



Översvämningsprognoser i områden med ofullständiga data. Metodutveckling och utvärdering.

**Barbro Johansson, Göran Lindström, Jonas Olsson,
Tahsin Yacoub, Günther Haase, Karin Jacobsson,
Anna Johnell, Håkan Sanner**

Omslagsbild

© SMHI. Vid Tännö vid Vidöstern 16 juli 2004

Översvämningsprognoser i områden med ofullständiga data. Metodutveckling och utvärdering.

**Barbro Johansson, Göran Lindström, Jonas Olsson,
Tahsin Yacoub, Günther Haase, Karin Jacobsson,
Anna Johnell, Håkan Sanner**

Sammanfattning

Rapporten redovisar slutresultat från projektet "Översvänningsprognoser - Utveckling av metoder för ett rikstäckande system för vattenförings- och vattenståndsprognoser". Projektet har i huvudsak varit finansierat av Räddningsverket, men har även utnyttjat resultat från näraliggande projekt finansierade av Elforsk, SMHI och EU.

I ett rikstäckande system måste prognoser göras för vattendrag där det saknas detaljerad information om avrinningsområdets och älvfårans egenskaper. Modeller kan inte tillämpas och verifieras på samma sätt som i områden med god datatillgång och tillgång till tidsserier med observerad vattenföring. Eftersom beräkningarna inte kan verifieras mot observationer blir det extra viktigt med bra nederbördsinformation och att kunna ge ett mått på osäkerheten i prognosen. Projektet har dels arbetat med metodutveckling, dels med en omfattande utvärdering av data och beräkningsresultat. En pilotstudie gjordes för flödet sommaren 2004 i Lagan/Ljungby. Fokus har varit på följande områden:

- Utveckling och utvärdering av en metodik för att utnyttja meteorologiska och hydrologiska sannolikhetsprognoser
- Utvärdering och minimering av osäkerheten i hydrologiska (vattenföring) och hydrauliska (vattenstånd) prognosmodeller.
- Utveckling och utvärdering av metoder för att utnyttja radarobservationer av nederbörd.

Projektet har visat att det är möjligt att göra vattenståndsprognoser med rimlig noggrannhet, utgående från data som finns tillgängliga i ett rikstäckande system. Tillgång till bra nederbördsinformation för dagarna före prognosen är viktig, speciellt i sjörika system med ett långsamt förlopp. För att kunna göra sannolikhetsprognoser räcker det inte att ta hänsyn till osäkerheten i den meteorologiska prognosen genom att direkt utnyttja meteorologiska ensembleprognoser. Spridningen i de meteorologiska nederbördsprognoserna är inte tillräcklig och osäkerheten i den hydrologiska modellen måste beaktas.

De projektresultat som inom det närmaste året kommer att utnyttjas i ett rikstäckande system är de som är relaterade till hydrologisk modellering och sannolikhetsprognoser. Arbetet med att utveckla metoder för att utnyttja radarinformation i operationell skattning av arealnederbörd fortgår. Fallstudier har visat att vattenståndsprognoser kan göras med modeller baserad på översiktlig information om topografi och tvärsektioner i vattendragen. Däremot är det tidsödande att sätta upp en hydraulisk modell för en godtycklig älvsträcka. Tills vidare är det realistiskt att anta att vattenståndsprognoser främst kommer att göras i vattendrag som ingått i den översiktliga översvänningskarteringen.

1	Inledning.....	1
2	Översiktlig beskrivning	1
2.1	Metodik.....	1
2.1.1	Beräkning av vattenföring och vattenstånd	1
2.1.2	Radarobservationer av nederbörd.....	2
2.1.3	Prognososäkerhet.....	3
2.1.4	Pilotstudie Lagan	3
2.2	Data och modeller för Lagan.....	4
2.2.1	Nederbördsobservationer.....	4
2.2.2	Nederbördsprognoser	5
2.2.3	Hydrologisk modellering – modellering av vattenföring	6
2.2.4	Hydraulisk modellering – modellering av vattenstånd.....	8
2.3	Prognosexempel - Lagan	9
2.3.1	Vattenföring.....	9
2.4	Slutsatser och diskussion.....	12
3	HBV-modellen	13
4	Regionala hydrologiska modellparametrar.....	14
4.1	Bakgrund	14
4.2	Förslag till kalibreringskriterier.....	15
4.3	Data.....	16
4.4	Resultat och diskussion	17
4.5	Slutsatser och rekommendationer.....	20
5	Vattenståndsberäkningar – en fallstudie.....	21
5.1	Bakgrund	21
5.2	Metodik.....	22
5.3	Fallstudie – Emån	22
5.3.1	Data och underlag.....	22
5.3.2	Beräkningar och resultat.....	24
5.4	Fallstudie – Eskilstunaån.....	26
5.4.1	Data och underlag.....	26
5.4.2	Beräkningar och resultat.....	27
5.5	Operationalisering av vattenståndsprognoser.....	29
5.6	Slutsatser.....	29
6	Radarobservationer av nederbörd.....	30

6.1	Bakgrund	30
6.2	Radarobservationer av nederbörd.....	31
6.2.1	Mätmetod.....	31
6.2.2	Felkällor i svenska data – exempel.....	32
6.2.3	Pågående förbättringsarbete	33
6.3	Att kombinera radarobservationer med stationsdata	33
6.4	Modellsimulering av flöden	34
6.4.1	Data.....	34
6.4.2	Metod.....	35
6.4.3	Resultat	36
6.5	Slutsatser och diskussion	38
7	Hydrologiska ensembleprognoser	40
7.1	Inledning.....	40
7.2	System och analyserat datamaterial.....	41
7.2.1	Meteorologiska ensembleprognoser vid ECMWF	41
7.2.2	Hydrologiska ensembleprognoser vid SMHI	41
7.2.3	Analyserat datamaterial	42
7.3	Hydrologiska ensembleprognoser: ett exempel.....	44
7.4	Utvärdering av ensembleprognoser - metodik.....	47
7.4.1	Deterministisk utvärdering	47
7.4.2	Sannolikhetsbaserad utvärdering	48
7.4.3	Referensflöden.....	49
7.5	Resultat: utvärdering av nederbörd	50
7.6	Resultat: utvärdering av vattenföring	51
7.6.1	Deterministisk utvärdering	51
7.6.2	Förhållandet mellan spridning och utfall (spread-skill)	51
7.6.3	Sannolikhetsbaserad utvärdering	52
7.7	Korrigerig av ensembleprognosernas spridning.....	56
7.8	Presentation av sannolikhetsprognoser.....	58
7.9	Slutsatser.....	62
8	Referenser.....	63

1 Inledning

SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst har som vision att inför ett högt flöde kunna ge en prognos av vattenförings- och vattenståndsutvecklingen i de flesta medelstora svenska vattendrag. Utifrån den visionen har det av Räddningsverket (SRV) finansierade forskningsprojektet "Översvämningsprognoser - Utveckling av metoder för ett rikstäckande system för vattenförings- och vattenståndsprognoser" arbetat. Målsättningen med projektet har varit att utveckla och utvärdera beräkningsmetoder som kan användas i ett rikstäckande prognossystem och som dessutom beskriver prognososäkerheten. Projektet har genomförts under åren 2004-2006. Resultat från näraliggande projekt finansierade av EU, Elforsk och interna SMHI-medel har utnyttjats i arbetet.

Fokus har varit på följande områden:

- Utveckling och utvärdering av en metodik för att utnyttja meteorologiska ensemble-prognoser. Syftet är att kunna bedöma sannolikheten för en viss flödesutveckling. Ensemble-prognoserna ger många (50) alternativa väderutvecklingar med hänsyn tagen till den osäkerhet som finns i det aktuella väderläget.
- Utvärdering och utveckling av metoder för att utnyttja radarinformation. I flödessituationer är det väsentligt att i realtid veta hur mycket nederbörd som fallit över avrinningsområdet. Radartechnik ger detaljerad nederbördsinformation när det gäller spridningen i tid och rum, men har brister i bestämningen av den totala mängden i millimeter.
- Utvärdering och minimering av osäkerheten i hydrologiska (vattenföring) och hydrauliska (vattenstånd) prognosmodeller. I ett rikstäckande system appliceras modellerna för avrinningsområden där det saknas fullständig information för att ansätta värden på modellernas parametrar. Det krävs metoder för att ändå välja parametervärden på ett optimalt sätt, och den osäkerhet det medför bör skattas.

Projektet har drivits uppdelat på mindre delprojekt. Denna rapport inleds med en översiktlig beskrivning av metodik och resultat. Ett flödestillfälle i Lagan vid Ljungby sommaren 2004 används för att illustrera beräkningarna. Därefter följer en mer ingående beskrivning av de olika delprojekten. Den beskrivningen är i sin tur ett utdrag från de separata rapporter som skrivits för varje delprojekt ([1], [2], [3], [4]).

2 Översiktlig beskrivning

2.1 Metodik

2.1.1 Beräkning av vattenföring och vattenstånd

Sedan mitten på 1970-talet har Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) rutinmässigt gjort prognoser på vattenföring i ett antal svenska älvar. Prognoserna görs med en hydrologisk modell, HBV ([5]), med nederbörd och temperatur som indata. Realtidsobservationer av nederbörd och temperatur utnyttjas i modellen för att kontinuerligt skatta hur mycket vatten som finns lagrat i området, vilket har stor betydelse för den förväntade utvecklingen. Indata till prognoserna kommer dels från den meteorologiska pro-

gnosmodellen Hirlam som körs vid SMHI (första 48 timmarna), dels från det europeiska vädercentrets (ECMWF) modell (dygn 3-10).

Vid tillämpning av HBV-modellen måste värden ansättas på ett antal modellparametrar som beror av avrinningsområdets egenskaper. Oftast har modellen använts för prognoser i områden där det finns historiska tidsserier med vattenföringsobservationer. Parametrarna bestäms då genom kalibrering mot observerad vattenföring ([6]). Om ett prognossystem skall vara rikstäckande måste prognoser också kunna göras för områden som saknar observationer. Tidigare studier har visat att det är svårt att direkt koppla parametervärden till egenskaper som jordart och växtlighet och topografi ([7]). Ett mer framkomligt angreppssätt är att dela in områden i homogena regioner där samma parametervärden används. Parametervärdena fastställs genom samkalibrering av alla områden med vattenföringsstationer inom en region. Inom projektet har en metodik för sådan regional kalibrering tagits fram och utvärderats. Metodiken inkluderar ett förslag till definition av homogena regioner.

HBV-modellen används också för beräkning av historiska tidsserier och för att ta fram flödesstatistik. På uppdrag av Räddningsverket har HBV-modellen för översvänningskartering kopplats samman med en hydraulisk modell (MIKE-11) för att beräkna vattenstånd och översvämmade arealer vid vissa flöden. 40 vattendrag med sjöar och ca 600 mil älvsträckor har hittills karterats.

Genom att kombinera HBV-modellen med MIKE-11 kan vattenståndsprognoser göras inte bara för sjöar och regleringsmagasin utan också för utvalda punkter i vattendragen. Hydrauliska modeller kräver information om lutning, djup och tvärsektioner för vattendragen. För att med säkerhet simulera vattenstånd med hög noggrannhet behöver den informationen vara mycket detaljerad. Sådan är kostsam att samla in och finns hittills tillgänglig endast för ett fåtal vattendragsträckor. För Räddningsverkets översvänningskartering (www.srv.se) har mer översiktliga data använts, såsom digitala höjddatabaser och tillgängliga data vid broar, dammar och vägar. Projektet har genomfört fallstudier i några vattendrag för att utvärdera om översiktliga data ger en tillräcklig noggrannhet i det prognostiserade vattenståndet.

2.1.2 Radarobservationer av nederbörd

Inför en prognos är det viktigt att veta hur mycket nederbörd som fallit i området under perioden före det aktuella flödestillfället. I avrinningsområdet sker en dämpning som innebär att flödesökningen i vattendraget är fördröjd i förhållande till regnet. Hur blött det är i marken bestämmer också hur området reagerar på ytterligare regn. Antalet realtidsrapporterande nederbördsstationer är begränsat och speciellt sommartid kan det vara stora lokala variationer i regnintensiteten. Det medför att skattningar av arealnederbörd kan innehålla betydande fel. I områden med vattenföringsobservationer kan dessa användas för att verifiera nederbörden, men i ouppmätta områden blir det extra viktigt med korrekta skattningar. Nederbördsobservationer med radar har länge ansetts vara en möjlig lösning på problemen med att bestämma arealnederbörd eftersom de ger en god areell täckning. Dock har det visat sig svårt att konvertera radarsignalen till korrekt regnintensitet, och först under de senaste åren har man internationellt sett en mer allmän användning av radarobservationer för hydrologiska tillämpningar. I projektet har användning av svenska radarobservationer utvärderats vid korttidsprognoser i samband med höga flöden och stora nederbördsmängder under korta perioder.

2.1.3 Prognososäkerhet

Inför projektstarten gjordes bedömningen att den största osäkerheten i en flödesprognos härrör från osäkerheten i den meteorologiska prognosen. Traditionellt görs väderprognoser med en deterministisk numerisk modell, vars resultat är *en* väderutveckling. Emellertid är det idag allmänt accepterat att atmosfären är icke-linjär (kaotisk), vilket innebär att väldigt små störningar kan få stora konsekvenser. Till exempel kan små skillnader i utgångstillstånd leda till helt olika utvecklingar på några dagars sikt. Detta är ett problem vid meteorologisk prognostisering, eftersom beskrivningen av atmosfärens initialtillstånd alltid är behäftat med osäkerheter. Den resulterande prognosen kan sålunda enbart ses som en av många tänkbara utvecklingar. Ett sätt att beakta atmosfärens icke-linjära natur är att producera s.k. ensemble-prognoser. Genom att göra ett antal modellkörningar och före varje körning göra förändringar i atmosfärens initialtillstånd, av en storlek som motsvarar osäkerheten i tillståndsvariablerna, erhålls en ensemble av möjliga utvecklingar.

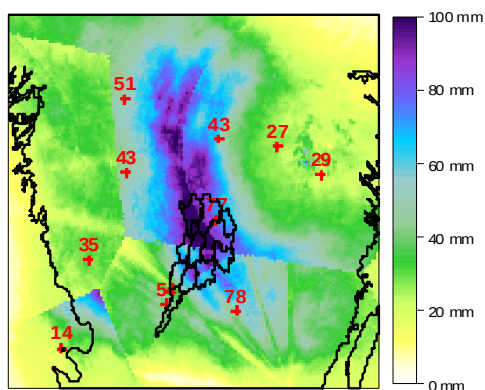
Ensembleprognoser har sedan en tid tillbaka utfärdats rutinmässigt vid meteorologiska institut, bl.a. vid det europeiska vädercentret (ECMWF). Det är mindre vanligt att de används operationellt för hydrologiska prognoser och hydrologiska ensembleprognoser har inte heller utvärderats vetenskapligt i någon större omfattning. ECMWF:s ensembleprognoser består av 50 medlemmar med 10-dygnsprognoser. Sedan sommaren 2004 har SMHI använt dessa som indata till HBV-modellen för att generera sannolikhetsprognoser i ett antal områden. I projektet genomfördes en utvärdering av 18 månaders dagliga ensembleprognoser av vattenföring i 45 avrinningsområden över hela Sverige. Det torde vara det största material som hydrologiska ensembleprognoser på denna tidsskala hittills har utvärderats för. En grundläggande frågeställning har varit om de resulterande sannolikheter som ges för olika flödesnivåer är korrekta. Utvärderingen indikerade att osäkerheten underskattas, delvis p.g.a. att osäkerheten kopplad till den hydrologiska modellen inte beaktas. Därför utvecklades en enkel beräkningsmodell för att korrigera den totala prognososäkerheten.

I projektet har inte osäkerheten i den hydrauliska modellen inkluderats vid beräkning av sannolikheten för att ett visst vattenstånd skall uppnås under prognosperioden.

2.1.4 Pilotstudie Lagan

Sommaren 2004 inträffade ett kraftigt flöde i Lagan. I de övre delarna hade flödet en återkomsttid på närmare 100 år, men återkomsttiden minskade längre nedströms i vattendraget. I bl.a. Ljungby fick man problem med höga vattenstånd. Den 9:e-10:e juli föll runt 120 mm nederbörd i avrinningsområdet uppströms Ljungby. Flödestillfället sågs som lämpligt för en gemensam test av de metoder som utvecklats och utvärderats inom projektet.

I pilotstudien gjordes sannolikhetsprognoser för vattenförings- och vattenståndsutvecklingen i Ljungby, utgående från sådan information som skulle kunna vara tillgänglig vid en flödessituation och i ett rikstäckande system. Den hydrologiska modellen kördes med observerad nederbörd och temperatur fram till tre prognostillfällen. Utifrån ett sparat modelltillstånd gjordes sedan beräkningar för 50 alternativa nederbörds- och temperaturprognoser vilket resulterade i 50 sekvenser som alla representerade en möjlig utveckling av vattenföringen. Bland dessa valdes tre alternativ som representerade medianvärdet, den övre kvartilen och en maxprognos. Innan dessa matades in till den hydrauliska modellen korrigerades värdena enligt en metod utvecklad inom projektet. Syftet med korrektionen var att få en större spridning i prognoserna och mer realistiska sannolikheter än de som erhålls vid en direkt användning av de modellberäknade vattenföringsvärdena.

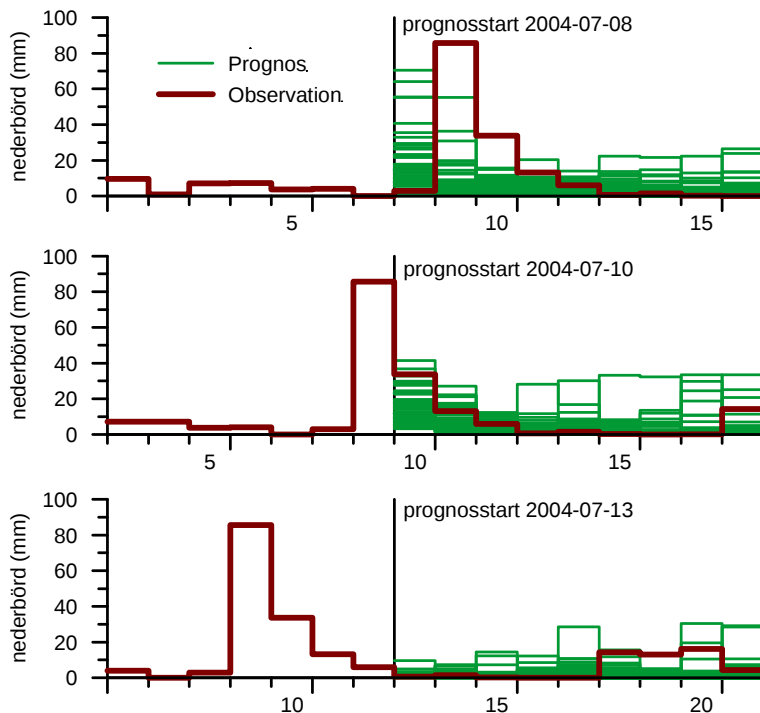


Figur 2.1. Observerad nederbörd för södra Sverige 2004-07-09. Radarmätningar samt punktvärden från meteorologiska stationer.

2.2 Data och modeller för Lagan

2.2.1 Nederbördsobservationer

För att skatta nederbörden över avrinningsområdet utnyttjades en kombination av radarobservationer och stationsdata. I Figur 2.1 visas dygnsnederbörden för den 9:e juli, dels enligt radarobservationerna och dels för de realtidsrapporterande nederbördsstationerna. Av radarobservationerna framgår att nederbörden var mycket ojämnt fördelad och därför svår att uppskatta enbart från stationsdata. Samtidigt visar figuren på några av de problem som finns med radardata. Radarstrålen kan exempelvis vara blockerad i vissa riktningar vilket ger en underskattning av nederbörden. Det finns också osäkerheter i konverteringen från radarreflektivitet till nederbördsintensitet, vilket gör att olika radaranläggningar kan ge något olika nederbördsmängder.



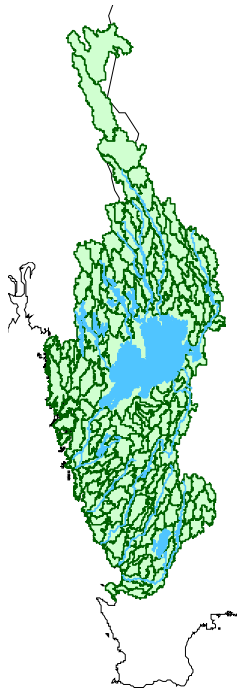
Figur 2.2. Meteorologiska ensembleprognoser för Lagans avrinningsområde uppströms Ljungby för tre prognostillfällen i juli 2004. Jämförelse med observerade värden skattade från radar- och stationsdata.

2.2.2 Nederbördsprognoser

Tidigare prognoser från det europeiska vädercentret finns lagrade och kunde därför återanvändas i pilotstudien. Tre prognoser utnyttjades, med starttiderna 2004-07-08 00:00, 2004-07-10 00:00 och 2004-07-13 00:00.

I den prognos som gjordes den 8:e juli finns en viss tidsförskjutning jämfört med det verkliga utfallet (Figur 2.2), men man skall komma ihåg att utvärderingen sker på dygnsbasis och att nederbörden inte är jämnt fördelad över dygnet. Ingen av ensemble-medlemmarna når upp till de nederbörds mängder som sedan föll den 9:e och 10:e enligt skattningar från radar- och stationsdata. Däremot indikerar den stora spridningen att prognosen är osäker och att det finns risk för mycket regn. Med 50 medlemmar i ensembleprognoserna så skall maxvärdet överskridas i ca 2 % av fallen och det går inte att dra generella slutsatser från detta enstaka tillfälle. Utvärderingen över 18 månader har dock visat att i det materialet underskattas den genomsnittliga nederbördsintensiteten för dygn med observerad nederbörd med ca 15 %.

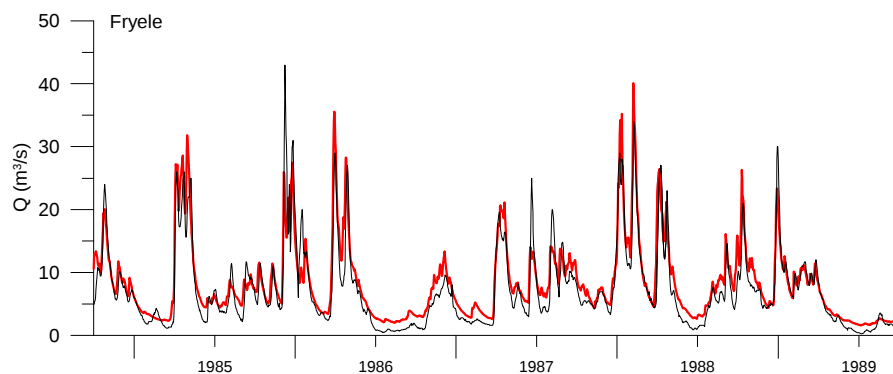
I prognosen den 13:e juli är spridningen betydligt mindre och prognosen ger en tydlig signal om att endast måttlig nederbörd väntas.



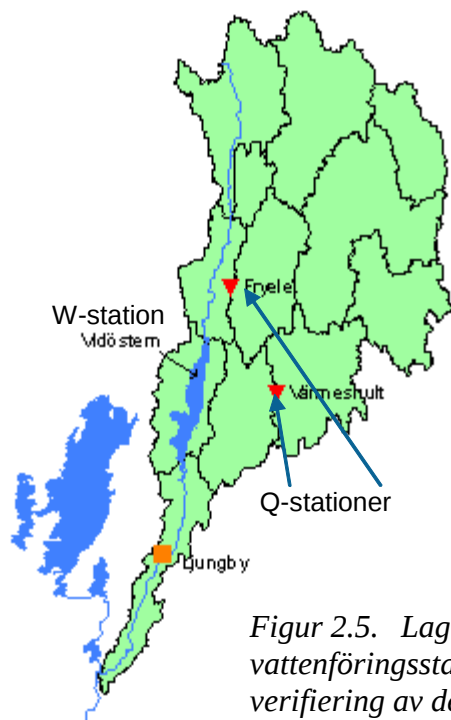
Figur 2.3. Område för regional kalibrering. Området omfattar vattendrag till Västerhavet och är indelat i 186 delavrinningsområden.

2.2.3 Hydrologisk modellering – modellering av vattenföring

HBV_Sverige är en uppsättning av HBV-modellen för hela Sverige samt de delar av Norge och Finland som avrinner till Sverige. Området är indelat i totalt 1000 delavrinningsområden, med en genomsnittlig storlek på knappt 500 km². Modelluppsättningen innebär att det är tekniskt möjligt att göra prognoser för utloppspunkten i alla 1000 delområden. För att lägga fast modellparametrar för de 186 delavrinningsområden som rinner till Västerhavet genomfördes i projektet en regional kalibrering. Vattendragen som omfattas sträcker sig från Stensån i söder till Enningdalsälven i norr (Figur 2.3). De 186 delområdena grupperades i tre mindre regioner som inbördes bedömdes som så pass homogena att samma modellparametrar kunde användas. I områden med vattenföringsobservationer, ledde de regionala modellparametrarna till något sämre modellprestanda än avrinningsområdesspecifika parametrar, men gav generellt en acceptabel kvalitet. För de vattenföringsstationer som ingick i kalibreringen låg den förklarade variansen med ett undantag mellan 72 % och 86 % (se t.ex. Figur 2.4).

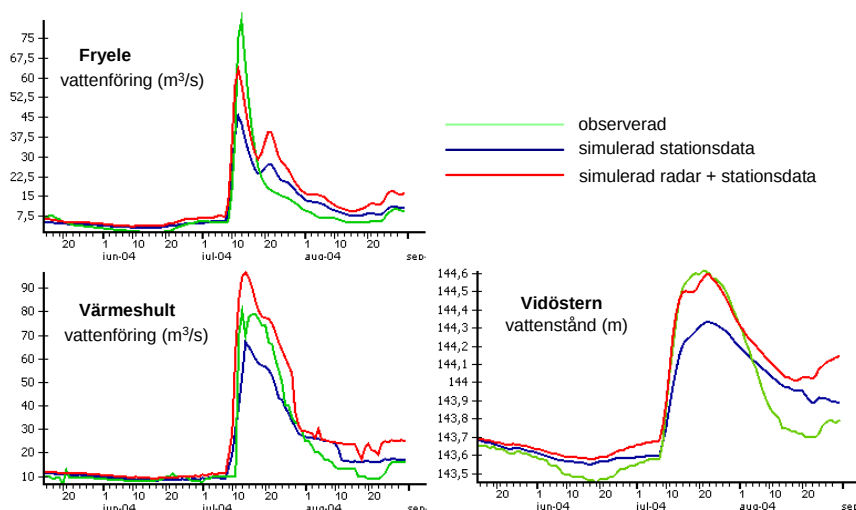


Figur 2.4. Exempel på simulering av vattenföring med regionala modellparametrar för vattenföringsstationen Fryele som ligger i Lagans avrinningsområde. Röd linje visar simulerad vattenföring och svart observerad.

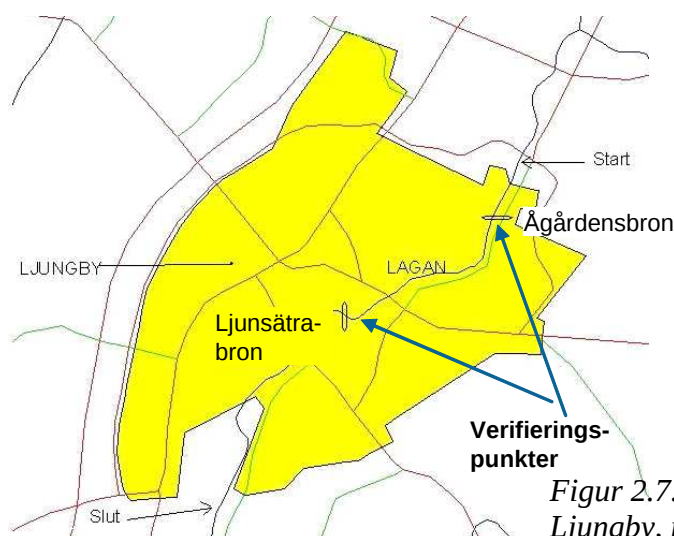


Figur 2.5. Lagans avrinningsområde uppströms Ljungby. Två vattenföringsstationer och en vattenståndsstation användes för verifiering av den hydrologiska modellen.

För pilotstudien plockades delavrinningsområdena i Lagan uppströms Ljungby ut från HBV_Sverige (Figur 2.5). Deras sammanlagda areal är knappt 3000 km². Modellparametrarna hämtades från den regionala kalibreringen. Inom området finns två vattenföringsstationer som användes för verifiering av beräkningarna. Dessutom mäts vattenståndet i sjön Vidöstern. Simuleringar över flödet 2004 illustrerar att för ett specifikt tillfälle kan valet av indata vara väl så viktigt som valet av modellparametrar (Figur 2.6). Användningen av radarobservationer gav t.ex. en betydligt bättre simulering av vattenståndsutvecklingen i Vidöstern över flödestoppen.



Figur 2.6. Simulering med hydrologisk modell över flödet 2004 med två olika uppsättningar av indata: Nederbördsdata enbart från meteorologiska stationer respektive nederbördsdata från radar kompletterade med stationsdata.

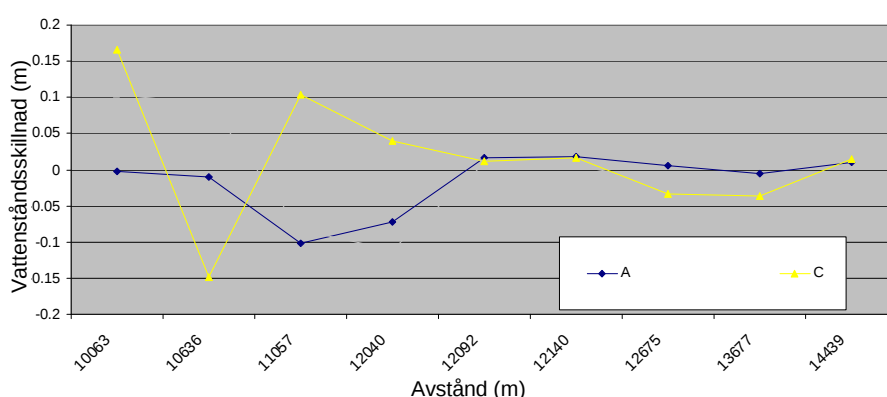


Figur 2.7. Delsträcka av Lagan genom Ljungby, modellerad med hydraulisk modell.

2.2.4 Hydraulisk modellering – modellering av vattenstånd

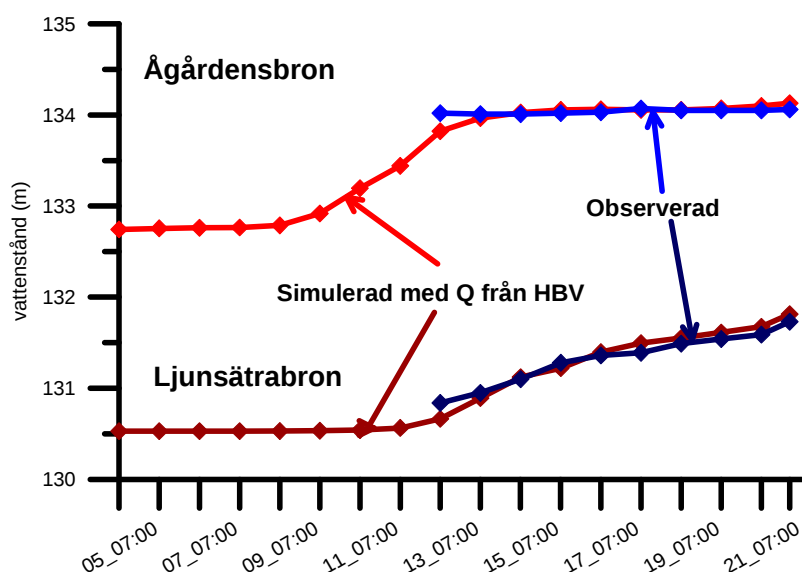
Lagan tillhör de vattendrag där SMHI på Räddningsverkets uppdrag gjort en översiktlig översvämningskartering. I samband med det gjordes en hydraulisk modelluppsättning som använts i denna pilotstudie. Den modelluppsättningen utnyttjar översiktliga data så som Lantmäteriets rikstäckande digitala GSD-höjddatabas och ritningar på uppmätta tvärsektioner i närheten av konstruktioner i vattendragen. Sträckan som modellerats genom Ljungby framgår av Figur 2.7.

Ett problem vid verifieringen av hydrauliska modeller är att det ofta saknas observationer av vattenstånd längs vattendragen. Vid Ljungby har kommunen initierat en detaljerad hydraulisk modell, där mer detaljerade höjddata använts och ett stort antal tvärsektioner mätts upp. Denna detaljerade modell har använts för att verifiera den översiktliga modellen. Bl.a. har vattenståndsförändringen från ett flöde med 10 års återkomsttid till ett flöde med 100 års återkomsttid simulerats med båda modelluppsättningarna (Figur 2.8). Skillnaderna i modellresultat visar att vattenståndsändringar beskrivs relativt väl med den översiktliga



Figur 2.8. Skillnader mellan vattenstånd i detaljerad och översiktlig modell längs Lagan vid 100-årsflödet. Ljungbydammen finns vid sektion 12070.

A) Skillnad i relativ vattenståndsändring från 10-årsflödet till 100-årsflödet: Vattenståndsökning för detaljerad modell – vattenståndsökning för översiktlig modell. C) Skillnad i absolut vattenstånd mätt i m.ö.h: Vattenstånd för detaljerad modell – vattenstånd för översiktlig modell.



Figur 2.9. Modellsimulering av vattenstånd vid Ågårdensbron och Ljunsätrabron under flödet 2004. Vattenföring vid Ljungby beräknad med hydrologisk modell med observerad nederbörd och temperatur

modellen, medan det absoluta vattenståndet i meter över havet innehåller större fel. För Lagan är skillnaderna mellan modelluppsättningarna dock mindre än för andra vattendrag som ingått i projektet.

Under flödet 2004 gjorde kommunen vattenståndsmätningar vid Ljungby under perioden med de högsta vattenstånderna och den översiktliga modelluppsättningen verifierades för två av dessa mätpunkter (Figur 2.9). Simuleringarna startade den 5:e juli och mätningarna den 13:e. Den vattenföring som användes beräknades med HBV-modellen utifrån observerad nederbörd från radar och meteorologiska stationer. Vid den övre mätpunkten startade inte mätningarna förrän nära maxvattenståndet. Därför kunde inte vattenståndsutvecklingen verifieras, men maxvattenståndet simulerades väl. För den nedre mätpunkten bekräftade mätningarna att även stigningen modellerades med fullt acceptabel noggrannhet.

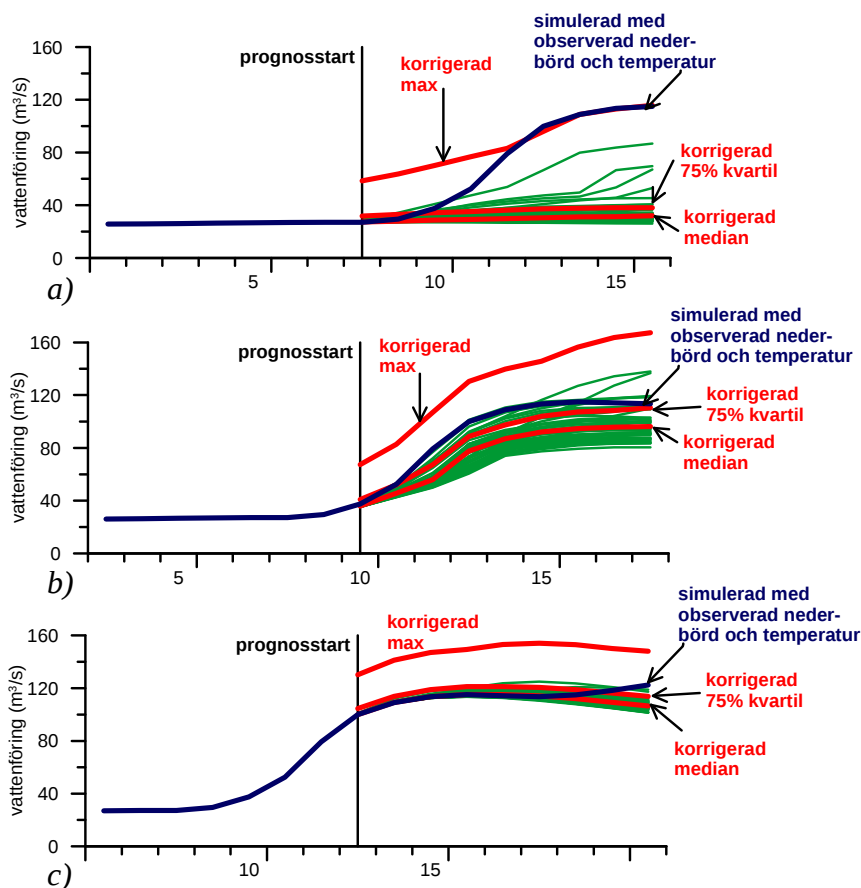
2.3 Prognosexempel - Lagan

2.3.1 Vattenföring

I Lagan vid Ljungby saknas vattenföringsobservationer och därför kan prognosutfallet inte jämföras med observerade flöden. Jämförelsen görs därför mot en simulering med observerad nederbörd och temperatur.

Vid det första prognostillfället, 2004-07-08, var det ingen av de 50 ensemblemedlemmarna som indikerade riktigt höga flöden (Figur 2.10a). Detta speglar de resultat som framkommit i den fullständiga utvärderingen över 45 områden. Spridningen mellan ensemblemedlemmarna är generellt för liten när det gäller vattenföring. Det förklaras dels av att spridningen i nederbördsprognoserna är för låg och dels av att ingen hänsyn tas till osäkerheten i den hydrologiska modellen.

Nästa prognostillfälle var den 10:e juli då det alltså fanns observationer på stora nederbördsmängder den 9:e juli. Det ledde till att prognosen visade på en mycket kraftigare flö-



Figur 2.10. Hydrologiska ensemble-prognoser för Ljungby, med prognosstart 2004-07-08, 2004-07-10 och 2004-07-13 (gröna linjer). De röda linjerna visar korrigerade prognoser enligt den metod som utvecklats inom projektet.

desutveckling, trots att nederbördsprognosen var lägre än den 8:e (Figur 2.10b). Användningen av radarobservationer hade troligen en stor betydelse för prognosutfallet efter den 9:e juli. Den innebar en bättre beskrivning av förhållandena i området inför prognosen. Det är speciellt viktigt i Lagan som är ett trögt system med stora magasin som resulterar i en långsam flödesutveckling.

Vid det sista prognostillfället låg prognoserna betydligt mer samlade och samtliga angav att flödestoppen skulle nås ungefär mitt under prognosperioden och att flödet sedan skulle avta (Figur 2.10c).

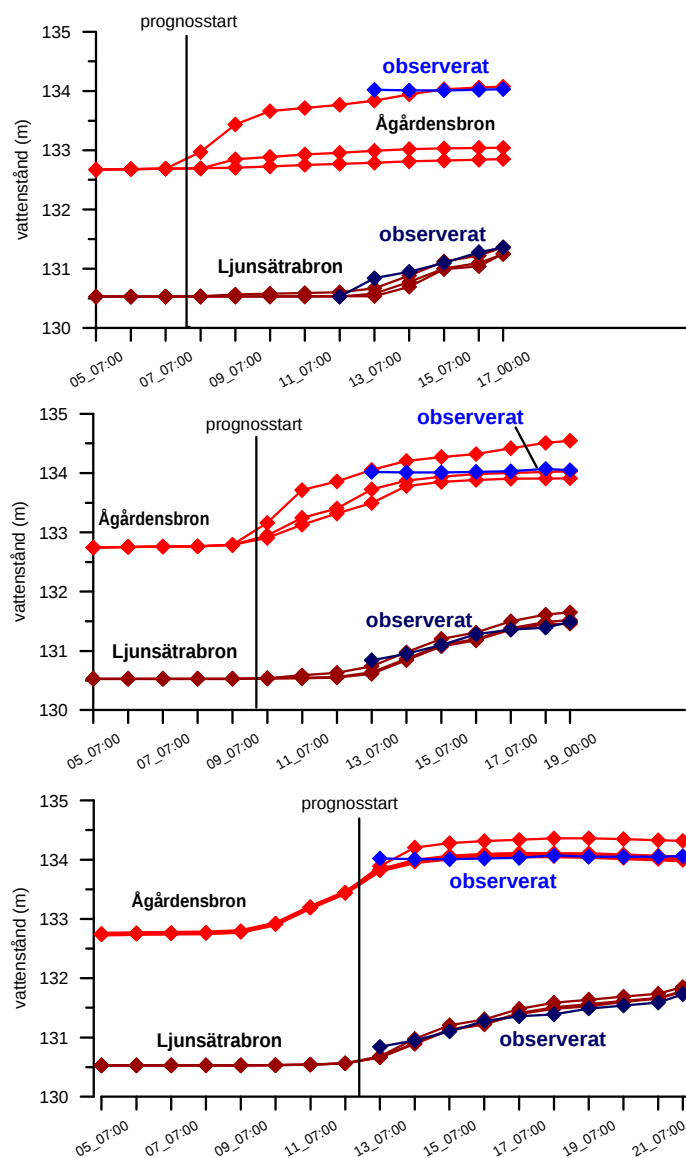
Spridningen mellan ensemblemedlemmarna varierar mellan prognostillfällena. Utvärderingen visar att spridningen runt medianvärdet är en indikation på hur osäker prognosen är. Det är alltså troligt att medianvärdet i prognosen den 13:e juli ger en god bild av den kommande utvecklingen medan medianvärdet för prognosen den 8:e är osäkert.

Den underskattade spridningen i ensembleprognoserna innebär att de inte direkt kan användas för att kvantifiera sannolikhetsnivåer. I projektet togs därför fram en korrektionsmetod som integrerar två typer av nödvändiga korrekationer; en som kompenserar för nederbördsprognosernas underskattade spridning och en som beskriver feltillväxten i den hydrologiska modellen. Denna korrektionsmetod applicerades på 5 olika sannolikhetsnivåer: minvärdet (2 % sannolikhet att underskridas), den undre kvartilen (25 % sannolikhet att underskridas), medianvärdet (50 % sannolikhet att underskridas), den övre kvartilen (75 % sannolikhet att underskridas) och maxvärdet (98 % sannolikhet att underskridas). Korrektionerna leder till att de prognoser som presenteras för dessa sannolikhetsnivåer är statistiskt rimliga. För pilotstudien i Lagan visas i Figur 2.10 korrigerade prognoser för median-

värdet, den övre kvartilen och maxnivån. För alla tre prognostillfällena innebär detta att utfallet hamnar inom prognosintervallet.

2.3.2 Vattenstånd

Vattenståndsprognoserna gjordes för hela sträckan genom Ljungby (Figur 2.7). Resultat presenteras för två punkter där vi har tillgång till vattenståndsobservationer, en uppströms och en nedströms Ljungbydammen. Av praktiska skäl kunde ensembletekniken inte användas fullt ut för vattenståndsprognoserna. Därför valdes tre alternativa vattenföringsprognoser som indata till den hydrauliska modellen: det korregerade medianvärdet, den korregerade övre kvartilen och den korregerade maxprognosen. Vattenståndsprognoserna följer mönstret från flödesprognoserna, med en stor spridning i prognosen den 8:e juli och en mycket samlad prognos den 13:e juli (Figur 2.10). Vid det första prognostillfället är det enbart den mest extrema prognosen som ger en indikation om en mycket kraftig ökning av vattenståndet.



Figur 2.11. Vattenståndsprognoser för Lagan vid två punkter med vattenståndsobservationer. Den blå linjerna visar observerat vattenstånd

2.4 Slutsatser och diskussion

Projektet har visat att det är möjligt att göra vattenståndsprognoser med rimlig noggrannhet, utgående från data som finns tillgängliga i ett rikstäckande system. Tillgång till bra nederbördsinformation för dagarna före prognosen är viktig, speciellt i sjörika system med ett långsamt förlopp. För att kunna göra sannolikhetsprognoser räcker det inte att ta hänsyn till osäkerheten i den meteorologiska prognosen genom att direkt utnyttja ensembleprognoserna. Spridningen i de meteorologiska nederbördsprognoserna är inte tillräcklig och osäkerheten i den hydrologiska modellen måste beaktas.

Det finns fortfarande praktiska och tekniska hinder för att i ett rikstäckande system fullt ut utnyttja de metoder som tagits fram inom projektet. Olika felkällor i radarobservationerna gör att de inte kan användas i alla områden utan en kvalitetsbedömning i varje enskilt fall. I kraftigt reglerade älvar kan det vara svårt att bedöma flödesutvecklingen nedströms stora magasin. Tappningen sker inte enligt fasta regler och påverkas inte enbart av flödessituationen. Fallstudierna i projektet har visat att vattenståndsprognoser kan göras med modeller baserad på översiktlig information om topografi och tvärsektioner i vattendragen. Däremot är det tidsödande att sätta upp en hydraulisk modell för en godtycklig älvsträcka. Tills vidare är det realistiskt att anta att vattenståndsprognoser främst kommer att göras i vattendrag som ingått i den översiktliga översvämningskarteringen.

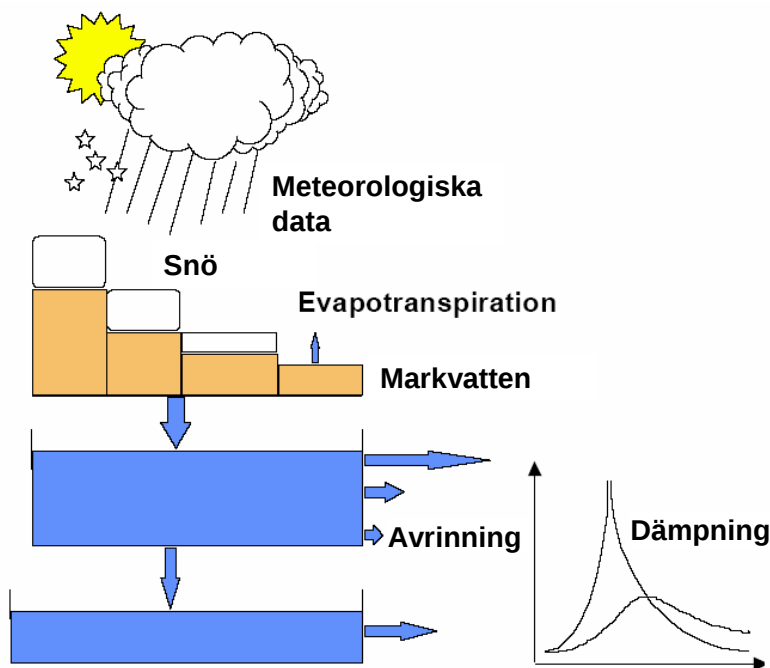
De projektresultat som inom det närmaste året kommer att utnyttjas i ett rikstäckande system är de som är relaterade till hydrologisk modellering och sannolikhetsprognoser. Arbetet med att utveckla metoder för att utnyttja radarinformation i operationell skattning av arealnederbörd fortgår.

Nedan sammanfattas kort resultat och slutsatser från de olika delprojekten.

- En metodik har utvecklats för att bestämma regionala modellparametrar för HBV-modellen för beräkning av vattenföring. De regionala parametrarna ger i de flesta fall endast en måttlig försämring av noggrannheten i flödesbestämningen jämfört med avrinningsområdesspecifika parametrar.
- Hydrauliska modeller som bygger på den översiktliga översvämningskarteringen ger oftast en bra beskrivning av vattenståndsförändringar, men stora fel kan finnas på enskilda platser.
- Fältmätningar av vattenstånd under höga flöden ger ett bra underlag för modelljusteringar vid måttliga vattenståndsförändringar.
- En metodik har utvecklats för att kombinera stationsdata och radarobservationer vid bestämning av arealnederbörd. Tillämpningen har visat att användning av bra radarobservationer i kombination med stationsdata ofta leder till bättre flödesprognoser.
- En omfattande utvärdering av hydrologiska ensemble-prognoser har genomförts. Utvärderingen bygger på ett stort datamaterial och är troligen unik även i ett internationellt perspektiv.
- Hydrologiska ensembleprognoser tillför ett mervärde jämfört med traditionella kategoriska prognoser. De ger en kvalitativ indikation på osäkerheten i prognosen.
- En direkt användning av de sannolikhetsnivåer som genereras kan inte rekommenderas. Spridningen i de meteorologiska nederbördsprognoserna är inte tillräcklig och osäkerheten i den hydrologiska modellen måste beaktas. En första metodansats har tagits fram för beräkning av rimliga sannolikhetsnivåer.
- Olika alternativ för presentation av sannolikhetsprognoser har diskuterats med användare.

3 HBV-modellen

Den hydrologiska HBV-modellen har utnyttjats på olika sätt i samtliga delprojekt för beräkning av vattenföring. Modellen utvecklades på 1970-talet ([5], [8]) och har sedan dess använts operationellt för hydrologiska prognoser på SMHI. Under åren har modell och metoder vidareutvecklats och förbättrats men de grundläggande principerna kvarstår ([9]). Man brukar klassificera modellen som begreppsmässig och semi-distribuerad. Med begreppsmässig menas här att den på ett förenklat sätt beskriver huvuddragen i vattnets kretslopp, utan att ta med den exakta fysikaliska beskrivningen av processerna. Att den är semi-distribuerad innebär att den tar hänsyn till variationer i hydrologiska förhållanden genom indelning av ett avrinningsområde i delområden, sjöar, vegetationszoner och höjdzoner (Figur 3.1). Indata är nederbörd och temperatur.



Figur 3.1. Schematisk beskrivning av HBV-modellen för ett delavrinningsområde.

4 Regionala hydrologiska modellparametrar

4.1 Bakgrund

Vid tillämpningen av HBV-modellen måste man sätta värden på ett antal modellparametrar som beror av avrinningsområdets egenskaper. Parametrarna beskriver t.ex. snösmältningens hastighet, markens vattenhållande förmåga och magasinering i sjöar och vattendrag. Oftast används modellen för prognoser i områden där det finns uppmätt vattenföring, med vars hjälp modellens parametrar kan kalibreras (t.ex. [6]). Det finns dock inte vattenföringsstationer att kalibrera mot i alla de punkter som är intressanta i ett rikstäckande prognosystem. För ouppmätta områden måste parametrarna bestämmas på annat sätt. Uppskattning av vattenföringen i ouppmätta punkter är för övrigt den stora satsningen, kallad PUB ("Prediction in Ungauged Basins"), inom IAHS (International Association of Hydrological Sciences) under tioårsperioden 2003-2012.

Vissa av parametervärdena i HBV-modellen uppvisar en regional variation ([10]). Till exempel gäller detta markens vattenhållande förmåga. Hittills har det dock visat sig svårt att direkt koppla parametervärden till egenskaper som jordart, växtlighet och topografi ([7]). Ett mer framkomligt angreppssätt är att dela in områden i homogena regioner där samma parametervärden används. En av de tidigaste tillämpningarna av denna teknik gjordes för Södermanlands län ([11]). Tekniken, kallad "Q-i-län", byggde från början på manuell kalibrering. En möjlighet till automatisering infördes i IHMS/HBV-96 ([12]). Denna regionala kalibrering utvärderades för Luleälven ([13]). Regional kalibrering användes även i viss utsträckning vid framtagandet av en rikstäckande HBV-modell inom TRK-projektet (Transport – Retention – Källfördelning, [14]).

Erfarenheterna från praktisk tillämpning av regional kalibrering har dock inte varit entydigt goda. Bland annat var en av erfarenheterna från TRK-projektet att metodiken för regional kalibrering behöver utvecklas. Man kan behöva dela in stora områden i mindre, homogena delområden. I Norge har man nyligen knutit parametervärden i HBV-modellen till områdesegenskaper, och tagit fram parametervärden för hela landet genom en utvidgad regional kalibrering ([15]). En alternativ regional kalibrering av HBV-modellen testades i ett tyskt område (i Schwarzwald, [16]).

Den rikstäckande modelluppsättning som togs fram inom TRK-projektet kommer efter vidareutveckling att utnyttjas för vattenföringsprognoser i den hydrologiska varningstjänsten vid SMHI. Modelluppsättningen (HBV_Sverige) gör det möjligt att presentera prognoser för ca 1000 punkter i svenska vattendrag. Denna studie har genomförts för att fastställa en metodik för hur modellparametrarna i HBV_Sverige skall bestämmas. Syftet var att:

- Föreslå kriterier för hur regional kalibrering skall gå till, med särskilt tonvikt på anpassningen mot höga flöden.
- Studera vilken noggrannhet som uppnås vid regional kalibrering.

4.2 Förslag till kalibreringskriterier

Det anpassningsmått som oftast används vid kalibrering och utvärdering av HBV-modellen kallas R^2 ([17]) och definieras:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_C(i) - Q_R(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_R(i) - MQ_R)^2}$$

där

$Q_C(i)$ = beräknad vattenföring dag i

$Q_R(i)$ = uppmätt vattenföring dag i

MQ_R = uppmätt medelvattenföring.

R^2 -värdet mäter modellens effektivitet, och kan som bäst uppgå till 1.0. Det finns ingen undre gräns. Det finns ingen definition för vad som är ett acceptabelt R^2 -värde, eftersom värdet beror av områdets karaktär. I stora områden kan man som regel nå upp till över 0.8 eller till och med 0.9, men i små områden kan det vara svårt att nå så höga värden.

I R^2 -värdet kvadreras felen för att trola bort tecknet. Kriteriet lägger därigenom tonvikt på höga flöden, vilket i och för sig kan förefalla lämpligt då modellen tillämpas för översvämningssprognoser. Kriteriet är å andra sidan känsligt för fel i tiden. I praktiken visar det sig att de högsta flödena ofta underskattas systematiskt vid kalibrering med R^2 som enda kriterium ([18]). Därför måste man införa någon slags kompensation för detta, vilket även gjordes av [18]. Som mått på den systematiska underskattningen användes toppfelet:

$$Tf = \frac{MHQ_C - MHQ_R}{MHQ_R}$$

där MHQ_C är medelvärdet av de högsta beräknade flödena för varje år, och MHQ_R är motsvarande värde för uppmätta flöden. En regional tolkning av R^2 -värdet erhålls genom att felen summeras i både tid (t) och rum (p):

$$R^2_{REG} = 1 - \frac{\sum_{t,p} (Q_C(i) - Q_R(i))^2}{\sum_{t,p} (Q_R(i) - MQ_R)^2}$$

Med MQ_R avses här medelvärdet av alla uppmätta vattenföringar, i både tid och rum. Följden av att kriteriet utvärderas i alla mätpunkter blir att stora områden får större vikt än små områden, samt att skillnader i varians inte slår igenom lika mycket. En regional utvidgning av toppfelskriteriet blir:

$$Tf_{REG} = \frac{MHQ_C - MHQ_R}{MHQ_R}$$

där MHQ_C är medelvärdet av de högsta beräknade flödena för varje år och kalibreringspunkt, och MHQ_R är motsvarande värde för uppmätta flöden. För att undvika systematiska skillnader i volym kan även ett regionalt volymfel inkluderas i kalibreringen:

$$VF_{REG} = \frac{MQ_C - MQ_R}{MQ_R}$$

I denna studie testades en kombination av ovanstående regionalt tolkade kriterier som anpassningsmått i optimeringen (*optcrit*):

$$optcrit = R^2_{REG} - w_{TF}|TF_{REG}| - w_{VF}|VF_{REG}|.$$

Kalibreringen blir därmed i stort sett en maximering av R^2 -värdet, men med en bestraffning för systematiska över- eller underskattningar av flödestoppar respektive volym. Vikterna w_{TF} och w_{VF} sattes till 0.1.

I praktiken är inte alla stationer lika lämpliga som kalibreringspunkter. Reglerade stationer är olämpliga för kalibrering av R^2 -värde och toppfel. Däremot kan man använda sig av den uppmätta volymen. Samma problem gäller även sjörika vattendrag, där flödesdynamiken främst bestäms av magasinering i sjöar. Därför gjordes en indelning av vattenföringsstationer i två kategorier; A och B:

Kategori A: Oreglerade områden, med liten area och låg sjöprocent.

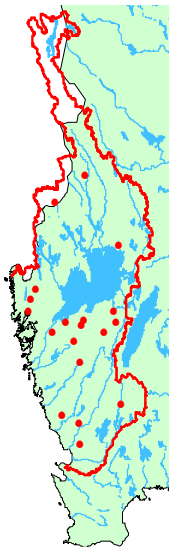
Kategori B: Alla områden.

Följande optimeringskriterium användes därför slutligt:

$$optcrit = R^2_{REGA} - w_{TF}|TF_{REGA}| - w_{VF}|VF_{REGB}|.$$

4.3 Data

Som huvudregion för utvärdering av den regionala kalibreringen valdes de svenska vattendrag som mynnar till Västerhavet. Det är en region med blandat klimat och många olika typer av markanvändning, innehållande allt från fjäll i Norge till områden dominerade av jordbruk i Västergötland. Totalt ingick 53 vattenföringsstationer i analysen. Av dessa bedömdes 20 stycken vara lämpliga för kalibrering av dynamik och flödestoppar, och alltså tillhöra kategori A (Figur 4.1). Gränsen för lämplig övre gräns för areal och sjöprocent för



Figur 4.1. Vattenföringsstationer använda vid regional kalibrering, kategori A.

Tabell 4.1. Kalibreringsresultat för de 20 stationerna i kategori A. Gul färg anger vattendragen norr om Vänern, grönt anger västkustens vattendrag och blått anger vattendragen söder om Vänern.

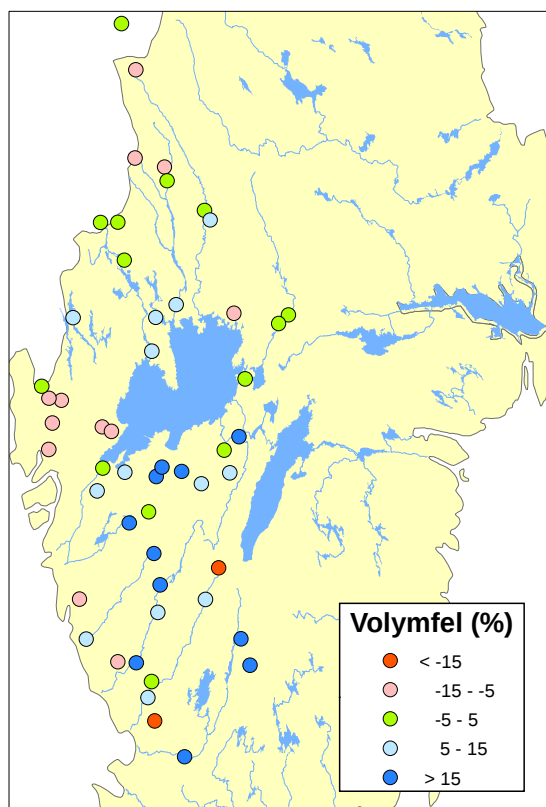
Namn	En stor region			Tre mindre regioner		
	R2	VF (%)	TF (%)	R2	VF (%)	TF (%)
Fryele	0.624	15.4	25.7	0.821	15	-4
Simlångan ¹⁾	0.793	-22.5	-13.5	0.745	-23.6	-34.8
Alabo	0.78	2.1	15	0.86	2.3	-15.4
Snapparp	0.669	2.4	15.4	0.783	1.1	-11.6
Pepparforsen	0.781	-7.2	16.8	0.87	-8.5	-9.1
Bosgården	0.435	12.9	78.1	0.763	12.4	32.9
Grea	0.811	-10.2	-10.9	0.805	-1.9	0.7
Magnor	0.859	-0.4	-10.6	0.836	8.7	2.5
Arnestorp	0.682	-11.1	-49.3	0.73	-2.8	-40.5
Törnестorp	0.753	3.6	-22.1	0.766	-4.3	-12.4
Frösve	0.704	-6.1	-45.6	0.725	-13.8	-41.4
Slöta	0.425	22.2	-60.7	0.461	11.9	-57.4
Valtorp	0.749	5.1	-12.1	0.766	-2.4	-1.5
Eggvena	0.763	1.7	-11.5	0.759	-4.6	1.4
Grästorp	0.776	13	-9.8	0.814	5.6	0.7
Sundstorp	0.795	16.7	-5.1	0.79	8.9	8.2
Krokfors kvarn	0.746	-15.6	-29.9	0.799	-8.9	-20.4
Gunnarsbo	0.802	-12.7	-19.5	0.843	-5.8	-8.8
Vrångebäcken	0.777	1.8	-12.1	0.766	11.6	6.6
Munkedal	0.837	-7.1	-6.3	0.838	0.2	6.3
Medel	0.728	2.6	-9	0.777	0.1	-9.9
Median	0.77			0.786		
Medel av absolutvärdena		9.5	23.5		7.7	15.8

1) Volymfelet i Simlångan beror till största delen på att stationen hade fått en felaktig areal i den använda modellen.

kategori A valdes till 2000 km² respektive 10 %. 2000 km² är övre gränsen för medelstora vattendrag enligt SMHI:s benämning. Kalibreringen av volymfelet baserades på alla de 53 stationerna. Antalet delområden i modellen var 186. Eftersom kalibreringarna var mycket tidskrävande gjordes de endast över fem år: 1984-10-01 – 1989-09-30.

4.4 Resultat och diskussion

Tabell 4.1 sammanfattar anpassningen som erhöles vid kalibrering av hela testområdet som en enda region. Medelvärde av de lokala R²-värdena för kategori A blev 0.73 (Tabell 4.1, till vänster). För kategori B varierade volymfelet mellan -10 och +10 % i 29 av 53 områden, som sämst -22.5 %. Man kan notera att Vargöns kraftverk i Göta älv, som omfattar en stor del av testområdet, hade ett volymfel på endast 3 %.



Figur 4.2. Regionvis fördelning av relativa volymfelet från kalibreringen som en enda region.

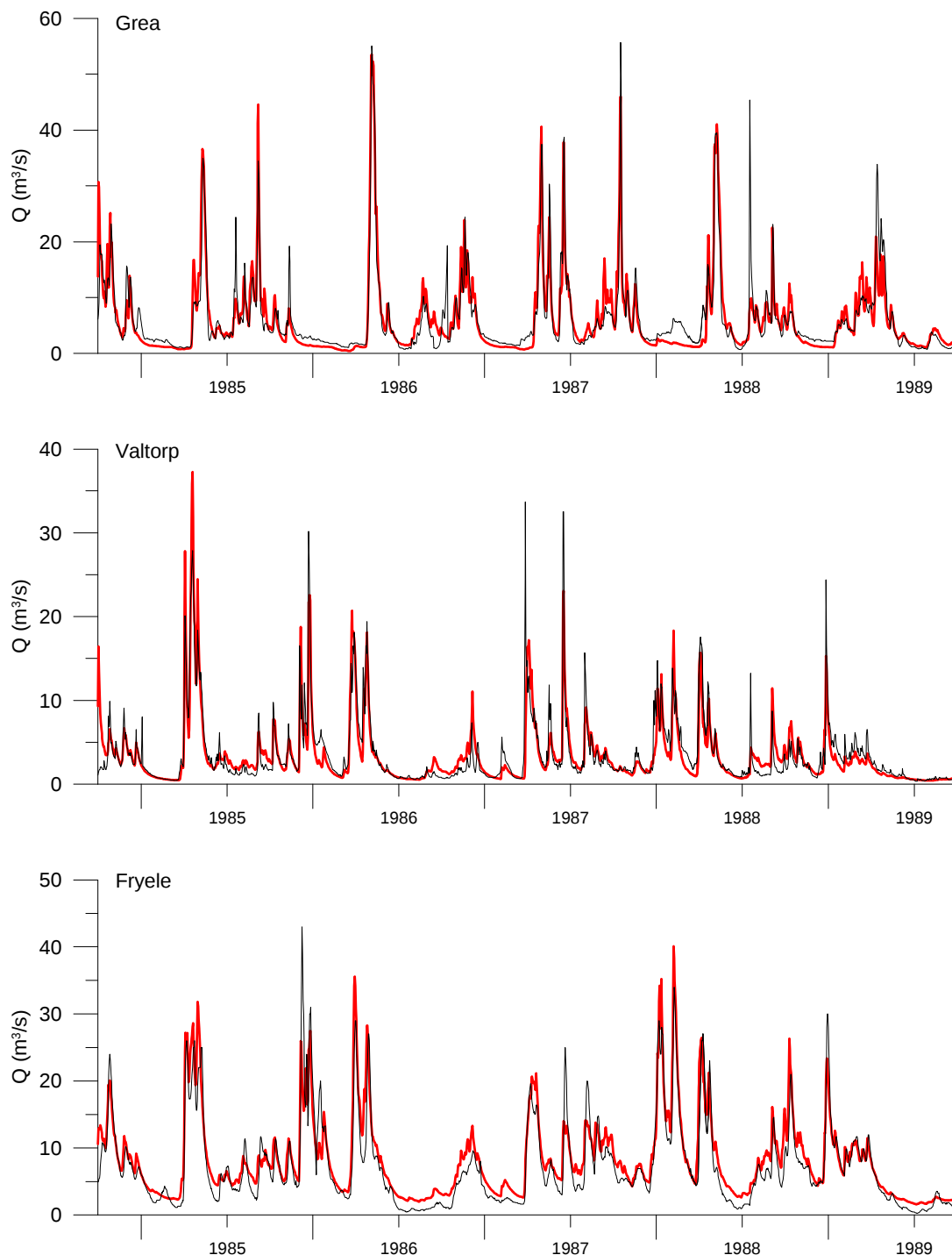
Flödestopparna underskattades med i genomsnitt 10 % (Tabell 4.1). Vid enstaka stationer var den genomsnittliga nivån på flödestopparna dock långt ifrån tillfredsställande, till exempel Bosgården och Slöta.

En regional analys av volymfelet visade att det finns systematiska skillnader mellan olika delar av området (Figur 4.2). Resultaten från en kalibrering över en stor region kan möjligen användas för indelning i mindre, mer homogena regioner. Exempelvis överskattas volymen, medan flödestopparna underskattas, i vattendragen i Västergötland, söder om Vänern. En indelning i mer homogena regioner skulle kunna tas från den synoptiska vattenbalskarta ([19]) som används i hydrologiska varningstjänsten vid SMHI. Här gjordes en indelning av hela det stora testområdet i tre delar:

1. Vattendragen norr om Vänern
2. Vattendragen söder om Vänern
3. Västkustens vattendrag.

I kalibreringen av dessa mindre regioner gjordes ingen anpassning av volymen för alla stationer, utan endast stationerna i Tabell 4.1 ingick. Resultaten blev något bättre än då hela området behandlades som en region. Medelvärden av de lokala R^2 -värdena ökade från 0.73 till 0.78 (Tabell 4.1). Volymerna blev endast något bättre, men toppflödenas nivå förbättrades från ett medelabsolutfel på 24 % till 16 %.

Figur 4.3 visar anpassningen för tre stationer med R^2 -värden som är representativa för var och en av de tre regionerna (Grea: $R^2 = 0.80$, Valtorp: $R^2 = 0.77$ och Fryele: $R^2 = 0.82$). Basflödesperioderna simuleras inte särskilt bra i två av de tre områdena, men detta är inte särskilt allvarligt då syftet är att prognostisera höga flöden. Grea är dessutom påverkat av regleringar vid låga flöden.



Figur 4.3. Tre kalibreringar som var och en är representativa (i R^2 mätt) för sin region.

Lokal kalibrering gav något bättre resultat än regional kalibrering i de tre representativa områdena: Grea, Valtorp och Fryele (Tabell 4.2). Medelvärde för R^2 i dessa tre områden ökade från 0.73 till 0.85. Förbättringen härrör främst från Fryele, som gick ganska dåligt i den regionala kalibreringen som en enda region. Den största andelen av förbättringen erhålls redan vid indelningen i tre homogenera regioner ($R^2 = 0.80$). Även en region kalibrering med en enda region, men med lokalt anpassade korrektionsfaktorer för nederbörden (PCORR) gav en förbättring från 0.73 till 0.78. Lokalt anpassade nederbördskorrektioner torde i allmänhet förbättra resultaten. Det rumsliga mönstret i volymfel (Figur 4.2) tyder på att man skulle kunna göra en rumslig interpolation av nederbördskorrektionen. Å andra sidan kan volymfel även orsakas av systematiska fel i uppmätt vattenföring.

Tabell 4.2. Kalibreringsresultat för tre områden och olika typer av kalibrering.

Namn	En stor region			Lokalt PCORR			Tre mindre regioner			Lokal kalibrering		
	R ²	VF (%)	TF (%)	R ²	VF (%)	TF (%)	R ²	VF (%)	TF (%)	R ²	VF (%)	TF (%)
Grea	0.811	-10.2	-10.9	0.811	-2.3	-3.3	0.805	-1.9	0.7	0.856	0	-3
Valtorp	0.749	5.1	-12.1	0.756	1.7	-15.9	0.766	-2.4	-1.5	0.795	0	-9.7
Fryele	0.624	15.4	25.7	0.77	-6.3	7.1	0.821	15	-4	0.886	1.3	-5.4
Medel	0.728	-	-	0.779	-	-	0.797	-	-	0.846	-	-

4.5 Slutsatser och rekommendationer

För små homogena områdena gav den föreslagna metodiken bra kalibreringsresultat. Stora områden, såsom området med alla vattendrag som mynnar ut i Västerhavet, bör delas in i mindre regioner. Den föreslagna metodiken kan sammanfattas i:

- En indelning i homogena regioner görs.
- Regionala utvidgningar av R²-värdet, volymfel och toppfel kombineras i ett optimeringskriterium.
- Stationerna inom en region delas in i två kategorier. R²-värdet och toppfelet utvärderas endast i oreglerade, små, sjöfattiga områden. Volymfelet kan däremot utvärderas i samtliga stationer.

I denna studie sattes gränserna för små och sjöfattiga områden till en area på 2000 km² och en sjöandel på 10 %. Den övre gränsen för andel sjö visade sig dock vara för högt satt.

Topparna underskattades i genomsnitt med 10 % efter den regionala kalibreringen. I många områden stämde dock topparna mycket dåligt. I ett prognosystem kan detta möjligen kompenseras av att man relaterar flödena till modellberäknade förhållanden. Toppfelets samvariation med sjöprocenten, och i viss mån även arean, visar att det kan finnas utrymme till en förbättring av själva modellformuleringen. Modellrutinerna för vattendrag och sjöar bör formuleras på ett sådant sätt att regionalisering blir enklare. Flera faktorer som talar för att det nu finns bättre förutsättningar för förbättringar i modellen än tidigare är:

- Bättre beräkningskapacitet
- Bättre modellsystem
- Rikstäckande HBV-modeller
- Areella indata från GIS
- Bättre nederbördsanalys.

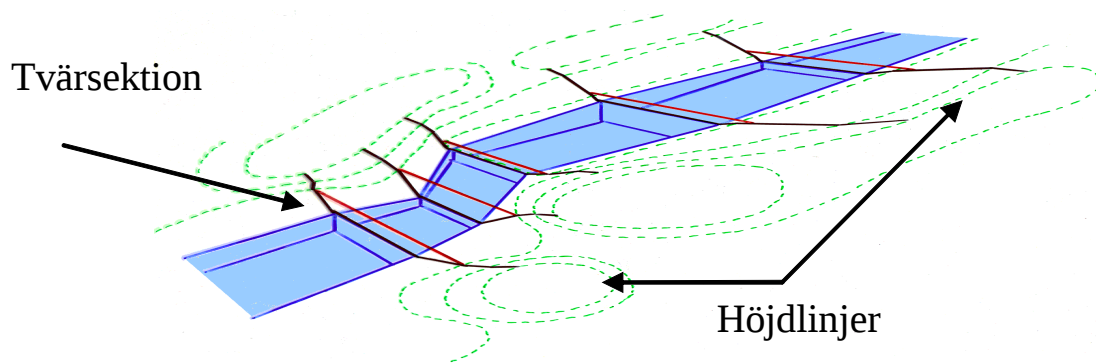
5 Vattenståndsberäkningar – en fallstudie

5.1 Bakgrund

Hydrauliska modeller kräver information om lutning, djup och tvärsektioner för vattendragen. För att med simulera vattenstånd med hög noggrannhet behöver den informationen vara mycket detaljerad. Sådan är kostsam att samla in och det är inte realistiskt att anta att den kan finnas tillgänglig förutom för ett fåtal vattendragsträckor. För den översiktliga översvämningskarteringen (som Räddningsverket låtit utföra) har mer översiktliga data använts, såsom digitala höjddatabaser och tillgängliga data vid broar, dammar och vägar.

I detta projekt har fallstudier genomförts i fyra vattendrag i södra delen av Sverige: Byälven, Eskilstunaån, Emån och Lagan. Syftet har varit att utvärdera i vilka typer av vattendrag som översiktliga data ger en tillräcklig noggrannhet i prognostiserade vattenstånd. Vid prognoser är det viktigast att kunna förutsäga förändringen i vattenståndet. Valet av fallstudier har styrts av tillgången till vattenståndsuppgifter som inte använts vid kalibreringen av de hydrauliska modellerna för den översiktliga översvämningskarteringen. Det har gjort att den geografiska spridningen blivit mindre än önskad, och ett ursprungligt krav att representera olika klimat och karaktär hos vattendragen i fallstudierna har fått stå tillbaka. I följande avsnitt redovisas två fallstudier, från Emån och Eskilstunaån.

Parallellt med detta projekt har praktiska övningar utförts inom SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst. Syftet med dessa är att operationalisera vattenståndsprognoser. Övningarna görs för andra vattendrag än fallstudierna, och där finns inte samma verifieringsmöjligheter. Inom projektet har vi gått igenom övningsresultaten och försökt dra slutsatser om den övergripande noggrannheten i vattenståndsprognoser vid begränsad datatillgång.



Figur 5.1. Beskrivning av vattendrag och flodplan med hjälp av tvärsektioner

5.2 Metodik

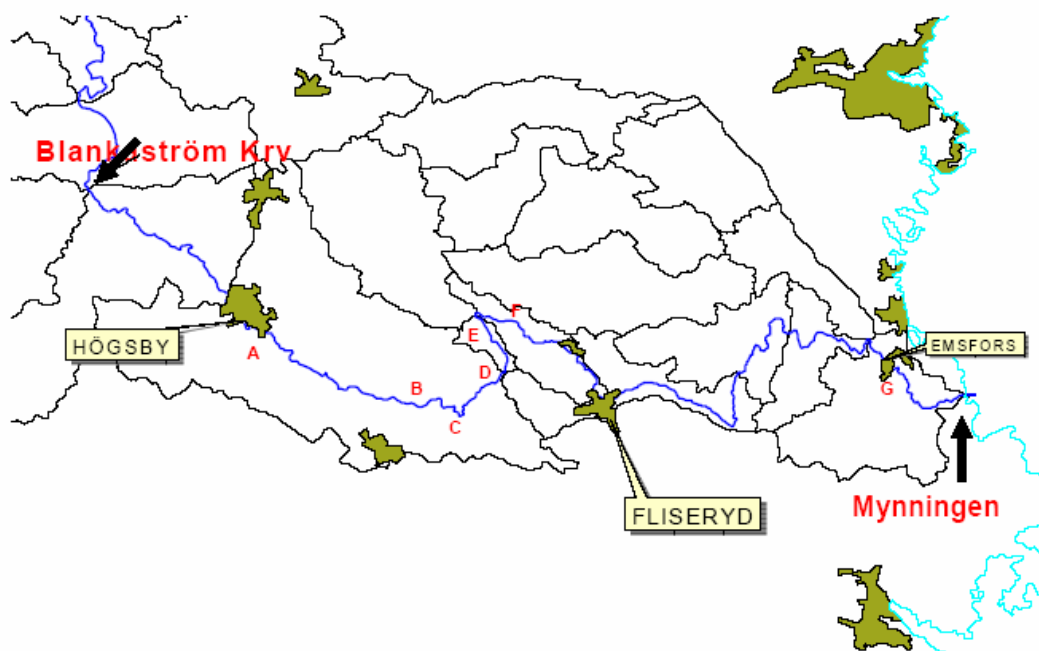
För vattenståndsberäkningar har modellverktyget Mike11 använts. Modellen är utvecklad av Danish Hydraulic Institute ([20], [21]). Det är en endimensionell modell som bygger på S:t Venant:s ekvationer. I princip har vattenfåran längs sträckan beskrivits med ett antal tvärsektioner som täcker själva fåran och flodplanen som kan översvämmas (Figur 5.1). Spridning av och antal tvärsektioner beror på hur vattendraget ser ut. Bredden vid strandnivå, meandring, lutning, fallhöjd och strukturer (dammar och broar) är de faktorer som påverkar antal och längd av sektioner. Digitalisering av sektioner gjordes utifrån Lantmäteriets rikstäckande digitala GSD-Höjddatabas eller från annan höjddatabas av högre upplösning om detta fanns att tillgå. GSD-Höjddata baseras på ett höjdvärde var 50:e meter i ett regelbundet rutnät. En geometrisk noggrannhet i höjd motsvarande ett medelfel av $\pm 2,5$ m eftersträvas enligt Lantmäteriet. I närheten av konstruktioner i vattendraget har uppmätta tvärsektioner hämtats från ritningar.

Vattenståndet beräknades för varje sektion och jämfördes därefter med uppmätta vattenstånd eller med vattenstånd beräknat utifrån en höjddatabas med noggrannare upplösning. Alla höjduppgifter anges i RH70.

5.3 Fallstudie – Emån

5.3.1 Data och underlag

Emån har översvämmats flera gånger under senare år med olika intensitet. Det högsta uppmätta flödet var 1951 och hade en återkomsttid på mer än 100 år. I denna fallstudie jämförs beräknade och uppmätta vattenstånd under översvämningen sommaren 2003. Flödet 2003 vid Blankaström hade en återkomsttid på 10 år och orsakade översvämningar på flera platser längs vattendraget. Flera jordbruksägare drabbades av stora ekonomiska förluster.



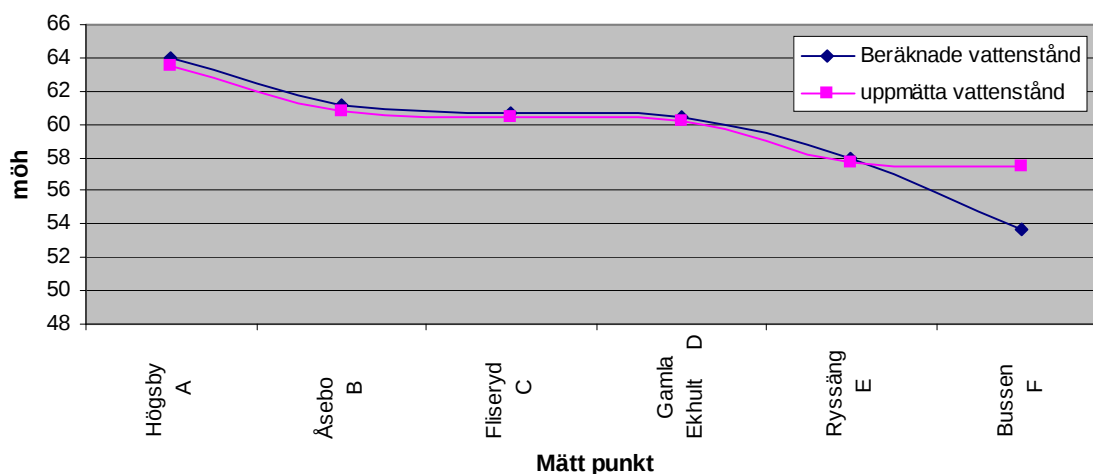
Figur 5.2. Nedre delen av Emåns avrinningsområde. Bokstäverna A – G markerar platser där vattenståndmätningar gjordes under flödet sommaren 2003 längs Emån.

En hydrodynamisk modell har byggts upp för nedre delen av Emån (Blankastöm krv till mynningen) inom den översiktliga översvämningskarteringen ([22]), på en sträcka som är ca 6.5 mil lång. Själva vattendraget är längre om man räknar alla biflöden och förgreningar i nedre delen av sträckan. Hydrauliken i Emåns modell är komplicerad på grund av reglering, förgreningar, bottenprofilens variation och att vattendraget rinner genom ett relativt flackt landskap.

Vattenståndet under sommarflödet 2003 uppmättes av olika myndigheter och andra intressenter på flera känsliga platser längs Emån, vilka markerats på kartan i Figur 5.2. Vattenståndsmätningarna har utnyttjats i denna studie för att utvärdera noggrannheten i vattenstånd beräknade med den hydrauliska modellen framtagna inom den översiktliga översvämningskarteringen. Dessutom har efter ett fältbesök ny information om bottennivåer på en kortare sträcka, samt en ny bedömning av Mannings tal införts i en ny version av den hydrauliska modellen. Även dessa förbättringar har jämförts med de uppmätta vattenstånd.

Eftersom en tidsserie i Emån saknas har vattenståndet inte kunnat uppdateras och tester med start på rätt nivå inför prognosen inte varit möjlig. Fallstudien från Emån är därför ett exempel på hur väl vattenståndet kan simuleras när vattenståndsmätningar i realtid saknas och ingen information utöver den som tagits fram för den översiktliga översvämningskarteringen finns tillgänglig.

Vid beräkningarna har uppmätt vattenföring vid Blankaström använts, vilket innebär att felet i beräkningarna bara beror på den hydrauliska modellen, eftersom ingen hydrologisk beräkning görs.



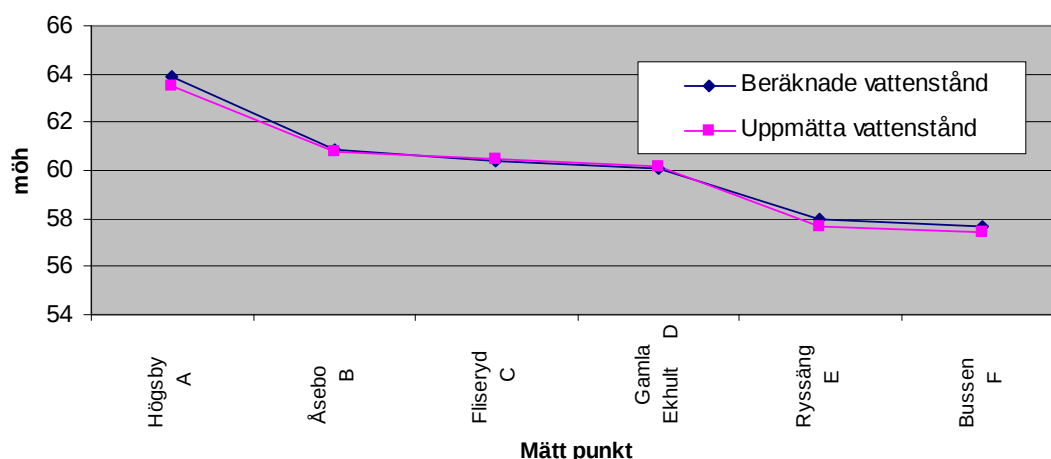
Figur 5.3. Uppmätt och beräknat vattenstånd längs Emån under 2003 års sommarflöde. Mätningarna gjordes under några dagar nära kulmen på flödet och beräknat vattenstånd redovisas för motsvarande dag. Originalmodell från den översiktliga översvämningskarteringen.

Tabell 5.1. Uppmätt och beräknat vattenstånd längs Emån under 2003 års sommarflöde. Observera att vattenstånden är redovisade i absoluta tal (möh)

Plats	Mätdatum	Beräknat [möh]	Uppmätt [möh]	Skillnad [m]
Högsby	2003-07-09	64.04	63.48	0.56
Åsebo B	2003-07-10	61.1	60.75	0.35
Fliseryd C	2003-07-10	60.69	60.49	0.2
Gamla Ekhult D	2003-07-10	60.46	60.15	0.31
Ryssäng E	2003-07-10	57.99	57.69	0.3
Bussen F	2003-07-10	53.69	57.44	-3.75
Emfors G	2003-07-10	8.53	8.09	0.44
Medel absolutfel				0.84
Medel absolutfel exkl. F				0.36

5.3.2 Beräkningar och resultat

Resultatet av jämförelsen mellan uppmätt vattennivå och vattenstånd beräknat med den hydrauliska modellen från den översiktliga översvämningskarteringen redovisas i Tabell 5.1. I Figur 5.3 presenteras resultatet grafiskt för alla mätplatser utom Emsfors (punkt G), eftersom den stora nivåskillnaden mellan punkt F och punkt G skulle minska noggrannheten i skalan. En stor avvikelse finns vid plats "Bussen" (F), men i övrigt är medelfelet (absolutvärdet) 0.36 m och varierar mellan 0.56 och 0.20 m. Beräkningarna visar också systematiskt högre vattenstånd än mätningarna. Observera att vattenstånden är redovisade i absoluta tal (möh). Eftersom en tidserie saknas kan inte den relativa skillnaden redovisas. Med relativ skillnad avses ökning eller minskning av vattenstånd jämfört med en annan tidpunkt, t.ex. vattenståndet kommer att stiga 2 dm till i övermorgon.



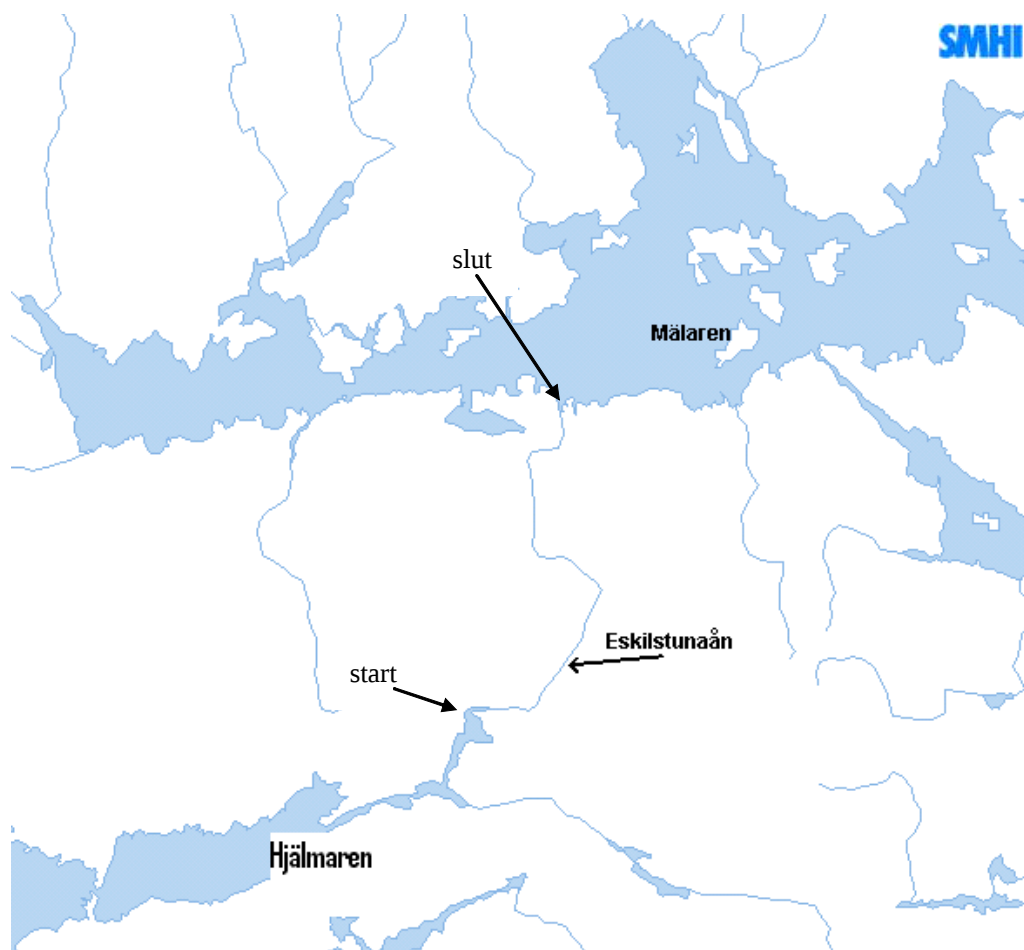
Figur 5.4. Uppmätt och beräknat vattenstånd längs Emån under 2003 års sommarflöde. Mätningarna gjordes under några dagar nära kulmen på flödet och beräknat vattenstånd redovisas för motsvarande dag. Beräkningar gjorda efter justering av Mannings tal och bottennivå vid Bussen.

Tabell 5.2. Uppmätt och beräknat vattenstånd längs Emån under 2003 års sommarflöde efter modelljustering. Observera att vattenstånden är redovisade i absoluta tal (möh)

Plats	Mätdatum	Beräknat [möh]	Uppmätt [möh]	Skillnad [m]	Förbättring [m]
Högsby	2003-07-09	63.89	63.48	0.41	0.15
Åsebo B	2003-07-10	60.85	60.75	0.1	0.25
Fliseryd C	2003-07-10	60.38	60.49	-0.11	0.09
Gamla Ekhult D	2003-07-10	60.04	60.15	-0.11	0.2
Ryssäng E	2003-07-10	58.01	57.69	0.32	-0.02
Bussen F	2003-07-10	57.68	57.44	0.24	3.51
Emfors G	2003-07-10	8.5	8.09	0.41	0.03
Medel förbättring					0.6
Medel förbättring exkl. F					0.12

Efter flödena medverkade SMHI vid flera möten vid Emån och vid ett besök i Högsby gjordes den hydrauliska bedömningen att Mannings tal borde vara mindre (0.028) än det som använts (0.033). Dessutom fick SMHI tillgång till uppgifter om bottennivån vid Bussen, där modellen gick dåligt. Modellen justerades med de nya uppgifterna, men ingen kalibrering/justering gjordes mot de uppmätta vattenstånden. Därefter jämfördes de nya beräkningarna med mätningarna och de tidigare beräkningarna, se Tabell 5.2 och Figur 5.4. Förbättringar blev som väntat vid Bussen, där felet minskade från -3.75 m till rimliga 0.24 m. Förändringen av Mannings tal gav också en förbättring på de flesta platser, i medeltal 0.12 m.

Man kan konstatera att den hydrauliska modell som tagits fram under den översiktliga översvämningsskarteringen för "nedre Emån" kan användas för att göra vattenståndsprognoser med hygglig noggrannhet i absolut höjd.



Figur 5.5. Modellerad sträcka i Eskilstunaån, hydraulisk modell.

5.4 Fallstudie – Eskilstunaån

5.4.1 Data och underlag

Eskilstunaån är ett reglerat vattendrag som börjar vid Hjälmarens utlopp och flyter ut i Mälaren efter 37 km. Ån rinner i ett relativt flackt landskap med en total fallhöjd på 20 m. Hjälmaren regleras av Hyndevads damm. Totalt finns det 8 dammar och ett antal broar längs Eskilstunaån. Invallningar har byggts på båda sidor om ån på sträckan mellan Faktoridammar och Torshälla. Inom den översiktliga översvämningskarteringen byggdes en hydraulisk modell för sträckan som markerats i Figur 5.5 ([23]).

I Emån utvärderades modellen genom att simulerade vattenstånd jämfördes med mätningar från ett högt flöde som inträffat utanför kalibreringsperioden. I Eskilstunaån finns det en detaljerad hydraulisk modell att jämföra den översiktliga översvämningskarteringsmodellen med och på så sätt få en uppfattning om noggrannheten. Den detaljerade modellen byggdes upp inom projektet KRIS-GIS ([24]). KRIS-GIS har utan några villkor ställt modellen till detta projekts förfogande. I den detaljerade karteringen har samma bro- och dammrutningar utgjort underlag till uppbyggnaden av den hydrauliska modellen som i den

översiktliga översvänningskarteringen. Lägen för sektionerna är också desamma för att underlätta en jämförelse. Den stora skillnaden mellan karteringarna är noggrannheten i den digitala höjddatabasen och att själva åfåran är bättre beskriven genom att en ekolodning genomförts. Höjddata har en upplösning på 2*2 m och en noggrannhet i plan som är ≤ 0.5 m och i höjd ≤ 0.15 m. Djupkarteringen har en noggrannhet i plan som är ≤ 5 m och i höjd ≤ 0.2 m, Kalibreringen har gjorts mot sommarflödet 2000 och avvikelsen mellan beräknat och uppmätt vattenstånd var < 0.2 m.

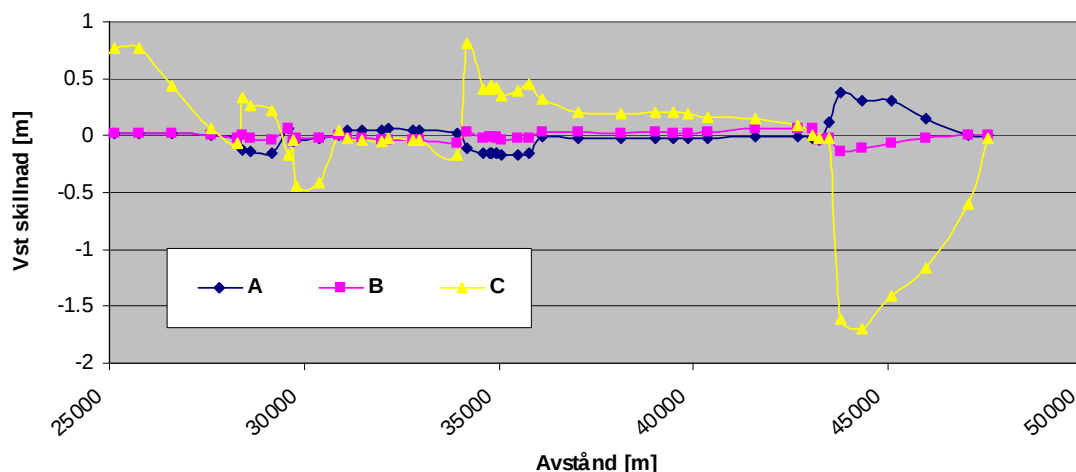
Den detaljerade hydrauliska modellen ger möjlighet att noggrant beräkna vattenståndet vid olika flöden längs Eskilstunaån och detta har använts i stället för mätningar för att uppskatta vilken noggrannhet den översiktliga hydrauliska modellen ger, och hur den skulle kunna förbättras under ett flöde genom korrigering/uppdatering mot uppmätta värden.

5.4.2 Beräkningar och resultat

Genom att betrakta den detaljerade hydrauliska modellen som sanningen kan noggrannheten i vattenståndsprognoserna från den mer översiktliga modellen uppskattas både i absoluta och relativa tal. Med absolut tal avses m.ö.h, i ett angivet höjdsystem, medan relativt avser vattenståndsökning från en nivå till en annan. Det är oftast uppgiften om hur mycket vattenståndet beräknas stiga från nuvarande nivå som är mest intressant för Räddningstjänsten.

För testerna i Eskilstunaån var utgångsnivån för båda modellerna ett modellberäknat vattenstånd vid 10-årsflödet. Från denna nivå ökades flödet till 100-årsflödet. Eftersom identiska flöden har använts beror skillnaderna mellan de hydrauliska modellerna enbart på den hydrauliska beskrivningen. Den översiktliga modellen kördes med två olika utgångsnivåer. I ett första steg beräknades nivån (vid 10-årsflödet) med den översiktliga modellen. I ett andra steg justerades vattenstånden så att de stämde med nivån för 10-årsflödet i den detaljerade modellen. Det kan jämföras med att man i realtidssituationen får in observerade vattenstånd för uppdatering.

Resultaten för 100-årsflödets vattenstånd visas i Figur 5.6 och Tabell 5.3. Vid båda flödena är skillnaderna för den relativa vattenståndsökningen nära noll på flera platser längs sträckan. Däremot fanns det några enstaka sektioner med stora skillnader där osäkra underlag påverkat beräkningarna. Justeringen av 10-årsflödet i den översiktliga modellen minskade framför allt felet vid dessa sektioner. Slutsatsen från denna fallstudie är att den översiktliga modellen ger förvånansvärt bra resultat när det gäller den relativa vattenståndsökningen.



Figur 5.6. Skillnader mellan vattenstånd i detaljerad och översiktlig modell längs Es-kilstunaån vid 100-årsflödet.

A) Skillnad i relativ vattenståndsändring från 10-årsflödet till 100-årsflödet. Vattenståndsökning för detaljerad modell – vattenståndsökning för översiktlig modell.

B) Skillnad i relativ vattenståndsändring från 10-årsflödet till 100-årsflödet. Vattenståndsökning för detaljerad modell – vattenståndsökning för uppdaterad översiktlig modell.

C) Skillnad i absolut vattenstånd mätt i möh. Vattenstånd för detaljerad modell – vattenstånd för översiktlig modell.

Tabell 5.3. Skillnad i relativ vattenståndsändring från 10-årsflödet till 100-årsflödet. Vattenståndsökning för detaljerad modell – vattenståndsökning för översiktlig modell. Sammanfattning av resultat i Figur 5.6. Värdena i kolumn 2 gäller efter uppdatering av initialvattenståndet i den översiktliga modellen. Vattenståndet har där satts till samma nivå som för 10-årsflödet i den detaljerade modellen.

	Före uppdatering [m]	Efter uppdatering [m]
Medel	-0.012	-0.009
Max	0.383	-0.139
Min	0	-0.002
Median	0.008	-0.018
Absolut fel	0.084	0.032

5.5 Operationalisering av vattenståndsprognoser

Inom SMHIs hydrologiska prognos- och varningstjänst har ett projekt drivits för att operationalisera vattenståndsprognoser. I projektet har sammanlagt sju gemensamma övningar (fem på karterade sträckor och två på icke karterade) genomförts för att utforma metodik. För att säkerställa den individuella skickligheten har SMHI ”certifierat” sex stycken hydrauliker efter genomförd individuell övning. Under 2005 genomfördes övningar av alla i gruppen (en övning/person), för att bibehålla kompetens. En övning var på en icke karterad sträcka.

Erfarenheter och resultat från övningar:

- För en översvämningskarterad sträcka kan SMHI leverera en vattenståndsprognos inom 36 timmar från beslut.
- En väl definierad arbetsmetodik med tillhörande instruktioner har tagits fram vilka underlättar arbetsflödet under en flödessituation.
- Mätinstruktioner för vattenståndsobservationer till Räddningstjänsten har tagits fram.
- Broritningar i digital form från Vägverket kan fås samma dag som beställningen görs. Det förkortar tiden jämfört med leverans via post och fax.
- Flödesberäkning på sträckor utan vattenföringsserier kan ge oväntad avvikelse i vattenstånd.

5.6 Slutsatser

- Beräkningar baserade på översiktliga data ger oftast förvånansvärt bra resultat, speciellt vid beskrivning av vattenståndsförändringar. Stora fel kan finnas på enstaka platser.
- Våra erfarenheter visar att om den hydrauliska modellen uppdateras med hjälp av noggrannare höjddata, inkl. vattendragets bottennivå, är det möjligt att prognostisera med mindre avvikelse.
- Fältmätningar av vattenstånd under höga flöden ger ett bra underlag för modelljusteringar, åtminstone vid måttliga vattenståndsförändringar.

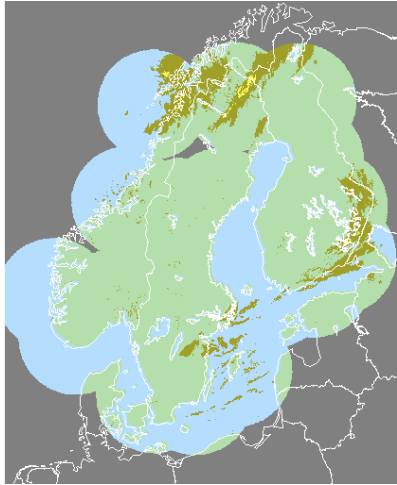
6 Radarobservationer av nederbörd

6.1 Bakgrund

I HBV-modellen ([5], [9]), beräknas nederbörden över ett avrinningsområde traditionellt utifrån punktoobservationer vid SMHIs mätstationer. För ackumulerad nederbörd över en längre tidsperiod ger det troligen bra skattningar. Då är det främst topografin och det geografiska läget som styr de rumsliga variationerna. För enskilda nederbördstillfällen får lokala och slumpmässiga variationer större betydelse. Det gäller inte bara konvektiv nederbörd i samband med åska, utan även i frontsystem kan det förekomma celler med högre nederbördsintensitet. Skattningar av arealnederbörd från punktoobservationer kan då innehålla betydande fel, inte minst i realtidssituationen då hela stationsnätet inte är tillgängligt. Detta får betydelse främst vid blöta förhållanden då området svarar snabbt på nederbörd.

Nederbördsobservationer med väderradar har länge ansetts vara en möjlig lösning på problemen med att bestämma arealnederbörd. Med hjälp av radarteknik kan nederbörd mätas med hög rumslig upplösning i realtid. Dock har det visat sig svårt att konvertera radarsignalen till korrekt nederbördsintensitet, och inte förrän under de senaste åren har man sett en mer allmän användning av radarnederbörd för hydrologiska tillämpningar i exempelvis USA ([25]). Ofta utgår man ifrån att radar beskriver den rumsliga variationen väl men inte den totala mängden, och radardata kombineras därför med observationer från meteorologiska stationer ([26]). Inom det europeiska forskningssamarbetet, COST, har man samlat de europeiska erfarenheterna av användning av radarobservationer i hydrologiska modeller i ett nyligen avslutat program, COST717 ([27],[28]).

Detta avsnitt bygger i huvudsak på resultat från ett projekt finansierat av Elforsk. Även erfarenheter från det EU-finansierade Carpe Diem-projektet har utnyttjats. Målsättningen var att utveckla och utvärdera metoder för att utnyttja radarobservationer inför flödesprognoser med HBV-modellen, framför allt i samband med höga flöden och stora nederbördsmängder under korta perioder. Metoderna har förfinats och utvärderats ytterligare i Räddningsverkets projekt.



Figur 6.1. Geografiskt område som täcks av det nordiska radarnätet, NORDRAD. Källa: SMHI.

6.2 Radarobservationer av nederbörd

Det svenska väderradarsystemet innehåller 12 anläggningar. SMHI svarar för fem av dem och Försvarsmakten för sju. Med dessa radarer registreras data från nästan hela Sverige. Det svenska väderradarsystemet ingår tillsammans med fem norska och åtta finska radarer i ett nordiskt nätverk, NORDRAD (Figur 6.1). NORDRAD har också tillgång till dansk väderradarinformation. Med detta radarsystem täcks en stor del av Skandinavien.

De radardata som använts inom projektet kommer från BALTEX Radar Data Centre (<http://www.smhi.se/brdc/>). Databasen innehåller radardata för Östersjöns avrinningsområde från 1999 och framåt, arkiverade som tre timmars ackumulerade värden och med en rumslig upplösning av $2 \times 2 \text{ km}^2$ ([29]). Nederbördsfälten består av komposit-bilder där data från flera radarer utnyttjats. Kompositerna görs med 15 minuters intervall.

6.2.1 Mätmetod

Radartechniken innebär en indirekt mätning av nederbörd ([30]). Radarpulser sänds ut, och det som mäts är den andel som reflekteras av hydrometeoror i luften. Hur stor andel som reflekteras antas vara en funktion av nederbördsintensiteten:

$$Z = A \cdot R^b$$

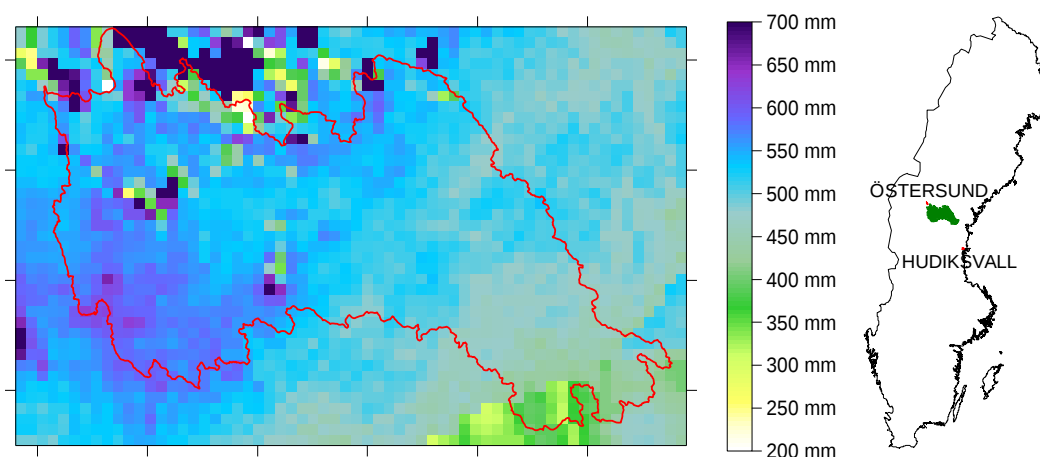
Z = reflektivitetsfaktorn (dBz)

R = nederbördsintensiteten (mm/tim)

A, b = koefficienter

Koefficienterna måste bestämmas för varje radar genom en form av kalibrering där jämförelser görs mot stationsdata ([31]). Koefficienterna beror också av regndropparnas storlek och nederbörds slag. Så ligger exempelvis värdet på A för regn runt 200, medan det för blötsnö ligger runt 2000 ([30]). Det innebär att en missbedömning av nederbördstypen kan ge stora fel i den mätta nederbörden. Några av de vanligaste felkällorna är:

- Nederbörden mäts inte vid marken. På grund av jordens krökning är det omöjligt utom allra närmast radarn. Dessutom används ofta en elevationsvinkel för att undvika att strålen blockeras av höga föremål i närheten av radarn. Ju längre från radarn man befinner sig, desto högre upp i atmosfären mäts nederbörden. Det innebär att regndroppar kan hinna avdunsta på vägen ner till marken eller alternativt växa till



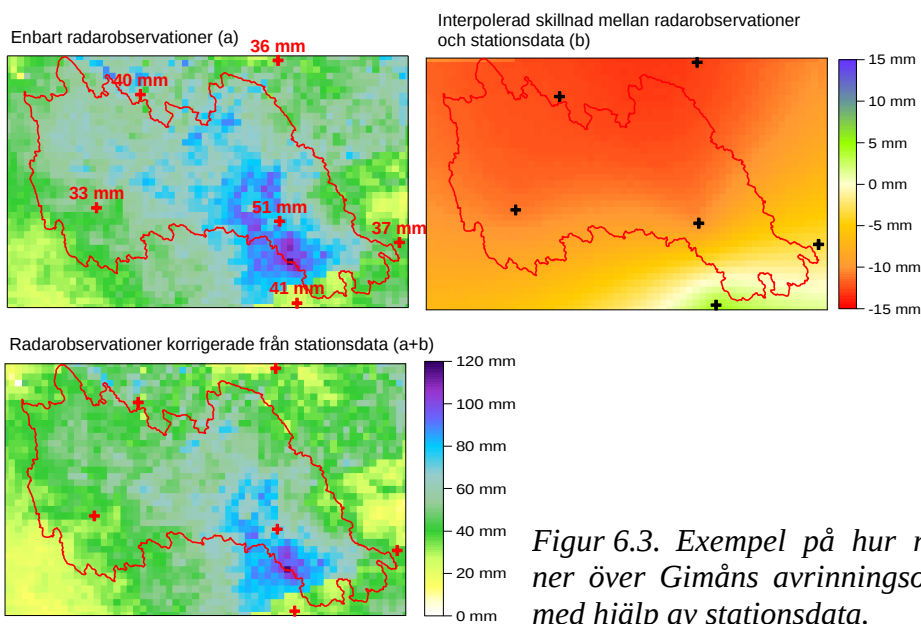
Figur 6.2. Ackumulerad nederbörd från radarmätningar 2002 över Gimåns avrinningsområde.

sig, beroende på lokala förhållanden. I Skandinavien är det vanligt att nederbördsområden inte har så stor vertikal omfattning, vilket gör det här problemet extra påtagligt.

- Trots att strålen riktas uppåt reflekteras den mot ogenomträngliga föremål, vilket ger s.k. markekon och en falsk indikation om nederbörd ("ground clutter"). Föremålen blockerar dessutom strålen så att ingen nederbörd mäts på dess baksida ("beam blocking"). Detta är främst ett problem i fjällterräng.
- I moln kan det förekomma skikt med smältande snö (blöt-snö) som innebär att en stor andel av den utsända energin reflekteras ("bright band"). Om dessa skikt inte identifieras korrekt leder de till en överskattning av nederbörden.
- Vid inversion kan radarstrålen böjas av vid gränsen mellan två luftskikt och så småningom reflekteras mot marken, vilket ger falska s.k. anomala ekon. ("anomalous propagation").

6.2.2 Felkällor i svenska data – exempel

För att kartlägga eventuella systematiska skillnader mellan radardata och stationsdata ackumulerades observerad nederbörd för en längre period över ett flertal avrinningsområden. En sammanställning av ackumulerade data visade tydligt på de problem som finns vid användning av radarobservationer för hydrologiska tillämpningar. Ett exempel är radarmätningarna över Gimåns avrinningsområde. Observationerna där görs i huvudsak från radarn i Östersund. Undantaget är den sydöstra delen som täcks av radarn i Hudiksvall. Figur 6.2 visar den totala nederbörden 2002. I nordvästra delen av området tycks det vara problem med markekon och blockering av radarstrålen. Vissa pixlar får där en årsnederbörd på 9000 mm, att jämföra med ett medelvärde runt 600 mm för näraliggande stationer. Det tycks också vara så att nederbörden avtar mot sydost. Någon sådan nederbördsgradient syns inte i stationsdata, och det är troligt att man i konverteringen av radardata inte på ett korrekt sätt tar hänsyn till avståndet till radarn. I sydöstra hörnet syns en mycket skarp nederbördsgradient som eventuellt förklaras av att data kommer från två olika radarer.



Figur 6.3. Exempel på hur radarobservationer över Gimåns avrinningsområde justerats med hjälp av stationsdata.

6.2.3 Pågående förbättringsarbete

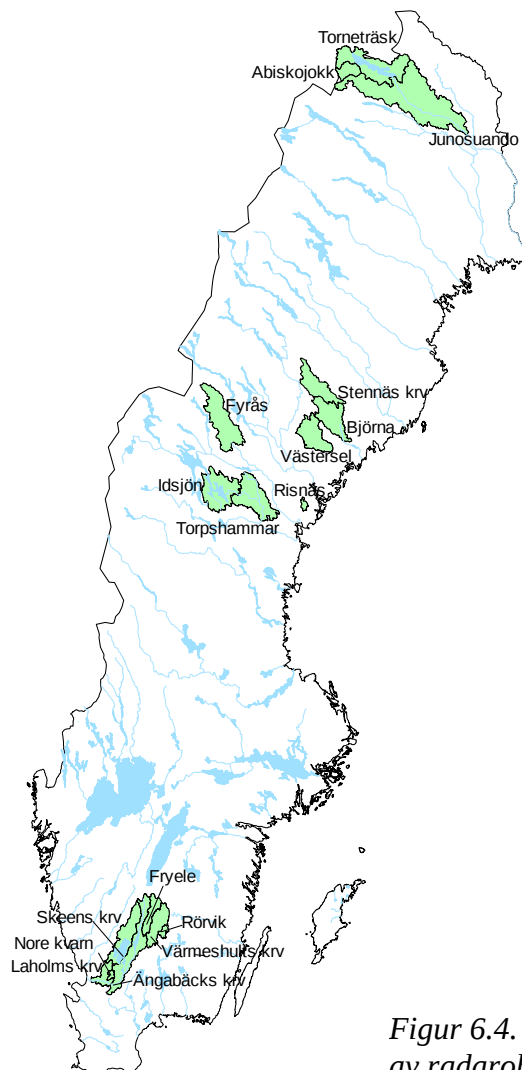
För att komma till rätta med de största kvalitetsproblemen samarbetar de nordiska instituten i sitt förbättringsarbete. Under 2007 kommer flera nya metoder att implementeras:

- Svenska väderradarar kommer att förses med ett Doppler-filter ut till 240 km avstånd från radarn. Detta kommer att i stor utsträckning eliminera de problem som idag finns med markekon.
- Finlands Meteorologiska Institut har utvecklat en algoritm som korrigerar för att radarar inte mäter nederbörden vid markytan ([32]). Algoritmen finns i dag för de finska radarerna och kommer att implementeras i övriga nordiska radarer
- Det norska institutet har utarbetat en metod för att korrigera för att radarstrålen delvis blockeras i kuperad terräng. Metoden utvärderas för närvarande i samarbete med SMHI ([33])

6.3 Att kombinera radarobservationer med stationsdata

Analysen av radardata ledde till slutsatsen att radarobservationer bör kombineras med stationsdata för att vara användbara som indata till hydrologiska modeller. Orsaken är bristen på homogenitet i tidsserierna, indikationer på att nederbördsmängden påverkas av avståndet till radarn samt att olika radarer tycks ge olika nederbördsmängd.

Syftet med att kombinera radarinformation med observationer från automatstationer är att utnyttja den information om de rumsliga variationerna som finns i radarbilden men samtidigt korrigera för de systematiska felen. Den metodik som valdes använder radarobservationerna som bas. I de pixlar där det finns observationer från automatstationer beräknas skillnaden mellan radarvärdet och stationsvärdet. Dessa "fel" i radarobservationen interpoleras sedan ut över radarbilden (Figur 6.3). Interpolationen görs med en geostatistisk metod, så kallad optimal interpolation ([34]). Metoden tycks över en längre tidsperiod ge homogena tidsserier i nivå med stationsdata.



Figur 6.4. Valda avrinningsområden för utvärdering av radarobservationer.

6.4 Modellsimulering av flöden

6.4.1 Data

Val av områden och flödesperioder för utvärdering har styrts av tillgången på radarobservationer av acceptabel kvalitet. I så stor utsträckning som möjligt har avrinningsområden som ligger inom täckningsområdet för en radar använts. Utgående från kravet på god data-tillgång och intressanta flöden valdes följande studieobjekt (se också Figur 6.4):

- Sommarflödet 2000 i södra Norrland då flödena i Gimån var de högsta i mätserien. I övriga testområden var flödena höga men inte lika extrema.
- Höstflödet 2001 i södra Norrland. Stora nederbörds mängder under sensommaren ledde återigen till höga flöden i bl.a. Gimån, dock betydligt lägre än sommaren 2000.
- Sommarflödet 2004 i Lagan då flödena i den övre delen beräknades ha en återkomst-tid på över 50 år.

- Sommarflödet 2004 i Torneälven då kraftiga regn den 20:e juli föll på redan blöta marker i de övre delarna av älven. Återkomsttiden för flödet i Junosuando skattades till 65 år.

Tyvärr är inte alla testområden inbördes oberoende. Det är en följd av den begränsade datatillgången och att flera flöden var koncentrerade till ett fåtal vattendrag.

6.4.2 Metod

HBV-modellen kördes fram över flödena i samtliga testområden med observerad nederbörd och temperatur. I några områden gjordes också flödesprognoser utgående från de initialförhållande de olika nederbördsserierna gav.

Fram till en dryg månad före de aktuella flödena användes indata från SMHIs samtliga meteorologiska stationer i området. Därefter antogs endast observationer från radar och realtidsrapporterande stationer finnas tillgängliga. Simuleringar gjordes med indata enbart från realtidsrapporterande stationer respektive en kombination av radardata och automatstationsdata. Över själva flödesperioden jämfördes simulerat och observerat flöde med två kriterier, R^2 -värdet ([17]) och volymfelet (Vf):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_C(i) - Q_R(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_R(i) - MQ_R)^2}$$

där

$Q_C(i)$ = beräknad vattenföring dag i

$Q_R(i)$ = uppmätt vattenföring dag i

MQ_R = uppmätt medelvattenföring.

$$Vf = \frac{MQ_C - MQ_R}{MQ_R}$$

MQ_C = beräknad medelvattenföring.

För prognoserna användes dels observerad nederbörd som indata (Lagan 2004), dels arkiverade nederbördsprognoser gjorda med SMHIs meteorologiska prognosmodell HIRLAM (södra Norrland 2000 och 2001). Det som bedömdes som mest intressant var att utvärdera hur väl förändringen i vattenföring kan förutsägas. För att underlätta jämförelsen med observerad vattenföring användes därför autoregressiv uppdatering ([35]). Den innebär att prognosen startar från rätt flödesnivå och att en viss procent av felet i simulerad vattenföring sista tidssteget före prognosen adderas till varje prognosvärde. Prognoserna utvärderades visuellt.

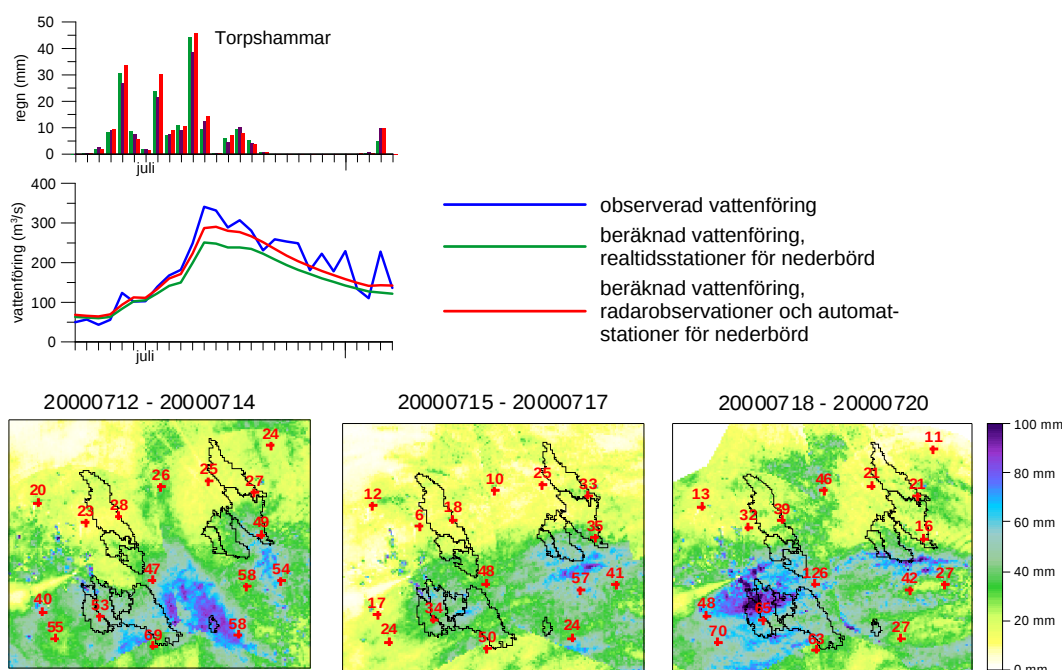
Tabell 6.1. Sammanställning av utvärderingskriterier för framkörning av HBV-modellen över olika flödestillfällen. Modellen körd med olika nederbördsserier som in-

Område	Period	PTHBV realtid		Radar + automat	
		R ²	Vf (%)	R ²	Vf (%)
Idsjön	20000701-20000831	0.80	-5.4	0.82	11
Torpshammar	20000701-20000831	0.83	-12	0.89	4.8
Idsjön	20010825-20010930	0.42	-16	0.59	-14
Torpshammar	20010825-20010930	0.52	-18	0.82	-9.8
Stennäs krv	20000701-20000831	0.41	-20	0.71	-12
Björna	20000701-20000831	0.61	-13	0.84	-4.7
Stennäs krv	20010825-20010930	0.71	-6.7	0.43	-18
Björna	20010825-20010930	0.91	-3.9	0.75	-14
Västersel	20000701-20000831	0.93	-5.3	0.98	-0.9
Västersel	20010825-20010930	0.89	-5.4	0.95	-0.8
Risnäs	20000701-20000831	0.76	-19	0.88	11
Risnäs	20010825-20010930	0.85	-20	0.85	-21
Fyrås	20000701-20000831	0.83	1.9	0.59	-16
Fyrås	20010825-20010930	0.89	-7.7	0.40	-24
Rörvik	20040701-20040815	0.54	-27	0.73	-8.4
Värmeshult	20040701-20040815	0.12	-37	0.73	-15
Fryele	20040701-20040815	0.47	-21	0.65	-0.1
Bolmen	20040701-20040815	0.64	-20	0.60	-23
Ängabäcka krv	20040701-20040815	0.20	-32	0.56	-22
Nore kvarn	20040701-20040815	0.37	-42	0.42	-45
Laholms krv	20040701-20040815	0.41	-24	0.70	-14
Abiskojo	20040701-20040810	0.68	-11	0.53	-16
Torneträsk	20040701-20040810	0.57	-11	0.72	6.4
Junosuando	20040701-20040810	0.67	-12	0.85	1.4
Medel		0.63	-16 16	0.71	-10 13

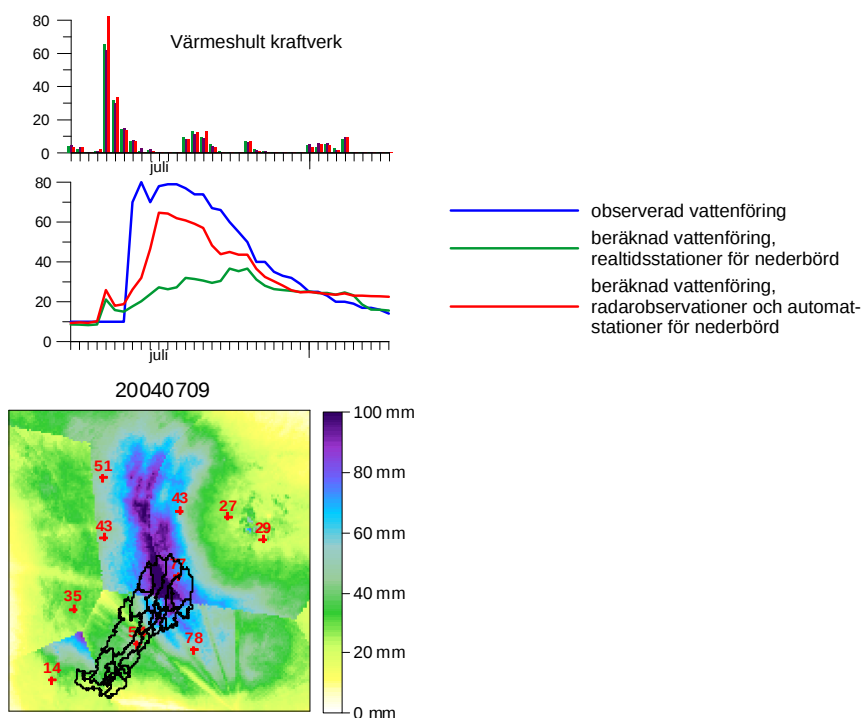
6.4.3 Resultat

En sammanställning av resultaten av modellsimuleringar med olika nederbördsserier ges i Tabell 6.1. I termer av R²-värde och volymfel är det kombinationen av radarobservationer och automatstationsdata som i genomsnitt ger bäst simuleringar. Medelvärde av R² för kombinationen realtidsdata och radar är 0.71, medan det för enbart realtidsdata är 0.63. I nästan samtliga fall underskattar HBV-modellen flödesvolymen. Användning av radar leder till en ökad volym, men en viss underskattning kvarstår.

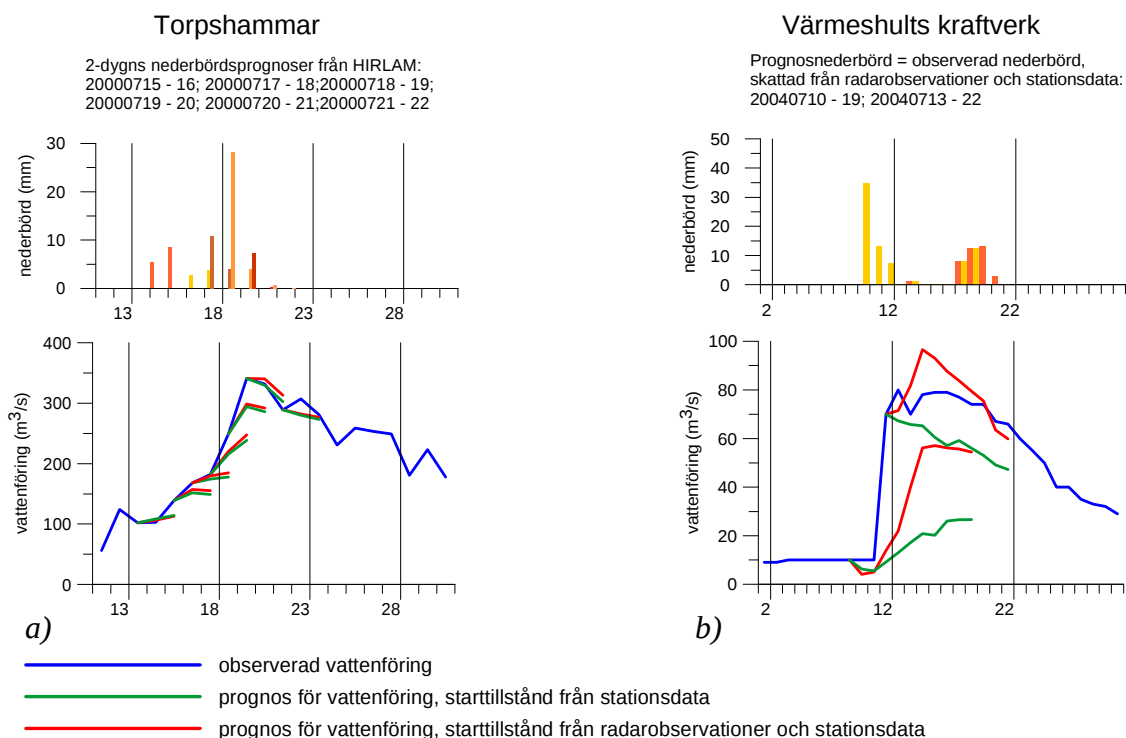
Två områden där radarinformationen ger en stor förbättring i simulerad vattenföring är Torpshammar och Värmeshults kraftverk (Figur 6.5). Radarbilderna visar i båda fallen en ojämn nederbördsfördelning som inte speglas fullt ut i stationsdata. I radarbilderna syns mönster som tyder på att data från alla pixlar inte är tillförlitliga. Det är värt att observera att man trots detta får en så tydlig förbättring av modellresultaten.



a) Simulering av sommarflödet 2000 (20000709-0805) i Torpshammar med två olika nederbördsserier som indata (övre bilden). De nedre bilderna visar aktuella nederbördsmängder enligt radarobservationerna tillsammans med stationsdata från automatstationerna.



Figur 6.5 b) Simulering av sommarflödet 2004 (20040705-0810) vid Värmeshult med två olika nederbördsserier som indata (övre bilden). Den nedre bilden visar aktuella nederbördsmängder enligt radarobservationerna tillsammans med stationsdata från automatstationerna.



Figur 6.6. Exempel på prognoser med HBV-modellen för: a) Torpshammar under flödet i juli 2000, b) Värmeshults kraftverk i juli 2004.

Torpshammar och Värmeshult får också exemplifiera hur användning av radarobservationer kan påverka prognoserna (Figur 6.6). Prognoserna gjordes utifrån två olika starttillstånd – det ena framräknat med enbart stationsdata och det andra med radar- och stationsdata. Resultaten tyder på att det är två faktorer som avgör hur prognosen påverkas. Skillnaden i nederbördsmängd före prognosen är självklart en sådan faktor. Den andra är hur snabbt eller långsamt området reagerar på nederbörd. I exemplet påverkas tillrinningsprognoserna för Torpshammar mycket lite av valet av nederbördsdata, trots de tydliga skillnader man ser i simulerad vattenföring (Figur 6.5). Här tycks det främst vara nederbördsprognosen som styr. För Värmeshults kraftverk däremot ger användningen av radarobservationer en betydligt bättre prognos. Tills viss del beror det beror troligen dels på att skillnaden i nederbörd före prognosen är större (Figur 6.5), men främst på att Värmeshults avrinningsområde har ett längre minne.

6.5 Slutsatser och diskussion

Det genomförda projektet har visat att radarobservationer av god kvalitet kan bidra till bättre flödesprognoser genom en bättre beskrivning av det hydrologiska läget inför prognosen.

Hur stor inverkan det aktuella läget får på prognosen tycks delvis bero på områdets egenskaper. I de lägen där området svarar mycket snabbt på nederbörd tycks noggrannheten i nederbördsprognosen ha störst betydelse för hur väl flödesökningen och maxvärdet på flödestoppen förutsägs. I områden med högre magasineringsskapacitet i grundvatten och sjöar/dammar får starttillståndet större betydelse.

Urvalet av områden i undersökningen har styrts av tillgången på data av acceptabel kvalité, men även dessa data har innehållit uppenbara felkällor. Det är värt att notera att det ändå i många fall gått att få en bättre skattning av arealnederbörd än med enbart stationsdata.

Fortfarande är svenska radarobservationer behäftade med stora kvalitetsproblem vilket förhindrar en operationell användning i många tillämpningar. Under 2006 skedde ett intensivt förbättringsarbete och målsättningen är att under 2007 ta in NORDRAD data i det mesoskaliga analyssystemet (MESAN, [36]) som används på SMHI. I slutrapporten från det tidigare nämnda COST717-programmet påpekas dock att radarobservationer aldrig kommer att bli perfekta, och en slutsats är att användarna behöver utbildning i dess styrkor och svagheter. En annan slutsats är att osäkerheten i nederbördsobservationerna bör finnas med i bedömningen av osäkerheten i prognosen.

7 Hydrologiska ensembleprognoser

7.1 Inledning

Indata till korttidsprognoser med den hydrologiska prognosmodellen är prognoser över kommande nederbörd och temperatur från numeriska vädermodeller. Eftersom tillförlitligheten i den meteorologiska prognosen är väldigt låg efter ungefär 10 dygn sträcker sig prognoserna en dryg vecka framåt.

Korttidsprognoserna som används är vanligen kategoriska, d.v.s. endast den väderutveckling simuleras som anses mest sannolik. Ibland kan dock ett antal alternativa utvecklingar användas, t.ex. ett alternativ med högre temperatur och ett med lägre temperatur under snösmältningen. Det är mycket svårt att därur bedöma exempelvis sannolikheten för att man skall nå upp till en kritisk flödesnivå under den kommande veckan. Dessa svagheter blev påtagliga i samband med översvämningarna under åren 2000 och 2001, inte minst vid bedömningen av Vänerns vattenstånd.

Eftersom atmosfären är icke-linjär (kaotisk) kan små skillnader i utgångstillstånd leda till helt olika utvecklingar på 5-10 dygns sikt. Detta är naturligtvis ett problem vid atmosfärisk modellering och meteorologiska prognoser, eftersom beskrivningen av atmosfärens initialtillstånd alltid är behäftad med osäkerheter. Den resulterande prognosen kan sålunda enbart ses som en av många tänkbara utvecklingar, inte nödvändigtvis den mest sannolika. Ett sätt att beakta atmosfärens icke-linjära natur är att producera s.k. ensembleprognoser. Genom att göra ett antal modellkörningar och före varje körning göra väl avvägda förändringar i atmosfärens initialtillstånd, erhålls en ensemble av möjliga utvecklingar. Dessa kan bearbetas statistiskt och omvandlas till sannolikheter för olika händelser, t.ex. nederbörd över ett visst tröskelvärde. Redan ur ensembleprognosernas spridning kan vissa slutsatser dras; är spridningen liten bör prognosen kunna betecknas som relativt säker, och vice versa. De viktigaste fördelarna med ensembletekniken är att man får relativt långa prognoser och att man fångar upp flera tänkbara väderutvecklingar som kan bli följden av ungefär samma starttillstånd i den meteorologiska modellen.

Ensembleprognoser har sedan en tid tillbaka utfärdats rutinmässigt vid meteorologiska institut, men har ännu i enbart liten utsträckning använts operationellt för hydrologiska prognoser och hydrologiska ensembleprognoser har inte heller utvärderats vetenskapligt i någon större omfattning. De Roo m.fl. [37] använde ensembleprognoser som en del i ett Europeiskt system för översvämningssprognoser (EFFS), samt visade några fallstudier. Roulin och Vannitsem [38] utvärderade hydrologiska ensembleprognoser i två Belgiska avrinningsområden och fann att de hade avsevärt högre träffsäkerhet än prognoser baserade på historisk nederbörd. Gouweleeuw m.fl. [39] utvärderade EFFS-systemet för två översvämningstillfällen (floderna Meuse och Odra) och konstaterade bl.a. att utvärdering av ensembleprognoser måste omfatta en lång tidsperiod med olika flödesnivåer. Pappenberger m.fl. [40] studerade Meuse-fallet genom att addera den osäkerhet som är kopplad till den hydrologiska modellen. Werner m.fl. [41] utvärderade EFFS-systemet för ett översvämningstillfälle i Rhen 1995 och föreslog en typ av presentation som kombinerar dagens ensembleprognoser med tidigare prognoser för att ge en bättre överblick över den förväntade utvecklingen. Roulin [42] undersökte hur ekonomiska överväganden kan kombineras med ensembleprognoser för att förbättra beslut vid översvämningssituationer.

I detta avsnitt redovisas resultaten från en utvärdering av 18 månaders dagliga 9-dygns ensembleprognoser i 45 avrinningsområden över hela Sverige, vilket lär vara det största material som hydrologiska ensembleprognoser på denna tidsskala hittills har utvärderats för.

7.2 System och analyserat datamaterial

7.2.1 Meteorologiska ensembleprognoser vid ECMWF

Systemet för hydrologiska ensembleprognoser vid SMHI är baserat på meteorologiska ensembleprognoser från ECMWF, *European Centre for Medium-range Weather Forecasts*. Vid ECMWF i Reading, Storbritannien, har ensembleprognoser utfärdats operationellt i snart 15 år. Femtio oberoende 10-dygns ensembleprognoser (s.k. ensemblemedlemmar) utfärdas två gånger dagligen vid ECMWF:s Ensemble Prediction System (EPS). Ensembleprognoserna är baserade på förändringar i det initiella atmosfärstillståndet, jämfört med den operativa deterministiska (kategoriska) prognos som ECMWF utfärdar. Förändringarna eller störningarna av initialtillståndet är baserade på en matematisk metod kallad singulara vektorer. Principen är att identifiera de mest instabila regionerna av atmosfären, i vilka små skillnader i tillstånd skulle få störst effekt på en prognos. De femtio ensemblemedlemmarna utgörs av resultaten från 25 ursprungliga störningar, och 25 ytterligare för vilka de ursprungliga 25 vektorerna ”spegelvänts” genom att ändra störningarnas tecken. De slutliga prognoserna är rumsligt oberoende och kan antas vara av samma sannolikhet.

Det stora antalet ensembleprognoser medför att beräkningsbördan blir så stor att dessa måste beräknas med ungefär halva den horisontella upplösning (c:a 60x60 km) som används för den operativa deterministiska prognosen. Eftersom en grövre rumsupplösning används kan dessutom ett längre tidssteg användas. I den grövre upplösningen görs även en s.k. kontrollprognos, för vilken initialtillståndet inte förändrats.

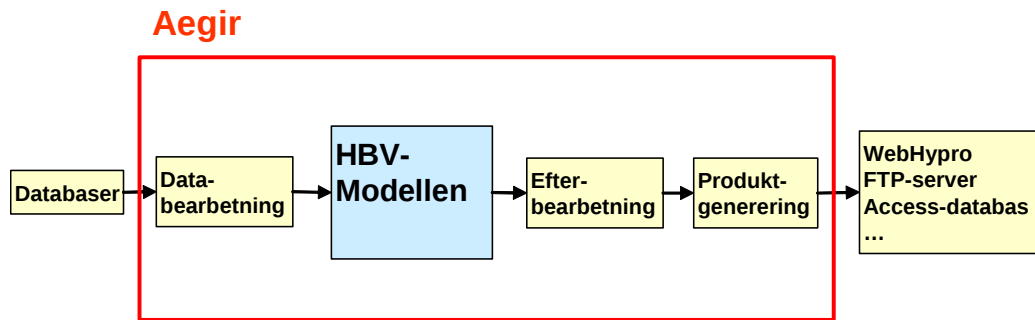
Det bör understrykas att de meteorologiska ensembleprognoserna är utvecklade främst för medellånga prognoser, alltså från ett par dagar, då den deterministiska prognosen börjar bli mycket osäker, upp till 1-2 veckor. Det kan därför inte förväntas att ensembleprognoserna är tydligt bättre än den deterministiska prognosen för de första dygna av en prognos. Vidare är EPS-systemet vid ECMWF under kontinuerlig utvärdering varvid ny kunskap om dess effektivitet framkommer.

De resulterande ensembleprognoserna presenteras ofta som s.k. EPS meteogram, som visar medelvärden och spridningsmått för olika meteorologiska variabler och prognosdygn.

7.2.2 Hydrologiska ensembleprognoser vid SMHI

Ett uppenbart angreppssätt är att använda de meteorologiska ensemblemedlemmarna som indata till en kalibrerad hydrologisk modell, och på så sätt uppskatta den motsvarande spridningen av flödesutvecklingar. Vid SMHI används HBV-modellen för detta ändamål.

Under sommaren 2004 driftsatte SMHI ett system för operationell användning av meteorologiska ensembleprognoser för att utfärda hydrologiska ensembleprognoser. I systemet sker hämtning av meteorologiska ensembleprognoser från ECMWF till produktionssystemet för hydrologiska prognoser, Aegir (Figur 7.1). Inom Aegir sker bearbetning av de meteorologiska prognoserna till en form lämplig som indata i HBV-modellen, d.v.s. ett medelvärde av P och T för varje delavrinningsområde och prognosdygn. Som värden för P och T ansätts värdena från den närmast belägna punkten i ECMWF:s EPS-modellgrid. Ef-



Figur 7.1. System för automatiserade hydrologiska ensembleprognoser vid SMHI.

tersom detta grid har upplösningen 60x60 km täcks ett delavrinningsområde nästan alltid av samma EPS-gridruta, varför ingen rumslig interpolering utförs.

Därefter körs HBV-modellen med samtliga 51 prognoser (kontrollprognos + 50 ensemblemedlemmar) som indata för att generera hydrologiska ensembleprognoser, alltså vattenföring Q . De hydrologiska ensembleprognoserna bearbetas statistiskt till produkter som lagras eller levereras vidare till andra system. För utvärderingens skull lagras de meteorologiska ensembleprognoserna som textfiler och de hydrologiska ensembleprognoserna i en MS Access databas.

Ensembleprognoser utfärdas för drygt 50 s.k. indikatorområden i SMHI:s produktionssystem för dagliga automatiska vattenföringsprognoser (Figur 7.2). Resultaten för dessa områden används för att ge en indikation på den regionala hydrologiska situationen i främst små och medelstora vattendrag.

7.2.3 Analyserat datamaterial

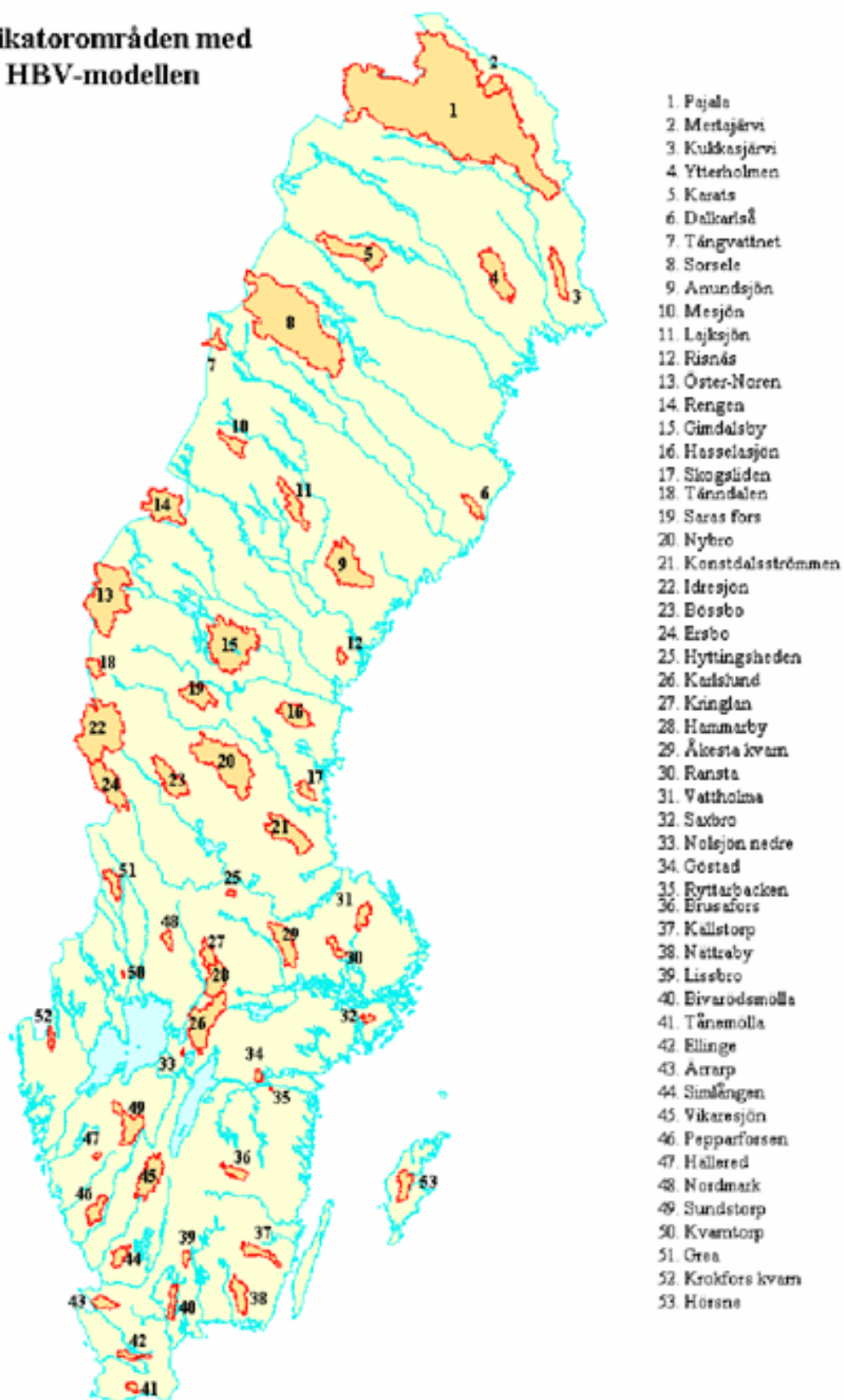
Det hydrologiska EPS-systemet vid SMHI togs i bruk i mitten av juli 2004 och föreliggande utvärdering startade i mitten av januari 2006. Därför är de flesta av resultaten nedan baserade på c:a 18 månaders data. Vissa kompletterande analyser har även genomförts för data efter januari 2006.

Som nämnts körs EPS-systemet för över 50 indikatorområden (Figur 7.2). Ett fåtal av dessa har av olika skäl inte kunnat användas för utvärderingen, bl.a. har vattenföringsobservationer saknats. Antalet använda områden är 45, och även för dessa områden finns avbrott och perioder med saknade data, under i genomsnitt c:a 9% av utvärderingsperioden.

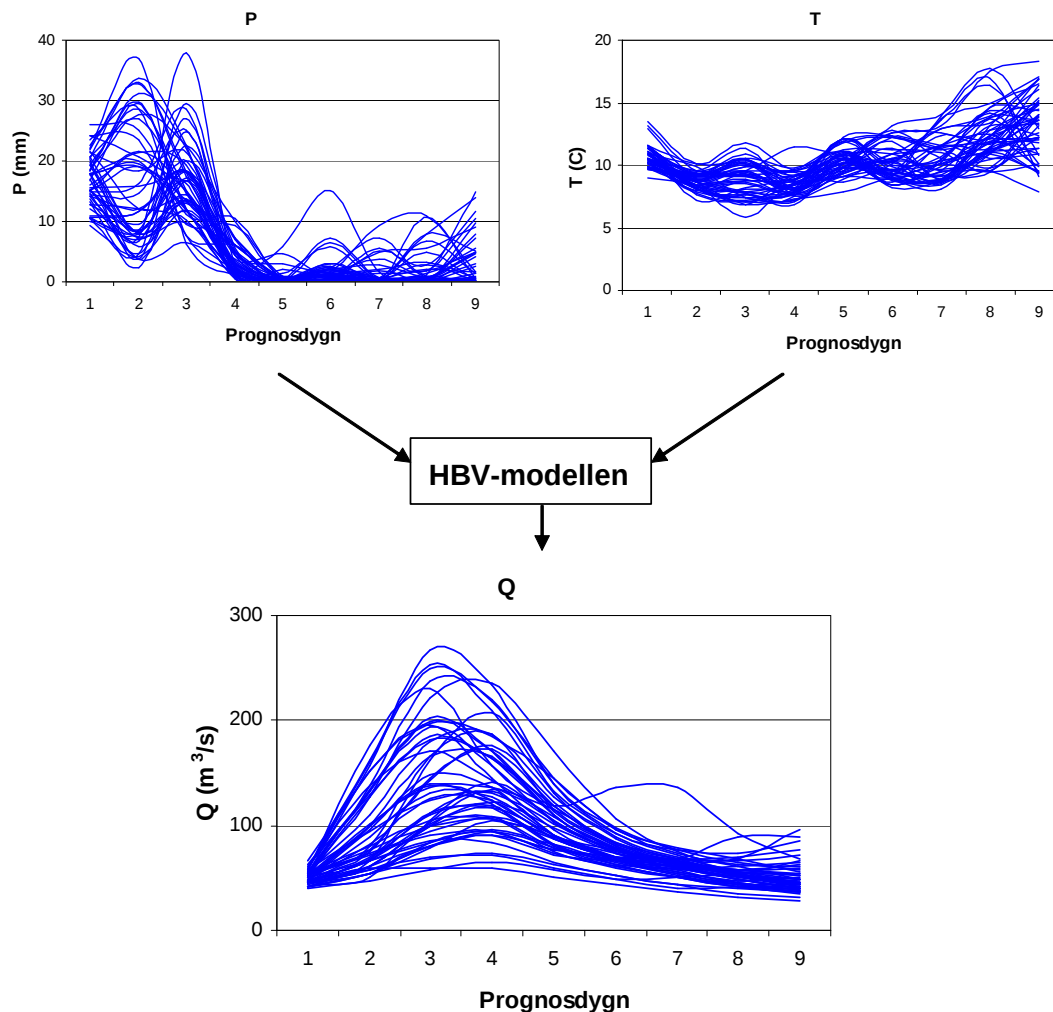
Projektets fokus ligger på hydrologiska ensembleprognoser, alltså vattenföring Q , och denna variabel har därför utvärderats mest grundligt. Viss utvärdering har emellertid även utförts för de meteorologiska indata från ECMWF, främst genom jämförelser med observerad nederbörd P . Nederbörden är den huvudsakliga drivande variabeln i HBV-modellen och eventuella avvikelser mellan observerad och förutsagd vattenföring bör således tolkas mot bakgrund av överensstämmelsen mellan observerad och förutsagd nederbörd.

Utvärderingen av nederbörd och vattenföring har vidare omfattat jämförelser med den deterministiska prognos som f.n. utfärdas vid SMHI (kallad PMP). PMP är en bearbetad variant av de operationella prognoserna från SMHI:s meteorologiska modell HIRLAM (dygn 1-2) och ECMWF:s deterministiska modellkörning. Denna används som indata till HBV-modellen, på samma sätt som de olika ensemblemedlemmarna. Meteorologiska och hydrologiska PMP-prognoser under den aktuella perioden har extraherats från databaser på SMHI.

Indikatorområden med HBV-modellen



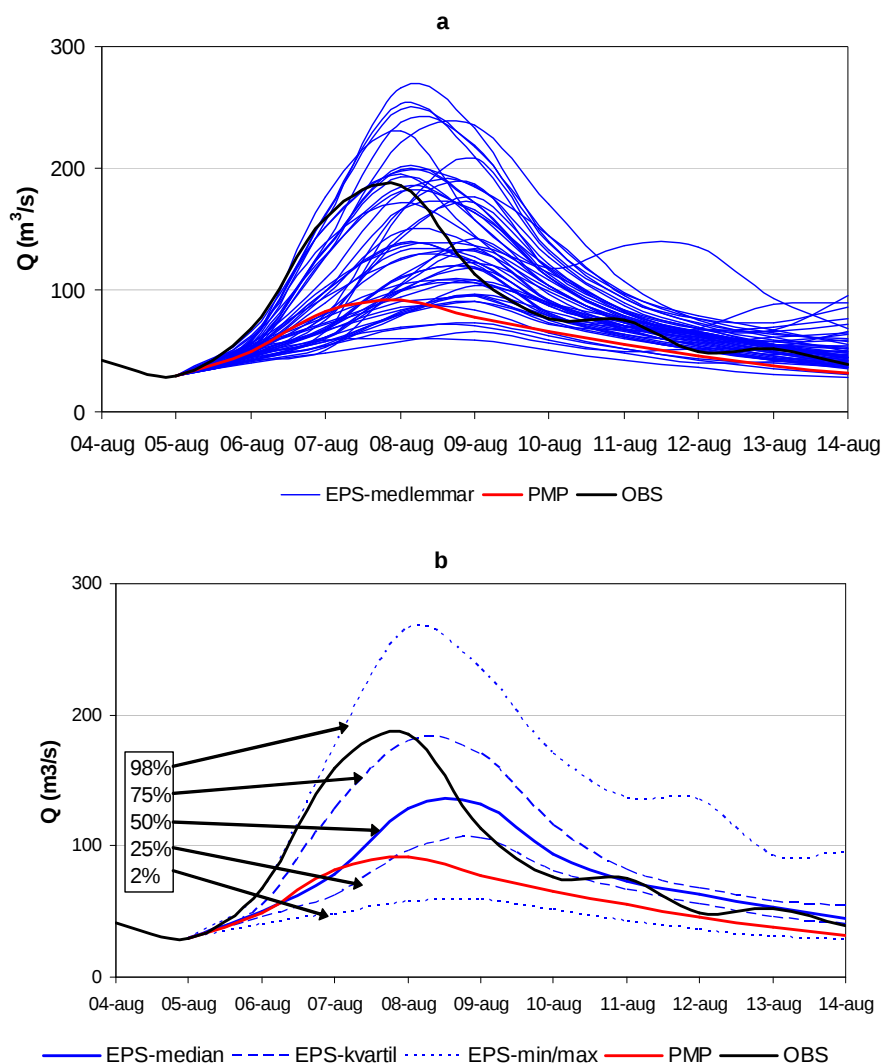
Figur 7.2. Indikatorområden vid hydrologiska varningstjänsten vid SMHI, för vilka hydrologiska ensembleprognoser utfärdas dagligen sedan sommaren 2004.



Figur 7.3. Principen för hur ensembleprognoser för nederbörd (P) och temperatur (T) körs genom HBV-modellen för att generera ensembleprognoser för vattenföring (Q).

7.3 Hydrologiska ensembleprognoser: ett exempel

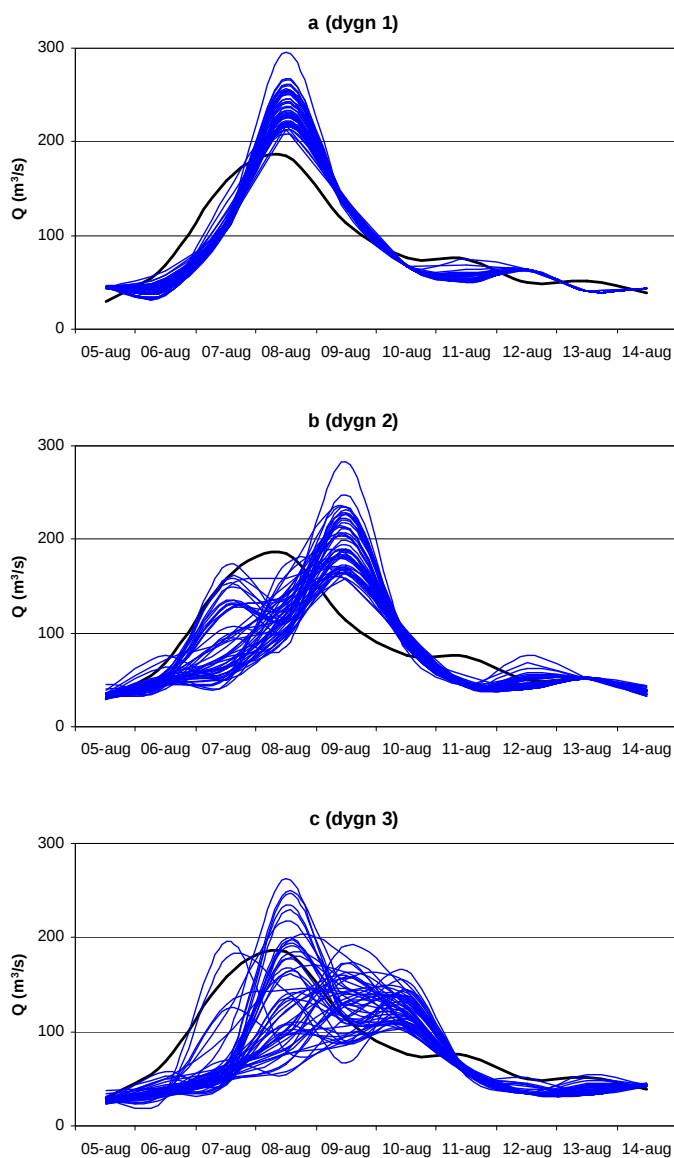
I detta avsnitt redovisas ett illustrativt exempel på hydrologiska ensembleprognoser (EPS), för att introducera några centrala begrepp samt att visa på några generella mönster. Exemplet är hämtat från en tidigare studie av ett höglödestillfälle i Kultsjöns avrinningsområde sommaren 2000. Figur 7.3 visar ett exempel på meteorologiska ensembleprognoser (P, T) under perioden, utfärdade 5 aug, samt den med HBV-modellen framräknade korresponderade hydrologiska ensembleprognoser (Q). Den meteorologiska prognosen förutsäger kraftig nederbörd över området under de kommande tre dygnen, i genomsnitt 20 mm per dygn med en spridning mellan c:a 5 och 35 mm. För dygn 4-8 indikeras bara liten nederbörd, de allra flesta ensemblemedlemmar ligger nära 0 mm, medan det dygn 9 finns en spridning mellan 0 och 10 mm. Temperaturprognosen ligger stabilt runt 10°C med liten spridning de första sex dygnen, varefter spridningen ökar något och så även den förväntade temperaturen. Den resulterande vattenföringsprognosen indikerar en kraftig flödesökning de kommande dygnen, från ett utgångsläge på c:a 50 m³/s upp till drygt 250 m³/s i de mest extrema prognoserna. Spridningen är dock väldigt stor dygn 3, för att därefter minska i samband med att flödet avklingar. Kring dygn 7 förutsägs med hög säkerhet, d.v.s. liten spridning, att flödet har återgått till utgångsnivån.



Figur 7.4 Exempel på observerad vattenföring, PMP-prognos och ensembleprognoser som enskilda medlemmar (a) eller omvandlade till statistiska percentiler (b).

I Figur 7.4a visas de hydrologiska ensembleprognoserna i Figur 7.3 jämförda med dels den operationella, deterministiska prognosen (PMP), dels med verklig inträffad vattenföring (OBS). Den operationella prognosen indikerade enbart en mindre flödesökning upp till knappt 100 m³/s den 8 aug, men det verkliga toppflödet blev i stället knappt 200 m³/s. Bilden illustrerar väl hur man enbart av medlemmarnas spridning kan slutsatser dras angående osäkerheten i prognosen – en liten spridning kan antas indikera en säker prognos och vice versa – vilket inte är möjligt för en deterministisk prognos. Mot bakgrund av enbart den deterministiska prognosen verkar flödessituationen lugn, emedan ensembleprognosernas spridning visar på en tydlig risk för en nära förestående kraftig ökning. Det är troligt att de olika prognoserna i en praktisk situation lett till helt olika beslut.

I Figur 7.4b har de 50 ensemblemedlemmarna i Figur 7.4a behandlats statistiskt och omvandlats till percentiler representerande olika sannolikheter för underskridande. Medianen har 50% risk för underskridande, kvartilerna 75% (övre) respektive 25% (undre), minimum 2% och maximum 98%. Utvärderingen av de hydrologiska ensembleprognoserna i föreliggande rapport är till största delen baserad på dessa percentiler. Det kan understrykas att de EPS-kurvor som visas i Figur 7.4b alltså inte beskriver olika kontinuerliga prognoser under perioden (som i Figur 7.4a), utan den vattenföring som motsvarar kurvans sannolikhet för underskridande på aktuellt dygn.



Figur 7.5 Principskiss över hur spridningen i vattenföringsprognoserna ökar med ökande tidsavstånd mellan prognosens utfärdande och det dygn för vilket prognosen gäller.

I Figur 7.3 och Figur 7.4 visas prognosen utfärdad en specifik dag (5 aug) för samtliga prognosperiodens nio dygn framåt. Ett annat perspektiv på prognoserna kan fås genom att för samtliga dygn i prognosperioden plotta de prognoser som gjordes ett visst antal dygn tidigare. I Figur 7.5 visas de prognoser som utfärdades ett till tre dygn tidigare. För varje datum på x-axeln i Figur 7.5a visas således prognoserna gjorda ett dygn tidigare. Det är uppenbart att spridningen i prognoserna oftast är liten, förutom kring den förväntade flödestoppen 8 aug. En anledning till den begränsade spridningen är den fördröjning och utjämnning i HBV-modellen som representerar nederbördens transport genom och lagring i underjordiska vattenmagasin. Föregående dygns nederbörd har därför enbart en begränsad inverkan på vattenföringen, en inverkan som vidare minskar med ökande storlek på avrinningsområdet. Därför dämpas ofta spridningen i nederbördsprognoserna betydligt när den transformeras till vattenföring i HBV-modellen (se också prognosdygn 1 i Figur 7.3).

P.g.a. den begränsade spridningen hamnar den observerade vattenföringen ofta helt utanför "ensemblespannet", även då modellen överlag relativt väl beskriver den observerade flödesutvecklingen (Figur 7.5a). Detta faktum, att ensemblespannet ofta inte omfattar observationen, komplicerar utvärderingen av prognoserna, eftersom observationerna då ofta inte kan kopplas till en viss sannolikhet. Mervärdet av ensembleprognoser blir begränsat, jämfört med en traditionell, deterministisk prognos.

I prognoserna utfärdade två dygn tidigare har spridningen ökat (Figur 7.5b). Detta beror delvis på att spridningen i nederbördsprognoserna "ackumulerats", eftersom prognoserna för vattenföring dygn 2 är beräknade på basis av nederbördsprognoserna från två föregående dygn. En annan anledning är att osäkerheten i nederbördsprognosen ökar med tiden från prognosens utfärdande, vilket leder till större spridning. I prognoserna utfärdade tre dygn tidigare har spridningen ökat ytterligare (Figur 7.5c), och ensemblespannet omfattar nu för det mesta den observerade vattenföringen.

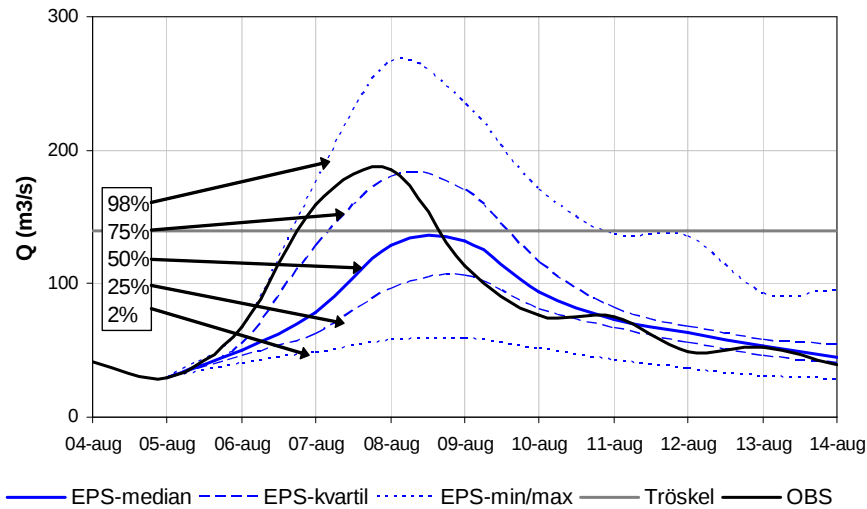
Exemplet i detta kapitel visar på både möjligheter och problem med hydrologiska ensembleprognoser. Att kunna få en uppfattning om osäkerheten i en prognos, inklusive realistiska extremutvecklingar, bör kunna vara värdefullt i många praktiska tillämpningar, inte minst vid översvänningsprognoser. Dock kräver detta att spridningen i prognoserna korrekt avspeglar verkliga sannolikheter, vilket inte är självklart.

7.4 Utvärdering av ensembleprognoser - metodik

Två olika angreppssätt finns för utvärdering av ensembleprognoser. Ett är att på statistisk väg från ensemblemedlemmarna extrahera en enda prognos, som därefter utvärderas efter samma principer som en vanlig, kategorisk prognos. Ett annat sätt är att beakta och utvärdera ensembleprognosernas sannolikhetsfördelning. I detta kapitel beskrivs utvärderingsprinciperna inom dessa båda angreppssätt. Dessutom beskrivs två olika referensflöden som använts i utvärderingen.

7.4.1 Deterministisk utvärdering

Vid deterministisk utvärdering reduceras skaran av ensemblemedlemmar till en enskild prognos, som kan jämföras både med den operativa deterministiska prognosen och den verkligt inträffade vattenföringen. En på förhand naturlig kandidat är medianen, som ligger mitt i prognosintervallet (Figur 7.4b). Emellertid kan systematiska fel i såväl de meteorologiska prognoserna som i den hydrologiska modellen leda till att de beräknade vattenföringsprognoserna ligger systematiskt för högt eller för lågt. Därför kan det t.ex. hända att någon av kvartilerna i genomsnitt bättre överensstämmer med observerad vattenföring.



Figur 7.6 Exempel på observerad vattenföring, EPS-percentiler, samt tröskelnivå på 140 m³/s.

Utvärderingen av utvalda, enskilda prognoser kan ske i termer av traditionellt använda statistiska mått (t.ex. [43]). Ett sådant är medelfel (*ME*; *mean error*), som kan uttryckas på olika sätt. Ett är som medelvärdet av absolutbeloppet för skillnaden mellan prognos och observation (*MAE*; *mean absolute error*). En annan ofta använd variant är *RMSE* (*root mean square error*).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [Q_f(i) - Q_o(i)]^2}$$

där Q_f betecknar prognosticerad och Q_o observerad vattenföring under den n -dagars utvärderingsperioden. Felen kan vidare delas upp i en systematisk och en slumpmässig komponent. Systematisk avvikelse kan uttryckas genom måttet *bias* B

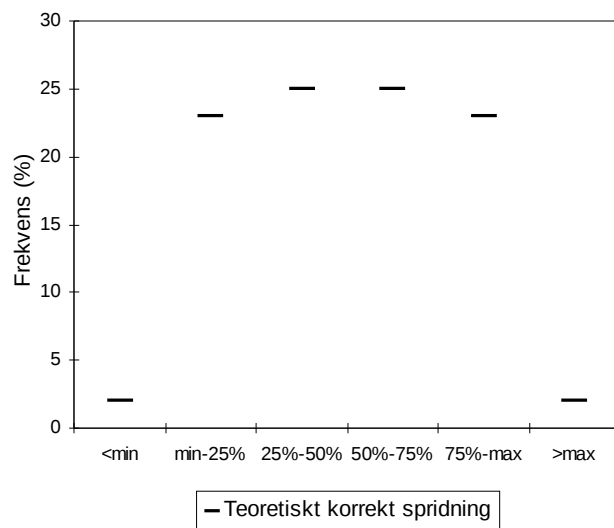
$$B = \overline{Q_f} - \overline{Q_o} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_f(i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_o(i)$$

d.v.s. skillnaden i medelvärde mellan prognoser och observationer, eller absolutbeloppet. Slumpmässig variation kan kvantifieras genom skillnadernas varians (V) eller genom korrelationskoefficienten R (eller kvadraten R^2) mellan prognoserna och observationerna. För en perfekt prognos är $ME=MAE=RMSE=B=V=0$ och $R=R^2=1$.

7.4.2 Sannolikhetsbaserad utvärdering

En mera omfattande sannolikhetsbaserad utvärdering av ensembleprognoserna kan göras, i vilken prognosernas spridning eller hela sannolikhetsfördelning studeras samtidigt, till skillnad från den deterministiska utvärderingen. Denna typ av utvärdering är välutvecklad inom meteorologin och klimatologin (t.ex. [44] och [45]), men har inte förrän helt nyligen börjat användas inom hydrologin (t.ex. [46]). Figur 7.6 används för att förtydliga de sannolikhetsbaserade utvärderingsmetoderna.

En fullständig sannolikhetsbaserad utvärdering har gjorts genom att beräkna frekvensen av observationer som hamnar mellan eller utanför de olika EPS-percentilerna (Figur 7.6). Denna typ av utvärdering kallas i det följande percentilbaserad utvärdering. Är spridningen korrekt ska observationerna över en längre tidsperiod vara relaterade till percentilerna i

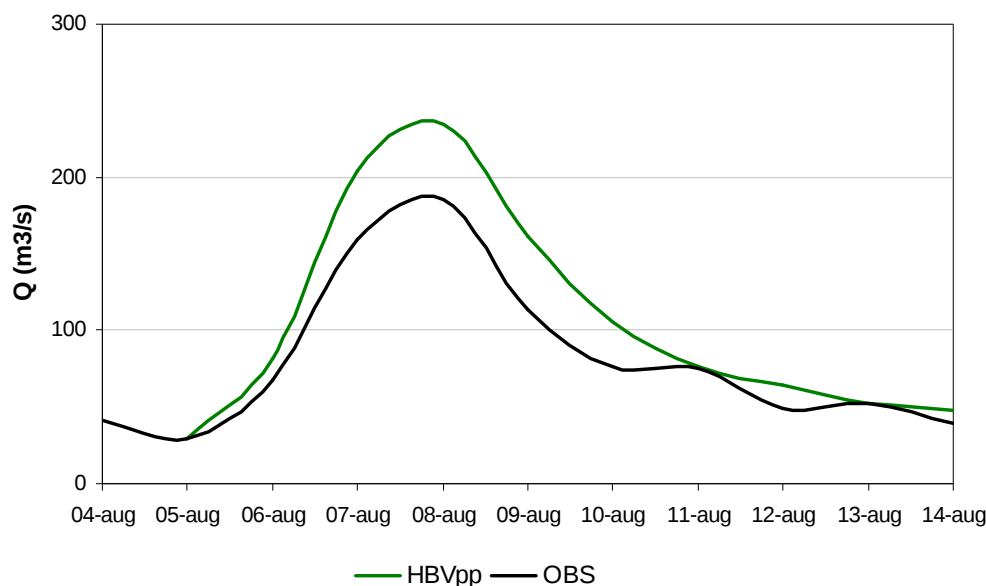


Figur 7.7 Principskiss för frekvens av observationer mellan olika EPS-percentiler för prognoser med korrekt spridning.

enlighet med de sistnämndas sannolikhetsnivåer. Till exempel har EPS-maximum 2% sannolikhet för överskridande, således bör 2% av observationerna överskrida maximum (omvänt för EPS-minimum). På motsvarande sätt bör 23% av observationerna hamna mellan maximum och övre kvartil (såsom observationen t.ex. gör den 7 aug i Figur 7.6), lika många mellan minimum och undre kvartil (t.ex. den 10 aug), och 25% mellan kvartilerna och medianen. Figur 7.7 visar grafiskt frekvenserna av observationer för en teoretiskt korrekt EPS-spridning. Detta motsvarar ett s.k. *Talagrand* diagram, som används inom meteorologin (t.ex. [45]).

7.4.3 Referensflöden

Vid utvärderingen av de hydrologiska ensembleprognoserna har dessa jämförts med ett referensflöde. Två typer av referensflöden har använts. Det mest uppenbara referensflödet är den i verkligheten observerade vattenföringen (OBS), vilken ju prognoserna avser att förutsäga. Skillnaden mellan prognosflöde och observation – prognosfelet – innehåller emellertid två komponenter. Den första är felet i den meteorologiska prognosen, alltså avvikelserna mellan prognosticerade och observerade värden på P och T. Den andra komponenten är felet i den hydrologiska modellen, som avspeglar det faktum att modellen är en förenklad approximation. Även om den meteorologiska prognosen är perfekt avviker därför den modellerade vattenföringen från den observerade. Ett alternativt referensflöde är därför en ”perfekt HBV-prognos” (HBVpp), alltså en prognos som har simulerats i efterhand med de värden på P och T som verkligen inträffade och därmed bara innehåller modellfelet. Figur 7.8 visar referensflödena OBS och HBVpp för exemplet i Figur 7.4. I prognosen den 5 aug skulle alltså flödestoppen överskattas även med exakt rätta meteorologiska indata, beroende på osäkerheter kopplade till modellens struktur, parametervärden och initialtillstånd vid prognostillfället.



Figur 7.8 Exempel på observerad vattenföring (OBS) och vattenföring genererad av HBVmodellen med uppmätta värden för P och T (perfekt prognos; HBVpp).

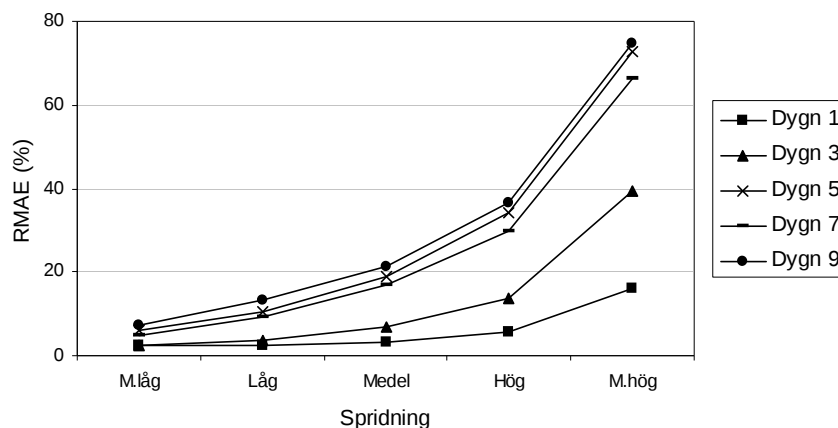
7.5 Resultat: utvärdering av nederbörd

Även om projektets syfte varit att utvärdera hydrologiska ensembleprognoser (Q) krävs även en viss utvärdering av de meteorologiska ensembleprognoser som utgör indata till systemet. Eftersom den meteorologiska EPS-modellen vid ECMWF körs med en lägre rumslig upplösning än den operationella modellen finns en ökad risk för systematiska fel i indata för ett specifikt avrinningsområde. Kunskap om dessa fel är nödvändig för att kunna tolka eventuella avvikelser i de hydrologiska ensembleprognoserna.

I detta kapitel redovisas resultaten från en översiktlig jämförelse mellan dels observerade P , dels värden från den meteorologiska ensemblemodellen, under den 18-månaders utvärderingsperioden. Utvärderingen är gjord för dagliga areella medelvärden i varje avrinningsområde. För EPS-data motsvarar detta värdena på P i närmast belägna modellgridruta. Vad gäller observationer är de areella medelvärdena beräknade från data ifrån de meteorologiska stationer som är belägna inom avrinningsområdet. Dessa värden har därefter justerats i HBV-modellen, t.ex. för att kompensera för skillnader i altitud mellan stationers lägen och höjdzoner inom avrinningsområdet.

Den observerade medelnederbörden i hela materialet är 2.34 mm/d, vilket motsvarar drygt 850 mm/år. Medelnederbörden i EPS-prognoserna ligger väldigt nära detta värde; genomsnittet för dessa prognosdygn är 2.35 mm/d, vilket motsvarar en positiv relativ bias RB på under 0.5%. Sett över alla områden är bias i EPS-nederbörden alltså försumbar. Emellertid kan nederbörden i ett enskilt område ha en ganska stor bias. Det finns områden med såväl positiv som negativ bias på över 1 mm/d, alltså knappt 400 mm/år. I relativa termer motsvarar detta en relativ bias på upp till drygt 50%.

Man kan också jämföra den observerade och modellerade frekvensen av dygn utan nederbörd. I EPS-data är frekvensen systematiskt underskattad, med mellan 1 och 32%, i ge-



Figur 7.9 Förhållande mellan spridning i ensembleprognoserna och utfall (RMAE för EPSmedian), medelvärdesbildat över alla 45 områden, för prognosdygn 1, 3, 5, 7 och 9.

nomsnitt 12%. Således förekommer nederbörd för ofta i EPS-prognoserna, vilket är förväntat med tanke på rumsupplösningen i modellen. Det faktum att EPS-prognoserna trots det hade enbart en liten bias i medelnederbörd (3%) sett över alla områden visar att intensiteten under dygn med nederbörd är underskattad. För enbart dygn med nederbörd är medelintensiteten över alla områden i observationerna 3.64 mm/d och i EPS-prognoserna 3.06 mm/d, de senare underskattar således intensiteten med drygt 15% för de dagar nederbörd faller.

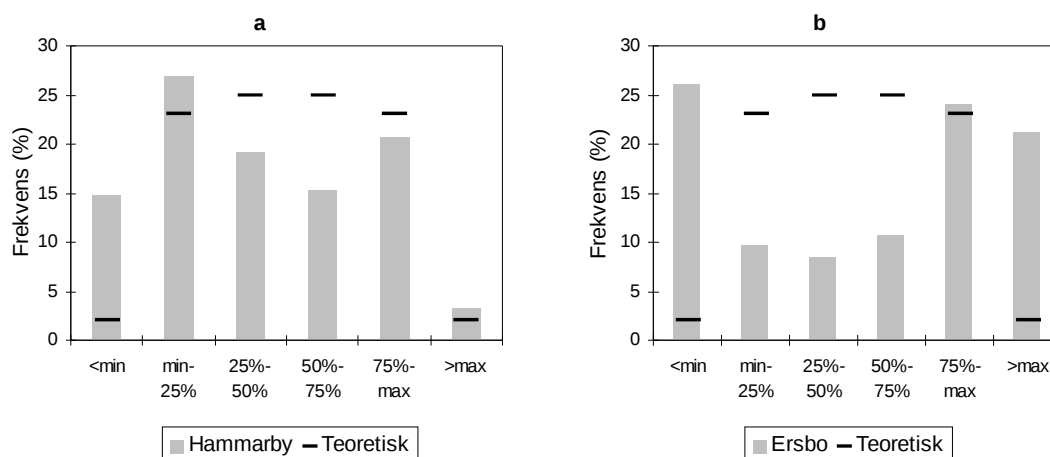
7.6 Resultat: utvärdering av vattenföring

7.6.1 Deterministisk utvärdering

Huvudsyftet har varit att jämföra EPS-medianen med den operationella PMP-prognosen m.a.p. överensstämmelse med observerat flöde. Flera olika kriterier har använts, så som *bias* och RMSE (*root mean square error*), standardavvikelse och korrelationskoefficient. Överlag är resultaten för EPS-medianen och PMP-prognosen mycket lika. I termer av *bias* tycks PMP-prognosen något bättre, medan EPS-medianen visar en något bättre träffsäkerhet mätt i RMSE. Utvärderingen ger alltså inte någon preferens för PMP eller EPS när det gäller en ren deterministisk användning av EPS-medianen.

7.6.2 Förhållandet mellan spridning och utfall (spread-skill)

Figur 7.9 visar på förhållandet mellan spridning och utfall i ensembleprognoserna i genomsnitt för alla områden, prognosdygn 1, 3, 5, 7 och 9. I denna analys har förekomsten av modellfel liten betydelse, därför har referensflöde OBS använts. Av kurvorna framgår att det relativa medelfelet, RMAE, ökar med spridningen i prognosen. Detta visar på en fundamental egenskap hos EPS-prognoserna, att de verkligen fungerar som kvalitativ indikator på prognosens osäkerhet. Är spridningen i en prognos hög kommer EPS-medianen i genomsnitt att avvika mer från det verkliga flödet, än ifall spridningen varit låg. Det kan noteras att skillnaden mellan kurvorna för prognosdygn 5, 7 och 9 är relativt liten, vilket indikerar att prognosernas träffsäkerhet i termer av RMAE inte markant försämras efter prognosdygn 5.



Figur 7.10 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler i områden Hammarby (a) och Ersbo (b), prognosdygn 5.

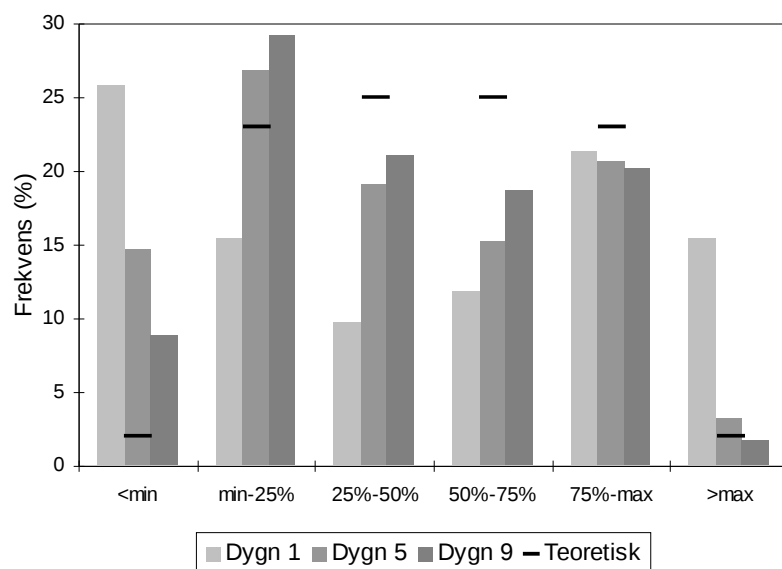
Resultaten möjliggör en typ av användning av ensembleprognoser; som kvalitativ indikator på prognososäkerhet. Denna typ av information kan vara värdefull vid olika tillämpningar, men det verkliga värdet av ensembleprognoserna ligger i möjligheten till kvantitativa sannolikhetsprognoser. En sådan användning kräver att prognosernas spridning motsvarar den verkliga variationen hos flödet, och detta förhållande studeras närmare i följande avsnitt.

7.6.3 Sannolikhetsbaserad utvärdering

Syftet med utvärderingen är att utvärdera ifall spridningen i prognoserna är korrekt och användbar för utfärdande av sannolikhetsprognoser. Som tidigare nämnts har främst referensflöde HBVpp använts i den sannolikhetsbaserade utvärderingen, för att eliminera inverkan av felet i den hydrologiska modellen. Således har utvärderingen i huvudsak omfattat jämförelser mellan EPS-percentilerna (Figur 7.4b) och HBVpp. Även referensflöde OBS har använts ibland och detta är då specifikt angivet; i annat fall gäller referensflöde HBVpp.

Figur 7.10 visar två exempel på resultat från den percentilbaserade utvärderingen, i form av diagrammet i Figur 7.7. I Figur 7.10a visas resultatet för Hammarby, prognosdygn 5, vilket får representera områden med relativt sett bra EPS-spridning. I detta fall överensstämmer de observerade frekvenserna någorlunda väl med den teoretiska fördelningen. En markant avvikelse är att frekvenserna av observationer som hamnar mellan median och kvartiler (25%-50% respektive 50%-75% på x-axeln i Figur 7.10) är 5-10% för låga. Detta innebär att avståndet mellan kvartilerna i genomsnitt är för litet för att tillräckligt ofta omfatta referensflödet. Den andra tydliga avvikelsen är att frekvensen av observationer som hamnar under EPS-min (<min i Figur 7.10) är drygt 10% för hög.

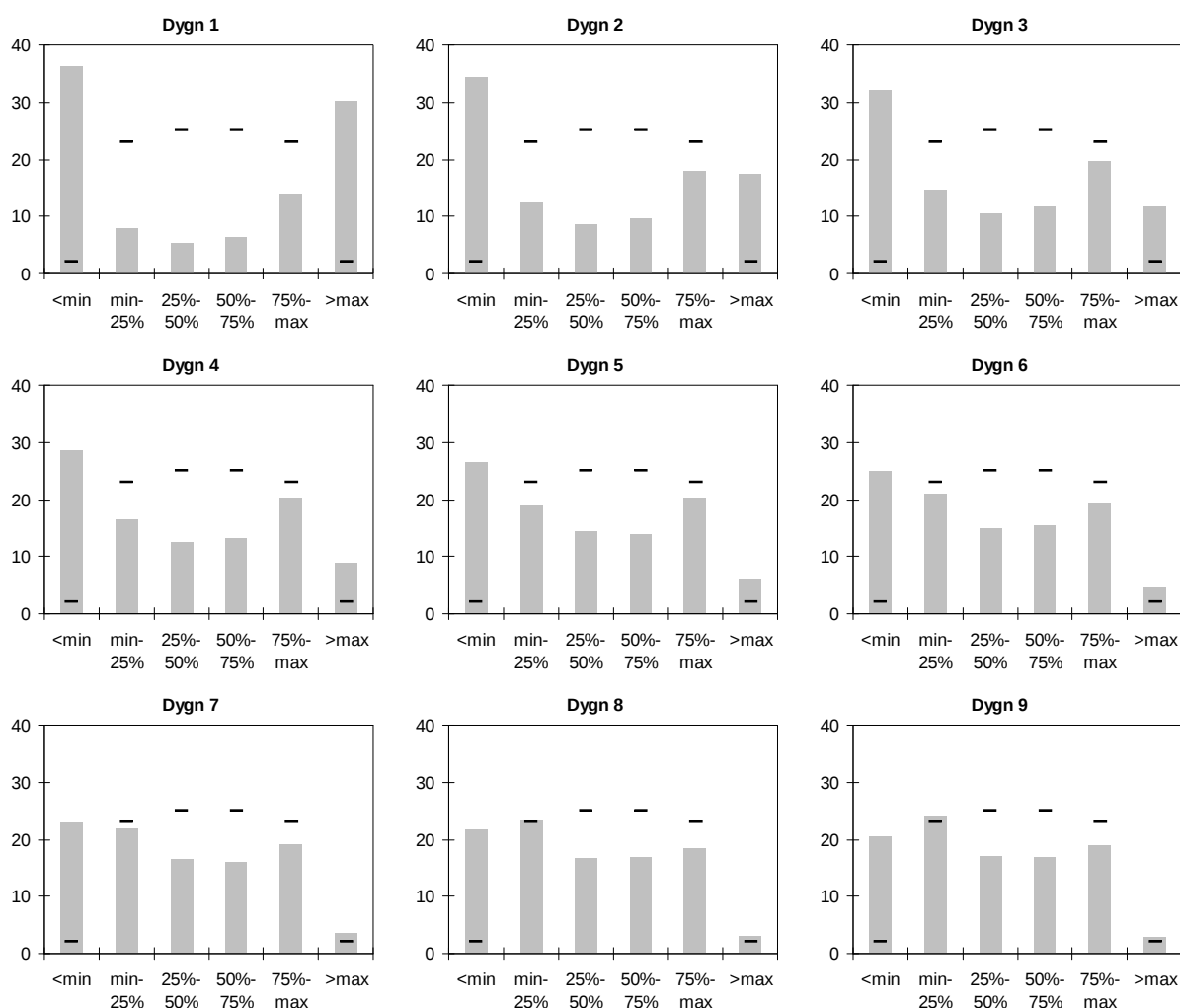
I Figur 7.10b visas resultatet för Ersbo, prognosdygn 5, vilket får representera områden med relativt sett dålig EPS-spridning. I detta fall hamnar referensflödet alldeles för ofta utanför EPS-spridningen, nästan 50% av tiden jämfört med 4% teoretiskt sett. Som i Hammarby (Figur 32a) hamnar referensflödet alldeles för ofta under EPS-min, men i Ersbo överstiger referensflödet också alldeles för ofta EPS-max. I detta fall är således hela EPS-spridningen alldeles för snäv. Det kan nämnas att även i de meteorologiska ensembleprognoserna har spridningen funnits vara för snäv, med c:a 10-20% av observationerna utan-



Figur 7.11 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler i område Hammarby, prognosdygn 1, 5 och 9.

för EPS-spridningen, se t.ex. [45]. Detta kan delvis förklara den underskattade spridningen också i de hydrologiska ensembleprognoserna.

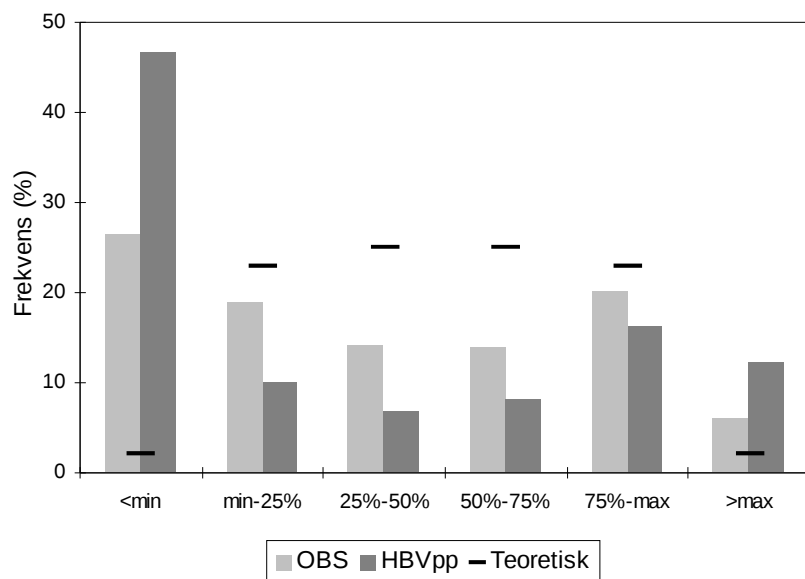
Figur 7.11 visar resultatet för Hammarby, prognosdygn 1, 5 och 9. Det är tydligt att EPS-spridningens överensstämmelse med den teoretiska spridningen ökar med ökad prognoslängd. Dygn 1 hamnar referensflödet utanför EPS-spridningen under c:a 40% av tiden, medan detta sker under bara c:a 10% dygn 9 (teoretiskt: 4%). Mellan EPS-kvartilerna hamnar flödet bara c:a 20% av tiden dygn 1, jämfört med 40% dygn 9 (teoretiskt: 50%).



Figur 7.12 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler, medelvärdesbildad över alla 45 områden, för prognosdygn 1-9.

I Figur 7.12 visas diagram som medelvärdesbildats över samtliga 45 områden. Prognosdygn 1 hamnar referensflödet inom EPS-spridningen under bara c:a 33% av tiden, för att öka till drygt 75% dygn 9 (teoretiskt: 96%). Den överskattade frekvensen av referensflöden som hamnar under EPS-min är tydlig för alla prognoslängder.

De percentil-baserade resultaten ovan gäller alltså för referensflöde HBVpp och avspeglar därför enbart felet i den meteorologiska prognosen. Dessa resultat kan jämföras med resultat från en utvärdering mot referensflöde OBS, som avspeglar de sammalagda felen i meteorologisk prognos och hydrologisk modell. På så sätt kan en bedömning göras av storleksförhållandet mellan prognosfel och modellfel. Figur 7.13 visar en jämförelse mellan diagrammen för HBVpp och OBS, prognosdygn 5, medelvärdesbildat över alla områden. Frekvensen av flöden som hamnar innanför EPS-spridningen för OBS (41%) är nästan halverad jämfört med HBVpp (67%).



Figur 7.13 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler, medelvärdesbildad över alla 45 områden, för prognosdygn 5 med referensflöden OBS och HBVpp.

Tabell 7.1 illustrerar skillnaden mellan HBVpp och OBS för samtliga prognosdygn. Andelen tid flödet hamnar mellan EPS-kvartilerna går från 12% dygn 1 till 34% dygn 9 för HBVpp och från 4% till 22% för OBS. Förhållandet är likartat för andelen tid flödet hamnar mellan EPS-min och EPS-max, alltså inom EPS-spridningen. Värdena för HBVpp är i genomsnitt 1.9 gånger större än värdena för OBS, alltså omfattar EPS-spridningen referensflöde HBVpp ungefär dubbelt så ofta som den omfattar referensflöde OBS. Detta indikerar att felet i den meteorologiska prognosen och felet i den hydrologiska modellen har ungefär lika stor inverkan på det totala felet i denna percentilbaserade typ av utvärdering.

Tabell 7.1 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler, medelvärdesbildad över alla 45 områden, för referensflöden OBS och HBVpp, prognosdygn 1-9.

Intervall	Ref.	Frekvens inom intervall (%)								
		D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9
25%-75%	HBVpp	11.8	18.1	22.1	25.6	28.2	30.3	32.3	33.5	33.7
	OBS	4.1	7.1	9.6	12.1	15.0	17.2	19.0	20.9	21.8
min-max	HBVpp	33.5	48.3	56.4	62.3	67.4	70.6	73.4	75.1	76.6
	OBS	13.3	21.4	28.8	35.1	41.2	45.7	49.1	51.9	54.4

7.7 Korrigering av ensembleprognosernas spridning

Ett grundläggande villkor för att användbarheten av sannolikhetsprognoserna är att de framräknade sannolikheterna är kvantitativt korrekta. Eftersom detta inte gäller för de direkt framräknade EPS-percentilerna krävs någon typ av korrigering i efterhand. Denna korrigering kan antas ha två huvudsakliga komponenter: (1) justering av den underskattade EPS-spridningen, (2) beskrivning av osäkerheten i den hydrologiska HBV-modellen.

Den totala prognososäkerheten har bidrag från dels osäkerheten i den meteorologiska prognosen, dels osäkerheten i den hydrologiska modellen. Den senare medför att modellen inte korrekt simulerar en uppmätt vattenföringsserie ens då den drivs av uppmätta väderförhållanden (Figur 7.8). Å andra sidan kan man genom systemets tröghet uppskatta vattenföringens utveckling under de första dygnet i en prognos. Det förväntade felet kan uppskattas genom en enkel autoregressiv prognos på hur felet i allmänhet växer till med prognosens längd.

Ett alternativ till att separat beskriva effekten av modellens osäkerhet är att i en total korrigeringsmetod kombinera denna beskrivning med den justering av EPS-spridningen som befunnits nödvändig. Eftersom modellens osäkerhet ökar med ökande prognoslängd behöver EPS-spridningen ökas förhållandevis lite i början och mycket i slutet av prognosen, för att kompensera för modellosäkerheten. Detta avspeglas i resultaten från den sannolikhetsbaserade utvärderingen ovan. I Tabell 7.1 utvärderas EPS-spridningen för både referensflöde HBVpp (utan modellfel) och OBS (med modellfel). För prognosdygn 1 är andelen observationer som hamnar mellan EPS-kvartilerna 11.8% för HBVpp och 4.1% för OBS, alltså en skillnad på 7.7%. För prognosdygn 2 är skillnaden 11.1%, för att därefter ligga runt 13% för prognosdygn 3-9. Resultatet för andelen observationer mellan EPS-minimum och maximum är mindre tydligt, men även här är skillnaden lägst för prognosdygn 1.

Vad gäller den erforderliga justeringen av EPS-spridningen följer denna i princip ett omvänt mönster. I början av prognosen är spridningen kraftigt underskattad, men i slutet av prognosen är underskattningen avsevärt mindre. För att justera EPS-spridningen behöver denna således ökas mycket i början och lite i slutet av prognosen.

Den justering av spridningen som krävs för de båda komponenterna alltså är av motsatt karaktär, ökande respektive minskande med prognoslängd. Som en första ansats är därför en metod tänkbar i vilken korrigeringen av EPS-spridningen är konstant, oberoende av prognoslängd. Detta förutsätter att effekten av de båda komponenterna är av ungefär samma storlek, vilket resultaten i Tabell 7.1 indikerade. I termer av EPS-percentiler kan en konstant korrigering utföras genom en parallellförflyttning av dessa. Eftersom spridningen ska öka bör i princip EPS-maximum och övre kvartil förflyttas uppåt medan EPS-minimum och undre kvartil förflyttas nedåt, även om andra varianter är tänkbara. Figur xx visar effekten av en parallellförflyttning av EPS-minimum och EPS-maximum, där $C_{\min}$ betecknar den konstant med vilken EPS-minimum förflyttas nedåt och $C_{\max}$ den med vilken EPS-maximum förflyttas uppåt.

Metoden har utvärderats för fem områden: Pepparforsen, Simlångan, Krokfors kvarn, Hyttingsheden och Sundstorp. Utvärderingen har innefattat två huvudsakliga frågeställningar:

- Är en konstant parallellförflyttning av percentiler en lämplig approximation av den förändring av EPS-spridningen som behövs?

- Vilka värden antar parametrarna $C_{\min}$ och $C_{\max}$ och kan dessa kopplas till områdeskarakteristika?

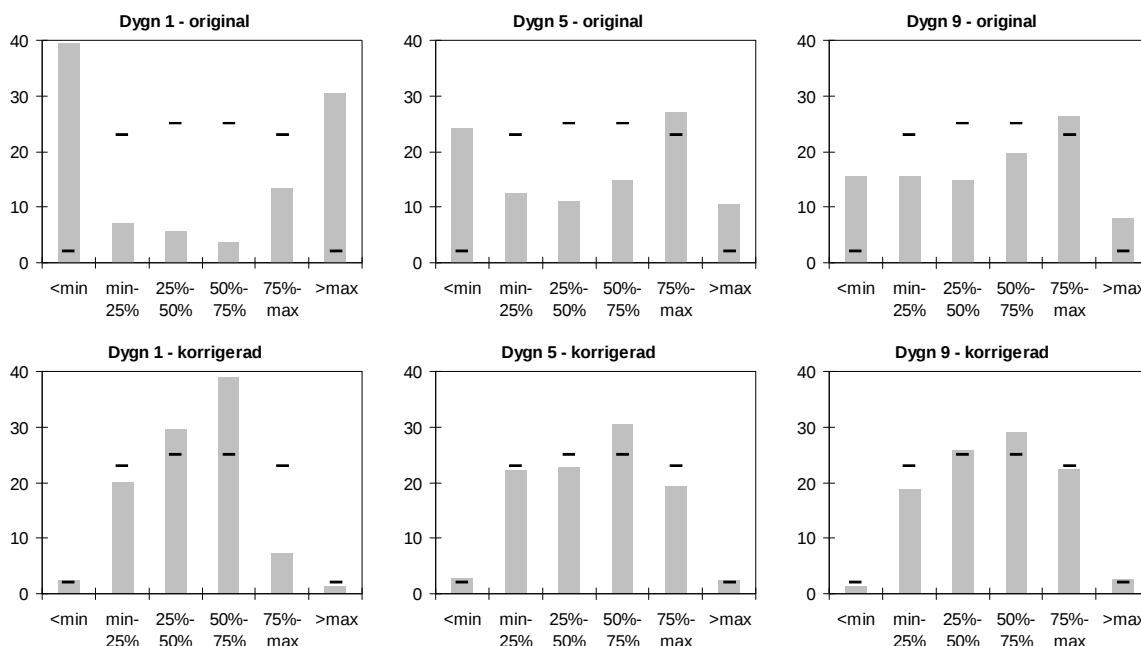
Den första frågeställningen utvärderades genom en 'baklängesanalys' där, för varje område och prognosdygn, de korrekta värdena för EPS-minimum och EPS-maximum uppskattades. Alltså, med vilken konstanta faktorer $C_{\min}$ och $C_{\max}$ ska EPS-minimum och EPS-maximum förändras för att de ska motsvara sina teoretiska sannolikheter för överskridande (98% respektive 2%)? Eftersom utvärderingsperioden omfattar 550 dygn innebär de teoretiska sannolikheterna att EPS-minimum bör underskridas 11 av dessa dygn och EPS-maximum överskridas lika många. I en 'trial-and-error' procedur justerades EPS-minimum och EPS-maximum med olika konstanta faktorer $C_{\min}$ och $C_{\max}$, tills ett korrekt antal under- respektive överskridanden erhöles.

$C_{\min}$ och $C_{\max}$ beräknades för varje prognosdygn för de fem områdena. I vissa fall är variationen mellan olika prognosdygn betydande och i vissa fall finns tydliga trender, men totalt sett förefaller medelvärdet över alla prognosdygn vara en rimlig approximation. I tabell xx redovisas $\bar{C}_{\min}$ och $\bar{C}_{\max}$ för de fem områdena. Vad gäller EPS-kvartilerna utvärderades även möjligheten till konstant korrigering av dessa, och resultaten indikerade att denna korrigering kan göras med ett värde beräknat som en andel k av $\bar{C}_{\min}$ respektive $\bar{C}_{\max}$. Alltså, den övre kvartilen parallellförflyttas med $k\bar{C}_{\max}$ och den undre med $k\bar{C}_{\min}$. Värdet på k befanns ligga i intervallet 0.1-0.2 och i Tabell 7.2 redovisas k för de fem områdena.

För att bedöma möjligheten till generalisering (regionalisering) av metoden har i Tabell 7.2 även kvoten mellan parametrarna ($\bar{C}_{\min}$, $\bar{C}_{\max}$) och medelvattenföringen MQ beräknats. Viss variation mellan områdena är uppenbar, men intervallen är relativt begränsade ($\bar{C}_{\max}/MQ$: 0.32-1.27; $\bar{C}_{\min}/MQ$: 0.12-0.57) och medelvärdena således tämligen representativa. I en första version av operationellt implementerad metod skulle således korrigeringen kunna genomföras med parametrar $\bar{C}_{\max}=0.75MQ$, $\bar{C}_{\min}=0.34MQ$ och $k=0.15$.

Tabell 7.2 Medelvattenföring (MQ) och parametrar $\bar{C}_{\min}$, $\bar{C}_{\max}$ och k i metoden för korrigering av EPS-spridning för fem områden.

	MQ	$\bar{C}_{\max}$	$\bar{C}_{\min}$	$\bar{C}_{\max}/MQ$	$\bar{C}_{\min}/MQ$	k
Krokfors kvarn	2.2	2.8	0.6	1.27	0.27	0.15
Pepparforsen	7.7	4.3	0.93	0.56	0.12	0.2
Hyttingsheden	0.78	0.72	0.15	0.92	0.19	0.1
Sundstorp	6.3	2	3.4	0.32	0.54	0.15
Simlängen	5.3	3.5	3	0.66	0.57	0.15
Medel				0.75	0.34	0.15



Figur 7.14 Frekvens av observationer mellan EPS-percentiler för område Pepparforsen utan (övre rad) och med (nedre rad) korrigering, prognosdygn 1, 5 och 9.

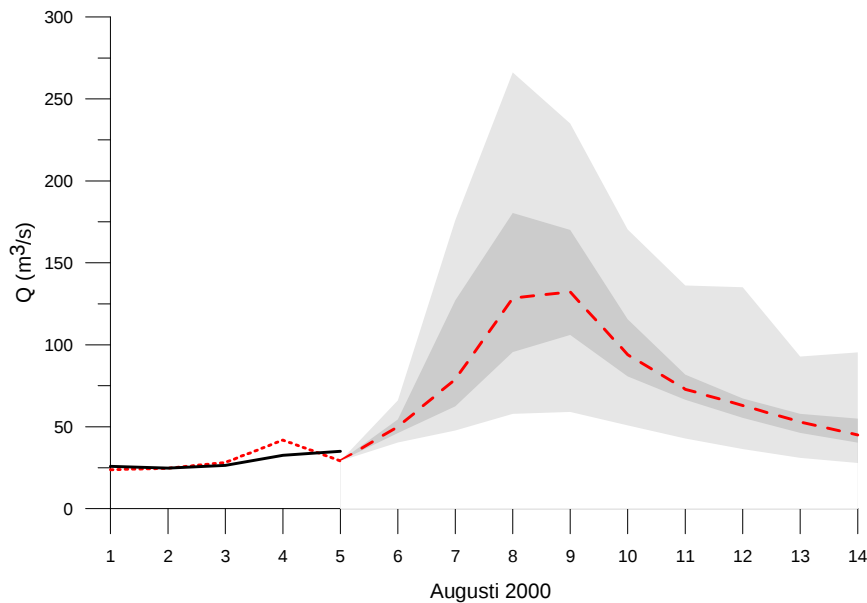
För att testa metoden implementerades den i EPS-utvärderingssystemet, genom att efter inläsningen av EPS-percentilerna ge möjlighet att korrigera dessa enligt $\bar{C}_{\min}$, $\bar{C}_{\max}$ och k . För vart och ett av de fem områdena genomfördes korrigeringen, varefter den sannolikhetsbaserade utvärderingen gjordes om. Figur 7.14 visar frekvensen av observationer mellan EPS-percentilerna i område Pepparforsen utan och med korrigering, prognosdygn 1, 5 och 9. Överensstämmelsen med de teoretiska frekvenserna är kraftigt förbättrad med korrigeringen. Detta gäller speciellt frekvenserna '<min' och '>max', vilket är naturligt eftersom de huvudsakliga parametrarna $C_{\min}$ och $C_{\max}$ är anpassade för dessa percentiler (EPS-minimum och -maximum). Den grövre korrigeringen av EPS-kvartilerna medför att dessa inte reproduceras riktigt lika väl efter korrigeringen, men dock avsevärt bättre än utan den.

Det bör understrykas att den föreslagna metodiken med konstant korrigering utgör en första ansats som ska utvärderas och därefter kan komma att vidareutvecklas. En tänkbar förbättring kan vara att låta korrigeringen bero av flödesnivån, eftersom höga flöden kan förväntas kräva en större korrigering än låga flöden.

7.8 Presentation av sannolikhetsprognoser

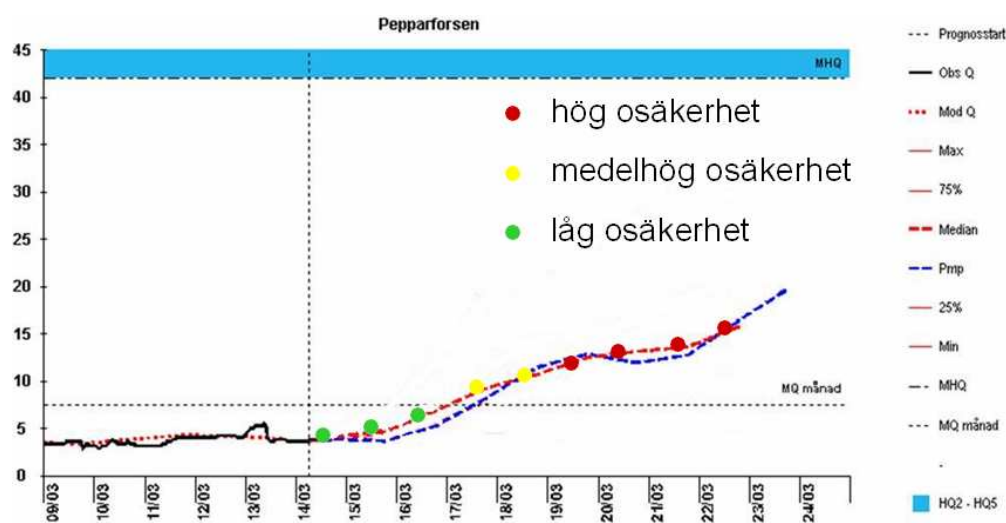
Avslutningsvis måste ensembleprognoserna presenteras på ett sätt som kan förstås och användas av slutanvändare. Ett exempel på en presentation som används idag ges i figur xx. De olika percentilerna plottas som röda linjer där EPS-median är tjock och streckad och de övriga tunna och heldragna.

Det kan vara missvisande att ha percentilerna enbart som linjer eftersom detta indikerar en möjlig kontinuerlig utveckling, vilket (normalt) inte är fallet. Till exempel kan EPS-maximum för två olika dygn i prognosen komma från olika ensemblemedlemmar (se t.ex. 8 aug och 12 aug i Figur 7.4), och en kontinuerlig utveckling enligt EPS-maximum percentilen kan i det fallet mycket väl vara orealistisk. I stället för linjer kan därför prognoserna presenteras som fält mellan percentilerna, vilket tydligare visar att det handlar om sannolikhetsintervall och inte enskilda prognoser (Figur 7.15).



Figur 7.15 Exempel på presentation där intervallet mellan EPS-kvartiler markerats mörkgrått och intervallet mellan EPS-minimum och EPS-maximum ljusgrått. Röd streckad linje visar EPS-medianen.

Som visats i utvärderingen ovan är spridningen i ensembleprognoserna underskattad och därför motsvarar prognosernas sannolikheter inte sina teoretiska värden. Ett sätt att tackla detta är att korrigera sannolikheterna. Alternativt kan ensembleprognoserna användas enbart kvalitativt för att ge en indikation på prognosens osäkerhet, i enlighet med spridning-utfall resultaten i avsnitt 7.6.2. Med utgångspunkt i ensembleprognosernas spridning skulle ett antal "osäkerhetsklasser" kunna definieras, t.ex. hög, medelhög och låg osäkerhet. En kategorisk prognos, t.ex. EPS-medianen, skulle sedan kunna kompletteras med en indikator på prognosens osäkerhet, såsom visas i Figur 7.16. Av naturliga skäl ökar osäkerheten generellt med prognoslängden, men en kvalitativ presentation kan ändå ge ett mervärde, t.ex. hur långt fram i tiden prognosen kan bedömas vara relativt säker. Det kan också finnas situationer, t.ex. i närheten av en flödestopp, när osäkerheten minskar i slutet av prognosen (Figur 7.15). En nackdel med den kvalitativa varianten kan vara att det inte är tydligt vad som menas med "hög" respektive "låg" osäkerhet och att det därmed kan vara svårt för enskilda användare att tolka prognosen.



Figur 7.16 Kvalitativ presentation av en ensembleprognos.

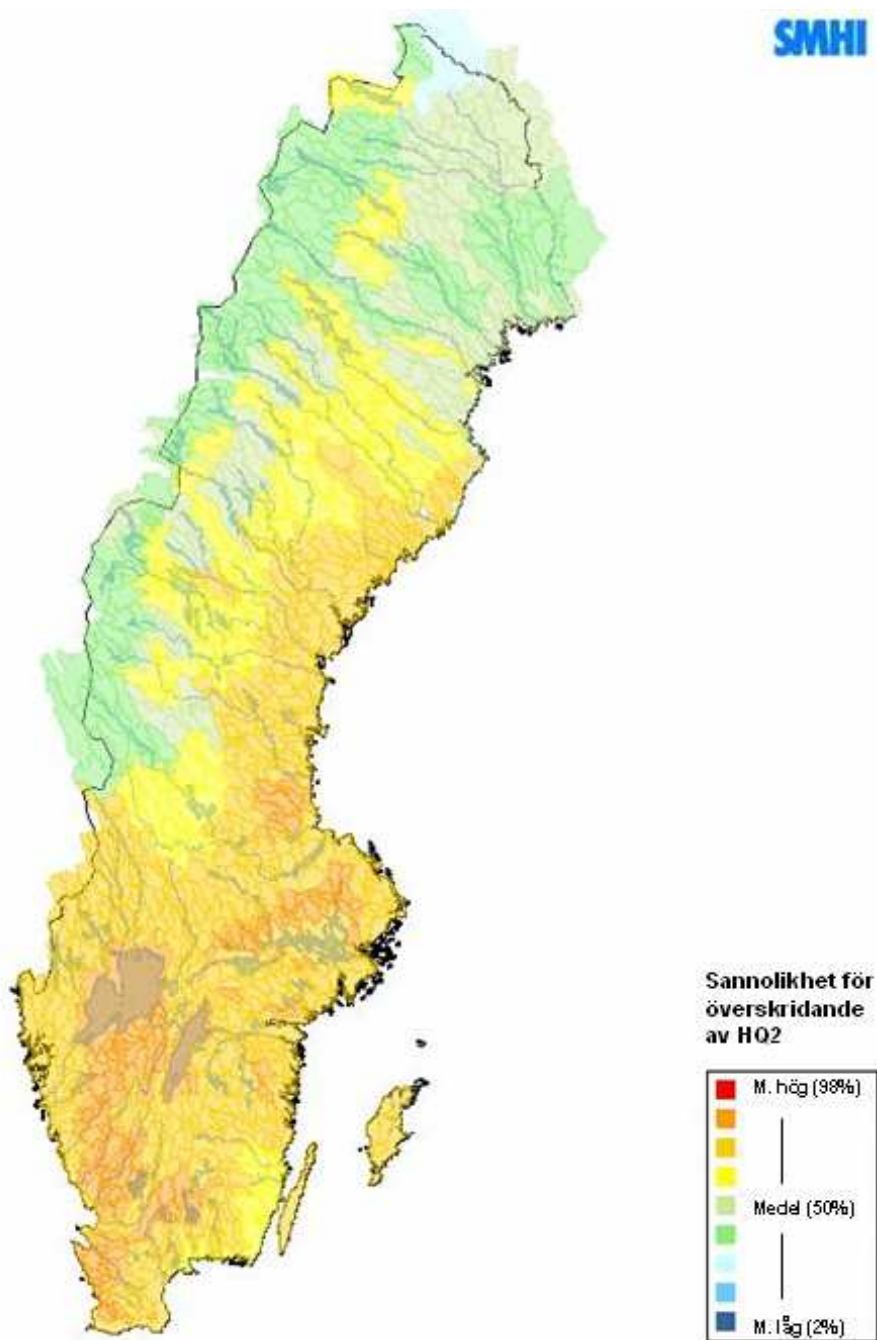
Sannolikhet för överskridande av MHQ, HQ2, HQ10, HQ50				
Mycket hög (98%)	Hög (75%)	Medelstor (50%)	Låg (25%)	Mycket låg (2%)
Dag	MHQ	HQ2	HQ10	HQ50
06-11-17				
06-11-18				
06-11-19				
06-11-20				
06-11-21				

Figur 7.17 Exempel på tabell med färgkod som representerar sannolikheten för överskridande av flöden med olika återkomsttid: 1 år (MHQ), 2 år (HQ2), 10 år (HQ10) och 50 år (HQ50).

I Figur 7.15 och Figur 7.16 ligger fokus på fasta sannolikheter (2%, 25%, 50%, 75%, 98%) och vilka flödesnivåer dessa motsvarar. Ett kompletterande sätt att presentera prognoserna är att i stället fokusera på fasta flödesnivåer och med vilken sannolikhet dessa kommer att överskridas. För den hydrologiska varningstjänsten vid SMHI gäller att s.k. "klass 1-varning" ska utfärdas då det är mer än 50% sannolikhet för överskridande av ett flöde med 2 års återkomsttid, HQ2. Klass 2-varning kräver en nivå motsvarande 10 års återkomsttid (HQ10), och klass 3-varning 50 år (HQ50). I Figur 7.17 visas ett exempel på hur en tabellpresentation skulle kunna se ut där en färgkodning visar sannolikheten för överskridande av dessa nivåer för ett antal dagar framåt, för ett visst område. Fördelen är framför allt att det är lätt att få en snabb överblick över läget.

De hittills beskrivna presentationerna gäller för (en specifik del av) ett specifikt vattendrag. Även en rumslig, heltäckande presentation kommer emellertid att vara möjlig tack vare systemet HBV-Sverige, i vilket prognoser kommer att göras för samtliga avrinningsområden i Sverige. Systemet är tänkt att drifas under 2007. Med detta system blir det möjligt att se sannolikheterna i ett regionalt perspektiv. I Figur 7.18 visas ett exempel på sådan rumslig presentation i form av en Sverige-karta med sannolikheter för att flödet överskrider HQ2. Enligt figuren är sannolikheten under 50% i norra Norrland och i fjällkedjan, men över 50% i större delen av landet och högst i västra Götaland samt i några områden norr om Mälaren.

Avslutningsvis kan påpekas att även om en korrekt ensembleprognos innehåller en mängd ytterligare information jämfört med en kategorisk prognos vad gäller tänkbara flödesutvecklingar, måste denna ytterligare information också kunna användas för att ge ett verkligt mervärde. Detta ställer kravet på slutanvändarna att de kan anpassa sin verksamhet och sina rutiner efter sannolikhetsbaserad information. En kritisk generell frågeställning är vid vilken sannolikhet en viss åtgärd bör utföras för att ge maximal nytta. Som exempel kan tas invallning vid översvänningsrisk. Väljer man att invalla redan vid låg sannolikhet kommer det ofta att vara i onödan; väljer man en hög sannolikhet kommer man att missa översväm-



Figur 7.18 Hypotetiskt exempel på Sverige-karta med färgkod för sannolikheten att flödet överskrider HQ2.

ningar. Genom att uppskatta kostnader för dels invallningen, dels den skada som en översvämning orsakar, kan den mest kostnadseffektiva sannolikhetsnivån uppskattas vid vilken invallning bör ske ([47]).

7.9 Slutsatser

Ett datamaterial omfattande 18 månaders hydrologiska 9-dygns ensembleprognoser i 45 avrinningsområden har utvärderats. Materialet har producerats automatiskt i SMHI:s hydrologiska prognosystem Aegir, i vilket meteorologiska ensembleprognoser från ECMWF hämtas och används som indata i HBV-modellen.

Medelnederbörden från ensembleprognoserna befanns i genomsnitt över de 45 områdena väl överensstämma med observationer, men med en avvikelse på upp till 50% för enskilda områden. Vidare genereras nederbörd för ofta i den meteorologiska modellen, frekvensen dygn utan nederbörd underskattas med drygt 10% i genomsnitt, och således underskattas volymen under dygn med nederbörd.

Utvärderingen visar att betraktad som en deterministisk prognos är träffsäkerheten i EPS-medianen på det hela taget jämförbar med dagens PMP-prognos. Ensembleprognoserna ger även genom sin spridning åtminstone en kvalitativ indikation på prognosens osäkerhet, vilket PMP-prognosen inte kan ge. Detta är ett odiskutabelt mervärde från ensembleprognoserna.

Vad gäller kvantitativ användning av de sannolikheter som beräknas i EPS-systemet visar utvärderingen att spridningen är systematiskt underskattad och därmed avspeglar inte de beräknade percentilerna den verkliga spridningen. Till exempel kan percentilen EPS-maximum, som teoretiskt har 2% sannolikhet att överskridas, i praktiken överskridas under mer än 40% av tiden. Denna underskattning orsakas både av att spridningen är underskattad också i de meteorologiska prognoserna och av att ingen hänsyn tas till den osäkerhet som är kopplad till den hydrologiska modellen. En direkt användning av de EPS-percentiler som genereras kan således inte rekommenderas.

Den enkla metod som utvecklats för att utöka ensembleprognosernas spridning, genom en parallellförflyttning av percentilerna, verkar fungera tillfredsställande totalt sett men bör ses som ett första försök inriktat mot praktisk tillämpning. Fortsatt utveckling kan t.ex. inriktas mot en korrigering som är relaterad till den aktuella vattenföringen (höga flöden kan förmodas kräva större korrigering än låga) eller en mera teoretiskt förankrad beskrivning av osäkerheten i den hydrologiska modellen.

En av de viktigaste uppgifterna för framtiden är att i samarbete med slutanvändare komma fram till hur sannolikhetsprognoser bäst kan utnyttjas. Avgörande är att slutanvändarna kan direkt tolka de prognoser som produceras samt omsätta dem i termer relevanta för sin egen verksamhet. För detta krävs en gemensam diskussion där dels prognoshydrologer redovisar EPS-systemets alla möjligheter, dels slutanvändare identifierar sina krav m.a.p. sannolikhetsbaserad information. Förhoppningen är sannolikhetsprognoser kommer att underlätta och förbättra beslutsfattandet vid t.ex. översvämningssituationer.

8 Referenser

- [1] Olsson, J., Lindström, G., Johnell, A., Jacobsson, K. (2007) Hydrologiska ensemble-prognoser. SMHI RH 21.
- [2] Johansson, B., Olsson, J., Haase, G. (2006) Radarobservationer i HBV-modellen. En utvärdering med inriktning på flödesprognoser. Elforsk 06:14.
- [3] Yacoub, T., Sanner, H. (2006) Vattenståndsprognoser baserade på översiktlig kartering. En fallstudie. SMHI Hydrologi 100
- [4] Lindström, G. (2006) Regional kalibrering av HBV-modellen. SMHI Hydrologi 101.
- [5] Bergström, S. (1995) The HBV model. In Singh V.P. (ed.) Computer Models in Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highland Ranch, CO, pp. 443-476. ISBN 0-918334-91-8.
- [6] Lindström, G. (1997) A simple automatic calibration routine for the HBV model. Nordic Hydrology 28: 153-168.
- [7] Johansson, B. (1994) The relationship between catchment characteristics and the parameters of a conceptual runoff model. A study in the South of Sweden. In: FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data. IAHS Publication No. 221, s. 475-482.
- [8] Bergström, S. (1976) Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI RHO 7.
- [9] Lindström G, Johansson B, Persson M, Gardelin M, Bergström S (1997) Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, J. Hydrol. 201: 272-288
- [10] Bergström, S. (1990) Parametervärden för HBV-modellen i Sverige. Erfarenheter från modellkalibreringar under perioden 1975-1989. SMHI, Rapport Hydrologi 28.
- [11] Johansson, B. (1986) Vattenföringsberäkningar i Södermanlands län ett försöksprojekt. SMHI Rapport Hydrologi Nr 6.
- [12] Lindström, G., Gardelin, M., Johansson, B., Persson, M. & Bergström, S. (1996) HBV-96 - En areellt fördelad modell för vattenkrafthydrologin. SMHI RH 12.
- [13] Carlsson, B. (2002) Test av regional kalibrering med HBV-modellen. SMHI Rapport 2002 Nr. 07.
- [14] Brandt, M. & Ejhed, H. (2002) TRK Transport - Retention - Källfördelning. Belastning på havet. Naturvårdsverket Rapport 5247.
- [15] Beldring, S., Engeland, K., Roald, L.A., Saelthun, N.R. & Voksö, A. (2003) Estimation of parameters in a distributed precipitation-runoff model for Norway. Hydrology and Earth System Sciences. 7(3), 304-316.
- [16] Seibert, J., Uhlenbrook, S., Leibundgut, C. & Halldin, S. (2000) Multiscale calibration and validation of a conceptual rainfall-runoff model, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 25, No. 1, 59-64.
- [17] Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. Journal of Hydrology, Vol. 10(3), pp. 282-290.

- [18] Olofsson, J. & Lindström, G. (2000) Automatisk kalibrering och toppflöden. Rapport från HUVA projekt.
- [19] Häggström, M., Lindell, S. & Lindström, G. (1996) Daily automatic hydrological forecasting in Sweden. Contribution to the Nordic Hydrological Conference in Akureyri, Iceland, 13-15 August 1996, NHP-Report No. 40, pp. 186-195.
- [20] Danish Hydraulic Institute (1995a) Mike 11 Reference Manual.
- [21] Danish Hydraulic Institute (1995b) Mike 11 Users Manual.
- [22] SRV (2003) Översiktlig översvänningskartering längs Emån. Översiktlig översvänningskartering, Rapport 37.
- [23] SRV (2001) Översiktlig översvänningskartering längs Svartån-Hjälmaren-Eskilstunaån. Översiktlig översvänningskartering, Rapport 18.
- [24] Yacoub, T., Westman, Y., Sanner, H., Samuelsson, B. (2005) Detaljerad översvänningskarta för Eskilstunaån. Ett projekt inom KRIS-GIS. SMHI Hydrologi nr 98.
- [25] Finnerty, B. D., Smith, M. B., Seo, D-J., Koren, V., Moglen, G. E. (1997) Space-time scale sensitivity of the Sacramento model to radar-gage precipitation inputs. *J. Hydrol.* 203: 21-38.
- [26] Matsoukas, C., Islam, S., Kothari, R. (1999) Fusion of radar and rain gage measurements for an accurate estimation of rainfall. *Journal of Geophysical Research.* 104: 31437-31450
- [27] Rossa, A. Bruen, M. Frühwald, D., Macpherson, B., Holleman, I., Michelson, D., Michaelides, S. (eds). (2005) "Use of Radar Observations in Hydrological and NWP Models". COST 717 Final Report, WDD_MC_200505_1, (www.smhi.se/cost717/).
- [28] Michelson, D., Einfalt, T., Holleman, I., Gjertsen, U., Friedrich, K., Haase, G., Lindskog, M., Jurczyk, A. (2004) "Weather Radar Data Quality in Europe: Quality Control and Characterization". COST 717 Report, WDF_MC_200403_1, (www.smhi.se/cost717/)
- [29] Michelson, D.B., Andersson, T., Koistinen, J., Collier, C. G., Riedl, J., Szturc, J., Gjertsen, U., Nielsen, A., Overgaard, S. (2000) BALTEX Radar Data Centre products and their methodologies. SMHI RMK 90.
- [30] Collier, C. G. (1996) Applications of Weather Radar Systems. A guide to uses of radar data in meteorology and hydrology. Praxis/ John Wiley and Sons. Chichester/London. ISBN 0 471 96013-6
- [31] Michelson, D.B. (2003) Quality Control of Weather Radar Data for Quantitative Application. PhD thesis. Telford Institute of Environmental Systems, University of Salford, Salford, Greater Manchester, UK, 281 s.
- [32] Koistinen, J., Michelson, D.B., Hohti, H., Peura, M. (2003) Operational Measurement of Precipitation in Cold Climates, s. 78-114 i P. Meischner (red.) Weather Radar – Principles and Advanced Applications, Springer Verlag..
- [33] Haase, G., Gjertsen, U., Beach, J. (2005) Weather radar data quality in Northern Europe: Beam propagation issues. I Proceedings of the AMS 32nd Conference on Radar Meteorology. 24-29 October 2005, Albuquerque. (http://ams.confex.com/ams/32Rad11Meso/techprogram/paper_96070.htm)

- [34] Daley, R. (1991) *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press, ISBN 0-521-38215-7.
- [35] Bengt Carlsson, B., Lindström, G. (2001) HBV-modellen och flödesprognoser. SMHI Hydrologi nr. 85.
- [36] Häggmark, L., Ivarsson, K-I., Gollvik, S., Olofsson, P-O. (2000) Mesan, an operational mesoscale analysis system, *Tellus* 52A: 2-20.
- [37] De Roo, A., Gouweleeuw, B., Thielen, J., Bartholmes, J., Bongioannini-Cerlini, P., Todini, E., Bates, P., Horritt, M., Hunter, N., Beven, K., Pappenburger, F., Heise, E., Rivin, G., Hils, M., Hollingsworth, A., Holst, B., Kwadijk, J., Reggiani, P., van Dijk, M., Sattler, K., Sprokkereef, E. (2003) "Development of a European flood forecasting system", *International Journal of River Basin Management*, 1:49-59
- [38] Roulin, E., Vannitsem, S. (2005) "Skill of medium-range hydrological ensemble predictions", *Journal of Hydrometeorology*, 6:729-744.
- [39] Gouweleeuw, B.T., Thielen, J., Franchello, G., De Roo, A.P.J., Buizza, R. (2005) "Flood forecasting using medium-range probabilistic weather prediction", *Hydrology and Earth System Sciences*, 9:365-380.
- [40] Pappenberger, F., Beven, K.J., Hunter, N.M., Bates, P.D., Gouweleeuw, B.T., Thielen, J., De Roo, A.P.J. (2005) "Cascading model uncertainty from medium range weather forecasts (10 days) through a rainfall-runoff model to flood inundation predictions with the European Flood Forecasting System (EFFS)", *Hydrology and Earth System Sciences*, 9:381-393.
- [41] Werner, M., Reggiani, P., De Roo, A., Bates, P., Sprokkereef, E.(2005) "Flood forecasting and warning at the river basin and at the European scale", *Natural Hazards*, 36:25-42.
- [42] Roulin, E. (2006) "Skill and relative economic value of medium-range hydrological ensemble predictions", *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3:1369-1406.
- [43] Maidment, D.R. (Ed.) (1993) "Handbook of hydrology", McGraw-Hill, New York.
- [44] Wilks, D.S. (1995) "Statistical models in the atmospheric sciences", Academic, San Diego.
- [45] Persson, A.; "User guide to EWMWF forecast products", Meteorological Bulletin M3.2 ECMWF, 2001 (http://www.ecmwf.int/products/forecasts/user_guide.pdf).
- [46] Franz, K.J., Hartmann, H.C., Sorooshian, S., Bales, R. (2003) "Verification of National Weather Service ensemble streamflow predictions for water supply forecasting in the Colorado River basin", *Journal of Hydrometeorology*, 4:1105-1118.
- [47] Richardson, D.S.; "Skill and relative economic value of the ECMWF Ensemble Prediction System", ECMWF Research Department, Technical Memorandum No. 262, 1998

SMHI ger ut sex rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationell publik och skrivs därför oftast på engelska. I de övriga serierna används det svenska språket.

Seriernas namn	Publiceras sedan
RMK (Rapport Meteorologi och Klimatologi)	1974
RH (Rapport Hydrologi)	1990
RO (Rapport Oceanografi)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAPHI	1985

I serien HYDROLOGI har tidigare utgivits:

- | | |
|--|---|
| <p>1 Bengt Carlsson (1985)
Hydrokemiska data från de svenska fältforskningsområdena.</p> <p>2 Martin Häggström och Magnus Persson (1986)
Utvärdering av 1985 års vårflödesprognoser.</p> <p>3 Sten Bergström, Ulf Ehlin, SMHI, och Per-Eric Ohlsson, VASO (1986)
Riktlinjer och praxis vid dimensionering av utskov och dammar i USA. Rapport från en studieresa i oktober 1985.</p> <p>4 Barbro Johansson, Erland Bergstrand och Torbjörn Jutman (1986)
Skåneprojektet - Hydrologisk och oceanografisk information för vattenplanering - Ett pilotprojekt.</p> <p>5 Martin Häggström (1986)
Översiktlig sammanställning av den geografiska fördelningen av skador främst på dammar i samband med septemberflödet 1985.</p> <p>6 Barbro Johansson (1986)
Vattenföringsberäkningar i Södermanlands län - ett försöksprojekt.</p> <p>7 Maja Brandt (1986)
Areella snöstudier.</p> <p>8 Bengt Carlsson, Sten Bergström, Maja Brandt och Göran Lindström (1987)
PULS-modellen: Struktur och tillämpningar.</p> | <p>9 Lennart Funkquist (1987)
Numerisk beräkning av vågor i kraftverksdammar.</p> <p>10 Barbro Johansson, Magnus Persson, Enrique Aranibar and Robert Llobet (1987)
Application of the HBV model to Bolivian basins.</p> <p>11 Cecilia Ambjörn, Enrique Aranibar and Roberto Llobet (1987)
Monthly streamflow simulation in Bolivian basins with a stochastic model.</p> <p>12 Kurt Ehlert, Torbjörn Lindkvist och Todor Milanov (1987)
De svenska huvudvattendragens namn och mynningspunkter.</p> <p>13 Göran Lindström (1987)
Analys av avrinningsserier för uppskattning av effektivt regn.</p> <p>14 Maja Brandt, Sten Bergström, Marie Gardelin och Göran Lindström (1987)
Modellberäkning av extrem effektiv nederbörd.</p> <p>15 Håkan Danielsson och Torbjörn Lindkvist (1987)
Sjökarte- och sjöuppgifter. Register 1987.</p> <p>16 Martin Häggström och Magnus Persson (1987)
Utvärdering av 1986 års vårflödesprognoser.</p> |
|--|---|

- 17 Bertil Eriksson, Barbro Johansson, Katarina Losjö och Haldo Vedin (1987)
Skogsskador - klimat.
- 18 Maja Brandt (1987)
Bestämning av optimalt klimatstationsnät för hydrologiska prognoser.
- 19 Martin Häggström och Magnus Persson (1988)
Utvärdering av 1987 års vårflödesprognoser.
- 20 Todor Milanov (1988)
Frys förluster av vatten.
- 21 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz Amelia Sandoval and Maria Elvira Vega (1988)
Application of the HBV model to the upper Río Cauca basin.
- 22 Mats Moberg och Maja Brandt (1988)
Snökartläggning med satellitdata i Kultsjöns avrinningsområde.
- 23 Martin Gotthardsson och Sten Lindell (1989)
Hydrologiska stationsnät 1989. Svenskt Vattenarkiv.
- 24 Martin Häggström, Göran Lindström, Luz Amelia Sandoval y Maria Elvira Vega (1989)
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca superior del Río Cauca.
- 25 Gun Zachrisson (1989)
Svåra islossningar i Torneälven. Förslag till skadeförebyggande åtgärder.
- 26 Martin Häggström (1989)
Anpassning av HBV-modellen till Torneälven.
- 27 Martin Häggström and Göran Lindström (1990)
Application of the HBV model for flood forecasting in six Central American rivers.
- 28 Sten Bergström (1990)
Parametervärden för HBV-modellen i Sverige. Erfarenheter från modellkalibreringar under perioden 1975 - 1989.
- 29 Urban Svensson och Ingemar Holmström (1990)
Spridningsstudier i Glan.
- 30 Torbjörn Jutman (1991)
Analys av avrinningens trender i Sverige.
- 31 Mercedes Rodriguez, Barbro Johansson, Göran Lindström, Eduardo Planos y Alfredo Remont (1991)
Aplicacion del modelo HBV a la cuenca del Río Cauto en Cuba.
- 32 Erik Arnér (1991)
Simulering av vårflöden med HBV-modellen.
- 33 Maja Brandt (1991)
Snömätning med georadar och snötaxeringar i övre Luleälven.
- 34 Bent Göransson, Maja Brandt och Hans Bertil Wittgren (1991)
Markläckage och vattendragstransport av kväve och fosfor i Roxen/Glan-systemet, Östergötland.
- 35 Ulf Ehlin och Per-Eric Ohlsson, VASO (1991)
Utbyggd hydrologisk prognos- och varningstjänst.
Rapport från studieresa i USA
1991-04-22--30.
- 36 Martin Gotthardsson, Pia Rystam och Sven-Erik Westman (1992)
Hydrologiska stationsnät 1992/Hydrological network. Svenskt Vattenarkiv.
- 37 Maja Brandt (1992)
Skogens inverkan på vattenbalansen.
- 38 Joakim Harlin, Göran Lindström, Mikael Sundby (SMHI) och Claes-Olof Brandesten (Vattenfall Hydropower AB) (1992)
Känslighetsanalys av Flödeskommitténs riktlinjer för dimensionering av hel älv.
- 39 Sten Lindell (1993)
Realtidsbestämning av arealnederbörd.
- 40 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Vattenföring i Sverige. Del 1. Vattendrag till Bottenviken.
- 41 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Vattenföring i Sverige. Del 2. Vattendrag till Bottenhavet.
- 42 Svenskt Vattenarkiv (1993)
Vattenföring i Sverige. Del 3. Vattendrag till Egentliga Östersjön.

- 43 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Vattenföring i Sverige. Del 4. Vattendrag till Västerhavet.
- 44 Martin Häggström och Jörgen Sahlberg (1993)
Analys av snösmältningsförlopp.
- 45 Magnus Persson (1993)
Utnyttjande av temperaturens persistens vid beräkning av volymsprognoser med HBV-modellen.
- 46 Göran Lindström, Joakim Harlin och Judith Olofsson (1993)
Uppföljning av Flödeskommitténs riktlinjer.
- 47 Bengt Carlsson (1993)
Alkalinitets- och pH-förändringar i Ume-älven orsakade av minimitappning.
- 48 Håkan Sanner, Joakim Harlin and Magnus Persson (1994)
Application of the HBV model to the Upper Indus River for inflow forecasting to the Tarbela dam.
- 49 Maja Brandt, Torbjörn Jutman och Hans Alexandersson (1994)
Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärden 1961 - 1990 av nederbörd, avdunstning och avrinning.
- 50 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Avrinningsområden i Sverige. Del 3. Vattendrag till Egentliga Östersjön och Öresund.
- 51 Martin Gotthardsson (1994)
Svenskt Vattenarkiv. Översvämningskänsliga områden i Sverige.
- 52 Åsa Evremar (1994)
Avdunstningens höjdberoende i svenska fjällområden bestämd ur vattenbalans och med modellering.
- 53 Magnus Edström och Pia Rystam (1994)
FFO - Stationsnät för fältforskningsområden 1994.
- 54 Zhang Xingnan (1994)
A comparative study of the HBV model and development of an automatic calibration scheme.
- 55 Svenskt Vattenarkiv (1994)
Svenskt dammregister - Södra Sverige.
- 56 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Svenskt dammregister - Norra Sverige.
- 57 Martin Häggström (1994)
Snökartering i svenska fjällområdet med NOAA-satellitbilder.
- 58 Hans Bertil Wittgren (1995)
Kvävetransport till Slätbaken från Söderköpingsåns avrinningsområde
- 59 Ola Pettersson (1995)
Vattenbalans för fältforskningsområden.
- 60 Barbro Johansson, Katarina Losjö, Nils Sjödin, Remigio Chikwanha and Joseph Merka (1995)
Assessment of surface water resources in the Manyame catchment - Zimbabwe.
- 61 Behzad Koucheiki (1995)
Älvtemperaturers variationer i Sverige under en tioårsperiod.
- 62 Svenskt Vattenarkiv (1995)
Sänkta och torrlagda sjöar.
- 63 Malin Kanth (1995)
Hydrokemi i fältforskningsområden.
- 64 Mikael Sundby, Rikard Lidén , Nils Sjödin, Helmer Rodriguez, Enrique Aranibar (1995)
Hydrometeorological Monitoring and Modelling for Water Resources Development and Hydropower Optimisation in Bolivia.
- 65 Maja Brandt, Kurt Ehlert (1996)
Avrinningen från Sverige till omgivande hav.
- 66 Sten Lindell, Håkan Sanner, Irena Nikolushkina, Inita Stikute (1996)
Application of the integrated hydrological modelling system IHMS-HBV to pilot basin in Latvia
- 67 Sten Lindell, Bengt Carlsson, Håkan Sanner, Alvina Reihan, Rimma Vedom (1996)
Application of the integrated hydrological modelling system IHMS-HBV to pilot basin in Estonia
- 68 Sara Larsson, Rikard Lidén (1996)
Stationstäthet och hydrologiska prognoser.

- 69 Maja Brandt (1996)
Sedimenttransport i svenska vattendrag
exempel från 1967-1994.
- 70 Svenskt Vattenarkiv (1996)
Avrinningsområden i Sverige. Del 4.
Vattendrag till Västerhavet.
- 71 Svenskt Vattenarkiv (1996)
Svenskt sjöregister. 2 delar
- 72 Sten Lindell, Lars O Ericsson, Håkan Sanner,
Karin Göransson SMHI
Malgorzata Mierkiewicz , Andrzej
Kadlubowski, IMGW (1997)
Integrated Hydrological Monitoring and
Forecasting System for the Vistula River
Basin. Final report.
- 73 Maja Brandt, Gun Grahn (1998)
Avdunstning och avrinningskoefficient i
Sverige 1961-1990. Beräkningar med HBV-
modellen.
- 74 Anna Eklund (1998)
Vattentemperaturer i sjöar, sommar och vinter
- resultat från SMHIs mätningar.
- 75 Barbro Johansson, Magnus Edström, Katarina
Losjö och Sten Bergström (1998)
Analys och beräkning av
snösmältningsförlopp.
- 76 Anna Eklund (1998)
Istjocklek på sjöar.
- 77 Björn Bringfelt (1998)
An evapotranspiration model using SYNOP
weather observations in the Penman-Monteith
equation
- 78 Svenskt Vattenarkiv (1998)
Avrinningsområden i Sverige. Del 2
Vattendrag till Bottenhavet.
- 79 Maja Brandt, Anna Eklund (1999)
Snöns vatteninnehåll Modellberäkningar
och statistik för Sverige
- 80 Bengt Carlsson (1999)
Some facts about the Torne and Kalix
River Basins.
A contribution to the NEWBALTIC II
workshop in Abisko June 1999.
- 81 Anna Eklund (1999)
Isläggning och islossning i svenska sjöar.
- 82 Svenskt Vattenarkiv (2000)
Avrinningsområden i Sverige. Del 1.
Vattendrag till Bottenviken.
- 83 Anna Eklund, Marie Gardelin, Anders
Lindroth (2000)
Vinteravdunstning i HBV-modellen -
jämförelse med mätdata
- 84 Göran Lindström, Mikael Ottosson Löfvenius
(2000)
Tjäle och avrinning i Svartberget – studier
med HBV-modellen
- 85 Bengt Carlsson och Göran Lindström (2001)
HBV-modellen och flödesprognoser
- 86 Josef Källgården (2001)
Snow distribution in a mountainous region.
A remote sensing study.
- 87 Johan Andréasson, Anders Gyllander, Barbro
Johansson, Josef Källgården, Sten Lindell,
Judith Olofsson, Angela Lundberg (2001)
Snötaxering med georadar - Bättre
vårflödesprognoser med HBV-modellen?
- 88 Deliang Chen, Barbro Johansson (2003)
Temperaturens höjdberoende – En studie i
Indalsälvens avrinningsområde.
- 89 Agne Lärke, Håkan Sanner, Anna Johnell
(2003)
Utvärdering av SMHI:s prognos- och
varningstjänsts verksamhet under flödena
januari t o m mars 2002 i sydvästra Sverige
- 90 Barbro Johansson, Johan Andreasson och
Johan Jansson (2003)
Satellite data on snow cover in the HBV
model. Method development and evaluation
- 91 Charlotta Pers (2003)
BIOLA – BIOgeochemical LAke Model
Manual
- 92 Carl Granström (2003)
Utvärdering av SMHIs prognos- och
varningstjänsts verksamhet under flödet i
området runt Emån juli 2003
- 93 Carl Granström (2003)
Modell för prognos av tidpunkt och karaktär
för islossningen i Torne älv.

- 94 Maja Brandt och Gun Grahm, SMHI.
Erik Årnfelt och Niclas Bäckman,
Länsstyrelsen Östergötland (2004)
Anpassning av TRK-systemet från nationell
till regional nivå samt scenarioräkningar
för kväve – Tester för Motala Ström
- 95 Carl Granström (2004)
Utvärdering av SMHIs hydrologiska
prognos- och varningstjänst under flödet i
södra Lappland juli 2004.
- 96 Carl Granström (2004)
Utvärdering av SMHIs hydrologiska
prognos- och varningstjänst under flödet i
Småland juli 2004.
- 97 Carl Granström (2004)
Utvärdering av SMHIs hydrologiska
prognos- och varningstjänst under flödet i
nordvästra Lappland juli 2004.
- 98 Tahsin Yacoub, Ylwa Westman, Håkan
Sanner, Bernth Samuelsson (2005)
Detaljerad översvämningsskarta för
Eskilstunaån. Ett projekt inom KRIS-GIS
- 99 Carl Granström (2005)
Utvärdering av SMHIs hydrologiska
prognos- och varningstjänst under våfloden i
fjällen juni 2005
- 100 Tahsin Yacoub , Håkan Sanner (2006)
Vattenståndsprognoser baserade på
översiktlig kartering. En fallstudie.
- 101 Göran Lindström (2006)
Regional kalibrering av HBV-modellen
- 102 Kurt Ehlert (2006)
Svenskt Vattendragsregister
- 103 Charlotta Pers (2007)
HBV-NP Model Manual



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