

Extremregn i nuvarande och framtida klimat

Analys av observationer och framtidsscenarioer

Jonas Olsson, Peter Berg, Anna Eronn, Lennart Simonsson,
Johan Södling, Lennart Wern, Wei Yang



Pärbild.
Bymoln, cumulonimbus, i Östergötland en sommardag.

ISSN: 1654-2258 © SMHI

KLIMATOLOGI Nr 47, 2017

Extremregn i nuvarande och framtida klimat

Analys av observationer och framtidsscenarioer

Jonas Olsson, Peter Berg, Anna Eronn, Lennart Simonsson, Johan Södling, Lennart Wern,
Wei Yang

Denna sida är avsiktligt blank

Sammanfattning

Studien har främst omfattat analyser av extrem korttidsnederbörd i observationer från SMHIs nät av automatiska meteorologiska stationer. Även analyser av korttidsnederbörd från kommunala mätare, manuella meteorologiska stationer, väderradar och klimatmodeller har genomförts. De huvudsakliga slutsatserna från detta uppdrag kan sammanfattas enligt följande.

- En regionalisering av extrem korttidsnederbörd (skyfall) i Sverige gav fyra regioner: sydvästra (SV), sydöstra (SÖ), mellersta (M) och norra (N) Sverige. Ytterligare indelning kan göras men i denna studie prioriterades att ha regioner av denna storleksordning för att få ett ordentligt underlag för regional statistik. Regionaliseringen gäller enbart korttidsnederbörd, upp till maximalt 12 tim varaktighet.
- Den regionala statistiken uppvisar tämligen distinkta geografiska skillnader, med högst värden i region SV och lägst i region N. Det är inte förvånande att vårt avlånga land uppvisar regionala skillnader då varmare och fuktigare luftmassor förekommer mer i söder än i norr, och därmed ökar förutsättningarna för intensiv nederbörd. Den regionala statistiken överensstämmer överlag väl med motsvarande statistik i våra grannländer.
- Under perioden 1996-2017 finns inga tydliga tidsmässiga tendenser vad gäller skyfallens storlek och frekvens i de olika regionerna, utan dessa ligger överlag på en konstant nivå. Inte heller extrem dygnsnederbörd sedan 1900 uppvisar några tydliga tendenser på regional nivå. På nationell nivå indikeras en svag ökning av dels landets högsta årliga nederbörd sedan 1881, dels förekomsten av stora, utbredda 2-dygnsregn sedan 1961.
- Skyfallsstatistik baserad på nederbördsobservationer från väderradar som justerats mot interpolerade stationsdata (HIPRAD) överensstämmer väl med stationsbaserad statistik för korta varaktigheter (upp till 2 tim) i södra Sverige. För längre varaktigheter och i mellersta och norra Sverige överskattar HIPRAD regnvolymer.
- Analyser av de senaste klimatmodellerna (Euro-CORDEX) indikerar en underskattning av extrema regnvolymer för korta varaktigheter (1 tim) men överlag en realistisk beskrivning av observerad skyfallsstatistik. Den framtida ökningen av volymerna beräknas ligga mellan 10% och 40% beroende på tidshorisont och koncentration av växthusgaser, vilket överlag ligger nära tidigare bedömningar.

Både för bedömningen av regionala skillnader och historiska klimateffekter är det av största vikt att bibehålla, eller ännu hellre utöka, observationerna av korttidsnederbörd i Sverige. Nederbördsräkning via alternativa tekniker bör kunna användas i allt högre utsträckning framöver för förbättrad kunskap och statistik. Väderradar är redan etablerat och den digitala utvecklingen öppnar även möjligheter till insamling av nederbördsdata och relaterad information via mobilmaster, uppkopplade privata väderstationer, sociala medier, etc. Denna utveckling måste bevakas, utvärderas och i största möjliga utsträckning utnyttjas.

Summary

This study includes mainly analyses of extreme short-term precipitation in observations from SMHI's network of automatic meteorological stations. Also analyses of short-term precipitation from municipal gauges, manual meteorological stations, weather radar and climate models have been performed. The main conclusions can be summarized as follows.

- A regional division of short-term precipitation extremes (cloudbursts) in Sweden resulted in four regions: south-western (SV), south-eastern (SÖ), central (M) and northern (N) Sweden. Further division is possible but in this study priority was given to have regions of this size in order to obtain a sufficient material for regional statistics. The regional division is valid for durations up to 12 hours.
- The regional statistics exhibit rather distinct geographical differences, with the highest values in region SV and the lowest in region N. These regional differences are not surprising considering that warmer and more humid air masses occur more in the south than in the north, which provides more favorable conditions for intense precipitation. The regional statistics compares overall well with corresponding statistics in our neighboring countries.
- In the period 1996-2017 there are no obvious temporal tendencies with respect to the magnitude and frequency of cloudbursts in the different regions, but their level is overall constant. On the regional level, also extreme 1-day precipitation since 1900 has remained constant. On the national level, weak increases of the annual highest observation since 1881 and the frequency of large, extended 2-day rainfall events since 1961 are indicated.
- Extreme rainfall statistics based on gauge-adjusted weather radar observations (HIPRAD) compares well with station-based statistics for short durations (up to 2 hours) in southern Sweden. For longer durations and in central and northern Sweden, HIPRAD overestimates rainfall extremes.
- Analyses of the latest climate models (Euro-CORDEX) indicate an underestimation of short-duration rainfall extremes (1 hour) but an overall realistic description of the observed statistics. The future increase in the extremes is estimated to be 10-40% depending on time horizon and greenhouse gas concentration. These values overall agree with previous estimates.

Both for assessing regional differences and historical climate impacts it is very important to maintain, or preferably expand, the observations of short-term precipitation in Sweden. Observations via alternative techniques should be explored for improved knowledge and statistics. Weather radar is already established and the digital development opens up possibilities to collect rainfall data and associated information via e.g. telecommunication masts, private weather stations and social media. This development must be monitored, evaluated and, to the degree possible, utilized.

Innehållsförteckning

1	INLEDNING	7
1	DATAMATERIAL	8
1.1	Observationer från SMHIs stationsnät.....	8
1.2	Observationer från kommunala mätare	10
1.3	Andra källor	11
1.4	Radardata	11
1.5	Klimatmodelldata	12
2	ANALYSER AV STATIONSOBSERVATIONER	15
2.1	Framtagande av ny nederbördsstatistik	15
2.1.1	Metodik	15
2.1.1.1	Val av metodik för statistisk anpassning	16
2.1.1.2	Framtagande och korrektion av extremvärden	17
2.1.1.3	Regionalisering	18
2.1.1.4	Ny formel och kvantifierad osäkerhet.....	20
2.1.2	Resultat.....	21
2.1.2.1	Regional indelning	21
2.1.2.2	Statistisk anpassning	24
2.1.2.3	Ny skyfallsstatistik och några jämförelser	27
2.2	Skyfall med långa återkomsttider	31
2.2.1	De högsta observationerna	31
2.2.2	Statistisk tolkning och analys.....	35
2.3	Regnets tidsfördelning inom en händelse	37
2.4	Extrem areell tvådygnsnederbörd.....	39
2.4.1	Inledning	39
2.4.2	Metodbeskrivning.....	41
2.4.2.1	Urval	41
2.4.2.2	Område.....	43
2.4.2.3	Extraktion av data	43
2.4.2.4	Analys	44
2.4.2.5	Felkällor	46
2.4.3	Resultat.....	47
3	ANALYSER AV RADAROBSERVATIONER	50
4	KLIMATANALYSER	52
4.1	Historiska variationer	52
4.1.1	15-min värden.....	52
4.1.2	Dygnsvärden.....	55
4.1.2.1	Nationell analys	56
4.1.2.2	Regional analys	56
4.2	Utvärdering av klimatmodeller	59
4.3	Framtida förändringar	60

5	SKYFALLSDEFINITIONEN	63
6	SLUTSATSER	66
7	REFERENSER	68

Bilagor		Sid
Bilaga I	Historiska observationer av extrem nederbörd	71
Bilaga II	Extremvärdesstatistik och osäkerheter	103
Bilaga III	Analys av högupplöst nederbördsdata från SMHIs automatstationer	118
Bilaga IV	Klusteranalyser för regional indelning	215
Bilaga V	Statistisk analys av skyfallsegenskaper i tid och rum	219
Bilaga VI	Ny formel för skyfallsstatistik	227
Bilaga VII	Beräkning av PMP för Köpenhamn med den lokala metoden	232
Bilaga VIII	Extrem tvådygnsnederbörd 1961-2017	236
Bilaga IX	Utvärdering av HIPRAD samt möjligheter till rumsliga analyser	306
Bilaga X	Historiska variationer av extrem korttidsnederbörd	320
Bilaga XI	Klimatscenarier med högupplösta regionala klimatmodeller	329

Förord

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, SMHI, har fått i uppdrag av regeringen att genomföra en studie avseende kraftig nederbörd och skyfall i nuvarande och framtida klimat. Projektet började 2015 och utmynnade då i en rapport som kan ses som en sammanställning av kunskapsläget. Under 2016 och 2017 har projektet fortsatt och den här rapporten är slutresultatet av de senaste två årens fördjupande analyser, sammanställningar och beräkningar.

Jag vill speciellt rikta tack till vår grupp externa experter som fått vara med under arbetets gång med viktiga insatser under möten och även granskning av rapporten. Det vill säga Hans Bäckman (Svenskt Vatten), Bengt Dahlström (Ombros), Claes Hernebring (DHI), Gilbert Svensson (RICE) och Mathias von Scherling (Stockholm Vatten och Avfall). Tack också till Magnus Asp (SMHI), Jonas German (SMHI) och Stefan Milotti (VASYD) för värdefulla bidrag samt till Stockholm Vatten och Avfall samt VASYD som levererat stationsdata från deras mätstationer.

Anna Eronn, SMHI, projektledare

1 Inledning

Skyfall är en form av extremt väderfenomen som varje år skapar avsevärda problem och kostnader för samhället. Oftast handlar det om materiella konsekvenser för bebyggelse och infrastruktur, såsom källaröversvämningar och trafikstörningar, men skyfall kan potentiellt också leda till situationer av livshotande karaktär, t.ex. när det utlöser ras och skred. Noterbara skyfall med omfattande konsekvenser i modern tid inkluderar Fulufjället 1997 (SMHI faktablad nr 13, 2003), Åre 2003 (MSB, 2010) och Malmö 2014 (Hernebring m.fl., 2015). SMHIs definition av skyfall är ”minst 50 mm på en timme eller minst 1 mm på en minut”.

Trots skyfallens uppenbara samhällskonsekvenser måste vår kunskap om dem anses begränsad, i flera avseenden. Även om de meteorologiska mekanismerna bakom skyfall är någorlunda väl kända är skyfallen svåra att både mäta och modellera, i huvudsak p.g.a. deras småskaliga natur som kräver mycket hög detaljeringsgrad i både observationsnät och vädermodeller. Teknikutvecklingen ger dock hela tiden förbättrade möjligheter vilka skapar förutsättningar för en djupare förståelse för skyfallen och deras uppkomst, och därmed även säkrare prognoser på kort och lång sikt.

SMHI hade under 2015 ett regeringsuppdrag om skyfall i Regleringsbrevet för budgetåret 2015 inom klimatanpassning, vilket kan ses som en förstudie till det uppdrag som redovisas i denna rapport. I det första uppdraget var syftet att ta fram en någorlunda komplett helhetsbild över dagens kunskap (och kunskapsluckor) om skyfall, vilken redovisades i Olsson och Josefsson (2015). Mot bakgrund av denna översikt valdes inför detta uppföljande uppdrag tre ”huvudspår” ut för fördjupad analys:

1. *Nationell skyfallsstatistik.* I ett försök att överbrygga de skillnader och oklarheter som finns i existerande skyfallsstatistik har vi genomfört en grundlig uppdatering, bearbetning och statistisk analys av observationer från både SMHIs automatstationer och kommunala mätare.
2. *Klimat effekter på skyfall.* En central frågeställning gäller hur skyfallen kommer att påverkas av klimatförändringen. Rent teoretiskt bör de bli mera intensiva i ett varmare klimat, men hur mycket och när det sker är osäkert. Vi har studerat hur skyfallen varierat fram till idag, undersökt hur väl klimatmodeller beskriver skyfall samt analyserat nya klimatprojektioner för framtiden.
3. *Skyfallsstatistik via väderradar.* Väderradar ger unika förutsättningar att observera skyfall över hela landets yta, men mätningarna är förknippade med osäkerheter. Vi har utvärderat radardatabasen HIPRAD2, framtagen inom 2015 års skyfallsuppdrag, mot stationsdata samt använt den för att utvärdera klimatmodeller.

Rapporten inleds med en översikt över de observationer som finns tillgängliga för skyfallsanalys i Sverige. Därefter redovisas resultaten för de tre huvudspåren ovan. Efter en diskussion kring definitionen av ett skyfall avslutas rapporten med några slutsatser.

1 Datamaterial

I denna rapport används ett stort datamaterial som ger möjlighet till omfattande analyser av skyfall och extrem korttidsnederbörd i Sverige. Vad gäller stationsdata används observationer både från SMHIs nät av ca 130 automatstationer samt från 15 kommunala mätare. För areella analyser används SMHIs nyligen utvecklade nederbördsdatabas HIPRAD2, baserad på väderradar. Slutligen används nya, högupplösta klimatprojektioner som ger bättre förutsättningar att bedöma framtida förändringar av skyfall, jämfört med tidigare analyser.

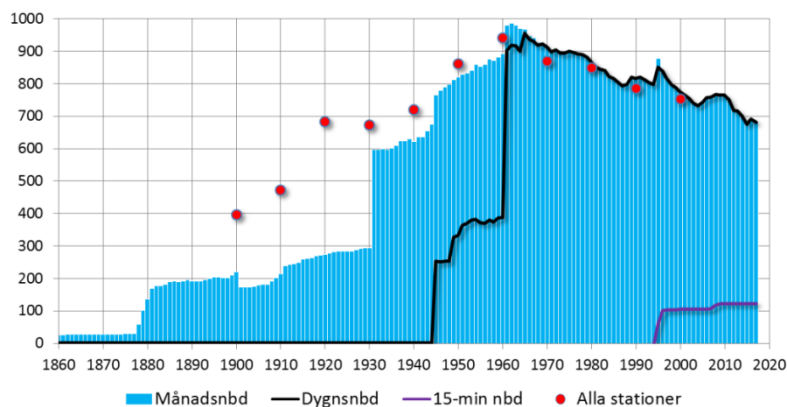
1.1 Observationer från SMHIs stationsnät

Kring 1860 fanns början till ett nät av stationer i Sverige som mätte nederbörd dagligen. Kring år 1900 hade antalet ökat till ca 400 nederbördsstationer. Antalet stationer ökade succesivt fram till i början 1960-talet då det fanns upp mot 950 stationer. Därefter har det skett en minskning och idag är antalet under 700 stycken. Tyvärr finns dock inte alla dessa data digitalt före framförallt för 1961. Det återstår därför ett stort arbete med att digitalisera och kvalitetskontrollera alla äldre data så att dessa bättre kan komma till användning för att kartlägga tidigare skyfall.

I Figur 1 ser vi hur många stationer SMHI har haft varje år från 1860 till 2017. De blå staplarna visar hur många stationer per år det finns i databasen med minst en månads månadsnederbörd under året. Den svarta linjen visar antal stationer där det finns dygnsnederbörd och den lila linjen, nere i högra hörnet, antal automatstationer med kvartsnederbörd. De röda prickarna visar en uppskattning av totalt antal stationer som finns i SMHIs journalarkiv.

Vi ser att det saknas 70-80 stationer under åren 1961-1964 i databasen men annars finns all dygnsnederbörd från alla nederbördsstationer inlagda från och med 1961. Figuren visar att det saknas mycket data före 1961. Före 1945 finns i nuläget bara 2-3 stationer med dygnsnederbörd i SMHIs databas.

Tyvärr ser vi också från diagrammet nedan att antal stationer per år har minskat drastiskt sedan 1960-talet. Detta är en oroväckande trend som författaren hoppas på snart ska brytas. Glädjande nog så har ca 30 nederbördsobservatörer nyligen anställts och börjat eller är på gång att börja sin tjänst. De flesta rapporterar nederbörd och snödjup dagligen men några även temperatur morgon och kväll. Mer rekrytering pågår. Tyvärr är det dock många observatörer som slutat av olika orsaker.

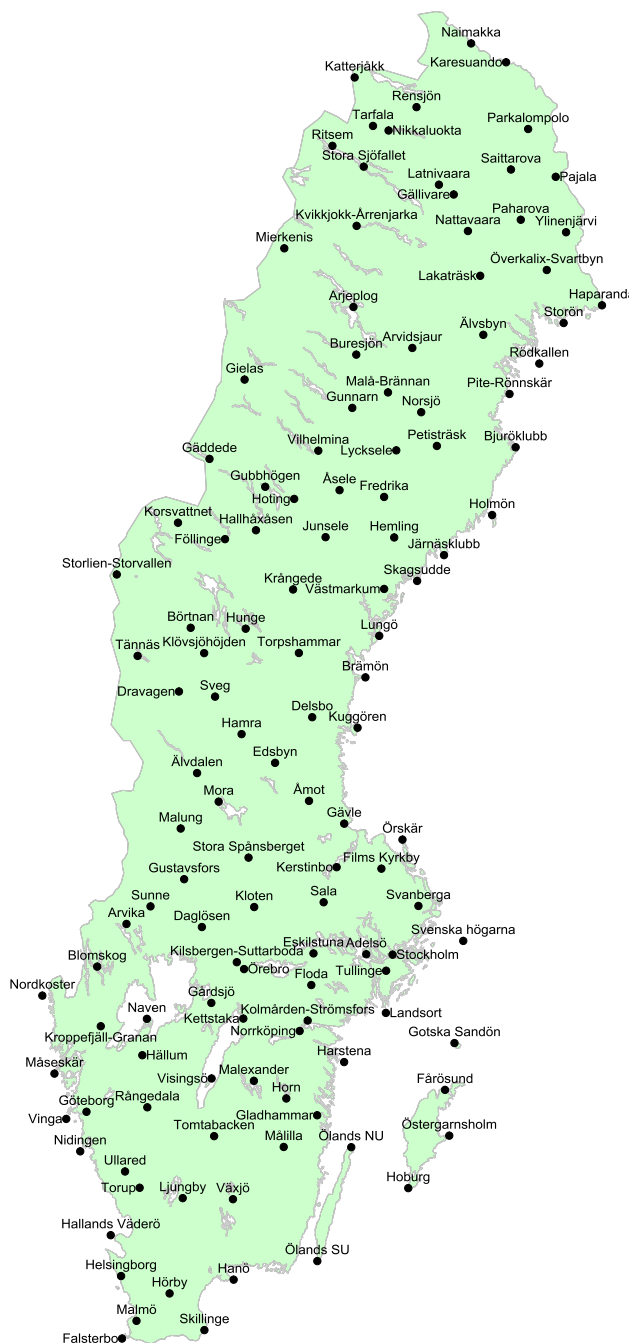


Figur 1. Antal stationer per år i SMHIs databas som mätt nederbörd. Från 2017-10-06.

Nederbördsdata finns även i filer som ännu inte hunnit föras över till databasen. Dessa filer kommer så småningom att föras över till databasen. Att data finns i databasen är en förutsättning för att sammanställningar ska kunna göras på ett enkelt och smidigt sätt. Ännu mer data finns bara på pappersjournaler i SMHIs arkiv. Ett digitaliseringsprojekt pågår, men detta är mycket tidsödande och det kommer att ta många år i nuvarande takt innan alla nederbördsdata finns i databasen.

SMHIs definition av skyfall är minst 50 mm på en timme eller minst 1 mm på en minut. Det var först när SMHI upprättade drygt 100 automat-stationer, sommaren och hösten 1995, som SMHI kunde börja mäta nederbörd med tillräckligt hög tidsupplösning för att avgöra om det varit ett skyfall eller inte. Totalt finns 128 stationer varav 122 är i drift dag och dessa stationer rapporterar nederbördsmängder varje kvart, dvs fyra gånger i timmen. Se Figur 2.

En utförligare rapport om stationsdata finns i Bilaga I.



Figur 2. Karta över SMHIs automatstationer.

1.2 Observationer från kommunala mätare

Många kommuner har sina egna nederbördsräknare och det finns mellan 500 och 800 mätare som kommuners egna VA-verk ansvarar över och driver. Olika kommuner har olika många mätare men gemensamt syfte är att göra egna utvärderingar när översvämningar skett. De vill också kunna ta fram högupplöst nederbördsstatistik för hydraulisk dimensionering och analys av avloppssystem.

Mätarna är normalt av typen vippmätare ("tipping bucket"). I denna samlas nederbörden upp i två mindre uppsamlingskärl, till vilka nederbörden omväxlande fördelas. När nederbörd motsvarande 0.1 eller 0.2 mm samlats i det ena kärlet tippas nederbörden automatiskt ut och det andra mätkärl börjar fyllas. Antalet tippningar per tidsperiod blir ett mått på nederbördsintensiteten.

På SMHI sker ett projekt vars syfte är att få kommunal nederbördsdata till SMHI i realtid och lagras i SMHIs databas. Under 2017 har Göteborg och Malmö påbörjat leveranser och målet är att få med så många kommuner som möjligt.

Inom detta uppdrag har regnstatistik från 15 kommunala mätare använts vilka listas i Tabell 1 (Hernebring, 2006). Som man ser så har uppdraget använt data fram till 2004 då projektet inte haft tillgång till nyare data.

Tabell 1. Lista över vilka kommuner som projektet har använt nederbördsdata för analys. Startdatum varierar men slutdatum är för samtliga någon gång under 2004.

Station	startdatum	slutdatum
Borås	April 1982	Feb 1988
	Juni 1994	Aug 2004
Göteborg	1973	2004
Halmstad	Jan 1992	Feb 2004
Helsingborg	Jan 1991	April 2004
Jönköping	Sept 1985	Aug 2004
Kalmar ¹	Okt 1991	Nov 2004
Karlskrona	Feb 1998	Okt 2004
Karlstad	Dec 1994	Sept 2004
Malmö	April 1980	Aug 2004
Skellefteå	Nov 1995	Sept 2004
Stockholm ²	Jan 1984	Dec 2004
Sundsvall	Maj 1991	Sept 2004
Uddevalla	Jan 1993	Aug 2004
Uppsala	Juni 1991	Nov 2004
Växjö	Juni 1985	Aug 2004

1) Många avbrott i Kalmars mätserie. Ibland har data ersatts med data från annan mätare i kommunen.

2) Avbrott i Torsgatans serie har ersatts med data från andra stationer. Hela 1994 saknar data.

1.3 Andra källor

I detta projekt har vi använt oss av nederbördsdata från SMHIs stationsnät samt ett antal kommuners nederbördsräknare. Det finns fler källor till nederbördsdata men som detta projekt inte har använt sig av:

- Strålsäkerhetsmyndigheten, SSM, har 29 stycken stationer spridda över landet. Alla SSMs mätare är av typen vippmätare (som beskrivs i avsnitt 1.2).
- Trafikverket har egna stationer längs med vägar där de är placerade på vägvädermässigt utvalda ställen. Nederbörden mäts inte utan det är sikt som mäts och tolkas till nederbörd. Läs mer på deras webbplats www.trafikverket.se/tjanster/trafiktjanster/VViS/.
- SLU, Hushållningssällskapet och Jordbruksverket har samlat ihop en webbsida där det finns tillgång till nederbördsstationer (144 vippmätare och som beskrivs i avsnitt 1.2) som drivs av dem. LantMet finner du här: www.ffe.slu.se/lm.
- Lunds universitet, tillsammans med nederländska universitetet i Wageningen, har via sin ICOS carbon portal sex stycken nederbördsräknare spridda över landet. Alla stationer har Geonorinstrument, som väger nederbörden. Nederbörd beräknas på 30 minuter men rådata finns för varje minut. Tidsserierna börjar 2014 och 2015. Aktuella observationer: http://www.icos-sweden.se/current_weather_PR.html
- Netatmo är en webbportal där privatpersoner kan koppla upp sig med sin väderstation till ett gemensamt globalt nät: Weathermap.netatmo.com. (Alla privatpersoner har dock inte nederbördsräknare.)

1.4 Radardata

Sverige har ett närapå heltäckande nät av väderradarstationer genom de 12 svenska stationerna, Figur 3, men samarbetar även med angränsande länder för en än bättre täckning. Jämfört med nederbördsstationer har radarn fördelen av bättre rumslig täckning, men nackdelen är att den endast mäter nederbörd indirekt i form av ekon och därför har problem att korrekt beskriva nederbördsintensiteten. Även andra föremål kan reflektera radarstrålen, vilket gör att till exempel insekter, fåglar, flygplan, med mera kommer med i rådata. Under vissa meteorologiska förhållanden kan även marken ge ekon, så kallat klutter.

Hittills har väderradar främst använts som en operationell informationskälla till vädertjänsten, men används numera även på SMHI som drivdata till hydrologiska modeller, vilket ställer högre krav på att intensiteten ska vara korrekt beskriven



Figur 3. Sveriges 12 radaranläggningar.

med homogen kvalitet i rum och tid. Långtidsackumulering av radardata ger stora systematiska avvikelser, vilka omöjliggör direkt användning för klimatologisk analys och hydrologiska beräkningar. I den nyutvecklade databasen HIPRAD (*High resolution PRecipitation from gauge adjusted RADar*) korrigeras radardata med hjälp av månadsackumuleringar från SMHIs griddade stationsdata (PTHBV). HIPRAD2 är beskriven i mer detalj i (Olsson och Josefsson, 2015) och dess föregångare i Berg m.fl. (2016). Huvuddragen i metodiken är att justera nederbörden för varje enskild gridpunkt mot ett griddat nederbördsdataset som bygger på SMHIs stationsnät av upp till ett dygns rapporteringar. Justeringarna görs på kalendermånadsbasis genom en skaleringsfaktor per gridpunkt och månad, som appliceras till alla tidssteg under månaden. Det är alltså främst medelvärden som justeras.

HIPRAD utvecklades främst med målet att användas till hydrologisk modellering på en timmes tidssteg och har därför haft huvudsakliga syftet att korrekt beskriva medelnederbörden, men har även utvärderats för extrema nederbördshändelser med goda resultat för gridpunkter nära stationsmätningar (Berg m.fl., 2016; Olsson och Josefsson, 2015). HIPRAD2 har dock problem med isolerade gridpunkter som ger alltför frekvent extremnederbörd. Därför har vi inom detta uppdrag arbetat med att plocka bort problematiska gridpunkter för att kunna utföra en analys av återkomsttider med HIPRAD med metodik motsvarande den för stationsmätningar (detaljer i Bilaga II.7 och Bilaga II.8).

HIPRAD2 produceras ursprungligen på ($2 \times 2 \text{ km}^2$, 15 min) upplösning, men används här på ($2 \times 2 \text{ km}^2$, 60 min) i jämförelse med stationsdata och ($12 \times 12 \text{ km}^2$, 60 min) upplösning för jämförelse med klimatmodeller. Radarinformationen representerar intensiteten hos radarekon och radarekon uppstår av regndroppar, snökristaller eller detektion av andra föremål i atmosfären. Radarekon från regn och snö beter sig olika. Från snö kan det bli problematiskt med orimliga radarekon, eller intensiteter, under vinterhalvåret. Eftersom vårt fokus här är skyfall, så har vi valt att endast studera HIPRAD för sommarmånaderna maj till september.

1.5 Klimatmodelldata

Scenarier för klimatets utveckling under utsläpp av växthusgaser har skapats för att beskriva olika potentiella framtider inom arbetet med IPCCs rapporter (*Intergovernmental Panel on Climate Change*). Sedan IPCCs femte rapport (IPCC-AR5, 2013) används så kallade *Representative Concentration Pathways* (RCP) scenarier (ICONICS, 2013). De utgår från en strålningsbalans som anger hur mycket ytterligare energi som hålls kvar av atmosfären som konsekvens av högre nivåer av växthusgaser. Här studeras RCP4.5 och RCP8.5, där siffran anger förändringen i atmosfärens strålningsdrivning i W/m^2 år 2100. RCP8.5 är således ett utsläppsscenario med starkare klimatförändringspotential, det vill säga en kraftigare global uppvärmning jämfört med RCP4.5. Observera att även det lägre utsläppsscenariet, RCP4.5, väntas ge en högre ökning i den globala medeltemperaturen än de 1.5 till 2°C som är målsättningen i de senare klimatavtalen (Parisavtalet).

För att omsätta utsläppsnivåerna till faktiska klimatdata har en utsläppskurva anpassats till vardera RCP, vilket sedan används till att driva globala klimatmodeller. På grund av mycket krävande beräkningar använder de globala klimatmodellerna (förkortade GCM för *Global Climate Model*) ett för skyfallsprocesser mycket grovt rutnät över jordytan. Det innebär att viktiga processer, som t.ex. hur topografin och land-hav kontraster påverkar molnbildning och utvecklingen av konvektion, inte är tillräckligt väl beskrivna för att i detalj studera skyfallen. Förutom problem med att fysikaliskt beskriva processerna påverkar även den grova upplösningen detaljnivån för statistiken som kan beräknas. Till exempel blir ett skyfall med liten rumslig utsträckning alltför svagt om det

beskrivs på ett mycket grövre rutnät. Vi behöver därför en högre upplösning i rummet, vilket vi får genom så kallade regionala klimatmodeller (förkortade RCM för *Regional Climate Model*). Att använda en RCM för att öka detaljeringsgraden i resultat från en GCM kallas ofta *nedskalning*.

Här använder vi regionala klimatsimuleringar från Euro-CORDEX (den europeiska grenen av ett globalt samarbete för koordinerade regionala nedskaleringar, <http://cordex.org/>) där vi fått tillgång till modeller med ca 12 km horisontell upplösning och 1 tim nederbördsdata. Trots den högre upplösningen behöver modellerna fortfarande förenklade beskrivningar (parameteriseringar) av fenomen som till exempel konvektiva förlopp, vilka sker på mindre skalor än modellen upplöser, men detaljeringsgraden av dessa simuleringar är tillräcklig för att beskriva de skyfall som har störst påverkan på hydrologiska och urbana förlopp. SMHIs Rossby Centre är världsledande vad gäller antal simuleringar inom CORDEX, och klimatscenerierna för Europa används även för SMHIs information om klimatförändringar till allmänheten. Här använder vi en ensemble av nedskalningar med Rossby Centres modell RCA4, med stöd av ytterligare modellsimuleringar med klimatmodellen HIRHAM från DMI i Danmark och RACMO från KNMI i Nederländerna. Tillsammans har modellerna nedskalat sex olika globala klimatmodeller, se Tabell 2. Även om Euro-CORDEX-samarbetet innefattar fler regionala klimatmodeller så var det endast dessa tre som kunde bidra med utdata på minst en timmes upplösning.

Tabell 2: Tabell över nedskalning av globala klimatmodeller (GCM) med olika regionala klimatmodeller (RCM). Siffran i parentes anger modellens nummer i 3-d spridningsdiagram som ses i Figur 34 och Figur 35, och den realisation av GCMen som använts anges som superskript.

RCM/GCM	RCA4	HIRHAM	RACMO
EC-Earth	(6) - rcp4.5 ¹²	(4) - rcp4.5 ³ & rcp8.5 ³	(2) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹
CNRM-CM5	(7) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹		
HadGEM2-ES	(5) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹		(1) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹
MPI-ESM-LR	(8) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹		
IPSL-CM5-MR	(9) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹		
NorESM1-M		(3) - rcp4.5 ¹ & rcp8.5 ¹	

Nedskalningen går till så att den regionala modellen drivs av en global klimatmodell, där information till den regionala modellen kommer i form av temperatur, luftfuktighet och vindar på olika höjder längs den regionala modellens yttre gränser, samt i form av havstemperaturer. Detta påverkar den storskaliga cirkulationen i den regionala modellen, men på små rums- och tidsskalor är det den regionala modellen som dominerar resultatet. Förenklat kan man säga att den globala modellen vid ett givet tillfälle ger det generella väderläget, medan den regionala modellen ger det faktiska vädret.

Som referens för framtida utvecklingar i klimatet har vardera klimatmodellen först simulerat en historisk period som är satt till år 1971-2000. Denna historiska period har inget direkt samband med observationer för samma period, och kan till exempel inte jämföras dag till dag eller ens år för år med observationer, vilket även exemplifieras av att olika så kallade realisationer används (Tabell 2). Skillnaden mellan olika realisationer kommer av att klimatsceneriet i form av utsläppsökningar påbörjats vid olika naturliga svängningscykler i den globala klimatmodellens klimat. Däremot har modellerna drivits

med liknande nivåer av växthusgaser som observerats under perioden så att de får en liknande utveckling i den globala medeltemperaturen som observerats. Effekter av till exempel solens variationscykel och vulkanutbrotts påverkan på det globala klimatet har inte tagits med i beräkningarna. Anledningen är att sådana fenomen inte kan förutses i ett framtida klimat och simulationerna har därför konstruerats så att de beskriver endast förändringar som beror på förändringar i växthusgaser. Klimatscenarier studeras sedan för perioderna 2011-2040, 2041-2070, 2071-2100 för både RCP4.5 och RCP8.5.

2 Analyser av stationsobservationer

Tillförlitlig skyfallsstatistik är av central betydelse i olika sammanhang, t.ex. för utvärdering och utveckling av väder- och klimatmodeller, för dimensionering av infrastruktur och för utvärdering av inträffade skador. I detta kapitel redovisar vi i avsnitt 2.1 först ett omfattande arbete med att ta fram ny nationell skyfallsstatistik. Därefter följer två avsnitt där specifika aspekter analyseras och diskuteras, för vilka det i dagsläget finns mycket lite svensk kunskap och vägledning; dels skyfall med väldigt lång återkomsttid (d.v.s. extremt kraftiga skyfall), dels regnets tidsfördelning inom ett skyfall. Dessa analyser fokuserar på regn med kort varaktighet, upp till 12 timmar. Avslutningsvis i detta avsnitt redovisas en analys av regntillfällena med längre varaktighet (2 dygn) och stor areell utbredning.

2.1 Framtagande av ny nederbördsstatistik

I dagsläget finns olika varianter av skyfallsstatistik som tidigare tagits fram genom olika ansatser och metodik. En ansats bygger på molnfysikalisk teori ur vilken en generell nationell formel utvecklats som därefter anpassats till observationer (Svenskt Vatten, 2011). Dessutom finns rent statistiska bearbetningar av observationer från både kommunala mätare (Hernebring, 2006; 2008) och från SMHIs automatstationer (Wern och German (2009), Olsson och Josefsson (2015)). I dessa bearbetningar har olika metodik använts, varför resultaten inte är direkt jämförbara.

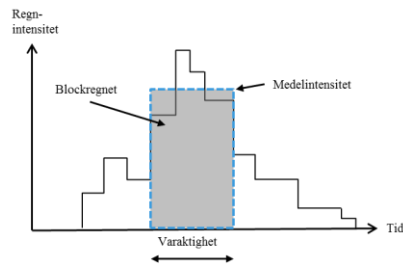
I det följande redovisas resultaten från en omfattande analys av observationer främst från SMHIs automatstationer, men även från kommunala mätare. Möjligheten att slå samman dessa båda databaser till en enda och p.s.s. få ett större underlag för statistisk analys utvärderades genom att jämföra observationerna från de kommunala stationerna med observationerna från närmaste SMHI-station. Överlag var överensstämmelsen god i termer av total nederbörd men för extrem nederbörd fanns skillnader. Med enbart 15 kommunala stationer, varav vissa låg långt från närmaste SMHI-station, blev det svårt att avgöra ifall skillnaderna var antingen helt slumpmässiga eller ifall de var systematiska och kopplade till t.ex. mätartyp eller stationsplacering. Därför gjordes ingen sammanslagning utan det prioriterades att få ett konsistent material. De huvudsakliga resultaten i rapporten är baserade på SMHIs stationsdata men med viktiga kompletterande resultat baserade på de kommunala stationsdata.

Efter en beskrivning av de olika ingående momenten i avsnitt 2.1.1 presenteras och motiveras en regional indelning avsnitt 2.1.2.1. Exempel på regional statistisk anpassning visas i avsnitt 2.1.2.2 varefter den framtagna statistiken presenteras i avsnitt 2.1.2.3.

2.1.1 Metodik

Den statistiska analys som genomförts omfattade ett antal moment, vilka beskrivs i det följande (i vissa fall finns mera detaljerade redogörelser i bilagor). Somliga delresultat beskrivs i detta avsnitt, men de huvudsakliga resultaten redovisas i avsnitt 2.1.2.

Regnstatistiken bygger på så kallade blockregn, vilket beskrivs schematiskt i Figur 4. Blockregnet definieras som regnets maximala medelintensitet (eller maximala volym) för en given varaktighet. Beräkningen av blockregnet utförs med ett löpande medelvärde över en given varaktighet på den högupplösta datan. Om vi antar att staplarna i Figur 4 är 10-minuters steg och varaktigheten är satt till en timme, så ges blockregnet av den markerade grå lådan.



Figur 4. Schematisk bild som illustrerar konceptet "blockregn", det vill säga den maximala medelintensiteten för en given varaktighet under ett regn.

2.1.1.1 Val av metodik för statistisk anpassning

Existerande statistik för korttidsnederbörd i Sverige är baserad på två olika angrepp med avseende på hur extremvärden identifierats. I den första, *Annual Maximum (AM)*, används det högsta blockregnet under varje år i serien (t.ex. Wern och German, 2009). I den andra, *Peak-Over-Threshold (POT)*, används de blockregn som överskrider ett visst tröskelvärde (t.ex. Hernebring, 2006). En huvudsaklig skillnad mellan metoderna är att man med AM riskerar att missa höga värden ifall det funnits ett ännu högre värde under samma år; med POT kommer de absolut högsta värdena att användas oberoende av när de inträffar (se även Tabell 3 nedan).

En annan skillnad mellan AM och POT gäller vilken statistisk fördelning som bör användas för kurvanpassning till extremvärdena. Från denna kurvanpassning kan regnmängder uppskattas för olika varaktigheter och återkomsttider. Matematisk teori (Coles 2001) ger stöd till användandet av fördelningen *Generalized Extreme Value (GEV)*, samt dess specialfall *Gumbel* (då formparametern = 1). Vad gäller POT säger matematisk teori (Coles 2001) att extremvärdena kommer att följa fördelningen *Generalized Pareto (GP)*, ifall extremvärdena (d.v.s. händelserna över tröskeln) är oberoende och likafördelade vilket de bör vara om tröskeln valts på ett klokt sätt. Denna fördelning kan sägas vara skraddarsydd för POT-metoden. I praktiken kan dock godtycklig sannolikhetsfördelning användas för modellering av extremvärden, så länge som den är kontinuerlig och har stöd för de värden som extremvärdena kan anta. Vi har i analyserna även använt fördelningen *Log-Pearson Type III (LPT3)*, som funnits lämplig för extrem korttidsnederbörd i t.ex. Hernebring (2006).

Tabell 3. För- och nackdelar med Annual Maximum (AM) respektive Peak-Over-Threshold (POT).

Metod	Fördelar	Nackdelar
AM	Enkel att använda och implementera. Inga fria parametrar som behöver väljas av användaren.	Information kan missas eftersom endast ett värde extraheras per år. Förutsätter oberoende och likafördelning för årsmaxvärdena, vilket inte alltid är uppfyllt. Inte helt trivialt att välja vilken sannolikhetsfördelning som ska användas.
POT	Kan ta hänsyn till godtyckligt många extrema händelser inom ett och samma år, vilket innebär att ingen information ”går förlorad”.	Användaren väljer själv tröskelvärde, vilket inte är trivialt och kan ha stor effekt på beräknade återkomsttider. Användaren anger minsta avstånd i tid mellan händelser för att de ska räknas som oberoende. Det kan vara svårt, och kan ha stor effekt på beräknade återkomsttider.

I projektet testades båda metoderna AM och POT med de ovan nämnda statistiska fördelningarna. För samtliga statistiska fördelningar skattades parametrarna med metoden *Maximum Likelihood* (ML). Intuitivt kan ML ses som att man justerar fördelningens parametrar så att man maximerar sannolikheten för att få observerad data. Se vidare i Bilaga II för mer detaljer om metodiken, de olika fördelningarna, m.m.

2.1.1.2 Framtagande och korrektion av extremvärden

Som utgångspunkt användes uppdaterade och kvalitetskontrollerade 15-min nederbördsdata från SMHIs automatstationer (Bilaga I). Ur dessa tidsserier extraherades extremvärden i form av ackumulationer över olika varaktigheter (d.v.s. tidsfönster av olika längd), uttryckta i enheten [mm/varaktighet] (i det följande används ofta bara enheten [mm] när det är tydligt vilken varaktighet som avses). Denna typ av ackumulationer benämns traditionellt ofta ”volym” och vi följer denna konvention i det följande.

För POT-metoden ansattes för varje varaktighet ett tröskelvärde, uttryckt i [mm/varaktighet], och därefter identifierades alla värden över denna tröskel. Som nämnts i Tabell 3 är det viktigt att tröskeln sätts på ”rätt” nivå så att det resulterande antalet extremvärden inte blir för lågt (med risk för stor statistisk osäkerhet) eller för högt (med risk för att ”icke-extremer” kommer med i bearbetningen) (se även Bilaga II.3 samt t.ex. Hernebring, 2006). I denna studie har tröskeln anpassats för att generera lika många extremvärden som antalet år i serien, för att bli jämförbar med AM-metoden. För att säkerställa oberoende värden krävdes för varaktigheter upp till 2 tim ett uppehåll på minst 2 tim mellan två POT-värden och för längre varaktigheter ett uppehåll av samma tidsperiod som den studerade varaktigheten.

En begränsning hos SMHIs automatstationer är att de mäter med ett fast tidssteg (15 min med start 00, 15, 30 och 45). Detta innebär att de verkliga extremvärdena underskattas eftersom det är liten sannolikhet att t.ex. en maximal 15-min intensitet inträffat just under en ”fast kvart”. Effekten av den fasta avläsningen har kvantifierats genom analyser av

kommundata med 1-min tidssteg (avsnitt 1.2). I denna analys ackumulerades kommundata till ett fast 15-min tidssteg. Därefter extraherades korresponderande regnhändelser (över en viss tröskel) från både 1-min och 15-min serierna. För varje händelse beräknades de maximala ackumulationerna för olika varaktigheter med ”glidande tidsfönster”. För 1-min data flyttades fönstret alltså 1 min varje gång och för 15-min-data flyttades fönstret 15 min varje gång. För varje händelse och varaktighet beräknades kvoten mellan de maximala värdena beräknade med dels 1-min tidssteg, dels 15-min tidssteg. Slutligen medelvärdesbildades dessa kvoter över alla händelser.

Resultatet visas i Tabell 4 nedan. För 15 min varaktighet är effekten av ett fast tidssteg kraftig; extremvärdena blir 18% större med 1-min data. Även för 30 min varaktighet är effekten tydlig (8%) men för längre varaktigheter är den liten och för varaktigheter på mer än 2 tim är den försumbar. Inverkan av den tröskel som användes för att definiera regnhändelser befanns vara mycket liten. För att kompensera för denna effekt har alla extremvärden framtagna från SMHIs automatstationer för varaktigheter mindre än eller lika med 2 tim multiplicerats med koefficienterna i Tabell 4 för resten av studien.

Tabell 4. Koefficienter för att kompensera för fast tidssteg i avläsningen.

Tidsintervall	15 min	30 min	45 min	1 tim	2 tim
Koefficient	1.18	1.08	1.041	1.036	1.029

Det har också diskuterats huruvida det bör göras en kompensation för mätförluster. Tidigare analyser har indikerat att automatstationerna underskattar nederbörden med ca 10% p.g.a. vindpåverkan, ogynnsam placering, m.m. (Alexandersson, 2003). Denna uppskattning gäller dock ackumulationer över lång tid (t.ex. år) och torde vara kopplad huvudsakligen till låga nederbördsintensiteter och snöfall. Andra studier har gjort bedömningen att den verkliga nederbörden knappast överstiger den uppmätta med mer än 5-10% för kraftiga regn (Vedin och Eriksson, 1988). Särskilt i samband med kraftiga regnoväder kan byvindar förekomma, vilka kan leda till mätförluster i regninstrumenten. Studier baserade på aerodynamisk simulering av vindfälten runt mätare indikerar dock enbart en mycket liten mätförlust redan vid måttliga regnintensiteter (t.ex. Nespor och Sevruk, 1999). Sammanfattningsvis är mätförlusten vid skyfall svår att kvantifiera men troligen liten. I denna studie sker ingen korrigering för mätförluster men frågeställningen bör bevakas framöver.

2.1.1.3 Regionalisering

En central fråga är i vilken utsträckning den extrema korttidsnederbörden skiljer sig åt i olika delar av Sverige. För att stärka idén med regionalisering så kan man fördjupa sig i hur skyfall uppstår. För att det ska bli skyfall behövs konvektion. Konvektion är när luft rör sig i vertikalled och i detta fall uppåt. Solen värmer marken som i sin tur värmer nedersta luftlagren och den varmare luften kan börja röra sig uppåt. Är luften tillräckligt fuktig bildas så småningom moln högre upp i atmosfären. Med tillräckligt kraftig konvektion och fuktighet kan tillslut inte molnet hålla kvar molndropparna och de faller ner som nederbörd. Vid kraftig konvektion, så att regnet kan betraktas som skyfall, är marken tillräckligt varm och fukten i luften idealisk för väderhändelsen.

På sommaren kan varmluftsåskväder bildas när markytan värms upp och väderläget är sådant att luften är tillräckligt fuktig. Fukt kan finnas tillgänglig från sjöar eller fuktig markyta som avdunstar fukt till atmosfären, men för de kraftigaste skyfallen kommer den större delen av fukten från större luftmassor som drar in över området. Den fuktiga och varma luften kommer ofta från kontinentala luftmassor, vilka mestadels påverkar södra

delen av landet. Torra och varma luftmassor från Finland och Ryssland kan också ta upp fuktighet på väg över Östersjön. Samma värmepotential sker inte då luftmassor kommer från Norska havet och över fjällkedjan.

Kraftig konvektion kan även ske då frontsystem passerar landet. Speciellt kallfronter ger kraftig konvektion eller så kallade tråg, bylinjer, som oftast finns efter en kallfront i kallluftsmassan där det är lämpliga förhållanden för konvektion. Många frontsystem kommer in över landet från sydväst eller syd.

Med ovan meteorologiska resonemang borde kraftigare skyfall ske i södra Sverige jämfört med norra. Men vi ska komma ihåg att skyfall kan förekomma över hela landet.

I pionjärarbetet av Dahlström (1979) gjordes en ansats i vilken regionala skillnader kunde beskrivas genom användande av månadsnederbörden under maj, juli och augusti. Kartor med s.k. Z-faktorer kunde användas för att uppskatta lokal statistik för korttidsregn. Den termodynamiskt baserade formel som idag rekommenderas vid urbanhydrologisk dimensionering (Dahlström, 2010; Svenskt Vatten, 2011) har dock inget regionalt beroende utan antas gälla för hela landet. De bearbetningar av data från SMHIs automatstationer som gjorts hittills har tämligen tydligt indikerat regionala skillnader, främst i nord-sydlig men också i öst-västlig led (Wern och German, 2009; Olsson och Josefsson, 2015). Hernebring m.fl. (2012) beskrev extrem korttidsnederbörd i Europa som en funktion av medeltemperatur och totalnederbörd under sommaren. För Sverige resulterade detta i en regional variation med högst korttidsnederbörd i sydvästra Sverige och lägst i nordvästra. För att ytterligare öka vår förståelse av regionala skillnader har vi i denna studie gjort två geografiskt baserade analyser.

I den första analysen gjordes först en anpassning av den statistiska fördelningen *LPT3* till POT-extremer från varje station (se avsnitt 2.1.1.1 och Bilaga II). Lokal regnstatistik uppskattades för olika varaktigheter och återkomsttider, varefter både latitud- och altitudberoendet hos denna statistik undersöktes. Denna delstudie redovisas i Bilaga III.

I den andra analysen gjordes en matematisk s.k. klusteranalys för att identifiera regioner som kan antas vara homogena m.a.p. extrem korttidsnederbörd. I denna analys gjordes först en anpassning av den statistiska fördelningen *GEV* till AM-extremer från varje station (se avsnitt 2.1.1.1). Som karakteristiska värden för varje station användes dels de uppskattade värdena på *GEV*-fördelningens tre parametrar (se Bilaga II.2), dels stationens RT90-koordinater i x- och y-led. Metoden *K-Means Clustering* (MacKay, 2003) användes därefter för att sammanföra stationerna i grupper med det kombinerade önskemålet om att stationerna i varje grupp ska båda ligga nära varandra och ha liknande *GEV*-parametrar (se Bilaga IV).

De båda analyserna utmynnade i en ny uppdelning av Sverige i fyra regioner (se avsnitt 2.1.2). För varje region applicerades den s.k. *stationsårsmetoden* (t.ex. Buishand, 1991). Denna bygger på ett antagande om att (extrem-)nederbördens statistiska egenskaper är desamma inom ett område. Under detta antagande kan man betrakta observerade tidsserier från olika platser i området som olika realisationer av (eller exempel på) områdets nederbördsklimat. Metodiken har i Sverige tidigare applicerats för olika nederbördsserier från samma stad (t.ex. Falk, 1951; Arnell, 1974; Hernebring, 2008) och utomlands finns också flera exempel på tillämpningar för korttidsnederbörd i större regioner, t.ex. Holland (Overeem m.fl., 2008), södra Ontario (Burn, 2014) samt regioner i Australien (Haddad m.fl., 2015).

Om vi antar att Skåne är en homogen region skulle alltså nederbördsserier från t.ex. Helsingborg och Ystad kunna ses som två olika realisationer av det skånska nederbördsklimatet. Helsingborgsserien skulle lika gärna kunnat vara uppmätt i Ystad, och vice versa. En konsekvens av detta antagande är att vi kan slå ihop serierna till en enda; om vi har 10 års data från varje plats kan vi alltså på detta sätt skapa en 20-års serie, vilket förbättrar möjligheterna till regional statistisk analys.

Även om stationsårsmetoden kan appliceras (och har applicerats) på data från närliggande stationer anses den generellt påverkas negativt av ifall extremvärdena från stationerna är (statistiskt) beroende (t.ex. Buishand, 1991; Stewart m.fl, 1999). För att undersöka på vilket avstånd korttidsextremer i Sverige kan anses vara oberoende (okorrelerade) gjordes några analyser av både stations- och radardata med den s.k. *phi-koefficienten*. Metoden går i princip ut på att omvandla nederbördstidsserier från olika platser till binära serier med hjälp av en tröskel (under tröskel: 0, över tröskel: 1). Som tröskel används ett högt värde så att ettorna bara kommer att representera extremregn. Därefter kan phi-koefficienten beräknas för olika par av platser, som ett mått på korrelationen mellan extremregnen i de båda platserna. Genom att plotta phi-koefficienten mot avståndet mellan stationerna kan en bedömning göras på vilket avstånd extremregn är statistiskt oberoende. Se vidare i Bilaga V.2.

För de regioner som definierades slogs tidsserierna från samtliga automatstationer inom regionen ihop till en enda lång serie, varefter bearbetning och statistisk anpassning enligt ovan (avsnitt 2.1.1.1 och 2.1.1.2) utfördes.

2.1.1.4 Ny formel och kvantifierad osäkerhet

Eftersom anpassning av statistiska fördelningar, och därefter uppskattning av regnmängder för olika återkomsttider, gjordes separat för varje varaktighet kan det p.g.a. statistisk osäkerhet och andra effekter uppstå mindre oregelbundenheter i hur regnmängderna varierar över ett intervall av varaktigheter. Det är därför vanligt att på något sätt utjämna statistiken. I denna studie har två angrepp testats.

Det normala angreppet är att anpassa ett lämpligt matematiskt samband till de för olika varaktigheter uppskattade regnmängderna. En ofta använd form på detta samband är (t.ex. Maidment, 1993; Hernebring, 2006)

$$I = \frac{a}{V+b} + c \quad (1)$$

där I är regnintensitet (l/s, ha) och V är regnvaraktighet (min).

Hernebring (2006) fann emellertid begränsningar i denna typ av samband för varaktigheter > 2 tim och förslog i stället en potensmodell på formen

$$I_A = C1 * V^{C2} * e^{C3/V} \quad (2)$$

där parametrarna C1-C3 kan uttryckas som funktioner av återkomsttid genom sex parametrar.

Vi har här använt ett liknande angrepp, där regnvolym också uttrycks som en potensfunktion av varaktighet och som också har sex fria parametrar, men som är något annorlunda formulerat.

$$R = k(T) * V^{p(T)} \quad (3)$$

där

- R är regnvolym (d.v.s ackumulerat regn) i mm
- V är varaktighet i minuter
- T är återkomsttid i år
- k(T) och p(T) är parameterfunktioner

Parametrarna k(T) och p(T) är i sin tur potensfunktioner av återkomsttiden enligt

$$k(T) = a1 * T^{a2} + a3 \quad (4)$$

$$p(T) = b1 * T^{b2} + b3 \quad (5)$$

där a1-a3 och b1-b3 är parametrar. Potensmodellen beskrivs ytterligare i Bilaga VI.1, där också värden på parametrarna redovisas. Även ett andra angrepp till statistisk utjämning testades, baserat på en beskrivning av de statistiska fördelningarnas parametrar som funktion av varaktighet. Se Bilaga VI.2.

Eftersom de framtagna regnvolymerna för olika varaktighet och återkomsttid är beräknade på ett begränsat datamaterial så finns naturligtvis en osäkerhet. För att uppskatta och redovisa denna osäkerhet i den framtagna statistiken beräknades för varje regnvolym ett konfidensintervall. Ett konfidensintervall ska tolkas som ett intervall som med en viss sannolikhet täcker det sanna värdet. I detta projekt valdes ett 95-procentigt konfidensintervall av typ *Wilson Score* (Wilson, 1927). Detta intervall har flera fördelar, t.ex. att det går att tillämpa på godtycklig sannolikhetsfördelning och återkomsttid, samt att det blir mindre ju längre dataserien är. Baserat på vissa antaganden och förenklingar togs ett matematiskt samband fram som beskriver konfidensintervallet som funktion av återkomsttid, se Bilaga II.5.

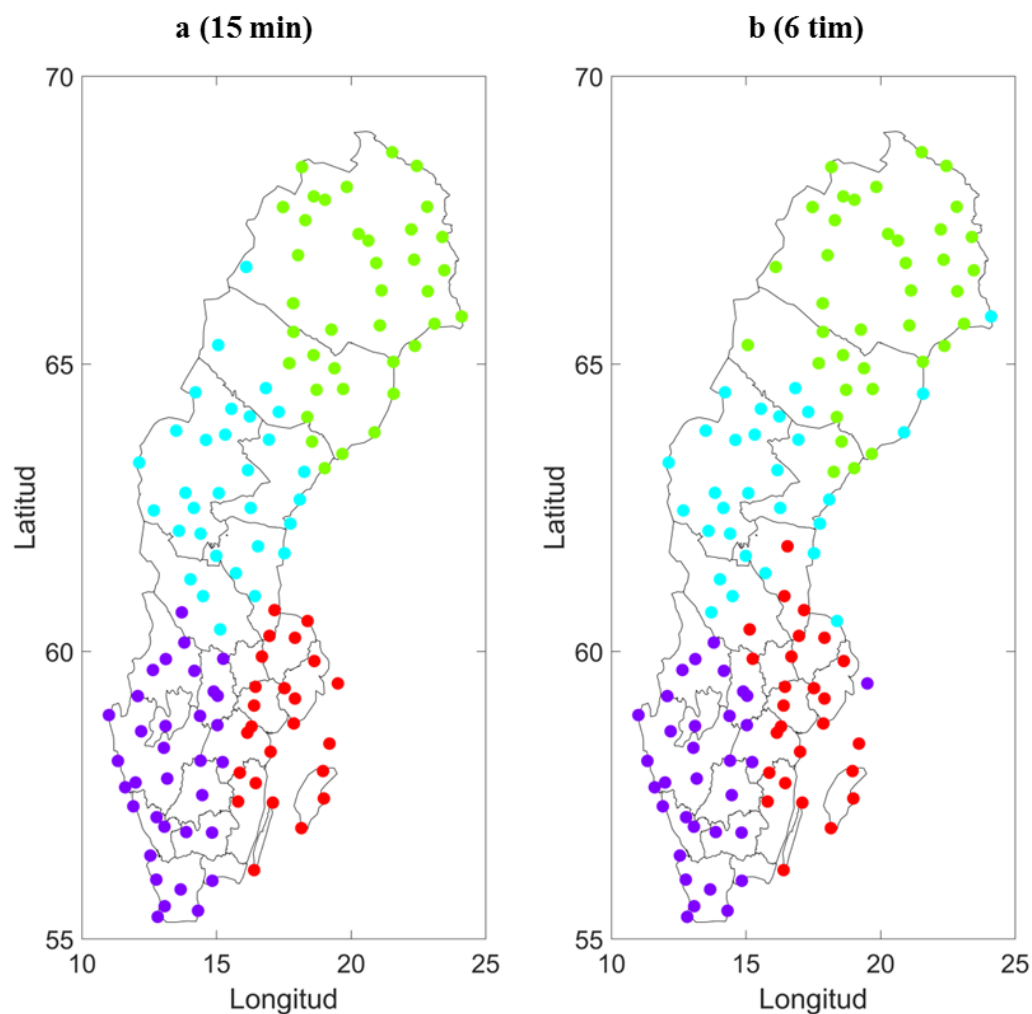
2.1.2 Resultat

I detta avsnitt redovisas resultaten från de analyser som beskrivits i avsnitt 2.1.1. Efter beskrivningar av regional indelning och statistisk anpassning följer ny skyfallsstatistik för Sverige samt några jämförelser med existerande statistik i Sverige och våra grannländer.

2.1.2.1 Regional indelning

I den inledande analysen av regionala skillnader studerades hur t.ex. 10-årsregn med 1 timmes varaktighet varierade med latitud och altitud. Resultatet visade på en tämligen tydlig trend mot minskande värden med ökande latitud över $\sim 60^\circ\text{N}$ (Bilaga III). Latitudberoendet blir ännu tydligare om stationerna indelas i latitudintervall, med ungefär lika många stationer i varje intervall, och 10-årsregnet medelvärdesbildas inom dessa intervall. Ingen tydlig effekt av altitud kunde ses. Se vidare Bilaga III för fullständiga resultat.

Figur 5 visar resultatet av den regionala analysen med fyra kluster (avsnitt 2.1.1.3) för varaktigheter 15 min och 6 timmar (kartor för fler varaktigheter finns i Bilaga IV). Vissa skillnader finns mellan olika varaktigheter men överlag framträder fyra ganska distinkta regioner. Förutom skillnader i nord-sydlig led framträder en skillnad i öst-västlig led i södra Sverige.



Figur 5. Resultat från klusteranalysen för varaktigheter 15 min (a) och 6 timmar (b).

Baserat på resultaten från klusteranalysen föreslås en länsbaserad indelning i fyra regioner, Figur 6:

- Sydvästra Sverige (Region SV; antal stationsår: 624): Skåne, Halland, Kronoberg, Jönköping, V. Götaland, Örebro, Värmland
- Sydöstra Sverige (Region SÖ; antal stationsår: 450): Blekinge, Kalmar, Gotland, Östergötland, Södermanland, Västmanland, Stockholm, Uppsala
- Mellersta Sverige (Region M; antal stationsår: 617): Dalarna, Gävleborg, Jämtland, Västernorrland
- Norra Sverige (Region N; antal stationsår: 749): Västerbotten, Norrbotten

De områden som togs fram med klusteranalysen i Figur 5 följer tämligen väl länsgränser och eftersom en länsindelning underlättar praktisk tillämpning valdes detta angrepp. Några mindre avvikelser från länsgränserna förtjänar att nämnas:

- Västra Östergötland kan anses tillhöra Region SV i stället för SÖ
- Den sydöstra delen av Gävleborg kan anses tillhöra Region SÖ
- Den västra delen av Västerbotten samt (för långa varaktigheter) kustresan längs Norrbotten kan anses tillhöra Region M

Det bör påpekas att en del subjektiva val var nödvändiga i klusteranalysen, främst för att hitta en balans mellan de båda kriterierna som användes (geografisk närhet samt liknande statistiska parametrar). Känslighetsstudier gjordes tills ett stabilt resultat etablerades.

Vidare styrdes alltså klustringen mot att ge fyra regioner, vilket också är ett subjektivt val. Tester med fler kluster visade att regionerna förfinas men att de erhållna gränserna i stort bibehålls (Bilaga IV). Fler regioner än fyra ansågs inte önskvärt eftersom dels riskerar antalet stationsår i någon region att bli för litet för stabil statistik, dels kommer skillnaderna i statistik att bli mindre distinkta.

Det bör också påpekas att det finns annan metodik för att analysera regionala skillnader och beskriva hur den extrema korttidsnederbördens olika statistiska egenskaper varierar geografiskt. Madsen m.fl. (2002) utvecklar en metodik för regionalisering av extremstatistik baserad på POT-angreppet med GP-fördelning och s.k. *L-moments* (Hosking and Wallis, 1997). Burn (2014) beskriver hur *L-moments* kan användas för att analysera sammanslagna regioner. Det rekommenderas att den här föreslagna regionaliseringen undersöks och valideras med *L-moments* eller andra angrepp när resurser finns tillgängliga.



Figur 6. Slutlig indelning i länsbaserade regioner.

Som beskrevs i avsnitt 2.1.1.3 gjordes en korrelationsanalys för att beräkna på vilket avstånd extrem korttidsnederbörd kan anses statistiskt oberoende (Bilaga V.2), vilket är önskvärt ifall stationerna i varje region ska slås ihop enligt stationsårsmetoden. Resultatet visade att extremer med 15 min (6 tim) varaktighet kan ses som okorrelerade på avstånd över ~10 km (~30 km). Eftersom medelavståndet mellan två av SMHIs automatstationer är ~60 km kan vi anse att korttidsextremerna från dessa stationer är statistiskt oberoende och att stationsårsmetoden kan användas (se vidare Bilaga V.2). I resten av kapitel 3 redovisas analyser och resultat för sammanslagna, regionala serier.

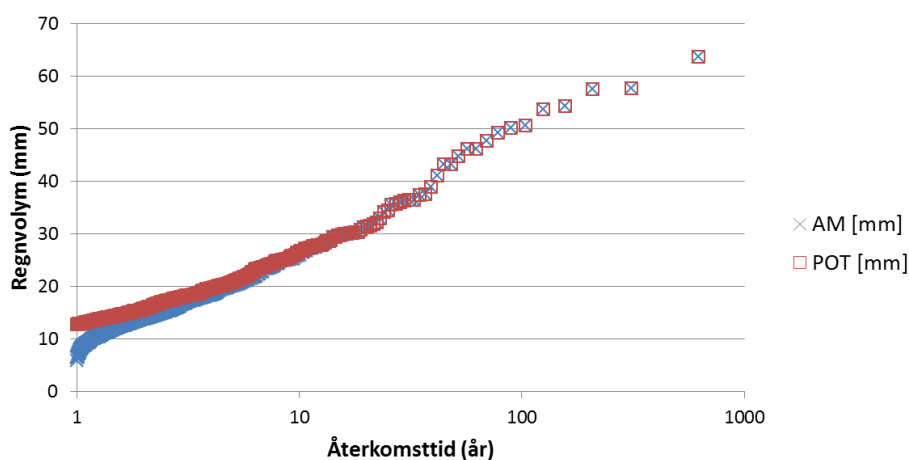
2.1.2.2 Statistisk anpassning

Figur 7 visar extremvärdena framtagna genom metoderna *Annual Maximum* (AM) och *Peak-Over-Threshold* (POT) för den sammanslagna serien i region SV. Återkomsttiden T är beräknad enligt

$$T = (n + 1)/(n + 1 - i) \quad (6)$$

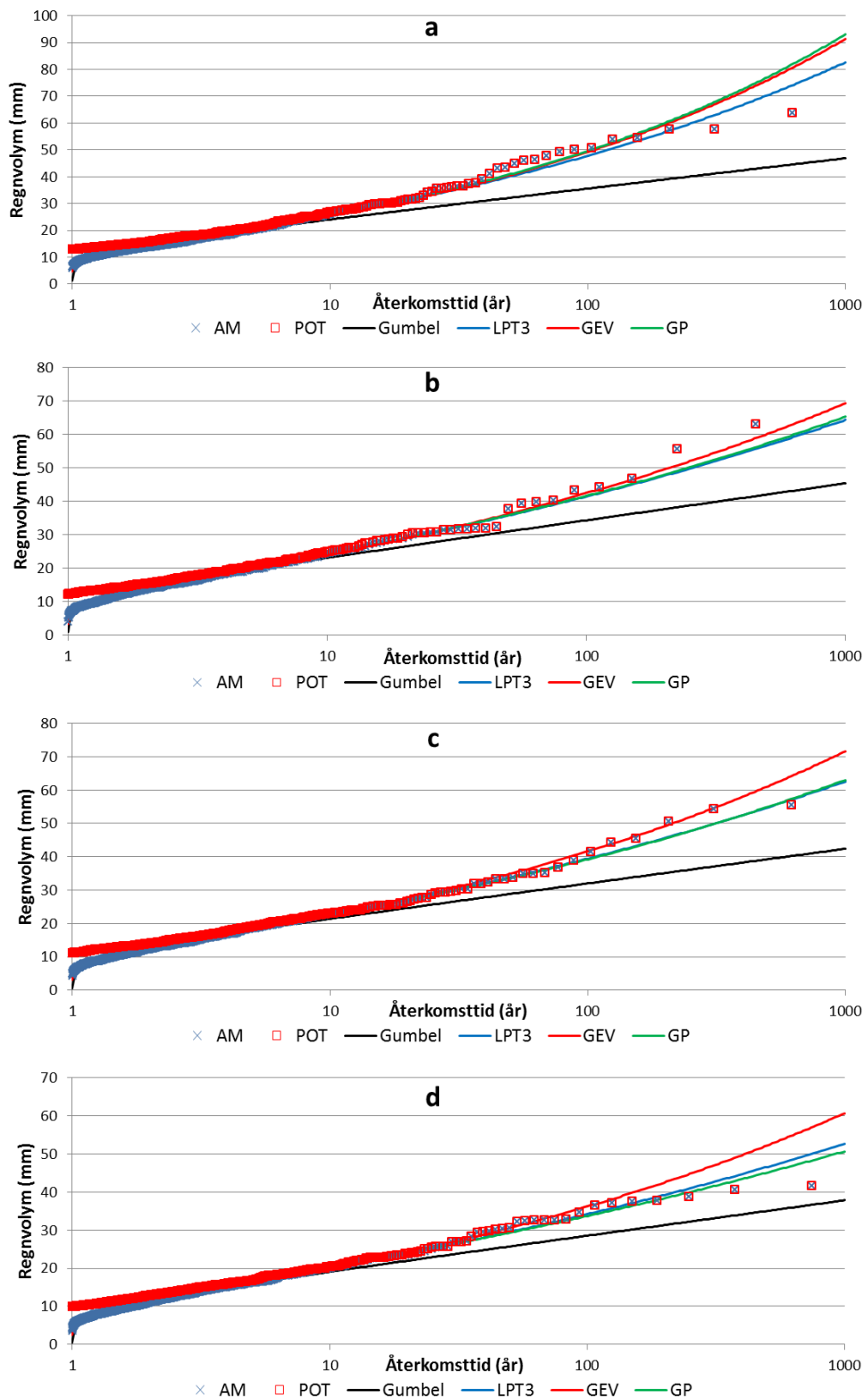
där n är antalet värden i serien och i värdets rangordning.

För återkomsttider över ca 14 år (motsvarande ca de 50 högsta värdena) är de två metoderna identiska, men för kortare återkomsttider ligger POT gradvis allt högre över AM. För en lång hopslagen serie syns skillnaden mellan AM och POT alltså främst i seriernas ”nedre svans”.



Figur 7. Exempel på extrema regnolymer framtagna med metoderna AM och POT.

Exempel på anpassade fördelningar visas i Figur 8, för 1-tim regn i samtliga regioner. För återkomsttider mellan 3 och 10 år är skillnaden mellan de anpassade fördelningarna liten (ca ± 1 mm från medelvärdet av fördelningarna). För kortare återkomsttider ligger de fördelningar som anpassats till POT-värdena högre, i enlighet med Figur 7. För längre återkomsttider ligger Gumbel-fördelningen lågt och den är uppenbart olämplig som beskrivning för långa återkomsttider. Fördelningarna GP och LPT3 är ofta väldigt lika och ofta ligger GEV-fördelningen något högre för långa återkomsttider Figur 8 b-d. Anpassningsdiagram för fler varaktigheter finns i Bilaga II.4.

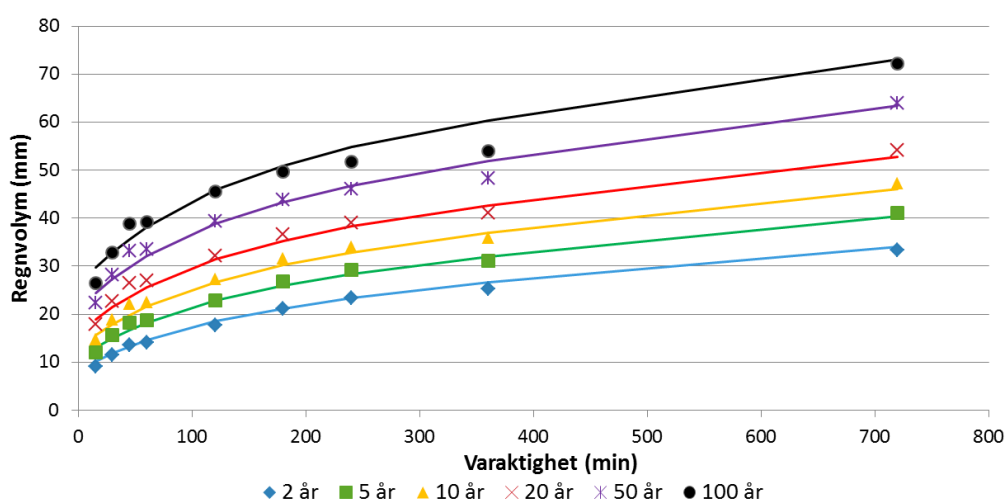


Figur 8. Framtagna 1-tim regnvolym och anpassade sannolikhetsfördelningar för de sammanslagna serierna i region SV (a), SÖ (b), M (c) och N (d).

Baserat på resultaten valdes angreppet med fördelningen *Generalized Pareto* (GP) anpassad till extremvärden identifierade med *Peak-Over-Threshold* (POT) ut för att ta

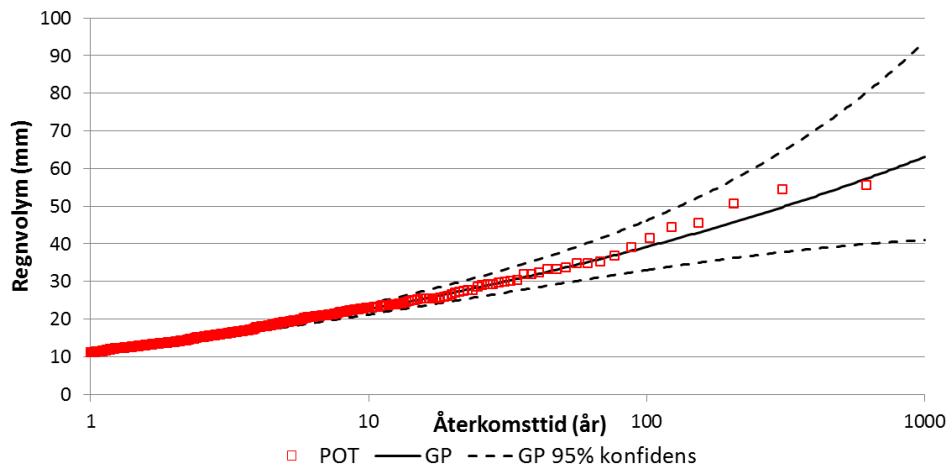
fram den slutliga statistiken för de fyra regionerna. Valet motiveras både av POT-metodens fördelar jämfört med AM-metoden (2.1.1.1), att angreppet rekommenderats i tidigare studier och att det visat sig ge en god anpassning till dessa data (Figur 8 och Bilaga II). Bedömningen av anpassningarna har gjorts enbart genom okulär besiktning, och är därför subjektiv, men en mera objektiv bedömning baserad på hypotestestning torde inte förändra slutsatsen.

I Figur 9 visas ett exempel på anpassning (region M) av potensekvationen (ekvation 6) till de värden som erhålls direkt ur GP-anpassningarna för olika varaktigheter. För korta återkomsttider ligger de anpassade kurvorna mycket nära punkterna från GP-anpassningen. För långa återkomsttider avviker GP-punkterna successivt allt mer från potensekvationen, vilket torde främst avspegla statistiskt brus, men totalt sett är ekvationen även här en godtagbar approximation. Anpassningarna för samtliga regioner visas i Bilaga VI.1, och där finns även parametervärden för de olika regionerna.



Figur 9. Exempel på anpassning av potensmodellen (ekvation 6; linjer) till regnvolymerna från GP-anpassningarna (punkter), region M.

I Figur 10 visas ett exempel på GP-anpassning (för region M) och även gränserna för intervallet med 95% konfidsgrad. Upp till ca 100 års återkomsttid är intervallet nästan helt symmetriskt men för längre återkomsttider blir det mer och mer asymmetriskt. Baserat på symmetrin utvecklades en förenklad modell av konfidsintervallet i syfte att kunna uttrycka det som en (symmetrisk) fraktion av själva regnvolymen för samma återkomsttid, se Bilaga II.5.



Figur 10. Framtagna 1-tim extremvärden och anpassad GP-fördelning inklusive konfidensintervall för den sammanslagna serien i region M.

2.1.2.3 Ny skyfallsstatistik och några jämförelser

I Tabell 5 till Tabell 8 redovisas den framtagna regionala skyfallsstatistiken för utvalda varaktigheter och återkomsttider, inklusive beräknad osäkerhet. Som beskrivits i tidigare avsnitt baseras resultaten på:

- 15-minuters data från SMHIs automatstationer från starten av vardera stationen under år 1996 och fram till och med september 2017.
- Ackumulerade regnvolym från 15 min till 12 tim som korrigerades genom multiplikation med koefficienterna i Tabell 4 för att justera för fasta 15-min intervall.
- Stationsårsmetoden, det vill säga att för varje region sammanfogas observationerna från alla stationer till en lång tidsserie.
- En *Peak-Over-Threshold* metod med ett tröskelvärde satt så att lika många blockregn identifieras som antalet år i den sammanslagna serien.
- En *Generalized Pareto* fördelning anpassad genom *maximum-likelihood*.

De övre gränserna för återkomsttid och varaktighet i Tabell 5-8 avspeglar resultaten i tidigare avsnitt. Eftersom den regionala statistiska anpassningen är mycket god upp till (minst) 100 års återkomsttid (Figur 8); därför bedömer vi att statistiken kan användas upp till 100 år. För längre återkomsttider än 12 tim kan inte den regionindelning som gjorts (Figur 6) antas gälla; därför redovisas statistik enbart upp till 12 tim. För omvandling till den i VA-tekniska sammanhang vanliga enheten liter per sekund och hektar (l/s, ha) är gällande att [1 l/s, ha = 0.36 mm/tim] och att [1 mm/tim = 2.78 l/s, ha]. Observera att värdena i Tabell 5-8 inte uttrycks i mm/tim utan i mm under hela varaktigheten.

Tabell 5. Ny skyfallsstatistik för region SV. Värden anges i mm.

SV	15 min	30 min	45 min	1 tim	3 tim	6 tim	12 tim
2 år	11.3 ±0.3	13.1 ±0.4	14.6 ±0.4	16.0 ±0.4	23.0 ±0.6	28.6 ±0.8	36.3 ±1.0
5 år	14.8 ±0.6	16.9 ±0.7	18.6 ±0.8	20.4 ±0.9	28.8 ±1.2	35.3 ±1.5	44.2 ±1.9
10 år	18.0 ±1.1	20.5 ±1.2	22.5 ±1.3	24.5 ±1.4	34.1 ±2.0	41.4 ±2.4	51.5 ±3.0
20 år	22.0 ±1.8	24.8 ±2.0	27.1 ±2.2	29.4 ±2.4	40.4 ±3.3	48.7 ±4.0	60.0 ±4.9
50 år	28.7 ±3.6	32.0 ±4.0	34.7 ±4.4	37.5 ±4.7	50.7 ±6.4	60.5 ±7.6	73.7 ±9.3
100 år	35.1 ±6.1	38.8 ±6.8	41.9 ±7.3	45.2 ±7.9	60.2 ±10.5	71.3 ±12.4	86.3 ±15.0

Tabell 6. Ny skyfallsstatistik för region SÖ. Värden anges i mm.

SÖ	15 min	30 min	45 min	1 tim	3 tim	6 tim	12 tim
2 år	11.1 ±0.3	12.8 ±0.4	14.2 ±0.4	15.6 ±0.4	22.2 ±0.6	27.5 ±0.8	34.7 ±1.0
5 år	13.8 ±0.6	15.9 ±0.7	17.6 ±0.7	19.3 ±0.8	27.4 ±1.2	33.7 ±1.4	42.4 ±1.8
10 år	16.3 ±1.0	18.7 ±1.1	20.7 ±1.2	22.6 ±1.3	32.0 ±1.9	39.3 ±2.3	49.3 ±2.9
20 år	19.2 ±1.6	22.0 ±1.8	24.3 ±2.0	26.5 ±2.2	37.3 ±3.0	45.8 ±3.7	57.3 ±4.7
50 år	23.9 ±3.0	27.2 ±3.4	30.0 ±3.8	32.7 ±4.1	45.8 ±5.8	56.0 ±7.0	69.9 ±8.8
100 år	28.1 ±4.9	32.0 ±5.6	35.2 ±6.1	38.3 ±6.7	53.5 ±9.3	65.2 ±11.4	81.2 ±14.1

Tabell 7. Ny skyfallsstatistik för region M. Värden anges i mm.

M	15 min	30 min	45 min	1 tim	3 tim	6 tim	12 tim
2 år	10.1 ±0.3	11.8 ±0.3	13.2 ±0.4	14.6 ±0.4	21.2 ±0.6	26.6 ±0.7	34.0 ±0.9
5 år	13.0 ±0.6	15.0 ±0.6	16.6 ±0.7	18.2 ±0.8	25.9 ±1.1	32.0 ±1.4	40.4 ±1.7
10 år	15.7 ±0.9	17.9 ±1.1	19.8 ±1.2	21.6 ±1.3	30.2 ±1.8	36.9 ±2.2	46.1 ±2.7
20 år	19.0 ±1.6	21.5 ±1.8	23.5 ±1.9	25.6 ±2.1	35.3 ±2.9	42.7 ±3.5	52.8 ±4.3
50 år	24.5 ±3.1	27.3 ±3.4	29.7 ±3.7	32.1 ±4.0	43.4 ±5.5	51.9 ±6.5	63.4 ±8.0
100 år	29.7 ±5.2	32.8 ±5.7	35.5 ±6.2	38.2 ±6.7	50.9 ±8.9	60.3 ±10.5	73.0 ±12.7

Tabell 8. Ny skyfallsstatistik för region N. Värden anges i mm.

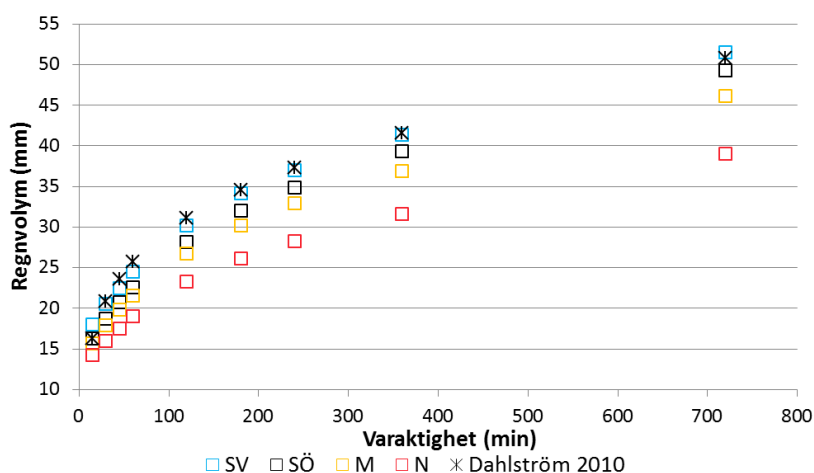
N	15 min	30 min	45 min	1 tim	3 tim	6 tim	12 tim
2 år	9.3 ±0.3	10.8 ±0.3	12.1 ±0.3	13.3 ±0.4	19.3 ±0.5	24.0 ±0.7	30.6 ±0.8
5 år	11.8 ±0.5	13.5 ±0.6	14.9 ±0.6	16.3 ±0.7	22.9 ±1.0	28.0 ±1.2	35.0 ±1.5
10 år	14.2 ±0.8	16.0 ±0.9	17.5 ±1.0	19.0 ±1.1	26.1 ±1.5	31.6 ±1.9	39.0 ±2.3
20 år	17.1 ±1.4	19.0 ±1.6	20.6 ±1.7	22.3 ±1.8	30.0 ±2.5	35.8 ±2.9	43.7 ±3.6
50 år	21.8 ±2.7	23.9 ±3.0	25.7 ±3.2	27.6 ±3.5	36.3 ±4.6	42.6 ±5.4	51.1 ±6.4
100 år	26.3 ±4.6	28.5 ±5.0	30.5 ±5.3	32.6 ±5.7	42.1 ±7.3	48.9 ±8.5	58.0 ±10.1

I genomsnitt över alla varaktigheter och återkomsttider är:

- Värdena för region SÖ 8% lägre än värdena för region SV.
- Värdena för region M 5% lägre än värdena för region SÖ.
- Värdena för region N 13% lägre än värdena för region M.

Det är således tämligen distinkta skillnader mellan regionerna, vilket stödjer den regionsuppdelning som gjordes efter klusteranalysen (avsnitt 3.1.2.1 och Bilaga IV), och den totala skillnaden från region SV till region N är ca 25%. I det följande görs en jämförelse mellan värdena i Tabell 5 till Tabell 8 och dels gällande skyfallsstatistik (Dahlström, 2010; Svenskt Vatten, 2011), dels värden från våra grannländer.

Figur 11 visar att 10-årsvärdena från Dahlström (2010) ligger mycket nära de i denna studie framtagna värdena för region SV. Detta avspeglar det urval av stationer som använts i Dahlström (2010) och som har sin tyngdpunkt i region SV. För övriga regioner ligger således den regionala statistiken lägre än Dahlström (2010), med ungefär de procentsatser som skiljer regionerna (se början av detta avsnitt).



Figur 11. Regnvolym med 10 års återkomsttid i regionerna jämfört med Dahlström (2010).

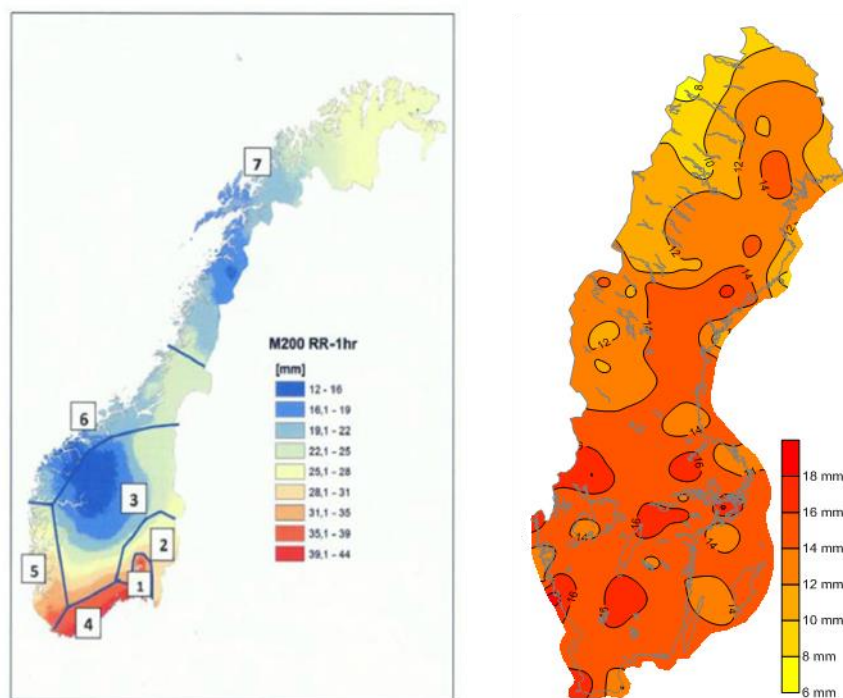
I Tabell 9 jämförs den framtagna skyfallsstatistiken med utvalda 1-timmessvärden från motsvarande statistik i våra grannländer. Vad gäller Danmark ligger värdena för varaktigheter mellan 2 och 100 år i Själland (SVK, 2014) mycket nära de för region SV i vår statistik. Vad gäller Finland matchar statistiken för landets södra och mellersta delar väl vår region M (Klimatguiden.fi, 2017).

Tabell 9. Jämförelser mellan den framtagna skyfallsstatistiken med 1-timmessvärden och exempel från motsvarande statistik i våra grannländer.

Land	Landsdel	Återkomst-tid	Regnmängd enligt nationell statistik	Regnmängd enligt SMHIs statistik
Danmark	Själland	2 år	ca 16 mm	16.0 mm (region SV)
	Själland	10 år	ca 25 mm	24.5 mm (region SV)
	Själland	100 år	ca 45 mm	45.2 mm (region SV)
Norge	Norra (region 7)	200 år	23 mm (enl. tabell) 16-22 mm (enl. karta)	38.5 mm (region N)
	Mellersta (regioner 3,6)	200 år	19.7 mm (enl. tabell) 22-25 mm (enl. karta)	45.5 mm (region M)
	Södra (region 2)	200 år	28.2 mm (enl. tabell) 25-30 mm (enl. karta)	54.4 mm (region SV)
Finland	Södra o Mellersta	10 år	22.8 mm	21.6 mm (region M)
	Södra o Mellersta	100 år	36.6 mm	38.2 mm (region M)

Värdena för Norge (Førland m.fl., 2015) är emellertid avsevärt lägre än för angränsande region i vår statistik. Figur 12 (Førland m.fl., 2015) visar Norges regioner där region 2 angränsar till vår region SV, region 3 och 6 till region M och region 7 till region N. Skillnaderna i statistik avspeglas i de högsta observationerna, som är ungefär dubbelt så

stora i Sverige. Skillnaderna torde bero främst på skillnaderna i klimat, t.ex. med bättre förutsättningar för konvektion och därmed intensiv korttidsnederbörd i Sverige. Andra möjliga förklaringar till skillnaderna är att de norska observationerna sträcker sig längre bakåt i tiden, och således kan avspegla en klimateffekt mot kraftigare skyfall, samt att annan statistisk metodik använts. En karta över årets högsta 1-timmeregns indikerar högre värden i östra än i västra Norrland, Figur 12, och att extremvärdena i våra regioner M och N troligen domineras av bidrag från regionernas östliga stationer.



Figur 12. Regional indelning i Norge (Førland m.fl., 2015) samt medelvärdet av årets största 1-tim nederbörd i Sverige under 1995-2017.

2.2 Skyfall med långa återkomsttider

En relevant fråga efter t.ex. skyfallet i Köpenhamn 2011 är ”vilket är det värsta skyfallet som kan inträffa i Sverige?”. Denna fråga har, i alla fall i dagens kunskapsläge, inget entydigt svar utan kan enbart uppskattas via olika metoder, t.ex. *Probable Maximum Precipitation* (PMP). I praktiken används ibland de högsta observerade skyfallen i Sverige eller vårt närområde, t.ex. just Köpenhamnsregnet, som uppskattningar av det värsta möjliga skyfallet.

I detta avsnitt presenterar vi först en uppdaterad sammanställning av de högsta observerade skyfallen i Sverige (avsnitt 2.2.1). Därefter görs i avsnitt 2.2.2 några statistiskt baserade tolkningar och analyser av dels den statistik som togs fram i avsnitt 2.1, dels utvalda observerade skyfall, som ett underlag för förbättrad kvantifiering av skyfall med långa återkomsttider.

2.2.1 De högsta observationerna

Årets största nederbördsmängd under 15 min, på någon av SMHIs automatiska väderstationer, har under perioden 1995-2017 varierat mellan 15 mm och 40 mm med ett snitt på 24 mm. Dessa 23 årshögsta fall har inträffat från Malmö i söder till Saittarova i

norr. Både inlandsstationer och kuststationer har drabbats. Det har dock varit vanligare att årets största mängd drabbat Götaland eller Svealand än Norrland. Skyfall (här definierat som minst 15 mm på en kvart) kan inträffa under hela dygnet men det är vanligast med skyfall på eftermiddagen eller tidig kväll. Det är vanligast med skyfall i juli följt av augusti. Mer går att läsa i Bilaga I.

I Tabell 10 och Tabell 11 presenteras Svenska nederbördsrekord från SMHIs automatiska väderstationer. Figur 1 och Bilaga I har en karta där alla SMHIs automatstationer finns inprickade som mäter eller har mätt kvartsnederbörd, totalt 128 stycken. 122 stycken stationer är i drift idag.

Tabell 10. Största nederbördsmängder från enbart SMHIs automatstationer, 1995- sep 2017. Löpande 15-min och 1-tim.

Varaktighet	[mm]	Klimnr	Station	Datum
15-min	40.2	94390	Daglösen A	2000-07-05
30-min	57.9	94390	Daglösen A	2000-07-05
45-min	61.1	94390	Daglösen A	2000-07-05
1-tim	¹⁾ 61.5	94390	Daglösen A	2000-07-05
2-tim	90.9	94390	Daglösen A	2000-07-05
3-tim	91.3	94390	Daglösen A	2000-07-05
4-tim	91.5	94390	Daglösen A	2000-07-05
5-tim	91.5	94390	Daglösen A	2000-07-05
6-tim	92.3	106160	Kerstinbo A	2002-07-20
12-tim	101.8	75250	Målilla A	2012-07-08

1) Data saknas under en timme den aktuella dagen de fyra kvartsvärdena timmen innan som innehöll det högsta kvartsvärdet. Sverker Hellström, som var vakthavande meteorolog den aktuella dagen, har dock en handskriven anteckning om att det kom 81.3 mm på en timme.

Tabell 11. Största nederbörds mängder i Sverige från SMHIs automatstationer under 1995 – sept 2017.

Månad	15- min	Station	Datum	30- min	Station	Datum	60- min	Station	Datum
jan	6.8	Västmarkum	120121	8.2	Rångedala	020128	9.8	Floda	010102
feb	8.0	Fredrika	990201	8.3	Fredrika	990201	14.8	Gielas	980225
mar	10.0	Mierkenis	120312	11.5	Mierkenis	120312	13.3	Gielas	980303
apr	10.4	Sala	990430	13.1	Helsingborg	030430	17.3	Helsingborg	030430
maj	38.2	Tomta- backen	100520	50.6	Tomta- backen	100520	55.5	Tomta- backen	100520
jun	22.8	Edsbyn	110612	35.7	Floda	040611	38.5	Floda	040611
jul	40.2	Daglösen	000705	57.9	Daglösen	000705	61.5	Daglösen	000705
aug	31.7	Krångede	000804	42.7	Nordkoster	020801	55.7	Nordkoster	020801
sep	15.4	Tomta- backen	070908	21.7	Kerstinbo	970903	30.3	Gotska Sandön	070911
okt	15.5	Floda	991001	22.2	Floda	991001	27.2	Floda	991001
nov	8.2	Ylinenjärvi	961106	10.5	Films Kyrkby	021124	15.5	Ullared	151129
dec	10.6	Rångedala	991217	14.1	Katterjäkk	161212	15.9	Katterjäkk	161212

I Tabell 12 visas ett intressant fall från Uppsala där mätningarna sker i Uppsala Universitets regi. Detta fall är mera extremt än de som mätts på någon av SMHIs stationer. Vid mätplatsen, vid Observatorieparken på Uppsala Universitet, fanns vid det aktuella tillfället två nederbörds mätare. Den ena mätaren var automatisk av typen vippmätare (avsnitt 1.2) och den andra var av samma typ som SMHIs manuella mätare, Geonorinstrument.

Tyvär var den automatiska vippmätaren sliten vid tillfället vilket gav upphov till att när det regnade extremt mycket förekom dubbeltippningar och mätaren registrerade således för mycket nederbörd (Alexandersson m.fl., 1997). Denna mätare registrerade 121.7 mm under dagen den 17 augusti medan den manuella mätaren mätte 103.9 mm. Nederbörds- mängderna i Tabell 12 är därför korrigerade med en faktor 0.85 (103.9/121.7). Under hela dygnet, från kl 08 (svensk sommartid) den 17 augusti till kl 08 den 18 augusti föll det 104.4 mm.

Tabell 12. Uppsala Aut, 1997-08-17. Löpande 10-min nederbörd.(Källa Hans Bergström, Uppsala Universitet)

Varaktighet	10 min	10 min	30 min	40 min	50 min	1 tim	2 tim
Volym [mm]	28.4	44.7	63.6	74.4	82.2	89.0	101.3

Det finns emellertid anteckningar i äldre nederbördsjournaler, gjorda av SMHIs nederbördsobservatörer, som förtäljer om större mängder än de som beskrivits i tabellerna ovan. Ett exempel är at SMHIs observatör i Skänninge (Östergötland) rapporterade i sin journal 110.8 mm vid mätningen på morgonen den 2 juni 1897. Observatören skriver:

”Natten till den 2 juni, kl 6 på morgonen kom ett häftigt och ovanligt ymnigt åskregn, som varade ej fullt en halftimme och utgjorde den uppmätta nederbörden på sagda korta tid den betydliga mängden af: 110.8 millimeter. Jorden, som var i stort behof af en grundlig rotblöta och bildade breda strömmar, som gjorde djupa fåror i den lösa trädgårdsjorden, och drog sig ned i den grustorra marken, så att då solen, ungefär vid sjutiden, åter började lysa, blef marken inom mindre än en timma åter fullt torr”.

Lite märkligt är det att marken åter blev torr på så kort tid som mindre än en timma. Ett annat exempel är att observatören i Strömsnäsbruk (Södra Småland) rapporterade den 2 juli 1949 kl 07 på morgonen 78.6 mm som fallit sedan förra mätningen 24 timmar tidigare. I en anteckning bredvid det uppmätta värdet står det:

”Enligt uppgift från ing. Sterne, Per Johansson ingenjörbyrå, Växjö, har denna nederbörd i sin helhet fallit den 1 juli under en tid av 45 minuter”.

I Tabell 13 nedan finns några exempel från SMHIs nederbördsstationer som rapporterats enbart genom en anteckning i journalen.

Tabell 13. Exempel på extrem nederbörd under kort tid från SMHIs stationer. Varaktigheten anges i timmar och minuter.

Varaktighet	mm	Station	Landskap	Datum
00:20	48.6	Östersund	Jämtland	1972-07-19
00:30	110.8	Skänninge	Östergötland	1897-06-01
00:45	78.6	Strömsnäsbruk	Småland	1949-07-01
01:15	187.3	Härnösand	Ångermanland	1908-06-18
02:30	114.0	Singeshult	SV Småland	1946-07-15

I SMHIs faktablad nr 4 ”Extrem nederbörd 1900-2004” och i SMHIs tidskrifter ”Månadsöversikt” och ”Väder och Vatten” finns omnämnt ytterligare några fall från privata källor, som bedömts vara, trovärdiga, se Tabell 14 nedan.

Tabell 14. Exempel på extrem nederbörd under kort tid från privata mätningar. Varaktigheten anges i timmar och minuter.

Varaktighet	mm	Station	Landskap	Datum
00:15	50	Degeberga, Kristianstad	Skåne	1973-07-08
00:15	52	Högsäter, Färgelanda	S Dalsland	2000-07-18
01:30	130	Tegelstrand och Slottet	Bohuslän	1973-07-10
02:50	162	Kinna	SV Västergötland	1995-07-15
03:30	185	Slättevrå	SV Småland	1974-08-27

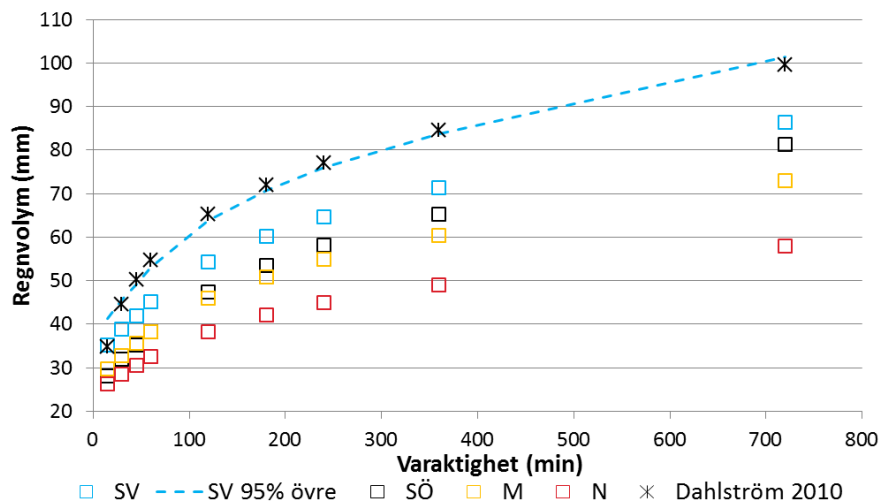
Tabell 15 listar de värsta nederbördshändelserna i kommunala mätare som skett under den bearbetade perioden i detta uppdrag. Antal skyfall som mätt minst 1 mm per 1 min eller 50 mm på 60 min finns i Tabell 25.

Tabell 15. Extrema nederbördshändelser uppmätta i kommunala mätare.

Ort	Datum	mm	Varaktighet
			Tim:min
Uppsala	17 aug 1997	121.1	4:01
Kalmar	29 juli 2003	92.6	6:08
Karlstad	11 sept 1997	67.2	1:32
Stockholm	14 juli 1984	61.7	2:01
Växjö	3 sept 1997	51.4	3:17
Karlskrona	19 juli 2002	43.0	3:40
Malmö	13 aug 2004	42.6	2:38
Borås	2 aug 2000	34.5	1:26
Uddevalla	10 juni 2002	34.0	6:41
Jönköping	22 juli 2002	33.4	1:48

2.2.2 Statistisk tolkning och analys

Statistiken baserad på formeln i Dahlström (2010) gäller enligt rapporten upp till 10 års återkomsttid. Dock har den använts upp till 100 år i riktlinjerna från Svenskt Vatten (2011) och därför kan det vara intressant att jämföra med den nya statistiken. Figur 13 visar att 100-årsvärdena från Dahlström (2010) ligger avsevärt högre än värdena för region SV och värdena ligger i själva verket nära den övre gränsen för konfidensintervallet i region SV. Denna skillnad innebär i praktiken att sällsynta regnhändelser kommer att få avsevärt längre återkomsttid med SMHIs framtagna statistik jämfört med Dahlström (2010).



Figur 13. Jämförelse av 100-årsvärden i ny statistik med Dahlström (2010).

För att exemplifiera skillnaderna i återkomsttid kan vi ta de extrema regnhändelserna som skedde i Köpenhamn 2011 och Malmö 2014, Tabell 16. Med nuvarande statistik (Dahlström, 2010) har återkomsttiderna för dessa båda händelser beräknats till ~1000 respektive ~400 år (Svenskt Vatten, 2016). Med statistiken framtagen i denna studie blir återkomsttiderna i stället ~5000 respektive ~850 år. För sådana långa återkomsttider blir konfidensintervallen mycket breda och de tidigare beräkningarna är med god marginal belägna inom dessa intervall. Återkomsttiderna kan sättas i relation till de högsta observationerna i region SV, där totalt 625 stationsår ingår. För varaktigheten 2 timmar är det högsta värdet 81.5 mm och eftersom Köpenhamnsregnet var nästan dubbelt så stort måste återkomsttiden rimligen bli åtskilligt längre än antalet stationsår. För 6 timmar är den högsta observationen 86.2 mm och därmed måste Malmö-regnet ha en återkomsttid som är längre än antalet stationsår i region SV, mot bakgrund av denna statistik. Frågan om ”egentliga återkomsttider” av dessa storleksordningar är dock i huvudsak akademisk och syftet här har främst varit att belysa skillnader jämfört med tidigare statistik.

Tabell 16. Jämförelse av varaktighet (V), regnvolym (R) och uppskattade återkomsttider (T) för de två regnen i Köpenhamn (2011-07-02) och Malmö (2014-08-31).

Stad	V (tim)	R (mm)	T Dahlström	T SMHI region SV [intervall]	Maxvärde i region SV (antal stationsår)
Köpenhamn	2	150	~1000 år	~5000 år [200-10 000<]	81.5 mm (625)
Malmö	6	120	~400 år	~850 år [40-6500]	86.2 mm (625)

En genomgång och förstudie av metoden *Probable Maximum Precipitation* (PMP) och dess olika varianter gjordes inom skyfallsuppdraget 2015 (Olsson och Josefsson, 2015). PMP är en etablerad metod att beräkna ett ”värsta skyfall” (WMO, 2009). Slutsatsen i Olsson och Josefsson (2015) var att varianten ”lokal metod” är användbar för analys av enskilda händelser, förutsatt att det finns ett tillräckligt historiskt datamaterial som underlag. Den mera systematiska (men mycket resurskrävande) ”generaliserade metoden” föreslogs som ett alternativ för nationell PMP-analys. Vi har inom detta uppdrag inte haft

resurser för att applicera den generaliserade metoden men har däremot gjort en PMP-analys enligt lokal metod av regnet i Köpenhamn 2011.

För PMP-studien av Köpenhamnsregnet införskaffades från DMI meteorologiska data för Köpenhamn sedan 1966 samt korttidsnederbörd sedan 1979. Beräkningarna bygger således på 40-50 års data. Resultatet visas i Tabell 17, där även PMP-analysen av rekordregnet i Daglösen 2000 från Olsson och Josefsson (2015) är inlagd. För varaktigheter 30 min och 1 tim överensstämmer PMP-värdena mycket väl. Detta kan tolkas som att dessa värden kan ses som konsistenta uppskattningar av ett ”värsta skyfall” i Sverige med visst vetenskapligt stöd, även om det finns anteckningar om ännu kraftigare skyfall (Tabell 13). Denna inkonsekvens kan bero på osäkerheter både i PMP-metodiken och i mätningarna (som gjordes för mer än ett sekel sedan).

I PMP-metoden är den förstärkningsfaktor som avspeglar regnets ”effektivitet” särskilt osäker. För Daglösen, med enbart c:a 20 års data, manifesteras denna osäkerhet i att PMP-värdet blir högre för 1 tim än 3 tim (vilket naturligtvis är omöjligt), eftersom förstärkningen blir avsevärt större i det förra fallet. PMP-värdet för 3 tim i Köpenhamn är alltså mer trovärdigt. Det kan nämnas att vissa observationer av Köpenhamnsregnet tyder på att c:a 150 mm föll under mindre än 3 tim på andra platser än den station som användes i analysen, vilket kan indikera att regnet var mer effektivt än vad PMP-analysen visade, åtminstone på denna varaktighet. Se vidare Bilaga VII.

Tabell 17. PMP-analys av regnen i Köpenhamn 2011 och Daglösen 2000.

Varaktighet	Köpenhamn 2011			Daglösen 2000		
	Nederbörds- mängd (mm)	Förstärknings- faktor	PMP (mm)	Nederbörds- mängd (mm)	Förstärknings- faktor	PMP (mm)
30 min	53.0	1.75	92.9	57.9	1.58	91.7
1 tim	93.2	1.49	139.2	81.3	1.71	139.0
3 tim	120.6	1.25	150.4	91.4	1.50	136.9

2.3 Regnets tidsfördelning inom en händelse

Frågan om när under en regnhändelse själva toppen, det vill säga den högsta intensiteten, inträffar har varit föremål för en del internationella studier (t.ex. Huff, 1967) och oss veterligen endast en i Sverige (Arnell, 1982). Frågeställningen är kopplad till de typregn som används vid t.ex. dimensionering av avloppsnät (Svenskt Vatten, 2011). Internationellt finns exempel på både symmetriska (d.v.s med toppen i mitten) och asymmetriska typregn och i Sverige används normalt en symmetrisk variant av *Chicago Design Storm*.

För att göra en uppdaterad undersökning av tidsfördelningen inom regnhändelser i Sverige plockades först de mest intensiva regnen ut från kommunala stationsdata (avsnitt 1.2). Dessa indelades i tre klasser med avseende på varaktighet V:

- Korta regn: $V \leq 60$ min (antal regn: 111)
- Medellånga regn: $60 < V < 90$ min (antal regn: 100)
- Långa regn: $V \geq 90$ min (antal regn: 133)

Därefter utfördes en klusteranalys (se Bilaga V.1) av regnens tidsmässiga fördelning på så sätt att fem naturliga kluster bildades för varje varaktighetsklass. Dessa kluster visade sig, som förväntat, representera fem ”typformer” för en regnhändelse med avseende på när under händelsen regnets tyngdpunkt (d.v.s. den mest intensiva perioden) inträffar: (1) alldeles i början av regnet, (2) efter ungefär en fjärdedel av regnets varaktighet, (3) ungefär i mitten av regnet, (4) efter ungefär tre fjärdedelar av regnets varaktighet, (5) alldeles i slutet av regnet. Dessa typformer, som skiljer sig något åt mellan varaktighetsklasserna, visas i Bilaga V.1.

Tabell 18 visar andelen regn inom varje varaktighetsklass som kategoriserades inom de olika typformerna. Andelen regn som har sin tyngdpunkt innan mitten av regnet (typform 1 och 2) är ~45% för alla varaktighetsklasser. För de korta regnen (<60 min) är fördelningen mellan typformer 3, 4 och 5 relativt jämn emedan det för långa regn (>90 min) är ovanligt att ha tyngdpunkten under regnets andra halva (typform 4 och 5).

Tabell 18. Andel (%) av de olika typformerna för de olika varaktighetsklasserna.

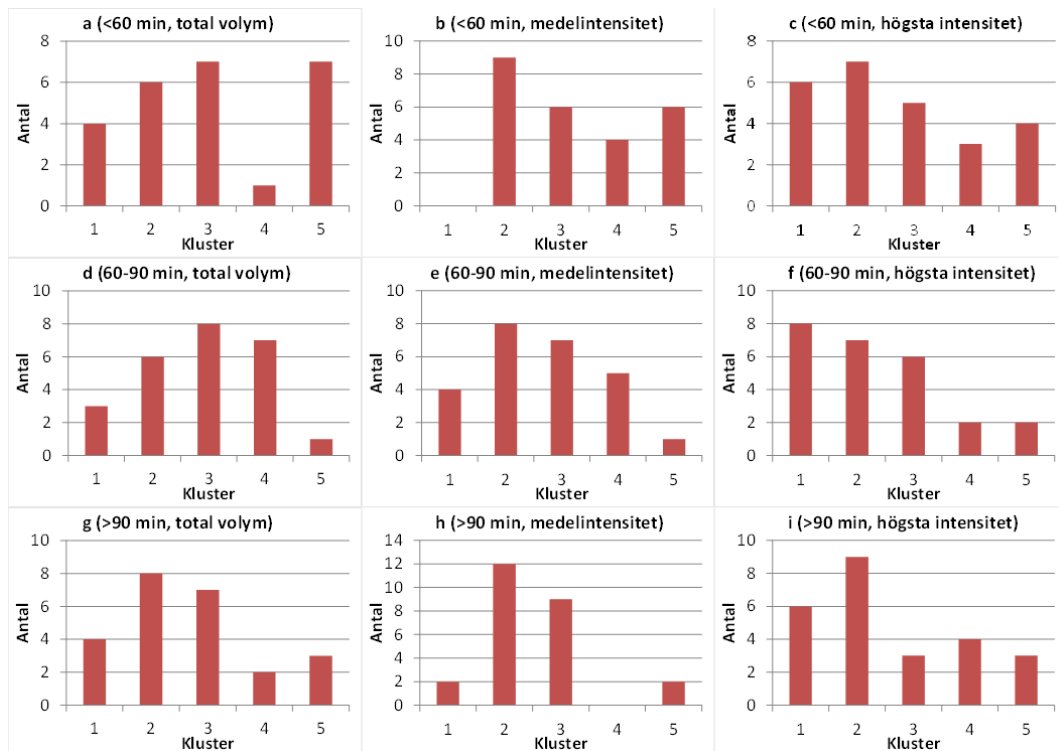
	Typform				
	1	2	3	4	5
<60 min	9.1	38.2	20.0	17.3	15.4
60-90 min	14.2	30.3	29.3	22.2	4.0
>90 min	18.2	27.3	40.1	6.1	8.3

För att undersöka ifall de mest intensiva regnen kan kopplas till någon typform rankades regnhändelserna i de tre varaktighetsklasserna m.a.p. tre egenskaper: (1) total volym, (2) medelintensitet och (3) maximal intensitet. Därefter plottades histogram över typformerna hos de 25 högst rankade regnen i varje kategori.

Resultatet visas i Figur 14. Figur 14a visar således att av de 25 regn i varaktighetsklass <60 min som har högst total volym tillhör fyra typform 1, sex typform 2, sju typform 3, en typform 4 och sju typform 5. Inget tydligt mönster framgår. Vad gäller de 25 regnen med högst medelintensitet finns inget med typform 1 men totalt sett ungefär lika många med tyngdpunkten före respektive efter halva regnet (Figur 14b). Regnen med högst maximal intensitet har oftast sin tyngdpunkt under regnets första halva (Figur 14c).

För de längre regnen (rad 2 och 3 i Figur 14) finns en relativt tydlig tendens till att regnet har sin tyngdpunkt under den första halvan och totalt sett är förekomsten av typformer 1 och 2 nästan tre gånger högre än förekomsten av typformer 4 och 5. Totalt sett avspeglar Figur 14 resultatet i Tabell 18 vilket tyder på att det är liten skillnad i typform mellan de mest intensiva regnen och samtliga regn i analysen.

Sammanfattningsvis visar analysen att korta regn (<1 tim) kan ha sin tyngdpunkt när som helst under händelsen medan för allt längre regn hamnar tyngdpunkten allt oftare under regnets första halva.



Figur 14. Frekvensen av typformer för de 25 största korta (rad 1), medellånga (rad 2) och långa (rad 3) regnen m.a.p. total volym (kolumn 1), medelintensitet (kolumn 2) och högsta intensitet (kolumn 3).

2.4 Extrem areell tvådygnsnederbörd

2.4.1 Inledning

I detta avsnitt ges en beskrivning av de i Sverige allra värsta nederbördstillfällena med nederbördsmängder under två dygn med areell utbredning. Det räcker således inte med att mycket nederbörd har rapporterats från en enda väderstation utan flera stationer i ett område måste ha drabbats av stora mängder. Alla fall i detta avsnitt har orsakat översvämningar och stor skada.

I en tidigare rapport ”Extrem Arealnederbörd i Sverige 1881-1988” av Haldo Vedin och Bertil Eriksson analyserades bland annat alla nederbördsfall då villkoren i Tabell 19 var uppfyllda. Fallen presenterades och beskrevs i deras rapport.

Tabell 19. Definition av extrem areell 24-timmarsnederbörd

- Nederbörds mängd minst 90 mm
- Under 24 timmar
- Area 1000 km²
- De 1000 km² ska vara sammanhängande

Dessa extrema nederbördstillfällen har populärt fått benämningen ”Haldoregn” efter en av författarna.

Ett fantastiskt förarbete gjordes genom att en medarbetare satt i SMHIs arkiv och bläddrade igenom nederbördsjournaler för hand och noterade alla nederbördstillfällen då det kommit minst 60 mm under ett dygn. Resultatet blev en lista med många hundra fall noggrant nedskrivna med nederbörds mängd, stationsnamn och datum. Listan användes för att hitta intressanta datum att studera med stora nederbörds mängder från flera stationer.

För de valda datumen utfördes detaljerade analyser. Nederbörds mängder från alla stationer i området plottades på karta och isolinjer (isohyeter) drogs. Beräkningar och sammanställningar gjordes för att erhålla nederbörds mängder på 24 timmar inom 1000 km². Allt gjordes för hand.

Under efterkommande år har man fortsatt att göras statistik och uppföljning av denna typ av regn genom handanalyser av ytterligare minst två duktiga och erfarna meteorologer.

Det finns dock en subjektivitet i hur isolinjerna har dragits, uppskattningen av mängden nederbörd som fallit inom de värsta 24 timmarna och i beräkningen av hur mycket nederbörd det fallit inom 1000 km². Även om de som utfört analyserna har varit noggranna och erfarna så kan resultatet skilja sig åt beroende på vem som gjort analysen, speciellt i områden där det är långt mellan nederbördsstationerna.

För att undvika subjektiviteten så har det nu tagits fram en ny metod att analysera extrem areell nederbörd med en något modifierad definition som är objektiv så långt det går. Den nya metoden är dessutom enklare och snabbare att använda. Den nya definitionen visas i Tabell 20 nedan:

Tabell 20. Definition av extrem areell 2-dygnsnederbörd

- Nederbörds mängd minst 90 mm
- Under två dygn efter varandra, fast avläsning kl 06UTC varje morgon
- Area 1000 km²
- De 1000 km² ska vara sammanhängande

Som synes är det bara det andra villkoret som skiljer sig åt från originaldefinitionen. Att tidsrymden utökats från 24 timmar till två dygn gör att antal fall som hittas blir fler vid den nya definitionen. Den fjärde punkten är dock fortfarande subjektiv. Vid kartanalys dras isolinjer med en automatisk metod i den nya metoden inte subjektivt av en meteorolog.

Vid en jämförelse mellan de fall som hittades i den ursprungliga rapporten med fall som hittats i denna rapport så finns de flesta fall beskrivna i båda rapporterna. Några fall som godkändes tidigare har inte kunnat godkännas med nuvarande metod och definition. Flera

fall som nu godkänts finns inte beskrivna i den ursprungliga rapporten vilket då förmodligen beror på två-dygnsnederbörd nu studeras istället för 24-timmars nederbörd.

Ambitionen är att kunna förlänga perioden, med studier av extrema areella tvådygnsregn, när mer data kommer in i databasen. Förlängningen kommer att kunna ske i första hand med perioden 1945-1960 och senare kanske ända tillbaka till 1920. Under det året fanns det ungefär lika många stationer som mätte nederbörd som det finns idag, se röda ringar i Figur 1.

2.4.2 Metodbeskrivning

Tillvägagångssättet för den nya objektiva metoden beskrivs nedan, hur urvalet, analysen och beräkningen av nederbörds mängden inom 1000 km² gjorts samt vilka problem som vi brottats med.

Det finns extrema nederbördstillfällena som saknas bland de fall beskrivna i denna rapport eftersom nederbörden hamnat mellan SMHIs mätare. Dessa fall kan dessutom ha orsakat stor skada. Ett sådant omtalat fall är Malmö den 31 augusti till den 1 september 2014. Detta regn drabbade centrala delarna av staden. Det föll inte mer enligt analysen än 79.5 mm på 1000 km². SMHI väderstation ligger vid Jägersro travbana vid östra utkanten av staden. Denna station rapporterade 107 mm totalt under två dygn. Längre västerut i Malmö, där SMHI inte har några stationer, föll det betydligt större mängder enligt radarbilder. VA SYDs egna mätstationer har rapporterat över 100 mm regn vid detta tillfälle och dessa finns placerade på mer utsatta ställen än SMHIs vid Jägersro (Hernebring m.fl., 2015).

2.4.2.1 Urval

SMHIs databas har sökts igenom för perioden 1961- 2017 (tom september) för att hitta alla fall då det första och andra villkoret i Tabell 20 ovan uppfyllts, minst 90 mm under två dygn efter varandra på en av SMHIs väderstationer. 792 fall har hittats och listats i Tabell 21 nedan visas en del av resultatet från 2014. Som synes är vissa fall dubbla i listan om nederbörds mängden är minst 90 mm under ett dygn.

De 792 hittade fallen fördelades på 260 olika datum. Vid varje datum har således en eller flera stationer rapporterat minst 90 mm under två dygn efter varandra. Alla dessa datum har analyserats, se vidare nedan.

Tabell 21. Några fall då två-dygnsnederbörden varit minst 90 mm under 2014. Mätning av största dygnsnederbörden gjordes kl 06UTC angivet datum.

Datum	Station	klimatnr	Dygn 1	Dygn 2	2-dygn
2014-08-18	Torup A	63590	82.1	56.2	138.3
2014-08-18	Skeppshult D	73070	91.5	39.4	130.9
2014-08-18	Reftele D	73080	76.5	36.8	113.3
2014-08-18	Eftra D	62510	66.7	44.6	111.3
2014-08-18	Skeppshult D	73070	0.6	91.5	92.1
2014-08-20	Hällum A	83190	133.7	5.7	139.4
2014-08-20	Hällum A	83190	4.3	133.7	138.0
2014-08-20	Vårgårda D	82020	38.6	96.1	134.7
2014-08-20	Uplo	82060	11.9	108.4	120.3
2014-08-20	Uplo	82060	108.4	3.0	111.4
2014-08-20	Vårgårda D	82020	96.1	13.4	109.5
2014-08-31	Malmö A	52350	54.0	53.4	107.4
2014-09-01	Malmö	53360	58.5	58.6	117.1
2014-09-22	Films Kyrkby D	107130	96.5	8.6	105.1
2014-09-22	Films Kyrkby A	107140	93.4	10.5	103.9
2014-09-22	Films Kyrkby D	107130	0.0	96.5	96.5
2014-09-22	Films Kyrkby A	107140	0.0	93.4	93.4

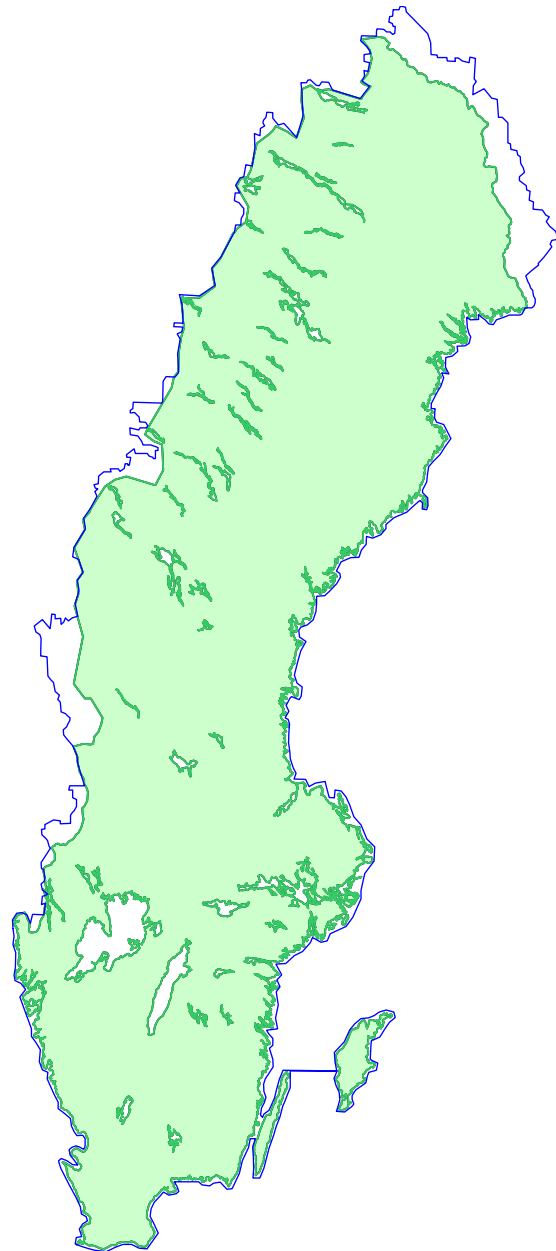
2.4.2.2 Område

För Sverige är inte bara nederbörden som faller inom landets gränser intressant. Avrinningsområden för Svenska vattendrag sträcker sig även in i Norge och Finland varför vi även måste ta hänsyn till nederbörden i dessa länder vid analysen.

Den blå linjen i Figur 15 till höger visar det område som använts för denna studie. Arealen 1000 km² måste ligga inom området enligt villkoret i Tabell 20 ovan.

Hela Sverige ligger inom området som studeras och där ett avrinningsområde sträcker sig utanför Sverige finns även delar av Norge eller Finland med. Insjöar är inte borttagna utan de 1000 km² skulle kunna ligga över delar av till exempel Väneren eller Vättern.

För att analysen ska bli bästa möjliga har norska och finska stationer utnyttjats, och då även stationer utanför den blå linjen.



Figur 15. Blå linje anger området.

2.4.2.3 Extraktion av data

För alla de utvalda 260 datumen extraheras dygnsnederbörden ur SMHIs databas från alla svenska stationer för det angivna datumet samt dygnet före och dygnet efter.

Alla SMHIs stationer, i hela Sverige, som rapporterat dygnsnederbörd har extraherats och sammanställts på nedanstående sätt. Mätning av nederbörd har gjorts kl 06 UTC (kl 07 Svensk Normaltid eller kl 08 Svensk sommartid) angivet datum. Nederbörden avser då den ackumulerade mängden under 24 timmar. Sverige är indelat i fyra landsdelar: Götaland, Sveland, södra Norrland och norra Norrland med numrering från 1 till 4.

Tabell 22. Extraherade data från 2014-08-17 – 19. X och Y är stationens koordinat i RT90. Klimatnr är ett internt stationsnummer.

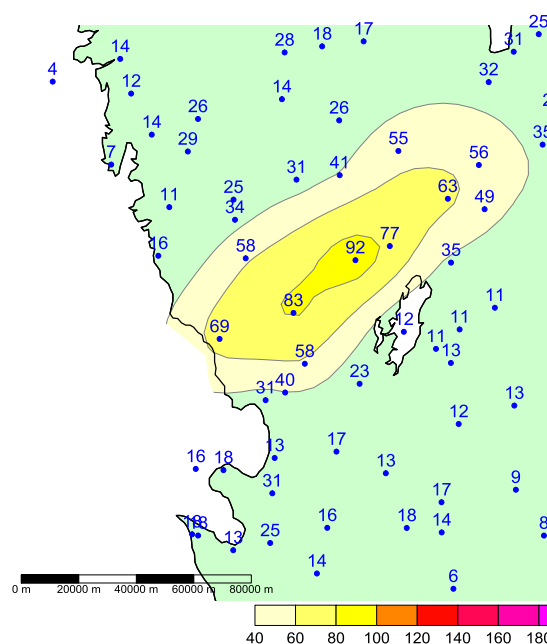
X	Y	station	klimatnr	17	18	19	sum 17-18	sum 18-19
1332954	6317001	Torup A	63590	0.8	82.1	56.2	82.9	138.3
1354496	6335348	Skeppshult D	73070	0.6	91.5	39.4	92.1	130.9
1366450	6340248	Reftele D	73080	0.4	76.5	36.8	76.9	113.3
1307247	6307944	Eftra D	62510	2.5	66.7	44.6	69.2	111.3
1386647	6356701	Kävsjö D	73200	0.3	63.0	26.5	63.3	89.5
1316329	6335989	Ullared A	72090	1.6	56.3	29.5	57.9	85.8

Om det intressanta området legat i närheten av gränsen till Norge har data även hämtats från Norge och lagts till i tabellen ovan. I några fall har området legat nära gränsen till Finland och då har data välvilligt kunnat fås från finska vädertjänsten.

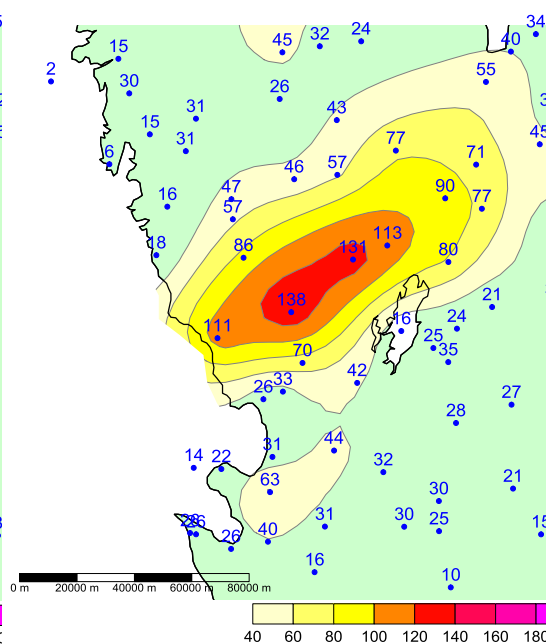
2.4.2.4 Analys

En griddning med metoden Kriging har gjorts i GIS-programvaran Surfer. Standardinställningar har använts. Griddningen har gjorts i ett regelbundet rutnät med upplösningen 5 km som representerar nederbördsmängden inom rutor med areor på 25 km².

Analyserade kartor för alla 260 datum där minst en station haft en tvådygnsnederbörd på minst 90 mm har tagits fram. I dessa kartor har tvådygnsnederbörder plottats och isolinjer (isohyeter) dragits, enligt exempel Figur 16 och Figur 17 nedan där man ser svenska västkusten.



Figur 16. Två-dygnsnederbörd [mm],
2014-08-17 - 18

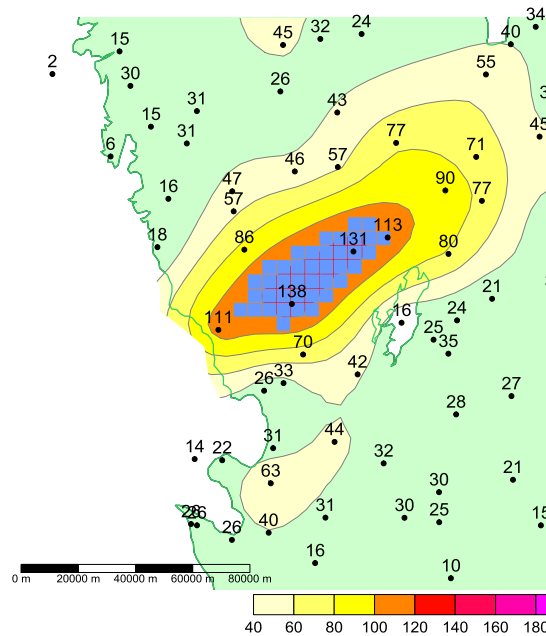


Figur 17. Två-dygnsnederbörd [mm],
2014-08-18 - 19

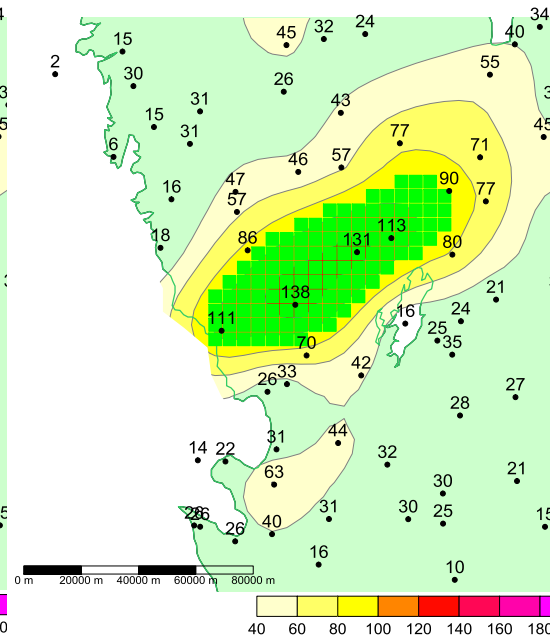
De 40 gridrutor med störst nederbörd har plockats ut som ligger inom kartområdet. Varje ruta har en area av 25 km² vilket innebär att de 40 rutorna har en total area på 1000 km², se Figur 18. Medelvärdet av nederbördsmängden i de 40 rutorna, eller 1000 km²,

beräknas och ger i exemplet 120.6 mm. Detta fall är således ett godkänt fall enligt den nya metoden eftersom mängden överskrider 90 mm och området är sammanhängande. Men enligt den gamla metoden är detta fall inte ett "Haldoregn". Skyfallet i Torup 2014-08-18 föll på kriteriet att minst 90 mm skulle ha kommit inom de värsta 24 timmarna. De 120.6 mm fick reduceras med 0.69 till "bara" 83 mm efter analys av regnets varaktighet.

Även alla rutor med minst 90 mm har tagit fram, se Figur 19. I detta fall är det 111 rutor som har en total area på 2775 km².



Figur 18. Två-dygnsnederbörd [mm], 2014-08-18 - 19. Blå rutor visar de 40 rutor med mest nederbörd.



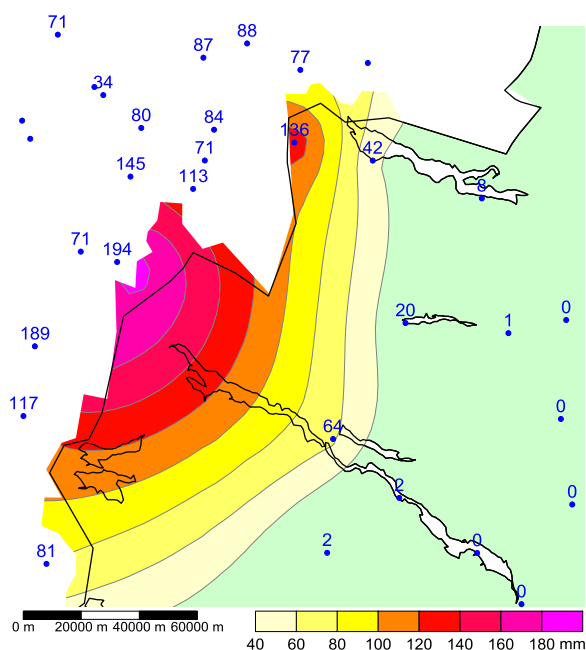
Figur 19. Två-dygnsnederbörd [mm], 2014-08-18 - 19. Gröna rutor visar minst 90 mm.

2.4.2.5 Felkällor

I södra Sverige ligger stationerna ofta tätare än i Norrlands inland och i fjälltrakterna. Antal stationer har också varierat över tid. Det innebär att isolinjerna kring en lokal regn-skur, som bara drabbat en station, kan få ett för stort utrymme.

Ett exempel är att väderstationen i Katterjåkk rapporterade att det fallit totalt 136 mm nederbörd vid mätningarna på morgonen den 28 och 29 januari 1981, se Figur 20. Eftersom stationen ligger nära norska gränsen så har även data från norska stationer tagits med i analysen.

Mycket stora mängder på exempelvis 194 mm och 189 mm rapporteras från två stationer i Norge. Eftersom det saknas mätningar i ett stort område på Svenska sidan har det analyserats mycket stora mängder i Sverige och i avrinningsområden belägna i Norge.



Figur 20. Två-dygnsnederbörd [mm], 1981-01-28 - 29

Isolinjerna skulle förmodligen sett annorlunda ut om fler stationer funnits att tillgå i svenska fjällen. Metoden för att ta fram areell tvådygnsnederbörd, som beskrivs i kapitlet ovan, har dock använts konsekvent oavsett hur tätt stationerna ligger. Detta innebär således att vissa analyser, där stationerna ligger glest, är osäkra som i Figur 20.

Vid nederbördsräkning finns ett antal faktorer som alla innebär att för lite nederbörd mäts. Det viktigaste är aerodynamiken, ett vindfält runt nederbördsräknaren medför att inte all nederbörd som borde hamnat i mätaren gör det. Denna effekt ökar ju lättare nederbörden är och ju mer det blåser. Vid kraftigt regn, som det mestadels rör sig om i denna rapport, är den verkliga nederbördsmängden knappast mer än 5-10% större än den uppmätta (Vedin och Eriksson, 1988). Se även avsnitt 2.1.1.2.

Det förekommer att observatören inte mäter nederbördsmängd vid rätt tidpunkt kl 06 UTC (kl 07 svensk vintertid eller kl 08 svensk sommartid). Om observatören mäter för sent får det till följd att för mycket nederbörd erhålls under det första dygnet och för lite under nästa. Eftersom vi i denna studie är intresserad summan av nederbördsmängden under två dygn efter varandra så torde inte för tidig eller sen avläsning medför något problem.

Om vi förutsätter att observatören läser av nederbördsmängden korrekt och vid rätt tidpunkt så finns ytterligare ett antal felkällor. Här är några:

- Avdunstning, det finns dock ett skydd som ska motverka avdunstningen
- Vidhäftning, droppar fastnar på nederbörds kärlets insida
- Observatören bortrest. Enligt instruktion ska observatören notera med en klammer att nederbörds mängden gäller fler dygn. Vid inläsning till databas kan detta flerdygnsvärde ha tolkats som att gälla ett enda dygn.
- Otydligt skrivna siffror av observatören eller slarv av den som matat in data i databasen kan göra att fel nederbörds mängder hamnat i databasen. Om fel upptäcks i databasen görs emellertid en rättning av värdet snarast.

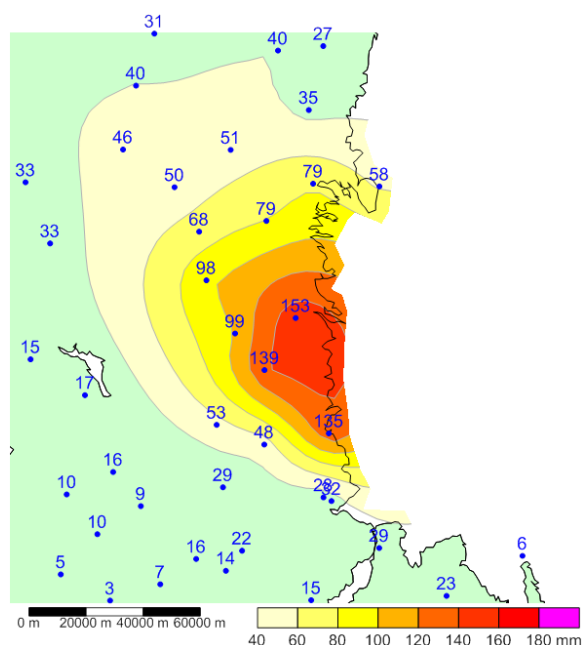
2.4.3 Resultat

Totalt har 68 fall hittats med extrem areell nederbörd mellan 1961 och 2017 (57 år) då villkoren i Tabell 20 uppfyllts. Således har det förekommit drygt ett fall per år i genomsnitt. I Bilaga VIII finns en lista med alla analyserade fall som uppfyller villkoren i Tabell 20. Stationen med störst tvådygnsnederbörd ligger i centrum av figuren med något undantag. Färgskalan och kartskalan i figurerna är samma i alla figurer för att det ska vara enklare att jämföra olika fall.

I Figur 21 ser vi det senaste godkända fallet från augusti 2017. Värst drabbad blev stationen i Söderala som mätte 152.6 mm under två dygn. På morgonen kl 08 svensk sommartid den 5 augusti mätte man 130.3 mm som fallit de senaste 24 timmarna och på morgonen efter mätte man 22.3 mm.

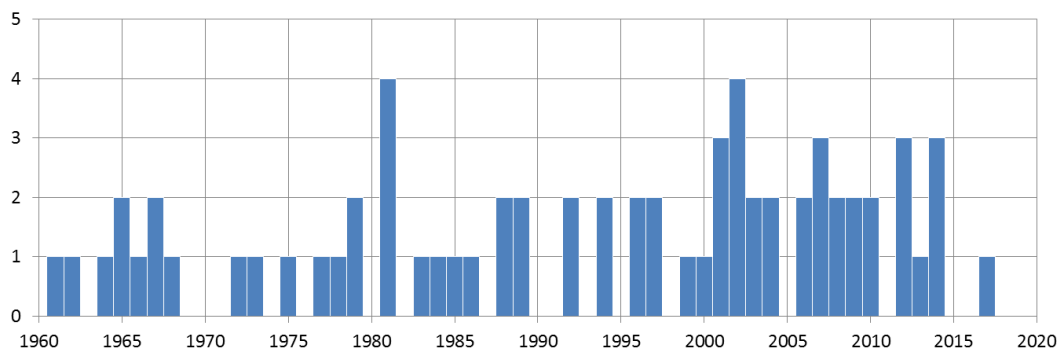
En beräkning av den genomsnittliga nederbörds mängden inom 1000 km² gjordes, 142.8 mm, med metod beskriven ovan. Den totala ytan som drabbades av minst 90 mm beräknades till 3125 km².

Dessa extrema tvådygnsregn förekommer inte varje år, se Figur 22. Det förefaller dock vara en ökning av antal fall trots att antal stationer har minskat sedan 1960-tal till idag, jämför Figur 1. Dock har inga fall förekommit varken under år 2015 eller 2016 och ett enda hittills under 2017 till och med september.



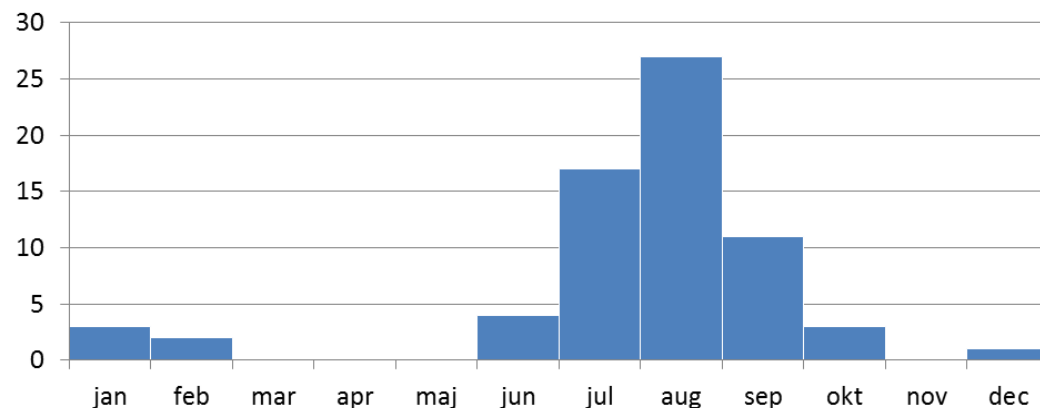
Figur 21. 2017-08-05 - 06
medelnederbörd 1000 km²: 142.8 mm,
area med minst 90 mm: 3125 km²

Det ska bli intressant att se hur många fall som förekommit före 1961. Men fortfarande saknas mycket data i digital form före detta år så denna analys är inte möjlig ännu. Vi vet dock att några mycket intressanta och omfattande regn har förekommit. Exempelvis under augusti 1945 kom mycket stora regnmängder i olika delar av landet och i augusti 1951 föll mycket stora regnmängder i framförallt Västmanland men även kringliggande landskap drabbades svårt.



Figur 22. Antal fall av extrem tvådygnsnederbörd under åren 1961 – 2017 (tom september).

Säsongen av extrem areell tvådygnsnederbörd är från juni till oktober med en topp i augusti, se Figur 23. Några fall har förekommit under december till februari. Dessa fall har dock inträffat i fjällen och i observationsglesa områden med osäker analys som följd.



Figur 23. Antal fall per månad 1961-2017 (t.o.m. september). Totalt 68 fall.

Extrema tvådygnsregn har drabbat alla landsdelar i Sverige, se Figur 24 och Figur 25. Dessa två figurer är en sammanställning av alla 68 extrema areella nederbördsfall som presenteras i Bilaga VIII. Från kartorna kan vi se att hela Sverige har drabbats av dessa extrema tvådygnsregn. Exakt vilka områden som drabbats måste ses som slumpmässigt. Nästa fall som inträffar kan drabba ett tidigare drabbat område eller ett icke drabbat område under perioden 1961-2017.

Vi noterar att Norrlandskusten har drabbats flera gånger av extrem tvådygnsnederbörd. Samma område får också stora årsmängder av nederbörd. Orsaken till att detta område ofta drabbas är friktionsskillnader mellan hav och land vilket medför en förstärkt hävning (Vedin och Eriksson, 1988).

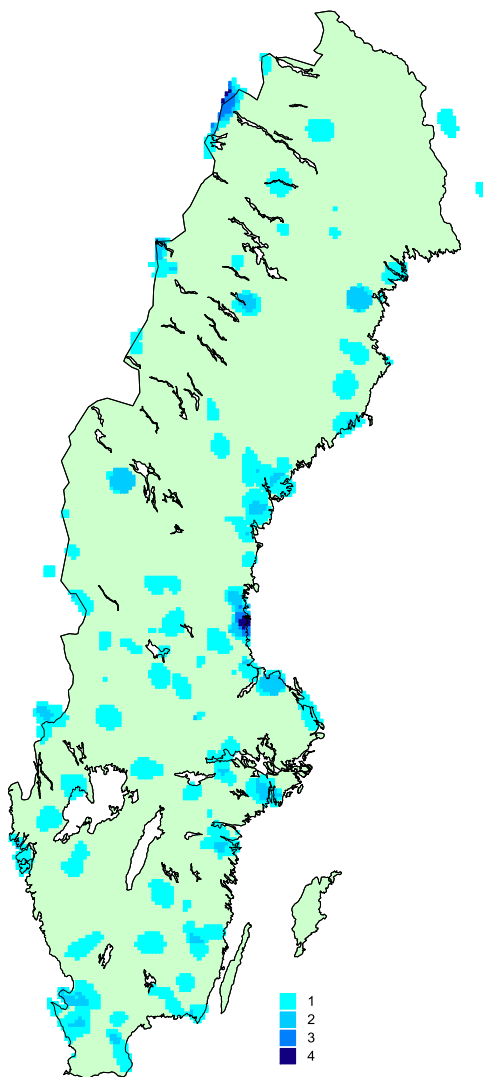
Västra Götaland har störst årsnederbörd i Sverige, inre Halland får ungefär dubbelt så mycket årsnederbörd som Kalmartrakten. Vi ser inte att detta område med stor årsnederbörd är oftare drabbat av de extrema areella tvådygnsregnen än övriga Sverige.

Ett åskregn kan vara riktigt intensivt och ge stora regnmängder under loppet av kanske en kvart eller en timme. Men för att regnvolymerna ska bli riktigt stora under något dygn krävs oftast att ett lågtryck med tillhörande frontsystem och nederbördsområde rör sig

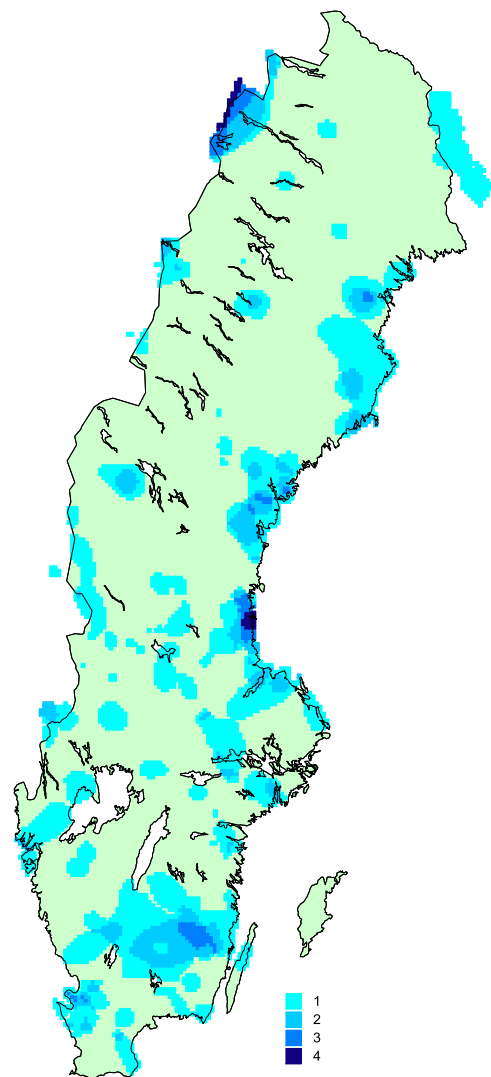
sakta eller är stillaliggande så att regnet varar under lång tid. När det finns insprängda åskmoln i nederbördsområdet kan mängderna bli ännu större.

En vanlig vädersituation som kan ge mycket stora nederbördsvolymen är att det är stora temperaturkontraster mellan varm luft i Östeuropa och kallare luft över Västeuropa. Utmed frontzonen bildas lågtryck som rör sig norrut under fördjupning upp över Sverige. Denna vädertyp har bland meteorologer fått namnet Vb-typ (fem-b). Dessa lågtryck drabbar oftast östra Sverige (Vedin och Eriksson, 1988).

Det vanliga är dock att lågtrycken och nederbördsområdena kommer från väster och rör sig över landet mot öster. När nederbördsområdet kommer in över land bromsas det, luften hävs, och nederbörden blir förstärkt. Till en följd av detta får vi stor årsnederbörd i inre Halland och i fjällen. Men denna typ av lågtryck rör sig ofta snabbare än Vb-typ, varför den totala nederbördsmängden oftast inte blir lika stor.



Figur 24. Antal gånger under perioden 1961-2017 som extrema areella tvådygnsnederbörder har inträffat. De värst drabbade 1000 km² i varje fall är uppritade.



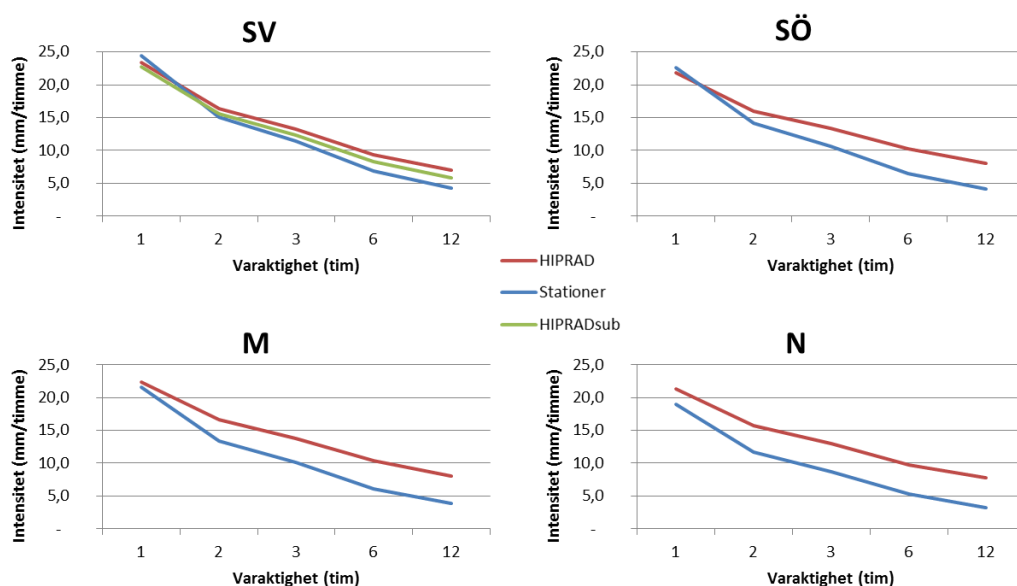
Figur 25. Antal gånger under perioden 1961-2017 som extrema areella tvådygnsnederbörder har inträffat. Områden som drabbats av minst 90 mm är inritade.

3 Analyser av radarobservationer

Väderradar har stor potential för att öka vår kunskap kring skyfall och även bidra med olika typer av statistik, och mycket utveckling har skett under senare år (avsnitt 1.4). Denna utveckling kräver kontinuerlig utvärdering mot stationsdata och i detta uppdrag har jämförelser gjorts med observationer från både SMHIs automatiska stationer (avsnitt 1.1) och kommunala mätningar (avsnitt 1.2).

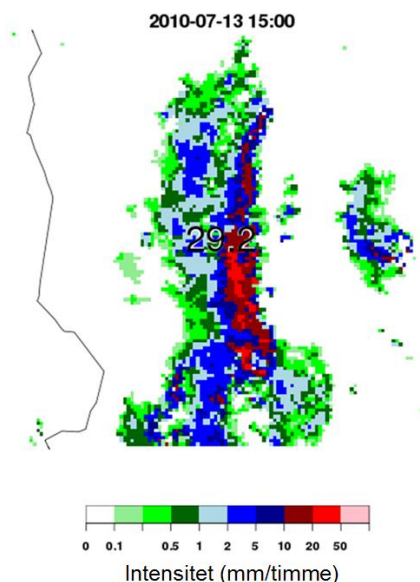
En direkt jämförelse mellan HIPRAD och analysen av stationsdata i kapitel 3.1.4 kan endast bli översiktlig på grund av skillnader i de båda datamaterialens egenskaper och bakomliggande metodik. För griddade produkter som HIPRAD och klimatdata har återkomsttider beräknats separat för varje gridpunkt och sedan medelvärdesbildat för att ge en medelkurva för varje region (se beräkningsmetodik i Bilaga II.6). Detta förfarande skiljer sig från stationsårsmetoden som använts för stationsdata och är nödvändigt på grund av att de tätare gridpunkterna inte kan anses uppfylla statistiskt oberoende. En annan punkt där metoden skiljer är att HIPRAD-analysen utgår från 1 tim tidssteg medan stationerna startar från 15 min. Blockregnen blir därmed underskattade i HIPRAD, speciellt för kortare varaktigheter. Rent statistiskt kan vi därför förvänta oss lägre värden för HIPRAD vid korta varaktigheter. Däremot kan HIPRAD förväntas fånga in extremnederbörden mer effektivt genom bättre rumslig täckning, vilket kan ge större regnvolymer.

Figur 26 visar 10-års återkomsttid vid olika varaktigheter för HIPRAD och stationsdata för de fyra regionerna. För en timmes varaktighet ligger HIPRAD nära stationsvärdet och för längre varaktigheter signifikant högre. Ett rimligt antagande är att överensstämmelsen vid kort varaktighet är en statistisk artefakt av en underskattning av blockregnet i HIPRAD genom grundupplösningen på 1 tim. Denna effekt avtar med längre varaktigheter. Den bättre samplingen av skyfall i HIPRAD undersöktes genom att begränsa urvalet till gridpunkter med 50 km avstånd, vilket efterliknar stationsdensiteten i regionen. Det resulterar i en tydlig minskning av intensiteten, men en viss överskattning kvarstår, se Figur 26. HIPRAD överskattar alltså intensiteter generellt, och mer för långa varaktigheter än för korta.



Figur 26. Jämförelse av HIPRAD på 2×2 km² och 1 tim upplösning med stationsdata för de fyra regionerna för 10-års återkomsttid. Den gröna linjen i region SV exemplifierar hur resultaten påverkas av rumslig sampling, se text.

För att belysa påverkan av radarns rumsliga sampling visar Figur 27 ett exempel på ett skyfall som noterats i SMHIs nät av automatstationer. Man kan tydligt se liknande höga intensiteter i området omkring stationen, vilka kommer med i HIPRAD-statistiken, men inte i stationsstatistiken. Det förklarar skillnaden mellan den röda och den gröna kurvan i Figur 26 och en del av skillnaden mellan HIPRAD och stationskurvan.



Figur 27 HIPRADs översikt över skyfallet som registrerades av automatstationen i Sveg 2010-07-13 klockan 15:00, vilket är bland de tio högsta 15-minuters-noteringarna i SMHIs databas. Stationens notering på 29.2 mm anges i mitten av bilden tillsammans med HIPRAD för det närmaste tidssteget för en region på $200 \times 200 \text{ km}^2$ runt stationen.

Sammanfattningsvis kan vi konstatera att HIPRAD ger rimliga om än något för höga värden jämfört med stationsobservationer och utgör en mycket intressant databas för att studera skyfall. Här studerar vi en timmesupplösning, men utvecklingsarbete pågår för att göra HIPRAD mer pålitlig för kortare tidssteg på 5 till 15 minuter.

En mera detaljerad utvärdering av HIPRAD gjordes mot stationsdata från de kommunala nätverken i Stockholm och Skåne. Även här visades på god statistisk överensstämmelse för korta varaktigheter. Jämförelser gjorda för samma tidssteg visade dock på begränsad överensstämmelse, särskilt vid 15min varaktighet, vilket kan ha att göra med osäkerheter i HIPRAD (och den underliggande radarsignalen) vad gäller exakt tid och plats för höga intensiteter. Överensstämmelsen ökade med ökad varaktighet. Viss osäkerhet fanns också i stationsobservationerna, t.ex. gällande tidsangivelserna, vilken också kan ha påverkat resultatet. Se vidare Bilaga IX.1.

Ett viktigt användningsområde för HIPRAD gäller skyfallens areella egenskaper i Sverige. För närvarande är denna kunskap om begränsad, vilket påverkar t.ex. dimensionering och modellering i större urbana avrinningsområden. En del analyser av mätningar från lokala stationsnätverk har gjorts (t.ex. Niemczynowicz, 1984; Hernebring, 2008), men för ett mindre antal regnhändelser. Pågående analyser av HIPRAD visar på ett mervärde av den rumsliga täckningen och upplösningen av radarbaserad nederbörd för detta ändamål. I Bilaga IX.2 visas exempel på hur HIPRAD kan användas till att undersöka återkomsttider för olika stora areor vid olika återkomsttider. Sådan information kan till exempel vara av stor nytta för att konstruera mer naturtrogna typregn.

4 Klimatanalyser

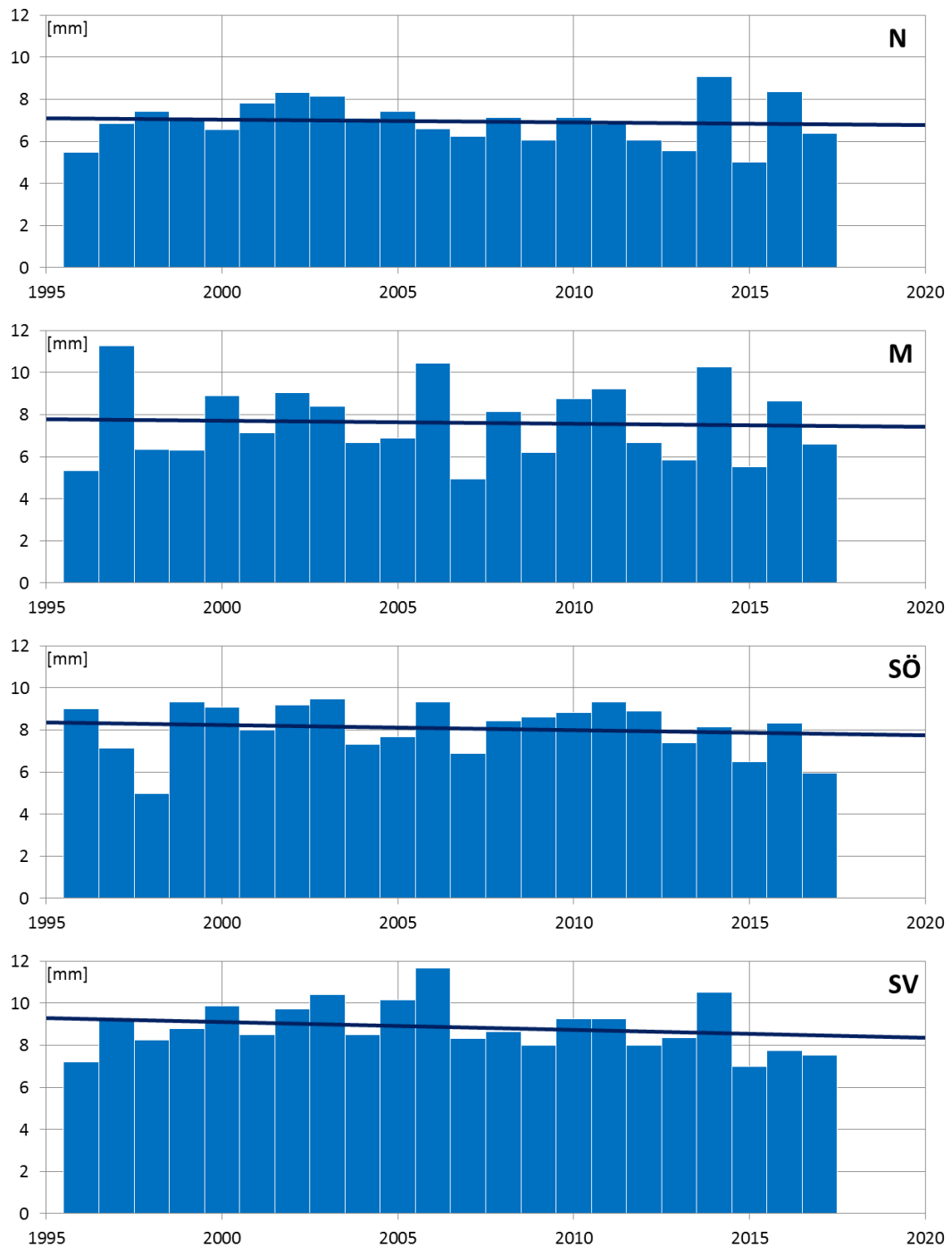
Hur skyfallen påverkas av klimatförändringen är en central fråga eftersom stads- och samhällsplanering ofta har långa tidshorisonter. I detta kapitel studerar vi först hur skyfall och extrem nederbörd varierat historiskt. Eftersom SMHIs automatstationer togs i bruk 1995 finns korttidsnederbörd bara för drygt 20 år, vilket är för kort för att dra några slutsatser om trender, men variationen under denna period är ändå intressant att studera. Därefter utvärderas extrem nederbörd i klimatmodeller mot radardata, vilket ger en fingervisning om modellernas kapacitet i detta avseende. Avslutningsvis görs en uppdaterad analys av skyfallens framtida förändringar baserat på nya högupplösta klimatprojektioner.

4.1 Historiska variationer

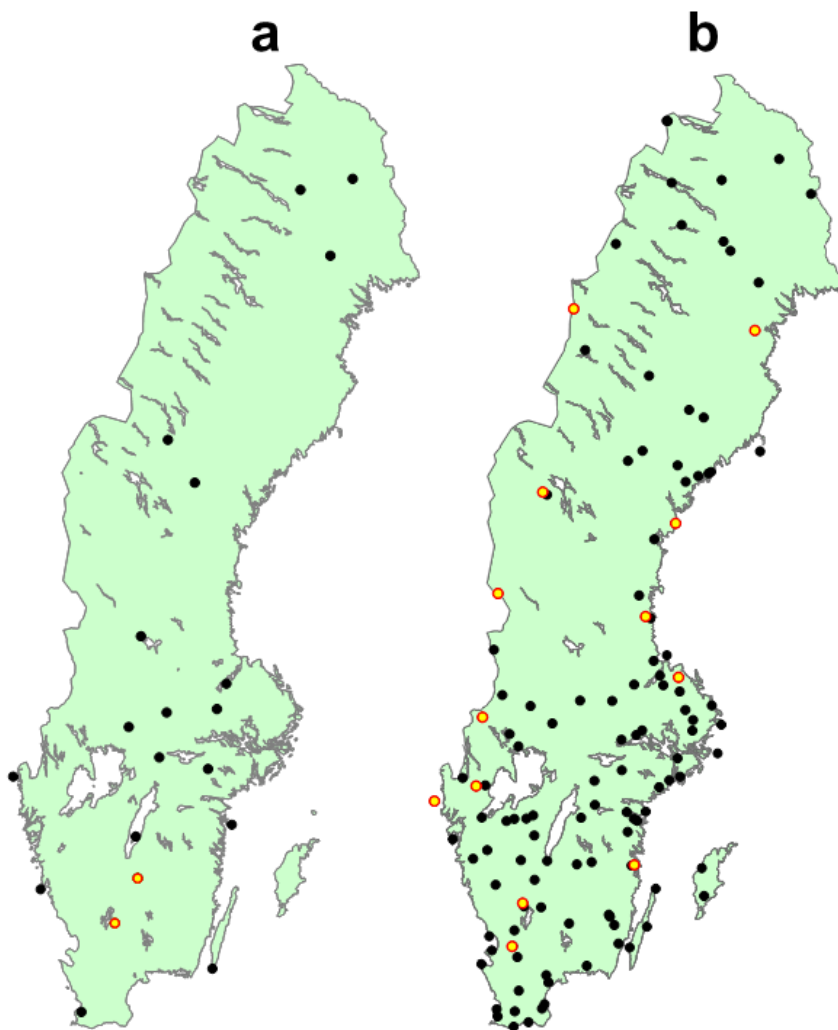
I följande avsnitt redovisas hur skyfall och extrem nederbörd varierat historiskt i SMHIs datamaterial, både vad gäller maximal regnvolym och frekvens av höga volymer. Den första analysen, av 15-min värden, visar variationerna av de allra högsta intensiteterna, dock under en begränsad period (22 år). Den andra analysen, av dygnsvärden, representerar inte enbart det vi menar med skyfall – hög regnintensitet under kort period – utan kan också härstamma från dygn med medelhög intensitet under åtskilliga timmar. Därför kan dessa resultat inte entydigt användas för att dra några slutsatser om skyfallens variationer, men tack vare de mycket långa tidsserierna utgör de ett värdefullt komplement.

4.1.1 15-min värden

Frågan om skyfallen blivit kraftigare kan studeras genom att för varje år beräkna medelvärdet av den högsta mätningen i regionens samtliga stationer, vi kan kalla detta värde för regionens *årshögsta*. Resultaten av en sådan beräkning visas i Figur 28, för varaktighet 15 minuter. För samtliga regioner ligger årshögsta tämligen stabilt och ifall en trendlinje anpassas till värdena visar denna snarare på en mycket svag minskning. Det finns alltså inget stöd i datamaterialet för att skyfallen skulle ha blivit kraftigare sedan 1996, utan nivån har legat praktiskt taget konstant. Figur 28 visar vidare att årshögsta är högst i region SV (8.9 mm/15 min) och lägst i region N (6.9 mm/15 min), men att spannet det varierar inom är relativt likartat över landet (c:a 6-10 mm/15 min). Kraftiga skyfall kan således förekomma överallt, vilket också indikeras av Figur 29a. Meteorologiskt resonemang om skillnader över södra och norra Sverige finns att läsa i avsnitt 2.1.1.3.

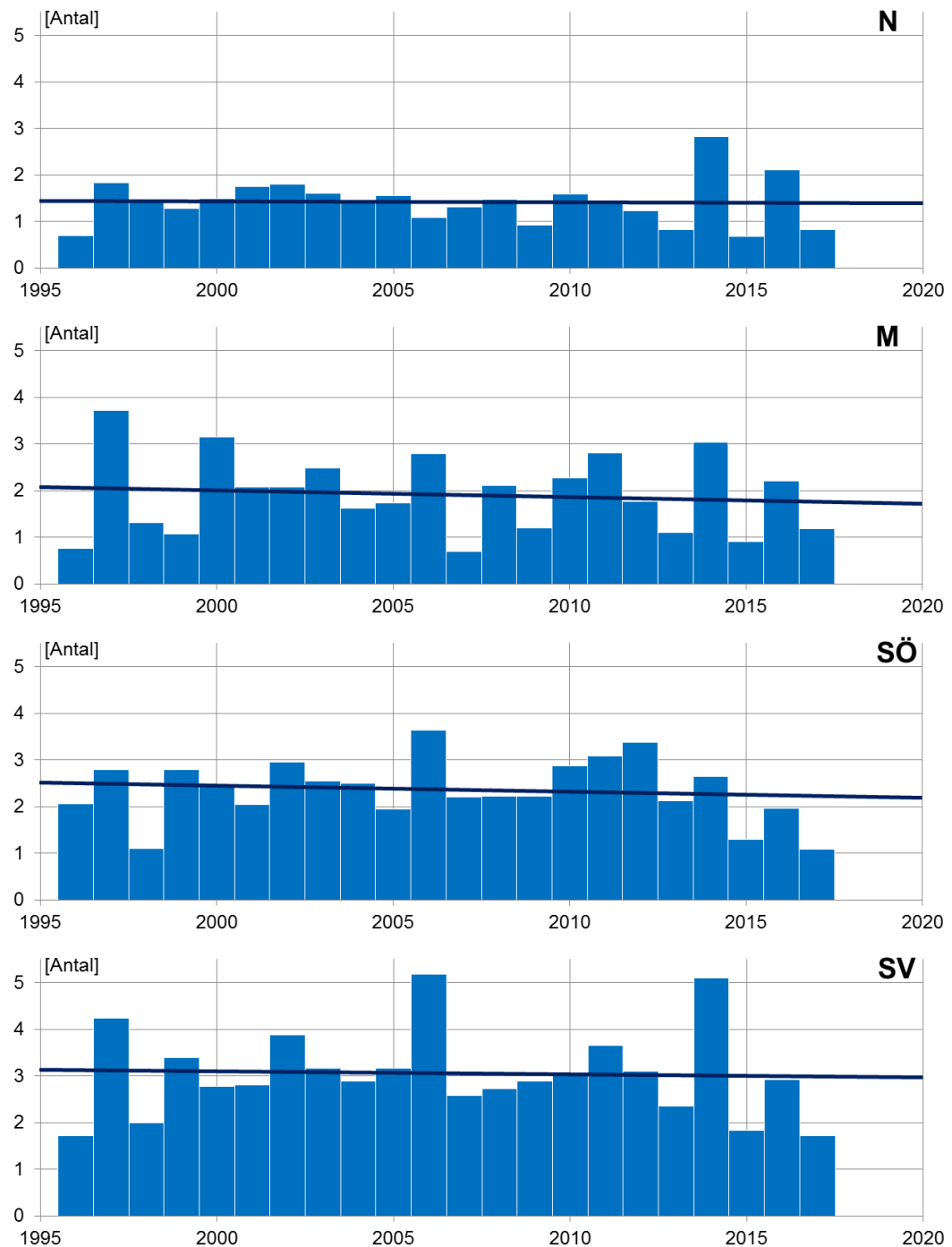


Figur 28. Medelvärdet av årets högsta 15-min regnvolym av varje regions samtliga stationer. Regioner (uppifrån och ner): N, M, SÖ, SV.



Figur 29. Stationer som någon gång under perioden 1995-2017 (t.o.m september) registrerat årets största 15-min nederbörd (a). Stationer som någon gång under perioden 1881-2017 (t.o.m. september) registrerat årets största dygnsnederbörd (b). Vid gula prickar har årets största mängd uppmätts av stationen två eller fler gånger.

Frågan om skyfallen blivit vanligare kan studeras genom att för varje år beräkna antalet gånger ett visst (högt) tröskelvärde för regnintensiteten överskrids i regionen, vi kallar detta *frekvens*. Resultaten av en sådan beräkning visas i Figur 30, för tröskelvärdet 5 mm/15 min. Frekvensen anges som genomsnittligt antal överskridande per station och inte heller denna uppvisar någon ökning under perioden, utan även här finns en stabil och snarare minskande tendens. Det finns alltså heller inget stöd i datamaterialet för att skyfallen skulle ha blivit vanligare sedan 1996. För frekvensen finns tydligare skillnader mellan regionerna. Emedan tröskeln 5 mm/15 min överskrids i genomsnitt 3 gånger per år i varje station i region SV överskrids den endast drygt 1 gång per år i stationerna i region N.



Figur 30. Medelvärde av frekvensen regnvolymer > 5 mm/15 min i varje regions samtliga stationer. Regioner (uppifrån och ner): N, M, SÖ, SV.

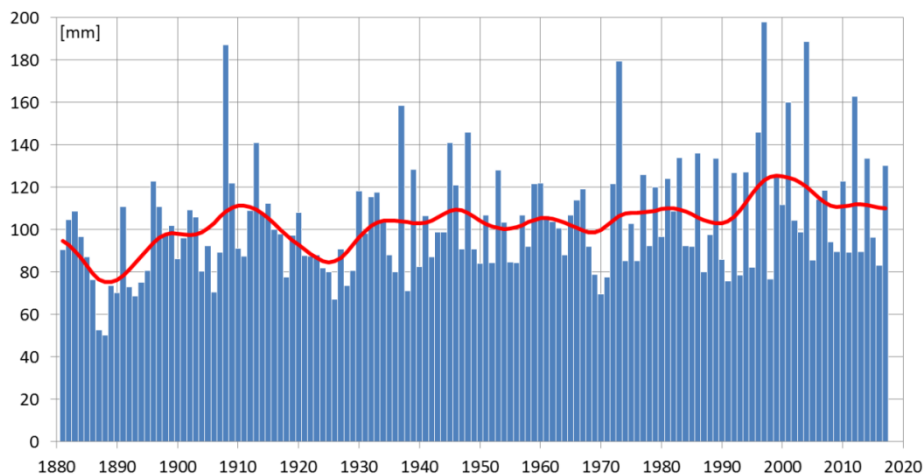
Regionala variationer av årshögsta och frekvens för fler varaktigheter finns redovisade i Bilaga X.

4.1.2 Dygnsvärden

För dygnsvärden redovisas först en nationell analys av landets största dygnsnederbörd sedan 1881 och därefter regionala analyser av årshögsta och frekvens p.s.s. som för 15-min värden i avsnitt 5.1.1.

4.1.2.1 Nationell analys

Figur 31 visar årets absolut största dygnsnederbörd under åren 1881 till 2017 uppmätt vid någon av SMHIs stationer. Även data som bara finns i pappersjournaler är inkluderade. Den röda kurvan i figuren är en utjämning av staplarna som visar de 137 årshögstavärdena. Figur 29 visar var dessa fall har inträffat.



Figur 31. Årets största dygnsnederbörd i Sverige på någon av SMHIs väderstationer, 1881 till sept 2017. Antal stationer och mätutrustning har varierat under perioden vilket kan påverka kurvans utseende beräknat över ett löpande medelvärde på ca 10 år.

Årets största nederbördsmängd under 1 dygn, på någon av SMHIs väderstationer, har under perioden 1881-2017 varierat mellan 50 mm och 198 mm med ett snitt på 103 mm. Den röda kurvan visar ett löpande medelvärde över ca 10 år och påvisar stora svängningar på tidsskalor på tiotals år. Figuren visar på en viss ökning (statistiskt signifikant till 95%) av den största nederbörden över perioden, men med stora avvikelser i tätheten av stationsnätet förhindrar säkra slutsatser om eventuella trender. Vid sju tillfällen har någon av SMHIs observatörer mätt minst 150 mm på ett dygn under 137 år, sedan 1881. Fyra av dessa sju fall har inträffat de senaste 21 åren.

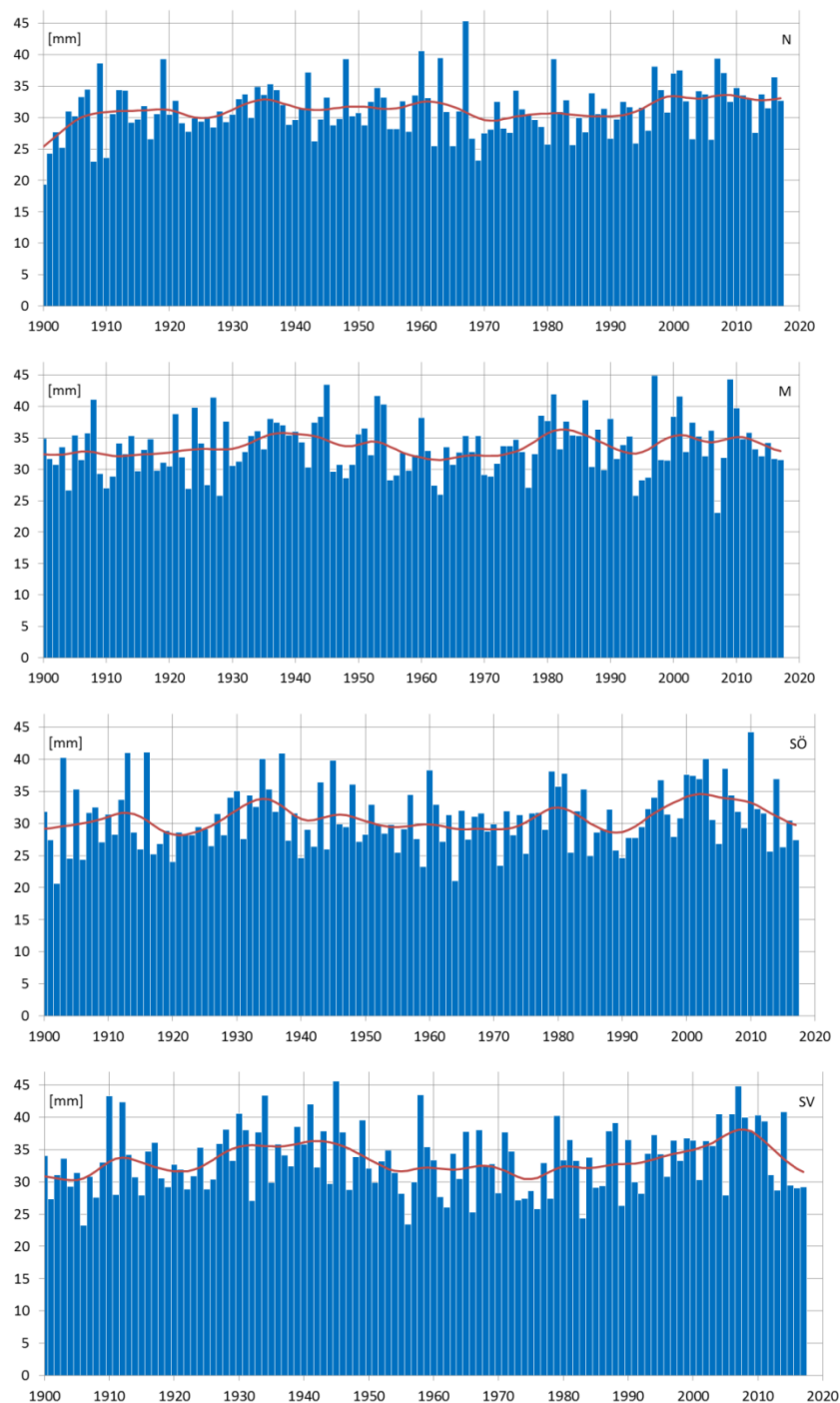
De allra största mängderna under senare år härrör från Hinshult i Småland som fick 163 mm den 7 juli 2012, från Råda i Värmland med 188.6 mm den 4 augusti 2004, från Rössjö i Ångermanland 27 augusti 2001 med 160 mm och från Fagerheden i Norrbotten som översköljdes med 198 mm den 28 juli 1997. Det sista värdet är den största mängd som SMHI mätt under ett enda dygn. Notera den stora geografiska spridningen i dessa fyra fall.

Stationer i regioner över hela Sverige har registrerat extrema nederbördsmängder, Figur 29. Inget område har undantagits. Från figuren ser vi emellertid att Norrlands inland inte drabbats lika många gånger som övriga landet av årets största dygnsnederbörd. Södra Norrlands kustland har dock flera gånger drabbats av stora nederbördsmängder. Det är vanligast att årets största dygnsnederbörd inträffar någon gång från mitten av juni till mitten av september med en topp i slutet av juli eller början av augusti.

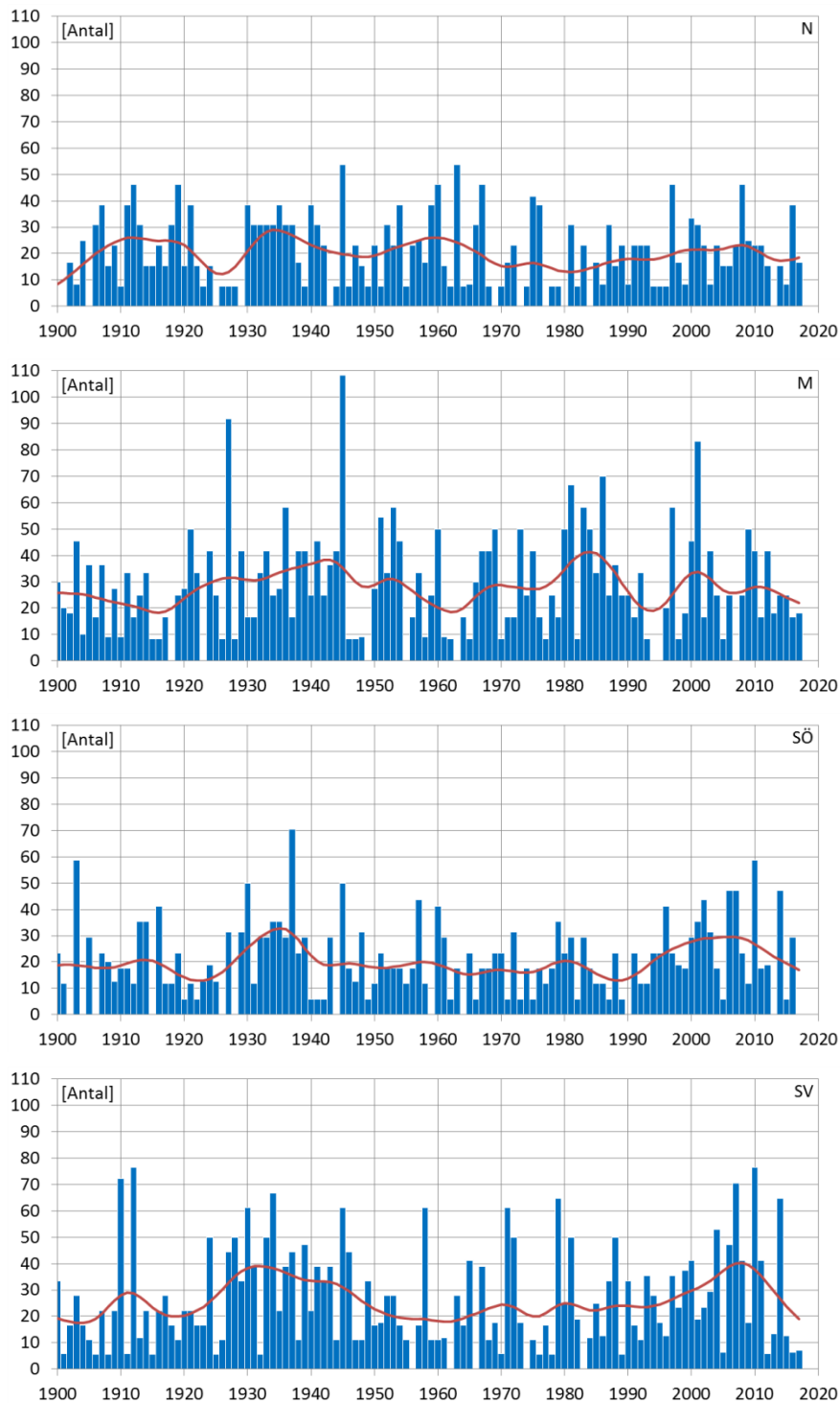
4.1.2.2 Regional analys

Figur 32, baserad på data från 60 utvalda stationer, visar att den årshögsta dygnsnederbörden inte i någon region uppvisar någon tydlig förändring under perioden. Det finns delperioder på flera decennier med ökande eller sjunkande tendens, men totalt sett ligger nivån tämligen stabil. Det kan också noteras att skillnaderna mellan de olika

regionerna är små. Vad gäller frekvens, uttryckt som antalet dygn med mer än 40 mm nederbörd, är resultaten i stort sett desamma; inga uppenbara trender och små skillnader mellan regioner (Figur 33). För dygnsnederbörd finns således mindre stöd för regional uppdelning, vilket understryker att vår regionalisering bara ska användas för korta varaktigheter.



Figur 32. Medelvärdet av årets största dygnsnederbörd (staplar) 1900-2017 i 60 utvalda stationer. Röd kurva visar en utjämnad kurva av staplarna. Regioner (uppifrån och ner): N, M, SÖ, SV.

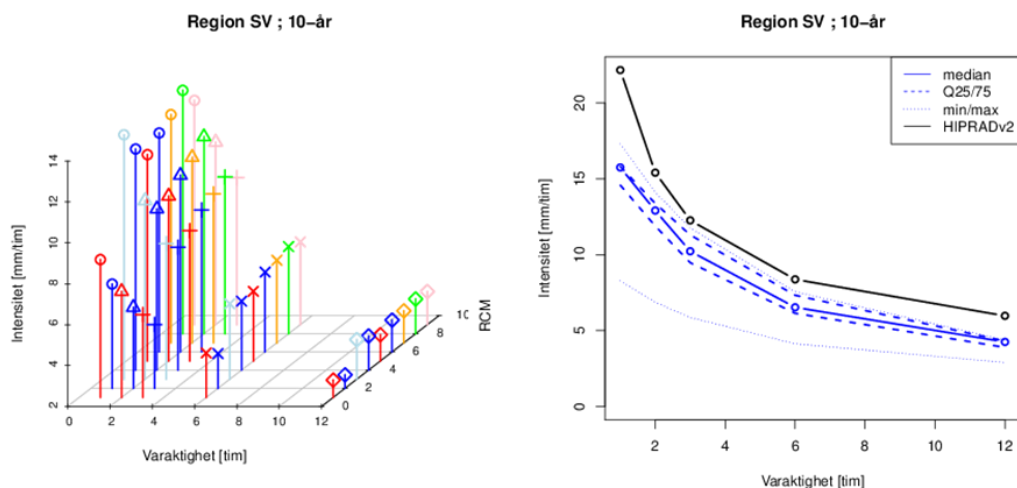


Figur 33. Antal observationer under med dygnsnederbörd (staplar) på minst 40 mm per år 1900-2017 i 60 utvalda stationer, normaliserat för antal stationer som varit i drift under året. Röd kurva visar en utjämnad kurva av staplarna. Regioner (uppifrån och ner): N, M, SÖ, SV.

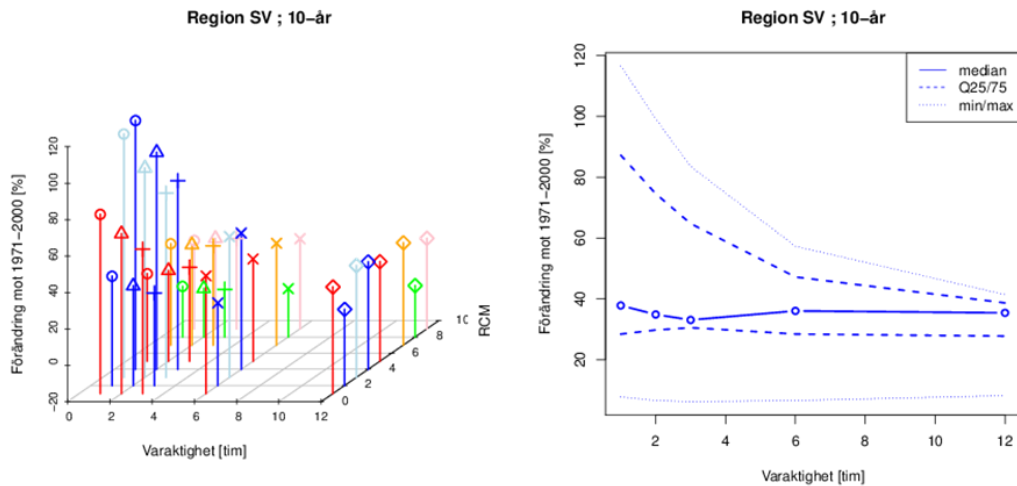
4.2 Utvärdering av klimatmodeller

De nio klimatmodellerna, Tabell 2, ger en stor spridning i resultaten för under perioden 1971-2000 (metodbeskrivning i Bilaga II, samt mer detaljerad analys i Bilaga XI). Generellt underskattar alla modellerna återkomstnivåerna för alla varaktigheter, men särskilt för varaktighet 1 tim, Figur 34. De regionala klimatmodellerna RCA4 och HIRHAM har liknande värden, men visar också på en relativt stor påverkan av den drivande globala klimatmodellen. RACMO-modellerna underskattar återkomstnivåerna kraftigt i den historiska perioden och har alltså problem med att simulera tillräckligt kraftiga och/eller frekventa skyfall. Medianen av hela ensemblen ligger ca 30% lägre än HIPRAD (det vill säga korrigerad radardata, se avsnitt 1.4) för 1 tim och 12 tim varaktighet och däremellan är underskattningen 10-15%, i stort sett oberoende av återkomsttiden. Det bör dock noteras att HIPRAD visade sig ligga högre än stationsbaserad statistik (avsnitt 3).

Avvikelseerna är större för de två norra regionerna, men det beror till en stor del på att HIPRAD saknar data i stora delar av Skandinaviska fjällkedjan där återkomstnivåerna är lägre, vilket ger en överskattning av regionerna för HIPRAD. Trots avvikelserna är formen på kurvan i Figur 34 realistisk utom för den kortaste varaktigheten på en timme, och analys av framtida klimat kan anses rimlig med den nuvarande modellensembeln. Även om RACMO underskattar dagens nivåer mer än de andra modellerna kan vi inte utesluta att den kan simulera relativa förändringar på ett korrekt sätt, så modellen tas med även i beräkningar av framtida förändringar.



Figur 34. Modellresultat för den historiska perioden 1971-2000 för region SV: (vänster) 3-d spridningsdiagram av enskilda modellers resultat för tio års återkomsttid. Se Tabell 2 i avsnitt 1.5 för vilka modeller som indikeras i djupled; Färgerna indikerar de olika GCMerna (oberoende av realisation); symbolerna är kopplade till varaktigheter för att underlätta läsning av diagrammen. (Höger) Ensemblestatistik över modellensembeln enligt legenden, inklusive referensresultat för HIPRAD under perioden 2000-2014. Resultat för alla fyra regionerna, samt för alla fyra studerade återkomsttider i Bilaga XI.

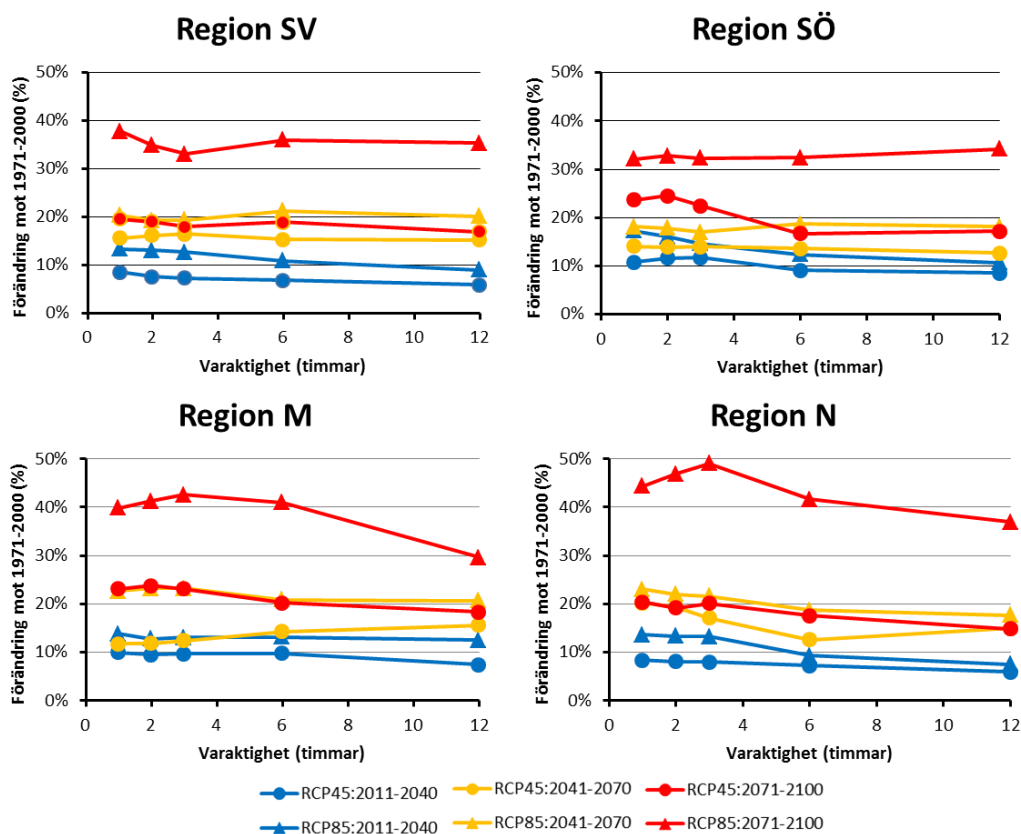


Figur 35. Modellresultat för förändringar mellan framtida klimatscenarioet RCP8.5 för 2071-2100 jämfört med den historiska perioden 1971-2000 för region SV: (vänster) 3-d spridningsdiagram av enskilda modellers förändringar tio års återkomsttid, se Tabell 2 för vilka modeller som indikeras i djupled; Färgerna indikerar de olika GCMerna oberoende av realisation; symbolerna är kopplade till varaktigheter för att underlätta läsning av figuren. Höger: ensemblestatistik över modellensembeln enligt legenden. Resultat för alla fyra regionerna, samt för alla fyra studerade återkomsttider i Bilaga XI.

4.3 Framtida förändringar

Eftersom de olika modellerna visar på olika återkomstnivåer för den historiska perioden studerar vi här relativa förändringar, det vill säga den procentuella skillnaden mellan den framtida och historiska perioden. Som exempel visar Figur 35 resultat för 10-års återkomsttid för perioden 2071-2100 under RCP8.5 där vi har den största klimatförändringen. Resultat för samtliga regioner och återkomsttider redovisas i Bilaga XI. Det är stor spridning mellan olika modeller och vi noterar att de relativa förändringarna inte verkar vara beroende så mycket av den regionala klimatmodellen eller dess systematiska avvikelser under den historiska perioden. Till exempel är simulationer med RACMO och RCA4 drivna med HadGEM2 (röd) mer lika än vad RCA4 driven med HadGEM2(röd #5) och med CNRM-CM5 (grön #7) är. Den drivande modellen, alltså den globala klimatmodellen, påverkar alltså till stor del de relativa förändringarna. För 10-års återkomsttid ligger den modell med minst förändring kvar på ungefär samma nivå som under den historiska perioden, medan den med störst förändring har mer än dubbelt så höga återkomstnivåer för de kortaste varaktigheterna.

Exemplet i Figur 35 är för det mer extrema framtidsscenarioet och vi fortsätter med en sammanfattning av båda utsläppsscenarioerna och tre olika tidsperioder, nämligen 2011-2040, 2041-2070, 2071-2100. Figur 36 visar ensemblemedianen för 10-årsåterkomsttid för alla fyra regionerna. Resultaten för de två RCPerna ligger nära varandra fram till mitten av århundradet och det är egentligen bara den mest avlägsna perioden som visar en väsentlig skillnad. Skillnader mellan de fyra regionerna är förhållandevis små förutom kraftigare förändringar i de två norra regionerna för 2071-2100 under RCP8.5.



Figur 36. Sammanfattning av relativa förändringar för framtida perioder jämfört med den historiska perioden 1971-2000 för de två RCPerna och de fyra regionerna för 10-års återkomsttid.

Intressant nog är även de relativa förändringarna mycket stabila för olika återkomsttider, det vill säga att 5-årsnivån ändras lika som 100-årsnivån relativt deras historiska värden. Vi sammanfattar därför de relativa förändringarna i en tabell som bygger på data för hela Sverige och återkomsttiderna 5, 10, 50 och 100 år (Tabell 23). Generellt kan man säga att ökningen ligger på ca 10-20% fram till mitten av århundradet oberoende av utsläppsscenario, därefter ligger det lägre utsläppsscenariet kvar kring 20% ökning, medan det högre utsläppsscenariet går mot ca 40% ökning. Dessa värden återfinns längst ned i tabellen som bedömda klimatfaktorer för samtliga varaktigheter och återkomsttider i hela landet.

Tabell 23 Relativa förändringar i medel över alla återkomsttider och över hela Sverige för olika varaktigheter.

Varaktighet (timmar)	2011-2040 (%)		2041-2070 (%)		2071-2100 (%)	
	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85	RCP45	RCP85
1	9	11	14	20	21	36
2	9	11	15	20	22	38
3	9	11	17	20	21	40
6	7	12	17	21	19	41
12	9	10	15	20	18	38
Bedömning	10	10	15	20	20	40

Framtida förändringar i skyfall, eller korttidsnederbördsextremer, har studerats i klimatmodeller för Svenska förhållanden i flertalet tidigare studier. Olsson och Foster (2013) gjorde en sammanställning av studierna och fann att de flesta studierna stämmer mycket väl överens, oberoende av datamaterial och detaljer i metodik. Detta visar på en stor robusthet i framtida klimatprojektioner. Tabell 24 nedan från Olsson och Foster (2013) sammanställer huvudresultaten från litteraturstudien. Även andra metodiker har föreslagits, till exempel empiriska samband mellan sommarnederbörd, sommartemperatur och skyfallsintensitet, Hernebring m.fl (2012). Tillkommande studier sedan sammanställningen i Olsson och Foster (2013) stämmer med slutsatserna i Tabell 23, till exempel Eklund m fl (2015).

Tabell 24 Generella uppskattade värden för den framtida procentuella förändringen av 10-års dygnsnederbörd och korttidsnederbörd (varaktighet ≤ 1 tim) i Sverige; medelvärde (MEDEL) samt låg och hög uppskattning. (från Olsson och Foster, 2013).

Varaktighet	Dagens klimat → 2050 (%)			Dagens klimat → 2100 (%)		
	LÅG	MEDEL	HÖG	LÅG	MEDEL	HÖG
≤ 1 tim	±0	+10	+20	+15	+25	+35
1 dygn	±0	+5	+15	+10	+20	+30

Inom VA-branschen används ofta en så kallad klimatfaktor, det vill säga en multiplikator som appliceras till observerade återkomstnivåer för att ta höjd för ett förändrat skyfallsklimat. Sammantaget visar vår nya och de äldre studierna att fram till mitten av århundradet är en klimatfaktor på 1,1–1,4 rimlig under de studerade klimatscenarierna, medan en något högre faktor på 1,3–1,4 är mer rimlig under RCP8.5 för slutet av århundradet.

Enligt nuvarande riktlinjer från Svenskt Vatten (2016) bör klimatfaktorn vara minst 1.2 för varaktigheter på en timme till ett dygn, enligt tidigare studie från Eklund (2015). Studien som presenteras här kan anses utdatera den tidigare studien, men ger liknande värden fram till mitten av århundradet och något högre värden mot 2100.

5 Skyfallsdefinitionen

Hur kan vi bäst definiera ett skyfall i kvantitativa termer? Denna fråga diskuterades vid ett expertmöte som hölls inom detta uppdrag. SMHIs nuvarande definition av skyfall är ”minst 50 mm på en timme eller minst 1 mm på en minut”, och frågan ställdes om det finns skäl att revidera denna definition. Generellt kan en skyfallsdefinition tänkas vara kopplad till olika sammanhang.

- Vädervarningar: Inga varningar utfärdas idag för korttidsnederbörd men det kan nämnas att SMHIs varningstjänst tämligen nyligen har börjat använda ”35 mm på sex timmar” som praktisk gräns för ”skyfallsliknande regn”. Denna används när det är risk för mycket besvärligt väder och ska inte blandas ihop med varningarna för ”stora regnmängder” (Klass 1: 35 mm inom 12 timmar; Klass 2: 70 mm inom 24 timmar). För regionerna motsvarar 35 mm/6 tim en återkomsttid på mellan 5 och 20 år (Tabell 5-8).
- Samhälleliga konsekvenser: Det är generellt sett vanskligt att relatera ett skyfalls storlek till dess effekter eftersom de senare ofta är påverkade av många andra faktorer än själva regnet, i både förstärkande och försvagande riktning. Urbana översvämningar är oftast nära kopplade till skyfallsintensiteten, men påverkas också av topografi, markanvändning, avloppsnät, m.m. Väldigt generaliserat finns en viss översvämningrisk vid ca 10 års återkomsttid och en hög risk vid ca 50 år, baserat på erfarenheter från inträffade översvämningar.
- Allmänhetens upplevelse: Hur ofta upplever man egentligen ett skyfall? Är det varje gång man måste sätta vindrutetorkarna på högsta hastighet? Eller varje gång man själv konkret påverkas genom exempelvis en källaröversvämning eller en trafikstörning? Eller varje gång regnet tränger igenom ens ”vattentäta” skaljacka? Olika regnexperter har olika åsikter i frågan, men kanske vart tionde år är en rimlig nivå.

En analys av SMHIs nuvarande definition gjordes i Olsson och Josefsson (2015). Det konstaterades att den första delen av definitionen (”minst 50 mm på en timme”) beskriver en mycket ovanlig händelse, som hittills bara inträffat nio gånger i någon av SMHIs automatstationer under perioden 1996-2017 (Bilaga I). Den andra delen av definitionen (”minst 1 mm på en minut”) kunde formellt inte utvärderas för dessa data, eftersom tidsupplösningen är 15 min, men det konstaterades att ”minst 15 mm på 15 minuter” är avsevärt vanligare (155 fall under 1996-2017; Bilaga I). I denna studie har vi gjort om ”definitionsanalysen” ovan för de kommunala regndata som beskrivs i 1.2. Den höga tidsupplösningen i dessa data gör det möjligt att formellt utvärdera även definitionens andra del.

Tabell 25 visar att en intensitet av 1 mm/1 min överskrids relativt ofta. Eftersom det totala antalet stationsår är 204 är frekvensen i genomsnitt drygt två gånger per år, alltså med en ungefärlig återkomsttid på knappt 0,5 år. I jämförelse har 50 mm/1 tim i region SV en återkomsttid på mer än 100 år enligt den nya statistiken (Tabell 5). Används ”1 mm per minut” för varaktigheter mellan 1 min och 50 min sker således en gradvis ökning av återkomsttiden.

Tabell 25. Antal fall i kommunala data med minst 1 mm på 1 min respektive 50 mm på 1 timme.

Station	1mm på 1min	50mm på 60min
Borås	42	0
Göteborg	20	0
Halmstad	52	0
Helsingborg	41	0
Jönköping	62	0
Kalmar	17	1
Karlskrona	12	0
Karlstad	28	1
Malmö	84	0
Skellefteå	15	0
Stockholm	21	1
Sundsvall	26	0
Uddevalla	37	0
Uppsala	1	1
Växjö	62	0
Summa	520	4

Förutom ovanstående beräkningar gjordes en mindre undersökning av motsvarande definitioner hos våra grannländer.

- Danmark: Här används den entydiga definitionen ”minst 15 mm på maximalt 30 minuter” (DMI, 2017). Denna varaktighet ligger således mitt emellan de båda varaktigheter som ingår i SMHIs definition. Värdet 15 mm/30 min motsvarar en återkomsttid på ca 3 år enligt statistiken för region SV (Tabell 5), som visats ligga nära statistiken för östra Danmark (avsnitt 2.1.2.3).
- Norge: Här finns ingen entydig definition, delvis eftersom regnstatistiken är tydligt olika i olika delar av Norge (se också avsnitt 2.1.2.3). Eirik Førland vid met.no, som är en ledande nationell regnexpert, anser att en definition bör knytas till en återkomsttid (Førland, 2017). Med olika statistik i olika delar av landet skulle ett sådant angrepp således även ge olika skyfallsdefinitioner.
- Finland: Här används olika definitioner (Jokinen, 2017). I försäkrings-sammanhang definieras ”exceptionellt regn” som ”minst 30 mm på en timme”. Detta motsvarar en återkomsttid på ca 40 år enligt statistiken för region M (Tabell 7), som visats ligga nära statistiken för södra och mellersta Finland (avsnitt 2.1.2.3). I varningssammanhang används även 20 mm/1 tim vilket motsvarar en återkomsttid på ca 7 år (Tabell 7). Dessutom finns lägre trösklar för ”häftigt regn” av olika varaktigheter, med återkomsttid <1 år.

Någon ny skyfallsdefinition har inte formulerats inom uppdraget, men expertmötet var tämligen enigt om att en mera entydlig koppling till återkomsttid vore en förbättring. En

möjlighet skulle kunna vara att ange en högsta intensitet, med en viss varaktighet och med en viss återkomsttid, som inträffar *någon gång under regnet*. En "förenkling" av dagens definition skulle då t.ex. kunna vara "minst 15 mm på 15 min någon gång under regnet", vilket har en genomsnittlig återkomsttid på ca 10 år sett över alla regioner. Denna definition skulle vara helt kompatibel med det andra kriteriet i nuvarande definition (1 mm/1 min) och den skulle vidare täcka in de fåtal fall där det första kriteriet i nuvarande definition (50 mm/1 tim) hittills överskridits (Bilaga I).

6 Slutsatser

Studien har främst omfattat analyser av extrem korttidsnederbörd i observationer från SMHI:s nät av automatiska meteorologiska stationer. Även analyser av korttidsnederbörd från kommunala mätare, manuella meteorologiska stationer, väderradar och klimatmodeller har genomförts. De huvudsakliga slutsatserna från detta uppdrag kan sammanfattas enligt följande.

- En regionalisering av extrem korttidsnederbörd (skyfall) i Sverige gav fyra regioner: sydvästra (SV), sydöstra (SÖ), mellersta (M) och norra (N) Sverige. Ytterligare indelning kan göras men i denna studie prioriterades att ha regioner av denna storleksordning för att få ett ordentligt underlag för regional statistik. Regionaliseringen gäller enbart korttidsnederbörd, upp till maximalt 12 tim varaktighet.
- Den regionala statistiken uppvisar tämligen distinkta geografiska skillnader, med högst värden i region SV och lägst i region N. Det är inte förvånande att vårt avlånga land uppvisar regionala skillnader då varma och fuktiga luftmassor förekommer mer i söder än i norr, och därmed ökar förutsättningarna för intensiv nederbörd. Den regionala statistiken överensstämmer överlag väl med motsvarande statistik i våra grannländer.
- Under perioden 1996-2017 finns inga tydliga tidsmässiga tendenser vad gäller skyfallens storlek och frekvens i de olika regionerna, utan dessa ligger överlag på en konstant nivå. Inte heller extrem dygnsnederbörd sedan 1900 uppvisar några tydliga tendenser på regional nivå. På nationell nivå indikeras en svag ökning av dels landets högsta årliga dygnsnederbörd sedan 1881, dels förekomsten av stora, utbredda 2-dygnsregn sedan 1961.
- Skyfallsstatistik baserad på nederbördsobservationer från väderradar som justerats mot interpolerade stationsdata (HIPRAD) överensstämmer väl med stationsbaserad statistik för korta varaktigheter (upp till 2 tim) i södra Sverige. För längre varaktigheter och i mellersta och norra Sverige överskattar HIPRAD regnvolymer.
- Analyser av de senaste klimatmodellerna (Euro-CORDEX) indikerar en underskattning av extrema regnvolymer för korta varaktigheter (1 tim) men överlag en realistisk beskrivning av observerad skyfallsstatistik. Den framtida ökningen av volymerna beräknas ligga mellan 10% och 40% beroende på tidshorisont och koncentration av växthusgaser, vilket överlag ligger nära tidigare bedömningar.

Den regionala skyfallsstatistiken är ett försök att kvantifiera skillnaderna i skyfallens statistiska egenskaper över landet. Det bör understrykas att angreppet är helt empiriskt (d.v.s. observationsbaserat) och inbegriper en del subjektiva val, t.ex. antalet regioner och statistisk metodik. Den föreslagna regionaliseringen kan komma att behöva revideras senare, med tillgång till ett större observationsunderlag och eventuellt nya metoder. Vad gäller de regionala skillnaderna, med större regnvolymer i söder än i norr för samma återkomsttid, har dessa sitt ursprung i främst högre frekvens av skyfall i södra Sverige och till mindre del i högre intensiteter. De mest intensiva skyfallen kan inträffa var som helst i landet.

Perioden 1996-2017, under vilken observationer av korttidsnederbörd finns på nationell skala via automatiska meteorologiska stationer, är för kort för att dra någon slutsats om eventuella trender. Avsaknaden av tydliga tendenser under perioden vad gäller den tidsmässiga utvecklingen av skyfallens storlek och frekvens kan delvis bero på den förhållandevis korta perioden. Dessutom är det osäkert om uppvärmningen innan och under perioden är tillräcklig för att tydligt påverka skyfallen. Att döma av resultat från

klimatmodeller lär det dröja fram till mitten av århundradet innan en tydlig förändring av skyfallsstatistiken bör kunna skönjas.

Både för bedömningen av regionala skillnader och historiska klimatteffekter är det av största vikt att bibehålla, eller ännu hellre utöka, observationerna av korttidsnederbörd i Sverige. En förtätning av det automatiska stationsnätet skulle kunna leda till en finare regionsindelning och därmed bättre lokalt anpassad skyfallsstatistik. Detta kan till viss del också åstadkommas genom att utnyttja den centrala insamling på SMHI av kommunala nederbördsdata som är under utveckling. Nederbördsräkning via alternativa tekniker bör kunna användas i allt högre utsträckning framöver för förbättrad kunskap och statistik. Som visats i denna rapport kan statistik baserad på mätningar från väderradar redan idag väl överensstämma med stationsbaserad statistik, även om mer utveckling krävs för att öka noggrannheten i radardata. En annan intressant och lovande möjlighet är mätning via mobilmaster, som kan ge data med en oöverträffad detaljeringsgrad i både tid och rum. Den digitala utvecklingen öppnar även möjligheter till insamling av nederbördsdata och relaterad information via mobiltelefoner, uppkopplade privata väderstationer, sociala medier, etc. Denna utveckling måste bevakas, utvärderas och i största möjliga utsträckning utnyttjas.

7 Referenser

- Alexandersson, H. (2003). Korrektion av nederbörd enligt enkel klimatologisk metodik. SMHI rapport Meteorologi Nr 111.
- Alexandersson, H., Bergström, H., och Lindström, B. (1997). Skyfallet i Uppsala 17 augusti 1997. Polarfront, Svenska Meteorologiska Sällskapetets tidning, nr 93, 16-20.
- Arnell, V. (1974). Intensitets-varaktighetskurvor för häftiga regn i Göteborg under 45-årsperioden 1926-1971. Chalmers tekniska högskola, Geohydrologiska forskningsgruppen, meddelande nr 5.
- Arnell, V. (1982). Rainfall data for the Design of Sewer Pipe Systems. Vattenbyggnad. CTH Rapport Series A:8.
- Berg, P., Norin, L., och Olsson, J. (2016). Creation of a high resolution precipitation data set by merging gridded gauge data and radar observations for Sweden. *Journal of Hydrology*, 541:6-13.
- Buishand, T.A. (1991). Extreme rainfall estimation by combining data from several sites. *Hydrological Sciences Journal*, 36:345-365.
- Burn, D.H. (2014). A framework for regional estimation of intensity-duration-frequency (IDF) curves. *Hydrological Processes*, 28:4209-4218.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modelling of Extreme Values*. Förlag: Springer-Verlag London Limited 2001. ISBN 1-85233-459-2
- Dahlström, B. (1979). Regional fördelning av nederbördsintensitet – en klimatologisk analys. BFR. Rapport R18:1979.
- Dahlström, B. (2010). Regnintensitet - en molnfysikalisk betraktelse. Svenskt Vatten Utveckling Rapport nr 2010-05, Svenskt Vatten AB, Stockholm.
- DMI, 2017. <https://www.dmi.dk/nyheder/arkiv/nyheder-2017/juni/hvad-kan-du-forvente-naar-dmi-varsler-skybrud/>. [Hämtat december 2017.]
- Eklund, A., Axén Mårtensson, J., Bergström, S., Björck, E., Dahné, J., Lindström, L., Nordborg, D., Olsson, J., Simonsson, L. och Sjökvist E. (2015). Sveriges framtida klimat, underlag till Dricksvattenutredningen. SMHI rapport Klimatologi Nr 14.
- Evans, J. D. (1996). *Straightforward statistics for the behavioral sciences*. Pacific Grove, CA: Brooks/Cole Publishing.
- Falk, B. A. H:son. (1951). Utredning angående nederbördsförhållandena i Stockholm och Uppsala med särskild hänsyn till dimensionering av avlopp. Byggnadsdelegationen för Storflygplatsen, Stockholm.
- Førland, E. (2017). Personlig kommunikation.
- Førland, E., Mamen, J., Dyrredal, A., V., Grinde, L. och Myrabø, S. (2015). Dimensionerande korttidsnedbør, Rapport 134-2015, Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE).
- Haddad, K., Johnson, F., Rahman, A., Green, J., och Kuczera, G. (2015). Comparing three methods to form regions for design rainfall statistics: Two case studies in Australia, *Journal of Hydrology*, 527:62-76.
- Hernebring, C. (2006). 10års-regnets återkomst, förr och nu – regndata för dimensionering/kontrollberäkning av VA-system i tätorter, Svenskt Vatten Utveckling Rapport nr. 2006-4, Svenskt Vatten AB, Stockholm.

- Hernebring, C. (2008). När regnet kommer – effektivare utnyttjande av kommunernas nederbördsinformation, Svenskt Vatten Utveckling Rapport nr. 2008-17, Svenskt Vatten AB, Stockholm.
- Hernebring, C., Dahlström, B. och E. Kjellström. (2012). Regnintensitet i Europa med fokus på Sverige – ett klimatförändringsperspektiv, Svenskt Vatten Utveckling Rapport nr. 2012-16, Svenskt Vatten AB, Stockholm.
- Hernebring, C., Milotti, E., Steen Kronborg, S., Wolf, T. och Mårtensson, E. (2015). Skyfallet i sydvästra Skåne 2014-08-31, VATTEN – Journal of Water Management and Research 71:85-99.
- Hosking, J. R. M. och Wallis, J. R. (1997). Regional frequency analysis, an approach based on Lmoment. Cambridge University Press, 224 pp.
- Huff, F. A. (1967) Time distribution of rainfall in heavy storms. Water Resources Research, v. 3, n. 4, p. 1007-1019, 1967.
- ICONICS (2013). Nakićenović N., Lempert R., and Janetos A (eds.). A Special Issue of Climatic Change journal on the Framework for the Development of New Socioeconomic Scenarios for Climate Change Research.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D.Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bexand P.M. Midgley(eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Jokinen, P. (2017). Personlig kommunikation.
- Klimatguiden.fi. (2017). Frekvensen för kortvariga regn. <https://ilmasto-opas.fi/sv/ilmastonmuutos/videot-ja-visualisoinnit/-/artikkeli/b4df9633-7e1f-4389-9dd0-a0539588f211/visualisoinnit.html#rankkasateiden-toistuvuus>. [Hämtad november 2017.]
- MacKay, D. (2003). "Chapter 20. An Example Inference Task: Clustering" (*PDF*). Information Theory, Inference and Learning Algorithms. Cambridge University Press. pp. 284–292.
- Madsen, H., Mikkelsen, P.S., Rosbjerg, D. och Harremoës, P. (2002). Regional estimation of rainfall intensity-duration-frequency curves using generalized least squares regression of partial duration series statistics, Water Resour. Res., 38(11):1239, doi:10.1029/2001WR001125.
- Maidment, D. R. (1993). Handbook of hydrology. McGraw- Hill.
- MSB (2010). Slamströmmen i Åre, 5 juni 2003. <https://www.msb.se/sv/Forebyggande/Naturolyckor/Skred-ras-och-slamstrommar/Exempel-skred-och-ras/Slamstrom-Are/>
- Nespor, V. och Sevruck, B. (1999). Estimation of wind-induced error of rainfall gauge measurements using a numerical simulation. J. Atmos. Ocean. Tech., 16(4):450-464.
- Niemczynowicz, J. (1984). An Investigation of the Areal and Dynamic Properties of Rainfall and its Influence on Runoff Generating Processes. Thesis. Report no 1005. Vattenresurslära LTH.
- Olsson, J. och Foster, K. (2013). Extrem korttidsnederbörd i klimatprojektioner för Sverige. SMHI rapport Klimatologi, nr 6.
- Olsson, J. och Josefsson, W. (2015). Skyfallsuppdraget, ett regeringsuppdrag till SMHI. SMHI rapport Klimatologi Nr 37.
- Overeem, A., Buishand, A. och Holleman, I. (2008). Rainfall depth-duration-frequency curves and their uncertainties. Journal of Hydrology, 348:124-134.

- SMHI (2003). Regnkatastrofen på Fulufjället 30-31 augusti 1997. Faktablad nr. 13. http://www.smhi.se/polopoly_fs/1.6390!/faktablad_fulufjallet%5B1%5D.pdf
- Steward, E.J., Reed, D.W., Faulkner, D. S. and Reynard N. S. (1999). The FORGEX method of rainfall growth estimation I: Review of requirement. *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(2), 187-195.
- Svenskt Vatten. (2011). Nederbördsdata vid dimensionering och analys av avloppsvatten. Publikation P104. Svenskt Vatten AB, Stockholm.
- Svenskt Vatten. (2016). Avledning av dag-, drän- och spillvatten. Publikation P116. Svenskt Vatten AB, Stockholm.
- SVK. (2014). Opdaterede klimafaktorer og dimensionsgivende regnintensiteter, Skrift nr. 30, IDA Spildevandskomiteen.
- Vedin, H., och Eriksson, B. (1988). Extrem arealnederbörd i Sverige 1881-1988. SMHI rapport Meteorologi, nr 76.
- Wern L. och German J. (2009). Korttidsnederbörd i Sverige 1995-2008. SMHI rapport Meteorologi Nr 139.
- Wilson, E. B. (1927). Probable inference, the law of succession, and statistical inference. *Journal of the American Statistical Association*, 22:209-212.
- WMO. (2009). Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP). WMO-No.1045.

SMHIs publiceringar

SMHI publicerar sju rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationella läsare och skrivs oftast på Engelska. I de övriga serierna används oftast Svenska men även Engelska.

Seriernas namn	Publiceras sedan
RMK (Report Meteorology and Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985
KLIMATOLOGI	2009

I serien KLIMATOLOGI har tidigare utgivits:

- 1 Lotta Andersson, Julie Wilk, Phil Graham, Michele Warburton (University KwaZulu Natal) (2009)
Local Assessment of Vulnerability to Climate Change Impacts on Water Resources in the Upper Thukela River Basin, South Africa – Recommendations for Adaptation
- 2 Gunn Persson, Markku Rummukainen (2010)
Klimatförändringarnas effekter på svenskt miljömålsarbete
- 3 Jonas Olsson, Joel Dahné, Jonas German, Bo Westergren, Mathias von Scherling, Lena Kjellson, Fredrik Ohls, Alf Olsson (2010)
En studie av framtida flödesbelastning på Stockholms huvudavloppssystem
- 4 Markku Rummukainen, Daniel J. A. Johansson, Christian Azar, Joakim Langner, Ralf Doescher, Henrik Smith (2011)
Uppdatering av den vetenskapliga grunden för klimatarbetet. En översyn av naturvetenskapliga aspekter
- 5 Sten Bergström (2012)
Framtidens havsnivåer i ett hundraårsperspektiv – kunskapssammanställning 2012
- 6 Jonas Olsson och Kean Foster (2013)
Extrem korttidsnederbörd i klimatprojektioner för Sverige
- 7 FN:s klimatpanel – Sammanfattning för beslutsfattare. Effekter, anpassning och sårbarhet. Bidrag från arbetsgrupp 2 (WG 2) till den femte utvärderingen (AR 5) från Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC (2014)
- 8 Att begränsa klimatförändringar. FN:s klimatpanel – Sammanfattning för beslutsfattare. Bidrag från arbetsgrupp 3 (WG 3) till den femte utvärderingen (AR 5) från Intergovernmental Panel on Climate Change (2015)
9. Erik Kjellström SMHI. Reino Abrahamsson, Pelle Boberg. Eva Jernbäcker Naturvårdsverket. Marie Karlberg, Julien Morel Energimyndigheten och Åsa Sjöström SMHI (2014)
Uppdatering av det klimatvetenskapliga kunskapsläget
10. Risker och konsekvenser för samhället av förändrat klimat – en kunskapsöversikt (2014)
11. Gunn Persson (2015)
Vägledning för användande av klimatscenarier
- 12 Lotta Andersson, Anna Bohman, Lisa van Well, Anna Jonsson, Gunn Persson och Johanna Farelus (2015)
Underlag till kontrollstation 2015 för anpassning till ett förändrat klimat
13. Gunn Persson (2015)
Sveriges klimat 1860-2014. Underlag till Dricksvattenutredningen

14. Anna Eklund, Jenny Axén Mårtensson, Sten Bergström, Emil Björck, Joel Dahné, Lena Lindström, Daniel Nordborg, Jonas Olsson, Lennart Simonsson och Elin Sjökvist (2015)
Sveriges framtida klimat. Underlag till Dricksvattensutredningen
15. Elin Sjökvist, Jenny Axén Mårtensson, Joel Dahné, Nina Köplin, Emil Björck, Linda Nylén, Gitte Berglöv, Johanna Tengdelius Brunell, Daniel Nordborg, Kristoffer Hallberg, Johan Södling, Steve Berggreen-Clausen (2015)
Klimatscenarier för Sverige - Bearbetning av RCP-scenarier för meteorologiska och hydrologiska effektstudier
16. Elin Sjökvist, Gunn Persson, Jenny Axén Mårtensson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson och Håkan Persson (2015)
Framtidsklimat i Dalarnas län – enligt RCP-scenarier
17. Linda Nylén, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Värmlands län – enligt RCP-scenarier
18. Gunn Persson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Örebro län – enligt RCP-scenarier
19. Alexandra Ohlsson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Västmanlands län – enligt RCP-scenarier
20. Elin Sjökvist, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson (2015)
Framtidsklimat i Uppsala län – enligt RCP-scenarier
21. Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Stockholms län – enligt RCP-scenarier
22. Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Södermanlands län – enligt RCP-scenarier
23. Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Östergötlands län – enligt RCP-scenarier
24. Gitte Berglöv, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Västra Götalands län – enligt RCP-scenarier
25. Alexandra Ohlsson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Jönköpings län – enligt RCP-scenarier
26. Gunn Persson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Kalmar län – enligt RCP-scenarier
27. Gitte Berglöv, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Kronobergs län – Enligt RCP-scenarier
28. Gunn Persson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Hallands län – enligt RCP-scenarier

29. Alexandra Ohlsson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Skåne län – enligt RCP-scenarier
30. Alexandra Ohlsson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Anna Johnell, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Blekinge län – enligt RCP-scenarier.
31. Gunn Persson, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Gotlands län – enligt RCP-scenarier
32. Gitte Berglöv, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Norrbottens län – enligt RCP-scenarier
33. Gitte Berglöv, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Linda Nylén, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Västerbottens län – enligt RCP-scenarier
34. Linda Nylén, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Jämtlands län – enligt RCP-scenarier
35. Linda Nylén, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
Framtidsklimat i Västernorrlands län – enligt RCP-scenarier
36. Linda Nylén, Magnus Asp, Steve Berggreen-Clausen, Gitte Berglöv, Emil Björck, Jenny Axén Mårtensson, Alexandra Ohlsson, Håkan Persson, Elin Sjökvist (2015)
37. Jonas Olsson, Weine Josefsson (red.) (2015) Skyfallsuppdraget - ett regeringsuppdrag till SMHI
38. Gunn Persson, Linda Nylén, Steve Berggreen-Clausen, Peter Berg, David Rayner och Elin Sjökvist (2015)
Från utsläppsscenarioer till lokal nederbörd och översvämningsrisker
39. Anna Eklund, Jenny Axén Mårtensson, Sten Bergström och Elin Sjökvist. (2015)
Framtidens vattentillgång i Mälaren, Göta älv, Bolmen, Vombsjön och Gavleån.
Underlag till Dricksvattenutredningen
40. Anna Bohman (Centrum för klimatpolitisk forskning, CSPR) vid Linköpings universitet, Lotta Andersson, SMHI och CSPR, Linköpings universitet samt Åsa Sjöström, SMHI. (2016)
Förslag till en metod för uppföljning av det nationella klimatanpassningsarbetet.
Redovisning av ett regeringsuppdrag
December 2016
41. (2017)
Karttjänst för framtida medelvattenstånd längs Sveriges kust
(Ej publicerad)
42. Anna Eklund, Linda Tofeldt, Johanna Tengdelius-Brunell, Anna Johnell, Jonas German, Elin Sjökvist, Maria Rasmusson, Elinor Andersson (2017)
Vattennivåer, tappningar, vattentemperaturer och is i Vättern.
Beräkningar för dagens och framtidens klimatförhållanden vattentemperaturer och is i Vättern
43. Anna Eklund, Anna Johnell, Linda Tofeldt, Johanna Tengdelius-Brunell, Maria Andersson, Cajsa-Lisa Ivarsson, Jonas German, Elin Sjökvist och Elinor Andersson (2017)
Vattennivåer, tappningar, vattentemperaturer och is i Hjälmarens
Beräkningar för dagens och framtidens klimatförhållanden
44. Anna Eklund, Linda Tofeldt, Anna Johnell, Maria Andersson, Johanna Tengdelius-Brunell, Jonas German, Elin Sjökvist, Maria Rasmusson, Ulrika Harbman, Elinor Andersson (2017)
Vattennivåer, tappningar, vattentemperatur

och is i Vänern Beräkningar för dagens
och framtidens klimatförhållanden

45. Sofie Schöld, Cajsa-Lisa Ivarsson, Signild
Nerheim och Johan Södling (2017)
Beräkning av högsta vattenstånd längs
Sveriges kust
(Ej publicerad)

46. Katarina Stensen, Johanna Tengdelius-
Brunell, Elin Sjökvist, Elinor Andersson,
Anna Eklund (2017)
Vattentemperaturer och is i Mälaren
Beräkningar för dagens och framtidens
klimatförhållanden

SMHI

Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 NORRKÖPING
Tel 011-495 80 00 Fax 011-495 80 01

ISSN 1654-2258

