den flere ganger høyere enn for de to øvrige modellene, som har forholdsvis lik energibalanse. I noen perioder er det svært små utslag i energibalansen for alle kjøringene, mens det i andre perioder er større utslag, spesielt for Neutral\_MO modellen (Figur 50).

Første del av vinteren er det noen kortere perioder med tilgjengelig smelte og fryseenergi (Figur 51). Ved disse tilfellene har Neutral\_MO modellen de høyeste energinivåene, opptil fire ganger høyere enn i de to øvrige modellene, som har veldig like verdier. Fra midten av mars og ut sesongen, er det jevnt over energi tilgjengelig for smelting og frysing av snødekket. Mot slutten av april starter energimengdene å øke, noe de fortsetter med helt til all snøen er smeltet, med unntak av en kortere periode i mai. Neutral\_MO modellen har også i denne perioden de høyeste energinivåene (Figur 51). De høyeste verdiene for smelte og fryseenergi er registrert for Monin-Obukhov modellen helt mot slutten av sesongen, mens det jevnt over er Neutral\_MO modellen som har de høyeste verdiene. Årsaken til at Monin-Obukhov modellen har høyere verdier siste del av sesongen, er at snøen i Neutral\_MO modellen ved dette tidspunktet er smeltet bort, og modellen gir derfor ikke utslag for denne faktoren lenger.



Figur 50: Energibalansen beregnet av de tre modellkjøringene for Fonnbu. Blå sirkler markerer perioder med større utslag i energibalansen, mens svarte sirkler markerer perioder hvor utslagene er små.





Figur 51: Smelte- og fryseenergien for de ulike modellene for Fonnbu. Svart sirkel markerer sporadiske tilfeller med utslag i smelte- fryseenergien første del av vinteren, mens rød sirkel markerer perioden fra midten av mars og utover hvor gradvis høyere energimengder er tilgjengelig.

## 6.2.4 Vanninnhold i snødekket gjennom sesongen

Vanninnholdet i snødekket er en avgjørende faktor for utløsning av våtsnøskred. Det er derfor interessant å se hvordan dette utvikler seg gjennom hele sesongen for de ulike modellkjøringene (Figur 52 - Figur 54).

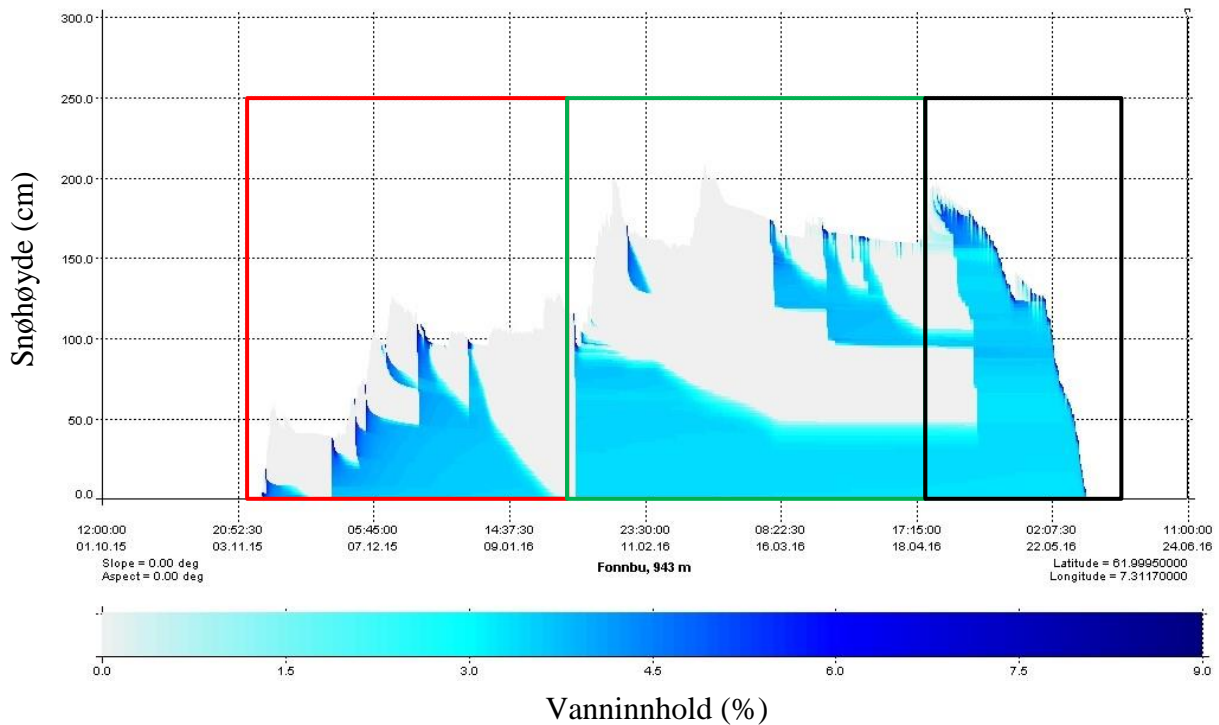
Første del av vinteren blir snødekket vått flere ganger. Snøen blir først våt i toppen av snødekket, som i de fleste av tilfellene i denne perioden blir helt vått i løpet av kort tid. Det er litt forskjell mellom de ulike modellene i denne perioden. I Neutral\_MO modellen blir hele snødekket vått nærmest momentant (Figur 52), mens det tar noe lenger tid i de to øvrige modellene (Figur 53 og Figur 54). I tilfellene der ikke hele snødekket blir vått, er det i Neutral\_MO modellen at den våte snøen går dypest. I denne modellen bruker snøen også lengst tid på å bli tørr igjen.

Andre del av vinteren er perioden der det er våt snø i snødekket færrest ganger, men det er noen tilfeller, spesielt fra mars og utover. I denne perioden er det stor forskjell mellom Neutral\_MO modellen og de to øvrige modellene. Richardson og Monin-Obukhov modellene har veldig like resultater, men snødekket blir vått litt dypere i Monin-Obukhov modellen. I Neutral\_MO modellen blir derimot langt større deler av snødekket vått. For eksempel blir hele snødekket i Neutral\_MO modellen vått den 25. januar, og nederste halvmetre av snødekket forblir vått resten av vinteren. I Richardson og Monin-Obukhov modellen blir kun

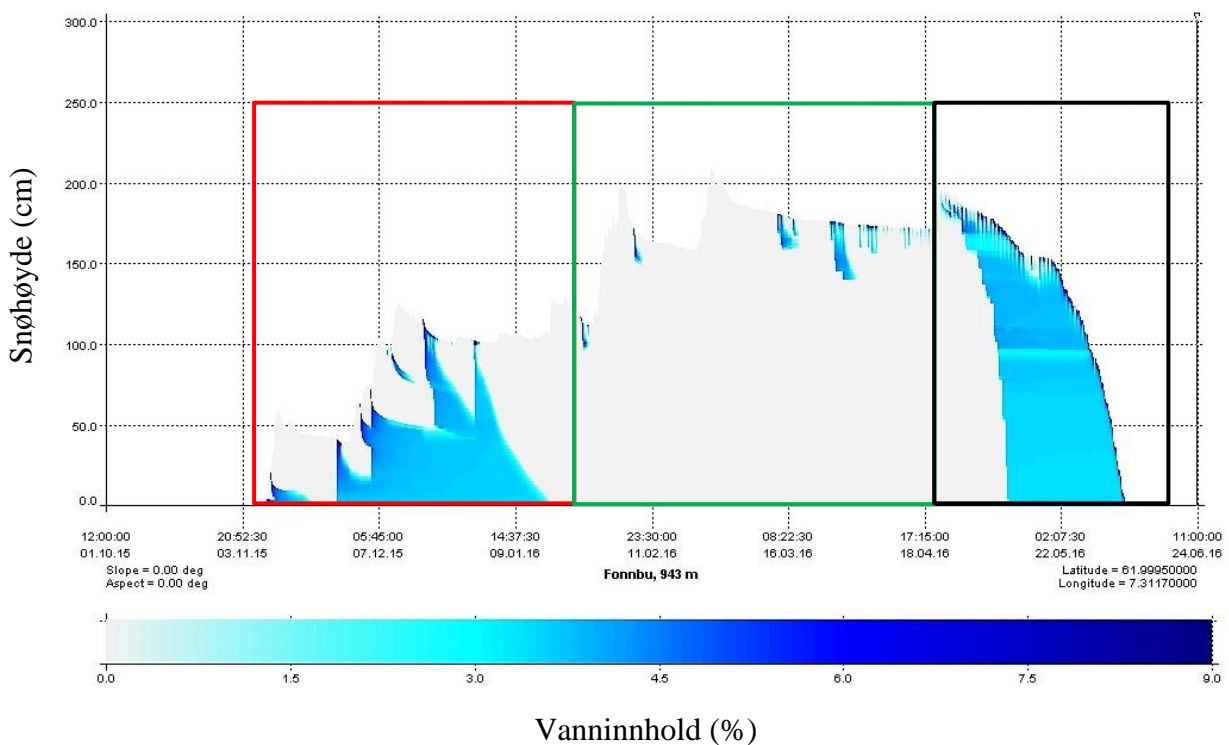
de øverste 15 – 25 cm av snødekket vått ved dette tilfellet, og snøen blir tørr igjen i løpet av få dager. Lignende tendenser er gjeldende også i de øvrige tilfellene der snøen blir våt i denne perioden, men det er ingen flere tilfeller der hele snødekket blir vått.

Den siste delen av vinteren utgjør selve snøsmeltingsperioden på våren. Mellom 22. og 27. april, blir de øverste centimeterne av snødekket vått, men snøen blir et par ganger tørr i løpet av natten. Fra 27. april og ut sesongen blir derimot snødekket stadig våtere og fra 1. mai skjer utviklingen raskt. På dagtid øker vanninnholdet både i toppen og nedover i snødekket. Om natten synker vanninnholdet noe i toppen, men holder seg stabilt lenger ned i snødekket. Hele snødekket blir vått 3. mai i Neutral\_MO modellen (Figur 52), 9. mai i Richardson modellen (Figur 53) og 8. mai i Monin-Obukhov modellen (Figur 54). Vanninnholdet i denne perioden er som regel oppe i mellom 7 og 9 % på det høyeste i løpet av et døgn, vanligvis med de høyeste verdiene på ettermiddagen. Høyeste registrerte verdi for vanninnhold i løpet av sesongen ligger mellom 11 og 12 % og er registrert 27. mai for Richardson og Monin-Obukhov modellene og 26. mai for Neutral\_MO modellen. Det er kun i de øverste centimeterne av snødekket at vanninnholdet er veldig høyt, og fra 5 til 10 cm ned i snødekket og til bunnen, ligger det mellom 3 og 4 %.

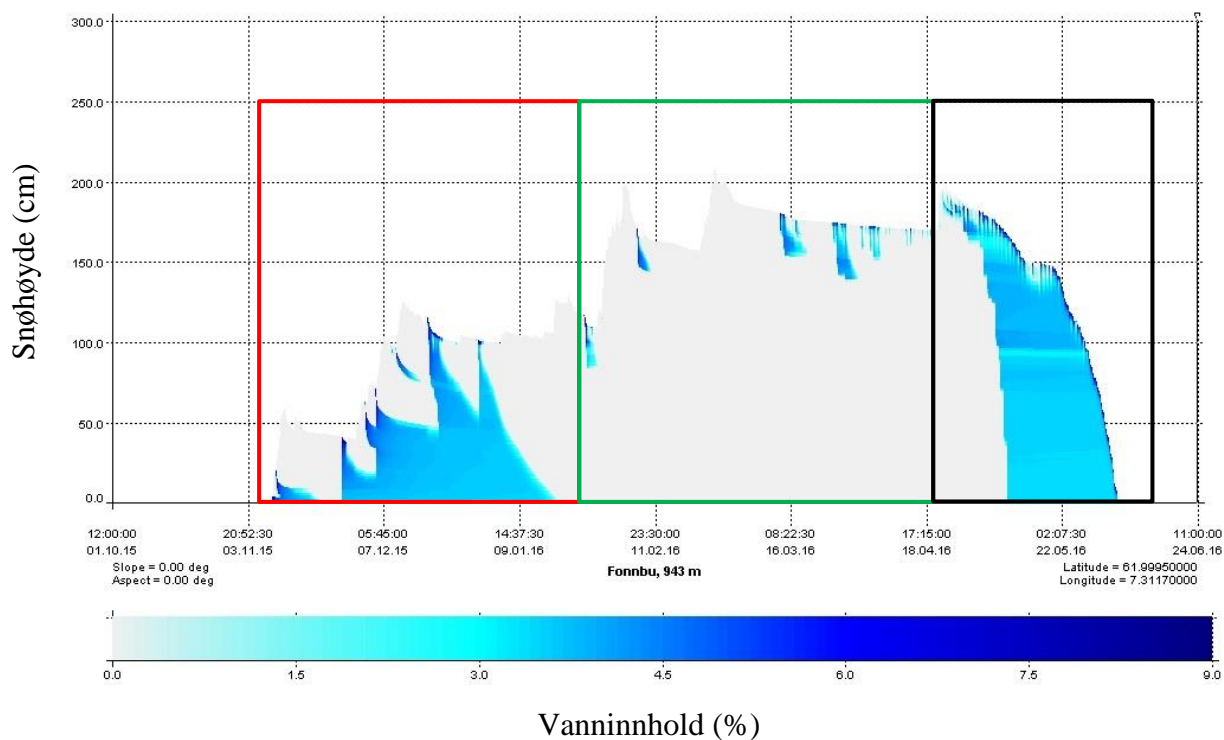
Tidspunktene for når de ulike modellene sier at snøen starter å bli våt er likt for de tre modellene, og de har med de samme hendelsene. Det er derimot stor forskjell mellom Neutral\_MO og de to andre modellene når det kommer til hvor dypt ned i snødekket snøen blir våt og hvor lenge snøen forblir våt. Ved noen av hendelsene blir snøen veldig raskt våt, spesielt for Neutral\_MO modellen.



Figur 52: Utvikling i snødekkets vanninnhold gjennom vinteren 2015/16 fra Neutral\_MO modellen. Rød boks markerer første, grønn andre og svart siste del av vinteren.



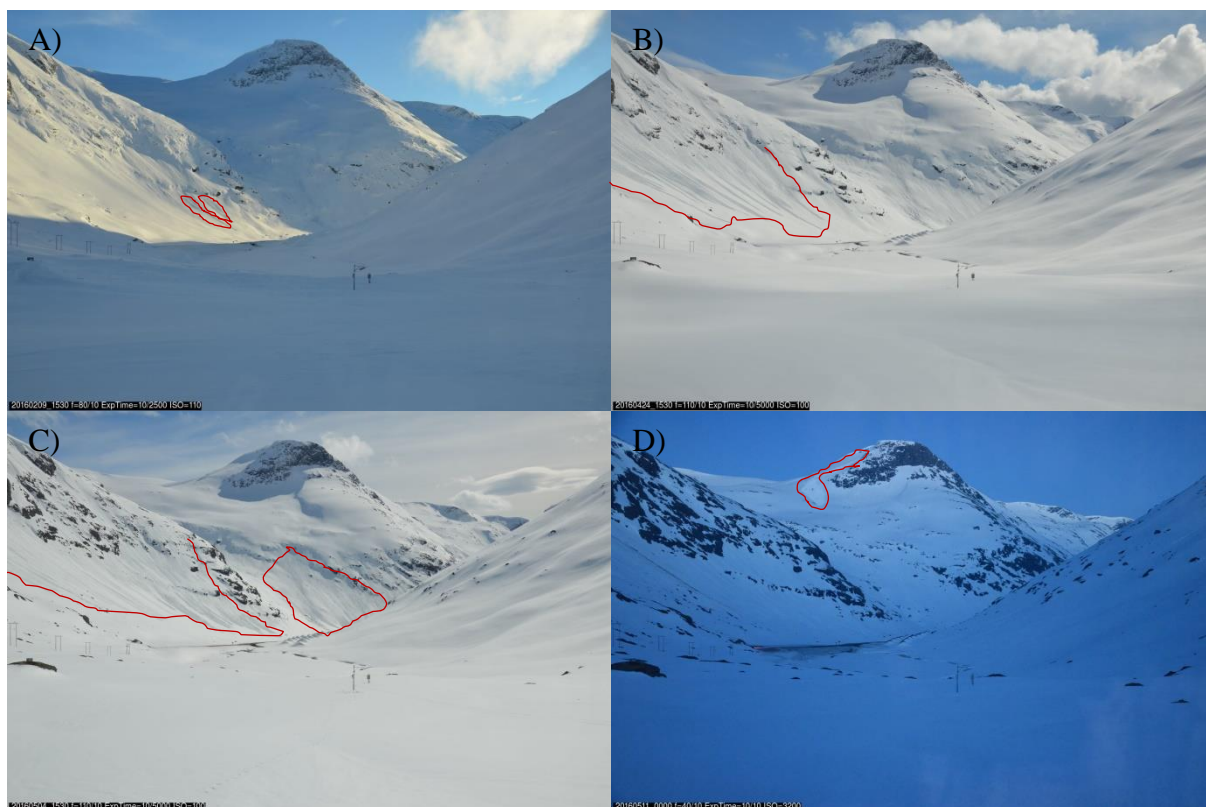
Figur 53: Utvikling i snødekkets vanninnhold gjennom vinteren 2015/16 fra Richardson modellen. Rød boks markerer første, grønn andre og svart siste del av vinteren.



Figur 54: Utvikling i snødekkets vanninnhold gjennom vinteren 2015/16 fra Monin-Obukhov modellen. Rød boks markerer første, grønn andre og svart siste del av vinteren.

### 6.2.5 Våtsnøskred observert på bilder fra Fonnbu

På Fonnbu er det et kamera som tar bilder av fjellside rundt stasjonen hver halvtime gjennom hele året. Ved å undersøke disse bildene kan man se når det går snøskred i området. På grunn av skiftede vær og lysforhold er det ofte vanskelig å vite det nøyaktige tidspunktet for skredhendene. Skredhendelsene er derfor kategorisert etter hvor stor usikkerhet det er med tanke på når skredet ble utløst. En rekke skred ble observert gjennom vinteren og ved de ulike skredhendelsene var det både forskjell i antall skred som gikk, og i størrelsen på skredene. En enkel klassifisering er derfor laget for å kunne gjøre en grov sortering av skredhendelsene basert på hvor mange og hvor store skred som har gått og usikkerhet i forhold til utløsningstidspunktet (Tabell 10). Størrelsen på skredene er ikke blitt målt, og inndelingen er kun basert på observasjonene fra bildene (Figur 55) og har derfor ingen sammenheng med andre definisjoner av skredstørrelser. De observerte skredhendelsene er samlet Tabell 11.



Figur 55: Et utvalg skredhendelser fra vinteren 15/16 som illustrerer variasjonen i antall skred og størrelsen på skredene og gir et bilde av inndelingen i Tabell 10. A) To små skred observert 7. februar. B) Mange middels store skred observert 23. april. C) Mange middels til store skred observert 3. mai. D) Ett stort skred (flak?) observert 10. mai.

Tabell 10: Klassifisering av skredhendelser basert på antall skred, størrelsen på skred og usikkerhet i forhold til tidspunkt for skredhendelsen.

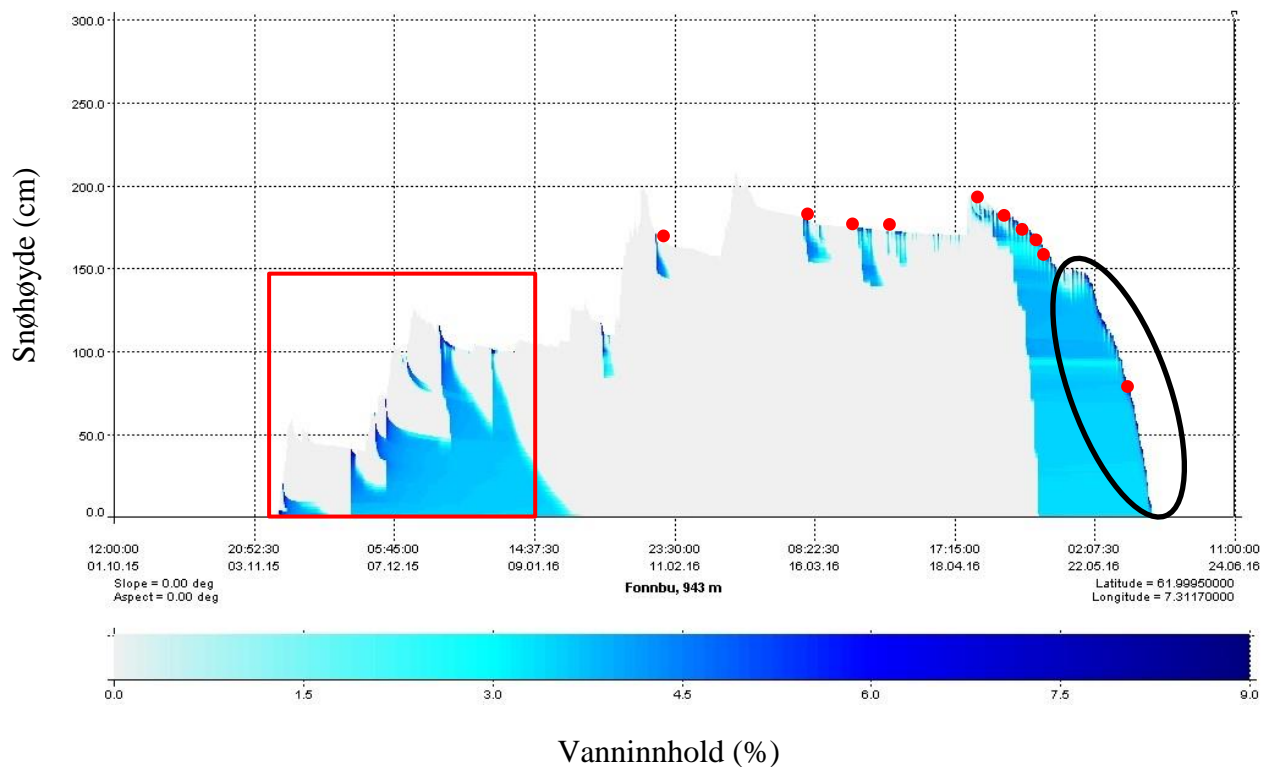
Kategori	1	2	3
Usikkerhet	Ingen	Under et døgn	Mer enn et døgn
Antall skred	< 5	5 - 10	> 10
Størrelse	Lite	Middels	Stort

Tabell 11: Oversikt over skredobservasjonene fra bildene tatt fra Fonnbu vinteren 15/16. Usikkerhet i forhold til utløsningstidspunkt, antall skred som ble utløst ved skredhendelsene og størrelsen på skredene er basert på klassifiseringen i Tabell 10.

Dato	Tidspunkt første skred	Usikkerhet	Antall skred	Størrelse
7. februar	13:00	3	1	1
14. mars	16:00	2	2	1
23. mars	13:00	2	1	1
25. mars	16:00	2	1	1
26. mars	11:00	2	1	1
31. mars	13:30	2	1	1
23. april	10:00	1	3	2
29. april	16:00	3	1	2
3. mai	18:30	3	3	2 – 3
8. mai	10:30	1	1	2
10. mai	08:00	1	1	3
29. mai	00:00	1	1	2

### 6.2.6 Modellresultater ved våtsnøskredhendelsene

Våtsnøskred utløses på grunn av at vanninnholdet i snøen øker. Det er derfor interessant å se om det er en sammenheng mellom når snøen ifølge Snowpack blir våt og tidspunktene det er observert skred på Fonnbu (Tabell 11). Første del av vinteren er det flere tilfeller der Snowpack indikerer vått snødekke uten at det er observert skred (Figur 56). Ved disse tilfellene er det imidlertid kommet forholdsvis lite snø, og fraværet av skred er derfor ikke unaturlig. Det er imidlertid andre tegn som tyder på at det stemmer at vanninnholdet i snødekket øker ved tidspunktene indikert av Snowpack. Blant annet åpner elven seg 27. november, noe som tyder på at snøen har smeltet ved dette tidspunktet (Figur 57). Fra første observerte skredhendelse 7. februar kan man derimot forvente en bedre sammenheng mellom vanninnholdet i modellen og skredhendelsene. For hvert av tidspunktene de observerte skredhendelsene starter, er derfor profil over vanninnholdet i snødekket hentet ut. Det er laget tre plott, basert på størrelsen på skredhendelsene etter antall og størrelse på skredene som har gått. Profiler er laget for Neutral\_MO og Monin-Obukhov modellene siden den ene virker å overestimere, mens den andre underestimerer vanninnholdet (Figur 58, Figur 59, Figur 60).

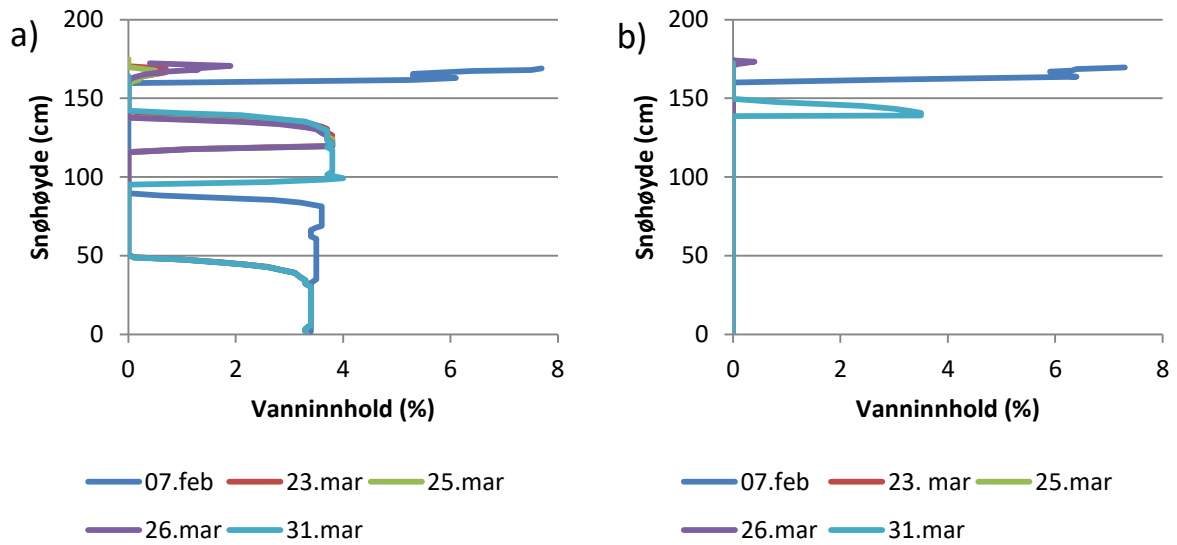


Figur 56: Modellert vanninnhold i snødekket gjennom vinteren 15/16. Plottet er fra Monin-Obukhov kjøringen. Den røde firkanten markerer første del av vinteren, der det modellerte snødekket flere ganger ble vått, uten at skred ble observert. De røde sirkelene markerer tidspunkt for de observerte skredhendelsene. Den svarte sirkelen markerer siste del av vinteren, da det er høyt vanninnhold i snødekket, men få skredhendelser.



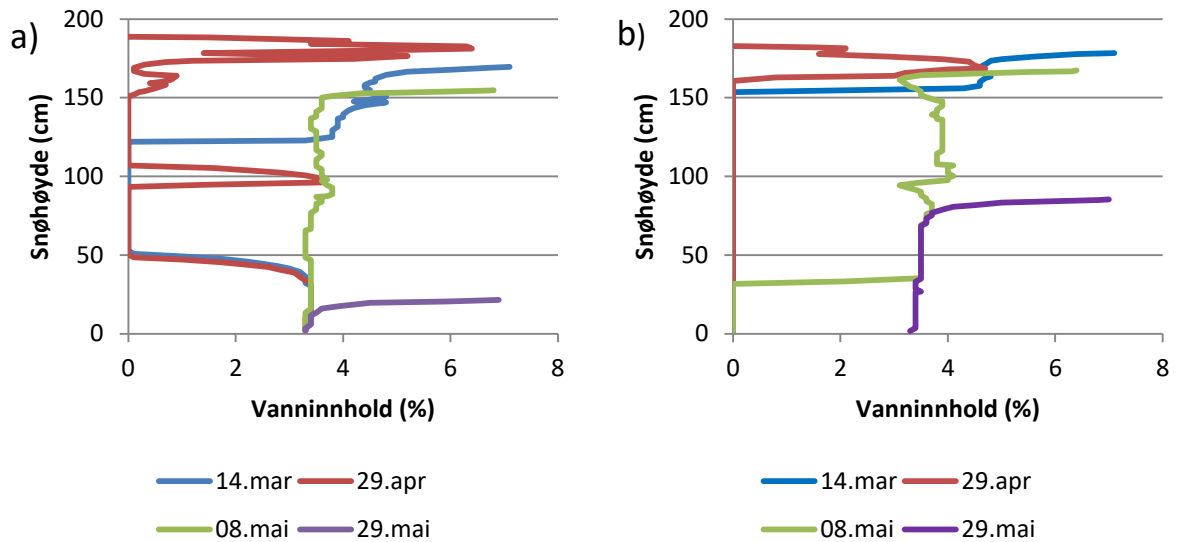
Figur 57: Bilde fra Fonnbu 27. november viser ingen tegn til skred, men elven er synlig noe som tyder på snøsmelting og økt vanninnhold i snødekket.

### Små skredhendelser



Figur 58: Modellert vanninnhold i snødekket ved små skredhendelser observert på Fonnbu for a) Neutral\_MO og b) Monin-Obukhov modellen. Snøhøyden varierer for de ulike skredhendelsene, og enden av grafene markerer overflaten til snødekket for hver av hendelsene.

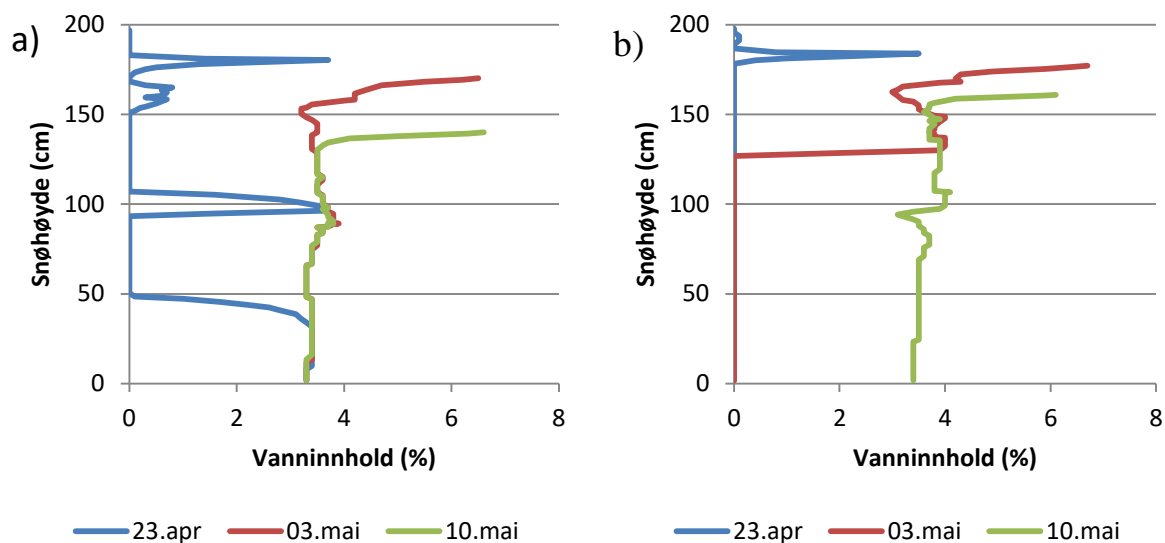
### Middels store skredhendelser



Figur 59: Modellert vanninnhold i snødekket ved middels store skredhendelser observert på Fonnbu for a) Neutral\_MO og b) Monin-Obukhov modellen. Snøhøyden varierer for de ulike skredhendelsene, og enden av grafene markerer overflaten til snødekket for hver av hendelsene.



## Store skredhendelser



Figur 60: Modellert vanninnhold i snødekket ved store skredhendelser observert på Fonnbu for a) Neutral\_MO og b) Monin-Obukhov modellen. Snøhøyden varierer for de ulike skredhendelsene, og enden av grafene markerer overflaten til snødekket for hver av hendelsene.

Det høyeste modellerte vanninnholdet i snødekket ved starten av de ulike skredhendelsene varierer fra 0 % på det minste, til 7,7 % på det meste (Tabell 12). Ved tre av skredhendelsene i mars, viser modellene at snødekket enten tørt, eller har veldig lavt vanninnhold. Disse skredhendelsene er blant de minste, og med unntak av skredet 7. februar, som har det høyeste vanninnholdet, er det ved de små skredhendelsene det er lavest vanninnhold og minst tykkelse på lagene med våt snø. De minste skredhendelsene finner også sted første del av vinteren. For de middels store skredhendelsene varierer vanninnholdet fra 4,7 % til 7,1 % og for de største fra 3,5 % til 6,7 % (Tabell 13). Det er også forskjeller mellom de to ulike kjøringene og Neutral\_MO har det høyeste maksimale vanninnholdet ved så godt som alle skredhendelsene (Tabell 12).

Tabell 12: Maksimalt modellert vanninnhold (MVI), tykkelse på vått snølag, med avstand til overflaten for det våte snølaget i parentes (TVL) fra Neutral\_MO (N\_MO) og Monin-Obukhov (M-O) modellen ved tidspunktene der det er observert skred på Fonnbu.

Tidspunkt	Størrelse	MVI		TVL	
		N_MO	M-O	N_MO	M-O
7. februar	Liten	7,7 %	7,3 %	7 cm	9,5 cm
14. mars	Middels	7,1 %	7,1 %	47 cm	23 cm
23. mars	Liten	0,7 %	0 %	9 cm (2 cm)	0 cm
25. mars	Liten	0,5 %	0 %	8 cm (5 cm)	0 cm
26. mars	Liten	1,9 %	0,4 %	9 cm	2 cm (1 cm)
31. mars	Liten	4,0 %	3,5 %	44 cm (25 cm)	8 cm (25 cm)
23. april	Stor	3,7 %	3,5 %	29 cm (16 cm)	14 cm (4 cm)
29. april	Middels	6,4 %	4,7 %	37 cm (1 cm)	20 cm (1cm)
3. mai	Stor	6,5 %	6,7 %	Hele snødekket	48 cm
8. mai	Middels	6,8 %	6,4 %	Hele snødekket	133 cm
10. mai	Stor	6,6 %	6,1 %	Hele snødekket	Hele snødekket
29. mai	Middels	6,9 %	7,0 %	Hele snødekket	Hele snødekket

Tabell 13: Oversikt over laveste, høyeste og gjennomsnittlig maksimale modellerte vanninnhold i snødekket ved de små, middels og store skredhendelsene. Resultater fra Neutral\_MO (N\_MO) og Monin-Obukhov (M-O) modellene.

Størrelse på skredhendelse	Små		Middels		Store	
	N_MO	M-O	N_MO	M-O	N_MO	M-O
Lavest vanninnhold	0,5 %	0 %	6,4 %	4,7 %	3,7 %	3,5 %
Høyest vanninnhold	7,7 %	7,3 %	7,1 %	7,1 %	6,6 %	6,7 %
Gj.snitt. vanninnhold	3,0 %	2,2 %	6,8 %	6,3 %	5,6 %	5,4 %

## 6.2.7 Værdata og energibalanse ved våtsnøskred

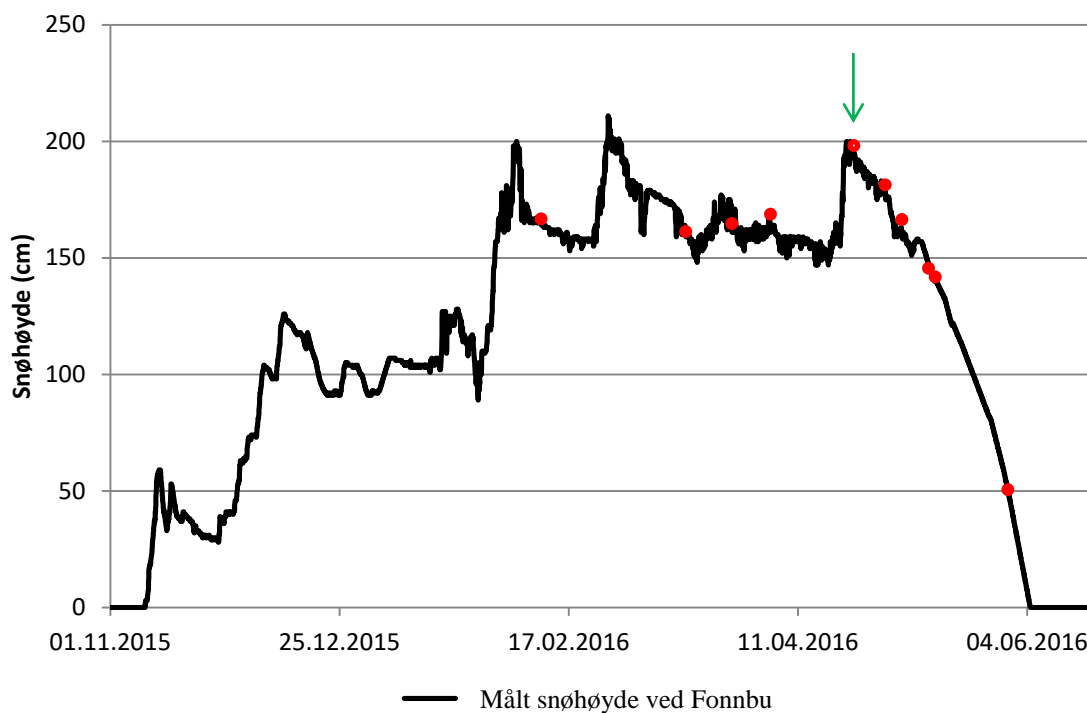
For å få en forståelse av årsakene bak våtsnøskredhendelsene er det interessant å se på utviklingen til vær- og energibalansparametrene i tiden rundt skredhendelsene, for å se om noe spesielt utmerker seg. I tillegg er det interessant å se hvor mye snø som har kommet og hvor høy lufttemperatur det har vært i forkant av skredhendelsene, ettersom dette er faktorer som ofte henger sammen med våtsnøskred. Funnene fra de ulike skredhendelsene er oppsummert i Tabell 14, mens det videre følger en grundigere gjennomgang av plotene for vær og energibalanse ved skredhendelsene (Figur 62 - Figur 67).

Tabell 14: Meteorologiske faktorer avgjørende for skredhendelsen, nedbør i forkant av skredet, gjennomsnittlig lufttemperatur siste døgn i forkant av skredet ( $TA_{\text{gjsnitt}}$ ), sum av gjennomsnittlig lufttemperatur siste tre døgn ( $3d TA_{\text{gjsnitt}}$ ) og manglende værdata for tidspunktene med observerte skred på Fonnbu.

Dato	Avgjørende meteorologisk faktor	Nedbør siste to døgn (mm)	$TA_{\text{gjsnitt}}$ (°C)	3d $TA_{\text{gjsnitt}}$ (°C)	Manglende værdata
7. februar	Positiv lufttemperatur Følbar varme	3,1	1,2	-3,3	Vind
14. mars	Høy relativ luftfuktighet Lavt energitap Positiv lufttemperatur	6,5	2,6	0,9	
23. mars	Netto kortbølget stråling Følbar varme	2,2	-5,5	-9,9	
25. mars	Netto kortbølget stråling	3,4	-1,5	-9,8	
26. mars	Følbar varme	3,7	1,5	-5,2	
31. mars		2,8	-5,1	-9,8	
23. april	Netto kortbølget stråling	---	-4,8	-10,2	Vind, Nedbør
29. april	Lavt energitap Netto kortbølget stråling	---	-0,3	-6,3	Vind, Nedbør
3. mai	Positiv lufttemperatur Netto kortbølget stråling Høy relativ luftfuktighet	---	1,7	8,0	Vind, Nedbør
8. mai	Positiv lufttemperatur Netto kortbølget stråling	---	7,0	17,9	Vind, nedbør
10. mai	Positiv lufttemperatur Netto kortbølget stråling	---	6,6	20,7	Vind, Nedbør
29. mai	Positiv lufttemperatur Netto kortbølget stråling Følbar varme	1,0	7,5	24,3	

Det er en rekke ulike faktorer som har vært avgjørende for våtsnøskredhendelsene denne vinteren. Første del av vinteren var det flere ulike årsaker bak skredene, fra høy lufttemperatur og følbar varme som gav høye innskudd til energibalansen, til overskyet vær som gav små

utslipp av energi fra snødekket. Utover sesongen blir netto kortbølget stråling en stadig mer avgjørende faktor, i tillegg til høy positiv lufttemperatur. Ved noen av skredhendelsene har det vært høy relativ luftfuktighet i forkant av skredhendelsen, men også under skredhendelsen. Det har vært positiv lufttemperatur i forkant av de fleste av skredhendelsene, men ikke alle, deriblant 23. april som var dagen da nest flest skred ble utløst. Hendelsene der temperaturen i forkant av skredhendelsene har vært høyest har kommet siste del av vinteren. I forkant av alle skredhendelsene hvor nedbørsdata har vært tilgjengelig har det kommet noe nedbør siste to døgn. Plottet over snøhøyden gjennom sesongen (Figur 61) illustrerer også dette, der flere av skredhendelsene inntreffer i etterkant av en økning i snøhøyden. Spesielt tydelig er dette for skredhendelsen 23. april (Figur 61).



Figur 61: Målt snøhøyde for vinteren 15/16 ved Fonnbu. De røde prikkene markerer tidspunkt for de observerte skredhendelsene. Den grønne pilen markerer skredhendelsen 23. april, som kommer like etter en betydelig økning av snøhøyden.

For å vise hvordan årsakene til de ulike skredhendelsene varierer følger en gjennomgang av vær og energibalanse beregnet med Monin-Obukhov modellen tilknyttet hendelsene. Skredhendelsene er sortert i tre grupper på bakgrunn av årsakene; høyt innskudd av energi til snødekket, lavt utslipp av energi fra snødekket og en kombinasjon av de to kategoriene.

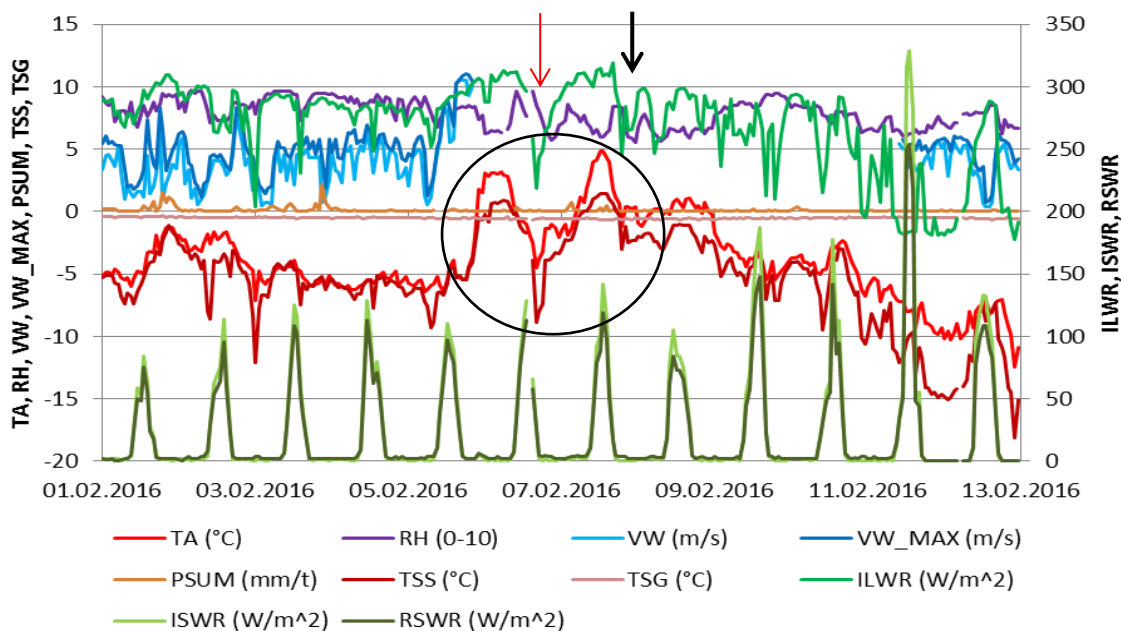
## Høyt innskudd av energi til snødekket

Skredhendelsene 7. februar (Figur 62 og Figur 63), 8. og 10. mai (Figur 64 og Figur 65) og 29. mai (Figur 66 og Figur 67), skyldes alle hovedsakelig at det er store positive innskudd av energi til snødekket. Dette skyldes hovedsakelig netto kortbølget stråling og følbare varme, og henger sammen med klarvær og positive lufttemperaturer.

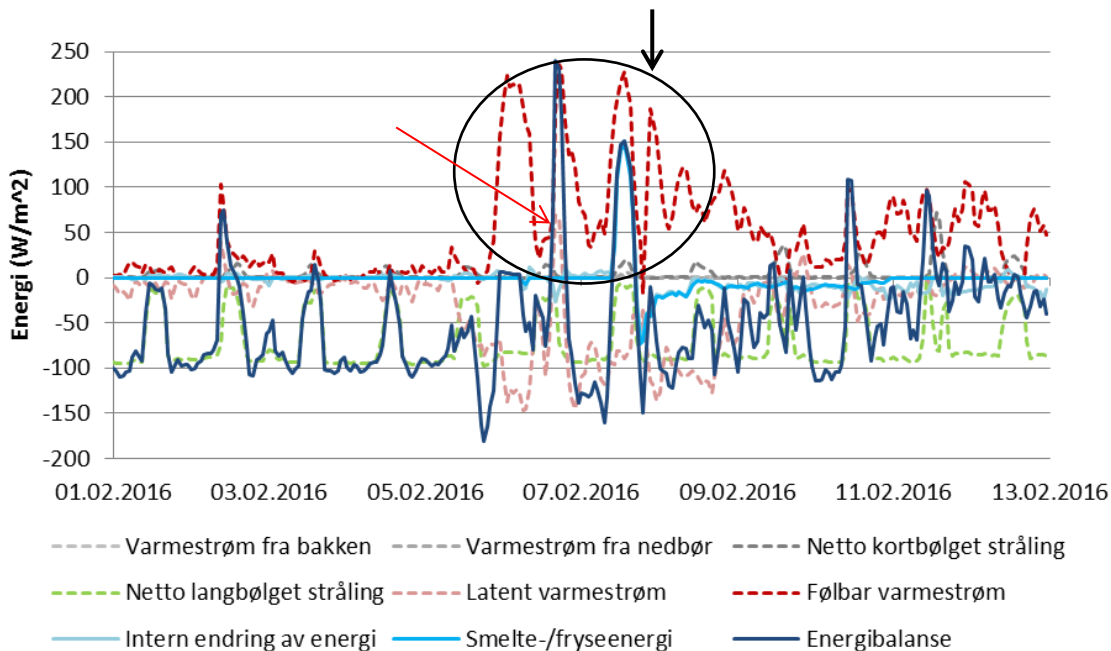
7. februar er høy følbare varme (Figur 63) og positive lufttemperaturer (Figur 62) på dagtid siste to dager før skredhendelsen avgjørende. Et positivt utslag i den latente varmen 6. februar (Figur 63) bidrar også til den positive energibalansen. Dette kan skyldes at vanndamp kondenserer på snøoverflaten, da det er et fall i relativ luftfuktighet kombinert med negativ snøoverflatetemperatur ved denne hendelsen (Figur 62).

Ved skredene 8. og 10. mai har det vært klarvær, høy lufttemperatur og høy netto kortbølget stråling i flere dager (Figur 64 og Figur 65). Det er den høye netto kortbølgede strålingen som utgjør majoriteten av den positive energibalansen. Smelte-/ fryseenergien følger grafen for energibalansen, noe som betyr at all energi som tilføres snødekket fører til at snøen smelter. Skredene går på morgenen og ikke når energibalansen er på sitt høyeste.

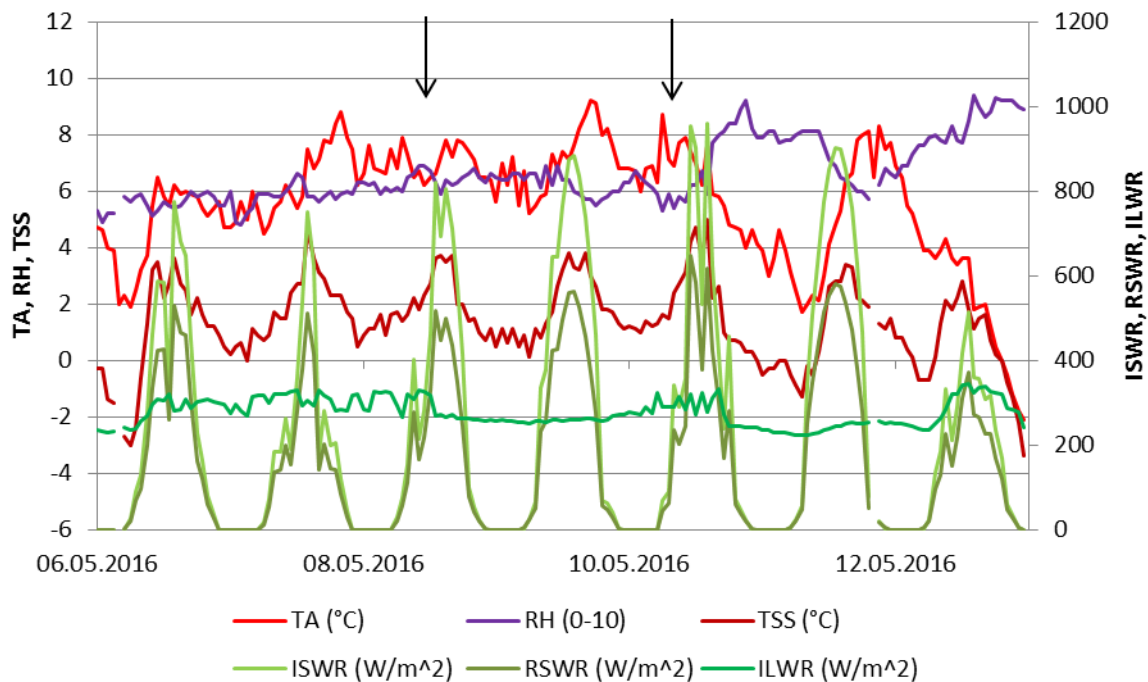
Ved skredhendelsen 29. mai er energibalansen positiv mer eller mindre døgnet rundt, og all energi går til smelting av snødekket (Figur 67). Det er høy netto kortbølget stråling og følbare varme som fører til den positive energibalansen. Den følbare varmen kan henge sammen med at det er mye vind og positiv lufttemperatur dagen før skredet går (Figur 66). I tillegg til disse faktorene har også temperatur på bakken høye positive utslag. Dette tyder på at det er lite snø igjen på bakken, slik at snøen ikke lenger skjermer bakken fra oppvarming av solinnstrålingen.



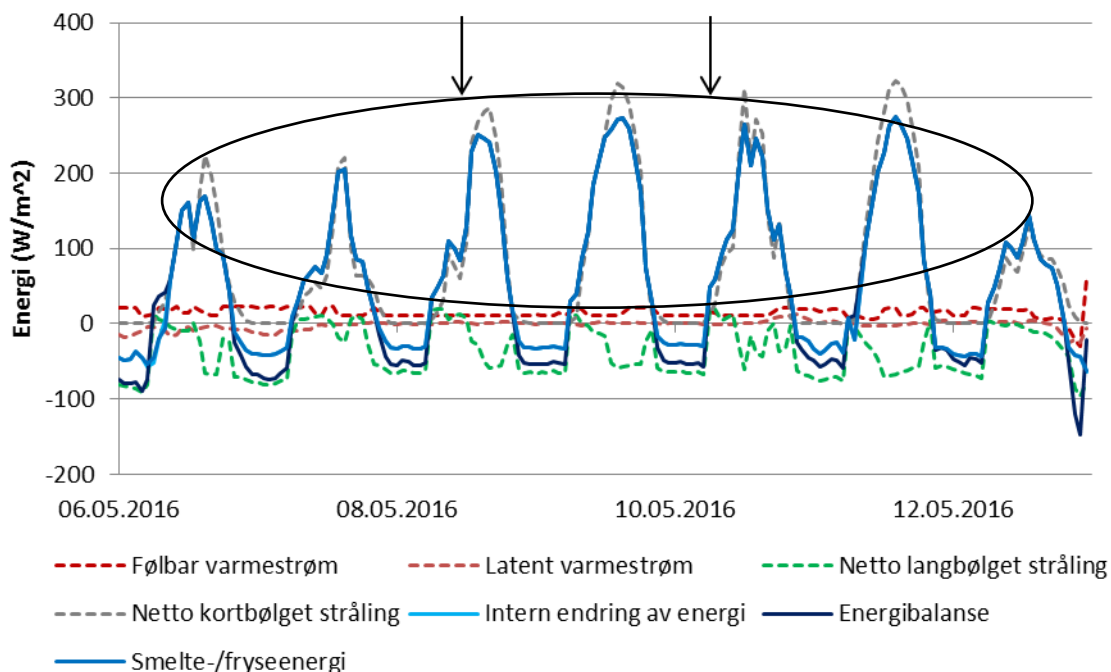
Figur 62: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 1. til 13. februar. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH), gjennomsnittlig (VW) og maksimal vindhastighet siste time (VW\_MAX), nedbør siste time (PSUM), temperatur på snøoverflaten (TSS) og bakketemperatur (TSG). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Den svarte pilen markerer tidspunktet da skredene gikk 7. februar. Den røde pilen markerer tidspunktet da det er fall i relativ luftfuktighet og negativ lufttemperatur, noe som kan ha ført til positivt utslag i latent varme.



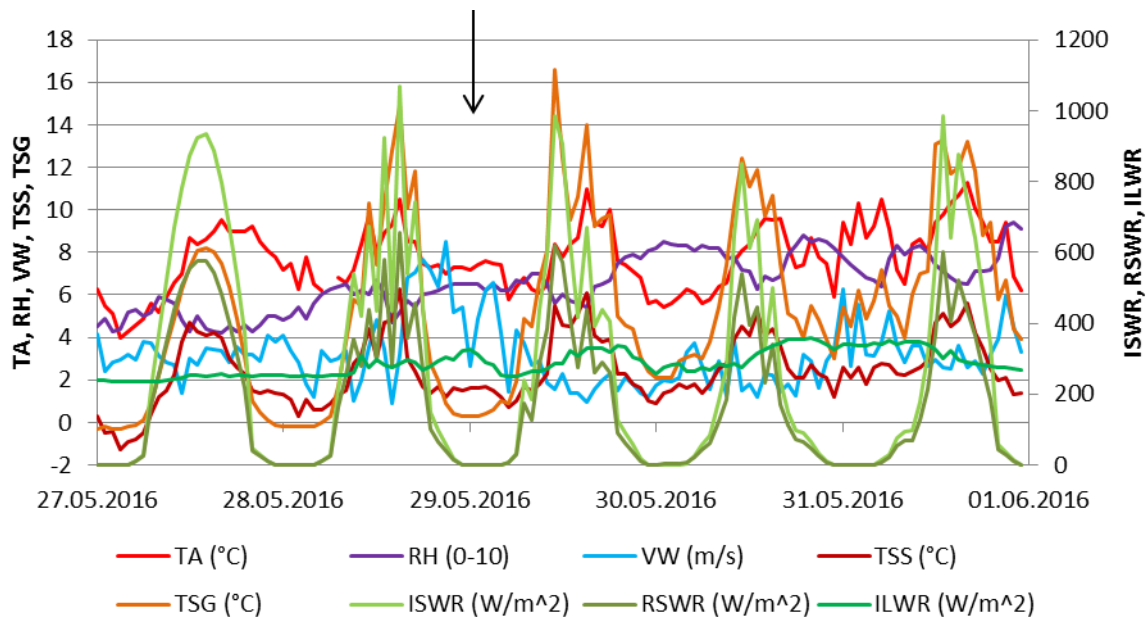
Figur 63: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 1. til 13. februar. Den svarte pilen markerer tidspunktet da skredene gikk 7. februar. Sirkelen markerer de høye utslagene i følbar varme. Den røde pilen markerer det positive utslaget i latent varme.



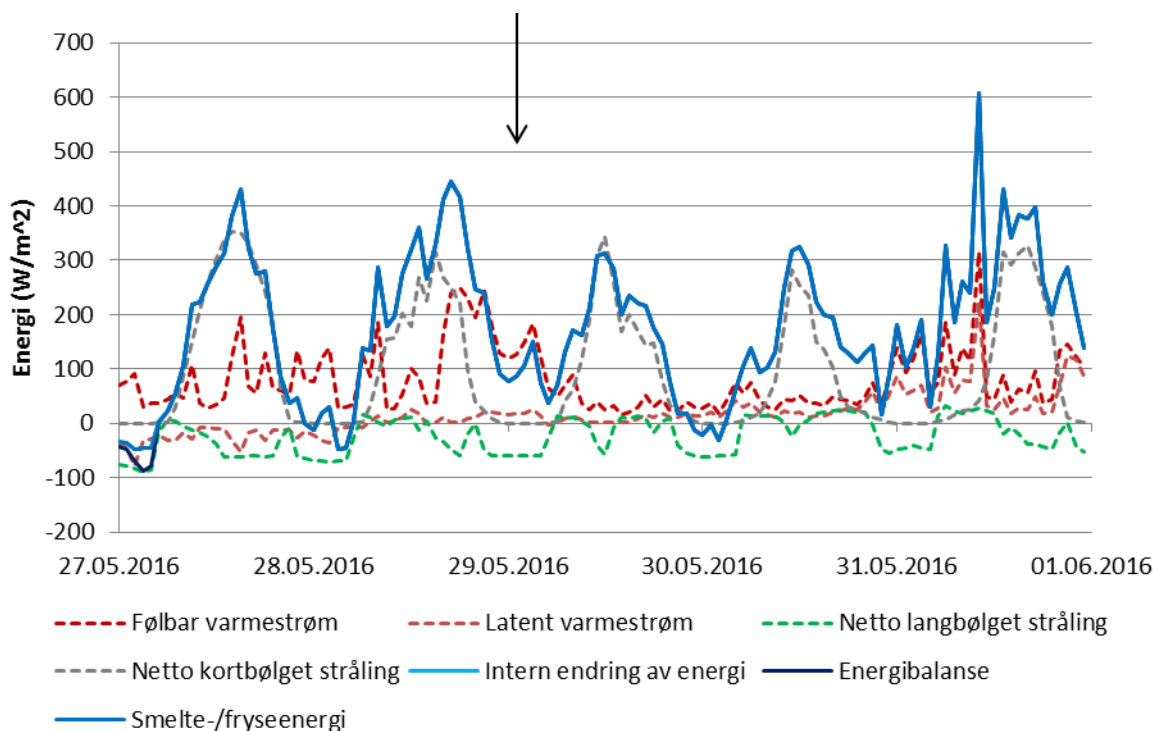
Figur 64: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 6. til 12. mai. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH) og temperatur på snøoverflaten (TSS). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. De to pilene markerer tidspunkt for skredhendelsene 8. og 10. mai.



Figur 65: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 6. til 12. mai. De to pilene markerer tidspunkt for skredhendelsene 8. og 10. mai. Sirkelen markerer toppene i netto kortbølget stråling som er årsaken til den positive energibalansen og utslagene i smelte-/fryseendrgi.



Figur 66: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 27. mai til 1. juni. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH), gjennomsnittlig vindhastighet (VW) temperatur på snøoverflaten (TSS) og bakketemperatur (TSG). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Pilen markerert tidspunkt for skredet 29. mai.



Figur 67: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 27. mai til 1. juni. Pilen markerert tidspunkt for skredet 29. mai.

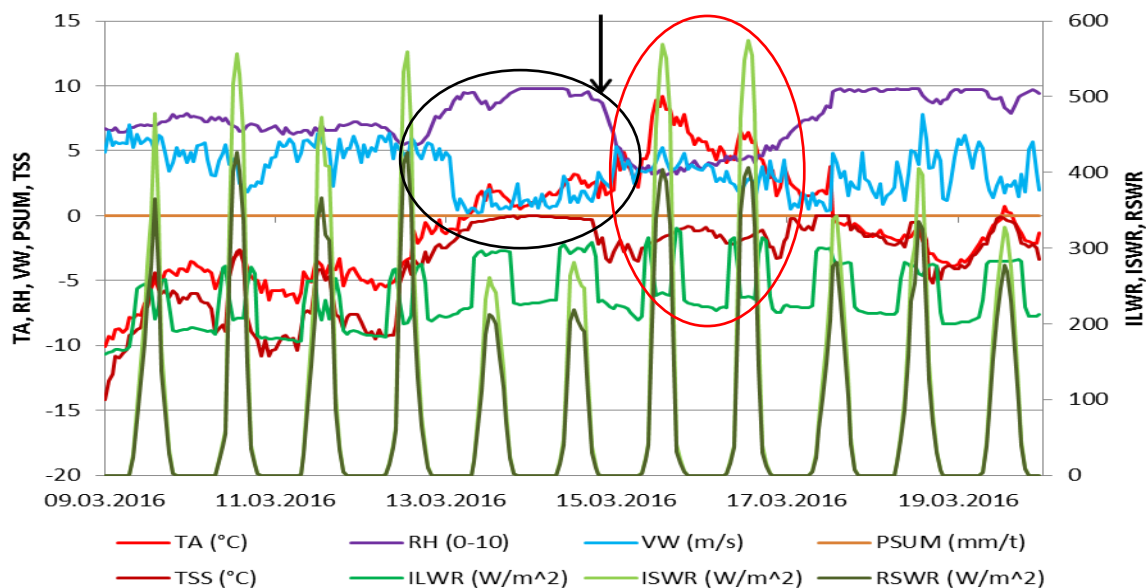


## Lavt utslipp av energi fra snødekket

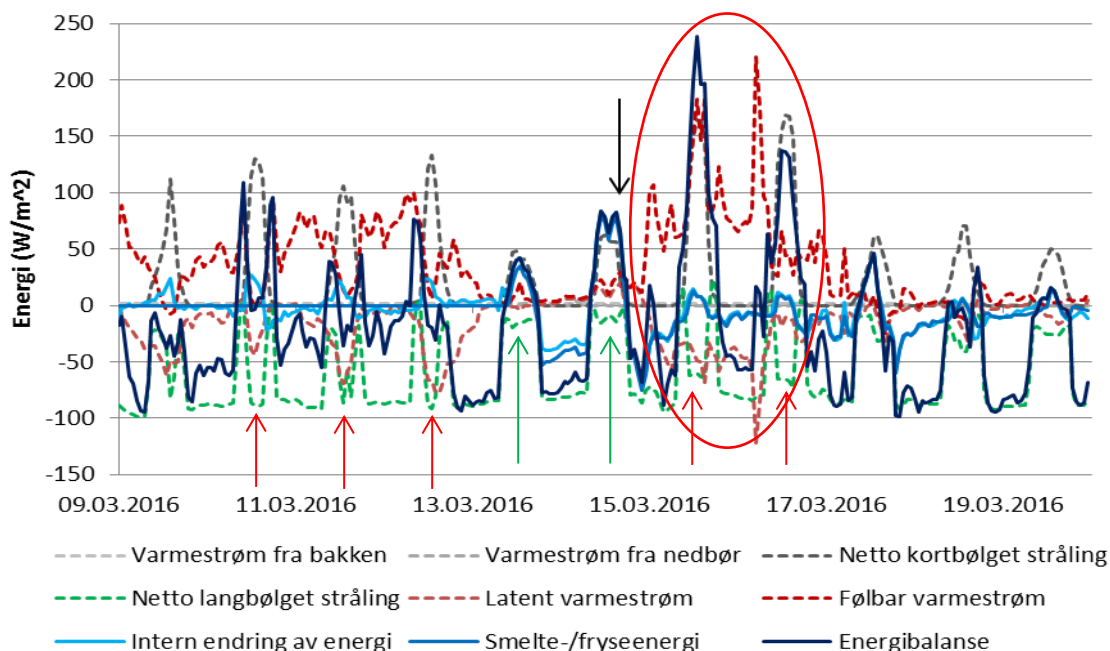
Skredhendelsen 14. mars skyldes i stor grad at det er lite utslipp av energi fra snødekket. De siste to dagene før skredhendelsen er det lite vind og høy relativ luftfuktighet (overskyet) (Figur 68). Samtidig er det positiv lufttemperatur og snøens overflatetemperatur stiger til smeltepunktet omtrent en dag i forveien. I forhold til dagene rundt, som har høy netto kortbølget stråling og høy følbare varme, er innskuddene av energi ved denne skredhendelsen små. Utslipp av energi, både fra langbølget stråling og latent varme, er derimot små (Figur 69). Dette gjør at energibalansen blir positiv til tross for at energitilførselen ikke er den største.

Like etter skredhendelsen skjer det et fall i luftfuktigheten og det blir klarvær. Dette fører til at lufttemperaturen stiger og er positiv både om dagen og natten, og det er høy netto kortbølget stråling og følbare varme. Dette er situasjoner som minner om forholdene rundt skredhendelsene forårsaket av høye energiinnskudd, og kan virke som en vel så typisk situasjon for en skredhendelse. Energibalansen er også mer positiv enn dagen skredet gikk. Imidlertid fører fallet i relativ luftfuktighet også til større utslipp av energi fra snødekket og snødekkets overflatetemperatur synker. Tap av energi er primært fra langbølget stråling og latent varme. Tapet av latent varme kan skyldes fordampning av smelte vann fra snøoverflaten, noe som er mulig på grunn av den høye lufttemperaturen. Smelte-/fryseenergien, og snødekkets interne endring av energi er også negativ store deler av denne perioden, noe som tyder på at snødekket er kaldere og at det ikke forekommer snøsmelting.

Denne skredhendelsen er et godt eksempel på hvordan snøsmelting og våtsnøskred kan ha ulike årsaker, og at det ikke nødvendigvis er tilfellene med høyest tilskudd av energi som er utslagsgivende.



Figur 68: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fønnebu i perioden 9. til 19. mars. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH), gjennomsnittlig vindhastighet siste time (VW), nedbør siste time (PSUM) og temperatur på snøoverflaten (TSS). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Pilen markerer starten for skredhendelsen 14. mars. Den svarte sirkelen markerer tiden i forkant av skredhendelsen med høy relativ luftfuktighet og lite vind. Den røde sirkelen markerer perioden etter skredet med økt lufttemperatur og stråling, men fall i relativ luftfuktighet og overflatetemperatur.



Figur 69: Oversikt over energibalansen, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 9. til 19. mars. Den svarte pila markerer starten på skredhendelsen 14. mars. De grønne pilene viser at det nærmest ikke er utslipp av langbølget stråling på dagtid før skredhendelsen, noe som er tilfelle i dagene før og etter, røde piler. Den røde sirkelen markerer perioden etter skredet med høy netto kortbølget stråling og følbare varme, men høyt tap av langbølget stråling og latent varme.

## Kombinasjon av høyt innskudd og lavt utslipp av energi

For mange av skredhendelsene er det vanskelig å plukke ut en bestemt årsak til at energibalansen har økt, snøen smeltet og videre ført til skred. Ofte er en kombinasjon av forholdsvis høy innputt av energi, kombinert med lavere utslipp enn ellers gjeldende.

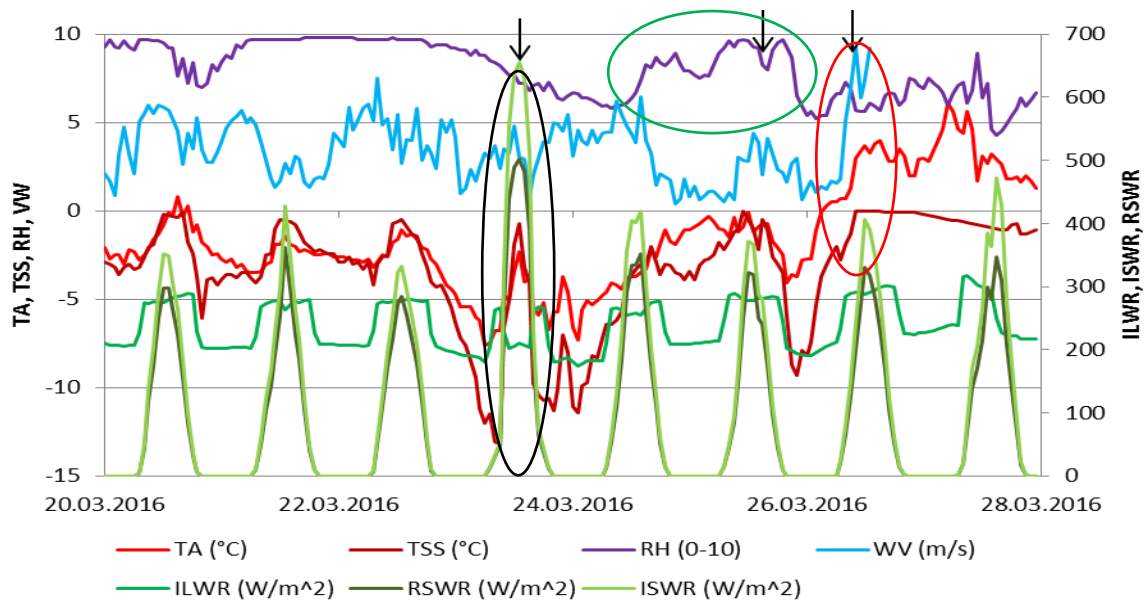
For skredhendelsene 23., 25. og 26. mars viser Snowpack simuleringene tørr snø eller svært lavt vanninnhold og indikerer ikke skred. Modellen viser også ulike forhold for vær (Figur 70) og energibalanse (Figur 71) tilknyttet de tre skredhendelsene. Ved skredene 23. og 26. mars er det høye innskudd av energi, fra henholdsvis kortbølget stråling og følbare varme. Det er også positiv lufttemperatur og mye vind 26. mars. Positiv smelteenergi ved hendelsene, kombinert med tap av latent varme tyder på snøsmelting. 25. mars er det derimot lite tilførsel av energi til snødekket. Det er imidlertid også lite utslipp av energi, noe som skyldes høy relativ luftfuktighet.

23. april forekommer skredhendelsen med nest flest skred (Figur 55, B). I forkant av skredhendelsen er det høy relativ luftfuktighet og lave luft- og snøoverflatetemperaturer (Figur 72). Like før utløsningen av det første skredet er det et fall i relativ luftfuktighet, og den netto kortbølgede strålingen øker kraftig. Strålingen gir et positivt bidrag til energibalansen, men samtidig er det tap av energi fra langbølget stråling og latent og følbare varme. Dette gjør at energibalansen kun i en kort periode er positiv, men smelte-/fryseenergien er positiv en lengere periode, så snøen smelter (Figur 73). Lufttemperaturen er negativ under hele skredhendelsen, mens snøoverflatetemperaturen er positiv en kort periode. Snøen smelter altså selv om lufttemperaturen og i stor grad snøoverflatetemperaturen er negativ. Dette kan forklares ved at den kortbølgede strålingen som blir absorbert av snødekket, ikke kun varmer opp snøens overflate, men også snøen litt dypere ned. Dette bekreftes av profilet for vanninnhold i snødekket 23. april (Figur 60), som viser at snøen er tørr på overflaten, men at vanninnholdet starter å øke ved et par centimeters dyp, og har et maksnivå enda litt dypere i snødekket.

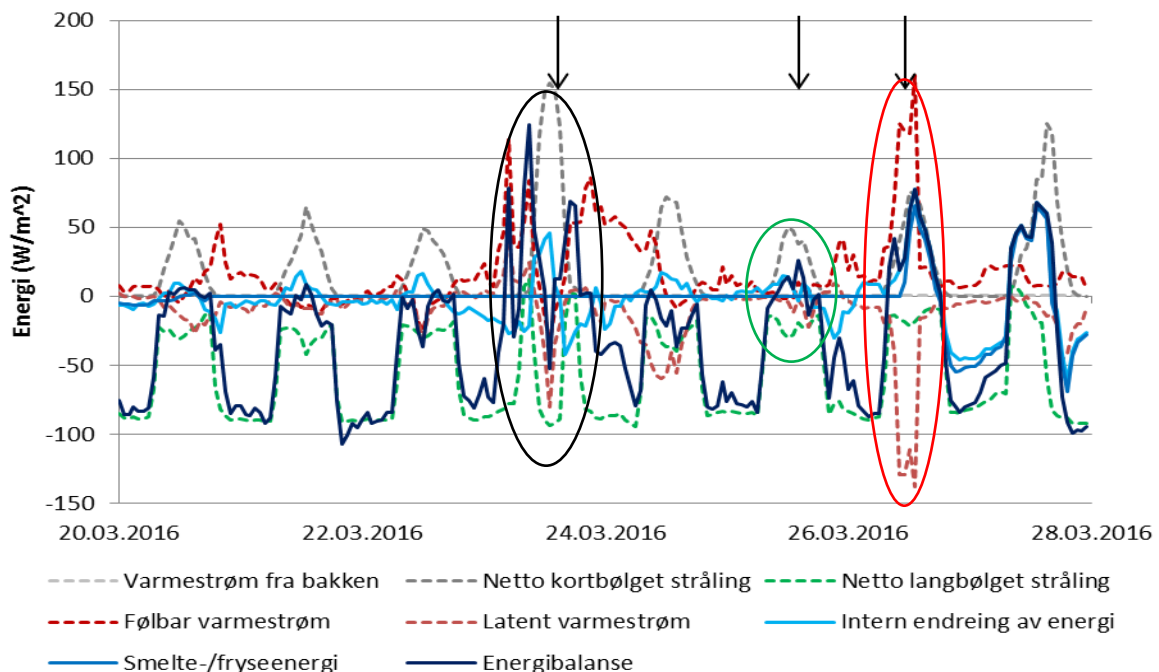
Ved skredhendelsen 29. april er energibalansen og smelteenergien lavere enn de to foregående dagene og skyldes primært netto kortbølget stråling (Figur 75). Det er høy relativ luftfuktighet (Figur 74) i forkant av skredhendelsen og lavere utslipp av langbølget stråling enn dagene før.

Skredhendelsen 3. mai er hendelsen der det utløses flest skred (Figur 55, C). I forkant av hendelsen har det vært et par dager med sammenhengende positiv luft- og

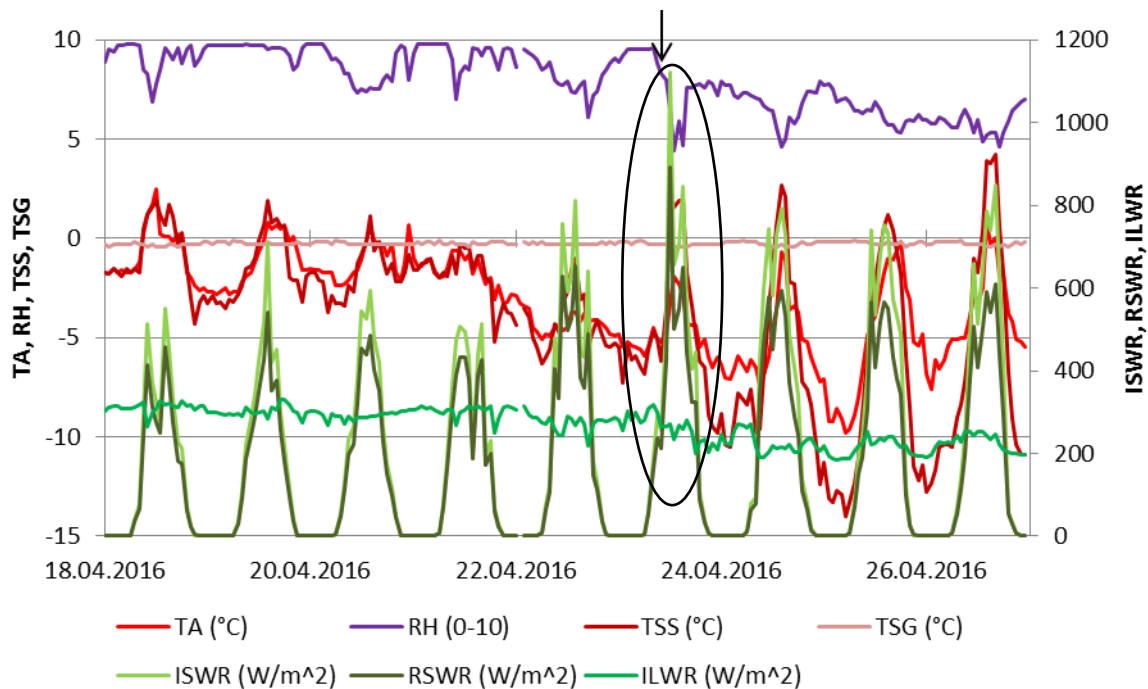
snøoverflatetemperatur (Figur 76). På dagtid før skredet går er den relative luftfuktigheten høy, og dette fører til lite utslipp av energi fra snødekket (Figur 77). Den positive energibalansen skyldes først og fremst innputt av kortbølget stråling, men også lavt tap av energi sammenlignet med et par tidligere, da netto kortbølget stråling var høyere enn ved skredhendelsen. Smelte-/fryseenergien ved skredhendelsen er lik energibalansen, noe som tyder på at hele snødekket er varmet opp slik at all energi kan brukes til å smelte snøen.



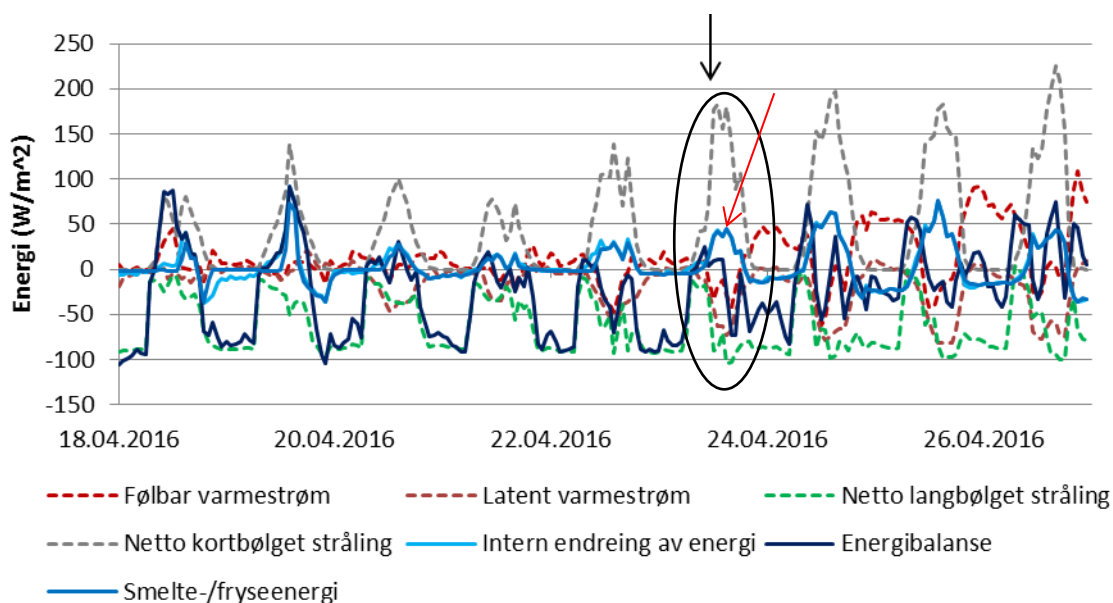
Figur 70: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 20. til 28. mars. Parametrene som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH), gjennomsnittlig vindhastighet siste time (VW) og temperatur på snøoverflaten (TSS). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. De svarte pilene markerer skredhendelsene. Svart sirkel markerer høyt utslag i kortbølget stråling 23. mars. Grønn sirkel markerer periode med høy relativ luftfuktighet i forkant av skred 25. mars. Rød sirkel markerer økende luft- og snøoverflatetemperatur, i tillegg til vindhastighet 26. mars.



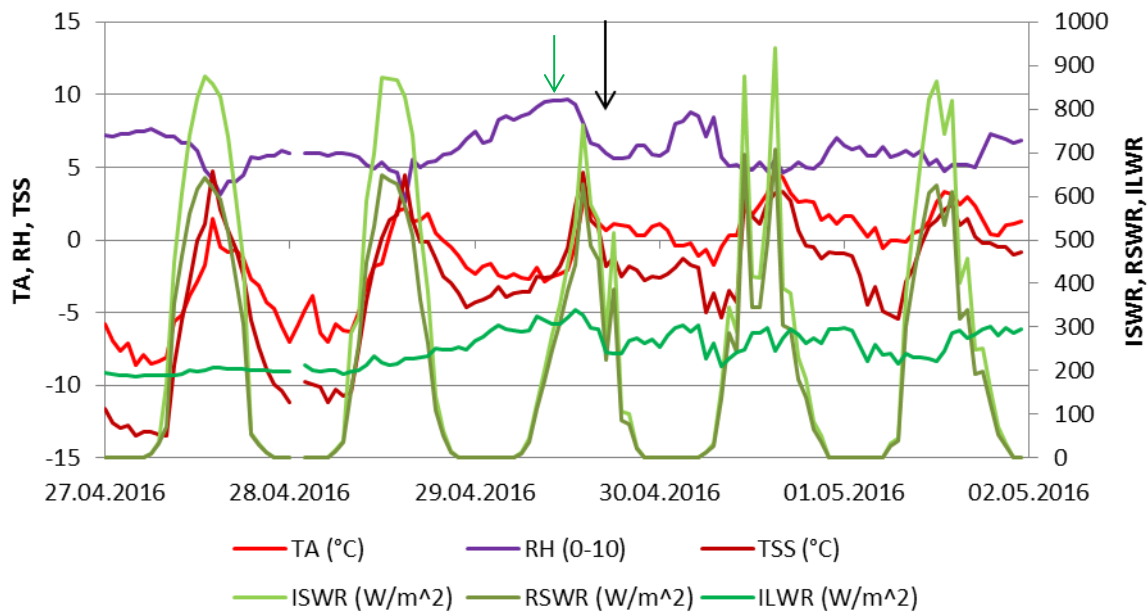
Figur 71: Oversikt over energibalansen, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parametrene som inngår i energibalansen for perioden 20. til 28. mars. Pilene markerer skredhendelsene. Svart sirkel markerer høyt netto ståling og tap av latent varme 23. mars. Grønn sirkel markerer små utslag i energi 25. mars. Rød sirkel markerer høy følbare varme, og høyt tap av latent varme 26. mars.



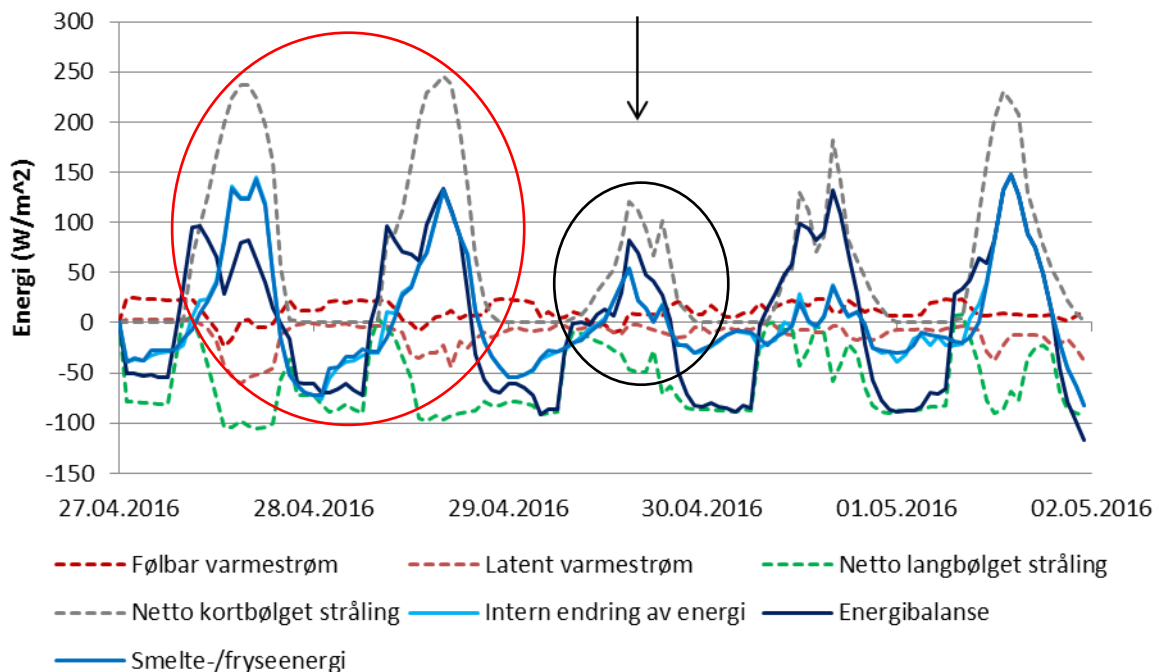
Figur 72: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fønnebu i perioden 18. til 26. april. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH), temperatur på snøoverflaten (TSS) og bakketemperatur (TSG). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Pilen markerer tidspunkt for første av mange skred utløst 23. april. Den svarte sirkelen markerer perioden med fall i relativ luftfuktighet og økende stråling, i tillegg til negativ lufttemperatur.



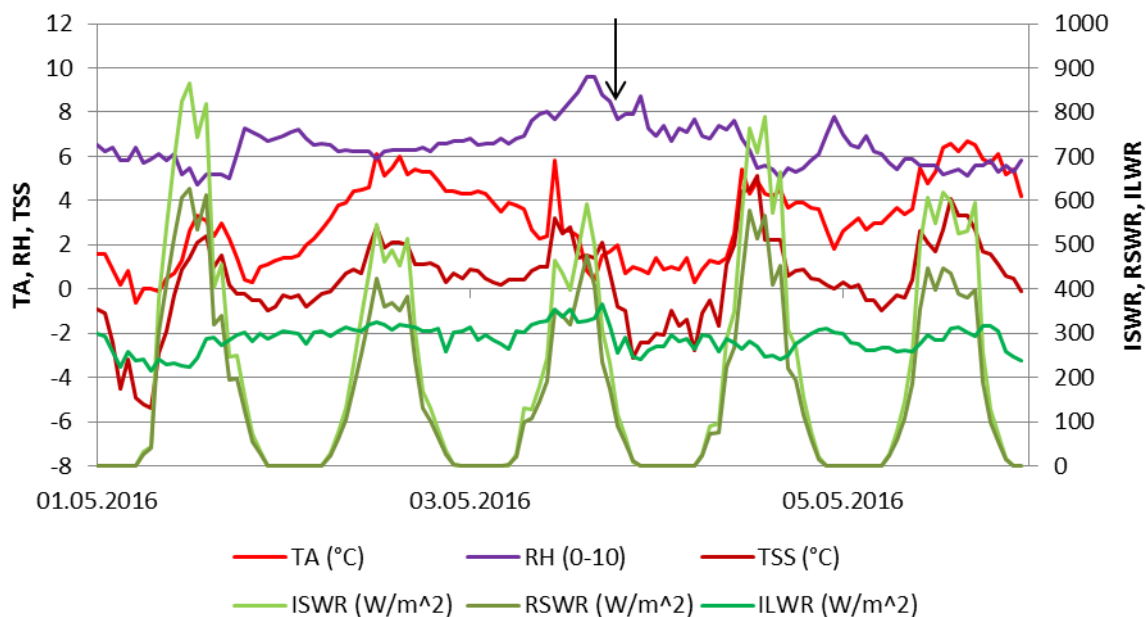
Figur 73: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 18. til 26. april. Pilen markerer starten på skredhendelsen 23. april. Sirkelen markerer perioden med høy netto kortbølget stråling, men også tap av energi fra langbølget stråling og latent varme. I tillegg vises lav, tidvis negativ, energibalanse, men positiv smelteenergi, markert med rød pil.



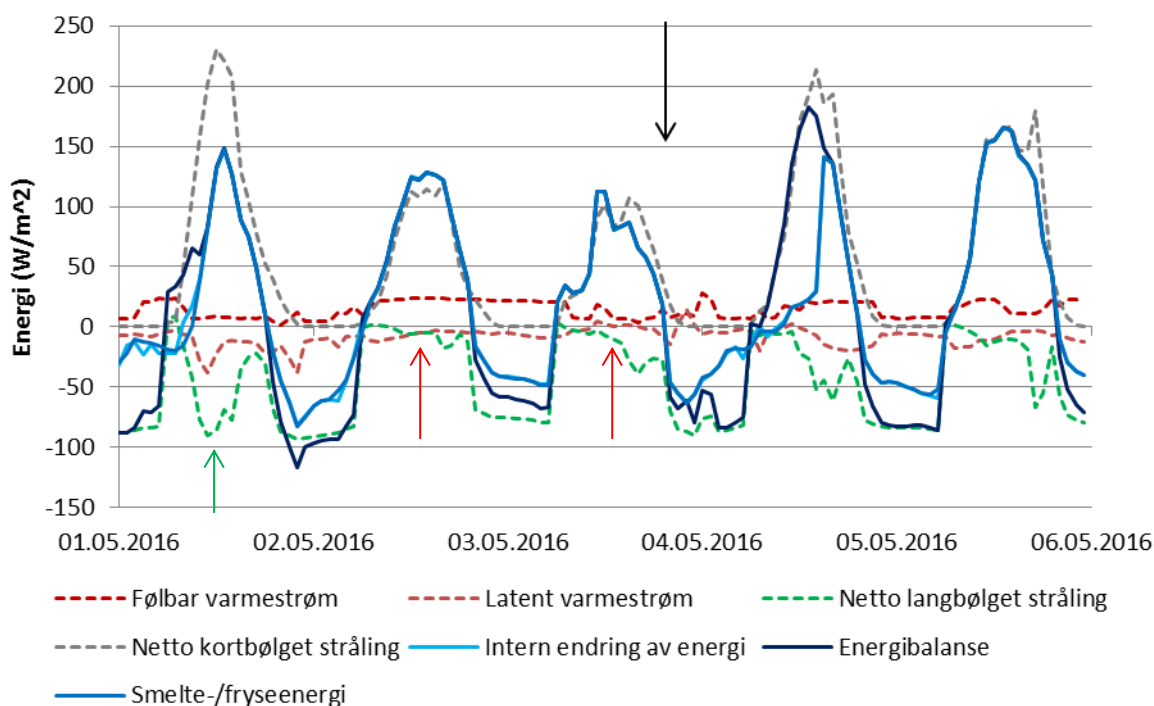
Figur 74: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 27. april til 2. mai. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH) og temperatur på snøoverflaten (TSS). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Den svarte pilen markerer skredhendelsen 29. april. Den grønne pilen markerer høy relativ luftfuktighet i forkant av skredet.



Figur 75: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 27. april til 2. mai. Pilen markerer skredhendelsen 29. april. Den svarte sirkelen markerer dagen skredet gikk, med lavere positiv energibalanse, netto kortbølget stråling og mindre tap av langbølget stråling, enn dagene før, rød sirkel.



Figur 76: Oversikt over inputdata for snødekkesimuleringen ved Fonnbu i perioden 1. til 5. mai. Parameterne som er plottet mot primæraksen er lufttemperatur (TA), relativ luftfuktighet (RH) og temperatur på snøoverflaten (TSS). Innkommende langbølget stråling (ILWR) og innkommende (ISWR) og reflektert kortbølget stråling (RSWR) er plottet mot sekundæraksen. Den svarte pilen markerer starten på skredhendelsen 3. mai.



Figur 77: Oversikt over energibalanse, smelte-/fryseenergi og intern endring av energi i snødekket, i tillegg til alle parameterne som inngår i energibalansen for perioden 1. til 6. mai. Den svarte pilen markerer starten på skredhendelsen 3. mai. De røde pilene markerer lavt tap av energi på dagen, sammenlignet med to dager tidligere.



# 7 Diskusjon

## 7.1 Snowpacks reproduksjon av målte snøprofiler

For å vurdere hvor godt Snowpack simuleringene reproducerer snøpakken ved Finse og Fonnbu, må de modellerte resultatene sammenlignes med observasjoner av den reelle snøpakken. Observasjoner fra tre feltarbeid for hvert av feltområdene, i tillegg til snøhøyde som er målt kontinuerlig gjennom sesongen danner grunnlaget for vurderingen.

### 7.1.1 Snøhøyde

#### Finse

På Finse er det gjennom vinteren noen tilfeller med korte, men store avvik mellom de modellerte og den målte snøhøyden. I tillegg avtar de modellerte snøhøydene langt raskere enn den målte fra mai og frem til det blir bart (Figur 41). Snøhøyden avtar raskest med Neutral\_MO modellen, men også de to øvrige modellene gir for stor snøsmelting.

Ved tilfellene der snøhøyden avtar raskere i modellen enn det som er målt, er det naturlig å tenke at energibalansen vil vise høye positive verdier. Dette er imidlertid ikke tilfelle ved flere av hendelsene, spesielt frem til mai. Det energibalansen derimot viser er flere tilfeller som indikerer høye tap av energi fra snødekket, spesielt for Monin-Obukhov modellen, men også tidvis for Richardson modellen (Figur 42). De høye tapene av energi skyldes hovedsakelig latent (Figur 43), men også noe følbare varme (Figur 44). Tap av latent varme skjer normalt ved faseoverganger som snøsmelting og kan derfor knyttes opp mot reduksjonen av snøhøyden. På det meste tilsier modellen et tap på  $-50000 \text{ W/m}^2$  i løpet av en time. Dette tilsvarer en snøsmelting på ca. 70 cm basert på beregninger fra DeWalle og Rango (2008). I så måte samsvarer tapet av energi fra latent varme og reduksjonen av snøhøyde greit. Det er uansett mange ting som ikke stemmer ved disse hendelsene, først og fremst fravær av energi som kan smelte snøen i utgangspunktet slik at den latente varmen kan frigjøres. Det er ikke beregnet at energimengder tilsvarende så store snøsmeltinger er tilført snødekket for noen av modellene første del av vinteren. Det er derfor uvisst hva som fører til de store avvikene mellom den modellerte og målte snøhøyden. Temperaturdata i forbindelse med hendelsene viser at snøoverflatetemperaturen er nådd smeltepunktet, noe som er naturlig ved snøsmelting

(Figur 24). Det betyr også at modellene starter å bruke Neuman grensebetingelse (Ligning 3) istedenfor Dirichlet (Ligning 4), som brukes ved lavere temperatur enn  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Kapittel 3.6.2), til å beregne energiutvekslingen mellom snødekket og atmosfæren. Ved disse betingelsene er langbølget stråling en av inputtparameterne og denne er ikke målt på Finse, men beregnet ut fra snødekkets overflatetemperatur. Trolig kan dette være med på å forklare modellenes utfordringer knyttet til snøsmeltingen, og det virker derfor som at målinger av langbølget stråling er nødvendig for å få gode simuleringer.

Fraværet av langbølget stråling kan også være med å forklare hvorfor modellene smelter snøen så raskt i mai. I denne perioden har også energibalansen høye positive verdier, noe som spesielt gjelder Neutral\_MO modellen som smelter snøen raskest og stemmer dårligst med den målte snøhøyden.

## Fonnbu

På Fonnbu stemmer stort sett den målte snøhøyden med snøhøyden fra modellene, men det er noen unntak (Figur 49). I periodene der det er avvik, gir Monin-Obukhov og Richardson modellene gjennomgående en høyere snøhøyde enn det som er målt, og snøhøyden varierer mindre enn det som er observert. Det ser ut til at snøen smelter saktere i modellene enn det som faktisk skjer. Snøhøyden modellert med Neutral\_MO modellen stemmer bedre overens med den målte snøhøyden frem til snøsmeltingen starter, og følger i større grad endringene i snøhøyde enn de øvrige modellene. Energibalansen (Figur 50) beregnet av de tre modellene viser at Neutral\_MO modellen gir den mest positive energibalansen, mens energibalansen for de to andre modellene har små utslag gjennom store deler av vinteren.

Siste del av vinteren (Figur 49) forekommer de største avvikene mellom de modellerte snøhøydene og den målte. I denne perioden fortsetter Monin-Obukhov og Richardson modellene å overestimere snøhøyden, mens den underestimeres av Neutral\_MO modellen. Spesielt i en kortere periode mellom 11. og 18. mai, reduseres den målte snøhøyden langt raskere enn i modellene. Energibalansen viser små utslag disse dagene for alle modellene, derfor virker det unaturlig at snøen smelter slik som den målte snøhøyden indikerer. En forklaring på dette kan stamme fra redigeringen av snøhøydemålingene fra Fonnbu (Figur 35). For den gjeldende perioden er det en del støy i det opprinnelige datasettet og den redigerte snøhøyden er satt som et tilnærmet gjennomsnitt av målingene. Den maksimale snøhøyden fra det opprinnelige datasettet ser derimot ut til å følge resultatene fra spesielt

Monin-Obukhov og Richardson modellene bedre for denne perioden. Det er derfor mulig at en feilvurdering ved redigeringen av snøhøyden er årsak til forskjellene mellom målt og modellert snøhøyde i akkurat dette tilfellet.

Basert på disse vurderingene virker Neutral\_MO modellen å gi de beste resultatene i forhold til snøhøyden frem til mai. Fra mai og frem til det blir bart gir Monin-Obukhov modellen best resultater, spesielt med tanke på usikkerheten rundt den målte snødybden deler av denne perioden. Det blir i tillegg bart på samme tidspunkt for det målte snødekket og Monin-Obukhov modellen, mens spesielt Neutral\_MO modellen smelter snøen for raskt (Figur 49).

## 7.1.2 Temperatur og vanninnhold

### Finse

Sammenligningen med temperatur og vanninnhold i snøprofiler fra Finse, viser at den modellerte temperaturen og vanninnholdet i snødekket stemmer i liten grad med observasjonene (Figur 38, Figur 39 og Figur 40). I alle modellene stiger temperaturen for raskt nedover i snødekket. Dette fører også til for høyt vanninnhold når modellen indikerer at snødekkets temperatur har nådd smeltepunktet, mens snøen i virkeligheten er langt kaldere og tørr. Det er også små forskjeller i resultatene for de ulike modellkjøringene, og ingen av modellene gav tilfredsstillende resultater. En faktor som kan ha ført til forskjellene mellom modellresultatene og den faktiske situasjonen, spesielt for temperaturen langt nede i snødekket, er at snøhøyden der snøprofilene ble gravd, er betydelig lavere enn ved målestasjonen (Tabell 8). Det er uansett lite trolig at effekten av dette alene står bak de store forskjellene.

### Fonnbu

For simuleringene av snødekket på Fonnbu, er Snowpacks reproduksjon av temperatur og vanninnhold ved tidspunktene det ble gravd snøprofiler forholdsvis bra, men resultatene varierer litt mellom de ulike modellene (Figur 46, Figur 47 og Figur 48). Monin-Obukhov og Richardson modellene har veldig like resultater og resultatene fra disse simuleringene stemmer best med observasjonene for temperatur og vanninnhold i snødekket. De to modellene gir litt lavere temperaturer i snødekket enn det som er observert, noe som også kan gjelde for vanninnholdet i snødekket. Neutral\_MO modellen gir høyere temperatur i

snødekket enn de andre modellene. Profil over temperatur og vanninnhold fra 8. mars (Figur 46) viser også at modellen gir høyere temperatur i snødekket enn det som er observert, noe som også fører til at modellen indikerer at nedre del av snødekket er vått.

Resultatene for Monin-Obukhov og Richardson modellene, som indikerer at den modellerte temperaturen i snødekket er litt lav, kan stemme godt med at modellene smelter snødekket for sakte. Det samme gjelder Neutral\_MO modellen som smelter snøen for raskt siste del av vinteren. Til tross for at ingen av modellkjøringene gir helt like resultater for temperatur og vanninnhold som feltobservasjonene viser, er ikke forskjellene veldig store. Basert på at Neutral\_MO modellen ser ut til å overestimere, mens de øvrige modellene underestimerer temperaturen og vanninnholdet, gir dette en indikasjon på at forholdene i snødekket ligger innenfor disse resultatene. Med alle resultatene tatt i betraktning virker Monin-Obukhov simuleringen å ligge tettest opp mot den virkelige situasjonen. Det at modellen trolig gir litt for lav temperatur og vanninnhold kan derimot være problematisk om en slik simulering skal brukes i skredvarsling, da det er grunn til å tro at den vil kunne underestimere vanninnholdet og derfor indikere et tryggere og mer stabilt snødekke enn det som er tilfelle. I så måte vil Neutral\_MO simuleringen, som virker å overestimere vanninnholdet, kunne ha større sannsynlighet for å indikere skredfare ved skredhendelser, men da også med fare for å varsle skred oftere enn det faktisk forekommer.

### **7.1.3 Oppsummert, Fonnbu vs. Finse**

Valideringen av snødekkesimuleringene for Finse og Fonnbu viser at det er stor forskjell på hvor gode resultater som er oppnådd for de to lokalitetene. Simuleringene for Fonnbu har gitt resultater som stemmer godt med observasjonene fra felt, mens det ikke ble oppnådd tilfredsstillende resultater for snødekkesimuleringene ved Finse. Årsaken til dette er sannsynligvis forskjellene i inputtdata brukt i simuleringene (Tabell 5 og Tabell 6). På Fonnbu er alle parametere som er nødvendige for å kjøre simuleringer med Snowpack tilgjengelige gjennom hele sesongen. På Finse måles ikke langbølget stråling, en parameter som er avgjørende for å beregne utveksling av energi mellom snødekket og atmosfæren, og videre snødekkets energibalanse som styrer temperaturutviklingen i snødekket. Langbølget stråling beregnes derfor på bakgrunn av snødekkets overflatetemperatur, en parameter som først ble målt etter at SnoMoS-sensorene ble satt opp. Før dette ble overflatetemperaturen satt lik lufttemperaturen ved negative temperaturer, og eller lik 0 °C. Målingene av luft- og

snøoverflatetemperatur både på Fonnbu (Figur 32) og Finse (Figur 24) viser at temperaturen på snøoverflaten normalt er lavere enn lufttemperaturen, noe som viser at forenklingen trolig gir for høy snøoverflatetemperatur. Dette kan igjen ha ført til at modellen har smeltet snøen under forhold der dette ikke er naturlig.

## 7.2 Snowpack for varsling av våtsnøskred

På Fonnbu er modellert vanninnhold og energibalanse, i tillegg til værdata undersøkt ved observerte våtsnøskredhendelser. Resultatene fra disse undersøkelsene kan brukes til å vurdere om Snowpack har evne til å varsle våtsnøskred, og hvor stor nytteverdi en slik varsling har sammenlignet med andre metoder.

### 7.2.1 Modellert vanninnhold

Ifølge Wever et al. (2016) reduseres snøens styrke merkbart ved et vanninnhold på mellom 5 og 7 %, og en kan da forvente at våtsnøskred utløses. Ved de fleste av de middels store og store skredhendelsene observert ved Fonnbu, ligger det maksimale vanninnholdet i det modellerte snødekket i dette intervallet ved starten av skredhendelsene. For de minste skredhendelsene er det derimot kun ved ett av skredene vanninnholdet er så høyt, mens det ved de øvrige er langt lavere (Tabell 12).

En fellesnevner for de minste skredhendelsene (Figur 58) er at de ser ut til å være små løssnøskred, der kun snø fra det øverste laget av snødekket raser. I forkant av alle disse hendelsene har det kommet en del nysnø (Tabell 14). Dette stemmer godt med at slike små løssnøskred ofte utløses på grunn av at lag med nysnø som i utgangspunktet har svake bindinger, svekkes ytterligere som følge av at snøen blir våt og det går ras i nysnøen. Ved disse skredene kan det våte snølaget være kun noe få cm tykt og ligge i toppen av snødekket. Det første observerte skredet passer godt med en slik beskrivelse, med et tynt lag på toppen av snødekket med høyt vanninnhold (Figur 58). Prosessen som fører til økningen av vanninnholdet tar gjerne kort tid, ettersom det er lite snø som skal varmes opp. Det er derfor ikke unaturlig at Snowpack ikke fanger opp økningen i vanninnholdet ved alle disse skredhendelsene, da det er snakk om små endringer i snødekket som skal til for at skredene utløses. De minste skredene er også de som har det minste skadepotensialet, og det er derfor mer avgjørende at Snowpack klarer å forutsi større skred.

De middels store (Figur 59) og store (Figur 60) skredhendelsene ser veldig like ut når det kommer til modellert vanninnhold i snødekket, men skiller seg ganske klart fra de små. Det maksimale vanninnholdet er jevnt over høyere ved de større hendelsene, men den største forskjellen ligger i hvor tykt det våte snølaget er i modellene. Ved de minste skredene er det våte snølaget ikke tykkere enn 10 cm, mens for de større skredene er tykkelsen stort sett større enn 20 cm, gjerne også mer (Tabell 12). Disse modelleringsobservasjonene gir god mening, siden et tykkere lag med våt snø vil inneholde mer potensielt ustabil snø som kan rase.

Skredhendelsen som skiller seg mest ut med tanke på vanninnhold i snødekket i forhold til omfanget av hendelsen fant sted 23. april (Figur 55, B). Dette var skredhendelsen der nest flest skred ble observert, men det maksimale modellerte vanninnholdet i snødekket da det første skredet ble utløst, var kun 3,5 % (Figur 60). En forklaring på at så mange skred ble utløst ved denne skredhendelsen, kan ligge i at det i forkant av denne skredhendelsen har kommet mye snø. Nedbørsdataene hadde falt ut i denne perioden, men ser man på utviklingen til snøhøyden i forkant av skredhendelsen (Figur 61), ser man at snøhøyden har økt med rundt en halv meter i løpet av få dager før skredhendelsen. En mulig årsak til skredhendelsen kan derfor være at store mengder nysnø som i utgangspunktet er svakt bundet sammen, har blitt svekket nok til at mange ras ble utløst på kort tid, på grunn av en svak økning i vanninnholdet. Det er tilsynelatende mange av de samme årsakene som ligger til grunn for denne skredhendelsen som de små, forskjellen ligger her i at nysnømengdene er større. Dersom det stemmer at vanninnholdet i snødekket ikke trenger å være så høyt ved en slik hendelse gjør det at de blir vanskeligere å oppdage og varsle.

Ved den største skredhendelsen, som fant sted 3. mai, er det ikke kommet spesielt store snømengder i forkant. Ved denne hendelsen er derimot det modellerte vanninnholdet i snødekket høyere (Figur 60). Dette er siste gang mange skred blir utløst på samme dag. Den kraftigste snøsmeltingen setter i gang rundt 1. mai og varer frem til starten av juni (Figur 35). Det modellerte vanninnholdet i snødekket er derfor høyt, flere ganger høyere, en rekke tilfeller også etter 3. mai (Figur 56). En skredhendelse som involverer utløsning av flere skred på kort tid er derimot ikke observert ved et senere tidspunkt, og de resterende skredhendelsene involverer enkeltskred. Dette kan komme av at faren for våtsnøskred har vist seg å være størst første gang snødekket blir vått. Dette kommer av at vann da vil kunne hope seg opp lokalt i snødekket der vanninnholdet vil bli svært høyt. Etter at hele snødekket er vått,

vil vannet dreneres mer effektivt gjennom snødekket slik at kritisk høye nivå i vanninnhold vil ha vanskeligere for å oppstå (Wever et al., 2016).

Snowpacks beregning av vanntransport gjennom snødekket (Ligning 2) er beskrevet i kapittel 3.6.2. En svakhet med denne metoden er at den ikke gir en god beskrivelse av hvordan vann hopper seg opp lokalt i snødekket, og det høyeste vanninnholdet vil forekomme der snøen har lavest tetthet, gjerne der det er nysnø. Andre metoder for beregning av vanntransport gjennom snødekket finnes også, deriblant Richards ligning og NIED ordningen (Wever et al., 2014), men disse er ikke testet ut i arbeidet med denne oppgaven. Bruk av Richards ligning skal kunne simulere opphopning av vann lokalt i snødekket bedre. En tidligere studie av forskjellen mellom de ulike metodene for beregning av vanntransport har vist at simuleringer med Richards ligningen har gitt noe bedre resultater, men at forskjellene har vært små (Wever et al., 2014).

Med bakgrunn i dette er det derfor grunn til å tro at det er stor usikkerhet knyttet til profilene som viser modellert vanninnhold i snødekket ved skredhendelsene (Figur 58, Figur 59 og Figur 60). Dette gjelder både nivået på det modellerte vanninnholdet og hvordan vannet er fordelt nedover i snødekket. Ved nesten alle skredhendelsene viser profilene et snødekke med høyest vanninnhold i et tynt sjikt på toppen, før det raskt faller til mellom 3 og 4 % som det ligger på i resten av den våte delen av snødekket. Lokale opphopninger ser ikke ut til å inntreffe med unntak av i toppen av snødekket, noe som gjør at man må sette spørsmålsteget ved om modellen gir et riktig bilde av den faktiske fordelingen av vanninnhold i snødekket. Siden vanninnholdet i snødekket ikke er målt i felt i forbindelse med skredhendelsene er det ikke mulig å si noe bestemt angående snøens faktiske vanninnhold. Snøprofilene fra de to siste feltundersøkelsene på Fonnbu rundt 28. april og 12. mai (Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu), er imidlertid tatt i tidsrommet hvor flere av skredhendelsene har forkommet. Mange av profilene viser lignende fordelingen av vanninnhold som modellen, med våtest snø i et tynt lag i toppen av snødekket, mens resten av snødekket har et litt lavere vanninnhold. Eventuelt med forholdsvis likt vanninnhold gjennom snødekket. Det er likevel eksempler på profiler der vanninnholdet varierer i større grad, som for eksempel profilet tatt ved lokalitet 3 den 13. mai (Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu), kort tid før hele snødekket har blitt vått.

## 7.2.2 Vær og energibalanse

Tidsseriene for vær og energibalanse i periodene rundt skredhendelsene (Figur 62 - Figur 77), viser at det er flere ulike årsaker som fører til positiv energibalanse og økning av vanninnhold i snødekket ved de ulike hendelsene. Netto kortbølget stråling og følbar varme er faktorene som utgjør de største positive bidragene til energibalansen. Høye positive utslag fra minst en av disse faktorene er en fellesnevner for mange av skredhendelsene. Den netto kortbølgede strålingen viser seg å ha økende betydning utover våren. Dette kommer av at innstrålingen blir høyere og omfatter en større del av døgnet, samtidig som snødekkets albedo synker slik at en større andel av strålingen absorberes av snødekket. Den følbare varmen var en avgjørende faktor spesielt ved noen av de første skredhendelsene, så lenge netto kortbølget stråling utgjorde en liten del av energibalansen, mens den var mindre avgjørende senere. Høyt innskudd av energi til snødekket var imidlertid ikke avgjørende faktor ved alle skredhendelsene. Det var flere hendelser der lave utslipp av energi, spesielt fra langbølget stråling, var vel så viktig. En siste situasjon, som var gjeldende ved mange av skredhendelsene, var at høye innskudd av energi, spesielt fra kortbølget stråling, forekom i kombinasjon med relativt lave utslipp av energi fra snødekket.

Flere meteorologiske faktorer er med på å avgjøre disse bidragene til energibalansen. Lufttemperatur og vind påvirker følbar varme. Relativ luftfuktighet påvirker kortbølget strålingen ved at lav luftfuktighet gir høyere innstråling siden det da er klarvær, samtidig som høy relativ luftfuktighet fører til at den innkommende strålingen blir lavere. Relativ luftfuktighet har også stor betydning for hvor store utslipp av energi det er fra snødekket, spesielt fra langbølget stråling (Lied og Kristensen, 2003). Temperaturen på snøoverflaten indikerer om snøen er varm nok til å smelte, men heller ikke denne parameteren er 0 °C ved alle skredhendelsene (Figur 72). Positiv lufttemperatur er en avgjørende faktor ved de fleste skredhendelsene. Ved skredhendelsen 23. april, da mange middels store skred ble utløst, var lufttemperaturen derimot negativ hele siste døgn før skredet gikk (Tabell 14) og også snøoverflatetemperaturen var negativ. Dette viser at snøsmelting kan forekomme også ved negative luft og snøoverflatetemperaturer, og forklares ved at kortbølget stråling trenger noen centimeter ned i snødekket og smelter snøen like under overflaten (Armstrong og Yves, 1976). Forklaringen stemmer med profil over vanninnhold i snødekket ved hendelsen (Figur 60), som viser tørr snø på overflaten, før vanninnholdet stiger litt dypere ned, i tillegg til at den netto kortbølgede strålingen er høy ved hendelsen (Figur 72 og Figur 73).



Det er altså flere ulike og sammensatte grunner til at snøen smelter. Modellkjøringene viser at Snowpack har evne til å simulere økning i snødekkets vanninnhold både når økningen skyldes høyt innskudd og lave utslipp av energi. Modellen viste også økning i snødekkets vanninnhold ved hendelsen 23. april da luft- og snøoverflatetemperaturen var negativ.

### **7.2.3 Oppsummering; Bruk av Snowpack til varsling av våtsnøskred**

Et viktig punkt å diskutere er hvor godt Snowpack er i stand til å forutse skredhendelser og om bruk av modellen kan tilføre noe nytt til skredvarslingen. Våtsnøskred er relatert til økning av vanninnhold i snødekket og reduksjon av snøens styrke som følge av dette. Flere parametere er knyttet opp mot dette, se kapittel 3.4. Bruk av terskelverdier for enkeltparametere med avgjørende betydning for våtsnøskred, for eksempel lufttemperatur, har tidligere vist seg å føre til overestimert antall skred. Kombinering av flere parametere, for eksempel lufttemperatur og snøoverflatetemperatur, har gitt mer presise varsler (Mitterer og Schweizer, 2013, Mitterer et al., 2013).

Snowpacks evne til å beregne utviklingen av temperaturforholdene i snødekket gjennom vinteren, gjør at modellen kan beregne når snødekket går fra å være kaldt, til at det starter å smelte. Som diskutert tidligere er dette et spesielt kritisk tidspunkt for våtsnøskred. Skredhendelser der mange skred utløses (Figur 55, B og C), skjer ofte i tilknytning til at snødekket blir vått for første gang. Resultatene fra dette studiet tyder på at Snowpacks timing for når snødekket starter å bli vått er god. Dette gjelder situasjoner med høy lufttemperatur og solinnstråling, der det er naturlig å forvente snøsmelting. I tillegg indikerer Snowpack økende vanninnhold i situasjoner hvor dette er mindre innlysende (Figur 72). Dette er hendelser som fort kunne blitt oversett ved bruk av andre kriterier for varsling, som lut- og snøoverflatetemperatur.

En stor utfordring ved bruk av Snowpack til varsling av våtsnøskred, er å finne en grense for når det er sannsynlig at skred vil utløses. Resultatene viser at snødekkets modellerte vanninnhold er varierende ved de ulike skredhendelsene (Tabell 12). Samtidig er det også tilfeller med høyt vanninnhold hvor det ikke har blitt utløst skred (Figur 56). Skredhendelsene der mange skred utløses på likt virker å skje forholdsvis kort tid etter snødekket blir vått. Trolig er det disse hendelsene det er størst mulighet til å forutse ved bruk av Snowpack. I tillegg ser også økning i snødekkets vanninnhold i etterkant av snøfall ut til å være en fellesnevner for mange skred (Tabell 14). Disse skredhendelsene bør også kunne forutses,

dersom man benytter en kombinasjon av nedbørsdata, med snødekkets vanninnhold. De vanskeligste skredhendelsene å forutse er trolig enkeltskredene som forekommer etter at snødekket har blitt vått, og i etterkant av mer omfattende skredhendelser som de observert 23. april og 3. mai. Skredhendelsene virker å skje på dager som ikke skiller seg nevneverdig fra dagene rundt, hverken med tanke på vanninnhold i snødekket eller værforholdene tilknyttet hendelsene.

En annen viktig betraktning med tanke på varsling av våtsnøskred, ligger i forskjellen på store og små skred. Blant skredhendelsene observert på Fonnbu, var få av skredene store nok til å kunne utgjøre spesielt stor skade. Trolig var det kun skredet utløst 10. mai (Figur 55, D) som var et flakskred, som er regnet som den farligste skredtypen. Tilfeller der mange skred ble utløst på samme dag, slik som 23. april og 3. mai (Figur 55, B og C), vil selvsagt også innebære stor risiko. Dette vises ved at flere av skredene 3. mai ikke var langt unna å nå ut til Riksvei 15, som går i bunnen av dalen (Figur 6). Ved litt større snømengder ville kanskje dette kunne forekommet og ført til stengning av vei, eventuelt større skader. På slike dager vil våtsnøskred også utgjøre fare for folk som ferdes i fjellet. Som nevnt tidligere er skredhendelsene der mange skred utløses i løpet av kort tid, trolig de det er størst mulighet for å forutse ved bruk av Snowpack.

Hvor representative Snowpacks snødekkesimuleringer er for et større område er også en viktig betraktning. Snøpakkens sammensetning, tykkelse, temperatur og vanninnhold varierer mye innenfor små områder (Kapittel 3.2.2). Dette avhenger av eksponering for vind og solinnstråling, og i forhold til temperaturvariasjoner med høyden. Disse variasjonene ble observert i snøprofilene både fra Fonnbu (Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu) og Finse (Vedlegg B: Snøprofiler fra Finse), som var hentet innenfor forholdsvis små områder. Det er derfor viktig å vurdere hvilke områder simuleringene er mest representative for og også viktig å vurdere plassering av værstasjon nøye, dersom bruk av Snowpack innen varsling av skred vil bli aktuelt i fremtiden.

Basert på resultatene og observasjonene fra dette studiet, er det spesielt to situasjoner der beregninger av snødekkets vanninnhold ved bruk av Snowpack vil kunne gi god hjelp til varling av våtsnøskred:

- Våtsnøskred som utløses som følge av en økning av snødekkets vanninnhold for et i utgangspunktet kaldt snødekke. Dette er en situasjon der det er stor sannsynlighet for

at skred utløses, og skredhendelsene kan inneholde mange skred på kort tid. Eksempel på denne typen skred er skredene 23. april og 3. mai (Figur 55, B og C).

- Våtsnøskred som utløses som følge av en økning av snødekkets vanninnhold i etterkant av et snøfall. Størrelsen på skredene som kan ventes å utløses ved en slik hendelse avhenger i stor grad av hvor mye nysnø som har kommet, da det er ras i nysnøen som mest trolig vil forekomme. Eksempel på denne typen skred er skredene 14. mars og 23. april.

En fellesnevner for begge disse scenarioene som kan lede til skred, er at det ofte tar veldig kort tid fra vanninnholdet i snødekket starter å øke, til skredene utløses. Det er derfor avgjørende med hyppige oppdateringer av utviklingen i snødekkets vanninnhold, slik at tidspunktet for når snødekket går fra å være tørt, til å bli vått, blir registrert så fort som mulig. Det er her Snowpack kan tilføre skredvarslingen en ekstra dimensjon, gjennom kontinuerlige oppdateringer av snødekkets utvikling. Feltundersøkelser vil ikke kunne gi kunnskap om situasjonen i snødekket like ofte som modellen, mens værddata ikke gir kunnskap om selve snødekket. En varsling basert på når snødekket starter å bli vått, vil trolig kunne være vel så gunstig som en varsling som baserer seg på at vanninnholdet i snødekket må overskride en bestemt verdi.

## 7.3 Feilkilder og forbedringspotensial

Det er en rekke feilkilder knyttet til arbeidet med oppgaven og usikkerheter knyttet til resultatene som er kommet fram til.

### 7.3.1 Feltarbeid

Under feltarbeidet ble snøprofilene som er brukt som sammenligningsgrunnlag med modellkjøringene innhentet. Snøprofilene utgjør en sentral del av valideringen av modellresultatene, og det er knyttet usikkerhet til om målingene og observasjonene gjort i felt er korrekte.

Flere av metodene som benyttes til å beskrive snødekket er lite kvantifiserbare og baserer seg på en del skjønn. Dette gjelder vurderingen av vanninnhold i snødekket, som har en skala basert på hvor våt og kram snøen føles. Inndelingen som klassifiserer hvor våt snøen er, er

også forholdsvis grov (Tabell 2). Dette fører til usikkerhet i forhold til om riktig klassifisering er valgt. I tillegg er vanskelig å gjøre gode sammenligninger mellom feltobservasjonene og modellresultatene, da feltobservasjonene har grovere inndeling enn modellresultatene. Måling av snødekkets hardhet er basert på å presse ulike gjenstander inn i snødekket. Dette kan også gi varierende resultater basert på for eksempel hvor hardt gjenstandene presses inn i snøen. Utvikling av bedre og mer standardiserte metoder ville vært fordelaktig. Vanninnhold bør måles med større grad av nøyaktighet, og snødekkets hardhet bør vurderes på et mer objektivt grunnlag, som for eksempel med et verktøy som registrerer kraften som skal til for at det kan presses inn i snøen. Dette ville kunne forbedret både kvaliteten på feltobservasjonene, og gjort de mer sammenlignbare både i forhold til andre feltundersøkelser og simuleringer fra for eksempel Snowpack.

Ellers er usikkerheter ved feltarbeidet i stor grad knyttet opp til kvaliteten på utførelsen av feltobservasjonene. Ved de første feltarbeidene var det mye nytt som skulle gjennomføres, og kvaliteten på arbeidet utført i felt er trolig bedre ved de seneste turene, da erfaringen med arbeidsoppgavene var større. For eksempel var bestemmelse snøens krystallform en øvelse som trolig ble utført bedre fra gang til gang, etter hvert som et større mangfold av snøkrystaller var blitt observert.

### **7.3.2 Simuleringer med Snowpack**

Det er også flere feilkilder knyttet til simuleringene med Snowpack. Et viktig punkt her er kvaliteten på inputdata brukt til å kjøre simuleringene. Som beskrevet i kapittel 5, varierer dette mye gjennom sesongen og skaper utfordringer spesielt på Finse, men også på Fonnbu. På Finse er usikkerheten knyttet til at dataene stammer fra flere ulike kilder og målestasjoner. Endring av innsamlingskilden til noen av parameterne underveis i sesongen, skaper usikkerhet i om de måler likt. Det er også blitt utført en del redigering og skalering av data. Det er også enkelte data som ikke er tilgjengelige i perioder eller hele sesongen, som snøoverflatetemperatur og langbølget stråling.

Ut fra resultatene fra snødekkesimuleringene virker det som inputdataene fra Fonnbu gir langt bedre resultater enn på Finse. Det er derfor grunn til å tro at kvaliteten på inputdataene fra Fonnbu er bedre. Dataseriene fra Fonnbu er imidlertid også usammenhengende i perioder, noe som spesielt gjelder vind og nedbørsparameterne, i tillegg til støy i snøhøydemålingene. Fraværet av nedbørsmålinger spiller trolig ikke en avgjørende rolle, da denne parameteren

utgjør et lite bidrag til energibalanseregningen, samtidig som snøhøyden måles. Vindparameterne har derimot stor betydning for beregningen av følbare varme en faktor som viste seg å være avgjørende ved noen av skredhendelsene. Dette har innvirkning på energibalansen og dermed produksjonen av smeltevann (Figur 9). Den følbare varmen kan derfor kanskje ha spilt en større rolle ved andre skredhendelser, som forekom i periodene der vinden ikke ble målt. Dette kan også ha påvirket snødekkets generelle energiutveksling med atmosfæren gjennom sesongen.

En annen feilkilde ligger i vurderingen av hvor godt Snowpack klarer å simulere snødekket. Valg av oppsett for simuleringene har vist seg å påvirke resultatene og det er ikke sikkert at det mest optimale oppsettet er funnet. Som diskutert tidligere i kapittel 7.2.1, er det blant annet innstillinger for transport av vann gjennom snødekket som ikke er utprøvd og som kanskje ville gitt bedre resultater.

### **7.3.3 Vanninnhold i snødekket ved våtsnøskred**

Det er flere feilkilder vedrørende modellert vanninnhold i snødekket ved observerte våtsnøskred på Fonnbu. Det er usikkerhet knyttet til om tidspunktene for skredhendelsene stemmer (Kapittel 6.2.5). Dette påvirker hvilke verdier for vanninnhold som er hentet ut ved starten av skredhendelsen. I tillegg kan det påvirke tolkningen av vær og energibalanseforhold i forbindelse med skredhendelsene.

Et annet sentralt spørsmål er hvor representative snødekkesimuleringene fra værstasjonen på Fonnbu, er for utløsningsområdene til de observerte våtsnøskredene. Noen av skredene er utløst fra omtrent samme høyde, mens andre er utløst høyere opp i fjellsidene. Snødekkets sammensetning og spesielt temperaturen i snødekket og tidspunkt for når snøsmeltingen starter, varierer i stor grad med hvor høyt lokalitetene ligger. Normalt vil lokaliteter som ligger høyere ha et kaldere snødekke, og økning i snødekkets vanninnhold vil starte senere. Dette illustreres av snøprofilene fra lokalitet 3 (Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu), som ligger i underkant av 300 meter høyere enn værstasjonen (Figur 6 og Tabell 4). Snøprofilene gravd ved denne lokaliteten hadde lavest temperaturmålinger og vanninnhold ved alle feltarbeidene. Blant skredene observert ved Fonnbu er trolig snødekkesimuleringen mest representativ for de første skredene som gikk, da disse ble utløst fra omtrent samme høyde som værstasjonen ligger. Skredet observert 10. mai (Figur 55, D), som gikk fra toppen av Raudnova (Figur 6), har utløsningsområde mer enn 600 meter høyere enn værstasjonen.

Lokaliteten har trolig derfor et langt kaldere snødekke enn det modellresultatene viser, og derfor er simuleringene trolig lite representative for denne skredhendelsen.

En annen viktig faktor som har betydning for hvor representative simuleringene er, handler om hvor eksponert skredområdene er for solinnstråling sammenlignet med værstasjonen. Et sted som mottar mer solinnstråling vil ha en mer positiv energibalanse og snøsmelting vil inntreffe tidligere. Det kan også være forskjeller i når på døgnet ulike steder er mest eksponert for solinnstråling og når de ligger i skyggen. Forskjeller i dette vil kunne gi ulike tidspunkt for når snøsmeltingen er på sitt kraftigste og påvirke tidspunkt for når skred blir utløst. En annen lokal forskjell grunnet stråling kan være for snø i nærheten av bart fjell, som kan varmes opp av fjellet dersom det utstråler mye varme.

## 7.4 Vurdering av SnoMoS

På Finse ble værdata samlet inn fra flere værstasjoner, blant annet SnoMoS sensorene som ble montert i midten av februar. Dette målesystemet er billigere enn de øvrige systemene benyttet på Finse og Fonnbu, og koster rundt 400 euro (Pohl et al., 2014). Dersom Snowpack simuleringer kunne blitt kjørt ved bruk av en kombinasjon av data fra SnoMoS og for eksempel data fra SeNorge, ville dette gjort det mulig å sette opp flere slike systemer uten at kostnadene vil bli for store. På denne måten ville man kunne oppnådd simuleringresultater representative for større områder, og områder lokalisert ved ulike høyder og med ulik eksponering for solinnstråling og vind.

Kvaliteten på målingene av værdata fra SnoMoS sensorene viste seg å variere noe fra parameter til parameter, men mange av resultatene var oppløftende (Kapittel 5.1.1). Dette gjaldt spesielt målingene av kortbølget stråling (Figur 28), som virket å være bedre enn strålingen målt med *Stasjon B*. Målinger av kortbølget stråling er ikke veldig utbredt, derfor er det positivt at det er gode målinger for denne parameteren. Også målingene for snøhøyde virket å være gode etter at støyen ble redusert (Figur 22). Dette er også en faktor som er avhengig av gode og kontinuerlige målinger, da skredhendelsene ofte viser seg å komme i etterkant av nedbørshendelser der snøhøyden øker. Målingene for lufttemperatur og relativ luftfuktighet gav noe varierende resultater sammenlignet med tilsvarende verdier fra *Stasjon A*. For lufttemperaturen gjaldt dette primært perioder med høy solinnstråling som trolig førte til oppvarming av boksen sensoren er plassert i. Dette er en feilkilde som det bør være mulig å

redusere. Målingene av temperatur på snøoverflaten er vanskeligere å vurdere, da det ikke er målinger å sammenligne med, men en del registreringer av positiv snøoverflatetemperatur virker tvilsomme (Figur 24).

Alt i alt virker værdataene målt med SnoMoS sensorene å gi tilfredsstillende resultater. Spesielt gjelder dette data for stråling og snøhøyde, som også er vanskeligst å oppdrive fra andre kilder. Når det er sagt, viste snødekkesimuleringene på Finse seg å gi dårlige resultater. Manglende målinger av langbølget stråling var trolig avgjørende for dette, og denne parameteren måles ikke av SnoMoS sensorene. Det kan likevel være interessant å gjøre videre undersøkelser for å se om en billig løsning for kjøring av Snowpack simuleringer kan finnes, og bruk av SnoMoS-sensorer vil trolig kunne gjøre god nytte i et slikt system.

## 7.5 Snowpack for varsling av sørpeskred

I denne oppgaven har hovedfokus vært på å se hvor godt Snowpack klarer å simulere snødekket og hvordan dette i første omgang har nytteverdi inn mot varsling av våtsnøskred. Et annet felt med stort behov for varsling, er sørpeskred. Som beskrevet i Kapittel 3.5, har flere faktorer avgjørende betydning for utløsning av både våtsnøskred og sørpeskred, da spesielt vanninnholdet i snødekket.

Resultatene fra denne oppgaven viser at det ved mange tilfeller er sammenheng mellom vanninnhold i snødekkesimuleringene og observerte våtsnøskredhendelser. Ved et sørpeskred må det være høyt vanninnhold i hele snødekket og spesielt bunnen, siden skredene vanligvis løsner langs bakken og ikke internt i snødekket. Det er med andre ord viktig å tidfeste når dette skjer. Basert på datagrunnlaget benyttet i denne oppgaven har det ikke vært mulig å tidfeste når hele snødekket ble vått, og om dette stemmer overens med modellresultatene.

For at sørpeskred skal utløses kreves et høyere vanninnhold i snødekket enn ved våtsnøskred. Dette oppnås ofte ved at vann hopper seg opp i bunnen av snødekket, på grunn av at vannet ikke dreneres videre ned i baken. Det er derfor avgjørende at Snowpack klarer å simulere en slik opphopning av vann, og utfordringene knyttet til simulering av nettopp dette fenomenet krever videre undersøkelser. Videre undersøkelser av vanninnholdet i snødekket, der dette måles mer presist og kontinuerlig enn i dette studiet, kan gi bedre vurdering av Snowpacks evne til å simulere mengde og fordeling av vanninnhold i snødekket. Dersom det skulle vise

seg at vanninnholdet i modellen stemmer godt med virkeligheten, vil Snowpack sannsynligvis kunne være et nyttig verktøy for varsling av sørpeskred.

På grunn av at årsakene til utløsning av sørpeskred er langt mer komplekse og sammensatte enn for våtsnøskred, vil varsler som kun baserer seg på simuleringer med Snowpack trolig ikke være gode nok. Skred med utløsningsårsaker som oppdemning av bekker eller kraftige nedbørshendelser, vil være vanskelig å forutse med modellen. Kunnskap om snødekket ved normale forhold, og hvordan utviklingen er gjennom sesongen, er imidlertid noe Snowpack vil kunne bidra med. Sørpeskred utløst på høsten og våren grunnet mildvær og snøsmelting, er eksempel på områder der snødekkesimuleringer trolig kan være nyttig. Dette krever imidlertid at modellen klarer å tidfeste nøyaktig tidspunkt for når hele snødekket blir vått og gi presise verdier for snødekkets vanninnhold, slik at man kan vite når en kritisk situasjon nærmer seg.



## 8 Konklusjon

- Valideringen av snødekkesimuleringene for Finse og Fonnbu viser at Snowpacks reproduksjon av temperatur og vanninnhold i snødekket på Fonnbu er god. Det er ikke oppnådd tilfredsstillende resultater på Finse. Gode inputdata er avgjørende for å få gode simuleringer og mangel av dette er trolig årsaken til de dårlige resultatene for Finse.
- Ved de fleste observerte våtsnøskredhendelsene på Fonnbu, indikerer Snowpack en økning i modellert vanninnhold i snødekket. Dette er en forutsetning for at modellen kan brukes til varsling av våtsnøskred. Snødekkets modellerte vanninnhold varierte en del ved de ulike skredhendelsene og en bestemt verdi som kan indikere skred ble ikke funnet. Snowpack har trolig størst potensiale til å forutse skred som utløses etter økning av vanninnhold i et i utgangspunktet kaldt snødekke, og skred som utløses etter økning av vanninnhold i nysnø.
- Snowpacks evne til å simulere når snødekket blir vått virker lovende, en indikasjon på at modellen også kan ha nytteverdi for varsling av sørpeskred. Dette krever videre undersøkelser av modellens evne til å simulere fordelingen av vanninnhold i snødekket og tidfesting av når hele snødekket blir vått. I tillegg vil trolig ikke snødekkesimuleringer ha like stor nytteverdi for alle typer sørpeskred.
- Værdata fra SnoMoS sensorene på Finse virker å gi målinger av kortbølget stråling og snøhøyde som kan være gode nok til å brukes til snødekkesimuleringer. Tilgjengeligheten av målinger for disse parameterne er begrenset, og målinger ved bruk av SnoMoS sensorer kan derfor være et nyttig bidrag til dette. Resultatene fra simuleringene for Finse viser imidlertid at målinger av langbølget stråling virker å være nødvendige for å kunne oppnå gode simuleringsresultater. Det virker derfor avgjørende å ha målinger også av denne parameteren for å kunne oppnå tilfredsstillende simuleringer av snødekket ved bruk av Snowpack.

## 9 Litteraturliste

- ARMSTRONG, R. L. & YVES, J. 1976. Wet snow avalanches. *Avalanche Release and Snow Characteristics*, 67-81.
- ASHRAFI, K. & HOSHYARIPOUR, G. A. 2010. A model to determine atmospheric stability and its correlation with CO concentration. *International Journal of Civil and Environmental Engineering*, 2, 6.
- BAGGI, S. & SCHWEIZER, J. 2009. Characteristics of wet-snow avalanche activity: 20 years of observations from a high alpine valley (Dischma, Switzerland). *Natural Hazards*, 50, 97-108.
- BARTELT, P. & LEHNING, M. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, 35, 123-145.
- BHUTIYANI, M. Field investigations on meltwater percolation and its effect on shear strength of wet snow. Proceedings of the International Symposium on Snow and Related Manifestations, 1994. 26-28.
- BRATTLIEN, K. 2016. Dødsulykker i snøskred 2003-2013. In: ISSLER, D. (ed.) *SP 4 - FoU snøskred 2014-2016*. Oslo: NGI.
- BRUN, E. 1989. Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content. *Ann. Glaciol*, 13, 22-26.
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. & BRUNOT, G. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38, 13-22.
- BUSER, O. 1983. Avalanche forecast with the method of nearest neighbours: an interactive approach. *Cold Regions Science and Technology*, 8, 155-163.
- DANNEVIG, P. & HARSTVEIT, K. E. 2013. *Klima I Norge* [Internett]. Store norske leksikon. Tilgjengelig: [https://snl.no/Klima\\_i\\_Norge](https://snl.no/Klima_i_Norge) [Besøkt 11.05 2017].
- DEWALLE, D. R. & RANGO, A. 2008. *Principles of snow hydrology*, New York, Cambridge University Press.
- DINGMAN, L. S. 2002. *Physical Hydrology*, Upper Saddle River, N.J., Prentice Hall.
- DOMAAS, U. & LIED, K. 1980. *Snøskredulykker og skader i Norge vinteren 1978/79: en oversikt over årsaker og virkninger*, Oslo, NGI.
- FREDSTON, J. A. & FESLER, D. 1999. *Snow sense: A guide to evaluating snow avalanche hazard*, Alaska Mountain Safety Center.
- GISNÅS, K. 2016. Permafrost modelling over different scales in arctic and high-mountain environments.
- HESTNES, E. 1985. A contribution to the prediction of slush avalanches. *Annals of glaciology*, 6, 1-4.
- HESTNES, E. 1998. Slushflow hazard—where, why and when? 25 years of experience with slushflow consulting and research. *Annals of Glaciology*, 26, 370-376.
- HESTNES, E. 1999. Sørpeskred - like destruktive som snøskred, men "lite kjent". *Fra jordas indre til atmosfærens ytre. Oslo geofysikernes forening 50 år, 1994 - 1999.*, 104-118.
- HESTNES, E. & SANDERSEN, F. 1987. Slushflow activity in the Rana district, North Norway. *International Association of Hydrological Sciences. Publication*, 162, 317-329.
- HØEG, K., LIED, K., KARLSRUD, K., GREGORY, T. & NORGES GEOTEKNISKE, I. 2014. *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*, Oslo, NGI Universitetsforl.

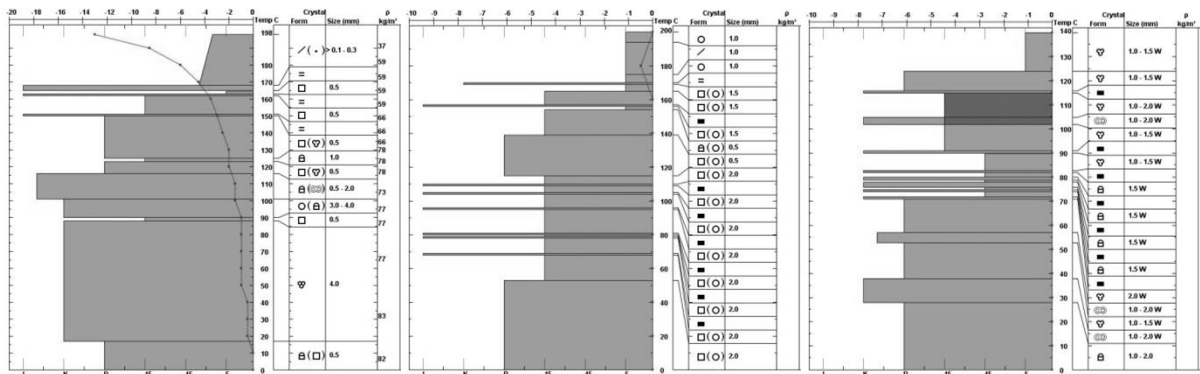
- ISSLER, D. 2016. *FoU program - Snøskredforskning* [Internett]. NGI. Tilgjengelig: <https://www.ngi.no/Prosjekter/Snoeskredforskning> [Besøkt 27. april 2017].
- JAEDICKE, C., HØYDAL, Ø. A. & MIDTBØ, K. H. 2013. Identification of slushflow situations from regional weather models. *International Snow Science Workshop Grenoble – Chamonix Mont-Blanc - 2013*.
- JAEDICKE, C., KERN, M., GAUER, P., BAILLIFARD, M.-A. & PLATZER, K. 2008. Chute experiments on slushflow dynamics. *Cold Regions Science and Technology*, 51, 156-167.
- KATTELMANN, R. Wet slab instability. Proceedings International Snow Science Workshop, Aspen, Colorado, USA, 1984. 24-27.
- LEHNING, M. 2005. Energy balance and thermophysical processes in snowpacks. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*.
- LEHNING, M., BARTELT, P., BROWN, B., FIERZ, C. & SATYAWALI, P. 2002. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part II. Snow microstructure. *Cold regions science and technology*, 35, 147-167.
- LIED, K. & KRISTENSEN, K. 2003. *Snøskred: håndbok om snøskred*, Vett & Viten.
- MARSH, P. 2013. *flow fingers dye* [Internett]. Philip Marsh - Snow, Ice and Permafrost. Tilgjengelig: [http://philipmarsh.ca/?attachment\\_id=138](http://philipmarsh.ca/?attachment_id=138) [Besøkt 12.05 2017].
- MCCLUNG, D. & SCHAEERER, P. A. 2006. *The avalanche handbook*, The Mountaineers Books.
- MITTERER, C. & SCHWEIZER, J. 2013. Analysis of the snow-atmosphere energy balance during wet-snow instabilities and implications for avalanche prediction. *The Cryosphere*, 7, 205-216.
- MITTERER, C., TECHEL, F., FIERZ, C. & SCHWEIZER, J. An operational supporting tool for assessing wet-snow avalanche danger. Proceedings ISSW, 2013. 33.
- MOTT, R., EGLI, L., GRÜNEWALD, T., DAWES, N., MANES, C., BAVAY, M. & LEHNING, M. 2011. Micrometeorological processes driving snow ablation in an Alpine catchment. *The Cryosphere*, 5, 1083-1098.
- MOTT, R., GROMKE, C., GRÜNEWALD, T. & LEHNING, M. 2013. Relative importance of advective heat transport and boundary layer decoupling in melt dynamics of a patchy snow cover. *Advances in Water Resources*, 55, 88-97.
- NGI 2010. Skredulykke i Jamtjellet i Vefsn lørdeg 16.05.2010. *NGI Rapport*. Oslo, Norge.
- NGI 2011. Skredulykke i Tuftadalen, Balestrand mandag 21.03.2011. *NGI Rapport*. Oslo, Norge.
- NGI. 2016. *NGI - Snøskred* [Internett]. NGI. Tilgjengelig: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-A-AA/Snoeskred> [Besøkt 07.09 2016].
- NGI. 2017. *Snøskred - Fonnbu* [Internett]. NGI. Tilgjengelig: <https://www.ngi.no/Tjenester/Fagekspertise-A-AA/Snoeskred/Fonnbu> [Besøkt 26.05 2017].
- NOREM, H. 2014. Veger og snøskred. Vegdirektoratet.
- NOREM, H. & SANDERSEN, F. 2012. Flom- og sørpeskred. Vegdirektoratet.
- NVE 2016. Snøskred - tørre og våte. *Faktaark*.
- NVE & FORSVARET 2014. *Felthåndbok for snø- og skredobservasjoner*, Norges vassdrags- og energidirektorat og Forsvaret
- ONSET. 2017. Tilgjengelig: <http://www.onsetcomp.com/> [Besøkt 10.05 2017].
- PEITZSCH, E., BIRKELAND, K. W. & HANSEN, K. J. Water movement and capillary barriers in a stratified and inclined snowpack. Proceedings of the 2008 International Snow Science Workshop, Whistler, British Columbia, 2008. 179-187.

- POHL, S., GARVELMANN, J., WAWERLA, J. & WEILER, M. 2014. Potential of a low-cost sensor network to understand the spatial and temporal dynamics of a mountain snow cover. *Water Resources Research*, 50, 2533-2550.
- RAGULINA, G. 2017. Review of meteorological data from Fonnbu 2009-2016 In: JAEDICKE, C. (ed.) *20140053 SP4 FoU Snøskred WP3 Slushflows*. NGI.
- SCHUMACHER, H. P. L. T. 2005. Høyfjellsøkologi BIO1110.
- SCHWEIZER, J., BRUCE JAMIESON, J. & SCHNEEBELI, M. 2003. Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, 41.
- SLF. 2017a. *Snowpack* [Internett]. Tilgjengelig: [http://www.slf.ch/ueber/organisation/schnee\\_permafrost/projekte/snowpack/index\\_EN](http://www.slf.ch/ueber/organisation/schnee_permafrost/projekte/snowpack/index_EN) [Besøkt 28. april 2017].
- SLF. 2017b. *Snowpack - General concepts* [Internett]. models.slf.ch. Tilgjengelig: <https://models.slf.ch/docserver/snowpack/html/general.html> [Besøkt 11.05 2017].
- TECHEL, F. 2010. *The Influence of Water on Snow: Mirco-structural Measurements and Wet Snow Stability Assessment*.
- TECHEL, F. 2017. *Formation of wet snow avalanches* [Internett]. slf.ch: SLF. Tilgjengelig: [http://www.slf.ch/ueber/organisation/warnung\\_praevention/projekte/nassschnee/index\\_EN](http://www.slf.ch/ueber/organisation/warnung_praevention/projekte/nassschnee/index_EN) [Besøkt 09.05 2017].
- TECHEL, F. & PIELMEIER, C. 2011. Point observations of liquid water content in wet snow—investigating methodical, spatial and temporal aspects. *The Cryosphere*, 5, 405-418.
- TRAUTMAN, S. 2008. Investigations into wet snow. *The Avalanche Review*, 26, 16-17.
- TREMPER, B. 2008. *Staying alive in avalanche terrain*, The Mountaineers Books.
- UIO. 2010. *Information about the research center* [Internett]. Tilgjengelig: <http://www.finse.uio.no/about/> [Besøkt 10.05 2017].
- WALDNER, P. A., SCHNEEBELI, M., SCHULTZE-ZIMMERMANN, U. & FLÜHLER, H. 2004. Effect of snow structure on water flow and solute transport. *Hydrological Processes*, 18, 1271-1290.
- WEILER, M., POHL, S., GARVELMANN, J. & WAWERLA, J. A new low-cost ultrasonic and meteorological sensor for observation of snow hydrological processes. EGU General Assembly Conference Abstracts, 2012. 11120.
- WEVER, N., FIERZ, C., MITTERER, C., HIRASHIMA, H. & LEHNING, M. 2014. Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *The Cryosphere*, 8, 257-274.
- WEVER, N., VERA VALERO, C. & FIERZ, C. 2016. Assessing wet snow avalanche activity using detailed physics based snowpack simulations. *Geophysical Research Letters*, 43, 5732-5740.

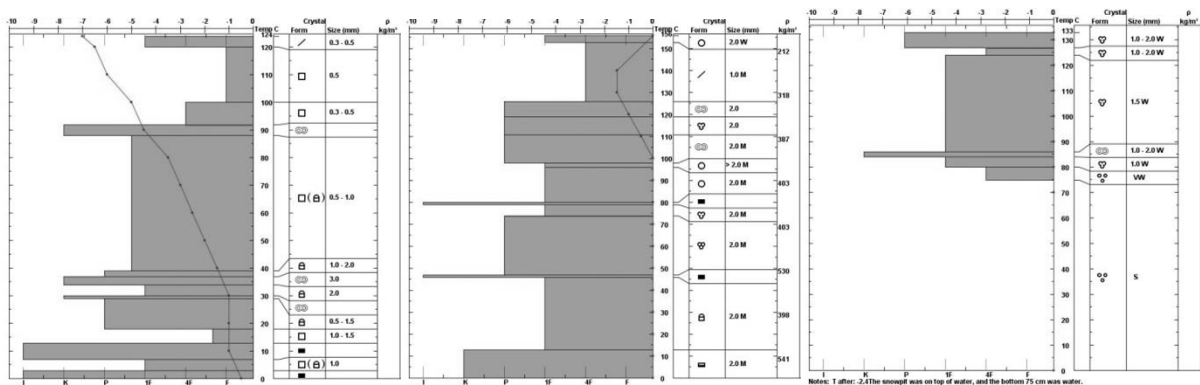
# Vedlegg

## Vedlegg A: Snøprofiler fra Fonnbu

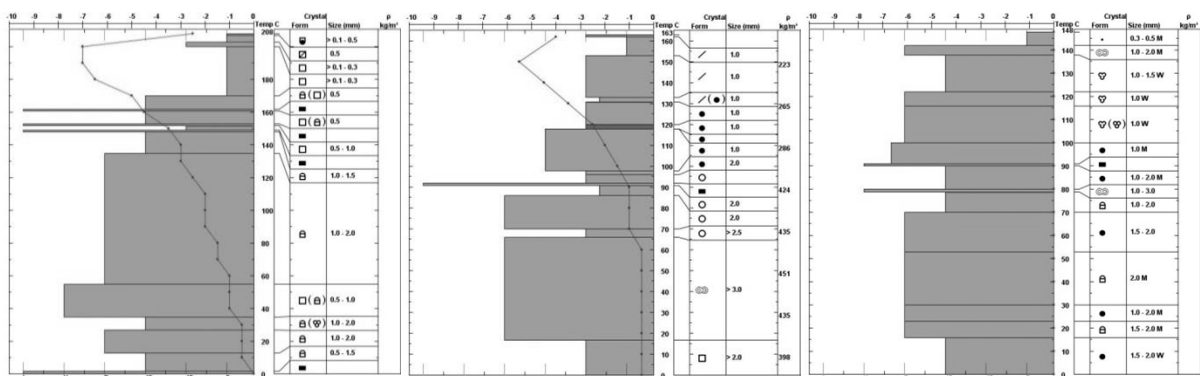
Profiler fra Lokaltet 1 tatt 8. mars, 28. april og 12. mai:



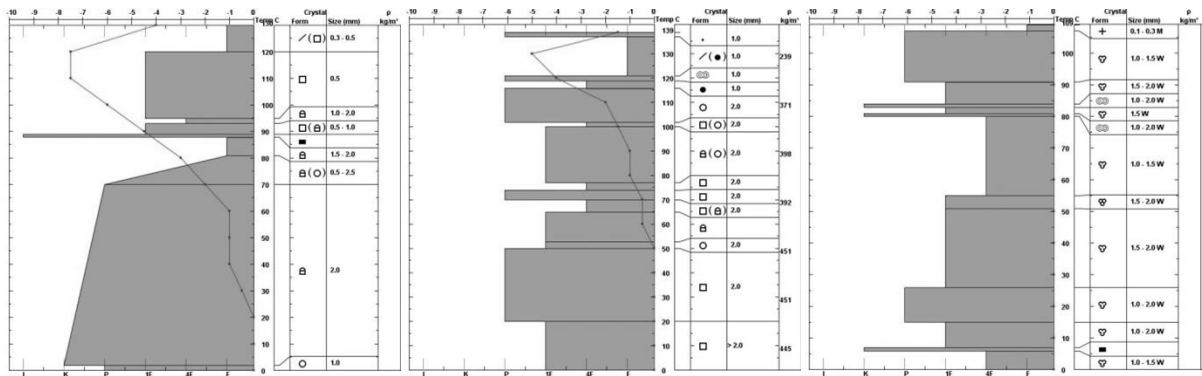
Profiler fra Lokaltet 2 tatt 10. mars, 28. april og 13. mai:



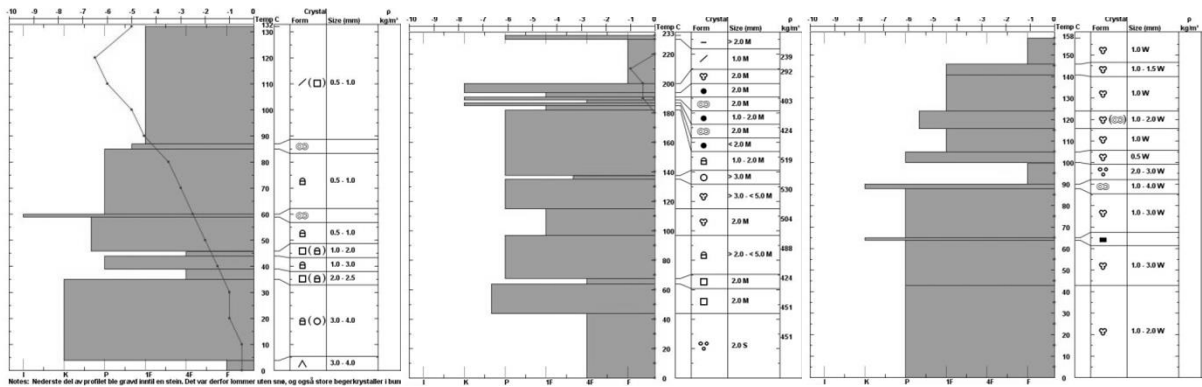
Profiler fra Lokaltet 3 tatt 9. mars, 28. april og 13. mai:



Profiler fra Lokaltet 4 tatt 9. mars, 28. april og 13. mai:

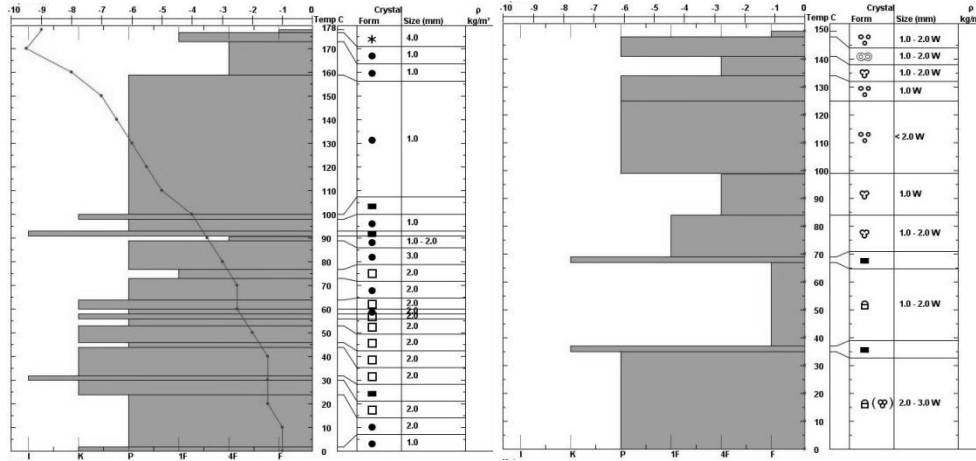


Profiler fra Lokaltet 5 tatt 10. mars, 28. april og 12. mai:

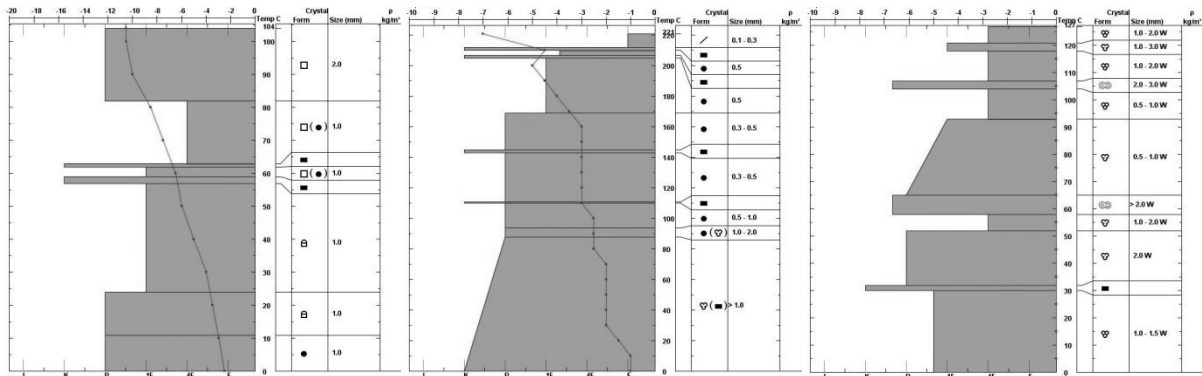


# Vedlegg B: Snøprofiler fra Finse

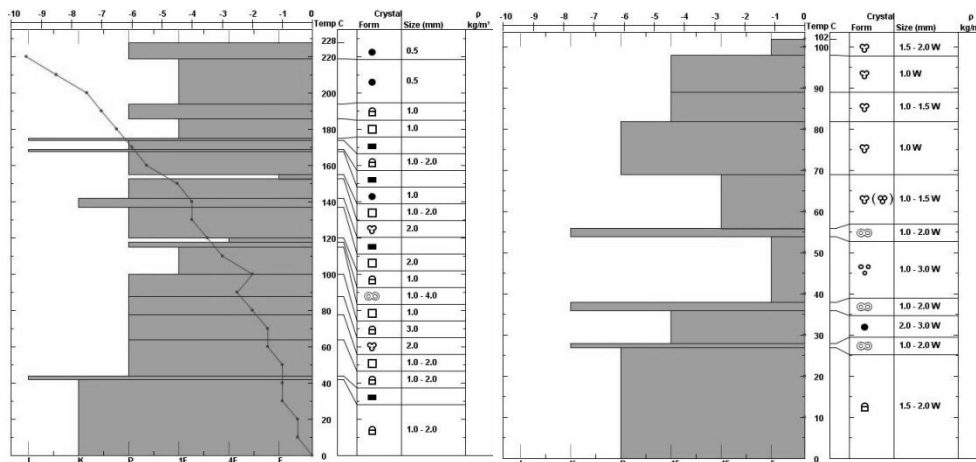
Profiler fra Lokaltitet 1 tatt 18. februar og 10. mai:



Profiler fra Lokaltitet 2 tatt 19. februar, 30. mars og 10. mai:

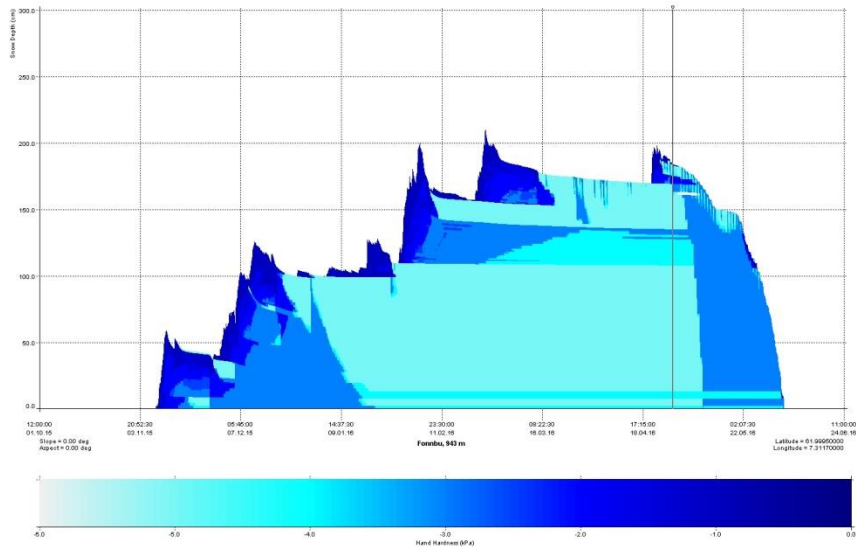


Profiler fra Lokaltitet 3 tatt 19. februar og 10. mai:

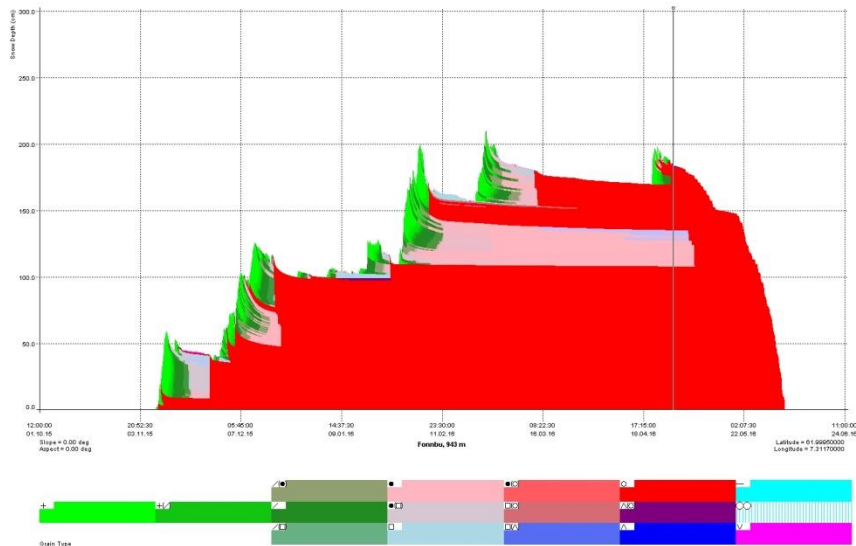


# Vedlegg C: Sesongplott for snøpakkeparametere Fonnbu

Hardhet i snøpakken på Fonnbu gjennom sesongen for Monin-Obukhov modellen:

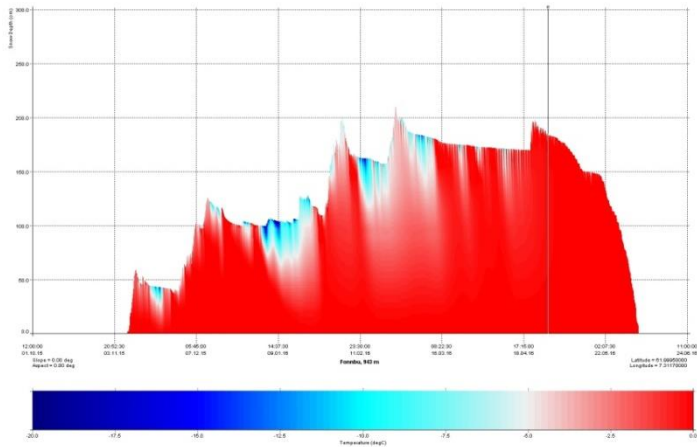


Krystallform i snøpakken på Fonnbu gjennom sesongen for Monin-Obukhov modellen:

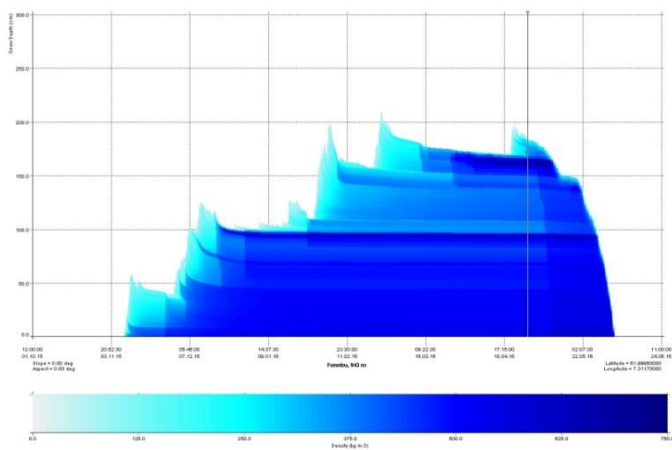




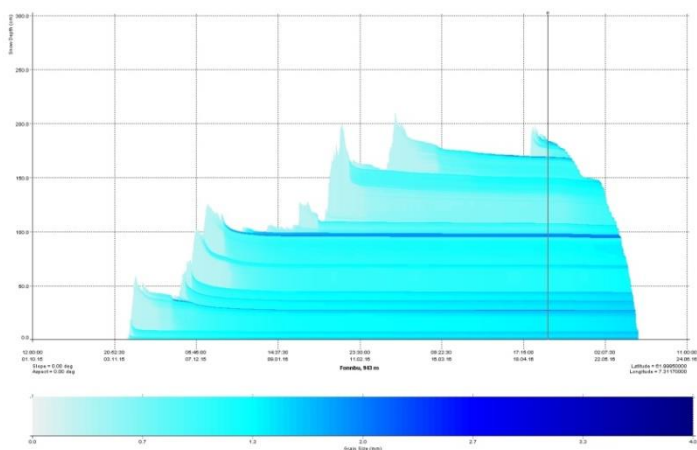
Temperatur i snøpakken på Fonnbu gjennom sesongen for Monin-Obukhov modellen:



Tetthet i snøpakken på Fonnbu gjennom sesongen for Monin-Obukhov modellen:



Kornstørrelse i snøpakken på Fonnbu gjennom sesongen for Monin-Obukhov modellen:



## Vedlegg D: Initialiseringsfiler

### [GENERAL]

BUFF\_CHUNK\_SIZE = 370

BUFF\_BEFORE = 1.5

### [INPUT]

COORDSYS = UTM

COORDPARAM = 32N

TIME\_ZONE = 1.0

METEO = SMET

METEOPATH = ./input

STATION1 = Navn på initialiserings-fil

ISWR\_IS\_NET = FALSE

SNOWPATH = ./input

SNOW = SMET

SNOWFILE1 = Navn på .sno-fil som beskriver snødekket

### [OUTPUT]

COORDSYS = UTM

COORDPARAM = 32N

TIME\_ZONE = 1.0

METEO = SMET

METEOPATH = ./output

EXPERIMENT = Navn på output-fil

SNOW = SMET  
SNOWPATH = ./output

PROF\_WRITE = TRUE  
PROFILE\_FORMAT = PRO  
PROF\_START = 0.0  
PROF\_DAYS\_BETWEEN = 0.041666  
HARDNESS\_IN\_NEWTON = FALSE  
CLASSIFY\_PROFILE = FALSE

TS\_WRITE = TRUE  
TS\_START = 0.0  
TS\_DAYS\_BETWEEN = 0.041666  
AVGSUM\_TIME\_SERIES = TRUE  
CUMSUM\_MASS = TRUE  
PRECIP\_RATES = TRUE  
OUT\_CANOPY = FALSE  
OUT\_HAZ = FALSE  
OUT\_SOILEB = FALSE  
OUT\_HEAT = TRUE  
OUT\_T = TRUE  
OUT\_LW = TRUE  
OUT\_SW = TRUE  
OUT\_MASS = FALSE  
OUT\_METEO = TRUE  
OUT\_STAB = FALSE

[SNOWPACK]

CALCULATION\_STEP\_LENGTH = 15  
ROUGHNESS\_LENGTH = 0.05  
HEIGHT\_OF\_METEO\_VALUES = 2.0  
HEIGHT\_OF\_WIND\_VALUE = 2.0  
ENFORCE\_MEASURED\_SNOW\_HEIGHTS = TRUE  
SW\_MODE = BOTH  
ATMOSPHERIC\_STABILITY = NEUTRAL\_MO/RICHARDSON/MONIN-  
OBUKHOV  
CANOPY = FALSE  
MEAS\_TSS = TRUE  
CHANGE\_BC = TRUE  
THRESH\_CHANGE\_BC = -1  
SNP\_SOIL = FALSE  
SOIL\_FLUX = FALSE  
GEO\_HEAT = 0.06

[SNOWPACKADVANCED]

ASSUME\_RESPONSIBILITY = AGREE  
VARIANT = DEFAULT  
SNOW\_EROSION = FALSE  
WIND\_SCALING\_FACTOR = 1.0  
NUMBER\_SLOPES = 1  
PERP\_TO\_SLOPE = FALSE  
THRESH\_RAIN = 1.2  
FORCE\_RH\_WATER = TRUE  
THRESH\_RH = 0.5

THRESH\_DTEMP\_AIR\_SNOW = 3.0  
 HOAR\_THRESH\_TA = 1.2  
 HOAR\_THRESH\_RH = 0.97  
 HOAR\_THRESH\_VW = 3.5  
 HOAR\_DENSITY\_BURIED = 125.0  
 HOAR\_MIN\_SIZE\_BURIED = 2.0  
 HOAR\_DENSITY\_SURF = 100.0  
 MIN\_DEPTH\_SUBSURF = 0.07  
 T\_CRAZY\_MIN = 210.0  
 T\_CRAZY\_MAX = 340.0  
 METAMORPHISM\_MODEL = DEFAULT  
 NEW\_SNOW\_GRAIN\_SIZE = 0.3  
 STRENGTH\_MODEL = DEFAULT  
 VISCOSITY\_MODEL = DEFAULT  
 SALTATION\_MODEL = SORENSEN  
 WATERTRANSPORTMODEL\_SNOW = BUCKET  
 WATERTRANSPORTMODEL\_SOIL = BUCKET  
 SW\_ABSORPTION\_SCHEME = MULTI\_BAND  
 HARDNESS\_PARAMETERIZATION = MONTI  
 DETECT\_GRASS = FALSE  
 PLASTIC = FALSE  
 JAM = FALSE  
 WATER\_LAYER = FALSE  
 HEIGHT\_NEW\_ELEM = 0.02  
 MINIMUM\_L\_ELEMENT = 0.003  
 COMBINE\_ELEMENTS = TRUE  
 ADVECTIVE\_HEAT = FALSE

THRESH\_RAIN\_RANGE = 0.0

[FILTERS]

TA::filter1 = min\_max

TA::arg1 = 225 300

ILWR::filter1 = max

ILWR::arg1 = 0

ISWR::filter1 = min

ISWR::arg1 = soft 0

RSWR::filter1 = min

RSWR::arg1 = soft 0

PSUM::filter1 = max

PSUM::arg1 = 50

TSS::filter1 = max

TSS::arg1 = 273.15

TSG::filter1 = max

TSG::arg1 = 0

[INTERPOLATIONS1D]

WINDOW\_SIZE = 604800