



Meteorologisk  
institutt

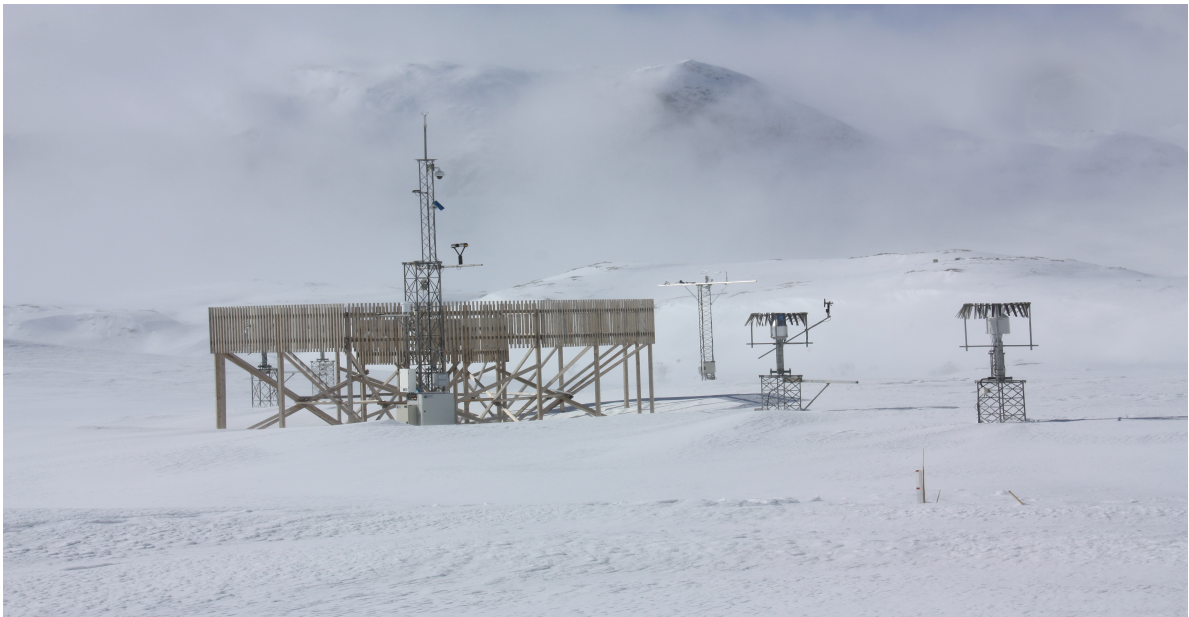
**MET** report

no. 22/2013  
ISSN 1503-8025  
Observasjoner

# Vindkorreksjon av nedbør et Energi Norge prosjekt

(publ.nr. 366-2013366-2013)

Mareile Wolff<sup>1</sup>, Ketil Isaksen<sup>1</sup>, Karianne Ødemark<sup>1</sup>,  
Asgeir Petersen-Øverleir<sup>2</sup>, Trond Reitan<sup>3</sup> og Ragnar Brækkan<sup>1</sup>



<sup>1</sup> Meteorologisk institutt, Oslo

<sup>2</sup> Statkraft, Oslo

<sup>3</sup> Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo



Meteorologisk  
institutt

Title:  Vindkorreksjon av nedbør	Date: 2013-12-10
Section: METKLIM, Avdeling for Observasjonstjenester	Report no. no. 22/2013
Author(s): Mareile Wolff, Ketil Isaksen, Karianne Ødemark, Asgeir Petersen-Øverleir, Trond Reitan, Ragnar Brækkan	Classification <input checked="" type="radio"/> Free <input type="radio"/> Restricted
Client(s): Energj Norge	Client's reference [Client's reference]
<p>Denne rapporten beskriver utviklingen av et omfattende testfelt for vinternedbør og analyseresultater for bedre formler for korreksjoner av snønedbør i sterk vind. Den endelige korreksjonsformelen er vesentlig mer robust enn de som hittil har vært i bruk, spesielt har den vist seg å være gyldig for høye vindhastigheter som er typisk for mange stasjoner i Norge. Formelen er godt egnet for operativ korreksjon på stasjonsnivå for de vanligste målere og måleutstyr.</p> <p>Alle nedbørmålinger basert på oppfangning i målebøtter påvirkes av vinden. Spesielt vil målt snønedbør være sterkt underestimert ved store vindstyrker. Dette medfører stor usikkerhet i snø-, hydrologiske- og klima-modeller og følgelig også modellenes evne til å forutsi fremtidige endringer av spesielt vinternedbør.</p> <p>Resultater fra tre vintersesonger viser en tydelig temperaturrelasjon og en ikke-lineær sammenheng med vindhastighet. Ved hjelp av avansert statistikk er det utarbeidet en ny korreksjonsformel for vinternedbør som gjelder for automatiske nedbørmålere. Formelen bruker bare målt nedbør, temperatur og vind som inngangsdata.</p> <p>Den nye formelen er et steg videre i forhold til tidligere formelverk. Den nye formelen er vesentlig forbedret og sikrere, da den er gyldig for langt høyere vindhastigheter. En annen styrke er at vi presenterer kun én kontinuerlig formel, mens det tidligere formelverk omfattet tre enkeltstående formler for forskjellige nedbørslag.</p> <p>Test av formelen viser gode resultater for forskjellige tidsintervaller; 1,12 og 24-timer. Det er også lagt til rette for valg av vindsensorhøyde; enten som standard MET 10 m eller nedbørmålerhøyde.</p> <p>Prosjektet har også bidratt til økt kunnskap om egenskaper og kvaliteter til kjente og nye sensorer og gitt bedre forståelse av andre kjente feilkilder ved nedbørmålinger.</p>	
Keywords: solid precipitation, precipitation, snow, wind loss, Geonor, precipitation type, Norge, observations	

Eirik J. Førland

Disciplinary signature

Jørn Sævi

Responsible signature

## Sammendrag

### Anbefalt metodikk for korreksjon for oppfangningssvikt ved snønedbør

Basert på omfattende analyser og erfaringer fra tre år med målinger av vinternedbør på et testfelt ved Haukeliseter gis det følgende anbefalinger for vindkorreksjoner av snønedbør:

Ved hjelp av avansert statistikk er det utarbeidet en ny korreksjonsformel for vinternedbør som er tilpasset operativ korreksjon for målestasjoner der nedbør måles sammen med temperatur og vind. Formelen gjelder for automatiske nedbørmålere utstyrt med vindskjerm, og er først og fremst utviklet for timesnedbør. Avhengig av monteringshøyde for vindsensoren er den nye formelen for antatt sann nedbør ( $P_t$ ) som følger:

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{3.41}\right)^{1.58}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \text{ for vind målt i høyde med nedbørmåler}$$

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{4.24}\right)^{1.81}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \text{ for vind målt i standard 10 m høyde}$$

der  $P_m$  er målt nedbør (påvirket av vind-tap),  $T$  er målt lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) og  $V$  målt vindhastighet (m/s).

Den nye formelen er hovedsakelig utviklet fra analyser basert på målinger i vintersesongen ved temperaturer under  $3^{\circ}\text{C}$ , der både nedbør som snø, sludd og regn inngår. Når temperaturen overstiger  $3^{\circ}\text{C}$ , korrigerer formelen mindre og går mot null korreksjon ved høyere temperatur. Inntil nye analyser av sommernedbør foreligger anbefales det derfor å bruke den nye formelen kun for nedbørhendelser der temperaturen er under  $3^{\circ}\text{C}$ , selv om den forventete oppfangningssvikten om sommeren er antatt å være liten (mindre enn 15 %).

For å få fullt utbytte av formelen er det viktig med god datakvalitet. Spesielt er det viktig med gode inngangsdata for nedbør, og at det utføres en systematisk kvalitetskontroll av nedbørmålingene før de korrigeres for oppfangningssvikt. Vanlige små, men signifikante påvirkninger, er knyttet til langsomme temperaturgenererte svingninger som kan fjernes ved såkalt «ja/nei-test», samt hurtige vindgenererte svingninger som krever høyfrekvent filtrering (f.eks. midling over et visst tidsrom (5 min eller mer)). Annen tilfeldig støy kan fjernes med sprangtest. Videre er det også en klar anbefaling at vind måles på en frittstående mast for å unngå skygge og turbulens fra nedbørmåler eller andre installasjoner.

Arbeidsgruppen i denne rapporten ønsker å re-evaluere formelverket om 3-4 år. Videre analyser, både med data og resultater fra Haukeliseter og fra andre nye stasjoner internasjonalt, vil gi ny kunnskap og muligheter for å bedre vurdere usikkerheten og utvide gyldighet av dette nye formelverket.

Det nye formelverket fra Haukeliseter vil ha stor betydning for kraftselskaper som har nedbørfelt i fjellområder og som har behov for sikrere data for beregninger av nedbør i sine felt. Videre vil resultatene også kunne ha stor betydning for analyser av nedbørutvikling og i hvor stor grad endringer i vind- og temperaturforhold har påvirket observerte endringer i nedbørmengder. Korrigerede nedbørdata vil også bidra til en mer realistisk validering av nedbørmodeller og til forbedring av nedbørprognoser.

# Innholdsfortegnelse

<b>1</b>	<b>Innledning</b>	<b>4</b>
1.1	Om VKN prosjektet	5
1.1.1	Prosjekt mål	5
1.1.2	Prosjektets gjennomførelse	6
<b>2</b>	<b>Teststedet</b>	<b>7</b>
2.1	Valg av studieområde	7
2.2	Beskrivelse av studieområdet	7
2.2.1	Geografi	7
2.2.2	Klimatologi	9
2.2.3	Tilrettelegging og grunnarbeid	13
<b>3</b>	<b>Måleløsningen, sensorer og erfaringer</b>	<b>17</b>
3.1	Layout	17
3.2	Datainnsamling og logger	18
3.2.1	Dataflyt	18
3.2.2	Rådata og aggregering	19
3.3	Sensoroversikt	20
3.4	Nedbørmålere	22
3.5	Vindmålere	23
3.6	Temperaturmåler	23
3.7	Luftfuktighetmåler	24
3.8	Snødybdemåler	24
3.9	Nedbørdetektor (Ja/Nei)	24
3.10	Værdetektorer (PWS)	25
3.11	Kamera	26
<b>4</b>	<b>Målekaliteter nedbørmålere</b>	<b>28</b>
4.1	Referansemåler nedbør	28
4.2	Feltkontroll og usikkerhet	30
4.3	Støybeskrivelser Geonor	31
4.3.1	Bakgrunnsstøy - hvit støy	31
4.3.2	Inhomogeniteter; topografibetinget avvik	31
4.3.3	Lavfrekvent målestøy; Temperaturrespons	33
4.3.4	Høgfrekvent målestøy	34
4.3.5	Annen støy eller avvik, Geonor	36
4.3.6	Konklusjon Geonorstøy	37
4.4	Månedsverdier nedbørmålere	37
<b>5</b>	<b>Data og metode</b>	<b>39</b>
5.1	Identifikasjon av nedbørhendelser	39

5.2	Vind i sensorhøyde og 10 m-vind	40
5.3	Filtrering av data	43
5.4	Kvalitativ analyse	46
5.4.1	Temperatur	47
5.4.2	Vind	48
5.4.3	Nedbørtype og nedbørintensitet	49
5.5	Kvantitativ analyse	51
5.5.1	Eksisterende formelverk	51
5.5.2	Utvikling av nytt formelverk	52
<b>6</b>	<b>Resultat</b>	<b>55</b>
6.1	Bestemmelse av korreksjonsformel	55
6.1.1	Innledende modellvalgs analyser	55
6.1.2	Endelig modellvalg	56
6.1.3	Korreksjonsformler m/usikkerhet	57
6.1.4	Estimerte sigmoidfunksjoner	61
6.1.5	Residualanalyse	61
6.1.6	Evaluering mot rå-timesverdier	62
6.1.7	Evaluering mot 12 og 24 timers verdier	63
6.1.8	Evaluering mot eksisterende formelverk	65
6.2	Eksempler på anvendelse	66
<b>7</b>	<b>Diskusjon</b>	<b>71</b>
7.1	Representativitet av resultatene	71
7.2	Våre resultater sammenlignet med tidligere resultater	72
7.3	Videre studier	73
7.3.1	Haukeliseter	73
7.3.2	SPICE	73
7.3.3	Evaluering av resultater	74
<b>8</b>	<b>Konklusjoner og anbefalinger</b>	<b>75</b>
	<b>Takk til</b>	<b>78</b>
	<b>Symbolliste</b>	<b>79</b>
	<b>Referanser</b>	<b>80</b>

# 1 Innledning

Det er et kjent fenomen at vinden påvirker nedbørmålingene og at det finnes en systematisk oppfangingssvikt i data fra nedbørmålere som er basert på mengde eller vektmåling, se for eksempel Sevruk (1989), Groisman and Legates (1994), Peck (1997), Yang m.fl. (1999). Spesielt gjør dette seg gjeldende ved snønedbør. Verdens Meteorologi Organisasjon (WMO) gjennomførte en stor internasjonal nedbørstudie og kvantifiserte oppfangingsvikten som resulterte i et formelverk for justering av nedbørtapet (Goodison m.fl., 1998).

Norge bidro i et samarbeid med de andre Nordiske landene, i en studie for å finne et formelverk gjeldende for nordiske forhold. Dette studiet ble gjennomført samtidig med, og koordinert mot WMO-studien. Målekampanjen ble utført fra 1987 til 1993 i Finland og resulterte i et formelverk som fram til nå har vært det anbefalte for bruk i Norge (Førland m.fl., 1996). Det har imidlertid hersket usikkerhet knyttet til om formelverket fra Finland er gyldig for norske forhold, og spesielt for norske høyfjellsområder og Arktis. En annen analyse basert på arktiske forhold (med data fra Svalbard) ble presentert i Hanssen-Bauer m.fl. (1996), og benyttes av bl.a. Statkraft.

Førland m.fl. (1996) presenterer metoder for korreksjon av nedbør for flere type stasjoner, både automatiske og manuelle. I dag er de fleste nedbørmålinger automatisert. Det finnes en rekke forskjellige automatiske sensorer som ofte blir kombinert med en vindskjerm for å begrense påvirkningen av vindhastighet. Rasmussen m.fl. (2011) gir en oversikt over aktuelle studier, både feltstudier og modellanalyser av nedbørtap.

For å kunne observere reelle forandringer av nedbørmengder, som er et forventet resultat av et klima i endring, er det nødvendig å forbedre kvaliteten på nedbørmålingene. Det er spesielt viktig i områder med mye nedbør i form av snø, som i fjellet og i nordområdene. En temperaturøkning vil medføre en forandring av forholdet mellom regn- og snønedbør. Siden oppfangingsvikten er betydelig mindre for regn enn før snø, vil en økning av andelen regn i forhold til snø føre til en kunstig økning av den totale nedbørmengden. Legates (1992) og Førland (1994) foreslo denne effekten, og Førland og Hanssen-Bauer (2000) kvantifiserte effekten på en dataserie fra Svalbard. Basert på den forventete temperaturøkningen konkluderte de med at den fremtidige kunstige nedbørøkningen (på grunn av flere regnhendelser) var omtrent av samme størrelsesorden som den forventete reelle nedbørøkningen for det Norsk-arktiske området.

Hydrologiske modeller for nedbørakkumulasjon og snømagasin har vanligvis lokale nedbør- og temperaturmålinger som inngangsvariabler. God datakvalitet er viktig, siden et systematisk oppfangingsstap av vintermålinger forplanter seg gjennom hele modellen og forfalsker mengden i magasinet. Dette kan medføre feil i varsel av smelteperiode, smeltevannsmengde og flomfare, samt gi unøyaktig estimer av vannmengden som tilføres til og lagres i reservoarene til vannkraftsbransjen. Nøyaktige målinger av snømengde er ut over dette også avgjørende for pålitelige skredvarsel (Vikhamar-Schuler m.fl. 2011). Derfor er det viktig å få bedre kunnskap om gjeldende formelverk faktisk også er gyldig for norske forhold.

## 1.1 Om VKN prosjektet

Både kraftselskapene og Meteorologisk institutt er avhengige av pålitelige måledata, spesielt fra fjellområdene i Norge. God kvalitet på nedbørmålingene er viktig for presisjon av hydrologiske modeller for vanddisponering, produksjonsplanlegging og modeller for hvordan klima forandrer seg i fremtiden.

Som nevnt har det vært usikkerhet knyttet til om dagens anbefaling for nedbørkorreksjon fra Finland også er gjeldende for norske forhold. Datasettet Førland m.fl. (1996) baseres på er begrenset til en maksimal vindhastighet på 7 m/s. I norske fjellområder vil det ofte være nedbørhendelser der vindstyrken er betydelig høyere enn dette. Det er derfor behov for et datasett med nedbørhendelser med høye vindhastigheter, slik at formelverket kan utvides utover 7 m/s.

I felleskap utarbeidet Statkraft og MET en idé om et prosjekt i høyfjellet, der formålet igjen var å studere oppfangingsvikt av snønedbør. Aktører i kraftbransjen ble invitert til å delta med økonomisk støtte til prosjektet. Av totalt 3 millioner kroner har Statkraft gitt omtrent halvparten og resten er gitt av Norsk Hydro, BKK, Agder Energi Prod., Lyse Produksjon AS, E-CO, NTE, GLB og Trønderenergi. I tillegg har Statkraft og MET bidratt med en betydelig egeninnsats (i størrelsesorden et årsverk) i analysearbeid og teknisk utvikling og drift.

Prosjektet er organisert som et samarbeidsprosjekt mellom MET og Statkraft med følgende deltakere: Ragnar Brækkan (MET, prosjektleder), Erik Ruud (Statkraft), Asgeir Petersen-Øverleir (Statkraft), Elin Lundstad (MET), Mareile Wolff (MET; analysekoordinator), Ketil Isaksen (MET), Karianne Ødemark (MET). I slutfasen fikk analysegruppen støtte av statistikeren Trond Reitan (NVE), som hjalp til med riktig bruk av den valgte analysemetoden (bayesiansk statistikk). Prosjektet er organisert som et Energi Norge prosjekt; «Vind korreksjon av nedbør» (VKN; prosjekt no. Sy-PD-1.4\_09).

### 1.1.1 Prosjekt mål

Hensikten med prosjektet er å etablere rutiner for korreksjon av måledata som er tilpasset norske klimaforhold og nedbørmålere som brukes i Norge. Det skal vektlegges formelverk som inkluderer store vindhastigheter.

Prosjektets mål er å etablere tilstrekkelig kunnskap om oppfangningsvikt ved de nedbørmålertyper som er i bruk i Norge til å kunne utvikle et formelverk for korreksjon av nedbør basert på målt nedbør, vindhastighet og lufttemperatur. Slike formler vil ha stor betydning for kraftselskaper som har nedbørfelt i fjellområder og som har behov for sikrere data for beregninger av sann nedbør i sine felt. Etablering av korrigerede nedbørdata vil også kunne bidra til mer realistisk validering av nedbørmodeller og til forbedring av nedbørprognoser.

### 1.1.2 Prosjektets gjennomføring

I 2009/2010 ble det gjennomført et forprosjekt for å finne en egnet plass i et norsk fjellområde til å etablere et testfelt. Flere steder ble evaluert og to av disse ble utstyrt med nedbør-, temperatur- og vindsensorer for å vurdere homogenitet av områdene, og ikke minst om en stor nok datamengde med nedbørhendelser kunne forventes (Wolff m.fl., 2010).

Haukeliseter ble valgt på grunn av god tilgjengelighet, samt det faktum at målingene indikerte god homogenitet og at det kunne forventes tilstrekkelig antall hendelser med snøfall under ulike (både høye og lave) vindstyrker til å utvikle et nytt formelverk (Wolff m.fl., 2013)

I dette prosjektet bruker vi WMO's anbefalte referanse for nedbørmålinger (Goodison m.fl., 1998). Rundt referansemåleren ble det installert flere nedbørmålere med mest mulig standard oppsett for å kunne sammenligne målingene. I tillegg ble det observert mange meteorologiske støtteparametere som et grunnlag for en fullstendig analyse.



## 2 Teststedet

### 2.1 Valg av studieområde

I prosjektutredningen fokuserte vi på å finne et område med stor homogenitet mht nedbør og vind, samt at det skulle være tilstrekkelig med nedbør i sterk vind. Ved studier av kart, klimastatistikk og innspill fra samarbeidspartnere og andre lokale kjentfolk kom vi fram til 7 ulike steder for nærmere utredning: 3 steder på Vikafjellet, to steder ved Blåsjø, Blåbergdalen ved Røldal og Haukeliseter (nær brøytestasjonen).

Etter gjennomførte befaringer sommeren 2009 sto vi mellom to valg: Blåsjø eller Haukeliseter. For å sikre oss best mulig homogenitet valgte vi å utføre målinger gjennom én vinter med parvise sett av Geonor, vind og temperatur på begge steder.

Analyser av data fra dette forprosjektet viste at forholdene på Haukeliseter var signifikant mer homogene enn på Blåsjø. Praktiske hensyn gikk også i favør av Haukeliseter og det ble besluttet å etablere og utvikle testfeltet der.

I løpet av høsten/forvinteren 2010 ble Geonor i referanse DFIR og to Geonor med standard skjerm (Alter) montert, foruten mast med diverse støttemålinger. Datainnsamling begynte i slutten av januar 2011.

For økt homogenitet ble testfeltet utvidet både sommeren 2011 og 2012 og omfatter nå nær 5000 kvm planert område. Høsten 2013 ble det fylt på jordmasse og våren 2014 planlegges gjensåing med naturgress. Flere Geonor sensorer og andre nedbørmålere, samt diverse vind og optiske værdetektorer er implementert 2011 og 2012. Dels etter ønske fra VKN støttespillere, dels etter MET initiativ og behov.

### 2.2 Beskrivelse av studieområdet

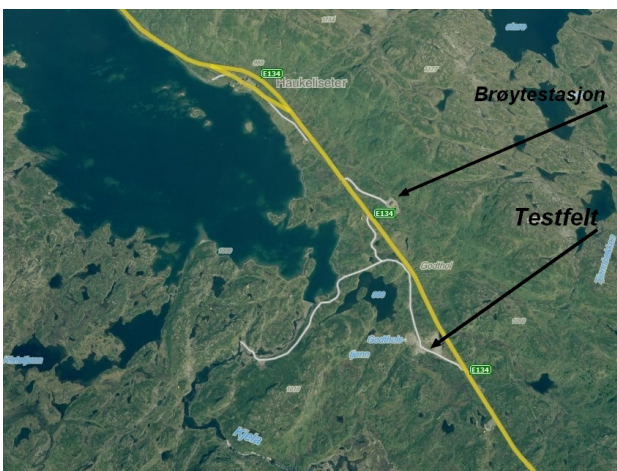
#### 2.2.1 Geografi

Testfeltet "Haukeliseter", vist i bildeserien i avsnitt 2.2.3, ligger på 990 m.o.h. ved siden av E 134 i Telemark (59.81°N, 7.21°E), se topografisk kart i Figur 2.1 og flyfoto i Figur 2.2.



Figur 2.1: Topografisk kart av testområdet. Testfeltet er markert med rød prikk.

Testfeltet ligger i lett kupert terreng mellom to store innsjøer. Som følge av stor snøakkumulasjon på frose vannoverflater og en viss utjevning av terrengvariasjoner på grunn av at vinden refordeler snøen, dannes det her om vinteren et veldig stort og relativt flatt platå. Mot Europaveien, som ligger ca. 100 m unna, er det en relativ bratt stigning på ca. 20 høydemeter. Omliggende fjelltopper er ca. 100 til 500 meter høyere enn selve testfeltet. Mot vest er de nærmeste toppene minst 3 km unna. Fjelltoppene i øst ligger litt nærmere. I ca. 2 km avstand er det fjelltopper med en høyde på rundt 1250 m o.h. Den nærmest fjelltoppen (1162 m o.h.) er 1 km mot nordøst. Mot sør er det landskapet veldig åpent, nærmeste fjelltopp i denne retningen ligger mer enn 4 km unna.



Figur 2.2: Flyfoto fra testfeltet på Haukeliseter.

## 2.2.2 Klimatologi

Testfeltet ligger ca. 700 m sørvest for og ca. 30 m lavere enn Haukeliseter brøytestasjon. Fra brøytestasjonen foreligger observasjoner fra tidsrommet 28. januar 1984 til 31. desember 1995. Vi forventer at disse observasjonene er representative for testfeltet og gir oss informasjon om forventede situasjoner mht nedbør og sterk vind.

Det foreligger kun data for vinterhalvåret; fra og med november til og med april. Kun 06 og 18 terminene er behandlet. Fra utredningen i forprosjekt framkom bl.a:

I) Antall 06 og 18 observasjoner	4460
II) antall observasjoner med nedbør 0,1 mm eller mer	2508
III) antall obs. med nedbør 0,1 mm eller mer og temperatur er 0°C eller lavere	2415

Total målt nedbørmengde i 11 vintersesonger (a 6 mnd) var ca. 5200 mm som gir i snitt ca. 470 mm pr vinter. Med vindkorreksjoner er dermed korrekt nedbør vesentlig mer og antakelig rundt det dobbelte. Sann årlig nedbør estimeres til mer enn 1500 mm og antakelig nærmere 2000 mm.

I Tabell 2.1 fremkommer følgende fordeling for antall episoder med observert nedbør som snø for ulike vindhastigheter. Resultatene viser at det er svært mange situasjoner med ønsket områder for vind i nedbørsituasjoner.

Tabell 2.1: Antall episoder med observert nedbør som snø for ulike vindhastighet fra Haukeliseter brøytestasjon i vinterhalvåret (nov-apr) for sesongene fra 1984 til 1995.

Maksimal Vindhastighet i m/s	Antall episoder med observert snø-nedbør
FX >= 6	1900
FX >= 8	1540
FX >= 10	1180
FX >= 12	833
FX >= 14	545
FX >= 16	330
FX >= 20	116

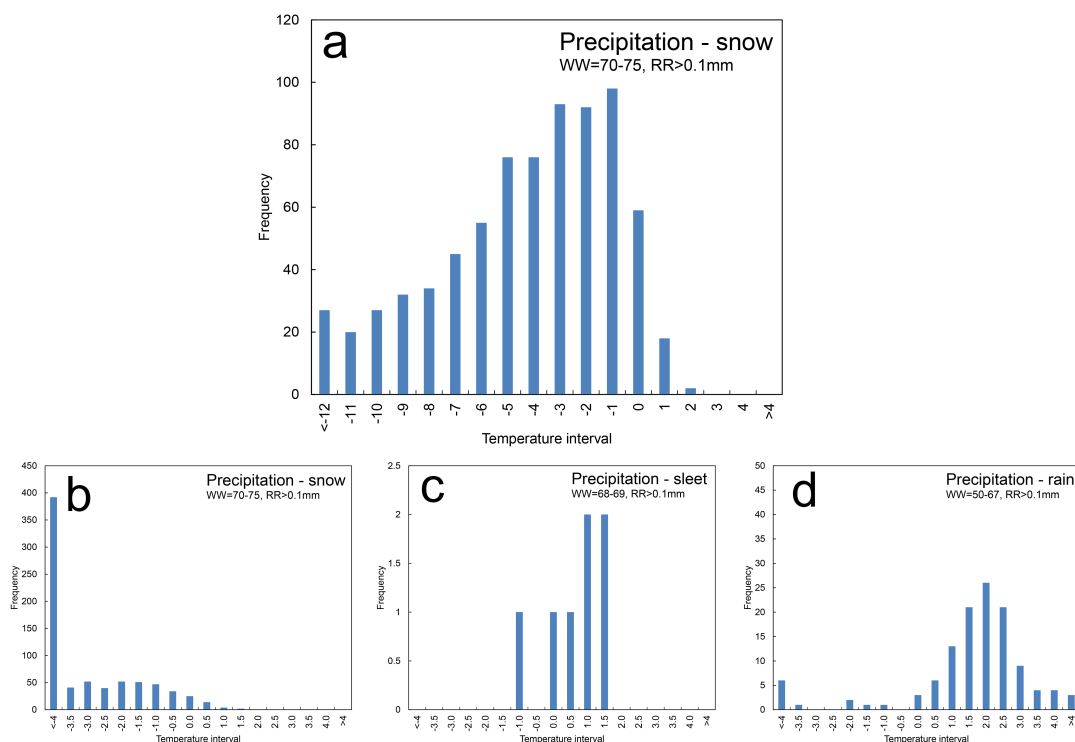
En åpenbar begrensning i beregningsgrunnlaget er innslag av fokk i nedbørmålingene. Fra brøytestasjonen foreligger følgende statistikk:

- I) Totalt antall observasjoner med fokk er 1495,
- II) totalt antall observasjoner med fokk i nedbørsituasjoner er 1044,
- III) episoder med lavt bakkefokk under øyehøyde uten målt nedbør i måletidspunktet er 86,
- IV) antall episoder med lavt bakkefokk over øyehøyde uten målt nedbør i måletidspunktet er 33.

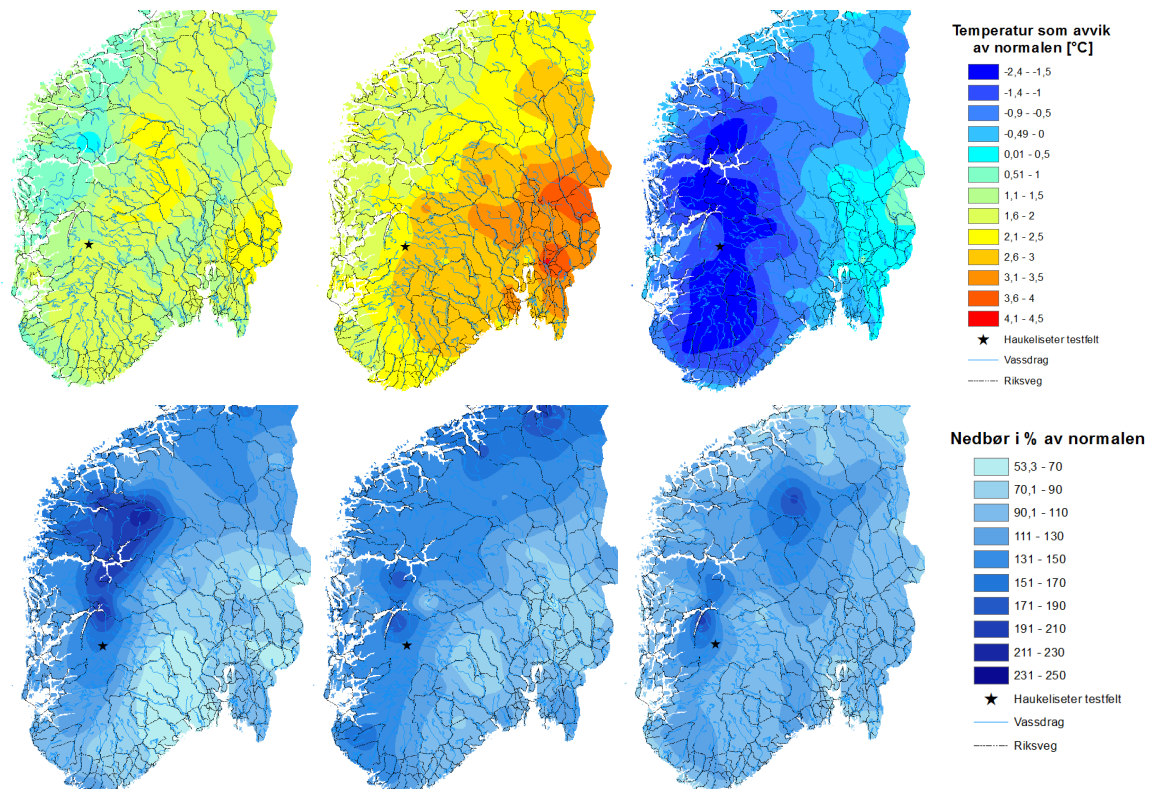
Det framgår av denne statistikken at det er observert fokk i ca. halvparten av tilfellene med observert nedbør. Fokk observeres og meldes meget grovt kvantitativt; lett, middels og tett. Det ble aldri observert/meldt tett fokk; kun lett eller middels.

På Haukeliseter brøytestasjon foreligger det også gode observasjoner av været ved observasjonstiden (WW). Ved å bruke WW kan en få et godt bilde av hvordan de ulike nedbørslagene regn/yr (WW = 50-67), sludd (WW = 68-69) og snø (WW = 70-75) fordeler seg i vinterhalvåret november-april (Figur 2.3). Dette tilsvarer den perioden vi hovedsakelig benytter i analysene i resten av rapporten.

Resultatene for snø viser at medianen ( $Q_2$ ) ligger på  $-4,0$  °C, mens nedre kvartil ( $Q_1$ ) og øvre kvartil ( $Q_3$ ) ligger på hhv.  $-6,9$  °C og  $-2,1$  °C. Tilsvarende for  $Q_2$ ,  $Q_1$  og  $Q_3$  for nedbør som regn ligger på hhv.  $1,6$  °C,  $0,9$  °C og  $2,3$  °C. For sludd er det veldig få observasjoner, trolig som følge av at dette er blitt rapportert inn som nedbør som regn eller snø.



Figur 2.3: Fordelingen av nedbørslag snø (a,b), sludd (c) og regn/yr (d) for ulike temperaturer observert ved hovedterminene kl 06 og kl 18 (UTC) ved Haukeliseter brøytestasjon for nov-apr, for perioden 1984-1995. Figur a viser fordelingen av snø for temperaturintervall på 1 °C fra  $-12$  °C til  $>4$  °C, mens figur b, c og d har hovedfokus på fordelingen av nedbør for temperaturer rundt 0 °C (fra  $-4$  °C til  $>4$  °C, med temperaturintervall på 0,5 °C).



Figur 2.4: Øverste panel: månedsmiddel av temperatur, gitt som avvik fra normalen, for periodene februar – april 2011 (venstre), november 2011 – april 2012 (i midten) og februar – mai 2013 (høyre). Nederste panel: månedsmiddel av nedbør, gitt i % av normalen for periodene februar – april 2011 (venstre), november 2011 – april 2012 (i midten) og februar – mai 2013 (høyre).

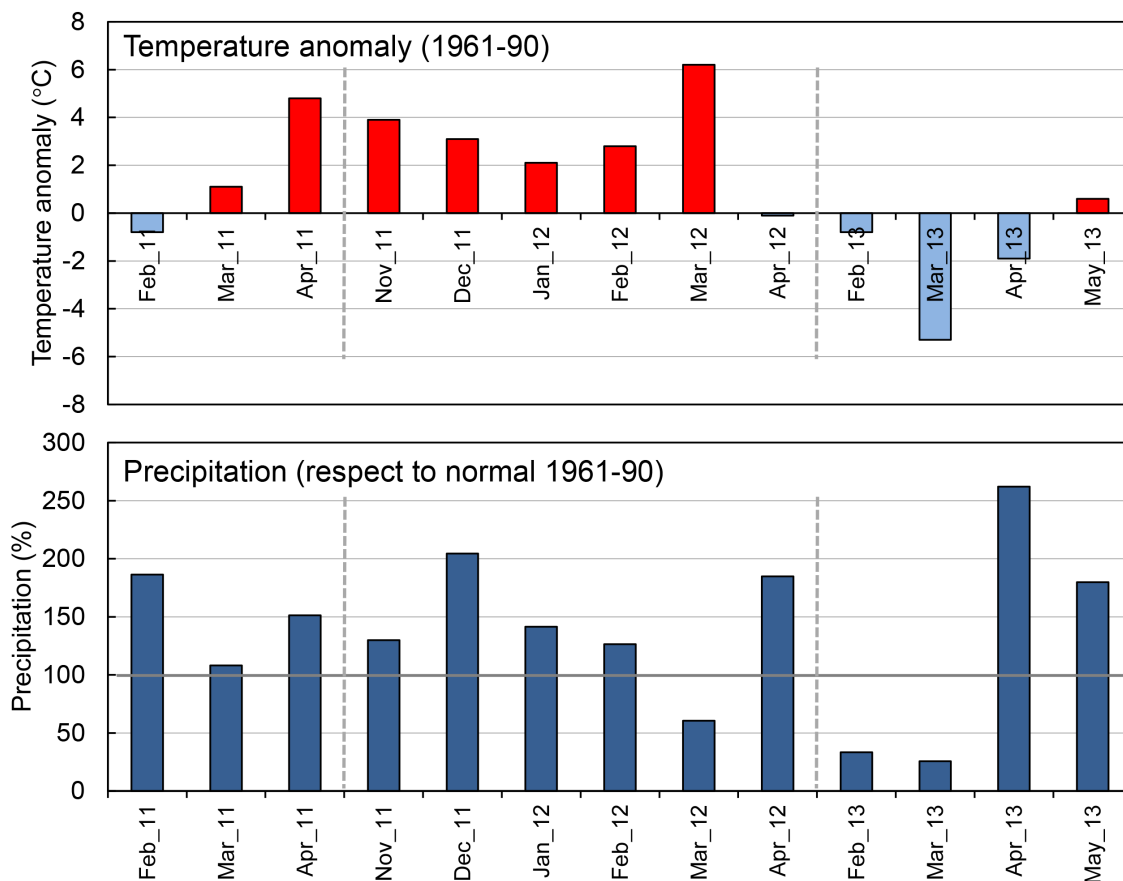
Figur 2.4 viser de generelle temperatur- og nedbørforholdene i Sør-Norge for de aktuelle vinterene som er benyttet i analysene i prosjektet. Som det går fram av figuren var februar-april 2011 og november 2011-april 2012 relativt varme perioder med mye nedbør. Februar-mai 2013 var både kald og nedbørrik, sett perioden under ett.

Figur 2.5 viser tilsvarende temperatur- og nedbørstatistikk, men med noe mer detaljer og nå kun for Vågsli, som er den mest nærliggende værstasjonen til Haukelisetestfelt (ca. 10 km unna). Figuren viser at starten av den første perioden i 2011 var karakterisert av kald, men nedbørrik februar etterfulgt av en mild mars og en svært mild og nokså nedbørrik april måned. Temperaturen i april 2011 lå hele 4,8 °C over normalen (1961-90). For både Østlandet og Sørlandet var april 2011 den desidert varmeste som er registrert siden 1900, mens den for Vestlandet var den nest varmeste.

Den neste perioden i 2011-2012 var gjennomgående svært mild (med unntak av april 2012) og nedbørrik (med unntak av mars 2012). For desember 2011 var nedbøren over det dobbelte av normalen. For Østlandet som helhet var den måneden det nest våteste siden 1900, og for Vestlandet den 3. våteste. Mars 2012 var ekstremt mild med månedstemperatur 6,2 °C over normalen. For både Østlandet og Vestlandet som helhet var mars 2012 den varmeste som er registrert.

Den siste perioden i 2013 var gjennomgående kald, med en svært nedbørfattig februar og mars, mens april og mai var svært nedbørrike. April 2013 fikk 262 % av normalen og var blant de våteste april måneder som er registrert her.

Under de ekstremt milde periodene i april 2011 og mars 2012 var det flere hendelser der nedbøren kom i form av regn på Haukelisetet.



Figur 2.5: Temperaturavvik fra normalen (øverst) og nedbør i forhold til normalen (nederst) for Vågsli, som er den mest nærliggende stasjonen til Haukelisetet testfelt

### 2.2.3 Tilrettelegging og grunnarbeid

Testfeltet ble montert på et relativt flatt område der en tidligere brøytestasjon har stått. Vi fikk meget positiv støtte fra grunneier Statskog og Vinje kommune. Statens vegvesen bidro også ved at vi fikk ta fyllmasse fra et grus/steinuttak ovenfor testfeltet.

Høsten 2010 ble det flyttet og tilkjørt store mengder masse (stein og grus) for å oppnå ca. 3000 m<sup>2</sup> flatt område. Her ble geonor i DFIR, to andre geonor med standard alter skjerm og 10 m mast med diverse støttemålinger og skap for kraft, loggere og kommunikasjon opprettet.

Høsten 2011 ble testfeltet noe utvidet og flere sensorer montert; en ekstra geonor, OTT Pluvio og 3 optiske målere for detektering av nedbørtyper.

Høsten 2012 ble det gjort ytterligere planeringsarbeid slik at feltet nå består av 5000 m<sup>2</sup> flatt område. Det ble også montert en hytte 50 m ovenfor testflaten der vi monterte alt innsamlings- og kommunikasjonsutstyr. I fortsettelse følger noen bilder tatt under bygging av testfeltet og fra oppgraderinger gjort under måleperioden.









Figur 2.6: Bildeserie: Utviklingen av testfeltet fra starten 2009 til et omfattende felt høst 2013

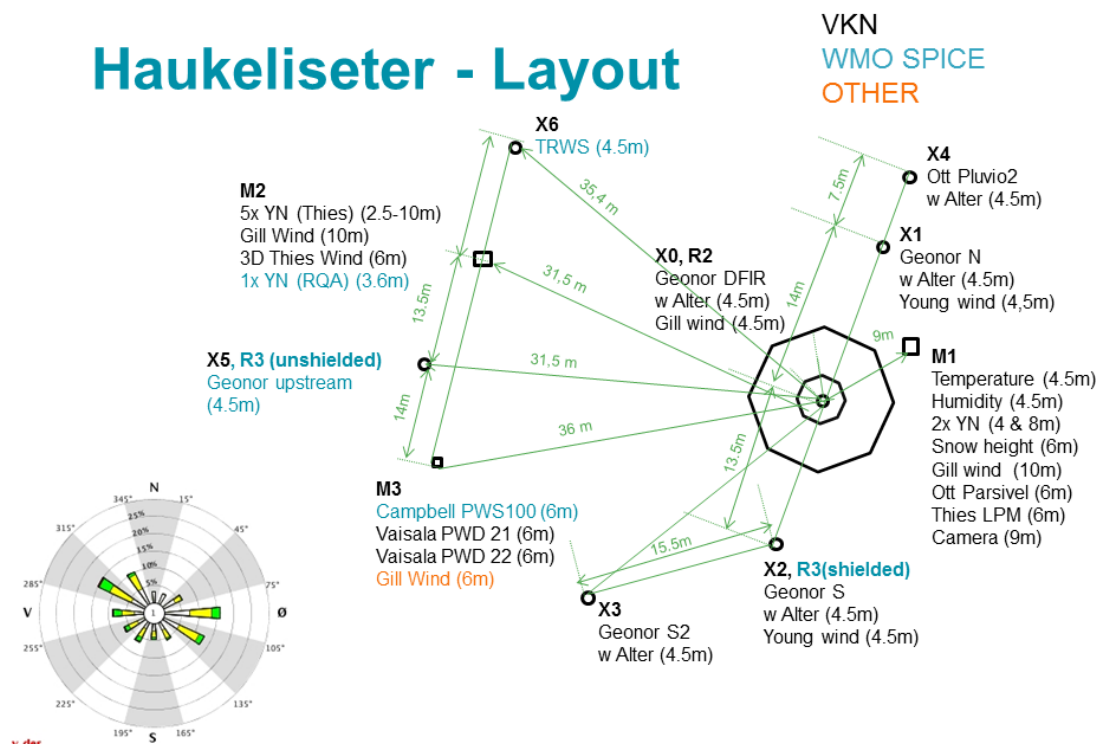


Figur 2.7: Testfeltets plassering, terrenget rundt og eksponering. Bildene er tatt fra helikopter i september 2013

## 3 Måleløsningen, sensorer og erfaringer

### 3.1 Layout

Sensorene er plassert på rekker slik at de er optimalt eksponert for de framherskende vindretninger i nedbør, uten at sensorene påvirker hverandre innbyrdes, se layoutskisse i Figur 3.1. Vindrosen ned til venstre gir vindfordelingen fra Haukeliseter brøytestasjon. De fleste nedbørhendelser er ved vind fra vestlig sektor, men også betydelig fra øst.



Figur 3.1: Skjematisk skisse av layoutet på Haukeliseter testfelt. Data fra instrumentering i svart skrift inngår analysen i VKN prosjektet. Instrumentering i blå skrift er forbeholdt WMO SPICE prosjektet. Instrumentering i rød skrift tilhører andre prosjekter. Vindrosen til venstre gir vindfordeling målt i 10-års perioden på Haukeliseter brøytestasjon.

## 3.2 Datainnsamling og logger

Målesystemet er bygd opp rundt 2 stk dataloggere fra Scanmatic; modell SM5049. En av disse er modifisert til å brukes mot standard RS485 bus. Via omformere benyttes denne til etter hvert 15 geonorstrenger. Ellers er dataløsningen bygd rundt et lokalt nettverk. Vi har flere omformere fra serie til LAN og har i alt 16 ekstra serieinput utover de som er integrert i loggerne (3 på hver). Pr høst 2013 behandles og beregnes i alt ca. 150 størrelser for lagring hvert minutt.

Fra start 2010 ble alle loggere, omformere og kommunikasjon montert i skap på meteorologisk mast (M1). Sommeren 2012 ble det montert en hytte ca. 60 m øst for testfeltet og datainnsamlings- og kommunikasjonsutstyr ble flyttet dit og samtidig utvidet vesentlig mht kapasitet.

### 3.2.1 Dataflyt

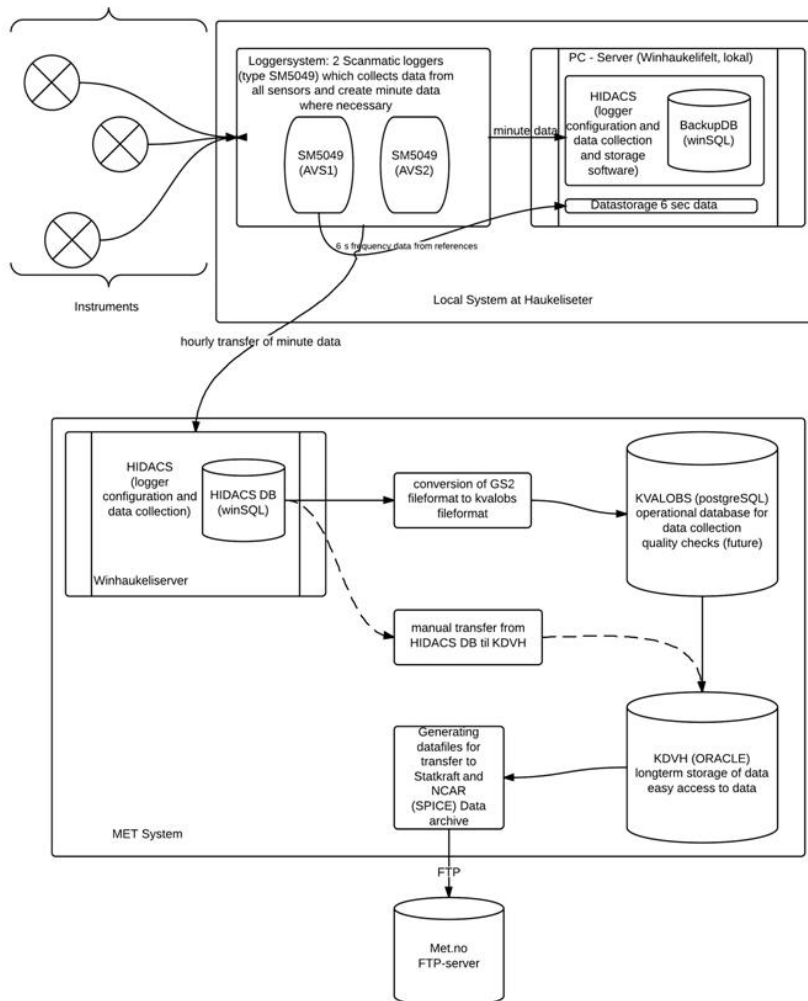
Av praktiske årsaker gikk dataflyten fra Haukeliseter testfelt i oppstartsfasen via Statkraft. Dataene fra loggerne på testfeltet ble innsamlet med Scanmatics datainnsamlingssystemet HIDACS og deretter lagret hos Statkraft. En GS2-fil ble sendt fra Statkraft til MET og der konvertert til METs eget dataformat kvalobs. Kvalobs-filen ble lagt inn i kvalobsdatabasen, METs innsamlingsdatabase. Langtidslagring og lett tilgang til alle slags data på Meteorologisk institutt skjer via Klimadatavarehuset (KDVH). Kvalobs og KDVH er direktekoblet og data oversendes automatisk mellom disse.

I slutten av 2011 ble datastrømmen forandret og dataoverføring gikk nå direkte til MET. Dette ble etterfulgt av flere utvidelsestrinn og interne forandringer som krevde en flere tilpassinger av dataflyten. For eksempel var det nødvendig å innrette en egen kvalobsløsning på grunn av den høye observasjonsfrekvensen på Haukeliseter. En utfordring var også det uvanlige høye antallet av forskjellige parametre, derunder flere av samme type. Både Statkrafts og METs operasjonelle stasjonsnett er tilpasset mye enklere utstyrte stasjoner som vanligvis bare overfører timedata. Flytdiagrammet i Figur 3.2 viser dagens dataflyt.

Minuttdataene fra loggere på Haukeliseter blir overført en gang i timen via bredbånd til en virtuell Windows server på Meteorologisk institutt. Her brukes Scanmatic programvaren HIDACS til datainnsamling og førstetrinns lagring. Dataene blir overført i et GS2-filformat som konverteres til kvalobsformatet, og deretter legges inn i kvalobsdatabasen. Herfra blir dataene videresendt til KDVH for analyse og langtidslagring.

Som enkel backupløsning og for å være uavhengig av mulige kommunikasjonsfeil, er det opprettet en lokal datainnsamling og lagring på Haukeliseter. I tillegg lagres kamera-bilder og seks-sekunders data fra utvalgte nedbørmålere på den lokale Windows serveren.

### Haukeliseter, Norway - dataflow VKN project, status 2013



Figur 3.2: Dataflyt fra Haukeliseter Testfelt til METs database, status 2013.

### 3.2.2 Rådata og aggregering

Alle data som sendes fra Haukeliseter testfelt til Meteorologisk institutt er minutt-data. Hvordan disse minutt-dataene genereres av rådataene er instrumentavhengig. For alle "ikke intelligente" sensorer gjelder i regelen kontinuerlig måling av råverdier (hvert 2-4 sekund) og beregning av middel (eller median) over 1 minutt. Dette gjelder for alle analoge signalet (geonor, temperatur, fuktighet, vind, snødybde osv). Noen sensorer som f.eks. Pluvio2 og Present Weather sensorer, har innebygget elektronikk som bruker forskjellige statistiske metoder for å generere minuttverdier (mest vanlig er middel og median).

De fleste minuttverdier blir brukt som de er. Et viktig unntak er Geonor-data der vi bruker middelveidi av hvert sett med 3 strenger. Unntak er perioder hvor vi registrerte feil eller uregelmessigheter ved en streng, da brukes de to resterende.

Som et enkelt støyfilter, som reduserer det høyfrekvente målestøyet omtalt i avsnitt 4.3, generer vi 5 og 10 minutters glidende middel av Geonorsignaler. For operasjonell bruk aggregeres data i tillegg hver time. Det vil si at dataene for hver time blir generert på samme måte som en operasjonell stasjon som bare overfører timesdata. For eksempel generes middel-, minimum- og maksimumtemperatur fra de siste 60 minutter, mens vindhastigheten er middelveidien for de siste 10 minuttene og gust gjelder for 1 time.

Alle minuttdataene, genererte glidende middel og aggregerte data blir fortløpende lagret i klimadatavarehuset, Meteorologisk institutts database for langtidslagring. På grunn av datasikkerhet er det ikke mulig å opprette direkte datatilgang for eksterne aktører. Ved interesse kan vi generere datafiler for videre forskning. Da ber vi om spesifisering av ønsket periode og en liste over hvilke parameter som skal sendes. I tillegg ønsker vi informasjon om planlagt bruk av dataene og tilbakemelding i tilfelle av publikasjoner.

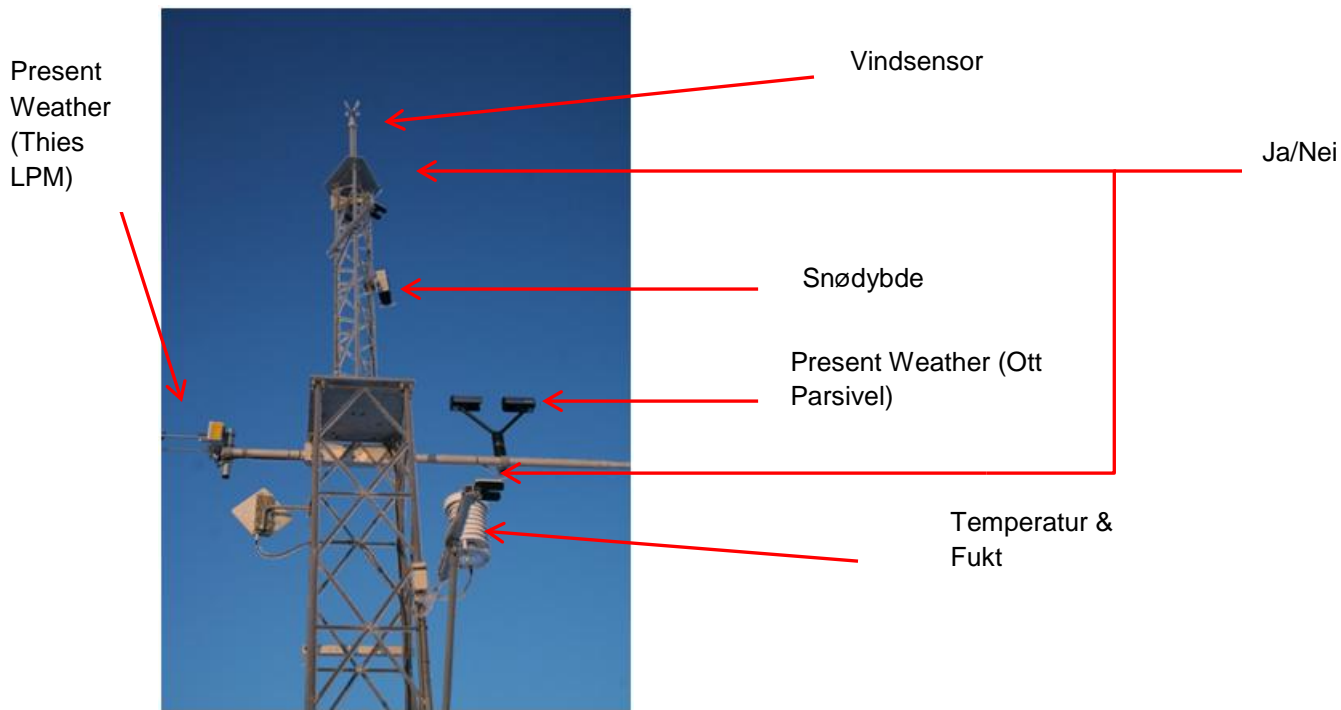
### 3.3 Sensoroversikt

30 sensorer inngår i VKN-prosjekt, derunder 6 nedbørmålerer, vindmåler i både nedbøråpningens høyde og i 10 m, vær- og nedbørdetektorer og andre meteorologiske instrumenter. Tabell 3.1 lister alle sensorene, mens Figur 3.3 og Figur 3.4 viser instrumentene montert på to 10-m master på testfeltet.

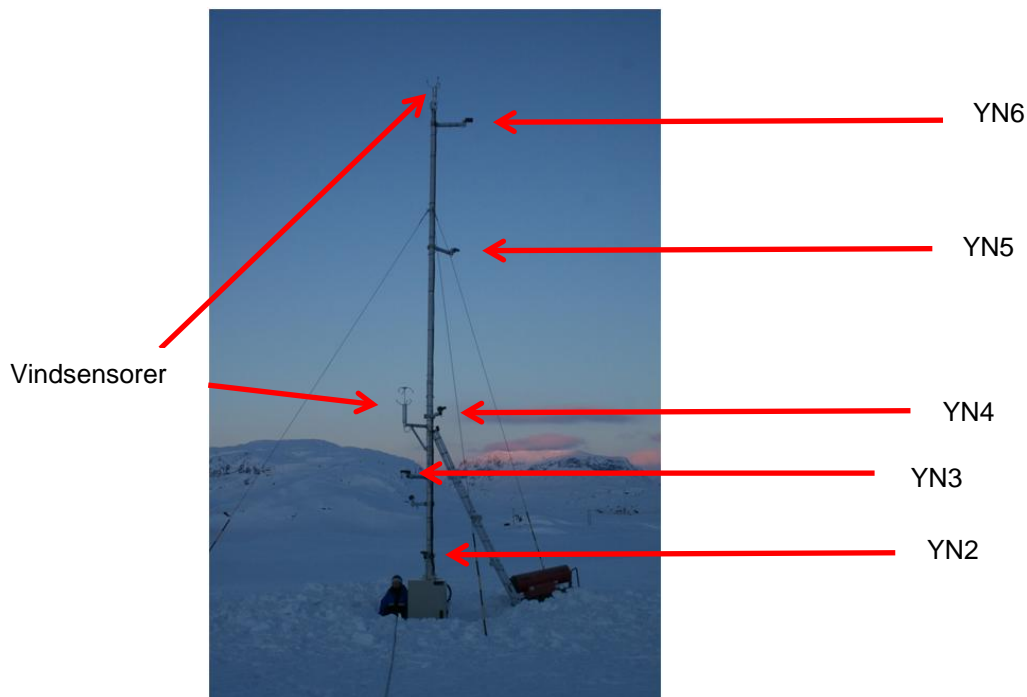
Tabell 3.1: Liste over alle sensorer plassert på Haukelisetestfelt. Instrumentbetegnelse, plassering, monteringshøyde og begynnelse av datainnsamling er vist.

Instrument	Plassering	Type	Høyde	Data fra	Data til
<b>Nedbør</b>					
Geonor X0	DFIR	1000 mm	4.5 m	01.2011	
Geonor X1	Nord	1000 mm	4.5 m	01.2011	
Geonor X2	Sør	1000 mm	4.5 m	01.2011	
Geonor X3	Sør2	1000 mm	4.5 m	12.2012	
Pluvio 2 X4	Nord2	1500 mm	4.5 m	02.2013	
Geonor X5	NW	1000 mm	4.5 m	02.1013	
<b>Vind</b>					
Gill WO II	Geonor DFIR	Enhanced heat, 150 W	4.5 m	01.2011	
GILL WO II	Mast 1	Std heat 60 W	10 m	01.2011	
GILL New	Mast 3	Extreme heat; 400 W	6 m	02.2013	
Young N	Geonor Nord	Young Alpine	4.5 m	01.2011	
Young S	Geonor Sør	Young Alpine	4.5 m	01.2011	
Thies 3D	Mast 2	3D ultrasonic	4.5 m	02.2013	
Vaisala	Mast 2	Vaisala WMT702, 150W	10 m	01.2013	
<b>Værdetektorer</b>					
Disdrometer	Mast 1	Thies LPM	6 m	07.2011	
Disdrometer	Mast 1	Ott Parsivel	6 m	07.2011	
Present Weather	Mast 1	Vaisala PWD 21	6 m	02.2011	02.2013
Present Weather	Mast 3	Vaisala PWD 22	6 m	01.2013	
Present Weather	Mast 3	Campbell PWS100	6 m	01.2013	
<b>Nedbørdetektorer</b>					
Thies 1	Mast 1	Yes/No detector	6 m	02.2011	
Thies 2	Mast 1	Yes/No detector	8 m	02.2011	
Thies 3	Mast 2	Yes/No detector	2,25 m	12.2012	
Thies 4	Mast 2	Yes/No detector	3,55 m	12.2012	
Thies 5	Mast 2	Yes/No detector	4,55 m	12.2012	
Thies 6	Mast 2	Yes/No detector	7,55 m	12.2012	
Thies 7	Mast 2	Yes/No detector	9,75 m	12.2012	

<b>Andre</b>					
Snødybde	Geonor S	Campbell SR50A	4.5 m	01.2011	06.2011
Snødybde	Mast 1	SHM30 Laser	8 m	12.2012	
Kamera	Mast 1	Axis Q6032-E	9 m	03.2013	
Lufttemperatur	Mast 1	PT100	5 m	02.2011	
Luftfuktighet	Mast 1	HMP155	5 m	02.2011	



Figur 3.3: Sensorene på meteorologisk mast (10 m, M1) som står rett ved siden av DFIR.



Figur 3.4: Mast nr 2 (M2) står på østsiden av testfeltet, ca. 30 m fra DFIR. 5 stk Ja/Nei sensorer i forskjellige høyder, mellom 2 og 9 m. 2 stk vindsensorer som måler vind i 4,5 m (gauge-height) og i 10 m.

### 3.4 Nedbørmålere

Prosjektet er rettet mot korreksjon av vinternedbør i Geonor eller sammenliknbar måler som f eks Pluvio. De fleste kraftselskapene og MET bruker i dag Geonor i sitt automatiske stasjonsnett. Måleprinsippet er vektmåling av bøtte med oppsamlet nedbør. Geonor benytter frekvensmåling av høgkvalitets kvartsstrenger, mens Pluvio2 (og andre) bruker lastceller.

I dette prosjektet bruker vi 5 stk Geonor og 1 stk Pluvio2. Alle bortsett fra Geonor X5 har Alter skjerm. Alle Geonor har 1000 mm strenger (3 på hver) og effektiv målekapasitet på Haukeliset er 600 – 800 mm nedbør avh. av mengden frostvæske (sesong).

Pluvio2 har total kapasitet 1500 mm minus nødvendig frostvæske (20 – 40 %).

#### Oppvarming Geonor:

For å unngå hel eller delvis tetting av sensoråpningen (rim, is, snø) brukes varme på topprøret. Fra starten hadde alle geonor samme type varmekappe utvendig på topprøret.

For å unngå for store temperaturopper valgte vi først å bruke 24 V/ 50 W varme. Dette viste seg å være noe lite da en fikk temperaturer  $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  på halsene ved sterk vind og lave lufttemperaturer ( $< -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

Fra sommeren 2012 introduserte vi 48V/200W som alltid gir  $T > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  på bøttehalsene. Enkel styring med av/på ved  $+1\text{ }^{\circ}\text{C}$  gir pga materialenes termiske kapasitet og treghet tilfredsstillende regulering: fluktuasjoner mellom 0 og  $+3 - +6\text{ }^{\circ}\text{C}$  avhengig av lufttemperaturen og vindstyrken.



Sommeren 2012 ble varmeløsningen modifisert for 3 av sensorene til US type: varmemefolie utvendig på topprør og varmemefolie nederst på topprøret innvendig i sensorhuset. US løsningen er ment å eliminere frysing av dråper som renner fra toppen langs et kaldt innerrør. Med anbefalt løsning 12V/25 W på hver av elementer fikk vi ikke over 0 °C i kaldt vær. Økning til 24V/100 W på hvert element ga ønsket resultat.

Begge løsningene termostateres med input fra tempsensor utvendig på topprøret med god termisk kontakt til rør og god isolasjon utover.

#### **Oppvarming Pluvio2:**

Pluvio2 har integrert varmeløsning ved oppvarmet ring i toppen av åpningen (ca. 80 W). Mindre oppvarmet areal enn på Geonor og antakelig tilstrekkelig til formålet.

### **3.5 Vindmålere**

Vi bruker 5 stk ultralydsensorer og 2 stk av mekanisk type med propell og vindfløy (Young). Bruken av siste type var økonomisk begrensning i oppstart av prosjektet, og senere fant vi ikke behov for å erstatte disse med mer avansert og mer kostbar sensor.

Ultralydsensorer beregner vindhastighet og retning ved tidsmåling av lydimpulser. Gill bruker 4 transdusere i aksekors og måler i to uavhengige komponenter. Vaisala har 3 transdusere og måler 3 uavhengige komponenter. Begge utnytter vindens påvirkning på hastigheten til lydsignalene og beregner derav netto hastighet og retning. Begge typer levers med forskjellige grader av oppvarming.

Propellanemometer er en vindfane kombinert med en propell for gammel tradisjonell måling av hastighet og retning.

Ultralydsensorer måler vindhastighet og retning på en tilnærmet absolutt måte med nesten ingen tidskonstant. Mekaniske målere har en viss treghet og også er utsatt for slitasje. Mekaniske målere er også mer utsatt for ising enn statiske målere med oppvarming.

Vi måler vind i 10 m og ved tre Geonor (DFIR, Nord og Sør) i ca 4,5 m. I meteorologisk mast (M1) i 10 m og ved DFIR brukes ultralyd vindmålere (GILL). Ved de to andre Geonor brukes propell/fløy kombinasjon (Young).

På mast to (M2) er det en 3D ultralyd sensor montert i nedbøråpningens høyde som også gir vertikal hastighet.

De mekaniske målerne viser av og til 0 eller for lave verdier ved svake vinder: Dette er som forventet da de er utsatt for ising/riming med treghet eller fastfrysing som resultat.

Ved moderate vindstyrker viser FF(4,5 m) ca 0,5 m/s lavere styrke enn FF(10 m). Denne forskjellen øker med økt vindstyrke.

Vindhastigheten inne i DFIR er vesentlig lavere enn alle andre, som forventet, sjelden > 2 m/s.

### **3.6 Temperaturmåler**

Standard Pt<sub>100</sub> element montert i MI2002B strålingshytte for lufttemperatur.

Samme sensor brukes for måling av temperaturer på Geonorhalsene.

Målenøyaktighet på sensor regnes å være bedre enn 0,1 °C med gjeldende måleløsning og signalkonvertere relativt nær sensor (lang avstand (150 m) mellom konverter/SMIO gir offset).

Lufttemperaturmålinger har diverse feilkilder (dominerende er strålingsfeil). Vi antar at med noe vind (naturlig ventilasjon) blir absolutt lufttemperatur målt bedre enn  $\pm 0,3$  °C.

### **3.7 Luftfuktighetmåler**

Vaisala HMP155 er brukt som passiv fuktmåler. Sensoren kontamineres noe over tid avh av miljøet den er plassert i. Utskiftinger/rengjøring bør foretas årlig. I dette prosjektet er skiftet sensor hvert år. Oppgitt nøyaktighet er da 3 %.

### **3.8 Snødybdemåler**

Første vinter brukte vi Campbell SR50A akustisk måler (ekkolodd). For denne oppgis nøyaktighet  $\pm 1$  cm. Måleprinsippet gir noe temperaturpåvirking, men største problemet er korrosjon av platen som lager akustiske bølger. Den skades etter 1-3 år og må da skiftes.

Høst 2012 monterte vi i stedet en antatt mer stabil sensor basert på laserlys: Jenoptic modell SMH30. Den har oppløsning 1 mm og nøyaktighet bedre enn 1 cm. Denne har fungert som forventet og stabilt hittil.

### **3.9 Nedbørdetektor (Ja/Nei)**

Vi bruker en enkel modell fra Thies med analog utgang (4 – 20 mA). Måleprinsippet er detektering av signaldemping sfa partikler gjennom en måleflate på 25 cm<sup>2</sup>. Det detekteres variasjon i styrken på pulsmodulerte lysstråler gjennom flaten.

Utgangssignalet er tilnærmet lineært i 4 segmenter i området 0,01 til 10 mm/minutt. Men erfaringer viser at der er stor innbyrdes forskjell sensorene imellom mht følsomhet, så vi bruker ikke slike sensorer til mengdemålere.

Ved å bruke en terskel på utgangssignalet (4,7 mA) oppnås en bra sikker indikasjon på nedbør Ja/Nei. MET utnytter dette i sitt stasjonsnett og vi har studert responsen fra flere slike sensorer i dette prosjektet.

På Haukeliseter har vi målinger med 7 ulikt plasserte Thies Ja/Nei nedbørindikatorer. Tanken er å bruke data som indikasjon på nedbør sammen med PWS sensorene. Dessuten er 5 sensorer i forskjellig høyder i 10 m mast tenkt å gi info om fokk. Hvis det er lav eller middels høg fokk, forventes ulik respons avhengig av sensorhøyden. Analyser av dette har vist seg vanskelig, spesielt pga sensorenes ulike responser og ustabiliteter. Men her er mulighet for mer detaljerte studier.

### 3.10 Værdetektorer (PWS)

I dette prosjektet er tatt i bruk to hovedtyper værdetektorer eller Present Weather Sensor (PWS). Målere basert på deteksjon av lysets spredning på partikler og enklere såkalte disdrometre (drop size distribution and velocity of falling hydrometeors).

Formål for oss er å bruke sensorene til å identifisere nedbørhendelser i tid og type nedbør. Det er også av interesse å sammenlikne flere typer instrumenter både mht typebestemmelser mengdemålere. Men denne analysen inngår ikke direkte i VKN prosjektet.

I dette prosjektet har vi sammenliknet Vaisala forward scatter instrumentet PWD21, didrometrene OTT Parsivel og Thies LPM, mot geonormålingene, og PW sensorene innbyrdes. Januar 2013 ble også Vaisala PWD22 montert.

Begge sensorprinsipper er gode på typedetektering. Små ulikheter finnes, som f eks at Thies LPD erfares å være bedre mht detektering av små dråper og små intensiteter enn OTT, LPM og Vaisala. Generelt har optiske sensorer begrensinger knyttet til å bestemme små intensiteter, små partikler, blandingsnedbør og spesielt hagl.

Begge typer måler volumflukser ved å registrere partiklenes fallhastigheter og volum. Nedbørtyper bestemmes ut fra etter hvert kjente og testede matriser for partiklenes fallhastighet/volum.

Når det gjelder mengdemålinger er erfaringer i dette prosjektet at begge typer greier regn bra. Dette er også verifisert i en omfattende WMO test (Vuerich m. fl., 2009). Mengdeberegninger i snøvær er mer komplisert. Her skiller PWD21 fra Vaisala seg ut som relativt nøyaktig, mens disdrometrene har større problemer med å beregne vannekvivalenter og/eller korrekte volumflukser.

Regndråper varierer lite på form og spredningen av lyset på regndråper er proposjonal med dråpevolumet. Volumfluksen er følgelig identifiserbar og lett omregnbar til nedbørmengde.

For snø er det vanskelig å detektere presis nedbørtype (egenvekt) og regne om til vannekvivalenter ut fra en volumfluks. Partikkelformen (snøkrystallene) varierer mye og det er dermed problematisk å måle representativt volum. Vaisala bruker her tilleggsinformasjon fra en oppvarmet flate (utvidet ja/nei sensor), samt lufttemperatur. Kombinasjon av volumberegning fra spredningsmålingene og energi fra smelting av nedbør på den varme flaten gir input til en algoritme som beregner nedbørmengden i snøvær.

Vi har tatt i bruk to utgaver fra Vaisala: PWD21 og PWD22, Vi erfarer bra presise bestemmelser av væertyper. Som mengde målere er de også bra på regn (innefor 5 % av ref). For snø synes som at presisjonen er innen 25 % av referansen. Men i noen spesielle tilfeller med sterk vind er det registrert større feil, evt forårsaket av fukk. Dette er også i overensstemmelse med andre tester i andre land.

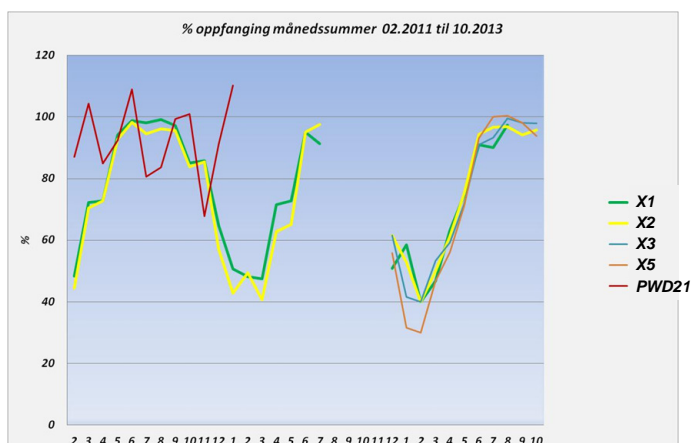
Disdrometrene er generelt mer upålitelige som mengdemålere i snøvær. De har også større påvirkinger av vind i regnvær enn Vaisala. I sterk vind vil effektivt måleareal for disdrometrene påvirkes av instrumentenes egen konstruksjon som gir levirkinger. Dette er pr i dag lite kartlagt.

Slike optiske målere er gjenstand for utvikling, men foreløpig med begrenset fokus på mengdemåling av snø. Men noen firmaer jobber med bedre konstruksjonsmessige utforminger og mer avanserte algoritmer. Generelt er optisk detektering et måleprinsipp som har åpenbare overlegne egenskaper sammenliknet med nedbørropsamlere. MET følger utviklingen i tillegg til at MET skal utføre mer analyse av data som foreligger fra Haukelisetet.

I Figur 3.5 vises at RR(PWD21) varierer mellom 75 og 110 % av referansemålingen, mao bedre enn ukorrigert Geonor med alter skjerm. Disdrometrene gir vesentlig mer overestimering, og spesielt i situasjoner med sterk vind. PW sensorene er drøftet mer i detalj i en internrapport fra MET (Brækkan, 2013).

I 2013 installerte vi en ny 6 m høy gittermast (M3) i sørvestlig hjørne av testfeltet. Det er planlagt å flytte alle PWS hit for å kunne utdype analysene, gjøre en sammenligning av forskjellige sensorer og for å minimere påvirkning av DFIR. PWD 21 (Vaisala) ble flyttet fra meteorologisk mast til mast 3 i februar 2013. I januar 2013 ble en nyere versjon av sensoren (PWD 22) montert på samme mast.

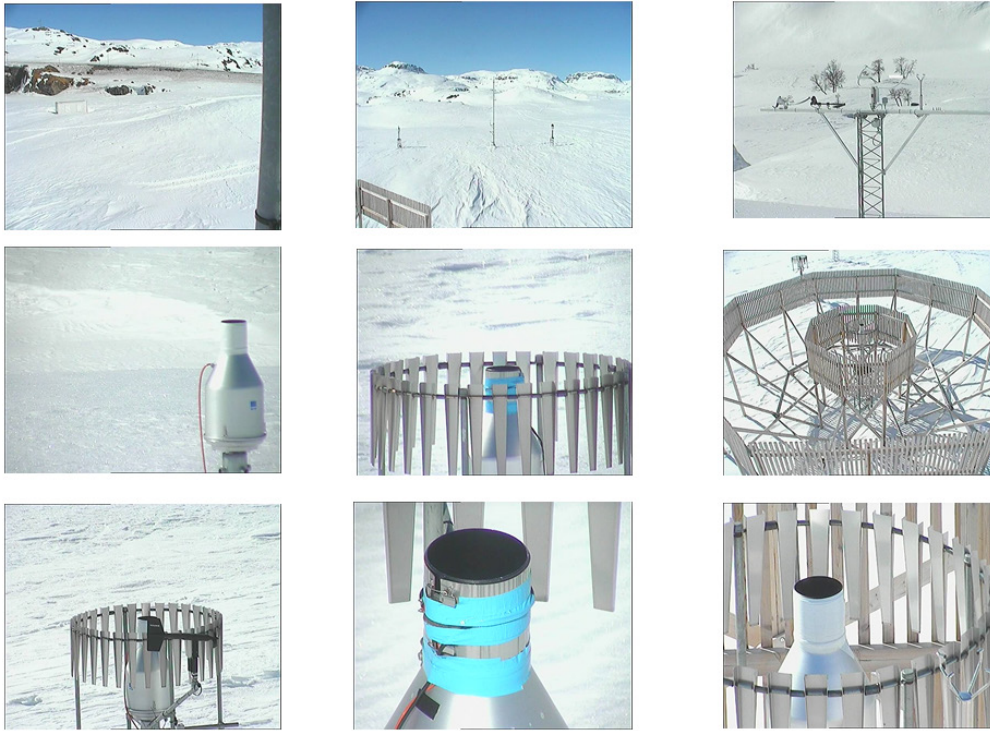
I sammenheng med WMO SPICE-prosjektet og generelt for framtidig testing av instrumentering på Haukelisetet testfelt er det flere andre sensorer som er/blir montert på samme masten.



Figur 3.5: Oppfangning i % av DFIR; alle Geonormålere (X1, X2, X3, X5) og Vaisala PWD21, se layout i Figur 3.1. Data fra PWD21 varierer mellom 75 og 110 % av referansemålingen, mao. i snitt bedre enn ukorrigert Geonor med Alter skjerm.

### 3.11 Kamera

Montert på meteorologisk mast (M1) i ca. 9 m høyde er et «high speed network camera». Kamera tar en serie av stillbilder (9-13 stykke) hver time som blir lagret og brukes for å sjekke enkelthendelser, se Figur 3.6. Kamera kan også brukes «live» for overvåking av situasjoner.

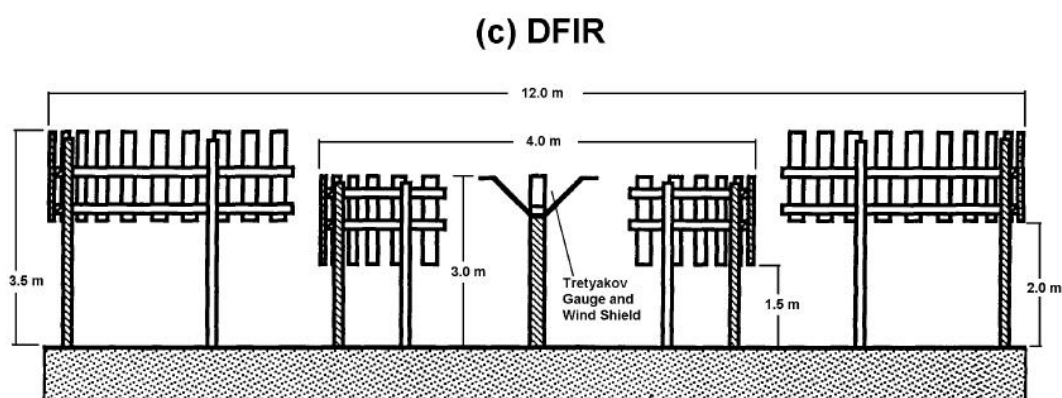


Figur 3.6: Bildeserie av stillbilder tatt av kamera i meteorologisk mast

## 4 Målekvaliteter nedbørmålere

### 4.1 Referansemåler nedbør

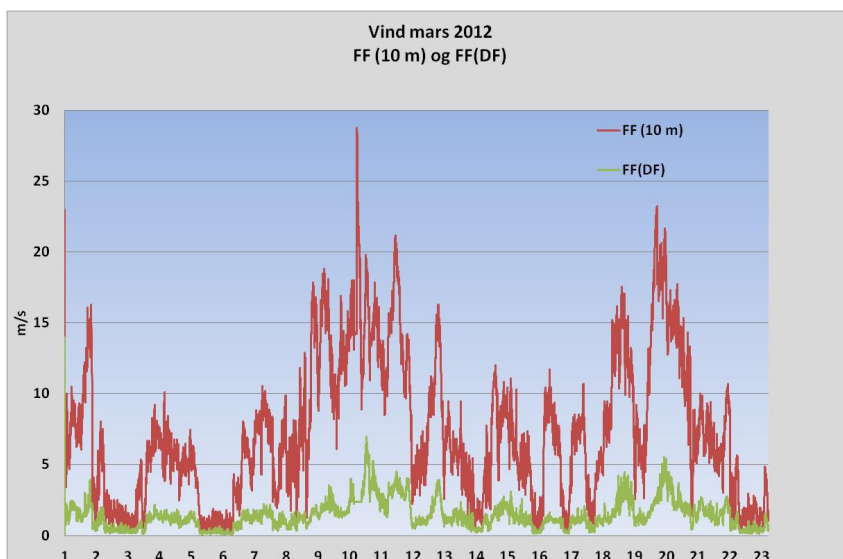
Det er generelt meget vanskelig å vite hva som er absolutt korrekt nedbørmengde som faller på bakken. For regn ansees måler plassert i hull i en stor homogen flate (pit gauge) å være den beste referansen for å unngå vindeffekter. Poenget er at sensoren ikke forstyrrer vindmønsteret. For snø er løsningen på problemet vanskeligere. Samme tankegang har ført til begrepet «bush gauge» der nedbørmåler plasseres i homogent tett kratt med samme høyde som målerens åpning. Dette defineres av WMO som primær standard, Goodison m.fl. (1998). I samme rapport anbefaler WMO dobbelt gjerde konstruksjon DFIR (Figur 4.1) som sekundær standard (feltmessig referanse). Test av slik referanse er foretatt på testfelt med «bush gauge» i Valdai, Russland (80 og 90 tallet). Data derfra er bakgrunnen til WMO anbefalingen (Goodison m.fl., 1998).



Figur 4.1: Skjematisk tegning av Double Fence International Reference (DFIR).

Også målinger i DFIR avviker fra primær standard og naturlig nok sfa vindstyrken. Yang m. fl., 1993 og Goodison m.fl., 1998 utviklet formelverk for korreksjon av DFIR som antyder polynominelt avvik med vindstyrken. Eksempelvis gir formel for tørr snø inntil 20 % underestimering ved vindhastighet 10 m/s. Disse målingene er basert på manuelle målinger med 12 timer intervaller. De fanger ikke opp variasjoner i løpet av intervallene og resultatene kan også være stedsavhengige (Valdai). Videre, foreligger det nesten ikke måledata over 7 m/s som kan støtte den beskrevet avvik ved 10 m/s. Det er berettiget å stille spørsmål ved formlenes gyldighet.

For å vurdere DFIR's effektivitet har vi plassert en vindmåler inni DFIR på samme høyde som nedbørmålerens åpningen. Dataene viser en kraftig reduksjon av vinden sammenliknet med målinger utenfor DFIR. I snitt er vindhastigheten inne i DFIR 23 % av hastigheten utafør, med liten variasjon over hastighetsområdet. Største hastigheter målt inne i DFIR er ca 6 m/s ved over 30 m/s i 10 m mast. Vindverdiene for 10 m og inne i DF er vist for en typisk måned (mars 2012) i Figur 4.2. Ut fra dette er det naturlig å forvente vesentlig mindre vindpåvirking av målingene inne i DFIR sammenliknet standard alter skjerm.



Figur 4.2: Vindmålingene for 10 m (rød) og inne i DFIR (grønn) i Mars 2012. Man ser tydelig bremseeffekten av DF-konstruksjonen.

Vi har i dette prosjektet valgt å ikke korrigere DFIR målingene pga usikkerheter rundt korreksjonsformler, spesielt for høyere vindhastigheter, dvs korreksjonsformelen i denne rapporten representerer nedbør korrigert mot DFIR og ikke mot sann nedbør. Det må derfor påberegnes en underestimert, spesielt med sterk vind, som ikke kan kvantifiseres per i dag.

At vi ikke har en presis referanse er en begrensning i dette og tilsvarende prosjekter. Utvikling av bedre formelverk for korreksjon av DFIR målinger er ellers i fokus i WMO SPICE prosjektet. Det er bl a opprettet en «bush gauge» i Canada for studier av korreksjonsformler for DFIR, alternative sekundære standarder og div operative måleløsninger.

En annen begrensning i dette prosjektet er problemer knyttet til fokk. Det er sannsynlig at både DFIR og Geonor med standard alter skjermes påvirkes av fokk. I dette prosjektet er sensorhøydene høge, 4,5 m over bar bakke, og vi regner med relativt få fokksituasjoner som påvirker målingene. Viser også til statistikk for brøytetasjonen der fokk over øyehøyde var vesentlig mer sjelden enn lav fokk, og videre at kraftig fokk ikke var observert i de 10 årene observasjonene ble utført.

## 4.2 Feltkontroll og usikkerhet

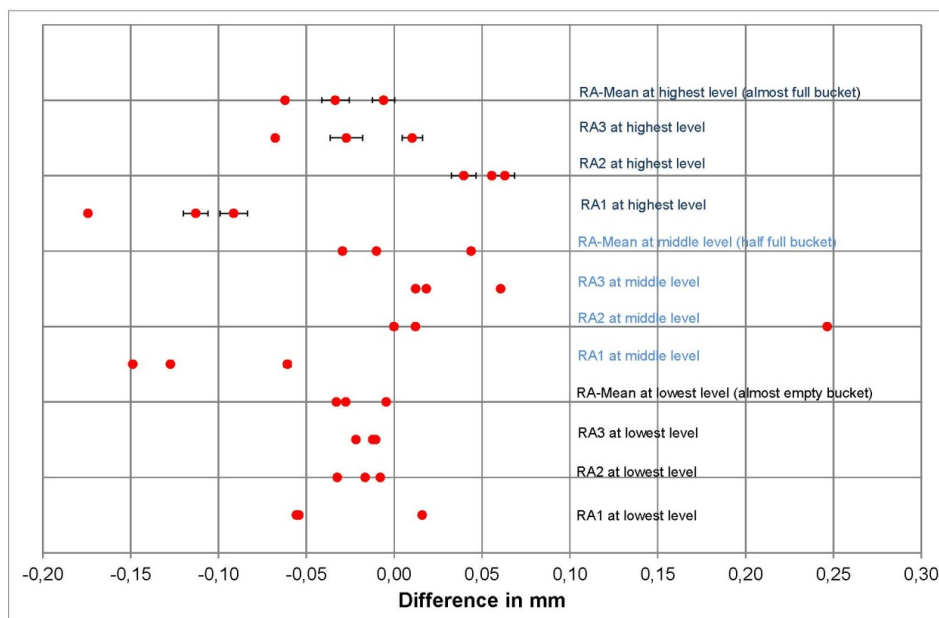
For å få et anslag på måleusikkerheten i instrumentene er det utført to målekontroller med noe forskjellig metodikk. Først med tilførsel av kjent/målt mengde volum tilført vann og senere med kjent/målt vekt på tilført vann.

I mai 2011 helte vi på presise volumenheter ferskt vatn med ca 5 °C. Brukte målebeger å 200 ml tilsvarende 10 mm nedbør med presisjonen på måleglass og avlesing bedre eller lik 0,1 ml. Vannets egenvekt ble satt til 1. Målinger ble gjennomført for tre bøttenivåer: nesten tom bøtte, halvfull bøtte og nesten full bøtte, for å se om dette hadde noen innvirkning på måleusikkerheten. Resultatene var entydige og gode for alle nivåer og strenger; innenfor  $\pm 0,1$  mm avvik i loggerberegninger i forhold til tilført verdi.

I september 2013 utført en kontroll ved å helle på kjente vektmengder ved direkte veiing på presisjonsvekt. Små flasker med ca. 100 ml vann ble benyttet og påfylt mengde ble beregnet ut fra veiing av fulle flasker og tomme (etter påfylling). Forskjellen vil da meget nøyaktig være tilført vekt. Flaskene ble veid på en vekt med høy presisjon; 0,1 g (ca. 0,1 ml).

Kontrollen ble gjennomført ved 3 bøttenivåer. For hvert nivå helte vi 3 flasker i bøtta, med 12-15 minutter mellom hver flaske for at strengene skulle stabilisere seg. Dermed blir det 3 kalibrasjons-kalkuleringer per nivå: 9 til sammen. Kontrollen ble gjennomført for flere av instrumentene, men her vises bare resultater fra kontrollen i DFIR.

I analysen av kontrollen ble det tatt gjennomsnitt og standardavvik for 10 – 15 minutter av 1-minuttsdata før og etter en flaske. Dette ble gjort for alle 3 strengene, i tillegg til for middel av disse. Resultatet av analysen kan sees i Figur 4.3.



Figur 4.3: Resultatet av feltkontrollanalysen. For hver av strengene og for middel av strengene er det angitt 3 kalkuleringer, for hver av flaskene helt i bøtta ved hvert nivå (lav: nesten tom bøtte, middels: halvfull bøtte og høy:



*nesten full bøtte). Punktene viser forskjell i mm i hva vi helte i og hva som ble målt. Standardavviket er gitt med feilfelt. Standardavvikene er generelt veldig lave.*

Resultatet viser at det er på lavest bøttenivå man får den minste målefeilen. Muligens skyldes dette at ved høyt vanninnhold i bøtta er det lettere at det vannet man heller i under kontrollen spruter ut igjen. Selv om dette kun er snakk om et par dråper, kan vekten av disse dråpene utgjøre en betydelig del av den totale mengden vi prøvde å helle i, siden vi bruke 100 ml-flasker. Erfaringen fra dette har ført til konklusjon om at det lønner seg å bruke større mengder vann, gjerne flasker med 1 liter, når man gjennomfører kontrollen.

Maksimalt avvik mellom enkeltmålingene er lavt, ikke mer enn 0,1 mm (med et unntak). Vi har som nevnt ikke helt kontroll om alt fra flasken faktisk havner i bøtta, og dette kan utgjøre en del av feilen, men dette ligger ikke inkludert i feilfeltene i Figur 4.3. Allikevel er «målefeilene» generelt lave, og måleusikkerheten befinner seg dermed innen nøyaktigheten angitt av leverandøren. Resultatene for feltkontrollen for de andre instrumentene viser lignende resultater, men figurer for disse er ikke tatt med her.

Konklusjonen fra kontrollen er at usikkerheten er innenfor det vi kan forvente, noe som er et godt resultat. Kontrollmetoden har som nevnt noe rom for forbedring, dette kan kanskje føre til enda bedre resultat.

### **4.3 Støybeskrivelser Geonor**

Alt i alt er resultatene fra Geonorsensorene langt mer stabile enn noen andre kjente målinger vi har fra tilsvarende stasjoner eller testfelt. Vi antar ekstrem fokus på jording og skjerming av signalkabler har bidratt til dette. Ellers at vi opererer i et bra støyfritt miljø.

#### **4.3.1 Bakgrunnsstøy - hvit støy**

Generelt støynivå, eller variasjoner i minuttverdier under stabile forhold; svak vind og stabil temperatur, er i første del av prosjektperioden under 0,02 mm. Etter at vi flyttet loggere opp til målebrakka høsten 2012 ble bakgrunnstøyen litt høyere; opp til ca. 0,05 mm. Dette betraktes som tilfredsstillende, selv om det er mulighet for forbedringer f.eks. ved å korte ned avstanden mellom Geonor eksitasjonskretser og strenger.

#### **4.3.2 Inhomogeniteter; topografibetinget avvik**

Selve testfeltet på ca 65 x 75 m er helt flatt, men ligger i lett kupert terreng mellom to store innsjøer. Spesielt om vinteren dannes det et relativt flatt platå, på grunn av snøakkumulasjon på frosset vannoverflater og en viss utjevning av terrengvariasjoner på grunn av at vinden refordeler snøen, Figur 4.4. Omgivende fjelltoppene er flere hundre meter unna, se topografisk beskrivelse i avsnitt 2.2.1.

Terrenget antas å påvirke nedbørmønsteret på testfeltet. En viktig avklaring er om dette påvirker målingene sensorene imellom mht akkumulert nedbør. En homogenitetsanalyse av

instrumentoppstillingen under forprosjektet (uten DFIR) viste tilstrekkelig homogenitet mellom både nedbørakkumulasjon og vindhastighet fra nor- og sør Geonor og tilsvarende vindsensorer, Wolff m.fl. (2010).

Vi har målt tilnærmet lineær gradient i målt snødybde med avtakende verdi langs målerekka fra NNØ til SSW; ca. 50 cm forskjell mellom ytterkantene i testfeltet.

Under DFIR er det relativt lite snø hele vinteren, inntil 1 m mindre enn rett utenfor. Dette antas å skyldes at vinden presses ned under ytre DFIR gjerde, med økt vindhastighet langs bakken som følge.

Etter montering av DFIRen har vi også grunn til å tro at instrumentoppsettene innbyrdes kan forstyrre hverandre. Avhengig av vindretning vil gjerdekonstruksjonen kunne påvirke vindmønsteret rundt Geonor N og Geonor S. Vi har plassert montasjene slik at de står på linje vinkelrett mot dominerende vindretninger i nedbørsituasjoner for å begrense slike påvirkninger. Analysen av vindmålingene i avsnitt 5.2 viser i hvilke sektorer DFIR-konstruksjon påvirker vindmålingene. Når vindmålingene av de påvirkete sensorer blir brukt i analysen, filtrerte vi bort de tydelige påvirkete sektorer.

For å kunne studere effekter av innbyrdes påvirkninger på nedbør akkumulasjon bedre, monterte vi høsten 2012 en til Geonor (S2), lengre sørvest enn Geonor Sør. Antakelsen er at denne ville bli mindre påvirket av DFIR enn de andre pga dobbelt så stor avstand til DFIR.

Ny Geonor SW er ikke signifikant forskjellig fra Geonor S på månedsbasis. Vi har sett at i noen tilfeller synes Geonor N å bli mer påvirket av DFIR enn Geonor S; mer oppfanget nedbør i noen situasjoner med kraftig nedbør i sterk vind (fokk relatert). Samlet over lengre tidsrom (måned) ser vi ikke signifikante forskjeller mellom Geonor N, Geonor S og Geonor S2.

Tross mangel på detaljerte analyser for å avklare homogeniteten av nedbørakkumulasjon med veldig stor sikkerhet, synes det klart at målingene er tilstrekkelig homogene til å anvendes for prosjektets formål.



Figur 4.4: Haukelisetter testfelt i mars 2010 (forprosjektet). Om vinteren dannes det et sammenhengende flatt platå i et ellers lett kupert terreng.

### 4.3.3 Lavfrekvent målestøy; Temperaturrespons

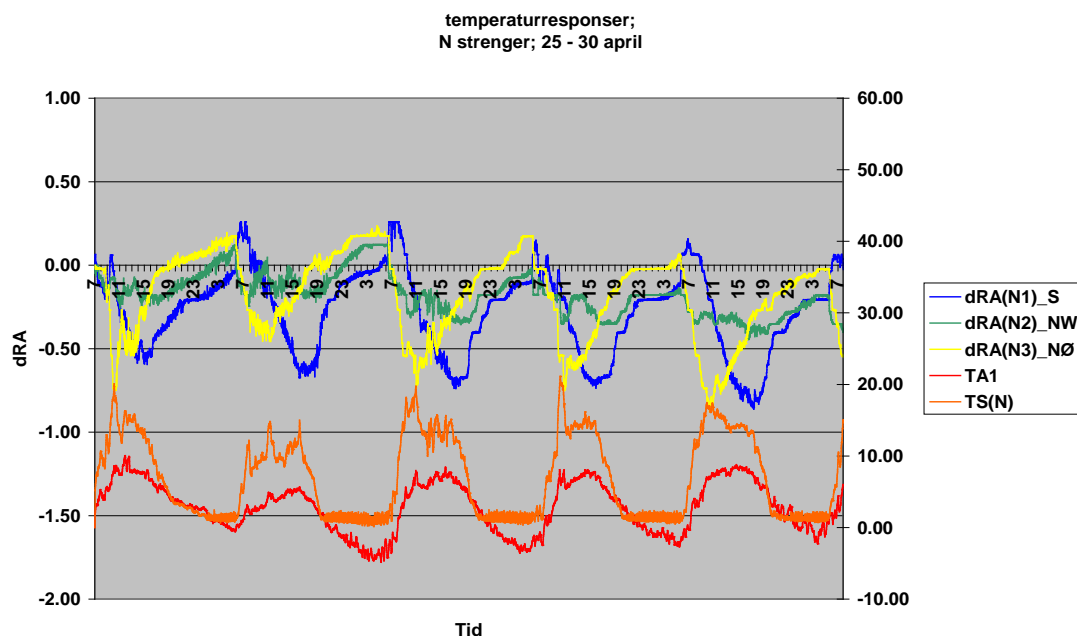
Vi erfarer en langsom døgnsyklisk variasjon i måleverdiene som skyldes strengenes temperaturrespons. Dette er velkjent problem knyttet til geonorstrengene.

Det er kjent at strengens egen temperaturavhengighet varierer fra streng til streng. Denne temperaturresponsen øker med frekvens (bøttevekt) og med avtagende temperatur. Dette er mer detaljert behandlet i METs internrapportene Brækkan (2013) og Brækkan (2007) som er tilgjengelig fra MET ved henvendelse.

Ved analytisk estimering ut fra materialeegenskaper til selve strengelementet (lengdeutvidelse), framkommer en temperaturavhengighet som er ca 1/10 lavere enn hva vi finner i tester og i vårt stasjonsnett. Resultatet av en teoretisk analyse for 600 mm streng er vist i Brækkan (2013, MET internrapport)

Figur 4.5 viser et eksempel med klare temperaturresponser i periode med klarvær og store døgnsvingninger i temperaturen. Faseforskjeller mellom strengene pga ulik plassering framkommer også klart og entydig; Tidspunkt for respons er i hht orienteringene; NØ, S, NW.

I plottet sees også at temperaturen på geonorhalsene øker mer enn lufttemperaturen pga innstrålingen, men har samtidig nedre grense (2°C) pga oppvarmingen, og kan følgelig ikke brukes for beregning av strengenes temperaturkoeffisienter. Denne temperaturmålingen indikerer at strengene kan bli vesentlig varmere enn målt lufttemperatur.



Figur 4.5: Fem-dagers periode med klarvær og store døgnsvingninger i temperaturen. Figuren viser de tydelige temperaturresponser for de tre strengene (blå, grønn, gul) i Geonor X1 (Norsensor). Faseforskjeller mellom strengene pga ulik plassering framkommer også klart; Både lufttemperatur (rød) og instrumenttemperatur (oransj) er vist med skala på høyre y-akse. Tidspunkt for temperaturresponsen korresponderer med strengenes orienteringer; NØ, S, NW.

Årsaken til den lille, men signifikante temperaturavhengigheten vi finner, er så langt ikke kjent, men er en allment godkjent egenskap. I middel er temperaturresponsene ca. 0,01 mm/K, men for enkelte strenger og full bømte erfares noen ganger verdier opp mot 0,05 mm/K. Her er det brukt målt lufttemperatur. Data fra stasjonsnettverk inneholder ikke målt sensortemperatur. En temperaturkorreksjon er ikke gjennomførbar uten eventuell temperaturkalibrering av hver enkelt sensor og tilhørende temperaturmåling. Målt lufttemperatur vil oftest være forskjellig fra sensortemperaturen.

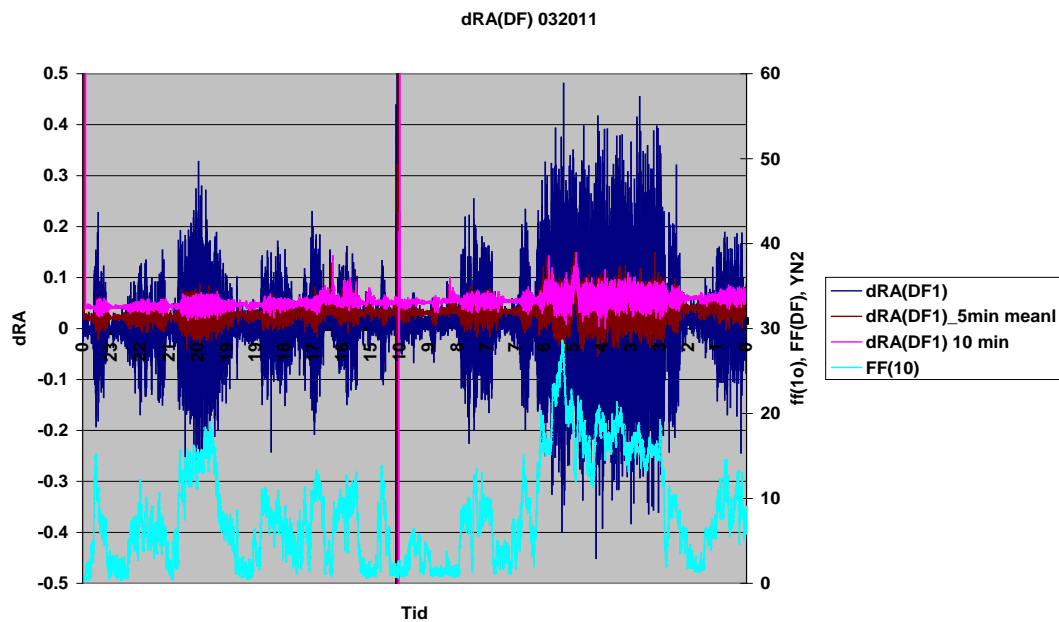
I praksis betyr disse temperaturgenererte svingningene lite i dette prosjektet da vi som regel ikke vil ha store temperaturvariasjoner i perioder med sammenhengende nedbør. Hendelsene brukt i formelutviklingen er testet for slike mulige påvirkninger og det er vist at faktiske temperaturendringer i nedbørsituasjonene ikke medfører problemer.

For vanlig operasjonelt bruk av Geonor i stasjonsnettverk bør en eliminere denne temperaturresponsen for å unngå akkumulering av "falsk nedbør". MET sin løsning er pr i dag å bruke en algoritme med input fra såkalt ja/nei sensor for å bestemme om endringer i bømtevekt er sannsynlig nedbør eller ikke. Andre enkle metoder med kontrollinput fra ja/nei kan selvsagt vurderes. Ellers monteres strengen mot N for å redusere strålingspåvirkningen.

#### 4.3.4 Hørfrekvent målestøy

Fra starten erfarte vi små vindgenererte svingninger i minuttverdiene. Disse reduseres ved å bruke loggerens muligheter for statistisk behandling av råverdiene; først midling i første ledd i målingene, dvs 10 sekunder midling av råverdier fra frekvensomformere (5-10 verdier i 10 sek periodene). Deretter midling av seks 10 sek verdier for første lagrede måleverdi; minuttverdien.

Denne minuttverdien er uten store svingninger (<0,05 mm) ved svake vinder. Ved vindstyrker fra 7/8 m/s og mer erfares større svingninger som selvsagt øker med vindhastigheten og vil ofte være  $\geq 0,5$  mm ved vindstyrker over 15 m/s. Dette reduseres med faktor på ca. 10 ved midling over 5 minutter eller mer. Vi oppnår altså stabilitet innen  $\pm 0,05$  mm mellom påfølgende minuttverdier. Figur 4.6 er et plott som viser effekt av midling over tid, hhv 5 og 10 minutter, i en periode med sterk vind og signifikant støyutslag. 10 min midling gir kun litt mer stabile verdier enn 5 min midling.

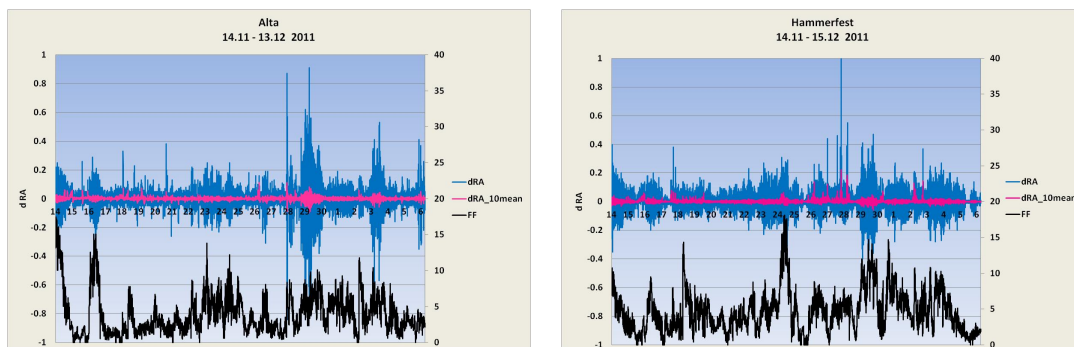


Figur 4.6: Støynivå for Geonor i DFIR kan reduseres med lengre midlingsperioder: 1 min (mørk blå), 5 min (rød) og 10 min (rosa). Vinden er vist i lys blå med skala på høyre y-akse. I en periode med sterk vind vises det signifikant støytslag. 10 min midling gir kun litt mer stabile verdier enn 5 min midling.

Dette er svært god stabilitet og vi kan med andre ord bruke måleverdier midlet over 5 minutter for optimal tidsopløsning av nedbørhendelser.

Årsaken til disse høgfrequente svingningene er helt klart at bøttene svinger som følge av vindbelastning på konstruksjonene. At svingningene foreligger på midlinger av minuttverdier tilsier at vi også har relativt langsomme bevegelser i opphengene.

Der er gjennomgått serier med minuttverdier fra to andre stasjoner som logger minuttdata og som har 1m og 2,5 m standard Geonor føtter, se Figur 4.7. Begge steder finner vi tilsvarende vindgenererte svingninger (Alta og Hammerfest lufthavner). Det er derfor stor sannsynlighet for at alle våre geonormålinger er beheftet med samme type og størrelser på vindstøy.



Figur 4.7: Vind og nedbørmålingene fra to stasjoner i MET stasjonsnett (Alta i venstre panel, Hammerfest i høyre panel). Minuttverdier og verdier midlet over 1 min (blå) og 10 min (rosa). Vinden vises i svart med skala på høyre y-akse.

På Haukeliseter konstaterer vi at denne støyen er signifikant på alle 3 geonormontasjene (se vedlegg), men noe mindre på DF strengene enn de i N og S. DF konstruksjonen vil naturlig nok dempe for vinden, men fører ikke til veldig stor forskjell (detaljer vist i MET internrapport Brækkan, 2013).

#### 4.3.5 Annen støy eller avvik, Geonor

Der er gjennom årene diskutert mange ulike årsaker til forskjellige typer støy på bølgeverdiene til Geonor. Vil her kort summere mer eller mindre plausible påvirkninger:

Svingninger i motfase eller ute av fase med lufttemperaturen.

- Kan skyldes at temp i luft og sensor ikke er i fase (faseforskjell noen timer). Sannsynlig og dokumentert i dette dokumentet.
- Kan skyldes fuktvandring: kondensasjon og fordamping av dråper på bølgeveggen e.l. (faseforskjell mange timer). Sannsynlig og påvist i MET sitt stasjonsnett. Effekten øker med økt kald flate (økt bølgeinnhold).

Ulik verdi strengene imellom.

- Ikke presis kalibrering. Ikke påvist i dette prosjektet under feltkontroller.
- Skjevt oppheng (er i annen sammenheng sjekket til kun å gi utslag ved meget synlige skjevheter). Ikke påvist i dette prosjektet.
- Usymmetrisk bølge (lite sannsynlig ifølge Geonor AS).
- Ulik fordeling av snøen på toppen av olja før snøen diffunderer (kan medføre temporær ulikhet). Kan være sannsynlig. Ikke dokumentert.

Avtakende verdi etter snøvær (bølga blir lettere).

- Snø festes til bølgas yttervegger og faller av. Kan være sannsynlig.
- Lett og tørr snø kan suges opp av bølga ved sterk vind. Ikke påvist og antakelig lite sannsynlig?

Fordampningseffekter.

- Minimale ved god og fersk olje.
- Kan oppstå ved olje eldre enn ca ½ år eller dersom det er for lite olje slik at ikke hele overflaten er skikkelig dekket.
- Er påvist i 3 (uviktige) perioder i dette prosjektet.
- En spesiell erfaring fra stasjonsnettene er at noen ganger oppleves betydelig fordamping den første tiden etter utskifting av frysevæske og olje. Dette stabiliseres ved første nedbørsituasjon. Et godt tips er derfor å fylle på ca ½ l vann når en skifter væske. Da er alt stabilt fra første stund!

Pumpeeffekt, dynamiske vindkrefter beveger bølga vertikalt.

- Har ikke kunnet påvise dette i dette prosjektet, selv i perioder med ca 30 m/s.
- Dersom det er en målbar effekt antas denne å kunne oppstå ved lette bølger. Våre bølger er alltid relativt tunge (mer enn 40 % oppfylt; mer enn 8 kg).

#### 4.3.6 Konklusjon Geonorstøy

Fra plottene framgår tydelig at måleverdiene er ekstremt stabile mht høgfrekvent oppløsning/støy. På minuttnivå synes variasjonene å være vesentlig mindre enn 0,1 mm mellom påfølgende målinger. For sterk vind er det noe mer, men samme eller bedre presisjon oppnås ved midling over 5 min eller mer.

Ut fra analyser her og tidligere vil heller ikke aktuell temperaturendring i perioden påvirke beregninger av akkumulert nedbør. Generelt konkluderes det med at temperaturresponsen ikke vil influere beregninger på de fleste episoder med nedbør da endringene i temperatur da vil være moderate.

I det hele har vi oppnådd målestabilitet helt ned mot oppløsningen til geonorsystemet. Dette er et ekstremt godt resultat og muliggjør optimal oppdeling i aktuelle hendelser for videre analyser for beregninger av korreksjonsfaktorer. I denne sammenhengen er det viktig å skille ut flest mulig episoder med signifikant nedbør og helst med stabile intensiteter og vind over størst mulig område.

#### 4.4 Månedsverdier nedbørmålere

Målingene fra alle nedbørmålere er månedsvis sammenfatt i Tabell 4.1. Alle 3 Geonor med vanlig Alter skjerm er bra like. I enkelte episoder med sterk vind viser detaljstudier at Geonor N kan vise mer enn Geonor S. Sannsynligvis knyttet til forskjellig påvirkning fra DFIR konstruksjonen på nor og sør sensor. Pluvio2 er ikke signifikant forskjellig fra Geonor.

Vaisala PWD21 er vesentlig bedre enn Thies LPM mht snømåling. Spesielt i sterk vind har LPM problemer.

Tabell 4.1: Månedsvise måleresultater av alle Geonorer, Pluvio2 og to optiske instrumenter.

Periode	DFIR	N	S	S2	Plu	PWD	LPM
02.2011	153	74	68				
03.2011	83	57	52			77	
04.2011	70	51	51			73	
05.2011	153	144	142			130	
06.2011	184	182	181			170	
07.2011	55	54	52			60	70
08.2011	129	128	124			104	151
09.2011	251	244	240			210	292
10.2011	148	126	124			147	235
11.2011	205	176	175			207	364
12.2011	289	187	165			196	> 1000
01.2012	215	109	92			196	714
02.2012	156	75	77			172	>4000
03.2012	59	28	24			84	295
04.2012	102	73	64			NA	112
05.2012	66	48	43			NA	95
06.2012	62	59	59				73
07.2012	81	74	79				96
08.2012	80	80	80				94
12.2012	185	88	115			na	330
01.2013	100	40	31			na	>1000
02.2013	30	12	12	12	8		
03.2013	30	14	15	16	12		
04.2013	152	96	93	90	89		
05.2013	145	108	109	104	104	189	195
06.2013	88	80	83	80	80	146	100
07.2013	30	27	29	28	25	53	50
08.2013	189	184	183	188	183	152	155
15-30.09.2013	77	na	63	74	45	na	na
10.2013	194	na	186	190	185	130	200



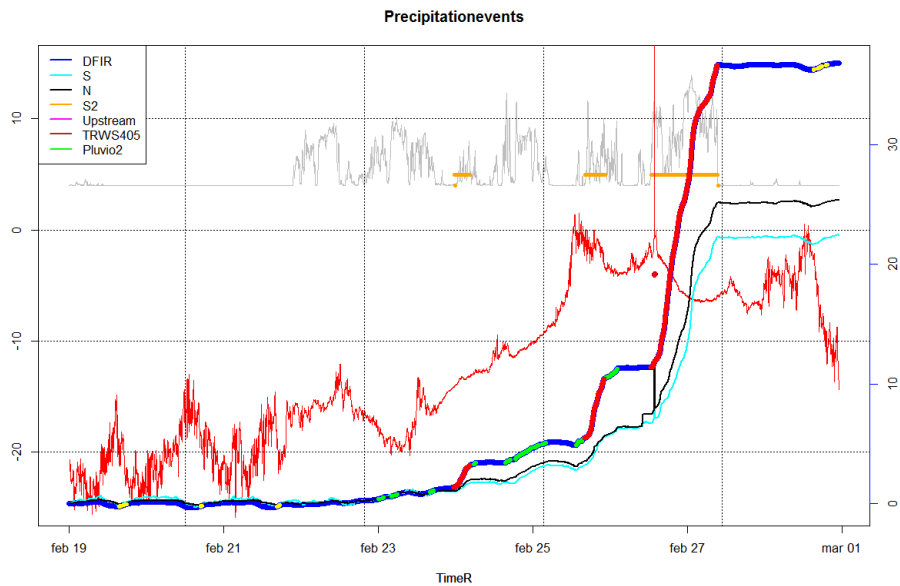
## 5 Data og metode

### 5.1 Identifikasjon av nedbørhendelser

For å kunne studere sammenhengen mellom nedbørakkumulasjon og vind, var det nødvendig å skille ut perioder med kontinuerlig og signifikant nedbør. Dette ble gjort automatisk for å garantere en mest mulig objektiv metode. Data fra nedbørmåleren i DFIR ble brukt for å identifisere nedbørhendelser. Algoritmen omfatter flere trinn:

- Bruk av 10 minutters glidende middel av DFIR-Geonor og sjekke om det er en positiv akkumulasjon innenfor 10 minutter: Hvis ja, marker datapunkt som mulig hendelse
- Sjekk tilsvarende periode for nedbørkontinuitet med Thies nedbør-detektor: mer enn 8 av 10 minutter skal ha en positiv Ja/Nei verdi for å beholde status som mulig hendelse
- Er 10-minutters tilvekst signifikant? Hvis akkumulasjonen i 10 minutter er større enn 0,1 mm, ble perioden markert som hendelse
- En mindre nedbørmengde aksepteres når hendelses-perioden overstiger 100 minutter. Deretter aksepteres en totalmengde større enn 1 mm i hele sammenhengende nedbørperioden
- Resulterende sammenhengende nedbørperioder (en komplett hendelse) er av forskjellig varigheter.
- Disse sammenhengende nedbørperioder (hendelser) ble etterpå delt opp i like lange delperioder på hhv 10 og 60 minutter. Videre kvalitative analyser skjedde på begge tidsintervaller. For den omfattende kvantitative analyse valgte vi perioder på 1-time siden det er mest vanlig i operasjonelt bruk.

Innføringen av terskel betyr at hendelser med lange pauser eller veldig lav tilvekst ble ignorert. Det hendte også at start av en hendelse ble registrert forsinket, da tilveksten økte over terskelen. Tilsvarende gjelder for enden av en hendelse som kunne bli registrert for tidlig. Figur 5.1 viser et eksempel av hendelsesidentifikasjon i en periode i februar 2011. Beskrevet framgangsmåte sikret oss at kun sikre nedbørhendelser brukes i videre analyse og parameteravhengighet kunne analyseres med større sikkerhet. Beregnede koeffisienter i resulterende korreksjonsformel har også en mindre usikkerhet.



Figur 5.1 Eksempel for resultat av hendelsesanalysen. Den tykke blå kurven viser akkumulasjon i DFIR, tynn cyan (Sør) og svart (Nord) akkumulasjon i nedbørmåler utenfor, skala på høyre y-akse brukes (akkumulasjon i mm). Den røde kurven viser temperaturforløp. Grå viser direkte signal fra nedbørdetektor som ligger ved 4,1 mA når ingen nedbør blir registrert, skala på venstre y-aksen brukes (temperatur i °C og sensor signal i mA). Gule, grønne og røde prikker viser forskjellige trinn i nedbørhendelsesidentifisering: Gule prikker markerer alle hendelser med positiv akkumulasjon over 10 minutter. Grønne prikker markerer datapunktene som i tillegg viser positiv signal fra Ja/Nei detektor (over 4,6 mA), røde prikker er identifiserte hendelser som har en stor nok akkumulasjonsrate. Vist eksempel er fra februar 2011.

For resulterende hendelser generer vi et sett av karakteriserende parameter, som er:

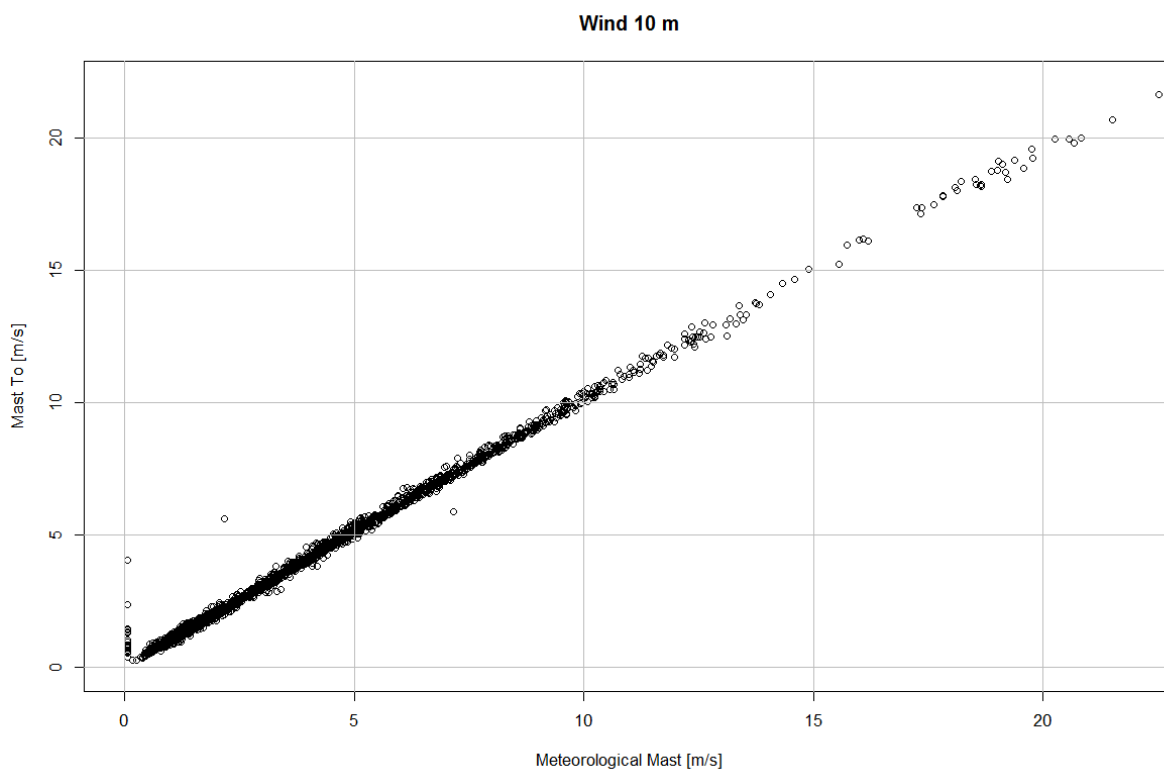
- Start og slutt av hendelse
- Akkumulasjon i alle nedbørmålere
- Middell og standardavvik av temperatur, vindhastighet, fukt
- Middell av vindretning
- Netto nedbørtid i minutter
- Maks observert present weather code
- Oftest observert present weather code

Hendelsesfilene med alle hendelser ligger i grunn for den videre analysen.

## 5.2 Vind i sensorhøyde og 10 m-vind

Det er montert seks vindsensorer på testfeltet for å kartlegge vind på ulike steder og i ulike høyde. Alle vindsensorene er gitt i Tabell 3.1 i avsnitt 3.3.

Vindmålingene fra sensorer i 10 m høyde, som er montert på meteorologisk mast på østsiden av testfeltet og mast to på vestsiden av testfeltet, samsvarer veldig godt, se Figur 5.2. I den meteorologiske masten har vind blitt målt siden begynnelsen av prosjektiden og denne kunne derfor bli brukt for analysen av hele dataserien.



Figur 5.2: Vindmålingen i standardhøyde 10 m, sammenligning av data fra meteorologisk mast og mast to.

Tre vindsensorer ble montert med en tverrarm på Geonorstolpen for å måle vind så nær nedbørsensoren som mulig. Figur 5.3 viser en typisk montering, som også er veldig vanlig på mange av kraftselskapenes stasjoner. Analyse av vinddata fra disse sensorene viste at målingene var svært påvirket av turbulens forårsaket av Geonor og tilhørende Alter vindskjerm, se Figur 5.4. Spesielt vindretninger fra sektorene 0°-60° og 90°-240° viser tydelig avvik i vindhastighetsmålingene.



Figur 5.3: Vindsensormontasje på Geonorstolpe, her Sør-Geonor

For å kunne bruke disse vindmålingene fra gjeldende sensorene videre i analysen av nedbørtap var det nødvendig å filtrere bort alle påvirkede sektorer (0°-240°).

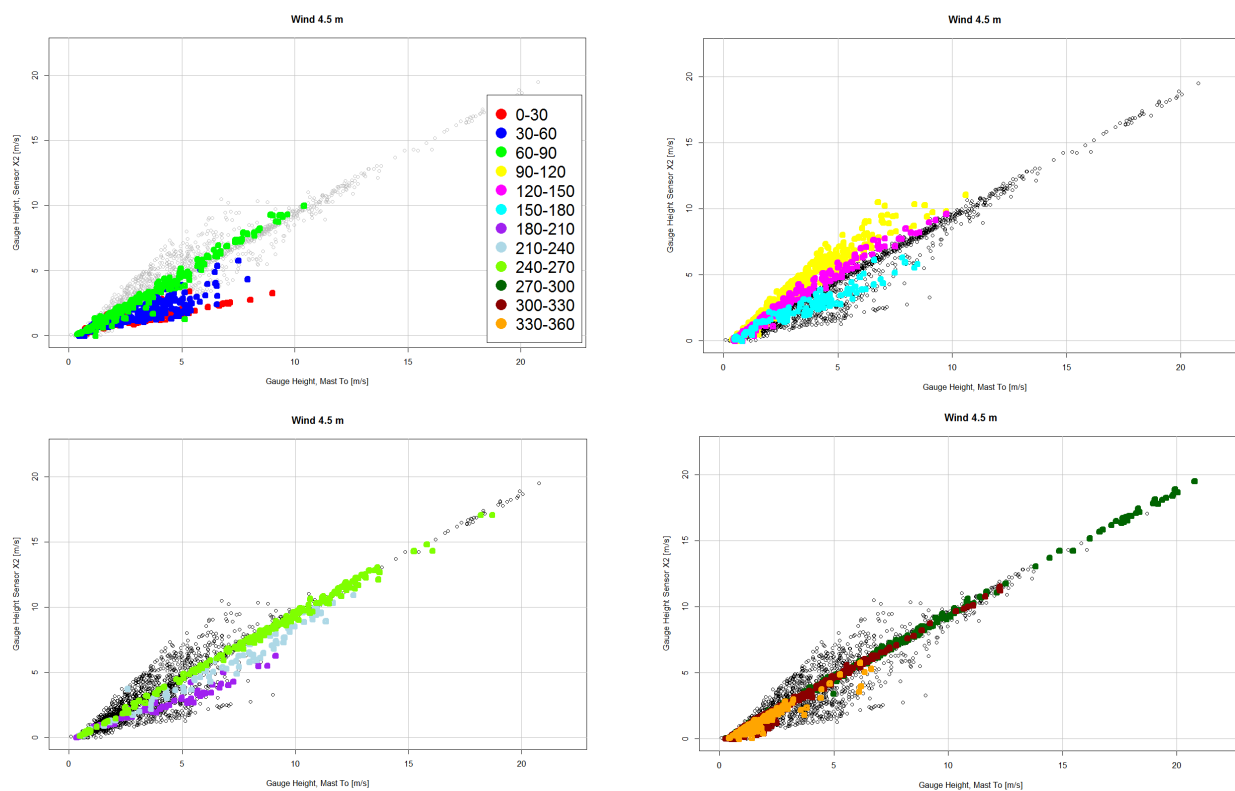
Vindmålingene på mast to kom i gang ved årsskifte 2012/2013 og ble brukt for å finne en sammenheng mellom vindmålingene i 10 m og 4,5 m høyde. Forskjell mellom vindhastigheter i forskjellige høyder kan beskrives med en logaritmisk vindprofil. En forenkling av dette er den såkalte potensprofil:

$$V_{z_2} = V_{z_1} \left( \frac{z_2}{z_1} \right)^{\gamma}. \quad (3.1)$$

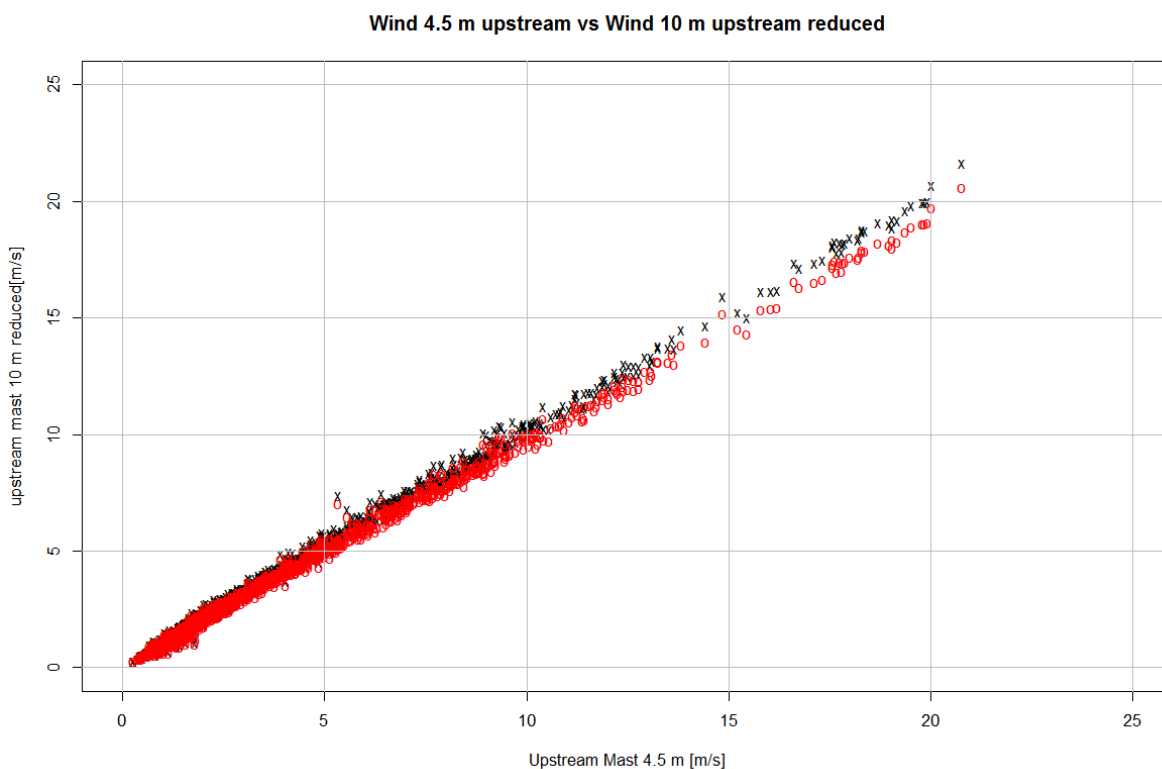
Her er  $z_i$  målingshøyde hvor det måles vindhastighet  $V_{z_i}$ . Eksponenten  $\gamma$  må bestemmes eksperimentelt. Potensprofilen er en god tilnærming for vindprofilen nær bakkenivå. Timesmiddel av vindmålingene fra 2013 var grunnlaget for å finne en median verdi av  $\gamma = 0.059$ . Alle sektorer hvor vindmålingen i 4,5 m viste påvirkning av monteringsmasten ble filtrert bort. Den resulterende sammenhengen for vindhastighet i 4,5 m og 10 m for Haukeliseter kan dermed skrives som en lineær sammenheng:

$$V_{4.5} = V_{10} \left( \frac{4.5}{10} \right)^{0.059} = V_{10} \cdot \alpha, \quad (3.2)$$

hvor  $\alpha = 0.95 \pm 0.09$ . Det betyr at faktisk forskjell mellom vindhastighet i 10 m og 4,5 m bare utgjør 5 %. Forskjellen mellom originale vinddata og reduserte vinddata (anvendt potensprofil) er derfor veldig liten, se Figur 5.5. Vi valgte derfor å ikke korrigere 10 m-data ned til sensorhøyde for videre analyse.



Figur 5.4 Gauge height vindsensor på Geonor Sør versus gauge height vindsensor gauge på mast to. De forskjellige farger viser inndelingen i vindretningssektorer av  $30^\circ$  hver. Tydelig påvirkning av vindskjermkonstruksjonen og DFIR kan sees på noen sektorer. Bare vindretninger i sektorene  $60^\circ$ - $90^\circ$  og  $240^\circ$ - $360^\circ$  er ikke påvirket av konstruksjonen.



Figur 5.5: Vindmålinger fra mast to. Sammenligning av målingene fra 10 m og 4,5 m høyde (svart). De røde punktene viser målingene fra 4,5 m høyde sammenlignet med beregnede vindhastigheter for 4,5 m (basert på Formel 3.2 med 10 m målinger).

Vindmålinger går direkte inn i korreksjonsformelen og det er derfor viktig med god kvalitet på målingene. Monteringen direkte på nedbørstolpen eller ved siden av en mast viser tydelig påvirkning på vindmålingene og kan derfor ikke anbefales. For å sikre uforstyrrede vindmålinger, skal vindsensoren monteres på toppen av en egen mast, enten i 10 m høyde eller i nedbørmålers åpningshøyde. Det er også viktig at avstanden til nedbørmåleren tilsvarer minst nedbørmålerens høyde.

### 5.3 Filtrering av data

For de identifiserte nedbørhendelsene (se forrige kapittel) var det nødvendig med en ytterligere vurdering og eventuell filtrering av datasettet for å fjerne uønsket støy som oppstår som følge av f.eks. ikke-identifiserbare målinger i Geonor Sør (X2), vindskjermingseffekter som følge av oppstillingen av DFIR i forhold til Geonor Sør (X2) (se avsnitt 5.2) og større temperatursvingninger og variasjoner i vindhastighet siste time.

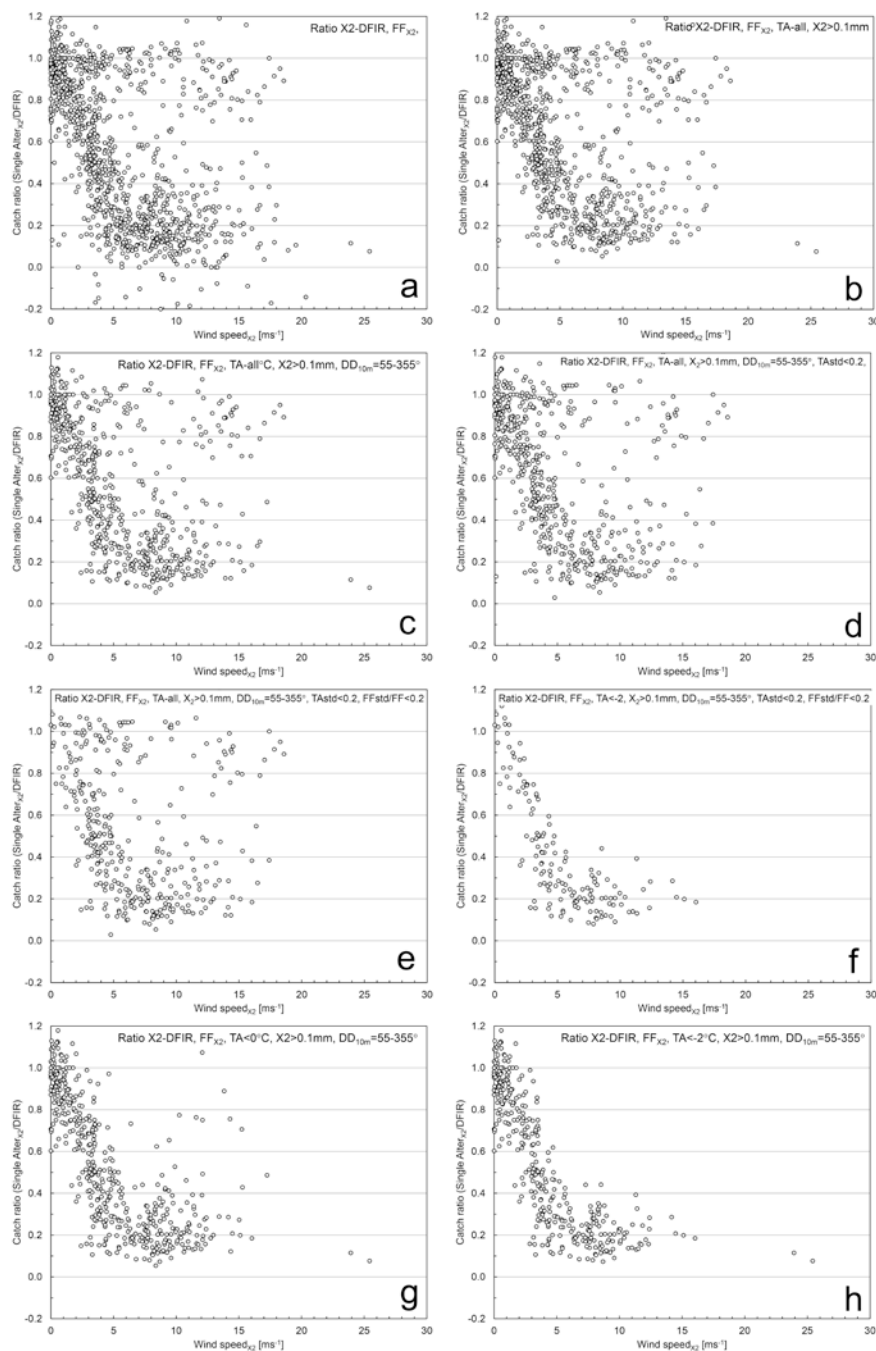
Figur 5.6 viser andel nedbørtap i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR for ulike vindhastigheter med forskjellig filtre for alle en-times nedbørhendelser for de tre vintersesongene (2011-2013). Figur 5.6a viser alle de identifiserte nedbørhendelser uten noen filter. Der fremgår det enkelte

negative verdier som i hovedsak skyldes små verdier i DFIR, som ikke er målbare i Geonor Sør (X2) og som av og til blir negative som følge av svingninger i strengen etc (se kapittel om målestøy). For operasjonelt bruk brukes ofte 0,1mm i Geonor som terskel for nedbør, noe vi også har valgt å gjøre her. Figur 5.6b viser da alle nedbørhendelser der nedbør i Geonor Sør (X2) er større enn 0,1mm. Som det fremgår av figuren fjernes da datapunkter som er negative og nær 0. Totalt er det ca 5% av nedbøren i DFIR som ikke fanges opp i Geonor Sør (X2). Deler av dette kan skyldes fokk, men det er ubestemt hvor mye dette utgjør.

Oppstillingen av DFIR i forhold til Geonor Sør (X2) forårsaker vindskjermingseffekter for vind fra en bestemt sektor. Som det fremgår av Figur 3.1 ligger DFIR og Geonor Sør (X2) på en linje som avviker ca. 20° fra nord-sør. Dette betyr at senter av Geonor Sør (X2) er plassert 200° ut i forhold til senter av DFIR. Videre er avstanden fra DFIR til Sør-sensoren 13,5m og radiusen av DFIR 6 m. Dette medfører en sektor på ca. 50° som er direkte påvirket og skjermet av DFIR. På bakgrunn av dette er datasettet filtrert for verdier som har en vindretning innenfor sektoren 355°-45° (Figur 5.6c). Til dette er det brukt vind i 10 m. Som det fremgår av figuren fjernes da en del datapunkter hovedsakelig med lave vindhastigheter og gjør spredningen der mindre. Effekten av dette kommer tydeligere fram ved å vise kun hendelser der temperaturen er under 0° og -2°C (hhv. Figur 5.6g og Figur 5.6h)

Videre ble det vurdert om variasjoner i temperatur og vindhastighet siste time hadde stor innvirkning på resultatet. Det ble sett på ulike terskler på standardavvik for temperatur og det ga ikke noe signifikante utslag. Hendelser med standardavvik for temperatur lavere enn 0,2°C er vist i Figur 5.6d. For mulig innvirkning av variasjon i vindhastighet ble det gjort noen vurderinger for å finne den mest robuste metoden. Det viste seg at standardavviket for vindhastighet skalert for ulike vindhastigheter var effektiv, og det ble satt en terskel på 0,2 for forholdet mellom disse (Figur 5.6e og Figur 5.6f). Innvirkningen av å filtrere bort hendelser med relativ stor variasjon i vindhastighet var ikke åpenbar, da det fjernet verdier for alle vindhastigheter uten å redusere spredningen i resultatet. Det ble derfor besluttet å ikke benytte filter for variasjoner i temperatur og vindhastighet i datasettet som ble benyttet videre.

Datasettet som vi da sitter igjen med (jfr. Figur 5.6c) anses for å være et godt datasett i de videre analysene og ble brukt som inngang til utarbeidelse av formelverket.



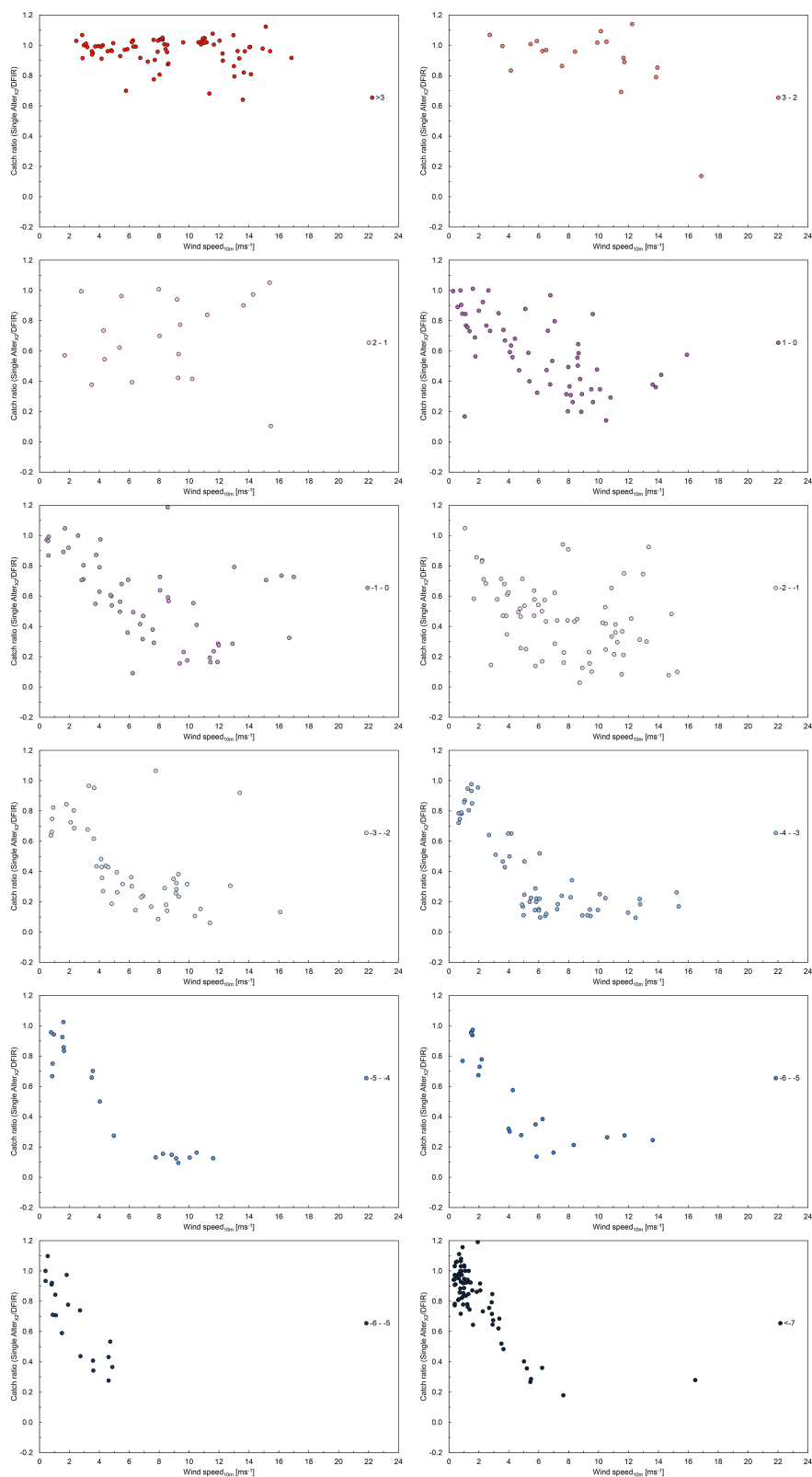
Figur 5.6 Andel nedbør i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR for ulike vindhastigheter (målt ved Geonor Sør (X2)) med forskjellig filtre for alle en-times nedbørhendelser for de tre vintersesongene (2011-2013). Figur a viser alle nedbørhendelser uten noen filter. Figur b viser alle nedbørhendelser der nedbør i Geonor Sør (X2) er større enn 0,1mm for alle temperaturer. Figur c viser det samme som forrige, men der hendelser som har vind fra sektoren 355° til 55° (som tilsvarer sektoren som ligger i le av DFIR) er fjernet. Figur d viser tilsvarende som forrige, med der standardavviket for temperatur er lavere enn 0,2°C. Figur e viser samme som forrige, men der forholdet mellom standardavviket for vindhastighet og vindhastighet er lavere enn 0,2. Figur f viser det samme som forrige, men kun med hendelser der temperaturen er under -2°C. Figur g viser det samme som c, men for hendelser der temperaturen er under 0°C. Figur h viser det samme som forrige, men for hendelser der temperaturen er under -2°C.

## 5.4 Kvalitativ analyse

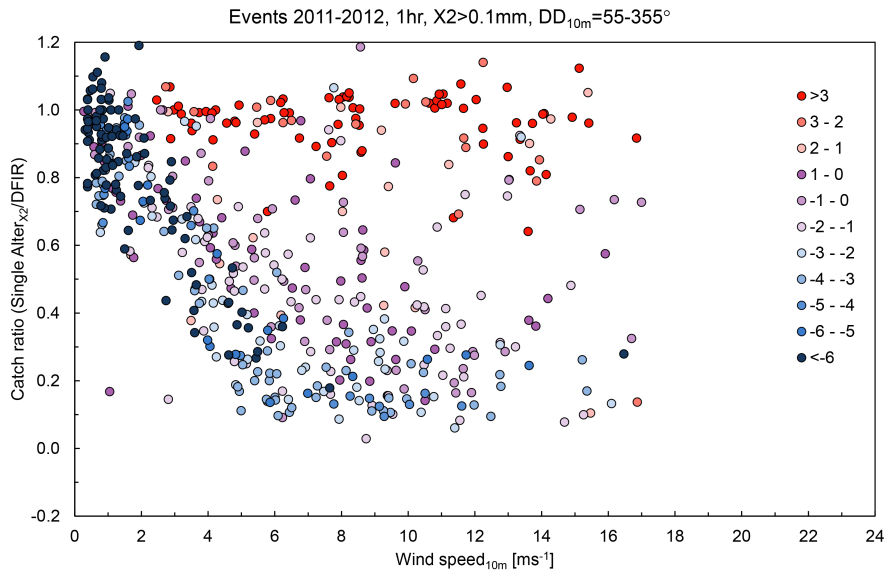
For lettere å kunne velge riktig metode og modell for utvikling av nytt formelverk for oppfangningssvikt av nedbør, ble det gjort en kvalitativ analyse på innvirkningen av temperatur og vindhastighet på oppfangningen av nedbør. I de første analysene ble datasettet inndelt i temperaturklasser (Figur 5.7) og filtrert som beskrevet i Figur 5.6c. På bakgrunn av de visuelle observasjonene gjort på Haukeliseter brøytestasjon (Figur 2.3) er det grunn til å anta at all nedbør i vintersesongen kommer i form av regn når temperaturen er over  $2^{\circ}\text{C}$  og som snø når temperaturen er under  $-2^{\circ}\text{C}$ . Dette bekrefter også våre data (Figur 5.7 og Figur 5.8). Ved nedbørhendelser for temperaturer over  $2^{\circ}$  til  $3^{\circ}\text{C}$  viser analysene at oppfangningssvikten er svært liten, spesielt for vindhastigheter under  $11\text{ m/s}$ . Videre viser analysene at spredningen mellom nedbørhendelsene blir betydelig større når temperaturen er under  $2^{\circ}\text{C}$ , spesielt i temperaturklassene  $2^{\circ}$  til  $1^{\circ}\text{C}$  og  $-1^{\circ}$  til  $-2^{\circ}\text{C}$ . Det er tydelig at det her skjer en markert endring fra regnedbør til våt blandingsnedbør, men at det er stor variasjon mellom hver nedbørhendelse. For temperaturklassen  $-2^{\circ}$  til  $-3^{\circ}\text{C}$  og lavere er resultatene nokså entydige, der også spredning igjen er mindre mellom nedbørhendelsene. Hovedmønsteret endrer seg nokså lite for de laveste temperaturklassene.



## 5.4.1 Temperatur



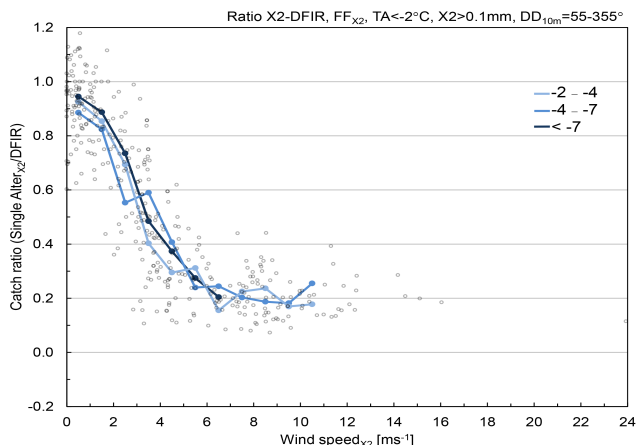
Figur 5.7 Andel nedbørtap i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR for ulike vindhastigheter (i 10m høyde) under forskjellig temperaturforhold, inndelt i klasser ( $>3^\circ\text{C}$ ,  $3-2^\circ\text{C}$ ,  $2-1^\circ\text{C}$  osv). Datasettet er basert på en-times nedbørhendelser fra 2011 og 2012 og er filtrert for  $X2 > 0,1\text{mm}$  og  $DD10m = 55-355^\circ$ .



Figur 5.8: Samme som i Figur 5.7, men med alle temperaturklasser samlet i én figur. Datasettet er basert på en-times nedbørhendelser fra 2011 og 2012 og er filtrert for  $X_2 > 0,1\text{mm}$  og  $DD_{10m} = 55-355^\circ$ .

## 5.4.2 Vind

Middelverdiene for oppfangningssvikt i ulike vindklasser (0-1m/s, 1-2m/s osv) er beregnet og fremstilt som kurver for tre ulike temperaturklasser som representerer nedbør som snø i Figur 5.9. Figuren gir et godt utgangspunkt for valg av modell og metode for utviklingen av et formelverk for oppfangningssvikt. Kurvene viser bl.a. at det er en ikke-lineær sammenheng mellom oppfangningssvikt og vindhastighet og at det er lite forskjell mellom de ulike temperaturklassene under  $-2^\circ\text{C}$ .

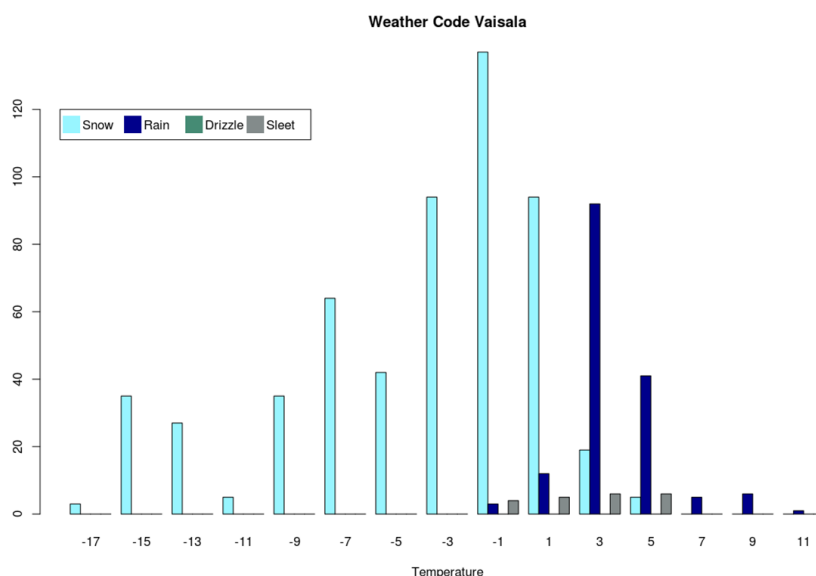


Figur 5.9: Andel nedbør oppfangning i Geonor Sør ( $X_2$ ) i forhold til DFIR for ulike vindhastigheter (i høyden til  $X_2$ ) under forskjellig temperaturklasser der vi forventer nedbør i form av snø. De blå kurvene viser middelverdiene for nedbør oppfangning beregnet for ulike vindklasser (0-1m/s, 1-2m/s, osv). Datasettet er basert på en-times nedbørhendelser fra 2011, 2012 og 2013 og er filtrert for  $X_2 > 0,1\text{mm}$  og  $DD_{10m} = 55-355^\circ$ .

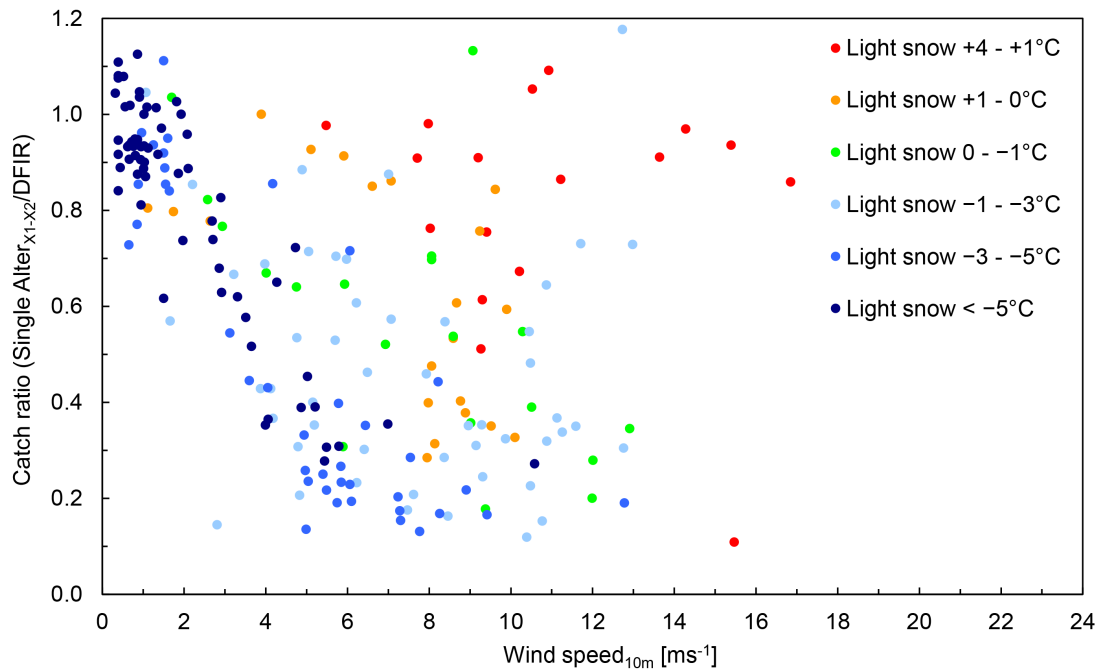
### 5.4.3 Nedbørtype og nedbørintensitet

For å bestemme nedbørtype ble data fra de automatiske værtypemålerene (Present Weather Sensor (PWS)) benyttet. Basert på data fra PWS viser Figur 5.10 fordelingen av snø, regn, yr og sludd og ved hvilke temperaturer disse opptrer. Dataene antyder at snø faller ved temperaturer fra +5 til -17 °C, med en topp ved -1°C. Legg også merke til det «andre maksimum» for snø ved -15°C. Regn er registrert ned til -1°C, og sludd fra -1°C til 5°C. Sensoren som er benyttet her har ikke registrert yr.

For nedbør som regn ser dataene fra PWS robuste ut (se også Figur 5.12) og er i god overenstemmelse med fordelingen en kan forvente her basert på data fra Haukli brøytestasjon (Figur 2.3). Imidlertid er ikke PWS helt entydig i blandingsområdet (jfr. kapittel om målekvalitet, avsnitt 3.10) og det er flere tegn til at den i for stor grad definerer nedbør som snø ved episoder med høye temperaturer (Figur 5.11), da det mest sannsynlig har kommet som regn.



Figur 5.10 Temperatur og nedbørtype. Nedbørtypen er gitt av optisk sensor, «present weather sensor», fra Vaisala. Figuren er basert på værkode gitt av den optiske sensoren i nedbørhendelser i perioden 1.02.2011-11.04.2011 og 01.10.2011-30.4.2012.

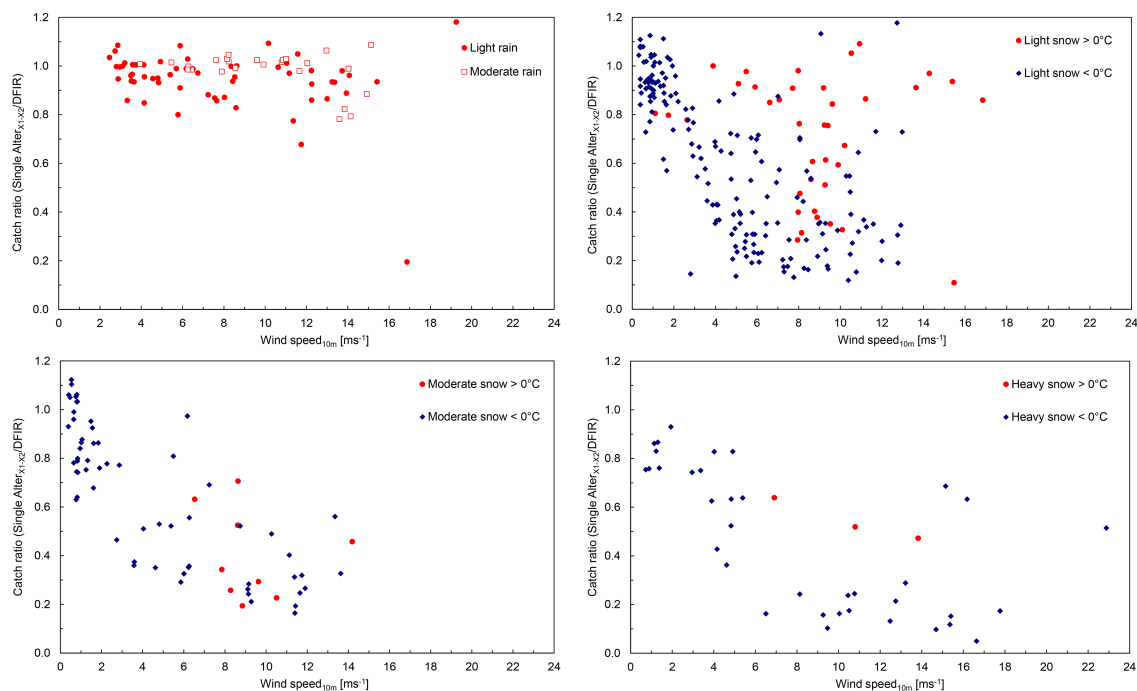


Figur 5.11 Her vises oppfangingsvikt for nedbør som lett snø definert fra værtypesensor (PWS) for perioden nov 2011 til april 2012. Det er videre inndelt i ulike temperaturklasser fra den høyeste på +4 - +1°C (røde prikker) til den laveste for temperatur under -5°C (mørke blå prikker).

Resultatene som framkommer ved oppfangingsvikt for ulike temperaturklasser kan brukes indirekte til å si noe om nedbørtype. Resultatene viser at bruk av temperatur i tillegg til PWS i mange tilfeller gir et mer robust resultat til å vurdere nedbørtype (Figur 5.11).

I utarbeidelsen av formelverket har vi valgt å ikke benytte PWS fordi den normalt ikke er tilgjengelig på operasjonelle stasjoner og fordi det foreløpig er forbundet en god del usikkerhet med enkelte nedbørtyper som beskrevet over og tidligere i rapporten.

PWS gir også informasjon om intensitet. I Figur 5.12 vises oppfangingsvikt for nedbør som regn og snø med ulik intensitet. Resultatene gir ingen klare indikasjoner på at det er noen betydelig forskjell på oppfangingsvikt når det gjelder nedbørintensitet for nedbør som snø. Det er ikke gjort mer inngående analyser av innvirkningen av intensitet på oppfangning av nedbør som regn i denne rapporten.



Figur 5.12 Her vises oppfangingsvikt for ulike nedbørtyper og nedbørintensitet, definert fra værtypesensor (PWD) for perioden nov 2011 til april 2012. Figuren øverst til venstre viser hendelser definert fra PWD som lett regn og moderat regn. Figuren øverst til høyre viser alle nedbørhendelser definert som lett snøfall for temperatur over 0°C (røde prikker) og under 0°C (blå prikker). Tilsvarende viser figurene nederst til venstre og høyre oppfangingsvikt for nedbørhendelser definert fra PWD som hhv. moderat og kraftig snøfall for temperatur over og under 0°C.

## 5.5 Kvantitativ analyse

Den kvalitative analysen ga klare indikasjoner på at det er en tydelig temperaturrelasjon for oppfangingsvikt av nedbør (jfr. Figur 5.7 og Figur 5.8) og at det er en ikke-lineær sammenheng med vindhastighet (jfr. Figur 5.9). Videre viste analysene klare forskjeller i oppfangingsvikt av nedbør klassifisert som tørr snønedbør og regnedbør (jfr. Figur 5.12). For å unngå diskontinuitet er det derfor ønskelig å utvikle et formelverk som gir kontinuerlig overgang fra tørr snønedbør mot blandingsnedbør til regnedbør og er tilpasset det operasjonelle nettet der kun nedbør, vind og temperatur er tilgjengelig.

### 5.5.1 Eksisterende formelverk

Litteraturen på fysisk sammenheng mellom målt og sann nedbør for skjermet Geonor, gitt andre determinanter, eller forklaringsvariabler, og fikserte parametere er generelt liten. I de aller fleste tilfellene, også inkludert studier på andre typer målere, er antatt relasjon i stor grad empirisk. Enkelte studier har forsøkt å undersøke problemet gjennom en fluid mekaniske betraktninger, men disse har ikke produsert en adekvat sammenheng som man kan tilpasse til data. Det mest brukte formelverket for korreksjon av snønedbør målt med Geonor i de nordiske land presenteres i Førland et. al (1996), og er på formen:

$$P_t = P_m g_1(V, T; \mu_1) = P_m e^{b_0 + b_1 V + b_2 T + b_3 VT} \quad (5.1)$$

der  $P_t$  er sann nedbør,  $P_m$  er målt nedbør,  $T$  er temperatur,  $V$  er vindhastighet i målerhøyde og  $\mu_1 = (b_0, b_1, b_2, b_3)$  er parametere.

I samme rapport presenteres og en beslektet relasjonssammenheng for regnedbør:

$$P_t = P_m g_2(V, I; \mu_2) = P_m e^{b_0^* + b_1^* V + b_2^* \log(I) + b_3^* V \log(I)} \quad (5.2)$$

der  $I$  er intensitet, som i de fleste praktiske anvendelser må approksimeres med  $P_m$ .

Korreksjonen  $g$  i ligning (5.1) og (5.2) tar verdien 1 hvis korreksjonsleddet,  $e^{(\cdot)}$ , blir mindre enn 1.

Kriterier for bruk oppgis som følger:

$$P_t = \begin{cases} P_m g_1(V, T; \mu_1) & T \leq 0.0 \text{ }^\circ\text{C} \\ P_m \{g_1(V, T; \mu_1) + g_2(V, I; \mu_2)\} / 2 & 0.0 < T \leq 2.0 \text{ }^\circ\text{C} \\ P_m g_1(V, I; \mu_2) & T > 2.0 \text{ }^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5.3)$$

Det ovennevnte formelverket er veldig likt det man finner i Hanssen-Bauer (1996). Forskjellen ligger i noe ulike koeffisientverdier og grenser for nedbørtype.

En umiddelbar kritikk av dette formelverket er mangel på kontinuitet mellom segmenter når temperaturen varierer over en hendelse. Videre ekskluderer kriteriene i ligning (5.3) muligheten for snønedbør for temperaturer over 2 °C, og på samme måte antas det at sludd/regn ikke forekommer under 0 °C. En gradvis overgang i tapskarakteristika beskrives heller ikke av ligning (5.3). En annen svakhet i ligning (5.2) er at den inkluderer intensitet. Dette kan ikke måles, siden målt nedbør per definisjon er påvirket av oppfangingsvikt. Det må også sies at formelverket ikke anbefales i ekstrapolert område:  $T < -12 \text{ }^\circ\text{C}$  og ikke minst  $V > 7 \text{ m/s}$ .

Andre studier neglisjerer lufttemperatur som determinant i etablering av formler for korreksjon av snønedbør. I de fleste tilfellene fremsettes funksjoner av typen

$$P_t = P_m e^{b_0 + b_1 V} \quad (5.4)$$

som i bunn og grunn er spesialtilfeller at ligning (5.1). Betrakter man litteraturen på korreksjonsformler ment for snønedbør for andre type målere finner man varianter av ligning (5.4). Goodison m.fl. (1998) gir en fyldig oppsummering av disse samt en lang referanseliste. I noen tilfeller benyttes en ikke-eksponentiell vekstfunksjon, men en korreksjonsfaktor bestemt av polynomiale funksjoner av vindhastighet og lufttemperatur.

## 5.5.2 Utvikling av nytt formelverk

Ved å: (i) studere karakteristika på innsamlede data i tidligere studier; (ii) se på eksisterende formelverk; (iii) betrakte de teoretiske fluid mekanistiske studiene som finnes; og (iv) ta hensyn til analyser av data innsamlet på Haukelisetser, kan man sette opp følgende punkter man ønsker å pådytte en justeringsfunksjon, for en gitt lufttemperatur:

- Forholdet, eller ratio, mellom sann og målt nedbør er en funksjon av kun vindhastighet.
- Ratio synker monotont med verdi 1 fra  $V = 0$  ned til en grense større eller lik null når  $V$  vokser over alle grenser.
- Ratio faller eksponentielt som funksjon av  $V$ .
- Endringen i ratio kan variere signifikant som funksjon av  $V$ , og kan også anta null i verdi i deler av utfallsrommet.

Et naturlig valg vil da være en versjon av ligning (5.1) som er ikke-lineær i logaritmisk rom for en gitt temperatur:

$$R = \frac{P_m}{P_T} = (1 - \tau)e^{-\left(\frac{V}{\theta}\right)^\beta} + \tau \quad (5.5)$$

Der  $\varphi = (\theta, \beta, \tau)$  er vektor med skalare funksjonsparametere. Ligning (5.5) kan karakteriseres som en halvklokke funksjon, og har den generelle egenskapen at den kan emulere de fleste monotont synkende funksjoner i første kvadrant. Vi ser også at  $dR/dV$  går mot null i endepunktene, og kan inneha denne egenskapen i store deler av aktuelt utfallsrom gjennom spesifikke parameterverdier.

Videre er det naturlig å anta at karakteristika til ligning (5.5) varierer med temperatur. Rent generelt kan dette formuleres som at de tre parameterne er funksjoner av lufttemperatur. Dvs.:

$$R = \frac{P_m}{P_t} = f(V, T) = \{1 - \tau(T)\}e^{-\left(\frac{V}{\theta(T)}\right)^{\beta(T)}} + \tau(T) \quad (5.6)$$

Neste naturlige spørsmål vil da være: hvilke egenskaper bør parameterfunksjonene  $\varphi(T)$  ha? Den første og kanskje mest intuitive betraktning er å anta at parameterverdiene monotont går fra en verdi til en annen når temperaturen stiger/synker. Videre burde en anta at verdiendringen er størst idet temperaturen passerer gjennom området der nedbøren går fra tørr snønedbør til å domineres av blandingsnedbør. Denne antagelsen impliserer videre at parameterfunksjonene antar en stabil verdi når temperaturen stiger/synker bort fra området for faseskifte. Disse betraktningene synes å stemme med vurdering i data fra Haukeliset. De er også i henhold til ligning (5.1). Imidlertid er det også ønskelig å forsøke å formulere en kontinuerlig overgang fra tørr snønedbør over våt blandingsnedbør og inn mot regnedbør. Dette for å unngå diskontinuitet. Spørsmålet er da om intensitet er en signifikant variabel spesielt med tanke på veldig våt nedbør. Foreløpig antar vi at intensitet er en neglisjerbar determinant, men dette vil bli beskrevet senere. Antagelsene impliserer imidlertid at parameterfunksjonene har egenskaper som man finner i bl.a. sigmoide funksjoner, det vil si at de kan settes opp på formen:

$$\varphi(T) = \varphi_1 + (\varphi_2 - \varphi_1) \frac{e^{(T-T_\varphi)/s_\varphi}}{1 + e^{(T-T_\varphi)/s_\varphi}} \quad (5.7)$$

Denne funksjonen har den egenskap at den går mot første utflatingsparameter,  $\varphi_1$ , når  $T \ll T_\varphi$ , og motsatt går mot andre utflatingsparameter  $\varphi_2$  når  $T \gg T_\varphi$ . I Figur 5.13 blir disse grensene henholdsvis 0,3 og 0,8. Parameteren  $T_\varphi$  angir lokasjonen for når skifte fra disse to nivåene skjer. I Figur 5.13 er dette  $T = 5$ . Hvor raskt skiftet skjer, bestemmes av parameteren

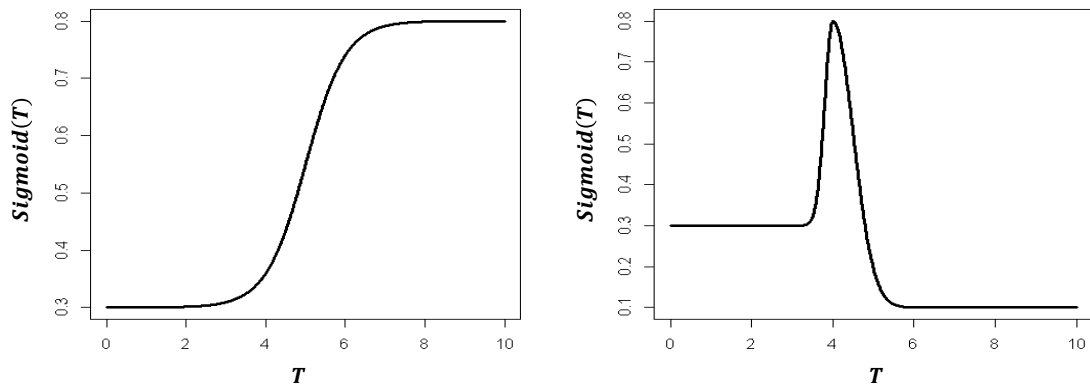
$s_\varphi$ . En liten  $s_\varphi$  gir en tilnærmet stepp-funksjon, mens en stor  $s_\varphi$  gir en tilnærmet lineær overgang mellom  $\varphi_1$  og  $\varphi_2$ .

Man kan, for å være generell, øke ligning (5.7) med flere nivåer. Følgende uttrykk viser en trenivå funksjon:

$$\varphi(T) = I(T < T_\varphi) \left[ \varphi_1 + (\varphi_2 - \varphi_1) e^{-\frac{(T-T_\varphi)^2}{2s_{\varphi,1}}} \right] + I(T \geq T_\varphi) \left[ \varphi_3 + (\varphi_2 - \varphi_3) e^{-\frac{(T-T_\varphi)^2}{2s_{\varphi,1}}} \right] \quad (5.8)$$

Hvor indikatorfunksjonen  $I(\cdot)$  tar verdien 1 hvis utsagnet inni er korrekt og 0 ellers. Eksempel på trenivå funksjon er også vist i Figur 5.13.

Rent generelt, åpner fler-nivå funksjoner betraktningen opp en rekke forskjellige og konkurrerende modeller, der man på forhånd ikke har mulighet for å favorisere noen. Man må derfor ta i bruk statistiske metoder for å finne ut av mest sannsynlig modell gitt data. Bruk av moderne Bayesianske metoder for modellvalg trer da frem som en god fremgangsmåte.



Figur 5.13: Eksempler på to- og trenivå Sigmoid funksjoner. Sigmoid funksjoner brukes i formelverket for å beskrive temperaturavhengighet av parameterne i formelen.



## 6 Resultat

### 6.1 Bestemmelse av korreksjonsformel

Dette avsnittet gir en detaljert beskrivelse av framgangsmåten for å estimere en formel som kan benyttes til å korrigere nedbørmålinger for vind- og temperaturavhengige nedbørtap. Forrige avsnitt påpekte at man kan formulere flere mulige variasjoner av samme grunnformel. Klassisk statistikk er generelt svak på modellvalg. På samme måte er det vanskelig å inkorporere førkunnskap i klassisk statistikk. Sist men ikke minst har klassisk statistikk lite intuitive metoder for å håndtere usikkerhet. Klassiske konfidensintervaller er for det først vanskelig å tolke, og enda vanskeligere å benytte i påfølgende usikkerhetsanalyser. Bayesiansk statistikk er en sannsynlighetsmetode som stadig vinner terreng i naturvitenskaplig modellering. Aspekter som bruk av førkunnskap, modellvalg basert på sannsynlighet og inferens rundt estimater følger helt naturlig med denne metoden. Moderne regnemaskiner utfører de nødvendige simuleringemetodene for å oppnå resultatene rutinemessig, til forskjell fra tidligere tider da simuleringen gjorde Bayseianske metoder mer eller mindre uhåndterlige.

#### 6.1.1 Innledende modellvalgs analyser

Gitt datasett  $D$  fra Haukelisetter, med  $i \in (1, \dots, n)$  observasjoner, kan følgende regresjon settes opp:

$$R_i = \{1 - \tau(T_i)\} e^{-\left(\frac{V_i}{\theta(T_i)}\right)^{\beta(T)}} + \tau(T_i) + \sigma(T_i)\varepsilon_i \quad , \quad \varepsilon_i \sim N(0,1) \quad (6.1)$$

Der  $N(0,1)$  representerer standard normalfordeling. Følgelig blir  $\sigma(T_i)$  standardavviket til regresjonsstøyen. Ratioen  $R$  blir heretter betegnet som respons i regresjonen, og kan forklares ut fra de forklarende variablene,  $T$  og  $V$ , som ofte betegnes som kovariater.

Ligning (6.1) antar altså additiv gaussisk støy med varians som endrer seg med lufttemperaturen. I praksis pådyttes en fler-nivå sigmoid også på variansparameteren. En additiv støymodell gir at målte nedbørere kan anta høyere verdier enn faktisk nedbør, noe som også ble sett i datasettet.

Et initialt datasett ble benyttet for modellvalg. Data fra 2011-2012 ble benyttet siden 2013 data ikke var klare ved analysetidspunktet, og metoder for filtrering av data var heller ikke helt ferdigutviklet. Det antas uansett at dette datasettet var fyldig nok for å gjøre en adekvat modellvalgstudie. Det ble så gjennomgått modeller for enhver kombinasjon av ett, to og tre nivåer for hver parameter  $\tau$ ,  $\theta$ ,  $\beta$  og  $\sigma$  i regresjonsformel i ligning (6.1), altså til sammen 81

forskjellig modeller. Vage apriori fordelinger ble i gitt parameterne for å oppnå et mest mulig objektiv modellvalg.

Bayesian modell likelihood (BML) ble brukt som modellvalgskriterie:

$$BML_M \equiv f(D|M) = \int f(D|\underline{\theta}_M, M) f(\underline{\theta}_M|M) d\underline{\theta}_M \quad (6.2)$$

der nå  $\underline{\theta}_M$  brukes til å angi modellens parametersett. Siden integralet ikke er analytisk tilgjengelig, ble det brukt en numerisk metode basert på «importance sampling» utviklet for Bayesiansk vannføringskurvetilpasning, se Reitan & Petersen-Øverleir (2008).

Det viste seg ved første gangs kjøring at en forholdsvis komplisert modell, med to-nivå  $\tau$  og  $\theta$  kombinert med tre-nivå  $\sigma$  ble antydnet som best. Men repetisjoner på denne modellen antydnet at estimatet for BML var ustabil og at det i snitt ikke var bedre enn en enklere modell med to-nivå  $\tau$  og  $\sigma$ . En mer inngående analyse avslørte også at temperatur-funksjonen til  $\theta$  var mer eller mindre konstant for de fleste MCMC-treknninger og bare varierte for temperaturer utenfor datasettet.

Modellen som nå ble ansett som best ifølge BML var altså en modell med to-nivå  $\tau$  og  $\sigma$ . Denne ble også ansett som bedre enn en med kun to-nivå  $\tau$ . Det var altså en form for heteroskedastisitet i støyleddene, men en som vi kunne ta høyde for ved eksplisitt temperatur-avhengighet. Heteroskedastisitet er som nevnt tidligere en betegnelse når varians på regresjonsstøy, eller avvik data – modell, er avhengig av en eller flere forklaringsvariabler.

### 6.1.2 Endelig modellvalg

Den innledende analysen var tidkrevende, og det tok mange dager å utføre simuleringene. Derfor ble de bare de to modellene som stakk seg klart ut studert videre med nye datasett. De endelige tre datasett (heretter kalt datasett 1, datasett 2 og datasett 3) som inkluderer 2013 data ble deretter benyttet for videre analyser:

Datasett 1: Data der vindhastighet ved X2 ble ytterligere filtrerte i retninger  $240^\circ - 30^\circ$ .

Datasett 2: Data der vindhastighet ved X2 ikke ytterligere filtrerte i retninger  $240^\circ - 30^\circ$ .

Datasett 3: Ufiltrerte data med vindmålinger på mast i 10 meters høyde.

Mens formen på apriorie fordelingene var uforandret, ble avgrensningene forandret. Tidligere studier antyder at en utflating i området  $0 - 0,3$ . Vi satte da 95 % a priori troverdighetsintervall  $\tau_1$  til (0,001; 0,5). Videre ble da  $\tau_2$  ble gitt troverdighetsintervall (0,5; 0,999) for to-nivå modell. En tommelfingerregel innen vindkorleksjon antyder at 5 m/s gir 50 % tap. Dette sammen med at  $\theta$  i mange studier ser ut til å være rundt verdien 5 når  $\beta$  er satt til 1, gjorde at vi satte a priori intervall på (1; 20) for  $\theta$  og (0,25; 5) på  $\beta$ . Lokasjons parametere i sigmoid funksjoner  $T_\sigma$  og  $T_\tau$  fikk intervall (-1; 1) mens skala parameterne  $s_\sigma$  og  $s_\tau$  ble gitt intervallet (0,01; 3). Det må imidlertid nevnes at antall data er såpass stor i denne studien at apriori/før kunnskap får liten vekt inn i analysene.

En modellsammenligning mellom en modell med to-nivå  $\tau$  og resten en-nivå mot en modell med to-nivå  $\tau$  og  $\sigma$  mot resten en-nivå, gav samme rangering og antydning at modellseleksjonen fra innledende analyse var robust.

Vi foretok også en innledende analyse på om det var antydning til residualtrend mot faktisk og målt nedbør, men selv om vi fikk en slik antydning var vi usikre, siden faktisk nedbør er en del av responsen. Vi følte derfor at vi måtte sette opp en ny modell-struktur, der vi skilte mellom faktisk nedbør (forklaringsvariabel) og målt nedbør (respons), i stedet for å bruke ratioen mellom disse som respons. Resultatet fra denne analysen er ikke presentert her, men viser med ganske stor sikkerhet at intensitet ikke er en signifikant forklarende variable for tapet når det gjelder datasettene benyttet her. Samme analyse viste dessverre at størrelsen på residualer, eller avvik mellom formel og observasjoner, er avhengig av mengde nedbør. Altså vil vi med vårt formelverk feilestimere usikkerhet i korrigert nedbør noe. Metodikk for å håndtere dette er utviklet, men presenteres ikke i denne rapporten.

### 6.1.3 Korreksjonsformler m/usikkerhet

Modellstudiene beskrevet i forrige avsnitt gjør at vi kan etablere følgende relasjon:

$$R = \left\{ 1 - \tau_1 - (\tau_2 - \tau_1) \frac{e^{(T-T_\tau)/s_\tau}}{1 + e^{(T-T_\tau)/s_\tau}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{\theta}\right)^\beta} + \tau_1 + (\tau_2 - \tau_1) \frac{e^{(T-T_\tau)/s_\tau}}{1 + e^{(T-T_\tau)/s_\tau}} \quad (6.3)$$

Der assosiert standardavvik på assosiert regresjonsstøy har formen:

$$\sigma(T) = \sigma_1 + (\sigma_2 - \sigma_1) \frac{e^{(T-T_\sigma)/s_\sigma}}{1 + e^{(T-T_\sigma)/s_\sigma}} \quad (6.4)$$

Parameterverdiene må videre bestemmes. Dette gjøres i denne studien også gjennom bruk av Bayseiansk statistikk, der apriori kunnskap om parameterverdier oppdateres med data fra Haukeliseter gjennom bruk av Bayes formel. Alternativt kunne man benyttet klassisk statistiske metoder som ikke-lineær minste kvadratets metode.

For å fremskaffe aposteriore resultater (a priori oppdatert med data) på parameter, ble MCMC (Markov kjede Monte Carlo) benyttet. Algoritmen vi brukte var relativt generell og baserte seg på tilfeldig-gange-Metropolis-treknings samt adaptiv «burn-in» og «parallell tempering» (for å kunne overkomme eventuelle multimodaliteter).

Tabell 6.1: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.3) for de 3 utvalgte datasett. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes

	$\theta$	$\beta$	$\tau_1$	$\tau_2$	$T_\tau$	$s_\tau$
Datasett 1	(2.89, <b>3.41</b> , 4.18)	(1.19, <b>1.58</b> , 2.20)	(0.10, <b>0.18</b> , 0.27)	(0.96, <b>0.99</b> , 1.00)	(0.29, <b>0.69</b> , 1.09)	(0.89, <b>1.15</b> , 1.50)
Datasett 2	(3.16, <b>3.37</b> , 3.62)	(1.44, <b>1.62</b> , 1.84)	(0.17, <b>0.22</b> , 0.25)	(0.96, <b>0.99</b> , 1.00)	(0.66, <b>0.83</b> , 0.99)	(0.77, <b>0.93</b> , 1.06)
Datasett 3	(4.02, <b>4.24</b> , 4.48)	(1.62, <b>1.81</b> , 2.03)	(0.14, <b>0.18</b> , 0.22)	(0.98, <b>0.99</b> , 1.00)	(0.48, <b>0.66</b> , 0.84)	(0.93, <b>1.07</b> , 1.21)

Tabell 6.2: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.4) for de 3 utvalgte datasett. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes.

	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$T_\sigma$	$s_\sigma$
Datasett 1	(0.21, <b>0.23</b> , 0.25)	(0.10, <b>0.13</b> , 0.16)	(1.17, <b>2.03</b> , 2.74)	(0.02, <b>0.40</b> , 1.04)
Datasett 2	(0.18, <b>0.19</b> , 0.20)	(0.10, <b>0.11</b> , 0.12)	(2.14, <b>2.31</b> , 2.74)	(0.00, <b>0.11</b> , 0.44)
Datasett 3	(0.17, <b>0.18</b> , 0.19)	(0.09, <b>0.11</b> , 0.12)	(2.16, <b>2.35</b> , 2.83)	(0.00, <b>0.12</b> , 0.42)

Tabeller Tabell 6.1 og Tabell 6.2 oppsummerer resultatene for alle tre datasett, mens aposteriore trekningene vises som histogram i Figur 6.1. Det kan nevnes at median var tilnærmet lik forventet verdi i alle tilfellene.

Man ser ganske klart at fra Tabell 6.1 at de to datasett assosiert med vind i målerhøyde gir sammenfallende inferens på  $\beta$  og  $\theta$ , bortsett fra at ufiltrert har mindre usikkerhet grunnet mer data. Imidlertid ser filtreringen ut til å gi litt mer forskjell på utflatings parameteren  $\tau_1$  og assosiert sigmoid karakteristika. Forskjellene er imidlertid ikke veldig signifikante.

Videre ser vi at når vind i 10 meter benyttes, får man signifikante forskjellige aposteriore resultat. Parameterne  $\beta$  og  $\theta$  antar her andre verdier. Man ser også at resultatene på  $\tau_1$  for 10 meter vind er noe mer lik de man ser på filtrerte data. Dette kan antyde at filtrering er berettiget og at vindmålinger bør være upåvirket av nærtstående konstruksjoner. Dette ble også underbygget gjennom i en BML analyse. Her kom data med ufiltrert vind i 10 meter bedre ut enn ufiltrert vind i målehøyde.

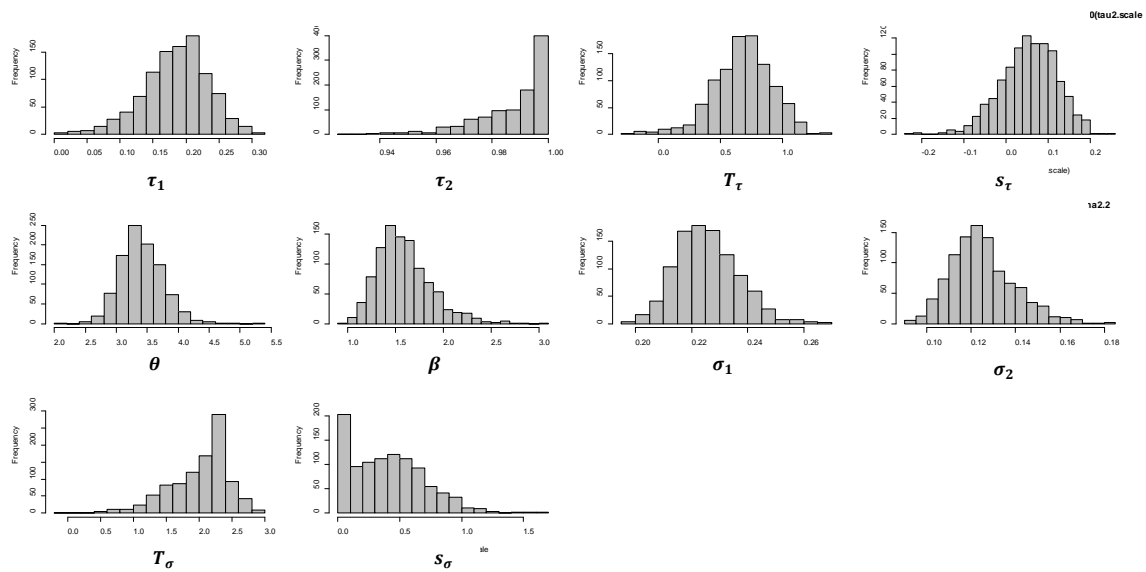
Eksplisitt kan således estimerte korreksjonsformler skrives som:

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{3.41}\right)^{1.58}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \quad (6.5)$$

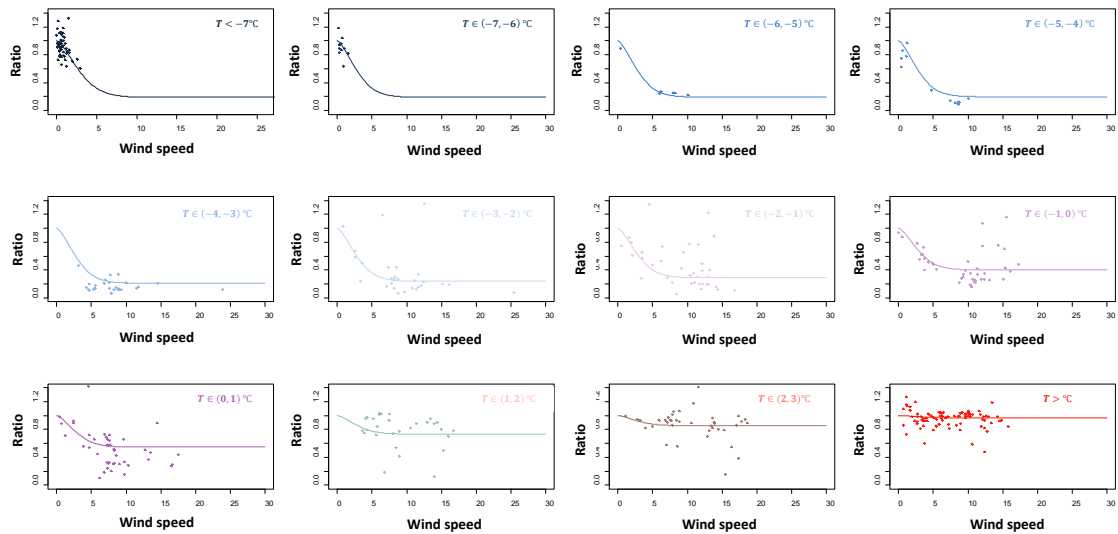
For vind i målerhøyde, og:

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{4.24}\right)^{1.81}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \quad (6.6)$$

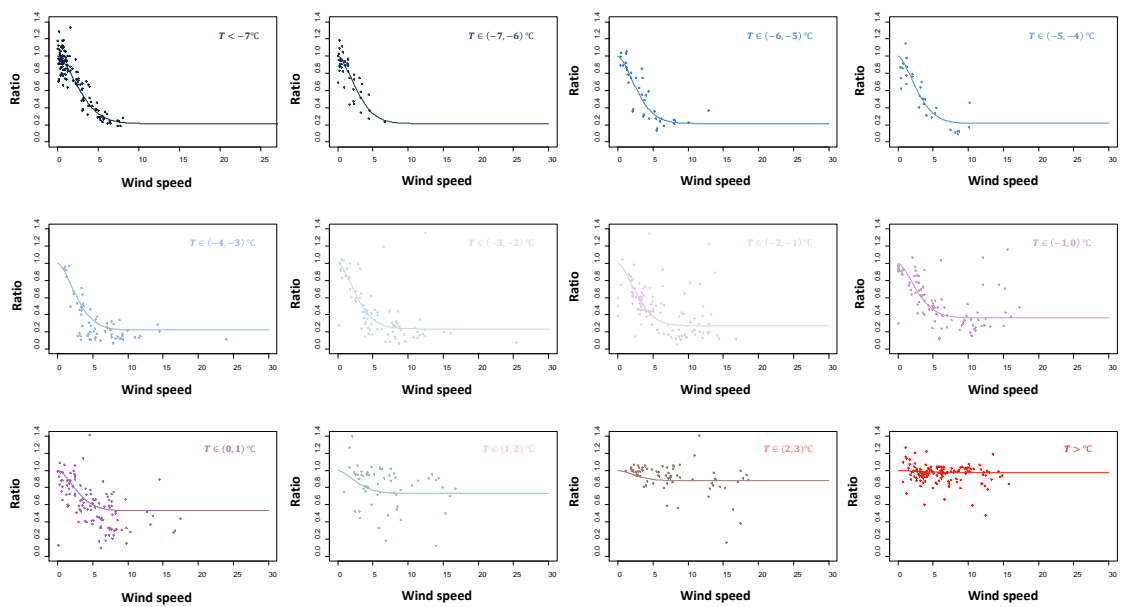
hvis man bare har vind i 10 meters høyde.



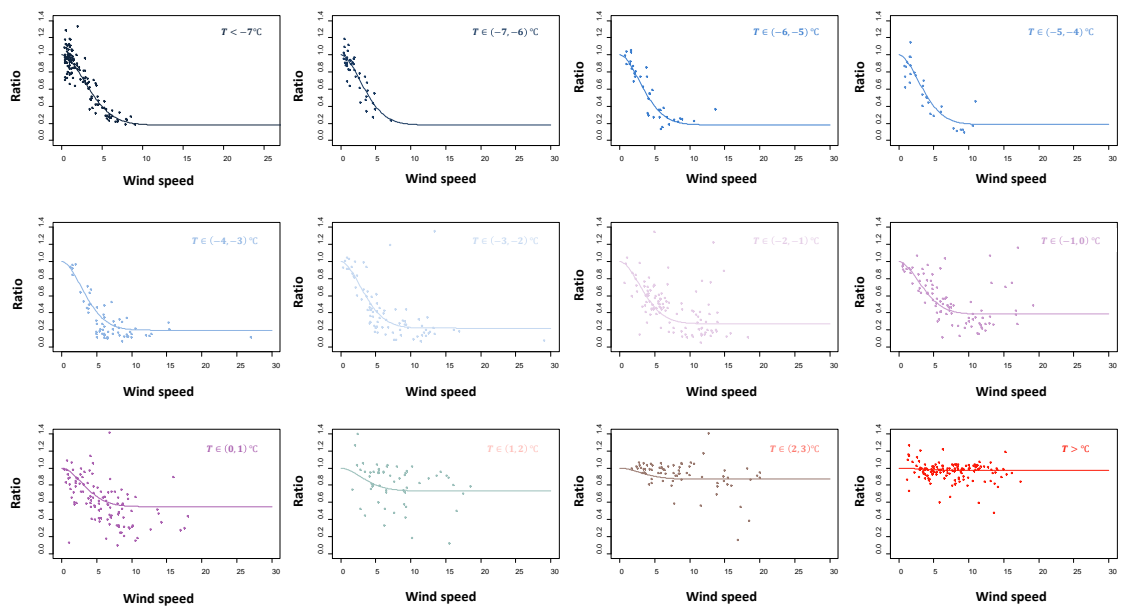
Figur 6.1: Histogram for aposteriore trekninger for parameterne i ligning (6.3)-(6.4) for filtrerte vinddata i målerhøyde. Estimater kan tolkes som forventning eller middelvei av disse trekningene.



Figur 6.2: Estimert korreksjonsformel for filtrert datasett og vind i bøtkehøyde for diverse temperaturer. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.



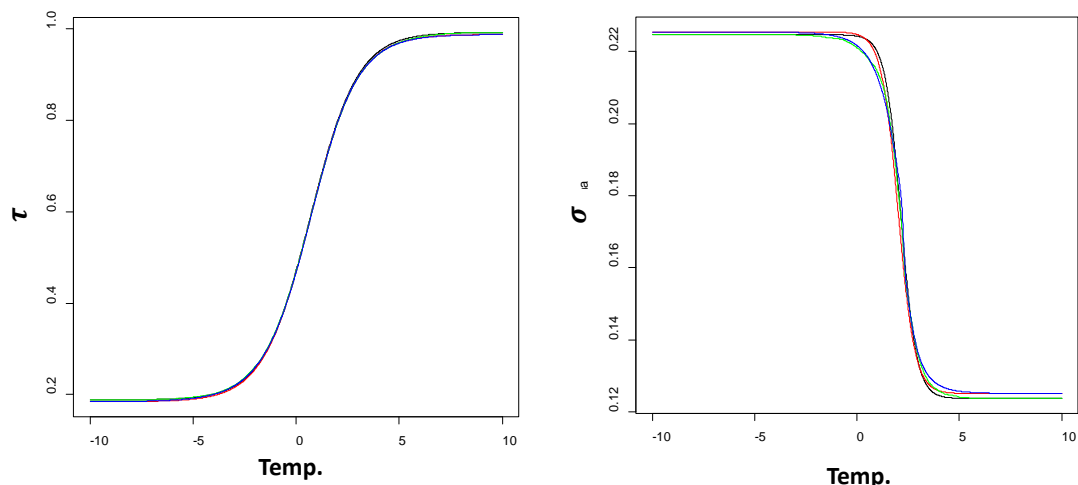
Figur 6.3: Estimert korreksjonsformel for ufiltrert datasett og vind i bøtkehøyde for diverse temperaturer. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.



Figur 6.4: Estimert korreksjonsformel for ufiltrert datasett og vind i 10 meters høyde for diverse temperaturer. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.

### 6.1.4 Estimerte sigmoidfunksjoner

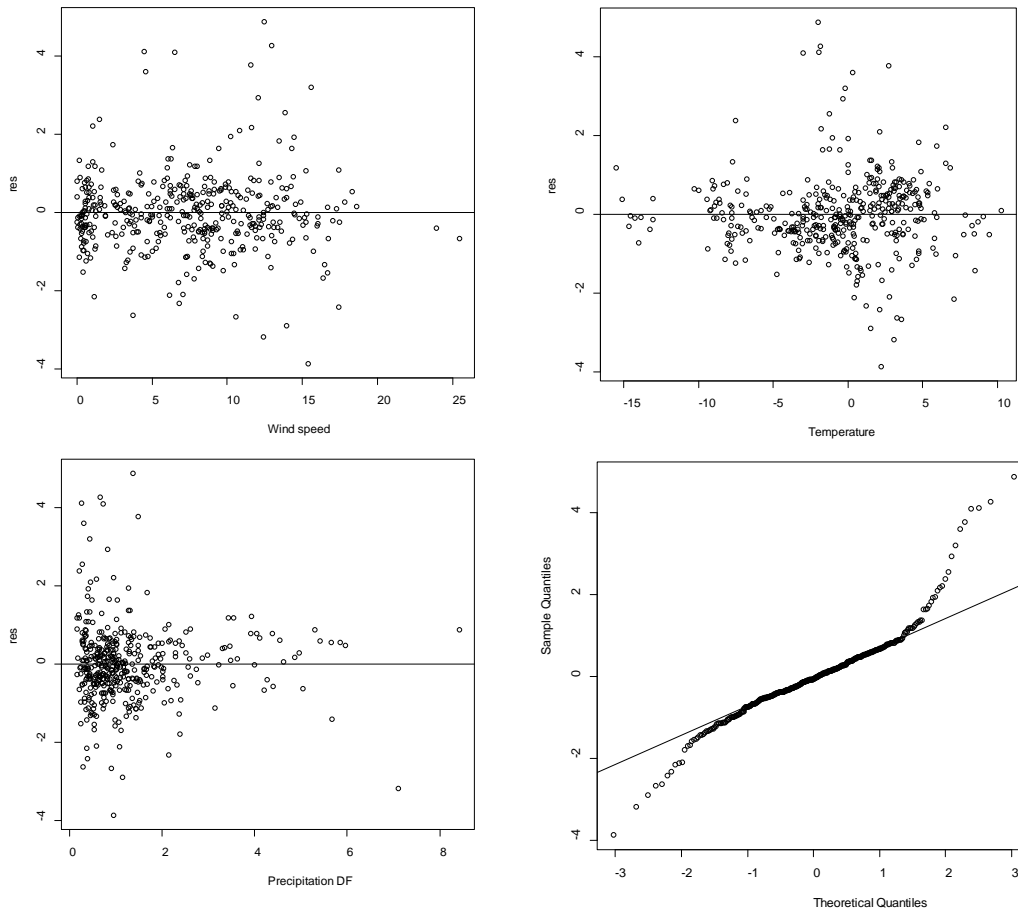
Estimert sigmoid funksjon, vist i Figur 6.5, sier at nivå for utflating endrer seg ganske raskt i området -5 til 5 °C. Videre antyder data et tilnærmet konstant forhold på 0.2 mellom målt- og sann nedbør fra temperaturer -5 °C og nedover når vinden blir veldig høy. Videre ser vi fra Figur 6.6 at variansen til regresjonstøyen blir betraktelig mindre når temperaturen går over 2-3 grader celsius og nedbørstypen nærmer seg regn. Figurene Figur 6.8- Figur 6.10 viser videre at formelen tilpasser seg adekvat når temperaturen varierer over skiftet i sigmoidfunksjonen.



Figur 6.5: Estimerte sigmoide funksjoner for datasett 1. Disse funksjonene beskriver asymptotisk verdi på ratio og standardavvik for observert ratio – modellert ratio som funksjon av lufttemperatur, samt lokasjon og «hastighet» på skiftet mellom de asymptotiske verdiene. De forskjellige kurvene (blå, sort, rød, grønn) representerer forskjellige måter å estimere funksjons parameterne på gjennom a posteriori fordelingene.

### 6.1.5 Residualanalyse

En analyse av residualer, som i prinsippet er avvik mellom observerte ratioer og estimerte ratioer, vil raskt avdekke systematiske feil i estimert formelverk. Plottene vist i Figur 6.6 antyder ingen systematiske karakteristika. Altså ser det ikke ut til at derivert formelverk er utilstrekkelig for å gjenspeile ratio som funksjon av vindhastighet og temperatur. Trompetformer i residualene antyder at variansen på støyen, eller residualene, ikke er tilfredsstillende beskrevet. Dette kalles heteroskedastisitet. Men man kan ane heteroskedastisitet når avvikene/residual plottes mot sann nedbør. Merk også via kvantilplottet at residualene har veldig tunge haler, noe som også underbygger mistanken om at støyen ikke er normalfordelt.

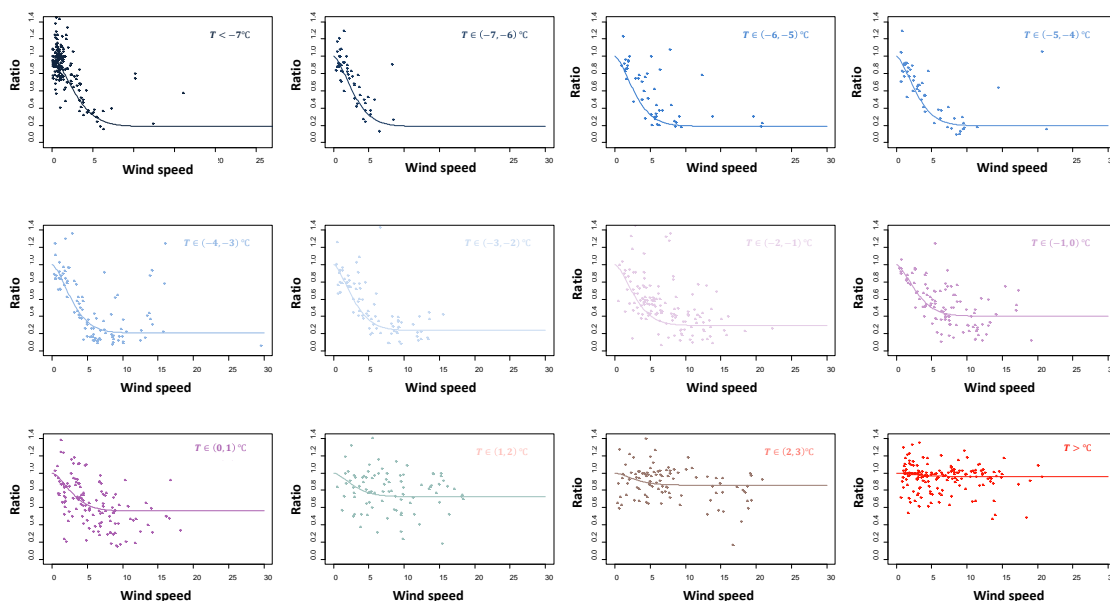


Figur 6.6: Diverse plott over residualer (observert ratio – modellert ratio). Residualene er såkalt standardisert, eller dividert med assosiert estimat på standardavvik, slik at de skal approksimere en standard normalfordeling. Nederst til høyre vises percentiler fra teoretisk standard normalfordeling plottet mot empiriske percentiler fra de standardiserte residualer for en rekke kvantiler.

### 6.1.6 Evaluering mot rå-timesverdier

Det ble også forsøkt å evaluere korreksjonsformel for rå 1-times data. For å unngå for mye støy grunnet ustabile sensorer ble det satt en nedre grense. Den ble satt til 0,1 mm. I tillegg ble det benyttet Ja/Nei sensor data, der kriteriet var nedbør i minst 20 prosent av de 60 minuttene. Figur 6.7 viser at derivert formel synes å korrespondere bra med timesdata. Det er verd å nevne at dette skulle være av betydelig interesse siden det er mange som benytter timesdata på nedbør.





Figur 6.7: Estimert korreksjonsformel datasett 3 plottet mot 1 timers data med vind i 10 meter. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.

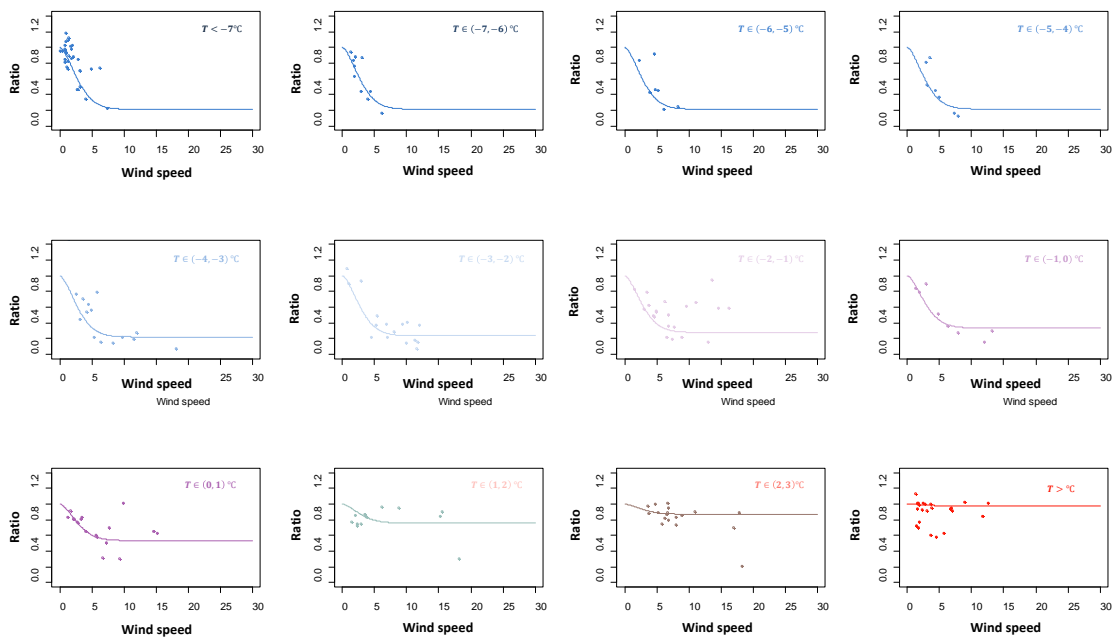
Det ble også estimert parametere ut fra rå timesverdier. Tabell 6.3 viser resultatet. Man ser at utflating for lave temperaturer og høy vind,  $\tau_1$ , her estimeres en god del høyere enn for datasett 1. Dette kan være et resultat av en del outliere man kan se for kalde temperaturer og høye vindhastigheter i Figur 6.7. Ellers er både  $\theta$  og  $\beta$  estimert noe forskjellig enn for de offisielle datasettene, men ikke veldig forskjellig. Vi ser også at estimert sigmoid antyder en noe raskere overgang mellom utflatings parameterne  $\tau_1$  og  $\tau_2$ .

Tabell 6.3: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.3) for 1 times data vist i Figur 6.7. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes.

	$\theta$	$B$	$\tau_1$	$\tau_2$	$T_\tau$	$s_\tau$
Datasett 4	(3.57, <b>4.55</b> , 5.75)	(1.05, <b>1.43</b> , 1.87)	(0.26, <b>0.36</b> , 0.43)	(0.97, <b>0.99</b> , 1.00)	(0.94, <b>1.14</b> , 1.32)	(0.30, <b>0.44</b> , 1.60)

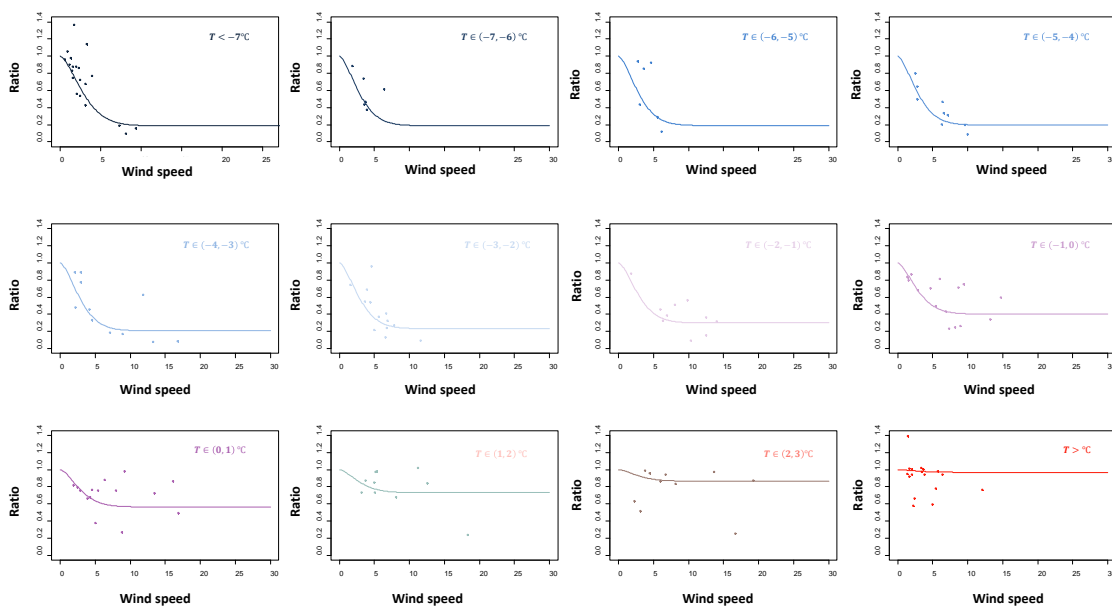
### 6.1.7 Evaluering mot 12 og 24 timers verdier

Det ble studert datasett på aggregerte verdier med over en times varighet. Først ble 12 timers oppløsning benyttet. For å unngå for mye støy ble det satt en nedre grense på 0,5 mm. I tillegg ble det benyttet Ja/Nei sensor data, der kriteriet var nedbør i minst 20 prosent av de 12 timene. Data, som er relatert til vind i 10 meter, plottes da mot assosiert justeringsformel fra Tabell 6.1. Figur 6.8 viser da at formel korresponderer bra med 12 timers data.



Figur 6.8: Estimert korreksjonsformel for ufiltrert vind i 10 meter plottet mot 12 timers data med vind i 10 meter. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.

Til slutt ble 24 timers nedbør studert. Disse data ble filtrert på samme måte som 12 timer nedbør, med grense på 0,5 mm og nedbør i 20 % av tiden. Resultatet vises i Figur 6.9. Også her ser vi at derivert formel stemmer ganske bra med 24 timers verdier.



Figur 6.9 Estimert korreksjonsformel ufiltrert vind i 10 meter plottet mot 24 timers data med vind i 10 meter. Funksjonen er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i hver klasse.

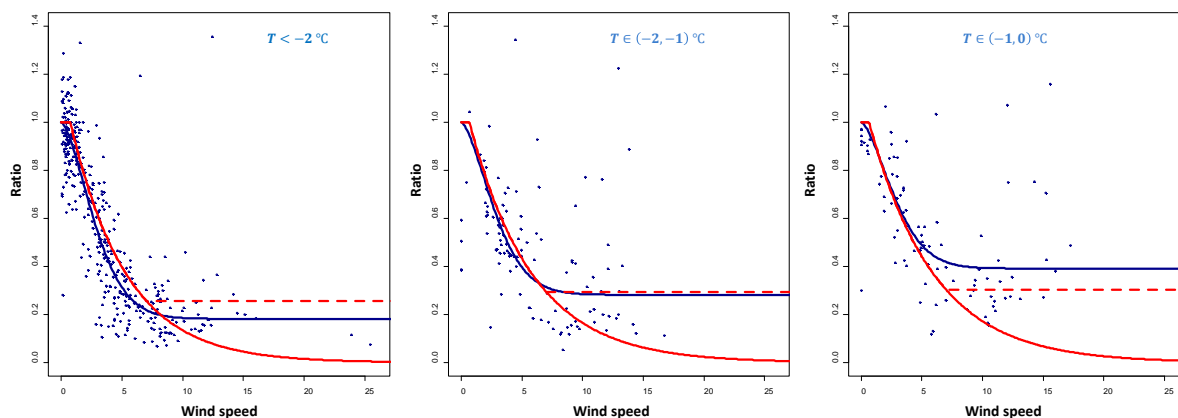
Man kan dermed konkludere at derivert formelverk synes å være invariant med tanke på tidsoppløsning. Dette burde egentlig ikke komme som en overraskelse, siden eventuelle variasjoner i determinanter (vind og lufttemperatur) innenfor aggregert periode ikke burde innføre systematiske feil, men heller øke variansen rundt regresjonsligning. Samtidig er det klart at aggregerte verdier inneholder hendelser der middelveidier på vindhastighet og/eller temperatur ikke er representativ for perioden da det faktisk kom nedbør innenfor aggregert periode. Det kan antas at denne «feilen» er tilfeldig, og kun har den påvirkning at variansen økes. Imidlertid kan det være mindre iøynefallende effekter av en større sannsynlighet for nedbør gitt visse verdier/klasser av vindhastighet og/eller lufttemperatur. Dette vil i så fall kunne gi systematiske feil på aggregerte verdier.

### 6.1.8 Evaluering mot eksisterende formelverk

Det er naturlig å sammenligne en mye brukt versjon ligning (5.1) med resultatene fra denne studien. Vi velger her ikke å sammenligne for temperaturer høyere enn 0 grader celsius, siden dette medfører bruk av intensitet, som i de fleste tilfeller ikke kan måles. Verdier for koeffisientene i ligning (45.1) finnes i Førland et. al (1996). Disse er:  $\beta_0 = -0.12159$ ,  $\beta_1 = 0.18546$ ,  $\beta_2 = 0.0069182$  og  $\beta_3 = -0.005254$ . Videre ble analysene fra datasett 2 benyttet for å få flest mulig målinger inn i sammenligningsstudien. I tillegg ble datasettet delt opp i tre klasser for å forenkle visuell sammenligning:  $T \leq -2^\circ\text{C}$ ,  $-2 < T \leq -0.1^\circ\text{C}$  og  $-1 < T \leq 0^\circ\text{C}$ .

Resultatene vises i Figur 6.10. Her ser man at formel fra Førland et. al (1996), heretter kalt tidligere formel, korrigerer noe mindre enn estimert formel for vindhastigheter  $< 7$  m/s. Deretter korrigerer den tidligere formelen stadig mer og går mot uendelig store korreksjoner når  $V$  vokser over alle grenser. Imidlertid er tidligere formel tuftet på data der  $V < 7$  m/s, som også oppgis som grense for anvendelse. Det er uklart hva praktisk bruk er når vindhastigheter overstiger denne. Enkelte brukere benytter  $V = \min(, 7)$  for å unngå ekstreme korreksjoner. Dette er også vist i samme figur, og man ser at da korresponderer de to formelverkene ganske bra. Det må bemerkes at formelverket fra Førland et. al (1996) gav veldig like resultater som Bauer-Hansen et. al (1996), hvor det siste også er hyppig benyttet i de nordiske land.

Den nye formelen inneholder et klar definert utflatingsnivå for vindhastigheter  $> 8$  m/s som forandrer seg mot høyere verdier med stigende temperatur, når nedbørtype forandrer seg fra tørr snø over våt snø og blandet nedbør til regn. Den effekten som ses godt i dataene fra Haukelisetter (Figur 6.2 - Figur 6.4) kan ikke tas hensyn til med det tidligere formelverket, som antydes i Figur 6.10. Med å sette alle vindhastigheter  $> 7$  m/s lik 7 m/s i formelanvendelse skaffer man et tilfeldig valgt utflatingsnivå som ikke tilpasser seg med forandrede nedbørtyper. Det regnes med at den tidligere formelen overestimerer akkumulasjon for temperaturer rundt nullpunktet (våt snø og blandings nedbør) og høye vindhastigheter.



Figur 6.10: Estimert korreksjonsformel for datasett 2 for tre temperaturklasser (blå linje) og korreksjonsformel fra Førland et. al (1996) (rød linje). Stiplet rød linje viser Førland et. al (1996) når vindhastigheter over 7 m/s ettes lik 7 m/s. Funksjonene er i hvert tilfelle evaluert i middeltemperatur for data inkludert i klasse.

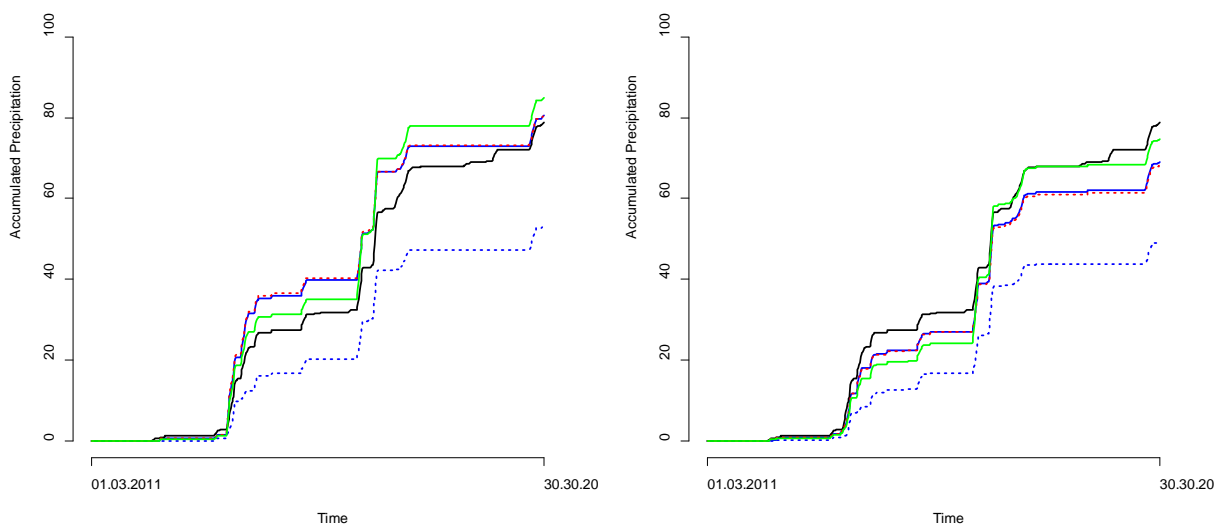
## 6.2 Eksempler på anvendelse

Det ble etablert to datasett fra testfeltet for anvendelse på formelverket. To perioder med kontinuerlig timesnedbør med lengde på henholdsvis 20 og 30 dager ble tatt ut. Disse inneholdt nedbørdata fra DFIR samt både X1 og X2. I tillegg ble det tatt ut assosierte serier med temperatur og vind i både målerhøyde og 10 meter. Nedbørdata ble gjennomgått for å fjerne svingninger slik at disse ble monotont stigende samtidig som akkumulert mengde i perioden ble beholdt. Deretter ble deriverte formler anvendt på data fra X1 og X2. I tillegg ble formelverk fra Førland m.fl. (1996). Her benyttet vi en versjon der alle vindhastigheter over 7m/s ble satt lik 7 m/s.

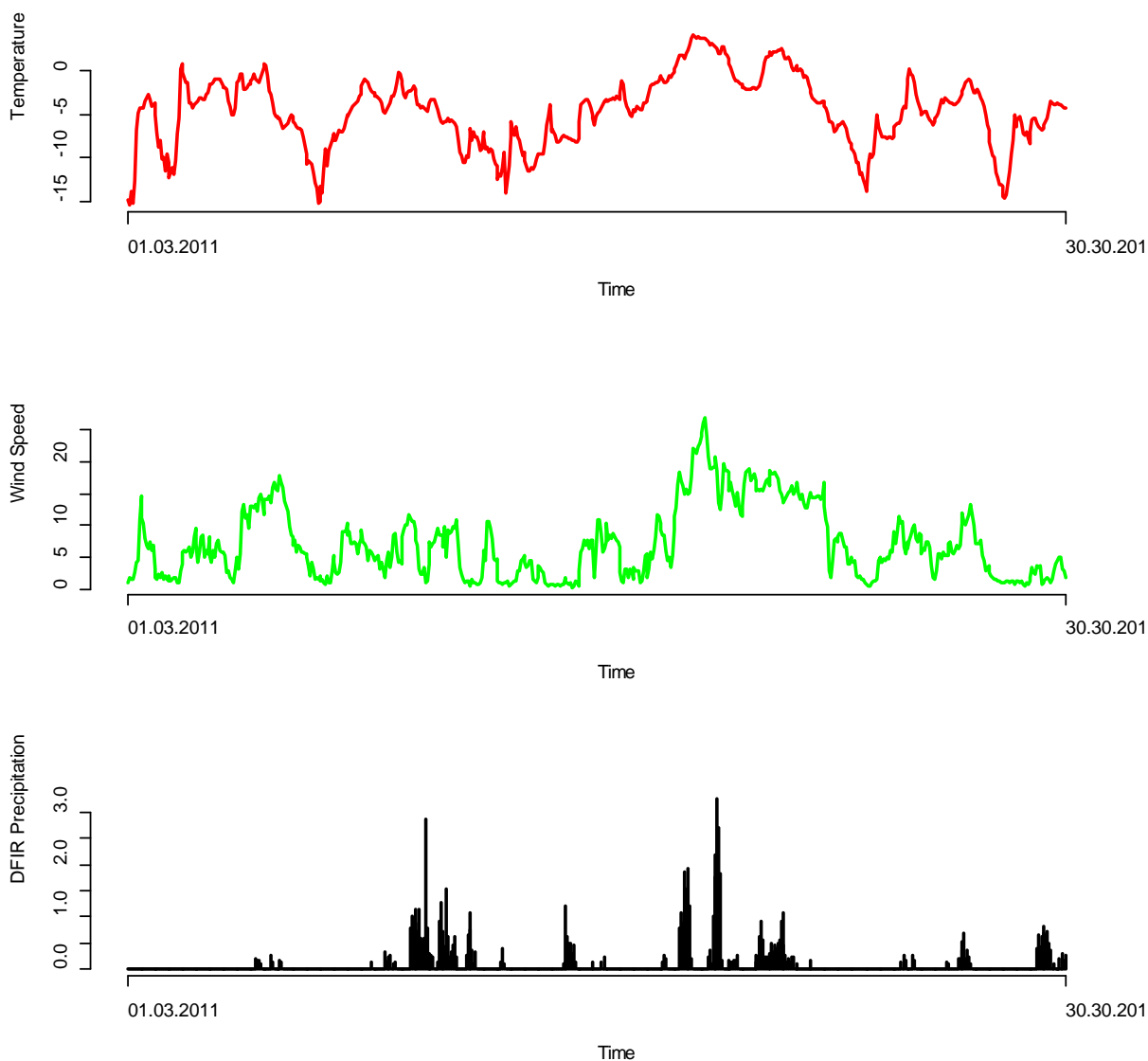
Resultatene fra mars 2011 vises i Figur 6.11. Figur 6.12 viser assosiert temperatur, vindhastighet og nedbør i DFIR. Mars 2011 hadde flere episoder med nedbør. Temperaturer varierte mellom  $-15^{\circ}\text{C}$  og  $+5^{\circ}\text{C}$ . I nedbørtillfeller ble stor sett vindhastigheter mellom 5 m/s og 15 m/s målt, i enkelte tilfeller større enn 20 m/s. Totalakkumulasjon i DFIR i mars 2011 var 78,8 mm, Geonorer X1 og X2 målte en signifikant mindre totalakkumulasjon av 53,2 og 49,3 mm i perioden. Fortløpende korreksjon av akkumulasjon fører til samme resultatet uavhengig om korreksjon utføres med vind i nedbørmålerens høyde eller med 10 m vind. Akkumulasjon fra X1 ble korrigeret til 80,5 mm, akkumulasjon fra X2 til 69,1 mm. Mens den korrigerte totalakkumulasjon for måleren X1 er veldig lik målt akkumulasjon i DFIR, viser korreksjon av X2 data en total avvik av ca. 12 %. Siden begge korreksjonene blir beregnet for 10 m vind, kan det bare skyldes de forskjellige oppfanginger av målerne X1 og X2 før korreksjon. Det er da mest sannsynlig en følge av skyggeeffekt fra DFIR på måler X2.

Korreksjonen med tidligere formelverket resulterer i totalakkumulasjon av 85 mm for X1 og 75 mm for X2 og korrigerer dermed mer for begge målerne enn det nye formelverket. Noe som kan

forventes på grunn av at korreksjonen med tidligere formelverket er basert på korrigerte DFIR-målingene og diskontinuitet i formelverket med tanken på nedbørtypen.

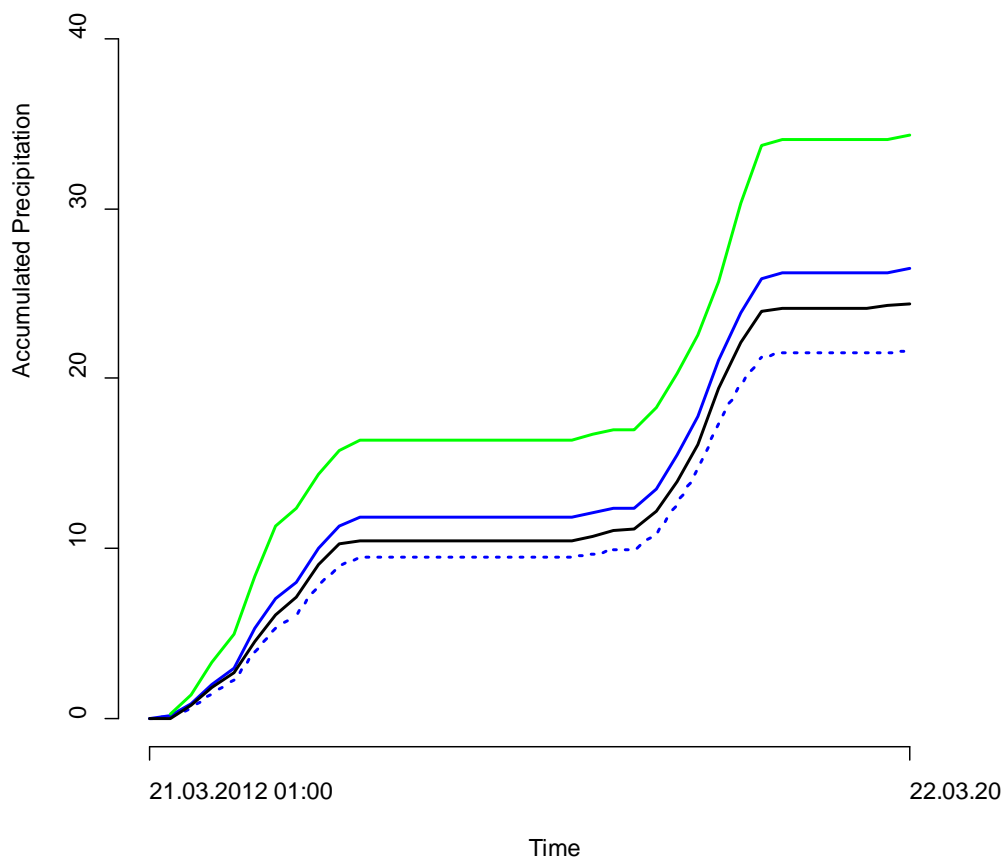


Figur 6.11: Illustrasjoner over akkumulerte nedbørdata fra mars 2011. Plott til venstre er assosiert med måler X1 mens plott til høyre er assosiert med måler X2. Sort heltrukken er nedbør fra DFIR. Blå heltrukken og blå stiplet er henholdsvis vindkorrigert og ikke-vindkorrigert nedbør fra målere utenfor DF der vind i målerhøyde benyttes. Rød stiplet er vindkorrigert nedbør fra måler utenfor DF der vind i 10 meter benyttes. Grønn heltrukken linje er formel fra Førland m.fl. (1996) benyttes samtidig som alle vindhastigheter større enn 7 m/s settes lik 7 m/s.



Figur 6.12: Illustrasjoner over data fra mars 2011. Timeverdier av lufttemperatur, vindhastighet 10 m og timenedbør i DFIR.

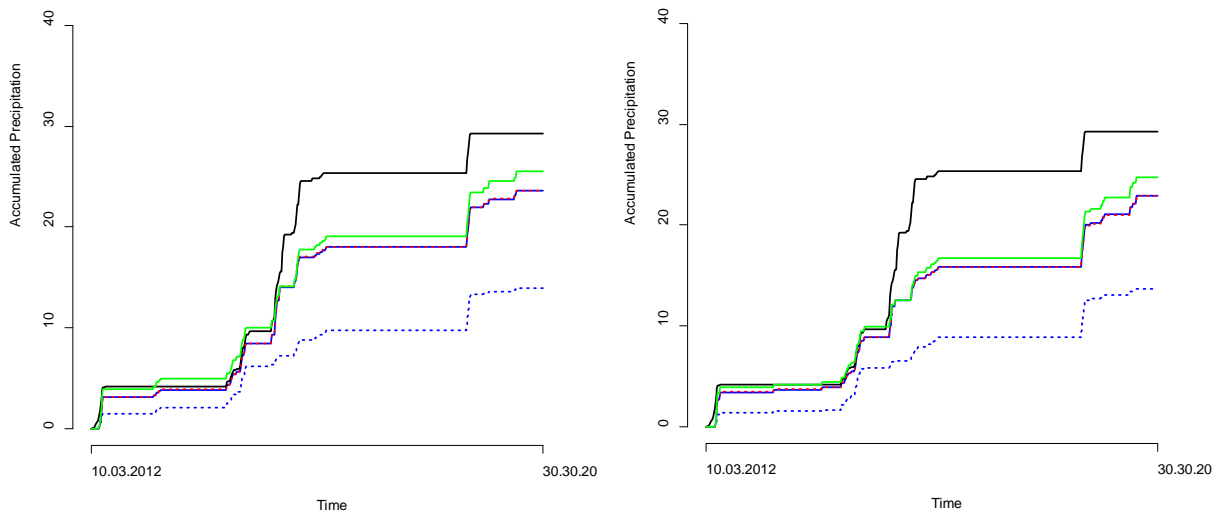
I Figur 6.13 vises det et utklipp fra mars 2011 med to sammenhengende sludd hendelser. Temperaturen lå mellom 0-3 °C i hele perioden og vindhastigheter mellom 5 og 10 m/s. DFIR måler 24,4 mm i perioden, X2 ble korrigert til 26,4 mm og ligger dermed mindre enn 10 % over DFIR målingene. Korreksjon med tidligere formel fører i tilfelle av våt snønedbør eller blandet snønedbør til en overestimert på 30 % (34,3 mm). Mest sannsynlig skyldes dette manglende tilpassing av utflatingsnivå for høye vindhastigheter med stigende temperaturer.



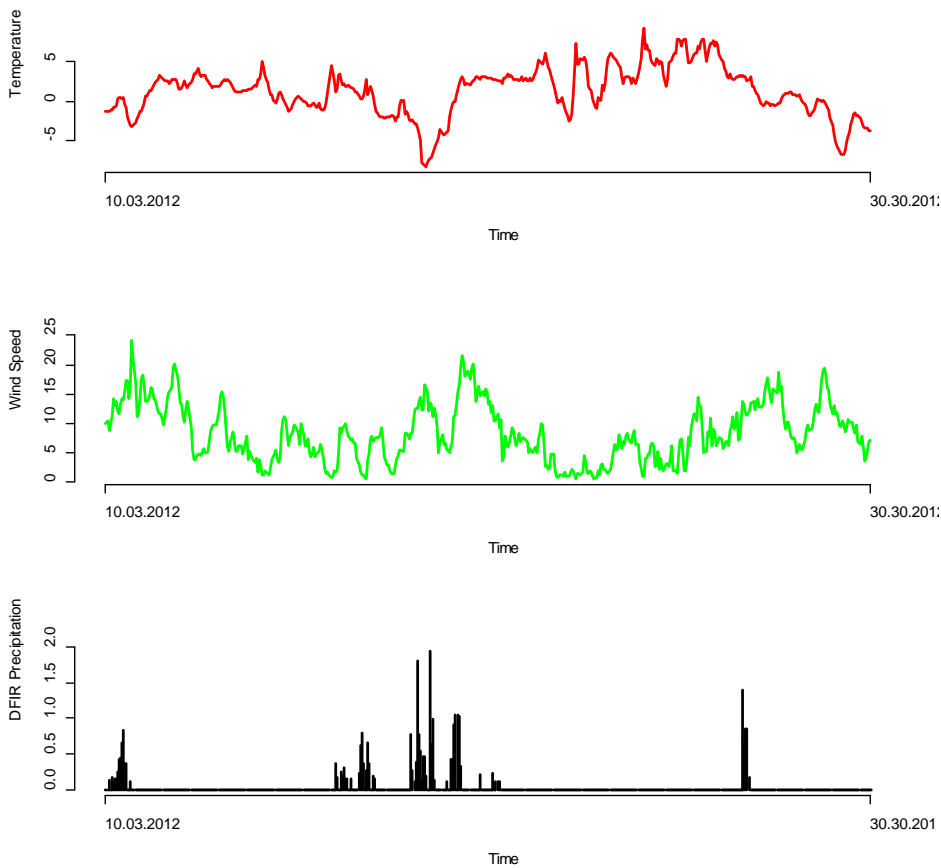
Figur 6.13: Illustrasjon over akkumulerte nedbørdata fra 21.-22. mars 2011. Sort heltrukken er nedbør fra DFIR. Blå heltrukken og blå stiplet er henholdsvis vindkorrigert og ikke-vindkorrigert nedbør fra X2 målere utenfor DF der vind i målerhøyde benyttes. Grønn heltrukken linje er formel fra Førland m.fl. (1996) benyttes samtidig som alle vindhastigheter større enn 7 m/s settes lik 7 m/s.

Resultatene fra mars 2012 vises i Figur 6.14. Figur 6.15 viser assosiert temperatur, vindhastighet og nedbør i DFIR.

Mars 2012 var en uvanlig varm mars og temperaturserien viser betydelig høyere temperaturer enn i samme tidsrommet et år før. Nedbørhendelser forekommer ved både positive og negative temperaturer. Vindhastigheter mellom 5 m/s og 25 m/s ble registrert. Totalakkumulasjon i DFIR i mars 2012 var 29,3 mm, Geonorer X1 og X2 målte en signifikant mindre totalakkumulasjon av 13,98 og 13,69 mm i perioden. Fortløpende korreksjon av akkumulasjon fører til samme resultatet uavhengig om korreksjon utføres med vind i nedbørmålerens høyde eller med 10 m vind. Akkumulasjon fra X1 ble korrigert til 23,6 mm, akkumulasjon fra X2 til 22,9 mm. Begge korrigerede verdier når bare til 78 % av mengden målt i DFIR. Når man betrakter tidsserien, ser man at spesiell to ekstreme hendelser 18.-20.3. fører til store forskjell mellom målt og korrigert akkumulasjon som forplanter seg deretter i videre korreksjon. Mens DFIR registrerer fortsatt stor tilvekst, stopper både målerne X1 og X2 å registrere mer tilvekst. Signifikant tilvekst i begge målerne ble først registrert når lufttemperatur overstiger null grader. Selv om årsaken ikke kan fastslås uten videregående analyse viser dette en begrensning av all korreksjon. Dersom målerne ikke fanger opp en hendelse i det hele tatt, er det selvsagt ikke mulig å korrigere akkumulasjon.



Figur 6.14: Illustrasjoner over akkumulerte nedbørdata fra mars 2012. Plott til venstre er assosiert med måler X1 mens plott til høyre er assosiert med måler X2. Sort heltrukken er nedbør fra DFIR. Blå heltrukken og blå stiptet er henholdsvis vindkorrigert og ikke-vindkorrigert nedbør fra målere utenfor DF der vind i målerhøyde benyttes. Rød stiptet er vindkorrigert nedbør fra måler utenfor DF der vind i 10 meter benyttes. Grønn heltrukken linje er formel fra Førland m.fl. (1996) benyttes samtidig som alle vindhastigheter større enn 7 m/s settes lik 7 m/s



Figur 6.15: Illustrasjoner over data fra mars 2012. Timeverdier av lufttemperatur, vindhastighet 10 m og timenedbør i DFIR.



## 7 Diskusjon

Tre vintre med nedbørdata og støtteparametere ble innsamlet fra Haukelisetestfelt under prosjektets varighet. Tilsammen 13 måneder med vinterdata utgjorde datagrunnlaget for en omfattende analyse. Nedbørhendelser ble identifisert og deretter filtrert for å få flest mulig homogene hendelser (lite variasjon først og fremst i temperatur og vind over hendelsens varighet) som kunne brukes i de videre analysene. En klassifisering av datasettet med bruk av de sentrale nøkkelparametere som innvirker på oppfangningssvikt ga et godt førsteinntrykk på hvordan mulige korreksjonsformler kunne se ut. Deretter ble bayesiansk statistikk benyttet for å få et objektivt utvalg, finjustering og evaluering av korreksjonsformelen.

I den nye korreksjonsformelen inngår bare vindhastighet og lufttemperatur som variable. Det finnes to sett av koeffisienter som ble brukt og som er avhengig av vindmålerens høyde, siden både vindmålinger i 10 m (standardhøyde) og nedbørmålerens høyde er vanlig i Norge.

### 7.1 Representativitet av resultatene

Siden datasett inneholder mange hendelser som dekker et bredt spekter av forskjellige vindhastigheter, var det mulig å utarbeide en formel som gjelder for vindhastigheter opp til 15-20m/s. Antakelig kan formelen ekstrapoleres for enda høyere vindhastigheter. I motsetning til den tidligere formelen, hvor ekstrapolasjon over gyldighetsintervallet førte til sterk forandring av oppfangningssvikten, fører ekstrapolasjon av den nye formelen til en fortsettelse på utflatingsnivået (konstant forhold mellom sann og målt nedbør) som allerede nås ved ca. 8 m/s.

Koeffisienter i korreksjonsformelen ble bestemt for vindmålinger i 10 m og i nedbørmålerens høyde (4.5 m), slik at riktig versjonen kan velges avhengig av hva som er tilgjengelig av vinddata på en stasjon. Evaluering av de to versjonene viser ingen store forskjeller mellom resultatene for Haukelisetestfelt. På andre målesteder kan sensorhøyden være annerledes enn på Haukelisetestfelt. Dvs. at forholdet mellom vindhastighet i 10 m og målerhøyde nivå kan være noe forskjellig fra dataene i denne rapporten. Det anbefales derfor å bruke vindmålinger i nivå med nedbørmåler.

Den nye formelen er hovedsakelig utviklet fra analyser basert på vinternedbør for temperaturer under 3°C. Det inngår også noe data for nedbør som regn opp til 6-7 °C. For disse hendelsene er resultatene nokså entydige. Imidlertid er det ikke benyttet data fra sommermånedene juni-september. I den perioden vil det være et bredere spekter av nedbør som yr og regn, med stor variasjon i intensitet og mengde. Det er antatt at oppfangningssvikt om sommeren er liten (mindre enn 15 %). Likevel, anbefaler vi å bruke den nye formelen kun for nedbørhendelser der temperaturen er under 3°C, inntil nye analyser av sommernedbør foreligger.

I den omfattende gjennomgangen av datasettet kunne vi med hjelp av filtrering og homogenisering minimere usystematisk støy betraktelig. Spesielt under kalde nedbørhendelser viser korreksjonsformelen en bedre overensstemmelse med virkeligheten når den benyttes med et filtrert datasett sammenliknet med det ufiltrerte datasettet. Minimering av støy betyr derimot ikke at støyen og dermed usikkerheten forsvant totalt. Spesielt for temperaturområdet med blandingsnedbør viser resultatene stor variasjon som følge av stor variasjon for hver hendelse mhp den individuelle sammensetningen av våt og tørr snø. Også for rene snøtilfeller og regntilfeller, er det tydelig fra datasettet at det ikke finnes én formel som korrigerer perfekt. Dette betyr i praksis at korreksjon av en enkelthendelse kan medføre store feil mens at disse feilene jevner seg ut ved korreksjon over et lengre tidsrom. Konkrete beregninger for å kvantifisere dette er ikke utført i denne rapporten.

Korreksjonsformelen kan anvendes på en vanlig operasjonell stasjon hvor vind og temperatur måles. Det er ikke nødvendig å filtrere datasettet på den samme måten som er omtalt i rapporten. Likevel er det viktig å unngå nedbørdata med feil i datasettet. Dette må i så fall korrigeres. Både negativ akkumulering og positiv akkumulasjon som ikke er nedbørrelatert bør fjernes før korreksjonsformelen benyttes.

Formelen er utviklet på bakgrunn og dermed også for bruk på timesdata, men kan også anvendes for lengre tidsintervaller. Her må man imidlertid regne med større feil, siden selve nedbørhendelsen ikke nødvendigvis sammenfaller med den dominerende vindhastigheten og temperaturen over 12 eller 24 timer.

Når det gjelder representativitet ut over Haukeliseter, kan vi bare argumentere fra et meteorologisk synspunkt. Nedbørhendelsene som ble målt på Haukeliseter i prosjektperioden representerer et bredt spektrum av både temperatur og vindhastighet - og som i stor grad dekker variasjonen som en kan forvente å finne Norges fjellområder. Foreløpig er det ikke undersøkt hvordan f.eks. luftfuktighet påvirker resultatene. Det kan derfor ikke garanteres at korreksjonsformelen fungerer like godt for stasjoner som f.eks. er dominert av et fuktigere eller varmere klima.

Det er viktig å merke seg at korreksjonsformelen i denne rapporten representerer nedbør korrigeret mot DFIR og ikke mot sann nedbør. Hovedårsaken til at vi velger å ikke korrigere nedbørtapet i DFIR er at formelverket utviklet for denne er basert på et svært tynt datagrunnlag som er begrenset til vindhastigheter opp til 9 m/s. Målingene av vindhastighet i DFIR fra Haukeliseter viser imidlertid en effektiv skjerming mot sterk vind. Vindhastighet i DFIR beløper seg til gjennomsnittlig 23% av vindhastigheten utenfor. Derfor forventes en eventuell korreksjon av DFIR å ha liten betydning.

## **7.2 Våre resultater sammenliknet med tidligere resultater**

Sammenliknet med tidligere formelverk er det nye formelverket nå også gyldig for vindhastigheter over 7 m/s. Dessuten består formelverket nå bare av én formel, der det ikke er noen kontinuitetsproblemer mellom forskjellige nedbørtyper eller temperaturområder. Videre korrigerer formelverket bare mot DFIR og ikke til «bush gauge» slik som tidligere, da sammenhengen her er basert på et svært tynt datagrunnlag som er begrenset til vindhastigheter opp til 9 m/s.

Foreløpige tester og evalueringer av formelverket på data fra Haukeliseter viser at forskjellen mellom tidligere og nye formelverket ikke er veldig stor for snøhendelser. Derimot øker forskjellen for våt snø og blandingsnedbør, der tidligere formelverket overkorrigerer noe.

## 7.3 Videre studier

Det må gjøres en rekke tester for å evaluere robusthet på forskjellig anvendelse og ikke minst å kunne kvantifisere usikkerheten av den nye korreksjonsformelen bedre.

### 7.3.1 Haukeliseter

Testfeltet på Haukeliseter overføres etter prosjektets slutt til Meteorologisk institutt (MET). Måleprogrammet på Haukeliseter vil fortsette og driftes videre av MET. DFIR-konstruksjonen skal brukes videre, både som en referansemåling for «sann nedbør» i fjellet, som kan bidra direkte til å kvantifisere forventete nedbørendringer og gi muligheten til å sammenligne videre med andre nedbørmålerkonfigurasjoner for å verifisere og videreutvikle formelverket. Allerede under VKN-prosjektet ble det tatt i bruk flere forskjellige present weather sensorer. En dataanalyse på dette er påbegynt og skal fortsette.

Det er også planlagt en nyinstallasjon av en nedbørmåler som er lavere enn de valgte 4,5 m, for å bedre kunne vurdere hvordan oppfangningssvikten påvirkes av sensorhøyden.

Vi ønsker også å fokusere mer på fokk som anses som en generell begrensning for presise målinger av snønedbør. En målsetting er å eliminere fokk i perioder uten nedbør.

Haukeliseter blir i tillegg referansestasjon for Norges omfattende satsing på skredvarsling og opprettelse av nye skredstasjoner. I forbindelse med dette blir måleprogrammet utvidet med strålingsinstrumenter og etter hvert bakketemperaturmålinger. Dataene kommer til å bli analysert fra en annen synsvinkel, som vil kunne gi verdifulle resultater som direkte kan relateres til oppfangningssvikt. Det er også i interesse av skredprosjektet å evaluere og optimere korreksjonsformelverket for å forbedre nedbørmålingene som inngår i skredvarsel.

### 7.3.2 SPICE

Siden vinteren 2013 inngår data fra Haukeliseter i det internasjonale WMO prosjektet SPICE (Solid precipitation intercomparison experiment). Dette åpner muligheter for å teste formelverket ytterligere med data fra andre stasjoner og sammenligne formelverket med kommende resultater fra SPICE-analysen. Utover dette kommer også SPICE til å fokusere på områder som ikke kunne dekkes av arbeidet i VKN-prosjektet:

- Korreksjon av DFIR mot bush gauge blir re-evaluert
- Andre tidsintervaller blir testet
- Analyse av forskjellige observasjoner og kombinasjoner for å bestemme nedbørtype
- Testing av filtermetoder og algoritmer for å minimere uønskete svingninger i Geonorsignaler
- Sammenhengen mellom nedbørakkumulasjon og snødybde
- Testing av en stor variasjon av instrumenter og vindskjerm-konfigurasjoner
- SPICE stasjoner finnes i forskjellige klimasoner

- En omfattende analyse av måleusikkerhet for nedbørmålere

### 7.3.3 Evaluering av resultater

VKN-prosjektet ble avsluttet med et formelverk som er basert på analyse av tre vinterperioder med målinger. Som følge av en nødvendig og et omfattende forarbeid før selve formelen kunne utarbeides, var det begrenset med tid til å evaluere formelens gyldighet. Det medfører også begrensninger i evaluering av resultatene at Haukeliseter per i dag er den eneste stasjonen som gir et godt nok datasett for slike analyser. Uavhengige tester av formelverket bør gjøres med måldata som ikke har inngått i analysene. Arbeidsgruppa ønsker derfor å re-evaluere formelverket om 3-4 år. Videre analyser, både med data og resultater fra Haukeliseter og fra andre stasjoner i SPICE-prosjektet vil gi mer kunnskap og muligheter for å øke presisjonen og utvide gyldigheten av formelverket.

## 8 Konklusjoner og anbefalinger

Omfattende målinger over tre vintersesonger på Haukeliseter har gitt ny innsikt i oppfangingssvikt av vinternedbør. Vi har fått økt kunnskap om egenskaper og kvaliteter til kjente og nye sensorer, samt bedre forståelse av andre kjente feilkilder ved nedbørmålinger. Målingene her er helt unike, både når det gjelder instrumentering og i spennvidde som observeres av snømengder og vindhastigheter.

Analyser av oppfangingsvikt av nedbør viser klare forskjeller mellom nedbør klassifisert som tørr snø, blandingsnedbør og regn. Oppfangingsvikten har en tydelig temperaturrelasjon og en ikke-lineær sammenheng med vindhastighet. For nedbør som snø ved temperatur på  $-2^{\circ}\text{C}$  eller lavere fanges om lag 80 % av den antatte sanne nedbøren ved en vindhastighet på 2 m/s - og tilsvarende bare 40 % ved 5 m/s. Endringen i oppfangingsraten avtar så betydelig og flater ut på ca. 20 % ved 7-8 m/s. Dette utflatingsnivået ser ut til å minst være gyldig opp til 15-20 m/s. Dette er første gang det foreligger resultater for oppfangingsvikt ved så høye vindhastigheter og som er gyldige for høyfjellet.

Resultatene er ikke like entydige når temperaturen er mellom  $-2$  og  $2^{\circ}\text{C}$ , som følge av stor variasjon i de aerodynamiske egenskapene for våt snø og blandingsnedbør. Ved nedbørhendelser som har temperaturer over  $2^{\circ}$  til  $3^{\circ}\text{C}$ , der nedbøren i hovedsak kommer i form av regn, er oppfangingsvikten svært liten og resultatene entydige, spesielt for vindhastigheter under 11 m/s.

Ved hjelp av avansert statistikk er det utarbeidet en ny korreksjonsformel for vinternedbør, som er tilpasset operativ korreksjon for målestasjoner der temperatur og vind inngår. Formelen gjelder for automatiske nedbørmålere (Geonor) utstyrt med vindskjerm (Alter). Den er først og fremst utviklet for timesnedbør, men de første testene av formelen viser også gode resultater for 12 og 24-timer.

Avhengig av monteringshøyde for vindsensoren er den nye formelen for antatt sann nedbør ( $P_t$ ) som følger

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{3.41}\right)^{1.58}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.69}{1.15}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \quad \text{for vind målt i høyde med nedbørmåler}$$

$$p_t = p_m \left[ \left\{ 0.82 - \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} \right\} e^{-\left(\frac{V}{4.24}\right)^{1.81}} + \frac{0.81e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}}{1+e^{\left(\frac{T-0.66}{1.07}\right)}} + 0.18 \right]^{-1} \quad \text{for vind målt i standard 10 m høyde}$$

der  $P_m$  er målt nedbør (påvirket av vind-tap),  $T$  er målt lufttemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) og  $V$  målt vindhastighet (m/s).

De første sammenlikningene og analysene gjort for hendelser i gyldighetsområdet til det eksisterende formelverket viser i hovedtrekk god overensstemmelse med den nye formelen.

Dette er en styrke da det viser at metodikken som ble utviklet for 20 år siden for finske klimaforhold i store trekk også er gyldig i andre områder.

Imidlertid er den nye formelen vesentlig forbedret og sikrere sammenliknet med det eksisterende formelverket, da den er gyldig for langt høyere vindhastigheter som er typisk for fjellet i Norge. Generelt korrigerer den nye formelen noe mer for vindhastigheter under 7 m/s - som tilsvarer øvre grense for det eksisterende formelverket. Over denne grensen er det tidligere anbefalt å benytte korreksjonsverdien for 7 m/s, da det ellers ville blitt meget store korreksjoner ved høyere vindhastigheter. De største forskjellene ser ut til å være ved våt snønedbør, når temperaturen er over 0°C. Da korrigerer det nye formelverket betydelig mindre sammenliknet med det gamle.

En annen styrke er at vi presenterer én kontinuerlig formel gyldig både for snø, sludd og regn der kun temperatur og vindhastighet inngår, mens det eksisterende formelverket omfattet tre enkeltstående formler for forskjellige nedbørslag.

Den nye formelen er hovedsakelig utviklet fra analyser basert på vinternedbør for temperaturer under 3°C. Det inngår også noe data for nedbør som regn opp til 6-7 °C. For disse hendelsene er resultatene nokså entydige. Imidlertid er det ikke benyttet data fra sommermånedene juni-september. I den perioden vil det være et bredere spekter av nedbør som yr og regn, med stor variasjon i intensitet og mengde. Inntil nye analyser av sommernedbør foreligger anbefales det derfor å bruke den nye formelen kun for nedbørhendelser der temperaturen er under 3°C.

Resultatene fra Haukeliseter viser også at det er viktig med god datakvalitet for å få fullt utbytte av formelen. Spesielt er det viktig med gode inngangsdata for nedbør, der det anbefales bruk av både ja/nei-sensor og at det utføres en systematisk kvalitetskontroll av nedbørmålingene før de korrigeres for oppfangningssvikt. Høyfrekvent målestøy i Geonordata burde fjernes med en egnet filtermetode. Videre er det også en klar anbefaling om at vind må måles på en frittstående mast for å unngå skygge og/turbulens fra nedbørmåler og evt andre installasjoner.

Korreksjonsformelen i denne rapporten representerer nedbør korrigert mot DFIR. Målingene av vindhastighet inne i DFIR fra Haukeliseter viser en effektiv skjerming mot sterk vind (vindhastighet målt i DFIR er gjennomsnittlig bare 23% av vindhastigheten målt utenfor). Fra WMO-prosjektet på 90-tallet framkom det imidlertid at DFIR har noe oppfangningssvikt i forhold til «bush-gauge». Siden formelverket for de tidligere analysene er basert på et relativt tynt datagrunnlag anbefaler vi ikke å bruke korreksjoner på DFIR-målingene før det foreligger et bedre datasett og en mer robust analyse. Arbeidet med dette pågår i et nytt treårig WMO-prosjekt (WMO-SPICE).

Arbeidsgruppen i denne rapporten ønsker å re-evaluere formelverket om 3-4 år. Videre analyser, både med data og resultater fra Haukeliseter og fra andre stasjoner i WMO-SPICE prosjektet vil gi ny kunnskap og muligheter for å bedre vurdere usikkerheten og utvide gyldighet av det nye formelverket.

Det nye formelverket fra Haukeliseter vil ha stor betydning for kraftselskaper som har nedbørfelt i fjellområder og som har behov for mer korrekte beregninger av nedbør i sine felt. Videre vil resultatene også kunne ha stor betydning for analyser av nedbørutvikling og i hvor stor grad endringer i vind- og temperaturforhold har påvirket observerte endringer i nedbørmengder. Korrigerede nedbørdata vil bidra til bedre validering av nedbørmodeller og til forbedring av nedbørprognoser.



## Takk til

Eirik Førland (MET), Tom Andersen (Statkraft) og Erik Ruud (tidligere Statkraft) var pådrivere i oppstarten av prosjektet og var nøkkelpersoner og støttespillere under hele prosjektperioden. Spesielt bidro Eirik Førland på den faglige siden, med sin lange erfaring med nedbøranalyser og inngående kjennskap til det eksisterende formelverket som er benyttet fram til nå i Norge. Han bidro også med en kvalitetskontroll av rapporten i slutfasen. Tom Andersen var en nøkkelperson for å få den norske kraftbransjen inn i prosjektet og få den nødvendige finansieringen på plass for å kunne gjennomføre de omfattende målingene. Erik Ruud var også en sentral pådriver og bidro til at prosjektet fikk et høyt nasjonalt nivå. Fram til Ruud pensjonerte seg i 2011 delte han prosjektledelsen med Ragnar Brækkan (MET).

Sverre Nylend (Statkraft) gjorde et omfattende og intenst arbeid med montasje og vedlikehold. Den første tiden fikk han også assistanse av Terje Frækaland og Sigbjørn Underbakke, begge fra Ulla Førre kraftverk (Statkraft). Ole-Jørgen Østby (MET) hadde mange timer installasjons- og monteringsarbeid i til dels svært dårlig vær. Elin Lundstad (MET) deltok på befarung i en tidlig fase av forprosjektet.

Åse Moen Vidal (MET) og Terje Reite (MET) tilpasset METs innsamlingsystem for å takle de store datamengdene. Rune Ringberg (MET) og Arne Sund (MET) ga nødvendig IT støtte.

Roy Rasmussen (NCAR, USA) og Eckhard Lanzinger (DWD, Tyskland) var åpen for faglige diskusjoner som resulterte i verdifulle utvekslinger av erfaringer.

Cecilie Stenersen (MET) og Øystein Hov (MET) har støttet opp om prosjektet og sørget for å avsette nødvendige midler som egeninnsats fra MET.

Haukeliseter Turisthytte bisto med kost og losji under all slags vær på Haukeliseter.

Studien ble gjennomført som Energi Norge prosjekt no. Sy-PD-1.4\_09. Bidragsytere var Statkraft, Norsk Hydro ASA, BKK, Agder Energi Prod., Lyse Produksjon AS, E-CO Energi AS, Nord-Trøndelag Elektrisitetsverk, Glommens og Laagens Brukseierforening og Trønder Energi. I tillegg ga Geonor økonomisk støtte ved å gi rabatt på alle varer fra dem.

Vi retter med dette vår største takk til alle overnevnte personer og institusjoner.



## Symbolliste

$b$	Koeffisient i Hanssen-Bauer (1996) korreksjonsformel for snønedbør
$b^*$	Koeffisient i Hanssen-Bauer (1996) korreksjonsformel for regnedbør
$d$	Symbol for infinitesimal inkrement
$D$	Symbol for data eller observasjoner
$e$	Matematisk konstant med verdi 2.71828
$f(\varphi D)$	Aposteriore fordeling
$g$	Symbol for korreksjonsfaktor i gammel formel
$i$	Indeks
$I$	Nedbørintensitet
$I(\cdot)$	Indikatorfunksjon som tar 0 eller 1 alt etter om innhold i $(\cdot)$ stemmer eller ikke
$\log$	Naturlig logaritme
$M$	Symbol for matematisk modell
$P_t$	Antatt sann nedbør
$P_m$	Målt nedbør påvirket av vind-tap
$\bar{P}_t$	Middelværdi av alle observasjoner av målt sann nedbør
$R$	Ratio $P_m/P_t$
$s_\varphi$	Skala parameter i Sigmoid parameterfunksjon for $\varphi$
$T$	Lufttemperatur
$T_\varphi$	Lokasjonsparameter i Sigmoid parameterfunksjon for $\varphi$
$V$	Generelt symbol for vindhastighet
$V_{zm}$	Vindhastighet målt i $z$ meter
$\alpha$	Konstant i ligning for sammenheng mellom vindhastigheter i forskjellige høyder
$\beta$	Parameter i ny korreksjonsformel
$\theta$	Parameter i ny korreksjonsformel
$\varepsilon$	Standard normalfordelt stokastisk variabel
$\mu$	Vektor med koeffisienter i Hanssen-Bauer (1996) korreksjonsformel
$\tau$	Parameter i ny korreksjonsformel
$\sigma$	Standardavvik til regresjonsstøy
$\varphi$	Generelt symbol skalar eller vektor som inneholder en eller flere av $\theta, \beta, \tau$ og $\sigma$

## Referanser

- Brækkan, R. 2013 VKN prosjektet: Målekvalitet og støyanalyse. Meteorologie og Klimadivisjon, Avdeling for Observasjonstjenester, intern rapport Nr. 87. Meteorologisk institut. (Rapport er tilgjengelig fra MET ved henvendelse.)
- Brækkan, R. 2007 Test av temperaturstabilitet for Geonor strenger. Meteorologie og Klimadivisjon, Avdeling for Observasjonstjenester, intern rapport Nr. 57. Meteorologisk institut. (Rapport er tilgjengelig fra MET ved henvendelse.)
- Fassnacht, S.R. 2004 Estimating alter-shielded gauge snowfall undercatch, snowpack sublimation, and blowing snow transport at six sites in the Conterminous United States. *Hydrological Processes* **18**(18), 3481–3492.
- Førland, E.J. 1994 Trends and problems in Norwegian snow records. In: *Climate Variations in Europe, Proceedings of the European Workshop on Climate Variations, Majik, Finland*, (Heino Raino ed.). European Climate Support Network, Helsinki, Finland, pp. 205–215.
- Førland, E.J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., Vejen, F. 1996 Manual for operational correction of Nordic precipitation data. DNMI report Nr. 24/96. Norwegian Meteorological Institute.
- Førland, E.J. & Hanssen-Bauer, I. 2000 Increased precipitation in the Norwegian Arctic: True or False? *Climatic Change* **46**, 485–509.
- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T. & Yang, D. 1998 WMO solid precipitation measurement intercomparison: Final report. Instruments and Observing Methods Report No. 67, WMO/TD-No. 872, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Groisman, P.Y. & Legates, D.R. 1994 The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society* **75**(2), 215–227.
- Hanssen-Bauer, I., Førland E.J. & Nordli, P.Ø. 1996 Measured and true precipitation at Svalbard. DNMI report Nr. 31/96, Norwegian Meteorological Institute.

- Legates, D.R. 1992 The need for removing biases from rain and snowgauge measurements. In: *Proceedings Snow Watch '92, Niagara-on-the-Lake, Ontario, Canadian Climate Centre, WMO and Institute for Space and Terrestrial Science*, pp. 144–151.
- Nitu, R., Wong, K. 2010 CIMO survey on national summaries of methods and instruments for solid precipitation measurement at automatic weather stations. Instruments and Observing Methods Report No. 102, WMO/TD-No. 1544, World Meteorological Organization, Geneva.
- Peck, E.L. 1997 Quality of Hydrometeorological Data in Cold Regions. *Journal of the American Water Resources Association* **32**(1), 125–134.
- Rasmussen, R., Baker, B., Kochendorfer, J., Meyers, T., Landolt, S., Fischer, A.P., Black, J., Theriault, J., Kucera, P., Gochis, D., Smith, C., Nitu, R., Hall, M., Cristanelli, S. & Gutmann, E. 2011 How well are we measuring snow? *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Sevruk, B. 1989 Reliability of precipitation measurements. In: *Proceedings of International Workshop on Precipitation Measurement*, edited by B. Sevruk, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 13–19.
- Smith, C.D. & Yang, D. 2010 An assessment of the GEONOR T-200B inside a large octagonal double fence wind shield as an automated reference for the gauge measurement of solid precipitation. In: *Proceedings of the 90th AMS Annual Meeting*. American Meteorological Society, Atlanta, GA.
- Vikhamar-Schuler, D., Müller, K. & Engen-Skaugen, T. 2011 Snow Modeling using SURFEX with the CROCUS Snow Scheme. Report no. 7/2011. Norwegian Meteorological Insitute.
- Vuerich, E., Monesi, C., Lanza, L.G., Stagi, L. & Lanziger E. 2009 WMO Field Intercomparison of Rainfall Intensity Gauges. Instruments and Observing Methods Report Nr. 99, WMO/TD-No. 1504, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Wolff, M., Brækkan, R., Isaksen, K. & Ruud, E. 2010 A new testsite for wind correction of precipitation measurements at a mountain plateau in southern Norway. In: *Proceedings of WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (TECO-2010)*. Instruments and Observing Methods Report No. 104, WMO/TD-No. 1546, World Meteorological Organization, Geneva.
- Wolff, M., Isaksen, K., Brækkan, R., Alfnes, E., Petersen-Øverleir, A. & Ruud, E. 2013 Measurements of wind-induced loss of solid precipitation: description of a Norwegian field study. *Hydrology Research*, **44**(1), 35-41.
- Yang, D., Goodison, B.E., Metcalfe, J.R., Louie, P., Leavesley, G., Emerson, D., Hanson, C.L., Golubev, V.S., Elomaa, E., Gunther, T., Pangburn, T., Kang, E. & Milkovic, J. 1999

Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges. *Water Resources Research* **35**(2), 491–508.

## List of figures

Figur 2.1: Topografisk kart av testområdet.	8
Figur 2.2: Flyfoto fra testfeltet på Haukeliseter.	8
Figur 2.3: Nedbørslagfordeling for ulike temperaturer ved Haukeliseter brøytestasjon.	10
Figur 2.4: Temperatur og nedbørstatistikk i regionen.	11
Figur 2.5: Temperatur- og nedbøravvik for Vågsli.	12
Figur 2.6: Utviklingen av testfeltet fra 2009 til 2013.	15
Figur 2.7: Flyfoto over testfeltet.	16
Figur 3.1: Skjematisk skisse av layoutet på Haukeliseter testfelt.	17
Figur 3.2: Dataflyt fra Haukeliseter Testfelt til METs database, status 2013.	19
Figur 3.3: Sensoroversikt på meteorologisk mast (10 m, M1).	21
Figur 3.4: Sensoroversikt på mast nr 2 (10 m, M2).	22
Figur 3.5: Nedbør oppfangning i % av DFIR.	26
Figur 3.6: Bildeserie av stillbilder tatt av kamera i meteorologisk mast.	27
Figur 4.1: Skjematisk tegning av Double Fence International Reference (DFIR).	28
Figur 4.2: Vindmålingene for 10 m og inne i DFIR i mars 2012.	29
Figur 4.3: Resultatet av feltkontrollanalysen.	30
Figur 4.4: Haukeliseter testfelt i mars 2010 (forprosjektet).	32
Figur 4.5: Temperaturrespons for Geonorstrenger.	33
Figur 4.6: Støynivå for Geonor i DFIR ved forskjellige midlingsperioder.	35
Figur 4.7: Vind og nedbørmålingene fra to stasjoner i MET stasjonsnett	35
Figur 5.1 Eksempel for resultat av hendelsesanalysen.	40
Figur 5.2: Vindmålingene i standardhøyde 10 m.	41

Figur 5.3: Vindsensormontasje på Geonorstolpe.	41
Figur 5.4 Vindmålingene i gauge height, 4,5 m.	42
Figur 5.5: Vindmålinger fra mast to.	43
Figur 5.6: Andel nedbørtap i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR med forskjellige filtre.	45
Figur 5.7: Andel nedbørtap i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR under forskjellig temperaturforhold.	47
Figur 5.8: Andel nedbørtap i Geonor Sør, med alle temperaturklasser.	48
Figur 5.9: Andel nedbørtap i Geonor Sør (X2) i forhold til DFIR under forskjellig temperaturklasser der vi forventer nedbør i form av snø.	48
Figur 5.10 Temperatur og nebørtype.	49
Figur 5.11 Andel nedbørtap for nedbør som lett snø definert fra værtypesensor (PWD).	50
Figur 5.12 Her vises oppfangingssvikt for ulike nedbørtyper og nedbørintensitet.	51
Figur 5.13: Eksempler på to- og trenivå Sigmoid funksjoner.	54
Figur 6.1: Histogram for aposteriore trekninger for parameterne i ligning (6.3)-(6.4).	59
Figur 6.2: Korreksjonsformel for filtrert datasett og vind i 4,5 m for diverse temperaturer.	59
Figur 6.3: Korreksjonsformel for ufiltrert datasett og vind i 4,5 m for diverse temperaturer.	60
Figur 6.4: Korreksjonsformel for ufiltrert datasett og vind i 10 m for diverse temperaturer.	60
Figur 6.5: Estimerte sigmoide funksjoner for datasett 1.	61
Figur 6.6: Diverse plott over residualer (observert ratio – modellert ratio).	62
Figur 6.7: Korreksjonsformel (datasett 3) plottet mot 1 timers data med vind i 10 m.	63
Figur 6.8: Korreksjonsformel (datasett 3) plottet mot 12 timers data med vind i 10 m.	64
Figur 6.9: Korreksjonsformel (datasett 3) plottet mot 24 timers data med vind i 10 m.	64
Figur 6.10: Korreksjonsformel (datasett 2) og formel fra Førland et. al (1996).	66
Figur 6.11: Illustrasjoner over akkumulerte nedbørdata fra mars 2011.	67
Figur 6.12: Illustrasjoner over lufttemperatur, vindhastighet og nedbør fra mars 2011.	68
Figur 6.13: Illustrasjon over akkumulerte nedbørdata fra 21.-22. mars 2011.	69
Figur 6.14: Illustrasjoner over akkumulerte nedbørdata fra mars 2012.	70
Figur 6.15: Illustrasjoner over lufttemperatur, vindhastighet og nedbørdata fra mars 2012	70

## List of tables

Tabell 2.1: Antall episoder med observert nedbør som snø for ulike vindhastigheter fra Haukelisetestasjon i vinterhalvåret (nov-apr) for sesongene fra 1984 til 1995. 9

Tabell 3.1: Liste over alle sensorer plassert på Haukelisetestfeltet. Instrumentbetegnelse, plassering, monteringshøyde og begynnelse av datainnsamling er vist. 20

Tabell 4.1: Månedsvise måleresultater av alle Geonorer, Pluvio2 og to optiske instrumenter. 38

Tabell 6.1: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.3) for de 3 utvalgte datasett. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes 57

Tabell 6.2: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.4) for de 3 utvalgte datasett. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes. 58

Tabell 6.3: Parameterverdier for korreksjonsformel vist i ligning (6.3) for 1 times data vist i Figur 6.7. Forventning, eller beste estimat, vist uthevet i parentes. Øvre og nedre 90 % kredibilitetsintervall også vist i parentes. 63



