

Ekstremverdianalyse av nedbør og  
oppdatering av intensitet - varighet - frekvens  
kurver i Bergen Kommune



Sigrid Johansen

Juni 2016

MASTEROPPGAVE I METEOROLOGI

Geofysisk Institutt

Universitetet i Bergen

Veileder 1: Asgeir Sorteberg

Veileder 2: Marit Aase

## Forord

Denne oppgaven er skrevet som en del av masterprogrammet i meteorologi og oseanografi med spesialisering i meteorologi ved Universitetet i Bergen. Arbeidet ble gjort gjennom studieåret 2015/2016. Problemstilling og tema for oppgaven er utarbeidet i samarbeid med Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune.

Jeg vil takke veilederen min Asgeir Sorteberg for gode ideer, hjelp og veiledning. Han har alltid vært tilgjengelig, funnet bakgrunnsinformasjon og hjulpet meg videre når jeg har stått fast.

Jeg vil også takke de ansatte ved Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune, spesielt Marit Aase, Ivar Kalland og Hogne Hjelle, for et fint samarbeid, spennende sommerjobb, muligheten til å jobbe med en interessant oppgave og for at dere har tatt meg med på flere lærerike prosjekter og møter.

Lars Grinde ved Meteorologisk Institutt (MET) i Oslo har bidratt med kontrollering av data og informasjon rundt denne prosessen. Også Geir Ottar Fagerli ved MET Bergen har hjulpet med svar på spørsmål om nedbørsdata.

En annen person som var viktig for arbeidet mitt var Roar Inge Hansen ved StormGeo. Han bidro med nedbørsdata fra sin private stasjon for å gjøre datasettet mitt bedre og gav meg innsyn i sitt arbeid fra år 2006.

Sist men ikke minst vil jeg takke pappa og mamma for all oppmuntring, støtte og hjelp gjennom hele studietiden.

Bergen

01.06.2016

Sigrid Johansen

## Sammendrag

Bergen er en by på vestkysten av Norge kjent for høye årlige nedbørsmengder og mange regndager. På grunn av dette har en i Bergen en lang historie i håndtering av store nedbørsmengder. Dette har en lykkes godt med så langt, men en vet ikke sikkert hvordan klimaendringer vil påvirke været i Bergen i fremtiden. Et mulig utfall er høyere temperatur, hyppigere forekomst og økende intensitet i episoder med kraftig nedbør. Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune har behov for dimensjonerende nedbørsverdier i deres arbeid innen vann og avløp. Disse verdiene skal helst ta hensyn til eventuelle endringer den globale oppvarmingen og klimaendringer kan føre med seg.

I bestemmelser av dimensjonerende nedbørsverdier har det tidligere vært vanlig å anta at den ekstreme nedbøren ikke endrer seg signifikant over tid. Dette kalles en stasjonær tilnærming. En returverdi med T-års returperiode vil da representere en hendelse som har  $1/T$  sannsynlighet for å skje et hvilket som helst år i nåtiden eller i fremtiden. Jeg har også sett på det andre alternativet, en ikke-stasjonær tilnærming, hvor en antar at klimaendringer fører til at fordelingsparameterene endrer seg lineært med tiden. Returverdiene som representerer fremtiden vil da være forskjellig fra de som representerer observasjonsperioden.

I denne oppgaven er data fra målestasjonene Sandsli, Florida, Sædalen og Åsane brukt til å beregne returverdier og lage IVF-kurver. Data fra målestasjonene er også sammenlignet for å få en oversikt over nedbørsvariasjon i Bergen for årlig nedbør og nedbør på ulike årstider. Dette viste at det er Sædalen som har de høyeste årlige nedbørsmålingene og høyeste gjennomsnittsmålinger for tre av fire årstider.

Når de årlige maksverdiene for nedbør med ulik varighet ble undersøkt viste det seg at Florida har episoder med mer intens nedbør enn Sædalen, spesielt for varigheter 1 - 2 døgn. Selv om Sædalen jevnt over har høyere nedbørsmålinger enn Florida er det altså observert mer intense nedbørsepisoder på Florida.

Maksimum - likelihood metode og bayesiansk metode er brukt til å beregne returverdier via GEV (engelsk: General Extreme Value) distribusjonen for returperioder 2 - 1000 år på Sandsli og 2 - 100 år på Florida, i Åsane og i Sædalen for stasjonære antagelser. Fremtidige returverdier, med en

ikke-stasjonær tilnærming, er beregnet for returperiode 2 - 100 år for målestasjonen Sandsli med bayesiansk tilnærming. Dette ble gjort selv om Mann-Kendall trend testen ikke gav indikasjon om en signifikant trend for noen av de undersøkte nedbørsvarighetene. Resultatene fra dette viste at stasjonære returverdier skiller seg betydelig fra fremtidige ikke-stasjonære returverdier og at forskjellen er størst for korte returperioder.

Videre er usikkerhetsestimaterne til de estimerte returverdiene undersøkt. Resultatene av dette viste at med korte dataserier som er tilfellet for Florida, Åsane og Sædalen, øker usikkerheten i returverdiestimaterne betraktelig. Usikkerheten øker også med lengden på returperioden.

# Innhold

Forord . . . . .	i
Sammendrag . . . . .	ii
<b>1 Introduksjon</b>	<b>2</b>
1.1 Nedbør i Bergen . . . . .	2
1.2 Mål med oppgaven . . . . .	4
1.3 Oversikt over oppgaven . . . . .	4
<b>2 Bakgrunn og tidligere arbeid</b>	<b>5</b>
2.1 Bakgrunn for oppgaven . . . . .	5
2.2 Mulige problemstillinger for Bergen Kommune . . . . .	7
2.3 Forventede klimaendringer . . . . .	9
2.4 Nedbørstyper og nedbørsformasjon . . . . .	11
2.5 Tidligere arbeid . . . . .	14
<b>3 Metoder og teori</b>	<b>16</b>
3.1 Maksimumsverdier for ulike tidsintervall . . . . .	16
3.2 Returverdier . . . . .	17
3.2.1 Estimering av parametere . . . . .	17
3.2.2 Bayesiansk metode . . . . .	19
3.2.3 Markovkjeder . . . . .	22
3.2.4 Returverdier og returperioder med bayesiansk tilnærming . . . . .	24
3.2.5 Returverdier og returperioder med maximum likelihood tilnærming . . . . .	25
3.3 Mann-Kendall trend test . . . . .	26

	1
3.4 Test av modellens kvalitet . . . . .	28
3.5 Intensitet – varighet – frekvens (IVF) kurver . . . . .	28
<b>4 Nedbørsdata</b>	<b>29</b>
4.1 Målestasjoner . . . . .	29
4.2 Kvalitetssikring av nedbørsdata . . . . .	32
<b>5 Resultater</b>	<b>35</b>
5.1 Sammenligning av målestasjonene . . . . .	35
5.1.1 Årlige nedbørsvariasjoner . . . . .	36
5.1.2 Variasjoner mellom årstider . . . . .	37
5.1.3 Største observerte målinger med ulik varighet . . . . .	40
5.1.4 Tidspunkt for årlige maksverdier med ulike varigheter . . . . .	42
5.2 Mann - Kendall trend test . . . . .	45
5.3 Returverdier . . . . .	47
5.3.1 Sandsli . . . . .	48
5.3.2 Florida, Åsane og Sædalen . . . . .	53
5.4 Usikkerhetsestimater . . . . .	56
5.5 Kvaliteten til modellen . . . . .	62
5.6 IVF - kurver . . . . .	63
5.6.1 Sandsli . . . . .	64
5.6.2 Florida, Åsane og Sædalen . . . . .	65
<b>6 Konklusjon</b>	<b>68</b>
<b>A Detaljert oversikt over perioder med manglende data</b>	<b>71</b>
<b>Bibliografi</b>	<b>76</b>

# Kapittel 1

## Introduksjon

### 1.1 Nedbør i Bergen

Bergen er en by på Vestlandet i relativt nær beliggenhet til høye fjell og åpent hav. Byen er kjent for høye årlige nedbørsmengder og mange regndager. Årlig normalnedbør for perioden 1961 – 1990 for Meteorologisk Institutt sin målestasjon Bergen-Florida er på 2250 millimeter [1]. I gjennomsnitt faller det nedbør i Bergen 240 dager i året [2].

I 2015 ble det satt ny nedbørsrekord i Bergen. På Florida ble det målt 3102 millimeter. Av de 365 dagene i 2015 var det registrert mer enn 0,1 millimeter nedbør på 283 dager, noe som gav ny rekord for antall nedbørsdøgn. Generelt er høsten er årstiden med mest nedbør og mai måned er den tørreste måneden i løpet av året [1].

Kraftige nedbørsepisoder har i de senere år ført til kaotiske situasjoner, tap av menneskeliv og materielle skader i Bergen. En episode som kan nevnes er ekstremværet Kristin, høsten 2005, som førte til kraftig nedbør over Vestlandet. Kristin kom fra rester av orkanene Maria og Nate som hadde forflyttet seg over Atlanterhavet. Regnværet førte til utløsning av et jordras i Hatlestad utenfor Bergen som drepte tre personer [3].

Bergen har en lang historie i håndtering av store nedbørsmengder. En har hittil lykket godt med dette, men vi vet ikke med sikkerhet hvordan klimaendringer vil påvirke været i Bergen i fremti-

den. Et mulig utfall er høyere temperaturer, hyppigere forekomst og økende intensitet i episoder med kraftig nedbør. Mer intens nedbør øker mengden overvann som må ledes bort fra bebygde områder. Det kan også forventes større skader på bygg og infrastruktur, hvis en ikke tilpasser seg endringene i tide [4].

Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune er ansvarlig for vannforsyning og avløpshåndtering i byen. For å beskytte liv, verdier og infrastruktur er det ønskelig med et bedre estimat av nåværende og fremtidige høye nedbørintensiteter. Utbygging og rehabilitering av ledningsnett og anlegg for vannbehandling gir store kostnader. Det er derfor ønskelig at nye utbygginger har lang levetid og kan takle eventuelt økte nedbørsmengder og andre forandringer som klimaendringer kan føre med seg. For planlegging frem i tid ser en ikke lenger på det som tilstrekkelig å basere klimatilpasning kun på hvordan klimaet har vært til nå. En må ta høyde for klimaendringer i planlegging, risikovurdering, drift og beredskap. For å dimensjonere og planlegge utbygging av vann og avløpssystemer må Bergen Kommune ha dimensjonerende verdier for korttidsnedbør for nåværende og fremtidig klima. Disse verdiene kan fremstilles gjennom IVF - kurver. Disse beskriver sammenhengen mellom nedbøren sin intensitet, varighet og frekvens eller hyppighet [4].

Det er flere grunner til at en oppnår store nedbørsmengder i Bergen. Dominans av vinder fra vest fører til overvekt av vinder som kommer inn fra store, åpne havområder i Nordsjøen. Vestlige vinder oppstår på grunn av avtagende lufttemperaturer fra ekvator mot Nordpolen og jordens rotasjon om nordpol-sydpol aksene. Luften som kommer inn fra vest er blitt tilført mye vanndamp gjennom fordamping fra havoverflaten. Når luften treffer fastlandet og blir presset oppover av fjell avkjøles den. Kald luft kan holde på mindre fuktighet enn varm luft før den når metning, eller 100% luftfuktighet. Når luften er tilstrekkelig nedkjølt til at den når metning kondenserer vannet og vi får nedbør [5].

Bergen er en by med et varierende landskap. Helt i vest og ut mot havet ligger øyene Sotra og Askøy mens en i øst finner det nesten 1000 meter høye Gullfjellet. Denne variasjonen i landskapet fører til at en innen relativt korte avstander kan få stor variasjon i nedbørsmengder [6].

Bergen Kommune har målt nedbør i Bergen siden 1980-tallet. Dette blir gjort for å bedre mulighetene for beregning av dimensjonene avløpsnettene må ha for å tåle nedbørsmengdene. Da-



taene har ikke blitt kvalitetssikret på noen måte, noe som fører til usikkerhet i kvaliteten og riktigheten av dem. Det har vært en del av mitt arbeid å kvalitetssikre nedbørsdataene til Bergen Kommune.

## 1.2 Mål med oppgaven

Målet med oppgaven min er å bruke dataene jeg har tilgjengelig til å se på nedbøren som har vært i de tilgjengelige måleperiodene. Jeg vil sammenligne de ulike lokasjonene og se etter likheter og ulikheter mellom årlig nedbør, nedbør på ulike årstider og største målte nedbørsmengder for ulike varigheter. Dette kan være til nytte for Bergen Kommune fordi en ikke har tilgjengelig så lange tidsserier som ønskelig. Finnes det en sammenheng mellom steder kan en da bruke informasjon fra ett sted til å bedre kunnskapen på et annet sted. Jeg vil også beregne returverdier og lage IVF-kurver.

En returverdi er et estimat av nedbørintensiteten som en statistisk sett kan forvente at forekommer en gang i løpet av en periode som kalles en returperiode [7].

IVF – kurver gir en oversikt over sammenhengen mellom intensitet, varighet og frekvens for nedbør og brukes av Bergen Kommune i arbeidet med å finne dimensjonerende nedbørsverdier. I forbindelse med returverdiestimeringen vil jeg også se på usikkerheten i beregningene. To aktuelle spørsmål som jeg vil se nærmere på er hvordan usikkerheten varierer med lengden på dataseriene og hvordan usikkerheten endrer seg når lengden på returperiodene øker.

## 1.3 Oversikt over oppgaven

Jeg vil i kapittel 2 gå gjennom tidligere arbeid og bakgrunn for oppgaven min. I kapittel 3 kommer en oversikt over teoribakgrunn for metoder som har vært nødvendig for å gjennomføre arbeidet. Kapittel 4 tar for seg dataene jeg har hatt tilgjengelig, hvor de kommer fra og arbeidet jeg har gjort med dem. Resultatene blir presentert i kapittel 5 etterfulgt av en konklusjon i kapittel 6.

# Kapittel 2

## Bakgrunn og tidligere arbeid

Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune har som nevnt ansvar for vannforsyning og avløps- håndtering. Innbyggerne i kommunen skal ha trygt, godt og nok drikkevann og avløp skal hånd- teres på en miljømessig tilfredsstillende måte. Jeg vil i dette kapitlet gå gjennom hvorfor kunn- skap om nedbør er nyttig for vann- og avløpsetaten, hvordan informasjonen brukes og annet arbeid som er gjort på dette feltet tidligere. Det blir også gitt en kort introduksjon til forventede klimaendringer i Norge og på Vestlandet, nedbørsdannelse og nedbørstyper.

### 2.1 Bakgrunn for oppgaven

Avløpssystemene i Bergen er under stadig utvikling. Det arbeides kontinuerlig med forbedring av overvannshåndtering, eksisterende avløpsanlegg og utskiftning av gamle ledningsnett. Når nye avløpssystemer skal bygges stilles det krav til levetiden til systemene. Et avløpssystem som bygges i dag kreves å være levedyktig de neste 100 årene. For å gjøre de nødvendige beregnin- gene for å opprettholde disse kravene er det nødvendig med kunnskap om klima og nedbør- mengder frem i tid [8]. Det er nødvendig å vite hvilke nedbørmengder som er forventet for å planlegge tiltak for å redusere skadevirkninger etter episode med kraftig nedbør. Detaljert stati- stikk for nedbørhendelser med ulik varighet for ett målepunkt brukes til å utarbeide IVF- kurver. Basert på historiske observasjonsdata fra målestasjoner beregnes returperioder som kan benyt-

tes som dimensjonerende nedbørverdier. Store mengder nedbør over kort tid kan føre til at det oppstår flaskehals, noe som er belastende for overvannsystemene. Når en velger det som skal være den dimensjonerende nedbørintensiteten bør en derfor gjøre dette ut fra den varigheten som vil skape den verst tenkelige situasjonen for overvannsystemet [8].

Overvann er vann som kommer fra regn, snøsmelting, som renner fra tak, plasser, veier og i naturen. Tradisjonelle avløpssystemer leder overvann raskt bort fra overflaten og ned i ledningssystemer under bakken. Dette kan enten være separate ledninger som leder overvannet direkte til sjøen eller ledninger som samler sanitært og industrielt avløpsvann og overvann. Det jobbes med planlegging og utvikling av gode løsninger for å håndtere overvann på overflaten for å unngå at mer vann må gå gjennom ledningsnett. Fremtidens byer er et prosjekt som ble etablert av Direktoratet for samfunnssikkerhet og beredskap i 2007. Prosjektet gikk blant annet ut på metodeutvikling, kartlegging og planlegging for bedre overvannshåndtering. Planer for å gi vannet plass i byen innebærer bedre arealbruk, gjenåpning av bekker, bevaring av vegetasjon og etablering av grønne lunger [8].

Oversikt over hvor overvann samles og renner videre fremstilles gjennom aktsomhetskart med avrenningslinjer. Dette kan lages ved hjelp av geografiske informasjonssystemer (GIS) – analyser. Denne metoden er en grov forenkling av urbane områder, men en har erfart at resultatene samsvarer godt med observert avrenning og oversvømmelse etter større nedbørshendelser. I tillegg til å finne avrenningslinjer kan det være nødvendig å vite noe om hvilke vanndybder som vil oppstå ved kraftig nedbør. For beregning av fremtidige vanndybder og overvann er det viktig å ta hensyn til forventede endringer i både avrenningsforhold og klima. Det er også nødvendig med informasjon om varighet, intensitet og frekvens for nedbør sammen med informasjon om avrenningsareal, avrenningsfaktor og konsentrasjonstid. Avrenningsfaktoren forteller noe om forholdet mellom avrenning og nedbør over et område. For eksempel vil et sentrumsområde med mange tette flater ha høy avrenningsfaktor fordi det er mye avrenning i forhold til mengde nedbør. Med byutvikling og utbygging følger en økning i tette flater og dermed en endring i avrenningsforholdene som det er viktig å ta hensyn til [8].

Bergen var tidlig ute med å utvikle planer for overvannshåndtering og Bergen Kommune har vært viktig for arbeidet med lokal overvannshåndtering i hele Norge. Kommunen sine retnings-

linjer for overvannshåndtering fra 2005 nevner flere forhold en ønsker å ta hensyn til. Blant disse forholdene er [8]:

- Sikkerhet for innbyggerne (liv, helse, økonomi)
- Unngå flomskader og sikre at flommer ledes i flomveier utenom bebyggelse, og slik at de gjør minst mulig skade
- Se til at flomutsatte områder ikke bebygges
- Ivareta vegetasjonsområder innenfor urbane områder
- Sikre god bruk av vannveier ved utforming av nye urbane områder
- Unngå bekkelukkinger

Tidligere har Bergen Kommune laget en lang nedbørsserie for Bergen ved å bruke data fra ulike nedbørstasjoner. En har da sett etter sammenhenger som gjør det mulig å si noe om nedbøren et sted ved hjelp av data fra et annet. Ser en at det er en forholdsvis konstant forskjell mellom to steder kan en bruke datainformasjon fra en stasjon til å fylle ut manglende perioder på en annen. For eksempel, hvis observasjoner viser at det regner rundt 15 % mer på Florida enn på Sandsli kan nedbørsmengder på Florida beregnes ut fra dataene på Sandsli hvis det bare tilgjengelige data fra Sandsli og ikke Florida i en periode. Dette fører med seg usikkerhet og muligheter for feilberegning noe som ikke er et optimalt utgangspunkt for videre beregning av dimensjonerende nedbør. En ønsker å øke sikkerheten i beregningene, noe som blir lettere når en med tiden har lengre tidsserier og målinger fra flere målestasjoner tilgjengelig.

## 2.2 Mulige problemstillinger for Bergen Kommune

Jeg vil nå gå gjennom noen problemstillinger store nedbørsmengder og et endret klima kan føre til som vann- og avløpsetaten jobber med å gradere seg mot.

Et endret klima med høyere temperaturer, økte og mer intense nedbørsepisoder kan føre med seg flere problemer om en ikke har nok kunnskap til å forberede seg på dette.

Et endret klima med mer totalnedbør og mer intens nedbør vil som jeg har vært inne på føre til økte utfordringer når kommunen skal håndtere overvann. Transportsystemet må være bra nok til å ta unna regnvann for å hindre oversvømmelse av hus og gater. Det er ikke bare økt nedbør som påvirker avrenningen. Urbanisering og byutvikling fører også til økt og endret avrenning. Overvann renner hurtigere og i større mengder når det renner fra tette overflater som tak, asfalterte gater og parkeringsplasser enn når det renner av fra gjennomtrengelig grunn i naturlig terreng, parker og hager. Urbanisering fører altså til at større vannmengder flytter seg over kortere tid samt redusert fordamping, noe som kan gi situasjoner som er vanskeligere å håndtere [8].

En annen bekymring er at et varmere klima kan føre til vintere med langt mindre eller ingen snø. Mye, eller all nedbør vil komme som regn. Snøsmelting er i utgangspunktet med på å bidra til vannmagasinene på våren. Forsvinner dette blir resultatet mer tilsig om høsten og vinteren som er årstidene som er mest utsatt for mye nedbør. I tillegg kommer effekten av økt fordamping på sommeren som også er med på å bidra til mindre tilsig i de tørrere årstidene. Per dags dato er det ikke et problem å forsyne innbyggerne i kommunen med nok drikkevann, men en ser at dette i alle fall kan påvirke mengden vann tilgjengelig i magasinene i fremtiden [9]. I 2010 var det en lengre periode med tørke i Bergen. Høsten 2009 var det mindre nedbør enn vanlig, noe som også var tilfelle i januar og februar det påfølgende året. Dette førte til at vannet i magasinene sank kraftig og tidlig i mars ble det meldt om halvtomme vannmagasiner. Innbyggerene i Bergen ble oppmuntret til å spare på vannet fordi en var redd for hvordan situasjonen ville utvikle seg videre utover våren og sommeren. Situasjonen endte opp med å løse seg fordi det i midten av mars var en episode med kraftig nedbør [10].

Klimaendringer og global oppvarming har og vil også videre påvirke havnivået. Dette kan føre til at stormflo og bølger får større rekkevidde opp på land enn tidligere. Fremtidige endringer i havnivået avhenger av fremtidige klimagassutslipp sammen med hvor mye og hvor raskt isen på Grønland og Antarktis smelter som følge av høyere temperaturer [11]. I Bergen Kommune ser en etter mulige løsninger hvis dette skulle bli et problem for eksempel i området rundt Bryggen hvor små endringer i havnivået vil kunne gi store konsekvenser for bebyggelsen.

## 2.3 Forventede klimaendringer

Det blir gjort mye arbeid for å bedre kunnskapen om hva en kan forvente av fremtidige klimaendringer. Et varmere, våtere klima, hyppigere ekstreme nedbørshendelser, stigende havnivå, breer som blir borte og forsuring av havet er blant endringene vi forventer i Norge [11].

De fysiske delene av jordoverflaten som bestemmer jordoverflatens klima utgjør klimasystemet. Dette er atmosfæren, havet, kryosfæren, biosfæren og landjorden. Gjennom sin påvirkning av atmosfæren, havet og jorden er jordens biologi, geologi og kjemi også viktige deler av klimasystemet [9].

Det har alltid eksistert klimaendringer som følge av ubalanse i energiutvekslingen mellom jorden og atmosfæren. Disse klimaendringene, kalt ytre klimapådriv hadde naturlige årsaker frem til for et par hundre år siden. I den senere tid har menneskelig aktivitet påvirket energiutvekslingen mellom jorden og atmosfæren. En tror at menneskene er hovedansvarlig for økningen i globaltemperatur som er observert siden 1950. Energiutveksling internt i klimasystemet kan også føre til variasjoner i værmønstrene på jorden. Eksempel på indre variasjoner som kan oppstå uten ytre påvirkning er energiutveksling mellom hav og atmosfære. De indre variasjonene som kan gi veldig forskjellige utslag i ulike regioner er ofte vanskelig å skille fra endringer som skyldes ytre pådriv. Det er også usikkert hvordan global oppvarming påvirker de indre variasjonene [9].

Naturlige årsaker som kan påvirke klimaet er variasjon i innstråling fra solen, refleksjon av solstråling til verdensrommet og utstråling fra jorden og atmosfæren. Energiutvekslingene har blitt påvirket av mennesker på lokal og regional skala i mange hundre år. På global skala har påvirkningen blitt merkbar de siste 100-150 årene. Hovedårsaken til menneskenes påvirkning på klimaet kommer av utslipp av klimagasser. Når konsentrasjonen av klimagasser i atmosfæren øker er resultatet en redusert netto energiutstråling fra nedre og midtre lag i atmosfæren. Den reduserte energiutstrålingen gjør at disse atmosfærelagene blir varmere [9].

Følsomheten i klimasystemet, sammen med om og hvor mye vi kan redusere utslipp av klimagasser er avgjørende for hvor stor den menneskeskapte globale oppvarmingen vil bli frem mot 2100. Om utslippene fortsetter i samme bane som de har gjort de siste tiårene vil en med mid-

dels klimafølsomhet få en økning på rundt 4,5 °C frem mot år 2100. For å oppnå ønsket om å begrense oppvarmingen til under 2,0 °C må utslippene kuttes med ca. 50 % frem mot 2040. Etter dette må utslippene bli svakt negative, som vil si at mengden drivhusgasser i atmosfæren reduseres, mot slutten av århundret [9].

Avhengig av hvilken utvikling en forventer for oppvarming får en ulike utfall for havnivåstigning. For en utvikling som gir under to graders oppvarming forventes det en global havnivåstigning på mellom 26 og 55 cm frem mot år 2100. Om en legger en utvikling med de høyeste utslippsscenarioene til grunn forventes stigningen å være på mellom 52 og 98 cm i samme tidsperiode. Selv om havet forventes å stige mer i andre deler av verden enn i Norge kan det få store konsekvenser også her. Det blir planlagt og tilrettelagt for stadig mer infrastruktur nær havet i tillegg til de eksisterende bygningene og verdiene som alt finnes langs kysten. Et stigende havnivå føre til at kystsonen må forvaltes på en annen måte og at det må settes i gang tiltak for å beskytte eksisterende infrastruktur [11].

Om en følger en middels utviklingsbane for fremtidige utslipp viser de fleste globale klimamodeller en oppvarming på rundt 2 °C frem mot år 2050. De regionale modellene som brukes for å fremskrive temperatur for Norge sier at om temperaturen gjennomsnittlig stiger med 2 °C globalt vil det være store regionale forskjeller i Norge. Sammenlignet med tidsrommet 1971-2000 kan Finnmark få en temperaturstigning på rundt 4 °C om vinteren. Den minste endringen er ventet på Vestlandet. Her forventes det vintertemperaturer rundt 1,5 °C høyere enn for 1971-2000. Med unntak av en noe sterkere oppvarming i nord beregnes en økning på mellom 2 og 3 °C de fleste steder i landet om sommeren [11].

For nedbør forventes det 5 til 30 % økning i gjennomsnittlig årlig nedbør frem mot år 2100. Dette er en relativt unøyaktig beregning. Tilfeldige variasjoner og mengden menneskeskapte utslipp avgjør spennet mellom disse verdiene. De siste 30 årene har en observert en nedbørsøkning i Norge nær den høyeste framskrivningen, altså 30 %. Det er ventet minst endring for sommermånedene mens den største endringen ventes å komme høst, vinter og vår. På Sørlandet og Østlandet er et mulig utfall tidvis tørke ettersom det kan bli redusert gjennomsnittlig nedbør om sommeren. Om en legger til grunn at utslippene fortsetter på dagens nivå kan nedbøren øke med 40-50 % på deler av Øst-, Sør- og Vestlandet [11].

Når det gjelder ekstreme nedbørshendelser forventes det flere og mer intense episoder på midlere og høye nordlige breddegrader. Om en sammenligner med dagens klima og ingen tiltak for reduksjon av utslipp blir gjort viser simuleringer en økning av ekstreme nedbørshendelser på mellom 30 og 70 % i Norge mot slutten av dette århundret [11]. Økning i ekstreme nedbørshendelser gir økt fare for jord- og snøskred. For Vann- og avløpsetaten er faren for overvann på grunn av begrenset kapasitet på avløpssystemet også viktig å ta hensyn til.

## 2.4 Nedbørstyper og nedbørsformasjon

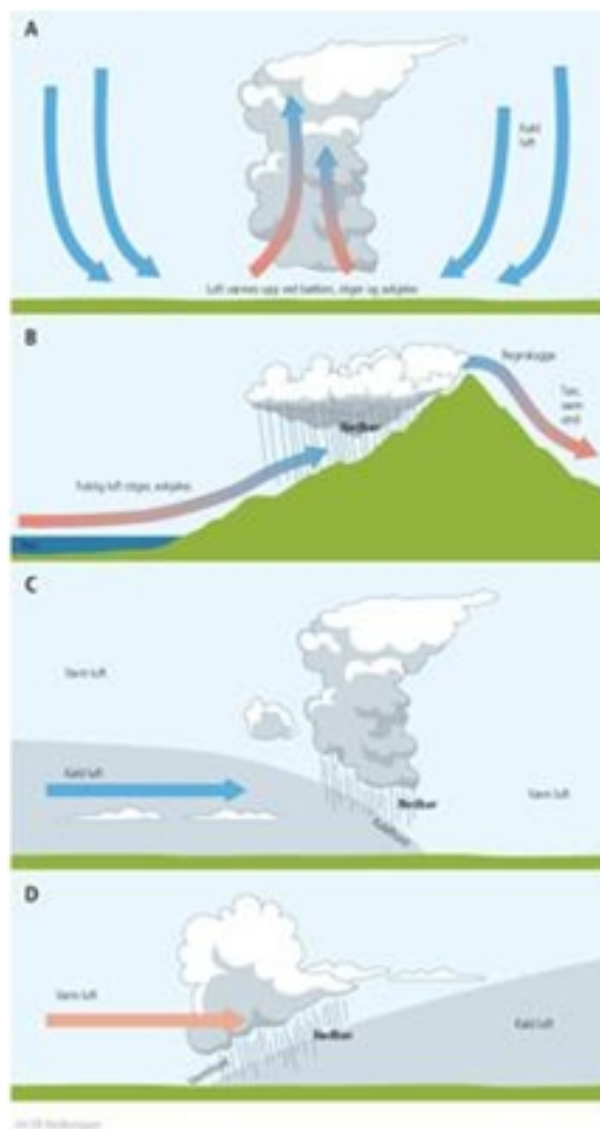
Norge er et langstrakt land, noe som er med på å prege klimaet i landet. Fra Lindesnes til Nordkapp er det 1699 km og denne avstanden gjør at en kan se store temperaturvariasjoner i landet. Forlengelsen av Golfstrømmen, kalt den nordatlantiske havstrømmen, gjør at vi har et mye varmere klima enn andre steder på samme breddegrad. Vestlandet og de nordlige landsdelene er preget av Vestavindsbeltet som fører til at fuktig havluft treffer kysten. Klimaet langs kysten er et typisk kystklima preget av kjølige sommere, milde vintere og mye nedbør. Polarfronten markerer skillet mellom kald polarluft og varm subtropisk luft. Langs polarfronten dannes lavtrykk som ofte treffer Norge og gir frontnedbør. Orografisk forsterkning av frontnedbøren blir skapt av fjellene som går fra sør til nord i Norge, kalt Langfjellene. Dette resulterer i mye nedbør på Vestlandet og en regnskygge med lite nedbør på Østlandet [12].

Dannelse av nedbør og skyer skjer når varm og fuktig luft stiger og avkjøles. Luften blir avkjølt ved stigning fordi lufttemperaturen normalt synker med høyde over havet. Når luften som stiger når kondensasjonsnivået for heving eller LCL (engelsk: Lifting condensation level) har luftpakken blitt mettet på grunn av avkjøling. Denne avkjølingen kalles adiabatisk avkjøling som vil si at temperaturendringen skjer uten energiutveksling med omgivelsene. I høyden til LCL kan en se en tydelig skybunn. Ved denne høyden er mengden kondensasjon større enn fordamping og det blir dannet dråper som synliggjør seg som skyer. Når luften har blitt mettet har den 100% relativ fuktighet. Relativ fuktighet er forholdet mellom mengden vanndamp i luft og den maksimale mengden vanndamp luften kan inneholde når luften er mettet. Når den relative fuktigheten er 100% er lufttemperaturen lik duggpunktstemperaturen. Duggpunktstemperatur er altså



den temperaturen luft må avkjøles til for å nå metning og skydannelse. Når skyen er dannet er det avgjørende at dråpene vokser seg store nok til at de faller som nedbør [12]. Med bakgrunn i hvordan nedbør dannes kan en dele den inn i tre kategorier:

- Frontnedbør - kaldfront/varmfront
- Orografisk nedbør
- Konvektiv nedbør



Figur 2.1: Illustrasjon av de fire nedbørstypene.

Figur 2.1 hentet fra [13] viser ulike nedbørstypene.

**A Konvektiv nedbør:** Konvektiv nedbør (figur 2.1 A) eller bygenedbør dannes ved konveksjon. Konveksjon er vertikal transport av luft. Dette skjer ved at bakken og luften like over varmes opp. Når luften varmes opp synker tettheten og luften stiger opp på grunn av oppdrift vektforskjeller. Under oppstigningen kondenserer vanndamp til nedbør som tidligere forklart. Konvektiv nedbør er mest vanlig om sommeren og forekommer ofte som ettermiddagsbyger. Den konvektive nedbøren er ofte veldig lokal og med høy intensitet og kort varighet [12].

**B Orografisk nedbør:** Når fuktig luft fra havet presses oppover av fjell får vi orografisk nedbør (figur 2.1 B). Nedbøren dannes når luften stiger, avkjøles adiabatisk og kondenserer. Som figur B viser kommer nedbøren på forsiden av fjellet. På baksiden eller lesiden av fjellet synker luften. Luften her blir oppvarmet og

resultatet er en regnskygge med tørr og varm luft. Denne tørre, varme luften eller vinden som finnes i dalene på lesiden av fjellet kalles fønvind. Orografisk nedbør er mest vanlig i kyststrøk og kan gi store mengder nedbør[12]. Sammenhengen mellom nedbør og orografi er viktig for Bergen. Faktorer som påvirker orografisk nedbør er vindretning, vindstyrke, vertikal stabilitet i atmosfæren, relativ fuktighet, terrengformasjon, fjellbølger og blokkering av luftstrømmen [14]. I følge Smith[14] kan mengden nedbør ofte være to ganger større ved toppene på 50-100 meter høye fjell enn i dalene rundt, noe som kan ha mye å si når en skal kartlegge nedbøren i et område. Evnen en luftpakke har til å holde på fuktighet er et viktig prinsipp for orografisk nedbør. En luftpakke når metning, eller 100% relativ fuktighet, når vanndamptrykket,  $e$ , når en terskelverdi  $e_s$ . Metningsvanndamptrykket  $e_s$  er en funksjon av temperatur noe som kan sees fra Clausius-Clapeyrons ligning gitt ved:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T\Delta V} \quad (2.1)$$

hvor  $e_s$  er det nevnte metningsvanndamptrykket,  $T$  er temperatur,  $L_v$  er latent varme i fordampning og  $V$  er molekylært volum. En luftpakke som støter på fjell eller hindringer vil som forklart bli tvunget oppover og utvidet adiabatisk ettersom trykket faller og luftpakken avkjøles. Når luftpakken er mettet med vanndamp er spesifikk fuktighet (masse mettet vanndamp per enhetsmasse av luftpakken) gitt ved

$$q^{sat}(T, z) = 0,622 \frac{e^{sat}(T)}{p(z)} \quad (2.2)$$

hvor  $p(z)$  er atmosfærisk trykk ved høyden  $z$ . Denne relasjonen sier at spesifikk fuktighet er en funksjon av trykk og temperatur [15].

**C/D Frontnedbør:** Når kalde og varme luftmasser møtes blir det dannet frontnedbør (figur 2.1 C/D). Fordi den varme luften er lettere stiger den til værs over den kalde luften. En front defineres som grensen mellom to luftmasser med ulik temperatur og luftfuktighet. I en kaldfront erstatter den kaldere luften den varmere luften. Siden den kaldere luften er tyngre kiler den seg under den varmere luften og presser den oppover. Dette fører til dannelse av tykke og høye skyer. Nedbøren som blir dannet i forbindelse med en kaldfront har ofte høy intensitet og kort varig-

het. En kaldfront er nesten alltid forbundet med lavtrykk(figur 2.1 C). I en varmfront (figur 2.1 D) beveger varm luft seg over den underliggende kalde luften og det dannes et tett men forholdsvis flatt skylag. Lang horisontal utstrekning preger varmfronten og resultatet er jevnt og langvarig regn [12].

Et av Norge sine kjennetegn er den varierte topografien. I følge Roe [15] er ekstrem nedbør i slike områder skapt av konvektive små-skala systemer sammen med frontal systemer på større skala som er gjenstand for orografisk forsterkning.

## 2.5 Tidligere arbeid

MARE (Engelsk: Managing Adaptive Responses to changing flood risk in the Northern Sea Region) er et prosjekt hvor Bergen er en av forskningsbyene. Dette er et EU-prosjekt som jobber for å finne best mulige tilpasningsstrategier for et endret klima. Med dette prosjektet vil en bidra til gjennomføring av lokale mål og tiltak for å redusere virkningen av klimaendringer og få frem de beste praktiske løsningene for lokal flomrisikoforvaltning [4].

I 2006 gjorde Roar Inge Hansen ved Strom en jobb for Bergen Kommune hvor han laget temakart for vannstand/bølger og nedbør. Det ble utarbeidet et ekstremnedbørskart for akkumuleringsperiodene 10 min, 30 min, 1 time, 2 timer, 3 timer, 6 timer, 12 timer og 24 timer. Under dette arbeidet ble det funnet ut at for akkumuleringsperioder fra 10 min til 2 døgn vil både årlige nedbørsmengder og maksimale nedbørsmengder øke med rundt 20 % frem mot år 2100. I området rundt Gullfjellet blir økningen om høsten og tidlig vinter på rundt 30 %. Normale nedbørsverdier for år 2050 forventes å ligge 10-15 % over normalverdiene for perioden 1961-1990 [16].

Jeg har under arbeidet med oppgaven min vært involvert i et internasjonalt klimaprojekt som heter Bingo (Engelsk: Bringing innovation to ongoing water management). Prosjektet har partnere fra seks land. Disse er Norge, Kypros, Portugal, Tyskland, Nederland og Spania. Til hvert land er det knyttet et forskningsområde og området for Norge er Bergen nærmere bestemt Damsgård, et område vest for Bergen sentrum. Prosjektet har som mål å redusere usikkerhet i kort-siktige klimavarsler og utvikle strategier som kan hjelpe samfunnet med å bedre håndtere den

gjenværende usikkerheten. De vil også gi praktisk kunnskap til brukere, for eksempel Vann- og avløpsetaten, for å bedre håndtering av både tørke og flom [17].

Vann- og avløpsetaten er knyttet til dette prosjektet og gjennom dem har jeg fått delta på møter og workshops med de norske deltakerne i prosjektet. Jeg har også brukt nedbørsdataene jeg har jobbet med og arbeidet med oppgaven min til å bidra med informasjon til prosjektet. Blandt annet har jeg svart på spørsmål angående nedbørmengder og nedbørsvariasjon i Bergen samt gitt en oversikt over hendelser med størst nedbørssum for ulike varigheter fra Bergen Kommune sin målestasjonen på Florida.

# Kapittel 3

## Metoder og teori

Dette kapitlet gir en gjennomgang av nødvendig teoribakgrunn for ekstremverdianalyse og de andre beregningene som er gjort i oppgaven. Informasjon om data og databehandlingen som er gjort kommer i neste kapittel. Verktøyet jeg har brukt for alle beregninger har vært MATLAB. Hvis ikke annet er nevnt har jeg laget skriptene selv.

### 3.1 Maksimumsverdier for ulike tidsintervall

For beregning av returverdier og IVF-kurver er det nødvendig å vite maksimumsverdier for nedbør observert for ulike varigheter. Jeg har valgt å se på nedbør med varigheter eller akkumuleringsperioder 2 minutter, 5 minutter, 10minutter, 30 minutter, 1 time, 2 timer, 3 timer, 6 timer, 12 timer, 24 timer og 48 timer.

For å finne maksimumsverdiene har jeg summert nedbøren for de ulike akkumuleringsperiodene. Jeg har ikke satt noe krav til at nedbøren skal være sammenhengende. For 10 minutters nedbør har jeg da summert nedbøren fra klokken 00:00 – 00:10, 00:01 – 00:11, 00:02 – 00:12 og tilsvarende for lengre eller kortere varigheter. Intens nedbør i løpet av få timer har størst fare for å gjøre skade i tettbygde strøk [8]. Hva kommunen bruker som dimensjonerende verdier er avhengig av rørnett og beliggenhet. På noen steder er det mest aktuelt å se på nedbør med kort varighet som 10 minutter, mens det andre steder og under andre betingelser er mer aktuelt med

nedbørsværighet på 3-4 timer. Det som gjelder er å alltid se på varigheter som vil kunne føre til de verste situasjonene for det aktuelle området.

## 3.2 Returverdier

Modellering av halen, eller enden, til en distribusjon kalles ekstremverditeori. I dette tilfellet er det den øvre enden av distribusjonen som er aktuell. På grunn av få eller ingen observasjoner av halen er det nødvendig med ekstrapolering av observerte verdier [7]. Ekstrapolering går ut på å bestemme en funksjons verdi utenfor et område der funksjonsverdiene er kjent, eller å tilpasse halen i den empiriske distribusjonen til en teoretisk modell og utvide den til lengre tidsperioder [18].

En returverdi med en  $T$  år returperiode representerer en hendelse som statistisk sett forventes å oppstå eller overgåas gjennomsnittlig en gang i løpet av  $T$  år. Verdien har altså  $1/T$  sjans for å oppstå hvert år [7]. Ulike måter å se på ekstreme hendelser gir ulike metoder for å beregne returverdier. De mest vanlige metodene er Generalized extreme value (GEV) distribusjon og Generalized Pareto distribusjonen (GPD). Med GEV fordelingen ser en på årlige maksimalverdier som distribusjonen tilpasses til. GPD går ut på å se på alle hendelser som overstiger en valgt terskelverdi. Verdiene over terskelen anses som ekstremere og utgjør ekstremverdidatasettet som videre blir distribusjonstilpasset [7].

For Sandsli som har den lengste dataserien har jeg beregnet returverdier for returperioder opp til 1000 år. De andre tre målestasjonene har bare tidsserier på 12 og 13 år. Jeg har da valgt ikke å beregne verdier for lengre returperiode enn 100 år. Dette er fordi disse relativt korte måleperiodene vil gi veldig stor usikkerhet for estimater med lange returperioder.

### 3.2.1 Estimering av parametere

For beregning av returverdier via GEV har jeg brukt maximum likelihood (ML) og bayesiansk metode. Disse metodene skiller seg fra hverandre ved at de er to ulike måter å beregne location, scale og shape parameterne. Frekventistmetoden er en klassisk tilnærming til parameteresti-

mering. Metoden antar at det er en ukjent, men fastsatt parameter  $\theta$ . Verdien til  $\theta$  som maksimerer sannsynligheten for dataene blir valgt. Frekventistmetoden definerer sannsynlighet som frekvensen av vellykkede forsøk over totalt antall forsøk i et eksperiment. Med bayesiansk tilnærming kan sannsynlighet representere subjektiv usikkerhet eller subjektiv tro. Metoden antar i motsetning til frekventistmetoden flere mulige verdier av  $\theta$  og den bayesianske parameterestimeringen forteller oss hvordan vi skal oppdatere den subjektive usikkerheten og troen i lys av nye beviser. Interessen med bayesiansk tilnærming ligger mer i hvordan deler av dataene avhenger av andre deler enn i modellering av alle datane [19]. Dette kommer jeg mer tilbake til seinere i kapittelet. Jeg har valgt å bruke forskjellige metoder for å ha muligheten til å sammenligne resultatene og for muligheten til å tilpasse prior-verdiene i den bayesiske metoden.

Grunnen til at en ofte bruker GEV-fordelingen når en tilpasser en fordelingsfunksjon til ekstremverdier har sammenheng med sentralgrenseteoremet [20]. Modellen ser på den statistiske adferden til:

$$M_n = \max\{X_1, \dots, X_n\} \quad (3.1)$$

hvor  $\{X_1, \dots, X_n\}$  er uavhengige, tilfeldige variable med en felles fordelingsfunksjon  $F$ . Hvis  $n$  er antall observasjoner gjort i løpet av 1 år er  $M_n$  årlig maksimum. Hvis det finnes en konstant  $\sigma_n > 0$  og  $\mu_n$  slik at

$$\frac{M_n - \mu_n}{\sigma_n} \rightarrow \psi(x) \quad \text{når } n \rightarrow \infty \quad (3.2)$$

hvor  $\sigma_n$  og  $\mu_n$  henholdsvis scale og location parametere for fordelingen vil aksimumsfordelingen  $\psi(x)$  konvergere til en av de tre ekstremverdidistribusjonene Gumbel 3.3a, Frèchet 3.3b eller Weibull 3.3c:

$$\psi(x) = \exp\left\{-\exp\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right\}, \quad -\infty < x < \infty \quad (3.3a)$$

$$\psi(x) = \exp\left\{\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^\xi\right\}, \quad x > \mu \quad (3.3b)$$

$$\psi(x) = \exp\left\{-\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^\xi\right\}, \quad x < \mu \quad (3.3c)$$

For  $x \leq \mu$  er 3.3b = 0 mens for  $x \geq \mu$  er 3.3c = 1. Hver av fordelingene har en location-parameter

$\mu$  og en scale-parameter  $\sigma$ . I tillegg har Frèchet og Weibull en shape parameter  $\xi$  [20].

GEV fordelingen er en kombinasjon av disse tre fordelingene. Dette gjør at GEV-fordelingen tillater kontinuitet i spekteret av mulige former. En kumulativ fordelingsfunksjon sier noe om sannsynligheten for at data er lavere enn en verdi  $x$  og kan for GEV beskrives med:

$$\psi(x) = \exp\left\{-\left(1 + \xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)\right)^{\frac{-1}{\xi}}\right\} \quad (3.4)$$

hvor  $\psi(x)$  er definert for  $1 + \xi\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right) > 0$ . Ellers er  $\psi(x)$  enten 0 eller 1. GEV fordelingen har tre fordelingsparametere som bestemmer formen på kurven.

$$-\infty < \mu < \infty$$

$$\sigma > 0$$

$$-\infty < \xi < \infty$$

Disse parametrene er som nevnt location ( $\mu$ ), scale ( $\sigma$ ) og shape ( $\xi$ ). Location parameteren ( $\mu$ ) spesifiserer senter eller gjennomsnitt av fordelingen. Scale parameteren ( $\sigma$ ) sier noe om størrelsen til avvik rundt  $\mu$ . Shape parameteren ( $\xi$ ) styrer bredden på halen til GEV-fordelingen. GEV består av tre distribusjoner som skilles ved bredden på halen. Shape parameter som går mot null gir Gumbel distribusjon 3.3a, negativ shape parameter gir Weibull distribusjon 3.3c, mens positiv shape parameter gir Frèchet fordeling 3.3b [20] [21].

### 3.2.2 Bayesiansk metode

Den bayesianske metoden er utført ved bruk av Nonstationary Extreme Value Analysis (NEVA) [22] som er en programvarepakke i MATLAB. NEVA gir to metoder for å beregne returverdier. Metodene skiller seg ved om man ser på dataene som stasjonære eller ikke - stasjonære. Under forutsetning av et stasjonært klima vil en returverdi med T-års returperiode representere en hendelse som har  $1/T$  sannsynlighet for å skje hvilket som helst år i nåtiden eller fremtiden. En har lenge brukt stasjonære returnivå som antar at det ikke skjer noen endring over tid som basis for



dimensjonering. En tror at klimaforandringer og oppvarming av jorden kan forandre frekvens, alvorlighet og plassering av klimaekstremer, som kraftig nedbør. Sannsynligheten for en ekstrem hendelse under ikke-stasjonære betingelser avhenger av endringsraten til parameterne til den underliggende distribusjonen [23][21][24].

Ikke-stasjonære egenskaper introduseres ved å uttrykke en eller flere av parameterne som en funksjon av tid. I NEVA blir location-parameteren( $\mu$ ) antatt å være en lineær funksjon av tid for å redegjøre for ikke-stasjonære egenskaper[21]. Parameteren uttrykkes da som:

$$\mu(t) = \mu_1 t + \mu_0 \quad (3.5)$$

Her er  $\mu_1$  og  $\mu_0$  regresjonsparameterene som blir estimert fra posteriori fordelingen.

To viktige begreper for å forstå den bayesianske tilnærmingen er **prior** og **posteriori**. En fordeling av en parameter som er laget uten referanse til dataene kalles en prior fordeling mens en posteriori fordeling er fordelingen til et utfall gitt et annet utfall [25].

En fordel med bruk av bayesiansk metode er at den tillater bruk av forhåndsinformasjon via priors. Hvis du har brukt en annen lignende modell tidligere kan du da bruke informasjon fra denne til å si noe om parameterne i den bayesianske modellen. Standardinnstillingene for location og scale parameterne er ikke-informative normalfordelinger mens det for shape-parameteren er en normalfordeling med standardavvik 0,3 [21].

Jeg har brukt informasjon om parameterene fra maksimum likelihood (ML) metoden for å endre shape og scale parameterne til å bli informative og redusere usikkerheten i beregningene. Det er mulig å angi usikkerhet i forhåndsinformasjonen om parameterne, noe som vil gi mer realistiske estimeringer. Spesielt i tilfeller hvor tilgangen til data er begrenset kan dette være en fordel for å bedre kvaliteten. En annen fordel med denne metoden er at den gir informasjon om usikkerheten i estimatene ved beregning av 5-prosentil og 95-prosentil. En prosentil indikerer verdien som en viss prosent av observasjonene vil ligge under.

Bruker man den ikke-stasjonære metoden gir NEVA tre måter å beregne returnivåer [21]. Disse er:

- Standard returnivå hvor sannsynligheten for overskridelse ( $1/T$ ) er konstant for alle returperioder i tidsperioden til dataene.
- Standard returverdier med tidsvarierende overskridelsessannsynlighet.
- Effektive returnivå, som tillater at returnivået kan variere fra en periode til neste mens man holder sannsynligheten konstant.

Jeg har valgt å beregne returverdier ved hjelp av de første to metodene.

Bayesiansk metode er basert på bruken av Bayes teorem som blir brukt for å beregne betinget sannsynlighet som er sannsynligheten for et utfall gitt et annet utfall. NEVA bruker Bayesiansk metode til å estimere posteriori fordelingen fra sannsynlighetsfordelingen til de ukjente parameterne  $\beta_1 = (\mu_1, \mu_0, \sigma, \xi)$ ,  $\beta_2 = (\mu_1, \mu_0, \sigma, \xi)$  for ikke stasjonære betingelser og  $\theta = (\mu, \sigma, \xi)$  for stasjonære betingelser.

Bayes teorem 3.6 kombinerer informasjonen fra priorfordelingene  $p(\beta|x)$  og  $p(\theta)$  og dataene fra observasjonsvektoren  $\vec{y} = (y_{t=1:N_t})$  hvor  $N_t$  er antall observasjoner. Informasjon om dataene finnes ved bruk av en likelihood-funksjon  $p(\vec{y}|\beta, x)$ . Den sier noe om sannsynligheten for å observere det som faktisk har blitt observert og representerer i hvilken grad observasjonene passer modellen. Bayes formel er gitt ved :

$$p(\beta|\vec{y}, x) = \frac{p(\vec{y}|\beta, x)p(\beta|x)}{\int (p(\vec{y}|\beta, x)p(\beta|x))d\beta} \quad (3.6)$$

Nevneren i 3.6 avhenger bare av  $y$  og ikke  $\beta$  som blir integrert ut. Dette gjør at nevneren er en normaliserende konstant. Under antagelse om at observasjonene  $\vec{y}$  er uavhengige kan Bayes teorem for estimering av GEV parametere under ikke-stasjonære forhold uttrykkes som:

$$p(\beta|\vec{y}, x) \propto (p(\vec{y}|\beta, x)p(\beta|x)) \quad (3.7)$$

hvor

$$(p(\vec{y}|\beta, x) = \prod_{t=1}^{N_t} (p(y_t|\beta, x(t))) = \prod_{t=1}^{N_t} (p(y_t|\mu(t), \sigma, \xi)) \quad (3.8)$$

For stasjonære forhold gjelder et spesialtilfelle av 3.7 og 3.8 uten  $x(t)$ :

$$p(\theta|\vec{y}) \propto p(\vec{y}|\theta)p(\theta) = \prod_{t=1}^{N_t} p(y_t|\theta)p(\theta) \quad (3.9)$$

De resulterende fordelingene, eller posteriori fordelingene  $p(\theta|\vec{y})$  og  $p(\beta|\vec{y}, x)$  gir informasjon om parameterne som returnivåene estimeres fra under ikke-stasjonære  $\beta = (\mu_1, \mu_0, \sigma, \xi)$  eller stasjonære  $\theta = (\mu, \sigma, \xi)$  betingelser [21] [20] [25] [24].

### 3.2.3 Markovkjeder

En teknikk kalt Markov Chain Monte Carlo (MCMC) blir brukt til å estimere posterior fordelingen under stasjonære og ikke- stasjonære betingelser. Denne metoden kombinerer informasjonen fra observasjonene ( $\vec{y}$ ) fra ligning 3.8 og 3.9 sammen med en forhåndsfordeling og gir fordelingen av parametere [21] [20].

Nevneren i Bayes teorem 3.6 kalles marginalfordelingen og kan skape problemer fordi ikke alle integral har en analytisk løsning. Det finnes metoder for å trekke fra en fordeling uten å kjenne til fordelingen. En trenger bare å vite hvordan fordelingen avhenger av det den er en fordeling av. En Markov-kjede er en tidsserie der verdien «nå» kun er avhengig av forrige verdi, ikke av serien av verdier i forkant. Hvis en på visse tidspunkter observerer tilstanden til et system som har et endelig antall mulige tilstander og en på bakgrunn av en observasjon kan forutsi sannsynligheten for at systemet er i en viss tilstand ved neste observasjon, har en en Markovkjede [20]. Nettopp været er et eksempel på dette, fordi en med bakgrunn i været en gitt dag kan si noe om sannsynligheten for hva været blir neste dag.

Enkelte tidsserier stabiliserer seg slik at de har en fordeling som ikke forandrer seg over tid, de er stasjonære. Det er mulig å lage en tidsserie som er slik at den stasjonære fordelingen er lik den fordelingen du er ute etter selv om du ikke kjenner til det fordelingen er en fordeling av. Det er dette som kalles MCMC. MCMC går kort sagt ut på å produsere simulerte verdier fra posteriori-fordelingene i 3.8 og 3.9. Hvis de simulerte verdiene MCMC produserer fra posteriori-fordelingene hadde vært helt nøyaktige ville den simulerte prøven ville for eksempel gjennom-

snittet til de simulerte verdiene gitt et estimat av gjennomsnittet til posteriori-fordelingen. Utfordringen ligger i å vite hvordan en skal finne de simulerte verdiene fra posteriori fordelingen og vanligvis er dette ikke mulig [20].

Generelt kan MCMC prosessen oppsummeres i fire steg [20]

- 1. Lag et startforslag til parametrene. ( $\theta_{\text{gammel}}$ )
- 2. Finn en måte (et forslag til fordeling) å trekke en ny parameterverdi gitt gammel og bruk den. MCMC bruker en «jumpfordeling» til å forslå mulige verdier til posteriori fordelingen.
- 3. Aksepter ny trekning eller bruk gammel trekning hvis ikke akseptert. NEVA bruker kriteriet  $\hat{R}$  for å vurdere konvergens av samplingen og den er satt til 1,1.
- 4. Gå tilbake til steg 2 og gjennta prosessen så mange ganger som ønskelig.

Dette betyr at etter at nok trekninger er gjort vil utvalget av verdier være fordelt tilnærmet som de resulterende fordelingene  $p(\theta|\vec{y})$  og  $p(\beta|\vec{y}, x)$  [26] [20]. Når samplingen har konvergert til det som er de resulterende fordelingene har kjedene blandet seg. Dette betyr at fordelingen av simuleringene mellom og i kjedene er like. Da er forholdet  $\hat{R}$  lik 1. Hvis verdien av  $\hat{R}$  er større enn 1 har kjedene ennå ikke blandet seg helt og videre simulering kan øke presisjonen. NEVA bruker altså grensen 1.1 til å vurdere om samplingen har konvergert.  $\hat{R}$  beregnes ved:

$$\hat{R} = \sqrt{\frac{\text{Var}\theta}{W}} \quad (3.10)$$

hvor  $W$  er variansen i kjeden og  $\text{Var}\theta$  er variansen til den stasjonære fordelingen. For ikke-stasjonære beregninger brukes variansen til den ikke-stasjonære fordelingen.  $\hat{R}$  beregnes for alle de ulike parameterne [27].

Etter at posteriori fordelingene er funnet ved hjelp av MCMC brukes DE-MC (engelsk: Differential Evolution Markov Chain) til å velge ut parametere fra poserior-fordelingen ved optimering. DE-MC gir altså innsikt i parameterene fra posteriori- fordelingene og gjør det mulig å estimere  $\tilde{\mu}$  fra median og 95-prosentil til kvantilene  $\mu(t = 50)$  og  $\mu(t = 95)$  . Det kommer mer om dette i neste delkapittel.

Enkelhet, rask beregning og konvergens gjør at DE-MC er foretrukket over MCMC tilnærmingen. Når en kombinerer DE-MC med Bayesiansk tilnærming kan en få usikkerhetsintervall tilhørende de estimerte returnivåene hvor usikkerheten til alle parameterne er tatt hensyn til [21].

DE-MC er en algoritme utviklet for å løse ineffektivitet forbundet med MCMC. Algoritmen kombinerer differensiell evolusjon (DE) og MCMC. Til forskjell fra MCMC er det flere kjeder som kan kommunisere som kjøres parallelt. I NEVA blir 5 kjeder kjørt parallelt. Disse kjedene kan kommunisere og lære av hverandre ved å lage kandidater til trekning basert på to Markov kjeder. DE er en enkel genetisk algoritme for numerisk optimalisering i reelle parameterrom [28].

I genetisk algoritme blir et sett av potensielle løsninger, som kan endres, til et optimaliseringsproblem utviklet til bedre løsninger. Numerisk optimering går ut på å finne de beste løsningene på komplekse problemer. I tillegg til å finne den optimale løsningen er det også ønskelig å finne usikkerheten til løsningen. Derfor kombineres differensiell evolusjon med Markov Chain Monte Carlo simuleringen. DE-MC løser et sentralt problem i MCMC som er å velge skala og orientering til «jumpdistribusjonen» nevnt i steg 2 av MCMC prosessen. For DE-MC defineres hoppene fra et multiplum av forskjellen mellom to tilfeldige parametervektorer som er i den nåværende populasjonen [28].

### 3.2.4 Returverdier og returperioder med bayesiansk tilnærming

Fra [21] er en returverdi gitt som en funksjon av returperioden  $T$ :

$$T = \frac{1}{1-p} \quad (3.11)$$

hvor  $p$  er sannsynligheten for ikke-forekomst for et gitt år. Returnivået  $q_p$  utledet fra GEV-fordelingen kan uttrykkes som:

$$q_p = \left( \left( -\frac{1}{\ln p} \right)^\xi - 1 \right) \times \frac{\sigma}{\xi} + \mu, (\xi \neq 0) \quad (3.12)$$

For ikke-stasjonær tilnærming er  $\mu$  er tidsvarierende (se ligning 3.5) og kan finnes ved å bruke ulike kvantiler av  $\mu$ -verdiene fra DE-MC. Jeg har beregnet  $\mu(t)$  som (a) medianen av og (b) 95-prosentilen av DE-MC  $\mu(t)$  verdiene. Videre blir modellparameterne brukt til å estimere ikke-

stasjonære returnivå

$$\tilde{\mu} = Q_{\kappa}(\mu_{t1}, \mu_{t2}, \dots, \mu_m), (\mu(t) = \mu_1 t + \mu_0) \quad (3.13)$$

$$q_p = \left( \left( -\frac{1}{\ln p} \right)^{\xi} - 1 \right) \times \frac{\sigma}{\xi} + \tilde{\mu}, \quad (\xi \neq 0) \quad (3.14)$$

hvor  $\kappa = 0,5$  gir medianen av location – parameterne og  $\kappa = 0,95$  gir 95-prosentilen. Denne tilnærmingen er lik det stasjonære tilfellet, men introduserer en lineær endring i location-parameteren over tid. Dette betyr i praksis at nedbørsmengdene vil øke lineært med tiden.

Returverdier hvor 95-prosentilen av  $\mu$ -verdiene er brukt har lavere risiko fordi en bruker 95-prosentilen til  $\mu(t)$ -verdiene i de historiske observasjonene til å gjøre en fremtidig analyse, mens 50-prosentilen er basert på medianen til  $\mu(t)$ -verdiene i de historiske observasjonene [21]. Grunnen til at det er lavere risiko forbundet med returverdier hvor 95-prosentilen er brukt at det er mindre sannsynlighet for underestimering siden 95-prosentilen tilsvarer verdiene som er mindre eller lik 95% av observasjonene mens 50% av observasjonene er mindre eller lik 50-prosentilen, eller medianen. Det vil derfor være større sannsynlighet for underestimering vis det er 50-prosentilen til  $\mu$ -verdiene som er brukt.

### 3.2.5 Returverdier og returperioder med maximum likelihood tilnærming

Beregning med maximum likelihood (ML) metoden er også gjort i MATLAB. Skriptet for dette er laget av Asgeir Sorteberg. ML-metoden går ut på å estimere parameterne for å maksimere sannsynligheten for dataene. Sammenlignet med den bayesianske metoden søkes det nå en punktverdi for  $\theta$  som maksimerer sannsynligheten eller likelihooden for  $p(\theta|\vec{y})$ .  $\theta$  er altså et punkttestimat og ikke en variabel. Metoden gir estimat av ML-parameterne sammen med et 95 % konfidensintervall. For å beregne estimater av ekstreme fraktiler i den årlige maksimumsfordelingen inverteres den kumulative GEV – fordelingen 3.4. Hvis en lar  $p$  være overstignings-sannsynligheten, slik at  $\psi(x_p) = 1 - p$  vil returverdien  $z_p$  assosieres med returperioden  $1/p$ . Dette betyr at  $z_p$  forventes å bli overskredet hvert  $1/p$  år [7].

Uttrykket for fraktilene blir da:

$$z_p = \left( \left( -\frac{1}{\ln p} \right)^\xi - 1 \right) \times \frac{\sigma}{\xi} + \mu, \quad (\xi \neq 0) \quad (3.15)$$

Videre plottes  $z_p$  mot  $-\log(1 - p)$  for å fremstille returverdiene grafisk [20].

Usikkerhetene i parameterestimeringen blir beregnet ved hjelp av bootstapping. Dette er en nyttig metode i tilfeller hvor det er vanskelig eller umulig å måle alle individer i en populasjon. Teknikken som blir brukt i begge metodene jeg har brukt for å beregne returverdier går ut på å gjøre «resamples» hvor man forandrer rekkefølgen på målingene i datasettet. Dette blir gjentatt mange ganger, i dette tilfellet 2000. For hver gang blir et nytt sett av parametere beregnet [29].

### 3.3 Mann-Kendall trend test

Mann – Kendall trend test blir brukt i NEVA for å oppdage trender og ikke-stasjonaritet i ekstremene i de historiske dataene. Det finnes flere metoder for å avgjøre om data har en signifikant trend eller ikke. Det skilles mellom parametriske og ikke-parametriske metoder. Mann-Kendall testen er ikke-parametrisk som vil si at dataene som blir analysert ikke trenger en underliggende distribusjon. Dette er i motsetning til parametriske metoder som for eksempel antar at dataene er normalfordelt. Jeg har brukt signifikansnivå 0,05 for testen. Dette betyr at det er 5% sjanse for at det som blir observert er tilfeldig. Testen returnerer 0 når man ikke kan avslå testen om at det ikke er en trend og 1 når hypotesen om at det ikke er en trend avslås. Meningen med denne testen er å unngå bruk av tidsvarierende ekstremverdier på data som ikke viser en signifikant endring i ekstremmer over tid. Om nullhypotesen ikke avvises utfører NEVA ekstremverdianalyse med stasjonære antagelser. Hvis en trend oppdages blir GEV-parameterne estimert under ikke – stasjonære antagelser. Location-parameteren blir da sett på som en lineær funksjon av tid (se ligning 3.5), mens scale og shape parameterne er konstante [21].

Mann-Kendall testen bestemmer om gjennomsnittet til fordelingen forandrer seg over tid. Trendtesten tester altså nullhypotesen ( $H_0$ ) som antar ingen trend (konstant gjennomsnitt) mot den alternative hypotesen ( $H_a$ ) som antar at det finnes en trend. Hvis en har en tidsserie med  $n$  ob-

servasjoner, eller  $n$  år med en maksverdi per år sammenlignes størrelsen til observasjonen ( $x_i$ ) i år  $i$  med hver verdi ( $x_j$ ) målt i de påfølgende årene  $j$ . En får da flere par med observasjoner ( $x_i, x_j$ ). Fortegnet til forskjellen på observasjonene evalueres ved at Kendall S testen beregner verdien S:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_i - x_j) \quad (3.16)$$

Så lenge  $n > 10$ , som er tilfellet for mine dataserier, kan det antas at S følger normalfordeling. Testen kan da utføres på grunnlag av en standard normal testobservator Z (Kendall) Z testobservatoren er definert som:

$$Z = \frac{S-1}{\sigma_s}, \quad \text{for } S > 0$$

$$Z = 0, \quad \text{for } S = 0$$

$$Z = \frac{S+1}{\sigma_s}, \quad \text{for } S < 0$$

Hvor  $\sigma_s$  er standardavviket som er beregnet som kvadratroten av variansen ( $\sigma_s^2$ ).

For videre å avgjøre om nullhypotesen om ingen trend skal forkastes eller ikke blir Z sammenlignet med den kritiske verdien  $Z_{\alpha/2}$  som er 1,96 for signifikansnivået til testen (0,05). Nullhypotesen om at dataene ikke har en trend forkastes i to tilfeller. Dette er hvis:

$$Z \geq +Z_{\alpha/2} \quad (3.17a)$$

$$Z \leq -Z_{\alpha/2} \quad (3.17b)$$

3.17a gir en økende trend, mens 3.17b gir en synkende trend [30] [21].



### 3.4 Test av modellens kvalitet

For å vurdere kvaliteten til resultatene i NEVA så jeg på hvordan de empiriske og de estimerte returnivåene sammenfalt. De empiriske returnivåene er returnivåene som svarer til observasjonene i dataseriene. De blir beregnet med ligning 3.11. Kvaliteten blir vurdert som god hvis de empiriske verdiene faller innenfor usikkerhetsgrensene basert på 5-prosentilen og 95-prosentilen til de estimerte returverdiene.

### 3.5 Intensitet – varighet – frekvens (IVF) kurver

Intensitet, varighet og frekvens kan brukes for å karakterisere nedbør. En IVF – kurve viser sammenhengen mellom intensitet, varighet og frekvens. Det vil si nedbørintensiteten man må forvente for ulike varigheter og for ulike returperioder. IVF er et av de viktigste verktøyene for vurdering av risiko og sårbarhet, samt planlegging og dimensjonering innen vann og avløp.

For å lage IVF-kurvene startet jeg med å gjøre om returverdiene fra millimeter til millimeter/time. Videre plottet jeg disse nedbørintensitetene mot varigheten. Jeg har laget en IVF – kurve for hver av målestasjonene Sandsli, Åsane, Florida og Sædalen. Jeg har beregnet returverdier for 2 minutter, 5 minutter, 10 minutter, 30 minutter, 1 time, 2 timer, 3 timer, 6 timer, 12 timer, 24 timer og 48 timer. Returperiodene jeg så på var 2 år, 5 år, 10 år, 20 år, 50 år og 100 år på alle stasjonene.

På grunn av korte dataserier på Florida, i Åsane og i Sædalen valgte jeg ikke å se på lengre perioder enn dette. På Sandsli som har en over 30 år lang serie valgte jeg i tillegg å se på 200, 500 og 1000 års returperiode selv om det er knyttet stor usikkerhet til disse verdiene.

# Kapittel 4

## Nedbørsdata

I dette kapitlet vil jeg gi en oversikt over nedbørsdataene som har vært tilgjengelig under arbeidet mitt og forarbeidet jeg har gjort med nedbørsdataene.

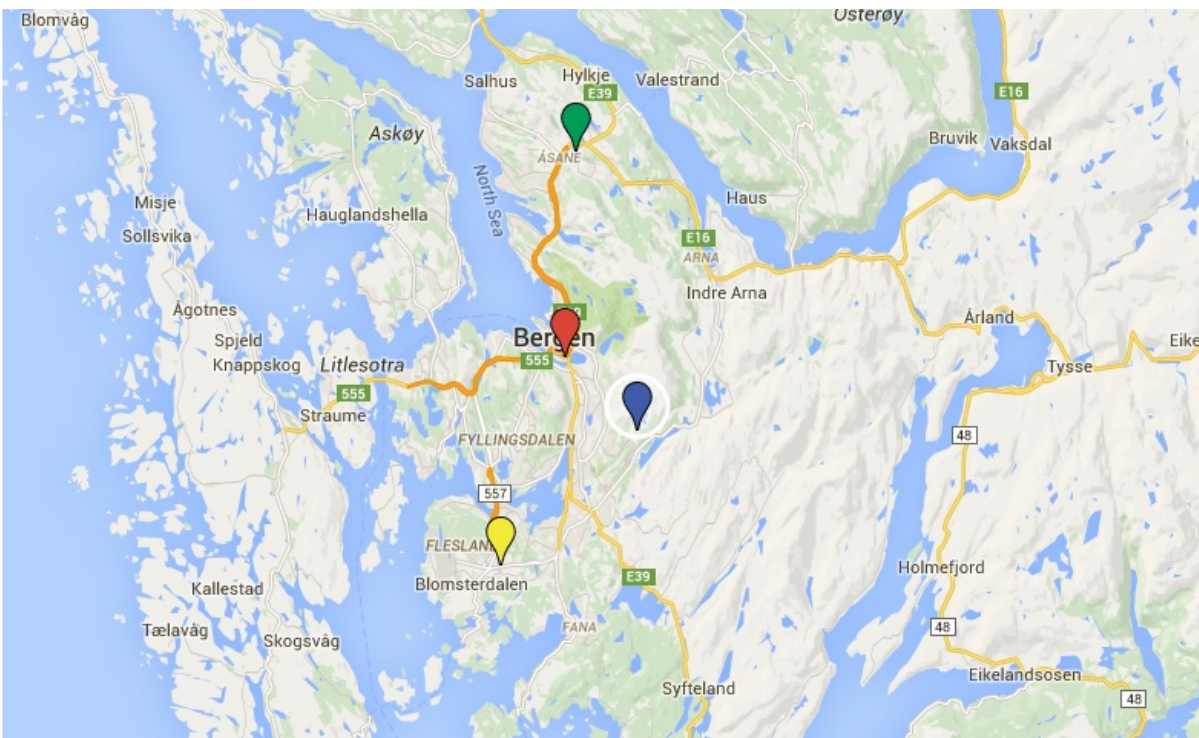
### 4.1 Målestasjoner

Målestasjonene til Bergen Kommune er lokalisert på Florida, Sandsli, i Åsane og i Sædalen.

Oversikt over stasjoner med driftsperiode er gitt i tabell 4.1. Figur 4.1 viser posisjon til de fire målestasjonene. I driftsperiodene har stasjonene vært ute av drift eller gitt verdier som har blitt fjernet under kvalitetskontrolleringen av dataene. Dette fører til en del manglende data i tidsperiodene. Detaljert oversikt over manglende data finnes i vedlegg A.

Lokasjon	Høyde(m.o.h)	Periode(fra - til)
Florida (50539)	12	2004 - 2015
Åsane (50810)	95	2003 - 2015
Sædalen (50503)	200	2004 - 2015
Sandsli (50480)	40	1982 - 2015
Stensvik	40	2007 - 2010

Tabell 4.1: Oversikt over målestasjoner med stasjonsnummer, høyde over havet og driftsperiode.



Figur 4.1: Kart med avmerket posisjon til målestasjonene Sandsli (gul), Florida (rød), Åsane (grønn) og Sædalen (blå).

Jeg hadde i utgangspunktet tenkt at om et år hadde mer enn 25% manglende data ville jeg ikke bruke dette året i beregningene. Med stor andel manglende data risikerer en ikke å få med de mest kraftigste nedbørshendelsene i datagrunnlaget fordi de kan ha hendt i perioder når målestasjonen har vært nede. Denne antagelsen gjorde at jeg i utgangspunktet måtte utelukke store deler av tidsserien fra Sandsli. Jeg måtte da finne data andre steder for å fylle ut tidsserien. Fra Roar Inge Hansen fikk jeg årlige maksverdier beregnet fra samme datagrunnlag for årene 1982 – 2005. Dette hadde han brukt i arbeidet sitt omtalt i kapittel 2.5. Jeg gjorde en sammenligning av Roar Inge sine maksverdier med mine egne og fant ut at disse stemte godt overens. Jeg valgte derfor å bruke maksverdiene selv om noen av årene manglet mer en 25 % av dataene, men risikerer da som nevnt at noen episoder med mye nedbør ikke blir tatt med i beregningene. I perioden 2007 – 2010 er det nesten ingen data tilgjengelige fra Sandsli. For denne perioden fikk jeg data fra Roar Inge Hansen sin private stasjon på Seinsvik som ligger ca. 2 km fra Sandsli i nordøstlig retning.

For stasjonene Florida, Åsane og Sædalen er situasjonen litt det samme. Noen av årene mangler mer enn 25 % data, men jeg har likevel valgt å bruke alle årene med målinger for å beregne returverdier.

Jeg konkluderte med at jeg ikke kunne bruke GPD som metode for returverdiberegningene, selv om dette i utgangspunktet var tanken. Dette krever kontinuerlige data gjennom hele året siden man skal velge ut data over en gitt terskelverdi, noe som ikke er mulig med kun en maksverdi per år tilgjengelig for flere av årene.

For å måle korttidsnedbør eller nedbørintensitet med veldig kort varighet, bruker en spesielle nedbørmålere som heter pluviometre. I Norge brukes det både vippe-pluviometre basert på vippeskåler eller vekt-pluviometre som måler vekt av akkumulert nedbør. Tidsoppløsning på Bergen Kommune sine data er 1 og 10 minutter. For alle dataene jeg har brukt er tidsoppløsningen 1 minutt.

Nedbørmåleren på Sandsli (4.1 gul) ble etablert i 1982. Måleren er en Lambrecht vippepluviograf som måler 0,1 mm per vipp. Stasjonen har også en Plumatic- måler, som har 0.2 mm oppløsning. Dataene fra tidsserien er kombinert av målinger fra begge typene. Målestasjonen i Sædalen (4.1 blå) ble etablert i november 2004. Måleren er en Lambrecht vippepluviograf som måler 0.1 millimeter per vipp. På Florida (4.1 rød) ble målestasjonen etablert i desember 1988. Det er her benyttet både dråpeteller og Tip & Bucket måler. Datakvaliteten fra denne stasjonen er varierende. Siste halvdel av 1990- tallet og frem til 2002/2003 er dataene vurdert til å være ubrukelige. Det ble i desember 2002 montert ny datalogger. Denne var ikke fullt operativ før i juni 2003. Etablering av målestasjonen i Åsane (4.1 grønn) skjedde i desember 2002. Måleren er en Lambrecht- nedbørmåler som måler 0,1 mm per vipp. For å fylle ut år med mye manglende data i perioden 2007 - 2010 på Sandsli fikk jeg som nevnt data fra Roar Inge Hansen sin private målestasjon på Steinsvik. Stasjonen var frem til desember 2010 av typen Oregon som måler vind, fuktighet, nedbør og mer. Opprinnelig hadde måleren en oppløsning på 1 millimeter. Det vil si en oppløsning på 1 millimeter per vipp. I 2009 ble overflaten på måleren økt slik at hvert vipp var på 0,25 millimeter. Denne måleren viste seg ikke å være særlig pålitelig. Vind og nedbørmålinger falt ofte bort, spesielt i dårlig vær. Roar Inge har kvalitetssikret dataene etter beste evne slik at de viser så korrekt 10 minutters nedbør som det lot seg gjøre. I midten av desember

2010 ble stasjonen erstattet av en Davis – måler. Denne har vist seg å være mer pålitelig og har i tillegg bedre kvalitet på dataene med 0,2 millimeter oppløsning på nedbøren.

## 4.2 Kvalitetssikring av nedbørsdata

Når jeg mottok dataene fra Bergen Kommune var de ubehandlet og krevde bearbeiding og kvalitetssikring før jeg brukte de videre i arbeidet mitt. For å gjøre dette fikk jeg hjelp av Meteorologisk Institutt. Før Meteorologisk Institutt kunne starte prosessen med kontrollering av data måtte jeg endre på formatet på dataene. I tillegg skulle alle tørre minutter fjernes med unntak av første minuttverdi i timen. Altså, timer som ikke har data-rader betyr «ingen måling tilgjengelig». I utgangspunktet hadde dataene flere forskjellige format fra ulike tidsperioder og stasjoner. Dette kommer av at ulike metoder er brukt for å måle nedbøren eller at dataene er lagret på forskjellige måter. I de tidligste tidsperiodene for Florida er antall vipp målt, mens man i nyere tid på alle stasjonene har målt antall millimeter nedbør. Det var også mye feil i originaloppsettet til seriene spesielt i form av manglende kolonner, noe som gjorde det nødvendig for meg å gå gjennom store deler av seriene manuelt.

MET fikk problemer med kvalitetssikringen fordi det var nytt for dem ikke å motta sanntidsdata, men historiske data. På grunn av dette tok forarbeidet med dataene veldig mye mer av tiden jeg hadde tilgjengelig enn planlagt. Da jeg etter hvert følte tiden ikke kom til å strekke til bestemte jeg meg for selv å gjøre en manuell sjekk av dataene. Jeg hadde da alt vært gjennom alle dataene en gang i forbindelse med formatendring og oversending av dataene til MET. Under dette arbeidet hadde jeg merket meg verdier jeg anså som mistenkelige. Siden mitt arbeid i hovedsak går ut på å se på ekstreme (høye) verdier vurderte jeg det som viktigst å fjerne feil i høye målinger. På møte med MET sommeren 2015 lærte jeg noen enkle punkter som var en del av kvalitetssikringen. Blant disse var å fjerne målte verdier som var høyere enn 5 millimeter per minutt. Jeg fikk senere (mars 2016) tilsendt oversikt fra MET hvor Lars Grinde hadde gjort en visuell sjekk av alle data bortsett fra målinger på Florida før 2003. Han hadde da laget en oversikt over data som kom til å bli fjernet fra seriene. Dette var hovedsakelig data fra vedlikeholdsperioder på stasjonene. Vedlikehold er hendelser der en tar et kjent volum og tester om pluviografen virker som det skal.

Verdiene er lett å oppdage fordi de er mye større enn en normal nedbørsmåling. Også andre verdier som ble vurdert som feil har jeg tatt hensyn til og fjernet fra tidsseriene. Sommeren 2015 fikk jeg gjennom min sommerjobb hos Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune reise til Oslo og besøke MET. Den følgende informasjonen om kvalitetskontroll kommer fra dette møtet, samt [31] og [32].

Etter den visuelle gjennomgangen var planen å kjøre kvalitetskontrollene QC1, QC2 og deretter HQC. Disse tre kontrollene er kontroll i sanntid, kontroll etter sanntid (i ettertid) og manuell kvalitetskontroll. QC1 er en automatisk sjekk av sanntidsdata. Fordi informasjon fra andre nærliggende stasjoner ikke nødvendigvis er tilgjengelig i sanntid er det ikke mulig å bruke interpoleringsmetoder. Metodene for kontrollering i QC1 er hovedsakelig basert på følgende metoder:

- Sjekk av størrelse på verdier basert på statistiske grenser
- Sjekk av endringer i parameter-verdier
- Sjekke manglende verdier
- Sammenligne observerte og forventede verdier

På dette nivået flagger en verdier som er mistenkelige eller nødvendigvis må være feil for å hindre bruk av feile data og for å advare brukeren. Norgesrekorden for nedbør per minutt er på 4,3 millimeter. Grenseverdiene for målestasjoner er: Lavest: 0,0 mm Høy: 4.3 mm Høyest 5.0 mm Alle minuttverdier over 5.0 millimeter blir altså fjernet.

QC2 er en automatisk sjekk etter sanntid. Observasjoner fra nærliggende stasjoner er nå tilgjengelig. Dette gjør det mulig med analyser av dataene gjennom flere metoder, blant annet interpolering. Omfattende flagging blir gjort. Det er også mulig å beregne eller interpolere verdier for å kompensere for manglende data.

Ulike kontroller som blir gjort i QC2 med prioritet 1-5 er:

- Prioritet 1: Grenseverdikontroll for aggregerte minuttverdier i tidsintervallene: 2-3-4-10-15-20-30-45-60-90-180-360-720-1440 minutter. Grenseverdiene kan være basert på tidligere målinger på den aktuelle stasjonen, eller målinger fra en referansestasjon.
- Prioritet 2: Sjekk av enkeltstående høye minuttverdier. For Plumatic-måler vil dette si må-

linger over 0.2 mm/min, mens for Lambrecht er det målinger over 0.1 mm/min. Det er «ufysikalsk» å få single minuttverdier høyere enn 0,1 eller 0,2 for henholdsvis Lambrecht og Plumatic.

- Prioritet 3: Sjekk høye startminuttverdier Hvis et tørt minutt er fulgt av en høy minuttverdi skal den høye verdien automatisk forkastes. For Lambrecht regnes verdier over 0,3 mm som høye, mens grenseverdien for Plumatic-måler er 0,6 mm.
- Prioritet 4: Sjekk normalt forløp i en byggesituasjon Det er normalt ikke tørre minuttverdier hvis verdiene før og etter er høyere enn 1.
- Prioritet 5: Sjekk om blanding regn og avsmelting av snø. Dette er noe som bør kunne fanges opp av max-verdier i minuttintervallene 2-1440 min. Det er også en mulighet å advare mot snø via værkoder eller værtegn fra nabostasjoner og/eller ved minusgrader. Stasjoner uten oppvarming må ha en slik sjekk mot temperatur, hvor målinger som er gjort når temperaturen er under en viss terskelverdi forkastes. For stasjoner med oppvarming vil en forsøke å beholde måledata også i kuldegrader.

HCQ er siste fase i prosedyren med kvalitetssikring. Hensikten med HCQ er å undersøke mistenkelige verdier og ved flagging lage en oversikt over feile, mistenkelige og rettede verdier.

# Kapittel 5

## Resultater

I dette kapitlet vil jeg presentere resultatene. Kapittel 5.1 gir en oversikt over en del sammenligninger jeg har gjort mellom stasjonene. Jeg har blant annet sett på nedbørsforskjeller for årlig nedbør og forskjeller mellom årstider. Resultater fra Mann-Kendall trend testen kommer i kapittel 5.2. Kapittel 5.3 gir en oversikt over returverdiestimatene mens usikkerhetsestimatene presenteres i kapittel 5.4. I kapittel 5.5 blir modellkvaliteten vurdert. Til slutt, i kapittel 5.6, kommer en oversikt over de produserte IVF-kurvene.

### 5.1 Sammenligning av målestasjonene

For å finne ut mer om nedbørvariasjonene i Bergen har jeg gjort noen sammenligninger av stasjonene. Sandsli har blitt utelatt på grunn av store mangler i den aktuelle observasjonsperioden. På grunn av manglende kontinuitet i tidsseriene kan ikke alle årene bli tatt med i beregningen. Jeg har tatt tolvårsperioden fra 2004 til og med 2015 som utgangspunkt. Med en relativt kort måleperiode som utgangspunkt og brudd i tidsserien som kommer i tillegg er det vanskelig å si noe sikkert om variasjoner og likheter mellom stasjoner. Jeg har likevel prøvd å finne noen mønster for dataene jeg hadde tilgjengelig.



### 5.1.1 Årlige nedbørsvariasjoner

Tidligere arbeid har vist at det er store variasjoner i nedbørsmengder over korte avstander i Bergen. Dette er viktig å vite mer om fordi en på grunn av variasjonene må ta ulike hensyn for ulike steder når det kommer til dimensjonering. For å se om det er noen forskjeller har jeg først sammenlignet total årlig nedbør på stasjonene.

Total årsnedbør	Florida	Åsane	Sædalen
<b>2004</b>	2350,2	1939,0	-
<b>2005</b>	2950,6	2317,6	3326,4
<b>2006</b>	2480,6	2098,8	2706,4
<b>2007</b>	2557,4	1935,6	3217,5
<b>2008</b>	2013,3	1992,4	2609,3
<b>2009</b>	2190,2	1864,1	1435,9
<b>2010</b>	1595,6	1579,8	-
<b>2011</b>	2584,2	2395,3	-
<b>2012</b>	2794,0	2264,9	2848,9
<b>2013</b>	2927,9	2448,2	-
<b>2014</b>	2595,6	2387,4	-
<b>2015</b>	3271,2	2775,1	-

Tabell 5.1: Total årlig nedbør for årene 2004 - 2015 på målestasjonene Florida, Åsane og Sædalen

Tabell 5.1 viser total årlig nedbør på Florida, i Åsane og i Sædalen. Mangel på data gjør det vanskelig å si noe sikkert om hvordan årsnedbøren varierer fra sted til sted siden disse verdiene ikke nødvendigvis er representativ for andre perioder. Spesielt Sædalen har flere år i perioden 2004 - 2015 som mangler mye data og derfor ikke er tatt med. Dette kommer av brudd i dataseriene på grunn av at stasjonen har vært nede. Noen mangler kommer også av at data har blitt fjernet i forbindelse med kvalitetskontrollen. Det er også viktig å nevne at år 2009 i Sædalen hadde akkurat 75% målinger. Dette året mangler altså 25% av nedbørsdataene og gjør at verdien mest sannsynlig er lavere enn den egentlige årsverdien.

De tilgjengelige observasjonene fra de ulike stasjonene gir gjennomsnittlig nedbør på 2695,0

millimeter på Florida, 2187,5 millimeter i Åsane og 2941,7 millimeter i Sædalen. I år 2005 ble det målt 3326,4 millimeter nedbør i Sædalen. Dette er over 200 millimeter mer enn den tidligere omtalte nedbørsrekorden målt av MET på deres målestasjon på Florida i år 2015.

For å sammenligne årlig nedbør på stasjonene har jeg plukket ut årene som har årlige maksverdier tilgjengelig på alle tre stasjoner. Disse årene er 2005 - 2009 og år 2012. Tallene fra disse seks årene gir et gjennomsnitt på 2497,7 millimeter på Florida, 2078,9 millimeter i Åsane og 2690,7 millimeter i Sædalen. Det er altså Sædalen som har høyest årlig gjennomsnittsnedbør. Nesten 200 millimeter bak kommer Florida. Åsane har gjennomsnittlig minst nedbør og ligger i overkant av 600 millimeter og 400 millimeter bak henholdsvis Sædalen og Florida.

Den høyeste årlige nedbøren målt på Florida er 3271,2 millimeter i 2015 noe som stemmer godt overens med den nevnte nedbørsrekorden målt av MET. Den høyeste verdien i Åsane er også målt i år 2015. I Sædalen ble det målt mest nedbør i år 2005 med 3326,4 millimeter. År 2005 er året hvor orkanen Kristin førte til store nedbørsmengder og ulykken på Hatlestad terrasse nevnt i kapittel 1. År 2015 hadde dataserien fra Sædalen store mangler. Det er altså uvisst om det regnet mer i år 2015 enn det nevnte rekordåret 2005 i Sædalen.

### 5.1.2 Variasjoner mellom årstider

For å finne ut hvilken årstid det regner mest har jeg sett på hvordan nedbøren fordeler seg mellom vinter, vår, sommer og høst. Jeg har også gjort en sammenligning av årstidene mellom stasjonene. Jeg har definert årstidene som:

- **Vinter:** desember, januar, februar
- **Vår:** mars, april, mai
- **Sommer:** juni, juli, august
- **Høst:** september, oktober, november.

Tabell [5.2](#), [5.3](#), [5.4](#) og [5.5](#) viser de 3 høyeste målingene med årstall for de ulike årstidene på Florida, i Åsane og i Sædalen.

Jeg har bare sett på de årene som har tilgjengelige målinger for den aktuelle årstiden på alle de tre stasjonene. For vinteren er dette år 2005-2008, år 2009 og 2012.

VINTER	Florida	Åsane	Sædalen
<b>1</b>	1082,0 (2005)	831,0(2005)	1245,7(2005)
<b>2</b>	1000,2 (2007)	813,7 (2007)	1117,2 (2007)
<b>3</b>	937,5 (2012)	736,4 (2012)	875,3 (2008)

Tabell 5.2: De tre høyeste målingene for vinteren på Florida, i Åsane og i Sædalen for åsane 2005-2007, 2009 og 2012. Årstall for målingene er vist i parantes.

For våren er de årene med tilgjengelige målinger på alle stasjonene 2005, 2006, 2007, 2009, 2012, 2013 og 2014.

VÅR	Florida	Åsane	Sædalen
<b>1</b>	594,6 (2007)	509,8(2014)	564,1 (2014)
<b>2</b>	561,9 (2014)	439,4 (2007)	560,8 (2012)
<b>3</b>	512,1 (2012)	423,5 (2011)	491,9 (2005)

Tabell 5.3: De tre høyeste målingene i perioden 2005 - 2007, 2009, 2012 - 2014 for våren på Florida, i Åsane og i Sædalen. Årstall for målingene er vist i parantes.

Årene som hadde tilgjengelige målinger for sommeren på alle stasjoner var 2005, 2006, 2008 og 2010 - 2013.

SOMMER	Florida	Åsane	Sædalen
<b>1</b>	513,7 (2011)	585,0(2013)	594,2 (2013)
<b>2</b>	501,4 (2010)	460,7 (2008)	584,8 (2005)
<b>3</b>	476,6 (2005)	460,0 (2014)	535,4 (2011)

Tabell 5.4: De tre høyeste målingene for sommeren på Florida, i Åsane og i Sædalen for årene 2005, 2006, 2008 og 2010 - 2013. Årstall for målingene er vist i parantes.

For høsten var årene 2005 - 2008, 2010 og 2012 tilgjengelig med målinger på alle de tre stasjonene.

HØST	Florida	Åsane	Sædalen
<b>1</b>	1242,2 (2005)	1001,6 (2005)	1404,0 (2012)
<b>2</b>	1123,0 (2012)	881,0 (2012)	1336,0 (2005)
<b>3</b>	987,8 (2006)	846,2 (2006)	1074,6 (2006)

Tabell 5.5: De tre høyeste målingene for høsten på Florida, i Åsane og i Sædalen for årene 2005 - 2008, 2010 og 2012. Årstall for målingene er vist i parantes.

På Florida er den klare tendensen at det faller mest nedbør om høsten. Dette gjelder samtlige tilgjengelige år fra 2004 til 2015, bortsett fra år 2007 når det kom 57 millimeter mer nedbør på vinteren. Vinteren peker seg ut som en ganske klar toer mens det mellom sommeren og våren er ganske lite forskjell, men litt mer nedbør gjennomsnittlig på våren.

Også i Åsane peker høsten med 717,23 millimeter. seg ut som årstiden med klart mest nedbør Som på Florida følger vinteren som en god nummer to mens sommeren slår våren når en ser på gjennomsnittlig nedbør for de ulike årstidene. Gjennomsnittsverdiene for vinter, sommer og vår er 570 millimeter, 402,6 millimeter og 374,2 millimeter (tabell 5.6).

I Sædalen regner det som på de andre målestasjonene mest på høsten. Her faller det gjennomsnittlig 1068 millimeter i løpet av september, oktober og november. Vinteren følger opp med 788,3 millimeter. Om sommeren kommer det gjennomsnittlig 564,4 millimeter mens våren er den tørreste årstiden med gjennomsnittlig 473 millimeter.

Det er også verdt å merke seg at om vinteren og høsten er årene for de tre høyeste observasjonene de samme. Om sommeren og våren er det større variasjon i hvilke år som har de tre høyeste målingene på stasjonene. Fra de tilgjengelige årstidene med mer enn 75% tilgjengelige verdier på alle de tre målestasjonene i perioden 2004 - 2015 er gjennomsnittlig nedbør for de ulike årstidene beregnet. Sammenligning av gjennomsnittsnedbør mellom de ulike målepunktene viser at det er i Sædalen det regner mest om vinteren, høsten og sommeren. Om våren har det i måleperioden falt gjennomsnittlig mest nedbør på Florida, men bare drøye 10 millimeter mer enn i Sædalen. Åsane kommer ut med minst nedbør for alle de fire årstidene (tabell 5.6).

Oppsummert er høsten årstiden med mest nedbør på alle de tre målestasjonene. Etter høsten følger vinteren. På Florida regner det mer om våren enn om sommeren, mens det i Åsane og

	Florida	Åsane	Sædalen
<b>Vår</b>	737,4	572,7	788,3
<b>Vinter</b>	488,1	374,2	473,0
<b>Sommer</b>	453,6	772,9	564,4
<b>Høst</b>	923,2	772,9	1067,9

Tabell 5.6: Gjennomsnittsnedbør (mm) for de fire årstidene i måleperioden 2004 – 2015 på Florida, i Åsane og i Sædalen.

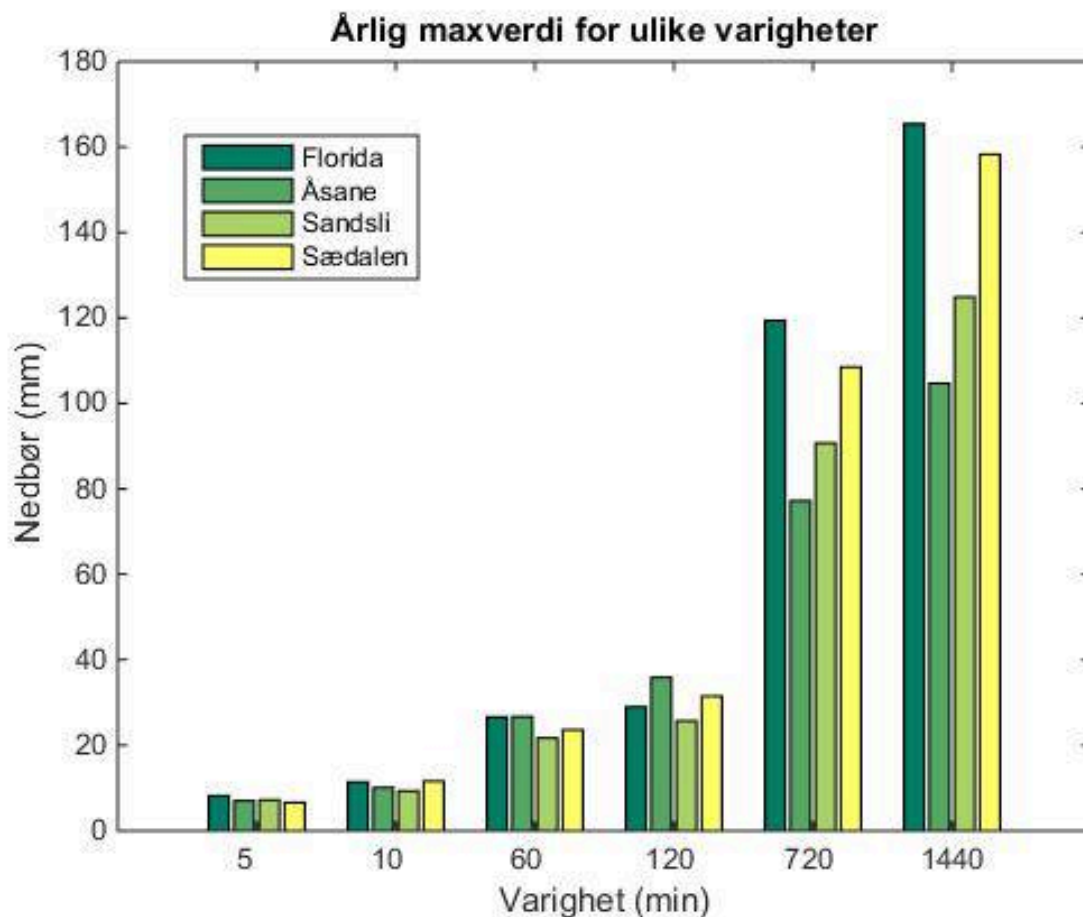
Sædalen er motsatt. Det er mert nedbør i Sædalen om høsten, vinteren og sommeren. Om våren ligger Florida noe høyere enn de to andre målestasjonene. Åsane har minst nedbør gjennom hele året.

### 5.1.3 Største observerte målinger med ulik varighet

På de fire målestasjonene Florida, Sædalen, Åsane og Sandsli har jeg sett på variasjonen i de observerte årlige maksverdiene og om målestasjonen med høyest nedbørsverdier for de korte varighetene også har høyest verdier for lengre varigheter. Jeg lurer også på om størrelsen på maksverdiene har en direkte sammenheng med total mengde nedbør på målestasjonene. Hvis dette er tilfellet vil Sædalen ha høyere maksverdier enn de andre stasjonene. Jeg har her brukt verdiene som var grunnlaget for de videre beregningene av returverdier. Altså har jeg ikke tatt noe hensyn til om årene har høyere andel manglende verdier enn 25%. Årene som har blitt undersøkt er år 2004 - 2015 for Florida, Åsane og Sædalen og år 2004-2014 for Sandsli. Grunnen til at Sandsli stopper i år 2014 er at det ikke er noen tilgjengelige målinger fra år 2015.

Jeg har valgt ut seks varigheter for nedbør for å presentere noe av resultatet. Dette er vist på figur [5.1](#).

Gjennomsnittsverdiene for observerte årlige maksverdier for varighetene 5 minutter, 10 minutter, 1 time, 2 timer, 12 timer og 24 timer for perioden 2004 - 2015 (2004 - 2014 på Sandsli) viser at Florida har høyest gjennomsnittsverdier for alle varighetene. Sædalen kommer som nummer to for alle varigheter bortsett fra 10 minutter og 1 time, hvor Sandsli har like mye for 10 minutter og



Figur 5.1: Oversikt over største observerte nedbørsepisoder med utvalgte varigheter for Florida, Åsane, Sandsli og Sædalen i perioden 2004 - 2015.

0,5 millimeter mer nedbør for 1 time. Sandsli har gjennomsnittlig 3. mest nedbør for 5 minutter, 2 timer og 24 timer og minst nedør for varighet 12 timer. Åsane kommer ut som stasjonen med gjennomsnittlig minst nedbør for alle varigheter bortsett fra 12 timer hvor det gjennomsnittlig er 0,7 millimeter mer enn på Sandsli.

Figur 5.1 med oversikt over årlig maksverdier for varighetene 5 minutter, 10 minutter, 1 time, 2 timer 12 timer og 24 timer viser at forskjellen mellom nedbørsverdiene for stasjonene øker med økende varighet. For de to korteste varighetene (5 og 10 minutter) er det liten variasjon mellom stasjonene. Størst forskjell er 1,6 millimeter mellom Florida og Sædalen for 5 minutter og 2,3 millimeter mellom Sædalen og Sandsli for 10 minutter. For de to lengste varighetene er forskjellen større. Størst forskjell for varighet 12 timer og 24 timer er 42,2 millimeter og 60,7

millimeter mellom Florida og Åsane.

Oversikt over de tre største nedbørshendelser observert for ulike varigheter på de fire stasjonene i tabell 5.7 støtter opp om disse observasjonene. Også her er forskjellen mellom størrelsene på observasjonene størst for de lengste varighetene, mens forskjellen for de korteste varighetene er mindre. Det er også her Florida som har de høyeste observasjonene for de lengste varighetene fulgt av Sædalen, Sandsli og Florida. Dette gir en indikasjon på at observasjonene gjort av figur 5.1 mest sannsynlig ikke skyldes en tilfeldig episode, men at dette kan være en mer generell trend.

Resultatene fra sammenligning av årlig nedbør og nedbør på forskjellige årstider viste at Sædalen hadde mest nedbør etterfulgt av Florida og Åsane. Når bare de årlige maksverdiene blir undersøkt viser dette en litt annen trend. Spesielt for de lengre varighetene har Florida høyere observerte nedbørsverdier enn Sædalen. Dette viser at det ikke nødvendigvis trenger være det stedet med høyest totalnedbør på et år som opplever de mest ekstreme hendelsene for korte varigheter. Det kan være tilfellet at Sædalen jevnt over har mer nedbør, men at nedbøren på Florida likevel kan oppleve nedbør med høyere intensitet for varigheter som 12 - 24 timer.

#### **5.1.4 Tidspunkt for årlige maksverdier med ulike varigheter**

For å se om det er noen datoer som går igjen som observasjonsdato for de korte varighetene, mens andre datoer går igjen for de lengre varighetene har jeg sett på dato for de observerte maksverdiene. Jeg har også prøvd å koble noen kjente episoder med ekstremnedbør opp mot de observerte maksverdiene for å se om episodene er skapt av nedbør med lang eller kort varighet. Jeg har valgt å se på varighetene 5 minutter, 10 minutter, 1 time, 2 timer, 12 timer og 24 timer. Tabell 5.7 viser oversikt over de tre største observerte målinger med dato og starttidspunkt for Florida, Åsane, Sandsli og Sædalen med varigheter 5 minutter, 10 minutter, 1 time, 2 timer, 12 timer og 24 timer.

I Sædalen er 02.08.2013 en gjenganger for de korteste varighetene. For 1 og 2 timer er det 22.08.2012 og 24.08.2012 som går igjen. Flere av datoene og de tilhørende starttidspunktene for de største nedbørshendelse med kort varighet er observert på sommeren/tidlig høst på ettermiddagen.

Sædalen		Florida		Åsane		Sandgli	
Nedbør	Startdato	Nedbør	Startdato	Nedbør	Startdato	Nedbør	Startdato
<b>5 minutter</b>							
6,6	02.08.2013	8,2	02.08.2014	7,0	02.08.2014	7,2	02.08.2014
5,7	05.10.2006	6,8	19.08.2014	6,4	19.08.2014	6,8	02.08.2014
5,6	31.08.2013	6,4	31.08.2014	5,6	30.07.2008	6,3	14.09.2012
<b>10 minutter</b>							
11,6	30.04.2014	11,4	20.09.2007	10,1	02.08.2014	9,3	02.08.2014
9,0	02.08.2013	10,8	23.06.2013	8,4	16.09.2015	8,7	02.08.2014
8,4	05.10.2006	10,0	19.08.2004	8,3	25.08.2012	7,9	22.08.2012
<b>1 time</b>							
23,6	22.08.2012	26,6	31.10.2007	26,7	25.08.2012	21,7	22.08.2012
22,7	24.08.2005	25,2	30.04.2014	21,7	30.07.2008	18,4	27.02.2012
20,1	06.08.2013	22,0	17.07.2004	17,1	26.12.2013	17,1	24.08.2005
<b>2 timer</b>							
31,5	22.08.2012	29,0	31.10.2007	35,9	25.08.2012	25,7	15.08.2007
30,1	31.10.2007	28,8	15.11.2013	28,3	31.10.2007	26,5	22.08.2012
29,8	24.08.2005	28,6	13.09.2005	28,2	30.07.2008	25,2	27.02.2012
<b>12 timer</b>							
108,5	13.09.2005	119,4	13.09.2005	77,2	13.09.2005	90,7	13.09.2005
95,7	13.11.2005	95,2	13.11.2005	71,5	13.11.2005	67,2	13.11.2005
72,7	04.12.2004	77,2	26.11.2015	64,7	15.11.2013	56,6	22.10.2013
<b>24 timer</b>							
158,3	13.09.2005	165,4	13.09.2005	104,7	13.09.2005	124,9	13.09.2005
135,3	13.11.2005	134,3	13.11.2005	91,2	13.11.2005	79,1	13.11.2005
102,7	04.12.2004	103,6	19.11.2009	81,8	17.02.2015	70,6	22.10.2013

Tabell 5.7: Oversikt over tre største nedbørshendelser (mm) med startdato for varigheter 5 minutter, 10 minutter, 1 time, 2 timer, 12 timer og 24 timer i Sædalen, på Florida, i Åsane og på Sandgli.



Noe av dette kan være resultat av kraftige ettermiddagsbyger med relativt kort varighet som kan være et vanlig fenomen om sommeren. Disse oppstår når solen varmer opp bakken og luftlaget nær bakken. Dette luftlaget vil så stige til værs og det blir dannet små cumulus eller haugskyer. Skyene vokser videre og kan utvikle seg til cumulonimbus-skyer som kan gi nedbør, regn, hagl og torden. Disse skyene er på sitt største når bakketemperaturen er høyest, altså om ettermiddagen. Utover ettermiddagen når temperaturmaksimum er nådd vil bakken avkjøles og himmelen klarne opp [33].

For lengre varigheter har det kommet store nedbørsmengder 13.09.2005. I Sædalen ble det målt 158,3 millimeter på 24 timer. Det ble denne dagen sendt ut varsel om ekstremvær på Vestlandet. Varselet gjaldt kun ekstreme mengder nedbør og uværet fikk navnet Kristin og ble omtalt i kapittel 1. Også et annet ekstremvær kan kobles opp mot de observerte datoene. Dette er ekstremværet Loke som rammet Norge og Sverige 14 - 15 november 2005. Resultatet var først og fremst store nedbørsmengder og i Bergen omkom et menneske i et jordras.

På Florida er det også datoer som sammenfaller med ekstremværene Loke og Kristin som har de største verdiene for de lengste varighetene. På 24 timer ble det målt 165,4 millimeter 13. september og 134,3 millimeter 13. november.

I Åsane og på Florida er det største observerte verdiene for korte varigheter målt 02.08.2014. For 1-2 timer er de høyeste målingene i Åsane gjort 25.08.2012.

Også i Åsane er det datoene for ekstremværene Kristin og Loke som har de største målingene for 12 og 24 timer. Målingene som er gjort her er 104,7 millimeter 13.09.2005 og 91,2 millimeter 13.11.2005 på 24 timer.

På Sandsli er også de fleste av de største observasjonene for nedbør med kort varighet gjort på sensommeren og tidlig på høsten. For de lengste varighetene er det som på de andre stasjonene episodene med ekstremværene Kristin og Loke som har gitt mest nedbør.

Lars Grinde fra MET meldte om at det 2. august 2014 var voldsomt tordenvær i Bergen som kan ha ført til Norgesrekord for nedbør med varighet 1 minutt. Rekorden er ennå ubekreftet fordi en må være sikker på at det ikke har vært hagl i nedbøren. En må være sikker på dette fordi hvis det er hagl i nedbøren kan dette føre til feil i målinger.

Det kommer frem av disse observasjonene at de høyeste målinger for korte og lengre varigheter er observert på forskjellige tider av året. Mest nedbør med kort varighet er oftest observert på sommeren uten at det har vært episoder med meldinger om ekstremvær. De største observasjoner for nedbør med lengre varighet er observert seinere på året og kan i større grad kobles opp mot kjente episoder med ekstrem nedbør. Mye nedbør med kort varighet er gjerne av en mer lokal karakter enn nedbør som gir de høyeste verdiene for lengre nedbørsvarighet. Dette fører til at datoer og tidspunkt for største målinger av nedbør med kort varighet vil variere mer fra stasjon til stasjon. Ekstremværene som gir de største målingene for nedbør med lengre varighet er større værsystemer som alle observasjonsstedene blir tuffet av, derfor er det mindre variasjon i observasjonsdatoene for nedbør med lengre varighet.

## 5.2 Mann - Kendall trend test

Som forklart i kapittel 3.2.6 må testobservatoren  $Z$  gitt i ligning 3.15 være større enn 1,96 for en økende trend og mindre enn -1,96 for en synkende trend. Tabell 5.8 viser en oversikt over  $Z$ -verdiene for de ulike varighetene på de fire stasjonene.

Resultatene fra Mann-Kendall testen (tabell 5.8) viser at ingen av tilfellene gir en signifikant økende trend for signifikansnivå 0,05. For de tre lengste varighetene i Sædalen er det derimot en signifikant synkende trend. Sandsli ligger for de fleste varighetene ganske tett opp til grensen for forkasting av nullhypotesen om at dataene ikke har en trend. Også Åsane har  $z$ -verdier nær grensen for forkasting av nullhypotesen for varigheter fra 2 minutter til 6 timer. For Florida og Sædalen er resultatene mer varierende med flere tilfeller av negative  $z$ -verdier.

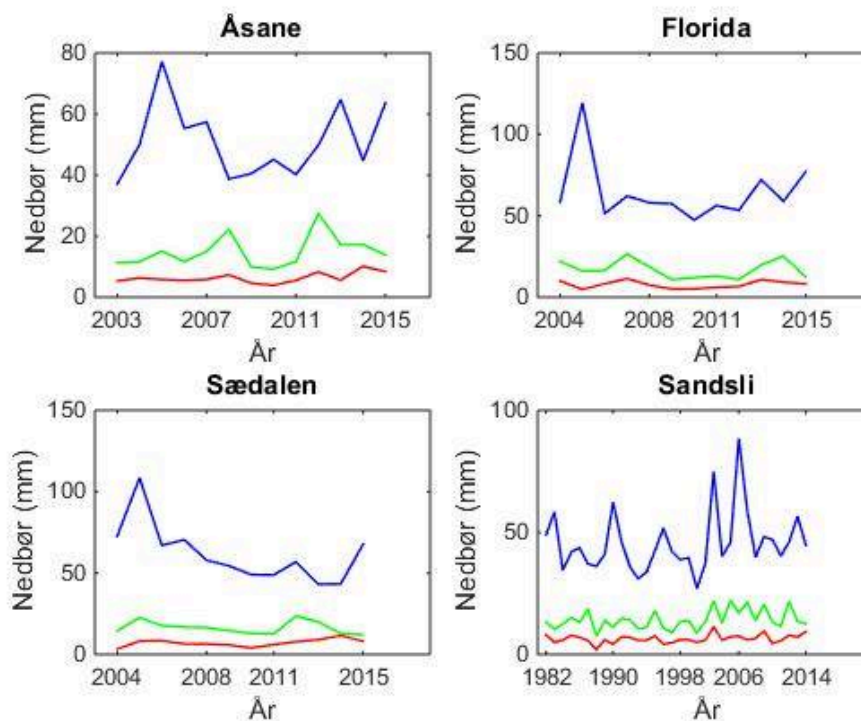
At det ikke blir observert en signifikant trend i dataene kan ha flere årsaker. Det kan ha sammenheng med lengden på dataseriene. For Florida, Åsane og Sædalen er det bare tolv år og 13 år med data. Med så korte dataserier tilgjengelig vil de naturlige variasjonene ha mer å si enn effekter av global oppvarming. At det ikke blir oppdaget en trend trenger ikke bety at disse områdene ikke er utsatt for påvirkning av klimaendringer i fremtiden. Dataserien fra Sandsli strekker seg over en periode på 32 år og viser mer stabile resultater nær grensen for forkasting av nullhypotesen i Mann-Kendall testen. Dette bekrefter tanken om at lengden på observasjonene og forholdet

	Åsane	Florida	Sædalen	Sandsli
<b>2 min</b>	1,46	0,48	0,62	1,83
<b>5 min</b>	1,48	0	0,55	1,48
<b>10 min</b>	1,28	0,34	1,17	1,28
<b>30 min</b>	1,53	0,21	0,89	1,78
<b>1 time</b>	1,16	-0,07	-1,58	1,22
<b>2 timer</b>	1,22	-0,75	1,30	1,38
<b>3 timer</b>	1,46	-0,34	-1,58	1,88
<b>6 timer</b>	1,89	0	-1,30	0,68
<b>12 timer</b>	0,54	0,07	-2,54	1,18
<b>24 timer</b>	0,06	-0,07	-2,40	1,33
<b>48 timer</b>	0	0,62	-1,99	1,12

Tabell 5.8: Z verdier fra Mann-Kendall trend testen for Åsane, Florida, Sædalen og Sandsli for varigheter 2 minutter til 48 timer.

mellom naturlige variasjoner og klimaendringer spiller inn på resultatene.

Figur 5.2 viser de årlige maksverdiene varierer gjennom observasjonsperioden på de fire stasjonene på for varigheter 10 minutter, 1 time og 12 timer. Om et annet signifikansnivå hadde blitt valgt, for eksempel  $\alpha = 0,1$  ville grensen for forkastning av nullhypotesen vært  $Z_{\alpha/2} = 1,645$ . Da ville varighetene 2 minutter, 30 minutter og 3 timer på Sandsli og 6 timer i Åsane hatt en signifikant trend.



Figur 5.2: Årlige maksverdier for Åsane (2003 - 2015), Florida (2004 - 2015), Sædalen (2004 - 2015) og Sandsli (1982 - 2014) plottet for varigheter 10 minutter (rød), 1 time (grønn) og 12 timer (blå) .

### 5.3 Returverdier

Selv om ingen av tidsseriene i følge Mann-Kendall testen har en signifikant økende trend har jeg valgt å beregne ikke-stasjonære returverdier som representerer dagens verdier fra Sandsli for returperioder 2-1000 år. For ikke-stasjonære returverdier som representerer fremtiden (2015 - 2114) har jeg valgt å begrense returperioden til 100 år. Alle dataseriene jeg har hatt tilgang til er relativt korte, så de ikke-stasjonære returverdiene kan samsvare mer med hva vi kommer til å se i fremtiden selv om dataene fra dette tidsrommet ikke har fanget opp en trend som tilsier at det skal være nødvendig med ikke - stasjonære betingelser. Det er også interessant å se hvor store utslag ikke - stasjonære betingelser gir på returverdiene. Grunnen til at jeg har valgt ikke å se på ikke-stasjonære returnivåer for lengre returperioder enn 100 år er at resultatene for både korte og lenger returperioder blir urealistiske og ekstremt høye når returperiode over 100 år ble valgt. Alle returverdier beregnet med ML-metoden er stasjonære.

### 5.3.1 Sandsli

Ingen av varighetene fra Sandsli førte til forkastning av nullhypotesen om at dataene ikke har en trend i Mann-Kendall testen. Dermed gjelder i utgangspunktet de stasjonære verdiene fra den bayesianske metoden sammen med resultatene fra ML metoden. Som fortalt har jeg valgt å estimere de ikke-stasjonære returverdiene likevel for å se på forskjellene. Alle returverdier i dette delkapittelet er gitt i millimeter.

Tabell 5.9 viser retuverdier for returperioder 2-1000 år beregnet med ML-metoden mens tabell 5.10 viser stasjonære returverdier beregnet med bayesiansk metode. Tabell 5.11 viser ikke-stasjonære returverdier for observasjonsperioden (her, 1982 - 2014). Tabell 5.13 og 5.12 viser de ekstrapolerte returverdiene som gjelder for en fremtidig periode på 100 år. Det vil si år 2015 - 2114. Tabell 5.13 er returverdier hvor 95-prosentilen til  $\mu$  verdiene er brukt mens i tabell 5.12 er medianen til  $\mu$  verdiene brukt. Det er, som tidligere forklart, mindre risiko forbundet med å bruke verdiene fra 95-prosentilen fordi verdiene er basert på en høyere kvantil av DE-MC  $\mu$  verdiene som gjør at det er mindre risiko for underestimering av returverdiene.

ML - metode	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
2 år	2,3	4,2	6,3	10,4	13,7	18,2	22,8	31,9	43,0	58,3	78,0
5 år	3,0	5,4	7,9	13,2	17,3	22,9	28,6	39,4	53,3	72,2	95,6
10 år	3,4	6,2	8,8	14,9	19,5	26,7	32,7	44,0	60,8	81,8	105,9
20 år	3,8	7,0	9,5	16,4	21,6	30,7	36,9	48,2	68,4	91,5	114,8
50 år	4,3	7,9	10,3	18,1	24,3	36,8	42,6	53,3	79,2	104,7	125,1
100 år	4,7	8,5	10,8	19,3	26,2	42,1	47,2	57,0	87,8	115,1	132,0
200 år	5,0	9,1	11,3	20,3	28,0	48,1	52,0	60,4	97,1	125,8	138,3
500 år	5,4	9,9	11,8	21,6	30,4	57,2	58,7	64,7	110,2	140,7	145,8
1000 år	5,7	10,5	12,1	22,5	32,1	64,0	65,1	67,7	120,9	150,8	152,5

Tabell 5.9: Stasjonære returverdier (mm) for Sandsli (1982 - 2014) for returperioder 2 - 1000 år beregnet med ML - metoden

ML-returverdiene (tabell 5.9), de bayesianske stasjonære returverdiene (tabell 5.10) og de bayesianske ikke-stasjonære returverdiene for observasjonsperioden 1982 - 2014 (tabell 5.11) gir ganske like resultater. De ikke-stasjonære returverdiene for observasjonsperioden varierer mellom å være høyere og lavere enn de stasjonære. For returperioder på 50 år og lengre og varigheter

Stasjonær	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	2,3	4,2	6,4	10,6	13,8	18,4	22,8	32,6	43,5	58,3	77,3
<b>5 år</b>	3,1	5,5	8,0	13,6	17,3	23,1	28,5	40,4	51,6	73,2	95,3
<b>10 år</b>	3,5	6,3	8,9	15,3	19,4	26,6	32,3	44,8	61,6	83,8	105,5
<b>20 år</b>	3,9	7,0	9,7	16,7	21,3	30,5	36,4	48,5	69,2	94,2	114,0
<b>50 år</b>	4,4	7,9	10,5	18,3	23,6	36,0	41,4	53,4	79,5	108,2	124,2
<b>100 år</b>	4,8	8,5	11,0	19,4	25,3	40,7	44,9	55,8	87,4	119,4	130,8
<b>200 år</b>	5,1	9,1	11,4	20,4	26,7	45,7	48,7	58,5	95,5	131,4	137,1
<b>500 år</b>	5,5	9,8	11,9	21,5	28,6	53,3	54,0	61,6	106,7	144,8	148,0
<b>1000 år</b>	5,8	10,3	12,2	22,4	30,0	57,9	59,8	63,7	115,4	149,8	162,3

Tabell 5.10: Stasjonære returverdier (mm) for Sandsli (1982-2014) for returperioder 2 - 1000 år beregnet med bayesiansk metode.

Ikke - stasjonær	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	2,3	4,2	6,4	10,4	13,9	18,3	22,9	32,1	43,1	57,2	76,4
<b>5 år</b>	2,9	5,4	7,9	13,3	17,3	23,1	28,8	39,5	53,4	69,9	95,5
<b>10 år</b>	3,4	6,2	8,8	14,9	19,3	26,9	32,2	43,8	60,8	79,1	106,1
<b>20 år</b>	3,9	6,9	9,6	16,3	21,3	30,8	36,6	47,7	68,1	88,0	115,3
<b>50 år</b>	4,6	7,8	10,6	17,8	24,0	36,7	41,6	52,0	78,6	100,2	126,3
<b>100 år</b>	5,1	8,5	11,3	19,5	26,0	41,6	45,4	54,9	86,8	110,4	134,1
<b>200 år</b>	5,6	9,1	11,8	20,7	27,9	47,2	49,3	57,5	95,6	120,8	141,5
<b>500 år</b>	6,3	9,9	12,5	22,3	30,4	55,9	56,9	60,3	108,3	134,8	150,1
<b>1000 år</b>	6,9	10,5	13,0	23,4	32,2	58,2	62,3	63,1	117,8	146,0	156,6

Tabell 5.11: Ikke-stasjonære returverdier (mm) for observasjonsperioden 1982 - 2014 for Sandsli for returperioder 2 - 1000 år beregnet med bayesiansk metode.

to minutter til tre timer er de ikke-stasjonære resultatene høyere enn de stasjonære. For seks timer og 24 timer er de stasjonære verdiene høyere for stort sett alle returperioder, mens for 48 timer er de ikke-stasjonære verdiene høyest.

De fremskrevne ikke-stasjonære returverdiene beregnet med 50-prosentilen til  $\mu$  verdiene (tabell 5.12) viser som forventet at de er høyere enn de tilsvarende bayesianske stasjonære verdiene. Den prosentvise eller relative forskjellen (tabell 5.14) ble beregnet med

$$\frac{(A - B)}{(A + B)/2} \times 100\% \quad (5.1)$$

Median	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	4,3	6,9	10,2	19,0	20,8	27,2	33,6	63,4	90,2	91,9	140,1
<b>5 år</b>	5,0	8,1	11,7	21,6	24,3	32,0	38,7	71,6	102,2	111,1	156,8
<b>10 år</b>	5,4	8,9	12,6	23,1	26,4	36,2	42,0	75,7	108,5	123,4	167,0
<b>20 år</b>	5,7	9,5	13,2	24,3	28,4	41,0	44,8	78,8	113,7	134,8	175,7
<b>50 år</b>	6,2	10,3	13,9	25,7	30,7	48,2	48,9	81,7	119,3	149,3	185,4
<b>100 år</b>	6,5	10,9	14,3	26,5	32,2	50,5	56,6	83,4	122,9	159,7	192,5

Tabell 5.12: Ikke-stasjonære returverdier (mm) for Sandsli (1982-2014) for returperioder 2 - 100 år beregnet med bayesiansk metode. Returverdiene er beregnet ved å bruke medianen til DE-MC  $\mu$  verdiene og gjelder for den fremtidige perioden 2015 - 2114.

Low risk	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	5,7	8,7	12,8	24,9	25,7	33,5	40,6	83,8	103,6	120,7	196,6
<b>5 år</b>	6,3	9,9	14,4	27,4	29,1	38,4	45,9	92,0	122,4	132,7	213,3
<b>10 år</b>	6,7	10,7	15,2	28,9	31,2	42,5	49,0	96,2	135,3	139,1	223,2
<b>20 år</b>	7,1	11,3	15,8	30,1	33,1	47,4	51,9	99,3	144,3	146,9	232,2
<b>50 år</b>	7,6	12,1	16,5	31,4	35,4	55,2	55,2	102,3	150,0	162,2	242,5
<b>100 år</b>	7,9	12,7	17,0	32,3	37,0	57,4	62,9	103,9	153,6	172,4	249,0

Tabell 5.13: Ikke-stasjonære returverdier (mm) for Sandsli (1982 - 2014) for returperioder 2 - 100 år beregnet med bayesiansk metode. Returverdiene er beregnet ved å bruke 95-prosentilen til DE-MC  $\mu$  verdiene og gjelder for den fremtidige perioden 2015 - 2114.

hvor A er de fremskrevne returverdiene og B er de stasjonære returverdiene.

Generelt for alle verdiene gjelder det at de fremskrevne ikke-stasjonære returverdiene er høyest. Forskjellen minker, med ett unntak, med økende lengde på returperioden for alle de ulike varighetene. Største forskjell er 69,9 % for varighet tolv timer og returperiode to år. Minste forskjell er 16,6% for varighet 3 timer og returperiode 50 år som også er det eneste tilfellet hvor den prosentvise forskjellen ikke minker kontinuerlig med lengden på returperioden.

Forskjellene mellom fremskrevne returverdier beregnet med 95-prosentilen til  $\mu$ -verdiene (tabell 5.13) og de tilsvarende stasjonære verdiene er vist i tabell 5.15 Disse forskjellene er gjennomgående større enn forskjellen til de fremskrevne verdiene beregnet med 50-prosentilen til  $\mu$  verdiene. Forskjellene minker også her med lengden på returperiodene for de ulike varighetene. Minste forskjell er 28.6% for varighet tre timer og returperiode 50 år. Største forskjell er 88% for

	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	60,6	48,6	45,8	56,8	40,5	38,6	38,3	64,2	69,9	44,7	57,8
<b>5 år</b>	46,9	38,2	37,6	45,5	33,7	32,3	30,4	55,7	65,8	41,1	48,8
<b>10 år</b>	42,7	34,2	34,4	40,6	30,6	30,6	26,1	51,3	55,1	38,2	45,1
<b>20 år</b>	37,5	30,3	30,6	37,1	28,6	29,4	20,7	47,6	48,7	35,5	42,6
<b>50 år</b>	34,0	26,4	27,9	33,6	26,2	29,0	16,6	41,9	40,0	31,9	39,5
<b>100 år</b>	30,1	24,7	26,1	30,9	24,0	22,2	23,1	39,7	33,8	28,9	38,2

Tabell 5.14: Relativ forskjell (i prosent) mellom stasjonære bayesianske resultater og fremskrevne ikke-stasjonære resultater beregnet fra 50-prosentilen til  $\mu$

	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	85,0	69,8	66,7	80,6	60,3	58,2	56,2	88,0	81,7	69,7	87,1
<b>5 år</b>	68,1	57,1	57,1	67,3	50,9	49,8	46,8	77,9	81,4	57,8	76,5
<b>10 år</b>	62,7	51,8	52,3	61,5	46,6	46,0	41,1	72,9	74,9	49,6	75,4
<b>20 år</b>	58,2	47,0	47,8	57,3	43,4	43,4	35,1	68,7	70,4	43,7	68,3
<b>50 år</b>	53,3	42,0	44,4	52,7	40,0	42,1	28,6	62,8	61,4	39,9	64,5
<b>100 år</b>	48,8	39,6	42,9	49,9	37,6	34,0	33,4	60,2	54,9	36,3	62,2

Tabell 5.15: Relativ forskjell (i prosent) mellom stasjonære bayesianske resultater og fremskrevne ikke-stasjonære resultater beregnet fra 95-prosentilen til  $\mu$

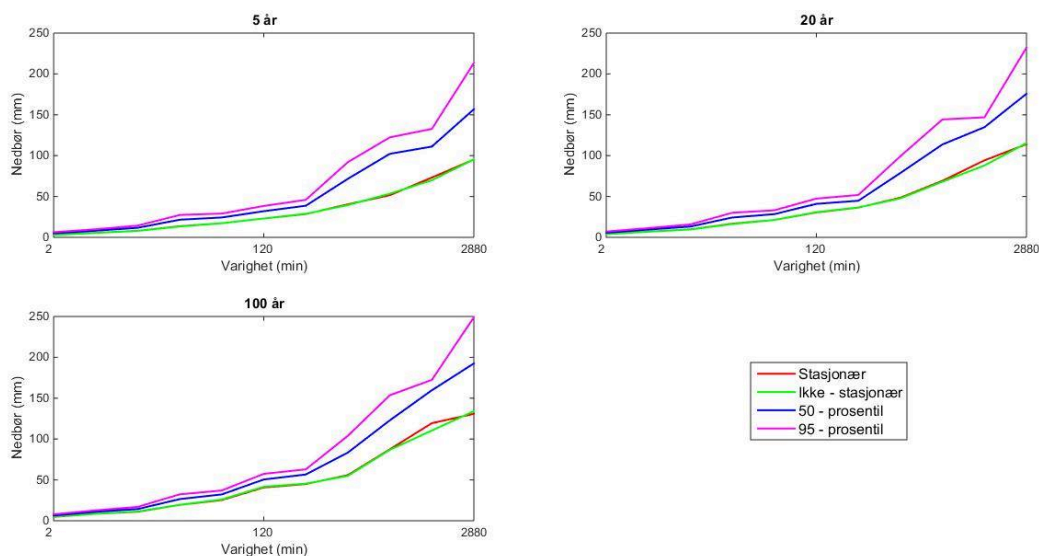
varighet seks timer og returperiode to år.

Disse resultatene indikerer at det er store forskjeller mellom resultatene og at det er for de korte returperiodene valget mellom stasjonær eller ikke-stasjonær tilnærming har mest å si.

Figur 5.3 viser hvordan de stasjonære returverdiene og de ikke-stasjonære returverdiene for observasjonsperioden er forskjellige fra de ikke-stasjonære returverdiene som representerer fremtiden. De ikke-stasjonære returverdiene for observasjonsperioden skiller seg lite fra de stasjonære returverdiene. Det er bare mulig å se noen forskjeller for de lengste varighetene. De ikke-stasjonære returverdiene for fremtiden viser mer nedbør for alle varigheter. Avstanden til returverdiene for observasjonsperioden øker med økende varighet.

For å få en indikasjon på hvordan disse estimatene er sammenlignet med annet arbeid brukte jeg Klima 2100 rapporten [9]. Her har de brukt utslippsscenarioer og klimamodeller til å si noe om forandring i klima i stedet for en ekstrapolert trend. Tabell 5.2.6 i denne rapporten viser klima-





Figur 5.3: Bayesianske stasjonære og ikke-stasjonære returverdier for observasjonsperioden (1982-2014) og ikke-stasjonære returverdier for fremtiden basert på medianen og 95-prosentilen til  $\mu$  verdiene.

faktor for endring i 3-timers og 1-døgns nedbør fra 1976 - 2005 til 2071-2100 for utslippsscenarioene RCP 4.5 og RCP 8.5. En klimafaktor er den faktoren en må multiplisere dagens dimensjonerende nedbørverdier med for å få et mål for fremtidig dimensjonerende nedbørverdier. Verdiene er middelveier for Norge. Jeg har sett på klimafaktoren for gjentaksintervall 5 år. For å se etter avvik i mine resultater i forhold til Klima 2100 rapporten sine funn har jeg ganget de stasjonære bayesianske returverdiene (tabell 5.10) for 3-timers og 1-døgnsnedbør og returperiode 5 år med klimafaktoren fra rapporten. Jeg vil ikke gå i dybden på hva utspillscenarioene RCP 4.5 og RCP 8.5 innebærer, men RCP 8.5 gir større økning i nedbørsmengder og derav høyere klimafaktor. RCP8.5 innebærer fortsatt økning i utslipp av klimagasser frem mot slutten av århundret, mens RCP 4.5 innebærer små utslippsendringer frem mot 2050 og deretter utslippskutt [9].

Tabell 5.16 viser at det er utslippsscenarioet RCP 8.5 som gir minst avvik fra de fremskrevne median-returverdiene i tabell 5.12. Avvikene er mindre for 3-timersnedbør enn for 24-timersnedbør. For 3-timersnedbør gir RCP8,5 et avvik på 5,9 % fra mine fremskrevne returverdier mens det for 1-døgnsnedbør er avvik på 21,7 % Dette indikerer at de estimerte returverdiene for fremtidig periode 2015-2114 kan noe være overestimerte, spesielt for nedbør med lang varighet og at det

	3 timer		24 timer	
	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5
<b>Klimafaktor</b>	1,16	1,28	1,13	1,22
<b>Resulterende returverdi</b>	33,1	36,5	82,7	89,3
<b>Avvik (%) fra median</b>	15,6	5,9	29,3	21,7
<b>Avvik (%) fra 95-prosentil</b>	32,4	22,8	46,4	30,1

Tabell 5.16: Klimafaktor for utslippsscenariene RCP4.5 og RCP8.5 for nedbør med varighet 3 timer og 1 døgn sammen med resulterende returverdi beregnet fra stasjonære bayesianske returverdier multipisert med klimafaktoren. Prosentvise avvik fra fremskrevne median returverdier og 95-prosentil verdier er vist på de to nederste radene.

mest ekstreme utslippsscenariet RCP 8.5 som gir minst avvik.

### 5.3.2 Florida, Åsane og Sædalen

ML	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	2,6	4,9	7,1	11,8	15,8	26,1	29,1	38,5	58,9	79,7	97,7
<b>5 år</b>	3,6	6,2	9,1	14,3	20,5	28,2	35,2	51,7	72,1	100,0	117,5
<b>10 år</b>	4,6	7,0	10,4	15,7	23,9	28,7	38,5	70,1	84,7	117,9	141,9
<b>20 år</b>	5,9	7,7	11,7	16,9	27,6	28,8	41,2	100,8	102,3	139,4	180,2
<b>50 år</b>	8,2	8,5	13,2	18,3	29,0	33,0	44,1	129,7	175,3	185,0	267,3
<b>100 år</b>	9,1	10,7	14,3	19,2	31,2	37,5	45,9	159,3	209,8	304,3	379,4

Tabell 5.17: Stasjonære returverdier (mm) for Florida (2004 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med ML - metoden

Stasjonær	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	2,8	5,1	7,4	12,2	17,2	22,9	28,6	40,7	59,9	81,4	101,5
<b>5 år</b>	3,8	6,6	9,6	14,9	21,7	27,4	35,7	51,4	72,1	102,2	119,9
<b>10 år</b>	4,6	7,4	11,1	16,5	24,3	29,9	40,0	59,9	82,4	117,9	136,2
<b>20 år</b>	5,4	8,1	12,5	18,0	26,5	31,9	44,3	70,0	94,0	134,5	154,3
<b>50 år</b>	6,6	8,8	14,0	20,0	29,4	34,2	50,0	86,6	111,5	161,2	184,7
<b>100 år</b>	7,7	9,2	15,2	21,1	32,4	35,8	54,5	102,9	127,2	183,6	212,7

Tabell 5.18: Stasjonære returverdier (mm) for Florida (2004 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med bayesiansk metode.

ML	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
2 år	2,6	4,3	6,1	10,4	13,7	19,8	25,6	35,8	49,2	65,7	87,1
5 år	3,0	5,2	7,7	13,7	18,0	26,7	32,9	45,2	59,8	79,5	99,3
10 år	3,2	5,7	8,7	16,0	21,4	31,9	37,8	54,2	68,2	89,1	106,9
20 år	3,3	6,2	9,6	18,4	25,3	37,7	42,6	65,5	77,5	98,7	114,0
50 år	3,4	6,9	10,8	21,8	31,1	46,4	48,9	85,6	91,6	111,8	122,7
100 år	3,5	7,4	11,7	24,5	36,3	53,8	54,1	104,0	106,1	122,0	128,9

Tabell 5.19: Stasjonære returverdier (mm) for Åsane (2003 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med ML metoden.

Stasjonær	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
2 år	2,5	4,4	6,1	10,2	13,5	19,2	24,8	35,9	48,1	66,1	91,4
5 år	3,1	5,4	7,9	13,5	18,0	25,9	32,9	45,9	59,4	80,0	104,5
10 år	3,3	6,0	9,3	15,6	21,4	30,1	38,2	52,7	67,4	89,5	111,3
20 år	3,5	6,6	10,8	17,7	25,3	36,2	44,1	60,1	75,2	98,8	116,7
50 år	3,7	7,3	13,3	20,6	31,3	43,6	52,2	71,2	88,0	110,6	122,3
100 år	3,8	7,9	15,6	22,9	36,6	49,8	58,3	80,5	97,5	121,4	125,8

Tabell 5.20: Stasjonære returverdier (mm) for Åsane (2003 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med bayesiansk metode.

ML	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
2 år	2,3	5,2	7,3	12,3	15,0	24,1	28,9	37,5	56,9	77,2	96,5
5 år	2,7	6,0	9,0	13,9	18,8	28,3	35,3	50,4	71,6	99,5	123,7
10 år	2,9	6,3	10,0	14,6	22,5	29,9	38,8	66,0	83,8	120,4	167,7
20 år	3,1	6,5	10,8	15,1	27,3	30,9	41,6	90,1	97,7	146,9	254,1
50 år	3,4	6,6	11,7	15,5	31,6	36,0	44,6	119,7	144,0	193,9	508,4
100 år	3,6	6,7	12,2	15,7	31,9	45,0	46,5	139,8	212,2	241,7	925,1

Tabell 5.21: Stasjonære returverdier (mm) for Sædalen (2004 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med ML metoden.

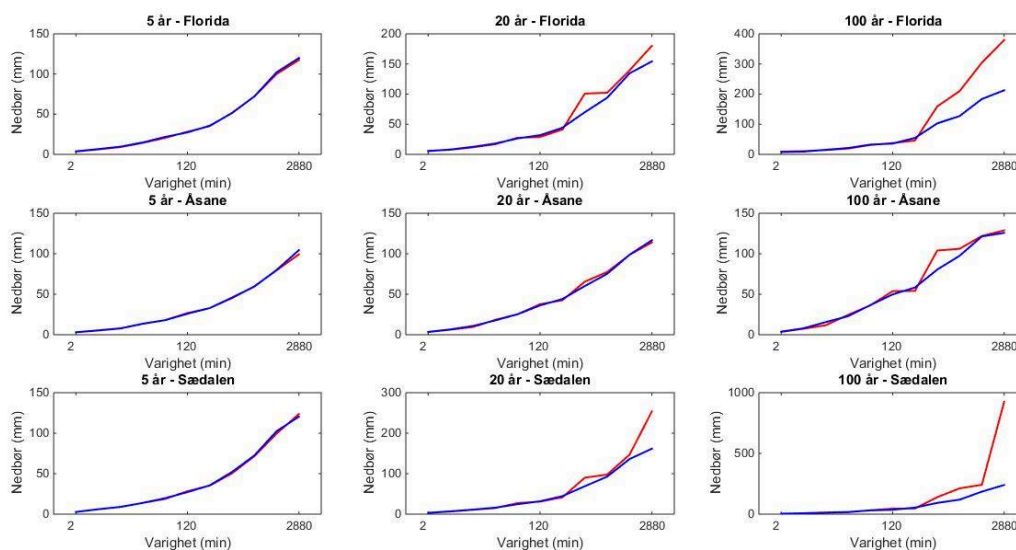
Figur 5.4 viser ML-returverdier (rød) og bayesianske stasjonære returverdier (blå) for Florida, Åsane og Sædalen for returperioder 5 år, 20 år og 100 år. Felles for alle stasjoner er at forskjellen mellom returverdiestimaten er liten for returperiode 5 år. Største forskjell for Florida er 6,3 % for varighet 5 minutter. For Åsane er største forskjell for returperiode 5 år 5.1 % for nedbørsva- righet 48 timer mens det i Sædalen er varighet 1 time med 4,7% som har størst forskjell. Alle

Stasjonær	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	2,2	5,0	6,6	11,7	15,8	22,7	28,1	41,3	59,5	81,6	101,2
<b>5 år</b>	2,7	6,1	8,9	13,9	19,7	27,2	35,5	52,1	72,4	102,5	120,4
<b>10 år</b>	3,0	6,6	10,2	15,0	22,2	29,7	40,2	60,6	81,6	118,4	138,1
<b>20 år</b>	3,3	7,0	11,2	16,0	24,6	31,8	44,5	69,0	92,7	136,1	161,7
<b>50 år</b>	3,6	7,5	12,4	17,0	28,3	34,3	50,0	81,8	107,6	161,6	201,4
<b>100 år</b>	3,9	7,7	13,3	17,7	31,0	35,9	54,0	92,8	119,2	185,3	240,1

Tabell 5.22: Stasjonære returverdier (mm) for Sædalen (2004 - 2015) for returperioder 2 - 100 år beregnet med bayesiansk metode.

prosentverdier er i favør av de bayesianske returverdiene. Forskjellen mellom returverdiestimaten beregnet med ML og bayesiansk metode er med noen unntak lavest for Åsane og størst for Florida.

For returperiode 20 år holder forskjellene mellom returverdiestimaten seg små i Åsane. Største forskjell er 11.8% i favør av den bayesianske returverdien for varighet 10 minutter. På Florida og i Sædalen er forskjellene også små for varigheter opp til 2-3 timer. For noen av de lengre varighetene viser figur 5.4 at ML - returverdiene er tydelig høyere enn de stasjonære bayesianske. På



Figur 5.4: Bayesianske (blå) og ML (rød) returverdier for returperioder 5 år, 20 år og 100 år på Florida (rad 1), Åsane (rad2 ) og Sædalen (rad 3).

Florida er de største forskjellene for returperiode 20 år 36,1 % (ML verdi høyest) for varighet 6 timer og 15,5 % (bayesiansk verdi høyest) for varighet 48 timer. Minste forskjell er 3,6% (bayesiansk verdi høyest) for varighet 24 timer. I Sædalen er det 44,4% for varighet 48 timer og 26,5 % for varighet 6 timer som utgjør de to største forskjellene med ML-estimerte returverdier høyere enn bayesianske returverdier.

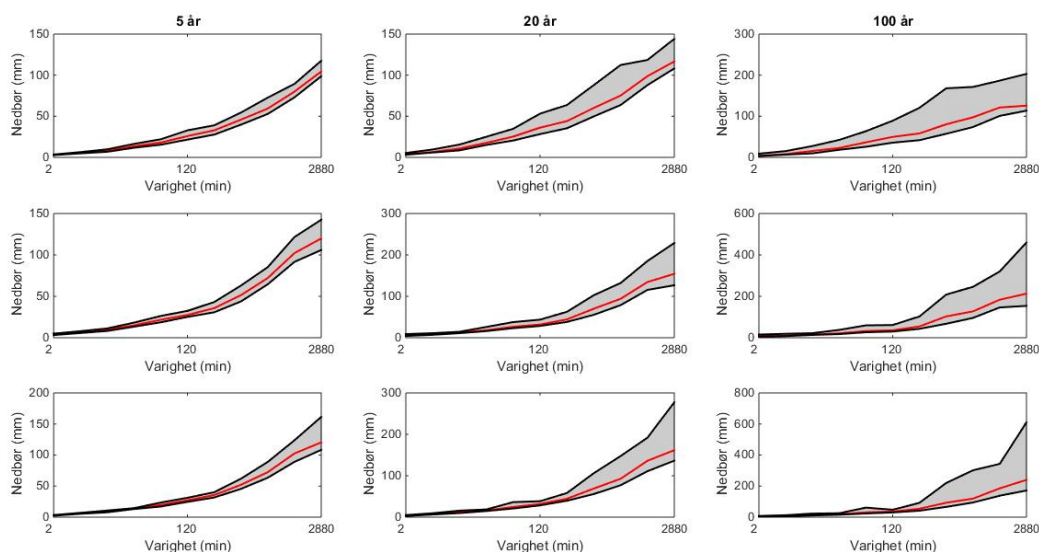
For returperiode 100 år er minste forskjell på Florida 3,87 % (bayesiansk verdi høyest) for varighet 1 time mens største forskjell er 56,3 % (ML-verdi høyest) for varighet 48 timer. Her er de fire største prosentforskjellene tilhørende de fire lengste varighetene 6 timer, 12 timer, 24 timer og 48 timer. I Åsane er de to største prosentvise forskjeller for returperiode 100 år 28,6% (bayesiansk verdi høyest) for varighet 10 minutter og 25,5 % (ML-verdi høyest) for varighet 6 timer. Resten av prosentforskjellene ligger under 8,5 %. For Sædalen er det tydelige avvik mellom ML-returverdiene og de bayesianske returverdiene for returperioder 2 timer og lengre. Størst forskjell er det for varighet 48 timer hvor ML-estimatet er 117.6 % høyere.

Det er ingen generell trend i at ML-estimatene er høyere eller lavere enn de bayesianske. Det er likevel mulig å observere noen mønster for de tre stasjonene. De bayesianske returverdiene er ofte høyere for korte varigheter, mens for de lengste varighetene er de bayesianske høyest for korte returperioder og ML-estimatene høyest for lengre returperioder. Hvor skillet mellom lang og kort varighet går varierer for de ulike stasjonene. På Florida er de korte varighetene der de bayesianske verdiene stort sett er høyest 2 minutter - 3 timer. I Åsane gjelder det hovedsakelig bare for varigheter 2 - 10 minutter, mens det i Sædalen gjelder for varigheter opp til og med 30 minutter.

## 5.4 Usikkerhetsestimater

Jeg har valgt ut returperiodene 10, 50 og 100 år for å se nærmere på usikkerhetene i returnivåestimaterne. Ved å se på flere returperioder kan jeg se på hvordan bredden på usikkerhetsintervallet endrer seg med lengden på returperioden. Hvordan bredden på estimatet er ulikt for ulike lengder på dataseriene er også interessant. For å få et innblikk i hvor mye det har å si for bredden til usikkerhetsintervallene at tidsseriene på Florida, Sædalen og Åsane er mye kortere enn datase-

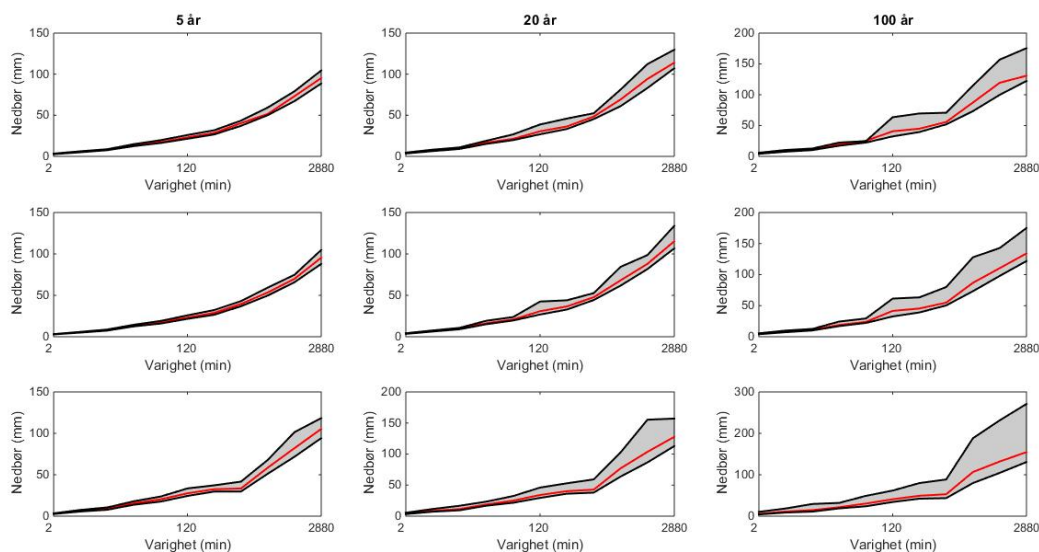
rien fra Sandsli har jeg plukket ut en like lang serie fra Sandsli (2003-2014), beregnet stasjonære returverdier med bayesiansk tilnærming og sett på hvordan usikkerhetsestimaterne endrer seg når lengden på dataserien blir mye kortere. Alle returverdier og tilhørende usikkerhetsestimater er beregnet med bayesiansk metode.



Figur 5.5: Stasjonære returverdier med tilhørende usikkerhetsestimater for returperioder 5 år, 20 år og 100 år for Åsane (rad 1), Florida (rad 2) og Sædalen (rad 3). Returverdiene er stasjonære og er beregnet med bayesiansk metode.

Figur 5.5 og 5.6 viser oversikt over returverdier med tilhørende usikkerhetsestimater for returperioder 5 år, 20 år og 100 år. På figur 5.5 som viser estimater for Åsane på rad 1, Florida på rad 2 og Sædalen på rad 3 er det verdt å merke seg hvordan usikkerheten øker med lengden på returperiodene. Dette reduserer troverdigheten til estimatene for returverdier med lengre returperioder. Det er også verdt å merke seg at de estimerte returnivåene (rød strek) ligger nærmere nedre grense eller 5-prosentilen for alle de ni eksemplene. Dette betyr at konfidensintervallene er asymmetriske, noe som er naturlig fordi usikkerheten i den ene retningen (nedover) ikke vil være den samme som usikkerheten i den andre retningen (oppover). Verdiene til 5 og 95-prosentilen for alle de plottene i figur 5.5 og 5.6 er vist i tabell 5.23 og 5.24.

For å se på hvordan spredningen i usikkerhetene endrer seg med lengden på returperioder har



Figur 5.6: Returverdier med tilhørende usikkerhetsestimater for returperioder 5 år, 20 år og 100 år for Sandsli (1982 - 2014). Rad 1 viser verdier stasjonære verdier. Rad 2 viser ikke-stasjonære verdier for observasjonsperioden. Rad 3 viser stasjonære verdier for en utvalgt tolvårsperiode (2003 - 2014). Alle returverdiene er beregnet med bayesiansk tilnærming.

jeg sett på den prosentvise økningen fra 5 til 20 års returperiode og fra 20 til 100 års returperiode i Åsane, på Florida og i Sædalen. Prosentøkning kan beregnes med formelen:

$$\frac{A - B}{B} \times 100\% \quad (5.2)$$

Hvor A er bredden til det bedste usikkerhetsintervallet og B er bredden til det smaleste usikkerhetsintervallet.

Størrelsen på spredningen mellom nedre og øvre usikkerhetsnivå er økende med økende lengde på returperiode i Åsane. Fra returperiode 5 år til returperiode 20 år ligger økningen mellom 200 % for 2 minuttersnedbør og 86% for nedbør med varighet 24 timer. Alle økninger er over 100% bortsett fra den nevnte verdien på 86%. Fra returperiode 20 år til returperiode 100 år økningen mellom 100% og 190%. På Florida og i Sædalen er tendensen med noen unntak lik. Fra returperiode 5 år til 20 år er endringen bare 13,3% for varighet 10 minutter på Florida. Største endring er 179% for varighet 48 timer. Fra 20 til 100 års returperiode øker spredningen med over 100%

for samtlige varigheter med største økning på 237% for varighet 5 minutter. I Sædalen er økningen fra 5 til 20 års returperiode også over 100% for alle varigheter, bortsett fra 53% for varighet 2 timer og 93% for 5 minutter. Fra 20 til 100 års returperiode øker spredningen med i underkant av 100% til i overkant av 200% for de ulike varighetene.

Det viser seg at usikkerheten i flere tilfeller øker nesten like mye, og noen ganger mer, når returperioden går fra 5 år til 20 år, som når den går fra 20 år til 100 år. Med korte dataserier skal det altså ikke returperioder på lengre enn 20 år til før usikkerheten i returverdiestimatene er relativt stor.

Åsane er den stasjonen som har minst spredning i øvre og nedre usikkerhesgrense, spesielt for nedbør med varighet 24 og 48 timer. Forskjellen på bredden av usikkerhetsintervallet mellom Åsane og de to andre stasjonene er også økende med økende lengde på returperiode. For Florida og Sædalen øker bredden på usikkerhetsintervallet mye fra varigheter 120 - 180 minutter. At usikkerhetsintervallene er større for lengre varigheter enn korte kan komme av større spredning i observasjonene for de lengre varighetene. I diskusjonen av returnivåestimatene viste det seg at Åsane hadde mindre forskjeller mellom ML-estimatene og de bayesianske estimatene enn Florida og Sædalen, spesielt for de lengste varighetene og returperiodene. Det er også her forskjellen i bredden på usikkerhetsintervallene er tydeligst, noe som kan ha en sammenheng.

	Åsane			Florida			Sædalen		
	5 år	20 år	100 år	5 år	20 år	100 år	5 år	20 år	100 år
<b>2 min</b>	2,8 - 3,5	3,2 - 5,3	3,4 - 9,0	3,2 - 5,0	4,2 - 8,8	5,5 - 19,0	2,4 - 3,4	2,9 - 5,0	3,2 - 7,7
<b>5 min</b>	5,7 - 6,4	5,9 - 9,6	6,6 - 15,3	5,7 - 7,9	7,0 - 11,0	7,9 - 15,5	5,4 - 7,0	6,3 - 9,4	6,6 - 12,4
<b>10 min</b>	6,8 - 9,8	8,5 - 15,6	9,8 - 27,6	8,2 - 11,2	11,0 - 14,4	13,4 - 19,0	7,8 - 10,6	9,9 - 15,7	11,1 - 23,0
<b>30 min</b>	11,7 - 16,4	15,1 - 25,1	18,4 - 42,5	13,3 - 18,2	16,0 - 26,0	17,6 - 37,8	13,0 - 14,5	14,8 - 18,6	15,5 - 25,1
<b>1 time</b>	15,4 - 22,0	20,5 - 34,8	25,8 - 63,7	18,6 - 26,3	23,1 - 37,8	26,4 - 61,4	17,1 - 23,5	20,9 - 36,3	23,6 - 61,4
<b>2 timer</b>	21,6 - 32,9	28,3 - 53,2	35,8 - 89,2	25,1 - 32,4	28,4 - 43,7	30,0 - 59,7	24,6 - 31,2	28,4 - 38,5	30,3 - 47,7
<b>3 timer</b>	27,7 - 39,0	35,4 - 63,7	41,8 - 120,6	30,7 - 43,1	38,1 - 62,6	42,9 - 102,7	31,6 - 40,1	39,7 - 58,3	41,5 - 92,2
<b>6 timer</b>	39,8 - 54,5	49,8 - 87,9	57,5 - 168,1	43,8 - 63,0	55,3 - 102,6	67,4 - 208,4	45,5 - 61,9	55,8 - 106,1	66,1 - 220,1
<b>12 timer</b>	52,8 - 72,7	63,7 - 112,4	73,8 - 171,4	64,5 - 85,2	78,6 - 132,2	95,6 - 245,8	63,4 - 88,9	77,0 - 147,6	94,0 - 301,7
<b>24 timer</b>	73,0 - 89,4	87,9 - 118,5	100,9 - 186,7	91,6 - 121,6	115,5 - 185,3	146,2 - 320,0	89,0 - 123,8	110,9 - 191,9	138,0 - 343,2
<b>48 timer</b>	98,7 - 117,6	108,2 - 144,2	113,7 - 171,4	105,9 - 142,5	126,7 - 228,8	153,9 - 460,1	108,3 - 161,4	136,4 - 277,5	171,7 - 610,3

Tabell 5.23: Usikkerhetsestimater (5 og 95 prosentil) for stasjonære bayesianske returverdier tilhørende returperioder 5 år, 20 år og 100 år for Åsane, Florida og Sædalen.



	Stasjonær			Ikke - stasjonær			Stasjonær (12 år)		
	5 år	20 år	100 år	5 år	20 år	100 år	5 år	20 år	100 år
<b>2 min</b>	2,7 - 3,4	3,5 - 4,6	4,2 - 5,9	2,8 - 3,2	3,4 - 4,2	4,0 - 5,5	2,6 - 3,4	3,3 - 5,5	4,3 - 10,3
<b>5 min</b>	5,0 - 6,2	6,4 - 8,2	7,6 - 10,4	5,0 - 5,9	6,3 - 7,6	7,3 - 9,9	5,6 - 7,5	7,2 - 11,5	8,7 - 18,5
<b>10 min</b>	7,5 - 8,7	9,0 - 10,9	10,2 - 12,8	7,4 - 8,7	9,0 - 10,7	10,1 - 12,6	7,7 - 10,5	9,4 - 16,7	11,0 - 29,4
<b>30 min</b>	12,5 - 14,9	15,2 - 19,0	17,3 - 24,9	12,5 - 14,5	15,1 - 19,3	17,1 - 24,4	13,8 - 18,0	16,8 - 23,4	18,7 - 32,0
<b>1 time</b>	16,3 - 19,7	19,8 - 26,8	22,4 - 36,4	15,9 - 19,1	19,6 - 23,8	22,2 - 29,4	17,6 - 23,7	21,6 - 32,4	23,8 - 49,0
<b>2 timer</b>	21,4 - 26,0	26,9 - 38,8	32,4 - 69,6	21,6 - 25,8	26,8 - 42,5	32,6 - 80,0	24,4 - 33,5	29,4 - 46,0	34,2 - 61,8
<b>3 timer</b>	26,7 - 31,8	33,3 - 46,0	39,5 - 70,8	26,5 - 32,2	32,8 - 44,0	39,1 - 61,4	29,7 - 37,2	37,9 - 52,9	43,5 - 79,9
<b>6 timer</b>	37,1 - 43,5	45,4 - 52,5	51,9 - 63,5	36,8 - 43,0	44,3 - 52,7	50,4 - 63,4	29,7 - 41,7	36,1 - 59,2	42,2 - 88,6
<b>12 timer</b>	50,1 - 59,4	61,1 - 81,3	73,4 - 114,9	49,7 - 59,3	61,7 - 84,4	73,3 - 127,9	51,2 - 67,9	63,7 - 102,7	79,9 - 188,2
<b>24 timer</b>	67,2 - 79,2	83,2 - 112,3	99,8 - 157,0	65,8 - 74,8	81,7 - 98,6	97,9 - 142,8	71,7 - 101,4	86,5 - 155,3	104,5 - 231,4
<b>48 timer</b>	88,6 - 104,5	107,2 - 129,8	122,3 - 175,5	87,9 - 104,6	106,7 - 134,0	121,8 - 175,1	94,2 - 118,4	112,8 - 157,1	130,7 - 271,0

Tabell 5.24: Usikkerhetsestimater (5 og 95 prosentil) for returverdier tilhørende returperioder 5 år, 20 år og 100 år for Sandsli (1982 - 2014). Usikkerhetsestimater for stasjonære bayesianske returverdier er vist i de tre første kolonnene. Usikkerhetsestimater for ikke-stasjonære bayesianske returverdier for observasjonsperioden er i kolonne 4-6, mens usikkerhetsestimater for stasjonære bayesianske returverdier beregnet fra data i perioden 2003 - 2014 er vist i kolonne 7-9

Figur 5.6 viser stasjonære og ikke-stasjonære returverdier beregnet med bayesiansk tilnærming på rad en og to mens rad tre viser stasjonære bayesianske returverdier basert på data fra en tolvårsperiode (2003 - 2014) på Sandsli. Alle usikkerhetsestimaterne er vist i tabell 5.24.

Grafene fra den utvalgte tolvårsperioden sammenlignet med de stasjonære og ikke-stasjonære resultatene gir en indikasjon på hva lengden av dataserien kan ha å si for usikkerheten i estimatene. Bredden på usikkerhetsintervallene er tydelig mindre for alle de tre returperiodene når hele tidsserien er brukt. Dette viser at resultater basert på en 12 år lang måleperiode fører med seg mye mer usikkerhet i estimatene enn resultater basert på den nesten tre ganger så lange observasjonsperioden Sandsli har. For å se mer på hvor mye lengden på dataserier har å si for usikkerheten i estimatene har jeg sett prosentforskjellene (ligning 5.1) mellom spredningen i usikkerhetsestimaterne tilhørende de stasjonære returverdiene basert på hele dataserien fra Sandsli og usikkerhetsestimaterne til returverdiene beregnet fra data til tolvårsperioden 2003-2014. Bredden på usikkerhetsintervallene for de stasjonære returverdiene for tolvårsperioden på Sandsli er mest lik verdiene fra Åsane, altså mindre enn usikkerhetsintervallene for Florida

og Sædalen. Det er en trend at prosentforskjellene øker med økende lengde på returperiode. Det vil si at det er for de lengste returperiodene usikkerheten vokser mest når observasjonsperioden blir kortere. For returperiode 100 år er usikkerhetsintervallet for den korte dataserien mellom 50 % og 111 % større enn usikkerhetsintervallene for den lange dataserien. For returperiode 5 år er prosentforskjellene mindre. Forskjellene her ligger mellom 28% og 85%.

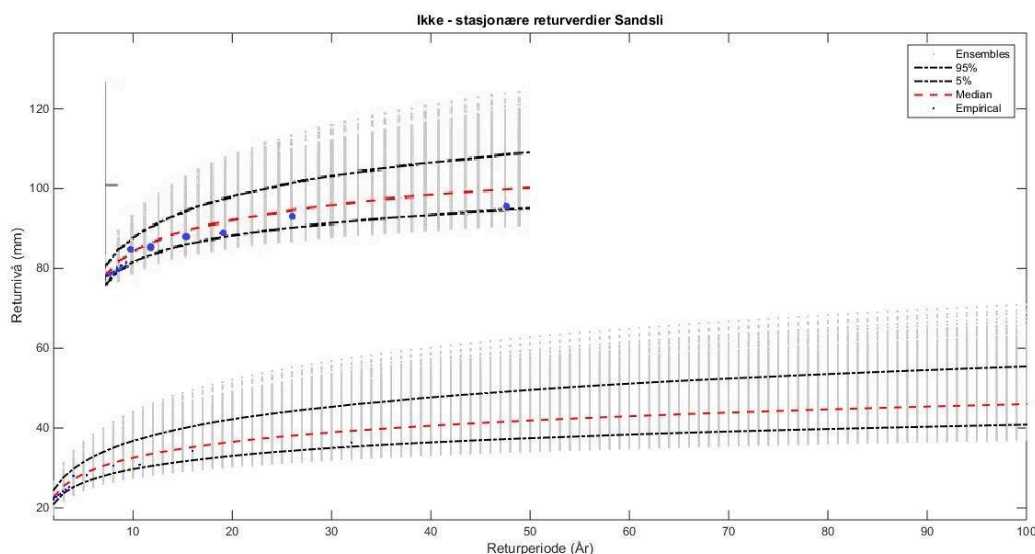
Usikkerhetsestimater for de fremskrevne ikke-stasjonære returverdiene er vist i tabell 5.25. Den generelle trenden er at spredningen mellom usikkerhetsestimaterne for en returperiode øker med økende nedbørsvarighet. Usikkerheten er mindre for de fremskrevne median-verdiene enn for 95-prosentil-verdiene. For returperiode 5 år ligger forskjellene mellom 10,6 % for varighet 24 timer og 80,3 % for varighet 48 timer. For returperiode 100 år er de prosentvise forskjellene mellom 11 % for varighet 3 timer og 75,6 % for varighet 48 timer.

	Ikke stasjonær - median			Ikke - stasjonær - 95-prosentil		
	5 år	20 år	100 år	5 år	20 år	100 år
<b>2 min</b>	3,7 - 6,2	4,6 - 6,9	5,5 - 7,5	4,3 - 8,4	5,1 - 9,1	6,1 - 9,8
<b>5 min</b>	5,8 - 10,5	7,3 - 12,0	8,6 - 13,5	6,0 - 13,8	7,5 - 15,3	8,9 - 16,7
<b>10 min</b>	9,9 - 13,6	11,5 - 15,0	12,9 - 16,0	11,0 - 17,5	12,7 - 18,9	14,1 - 19,9
<b>30 min</b>	16,7 - 26,4	19,2 - 29,4	21,1 - 32,1	18,9 - 35,2	21,5 - 38,2	23,5 - 40,9
<b>1 time</b>	17,3 - 31,5	21,3 - 36,0	24,8 - 40,9	17,3 - 40,8	21,3 - 45,4	24,9 - 49,7
<b>2 timer</b>	25,5 - 38,2	33,5 - 50,2	46,1 - 62,6	28,3 - 47,0	36,6 - 59,0	40,8 - 76,3
<b>3 timer</b>	28,6 - 50,1	34,7 - 56,4	40,5 - 72,3	28,7 - 64,1	35,0 - 70,6	50,2 - 80,1
<b>6 timer</b>	60,2 - 81,6	67,0 - 89,8	70,9 - 96,0	71,7 - 109,4	78,1 - 117,0	82,2 - 124,0
<b>12 timer</b>	88,8 - 116,2	100,2 - 129,5	108,6 - 141,5	109,9 - 156,3	121,4 - 169,2	130,1 - 181,0
<b>24 timer</b>	84,8 - 147,5	103,9 - 183,2	120,2 - 225,9	76,74 - 181,6	97,4 - 218,0	114,0 - 266,4
<b>48 timer</b>	134,1 - 178,9	152,1 - 201,1	166,2 - 235,0	176,6 - 246,3	194,4 - 268,3	208,4 - 293,0

Tabell 5.25: Usikkerhetsestimater (5 og 95 prosentil) for ekstrapolerte returverdier tilhørende returperioder 5 år, 20 år og 100 år for Sandsli (1982 - 2014). Returverdier beregnet med medianen til  $\mu$ -verdier er vist i kolonne 1-3 og returverdier beregnet med 95-prosentilen til  $\mu$ -verdier er vist i kolonne 4-6.

## 5.5 Kvaliteten til modellen

For å vurdere kvaliteten til modellen ble de empiriske returverdiene sammenlignet med de estimerte returverdiene. Hvis de empiriske returverdiene ligger innenfor usikkerhetsintervallet blir kvaliteten regnet som god.



Figur 5.7: Ikke stasjonære returverdier (1982 - 2014) for Sandsli beregnet med bayesiansk metode. De blå punktene er de observerte verdiene, mens den røde linjen er de estimerte returverdiene. 5 og 95-prosentilene er gitt ved de svarte stiplede linjene. De grå vertikale linjene er ensemblet av estimeringer for hver returperiode. Boksen oppe i venstre hjørne er en forstørret del av figuren for å vise de empiriske returverdiene bedre.

For Åsane, Florida og Sædalen er de empiriske verdiene stort sett innenfor usikkerhetsintervallene. I Åsane er det ett tilfelle hvor de empiriske verdiene ligger under den nedre usikkerhetsgrensen. Dette er for varighet 5 minutter. På Florida er det bra for alle varigheter. I Sædalen er det noen tilfeller av at ett eller to punkter ligger over øvre usikkerhetsgrense. Dette er for 2 minutter, 24 og 48 timer. For Åsane ligger de empiriske verdiene stort sett litt over de estimerte. For Florida er det varierende, mens for Sædalen ligger de empiriske verdiene ofte under de estimerte. For Sandsli er generelt ingen klar indikasjon på at stasjonære betingelser er bedre enn ikke-stasjonære eller motsatt. For nedbørsvarighetene 5 minutter, 1, 6 og 48 timer gir de stasjonære

re betingelsene best resultat. For 2 og 30 minutter gir den ikke stasjonære tilnærmingen bedre resultat. Dette er også to av varighetene som er nærmest å ha en signifikant trend fra Mann-Kendall testen. For de andre varighetene var det ingen klar forskjell på hvilke betingelser som gav det beste resultatet.

## 5.6 IVF - kurver

Fra de stasjonære returverdiene beregnet med bayesiansk metode presentert i kapittel 5.3 har jeg beregnet nedbørsintensiteter for de ulike varighetene og returperiodene. Nedbørsintensitetene er gitt i millimeter/time. Videre plottet jeg varighet mot intensitet for gjentaksintervall 2 år, 5 år, 10 år, 20 år 50 år og 100 år for Åsane, Florida og Sædalen. For Sandsli ble 200 år, 500 år og 1000 år plottet i tillegg. Under følger de beregnede intensitetene og de resulterende IVF - kurvene.

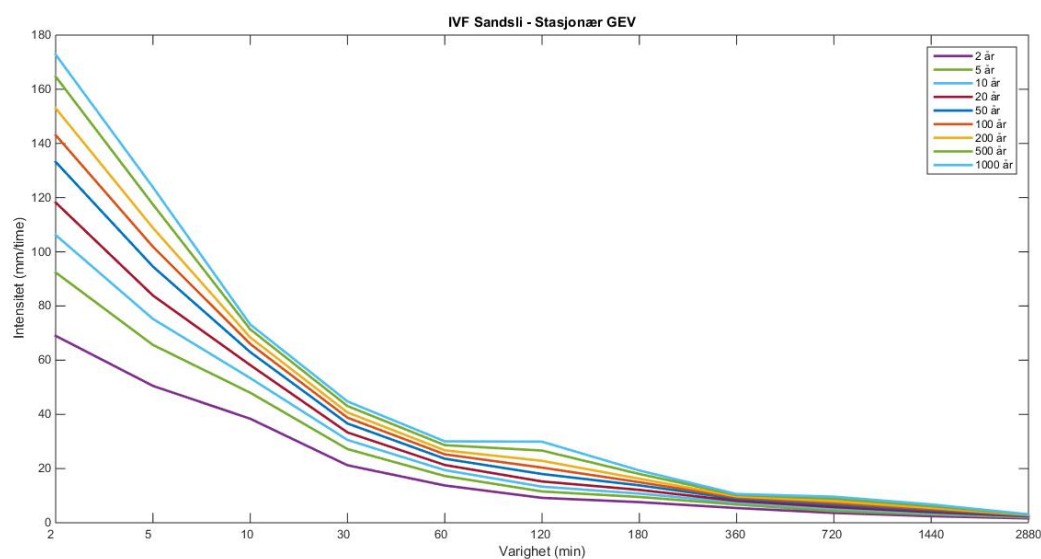
Tabellene og figurene for de fire stasjonene viser at intensiteten er høyest for korte varigheter og lange returperioder. Med økende varighet og kortere returperioder minker intensiteten. Det er på Florida intensitetene er høyest for fort korte varigheter (2 minutter - 10 minutter). For varigheter 30 minutter til 3 timer er nedbørsintensitetene i Åsane høyest for returperioder 50 og 100 år. For varigheter 3 timer til 48 timer er det flere eksempler på like intensiteter mellom Florida og Sædalen. Sædalen har også høyere intensiteter i noen tilfeller for varigheter 6 og 48 timer.

Det er også laget en IVF- kurve fra de fremskrevne median returverdiene fra Sandsli. Intensiteter og IVF - kurve er vist i tabell 5.27 og figur 5.9.

### 5.6.1 Sandsli

Intensitet (mm/time)	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	69.0	50.5	38.4	21.2	13.8	9.2	7.6	5.4	3.6	2.4	1.6
<b>5 år</b>	92.4	65.6	48.0	27.2	17.3	11.6	9.5	6.7	4.3	3.1	2.0
<b>10 år</b>	106.2	75.2	53.4	30.6	19.4	13.3	10.8	7.5	5.1	3.5	2.2
<b>20 år</b>	118.2	83.9	58.2	33.3	21.3	15.2	12.1	8.1	5.8	3.9	2.4
<b>50 år</b>	133.2	94.6	63.0	36.6	23.6	18.0	13.8	8.8	6.6	4.5	2.6
<b>100 år</b>	143.1	101.9	66.0	38.8	25.3	20.4	15.0	9.3	7.3	5.0	2.7
<b>200 år</b>	153.0	108.8	68.4	40.7	26.7	22.9	16.2	9.7	8.0	5.5	2.9
<b>500 år</b>	164.7	117.5	71.4	43.1	28.6	26.6	18.0	10.3	8.9	6.2	3.0
<b>1000 år</b>	172.8	123.8	73.2	44.8	30.0	29.9	19.3	10.6	9.6	6.8	3.1

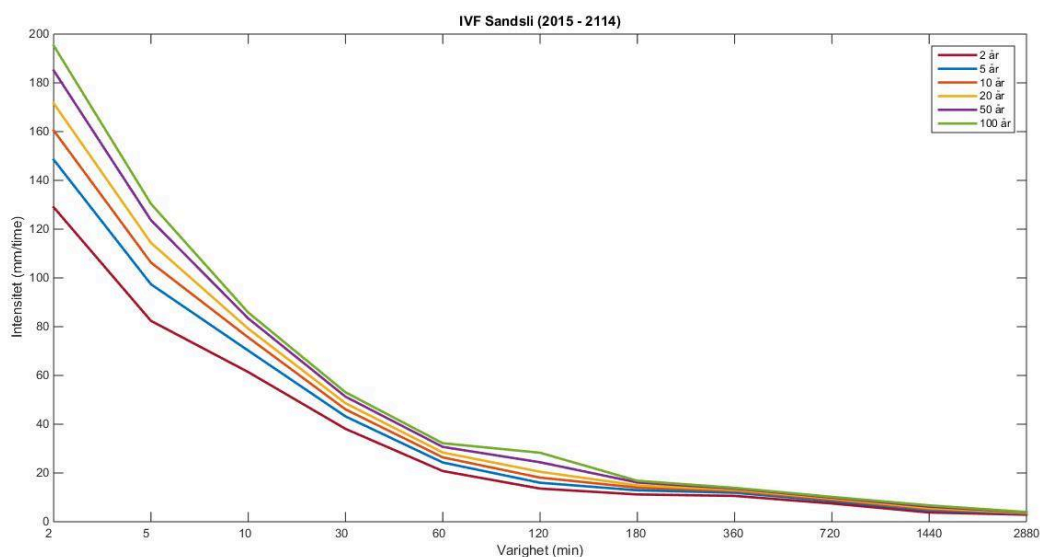
Tabell 5.26: Intensitet (mm/time) fra stasjonære bayesianske returverdier på Sandsli.



Figur 5.8: IVF - kurve for Sandsli basert på stasjonære bayesianske returverdier. Kurvene viser nedbørsintensitet for returperioder 2 - 1000 år.

Intensitet (mm/time)	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	129,0	82,4	61,4	38,1	20,8	13,6	11,2	10,6	7,5	3,8	2,9
<b>5 år</b>	148,5	97,4	70,2	43,2	24,3	16,0	12,9	11,9	8,5	4,6	3,3
<b>10 år</b>	160,5	106,3	75,6	46,1	26,4	18,1	14,0	12,6	9,0	5,1	3,5
<b>20 år</b>	171,6	114,4	79,2	48,6	28,4	20,5	14,9	13,1	9,5	5,6	3,7
<b>50 år</b>	185,1	123,7	83,4	51,3	30,7	24,4	16,1	13,6	9,9	6,2	3,9
<b>100 år</b>	195,3	130,4	85,8	53,1	32,2	28,3	16,8	13,9	10,2	6,7	4,0

Tabell 5.27: Intensitet (mm/time) fra fremskrevne ikke - stasjonære bayesianske median returverdier på Sandsli.



Figur 5.9: IVF - kurve for Sandsli basert på fremskrevne ikke - stasjonære returverdier. Kurvene viser nedbørsintensitet for returperioder 2 - 100 år.

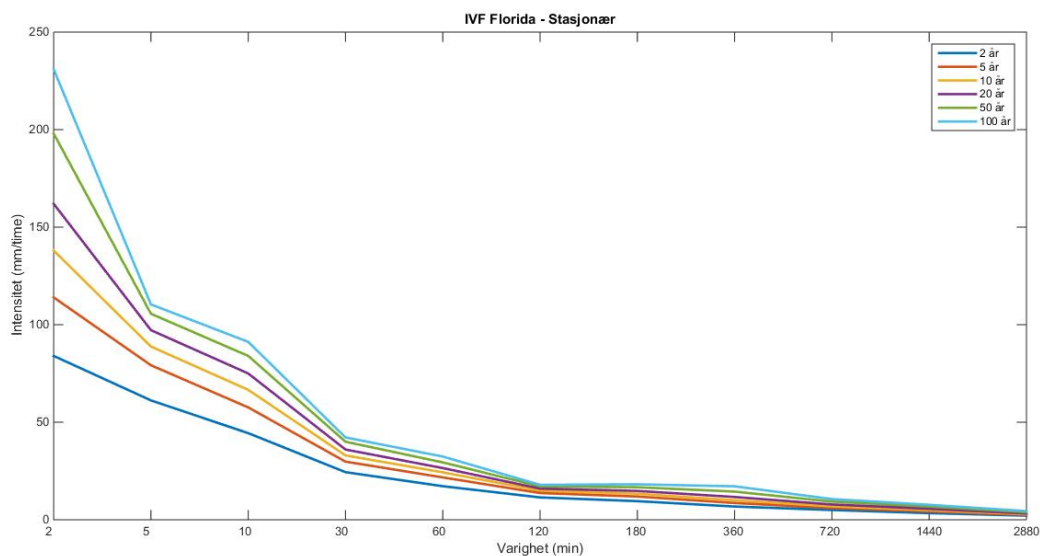
### 5.6.2 Florida, Åsane og Sædalen

Intensitet (mm/time)	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	84.0	61.2	44.4	24.4	17.2	11.5	9.5	6.8	5.0	3.4	2.1
<b>5 år</b>	114.0	79.2	57.6	29.8	21.7	13.7	11.9	8.6	6.0	4.3	2.5
<b>10 år</b>	138.0	88.8	66.6	33.0	24.3	15.0	13.3	10.0	6.9	4.9	2.8
<b>20 år</b>	162.0	97.2	75.0	36.0	26.5	16.0	14.8	11.7	7.8	5.6	3.2
<b>50 år</b>	198.0	105.6	84.0	40.0	29.4	17.1	16.7	14.4	9.3	6.7	3.9
<b>100 år</b>	231.0	110.4	91.2	42.2	32.4	17.9	18.2	17.2	10.6	7.7	4.4

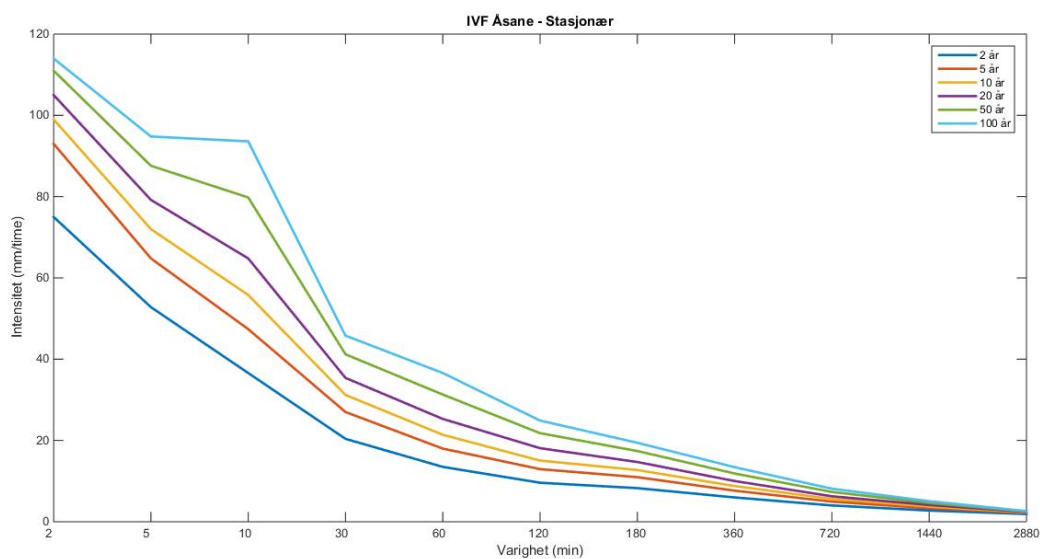
Tabell 5.28: Intensitet (mm/time) basert på stasjonære bayesianske returverdier for Florida.

Intensitet (mm/time)	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	75.0	52.8	36.6	20.4	13.5	9.60	8.3	6.0	4.0	2.8	1.9
<b>5 år</b>	93.0	64.8	47.4	27.0	18.0	12.95	11.0	7.7	5.0	3.3	2.2
<b>10 år</b>	99.0	72.0	55.8	31.2	21.4	15.05	12.7	8.8	5.6	3.7	2.3
<b>20 år</b>	105.0	79.2	64.8	35.4	25.3	18.10	14.7	10.0	6.3	4.1	2.4
<b>50 år</b>	111.0	87.6	79.8	41.2	31.3	21.80	17.4	11.9	7.3	4.6	2.6
<b>100 år</b>	114.0	94.8	93.6	45.8	36.6	24.90	19.4	13.4	8.1	5.1	2.6

Tabell 5.29: Intensitet (mm/time) basert på stasjonære bayesianske returverdier for Åsane.



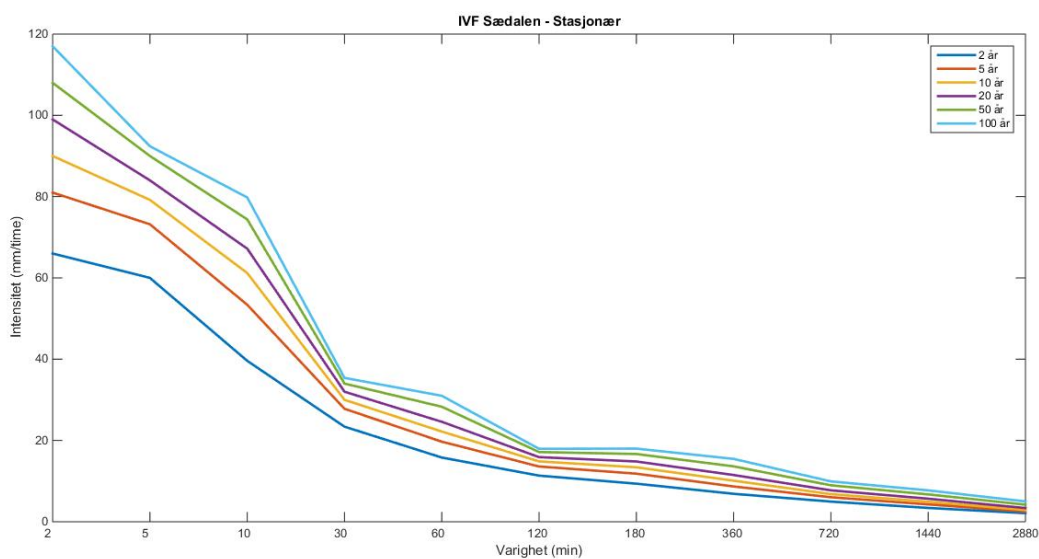
Figur 5.10: IVF - kurve for Florida basert på stasjonære bayesianske returverdier. Kurvene viser nedbørsintensitet for returperioder 2 - 100 år.



Figur 5.11: IVF - kurve for Åsane basert på stasjonære returverdier. Kurvene viser nedbørsintensitet for returperioder 2 - 100 år.

Intensitet (mm/time)	2 min	5 min	10 min	30 min	1 time	2 timer	3 timer	6 timer	12 timer	24 timer	48 timer
<b>2 år</b>	66.0	60.0	39.6	23.4	15.8	11.4	9.4	6.9	5.0	3.4	2.1
<b>5 år</b>	81.0	73.2	53.4	27.8	19.7	13.6	11.8	8.7	6.0	4.3	2.5
<b>10 år</b>	90.0	79.2	61.2	30.0	22.2	14.9	13.4	10.1	6.8	4.9	2.9
<b>20 år</b>	99.0	84.0	67.2	32.0	24.6	15.9	14.8	11.5	7.7	5.7	3.4
<b>50 år</b>	108.0	90.0	74.4	34.0	28.3	17.2	16.7	13.6	9.0	6.7	4.2
<b>100 år</b>	117.0	92.4	79.8	35.4	31.0	18.0	18.0	15.5	9.9	7.7	5.0

Tabell 5.30: Intensitet (mm/time) basert på stasjonære returverdier for Sædalen.



Figur 5.12: IVF - kurve for Sædalen basert på stasjonære bayesianske returverdier. Kurvene viser nedbørsintensitet for returperioder 2 - 100 år.



# Kapittel 6

## Konklusjon

Høyere temperaturer og flere tilfeller med mer ekstrem nedbør som konsekvens av klimaendringer er en utfordring for beregning av fremtidige nedbørsmengder. I tidligere arbeid med å finne dimensjonerende verdier for nedbør ble det antatt at returverdier og returperioder ikke vil endre seg signifikant over tid. Denne innfallsvinkelen kalles stasjonær og antar at en kan bruke historiske nedbørsdata til å forutsi fremtidig ekstremnedbør uten å anta noen endring over tid. I den bayesianke tilnærmingen brukes en antagelse om lineær økning for å ta hensyn til at klimaet endrer seg og at det vil komme mer nedbør i fremtiden.

Etter hvert som klimaendringer og konsekvenser av dette har blitt mer aktuelt har det blitt mer aktuelt med en tilnærming som tar hensyn til en endring eller utvikling i nedbørsmengde over tid. Dette kalles en ikke-stasjonær tilnærming. Den bayesianske metoden bruker Mann-Kendall trend testen for å finne ut om dataene har en signifikant trend. Hvis trenden er signifikant, blir det brukt en antagelse om lineær økning med tid for location parameteren  $\mu$  (ligning 3.5) for å ta hensyn til trenden.

Mann-Kendall trend testen viste ikke en signifikant økende trend for noen av varighetene på målestasjonene. Dette kommer av relativt korte dataserier og en trend som blir mer påvirket av naturlig variasjon enn global oppvarming. Nedbørsdataene fra Sandsli viser heller ikke en signifikant stigende trend, men Z verdiene ligger konstant ganske nært opp til grensen for en signifikant trend. For de andre målestasjonene er Z-verdien mer varierende og viser også en

negativ trend i noen tilfeller.

For nedbørsdataene fra Sandsli valgte jeg å beregne ikke-stasjonære returverdier for å se hvor store utslag dette gav på resultatene. Det viste seg at forskjellen mellom stasjonære returverdier og ikke-stasjonære returverdier fra observasjonsperioden ikke var stor. De ikke-stasjonære returverdiene skiftet mellom å være høyere og lavere enn de stasjonære. Fremtidige returverdier for returperioder 2 - 100 år ble beregnet fra median og 95-prosentil til  $\mu$ -verdier. Disse skilte seg mye fra returverdiene fra observasjonsperioden. Strøst forskjell ble observert for de korte returperiodene og forskjellen minket kontinuerlig med lengden på returperiodene. Dette betyr at det er for korte returperioder valget om ikke-stasjonær tilnærming har mest å si.

Å bruke en antagelse om at nedbøren øker lineært med tiden for å ta hensyn til trend i dataene er en kraftig forenkling og hvor god forutsigbarhet modellen NEVA bruker har i beregning av fremtidige nedbørsmaksima er usikkert. Sammenligning med resultater fra KLIMA 2100 rapporten [9] vist i tabell 5.16 viste at de fremskrevne median-returverdiene i tabell 5.12 er høyere enn det høyeste utslippscenariet RCP 8.5 med fortsatt økning i utslipp av klimagasser frem mot slutten av århundret gir, men stemmer bedre for 3-timersnedbør hvor forskjellen er 5,9% enn for 1-døgnsnedbør hvor forskjellen er 21,7%.

Siden de fremskrevne median-returverdiene viste seg å svare til høyere verdier enn en klimafaktor basert på det høyeste utslippscenariet RCP8,5 gav ville jeg anbefalt Vann- og avløpsetaten å bruke disse verdiene selv om de innebærer større risiko for underestimering enn de fremskrevne 95-prosentil-verdiene, da risikoen for underestimering virker liten. Jeg ville valgt fremskrevne returverdier fremfor stasjonære eller ikke-stasjonære returverdier fra observasjonsperioden fordi forskjellen på verdiene er relativt stor og det er viktig for kommunen med dimensjonerende verdier som kan være gyldig langt frem i tid. Det er usikkert hvor god antagelsen om at nedbøren øker lineært med tiden er for Bergen, noe en bør finne ut mer om før en tar i bruk verdiene. Sammenligning med resultater fra KLIMA 2100 rapporten antyder at returverdiene er noe høy.

Utfordringen for beregning av fremtidige nedbørsmengder er først og fremst at de tilgjengelige dataseriene for nedbør i Bergen er relativt korte. Dataserien fra Sandsli har en bra lengde på over 30 år, men den har store hull. Dette gjør at det knyttes usikkerhet til om de mest ekstreme episodene har blitt fanget opp av nedbørsmåleren. Vann- og avløpsetaten i Bergen Kommune har

som mål at alt de bygger skal være dimensjonert til å vare 100 år frem i tid. Å estimere nedbørmengder 100 år frem i tid fra dataserier på 12 - 30 år gir store usikkerheter i beregningene.

Undersøkelser av usikkerhetsestimater og hvordan størrelsen på disse blir påvirket av lengden på dataseriene viste at usikkerheten er langt større for Åsane, Florida og Sædalen som bare har 12 år lange dataserier. Dette viste seg spesielt for de lengste returperiodene. Usikkerheten øker også med lengden på returperioder. For de fremskrevne returverdiene på Sandsli var usikkerheten større for returverdiene beregnet med 95-prosentilen til  $\mu$ -verdiene enn de beregnet med medianen.

Til slutt er det for å bedre fremtidig kvalitetssikring samt bedre utbytte av nedbørsdata en fordel om etater med forskjellige kunnskapsområder kan samarbeide. Det ser nå ut til at MET skal ta inn og kvalitetssikre nedbørsdataene fra Bergen Kommune sine målestasjoner direkte. Dette vil bedre kvaliteten og riktigheten til nedbørsdataene. Selv om det er mulig å kvalitetskontrollere data i ettertid er dette ikke ideelt og forhåpentligvis vil dette samarbeidet føre til bedre oppfølging av målestasjonene. Etter hvert som tiden går vil også lengden på dataseriene øke og det vil bli mindre usikkerhet i estimering av fremtidig nedbør.

# Tillegg A

## Detaljert oversikt over perioder med manglende data

Oversikt over brudd og slettede data for målestasjonene Sædalen, Åsane og Florida. For Sandsli har det ikke vært behov for å finne ut når på året dataene manglet, så her er det bare laget en oversikt over prosentandel med data for hvert år.

## 50503 - Sædalen

År	Brudd og kommentarer
2004	-
2005	-
2006	-
2007	Høy juliverdi, ingen påviste feil.
2008	-
2009	Månedene august, september oktober har mangelfulle/feil data, slettes.
2010	Brudd: 01.01.2010 - 31.05.2010
2011	Brudd: 01.01.2011 - 28.02.2011 Brud/feil: 01.09.2011 - 04.11.2011
2012	-
2013	Brudd: 23.10.2013 - 07.11.2013
2014	Brudd: 07.07.2014 - 31.12.2014
2015	Brudd: 01.01.2015 - 28.02.2015 Brudd: 16.04.2015 - 08.09.2015

Tabell A.1: Oversikt over brudd og slettede data i måleperioden 2004 - 2015 for målestasjonen i Sædalen.

**50810 - Åsane**

<b>År</b>	<b>Brudd og kommentarer</b>
2003	-
2004	-
2005	-
2006	-
2007	Dobbeltvipp i perioden 21.06.2007 - 07.08.2007. Må slettes.
2008	-
2009	-
2010	-
2011	-
2012	-
2013	-
2014	-
2015	-

Tabell A.2: Oversikt over brudd og slettede data i måleperioden 2003 - 2015 for målestasjonen i Åsane.

**50539 - Florida**

<b>År</b>	<b>Brudd og kommentarer</b>
2004	-
2005	-
2006	-
2007	Feil 27.03.2007 - 28.03.2007. Må slettes. Feil i perioden 13.06.2007 - 08.08.2007. Må slettes.
2008	Brudd 17.02.2008 - 01.04.2008
2009	-
2010	Brudd 11.02.2010 - 01.04.2010.
2011	Brudd 14.03.2011 - 25.05.2011
2012	-
2013	-
2014	-
2015	-

Tabell A.3: Oversikt over brudd og slettede data i måleperioden 2004 - 2015 for målestasjonen på Florida.

### 50480 - Sandsli

År	Prosent data	År	Prosent data
1982	36,8 %	1983	49,6 %
1984	3,5 %	1985	17,9 %
1986	24,1 %	1987	21,1 %
1988	8,2 %	1989	25,2 %
1990	25,8 %	1991	19,3 %
1992	-	1993	-
1994	7,3 %	1995	-
1996	12,0 %	1997	95,5 %
1998	98,4 %	1999	72,8 %
2000	99,9 %	2001	1,5 %
2002	18,7 %	2003	20,6 %
2004	-	2005	13,4 %
2006	-	2007	3,6 %
2008	-	2009	-
2010	67,0 %	2011	98,1 %
2012	98,2 %	2013	100,0 %
2014	94,9 %		

Tabell A.4: Oversikt over prosentandel med data for årene 1982 - 2014 på Sandsli.



# Bibliografi

- [1] Meteorologisk Institutt, "Været som var ; Bergen,Hordaland." "<https://www.yr.no/sted/Norge/Hordaland/Bergen/Bergen/statistikk.html>", 2015. Lest; 5. Januar 2016.
- [2] Meteorologisk Institutt, "Nedbør - Meteorologileksikon." "<https://metlex.met.no/wiki/Nedb%C3%B8r>", 2010. Lest; 19. August 2015.
- [3] A.Grimsæth, "Havner tropiske stormer i Norge?." "[http://www.yr.no/artikkel/havner-tropiske-stormer-i-norge\\_-1.7565851](http://www.yr.no/artikkel/havner-tropiske-stormer-i-norge_-1.7565851)", 2011. Lest; 15. August 2015.
- [4] M.Sekse, "MARE-Fremtiden byer." "[https://www.bergen.kommune.no/bk/multimedia/archive/00073/Tilpasning\\_til\\_klima\\_73977a.pdf](https://www.bergen.kommune.no/bk/multimedia/archive/00073/Tilpasning_til_klima_73977a.pdf)", 2010. Lest; 15. Juli 2015.
- [5] S. Grønås and A. Skartveit, "Hvorfor regner det så mye i Bergen?." "<http://www.uib.no/gfi/56974/hvorfor-regner-det-s%C3%A5-mye-i-bergen>", 2009. Lest; 15. November 2015.
- [6] E.W.Kolstad, "Kronikk i BT om klimatjenester." "<https://erikwkn.wordpress.com/2016/01/08/kronikk-i-bt-om-klimatjenester/>". Lest; Oktober 2015.
- [7] G. Ragulina and A. Taurisano, *Hvordan beregne returverdier for gitte gjentakintervaller?* Oslo, Norge: Norges vassdrags- og energidirektorat, Statens vegvesen, Jernbaneverket, 2014.
- [8] H. Skaaraas, A. Hansen, D. Refling, and M. m.fl., *Overvann i byer og tettsteder: som problem og ressurs*. Oslo, Norge: Departementenes sikkerhets- og serviceorganisasjon, 2015.
- [9] I. H. Bauer, E. Førland, I. Haddeland, H. Hisdal, S. Mayer, A. Nesje, J. Nilsen, S. Sandven,

- A. Sandø, A. Sorteberg, and B. Ådlandsvik, *Klima i Norge 2100 - Kunnskapsgrunnlag for klimatilpassning oppdatert i 2015*. Oslo, Norge: Norsk Klimasenter, 2009.
- [10] B. Riisnes and E. Kristvik, "Hydrological assessment of water resources in bergen.," masteroppgave, Norwegian University of Science and Technology - Department of Hydraulic and Environmental Engineering, 2014.
- [11] J. Johannessen, "Fremtidens kima i Norge." "<http://www2.bjerknes.uib.no/filer/2182.pdf>". Lest; 2. Februar 2016.
- [12] O. Dokken, H. Eide, O. Johansen, and A. H. Øverjordet, *Geografi*. Oslo, Norge: Cappelen Damm, 2013.
- [13] L. Sørbel, J. Nystad, and S. Granli, *GEO Geografi Studieforbredende*. Gyldendal Norsk Forlag, 2009. 1. Utgave.
- [14] R. B. Smith and I. Barstad, "A linear theory of orographic precipitation," *Journal of the atmospheric science*, vol. 61, pp. 1377 – 1391, 2004.
- [15] G. H. Roe, "Orographic precipitation," *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 33, pp. 645 – 671, 2005.
- [16] R.I. Hansen, "Utarbeidelse av temakart for nedbør: Bergen Kommune, Vann og avløpsetaten." "[https://www.bergen.kommune.no/bk/multimedia/archive/00019/Temakart\\_for\\_ekstrem\\_19062a.pdf](https://www.bergen.kommune.no/bk/multimedia/archive/00019/Temakart_for_ekstrem_19062a.pdf)", 2006. Lest; 15. November 2015.
- [17] BINGO, "BINGO - A Better Future Under Climate Change." "<http://www.projectbingo.eu/>", 2006. Lest; 15. November 2015.
- [18] Store norske leksikon, "Ekstrapolasjon." "<https://snl.no/ekstrapolasjon>", 2009. Lest; 3. mars 2016.
- [19] A. Eshky, "Bayesian methods of parameter estimation," in *University of Edinburgh*.
- [20] S. Coles, *An introduction to statistical modeling of extreme values*. London: Springer, 2001.
- [21] L.Cheng, A.AghaKouchak, E.Gilleland, and R.Katz, "Non-stationary extreme value analysis in a changing climate," *Climate Change*, vol. 127, pp. 353 – 369, 2014.

- [22] NEVA, “Nonstationary Extreme Value Analysis Toolbox.”  
"https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/48238-nonstationary-extreme-value-analysis-neva-toolbox".
- [23] J.Olsen, J.Lambert, and Y.Haimes, “Risk of extreme events under nonstationary conditions,” *Risk Analysis*, vol. 18, pp. 497 – 510, 1998.
- [24] L.Cheng and A.Aghakouchak, “Nonstationary precipitation intensity-duration-frequency curves for infrastructure design in a changing climate,” *Scientific Reports*, vol. 4, 2014.
- [25] S. Eckersten, “Updating rainfall intensity-duration-frequency curves in sweden accounting for the observed increase in rainfall extremes,” masteroppgave, Uppsala Universitet, Stockholm, Sverige, Mars 2016.
- [26] C. Geyer, *Introduction to Markov Chain Monte Carlo*. Chapman and Hall/CRC, May 2011. Kapittel 1.
- [27] A. Gelman and K. Shirley, *Inference from Simulations and Monitoring Convergence*. Chapman and Hall/CRC, May 2011. Kapittel 6.
- [28] C. TerBraak, “A markov chain monte carlo version of the genetic algorithm differential evolution: easy bayesian computing for real parameter spaces,” *Statistics and Computing*, vol. 16, pp. 239 – 249, 2006.
- [29] S.Yue and P.Pilon, “A comparison of the power of the t test, mann-kendall and bootstrap tests for trend detection,” *Hydrological Science Journal*, vol. 49, pp. 21 – 37, 2004.
- [30] N. Salvadori, “Evaluation of non-stationarity in annual maximum flood series of moderately impaired watersheds in the upper midwest and northeastern united states,” masteroppgave, Michigan Technological University, 2013.
- [31] H. Lippestad, “Kvalitetskontroll av observasjonsdata.” "<http://met.no/Forskning/Klimaforskning/Kvalitetskontroll/>". Lest; Oktober 2015.
- [32] F.Vejen, C. Jacobssen, U. Fredriksson, M. Moe, L. Andersen, E. Hellsten, P. Rissanen, P. Pálsdottir, and P. Arason, *Quality control of Meteorological Observations*. NORDKLIM, Oslo, Norge, 8 ed., April 2002.

- [33] Meteorologisk Institutt, "Ettermiddagsbyger." "<https://metlex.met.no/wiki/Ettermiddagsbyger>". Lest; 27. april 2016.