

Regnintensitet i Europa med fokus på Sverige

– ett klimatförändringsperspektiv

*Claes Hernebring
Bengt Dahlström
Erik Kjellström*



Svenskt Vatten Utveckling

Svenskt Vatten Utveckling (SVU) är kommunernas eget FoU-program om kommunal VA-teknik. Programmet finansieras i sin helhet av kommunerna. Programmet lägger tonvikten på tillämpad forskning och utveckling inom det kommunala VA-området. Projekt bedrivs inom hela det VA-tekniska fältet under huvudrubrikerna:

Dricksvatten
Ledningsnät
Avloppsvatten
Management

SVU styrs av en kommitté, som utses av styrelsen för Svenskt Vatten AB. För närvarande har kommittén följande sammansättning:

Agneta Granberg, ordförande	Göteborgs Stad
Daniel Hellström, sekreterare	Svenskt Vatten
Henrik Aspegren	VA SYD
Per Ericsson	Norrvatten
Stefan Johansson	Skellefteå kommun
Henrik Kant	Göteborg Vatten
Lena Ludvigsson-Olafsen	Smedjebackens kommun
Lisa Osterman	Örebro kommun
Kenneth M. Persson	Sydvatten AB
Lars-Gunnar Reinius	Stockholm Vatten AB
Bo Rutberg	Sveriges Kommuner och Landsting
Lena Söderberg	Svenskt Vatten

Författarna är ensamma ansvariga för rapportens innehåll, varför detta ej kan återopas såsom representerande Svenskt Vattens ståndpunkt.

Svenskt Vatten Utveckling
Svenskt Vatten AB
Box 47607
117 94 Stockholm
Tfn 08-506 002 00
Fax 08-506 002 10
svensktvatten@svensktvatten.se
www.svensktvatten.se
Svenskt Vatten AB är servicebolag till föreningen Svenskt Vatten.

Rapportens titel:	Regnintensitet i Europa med fokus på Sverige – ett klimatförändringsperspektiv
Title of the report:	Short term Rainfall Intensities in Europe with the focus on Sweden – a Climate Change perspective
Rapportnummer:	2012-16
Författare:	Claes Hernebring, DHI, Bengt Dahlström, Ombros, Erik Kjellström, SMHI
Projektnummer:	10-103
Projektets namn:	Regnintensitet i Europa med fokus på Sverige – ett klimatförändringsperspektiv
Projektets finansiering:	Svenskt Vatten Utveckling, Göteborg Vatten, Östersund Vatten, Växjö kommun, VA-Syd, Mälarenergi
Rapportens omfattning	
Sidantal:	114
Format:	A4
Sökord:	Klimatförändring, regnintensitet, intensitet-varaktighet, urban hydrologi, dimensionerande regn
Keywords:	Climate change, rainfall intensity, IDF-curves, urban drainage, design storm
Sammandrag:	Projektet byggdes på kombinationen av insamlad statistik för korttidsnederbörd i Europa och framskrivningar enligt klimatscenariodata. Övergripande analyser har gjorts baserat på det samlade innehållet i den databas som byggdes upp i projektet. Ett flertal olika klimatscenarier har använts för att belysa vilka osäkerheter som finns. Klimatsignaler togs fram för fem utvalda svenska orter baserat på sammanlagt 11 olika klimatscenarier.
Abstract:	The project was founded on a combination of rainfall IDF (Intensity-Duration-Frequency) statistics from different locations in Europe and scenario data from climate models. Overall analyses were made based on the entire contents of the database built within the project. A number of different climate scenarios have been used to illustrate the uncertainties that exist. Climate signals were investigated for five selected Swedish cities based on a total of 11 different climate scenarios.
Målgrupper:	Kommuner, länsstyrelser, konsulter
Omslagsbild:	Cumulonimbus, åskmoln. Akvarell av Margareta Hernebring
Rapport:	Finns att hämta hem som PDF-fil från Svenskt Vattens hemsida www.svensktvatten.se
Utgivningsår:	2012
Utgivare:	Svenskt Vatten AB © Svenskt Vatten AB

Förord

Projektet bygger på kombinationen av insamlad statistik för korttidsnederbörd i Europa och framskrivningar enligt klimatscenariodata. Arbetsfördelningen inom projektarbetsgruppen har varit följande:

Claes Hernebring

- Upprättande och strukturering av en databas för insamlade data, framtagande av klimatologiska bakgrundsfaktorer.
- Ansvarat för kommunala tillämpningar, vilka medfört utveckling av verktyg för datahantering av/korrigerig av tidsseriedata.
- Redaktör för rapporten och projektledare.

Bengt Dahlström

- Har dragit i sitt kontaktnät inom europeiska vädertjänster och med lock och pock sett till att vi fått tillgång till utvärderad statistik för korttidsnederbörd från ett stort antal länder.
- Har analyserat innehållet i den slutligen sammanställda regndatabasen, och utvecklat en formel för sammanhangen.
- Tillämpat detta storskaligt på Sverige och Europa.

Erik Kjellström

- Har sett till att projektet fått tillgång till klimatscenariodata samt försett gruppen med bakgrundsinformation.
- Utfört kompletterande beräkningar betr. luftmassans stabilitet i aktuella klimatscenarier.

Angivna personer har haft huvudansvaret för respektive delavsnitt i rapporten. Författarna svarar dock samlat för innehållet i hela rapporten.

Barry Broman, SMHI, har underlättat åtkomst till klimatscenariodata.

Kontaktpersoner i deltagande kommuner som bidragit med tillämpningsdata har varit:

Göteborg/Göteborg Vatten:	Johan Jansson
Malmö/ VA-syd:	Stefan Milotti, Susanne Steen Kronborg
Västerås/Mälarenergi:	Birger Wallsten
Växjö kommun:	Fredrik Gedda
Östersund/Östersund Vatten:	Anette Wahlström

Inom projektet har två allmänna projektmöten hållits, samt sju möten inom projektarbetsgruppen. Till projektets genomförande har bidrag erhållits från Svenskt Vatten Utveckling och från deltagande kommuner/organisationer.

Göteborg och Norrköping i september 2012

Claes Hernebring, DHI Sverige AB
Bengt Dahlström, Ombros, f.d. SMHI
Erik Kjellström, SMHI

Innehåll

Sammanfattning.....	6
Summary.....	7
1 Bakgrund och syfte med projektet.....	8
1.1 Syfte.....	8
1.2 Nuvarande svensk regnstatistik	8
1.3 Om klimatscenariodata	9
2 Data	12
2.1 Observationsdata	12
2.2 Klimatmodelldata	14
2.3 Strukturering av databas för regnstatistik	16
3 Dataanalyser	19
3.1 Bakgrund till intensitets-varaktighetsstatistik för regn.....	19
3.2 Vidareutveckling, verifikation och tillämpning av en formel för regnintensitet	21
3.3 Justering av tidsseriedata	42
4 Tillämpningar i utvalda orter	47
4.1 Klimatförändringssignaler – allmänt för tillämpningsorterna	47
4.2 Klimatanaloger.....	52
4.3 Exempel på användning av "klimatförändringssignaler" hos enstaka scenarier i urbanhydrologiska tillämpningar.	56
5 Vad kan vi vänta oss av framtida framtidsscenarier.....	70
6 Summering av utfört arbete och huvudslutsatser	71
7 Behov av mera kunskapsutveckling.....	72
8 Referenser.....	73
Bilagor	77

Sammanfattning

Huvudsyftet med projektet har varit att se om en kombination av regnstatistik från olika orter i Europa och scenariodata från klimatmodeller kan säga oss något om den framtida förekomsten av häftiga regn i Sverige.

Analyserna har utförts efter flera spår, baserat dels på en ny sammanställning av regnstatistik och dels på en uppsättning klimatsceniordata. Övergripande analyser har gjorts baserat på det samlade innehållet i den databas som byggdes upp i projektet. Ett flertal olika klimatscenarioer har använts för att belysa vilka osäkerheter som finns.

Kanske läsaren här i sammanfattningen väntar sig ett definitivt svar på frågan: Hur blir det nu med de häftiga regnen i framtiden? Hen kanske blir besviken på fortsättningen, eftersom det fortfarande efter detta projekt råder vissa osäkerheter.

Innehållet i databasen med regnstatistik analyserades, och de mest intressanta prediktorerna för att förklara geografiska skillnader i regnintensitet visade sig vara sommarmedeltemperatur, sommarnederbörd och index över atmosfärens stabilitet (s.k. K-index) samt höjden över havet.

Ett matematiskt samband togs fram, där förenklat sommarmedeltemperatur och sommarnederbörd ingår som variabler. Denna formel tillämpad på ett klimatscenario gav för Sverige som resultat att den dimensionerande regnintensiteten (10-årsregnet) ökar i stora områden med omkring 10 procent för varaktigheterna 10 min, 1 h och 1 dygn. För stora delar av Syd- och Centraleuropa: en minskning med omkring 10 procent eller mer från perioden 1961–90 till perioden 2071–2100.

Klimatsignaler (förändringar inom klimatsceniordata mellan en kontrollperiod och framtiden) togs fram för 5 utvalda svenska orter baserat på sammanlagt 11 olika klimatscenarioer. Resultaten kan grovt sammanfattas med att säsongstemperaturen fram till slutet av seklet ökar mest vintertid (3–5 °C), minst under sommaren (2.5–3 °C). Intensiteten hos häftiga regn sommartid förutspås generellt öka med 10–15 %, men spridningen mellan olika scenarier är mycket stor (från oförändrad intensitet upp till en ökning med mer än 40 %).

Bara sett till temperaturförändringen – där är de olika scenariobeskrivningarna mer överens – och luftens vattenhållande förmåga (och därmed indirekt av extremregnens intensitet) kan man vänta sig att finna en 7-procentig ökning per grad uppvärmning. En analys av svenska observerade regndata visade att så var fallet. Dessutom fanns en antydning om att litteraturuppgifter att ökningstendensen för de mest extrema tillfällena blir större över ett tröskelvärde för dygnsmedeltemperaturen (på omkring 12° C), också gäller för svenska förhållanden.

I rapporten redovisas också några tillämpningar av urbanhydrologisk karaktär och framskrivningar betr. tillskottsvattenmängder i avloppssystem, tillrinning till avloppsverk och bräddningar. Klimateffekten på avloppsvattnets temperatur beskrivs också, vilken till skillnad från övriga faktorer generellt går i gynnsam riktning och kan vara av betydelse för planering av framtida processlösningar.

Summary

The main aim of the project was to see if a combination of rainfall IDF (Intensity-Duration-Frequency) statistics from different locations in Europe and scenario data from climate models can tell us something about the future occurrence of heavy rains in Sweden.

The analyses have been performed on several tracks, based partly on a new compilation of IDF statistics and partly on a set of climate scenario data. Overall analyses were made based on the entire contents of the database built in the project. A number of different climate scenarios have been used to illustrate the uncertainties that exist.

Perhaps the reader in this summary is expecting a definitive answer to the question: What will happen now with the heavy rains in the future? He may be disappointed in the following, because there still remains some uncertainty.

The contents of the database with IDF statistics were analyzed, and the most interesting predictors to explain the geographic differences in rainfall intensity was found to be summer mean temperature, summer rainfall volumes, indices of atmospheric stability (known as the K-index) and altitude.

A mathematical relationship was developed, which in a simplified way included the summer mean temperature and precipitation as variables. This formula applied to one climate scenario gave for Sweden as a result that the design rainfall intensity (10-year rainfall) increases in large areas by about 10 percent for durations of 10 minutes, 1 hour and 1 day. For large parts of Southern and Central Europe: a decline of about 10 percent or more from the period 1961–90 to the period 2071–2100.

Climate signals (changes in climate scenario data between a control period and the future) were investigated for the five selected Swedish cities based on a total of 11 different climate scenarios. The results can roughly be summarized as an increased seasonal temperature until the end of the century, the most during the winter (3–5 °C), and least during the summer (2.5–3 °C). The intensity of heavy rainfall in summer is predicted to generally increase by 10–15 %, but the spread between the different scenarios is very large (from unchanged intensity up to an increase of more than 40 %).

Just in terms of the temperature change – where the different scenarios agree more – and water vapor storage capacity (and thus indirectly the intensity of extreme rainfalls), one can expect to find a 7 percent increase per degree of warming. An analysis of Swedish observed rainfall data showed that this was the case. Moreover, there was an indication according to literature data, that the percentage increase for the most extreme events will be doubled over a threshold value for the average daily temperature (around 12° C) also applies to Swedish conditions.

The report also describes some applications on urban drainage and climate projections concerning infiltration into drains, runoff to sewage works and combined sewer overflows. Climate effect on the wastewater temperature is also described, which, unlike the other factors generally is changing in a favorable direction, and may be important for planning of future wastewater treatment process solutions.

1 Bakgrund och syfte med projektet

1.1 Syfte

Huvudsyftet med projektet har varit att se om en kombination av regnstatistik från olika orter i Europa och scenariodata från klimatmodeller kan säga oss något om den framtida förekomsten av häftiga regn i Sverige.

Analyserna har utförts efter flera spår, baserat dels på en ny sammanställning av regnstatistik och dels på en uppsättning klimatscenedata. Övergripande analyser har gjorts baserat på det samlade innehållet i den databas som byggdes upp i projektet. Sammanställningen gav i vissa fall upphov till funderingar om hur ”sann” den aktuella statistiken är. Det väsentliga i detta skede bedömdes dock vara att man på den aktuella orten trodde på sina rapporterade data. Ett flertal olika klimatscenerier har använts för att belysa vilka osäkerheter som finns.

Redovisade analyser är förslag och naturligtvis inte uttömmande. Projektet har inneburit uppbyggande av en ”resurs” – regndatabasen, där analyserna skulle kunna förfinas i framtiden och vita fläckar kompletteras.

Det görs djupdykning betr. klimatsignaler och med tillämpningar i fem svenska orter som bidragit med data till projektet. Dessa innefattar inte bara förändrad regnstatistik. Tillämpningar av urbanhydrologisk karaktär, kräver ofta att man applicerar tidsseriedata. Det är inte enbart det aktuella extremtillfället som är intressant, utan förhållanden på längre sikt i aktuella tillämpningar som bl.a. handlat om tillskottsvattenmängder i avloppssystem, flödesstatistik och bräddningar. Därför redovisas också i projektet metodik för hur klimatsignaler kan appliceras på tidsseriedata.

1.2 Nuvarande svensk regnstatistik

Med begreppet ”regnstatistik” i denna rapport avses statistik för korttidsnederbörd med varaktigheter från några minuter upp till ett dygn. Statistiken brukar sammanfattas matematiskt eller i diagram som intensitets-varaktighetssamband (engelska: IDF, Intensity-Duration-Frequency), som används t.ex. vid dimensionering av dagvattensystem med snabba avrinningsförlopp. Vad som uppfattas som ett ”häftigt regn” beror på sammanhanget och aktuell tillämpning. Sannolikheten för att detta ska inträffa brukar uttryckas som ”återkomsttid”. I Tabell 1 ges exempel på samhörande värden på regnvolymer och varaktighet för två olika återkomsttider.

Tabell 1 Illustration av regnvolymer som motsvarar olika återkomsttider vid varierande regnvaraktighet. Värden enl. Dahlström (2010).

Återkomsttid	Regnvolymer, mm under varaktigheten		
	10 min	1 h	24 h
1 år	7	12	40
10 år	14	26	65

Vår uppfattning i Sverige om nuvarande (från mitten av 1980-talet och 25–30 år framåt) regnstatistik formulerades senast (år 2011) i Svenskt Vatten publikation P104. Där anges att ”om inte annat är känt, dvs. den aktuella orten har egen etablerad regnstatistik”, så gäller blockregnstatistik enligt Dahlström (2010) för svenska förhållanden. Vi kommer att möta Dahlströms ekvation från 2010, och modifieringar därav, senare i denna rapport, i avsnitt 3.2.

Till de orter i Sverige som har ”egen etablerad regnstatistik” kan räknas t.ex. Stockholm, Göteborg, Malmö, Halmstad, Jönköping, och Växjö, där dock regnstatistiken inbördes inte skiljer sig så mycket, se Hernebring (2008), Hernebring och Salomonsson (2009).

I Svenskt Vatten publikation P104 ges en historieskrivning om VA-Sveriges användning av blockregnsstatistik över tiden. Hernebring (2008) visade att regnstatistik för Stockholm under modern tid, sedan 1980-talet, uppvisade i stort sett identiska statistiska egenskaper jämfört med utvärderingar av data från början av 1900-talet, från perioden 1907–1946. För en serie med regnhändelser från Göteborg för perioden 1926–2007 erhöles en betydande variabilitet (dock ingen trend) om data utvärderades i delintervall om 20 år. Wern (2012) redovisar motsvarande slutsatser baserat på SMHI:s dygnsdata 1900–2011. Studien visade att extrem nederbörd generellt sett har ökat från 1900 fram till 1930- och 1940-talet därefter blev det en minskning till 1970-talet för att sedan öka fram till idag.

Det här med trender, är ett mycket besvärligt kapitel. Vi tycker ju emellånåt att ”nu”, de sista åren, har det varit ett trendbrott. Hur kan det egentligen vara möjligt att urskilja en långtidstrend om det som det beskrivits i ovanstående publikationer, krävs mer än 30 års data, för att bestämma den nuvarande ”sanna” statistiken? Egentligen kan vi ju inte veta det förrän efteråt (när ytterligare 30–40 år har gått?).

1.3 Om klimatscenariodata

Klimatet ändras som resultat av olika processer som kan vara naturliga och/eller påverkade av mänskliga aktiviteter. Exakt hur stor den här påverkan kommer att vara i framtiden vet vi inte då de här processerna är förknippade med olika osäkerheter. Det här betyder att vi inte heller vet hur framtidens klimat kommer att se ut med någon större säkerhet. Däremot kan vi ta fram scenarier utifrån olika antaganden om exempelvis framtida befolkningstillväxt, ekonomiska utveckling, teknologiska framsteg mm. Utifrån de här scenarierna kan vi sen skapa oss en bild av hur klimatet kan komma att se ut. Verktöget för det här är de matematisk/fysikaliska s.k. klimatmodeller som används för att räkna ut hur klimatsystemet ser ut. Beräkningarna görs i ett tredimensionellt gridnät med en beräkningspunkt i varje gridruta och modellerna räknar fortlöpande ut modelltillstånd, med relativt hög tidsupplösning. I de här beräkningarna startar man alltid från ett föregående modelltillstånd till vilket man lägger modellens tendenser av tillståndsvariablerna (exv. temperatur, vindhastigheter, fuktighet i atmosfären eller temperatur och salthalt i haven). Tidstendenserna beror av alla olika processer som påverkar klimatsystemet. På så sätt får man fram nästa modelltillstånd

varefter proceduren upprepas om och om igen. Tidsstegen i en klimatmodell är av storleksordningen några minuter till en timme och beräkningarna kan sträcka sig över hundratals år. Den rumsliga upplösningen är som regel 100–300 km för en global klimatmodell och antalet vertikala nivåer vanligen 20–30 i atmosfären. I haven är upplösningen ofta lite finare. Det är alltså frågan om ett mycket stort antal beräkningar och tillgången till kraftfulla datorer är ofta begränsande.

Även om antalet gridrutor är mycket stort så är upplösningen fortfarande relativt grov. Det här innebär att modellerna har en ganska dålig beskrivning av detaljer i exv. land-havfördelning och höjdförhållanden. Det här kan få stora konsekvenser för det lokala klimatet då just den typen av lokala förhållanden kan vara avgörande för hur vädret, och därmed klimatet, gestaltar sig på en plats. Exempelvis så är den Skandinaviska fjällkedjan bara ett par hundra meter hög i en modell med ett par 100 km upplösning. Som ett sätt att komma runt problematiken med datorkraften har man utvecklat metoder för regional nedskalning där man utgående från den globala klimatmodellen gör beräkningar på ett finare gridnät i ett område. Regional nedskalning kan ske med hjälp av statistiska och dynamiska metoder där den förra utnyttjar empiriska samband mellan storskaliga och lokala förhållanden i atmosfären. Dynamisk nedskalning innebär att man använder en liknande klimatmodell som den globala fast den är då begränsad till ett visst område. Indata till den regionala modellen är data från den globala modellen som utnyttjas i områdets ytterkanter.

Det finns alltså en hel del osäkerheter relaterade till modellernas upplösning. Men, det är inte bara upplösningen i sig som är problematisk även processbeskrivningar är ofta förenklade. Detta kan bero både på datorkraft och på ofullständiga kunskaper om hur systemet faktiskt fungerar i alla detaljer. Förutom modellernas osäkerhet och osäkerheterna som förknippas med olika framtidsscenarier så finns också en osäkerhet när det gäller den naturliga klimatvariationen. Även utan yttre påverkan, som ändrade växthuskoncentrationer eller ändrad solstrålning, så varierar klimatet på olika tids- och rumsskalor. Exempelvis kan vissa perioder vara relativt varma eller kalla, eller blöta eller torra o.s.v. Den här typen av naturlig variabilitet kan i någon utsträckning göra det svårare att upptäcka en framväxande långsiktig klimatförändringssignal.

Som nämnts här ovan så är klimatscenarier för framtiden osäkra av en rad olika orsaker. Dessa är alltså kopplade till

- osäkerheter i klimatpåverkande faktorer, exempelvis växthuskoncentrationer, framtida solinstrålning, vulkanutbrott mm.
- osäkerheter i hur klimatsystemet svarar på ändring i påverkande faktorer. Hur samverkar olika processer i klimatsystemet? Vilka återkopplingsmekanismer finns? Vilken känslighet har klimatsystemet?
- osäkerheter i formulering av klimatmodellerna. Alla modeller innehåller förenklingar. Hur påverkar dessa modellernas klimatkänslighet?
- osäkerheter med klimatsystemets naturliga variabilitet. Är vi på väg in i en varm/kall, blöt/torr period av rent naturliga orsaker.

De här osäkerheterna gör att klimatscenarier måste tolkas med försiktighet. Ett sätt att närma sig scenarierna är att använda sig av många olika scenarier

på en gång. En sådan, s.k. ensemble av flera scenarier kan då sättas samman så att den speglar de olika källorna till osäkerhet. Bl. a. kan man använda flera olika utsläppsscenarier eller flera olika klimatmodeller. Det här leder till att man får ett antal olika resultat med en viss spridning där då en större spridning visar på en stor osäkerhet och en mindre spridning visar på en något mindre osäkerhet.

2 Data

2.1 Observationsdata

2.1.1 Insamlade intensitets-varaktighetsdata

Insamlingen av regnstatistik från europeiska vädertjänster startade i september 2009 genom ett utskick till 26 generaldirektörer för vädertjänsterna. De första faserna i insamlingsprocessen finns beskrivna av Dahlström (2010). Ansträngningarna att få data fortsatte i detta projekt fram till första halvåret 2011. Processen tog lång tid, därför att det ibland krävdes viss övertalning (gäller Tyskland och Frankrike) att skicka oss de data vi önskade "free of charge". Det återstår ännu vissa vita fläckar i Europa, där vi vet att det finns IDF-data, (läs: Italien) men som vi inte lyckats få tillgång till, kanske beroende på att vi vänt oss till fel instans.

De data som utnyttjats i detta projekt representerar 139 stationsplaceringar i 19 europeiska länder, se Figur 1.

I "BILAGA A.1 Beskrivning av bakgrund till insamlade IDF-data." ges, land för land, kortfattade beskrivningar av bakgrunden till de insamlade data. I "BILAGA A.2 Stationslista för regnstatistikdatabas" finns en detaljerad lista över stationsplaceringarna. Det skulle föra för långt att här gå in på hur man i detalj har gjort utvärderingarna i resp. land. Därför ges denna information bara översiktligt. I den mån de funnits tillgängliga ges referenser. Vi har lärt oss, att varje land med självaktning tillämpar en "egen" metodik (inklusive Sverige). Om man inte gör grova metodfel torde ett utvärderingsresultat vara oberoende av tillämpad metodik, så länge man befinner



Figur 1 Karta över stationsplaceringar

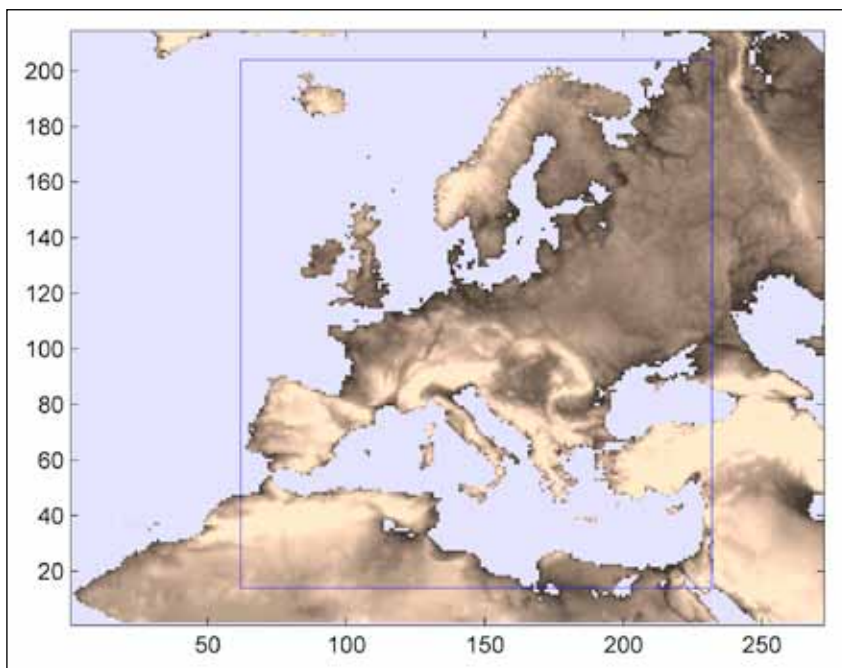
sig väl inom tidsseriens längd, exempelvis skattar 10-årsregnet baserat på en tidsserie med längden 20–30 år. Däremot, kan skillnaderna bli stora beroende på metod vid extrapolering, ex. vid uppskattning av "100-årsregnet" från en avsevärt kortare tidsserie.

I avsnitt 3.1 ges en fylligare bakgrund till metodik för framtagande av intensitets-varaktighetsdata.

2.1.2 Klimatologiska bakgrundsdata – E-obs

Markbaserade observationsdata används för att studera variabilitet och förändringar av klimatet. De är också av mycket stor vikt vid jämförelse mot klimatmodellresultat. Skillnader kartläggs och man försöker förstå vad som orsakar dem och utnyttja detta för att förbättra modellerna. Ett problem är ofta att enstaka punktopbservationer är svåra att jämföra mot klimatmodellernas resultat som motsvarar ytmedelvärden över stora områden (en grid-upplösning på 50 km ger ju att varje beräkningspunkt motsvarar ett 2 500 kvadratkilometer stort område).

De här problemen med representativitet hos enskilda observationsstationer kommer man delvis tillrätta med om man istället använder griddade data, där alltså punktopbservationer på något sätt gjorts om så att de representerar hela gridnet. I det här arbetet har vi använt det griddade datasetet E-obs (Haylock et al., 2008). En fördel med dessa data är att man använt exakt samma grid vid framtagandet som det som används av många regionala klimatmodeller vilket underlättar jämförelsen.



Figur 2 Visualisering av E-obs dataområde. Upplösningen på pixlarna är här 25·25 km. RCA:s modellområde är markerat med blå linje.

E-obsdata¹ uppdateras kontinuerligt baserat på data från de europeiska meteorologiska instituten. Mellan versionerna kan det skilja något i data-innehållet, beroende på att man rättar till fel som upptäcks, stationsdata som tillkommer etc. Vid tidpunkten för framtagande av bakgrundsdata för regndatabasen enligt detta avsnitt användes version 4, som täcker data t.o.m. 2010. För senare moment i projektet användes version 6, där det finns data t.o.m. 2011. Det finns 4 olika E-obsversioner: två grid-upplösningar med resp. två olika gridprojektioner. Den variant som utnyttjats här benämns ”0.22 deg. rotated grid”, vilken är densamma som utnyttjas i många regionala klimatmodeller, inkl. SMHIs RCA3-modell med upplösningen 25·25 km. Dataområdet för E-obs framgår av Figur 2.

2.2 Klimatmodelldata

I den här rapporten har använts data från ett antal olika klimatmodellkörningar. Samtliga är framtagna med SMHIs regionala klimatmodell RCA3 (Samuelsson et al., 2011).

2.2.1 RCA3

RCA3 är en vidareutveckling av RCA2 och RCA1 som i sin tur härstammar från HIRLAM som är SMHIs operationella väderprognosmodell. Modellerna innehåller en beskrivning av atmosfären samt dess växelverkan med markytan som beskrivs med en speciell markmodell. HIRLAM och RCA har delvis utvecklats i fas vilket gör att mycket av formuleringarna i modellen är testade under många års dagligt prognosarbete. Vidare har RCAs klimat utvärderats i en rad studier. Specifikt för nederbörd kan nämnas studierna av Samuelsson et al. (2011), Jeong et al. (2011), Walther et al. (2012) där den första tar upp nederbörd på säsongsbasis och extremer och de båda andra fokuserar på dygnsrytmen hos konvektiv nederbörd.

2.2.2 Drivdata

En regional klimatmodell måste få indata från en global modell. Dels krävs initialtillstånd, dels laterala randvillkor (vind, tryck, fuktighet och temperatur på alla höjdnivåer) samt havsyttetemperatur och information om havsisens utbredning.

Vi använder ett antal körningar med RCA3 där drivdata tagits antingen från återanalysdata (ERA40) eller från globala klimatmodeller, se Tabell 2. ERA40 från det europeiska centret för medellånga väderprognoser (ECMWF) är en av de bästa representationerna av atmosfärens tredimensionella egenskaper som vi har tillgång till för de senaste decennierna. Återanalys innebär att man använt en väderprognosmodell för att ta fram analyser av väderläget under en lång rad år. I de analyserna har modellen använt sig dels av föregående modelltillstånd, men också av en lång rad observationer från olika källor (satelliter, radar, flygplan, markbaserade mätningar, bojar i haven etc.). Observationerna har assimilerats in i analysen av modellen som

¹ We acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) and the data providers in the ECA&D project (<http://eca.knmi.nl>)

anpassar sin analys efter rådande observationer. På så sätt fås en realistisk beskrivning av atmosfärens utveckling under en lång period.

De globala klimatmodeller som använts för att ge drivdata till RCA3 har utvecklats och körts på en rad olika klimatmodelleringscenter. Dessa globala modeller, är till skillnad från RCA, också kopplade med modellkomponenter som beskriver havets tillstånd. Det här gör alltså att havsyntans tillstånd (temperatur och is) kan tas direkt från den globala modellen.

Tabell 2 Simuleringar med regionala klimatmodeller som använts här. Kolumnerna visar på löpnummer, global klimatmodell (AOGCM) samt utsläppsscenario. I samtliga fall är den regionala modellen SMHIs RCA3. "Variant" betecknar varierande initialförhållanden (ECHAM5) eller varierande klimatkänslighet (HadCM3).

Nr	Global klimatmodell, institut, land	Variant	Upplösning, km	Utsläppsscenario	Benämning i denna rapport
1	ERA40 (återanalys)		25	-	ERA40_25km
2	BCM (NERSC, Norge)		50	A1B	BCM_A1B_50km
3	ECHAM5 (MPI-met, Tyskland)	R1	50	A2	ECHAM5_A2_1_50km
4		R1	50	A1B	ECHAM5_A1B_1_50km
5		R2	50	A1B	ECHAM5_A1B_2_50km
6		R3	50	A1B	ECHAM5_A1B_3_50km
7		R3	25	A1B	ECHAM5_A1B_3_25km
8		R1	50	B1	ECHAM5_B1_1_50km
9	HadCM3 (Hadley Centre, UK)	-ref	50	A1B	HADCM3Q0_A1B_50km
10		-low	50	A1B	HADCM3Q3_A1B_50km
11		-high	50	A1B	HADCM3Q16_A1B_50km
12	IPSL-CM4 (IPSL, Frankrike)		50	A1B	IPSL_A1B_50km

2.2.3 Variabler

Från klimatmodellen har vi undersökt marknära temperatur, nederbörd samt K-index. En del av osäkerheterna i klimatmodellerna hänger samman med att de har förenklade processbeskrivningar och körs i relativt grov upplösning (se 1.3 ovan). Det här betyder att en del variabler inte alltid stämmer så bra med observationsdata. Ett exempel på en variabel där det ofta kan vara en del avvikelser är nederbörden som kan skilja sig med flera tiotals procent både i säsongsmedelvärden men också i nederbördsextremer både när det gäller extrema skyfall men också för torrperioder (Kjellström et al., 2011; Nikulin et al., 2011). Extrem nederbörd är ofta kopplad till konvektiv aktivitet och de kraftiga regnskurar som uppstår då. Den här typen av situationer med konvektion hänger samman med att atmosfären är instabil. I princip betyder det relativt varm nära marken och relativt kall längre upp vilket gynnar vertikala rörelser (ett stigande luftpaket blir varmare än sin omgivning och fortsätter att stiga). Temperaturförhållandena mellan olika nivåer i atmosfären bestäms i rätt stor utsträckning av den storskaliga cirkulationen (vindmönster) och är något som modellerna generellt är mycket bättre på än den faktiska nederbörden som också beror på småskaliga mikrofysikaliska processer.

Här testar vi därför att utnyttja ett s.k. konvektionsindex, "K-index" som beskriver de skillnader i temperatur- och fuktighetsförhållanden på ett par nivåer en bit upp i atmosfären och som alltså motsvarar relativt storskaliga företeelser i atmosfären. K-index beräknas enligt

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T - T_d)_{700} \quad (1)$$

där T är temperatur och T_d är daggpunktstemperaturen. Siffrorna som är med i ekvationen talar om vilken trycknivå uppgifterna hämtas från. Trycknivåernas höjd över marken varierar en del med temperaturen men på ett ungefär kan man säga att 850 hPa motsvarar 1 500 m höjd, 700 motsvarar 3 000 m och 500 hPa motsvarar 5,5 km höjd. Då K-index får höga värden är risken för skurar eller åska stort. Detta fås alltså vid

- stor temperaturskillnad mellan låg (850 hPa) och hög (500 hPa) höjd
- hög luftfuktighet i låg nivå
- relativt torrt i medelhög nivå (700 hPa)

I prognossammanhang brukar man anse att ett K-värde som överstiger 26 medför betydande risk för åska.

Temperaturen är den diagnostiska temperaturen i 2 m-nivån ovanför marken, dvs. den nivån där man normalt också gör mätningar av temperatur. Samtliga data har tagits fram så att det finns ett värde per dygn. Nederbördsdata representerar då 24 timmars ackumulerad nederbörd, temperaturen är ett medelvärde baserat på temperaturberäkningarna vart 3:e timme, dvs. kl. 00, 03, 06, osv. med alla tider i UTC. K-index har beräknats för momentanvärdet kl 00 UTC. För några scenarier beräknades också K-index kl 12 UTC, för att se om klockslaget hade betydelse. Det visade sig att utvärderingsresultatet inte skiljde sig nämnvärt för den typ av data som använts i detta projekt – statistik under lång tid (10 år, 30 år).

2.2.4 Upplösning

Som nämnts ovan (avsnitt 1.3) så används regionala modeller för att de kan köras med högre upplösning än globala klimatmodeller. Det här leder till en bättre beskrivning av det lokala/regionala klimatet i ett område. Den högre upplösningen gör att modellen bättre beskriver såväl land-/hav-förhållanden, höjdförhållanden som en del meteorologiska processer. De data som använts här kommer dels från körningar där modellens gridnät haft en upplösning av 50 km och dels från körningar med dubbelt så hög upplösning, 25 km. I de här fallen är modellen uppsatt på ett sådant sätt att varje gridruta i 50 km-griddet exakt motsvaras av fyra rutor i 25 km-griddet vilket gör det lätt att jämföra resultat från de båda versionerna.

2.3 Strukturering av databas för regnstatistik

2.3.1 Intensitets-varaktighetsdata

Vi hade begärt att få intensitets-varaktighetsdata från 5 minuter upp till ett dygn för återkomsttider från 0,5 till 100 år i fördefinierade intervall (exempel gavs i en bifogad tabell). När svaren kom saknades ibland vissa varaktigheter eller återkomsttider. Motsvarande databasfält lämnades då blanka.

2.3.2 Fysiska bakgrundsdata för stationsorten

Vi önskade att i enkätsvaren få fysiska bakgrundsdata för den aktuella stationsorten som geografiska koordinater och höjd över havet. När värden saknades inhämtades kompletterande data från Google Earth.

Som metadata för rapporterade intensitetsvärden begärdes också antal stationsår samt vilka år utvärderingen avsåg, och dessutom typ av utvärdering. Ibland saknades denna information. Då lämnades aktuellt databasfält blankt.

2.3.3 Klimatologiska bakgrundsdata från E-obs

Baserat på koordinatinformationen för resp. station drogs tidsserier ut med dygnsvärden för nederbörd och medeltemperatur från E-obs-data från närmaste 25·25 km-pixel för perioden 1950–2010 (61 år). Från dessa tidsserier räknades statistiska data ut, av vilka vissa värden matades in som klimatologiska bakgrundsdata för stationen, som:

- Årsmedeltemperatur
- Årsmedelnederbörd
- Sommar (JJA)medeltemperatur
- Sommar (JJA)medelnederbörd
- Frekvens (antal dygn/år) med dygnsnederbörd större än 10, 20, 30 resp. 40 mm.

Från dessa senare värden anpassades ett exponentiellt samband av typen:

$$\text{frekvens (ggr/år)} = e^{(RI_1 \cdot \text{Dygnsvol_som_överskrids} + RI_2)} \quad (2)$$

vilket gav regressionsparametrarna:

RI_1 och RI_2. Dessa parametrar matades in som klimatologiska bakgrundsdata.

e^{RI_2} , vilket uttrycket blir när "Dygnsvol_som_överskrids" = 0, är alltså en skattning av antalet nederbördsdygn/år baserat på detta samband.

2.3.4 Åskrisk , K- index

Begreppet k-index förklaras i avsnitt 2.2.3. Tidsseriedata hämtades från beräknade värden dagligen kl. 00 UTC från nedskalningen av återanalysdata (ERA40) för perioden 1961–2008 med upplösningen 25 km, se avsnitt 2.2. Från tidsserierna utdragna från stationsplaceringens närmaste pixel beräknades statistik som antal dagar per år med hög åskrisk ($K > 26$) och med moderat åskrisk ($21 < K < 26$), samt medianvärden för K-index årstidsvis. För vissa extremt högt belägna lokaliseringar saknades beräkningsresultat för K-index eftersom den höga höjden innebär att stationen ligger ovanför 850 hPa-ytan. Dessa databasfält lämnades blanka.

Station_Data

ID	18			FREQ_10:	49.7874	freq_K_med:	61.0
Station_name	Kocervje	Country_short:	SI	FREQ_20:	21.8035	freq_K_high:	89.0
Country_text	Slovenia	ÅMT (oC):	8.15	FREQ_30:	9.3116	DJF_K_median:	8.5
Country_code	386	AMR (mm):	1449.18	FREQ_40:	4.0492	MAM_K_median:	18.6
Latitude	45.64			RI_1:	-0.084	JJA_K_median:	26.2
Longitude	14.86			RI_2:	4.750	SON_K_median:	16.3
Altitude	477						
Station_Years	34	Stat_type (S/F/R/N/G)	S				
StartYear	1973	EndYear	2007	JJAMT (oC):	16.87		
				JJAMR (mm):	366.35		

Rain_Data	RP	1	DU5	DU10	DU15	DU30	DU60	DU120	DU360	DU720	DU1440
1		175.00	141.00	117.00	78.00	49.00	35.00	18.00	11.00	7.00	
2		266.00	199.00	165.00	114.00	72.00	48.00	24.00	15.00	9.00	
5		390.00	279.00	230.00	163.00	103.00	64.00	31.00	19.00	12.00	
10		473.00	332.00	273.00	196.00	124.00	76.00	36.00	23.00	13.00	
20		577.00	398.00	328.00	237.00	150.00	90.00	42.00	27.00	16.00	
50		654.00	448.00	368.00	267.00	170.00	100.00	47.00	30.00	18.00	
100		731.00	497.00	409.00	298.00	189.00	110.00	51.00	33.00	19.00	
*											

Figur 3 Exempel från regnstatistikdatabasen för en station i Slovenien. Överst: stationsdata och div. bakgrundsdata för stationslokaliseringen (beskrivning i texten). Nederst en tabell med intensitets-varaktighetsdata. RP:återkomsttid, år. DU-varaktighet i minuter. Enhet: l/s, ha.

3 Dataanalyser

3.1 *Bakgrund till intensitets-varaktighetsstatistik för regn*

3.1.1 Enstaka stationsdata/stationsårsmetoden

En detaljerad beskrivning av metodik för utvärdering av högupplösta regn-data ges t.ex. av Hernebring (2006), och återges inte här annat än i allmänna termer. Se också Svenskt Vatten P104.

Vid databearbetningen delas de kontinuerliga data in i regntillfällen efter en "regndefinition", där en parameter är "största uppehållstid", dvs. hur lång en tidsperiod med noll-nederbörd högst ska vara för att tillkommande regninformation fortfarande ska anses tillhöra samma regn. Vanliga tidsintervall i dessa avseenden är 2–6 timmar. Syftet är att dela in tidsserien i oberoende regnhändelser, som kan bearbetas statistiskt. Sedan söker man maximal medelintensitet under regnen (blockregnsvolymen) för olika varaktigheter (ex. 5 min–2 timmar). Hernebring visade att det inte hade någon större betydelse för slutresultatet av den statistiska utvärderingen om man valde "uppehållstid" i regndefinitionen i intervallet 0,5–4 timmar.

Däremot kan "cut-off"-frekvensen ha stor betydelse. Därmed menas den regnintensitet/volym som exkluderas från analysen. Av beräkningsekonomiska skäl analyserar man i regel inte alla regn, av vilka små regntillfällen inte är av intresse. Ett sätt att sortera bort ointressanta regnhändelser kan vara att i regndefinitionen precisera en viss minsta totalvolym och/eller minsta medelintensitet, och sedan analysera återstoden till ett antal, som motsvarar den statistik man vill beskriva (ex. ett antal som svarar mot 10–12 regn per år under seriens varaktighet – om "1-månadsregnet" är av intresse), eller det antal regn som har en blockregnsvolym som överstiger ett visst tröskelvärde.

Om man använder en statistisk fördelning som anpassas till data, kan om man är för generös – dvs. tar med allt för många "ointressanta" regntillfällen, dessa "ta över" funktionsanpassningen, jämfört med de mer sällsynta (intressanta) tillfällena, och därmed ge otillfredställande resultat. Om man å andra sidan, är för "snål" kan enstaka extremvärden i data (outliers) ta över funktionsanpassningen. Hernebring (2008) anger just 10–12 regntillfällen/år som en lämplig kompromiss. Ett annat urvalkriterium: "Det största årliga regntillfället" är inte lämpligt i detta sammanhang, och kommer sannolikt att underskatta regnstatistiken. Det kan ju förekomma flera oberoende extrema regnhändelser under ett enstaka år.

Ett vanligt sätt att öka det statistiska underlaget vid regnbearbetning är att använda den s.k. stationsårsmetoden, som Falk (1951) tidigt gjorde vid framtagande av "Stockholmskurvorna". Metoden innebär att man använder data från flera stationer på platsen, och därmed får ett underlag som representerar summan av antalet stationsår. Förutsättningen är naturligtvis att

man har anledning att förmoda att respektive stationslokalisering uppvisar liknande förhållanden betr. förekomst av häftiga regn. Denna metodik har också tillämpats för andra orter i Sverige, Hernebring (2008).

3.1.2 Ansatser för IDF-samband

Sammanfattningen av bearbetad statistik enligt ovan brukar uttryckas som en matematisk formel eller ett diagram (intensitets-varaktighetssamband, på engelska: IDF, Intensity-Duration-Frequency). Vad som har gällt och gäller för svenska förhållanden redovisas i Svenskt Vatten, P104 (2011). Här ges inga exempel på dessa ekvationer. Läsaren hänvisas till nästa avsnitt, kapitel 3.2. Svensson och Jones (2010) går igenom metoder att ta fram IDF-data, som tillämpats i olika länder.

Som kuriosas kan nämnas att Wilson (1990) anger att extrem regnvolym kan uttryckas som funktion av varaktigheten som:

$$R = konst \cdot D^{exponent} \quad (3)$$

där R är regnvolymen (mm) och D varaktigheten (timmar).

För "the world's greatest recorded rainfalls" sägs konstanten ha värdet 422 och exponenten 0,475. Intervallet för varaktigheten D är mycket stort, från 1 minut upp till ett år. För brittiska förhållanden anger Wilson att konstanten är 106 och exponenten 0,46.

Någon motsvarande sammanställning för svenska förhållanden är inte känd, men man kan i svensk IDF-statistik som Dahlström (1979) och Hernebring (2006) lösa ut exponenten enligt sambandet ovan, som då blir avsevärt lägre: 0,28 resp. 0,28–0,31. Om detta har klimatologiska orsaker, eller att de senare sambanden endast avser varaktigheter upp till ett dygn och måttligare återkomsttider (upp till storleksordningen 10 år) är oklart.

Intensitets-varaktighetssamband kan vara framtagna för enstaka orter, eller innehålla parametrar som beskriver regionala skillnader. Dahlströms (1979) Z-koncept och IDA, Danmark (2006) är exempel på detta. Z-parametern hämtades från en karta som uttryckte ett mått på konvektiv nederbörd sommartid för normalperioden 1931–60. Ur regnstatistiksynpunkt består Danmark numera av två regioner (öster resp. väster om Stora Bält). Intensitets-varaktighetssambandet där modifieras av årsmedelnederbörden.

I Storbritannien baseras IDF-data på en karta över 2 dygns M5-värden och 60 minutsvärden, Wallingford (1999). Med M5 menas regnvolymen med 5 års återkomsttid. För att bestämma regnvolymer för andra återkomsttider finns tabeller med s.k. "growth factors", en för England och Wales resp. en för Skottland och Nordirland. "Growth factors" tycks vara oberoende av varaktigheten, så bara M5-värdet för någon varaktighet är känd, kan intensiteter för andra återkomsttider beräknas.

I Tyskland (DWD 2005 a,b) har landet delats in i ett rutnät med upplösningen 8,45 km. För varje ruta har IDF-statistik framställts – griddade data. För hela Tyskland – baserat på punktdata från totalt 200 stationer (5-min-värden under ca. 30 år) kompletterat med dygnsvärden från omkring 4 500 stationer under ca. 60 år.

3.2 Vidareutveckling, verifikation och tillämpning av en formel för regnintensitet

En omfattande datainsamling (se avsnitt 2.1.1) har företagits rörande regnintensitet från Västeuropeiska vädertjänster. Denna typ av information, bestående av intensitet-varaktighetsdata för olika återkomsttider, har utnyttjats här för att utveckla en modell för dimensionerande regnintensitet gällande för främst Västeuropa.

Utvecklingen av denna ansats för dimensionerande regnintensitet har varit inriktad på att metodiken, förutom kraftigt konvektiva regn, även ska täcka in relativt lågintensiva regn som, om de är långvariga, kan ge betydande regnkvantiteter.

Den utveckling för detta, som skett inom projektet, bygger vidare på den formel, som presenterats av Dahlström (2010). Formeln sammanfattar på ett förenklat sätt de viktigaste processerna som inverkar vid konvektiv nederbörd. Formeln kan sedan anpassas empiriskt till observerade mätdata för att ge ett mått på dimensionerande regnintensitet, exempelvis hur stor regnmängd som kan förväntas falla på 10 minuter med återkomsttiden 5 år för en viss ort. Några drag i denna ansats återges därför nedan.

Några av de väsentliga faktorerna för regnbildning är följande:

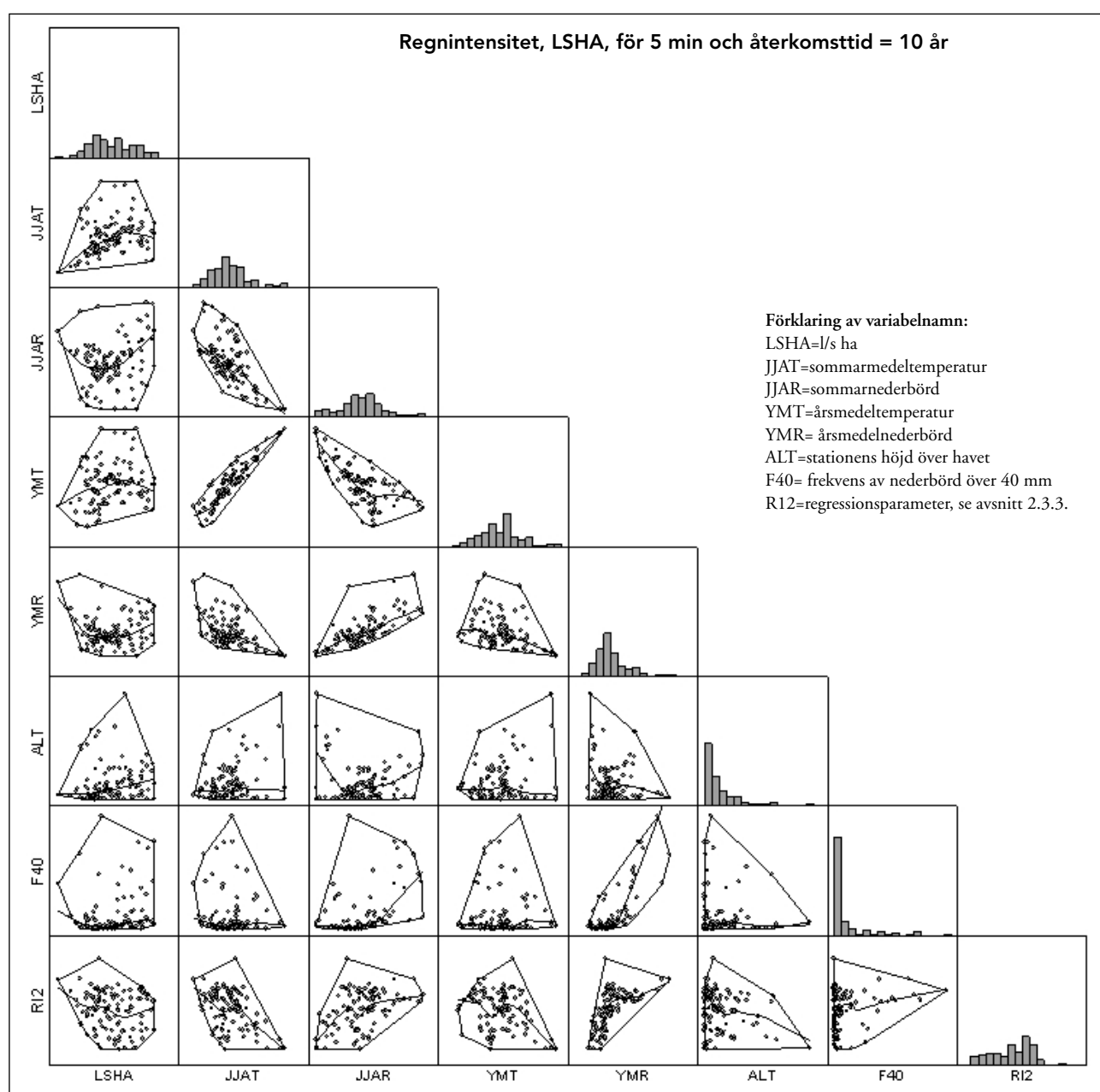
- För att moln ska ge nederbörd i större mängd krävs, att kondensation sker via avkylning av fuktig luft. Avkylning sker främst genom hävning av fuktig luft, s.k. adiabatisk avkylning. I samband med konvektion stiger volymer av luft, som är varmare än omgivningen och avkyls adiabatiskt, d.v.s. avkylning i samband med att luftens tryck minskar.
- Lyftkraften vid konvektion blir kraftigare ju större temperaturskillnaden är mellan molnluften och omgivande atmosfär. Kondensation och frigörande av latent värme medför, att lyftkraften kan öka. Kondensation är därför fundamental för efterföljande nederbördsbildande processer. Ett mått på hur kraftig konvektionen är kan vara hur hög vertikal mäktighet, som molnet har. På svenska breddgrader sker i regel konvektiv regnbildning enligt Bergerons iskärneteorin. Denna regnbildning sker emellertid efter det att kondensationsprocessen inletts och det kan därför, som en första approximation av alstrandet av regn, vilket är en komplex process, räkna med att i första hand studera kondensationsprocessen i samband med konvektion.
- När torr luft i omgivningen blandas med den uppstigande luften, hämmas konvektionen, s.k. "entrainment". Detta är en väsentlig process och många studier har genomförts för att hitta bra lösningar på hur denna blandningsprocess bäst ska formuleras för tillämpning i numeriska modeller.
- Konvektionen påverkas även av hur vädersituationen ser ut på en större skala och hur den vertikala skiktningen (stabiliteten) är i den aktuella luftmassan. En konvergerande strömning kan exempelvis medföra en initiering och förstärkning av konvektion, så att luftvolymen hävs tillräckligt för att kondensationsprocessen ska inledas och fortsätta. Om ett lager av omättad luft ligger ovan ett lager med mättad luft, kan exempelvis en hävning av luftmassan vid en bergskedja leda till en snabb labilisering, "konvektiv instabilitet", och kraftigt regn.

I denna studie har emellertid inte några prediktorer hämtats från det synoptiska väderläget eller kopplats till fysiografiska faktorer (dock har höjd över havet använts).

3.2.1 Metodikstudie – tänkbara prediktorer för koppling till klimatscenarier.

Studie av samvariationen mellan variabler i databasen

Variablerna i datamaterialet i den europeiska databasen har visuellt studerats bl.a. genom att se på hur variablerna är korrelerade via punktdiagram ("scatterplot matrices"). Ett exempel på hur data varierar visas i Figur 4



Figur 4 Illustration av graden av samvariation av variabler i databasen över regnintensitet. För att identifiera ordinatan av variabeln i diagrammen se namnet på dess rad. För att identifiera abskissan av variabeln läs namnet på dess kolumn. En månghörning ringar in datas placering. En utjämnad linje som går i x-riktning väger närbelägna y-värden lokalt för att skapa en utjämnad kurva.

Spridningen i materialet hög och korrelationen mellan variablerna svag.

- Detaljer studerades både i två- och tredimensionella diagram över variablerna.
- Data har även ritats upp som funktion av latitud och longitud. Detta för att se hur bl.a. blockregnets storlek fördelar sig över Europa i jämförelse med variabler som sommartemperatur, sommarnederbörd och höjd över havet. Kvaliteten på dessa ”kartor” har varit grov, men ändå indikerat viss vägledning för det fortsatta arbetet. Från de spatiala kartorna har bl.a. kopplingen mellan sommartemperatur och regnintensitetens nivå framgått tydligt.

3.2.2 Formel för konvektivt regn gällande Sverige.

Med betraktande av vatteninnehållet för en enhetsvolym luft och med bortseende från lagring av vatten i den studerade luftvolymen kan kondensationshastigheten antas vara densamma som regnintensiteten (ett s.k. pseudo-adiabiskt antagande).

Den fortsatta härledningen av en förenklad formel för dimensionerande regnintensitet framgår av Dahlström (2010, p.16). Uttrycket tar hänsyn till kondensationsprocessen och ska tolkas som att den regnbildning, som kommer efter denna process utlöses till väsentlig del genom den konvektionskraft, vilken skjuter upp molnet till iskärnenivån. Därtill tas hänsyn till kontinuerligt ”monotont” regnande samt till effekten av molnupplösande faktorer.

$$R_{ij} \approx \alpha \tau_i^\beta \ln(\mu \Delta t_j) / \mu \Delta t_j^\kappa + k \quad (4)$$

- R_{ij} är dimensionerande regnintensitet för återkomsttid i och varaktighet j . Skalfaktorerna α och μ samt konstanter β , κ och k bestäms från data.
- α är en skalfaktor, där höjden på konvektionsskiktet ingår. Vid långa återkomsttider är sannolikt ett mäktigare vertikalt molnskikt inblandat än vid kortare återkomsttider.
- τ_i^β representerar konvektionens flytkraft tolkad via återkomsttiden. Parametern ”återkomsttid” är inte exakt detsamma som temperaturöverskott i den hävda luften. Anpassning mot intensitetsdata kan emellertid ge svaret på hur realistiskt antagandet är.
- $\ln(\mu \Delta t_j) / \mu \Delta t_j^\kappa$ är tillsammans med skalfaktorn α en ansats för att tolka minskningen av regnmängden på en bestämd ort under regnmolnet. Minskningen beror av att molnet, som färdas med höjdvinden, endast under viss tid passerar orten. Ibland passerar molnet på sidan om orten ifråga eller berör platsen endast med molnets perifera delar. Även omblandning av molnluft med torr omgivande höjdluft (entrainment) minskar regnintensiteten.
- k avser en komponent för det monotona regnandet, ”frontregnen”.

Uttrycket (4) ovan utnyttjades för anpassning till *svenska data* av regnintensitet (Dahlström, 2010) med följande resultat, där uttrycks i l/s ha:

$$R_{ij} \approx 190 \tau_i^{1/3} \ln(\Delta t_j) / \Delta t_j^{0.98} + 2 \quad (5)$$

τ_i täcker återkomsttid 1 månad – 10 år (enhet: månad)

Δt_j täcker varaktighet 5 minuter – 24 timmar (enhet: minuter)

Anpassningen till svenska data, uppdelad i en oberoende datamängd visade, att variansen kunde förklaras till 98 % med ovanstående ekvation.

3.2.3 Analys och utveckling av formel för regnintensitet i Europa

Inriktning: Av särskilt intresse är konvektionsskiktets vertikala mäktighet, eftersom tjocka konvektiva moln kan antas ge högre regnintensiteter än moln med mindre vertikal utsträckning. Skalfaktorn α , som för det svenska klimatet erhöll värdet 190 (se uttrycket (5) ovan), är därför av särskilt intresse. Eftersom faktorn till betydande del är kopplad till konvektionsskiktets höjd, är det av intresse att vidareutveckla denna faktor och försöka koppla den till klimatologiska parametrar. Insatserna nedan har fokuserat på att få en koppling av α direkt till ländernas klimatdata.

Faktorn α domineras av konvektionsskiktets höjd, men α innehåller även effekter av vattenångans vertikala fördelning. Nedan kallas α förenklat för konvektionsskiktets höjd.

Val av prediktorer

Som framgår av avsnitt 2.3.3 har klimatologiska data från det griddade datasetet E-obs extraherats för de gridrutor, där stationer med regnintensitetsdata finns. Dessa griddata har kompletterats med data rörande K-index enligt avsnitt 2.2.3. K-index har tagits från den regionala klimatmodellen RCA3 som använts för en nedskalning av återanalysen ERA40 till 25 km upplösning över hela Europa. Dessa klimatologiska parametrar har utnyttjats för att bestämma och därmed tolka regnintensitetsvärden, som finns i den europeiska regndatabasen.

Till de mest intressanta prediktorerna hör följande:

- Sommarmedeltemperaturen, som ger indikation om hur mycket vattenånga, som atmosfären kan innehålla.
- Sommarnederbörden och index över atmosfärens stabilitet (K-index), som ger en indikation av stabilitetsförhållanden i atmosfären. De data, som finns i form av åskindex, är intressanta som prediktor för regnintensitet, eftersom stabiliteten i atmosfären är av central betydelse.
- Höjden över havet, vilken är en faktor, som ger information kopplad till nederbörd och topografi.

Nationella inhomogeniteter i regnintensitetsdata

1. Det står klart, att en mängd inhomogeniteter i de studerade regnintensitetsdata negativt påverkar möjligheten att erhålla ett generellt och kvantitativt tillräckligt gott uttryck, som återger dimensionerande regnintensitet för områden i Europa. Ett särskilt problem utgör nationella skillnader i regnintensitetsdata.
2. Huvudkällorna till att ländernas data i den insamlade europeiska databasen till viss del är disparata är följande:
 - a. Olika karakteristika kopplade till ländernas typer av regninstrument. Det finns exempelvis instrument av typ tipping-bucket, instrument som väger nederbörden, droppräknande instrument, laserbaserade instrument (distrometrar) mm.
 - b. Nationella strategier för placering av instrument i förhållande till omgivande föremål/byggnader skiljer sig åt – trots WMO:s ansträngningar.

- c. Olikheter i metodik för att utvärdera och tolka uppmätta regnintensitetsvärden till blockregn och återkomsttider. – Olika regndefinitioner används och olikheter finns även i bestämning av plottningspositioner (av betydelse för beräkning av regnens återkomsttid).
- d. Regninstrumenten har fungerat under olika decennier och under olika långa tidsperioder.
- e. En del länder har levererat regnintensitet i form av data, som är tolkade i rummet (gridberäknade data). Metodiken för denna regionala tolkning varierar mellan länder.

Ett problem vid anpassning av regnintensitetsdata till klimatologiska värden har även varit, att de klimatologiska värden, som utnyttjats, har utgjorts av extraherade griddata från E-obs databasen. Detta innebär, att relativt stora ytmedelvärden av klimatvariabler har matchats mot punktvärden i form av regnintensitetsdata.

3.2.4 Analys av prediktorer för konvektionsskiktets höjd

Efter ett antal olika försök med prediktorer och kombinationer av prediktorer koncentrerades analysarbetet på klimatvariablerna medeltemperatur under juni, juli och augusti ("JJAT"), motsvarande summa av sommarnerbörd ("JJAR"), stabilitetsindex ("K-index", se avsnitt 2.2.3) samt höjd över havet ("ALT"). Frekvensstatistik över hur många gånger stora regnmängder överskridits under sommaren är av intresse.

Vid de olika ansatser, som utnyttjades för anpassning av regnintensitetsdata mot tillgängliga klimatvariabler, visade det sig, att sommarens klimatologiska medeltemperatur ("JJAT") var av större vikt än övriga variabler.

Variabeln "K-index" gav något sämre resultat än vad den klimatologiska sommarnerbördens mängd ("JJAR"). Detta kan emellertid delvis förklaras av att endast värden på K-index för kl. 00 var tillgängliga när testet skedde. Troligt är dock, att uppmätt sommarnerbörd verkligen är en bättre prediktor än index över atmosfärens stabilitet, eftersom uppmätt nederbörd visar det faktiska resultatet, d.v.s. nederbördsmängd, av atmosfärens tillstånd. Man får inte heller glömma bort att K-index är en modellprodukt och även om RCA3 här har drivits av ERA40 på ränderna så kan modellen ge avvikelser i det inre av modellområdet.

Eftersom nederbördsutlösning ofta är kopplad till bergsformationer, var det intressant att se hur väl data över höjden över havet ("ALT") påverkade anpassningarna mot regnintensitetsdata. Tecken på den oreigena (populärt kallad orografiska) nederbördens betydelse för alstrandet av höga regnintensiteter visade sig emellertid inte i de analyser, som här utfördes. Om exempelvis både sommarnerbörden ("JJAR") och höjden över havet ("ALT") utnyttjades vid anpassningarna till regnintensitetsdata, erhöll i regel "ALT" en negativ koefficient, d.v.s. reducerade regnintensiteten.

Ett resultat från dessa numeriska studier var därmed, att betydelsen av orografien för att generera konvektiv nederbörd var mindre än väntat. Det bör emellertid framhållas, att enbart höjden över havet är en alltför begränsad prediktor för att karakterisera komplexet oreigen konvektiv nederbörd. Information om terrängens lutningsförhållanden i förhållande till det kli-

matologiska strömningsmönstret samt ytterligare variabler hade varit bättre utgångspunkter för att kunna dra definitiva slutsatser här.

3.2.5 En formel för att karakterisera dimensionerande regnintensitet i Europa

Som framgått av avsnitt 3.2.2 ovan är en skalfaktor ("α"), där höjden på konvektionsskiktet ingår, av särskilt intresse för vidareutveckling av den svenska formeln till europeiska förhållanden. Efter ett antal experiment med olika kombinationer av klimatologiskt baserade prediktorer befanns, att den ansats bland de testade uttrycken som förklarade variansen i regnintensitetsdata bäst var följande uttryck,

$$\text{där: } \alpha = 2,3 \cdot (T^{(1,762 - 0,002 \cdot \tau_i)} + 0,272 \cdot R)$$

Det totala uttrycket för dimensionerande regnintensitet för Västeuropa är därmed följande:

$$R_{ij} = n_k \cdot 2,3 \cdot (T^{(1,762 - 0,002 \cdot \tau_i)} + 0,272 \cdot R) \cdot \tau_i^{1/3} \ln(\Delta t_j) / \Delta t_j^{0,98} + 2 \quad (6)$$

- R_{ij} är dimensionerande regnintensitet i l/s ha.
- n_k = nationell faktor. Med denna faktor tas hänsyn till nationella avvikelser främst beroende på systematiska fel i regnintensitetsdata (se underavsnittet Nationella inhomogeniteter i regnintensitetsdata i avsnitt 3.2.3). När en sådan faktor tillämpas för varje land blir ligger den förklarade variansen för de enskilda länderna 93 % – 100 %, se diagrammen nedan. Denna faktor är för Sverige = 1,22 och multiplicerat med den ("europeiska") faktorn 2,3, som finns framför formeln, blir den totala faktorn i ekvation (6) för Sveriges del = 2,8.
- T = den normala medeltemperaturen i Celsiusgrader för den säsong, då konvektionen är dominerande. I denna studie har medeltemperaturen för juni – augusti tillämpats. För medelhavsklimat, där obetydlig nederbörd faller under sommaren, bör annan årstid väljas.
- R är den normala totala medelnederbörden för konvektionssäsongen. Här har den normala medelnederbörden för juni–augusti utnyttjats.
- τ_i är återkomsttiden uttryckt i år. *Observera skillnaden mot ekvation (5), där är enheten för τ_i månader.*
- Δt_j är varaktigheten av regnintensiteten uttryckt i minuter.

För ovanstående formel erhöles följande resultat vid anpassningen mot data i regndata-basen (7 608 värden på regnintensitet):

Rå kvadratsumma (1-residual/total): 0,95

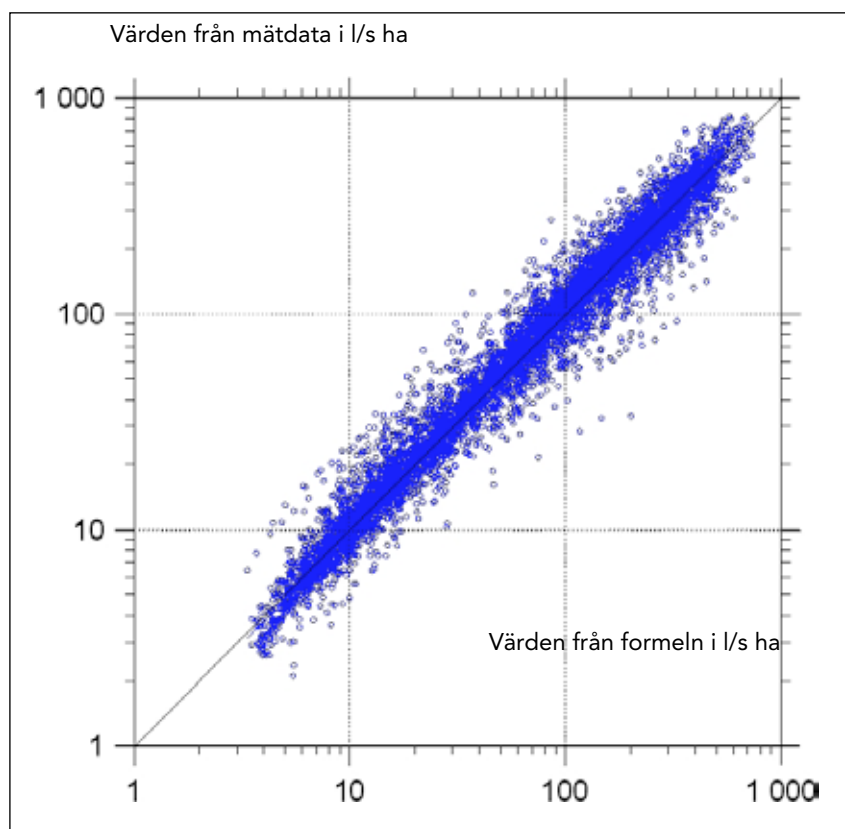
Kvadraten på korrelationen mellan observerade och beräknade värden: 0,91

Figur 5 illustrerar hur uttrycket (6) anpassar sig till den totala mängden observerade regnintensitetsdata och Figur 6, Figur 7 och Figur 8 motsvarande jämförelse uppdelat på länder.

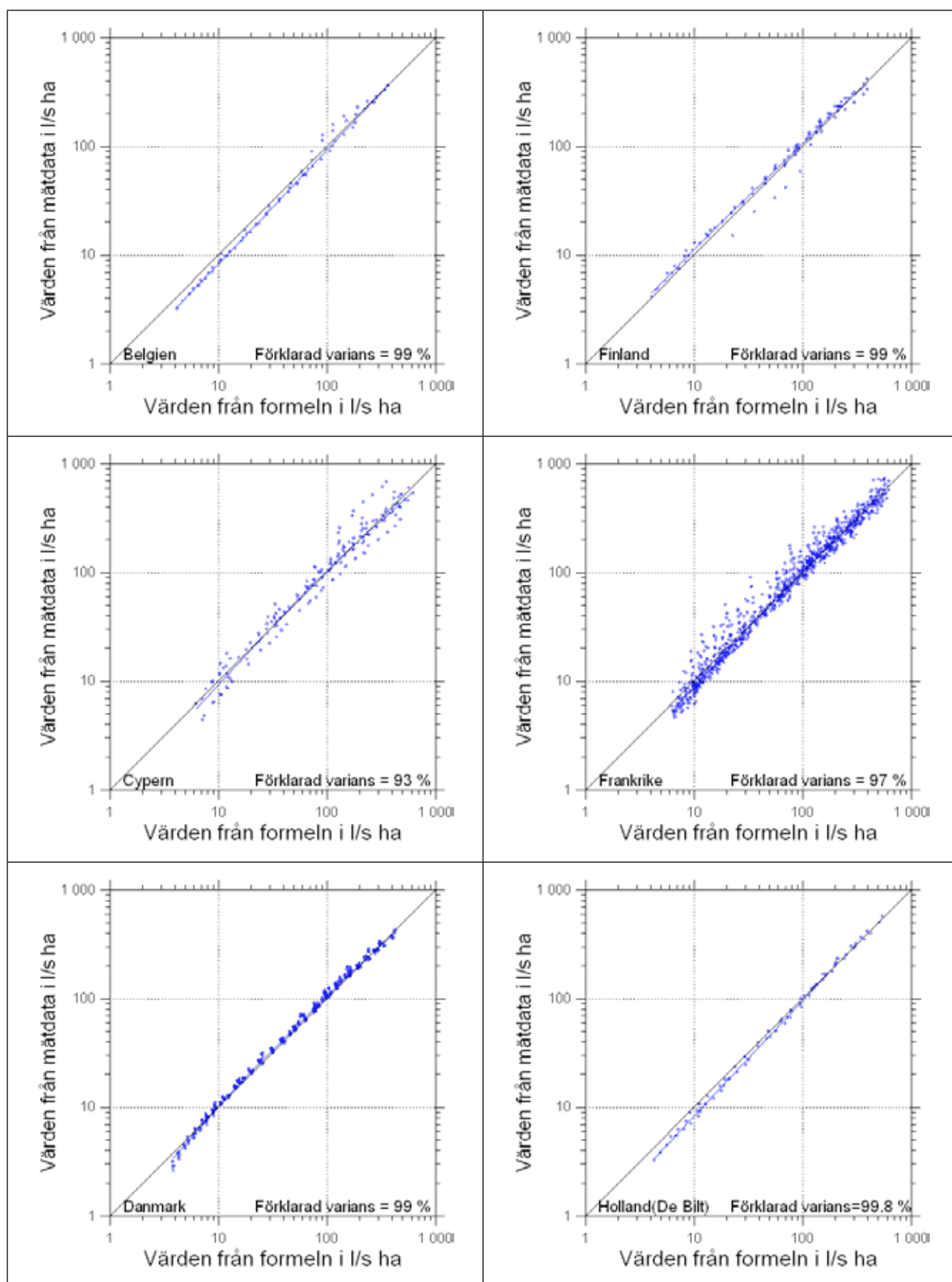
Estimaten av intensitetsdata för orter på Cypern ger för höga värden, om normalvärden av temperatur och regn för juni–augusti används. Troligen är klimatologiska sommarvärden av temperatur och nederbörd inte lämpliga att använda här, eftersom den intensiva nederbörden genereras vid annan årstid. (Flera stationer på Cypern har mindre än 10 mm i medelnederbörd

sommartid). Här behövs emellertid ytterligare studier för att klarlägga hur prediktorerna bäst ska väljas.

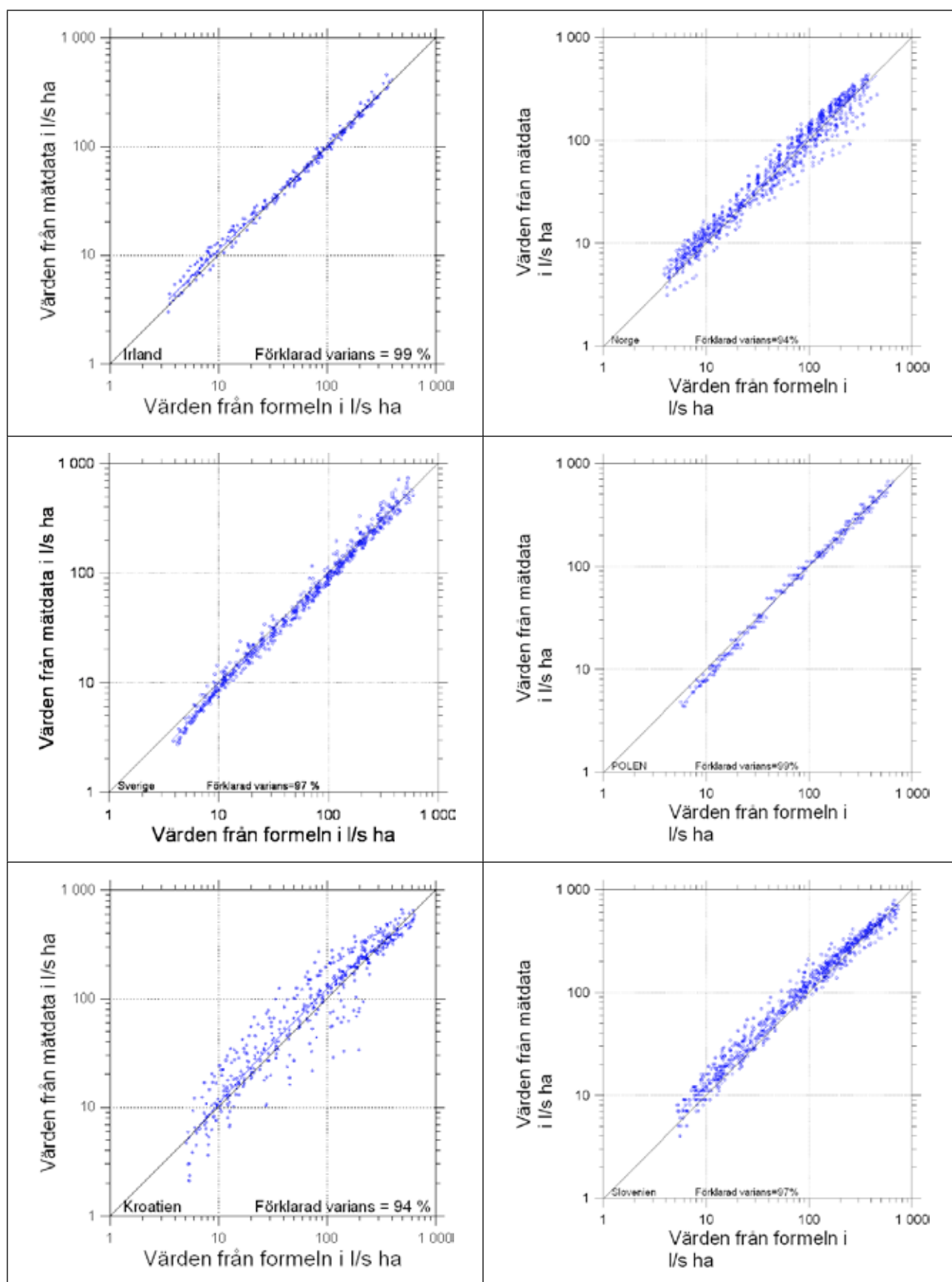
Estimaten baserade på (6) av regnintensitet för norska orter är för höga om ingen nationell korrektion n_k används. Troligen sammanhänger detta, förutom med systematiska skillnader kopplat till faktorer enligt underavsnittet Nationella inhomogeniteter i regnintensitetsdata i avsnitt 3.2.3 ovan, även med att konvektionsklimatet här dämpas mera av att västvindbältet rör om atmosfären så att varm, fuktig luft omblandas med torrare höjdluft samt att kallt hav även kan ha visst dämpande inflytande på atmosfärens instabilitet. Betydelsen av vindens inflytande på oreigen nederbörd har belysts av Førland et al (1997). Samma förhållanden fast i något mindre grad ser även ut att gälla för Irland.



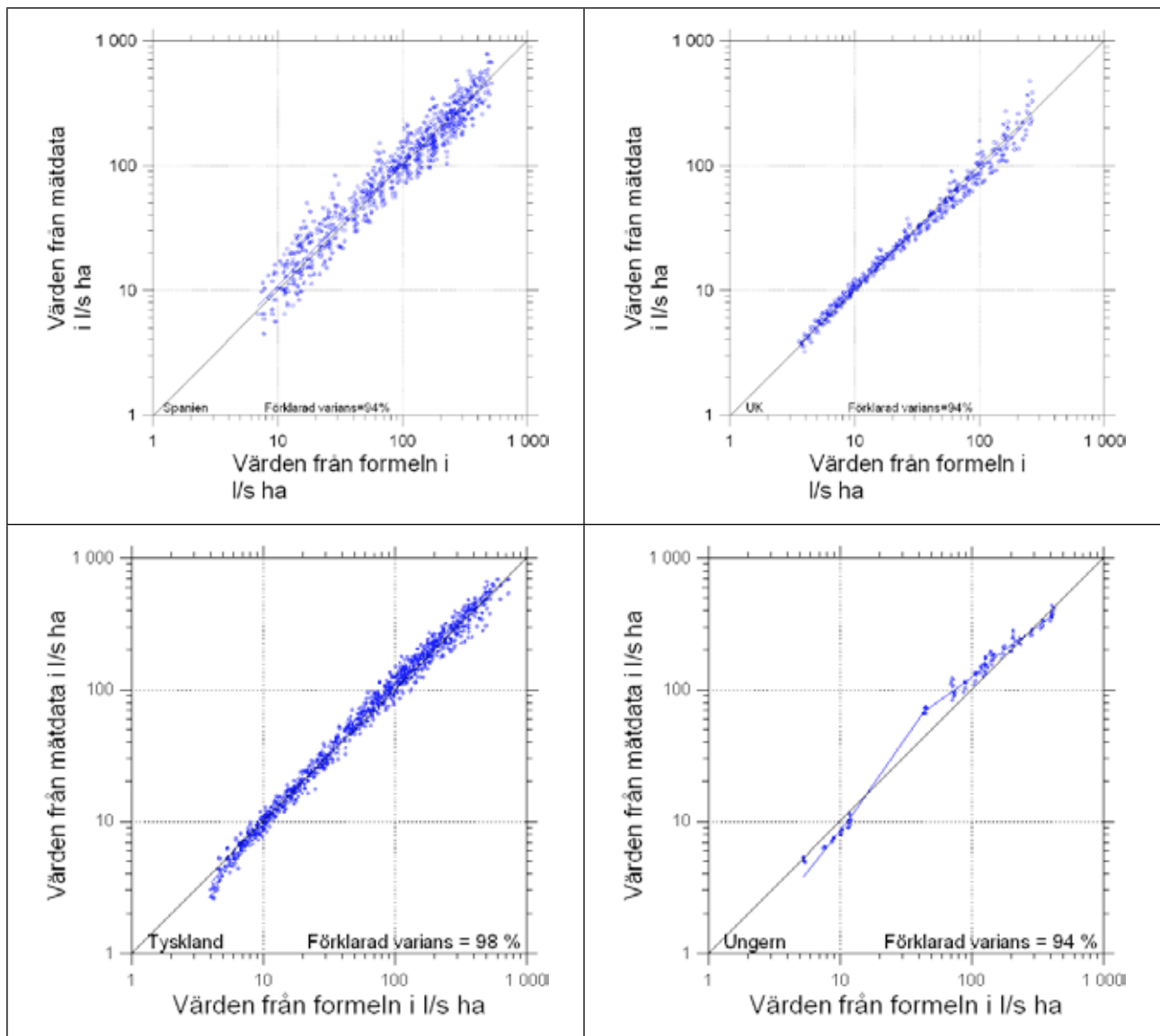
Figur 5 För anpassningen av ekvation (6) har samtliga regnintensitetsvärden i databasen utnyttjats, 7 608 värden, och den förklarade variansen i regnintensitetsdata är drygt 95 %. Ekvationen ger god anpassning till regnintensitetsdata i de flesta västeuropeiska länderna. Inga nationella korrektioner har här använts.



Figur 6 Diagrammet visar, hur ländernas intensitet-varaktighet-återkomsttid data (= "Intensity-Duration-Frequency data", "IDF-data") fördelar sig i jämförelse med motsvarande data beräknade med formel (6). Den andel av datas varians, som kan förklaras med formeln (6), har angivits i de respektive diagrammen. Enheten i diagrammen är liter per sekund och hektar (l/s ha).



Figur 7 Diagrammet visar, hur ländernas intensitet-varaktighet-återkomsttid data (= "Intensity-Duration-Frequency data", "IDF-data") fördelar sig i jämförelse med motsvarande data beräknade med formeln (6). Den andel av datas varians, som kan förklaras med formeln (6), har angivits i de respektive diagrammen. Enheten i diagrammen är liter per sekund och hektar (l/s ha).



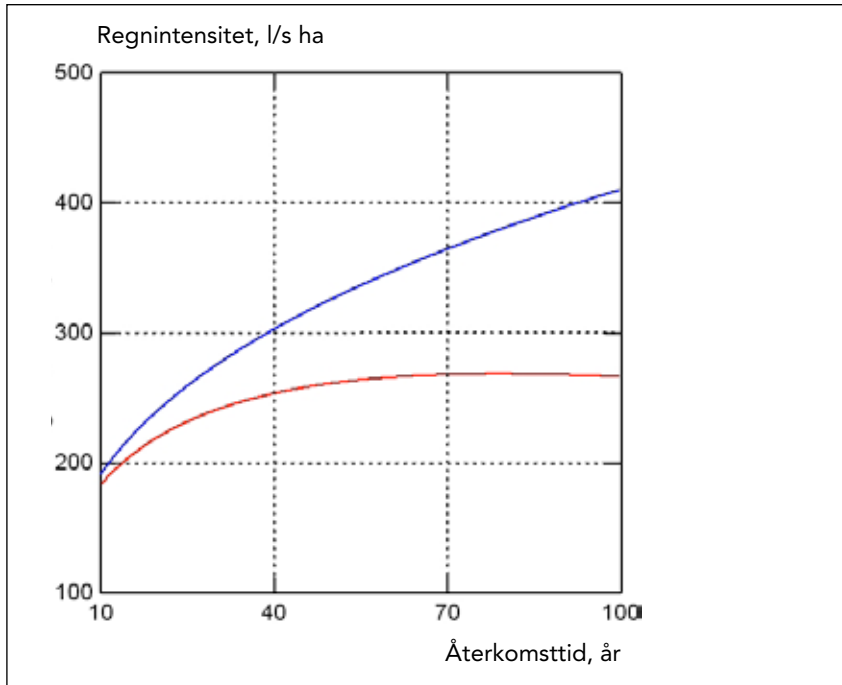
Figur 8 Diagrammet visar, hur ländernas intensitet-varaktighet-återkomsttid data (= "Intensity-Duration-Frequency data", "IDF-data") fördelar sig i jämförelse med motsvarande data beräknade med formel (6). Den andel av datas varians, som kan förklaras med formeln (6), har angivits i de respektive diagrammen. Enheten i diagrammen är liter per sekund och hektar (l/s ha).

Diskussion: inverkan av mängden molnvatten eller inverkan av instrumentfel på regnets mängd

Ett resultat i uttrycket är, att sommarmedeltemperaturen har en exponent, som är kopplad till regnets återkomsttid, τ_i . Det visade sig vid anpassningen, att särskilt vid sällsynta regn (återkomsttid 20–100 år) blev resultatet bättre, om denna komponent fanns med.

Som framgår av uttrycket (6) medför denna exponent, τ_i , till sommarmedeltemperaturen T , en minskning av regnintensiteten särskilt vid hög-intensiva regn. En osäkerhet finns rörande relevansen av denna komponent som har stor inverkan på den resulterande regnintensiteten i uttrycket (6), se illustration i Figur 9.

Alternativ 1. Är detta en fiktiv effekt, orsakad av instrumentfel? Det har visat sig, att vid exempelvis tipping-bucket instrument, så kommer vid höga regnintensiteter en del av regnvattnet att falla i "fel" tippande skål, eftersom varje sådant instrument har en omställningstid mellan de två tippande skålarna. Härigenom underskattas regnintensiteten vid kraftiga skyfall.



Kurvorna har ritats upp för ett fall med 15 grader C medeltemperatur och med 80 mm sommarnederbörd. Kurvorna ser liknande ut för andra värden på dessa två klimatnormaler.

Figur 9 Figuren visar ett exempel på regnintensitetens nivåer med medeltemperaturen i formel (6) a) med exponent τ_i (röd linje) och b) utan (blå linje) exponent τ_i för återkomsttid.

Alternativ 2. Är denna "minskande" komponent i ekvationen korrekt, d.v.s. orsakad av molnfysikaliska effekter? En sådan meteorologisk effekt kan bestå i att vid höga regnintensiteter, så kommer molnvattnet, som faller nedåt att hejda den konvektionsbetingade uppåtgående strömningen. Därmed stryps konvektionen delvis och regnintensiteten minskar.

Om det uppåtgående molnet har temperatur t och omgivande luft temperatur t' , blir flytkraften hos den uppåtgående luften per enhetsmassa med gravitationen g motsvarande $g \cdot (t - t')/t'$. Denna kraft motverkas av vikten av det fallande kondenserade vatteninnehållet per gram $w_l g$ luft. För balans gäller

$$w_l = \frac{(t - t')}{t'} \quad (7)$$

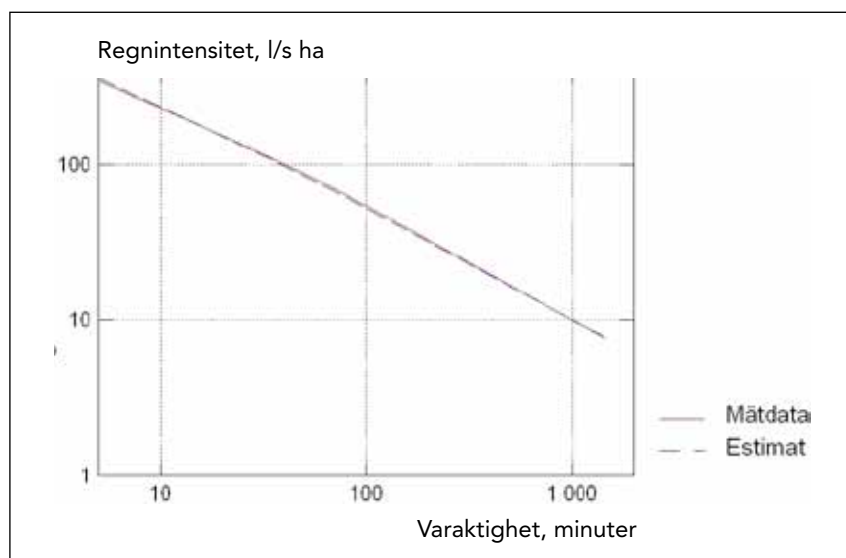
Om differensen mellan molnets och omgivande atmosfärs temperatur är 1 grad och t' är 273 grader Kelvin, blir $w_l \approx 3,5$ gram vatten per kilo torr luft. Detta är ett realistiskt värde i Cumulonimbusmoln på våra breddgrader. Detta indikerar, att det faktum, att τ_i ger en bättre anpassning till data kan vara meteorologiskt motiverat. Om emellertid molnet är organiserat så, att regnet faller i ett område, där inga uppvindar finns (särskilt vanligt

när moln är utdragna i höjdvindens riktning), kan uppvindarna fortgå utan dämpning av den fallande nederbörden.

För att försöka bringa klarhet i hur vanliga instrument fungerar vid höga regnintensiteter har en mindre studie företagits, där ett instrument av typ tipping-bucket studerats ingående med kalibreringsförsök. Resultaten redovisas i Bilaga E. Huvudslutsatsen från dessa studier är att den exponent som här har varit under analys är meteorologiskt betingad.

3.2.6 Ytterligare illustration av resultat baserade på ekvation (6)

Den icke-linjära anpassningen har utnyttjat algoritmer baserade på Gauss-Newton. Figur 10 illustrerar hur medelvärden av beräknad respektive observerad regnintensitet med återkomsttid 10 år och varaktighet upp till ett dygn samvarierar.



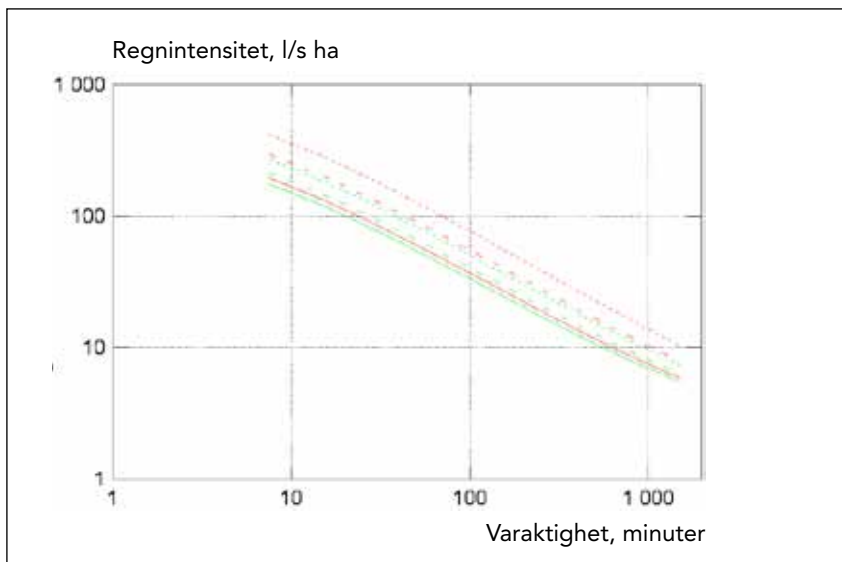
Figur 10 Jämförelse av beräknad och observerad regnintensitet med återkomsttid 10 år. Medelvärden av de två datamängdernas 7 608 datapunkter. Inga nationella korrektioner har använts.

3.2.7 Studie av en tänkbar klimatförändrings inverkan på regnintensitetens nivå i Europa

Det utvecklade sambandet för beräkning av dimensionerande regnintensitet, ekvation (6) kan utnyttjas för att ge en kvantitativ bild av hur en klimatförändring i form av ändrad sommartemperatur och ändrad sommarnederbörd förändrar nivåerna på regnintensitet. En illustration av hur nivåerna ändras ges i Figur 11.

Resultaten i föregående avsnitt har även utnyttjats för att få en uppfattning om vad en tänkbar ändring av klimatet kan innebära i form av kvantitativ förändring av regnintensiteten om prediktorernas värden i regndata-basen ändras enligt ett antal specificerade fall. Följande fall illustreras:

- A. Klimatet ändras, så att temperaturen stiger med 5 grader.
- B. Klimatet ändras, så att temperaturen stiger med 5 grader. Dessutom ökar sommarnederbörden med 10 %.
- C. Klimatet ändras så att temperaturen stiger med 2 grader.
- D. Klimatet ändras så att nederbörden stiger med 10%.



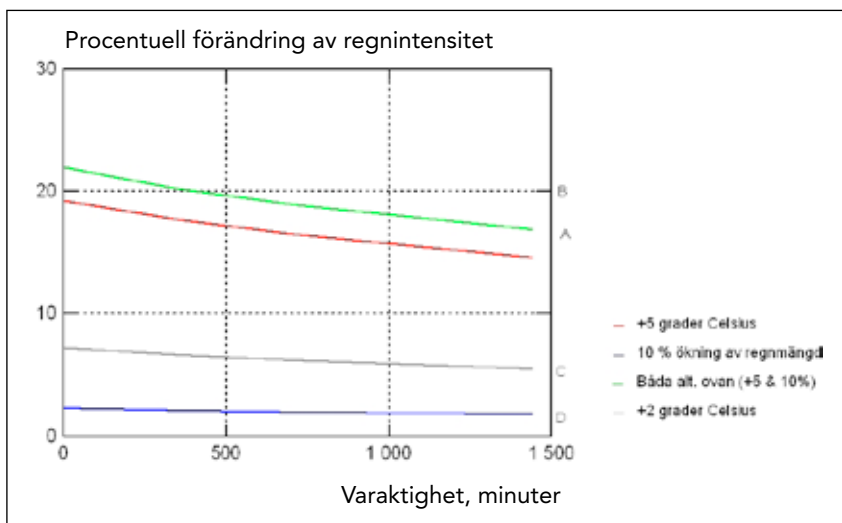
Figur 11 Illustration av hur klimatförändring kan förändra regnintensitetens nivåer. Resultat baserat enbart på ekvation (6).

De röda linjerna avser, hur nivåerna på regnintensitet med återkomsttid 10 år ändras, om sommarmedeltemperaturen ökar från 15 grader Celsius (understa röda linjen) till 20 respektive 25 grader (översta röda linjen).

De gröna linjerna visar på motsvarande sätt, hur regnintensiteten ändras, om nederbördssumman under sommaren ökar från 50 mm (understa kurvan) till 150 mm respektive till 300 mm.

Fallen A och B har åstadkommits genom att ändra storleken på prediktorernas värden ("i faktorn α "). Förutsättningen för att detta experiment ska vara realistiskt är främst, att konvektionen baseras på samma fysik i framtiden, som den gör idag.

I Figur 12 har förändringarna av klimatet tillämpats på samtliga fall med regnintensitet i Europa.



Figur 12 Illustration av effekten av ökning av sommartemperaturen med 5 grader Celsius på regnintensitetens nivå (röda kurvan), med 2 grader (gråa kurvan) samt ökning av temperaturen med 5 grader och dessutom ökning av sommarnederbörden med 10 % (gröna kurvan). En ökning av sommarnederbörden med 10 % illustreras även (blå kurva). Resultat baserat på tillämpning av formeln på samtliga data i den europeiska regnintensitetsdatabasen.

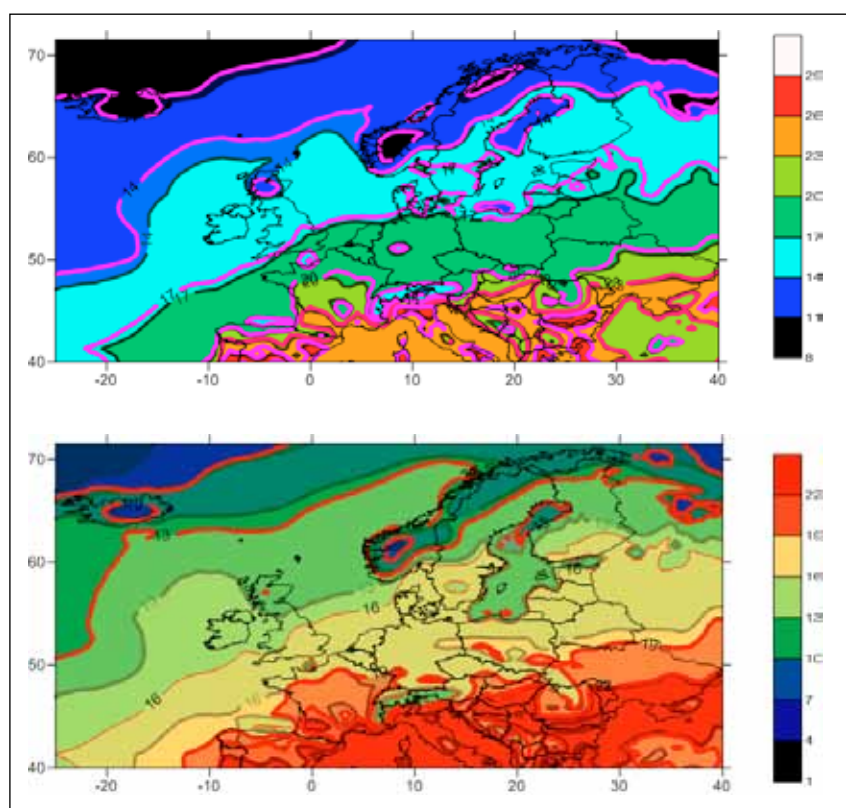
3.2.8 Klimatscenarier för Europa tolkade till regnintensitet med den utvecklade formeln

Klimatscenarier av typ A1B(nr 6 i Tabell 2) och A2 (nr 3 i Tabell 2) har utnyttjats för tolkning till dimensionerande regnintensitet över Europa med hjälp av den utvecklade formeln och med användning av statistisk interpolation (en enkel form av "Kriging" med linjärt variogram har använts).

Figur 13–17 visar samtliga utjämnade fält från beräkningarna alla baserade på SMHI:s regionala klimatmodell RCA3 med indata på ränderna från den globala klimatmodellen ECHAM 5 (ECHAM5_A1B_3_50km).

Resultaten av körningarna visar på relativt begränsade klimatförändringar vad gäller somarmedeltemperatur (i regel < 3 graders ökning) och somarnederbörd (i regel < 10 % ökning) för Sverige, medan motsvarande ändringar i övriga Europa på många håll visar kraftigare förändringar. De relativt måttliga förändringar i Sverige har tidigare presenterats av Kjellström et al (2011) med utnyttjande av SMHI:s RCA modell kopplat till bl.a. ECHAM5 med utnyttjande av ensembler av simuleringar. Stöd för de relativt begränsade förändringarna finns även i Rowell(2005) som utnyttjat den engelska modellen HadAM3P, där även här ensembler har utnyttjats.

Klimatscenarier: ändring av medeltemperatur och total somarnederbörd



Figur 13 A

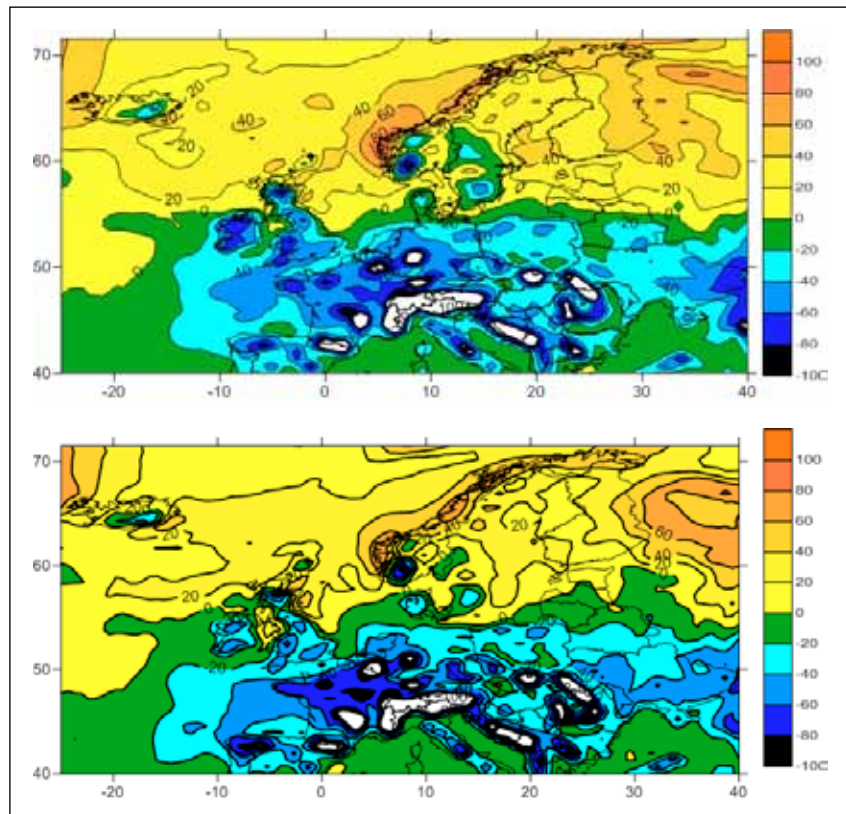
Jämförelse mellan somarmedeltemperaturen 2071–2100 enligt utsläppsalternativet A1B respektive A2: A2-alternativet indikeras av tjocka röda iso-termer, medan A1B alternativet markeras av tunna svarta isolinjer.

Figur 13 B

Figuren visar medeltemperaturen för perioden 1961–1990 och för perioden 2071–2100 (röda isotermer) beräknad enligt A1B-scenariet.

Av Figur 13 A framgår, att utsläppsscenariet A2 inte medför markant högre sommartemperaturer jämfört med scenariet A1B (grader Celsius). Endast mindre förskjutningar av isotermerna har skett i nordlig riktning med A2-scenariet.

Figur 13 B visar temperaturfördelningen för perioden 1961–90 och för perioden 2071–2100, baserad på A1B scenariet. Över Sverige innebär det att temperaturen ökar med 2 á 3 grader Celsius, exempelvis sammanfaller 13 graders isotermer för 1961–90 över Sverige nästan med 16 graders isotermer för perioden 2071–2100. Utsläpp enligt A2-fallet ger ett liknande resultat.



Figur 14 A

Differens mellan sommarnederbörden (summan för månaderna juni, juli och augusti) för perioden 2071–2100 och perioden 1961–1990. Enhet mm. Utsläppsscenario A2.

Figur 14 B

Differens mellan sommarnederbörden (summan för månaderna juni, juli och augusti) för perioden 2071–2100 och perioden 1961–1990. Enhet mm. Utsläppsscenario A 1B.

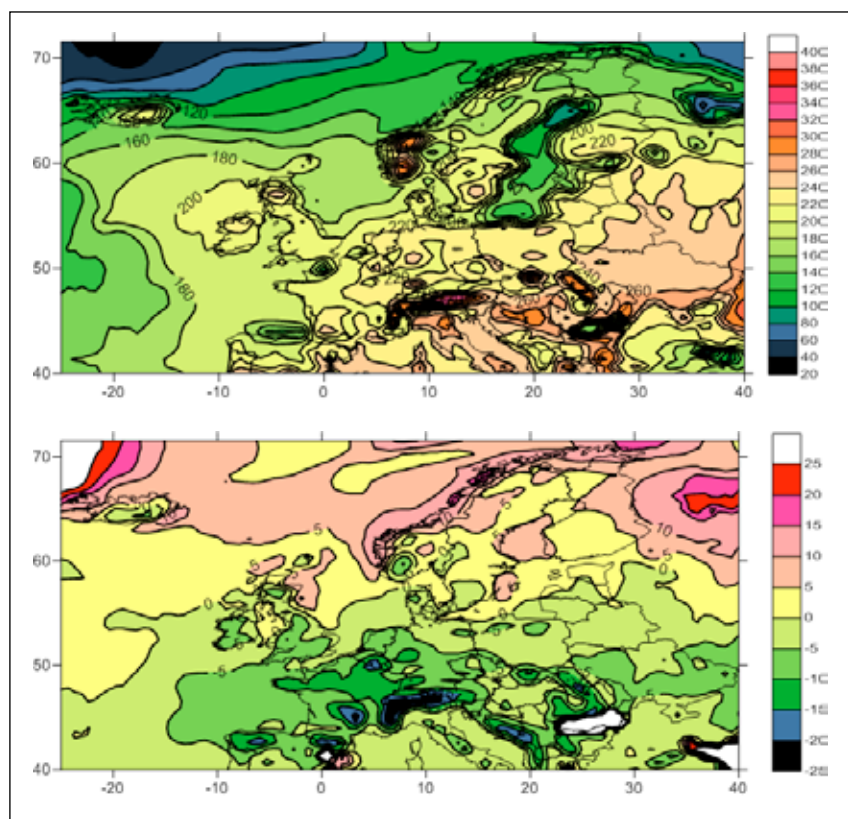
Figur 14 A och Figur 14 B visar att sommarnederbörden över stora delar av Europa minskar enligt RCA modellens tolkning. Även delar av södra Sverige får här en minskning av sommarnederbörden, medan övriga Sverige får i huvudsak en ökning med upp till ca 20 mm.

- Sammanfattningsvis ger SMHI:s regionala modell RCA med koppling till ECHAM5 ändringar av sommarnederbörden i Sverige med i allmänhet mindre än 20 mm under 100 år och motsvarande ändringar av medeltemperaturen uppgår till 2–3 grader.
- Samma klimatförändringar över Europa visar drastiskt minskad sommar-nederbörd (< 40 %) över stora delar av Centraleuropa och i dessa delar förekommer i regel även temperaturhöjningar på 3 grader Celsius och högre.

Klimatscenarier: ändring av dimensionerande regnintensitet

För Centraleuropa indikerar beräkningarna att den dimensionerande regnintensiteten minskar i stora områden med omkring 10 procent för de studerade varaktigheterna 10 minuter, 1 timme och 1 dygn. Minskningarna beror på att den totala sommarnederbörden minskar i dessa områden. Den minskningen ser alltså ut att vara så stor att den kompenserar för den förväntade ökningen av nederbördsextremer pga. att sommartemperaturen höjs.

Figur 15–17 (A och B) indikerar att de dimensionerande regnintensiteterna över Sverige ökar upp till omkring 10 procent från perioden 1961–90 till perioden 2071–2100 enligt beräkningar baserade på SMHI:s RCA modell med indata från ECHAM5.



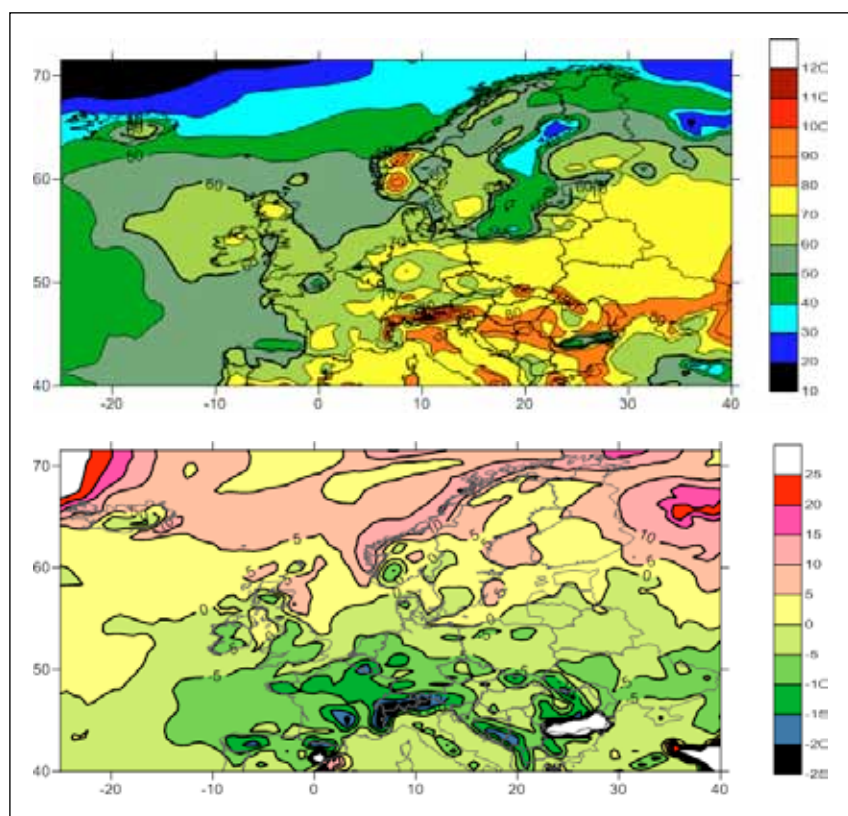
Figur 15 A

Dimensionerande regnintensitet (l/s ha), med återkomsttid 10 år och varaktighet 10 minuter baserat på perioden 1961–1990.

En förbättrad analys över Sverige ges av Figur 18 där 600 klimatstationer utnyttjats för bestämning av regnintensitetens fördelning.

Figur 15 B

Procentuell förändring av dimensionerande regnintensitet för perioden 1961–1990 jämfört med perioden 2071–2100 avseende återkomsttid 10 år och varaktighet 10 minuter, enligt scenario A1B.

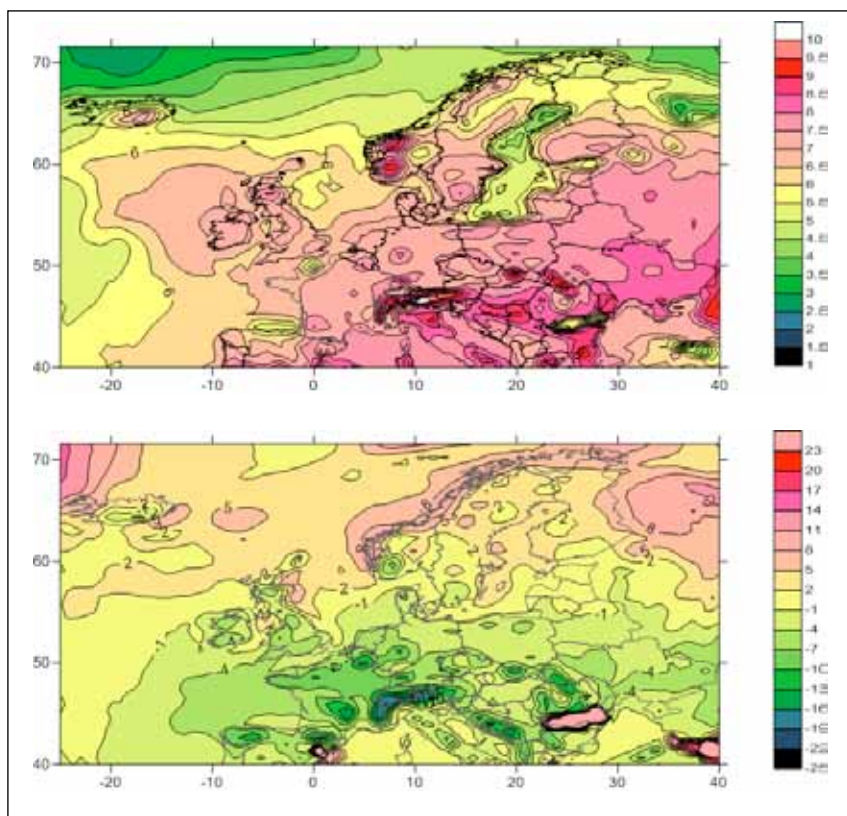


Figur 16 A

Dimensionerande regnintensitet (l/s ha), med återkomsttid 10 år och varaktighet 60 minuter baserat på perioden 1961–1990.

Figur 16 B

Procentuell förändring av dimensionerande regnintensitet för perioden 1961–1990 jämfört med perioden 2071–2100 avseende återkomsttid 10 år och varaktighet 60 minuter, enligt scenario A1B.



Figur 17 A

Dimensionerande regnintensitet (l/s ha), med återkomsttid 10 år och varaktighet ett dygn, baserat på perioden 1961–1990.

Figur 17B

Procentuell förändring av dimensionerande regnintensitet för perioden 1961–1990 jämfört med perioden 2071–2100 avseende återkomsttid 10 år och varaktighet ett dygn, enligt scenario A1B.

Resultaten i de här beräkningarna skiljer sig i vissa avseenden från vad som fås om man istället studerar vad klimatmodellerna själva säger om ändring i nederbördsextremer. En vanlig slutsats är då att modellerna ofta visar på ökad intensitet i extremnederbörden även i områden där den totala säsongsnederbörden minskar, som t ex i Syd- och Centraleuropa (Nikulin m fl., 2010). Vidare är ökningen i extremnederbörd i Sverige inte lika kraftig i våra beräkningar som i klimatmodellerna

3.2.9 Fördelningen av dimensionerande regnintensitet över Sverige

Den formel (ekvation 6), som estimerats med hjälp av den europeiska regnintensitetsdatabasen, har tillämpats med utnyttjande av regn- och temperaturdata (normalvärden 1961–90).

I föregående avsnitt har klimatscenarier baserade på A1B:s utsläppsalternativ visat att förändringar i de dimensionerande regnintensiteterna enligt detta alternativ är relativt begränsade. Utnyttjandet av andra klimatmodeller påvisar större förändringar. Som påvisas i kapitel 1.3 finns betydande osäkerhet om det framtida klimatet. I det följande ges ett exempel på vad en något kraftigare klimatförändring kan innebära för svenskt vidkommande. Exemplet leder till något högre dimensionerande regnintensiteter än vad som framkommit i föregående avsnitt.

- I. Först utnyttjades normalvärden för 15 orter, där regnintensitetsdata finns från kommunerna. De värden, som erhöles, visade en förklarad varians om 97 %, d.v.s. en god överensstämmelse.
- II. För Sverige har drygt 600 temperatur- och nederbördstationer därefter utnyttjats för att estimeras regnintensitetsklimatet med den formel, som utvecklats för Europa.

- a. Beräkningar utfördes för att karakterisera dimensionerande regnintensitet vid rådande klimat.
- b. För att få en uppfattning om vilka nivåer, som dimensionerande regnintensitet når om ca 100 år, gjordes förenklade antaganden. Realismen av dessa antaganden kan ifrågasättas, men experimentet utfördes mot bakgrund av den osäkerhet, som finns i klimatscenerierna.

Sverige indelades i 5 zoner och i varje zon skisserades förändringar i temperatur och nederbörd under sommarmånaderna (juni–augusti). Följande blev den grova indelningen. Indelningen kan enkelt förändras, om argument finns för detta och beräkningarna kan sedan ske på nytt. Denna ansats bör ses som ett enkelt exempel på hur den utvecklade formeln kan tillämpas.

I takt med att förbättrad information blir tillgänglig om Sveriges framtida temperatur- och nederbörds-klimat under sommaren kan förbättrade estimat av dimensionerande regnintensitet erhållas via den utvecklade formeln.

Sverige-kartorna i Figur 18 och Figur 19 ger en god bild av dimensionerande regnintensitet med hänsyn till befintligt klimat (Figur 18 a och c och Figur 19 a och c). De kartor som baseras på en klimatförändring enligt Tabell 3 (Figur 18 b och d samt Figur 19 b och d) bör inte utan vidare utnyttjas för dimensioneringsändamål, eftersom de endast är ämnade att illustrera hur den utvecklade formeln kan utnyttjas.

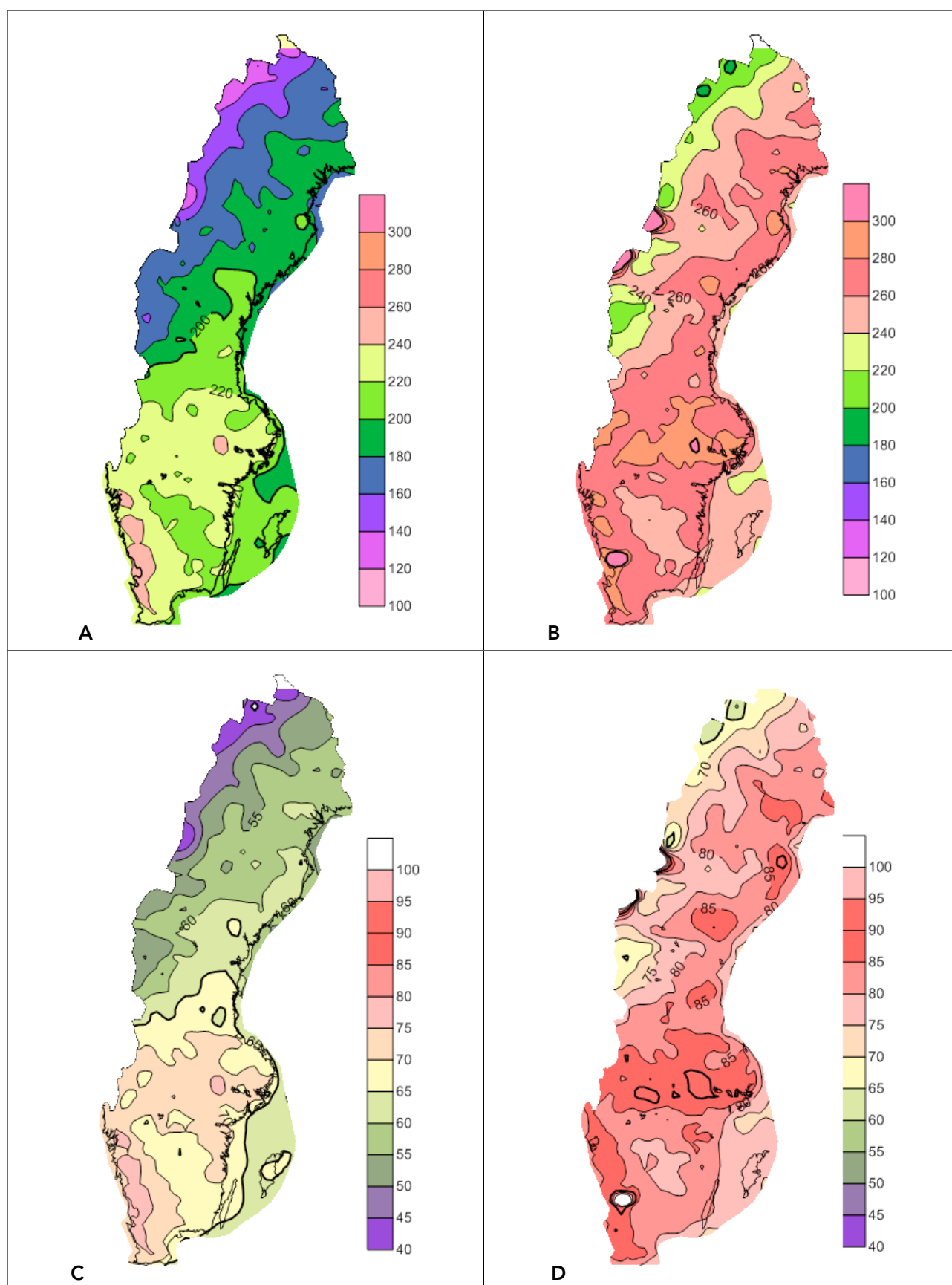
Det är alltså *inte* så, att figurerna kan ersätta den generaliserade tolkning av regnstatistik för landet som helhet, som anges i Svenskt Vattens skrift P104. För detta skulle krävas kompletterande och mera detaljerade underlagsstudier, än vad som rymts inom detta projekt.

Tabell 3 Sverige indelat i 5 zoner och i varje zon förmodade förändringar i temperatur och nederbörd under sommarmånaderna (juni-augusti).

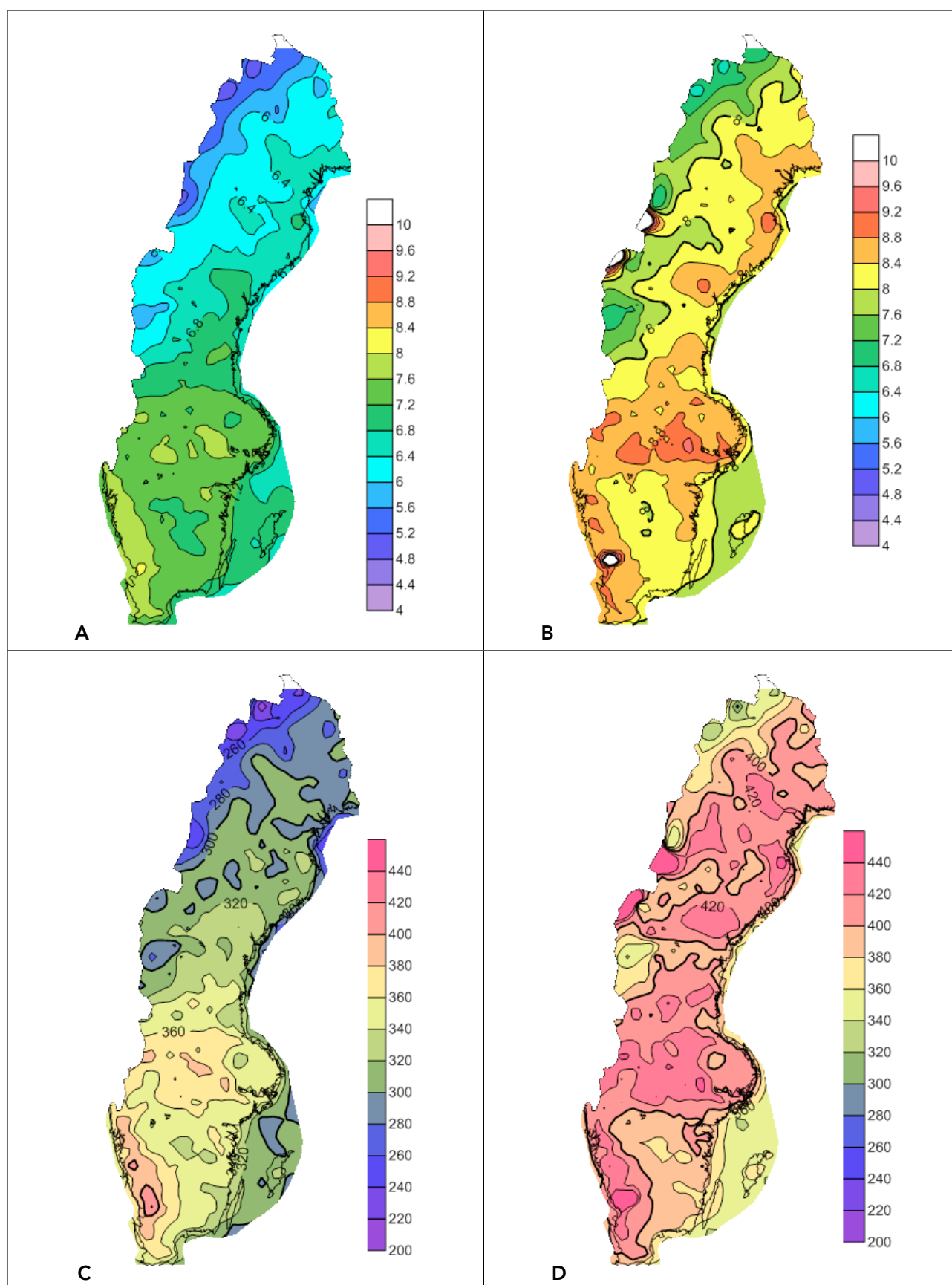
Klass	Intervall, latituder	Medeltemperatur: Förändring juni-aug.	Medelnederbörd: Förändring juni-aug.
1	> 65	+4	+20 %
2	63–65	+3,5	+15 %
3	> 61–63	+3	+5 %
4	59–61	+3	– 5 %
5	< 59	+2,5	– 10 %

3.2.10 Osäkerhet i estimat av rådande regnintensitet och estimat av framtida regnintensitet

- Det står klart, att en del av avvikelserna mellan formelns värden och regnintensitetsdata härrör från att temperatur- och nederbördsfälten från E-obs data är något utjämnade fält och därmed blir även de resulterande fälten baserade på formeln utjämnade och de estimerade värdena når inte ut till de extremer, som ibland finns i regnintensitetsdatabasen, där regnintensiteten består av punktvärden.
- Som framhållits har nationella systematiska avvikelser kopplade till främst de olika regninstrumenten, instrumentens placering och metodik för utvärdering av data till regnintensitet betydelse för tolkningen av Europas regnintensitetsklimat.



Figur 18 Figur A avser regnintensitet vid rådande klimat med 10 minuters varaktighet och 10 års återkomsttid. Figur B ger motsvarande bild med antagande av en klimatförändring enligt den skissartade zonindelningen av Sverige. Figur C (rådande klimat) och D (framtida klimat) ger motsvarande bild av regnintensitet för 1 timmes varaktighet och 10 års återkomsttid.



Figur 19 Figur A avser regnintensitet vid rådande klimat med ett dygns varaktighet och 10 års återkomsttid. Figur B ger motsvarande bild med antagande av en klimatförändring enligt den skissartade zonindelning av Sverige. Figur C (rådande klimat) och D (framtida klimat) ger motsvarande bild av regnintensitet för 10 minuters varaktighet och 100 års återkomsttid.

- Noggrannheten i estimaten baserade på den utvecklade formeln känns emellertid i allmänhet tillräckligt bra för att praktiskt kunna utnyttjas för dimensioneringsändamål.

Den osäkerhet, som införs, när klimatscenarier utnyttjas, innebär en annan nivå på osäkerheten i uppskattning av framtida regnintensiteter.

3.2.11 Den utvecklade formeln – några sammanfattande synpunkter

1. Resultaten får betraktas som en ansats att försöka förstå regnintensitets-klimatet i Europa.
2. En formel, som karakteriserar regnintensitetsklimatet i Västeuropa, har utvecklats. Den formel, som utvecklats för att karakterisera regnintensiteten, ger en god grad av överensstämmelse (förklarad varians 95 %) mellan beräknade värden och observerade värden. Test av olika prediktorer för regnintensitet visar, att den klimatologiska somarmedeltemperaturen i kombination med den klimatologiska somarnederbörden är av avgörande betydelse för storleken av dimensionerande regnintensitet i Europa och fungerar bättre än andra variabler för att förklara regnintensitet i dagens klimat.

De enskilda ländernas regnintensitetsklimat kan förklaras med formeln, om en korrektionsfaktor används för respektive land. För de flesta länderna är denna faktor sannolikt knuten till ländernas respektive instrumenttyp för mätning av regnintensitet, uppställning och skötsel av instrumenten, metodik för överföring av data till samband över intensitets-varaktighets-återkomsttid för regnintensitet.

Med denna korrektionsfaktor blir den förklarade variansen i regnintensitetsdata 93–100 % för länderna.

Det noteras även, att länder i nordvästra Europa som gränsar till Atlanten har lägre regnintensitet. Detta beror sannolikt på att konvektionsklimatet i dessa områden dämpas av vindförhållanden, som blandar in torr höjdluft och därmed ökar entrainment. Även inverkan av kallt hav kan vara en förklaring till låga regnintensiteter.

3. I föreliggande studie har samtliga data utnyttjats. En högre grad av förklarad varians i den resulterande ekvationen kunde uppnås genom att utesluta en del av materialet i form av regnintensitetsdata. Eftersom täckning av Europa då blir sämre, blev valet i denna studie att ta med samtliga data. Relevansen av detta förfarande kan givetvis diskuteras. Det har inte varit möjligt att, inom projektets ekonomiska ramar, i högre grad studera kvaliteten av det insamlade materialet av regnintensitetsdata. I framtiden kan det visa sig viktigt att utesluta en del data, som sannolikt är av dålig kvalitet. Ett speciellt problem utgör nationellt gridberäknade regnintensiteter, eftersom dessa data är "kontaminerade" av den metodik, som använts. Kanske även dessa data ska elimineras från bearbetningen.
4. Klimatscenarier av typ A1B och A2 har utnyttjats för tolkning till dimensionerande regnintensitet över Europa med hjälp av den utvecklade formeln och med användning av statistisk interpolation.
5. För Sverige har drygt 600 stationer med SMHI:s normalvärden 1961–90 av temperatur och nederbörd för sommaren utnyttjats för att med

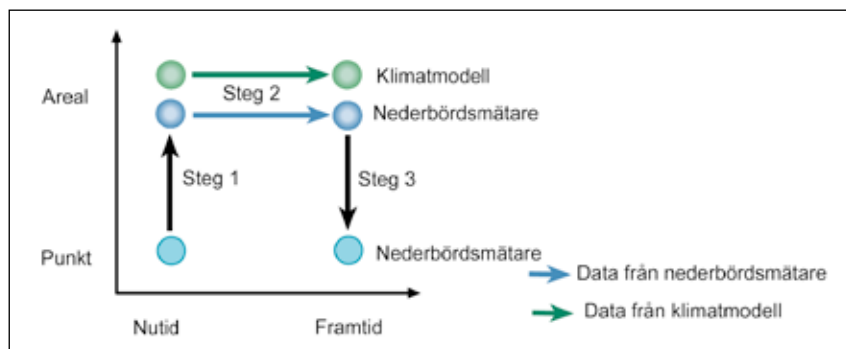
den utvecklade formeln tolka Sveriges nuvarande regnintensitetsklimat. För detta har även här statistisk interpolation använts.

6. Det resulterande mönstret av regnintensitet över Sverige ger en intressant finstruktur och kan vara av intresse, när rekommendationerna för dimensionerande regnintensitet i Sverige ses över. För svensk del återstår att även ta fram det framtida mönstret av dimensionerande regnintensitet, baserat på klimatscenarierna
7. Förutsättningarna för att vi med denna studie ska förstå något om vad som händer i framtiden bedöms som goda. Föreliggande studie ger en "glimt" om var förändrade intensitetsnivåer kan hamna i Sverige.

3.3 Justering av tidsseriedata

Även om de regionala klimatmodellerna har högre upplösning och generellt är bättre än GCMer på att beskriva det regionala/lokala klimatet uppvisar de en del mer eller mindre systematiska fel. För RCA innebär detta t ex att nederbördsmängderna över delar av Skandinavien är överskattade under sommaren samt att modellen tenderar att regna lite för ofta och för lite under delar av året (Samuelsson et al., 2011). Vidare kommer den konvektiva nederbörden över Sverige i allmänhet för tidigt under dygnet, vid lunchtid istället för sena eftermiddagen eller tidiga kvällen som observationerna visar (Jeong et al., 2011).

De här felen i RCM-data är oftast större när man använder GCM-data på ränderna än när man använder sig av återanalysdata (Kjellström et al., 2011; Nikulin et al., 2011). Det är inte så konstigt då de globala modellerna t ex uppvisar fel i den storskaliga cirkulationen eller i havsytetemperaturerna. För Europas del är ett vanligt fel i GCMerna att de är lite för zonala vilket betyder att västvindarna är lite för dominerande med resultatet att vintrarna blir något för milda och nederbördsrika i stora delar av Europa.



Figur 20 Illustration av hur relationen mellan punktdata för regn nu och i framtiden kan analyseras med stöd av areella klimatmodelldata, efter Grum et.al (2005).

I en del tillämpningar är de här felen i klimatmodelldata så stora att olika effektm modeller inte kan användas. Det kan t ex röra sig om hydrologiska modeller som får stora fel i avrinningen från ett område då nederbörden är felaktig. För att komma tillrätta med det här problemet brukar man använda

sig av olika metoder av s.k. bias-korrigerig. Den kanske enklaste formen av bias-korrigerig består i att man använder sig av observerade data för den historiska tidsperioden och till den lägger klimatförändringssignalen för att ta fram ett framtida klimat. Detta ger då en bra överensstämmelse i dagens klimat men en nackdel är att dagens variabilitet förs med in i framtiden. Andra metoder inkluderar en korrigerig över hela modellutfallet. Man gör då korrigerigen separat i olika delar av modellens fördelningsfunktioner för olika variabler. T ex kan man tänka sig en modell som ger för små nederbördsmängder för ofta och underskattar amplituden av höga nederbördsmängder. I resultaten från en sådan modell kan man då ta bort alla nederbördstillfällen under någon viss gräns och fördela om nederbörden på de dagarna då det skall regna, sen kan man justera upp de kraftigaste extremerna. Ett exempel på en sådan här fördelningsbaserad korrigerig finns i Yang et al. (2010). Figur 20 illustrerar principiella steg i resonemanget, som på olika sätt kan leda till korrigerade data för det framtida klimatet.

3.3.1 Metodik – allmänt

I den s.k. delta-change-metoden beräknas klimatsignalen som den relativa förändringen mellan en referensperiod, typiskt 1961–1990, och en framtida tidsperiod. Resultatet uttrycks som en faktor (Delta Change Factor, DCF), vilken appliceras på observerade data. Ofta bestäms denna faktor säsong- eller månadsvis och adderas till (temperatur) eller multipliceras med (nederbörd) över hela frekvensfördelningen, dvs. både för normala och extremvärden. De relativa variationerna som finns i de observerade data blir dock oförändrade. För att fånga ev. förändringar i klimatsignalens variabilitet, främst för nederbörd, finns olika metoder.

Semadeni-Davies et.al. (2008 a, b) bestämde två uppsättningar delta-change-faktorer (månadsvis) åtskilda av ett tröskelvärde på 10 mm/6 h, som angavs skilja situationerna ”duggregn” resp. ”skyfall” (drizzle/storm). Före denna analys hade regn med intensitet lägre än 0,4 mm/6 h avlägsnats från scenariodata som ”falskt duggregn”.

Olsson et.al. (2006, 2009, 2010) beskriver metoder för omskalning av historiska nederbördsdata, där olika delar av intensitetsfördelningen kontinuerligt skalas om i enlighet med scenariodata. von Scherling (2012) redovisade en statistisk analys av regndata framtagna i Stockholmsstudien enl. Olsson et.al (2010).

Nedan beskrivs mer detaljerat här tillämpad metodik för hur RCM-data anpassas till observerade data för en kontrollperiod och korrigeras. Sedan tillämpas samma korrigerig på RCM-data för framtida perioder. Metodiken är en variant av den fördelningsbaserade korrigerig som beskrivs av Yang et al. (2010).

De data i form av absolutvärden (temperatur, nederbörd) som redovisas i fortsättningen i denna rapport med scenario-angivelser är alltid *korrigerade* med nedan angiven metodik. Övriga data (t.ex. E-obs-data) har förutsatts vara ”felfria” och inte korrigerats.

3.3.2 Nederbörd

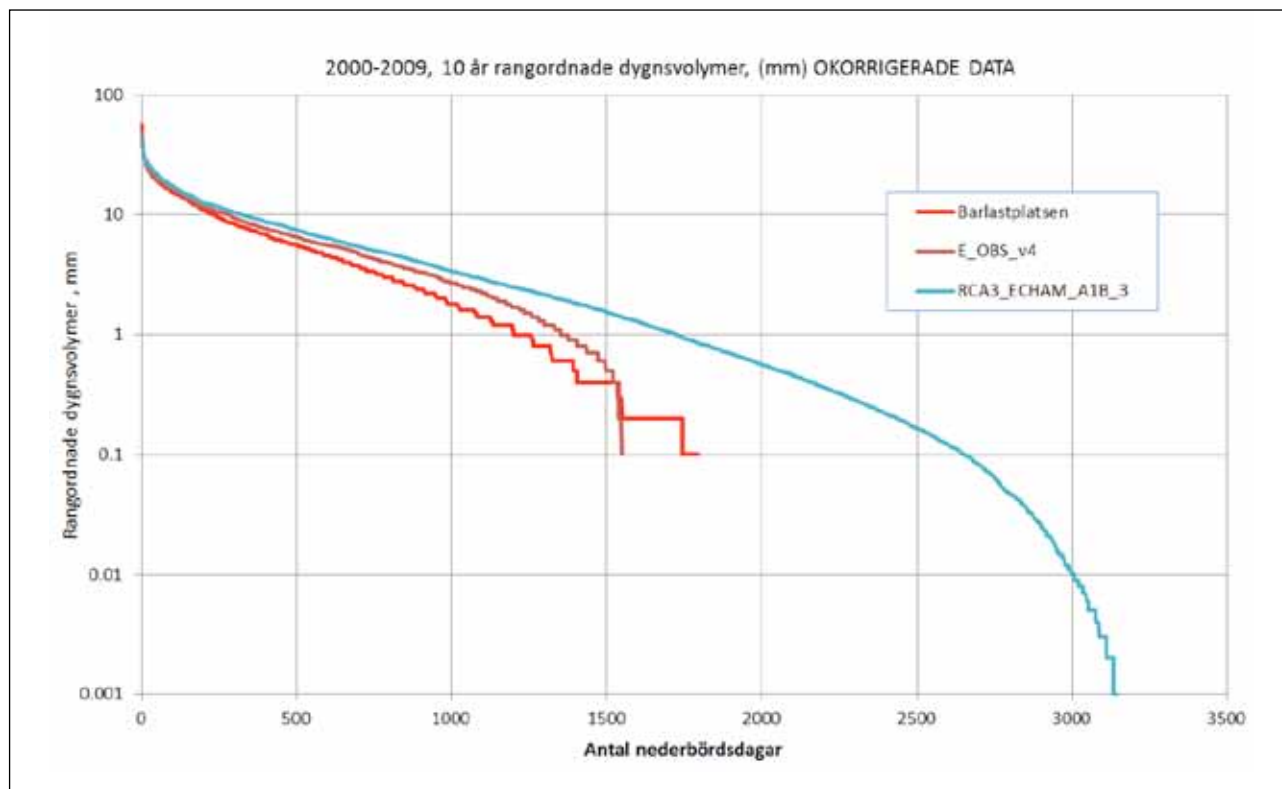
Korrigeringen av nederbördsdata med dygnsupplösning utförs säsongvis i två steg:

1. Falskt duggregn avlägsnas från RCM-data, så att samma antal nederbördsdagar erhålls som i observerade data.
2. Återstående nederbörd justeras så att scenariodata för kontrollperioden matchar den observerade frekvensfördelningen.

I det första steget sorteras RCM-data resp. observerade värden. För varje säsong identifieras ett tröskel-värde i scenariodata för att erhålla korrekt antal nederbördsdagar. Värden under tröskeln antas representera torrvärden, och värdet sätts till noll. Detta resulterar i två tidsserier med lika antal nederbördsdagar, observerad resp. modellerad.

Återstående nederbördsdagar i RCM-data anpassas till fördelningen i de observerade data genom en uppsättning korrektionsfaktorer som täcker hela intensitetsfördelningen. Framtagande av korrektionsfaktorer delas upp i två delar, åtskilda av 95 %-percentilen i fördelningen. En polynomfunktion anpassas till resp. delmängd av data. På detta sätt differentieras korrektionen av normal resp. extrem nederbörd.

Erhållna polynomkoefficienter används sedan för att korrigera RCM-data för det framtida klimatet på motsvarande sätt. Denna korrektion föregås av borttagande av låga regnintensitetsvärden på samma sätt som vid analysen av referensperioden, dvs. det används samma tröskelvärden för falskt duggregn säsongvis som erhållits för kontrollperioden. Som nämnts utförs



Figur 21 Jämförelse mellan rangordnade dygnsvärden för nederbörd i Göteborg under 10 år. Jämförelsen avser hela året. Dygnsvärdena kommer 1) från högupplösta regndata (station: Barlastplatsen), 2) från E-obs-data – närmaste 25·25 km-pixel samt 3) från scenariodata (ECHAM5_A1B_3_25km).

korrektionen säsongvis, dvs. specifika tröskelvärden och polynomanpassningar bestäms för varje säsong: dec-feb, mars-maj, juni-aug resp. sep-nov.

Figur 21 illustrerar vad som angetts ovan om behovet av korrigering av scenariodata. I figuren jämförs rangordnade dygnsvolymen från uppmätta data, dels mot E-obs-data för samma period, och dels mot data från ett scenario (också för samma period). Det framgår att antalet nederbördsdagar i scenariot är avsevärt större än hos de övriga. E-obs-data skiljer sig något i fördelningen av mindre dygnsvolymen från den uppmätta serien. En delförklaring, förutom att E-obs är griddade data, kan vara att jämförelsen i detta fall avser hela året, och att den högupplösta givaren kan vara sämre på att fånga snönederbörd korrekt.

3.3.3 Temperatur

Samma princip som vid korrektion av nederbördsdata tillämpas på temperaturdata, dvs. korrektionsfaktorer tas fram genom att jämföra RCM-data med observerade värden för en kontrollperiod. För temperaturdata, däremot, används en linjär regressionsmetod. Relationen mellan observerad temperatur och RCM-data kan uttryckas som:

$$T_{ref}^{obs} \approx T_{ref}^{korr} = T_{ref}^{RCM} + a_m + b_m \cdot T_{ref}^{RCM} \quad (8)$$

där T_{ref}^{korr} är korrigerad temperatur

T_{ref}^{RCM} okorrigerad RCM-temperatur för referensperioden

T_{ref}^{obs} observerad temperatur för referensperioden

m månadsindex

a , b regressionskonstanter

Koefficienterna a och b bestäms genom regression så att den bästa möjliga anpassningen erhålls mellan observerade och korrigerade data. Korrektionen utförs för varje kalendermånad, till skillnad från korrektionen av nederbörd som görs säsongvis.

För framtida klimat justeras RCM-data enligt:

$$T_{fut}^{korr} = T_{fut}^{RCM} + a_m + b_m \cdot T_{fut}^{RCM} \quad (9)$$

där index fut refererar till framtida förhållanden. a och b är regressionskoefficienterna erhållna enl. föregående ekvation.

3.3.4 Avdunstning

För de tillämpningar av hydrologisk natur i denna rapport som kräver indata för potentiell evapotranspiration har för "nuvarande situation" använts data enligt Eriksson (1981), potentiell evapotranspiration månadsvis för aktuell ort i Sverige, anpassad för urbana förhållanden. För framtida värden i scenarioprojektioner har dessa värden justerats baserat på den aktuella förändringen månadsvis av korrigerad temperatur med en enkel temperaturbaserad metod enligt MIKE by DHI (2011), grundad på Kay&Davies (2008).

3.3.5 Högupplösta nederbördsdata

I de tillämpningar med högupplösta regndata som redovisas i fortsättningen utnyttjas information från hanteringen av dygnsvärden för nederbörd enligt ovan, viken är avsedd att fånga dynamiken i förändringar av nederbördens fördelning. Efter korrektionen av dygnsnederbörden kan för aktuell kombination kontrollperiod/scenario-period en uppsättning förändringsfaktorer beräknas. Resultatet blir en tabell, där värden erhållits genom att dividera varje percentil för scenariodata med motsvarande värden i fördelningen av data för kontrollperioden. Bestämningen av förändringsfaktorerna ske års-tidsvis (JJA, SON, DJF, MAM). Som kontrollperiod används i detta fall vanligen tidsrymden för de historiska mätdata.

Varje enskilt värde i de högupplösta data korrigeras enligt denna förändringstabell, efter att man först har bestämt vilken "percentil" värdet tillhör. Detta görs dygnsvis genom produktion av dygnsvärden och sortering med hänsyn till säsong. Svagheten med denna metodik kan vara just att percentilvärdet bestäms dygnsvis. Det är ju tänkbart att under konvektiva förhållanden extremvärden kan uppträda under kort tid, inom någon timme, utan att det återspeglas i en motsvarande extrem ökning i en längre tidsskala som dygnsvolym. En annan svaghet kan vara att man inte tar hänsyn till att säsongerna eventuellt förskjuts något i det framtida klimatet, eftersom korrigeringarna baseras på kalendermånad.

4 Tillämpningar i utvalda orter

4.1 Klimatförändringssignaler – allmänt för tillämpningsorterna

4.1.1 Stöd för tolkning när det gäller statistik för extremregn

Det är välkänt att de häftigaste, kortvariga regnen i Sverige uppträder sommartid (se t.ex. Hernebring, 2006). Det beror, som vi redan vet, inte bara på att luftens förmåga att innehålla vattenånga ökar med ökad temperatur, utan också att med ökad temperatur över en landmassa ökar tendensen för konvektion, hävning av luftmassor.

Detta är anledningen till att betoningen i resultatredovisningen senare kommer att ligga på förändringar under sommarförhållanden.

För att ge ett kvantitativt mått på säongs- och temperaturberoendet redovisas i följande avsnitt resultat från vidarebearbetning av några tillgängliga svenska nederbördsserier i dessa avseenden. Bakom resultatredovisningen här ligger också en förhoppning att läsaren ska få ett underlag för tolkning av resultat i fortsättningen, som ofta redovisas som förändringar säsongvis.

Om säongsberoende i befintliga data

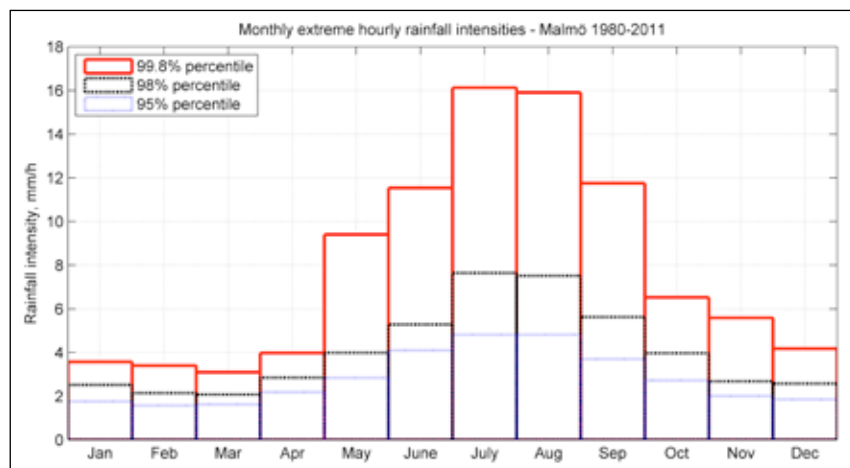
Högupplösta regndata från Malmö finns tillgängliga digitalt från början av 1980 fram till ”nu” från mätstationen Turbinen. Mätdata består av tidsregistreringar för en period i början 0,5 mm, senare 0,2 mm vippningshändelser. Ett grundläggande problem med denna typ av data är att man har svårt att lokalisera den exakta början (och slutet) på regntillfällen, problemet med ”den första vippen” – när har den genererats? Om bara grunddata i form av händelser används, blir nederbördsintensiteten aldrig noll, även om det blir små tal om det är långt mellan vippen.

Därför har grunddata processats så, att en nolla har stoppas in i tidsserien om avståndet mellan två vippningar är större än två timmar. Tidsavståndet före den första vippen i regnet där nollan sätts in (regnet ”börjar”) har satts lika med tiden till påföljande vipphändelse, dock inte längre än 30 minuter. Regntillfället anses vara slut vid tidpunkten för den sista vipphändelsen, för regntillfällen avgränsade på detta sätt, men det är ju inte riktigt sant. Det kan ju återstå en restvolym i vippan som inte registrerats. Denna volym kommer antingen att avdunsta fram till eller adderas till följande regn. Detta ”avdunstningsfel” innebär en systematisk underskattning av regnvolymer på sikt, allt större ju större vippvolymen är, men har mycket liten betydelse för en korrekt registrering av häftiga regn. Vi talar ju om delar av 1 förlorad vippning i relation till hela regnförloppet, som om regnet är ”häftigt” kan innehålla ett 100-tal vippningshändelser.

Malmödata (t.o.m. 2011) – varaktighet knappt 32 år – har här gjorts om till ekvidistanta timvärden med enheten mm/h. Det totala antalet timvärden är 279 000, antal timvärden med nederbörd större än noll 20 900. Det regnar alltså drygt 7 % av tiden. Antalet timmar med en nederbördintensitet större än 0,5 mm/h är 9 100. Det största värdet i dessa ekvidistanta data är 32,6 mm/h, vilket visar att operationen att göra om högupplösta

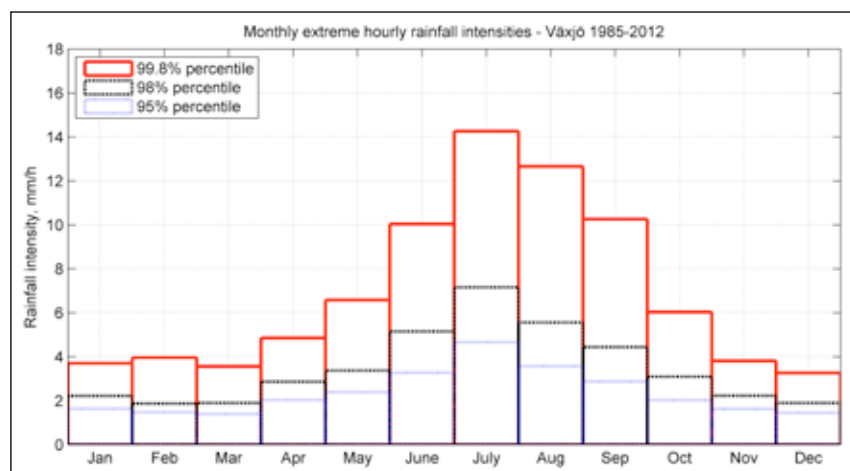
händelsedata till ekvidistanta timvärden är ett sätt förstöra viktig information, eftersom den verkliga maxintensiteten under seriens varaktighet med, som engelsmannen säger, "1-h sliding-duration" är 37,9 mm/h.

Regntimmarna delades upp i delpopulationer, med avseende på aktuell månad. Eftersom vi här befinner oss i södra Sverige erhöles en relativt jämn fördelning per månad, för 32-årsperioden: som lägst 1 300 regntimmar i april resp. som högst 2 400 i december. Extremstatistik räknades ut månadsvis och finns avbildad i Figur 22. Fördelningsvärdena räknades ut direkt från varje delpopulation. Som exempel innebär "99,8 %-percentilen" att det bland 2 000 värden finns 0,2 %, d.v.s. 4 värden, som är större.



Figur 22 Extremstatistik för regndata från Malmö (timvärden fördelade på månad).

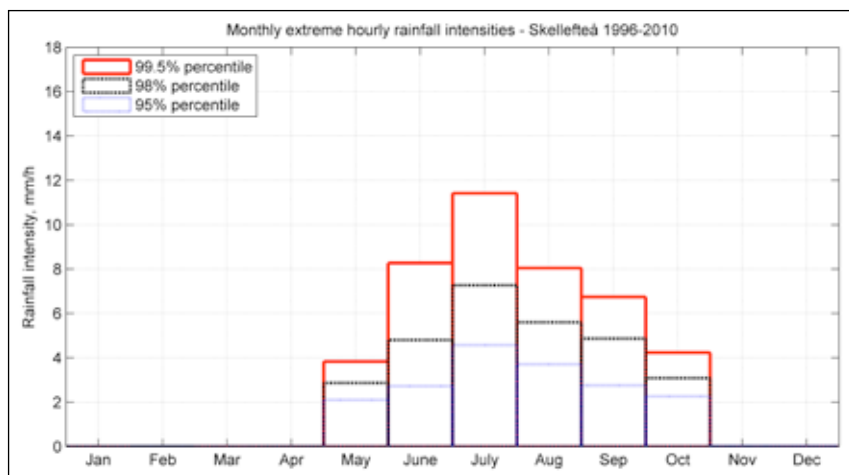
Motsvarande utvärderingar gjordes för en regnserie från Växjö (station N. Esplanaden) med data från juni 1985 t.o.m. juni 2012 – drygt 27 år. Det totala antalet timmar är 237 000, varav antal "regntimmar" är 26 500, och med mer än 0,5 mm/h: 9 400 timmar. Här erhöles en jämnare månadsfördelning, som minst antal regntimmar under april (1 600) och som högst 3 000 under oktober för hela 27-årsperioden. Det största värdet i dessa ekvi-



Figur 23 Extremstatistik för regndata från Växjö (timvärden fördelade på månad).

distanta data är 25,4 mm/h, medan verklig 60-minuts maxintensitet under seriens varaktighet är 26,6 mm/h. Statistiken redovisas i Figur 23.

För att få de nordliga delarna av Sverige representerade på motsvarande sätt, bearbetades en regnserie från Skellefteå med omkring 14 års varaktighet. Här finns dataunderlag bara för sex månader under året: maj t.o.m. oktober, med totalt 5 800 ”regntimmar”. Det största intensitetsvärdet i data omvandlade till entimmesvärden är 34,2 mm/h. Verklig 60-min maxintensitet är 34,8 mm/h. Här räcker dataunderlaget (omkring 1 000 regntimmar per månad) inte riktigt till för att redovisa 99,8 %-percentilen. I Figur 24 visas därför 99,5 %-percentilen som högsta extremvärde.



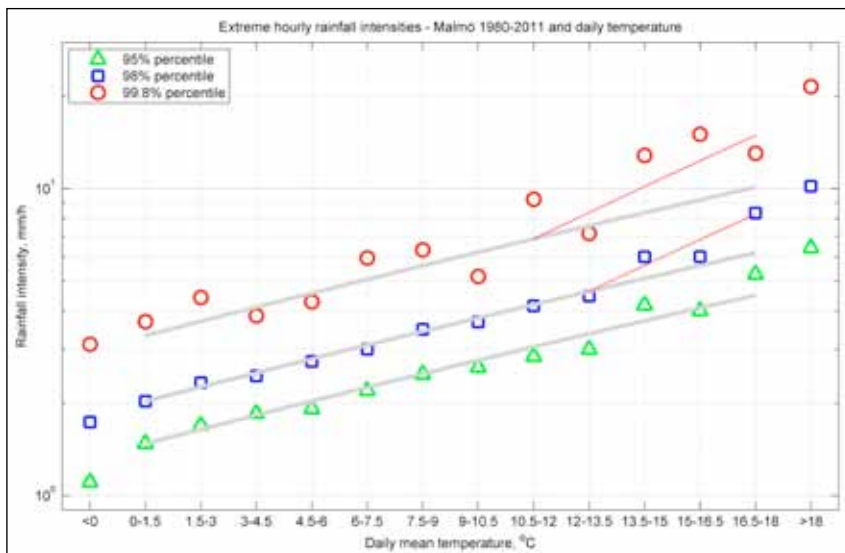
Figur 24 Extremstatistik för regndata från Skellefteå (timvärden fördelade på månad).

Om temperaturberoende i befintliga data

I grunden beror naturligtvis det årstidsberoende som redovisas i avsnittet ovan till stor del på de temperaturförhållanden som råder respektive månad. Lenderink och van Meijgaard (2008) har analyserat en 99-års regnserie från De Bilt i Nederländerna med avseende på temperaturberoende hos entimmes extremvärden. Enbart sett till temperaturberoende så borde man teoretiskt, enligt Clausius-Clapeyrons relation för vattenångas mättnadsångtryck som funktion av temperaturen, finna en 7-procentig ökning per grad uppvärmning av den vattenhållande förmågan, och därmed indirekt av extremregnens intensitet. Lenderink och van Meijgaard fann att extremnederbördsintensiteterna ökade dubbelt så snabbt (14-procentig ökning per grad) när dygnsmedeltemperaturen översteg 12° C, alltså högt över förväntan.

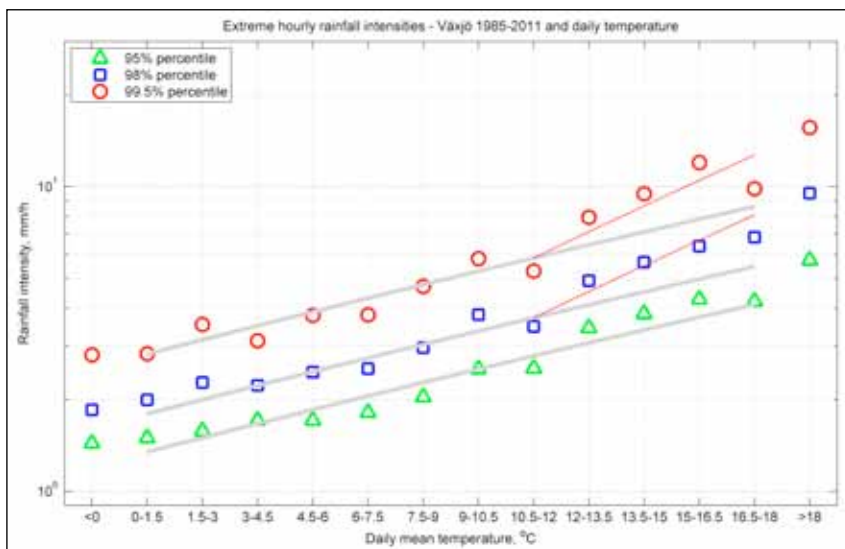
Här har motsvarande analys utförts för regnserierna från Malmö och Växjö, fastän inte lika sofistikerat som i den omnämnda artikeln. Med hjälp av E-obsdata kopplades en dygnsmedeltemperatur till varje regntimme enligt ovan. Tilldelningen av temperaturvärdet skedde genom interpolation till den aktuella timmen, där E-obs-värden för dygnsmedelnederbörden getts tidsstämplar kl. 12:00 mitt på dagen. Data sorterades med avseende på temperaturvärdet i 14 olika delpopulationer (”bins”), i 1.5 grads-intervall, vilket för Malmö-datas del resulterade i 1 000–2 000 regntimmar i vardera.

Resultatet redovisas i Figur 25 och Figur 26 och kan väl sägas bekräfta Lenderink och van Meijgaards slutsatser. "Något" händer, temperaturberoendet tycks förstärkas, vid dygnsmedeltemperaturer över ett värde omkring 12° C. För Växjödata valdes att redovisa 99,5 %-percentilen i varje "bin" som högsta extremvärde, eftersom dataunderlaget var mindre. Lenderink och van Meijgaard förklarar detta fenomen med "småskalig molndynamik och luftlagret under, samt mikrofysik i molnet".



Figur 25 Extremstatistik för regndata från Malmö (timvärden fördelade efter dygnsmedeltemperatur).

Lutningen hos de gråmarkerade linjerna ges av Clausius-Clapeyrons relation för mättnadsångtryck för vattenånga som funktion av temperaturen. Streckade röda linjer: denna relation med potens 2, dvs. lutningen blir ggr 2 i en logskala.



Figur 26 Extremstatistik för regndata från Växjö (timvärden fördelade efter dygnsmedeltemperatur).

Lutningen hos de gråmarkerade linjerna ges av Clausius-Clapeyrons relation för mättnadsångtryck för vattenånga som funktion av temperaturen. Streckade röda linjer: denna relation med potens 2, dvs. lutningen blir ggr 2 i en logskala.

4.1.2 Vad finner vi i klimatscenariodata?

De tillämpningsorter som på olika sätt deltog med data i projektet (Östersund, Västerås, Växjö, Göteborg och Malmö) representerar en intressant spridning regionalt inom Sverige. Därför utnyttjades data från samtliga 11 framtidsscenarier som finns uppräknade i Tabell 2 för att få en djupare

insikt i vad dessa säger om klimatutvecklingen i olika avseenden för dessa specifika orter. I samtliga fall hade RCA3-data för dessa erhållits från SMHI i s.k. netCDF-format med angiven rumsupplösning (25·25 eller 50·50 km) omfattande tidsperioden 1961–2100. Gridnätets täckning i Europa framgår av Figur 2. Bakomliggande utsläppsscenario bestod av 9 st A1B scenarier, ett B1 och ett A2 scenario.

Matlab-rutiner utvecklades för utdrag av tidsseriedata för pixeln närmast aktuell ort, och anpassades till vissa egenheter hos resp. indata, t.ex. att kalendern ibland inte var som den gregorianska vi är vana vid (med skottår etc.) utan bestod av 30-dagars-månader. Vidare fanns inte alltid data som täckte hela vägen fram t.o.m. 2100. Det senare kommer inte att framgå i resultatredovisningen, utan med beteckningen "2071–2100" i fortsättningen avses "de sista 30 åren".

Utvärderingen gjordes i 30-årsperioder. Som kontrollperiod användes åren 1961–90, där scenariodata korrigerades mot E-obsdata. Korrektion utfördes som beskrivet i avsnitten 3.3.2 och 3.3.3, och erhållna korrektionskoefficienterna tillämpades på de framtida scenarioperioderna 2011–2040, 2041–2070, resp. 2071–2100.

I *BILAGA B Klimatförändringssignaler för enskilda orter* finns figurer och tabeller som beskriver utvalda utvärderingsresultat för resp. ort. Som jämförelsevärden i tabeller och figurer där, används E-obsdata från orten för hela den tillgängliga perioden 1950–2011 (ibland –2010), alltså inte bara för kontrollperioden 1961–1990 som användes för korrigeringen av scenariodata. För varje ort finns för de angivna scenarioperioderna:

- tabeller för 9 st A1B-scenarier säsongvis (medel, max och minvärde) med
 - Nederbördsvolym relativt E-obsdata (kvot)
 - Medeltemperatur relativt E-obsdata (ökning)
- figurer för samtliga 11 scenarier för årliga värden med
 - Årsnederbörd relativt E-obsdata
 - Årsmedeltemperatur
- figurer med medelvärden från samtliga 9 st A1B-scenarier för
 - Säsongsnederbörd
 - Säsongsmedeltemperatur

Dessutom har som ett mått på extremnederbördens utveckling använts en sammanställning av de s.k. förändringsfaktorerna för nederbörd, omnämnda i avsnitt 3.3.5, närmare bestämt inom den del av nederbördsfördelningen som motsvarar de 10 % största intensiteterna - medelvärde för förändringsfaktorer inom 90-100%-percentilen i intensitetsfördelningen. I bilagorna benämns detta tal "förändringsfaktor för häftiga regn". För varje ort finns för de angivna scenarioperioderna:

- En tabell för 9 st A1B-scenarier säsongvis med
 - förändringsfaktor för häftiga regn sommartid (median, min, max)
 - förändringsfaktor för häftiga regn övriga årstider (median)
- Figurer säsongvis för 9 st A1B-scenarier med förändringsfaktor för häftiga regn.
- Figurer säsongvis för 3 emissionsscenarier (B1, A1B och A2) och samma globala modell (ECHAM5) med förändringsfaktor för häftiga regn.

Fältet lämnas fritt för läsaren att grota ner sig i detaljer i dessa figur- och tabellbilagor. I detta avsnitt ges i fortsättningen enbart några allmänna slutsatser.

Avsikten med den aktuella sammanställningen är också att ge stöd för tolkning av tillämpningar med fåtal scenarier som redovisas senare.

Säsongsnederbörd och temperatur

Baserat på scenarierna i Tabell 2 kan följande slutsatser dras rörande klimatförändringen fram till slutet av detta sekel för omkringliggande regioner till de studerade orterna.

- Nederbörden sommartid kommer att vara oförändrad eller t.o.m. minska. Undantaget är Östersund, med en ökning på omkring 20 %.
- Nederbörden övriga årstider kommer att öka med ca 15–30 %. Undantaget är återigen Östersund med större ökningstal, 35–60 % – speciellt vintertid.
- Säsongstemperaturen ökar mest vintertid (3–5° C), minst under sommaren (2,5–3° C).
- Det är större spridning i den årsmedeltemperatur som förutspås 2100 inom A1B-scenarierna (2–3° C) än för ECHAM5 med emissionsscenarierna B1, A1B resp. A2 (1–2° C).
- ECHAM5 med emissionsscenarierna B1 förutspår obetydlig eller ingen ökning av årsnederbörden.
- ECHAM5 med emissionsscenarierna A2 är inte ”värst” med avseende på ökning av årsnederbörden, snarare generellt i underkant jämfört med övriga och med en tydlig ökning den sista 30-årsperioden.

De här resultaten är generellt i linje med vad som visats i tidigare studier (Kjellström et al, 2011). Vi poängterar dock att en större ensemble av klimatscenarier kan ge en större spridning i resultaten, se exempelvis Lind och Kjellström (2008).

Förändringsfaktorer för häftiga regn

- Intensiteten hos häftiga regn sommartid förutspås generellt öka med 10–15 %, men spridningen mellan olika scenarier är mycket stor.
- IPSL_A1B_50km ger i regel högst klimatsignal (25–50 % ökning) i detta avseende, följt av HADCM3Q0_A1B_50km.
- ECHAM5 med emissionsscenarierna B1, A1B resp. A2 ger ingen tydlig vägledning att det skulle bli någon skillnad på förekomsten av häftiga regn beroende på utsläppsscenario.

4.2 Klimatanaloger

Data i den regnstatistikdatabas som beskrivs i avsnitt 2 kan utnyttjas för framskrivning av statistiken för häftiga regn på en ort genom att klimatscenedata utnyttjas indirekt via utvecklingen av vissa klimatindikatorer, som bedömts viktiga för regnstatistiken. Här har nederbördsvolymen sommartid och somarmedeltemperaturen ansetts vara sådana indikatorer. Vidare borde statistik för det s.k. K-värdet (se avsnitt 2.2.3), som ju uttrycker luftmassans stabilitet vara viktig i sammanhanget, här uttryckt som antalet

dagar per år med hög åskrisk ($K > 26$). Ortens höjdläge över havet kommer visserligen inte att förändras i någon större grad i framtiden, men bör vara med som ”sökriterium”, för att ringa in ett rimligt utfall.

Uppgiften blir nu då, att i de fyra avseenden som nämnts ovan, i databasen söka ”närmaste” lokalisering i framtiden för den ort som betraktas – att finna en klimatanalog. Kanske kan regnstatistiken där säga något om utvecklingen av framtida regnstatistik? Det ska sägas, att resultatet av sökprocessen kan bli olika/godtyckligt beroende på om man väljer att vikta de olika indikatorerna. Här har höjd över havet logaritmerats innan sökprocessen inletts, för att inte ge denna allt för stor vikt. Övriga faktorer har viktats lika, som relativvärden.

I tabellerna nedan sammanfattas sökkriterierna och varifrån data är hämtade. Figur 27–31 beskriver sökresultaten i kartform. Tabell 7–9 ger exempel på regnstatistik (1h, 10 min, 24 h) hos slutdestinationen och utgångsläget – nuvarande regnstatistik för Östersund är inte känd.

Tabell 4 Sammanställning av antal dagar per år med hög åskrisk ($K > 26$) för olika perioder i tillämpningsorterna

Datakälla:	RCA3_ERA40_25km	RCA3_ECHAM5_A1B_3_25km		
	1961–2008	2011–2040	2041–2070	2071–2100
Göteborg	28,13	35,73	41,17	46,00
Växjö	29,56	36,60	42,73	44,30
Östersund	25,74	31,60	38,13	42,83
Malmö	29,60	34,90	42,47	42,17
Västerås	26,02	30,63	38,17	42,07

Tabell 5 Sammanställning av bedömd sommarnederbörd (JJA) för tillämpningsorterna

Datakälla:	E-obs	JJA-nederbörd (mm) som medelvärde för samtliga A1B-scenarier		
	1950–2011	2011–2040	2041–2070	2071–2100
Göteborg	213,42	219,32	218,74	215,43
Växjö	192,32	178,09	181,01	172,67
Östersund	184,59	190,87	204,07	218,29
Malmö	161,74	150,17	155,44	151,72
Västerås	184,19	187,39	189,76	189,59

Tabell 6 Sammanställning av bedömd sommartemperatur (JJA) för tillämpningsorterna

Datakälla:	E-obs	JJA-temperatur (° C) som medelvärde för samtliga A1B-scenarier		
	1950–2011	2011–2040	2041–2070	2071–2100
Göteborg	16,08	16,62	17,62	18,52
Växjö	15,83	16,92	18,03	19,09
Östersund	13,18	13,87	15,14	16,02
Malmö	16,51	17,15	18,06	18,94
Västerås	16,01	16,88	18,02	19,03



Figur 27
Göteborgs klimatanaloger det kommande seklet enligt utvalda indikatorer i klimatscenariodata.



Figur 28
Växjö's klimatanaloger det kommande seklet enligt utvalda indikatorer i klimatscenariodata.



Figur 29
Västerås klimatanaloger det kommande seklet enligt utvalda indikatorer i klimatscenariodata.



Figur 30
Östersunds klimatanaloger det kommande seklet enligt utvalda indikatorer i klimatscenariodata.



Figur 31
Malmöns klimatanaloger det kommande seklet enligt utvalda indikatorer i klimatscenariodata.

Tabell 7 De svenska tillämpningsorternas "närmaste" belägenhet i ett framtida klimat, och dess regnstatistik. 1 h 10-årsregn

10-årsregnets 60-minutersvolym, mm			
	Nuvarande statistik	Jämförelseort 2071–2100	Jämförelseortens statistik
Göteborg	23,6	Bryssel	23,4
Växjö	24,0	Warszawa	34,9
Östersund	-	Görlitz	33,5/23,6 ¹
Malmö	27,0	Vigo	26,3
Västerås	29,0 ²	London	25,5

¹ Det första värdet från grid-data, det andra från utvärdering av stationsdata, gäller också följande tabeller

² Värdet gäller för Stockholm, även i följande tabeller

Tabell 8 De svenska tillämpningsorternas "närmaste" belägenhet i ett framtida klimat, och dess regnstatistik. 10 min 10-årsregn

10-årsregnets 10-minutersintensitet, l/s, ha			
	Nuvarande statistik	Jämförelseort 2071–2100	Jämförelseortens statistik
Göteborg	231,8	Bryssel	259,2
Växjö	246,1	Warszawa	322,0
Östersund	-	Görlitz	267,5/231,7
Malmö	207,2	Vigo	191,8
Västerås	193,1 ¹	London	196,7

¹ Avser 15 min – 10-minutersintensitet saknas för jämförelseorten

Tabell 9 De svenska tillämpningsorternas "närmaste" belägenhet i ett framtida klimat, och dess regnstatistik. 10-årsregnets dygnsvolym

10-årsregnets dygnsvolym, mm			
	Nuvarande statistik	Jämförelseort 2071–2100	Jämförelseortens statistik
Göteborg	54,9	Bryssel	52,3
Växjö	61,8	Warszawa	59,7
Östersund	-	Görlitz	66,5/69,2
Malmö	50,84	Vigo	82,9
Västerås	57,9	London	57,5

Många av de förändringar som förutspås med denna metodik och redovisas i Tabell 7–9 är obetydliga med vissa undantag. Det värde som sticker ut mest är 12-timmarsvolymen för Malmö i slutet av seklet (dvs. Vigo "just nu"), som skulle innebära en mer än 60 procentig ökning. Denna förändringsfaktor återfinns inte för de kortare varaktigheterna i Tabell 7 och Tabell 8. Författarna har ingen annan förklaring till detta än att det är så ortens regnstatistik ser ut i de spanska data som använts i projektet.

4.3 Exempel på användning av "klimatförändringssignaler" hos enstaka scenarier i urbanhydrologiska tillämpningar.

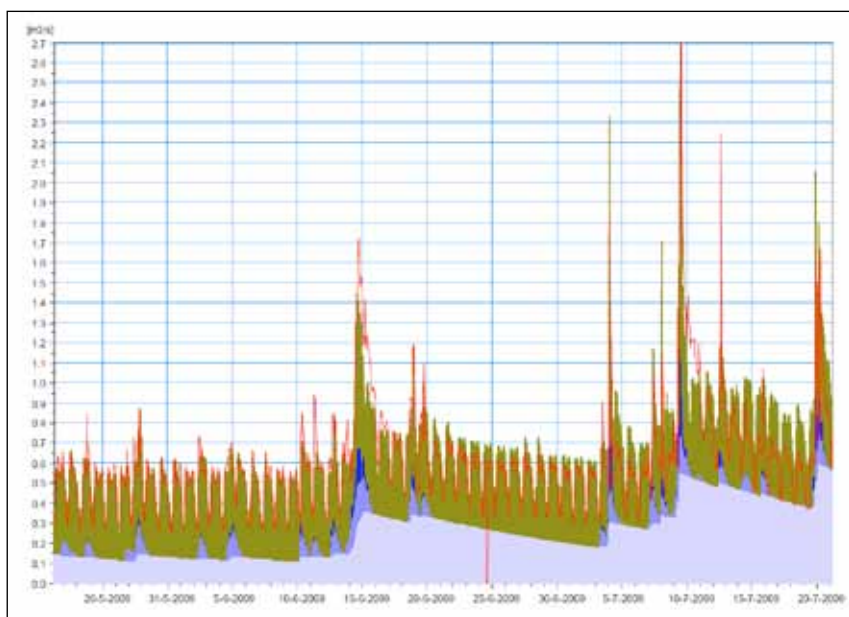
4.3.1 Inledning

För tillämpningar av urbanhydrologisk karaktär är det inte rimligt att hämta data från mer än ett fåtal klimatscenarier. Föregående avsnitt har visat att val av scenario kan ge högst olika resultat. I fortsättningen ges några exempel på denna typ av tillämpningar, men med budskapet att resultaten bör tolkas försiktigt, och med betoningen på att det handlar just om scenarier.

4.3.2 Västerås – tillskottsvatten i tillrinningen till Kungsängsverket

Data från en existerande modell för tillrinningens variationer till Kungsängsverket i Västerås, en bräddmodell för tätorten, kunde användas i detta projekt. Den totala flödesbelastningen är då fördelad ut till delområden på ledningsnätet. Här redovisas enbart resultat och summeringar från hela tillrinningsområdet med huvudinriktning på tillskottsvattenmängderna.

I Mike Urban RDI² beskriver man förutom spillvattenbelastningen, avloppssystemets dränerande funktion (trög, hydrologisk påverkan) – modellkomponent SRC, resp. snabb nederbördspåverkan från hårdgjorda ytor (FRC). Modellkonceptet RDI (tidigare benämnt NAM) för den hydrologiska flödespåverkan i avloppssystem beskrevs ursprungligen av Gustafsson (1993), och har sedan dess tillämpats på data från mer än ett 100-tal avloppssystem runt om i Sverige. Flödesvariationerna i ett avloppssystem återspeglar alltså omgivningens ”naturliga” hydrologi, eftersom en viktig funktion är att tjäna som avledning för dräneringsvatten runt byggnader inom tätorten. Exempel på detta ges av Hernebring (1996). Figur 32 visar exempel på uppmätta och modellerade tillrinningsvariationer till Kungsängsverket för en kort tidsperiod.

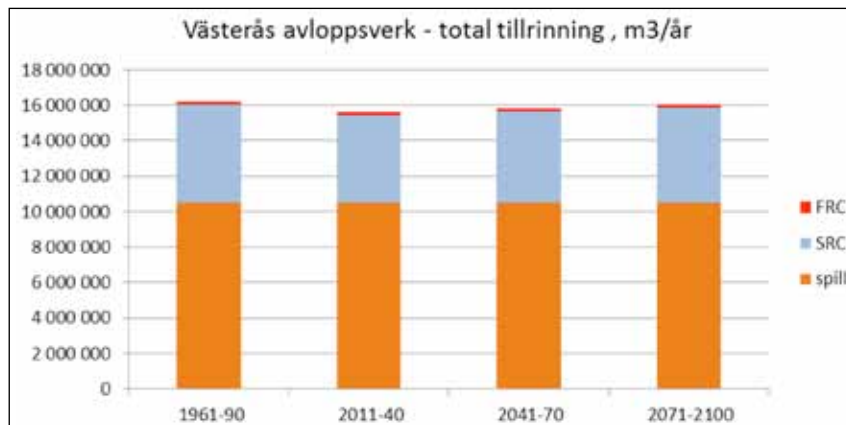


Figur 32 Exempel på variationer i tillrinningen till Kungsängsverket i Västerås – timvärden. Färgade ytor: modellkomponenter. Röd linje: mätdata.

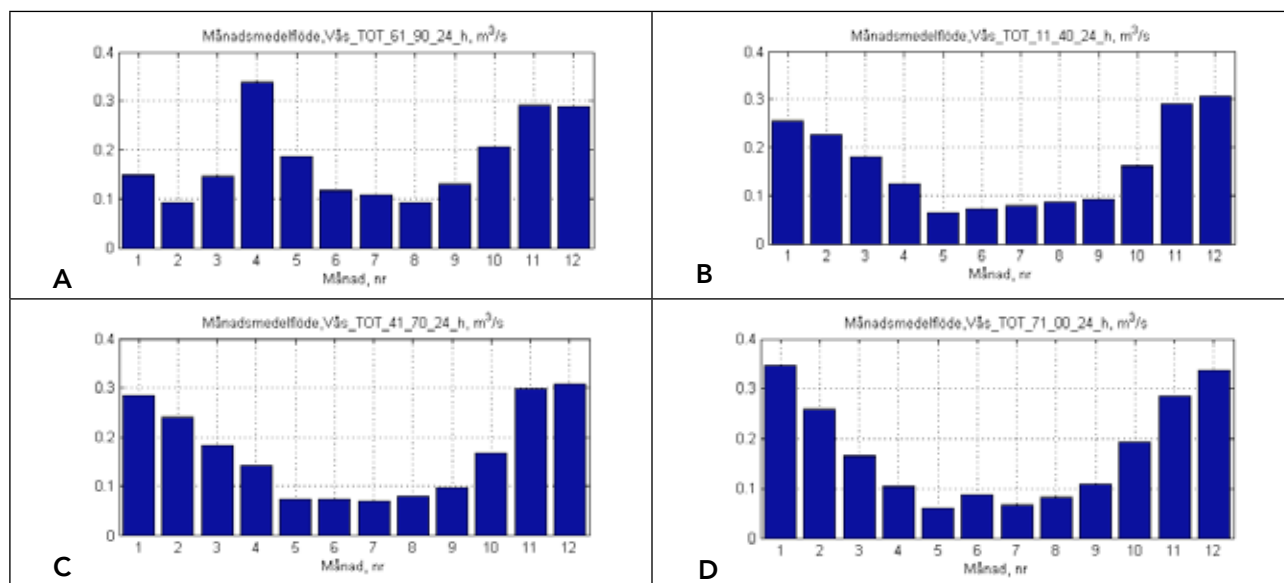
För prognostisering av de framtida tillskottvattenmängderna användes här klimatscenariodata för tidsperioden 1961-2100 för Västerås baserade på den globala modellen ECHAM5_A1B_3_25km. Beräkningarna utfördes i 30-årsperioder fram till 2100. Perioden 1961-1990 utgjorde kontrollperiod – ”nuvarande situation”. E-obs-data från Västerås för denna period användes för korrigering av scenariodata. Korrektionerna tillämpades sedan på scenariodata framåt i tiden, se avsnitt 3.3. Korrektionen av nederbörd och temperatur utfördes säsongs- resp. månadsvis. Den potentiella avdunstningen justerades månadsvis, baserat på resp. 30-årsperiods månadsmedeltemperatur. Spillvattenmängden har antagits vara konstant (330 l/s). Det bedömdes för denna tillämpning att dygnsupplösning på klimatindata var tillräcklig, vilket inte är fallet om syftet är att beskriva bräddningar.

² Se t.ex. <http://www.dhisoftware.com/Products/Cities/MIKEURBAN/CollectionSystems.aspx> (2012-09-03)

Tillskottsvattenmängderna i Västerås utgör för svenska förhållanden en relativt måttlig andel av den totala tillrinningen (ca 1/3) sett över en längre tidsperiod. Figur 33 summerar beräkningsresultaten för resp. 30-årsperiod, och visar att tillrinningen t.o.m. kommer att minska något den närmaste tiden för att sedan komma tillbaka till utgångsläget i slutet av seklet.



Figur 33 Nuvarande och framtida total tillrinning till Kungsängsverket i Västerås enligt ett klimatscenario (årsmedelvärden för 30-årsperioder).



Figur 34 Månadsvis variation i tillskottsvattenmängd till Kungsängsverket i Västerås enligt ett klimatscenario. (medelvärden för 30-årsperioder). A: kontrollperioden 1961-90, B: 2011-2040, C: 2041-2070, D: 2071-2100.

Om summeringen däremot görs månadsvis, som i Figur 34, framgår en mera dramatisk omfördelning av tillskottsvattenvolymerna. Figuren avser alltså bara tillskottsvattenandelen i tillrinningen, eftersom spillvattenmängden i detta fall antagits vara konstant. Från en årstidsvariation dominerad av snösmältningspåverkan under april, förutspås en dominerad volymtillrinning under vintermånaderna dec-jan och en markerad torrperiod under sommaren i slutet av seklet.

Scenariodata prognostiserar en ökning av årsnederbörden i Västerås fram till 2100 med omkring 20 %. Tillskottsvattenmängden blir, som vi sett, dock i stort sett oförändrad p.g.a. ökad avdunstning (men omfördelad under året).

4.3.3 Östersund – tillskottsvatten i tillrinningen till Görvikens avloppsverk

En liknande tillämpning som i föregående avsnitt gjordes på data från Görvikens avloppsverk i Östersund: fokusering mot variationer i tillskottsvattenmängder och framskrivningar baserat på ett klimatscenario (ECHAM5_A1B_3_25km).

Skillnaden var att det inte fanns någon befintligt hydrologisk modellbeskrivning av tillrinningsvariationerna, så en sådan fick kalibreras speciellt för detta projekt. Kommunen kunde för detta ändamål ur sina arkiv gräva fram en tidserie med dygnsvärden för tillrinningen till avloppsverket som slutligen omfattade perioden från 1987-06-13 till 2010-12-31 (ca 24 år).

Här redovisas inte detaljer betr. kalibreringsresultatet, annat än noteringar om att nederbördsdata från E-obs för Östersund, som användes som klimatindata vid kalibreringen, inte var trovärdiga för åren 2002–2007. För denna period användes data från E-obs-pixeln motsvarande Järpen, som i sin tur inte var trovärdiga för året 2003. Som reserv användes för detta år dygnsnederbörd från Junsele (kunniga i Norrlands geografi får ursäkta), som kunde fritt laddas ner från SMHIs hemsida.

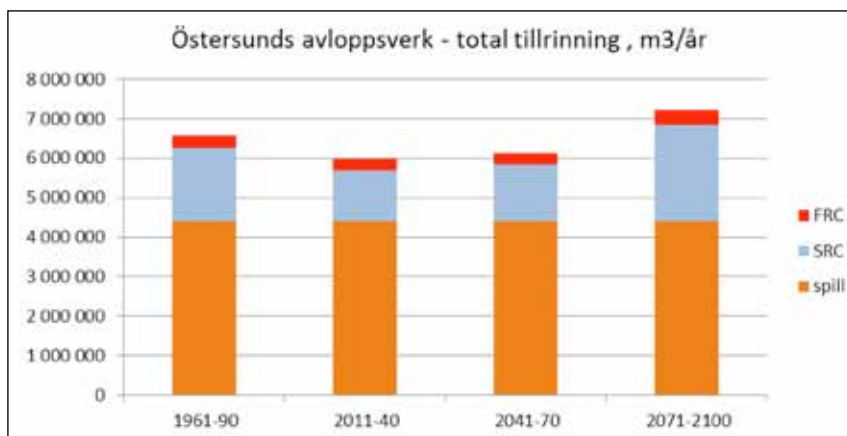
Kalibreringen delades upp i två tidsperioder: före resp. efter årsskiftet 1998/99. Detta kan tolkas som att åtgärder mot tillskottsvatten omkring denna tidpunkt har haft stor effekt. Den hydrologiska påverkan uppvisar efter detta en avsevärt mindre storleksordning. Om detta verkligen skett, eller om förklaringen t.ex. är en förändrad flödesmätning, är okänt när detta skrivs. Modellbeskrivningen för den senare perioden användes för framskrivningar.

Spillvattenmängden antogs förenklat, baserat på uppgifter om debiterade vattenmängder inom avloppsverkets tillrinningsområde åren 2001–2010, vara konstant: 140 l/s.

Liksom i föregående avsnitt utfördes scenarioberäkningarna i 30-årsperioder fram till 2100. Perioden 1961–1990 utgjorde kontrollperiod – ”nuvarande situation”. E-obs-data från Östersund för denna period användes för korrigering av scenariodata. För denna period bedömdes E-obs nederbördsdata som ” trovärdiga”, eftersom det i gamla projektarkiv delvis – den senare delen av 1980-talet – fanns parallella ”punkt-nederbörds-data för Östersund från annan källa.

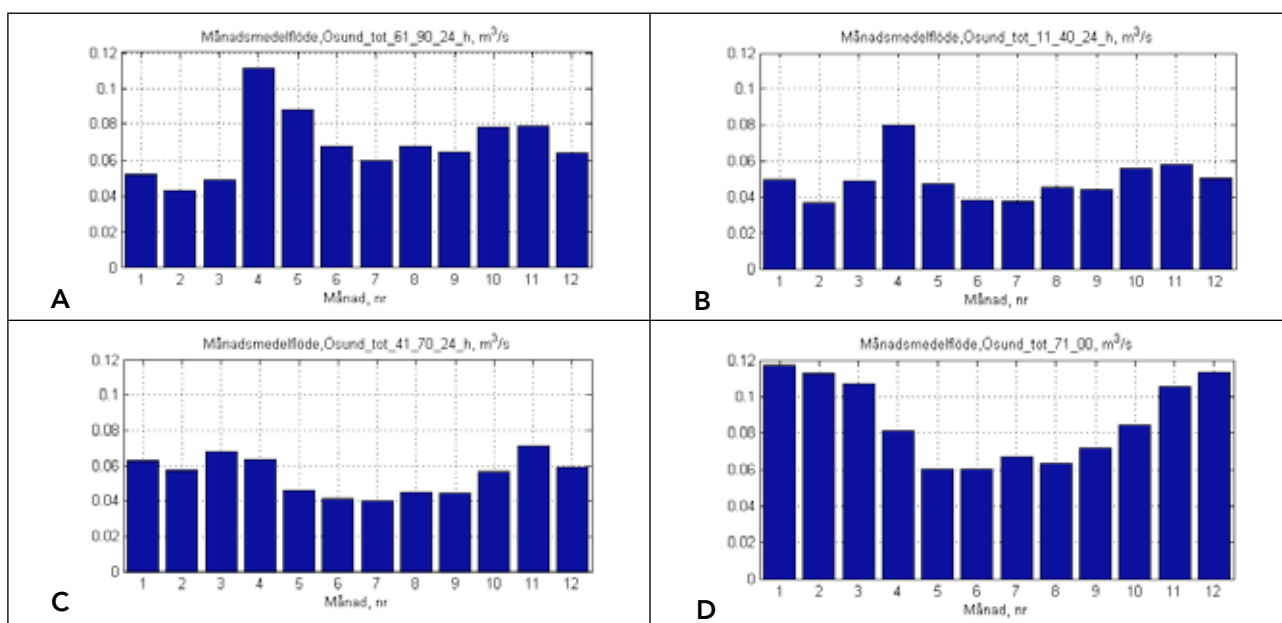
Figur 35 summerar beräkningsresultaten för resp. 30-årsperiod, och visar att tillrinningen (bortsett från ev. förändringar i spillvattenmängderna) kommer att minska den närmaste tiden för att sedan öka med viss dramatik i slutet av seklet.

Även om totalvolymen ökar i ”framtiden” är flödesfördelningen gynnssammare, om man betraktar resultaten på dygnsbasis (vilket inte redovisas här). De maximala dygnsflödena för resp. period minskar något på sikt.



Figur 35 Nuvarande och framtida total tillrinning till Gövikens avloppsverk i Östersund enligt ett klimatscenario (årsmedelvärden för 30-årsperioder).

Figur 36 visar hur tillskottsvattenvolymer fördelas om månadsvis enligt aktuellt scenario.

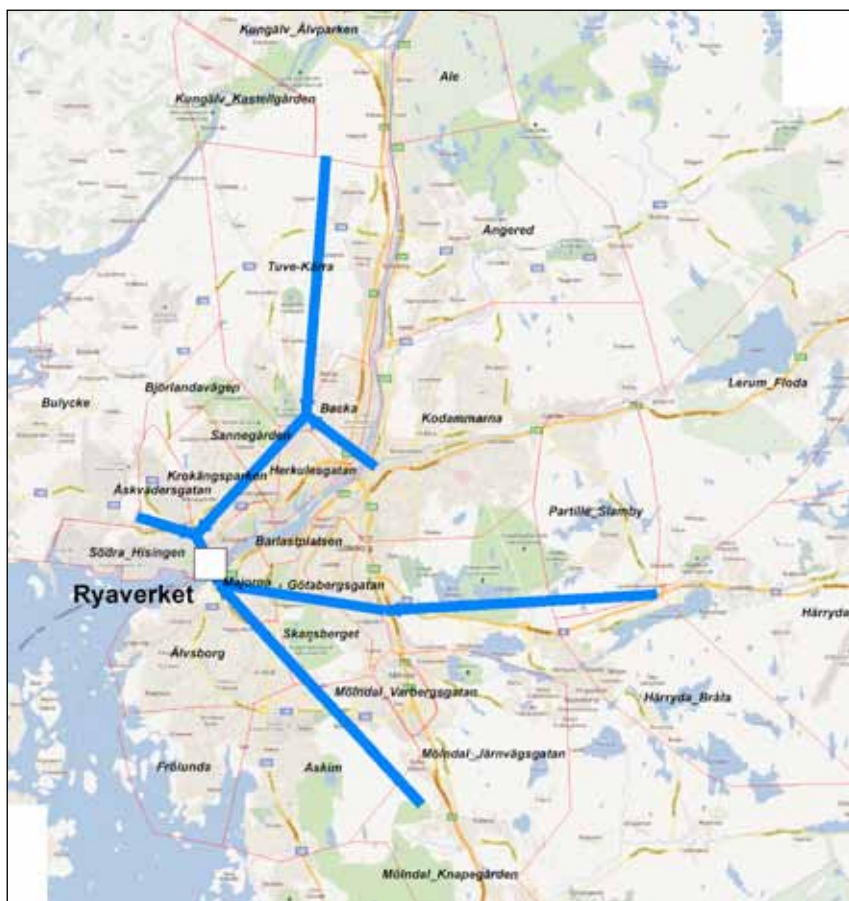


Figur 36 Månadsvis variation i tillskottsvattenvolym till Gövikens avloppsverk i Östersund enligt ett klimatscenario. (medelvärden för 30-årsperioder). A: kontrollperioden 1961–90, B: 2011–2040, C: 2041–2070, D: 2071–2100.

4.3.4 Göteborg – bräddningar och total tillrinning till Ryaverket

På uppdrag av Gryaab och Göteborg Vatten utvecklade DHI en prognosmodul för att kunna simulera framtida tillrinningsförhållanden med avseende på framtida klimatförändringar, planerade åtgärder på avlopssystemet och framtida samhällsutveckling (befolkningsökning, specifik vattenförbrukning etc.).

Modellbeskrivningen för tillrinningsområdet till Ryaverket innefattar tunnelsystemet och avloppsvattentillförsel från 26 delområden. Modellen består av ca 120 km tunnlar med totalvolymen 1 Mm³. Avrinningsområdet är totalt 240 km², varav ca 20 km² hårdgjord yta, se Figur 37.



Figur 37 Principiell utsträckning av en MIKE URBAN CS-modell för tillrinningsområdet för Ryaverket

Med modellen har beräkningar gjorts för 13 olika scenarier för att undersöka hur bräddningar, tillrinning till Ryaverket och avloppsvattentemperaturen förändras i framtiden beroende på hur regionens utvecklas och växer, till följd av åtgärder inom ledningssystemet och klimatförändringar.

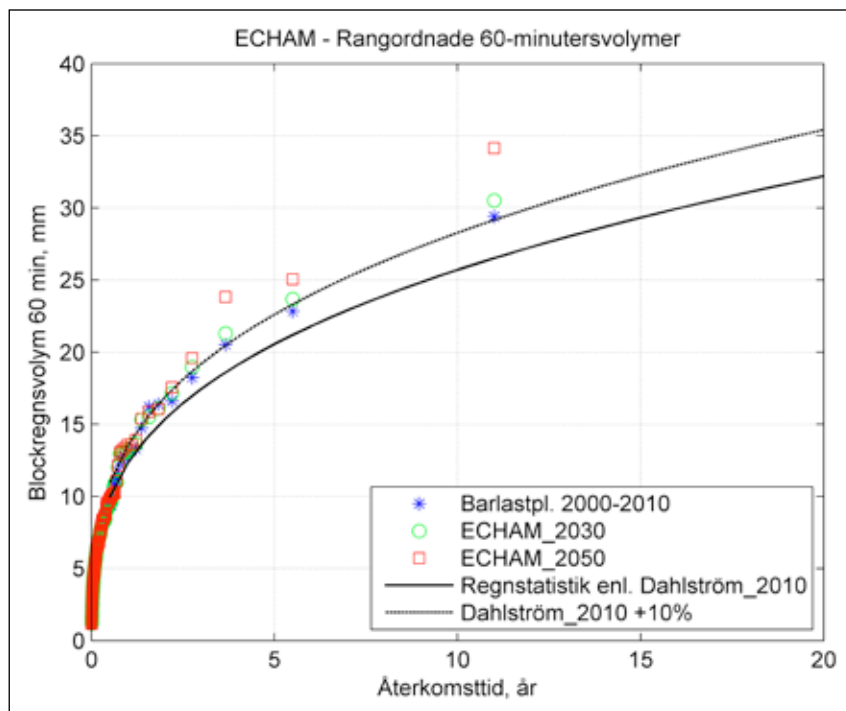
För Göteborg erhöles från SMHI RCA3-data för tidsperioden 1961–2100 baserade på de globala modellerna CNRM_A1B_50km,³ ECHAM5_A1B_3_50km och HADCM3Q0_A1B_50km. Dessa benämns i den fortsatta resultatredovisningen med kortnamnen K1, K2, resp. K3.

Som nederbördsreferens användes här en 11-årig högupplöst regnserie från Barlastplatsen. Befintlig högupplöst regnserie framskrevs baserat på scenariodata korrigerade mot de observerade data. Motsvarande korrektion har sedan tillämpats på scenariodata framåt i tiden. Korrektioner och förändringar har skett säsongsvis och m.h.t. statistisk fördelning enligt avsnitt 3.3.5. Temperatur för perioden hämtades från E-obs (se avsnitt 2.1.2) för korrektion av scenariodata och därmed som underlag för justering av resp. scenariodatas framtida potentiella evapotranspiration (se avsnitt 3.3.4.).

Figur 38 ger exempel på förändring i statistiken för korttidsnederbörd för ett scenario. Innebörden av diagrammet är att det största 60-minutersregnet i nuvarande 11-åriga regnserie från Barlastplatsen ("11-årsregnet") enligt

³ Detta scenario förekommer inte för övrigt i projektet och är inte uppräknat i Tabell 2. Detta beror på att data för delprojektet i Göteborg inhämtades i ett tidigt skede direkt från SMHI enbart för "Göteborgs-pixeln".

detta scenario ökar obetydligt fram till 2030, däremot med ca 20 % fram till 2050. Som referens i diagrammet finns kurvor för "Sverigestatistik" enligt Dahlström (2010).



Figur 38 Förändring av statistiken för korttidsnederbörd i Göteborg, 60-minutersregn, enligt ett klimatscenario (ECHAM5_A1B_3_50km) för tidsperioderna 2030–2040 resp. 2050–2060. Som referens i figuren redovisas kurvor för Sverigestatistik enl. Dahlström (2010).

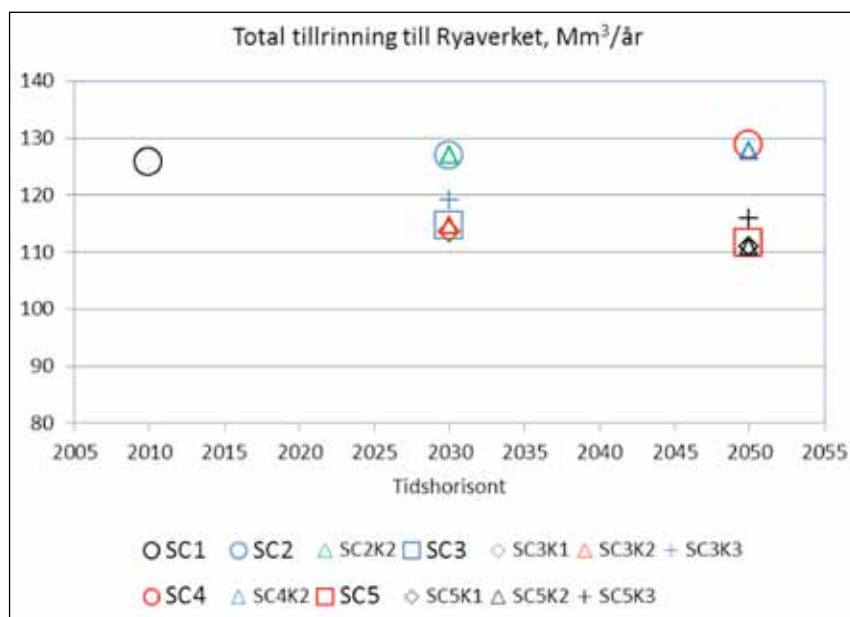
Scenarioformuleringarna innefattade förutom framskrivning klimatet enl. ovan, också bedömningar av befolkningstillväxt, utveckling av specifik vattenförbrukning och tillkommande bebyggelseområden inom medlemskommunerna, samt två alternativ för avloppssystemets funktion:

1. Genomförande av en målstyrd åtgärdsplan för avloppssystemet, som finns konkret formulerad fram till år 2030. Tendenserna i denna plan extrapolerades till år 2050. Framtida avloppssystem i dessa avseenden benämns i resultatredovisningen SC3 resp. SC5.
2. Alternativet att denna åtgärdsplan inte genomförs. Avloppssystemets funktion är oförändrad, med undantag av förbättringsåtgärder som man av erfarenhet kan bedöma kommer att ske ändå, "icke målstyrda åtgärder". I resultatredovisningen: SC2 (2030–2040) resp. SC4 (2050–2060).

Resultaten med avseende på total tillrinning och bräddningar sammanfattas i Figur 39 och Figur 40. Där framgår att effekten av planerade åtgärder inom avloppssystemet i dessa avseenden kraftigt överstiger eventuella effekter av en klimatförändring – i varje fall fram till år 2030–2050. Scenario K3 (HADCM3Q0_A1B_50km) avviker jämfört med övriga genom att förutspå ökade tillrinningsvolym och bräddningar vid jämförbara förhållanden. Att den totala tillrinningen för de övriga två inte ökar trots en framtida (måttlig) ökad årsnederbörd utan snarare minskar något, beror på ökad avdunstning inom tillrinningsområdet. Däremot finns en tendens

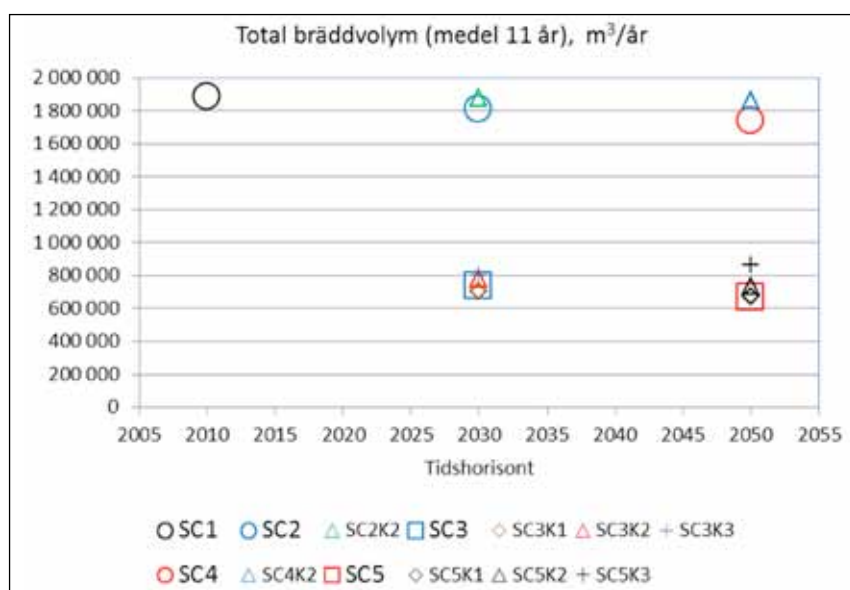
till ökade bräddningar också för scenario K2 (ECHAM5_A1B_3_50km) 2050–2060, vilket beror på omfördelning av regnvolymerna till mer intensiva förhållanden (se Figur 38).

Att den totala bräddningsvolymen minskar något med tiden i Figur 40 trots oförändrat fysiskt avloppssystem och klimat (dagens) – ringarna i figuren – beror på att ”samhällsutvecklingen” innebär en omfördelning av spillvattenmängderna mellan medlemskommunerna och därmed basflödesförhållanden i olika delar av avloppssystemet. Inom Göteborg, där de största bräddningspunkterna finns, prognostiseras en minskning av spillvattenmängderna.



Figur 39 Resultat av scenarioräkningar för total tillrinning till Ryaverket med olika tidshorisont.

Större symboler innebär att dagens klimatförhållanden tillämpats, mindre symboler: framskrivningar enl. tre olika klimatscenarios och två olika styrningar av åtgärder på avloppssystemet (se texten för förklaring).

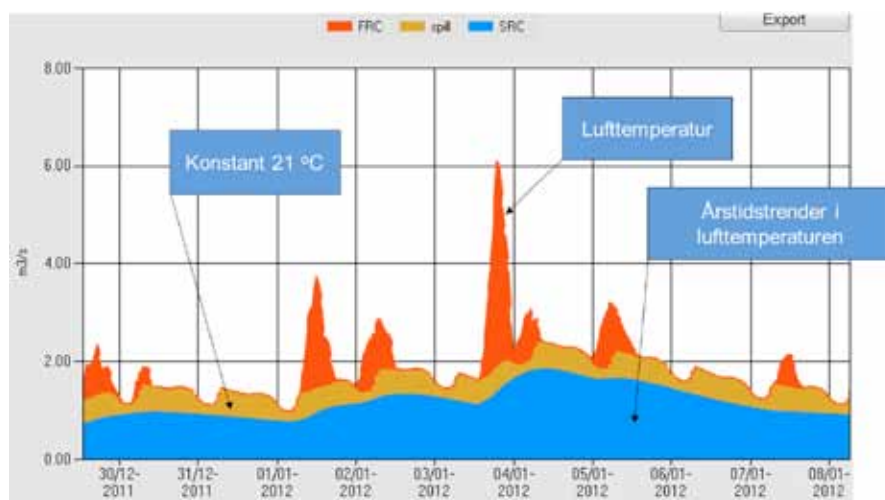


Figur 40 Resultat av scenarioräkningar för total bräddning på ledningsnätet med olika tidshorisont.

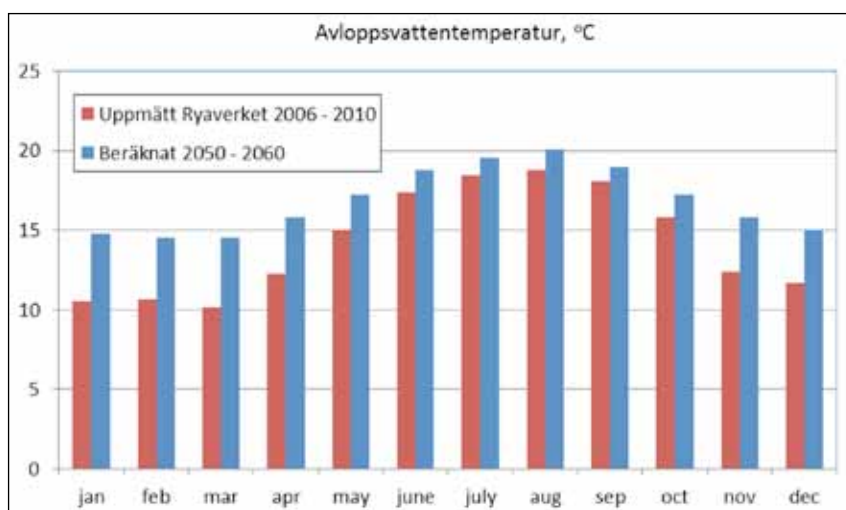
Större symboler innebär att dagens klimatförhållanden tillämpats, mindre symboler: framskrivningar enl. tre olika klimatscenarier och två olika styrningar av åtgärder på avloppssystemet.

För tre av scenarierna modellerades också avloppsvattentemperatur. Förutom förändrade tillrinningsförhållanden bedömdes temperaturen vara viktig att ta hänsyn till i en förstudie för framtida processlösningar på Ryaverket. En ökad temperatur är gynnsam ur behandlingssynpunkt, speciellt för kvävereningsprocesser.

Tillrinningskomponenterna enligt Figur 41 gavs olika variationsmönster med avseende på temperaturen. Spillvattentemperaturen antogs vara konstant. Avrinningskomponenten från hårdgjorda ytor, dagvattenpåverkan (FRC), ansattes ha en temperatur lika med lufttemperaturen. För dränvattenpåverkan (SRC-komponenten) bestämdes ett årstidsmönster från Ryaverkets avloppstemperatur under 5 år (dygnsvärden). Detta kunde utföras eftersom flödesdelkomponenternas storleksvariation och lufttemperaturen var kända under motsvarande period.



Figur 41 Metodik för simulering av avloppsvattentemperatur.

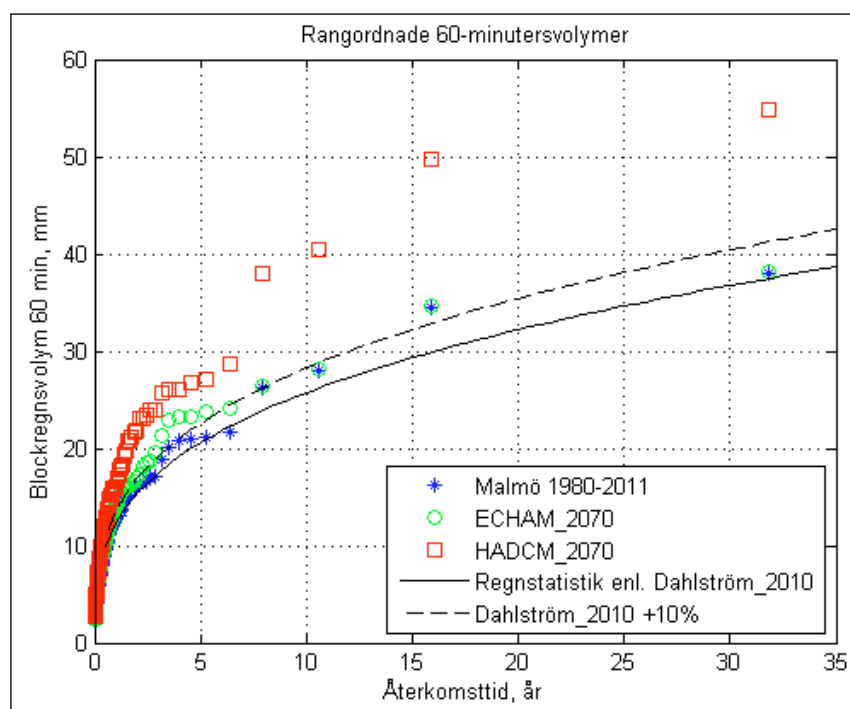


Figur 42 Årstidsmönster (månadsmedelvärden) i avloppsvattentemperaturen till Ryaverket dels för nuvarande situation (5 års mätdata, från Ryaverket) och dels beräknat i ett framtida scenario (HADCM3Q0_A1B_50km) år 2050–2060.

Den framtida (korrigerade) lufttemperaturen var känd genom scenariodata. Årstids-mönstret i SRC-temperatur antogs flyttas (uppåt) i enlighet med "klimatsignalen", som var skillnaden i årsmedeltemperatur för respektive period i korrigerade scenariodata. I Figur 42 redovisas resultatet för nuvarande situation resp. för ett klimatscenario som typiska månadsmedelvärden. Man kan se en tydlig ökning av vattentemperaturen. Det är framförallt månader med lägst temperatur där ökningen är störst.

4.3.5 Malmö – bräddningar inom Sjölundaverkets tillrinningsområde

För tillämpning i Malmö utnyttjades framskrivning av den tidigare omtalade mer än 30-åriga högupplösta regnserien från Turbinen 1980–2011. Två scenarier valdes och en tidshorisont (2070–2100). De utvalda scenarierna (ECHAM5_A1B_3_25km och HADCM3Q0_50km) visade sig innehålla klimatsignaler avseende häftiga regn som var högst olika. HADCM-scenariot innehöll förändringsfaktorer för de häftigaste regnen sommar och höst på mer än 40 procentig ökning, medan det aktuella ECHAM-scenariot var mera beskedligt. Respektive förändring av nederbördsstatistiken finns avbildad i Figur 43. Det var inte känt då, när nederbördsdata togs fram för detta tillämpningsavsnitt, men är nu när detta skrivs, att de aktuella scenarierna för Malmös del representerar förändringsfaktorer för häftiga regn väl i överkant resp. i den lägre delen av fördelningen hos samtliga scenarier som redovisas i bilagedelen till denna rapport.



Figur 43 Förändring av statistiken för korttidsnederbörd i Malmö, 60-minutersregn, enligt två klimatscenarier (ECHAM5_A1B_3_25km och HADCM3Q0_50km) för tidsperioderna 2070-2100. Som referens i figuren redovisas kurvor för Sverigestatistik enl. Dahlström (2010).

En beräkningsmodell för avrinningsområdet till Sjölanda avloppsverk, se Figur 44, användes för att belysa hur ändrad regnintensitet påverkar före-

kommande bräddningar och risken för källaröversvämning. Vid beräkningarna antogs spillvattenmängderna förenklat vara desamma som idag. Som en "åtgärd" testades modellmässigt vad effekten skulle bli om huvudpumpstationerna ersattes av en föreslagen tunnel till reningsverket, se Figur 45. Syftet med tunneln är bl. a. att reducera bräddningsvolymerna, främst till de inre kanalerna, och hålla nere trycknivån i det centrala avloppssystemet, och därmed minska risken för källaröversvämningar.

För att hålla nere beräkningstiden gjorde inledningsvis kontinuerliga simuleringar enbart för 4 år, motsvarande åren i "realtid": 2007–2010, även om mer än 30 års klimatdata fanns tillgängliga.

De större bräddavloppen, "säkerhetsventilerna", är av naturliga skäl relativt lågt belägna. Eftersom det fanns tillgång på långtids- nivåmättningsdata i kanalerna studerades också nederbörd i samband med höga havsvattennivåer, och det som ligger i förlängningen av resonemanget: vad händer vid ett framtida "stigande hav"?



Figur 44

Modellbeskrivning av det kombinerade tillrinningsområdet till Sjölanda avloppswerk i Malmö.

Bild: Susanne Steen Kronborg.

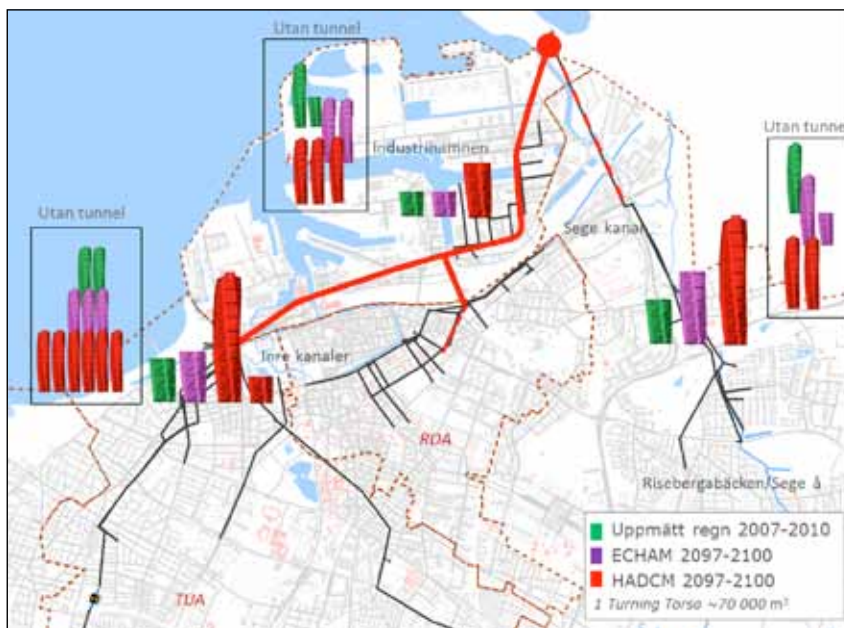


Figur 45

Den föreslagna s.k. "Tunnel 2000" avsedd att ersätta huvudpumpstationerna i det kombinerade systemet till Sjölanda reningsverk.

Bild: Susanne Steen Kronborg.

Beräkningsresultat betr. bräddningsvolym för 4-årssimuleringar redovisas grafiskt i Figur 46. Där framgår att avlastningen genom tunneln effektivt reducerar bräddningarna, men att båda de framtida regnförhållandena innebär ökad bräddning (aktuellt HADCM-scenario i mycket hög grad).



Figur 46

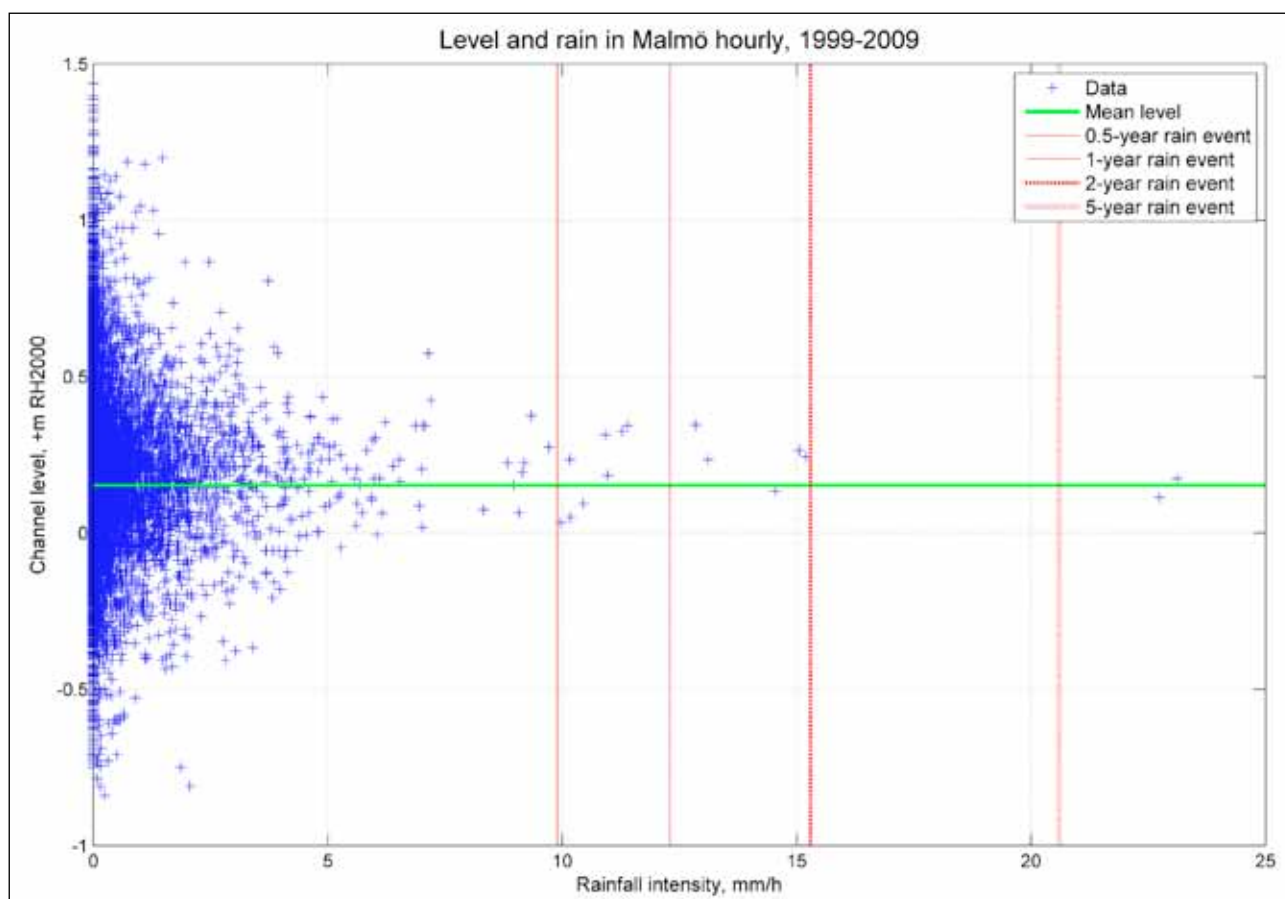
Bräddningar (under 4 år) med och utan tunnel, samt nuvarande och framtida regn.

Bild: Susanne Steen Kronborg

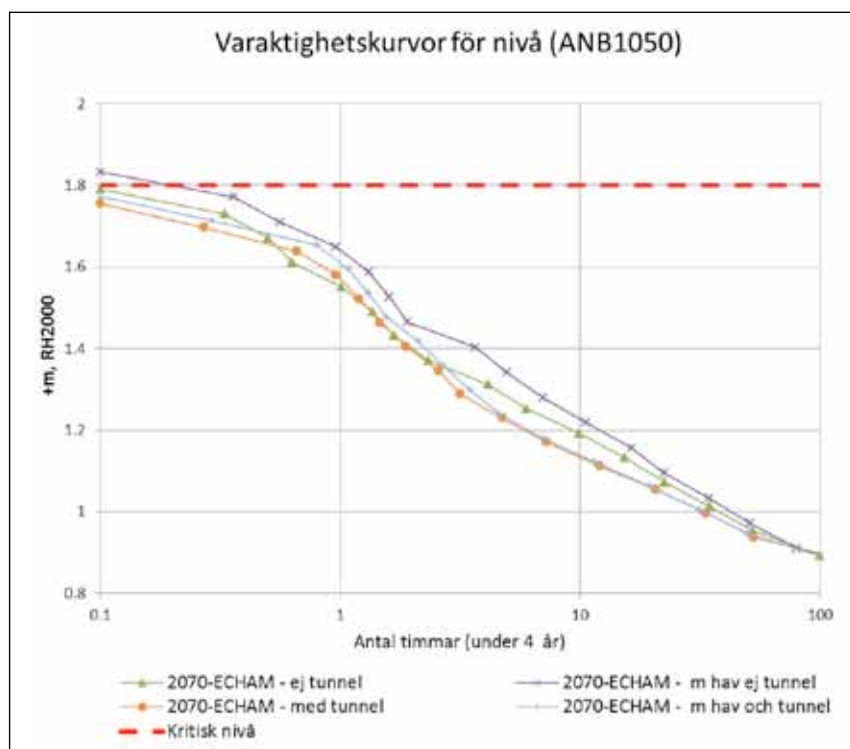
Det har vistats tidigare, se t.ex. Svenskt Vatten (2011) P104, s. 53, att sannolikheten är mycket liten för att ett häftigt regn inträffar samtidigt med en hög havsnivå, vilket skulle innebära nedsatt kapacitet hos "säkerhetsventilerna", bräddavloppen, just när de behövs som mest. Genom VA-Syd kunde timvärden för en 10-årsperiod av nivån i kanalen nära Turbinens pumpstation erhållas, så varför inte visa det på nytt? Nederbördsdatan från Turbinen gjordes om till timvärden, och matchades mot nivådata, bl.a. togs vissa avbrottsperioder i nivådata bort från sammanställning en. I Figur 47 har kanalnivån plottats mot nederbördsintensiteten aktuell timme. De mest extrema nederbördstimmarna inträffar, som förväntat, vid en kanalnivå som ligger nära medelnivån.

I de uppmätta kanalnivådata fanns en viss årstidsvariation i månadsmedelvärden (± 10 cm) – högt på hösten och lågt under våren/försommaren. Denna månadsvisa variation flyttades sedan 0,5 m uppåt för att tjäna som randvillkor för framtida "havspåverkan" på bräddutloppen. Siffran 50 cm höjning har hämtats från uppgifter i Malmös Dialog-pm 2008:2 om en havsnivåhöjning på 59 cm minus en landhöjning av ca 9 cm till slutet av seklet. SMHI talar dock numera om en havsnivåhöjning på 100 cm, vilket skulle innebära extrema svårigheter att få "säkerhetsventilerna" att fungera. Beräkningsmässigt har dock bara 50-cm:s höjningen testats, och benämns i fortsättningen "med hav".

I Figur 48 visas varaktighetskurvor för nivån i en punkt i det centrala avloppssystemet med nederbördspåverkan från aktuellt ECHAM-scenario, med och utan tunnel, samt med och utan inverkan av hög havsnivå för de 4 år som simulerats. De totala bräddningsvolymerna för de fyra största



Figur 47 Samvariation mellan uppmätt kanalnivå och regnintensitet, timvärden i Malmö 1999–2009. Horisontell grön linje – medelnivå i kanalen. Vertikala linjer ger regnintensiteter för 0.5, 1, 2 resp. 5-årsregn enligt Dahlström (2010).



Figur 48 Varaktighetskurvor för nivån i en punkt i det centrala avloppssystemet i ett framtida klimat beroende på randvillkor vid bräddavloppen.

bräddavloppen i anslutning till Turbinen är i stort sett oförändrade, men det ske en omfördelning från lägre belägna till högre belägna utsläppspunkter, också ett uttryck för allmänt höjd trycknivå i avloppssystemet. Det har alltså inte testats beräkningsmässigt vad en ytterligare höjning skulle innebära.

Extremnivåer för aktuellt HADCM-scenario redovisas inte här, men innebar jämförelsevis mycket värre dämningförhållanden.

5 Vad kan vi vänta oss av framtida framtidsscenarier

Dagens regionala klimatmodeller körs i upplösningen 25–50 eller ibland ner mot 10 km. Det här betyder att de har en rudimentär beskrivning av exempelvis konvektion. Utvecklingen går mot mer högupplösta modeller vilket ger en bättre beskrivning av nederbörden. Text visar Walther et al. (2012) att den dagliga cykeln av konvektiv nederbörd under sommarhalvåret förbättras avsevärt när man går från 50, via 25 och 12 km till 6 km upplösning i RCA3. Ännu högre upplösning, och förbättring visar exempelvis Kendon et al (2012) för södra England. I framtiden kommer beräkningar med gridupplösning av bara någon km kunna göras. Detta ger möjligheter till bättre representation av nederbördsextremer.

Även de globala klimatmodellerna går mot högre upplösning vilket gör att den storskaliga cirkulationen blir bättre representerad. Det här betyder att de randvillkor som man stoppar in i den regionala modellen också blir bättre och därigenom får man en allmän förbättring även på den regionala skalan.

Även om modellverktygen blir bättre så kommer det fortfarande att finnas osäkerheter kring framtida klimatscenarier. Detta dels för att klimatsystemet är så komplext som det är. I takt med att förståelsen för hur olika delar av klimatsystemet interagerar läggs fler processer in i modellerna vilket gör att osäkerheterna inte automatiskt minskar, utan i vissa fall kanske tom ökar. Osäkerheten kring vilken väg de framtida utsläppsbanorna tar är också mycket stor. Det här gör att man även i framtiden kommer att vilja arbeta med ensembler som består av många olika klimatmodellkörningar. Arbete pågår just nu med att ta fram både globala (CMIP5 – coupled model intercomparison project 5) och regionala (CORDEX – coordinated regional downscaling experiment) ensembler av klimatscenarier. Dessa kommer delvis att ligga till grund för nästa kunskapssyntes från FNs klimatpanel (IPCC) som är planerad att publiceras under 2013 och 2014.

6 Summering av utfört arbete och huvudslutsatser

Inom projektet har en databas byggts upp med IDF-data för europeiska orter tillsammans med klimatologiska metadata. Innehållet i databasen med regnstatistik analyserades, och de mest intressanta prediktorerna för att förklara geografiska skillnader i regnintensitet visade sig vara sommarmedeltemperatur, sommarnederbörd och index över atmosfärens stabilitet samt höjden över havet. Analysen sammanfattades i ett förenklat matematiskt samband, och tillämpades på ett klimatscenario och gav för Sverige som resultat att 10-årsregnets intensitet ökar i stora områden med omkring 10 procent för varaktigheterna 10 min, 1 h och 1 dygn. För Europa erhöles en minskning med omkring 10 procent eller mer från perioden 1961–90 till perioden 2071–2100.

Sammanställningen i sig, som regndatabasen utgör, borde kunna utgöra en resurs för framtida forskning, eventuellt efter kompletteringar. Ett problem är att innehållet i regndatabasen ännu inte kan göras offentligt, eftersom några av de meteorologiska instituten som, ibland efter lång tvekan, bidrog med data till projektet utan kostnad, först måste tillfrågas och ge klartecken.

Vidare bör den metodik som utvecklades för här redovisade tillämpningar, bl. a. avseende korrektion av tidsseriedata från scenarier, i 5 utvalda svenska orter kunna generaliseras till flera scenariotillämpningar och orter, inte bara i Sverige.

Resultaten som redovisas i denna rapport var baserade på sammanlagt 11 olika klimatscenarier och sammanfattades för de aktuella orterna med att säsongstemperaturen fram till slutet av seklet ökar mest vintertid (3–5° C), minst under sommaren (2,5–3° C). Intensiteten hos häftiga regn sommartid bedömdes generellt öka med 10–15 % som medianvärde för scenarierna, men spridningen mellan olika scenarier var mycket stor (från oförändrad intensitet upp till en ökning med mer än 40 %).

Resultaten i den här studien visar alltså att för svenskt vidkommande så kan regnintensiteten i samband med kraftiga regn under sommaren förväntas öka i framtiden. Hur stor ökningen kommer att bli är osäkert och beror bl.a. på hur mycket varmare det blir i framtiden. Vår studie visar också att det finns en betydande osäkerhet som hänger samman med vilken metod man använder för att beskriva det framtida nederbörds klimatet. I studien finns en stor spridning i resultaten och för olika orter kan ökningen hamna på allt mellan 10 och 50 %.

En analys av två svenska regndataserier visade att extremregnens intensitet ökade med ca 7 % per grad uppvärmning, och kanske också, i enlighet med litteraturuppgifter, med det dubbla över ett tröskelvärde för dygnsmedeltemperaturen (på omkring 12° C).

7 Behov av mera kunskapsutveckling

Några punkter om önskemål för att uppnå ökad kunskap om extremnederbörd i framtiden:

- Utnyttjande av resultat från klimatmodeller med högre rumsupplösning.
- Mera forskning rörande konvektiva celler och orografi.
- Förbättrade känslighetsanalyser och studier av osäkerheter.
- Jämförande utvärdering av olika metoder för att bedöma nederbörds-extremer.
- Inventering och bättre uppföljning av inträffade händelser som kan karakteriseras som skyfall/katastrofregn.
- Framtagning av det framtida mönstret av dimensionerande regnintensitet, baserat på klimatscenerierna. Högupplösta Sverigekartor över regnintensitet genereras via interpolerade medelvärdesfält av temperatur och nederbörd.

I det senare avseendet kan ett ev. framtida operationellt datanät i Sverige för regndata med tillräcklig upplösning (enligt mönster från Danmark) vara värdefullt. Kommunerna kan där, som tidigare i Sverige, spela en viktig roll.

8 Referenser

Alfnes E., Førland E.J. (2006): Trends in extreme precipitation and return values in Norway 1900–2004. Met.no report no. 2/2006

Arnell V. (1982): Rainfall data for the Design of Sewer Pipe Systems. Vattenbyggnad. CTH Rapport Series A:8

Bogdanowicz E., Stachy J., (1998): Maksymalne opady deszczu w Polsce. Charakterystyki projektowe (Maximum rainfalls in Poland. Design characteristics). Materiały badawcze no 23. IMGW (Institute of Meteorology and Water Management). Warsaw.

Dahlström B. (1979): Regional fördelning av nederbördsintensitet – en klimatologisk analys. BFR. Rapport R18:1979

Dahlström B. (2006): Regnintensitet i Sverige – en klimatologisk analys. VA-Forsk rapport 2006-26.

Dahlström B. (2010): Regnintensitet - en molnfysikalisk betraktelse. Svenskt Vatten Utveckling, rapport 2010-05.

De Salas Regalado L., Fernández Yuste J.A.(2006): Maximum rainfall Intensity Analysis using L-moments in Spain. Proceedings 7th Int. Conf. on HydroScience and Engineering. Philadelphia, USA. Sept 10-16 2006.

Deutscher Wetterdienst (2005a): KOSTRA-DWD. Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000). Grundlagenbericht.

Deutscher Wetterdienst (2005b): KOSTRA-DWD. Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000). Fortschreibungsbericht.

Eliasson J. (1999): Design values for precipitation and floods from M5 values. Paper presented at the 12th NRB Symposium and Workshop, August 23–27. 1999, Iceland.

Eriksson, B., (1981). Den "potentiella" evapotranspirationen i Sverige. Serie: RMK, Meteorologi, No. 28, SMHI

Falk B. A. H:son (1951): Utredning angående nederbördsförhållandena i Stockholm och Uppsala med särskild hänsyn till dimensionering av avlopp. Byggnadsdelegationen för Storflygplatsen, Stockholm.

Faragó., Katz, R. W. (1990): Extremes and Design Values in Climatology, World Meteorological Organisation, WMO/TD-NO. 386, WCAP – 14, pp 46

Fitzgerald D.L. (2007): Estimation of Point Rainfall Frequencies. Met Éireann, (Irish Meteorological Service). Technical Note 61.

Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., Nordli, P.Ø.(1997): Orographic precipitation at the glacier Austre Brøggerbreen, Svalbard. DNMI-rapport. 2/97 KLIMA. ISSN 0805-9918.

- Gajic-Capka, M. (1991): Short-term precipitation maxima in different precipitation climate zones of Croatia, Yugoslavia. *Int. J. Climatol.*, 11, 677-688.
- Gajic-Capka, Marjana (1999): Duljina normalnog niza za kratkotrajne oborine u Hrvatskoj (Normal Length of Maximum Short-term Precipitation in Croatia). *Hrvat. vode (Croatian Waters)*, 7, 29, 217-235.
- Grum M., Jørgensen A. T., Johansen R. M., Linde J. J. (2005): The Effect of Climate Change on Urban Drainage: An Evaluation Based on Regional Climate Model Simulations. 10th International Conference on Urban Drainage, Copenhagen/Denmark, 21-26 August 2005.
- Gustafsson L-G (1993): Simulering av hydrologin inom urbana områden. Metodikmanual – MouseNam. VA-Forsk Rapport 1993-04.
- Haylock MR, Hofstra N, Klein Tank AMG, Klok EJ, Jones PD, New M (2008) A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J Geophys Res* 113:D20119 doi:10.1029/2008JD010201
- Hernebring C. (1996): Snösmältningspåverkan på avloppssystem inom urbana områden, VA-Forsk Rapport 1996-07.
- Hernebring C. (2006): 10-årsregnets återkomst förr och nu – regndata för dimensionering/kontrollberäkning av VA-system i tätorter. VA-Forsk rapport 2006-04.
- Hernebring C. (2008): När regnet kommer – effektivare utnyttjande av kommunernas nederbördsinformation. Svenskt Vatten Utveckling, rapport 2008-17.
- Hernebring C., Salomonsson M. (2009): Extrema regn i Halmstad. *VATTEN* 65:177-192. Lund 2009.
- IDA Spildevandskomiteen (2006): Regional variation af ekstremregn i Danmark – ny bearbejdning (1979-2005). Skrift nr. 28.
- IDA Spildevandskomiteens Regnudvalg (2008): Regneark til bestemmelse af Regnkurver, CDS regn og bassinvoluminer. Teknisk dokumentation og brugervejledning. Version 3.1. Oktober 2008
- Jeong, J.-H., Walther, A., Nikulin, G., Chen, D. and Jones, C., (2011). Diurnal cycle of precipitation amount and frequency in Sweden: observations versus model simulations. *Tellus* 63A, 664-674.
- Katajisto, R. (1969). Rankkasateiden voimakkuus ja toistumistiheys Suomessa. Helsinki: Rakennushallitus. (Intensitet och frekvens för kraftiga regn i Finland. Helsingfors, Byggnadsstyrelsen)
- Kay, A. L., Davies, H.N., (2008): Calculating potential evaporation from climate model data: A source of uncertainty for hydrological climate change impacts, *Journal of Hydrology*, 358, 221-239.
- Kendon, E.J., N.M. Roberts, C.A. Senior and M.J. Roberts, (2012). Realism of rainfall in a very high resolution regional climate model. *Journal of Climate*, in press. Doi. 10.1175/JCLI-D-11-00562.1.

- Kjellström, E., Nikulin, G., Hansson, U., Strandberg, G. and Ullerstig, A., (2011). 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus*, 63A(1), 24-40. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00475.x
- Lenderink G., van Meijgaard E. (2008): Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature geoscience*. Vol 1, aug 2008 pp. 511–514.
- Lind, P., Kjellström, E., (2008). Temperature and precipitation changes in Sweden; a wide range of model-based projections for the 21st century. *Reports Meteorology and Climatology*, 113, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sweden, 50 pp.
- Malmö Stadsbyggnadskontor (2008): Klimatet, havsnivån och planeringen. *Dialog-pm* 2008:2.
- MIKE BY DHI (2011): CLIMATE CHANGE. MIKE by DHI functionality. Scientific Documentation.
- Nikulin, G., Kjellström, E., Hansson, U., Jones, C., Strandberg, G. and Ullerstig, A., (2010). Evaluation and Future Projections of Temperature, Precipitation and Wind Extremes over Europe in an Ensemble of Regional Climate Simulations. *Tellus*, 63A(1), 41-55. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00466.x
- Olsson J., Dahné J., German J., Westergren B., von Scherling M., Kjellson L., Ohls F., Olsson A. (2010) : En studie av framtida flödesbelastning på Stockholms huvudavloppssystem. SMHI Klimatologi Nr 3, 2010
- Olsson J., Olofsson M., Berggren K., Viklander M. (2006): Adaptation of RCA3 Climate Model Data for the Specific Needs of Urban Hydrology Simulations. 7th Int. Workshop on Precipitation in Urban Areas. 7–10 December, 2006, St. Moritz, Switzerland.
- Olsson, J., Berggren, K., Olofsson, M., and M. Viklander (2009) Applying climate model precipitation scenarios for urban hydrological assessment: a case study in Kalmar City, Sweden, *Atmos. Res.*, 92, 364-375.
- Rowell, D.P. (2005). A scenario of European climate change for the late twenty-first century: seasonal means and interannual variability. *Climate Dynamics* 25, 837–849.
- Samuelsson P., Gollvik S. and Ullerstig A. (2006). The land-surface scheme of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3). Report in *Meteorology* 122, SMHI. SE-601 76 Norrköping, Sweden, 25 pp.
- Semadeni-Davies, A., Hernebring, C., Svensson, G., Gustafsson, L-G. (2008a): “The impacts of climate change and urbanisation on drainage in Helsingborg, Sweden: combined sewer system”. *J.Hydrol.* (2008)350 (1-2), 100–113.
- Semadeni-Davies A., Hernebring C., Svensson G., Gustafsson L-G. (2008b): “The impacts of climate change and urbanisation on drainage in Helsingborg, Sweden: Suburban stormwater.” *J.Hydrol.* (2008) 350, 114– 125

- Silander, J. & Ollila, M. (eds.). 2008. Heavy rains and floods in urban areas (RATU). Finnish Environment Institute (SYKE), Helsinki. The Finnish Environment 31/2008. 123 s. ISBN 978-952-11-3210-0 (nid.), ISBN 978-952-11-3211-7 (PDF).
- Stowa, KMNI (2004): Nieuwe neerslagstatistiek voor waterbeheerders (Ny nederbördsstatistik för vattenadministratörer), brochure 26a 2004.
- Svenskt Vatten (2011): Nederbördsdata vid dimensionering och analys av avloppssystem. Publikation P 104.
- Svensson C., Jones D.A. (2010): Review of rainfall frequency estimation methods. Journal of Flood Risk Management, vol 3, 2010, issue 4 pp. 296–313
- Trupl J. (1958): Intensity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. Výzkumný ústav vodohospodářský Praha. (Korttidsintensiteter för regn i Elbe, Oder och Morava. Water Research Institute. Prag)
- von Scherling M. (2012): Vidareanalys av regn framtagna i MISTRA SWECIA- studien kring framtida flödesbelastning på Stockholms huvudavloppssystem. Stockholm Vatten. Intern rapport 2012-05-11.
- Wallingford (1999): Flood Estimation Handbook (5 volumes, Institute of Hydrology, Wallingford).
- Walther, A., Jeong, J.-H., Nikulin, G., Jones, C. and Chen, D., 2012. Evaluation of the warm season diurnal cycle of precipitation over Sweden simulated by the Rossby Centre regional climate model RCA3. Atmospheric Research. In press. Doi: 10.1016/j.atmosres.2011.10.012.
- Wern L. (2012): Extrem nederbörd i Sverige under 1 till 30 dygn, 1900–2011. SMHI Meteorologi Nr 2012-143.
- Willems, P. (2000): Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types, Journal of Hydrology, 233, 189–205
- Wilson (1990): Engineering Hydrology. Scholium International, Inc.; 4th edition
- Yang, W., Andréasson, J., Graham, LP, Olsson, J., Rosberg, J. and Wetterhall, F. : Distribution-based scaling to improve usability of regional climate model projections for hydrological climate change impacts studies. Hydrology Research, 41.3–4, 211–228.

Bilagor

Bilaga A.1 ***Beskrivning av bakgrund till insamlade IDF-data***

Sverige

Intensitets-varaktighetsdata för Stockholm, Göteborg, Malmö, Lund, Jönköping och Växjö hämtades från Hernebring (2008), för Halmstad från Hernebring och Salomonsson (2009) samt för Skellefteå från Hernebring (2006). Skellefteådata kompletterades inom detta projekt med data t.o.m. 2010 och utvärderades statistiskt. Skellefteå innebär därmed den nordligaste (64.75° N) datapunkten i databasen. Göteborg representeras av den s.k. Lundbyserien (1921–39), ursprungligen bearbetad och karakteriserad av Arnell (1982).

Norge

Meteorologisk institutt i Norge (met.no) svarade bara inom några dagar efter det att förfrågan gått ut, genom att skicka regnstatistik för 87(!) stationsplaceringar i Norge. För detta projekt valdes av dessa 15 stationer ut. Urvalskriteriet var, att data skulle representera mätserier med minst 20 års varaktighet och ha en viss spridning över landet. Information om stationsnätet i Norge ges t.ex. av Alfnes och Førland (2006).

Danmark

Statistikdata för 6 orter i Danmark med spridning regionalt räknades ut med hjälp av ett ”Regneark til bestemmelse af Regnkurver”, IDA Spildevandskomiteens Regnudvalg (2008).

Nederländerna

KMNI skickade data som där används för dimensionering av VA-system. Sambanden kommer från utvärdering av Hollands huvudstation De Bilt, med varaktigheten 98 år (1906–2003), Stowa & KMNI (2004).

Belgien

För Belgien erhöles data från stationen Uccle (Bryssel). Utvärderingsperioden är 1967–1993, men statistiken anges i stora drag vara likvärdig jämfört med den komplett tillgängliga dataperioden 1898–2005, Willems (2000).

Tyskland

Design-regn i Tyskland bestäms genom den s.k. KOSTRA-metoden, Deutscher Wetterdienst (2005 a,b). Den innebär att Tyskland är indelat i ett grid-nät ($8,45 \text{ km} \cdot 8,45 \text{ km}$), där parametrar för regnstatistik har utvärderats för perioden 1950–2000. Efter beställning levererades, utan kostnad, grid-data i punkter motsvarande 10 tyska städer. Vi fick också efter begäran utvärderingsdata, som representerar enstaka stationer (vilka ligger bakom

griddata) för 4 av de 10 städerna. I Bilaga D i rapporten har dessa ”punkt-data” jämförts med motsvarande griddade data. Dessa jämförelser uppvisar ibland mycket stora skillnader. DWD hade vid förfrågan ingen förklaring till detta.

Österrike

Från der Hydrographische Dienst in Österreich erhöles en länk till griddad regnstatistik med fri tillgång till data. Data för 7 österrikiska större städer laddades ner.

Frankrike

Météo-France levererade, utan kostnad för oss betonade de – efter en tid – data från 22 franska stationer. Av dessa, har IDF-data för Paris jämförts med en ekvation från 1960-talet i en hydrologisk handbok i Bilaga C i rapporten.

Storbritannien

Met Office levererade data från Flood Estimation Handbook (Wallingford, 1979) för Storbritanniens 7 största städer. Utvärderingen baseras på ett grid-nät med upplösningen 1 km, snarare än enstaka stationer. Till grund ligger data från omkring 6 000 regnmätare med varierande längd på dataserierna, ingen med sluttidpunkt senare än 1990-talet. Den kortaste regnvaraktighet som utvärderas är 15 min.

Irland

Met Éireann (Irish Meteorological Service) gav data för 3 irländska städer, Fitzgerald (2007).

Island

Med tillgång till ett kalkylprogram och kartmaterial över s.k. M5-värden, som professor Jonas Eliasson ställde till förfogande räknades IDF-data ut för Reykjavik, Eliasson (1999).

Kroatien

Kroatiens meteorologiska institut skickade utvärderade data från 7 stationer. Fördjupad information ges av t.ex. Faragó & Katz, (1990), Gajic-Capka (1991) och Gajic-Capka (1999).

Slovenien

Sloveniens meteorologiska institut skickade data från 11 meteorologiska stationer, vissa av utvärderingarna baserade på nära 60 års data. Dokumentation finns enbart tillgänglig på slovenska (meteo.si).

Cypern

Från Cyperns meteorologiska institut i Nicosia erhöles data från fyra olika stationer från olika klimatzoner på ön.

Finland

Från FMI erhöles först data från en utvärdering av flera finska regnstationer enl. Katajisto (1969), sedan gav andra kontakter upphov till en ny uppsättning regnstatistikdata för "Finland". Dessa härrör från en utvärdering av radardata för perioden 2000–2005, Silander & Ollila (2008).

Ungern

Ungerns meteorologiska institut skickade data för 5 stationer. Ursprungsdata är från automatstationer med registreringar var 10:e minut.

Polen

Data har hämtats från Bogdanowicz (1998). Utvärdering av data från 20 stationer under 30 år (1960–90) sammanfattades i en uppsättning ekvationer med regionala skillnader i parameteruppsättningen. Dessa samband utnyttjades här för att räkna ut regnstatistik för 4 större städer i Polen, inom olika regioner.

Spanien

Data för 15 orter i Spanien hämtades från en CD, som gjorts tillgänglig från Spanish State Agency of Meteorology (AEMET). Information om stationsnätet ges av de Salas och Fernández (2006).

Tjeckien

Intensitetsdata från 6 orter i Tjeckien hämtades från tabeller i en VA-teknisk handbok, Trupl (1958).

Bilaga A.2

Stationslista för regnstatistikdatabas

Station	Land	Lat.° N	Long.° E	Altitud, +m	Stationsår	Startår	Slutår	Stat_typ (S/F/R/N/G/RA)
Linz	AT	48.31	14.29	259				G
Wien	AT	48.21	16.37	186				G
Eisenstadt	AT	47.85	16.52	197				G
Salzburg	AT	47.80	13.04	427				G
Innsbruck	AT	47.26	11.39	570				G
Klagenfurt	AT	46.62	14.31	450				G
Graz	AT	47.07	15.44	358				G
Brussels	BE	50.80	4.35	48	27	1967	1993	S
Nicosia	CY	35.17	33.37	147				S
Larnaca	CY	34.88	33.63	1				S
Stavros Psokas	CY	35.03	32.63	933				S
Prodromos	CY	34.95	32.83	1356				S
Prehrada	CZ	50.77	15.08	389				S
Turnov	CZ	50.59	15.15	252				S
Bakov	CZ	50.48	14.94	219				S
Mseno	CZ	50.44	14.63	358				S
Ceske	CZ	48.97	14.48	392				S
Tyn	CZ	49.22	14.42	357				S
Rostock	DE	54.18	12.08	4	50	1951	2000	G
Bremen	DE	53.05	8.80	4	50	1951	2000	G
Berlin	DE	52.47	13.40	48	50	1951	2000	G
Braunschweig	DE	52.27	10.52	81	50	1951	2000	G
Goerlitz	DE	51.17	14.95	238	50	1951	2000	G
Offenbach	DE	50.10	8.77	110	50	1951	2000	G
Karlsruhe	DE	49.03	8.37	112	50	1951	2000	G
Regensburg	DE	49.05	12.10	366	50	1951	2000	G
Freiburg	DE	48.00	7.85	269	50	1951	2000	G
Kempten	DE	47.72	10.33	705	50	1951	2000	G
Rostock_2	DE	54.18	12.08	4	26	1981	2006	S
Goerlitz_2	DE	51.17	14.95	238	26	1981	2006	S
Karlsruhe_2	DE	49.03	8.37	112	26	1981	2006	S
Kempten_2	DE	47.72	10.33	705	26	1981	2006	S
Holbaek	DK	55.72	11.73	1				R
Hovindovre	DK	55.66	12.47	9				R
Nyköbing	DK	54.77	11.88	3				R
Esbjerg	DK	55.49	8.43	4				R
Herning	DK	56.14	8.97	57				R
Vejle	DK	55.70	9.54	1				R
Finland	FI	61.92	25.75	175				N
Finland_2	FI	61.92	25.75	175		2002	2005	RA
Marignane	FR	43.43	5.22	5				S
Caen	FR	49.17	-0.45	64				S
Ajaccio	FR	41.92	8.80	4				S
Dijon	FR	47.27	5.08	219				S
Besancon	FR	47.24	5.98	307				S
Toulouse	FR	43.62	1.37	151				S
Bordeaux	FR	44.82	-0.68	47				S
Montpellier	FR	43.57	3.95	3				S

Station	Land	Lat.° N	Long.° E	Altitud, +m	Stationsår	Startår	Slutår	Stat_typ (S/F/R/N/G/RA)
Rennes	FR	48.07	-1.72	36				S
Nantes	FR	47.15	-1.60	26				S
Orleans	FR	47.98	1.77	125				S
Reims	FR	49.30	4.03	91				S
Nancy	FR	48.68	6.22	212				S
Lille	FR	50.57	3.08	47				S
Beauvais	FR	49.45	2.10	106				S
ClermontFerrant	FR	45.78	3.15	329				S
Strasbourg	FR	48.55	0.01	150				S
Lyon	FR	45.74	5.08	235				S
Paris	FR	48.82	2.33	75				S
Rouen	FR	49.38	1.17	151				S
Poitiers	FR	46.58	0.30	117				S
Limoges	FR	45.87	1.18	402				S
Osijek	HR	45.55	18.72	89	47	1959	2005	S
Varazdin	HR	46.30	16.38	167	47	1959	2005	S
Zagreb	HR	45.82	16.03	123	46	1960	2005	S
Pula	HR	44.87	13.85	43	47	1959	2005	S
Rijeka	HR	45.33	14.45	120	47	1959	2005	S
Split	HR	43.52	16.43	122	47	1959	2005	S
Dubrovnik	HR	42.65	18.08	52	45	1959	2005	S
Budapest	HU	47.53	19.06	104	14	1994	2008	S
Nagykanizsa	HU	46.46	17.00	163	14	1994	2008	S
Debrecen	HU	47.53	21.64	122	14	1994	2008	S
Pecs-Pogany	HU	46.04	18.23	157	14	1994	2008	S
Szeged Kulte- rület	HU	46.42	20.39	76	14	1994	2008	S
Cork	IE	51.85	-8.49	159				G
Dublin	IE	53.43	-6.24	63				G
Galway	IE	53.27	-9.05	12				G
Reykjavik	IS	64.10	-21.80	70				R
De Bilt	NL	52.10	5.18	2	98	1906	2003	S
Fredrikstad	NO	59.23	10.96	30	25	1970	1995	S
Askim	NO	59.59	11.16	141	35	1968	2007	S
Gardermoen	NO	60.19	11.07	202	40	1967	2007	S
Hamar	NO	60.80	11.10	132	36	1968	2008	S
Ås	NO	59.67	10.80	120	26	1974	2002	S
Oslo	NO	59.94	10.72	94	41	1968	2008	S
Gjettum	NO	59.91	10.52	67	25	1970	2007	S
Hønefoss	NO	60.15	10.25	140	26	1969	1994	S
Drammen	NO	59.74	10.20	3	27	1969	1995	S
Skien	NO	59.20	9.59	13	31	1968	2006	S
Arendal	NO	58.47	8.76	44	27	1967	1996	S
Karmøy	NO	59.27	5.26	19	34	1968	2003	S
Ålesund	NO	62.47	6.35	55	25	1970	1995	S
Kristiansund	NO	63.13	7.70	39	30	1973	2007	S
Trondheim	NO	63.40	10.43	100	37	1967	2006	S
Warszawa	PL	52.23	21.01	102				R
Bydgoszcz	PL	53.12	18.01	82				R
Gdansk	PL	54.35	18.65	38				R
Katowice	PL	50.26	19.02	288				R
Stockholm	SE	59.33	18.06	15	44	1984	2006	F

Station	Land	Lat.° N	Long.° E	Altitud, +m	Stationsår	Startår	Slutår	Stat_typ (S/F/R/N/G/RA)
Göteborg	SE	57.71	11.95	5	19	1921	1939	S
Malmö	SE	55.60	12.98	3	28	1980	2007	S
Lund	SE	55.71	13.20	43	96	1987	2007	F
Jönköping	SE	57.77	14.17	92	21	1985	2006	S
Växjö	SE	56.88	14.81	168	22	1985	2007	S
Halmstad	SE	56.67	12.86	6	35	1992	2008	F
Skelleftea	SE	64.75	20.96	11	15	1995	2010	S
Bilje	SI	45.89	13.64	45	16	1991	2007	S
Celje	SI	46.23	15.26	198	37	1970	2007	S
Kocevje	SI	45.64	14.86	477	34	1973	2007	S
Ljubljana	SI	46.05	14.51	288	59	1948	2007	S
Maribor	SI	46.56	15.65	260	59	1948	2007	S
Murska Sobota	SI	46.66	16.16	188	36	1970	2007	S
Novo mesto	SI	45.80	15.17	174	37	1970	2007	S
Portoroz	SI	45.51	13.59	4	37	1970	2007	S
Postojna	SI	45.78	14.21	548	37	1970	2007	S
Ratece	SI	46.50	13.72	869	32	1975	2007	S
Slovenj Gradec	SI	46.51	15.08	405	37	1970	2007	S
Barcelona	SP	41.39	2.17	22				R
SanSebastian	SP	43.32	-1.98	3				R
Santander	SP	43.46	-3.81	5				R
Gijon	SP	43.54	-5.67	8				R
Vigo	SP	42.23	-8.71	87				R
Burgos	SP	42.34	-3.70	889				R
Valladolid	SP	41.65	-4.73	700				R
Zamora	SP	41.50	-5.75	634				R
Salamanca	SP	40.97	-5.66	803				R
Madrid	SP	40.37	-3.78	685				R
Toledo	SP	39.86	-4.02	510				R
Malaga	SP	36.73	-4.43	18				R
Valencia	SP	39.47	-0.38	23				R
Logrono	SP	42.47	-2.46	390				R
Zaragoza	SP	41.66	-1.01	245				R
Manchester	UK	53.48	-2.23	57				G
Aberdeen	UK	57.15	-2.10	24				G
London	UK	51.50	-0.13	14				G
Cardiff	UK	51.48	-3.18	15				G
Newcastle	UK	54.98	-1.61	51				G
Glasgow	UK	55.87	-4.26	38				G
Belfast	UK	54.60	-5.93	12				G

Typ av statistik

S – Utvärderad från enstaka stationsdata

– ”Stationsår” är exkl. avbrottsperioder.

F – Utvärderad från flera stationer på orten

– ”Stationsår” är summan av delseriernas längd.

R – Regionala intensitets-varaktighetssamband

N – Nationella intensitets-varaktighetssamband

G – Griddade intensitets-varaktighetssamband

RA – Utvärderad från väderradardata

Bilaga B

Klimatförändringssignaler för ensstaka orter

B 1.1 Göteborg – Års- och säsongsvärden

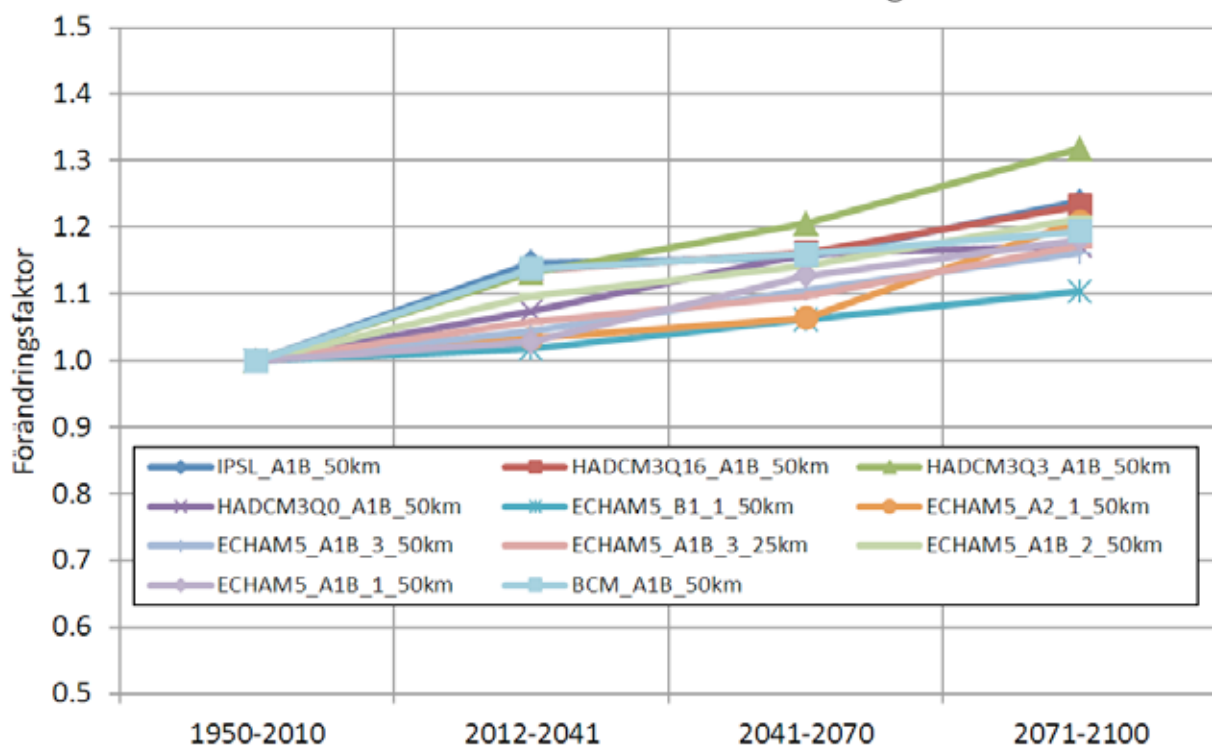
Tabell 10 Säsongsnederbörd i Göteborg enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som relativvärde (kvot) till E-obsdata.

GÖTEBORG		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsnederbörd, RELATIVVÄRDE		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	1,03	1,02	1,01
E-obs 1950–2011, mm	max	1,25	1,28	1,41
213,4	min	0,91	0,93	0,91
Höst, SON	medel	1,14	1,19	1,26
E-obs 1950–2011, mm	max	1,21	1,41	1,51
241,6	min	1,03	1,04	1,07
Vinter, DJF	medel	1,09	1,19	1,32
E-obs 1950–2011, mm	max	1,26	1,32	1,40
188,8	min	1,00	1,13	1,23
Vår, MAM	medel	1,12	1,19	1,29
E-obs 1950–2011, mm	max	1,28	1,27	1,60
137,0	min	0,99	1,08	1,12

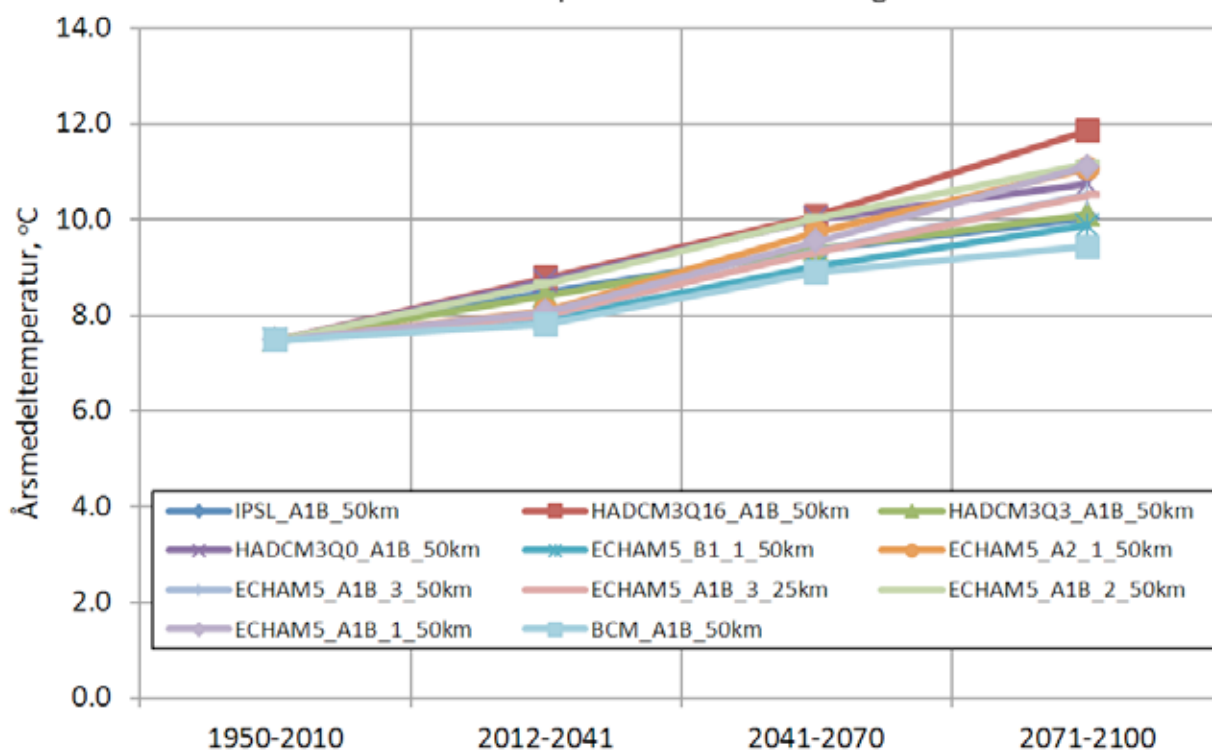
Tabell 11 Säsongstemperatur i Göteborg enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som skillnad (ökning = +) jämfört med E-obsdata.

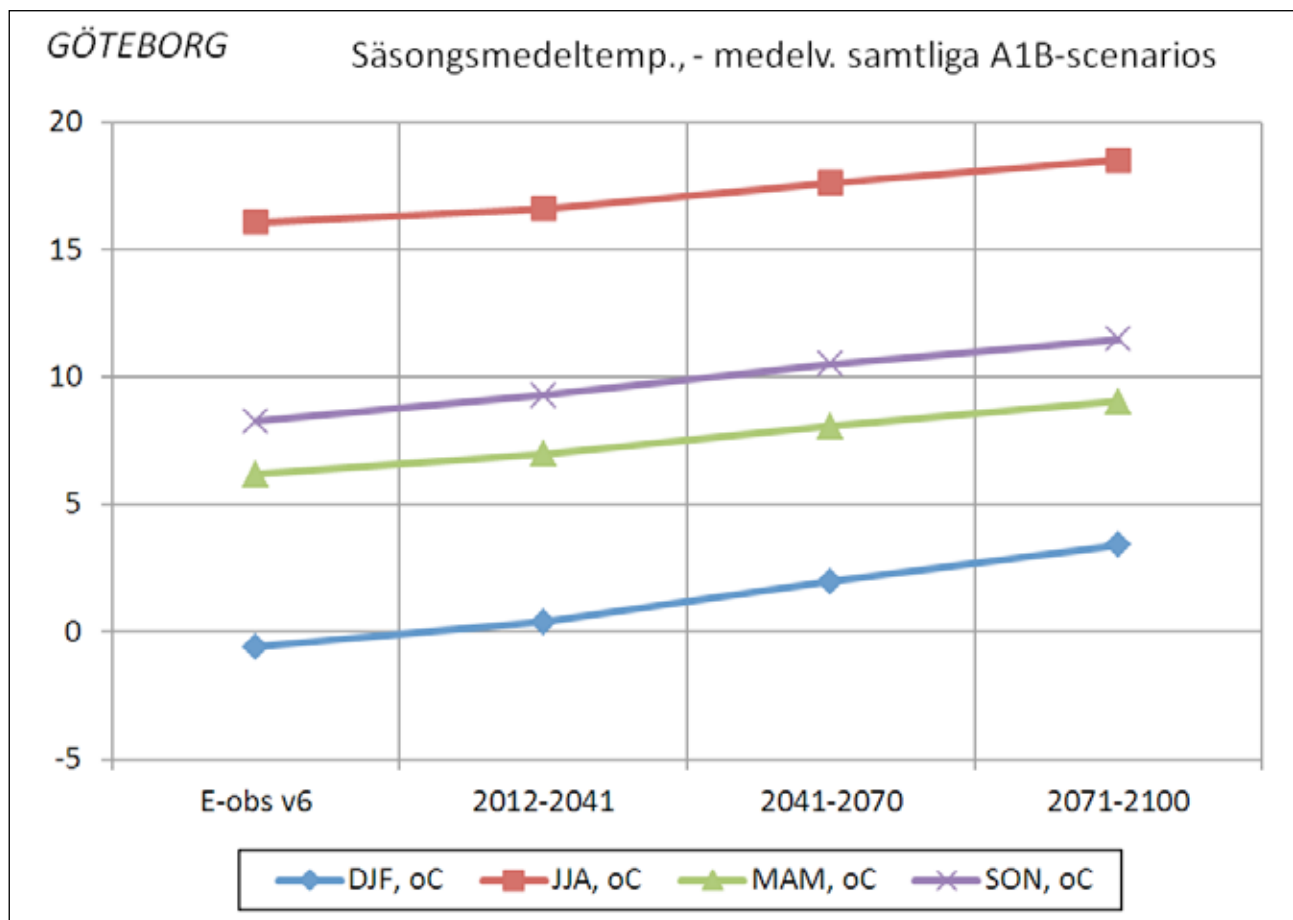
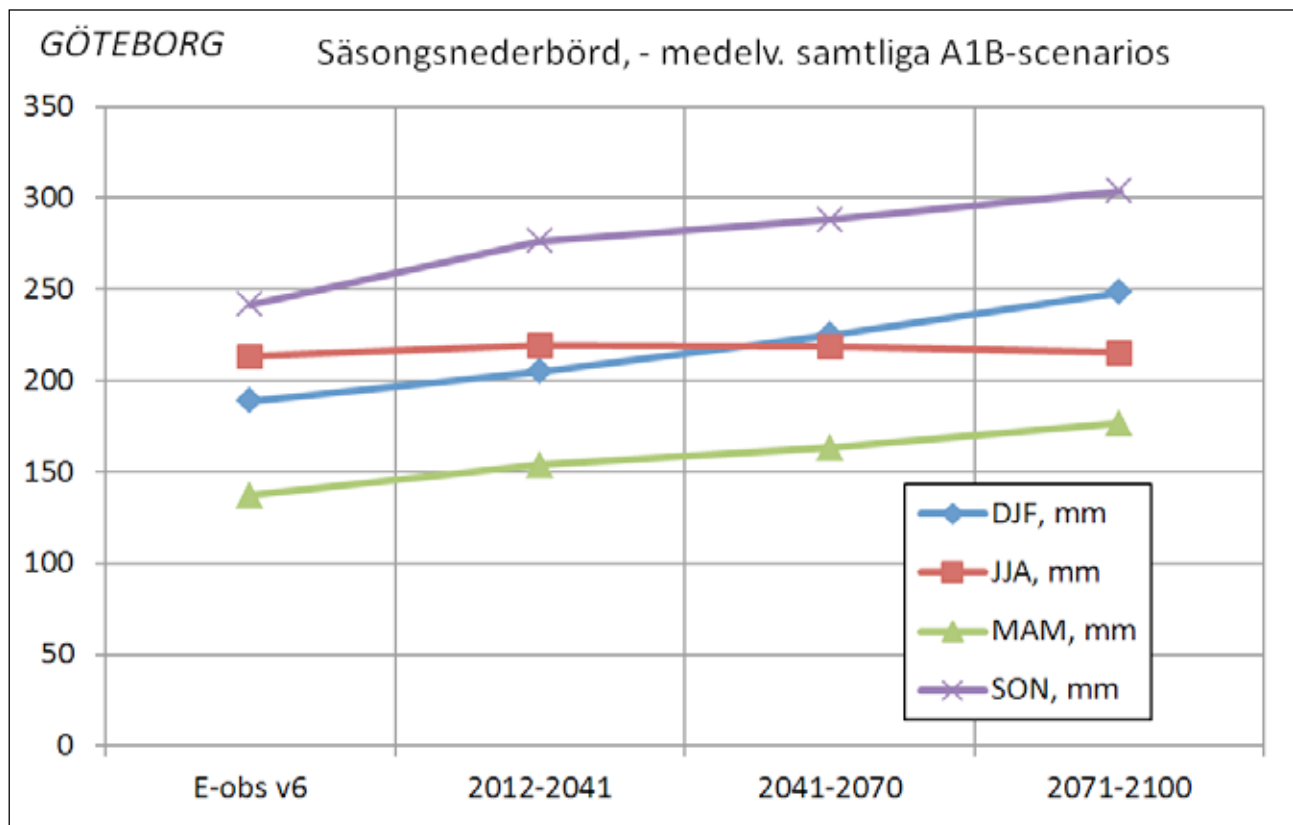
GÖTEBORG		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsmedeltemperatur, ÖKNING° C		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,54	1,54	2,44
E-obs 1950–2011 °C	max	1,04	2,10	3,47
16,08	min	-0,30	0,53	0,86
Höst, SON	medel	1,03	2,25	3,21
E-obs 1950–2011 °C	max	1,63	3,01	4,83
8,27	min	0,54	1,37	1,80
Vinter, DJF	medel	0,99	2,58	3,99
E-obs 1950–2011 °C	max	2,12	3,83	5,81
-0,59	min	-0,14	1,53	2,79
Vår, MAM	medel	0,80	1,90	2,85
E-obs 1950–2011 °C	max	1,27	2,36	3,49
6,18	min	0,03	1,56	2,37

GÖTEBORG Årsnederbördens relativa förändring - 11 klimatscenarios



GÖTEBORG Årsmedeltemperaturens förändring - 11 klimatscenarios





B 1.2 Göteborg – Extremregn

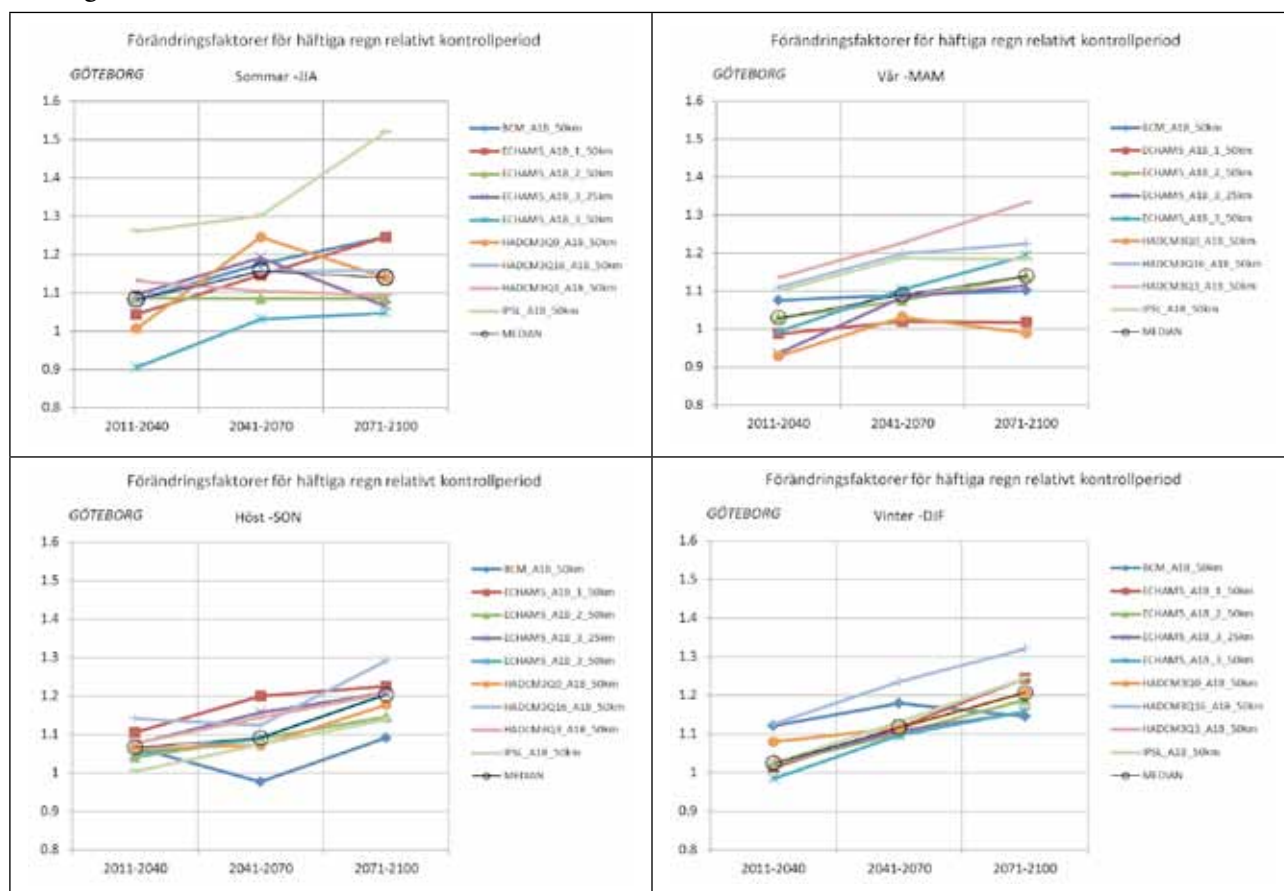
(medelvärde av förändringsfaktorer inom 90–100 %-percentilen i intensitetsfördelningen)

Tabell 12 Förändringsfaktorer för häftiga regn i Göteborg inom 9 st. A1B scenarier.

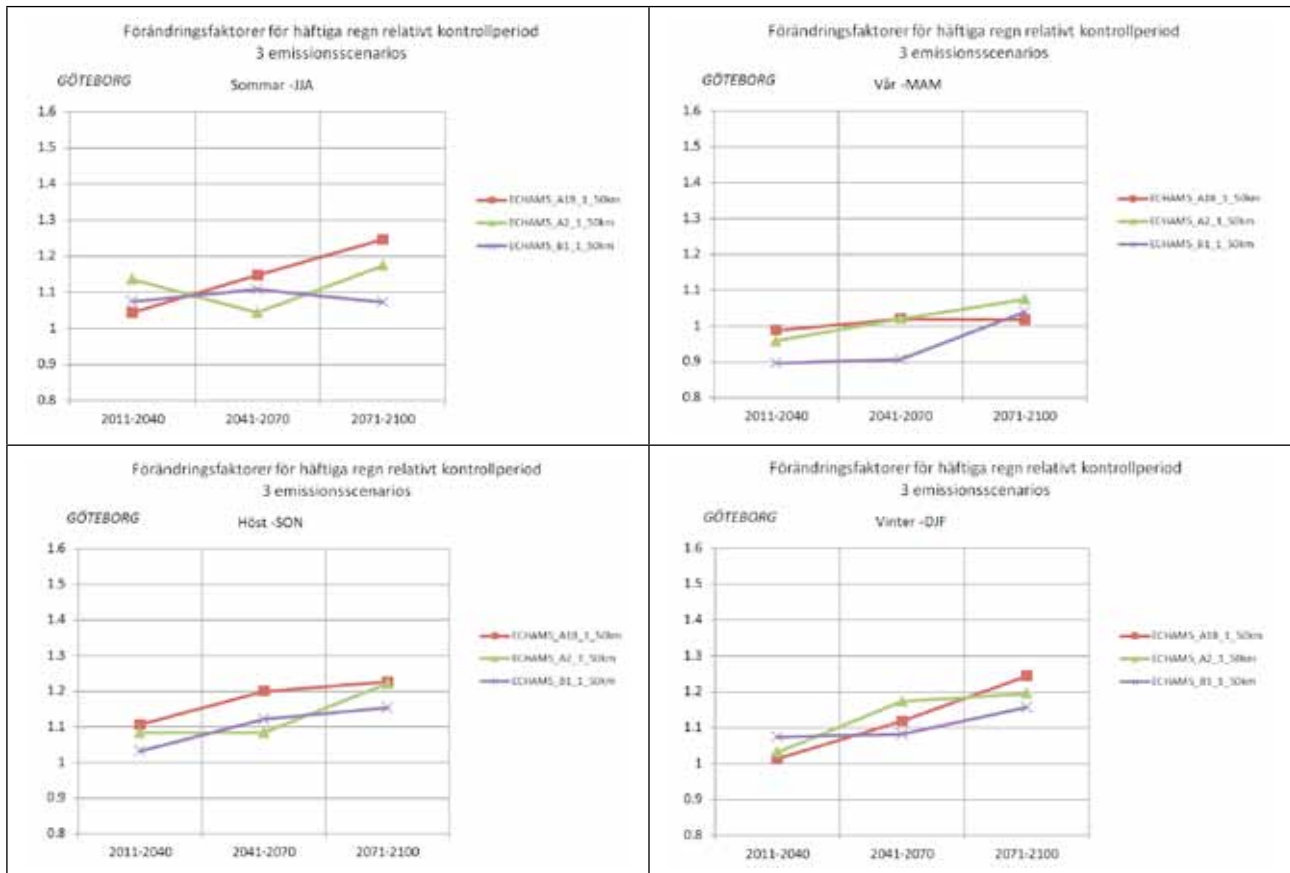
SAMMANSTÄLLNINGSTABELL 9 st A1B-scenarier	Förändringsfaktorer för häftiga regn relativt kontrollperiod		
	2011–2040	2041–2070	2071–2100
GÖTEBORG			
median, JJA	1,08	1,16	1,14
max, JJA	1,26	1,30	1,52
min, JJA	0,91	1,03	1,05
SON, median	1,07	1,09	1,20
DJF, median	1,03	1,12	1,21
MAM, median	1,03	1,09	1,14

Siffrorna i tabellen avser medelvärdet för kvot mellan korrigerade scenariodata och kontrollperiod (1961–90) för dygnsvolym som i extremfördelningen ligger mellan 90- och 100 %-percentilen

Samtliga A1B-Scenarier



Tre emissionsscenarier



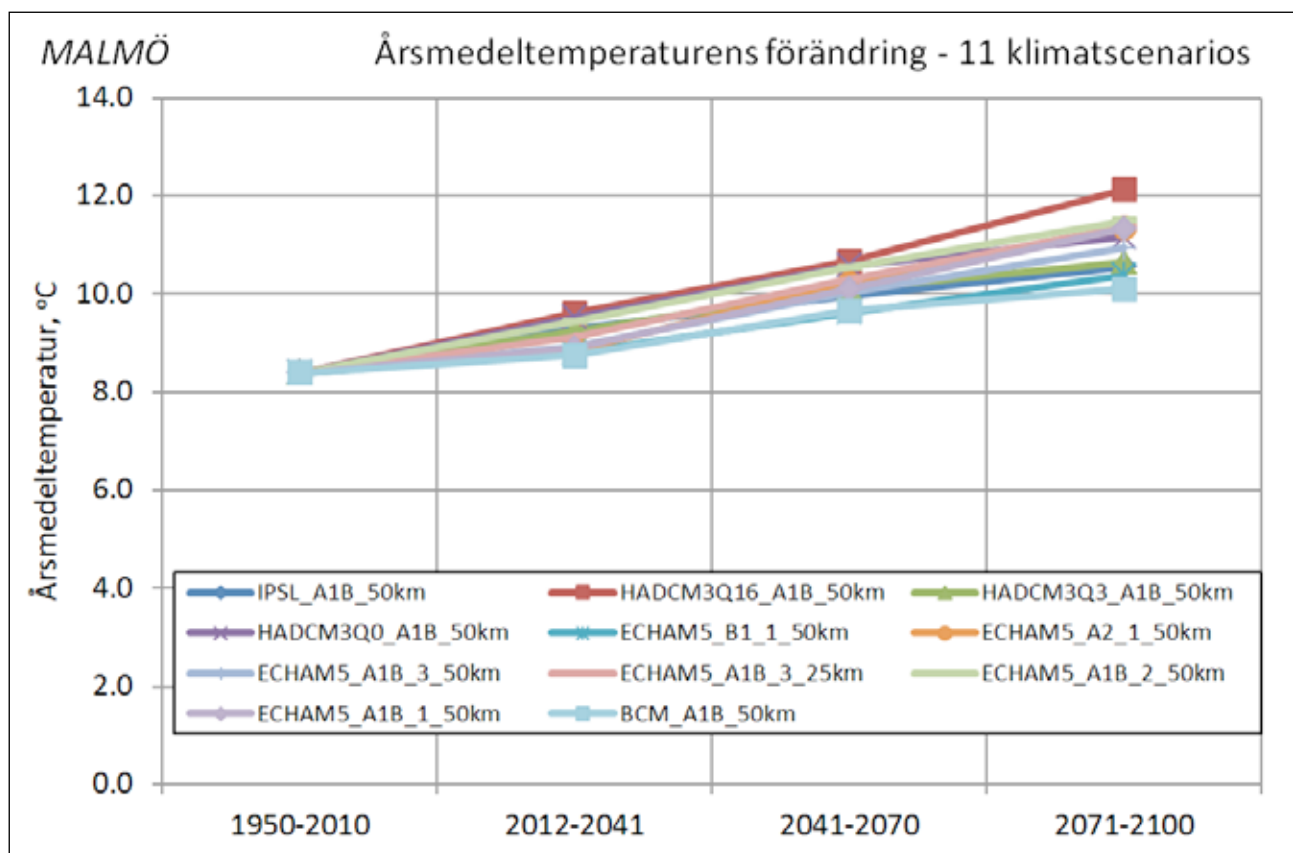
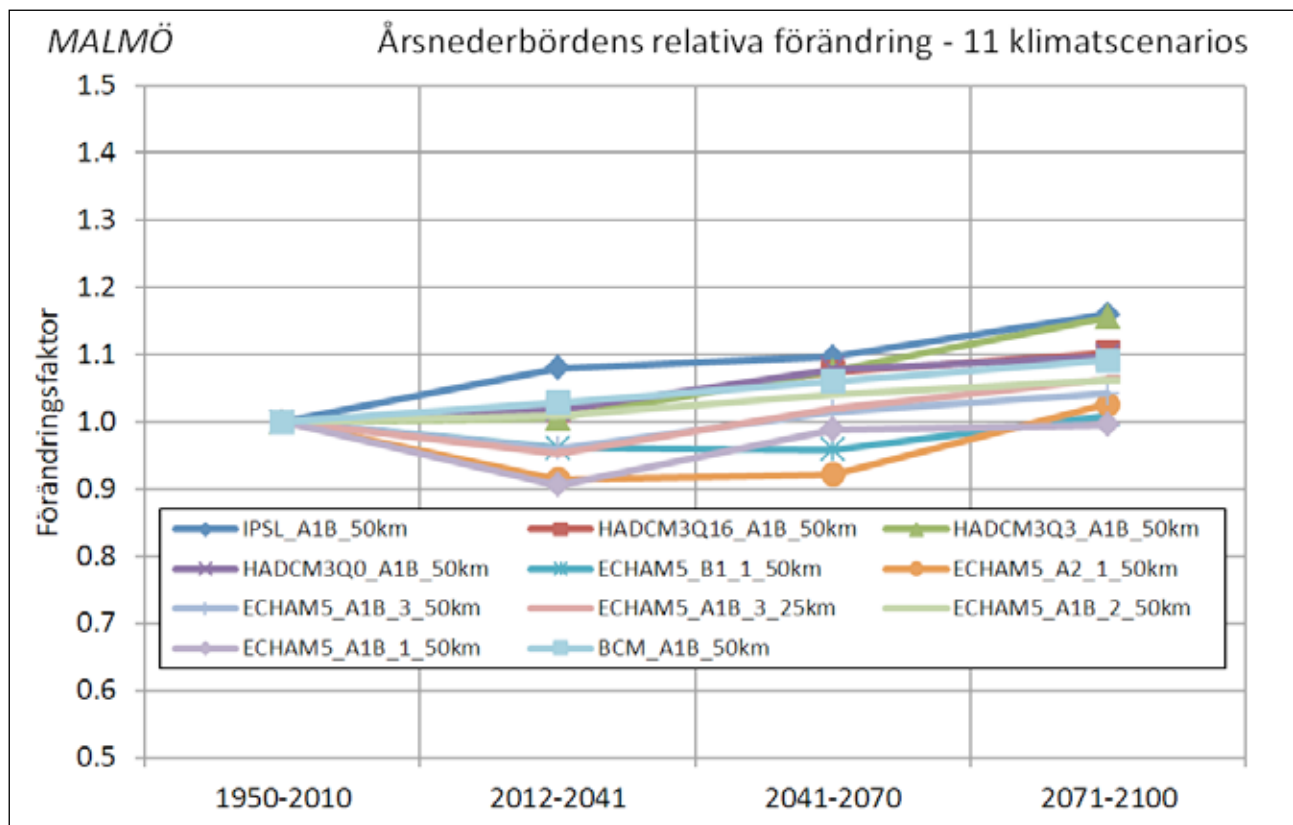
B 2.1 Malmö – Års- och säsongsvärden

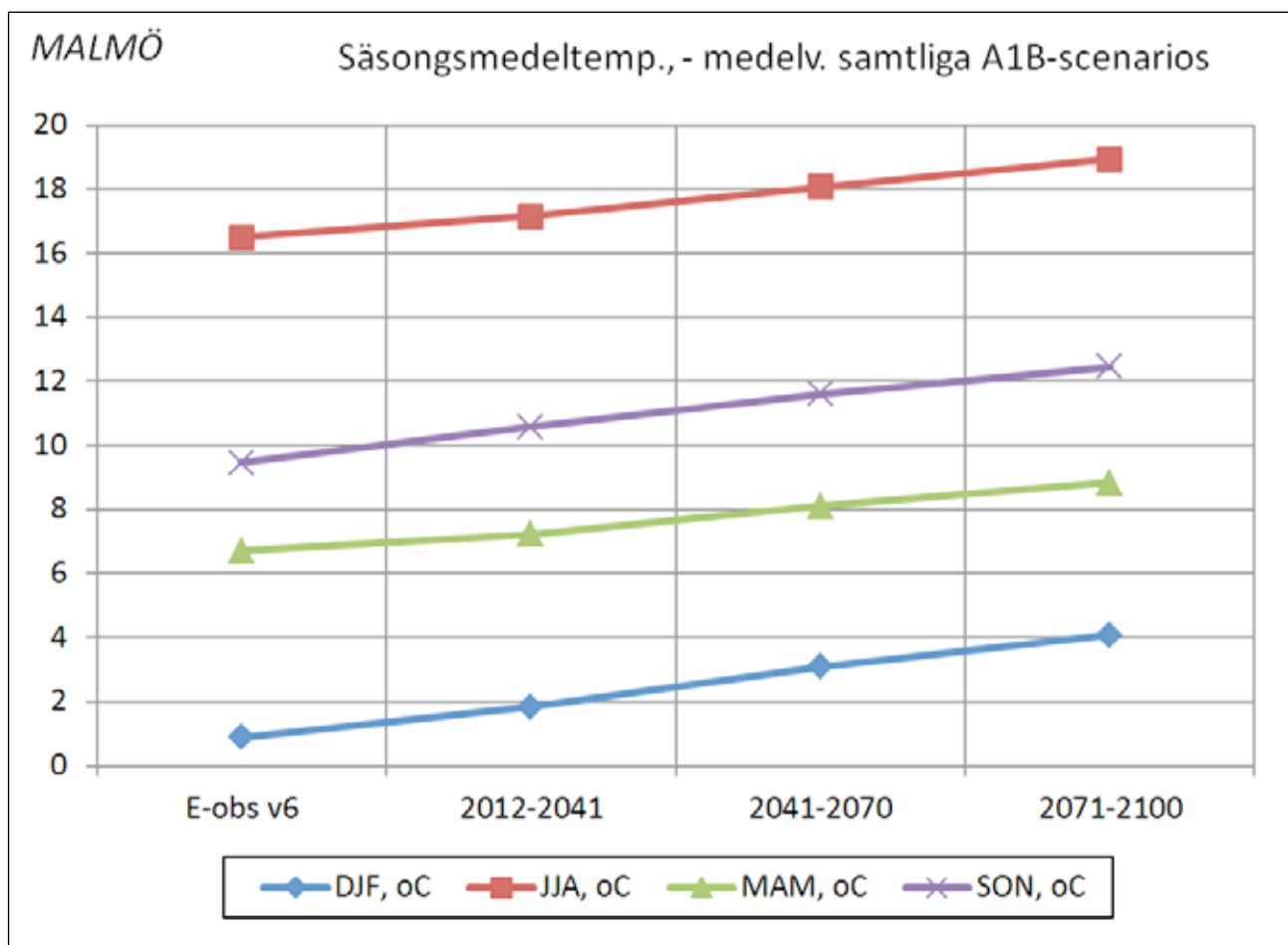
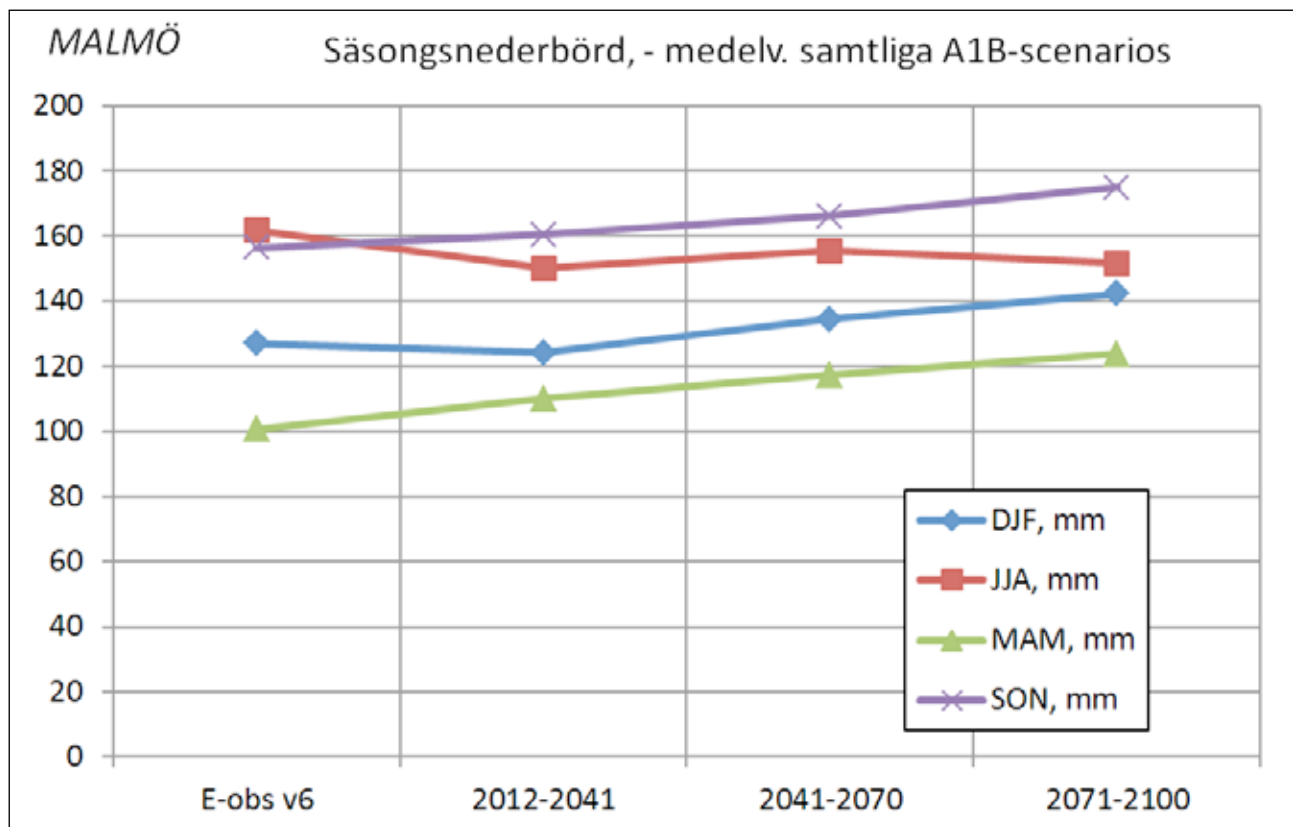
Tabell 13 Säsongsnederbörd i Malmö enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som relativvärde (kvot) till E-obsdata.

MALMÖ		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsnederbörd, RELATIVVÄRDE		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,93	0,96	0,94
E-obs 1950–2011, mm	max	1,07	1,21	1,24
161,7	min	0,83	0,89	0,79
Höst, SON	medel	1,02	1,06	1,12
E-obs 1950–2011, mm	max	1,07	1,20	1,30
156,5	min	0,95	0,99	1,03
Vinter, DJF	medel	0,98	1,06	1,12
E-obs 1950–2011, mm	max	1,14	1,17	1,16
127,1	min	0,89	0,97	1,07
Vår, MAM	medel	1,09	1,17	1,23
E-obs 1950–2011, mm	max	1,25	1,23	1,46
100,7	min	0,96	1,04	1,06

Tabell 14 Säsongstemperatur i Malmö enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som skillnad (ökning = +) jämfört med E-obsdata.

MALMÖ		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsmedeltemperatur, ÖKNING° C		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,64	1,55	2,43
E-obs 1950–2011 °C	max	1,02	2,09	3,25
16,51	min	-0,07	0,75	1,07
Höst, SON	medel	1,12	2,15	3,00
E-obs 1950–2011 °C	max	1,67	2,86	4,48
9,46	min	0,58	1,34	1,74
Vinter, DJF	medel	0,96	2,20	3,20
E-obs 1950–2011 °C	max	1,70	2,95	4,59
0,88	min	0,18	1,70	2,19
Vår, MAM	medel	0,53	1,40	2,14
E-obs 1950–2011 °C	max	0,86	1,68	2,66
6,71	min	-0,20	1,08	1,66





B 2.2 Malmö – Extremregn

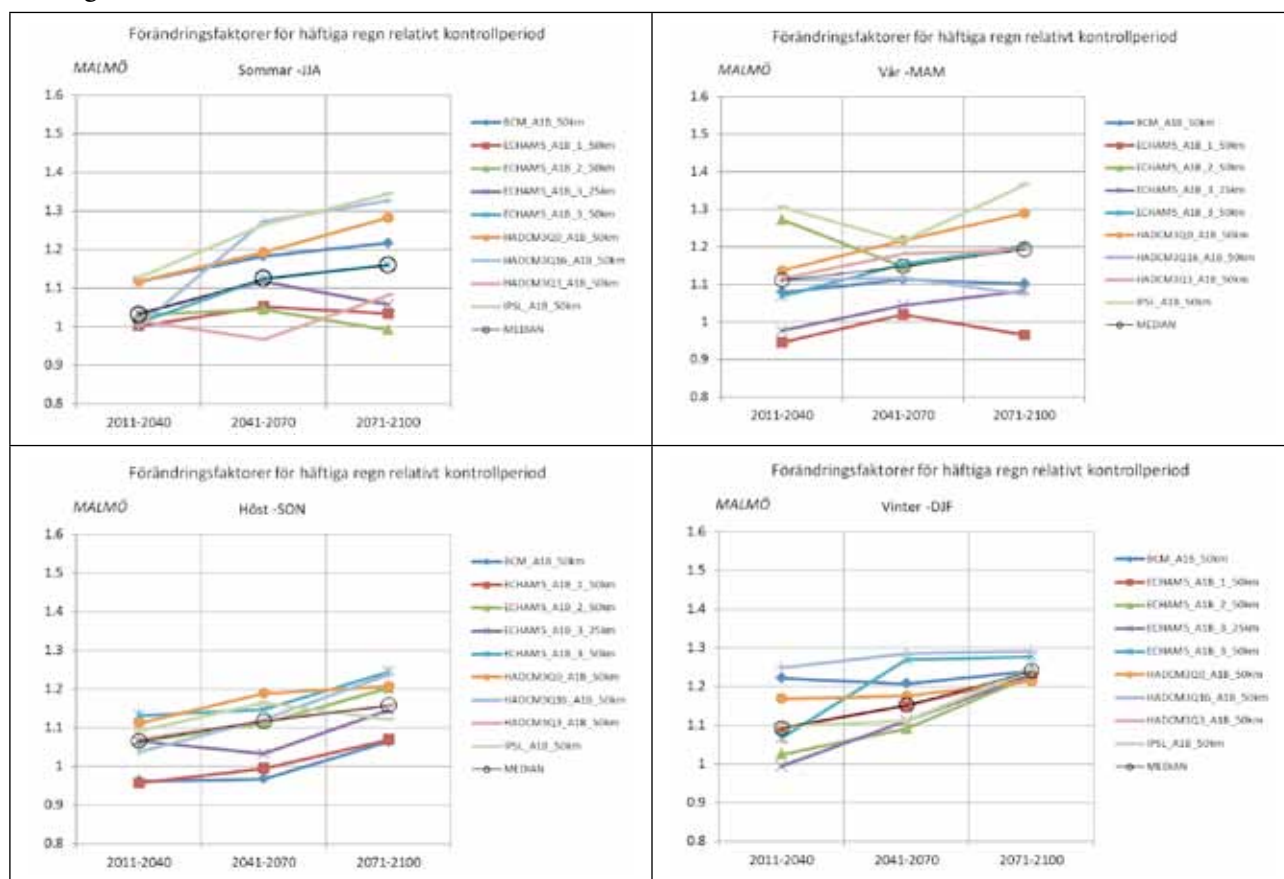
(medelvärde av förändringsfaktorer inom 90–100 %-percentilen i intensitetsfördelningen)

Tabell 15 Förändringsfaktorer för häftiga regn i Malmö inom 9 st. A1B scenarier.

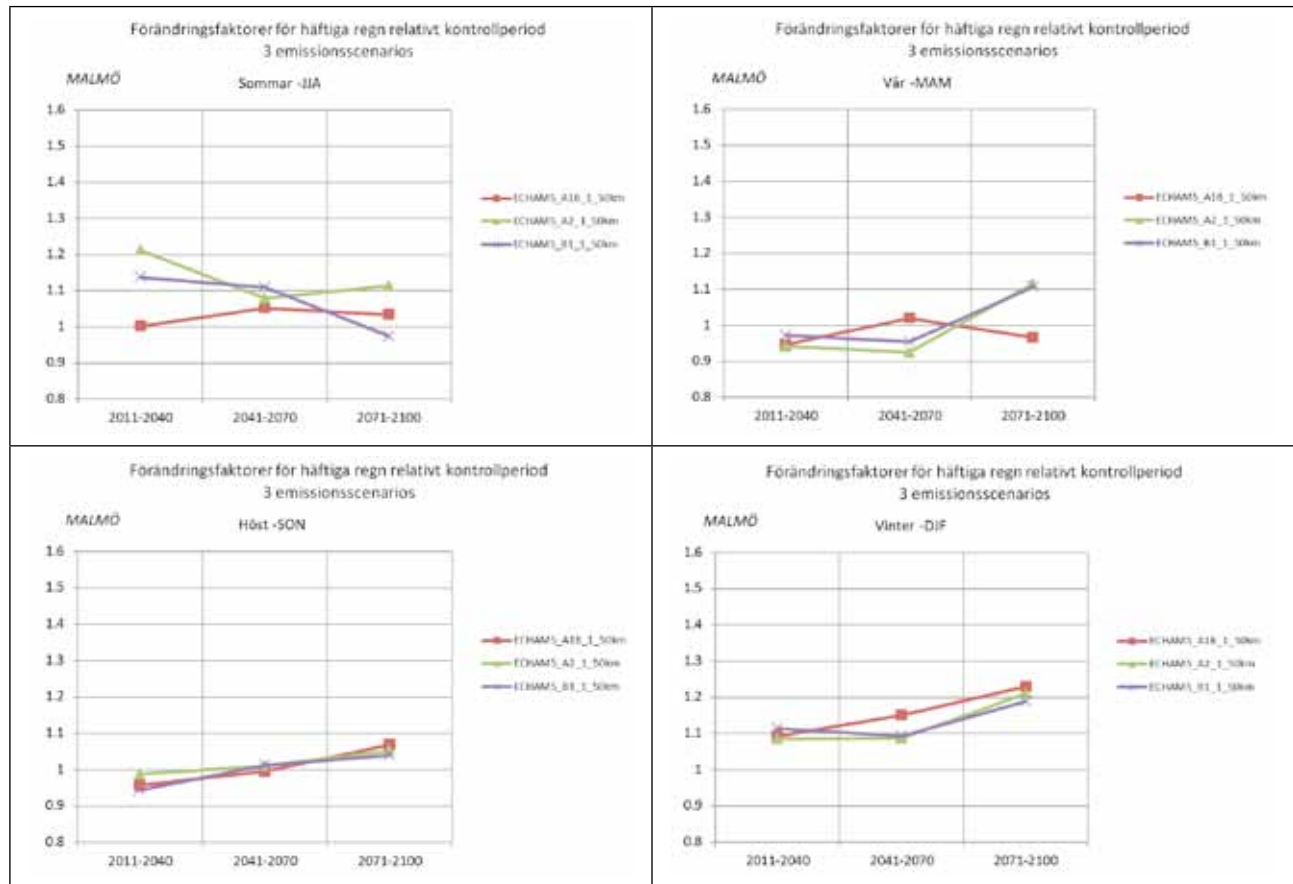
SAMMANSTÄLLNINGSTABELL 9 st A1B-scenarier MALMÖ	Förändringsfaktorer för häftiga regn relativt kontrollperiod		
	2011–2040	2041–2070	2071–2100
median, JJA	1,03	1,13	1,16
max, JJA	1,13	1,27	1,34
min, JJA	1,00	0,97	0,99
SON, median	1,07	1,12	1,16
DJF, median	1,09	1,15	1,24
MAM, median	1,11	1,15	1,19

Siffrorna i tabellen avser medelvärdet för kvot mellan korrigerade scenariodata och kontrollperiod (1961–90) för dygnsvolym som i extremfördelningen ligger mellan 90- och 100 %-percentilen.

Samtliga A1B-Scenarier



Tre emissionsscenarier



B 3.1 Östersund – Års- och säsongsvärden

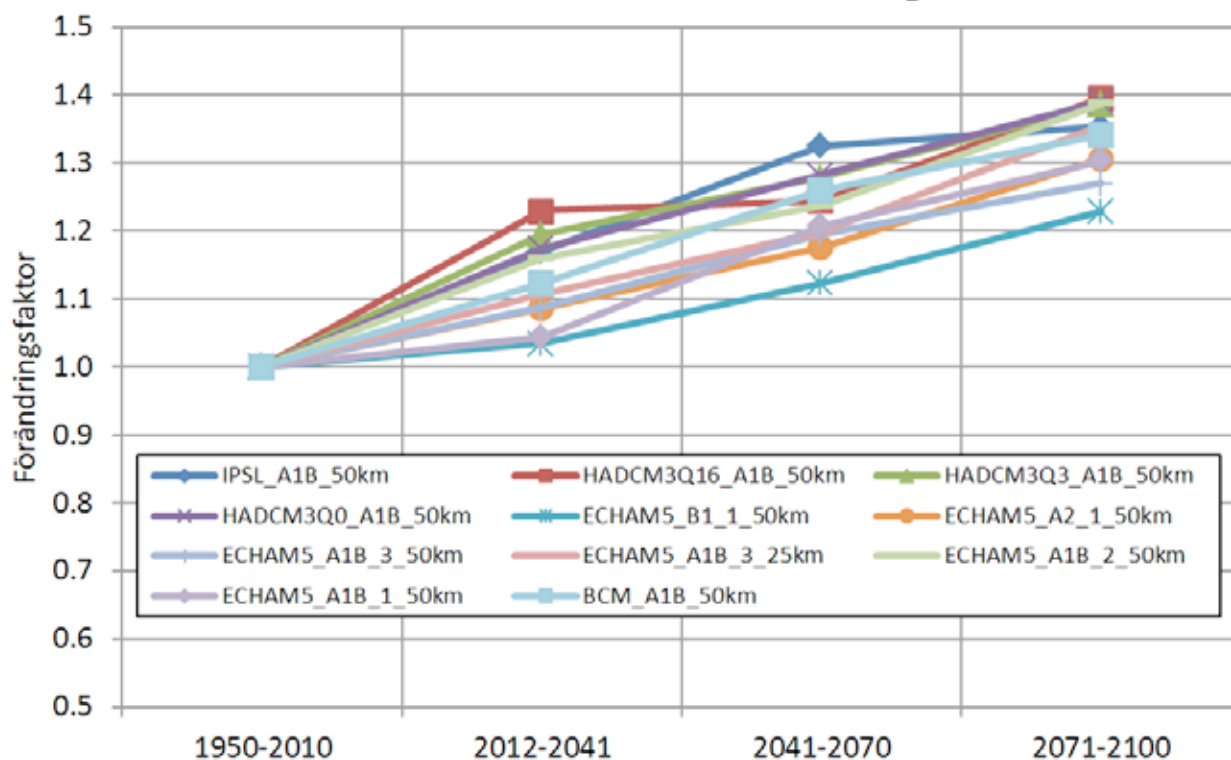
Tabell 16 Säsongsnederbörd i Östersund enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som relativvärde (kvot) till E-obsdata.

ÖSTERSUND		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsnederbörd, RELATIVVÄRDE		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	1,03	1,11	1,18
E-obs 1950–2011, mm	max	1,12	1,30	1,37
184,6	min	0,88	0,99	1,04
Höst, SON	medel	1,23	1,37	1,48
E-obs 1950–2011, mm	max	1,37	1,63	1,74
107,6	min	1,11	1,26	1,26
Vinter, DJF	medel	1,26	1,43	1,62
E-obs 1950–2011, mm	max	1,36	1,52	1,82
68,6	min	1,13	1,23	1,41
Vår, MAM	medel	1,18	1,26	1,35
E-obs 1950–2011, mm	max	1,30	1,45	1,47
71,1	min	1,02	1,16	1,20

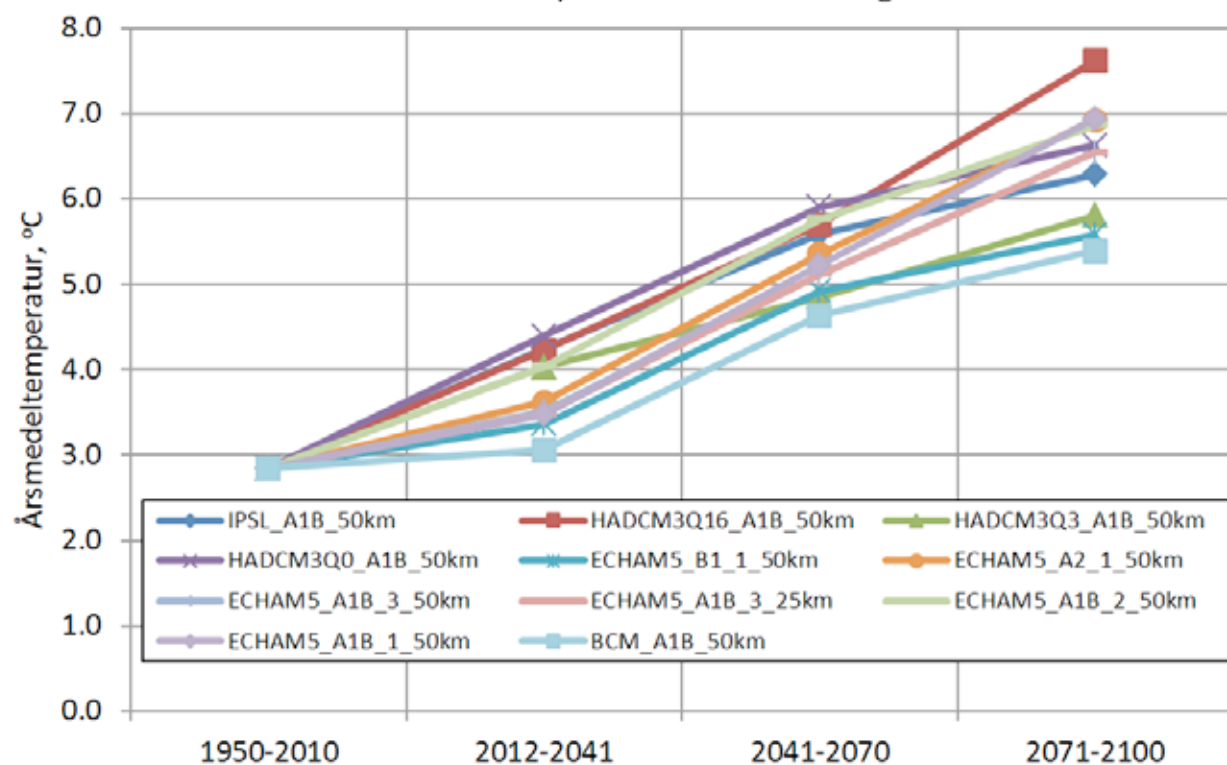
Tabell 17 Säsongstemperatur i Östersund enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som skillnad (ökning = +) jämfört med E-obsdata.

ÖSTERSUND		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsmedeltemperatur, ÖKNING° C		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,70	1,96	2,84
E-obs 1950–2011 °C	max	1,49	2,72	3,89
13,18	min	-0,09	0,69	1,33
Höst, SON	medel	1,16	2,69	3,76
E-obs 1950–2011 °C	max	1,66	3,25	4,94
3,29	min	0,63	2,07	2,79
Vinter, DJF	medel	1,19	3,22	4,89
E-obs 1950–2011 °C	max	2,04	4,16	6,27
-7,12	min	-0,17	2,08	3,32
Vår, MAM	medel	0,86	2,02	3,14
E-obs 1950–2011 °C	max	1,44	2,58	3,96
2,06	min	0,18	1,57	2,48

ÖSTERSUND Årsnederbördens relativa förändring - 11 klimatscenarios

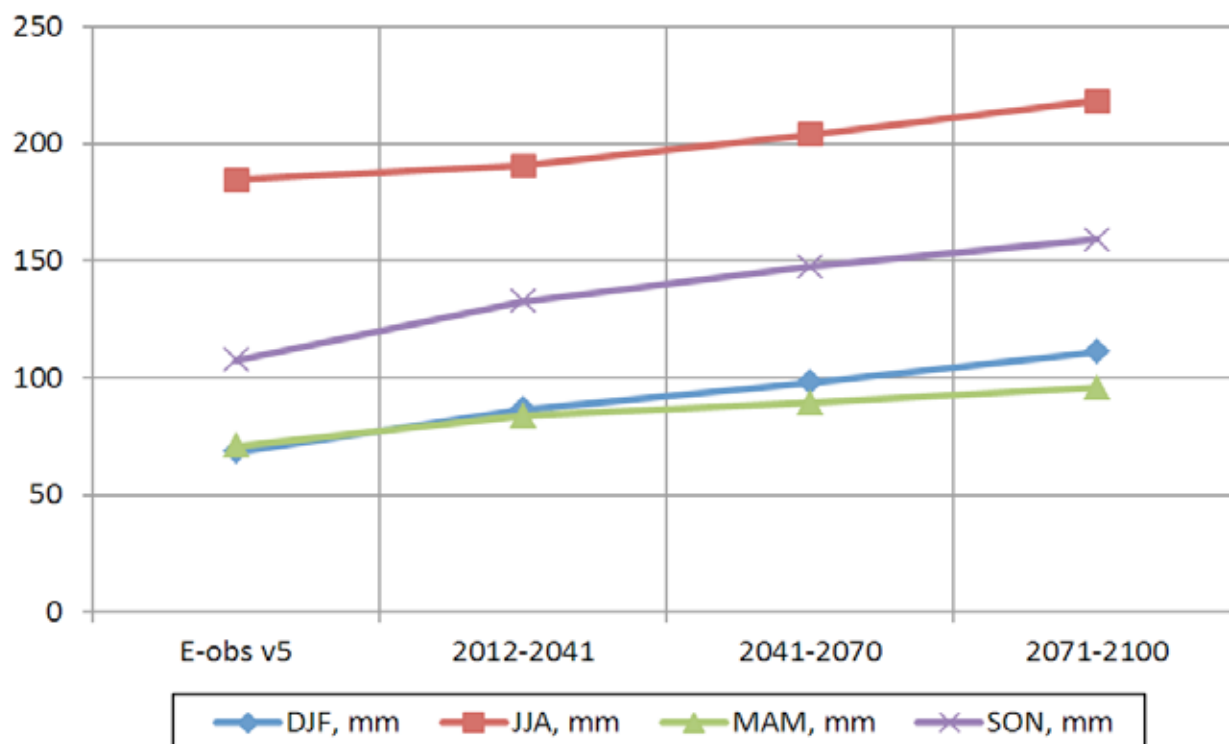


ÖSTERSUND Årsmedeltemperaturens förändring - 11 klimatscenarios



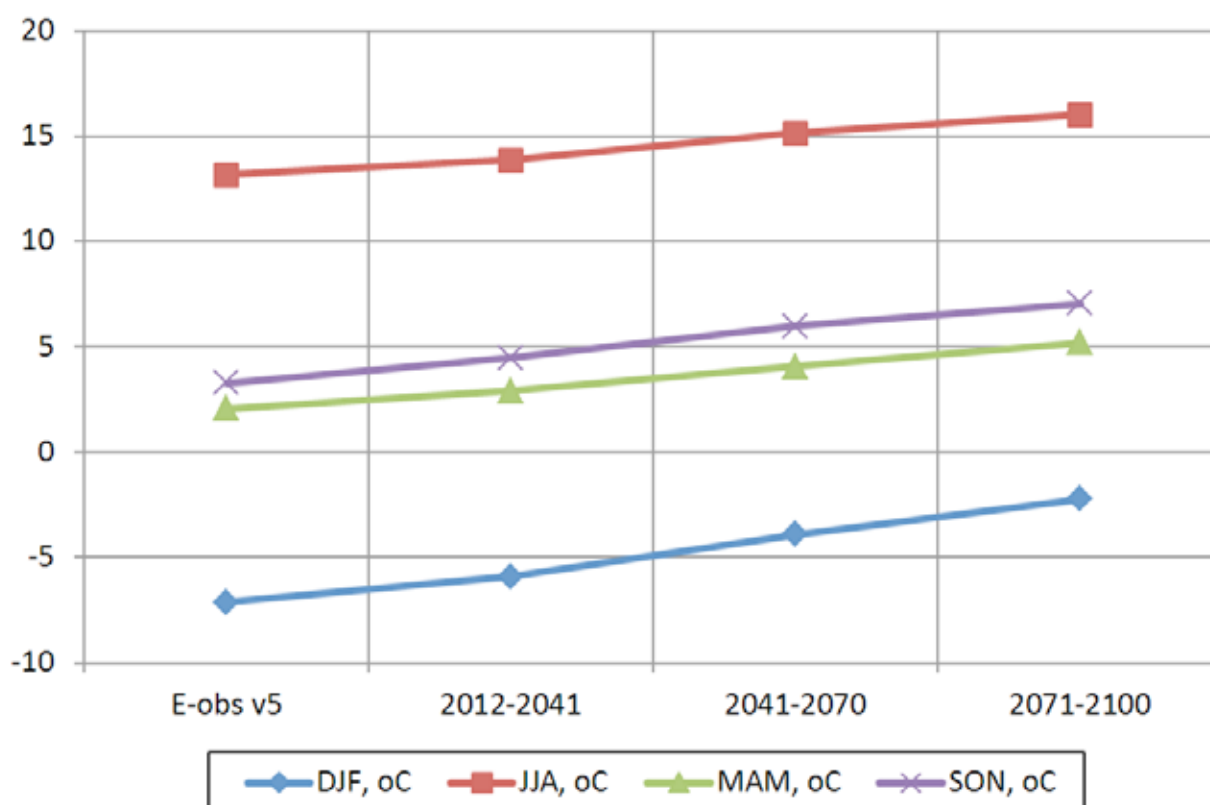
ÖSTERSUND

Säsongsnederbörd, - medelv. samtliga A1B-scenarios



ÖSTERSUND

Säsongsmedeltemp., - medelv. samtliga A1B-scenarios



B 3.2 Östersund – Extremregn

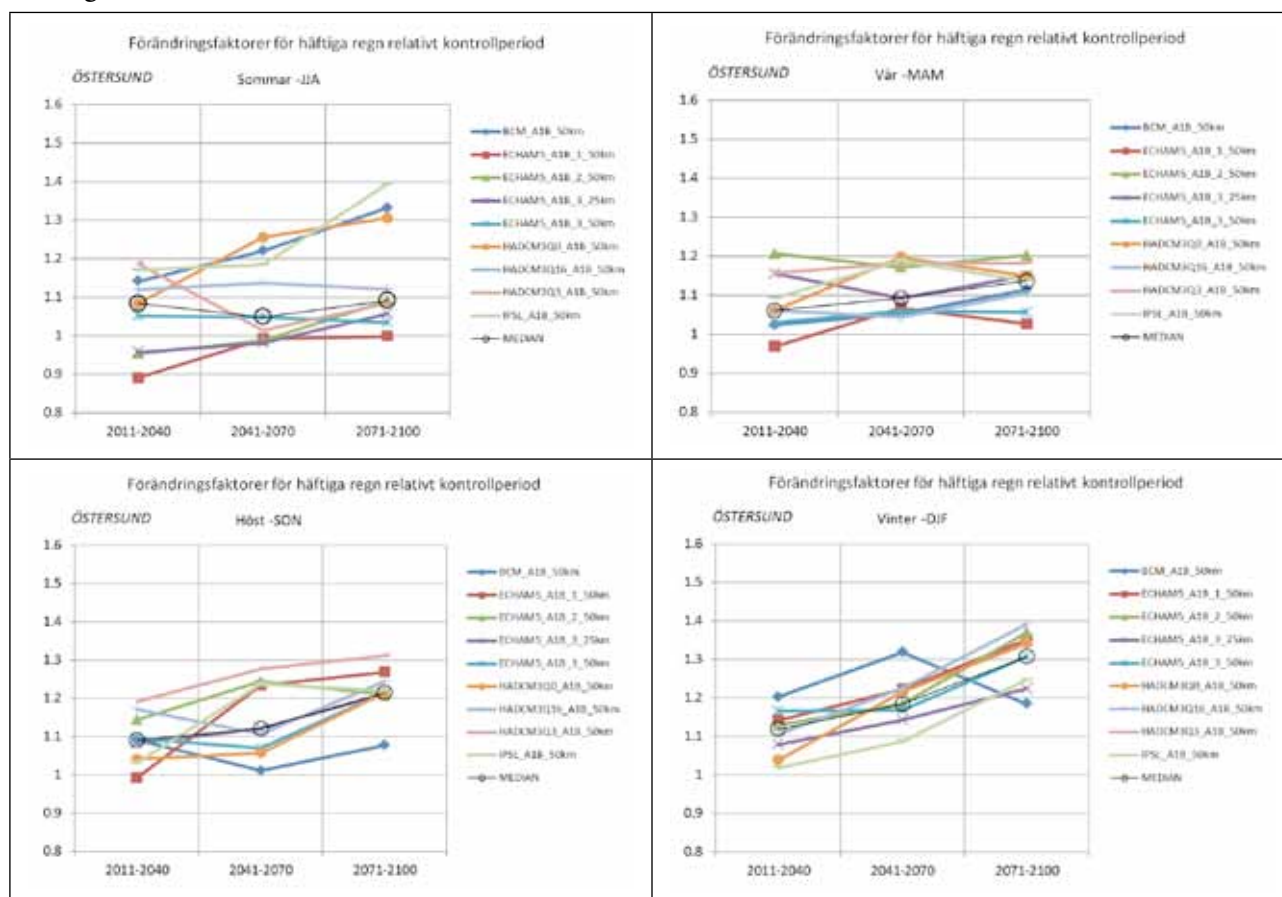
(medelvärde av förändringsfaktorer inom 90–100 %-percentilen i intensitetsfördelningen)

Tabell 18 Förändringsfaktorer för häftiga regn i Östersund inom 9 st. A1B scenarier.

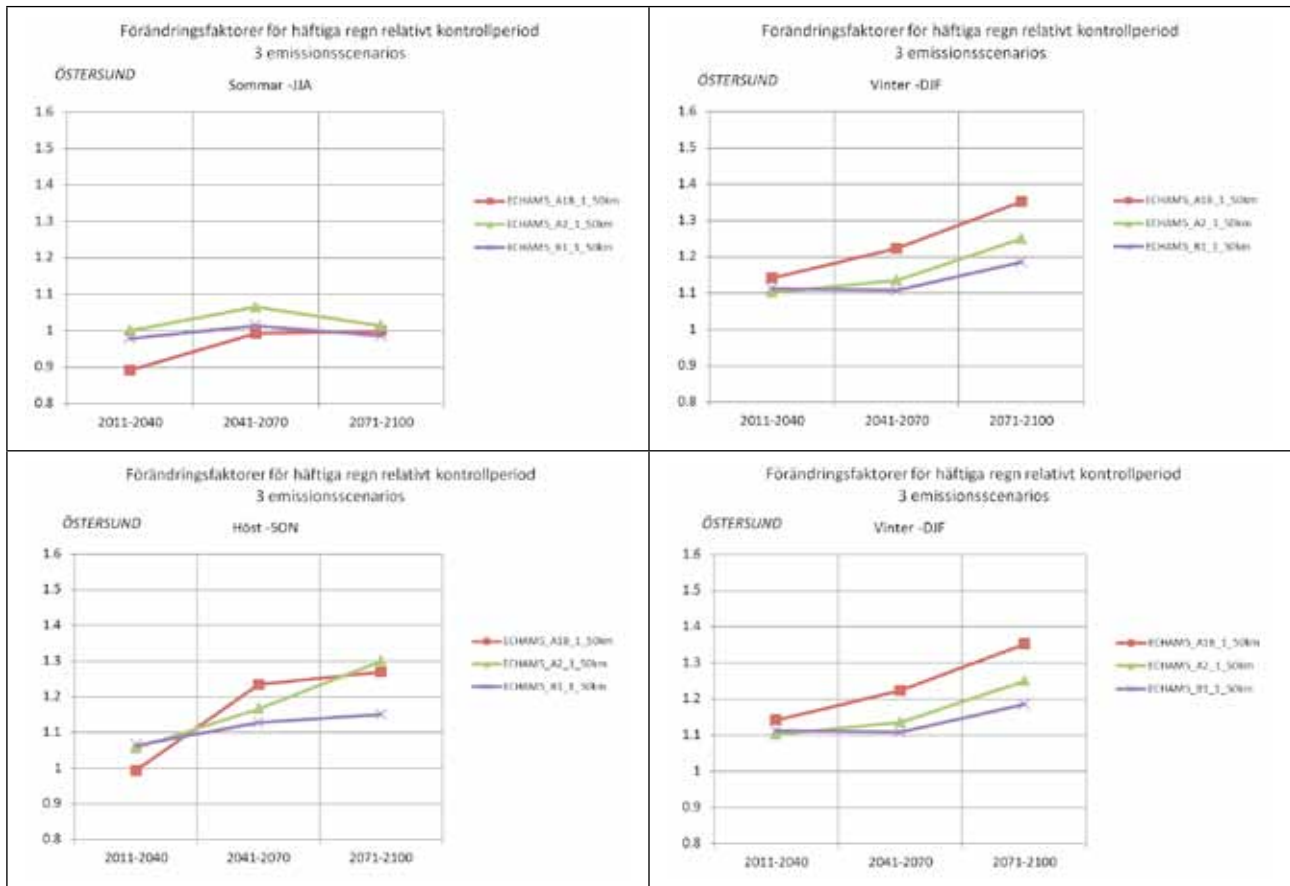
SAMMANSTÄLLNINGSTABELL 9 st A1B-scenarier ÖSTERSUND	Förändringsfaktorer för häftiga regn relativt kontrollperiod		
	2011–2040	2041–2070	2071–2100
median, JJA	1,08	1,05	1,09
max, JJA	1,19	1,26	1,40
min, JJA	0,89	0,98	1,00
SON, median	1,09	1,12	1,22
DJF, median	1,12	1,18	1,31
MAM, median	1,06	1,09	1,14

Siffrorna i tabellen avser medelvärdet för kvot mellan korrigerade scenariodata och kontrollperiod (1961–90) för dygnsvolym som i extremfördelningen ligger mellan 90- och 100 %-percentilen.

Samtliga A1B-Scenarier



Tre emissionscenarier



B 4.1 Växjö – Års- och säsongsvärden

Tabell 19 Säsongsnederbörd i Växjö enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som relativvärde (kvot) till E-obsdata.

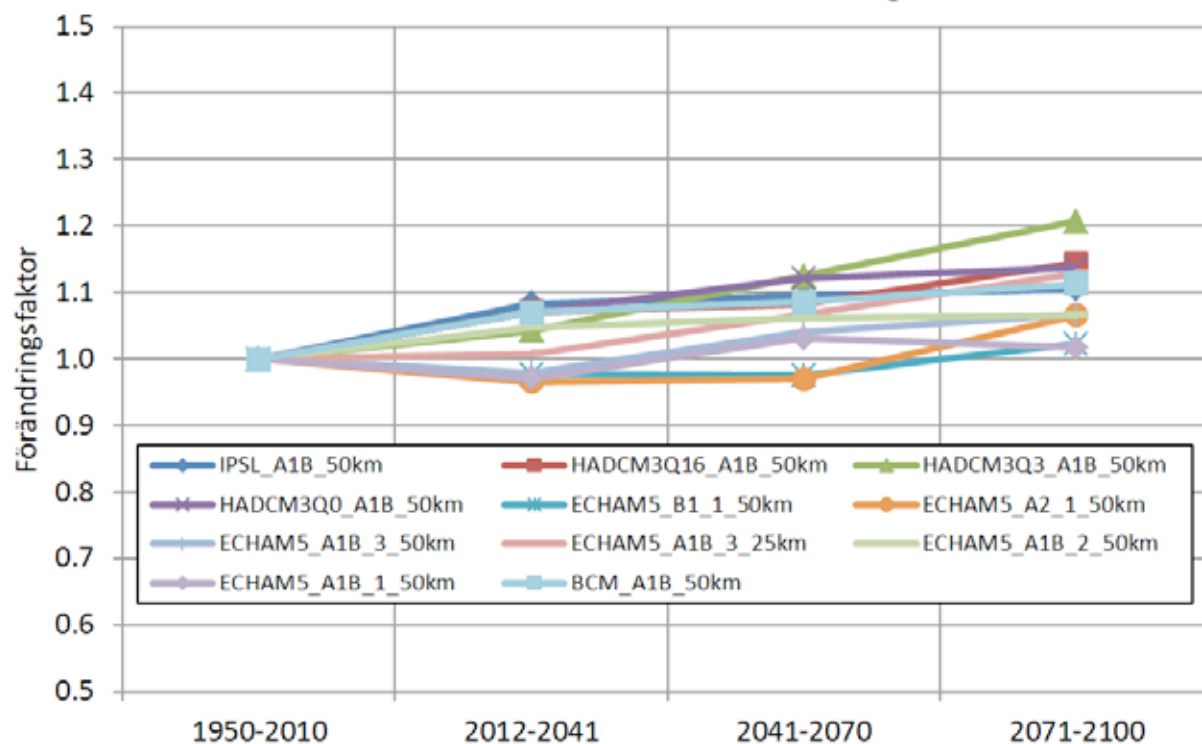
VÄXJÖ		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsnederbörd, RELATIVVÄRDE		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,93	0,94	0,90
E-obs 1950–2011, mm	max	1,01	1,08	1,07
192,3	min	0,82	0,84	0,71
Höst, SON	medel	1,07	1,10	1,14
E-obs 1950–2011, mm	max	1,14	1,29	1,39
182,6	min	1,01	1,02	1,02
Vinter, DJF	medel	1,07	1,16	1,24
E-obs 1950–2011, mm	max	1,17	1,24	1,31
145,7	min	1,00	1,11	1,18
Vår, MAM	medel	1,13	1,17	1,24
E-obs 1950–2011, mm	max	1,31	1,21	1,45
118,5	min	1,06	1,12	1,10

Tabell 20 Säsongstemperatur i Växjö enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som skillnad (ökning = +) jämfört med E-obsdata.

VÄXJÖ		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsmedeltemperatur, ÖKNING° C		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	1,09	2,20	3,26
E-obs 1950–2011 °C	max	1,69	2,77	4,23
15,83	min	0,46	1,36	1,88
Höst, SON	medel	1,35	2,66	3,72
E-obs 1950–2011 °C	max	2,03	3,51	5,57
7,05	min	0,81	1,72	2,15
Vinter, DJF	medel	1,19	2,78	4,18
E-obs 1950–2011 °C	max	2,26	3,96	5,85
-1,77	min	0,16	2,06	2,91
Vår, MAM	medel	1,20	2,40	3,40
E-obs 1950–2011 °C	max	1,69	2,84	4,02
5,66	min	0,33	2,05	2,89

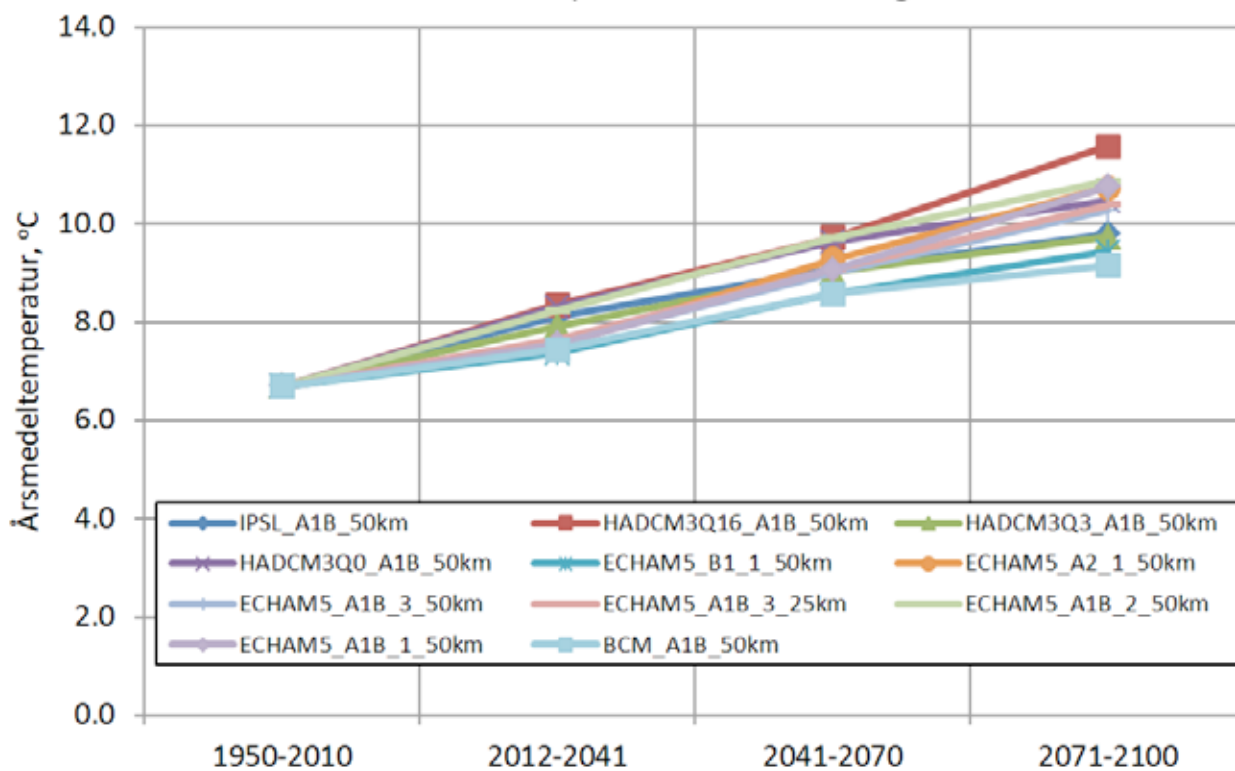
VÄXJÖ

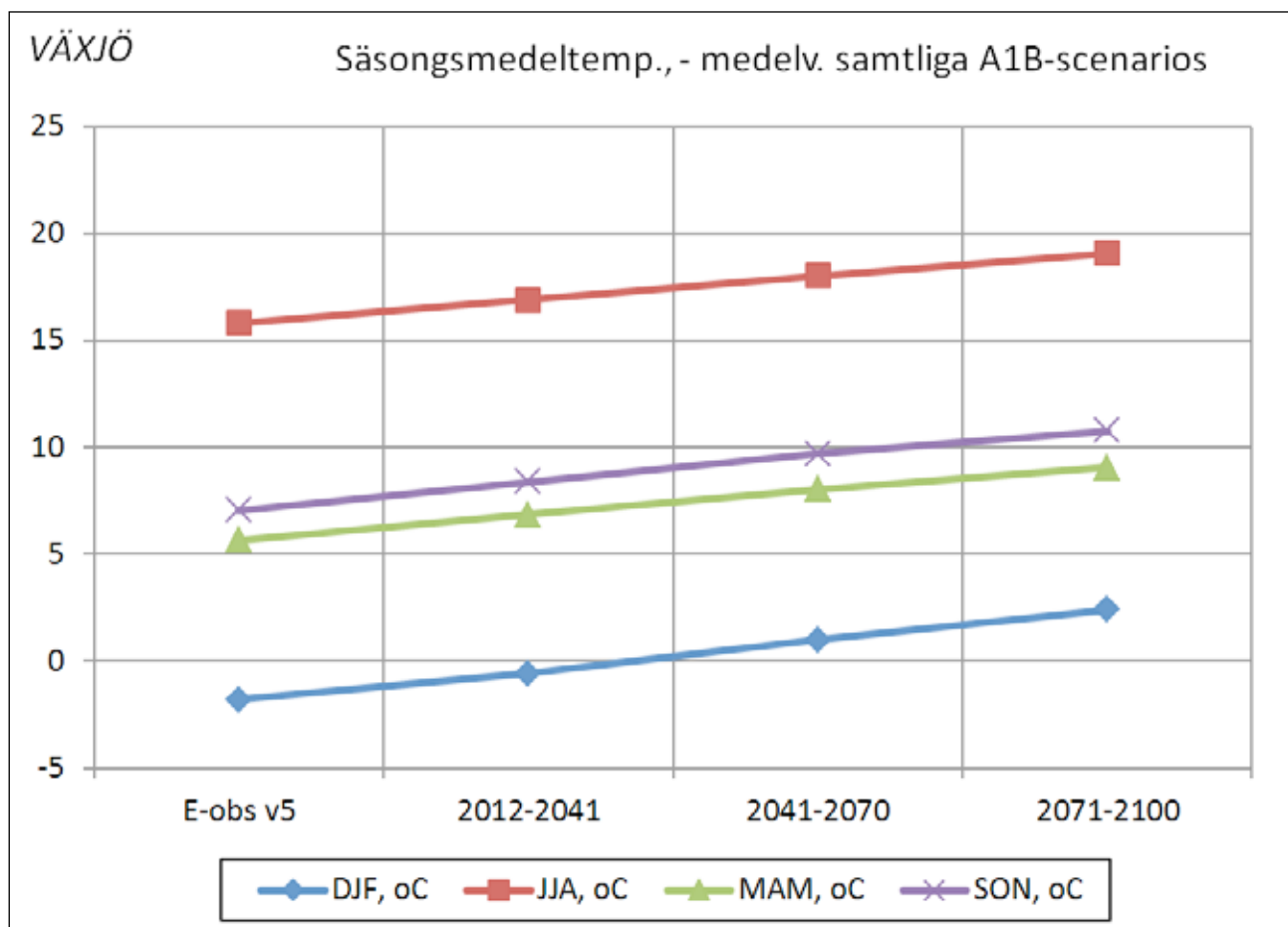
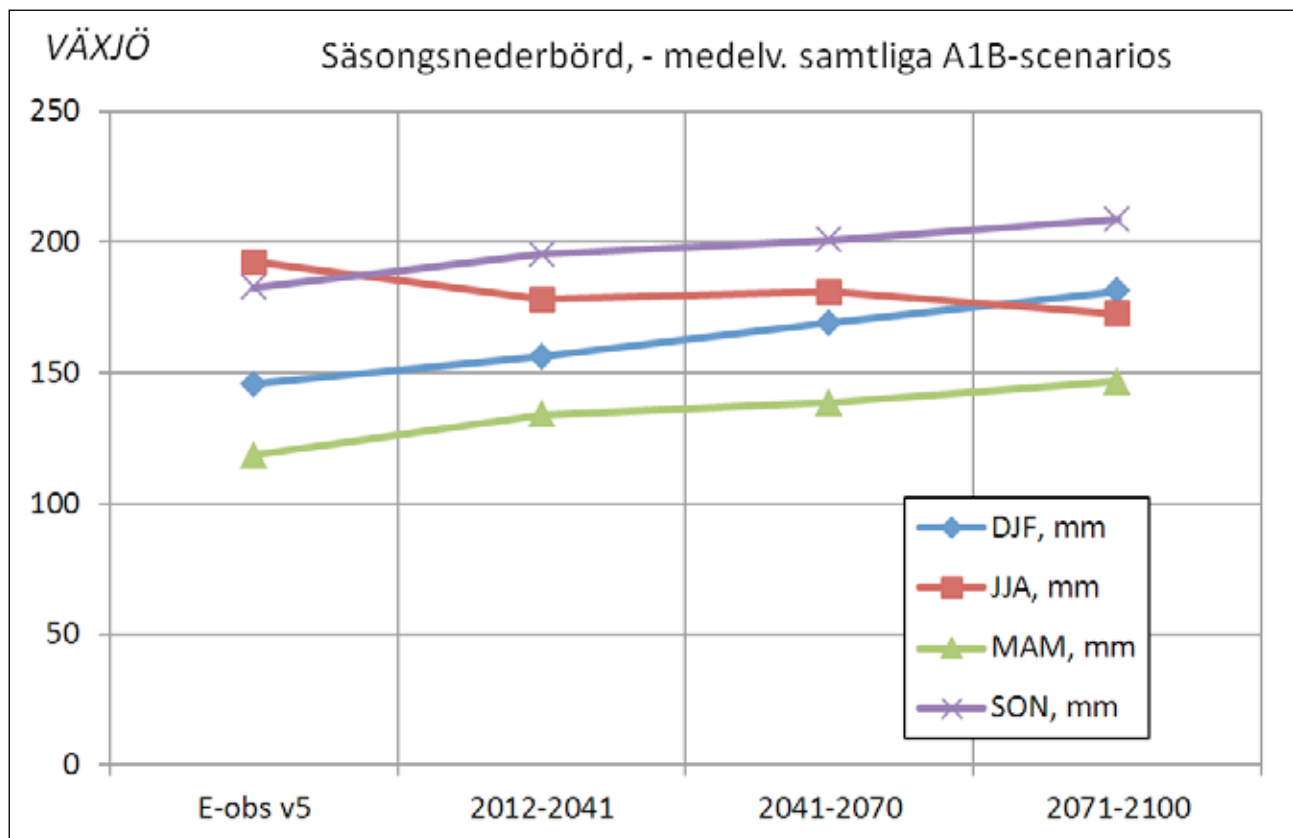
Årsnederbördens relativa förändring - 11 klimatscenarios



VÄXJÖ

Årsmedeltemperaturens förändring - 11 klimatscenarios





B 4.2 Växjö – Extremregn

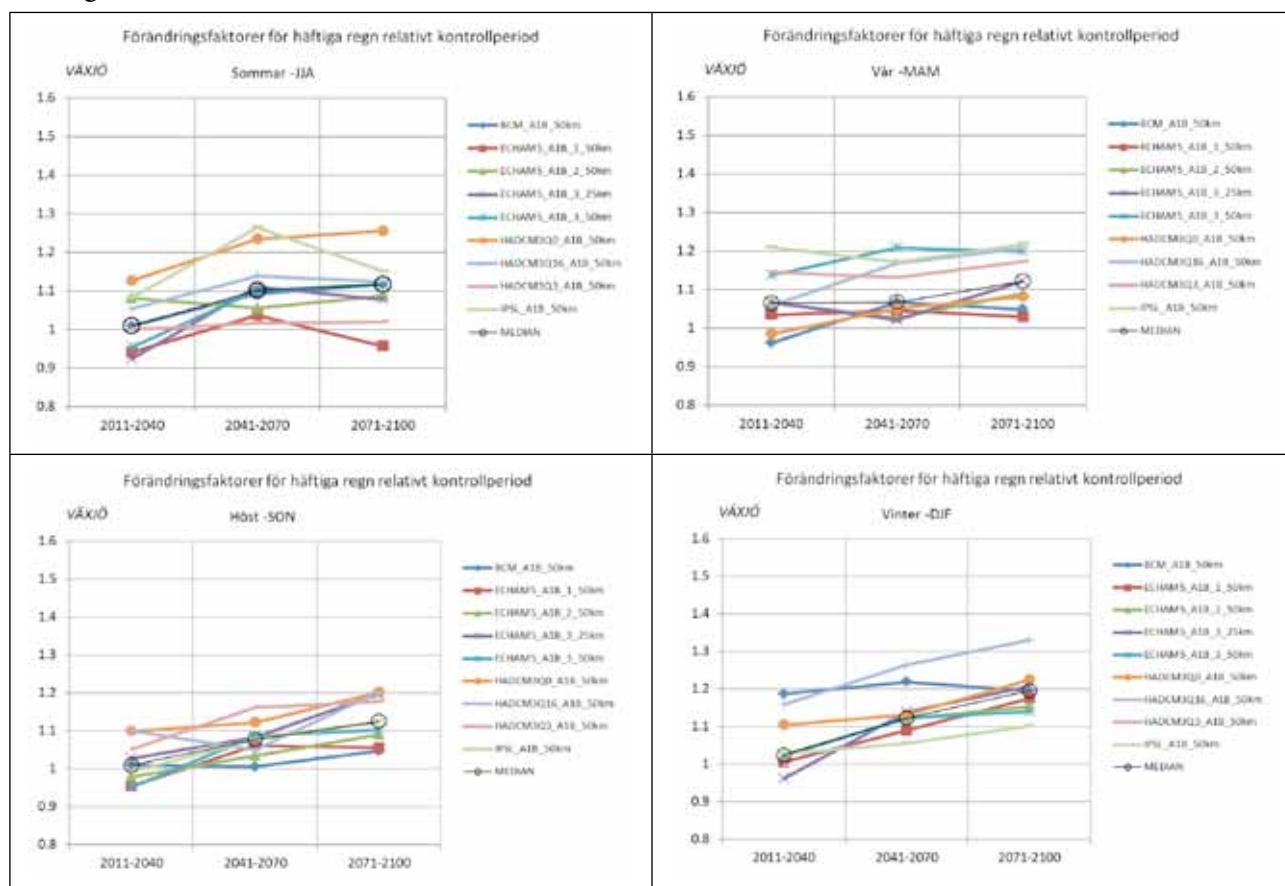
(medelvärde av förändringsfaktorer inom 90–100 %-percentilen i intensitetsfördelningen)

Tabell 21 Förändringsfaktorer för häftiga regn i Växjö inom 9 st. A1B scenarier.

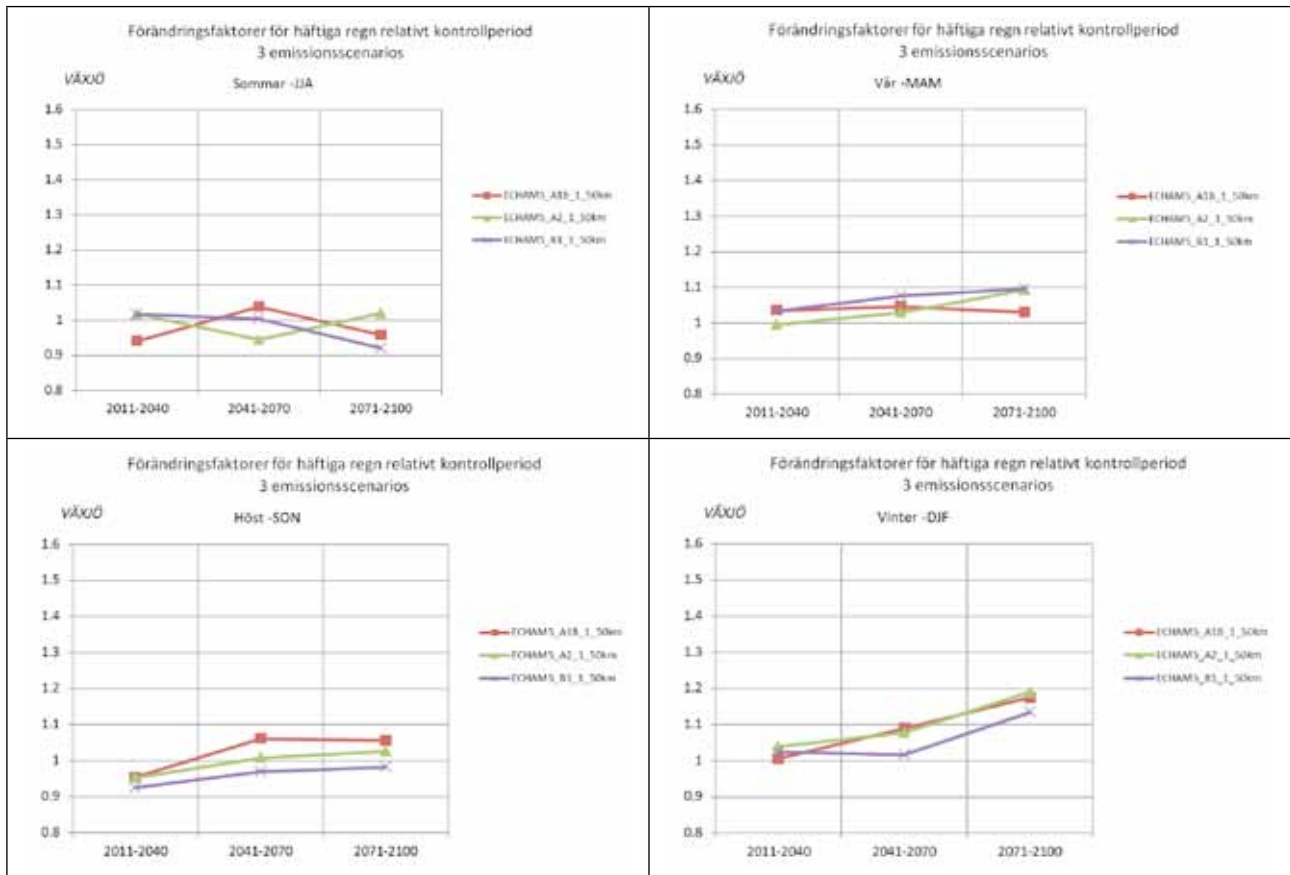
SAMMANSTÄLLNINGSTABELL 9 st A1B-scenarier VÄXJÖ	Förändringsfaktorer för häftigaregn relativt kontrollperiod		
	2011–2040	2041–2070	2071–2100
median, JJA	1,01	1,10	1,12
max, JJA	1,13	1,27	1,26
min, JJA	0,92	1,02	0,96
SON, median	1,01	1,08	1,13
DJF, median	1,02	1,12	1,20
MAM, median	1,07	1,07	1,12

Siffrorna i tabellen avser medelvärdet för kvot mellan korrigerade scenariodata och kontrollperiod (1961–90) för dygnsvolym som i extremfördelningen ligger mellan 90- och 100 %-percentilen.

Samtliga A1B-Scenarier



Tre emissionsscenarier



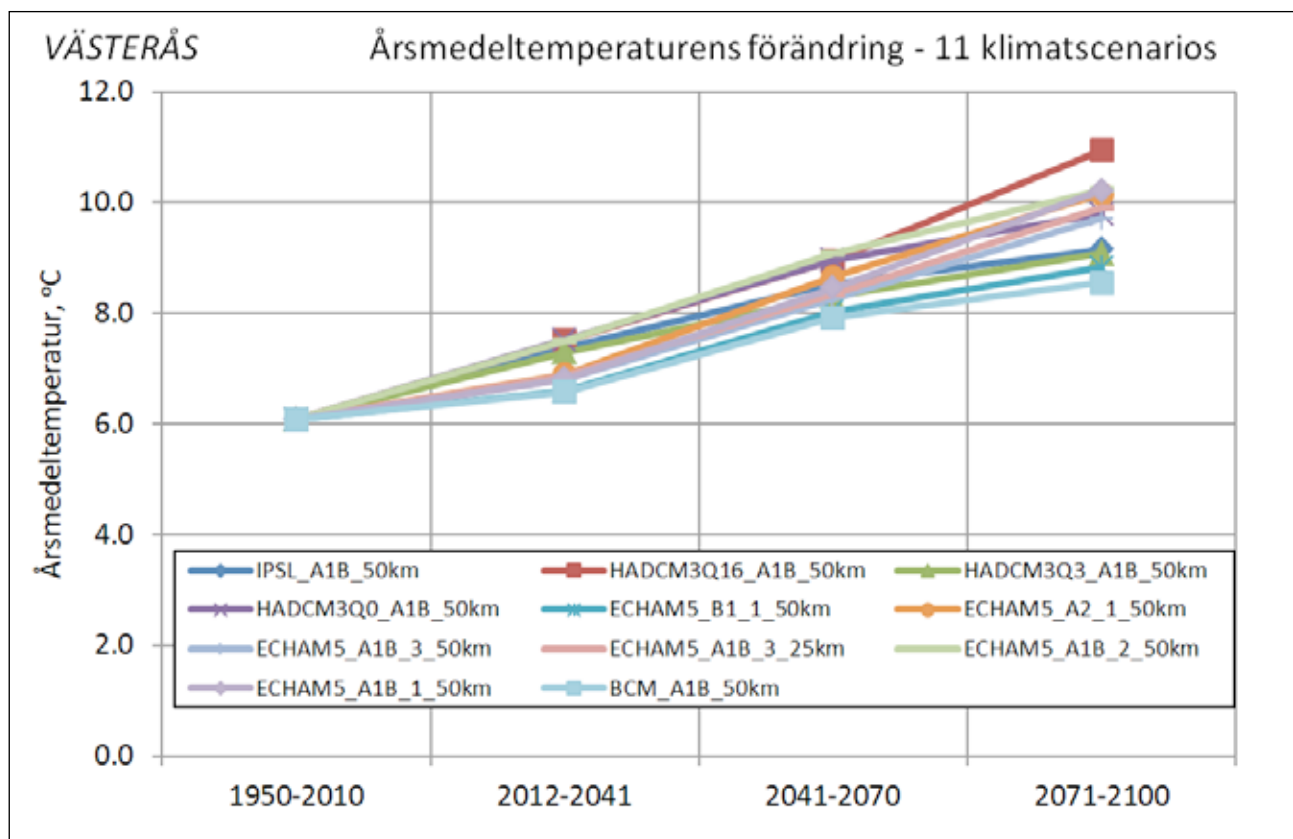
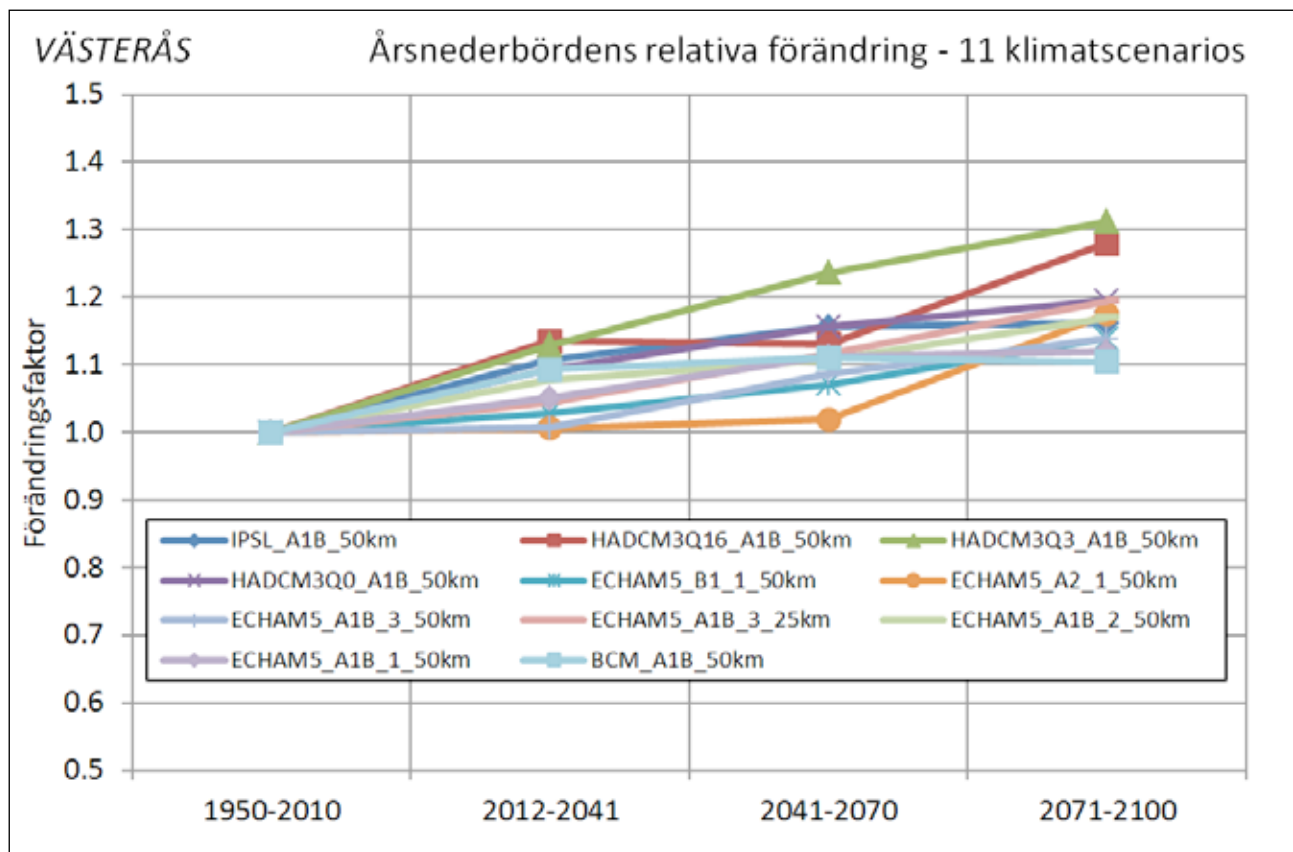
B 5.1 Västerås – Års- och säsongsvärden

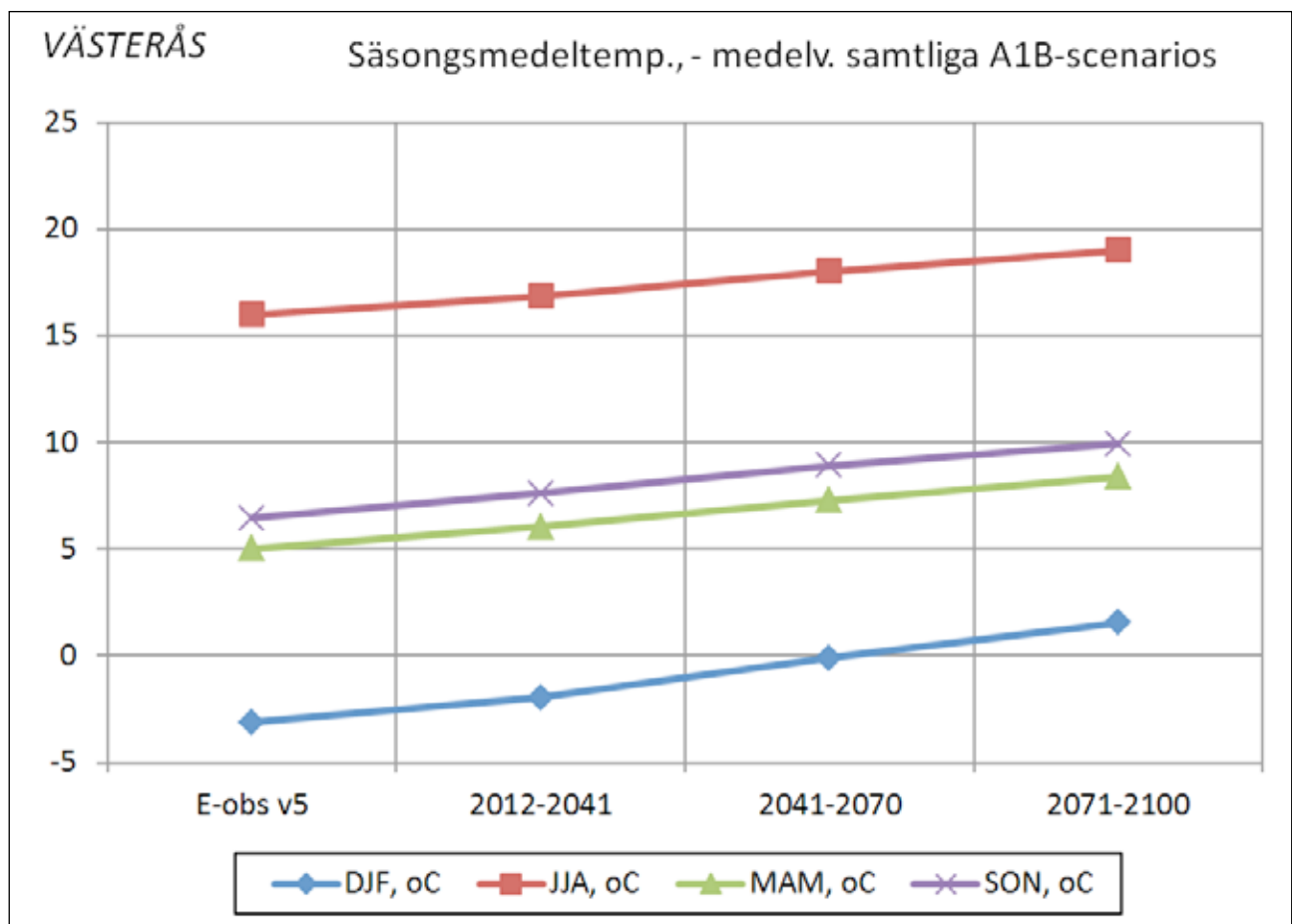
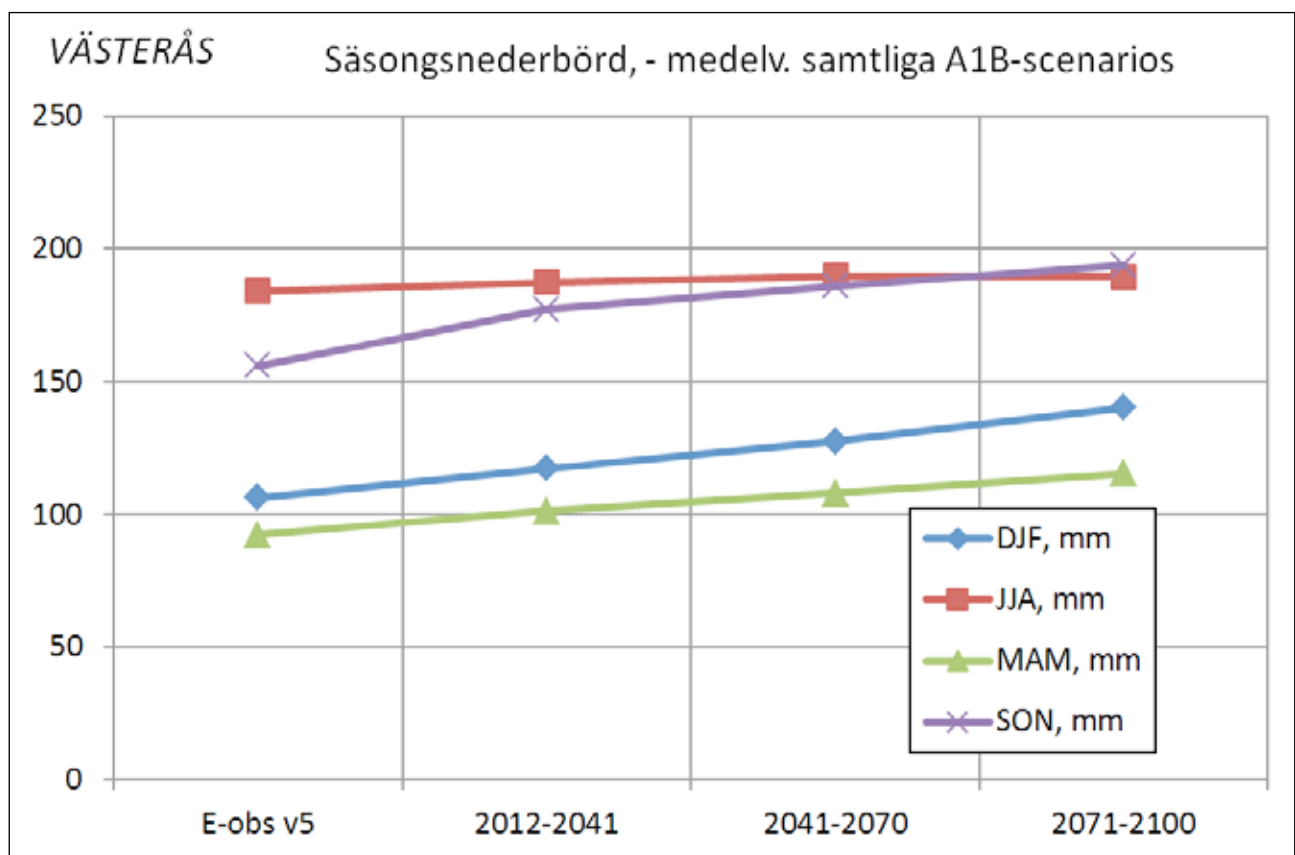
Tabell 22 Säsongsnederbörd i Västerås enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som relativvärde (kvot) till E-obsdata.

VÄSTERÅS		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsnederbörd, RELATIVVÄRDE		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	1,02	1,03	1,03
E-obs 1950–2011, mm	max	1,07	1,16	1,15
184,2	min	0,93	0,96	0,86
Höst, SON	medel	1,14	1,19	1,24
E-obs 1950–2011, mm	max	1,27	1,49	1,58
156,0	min	1,05	1,08	1,05
Vinter, DJF	medel	1,10	1,20	1,32
E-obs 1950–2011, mm	max	1,21	1,29	1,49
106,2	min	0,97	1,13	1,22
Vår, MAM	medel	1,10	1,17	1,25
E-obs 1950–2011, mm	max	1,18	1,26	1,42
92,3	min	0,93	1,10	1,16

Tabell 23 Säsongstemperatur i Västerås enligt korrigerade värden i 9 st. A1B scenarier. Resultatet anges som skillnad (ökning = +) jämfört med E-obsdata.

VÄSTERÅS		9 st. A1B-scenarier		
		Säsongsmedeltemperatur, ÖKNING° C		
Jämförelsevärde		2011–2040	2041–2070	2071–2100
Sommar, JJA	medel	0,87	2,02	3,02
E-obs 1950–2011 °C	max	1,53	2,62	4,03
16,01	min	0,19	1,13	1,66
Höst, SON	medel	1,16	2,47	3,49
E-obs 1950–2011 °C	max	1,71	3,14	5,03
6,44	min	0,78	1,74	2,13
Vinter, DJF	medel	1,16	3,01	4,68
E-obs 1950–2011 °C	max	2,35	4,33	6,56
-3,13	min	0,06	1,99	3,06
Vår, MAM	medel	1,02	2,28	3,38
E-obs 1950–2011 °C	max	1,55	2,69	3,80
5,03	min	0,30	2,01	2,88





B 5.2 Västerås – Extremregn

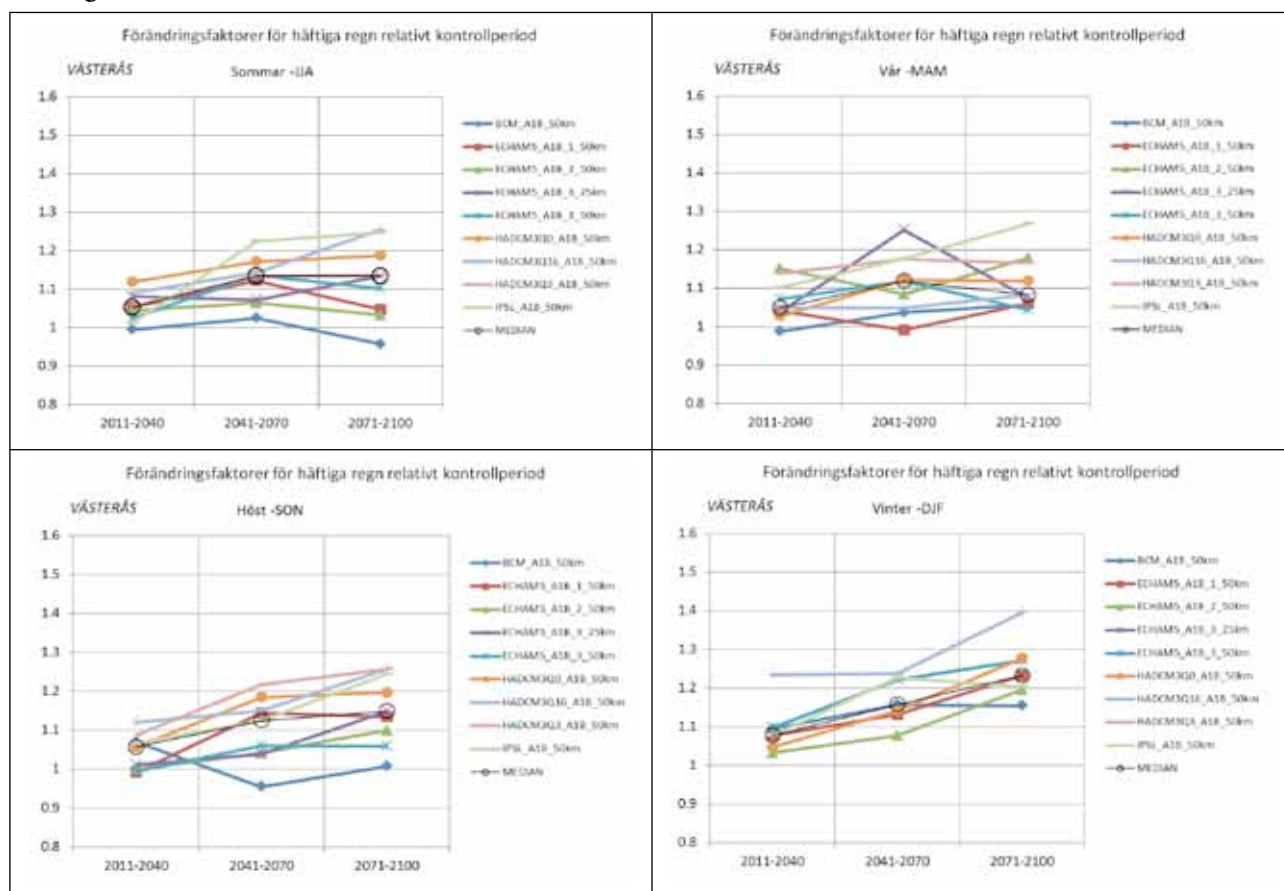
(medelvärde av förändringsfaktorer inom 90–100 %-percentilen i intensitetsfördelningen)

Tabell 24 Förändringsfaktorer för häftiga regn i Västerås inom 9 st. A1B scenarier.

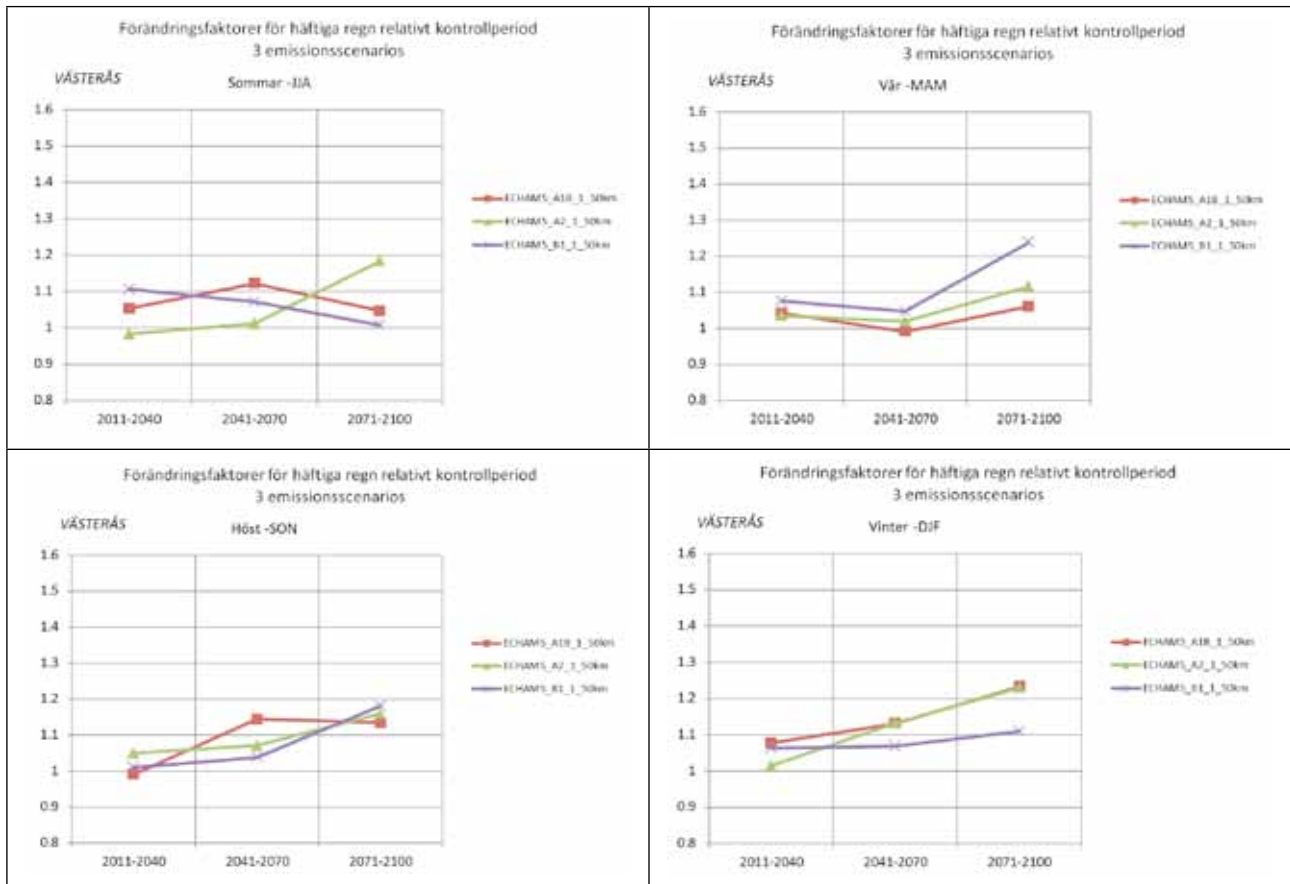
SAMMANSTÄLLNINGSTABELL 9 st A1B-scenarier VÄSTERÅS	Förändringsfaktorer för häftiga regn relativt kontrollperiod		
	2011–2040	2041–2070	2071–2100
median, JJA	1,05	1,13	1,13
max, JJA	1,12	1,23	1,25
min, JJA	1,00	1,03	0,96
SON, median	1,06	1,13	1,15
DJF, median	1,08	1,16	1,23
MAM, median	1,05	1,12	1,08

Siffrorna i tabellen avser medelvärdet för kvot mellan korrigerade scenariodata och kontrollperiod (1961-90) för dygnsvolym som i extremfördelningen ligger mellan 90- och 100 %-percentilen.

Samtliga A1B-Scenarier



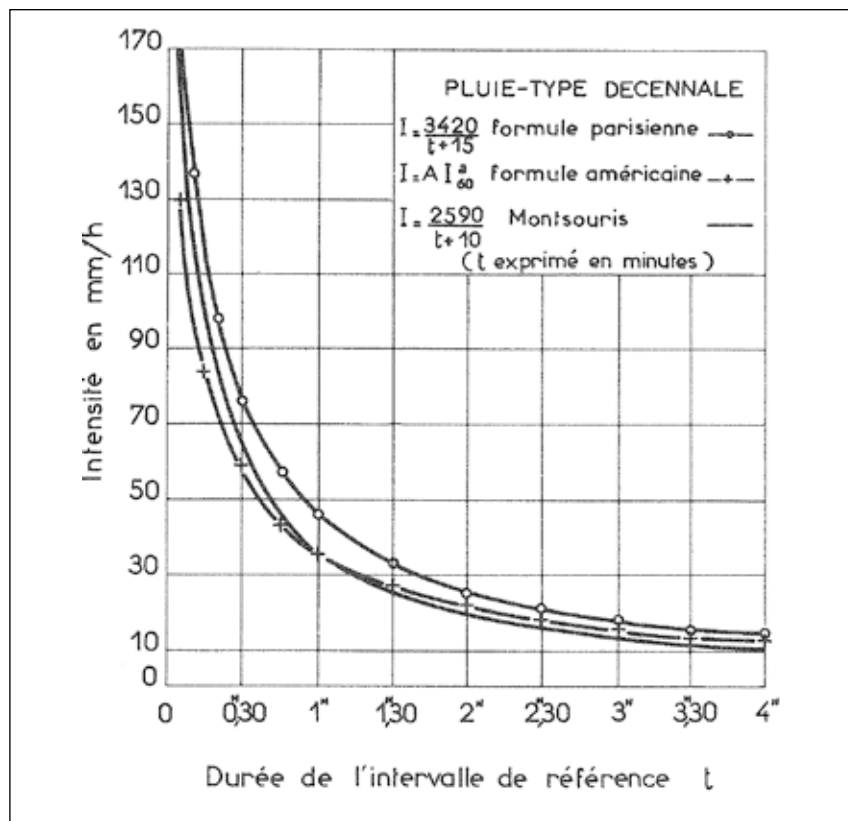
Tre emissionsscenarier



Bilaga C

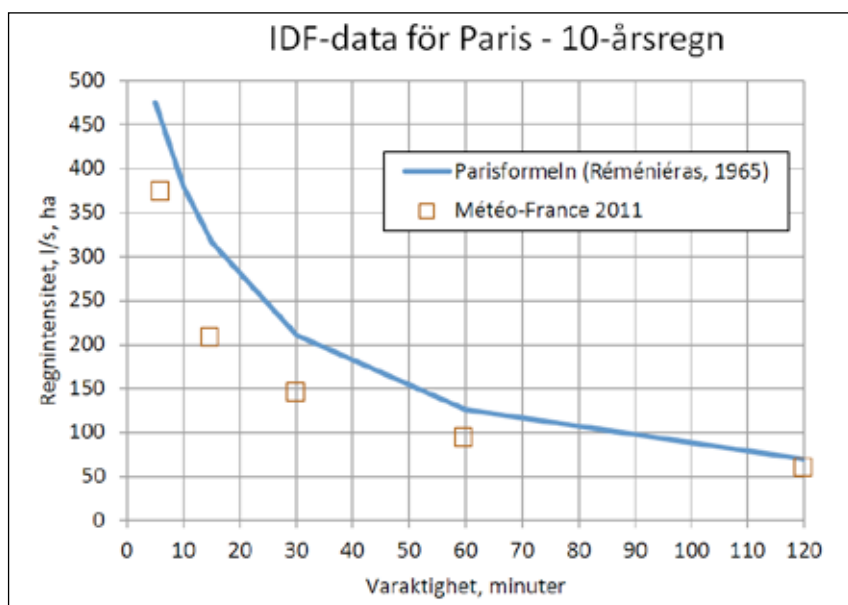
IDF – Parisformeln

Nedan har IDF-data för Paris som erhållits från Météo-France jämförts med den s.k. Parisformeln i en hydrologisk handbok från 1960-talet. Parisformeln framgår av Figur 49, och ekvationen har plottats i Figur 50 tillsammans med aktuella data. För t.ex. 15 och 30 minuters regnvaraktighet är de ”moderna” regnintensiteterna mindre än 70 % av Parisformelns värden.



Figur 49

Diagram ur Réménieras: L'hydrologie de l'ingénieur (Eyrolles 1965). Övre kurvan avser "Parisformeln" för 10-årsregnet.



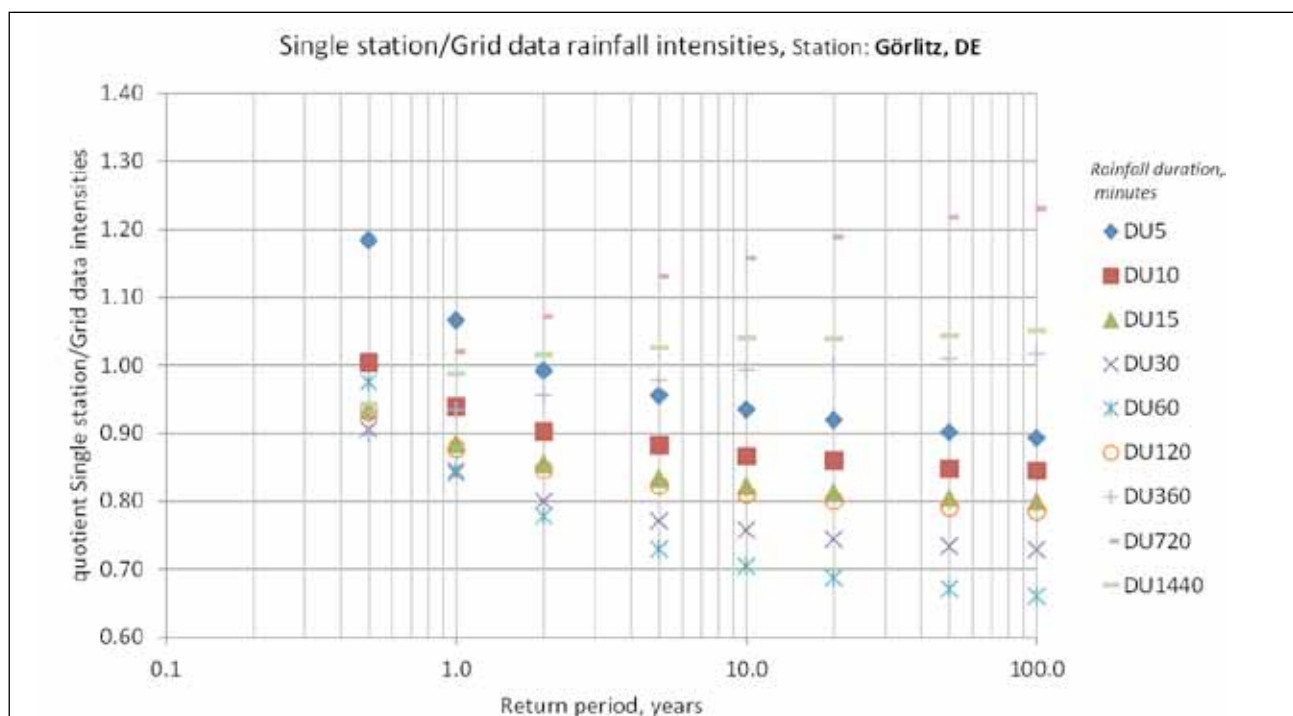
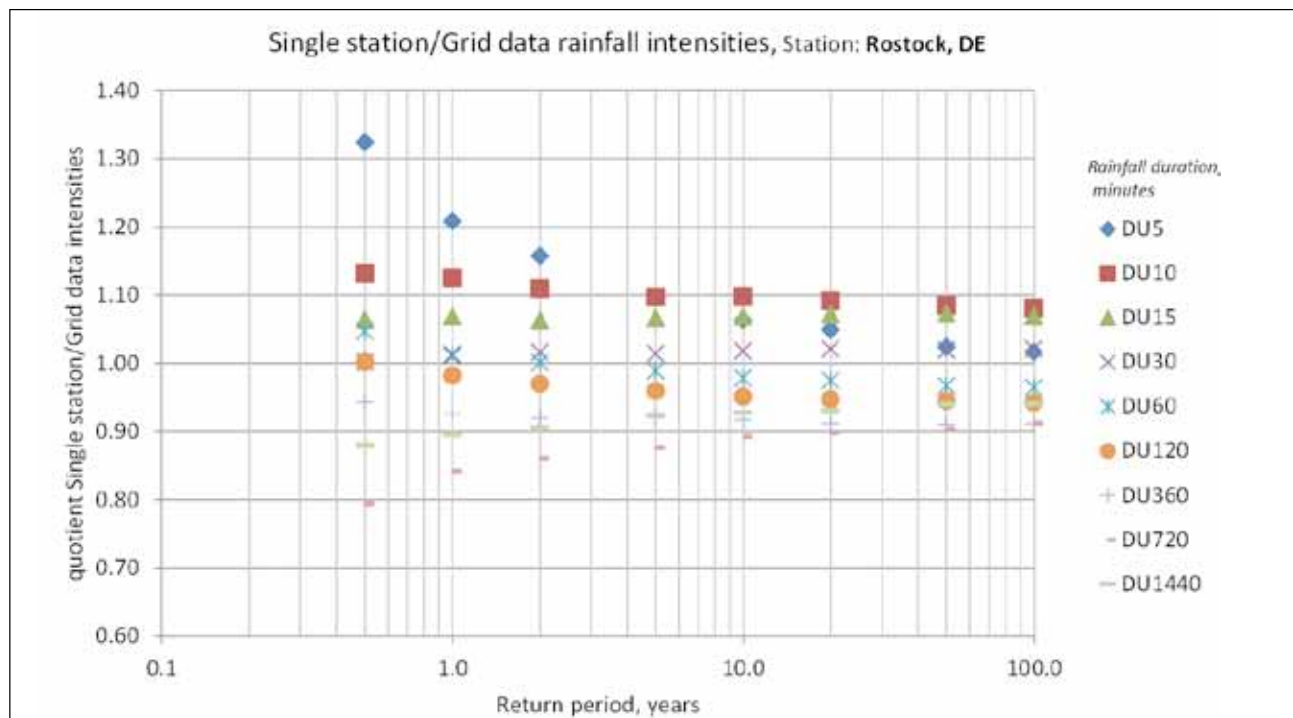
Figur 50

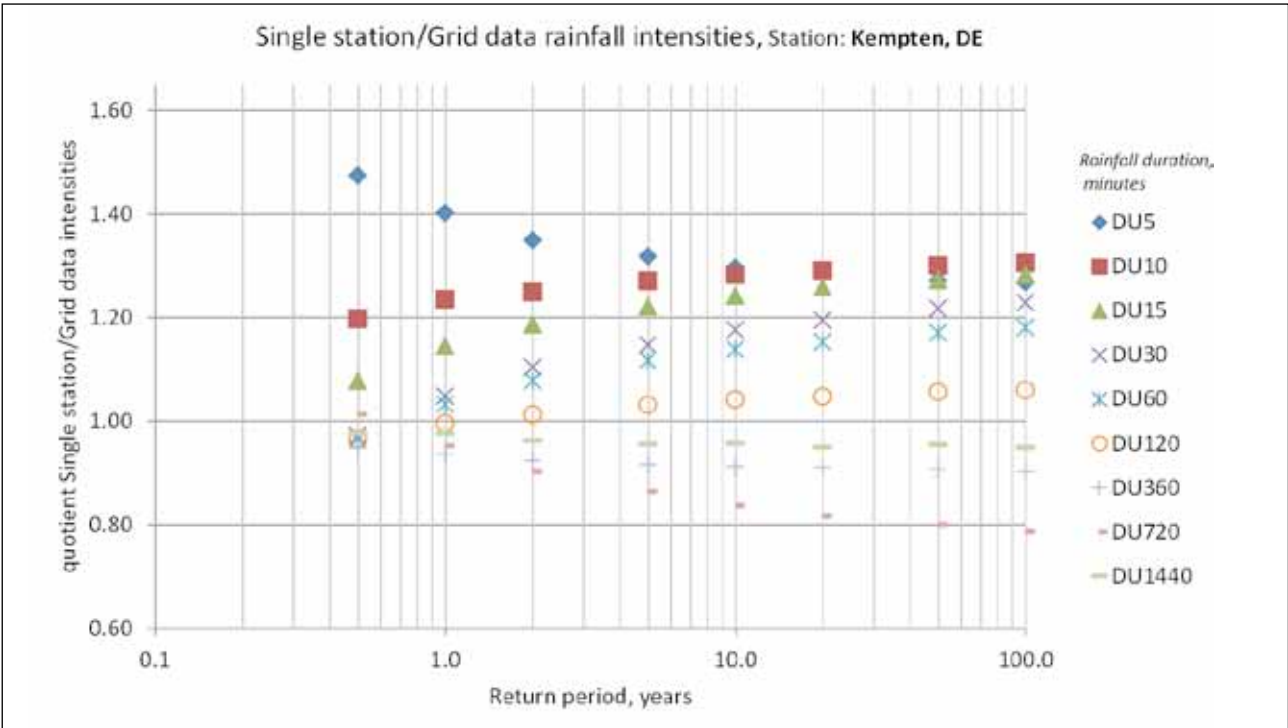
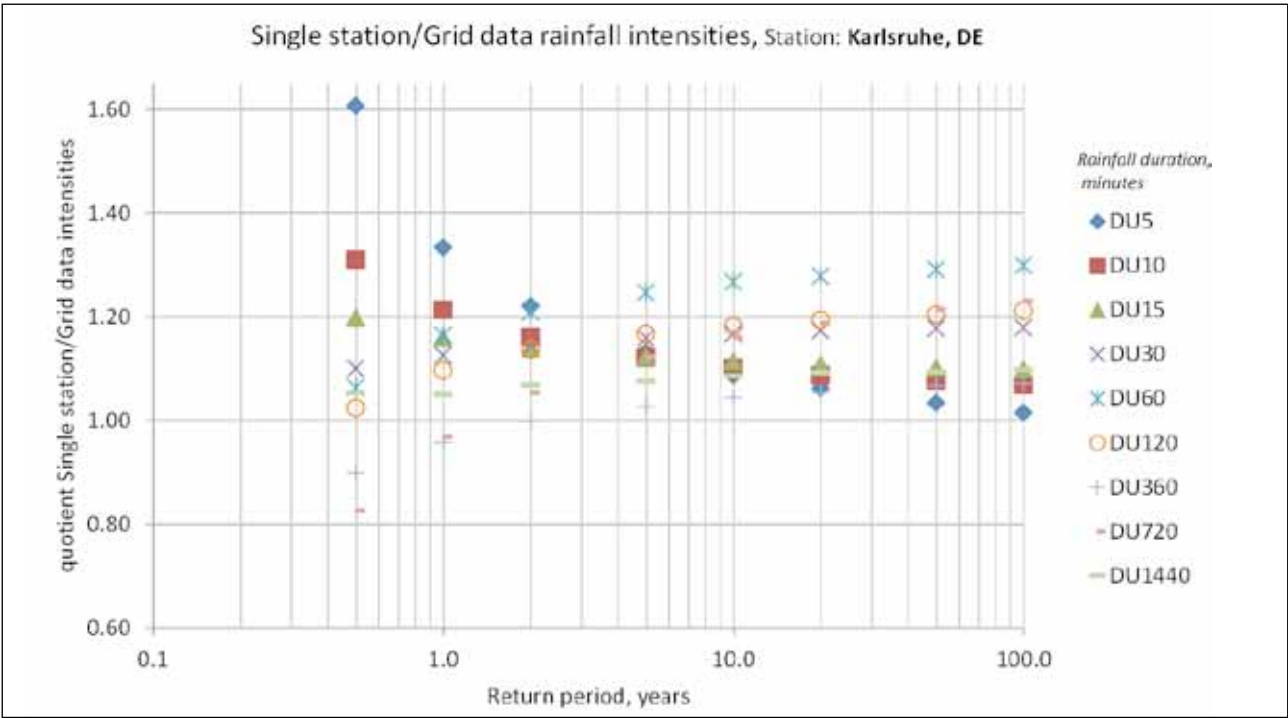
Jämförelse mellan "Parisformeln" i diagrammet ovan och IDF-data erhållna från Météo-France år 2011 avseende station Paris-Montsouris.

Bilaga D

IDF -Jämförelse mellan grid- och punktdata (KOSTRA DWD)

I diagrammen visas jämförelser mellan erhållna IDF-data från DWD för samma stationslokalisering. I diagrammen avbildas kvoten mellan resultatet av enstaka stationsutvärderingar och griddata för varaktigheter från 5 minuter till 1 dygn och återkomsttider 0,5–100 år.





Bilaga E

Studie av ett registrerande regninstrument av typ tipping-bucket vid mycket intensiv nederbörd.

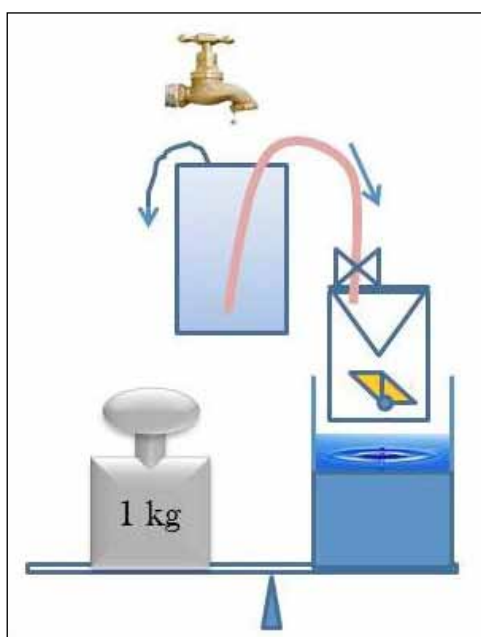
Studien föranleddes av att en extra exponent i det utvecklade uttrycket för dimensionerande regnintensitet visade sig ge bättre anpassning vid regnintensiteter med lång återkomsttid, d.v.s. vid mycket höga intensiteter (se avsnitt 3.2.5). Exponenten fungerar så, att regnintensiteten minskar i jämförelse med det resultat som uppkommer, om exponenten utelämnas. Den intressanta frågan gäller om

- minskningen av regnintensiteten är fiktiv, d.v.s. orsakad av instrumentella effekter ("regninstrument kanske inte hinner med att registrera allt regnvatten") eller om
- minskningen av regnintensiteten är knuten till att nedfallande stora regnvattenmängder återverkar dämpande på de uppåtstigande luftvolymerna (konvektionen dämpas) och därmed minskar regnbildningens effektivitet.

Försöksuppläggning

Ett instrument av typ tipping-bucket ("tippande skålar") har studerats. Denna typ av instrument är sannolikt den mest använda av alla instrumenttyper för mätning av regnintensitet. Instrumentet var ett instrument med 186 cm² uppfångningsyta och registrerade med sekundupplösning varje gång skålarna tippar. Skålarna tippade för varje 0,2 mm. Instrumentet var försett med en datalogger, som registrerade tid och regnmängd.

För att få en gedigen uppfattning av hur tipping-bucket-instrument fungerar vid höga intensiteter är det nödvändigt att studera många instrument. Avsikten här har emellertid varit, att påvisa, om det över huvud taget är realistiskt, att denna instrumenttyp kan utnyttjas för mätning av höga intensiteter.



Figur 51

Principskiss av testet av tipping-bucket-instrumentet med vattenkran, övertippande glasskål, gummislang med klämma, regninstrument samt uppsamlande skål. Figuren indikerar även en våg som användes före och efter varje experiment. I regninstrumentet fanns en datalogger..

Testet utfördes på enklaste sätt (se Figur 51): En glasskål fylldes med vatten kontinuerligt via en vattenkran, så att vatten hela tiden rann ut från skålen. En gummislang sög vatten från skålen ned till regninstrumentets uppfångningsyta. Gummislangen var försedd med en klämma, som kunde reglera vattenflödet till önskad nivå. Tillflödet av vatten till tipping-bucket-instrumentet och tiden för varje tippning registrerades via instrumentets inbyggda datalogger. Vatten dränerades från regninstrumentet till en skål, som vägdes före och efter varje testomgång med en vanlig elektronisk hushållsvåg med upplösning 1 gram och maxlast 5 kg.

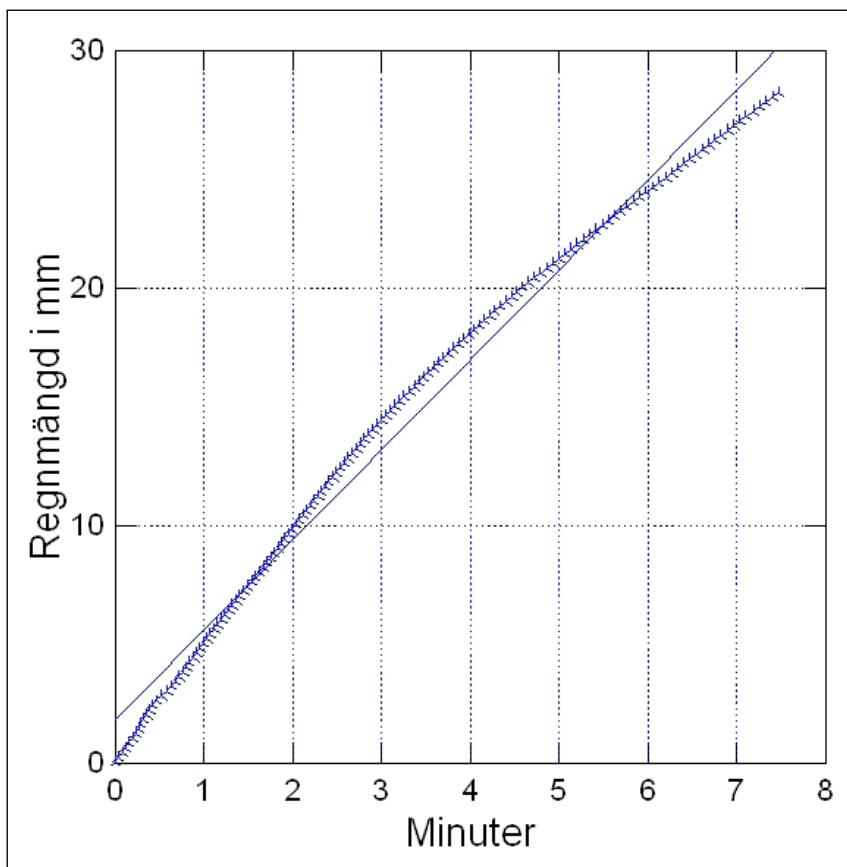
Före och efter varje test vägdes även regninstrumentet eftersom viss vattenmängd lagrades i regninstrumentet via adhesion/vätning. Vikten i gram av den totala kvarvarande vattenmängden i skålen och regnmätaren omvandlades till mm vatten, med utnyttjande av uppfångningsytans storlek. Denna kvantitet jämfördes med den totala regnmängd i mm som regninstrumentets datalogger registrerats.

Resultat

Ett exempel på resultat visas av Figur 52 nedan. Regninstrumentet registrerade 141 tippningar och minsta tidsavståndet mellan två på varandra följande tippningar var 1 sekund och motsvarande maximala tidsavstånd var 5 sekunder. Genomsnittliga tidsavståndet mellan tippningar var 3,2 sekunder. Den genomsnittliga regnintensiteten motsvarade därmed 225 mm per timme. Den registrerade kvantiteten i dataloggern överensstämde så gott som fullständigt med de vägda kvantiteterna.

Slutsats

Experimentet kan sammanfattas som, att även vid mycket höga regnintensiteter fungerade regninstrumentet tillfredsställande. Den sannolika slutsatsen är därmed, att den exponent som här har varit under analys är meteorologiskt betingad.



Figur 52 Exempel på resultat. Den krökta linjen visar regnmängdens ökning med tilltagande tid. Den räta linjen visar den genomsnittliga linjära ökningen av regnmängden. Den ackumulerade regnmängden enligt dataloggern visade på en total mängd för detta försök på 28,2 mm. Den vägda mängden i skålen + den mängd, som fastnat i regninstrumentet motsvarade en regnmängd om 28,11 mm, d.v.s. obetydligt mindre än dataloggerns utslag.



Box 47607, 117 94 Stockholm
Tel 08 506 002 00
Fax 08 506 002 10
svensktvatten@svensktvatten.se
www.svensktvatten.se