



SIMULERING AV VÅRFLÖDEN MED HBV-MODELLEN

Erik Arnér

Projektet är finansierat av
Vattenregleringsföretagens Samarbetsorgan (VASO)

SIMULERING AV VÅRFLÖDEN MED HBV-MODELLEN

Erik Arnér

FÖRORD

Föreliggande rapport är ett examensarbete som genomförts på Institutionen för Vattenbyggnad på KTH i Stockholm i samarbete med SMHI. Arbetet ingår i det av Vattenregleringsföretagens Samarbetsorgan (VASO) finansierade projektet Vårflodens start.

Ett stort tack till min handledare Joakim Harlin, SMHI, för att han har ställt upp och för all den hjälp han har gett mig under arbetets gång. Utan den av honom utvecklade metoden för automatisk kalibrering skulle detta arbete ha försvårats, och antalet undersökningar av den nya modellen ha minskat. Jag vill också tacka alla andra som på ett eller annat sätt varit mig behjälplig vid utarbetandet av denna rapport. Gun Grahn som hjälpte till med att skaffa fram temperaturdata, Martin Häggström som medverkade i valet av lämpliga försöksområden och kom med intressanta synpunkter på arbetet, Magnus Persson som förklarade en del programrader i HBV-koden, Haldo Vedin som har svarat på frågor om de använda temperaturstationerna, Vera Kuylensstierna som gett en del kommentarer om layouten i denna rapport och lärt mig några finesser i ordbehandlingssystemet, Svante Lindblad och Ann-Margareth Holst som har hjälpt till med bilderna, Sten Bergström som har gett en del synpunkter på projektet och tips på rapportens utformning, Maja Brandt som har granskat kapitlen 5 till 7 och stått ut med att jag har använt hennes dator, och slutligen Hans Bergh som har varit min handledare på KTH.

Norrköping, mars 1991.

SUMMARY

Title: Simulation of Snowmelt-Runoff with the HBV-model.

In order to improve the HBV-models ability to forecast the start of the spring flood, a degree-day model which uses the daily extreme temperatures to calculate snow accumulation and snowmelt was tested. The temperatures each day were assumed to vary linearly between the daily maximum and the daily minimum temperature. Precipitation was distributed within each timestep as rain and snow according to the time the temperature had been on either side of a threshold temperature. Snow accumulation and snowmelt were calculated separately during timesteps where the extreme temperatures enclosed the threshold temperature. The simulation results were compared to those obtained by the original HBV-model, which uses the daily mean temperatures only. Six Swedish basins with different size and climate were selected, and totally 88 years were simulated and analyzed.

The results showed that the new model improved the predictions of the start of the spring flood a bit, but on the other hand it yielded lower values of the efficiency criterion, the R^2 -value. The results varied between the examined basins, but altogether the performance of the new model was as good as the performance of the original HBV-model, and the models were considered equivalent.

A test of the influence of the refreezing parameter in the new model was done in two small basins. The refreezing parameter was changed in steps from 0.00 to 0.21, and at each step the other snow parameters were recalibrated. It was found that the value of the refreezing parameter can have some influence, but the most important is that it exists so the snow is dry then the melting starts in spring. The amount of refreezing water can to some extent be controlled by other parameters in the model.

In one of the basins the effect of the quality of used temperature data in the models was tested. This was done by running the models with data from one station at a time. Temperature data from three stations were used, and for every new station the snow parameters were recalibrated. It was noted that the simulation results were changed as much when the used temperature station was changed as when the model was changed. The results indicated that the new model was more dependant on accurate temperature data than the original HBV-model.

The POC automatic calibration method (Harlin, 1991) has been used in this project, and almost 50 calibrations have been made. The experience of this new method was good.

The report includes a description of the HBV-model and a literature review on modeling snowmelt-runoff.

SAMMANFATTNING

För att förbättra HBV-modellens snörutin, och i synnerhet dess prognoser över vårflodens start, prövas en graddagmetod som använder sig av dygnets extremtemperaturer för att beräkna snöackumulation och snösmältning. Temperaturen under dygnet antas variera linjärt mellan maximum- och minimumtemperaturen, och nederbörden fördelas på regn och snö i förhållande till den tid som temperaturen varit över respektive under en tröskeltemperatur. Snöackumulering och snösmältning beräknas separat under de tidssteg då tröskeltemperaturen ligger inom dygnets temperaturintervall. Resultaten från simuleringarna jämförs med resultaten från den ursprungliga HBV-modellen, vilken endast använder dygnsmedeltemperaturen. Sex svenska avrinningsområden med varierande storlek och klimat undersöks, och sammanlagt 88 år simuleras och jämförs.

Det konstateras att den nya modellen ger något bättre simulering av flödet vid vårflodens start för de undersökta områdena, men att den samtidigt ger något sämre värden på den förklarade variansen, R^2 -värdet. Detta resultat är inte generellt för alla områdena, men sammantaget bedöms det att de båda modellerna är i stort sett likvärdiga.

Återfrysningsfaktorns betydelse i den nya modellen prövas i två små områden för att se om dess storlek har någon inverkan på resultatet. Den varierar stegvis från 0.00 upp till 0.21, och för varje steg kalibreras de andra snöparametrarna om. Det konstateras att det värde som återfrysningsfaktorn har kan ha en viss betydelse, men det viktigaste är att den finns så att snön är torr då smältningen börjar på våren. Återfrysningens storlek kan till en del regleras av andra parametrar.

I ett område undersöks den roll som kvaliteten på temperaturdata har i de båda modellerna, genom att temperaturdata från en klimatstation i taget används. Indata från tre olika stationer används och för varje station kalibreras snöparametrarna om. Resultaten visar att simuleringsresultaten förändras ungefär lika mycket då temperaturstation byts som då man byter modell. De indikerar också att den nya modellen är mer beroende av representativa temperaturdata än den vanliga HBV-modellen.

Den automatiska kalibreringsmetoden utvecklad av Harlin 1991 har använts genomgående i detta arbete, och totalt har nästan 50 kalibreringar utförts. Erfarenheterna från denna nya metod är goda.

Rapporten innehåller också en beskrivning av HBV-modellen och en litteraturgenomgång inom området snömodellering.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	Sida
1 Bakgrund	1
2 Syfte	3
3 Hydrologiska avrinningsmodeller	4
4 HBV-modellens uppbyggnad	6
4.1 Uppdelning av avrinningsområdet	6
4.2 Behandling av indata	7
4.3 Snörutinen	8
4.4 Markvattenzonen	9
4.5 Responsfunktionen	11
4.6 Dämpning av flödet	12
4.7 Kalibrering	13
4.8 Prognoser	15
5 Snömodeller	16
5.1 Energibalansmetoder	16
5.2 Graddagmetoder	17
6 Snömängd och snöfördelning	22
6.1 Snömätningar	22
6.1.1 Regnmätare	22
6.1.2 Markbaserade mätningar	23
6.1.3 Snötaxeringar	23
6.1.4 Georadar	23
6.1.5 Gammastrålningsmetoden	24
6.1.6 Väderradar	25
6.1.7 Satellitbilder	25
6.2 Snöfördelning	25
7 Vissa fysikaliska processers behandling i snömodeller	28
7.1 Skog	28
7.2 Avdunstning från snön	29
7.3 Snöns vattenhållande förmåga	29
7.4 Återfrysning av smältvatten	30
7.5 Regn på snö	31
7.6 Smältning underifrån	32
7.7 Barmark	32
7.8 Tjälad mark	33
7.9 Fördröjd smältvattenavrinning	33
8 Metodik och val av områden	35
8.1 Använda snörutiner	35
8.2 Modellkalibrering	36
8.3 Valda områden	36
8.4 Kriterier för bestämning av vårflodens start	39

9	Resultat och tolkningar	41
9.1	Storsjön	41
9.2	Gimdalsbyn	43
9.3	Ljusnedal	45
9.4	Svegssjön	47
9.5	Stadarforsen	49
9.6	Krokfors kvarn	51
9.7	Parametrarnas värden	53
9.8	Resultatsammanställning	55
9.9	Återfrysningens faktorns roll i maxminmodellen	58
9.10	Byte av använd temperaturstation	63
10	Diskussion	65
11	Slutsatser	67
12	Referenser	68

1. BAKGRUND

Korrekt prognos av flödet i våra vattendrag är av största betydelse för vattenkraftbolagen. Speciellt viktigt är det att kunna förutsäga vårflodens volym och ankomsttid. En bra prognos innebär att kraftbolagen kan reglera sina magasin på ett mer ekonomiskt sätt, och att de slipper spilla vatten genom utskoven.

Ett sätt att bestämma tillrinningen till magasinen är att använda en hydrologisk modell som simulerar vattenflödet utifrån kända indata. Genom att använda meteorologiska prognoser eller statistiska metoder går det sedan att prognosticera flödet, och därmed ge en förvarning om när flödet kommer, och om dess storlek. Det har skapats en rad sådana modeller i världen de senaste 20 åren.

På SMHI utvecklades under 70-talets första hälft en hydrologisk avrinningsmodell, HBV-modellen (Bergström, 1976). Den använder sig av nederbörd och temperatur samt av uppskattade värden på den potentiella evapotranspirationen som indata. Den har varit i operationellt bruk sedan mitten av 70-talet och används numera för prognoser i flertalet av de större svenska vattendragen. Modellen är även i bruk i Norge samt i en något modifierad version i Finland. Den har använts vid flera utlandsprojekt i såväl subtropiska som i tropiska klimat, och den har visat sig fungera väl även där, trots att modellen från början utvecklades för skandinaviska avrinningsområden. Med tiden har HBV-modellen fått allt fler användningsområden, och den används nu t ex till att beräkna dimensionerande flöde för dammar, och i en modifierad version (PULS), för att beräkna kväveläckage och metalltransporter till vattendrag.

Det har visat sig att HBV-modellen ibland missbedömer tidpunkten för vårflodens start. Kraftbolagen uppger att en förutsägelse som visar sig slå på två dagar när kan betraktas som en korrekt prognos. Det har dock förekommit att starten har felprognosticerats på upp till en månad, och att man därmed har slagit larm vid fel tidpunkt. Dessa prognosmissar skulle kunna bero på dålig indata, men det kan även bero på att den hydrologiska modellen inte är tillräckligt bra.

På SMHI satte man i början av 1990 igång ett projekt, på uppdrag av Vattenregleringsföretagens Samarbetsorgan (VASO), för att försöka komma till rätta med detta problem. Under sommaren prövades en idé som innebar att man skulle använda små, lågt belägna vattendrag med snabba reaktionstider, som indikatorer på när vårfloden kommer igång i de större och långsammare systemen (Sannebjörk och Harlin, 1990). Detta visade sig dock inte leda till någon förbättring, dels för att det var svårt att hitta lämpliga indikatorområden och startkriterier, dels för att det till stor del är den kommande väderutvecklingen som avgör hur vårfloden skall utvecklas, och det är betydligt enklare att ta hänsyn till denna i HBV-modellen.

Det gjordes också ett försök att ändra HBV-modellens snörutin. Idag används endast dygnsmedeltemperaturen för att beräkna snöackumulation och snösmältning. I ett försök att ta fler variabler i beaktande utfördes en mer fullständig energibalansberäkning på snötäcket, där förutom lufttemperaturen även faktorer som vind, långvågig och kortvågig strålning med mera, togs i beaktande (Andersson, 1990). En liten förbättring av flödes-simuleringarna under vårflodens början påvisades. Förbättringen gällde främst år då

vindhastigheterna låg över det normala. Den var dock så liten att den inte kunde motivera ett modellbyte.

En större förbättring fick man med en rutin som, istället för dygnsmedeltemperaturen, använde dygnets maximum- och minimumtemperaturer för att beräkna snöackumulation och snösmältning (Andersson, 1990). Den fysikaliska förklaringen till denna förbättring bedömdes vara att det är vanligt med dagar då snön enbart smälter under en viss del av dygnet under avsmältningsperiodens inledning. Detta är speciellt vanligt vid molnfria dygn med höga strålningsutbyten.

På grund av att det testade materialet var litet ansågs det att ytterligare försök var nödvändiga innan den nya snörutinen implementerades i HBV-modellen. Det är dessa undersökningar som den här rapporten behandlar.

2. SYFTE

Syftet med denna rapport är att undersöka om det går att förbättra HBV-modellens snörutin, så att vårflodens start kan förutsägas säkrare än vad den kan göras idag, genom att använda dygnets extremtemperaturer istället för dygnsmedeltemperaturen som indata.

Vid det tidigare nämnda försöket undersöktes främst om själva vårflodsstarten kunde beräknas säkrare. Avsikten är att nu också undersöka hur simuleringen förändras under hela snösäsongen, inte minst i samband med tillfälliga smältperioder under vintern.

Eftersom detta projekt avrapporteras i form av ett examensarbete, beskrivs HBV-modellen och dess uppbyggnad, samt ges en litteraturgenomgång om snömodellering.

3. HYDROLOGISKA AVRINNINGSMODELLER

Utvecklingen på datorområdet de senaste decennierna har inneburit att möjligheterna att beskriva det hydrologiska kretsloppet med hjälp av matematiska modeller har ökat högst väsentligt. På basis av meteorologiska data och kännedom om avrinningsområdets fysiska och hydrologiska utseende går det att beräkna vattenföringen i vattendragen. Dessa modeller innehåller rutiner för beräkning av snöackumulation och snösmältning, avdunstning, markfuktighet och avrinning.

De modeller som har utvecklats är av mycket varierande detaljeringsgrad och har olika krav på indata och datorkapacitet. De kan klassificeras på en rad olika sätt. Följande framställning kommer i huvudsak att följa den uppdelning som WMO (1986) har gjort.

Först och främst kan modellerna delas upp i sina två huvudbeståndsdelar, en snösmältningsdel och en avrinningsdel. Snösmältningsdelen simulerar de processer som uppträder i samband med snöackumulation och snösmältning, medan avrinningsdelen använder snösmältning och regn som indata och från dessa beräknar avrinningen.

Modellerna kan vidare delas upp i klumpmodeller och fördelade modeller. Klumpmodeller har ingen areell uppdelning av området, utan använder en uppsättning parametrar för att beskriva det fysiska och hydrologiska utseendet av området, dvs modellen beskriver området som om det skulle vara homogent. Fördelade modeller delar däremot upp området i delområden efter exempelvis höjd, vegetation, jordart eller lutning.

Modellerna delas också upp utifrån hur pass stor hänsyn de tar till de fysikaliska processerna i sina beräkningar. I en så kallad black-box-modell används empiriskt kända samband mellan indata och utdata för varje enskilt område för att beräkna avrinningen. Man gör inga försök att beskriva de fysikaliska och hydrologiska processer som ligger bakom sambanden. Det innebär att en black-box-modell måste vara specialgjord för varje avrinningsområde för att kunna fungera.

Motsatsen till en black-box-modell är en fysikalisk matematisk modell, vilken försöker beskriva de verkliga förloppen så exakt som möjligt. Även i de mest avancerade fysikaliska modellerna tvingas man emellertid att göra förenklingar och generaliseringar i beräkningarna. Detta innebär att vissa empiriska samband måste användas och att man får en del beräkningsparametrar som måste anpassas innan modellen kan användas i ett nytt område. Ett par problem med dessa modeller är deras komplexa uppbyggnad och deras stora indatabehov. De kräver också kraftfulla datorer för att beräkningstiden ej ska bli för lång.

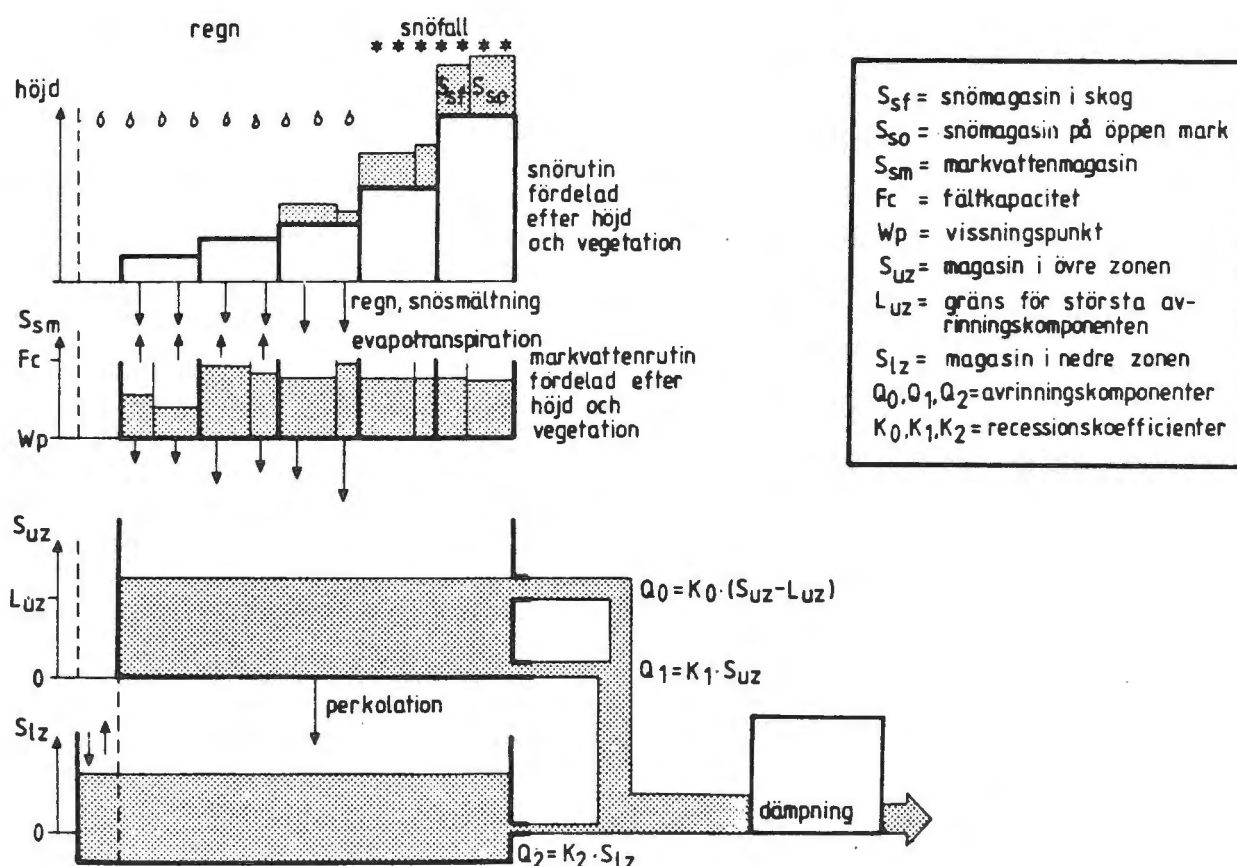
Ett mellanting mellan de båda ytterligheterna är de så kallade begreppsmässiga modellerna. Med en begreppsmässig modell menas en modell som tar hänsyn till en del fysikaliska fakta, men ej försöker ge en fullständig fysikalisk beskrivning av det faktiska förloppet. Det innebär att de viktigaste avrinningsbildande processerna är beskrivna med empiriska samband mellan uppmätta indata och erhållna utdata för avrinningsområdet. Därför har de ett antal beräkningsparametrar, vanligtvis 10 till 15 stycken, som måste optimeras för varje nytt område, men modellen kan ändå ganska enkelt överföras till nya områden.

Avrinningsmodeller kan också delas upp efter sitt syfte. Några av de vanligaste tillämpningarna kan nämnas. En del modeller, som exempelvis HBV-modellen, har utvecklats för att kunna prognosticera tillrinningen till regleringsmagasin för vattenkraftsproduktion. Modeller kan också användas för att ge förvarningar i översvämningsområden, eller för att prognosticera tillgängligt yt- eller grundvatten för vattenförsörjning och konstbevattning. Andra modeller har utvecklats för att kunna simulera spridningsförlopp i naturen, t ex närsaltläckage från jordbruk. Urbana modeller beskriver avrinning i tätorter för att man ska kunna vidta åtgärder så att det ej blir översvämning i avloppsnäten, på grund av för mycket dagvatten.

4. HBV-MODELLENS UPPBYGGNAD

Under 1970-talets första hälft utvecklades HBV-modellen av Sten Bergström på SMHI (Bergström, 1976) (figur 1). Det är en fördelad begreppsmässig avrinningsmodell som tillkom för att man ville kunna prognosticera flödena i de utbyggda älvarna på ett säkrare sätt än hittills, då man ej hade haft tillgång till datorer. Idén var att man skulle ha en enkel modell så att man kunde klara sig med de indata som fanns tillgängliga från de befintliga klimatstationerna. Då man där ofta inte mäter något annat än nederbörd och temperatur, har man begränsat sig till att bara använda dessa samt uppskattade, månatliga värden på den potentiella evapotranspirationen som indata. Från de värdena beräknas sedan snöackumulation, snösmältning, avdunstning, markfuktighet med mera, samt avrinningen från området.

Fördelen med en förhållandevis enkel modell som HBV-modellen, är att den kräver lite indata och att den inte är så komplicerad att den blir svår att överblicka. Den kräver inte heller så stor datorkapacitet, vilket betyder att beräkningarna går snabbt och att man kan använda vanliga persondatorer. Dessutom är det ofta svårt att visa på någon signifikant förbättring av simuleringarna om man använder en mer komplicerad modell. Å andra sidan kräver en enkel modell i allmänhet fler parametrar som måste kalibreras då modellen ska anpassas till ett nytt område.



Figur 1. HBV-modellens grundstruktur.

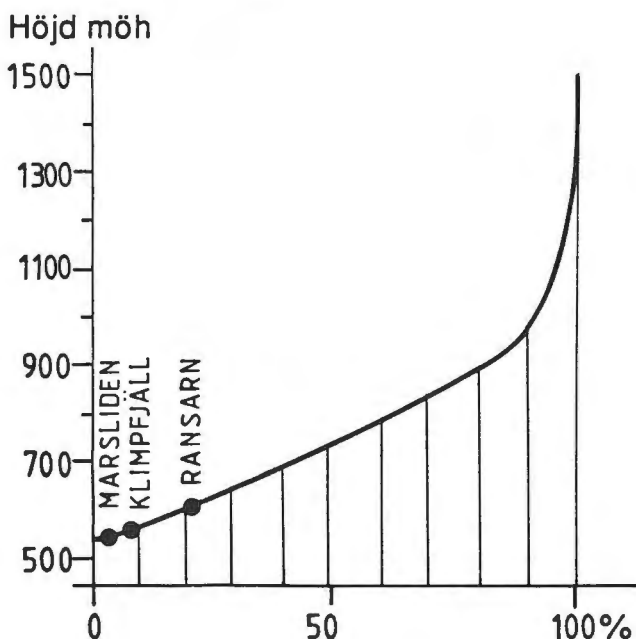
4.1 Uppdelning av avrinningsområdet

I modellen uppdelas varje avrinningsområde i olika höjdzoner på grundval av områdets hypsografiska kurva (figur 2). Alla höjdzoner antas vara lika stora till ytan, vilket innebär att höjdfördelningen i modellen blir trappstegsformad. Varje höjdzon kan sedan delas upp i två olika vegetationszoner, vilka i Sverige brukar få representera skog och öppen mark, eller i fjällområden skog och kalfjäll. För varje höjdzon beräknas sedan utifrån erhållna indata korrigerade värden på nederbörd och temperatur.

PC-versionen av modellen klarar idag upp till 20 höjdzoner per delområde, men vanligtvis brukar man använda ett mindre antal. Åtta till tio stycken är vanligt för avrinningsområden i de svenska fjällen.

I områden som till sin karaktär är heterogena kan det vara svårt att få god modellprestanda om det får samma parametervärden i hela området. För den skull så finns det i modellen en möjlighet att dela upp områden i flera delområden, vilka i sin tur delas upp i höjdzoner och vegetationszoner. Varje delområde kan sedan få individuella parametervärden. I sjörika områden dras delområdesgränserna vid sjöutloppen och sjöarnas dynamik simuleras genom en separat magasinerings- och avbördningsberäkning.

Modellens tidssteg är vanligtvis ett dygn, men det är också möjligt att använda kortare steg om det skulle behövas. Dygnet räknas normalt från 07⁰⁰ till 07⁰⁰ dagen efter, vid svenska tillämpningar.



Figur 2.
Den hypsografiska kurvan
och klimatstationernas lägen
i Kultsjöns avrinningsområde.

4.2 Behandling av indata

Enligt en internationell överenskommelse görs meteorologiska mätningar var tredje timme dygnet runt vid de så kallade synoptiska (samtidiga) klimatstationerna. Vid dessa

stationer har man ett omfattande mätprogram, och där inhämtas bland annat uppgifter om nederbörd, temperatur, vind, molnighet, snödjup och luftfuktighet. I Sverige finns det för närvarande omkring 150 sådana stationer. Dessutom har det upprättats ett stort antal klimatstationer där man i regel gör samma observationer som vid de synoptiska stationerna men endast tre gånger per dygn. Vid en del små klimatstationer förekommer endast mätningar av temperatur och nederbörd, och en del mäter bara nederbörd. Sammanlagt så finns det i Sverige omkring 800 klimatstationer, vilket internationellt sett är ett ganska glest nät.

Om den använda klimatstationens elevation skiljer sig från höjdzonens, så måste de uppmätta temperaturena och nederbördsmängderna korrigeras. Temperaturen antas sjunka med $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per hundra meters stigning, medan nederbörden vid samma stigning ökas med 10 till 20 procent, beroende på var i Sverige som avrinningsområdet är beläget. Det finns också en möjlighet att kompensera för systematiska mätfel eller dålig representativitet för de använda nederbördsstationerna genom att multiplicera den uppmätta nederbörden med en korrektionsfaktor.

Då man kommer över trädgränsen gäller inte det ovan nämnda sambandet mellan ökning i höjd och ökning av nederbörd. Om man ska modellera ett område med en stor andel kalfjäll, så brukar man anta att nederbörden ovan trädgränsen är lika stor som vid trädgränsen, vilket bättre stämmer med gjorda observationer.

Om indata tas från flera klimatstationer viktas dessa värden så att ett areellt medelvärde erhålls. I områden som är homogena kan viktningen göras med hjälp av Thiessen-polygoner, vilka utnyttjar mittpunktsnormalerna mellan stationerna som gränser för stationernas influensområde. I heterogena områden brukar det göras en viktning av nederbördsdata med hjälp av isohyetlinjer.

Vattenföringsmätningar sker på ungefär 400 platser i Sverige. De flesta av dessa utgörs av stationer där flödet mäts kontinuerligt. Mätningarna sker oftast indirekt genom att man på platsen mäter vattenstånd, och därifrån genom kända empiriska samband beräknar vattenflödet i punkten. Vid kraftstationer kan vattenföringen enkelt beräknas utifrån den alstrade effekten.

I modellen omräknas vattenföringen vid mätpunkterna till medelvärden över tidssteget.

4.3 Snörutinen

I Sverige används vanligen regnmätare för att mäta nederbörd i form av snö. Detta leder till att mätfelen kan bli stora, främst beroende på virveffekter kring mätarna då det blåser, vilket i sin tur leder till att de uppmätta snömängderna blir för små. För att kompensera för dessa fel multiplicerar man den uppmätta fasta nederbörden med en korrektionsfaktor, SFCF. I denna faktor inkluderas även de effekter som evapotranspirationen har under vintern, vilken då inte beaktas separat. Därför får skogsområden en lägre snöfallskorrektionsfaktor än övriga områden, eftersom interceptionen av snö i trädkronorna leder till en högre evapotranspiration.

Uppe på kalfjället ger dessutom vinden upphov till en betydande omlagring av nyfallen snö, vilket gör att snötäckets vattenekvivalent kommer att variera kraftigt inom området. I snösmältningens slutskede kommer det därför att finnas en del områden där snön ligger kvar samtidigt som det i övriga delar av samma höjdzon är barmark. För att kunna simulera avrinning från sådana områden kan varje höjdzon ovan trädgränsen uppdelas i två delar, där den ena delen, som omfattar en tredjedel av ytan, ges en högre snöfalls-korrektionsfaktor, så att den ska kunna representera områden med en högre snöackumulation. Den andra delen får då följaktligen ett lägre värde på snökorrektionsfaktorn och därav en mindre snömängd. Modellen tar ingen hänsyn till att vinden kan transportera snö mellan olika höjdzoner eller över avrinningsområdets gränser.

Nederbörden antas vara snö då lufttemperaturen sjunker under ett tröskelvärde, vilket ligger kring 0 °C. Det antas att snön börjar smälta då denna temperatur återigen överskrids. Modellens snösmältningsberäkning är baserad på en enkel graddagekvation, som lyder:

$$MELT = CFMAX \cdot (T - TT) \quad (4.1)$$

där

$MELT$ = snösmältning [mm/dygn],
 $CFMAX$ = graddagfaktorn [mm/(dygn °C)],
 T = dygnsmedeltemperaturen [°C],
 TT = tröskeltemperaturen [°C].

Graddagfaktorn sätts vanligtvis lägre för skogsområden än för öppen mark, beroende på att solstrålningen inte når ner till marken överallt i skog och att vindhastigheterna dämpas av träden. Vanliga värden på graddagfaktorn är i skog 1.5 till 3.0 mm/(dygn °C) och i öppen mark 2.5 till 5.0 mm/(dygn °C).

På grund av dess porositet kan snön hålla kvar en del regn- och smältvatten i sina porer. I modellen sätts denna vattenhållande förmåga till 10 procent av snöns egna vikt. Först då denna gräns överskrids kommer smältvatten att avrinna.

Om temperaturen återigen sjunker under tröskeltemperaturen antas det kvarhållna vattnet återfrysa enligt:

$$FREEZE = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T) \quad (4.2)$$

där

$FREEZE$ = återfrusen mängd vatten [mm/dygn],
 CFR = en återfrysningfaktor (= 0.05).

Av ekvationen följer att återfrysningens storlek är kopplad till graddagfaktorns storlek, på så sätt att områden med en högre graddagfaktor har en större återfrysning. En förklaring till detta är att dessa områden oftast har ett högre strålningsutbyte och att de ligger i mer vindutsatta lägen, vilket påverkar både smältningens och återfrysningens

storlek. Orsaken till att smältvattnet återfryser mycket långsammare än vad det bildas är snötäckets höga värmeisolerande förmåga och det faktum, att energi förs ner i snötäcket med det smältande vattnet.

Smältvatten som avrinner antas gå direkt ner i markvattenzonen. Det tas ingen hänsyn till den effekt som tjälad mark kan tänkas ha på avrinningen. Det har antagits att den effekten antingen är av mindre betydelse eller att den ingår i de befintliga fria parametrarna (Bergström, 1976).

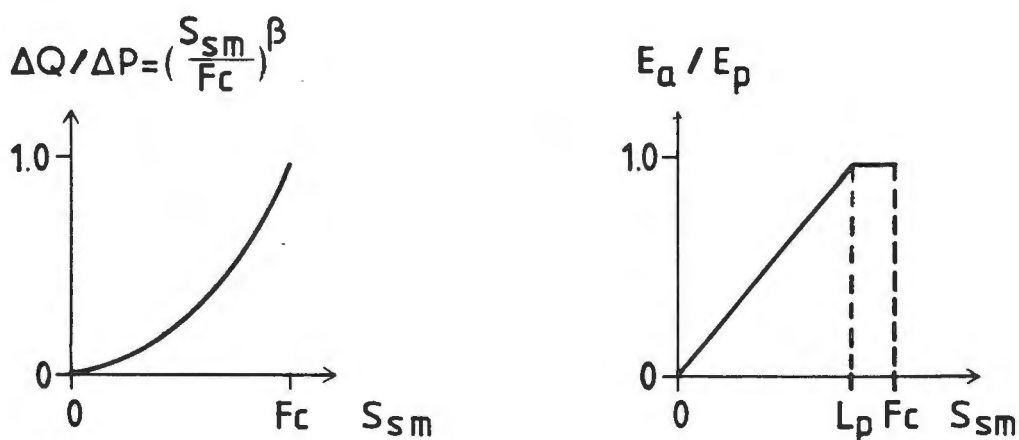
4.4 Markvattenzonen

Markvattenzonen i modellen kan liknas vid en vattenbehållare som är tom vid vissningsgränsen och fylld vid fältkapacitetsgränsen. Om behållaren är tom då det kommer ett regn så kommer nästan inget vatten att avrinna ur denna, och om behållaren är full så kommer allt ytterligare regn att avrinna från den. Då fyllnadsgraden ligger mellan dessa båda gränser så antas det att regn- och smältvatten avrinner enligt formel 4.3 och figur 3.

$$\frac{\Delta q}{\Delta P} = \left(\frac{S_{sm}}{F_c} \right)^\beta \quad (4.3)$$

där

$\Delta q / \Delta P$ = avrinning till den övre zonen i responsfunktionen under ett tidssteg,
 P = nederbörd eller snösmältning under ett tidssteg [mm/dygn],
 S_{sm} = beräknad mängd vatten i markvattenzonen [mm],
 F_c = fältkapacitetsgräns [mm],
 β = en empirisk koefficient.



Figur 3. Modellens markfuktighetsrutin.

Den potentiella evapotranspirationen åsätts i modellen ett genomsnittligt månatligt värde för varje avrinningsområde. Från detta värde beräknas sedan den verkliga evapotranspirationen för varje dygn enligt:

$$E_a = E_p, \quad \text{om } S_{sm} \geq L_p, \quad (4.4)$$

$$E_a = E_p \frac{S_{sm}}{L_p}, \quad \text{om } S_{sm} < L_p, \quad (4.5)$$

där

- E_a = beräknad evapotranspiration [mm/dygn],
- E_p = potentiell evapotranspiration [mm/dygn],
- L_p = den lägsta markfuktighetsgrad vid vilken den beräknade evapotranspirationen är lika stor som den potentiella [mm].

Om den potentiella evapotranspirationen varierar mellan modellens olika delområden, så är det möjligt att ge dessa olika stor evapotranspiration. Detta kan till exempel vara befogat om delområdena ligger olika högt.

4.5 Responsfunktionen

Funktionen består av en övre och en undre zon, vilka kan tänkas som två vattenbehållare (figur 1). Då vattnet lämnar markvattenzonen så kommer det att hamna i den övre zonen. Denna är gemensam för alla höjdzoner och vegetationszoner i delområdet. Så länge det finns vatten i denna övre zon så kommer vatten att perkolera ner till den undre zonen. Detta förlopp styrs i modellen av parametern *PERC*, vilken har enheten mm/dygn. Om allt vatten i den övre zonen inte hinner perkolera ner till den lägre zonen under ett tidssteg, så kommer vatten att börja avrinna genom ett dräneringshål i behållaren direkt till ett vattendrag enligt:

$$Q_1 = K_1 \cdot S_{uz}(t) \quad (4.6)$$

där

- Q_1 = en flödeskomponent [m^3/s],
- K_1 = en recessionskoefficient [m^2/s],
- $S_{uz}(t)$ = magasinsnivå i den övre zonen vid tiden t [m].

Om vattennivån i den övre zonen överstiger ett bestämt värde, L_{uz} , så kommer ytterligare ett dräneringshål att träda i funktion. Detta hål har man lagt till för att kunna beskriva de snabba avrinningsförlopp som sker i samband med stora regn och vid kraftig snösmältning. Ekvationen för detta lyder:

$$Q_0 = K_0 \cdot (S_{uz}(t) - L_{uz}) \quad (4.7)$$

där

- Q_0 = en flödeskomponent [m^3/s],
 K_0 = en recessionskoefficient [m^2/s],
 L_{uz} = den nivå på vilken det övre dräneringshållet ligger [m].

Den lägre zonen kan sägas representera grundvattenmagasin och sjöar. Behållaren erhåller vatten genom perkolation från den övre zonen. Den har ett dräneringshål som avbördar vatten enligt:

$$Q_2 = K_2 \cdot S_{lz}(t) \quad (4.8)$$

där

- Q_2 = en flödeskomponent [m^3/s],
 K_2 = en recessionskoefficient [m^2/s],
 $S_{lz}(t)$ = magasinering i den lägre zonen vid tiden t [m].

Detta flöde utgör områdets basflöde och är den ekvation som styr avrinningen under vinterperioden och under torra perioder.

I områden där en del av ytan täcks av sjöar eller vattendrag, så används den lägre zonen för att simulera den effekt som nederbörd och avdunstning över dessa ytor har. Nederbörd som faller däröver går i modellen direkt in i den lägre zonen. Det spelar därvidlag inte någon roll vilken form som nederbörden har, eftersom trycket av ett snötäcke på is kommer att ha samma inverkan på avbördningen som den vattenståndshöjning som ett direkt regn ger. Avdunstningen från sjön antas under den isfria perioden uppgå till den potentiella, men under vintern då sjön är isbelagd antas den upphöra helt. Ett standarddatum för sjöarnas isbeläggning används.

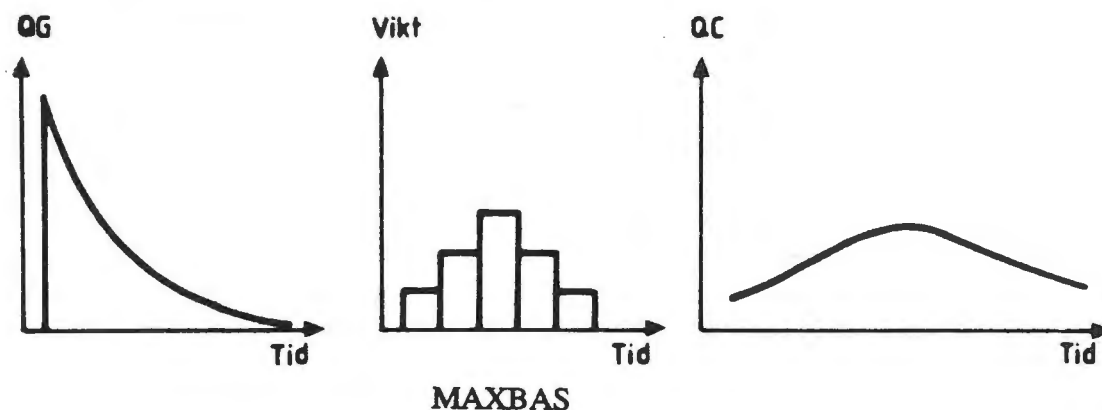
Den lägre zonen har ett så kallat dött magasin som ligger under dräneringshållet för att man ska kunna tillåta flödet att upphöra helt under torra perioder.

Den här uppbyggnaden av responsfunktionen innebär att flödet efter ett regn kommer att bli exponentiellt avklingande. Detta exponentiella förlopp stämmer väl med observerade avrinningar.

4.6 Dämpning av flödet

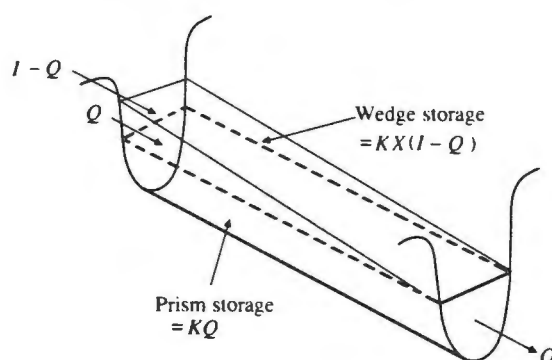
Vattnets transporttid, från att det har kommit ut i ett vattendrag till att det når den punkt där man vill ha reda på hur stort det är, tas i beaktande i en transformeringsfunktion (figur 4). Det vatten, som kommer ut långt upp i området har en avsevärt längre transporttid än det, som rinner ut i närheten av kalibreringspunkten. Transformeringsfunktionen tar hänsyn till detta genom att fördela flödet över ett antal dygn med hjälp av en

triangulär fördelning, där mittendagen får störst flöde. Antalet dygn som flödet fördelas över styrs av den fria parametern *MAXBAS*.



Figur 4. Den triangulära transformeringsfunktionen och dess effekt på vattenföringen.

Det är också möjligt att, istället för den triangulära fördelningen av flödet, beräkna den hydrauliska dämpningen av flödet med Muskingum's funktion. Denna metod bygger på en uppdelning av vattenvolymen längs en älvsträcka i två delar (figur 5).



Figur 5.
Tänkt uppdelning av älvsträckan vid tillämpning av Muskingum's funktion. Källa: Chow et al., 1988.

Dessa kan ses som två geometriska figurer, en prismatisk underst, som motsvarar den volym som bildas av sträckans längd och den minsta tvärsektionen längs kanalen, och en kilformad överst, vilken representerar den ökning eller minskning i flödet som förekommer längs sträckan. Den totala lagringen längs sträckan kan då skrivas:

$$S = K \cdot Q_{ut} + K \cdot X \cdot (Q_{in} - Q_{ut}) \quad (4.9)$$

där

- S = den totala lagringen längs kanalsträckan [m^3],
- K = en proportionalitetskonstant [s],
- Q_{ut} = utflödet från sträckan [m^3/s],
- X = en faktor vars värde beror på kilens form,
- Q_{in} = inflödet till kanalsträckan [m^3/s].

Man kan sedan ur ekvation (4.9) och ett kontinuitetssamband enkelt härleda ett uttryck som ger det utgående flödet.

4.7 Kalibrering

För att man ska kunna tillämpa modellen på ett avrinningsområde så krävs det att modellens parametrar anpassas till området. En del av modellparametrarna beskriver områdets fysiska och klimatologiska egenskaper och åsätts därför bestämda värden, till exempel den parameter som bestämmer nederbördsökning per 100 meters stigning. Samma sak gäller en del av de hydrologiska parametrarna som till exempel återfrysningensfaktorn, vilken har bedömts variera lite mellan olika områden. De övriga hydrologiska parametrarna måste kalibreras så att modellen kan beskriva områdets dynamik på ett acceptabelt sätt.

Kalibreringen går till så att man provar olika parametervärden på avrinningsområdet genom att upprepade gånger provköra modellen med gissade värden på parametrarna samt med uppmätta temperatur- och nederbördsdata från tidigare år, tills man har hittat en parameteruppsättning som ger en optimal anpassning mellan uppmätt och beräknad avrinning. För att klara detta krävs det att man har indata från ett visst antal tidigare år, normalt brukar åtta till tio år räcka.

Om det finns data från många år så brukar man kalibrera modellen på mellan fyra och åtta år, och sedan använda de återstående åren som en oberoende period, för att se om kalibreringen är godkänd. Om man har data från så få år att man ej får en verifikationsperiod över, så finns det en viss risk att man överanpassar parametrarna till kalibreringsperioden. Detta kommer då inte att upptäckas förrän det märks att prognosema slår fel.

Tidigare har man kalibrerat modellen manuellt, vilket är ett tålamodsprövande och långsamt arbete som kräver van personal. Nu har det utvecklats ett programpaket för automatisk kalibrering av HBV-modellen (Harlin, 1991), som börjar tas i bruk vid SMHI, även om manuell kalibrering ännu förekommer.

Normalt brukar man kalibrera tolv olika parametrar i varje delområde varav tre i snörutinen ($SFCF$, $CFMAX$ och TT), tre i markrutinen (F_c , L_p och β), fem i responsfunktionen (K_0 , K_1 , K_2 , $PERC$ och L_{wz}) och en i transformeringen ($MAXBAS$).

De kriterier som används för att avgöra om en uppsättning parametrar är bättre än en annan vid manuell kalibrering är:

- 1) Visuellt kontroll av överensstämmelsen mellan uppmätt hydrograf och beräknad hydrograf.
- 2) Den ackumulerade differensen mellan uppmätt och beräknat flöde. Om man får en genomgående större avrinning än den uppmätta, så kan det bero på att man har över-skattat nederbördens storlek eller att evapotranspirationen är för liten i modellen.

3) Den förklarade variansen som skrivs:

$$R^2 = \frac{\sum (Q_{OBS} - \overline{Q_{OBS}})^2 - \sum (Q_{COMP} - Q_{OBS})^2}{\sum (Q_{OBS} - \overline{Q_{OBS}})^2} \quad (4.10)$$

där

Q_{OBS} = observerad vattenföring,
 Q_{COMP} = beräknad vattenföring,
 $\overline{Q_{OBS}}$ = observerad medelvattenföring.

Som synes blir $R^2 = 1$ då det uppmätta och det beräknade flödet är exakt lika. Om $R^2 = 0$ innebär det att det beräknade flödet inte är en bättre uppskattning av den uppmätta än om man skulle ha antagit att det är lika med medelflödet. Vid en godkänd kalibrering så brukar vanligen R^2 hamna mellan 0.75 och 0.95.

Vid automatisk kalibrering uppdelas kalibreringsperioden i delperioder. Parametrarna kalibreras sedan endast på de perioder där de har någon relevans. Exempelvis kalibreras graddagfaktorn CFMAX endast på större smältperioder, dvs i Norrland endast på vårfloderna. Genom uppdelningen i delperioder finns möjligheten att använda olika kriterier för olika parametrar, vilket stämmer väl med de metoder som används vid manuell kalibrering.

Den automatiska kalibreringen har visat sig ge lika bra resultat jämfört med manuell kalibrering (Harlin, 1991).

4.8 Prognoser

För att man ska kunna göra prognoser så måste modellen köras fram till dagen före den första dagen i prognosperioden, så att starttillståndet blir riktigt. Om man då skulle märka att skillnaden mellan beräknad och observerad avrinning blir betydande, så krävs det en uppdatering av modellen så att ett riktigt starttillstånd fås. Det finns speciella program som är framtagna för att göra detta. Den vanligaste metoden är att korrigera temperatur- eller nederbördsdata från de tidigare dyggen, så att förändringarna i snömagasinet och markfuktigheten stämmer bättre med den observerade avrinningen.

Man brukar göra två olika sorters prognoser, dels korttidsprognoser på fem till tio dygn, vilka grundar sig på de meteorologiska väderprognoseerna, och dels långtidsprognoser på en till tre månader till vilka meteorologiska data från tidigare år används. I det senare fallet används årets snötäcke kombinerat med temperatur- och nederbördsdata från de föregående 10 till 20 åren, och man erhåller då en fördelning över möjliga avrinningsförlopp och vårflodsvolymer.

5. SNÖMODELLER

Att beräkna avrinning från snösmältning är kanske den svåraste och beräkningstekniskt mest komplicerade delen av en avrinningsmodell. Därför har det ägnats mycket tid åt att förstå de processer som ligger till grund för den, och att utveckla beräkningsmetoder för att kunna modellera smältvattenavrinningen. Snöberäkningarna är dessutom starkt beroende av hur terrängen är beskriven i modellen. De beräkningsmetoder som finns kan indelas i två huvudgrupper, de mer fysikaliskt riktiga energibalansmodellerna och de så kallade graddagmetoderna.

5.1 Energibalansmetoder

Ett fysikaliskt riktigt sätt att beskriva snösmältningen är att utföra en total energiberäkning på snötäcket. Den allmänna ekvationen lyder:

$$W_t = W_{SW} + W_{LW} + W_C + W_L + W_G + W_P + W_M \quad (5.1)$$

där

- W_t = förändring av snötäckets energiinnehåll,
- W_{SW} = absorberad kortvågig strålning,
- W_{LW} = långvågig nettostrålning,
- W_C = konvektivt värmefflöde,
- W_L = latent värmefflöde genom kondensation och avdunstning,
- W_G = värmeutbyte med marken,
- W_P = värmetillskott från nederbörd,
- W_M = frigjord energi genom återfrysning av vatten i snötäcket.

Ekvation (5.1) ställer dock stora krav på indata. Det kravet är speciellt svårt att uppfylla om den ska användas i en areell snösmältningsmodell, då det oftast bara finns tillgång till data från punktmätningar, och en del variabler, exempelvis vindhastigheten, kan variera kraftigt över området. Dessutom är vissa fysikaliska processer komplicerade och svåra att mäta. Detta har lett till att ekvation (5.1) har förenklats en del i de energibalansmodeller som finns.

Vid en rad mätningar har det framkommit att de viktigaste energikällorna för snösmältning är nettostrålningen, det konvektiva värmefflödet, som är beroende av vindhastigheten, och värmefflödet på grund av avdunstning och kondensation på snön (se t ex sammanställning av Kuusisto 1984). De förenklade energibalansmetoderna brukar endast beräkna någon eller några av dessa faktorer på ett någorlunda fysikaliskt riktigt sett, och sedan räkna ut det övriga energiutbytet indirekt med hjälp av empiriska formler.

Många försök har gjorts för att bygga upp areella energibalansmodeller, men få har lyckats åstadkomma ett bättre resultat med dessa än vad de har fått då de har använt sig av enklare modeller. En förklaring till detta kan vara energibalansmodellernas större krav på indata. Alla indata innehåller fel, i synnerhet då de ska utvidgas från att gälla för en mätpunkt till att gälla för ett helt avrinningsområde, och felen kommer att uppförstoras

i en mer komplicerad modell (Vehviläinen, 1985). Ytterligare en orsak kan vara att man saknar detaljerad kunskap om de fysikaliska processerna.

Det är främst i områden och vid väderleksförhållanden som är speciella eller extrema som det har rapporterats att energibalansmetoder har gett ett bättre resultat än jämförbara graddagmetoder. Ibland har också energibalansmodeller visat sig ge bättre resultat då de använda tidsstegen är kortare än ett dygn, vilket kan behövas vid en del tillämpningar. Brandt (1986) refererar till två rapporter där det påvisats förbättringar då enkla graddagmetoder bytts ut mot energibalansmetoder. Det ena fallet var då en energibalansmodell tillämpades på väl definierade öppna områden under extrema väderförhållanden. Den andra gällde mindre förbättringar som erhöles då en energibalansmodell med korta tidssteg användes i några små avrinningsområden i Schweiz. Kuusisto (1984) omnämner ett försök i Idaho där det erhöles en betydande förbättring av simuleringen då ångtryck, nettostrålning och vindhastighet användes som indata istället för bara lufttemperaturen. Försöksområdena var emellertid belägna i bergstrakter i mitten av den amerikanska kontinenten, vilka kan ha mycket snabbare omslag i väderleksförhållandena än vad man har i lägre och mer kustnära klimat.

Det har gjorts en mängd försök att använda energibalansmodeller i nordiska förhållanden. Vehviläinen (1985) jämför resultaten från en enkel graddagmetod med resultaten från en energibalansmodell, men båda modellerna visar sig ge lika goda resultat. Samma slutsatser har en rad andra modellbyggare dragit. Andersson (1990) försökte använda en energibalansmetod för att beräkna smältvattenavrinningen i PULS-modellen och konstaterar att hon erhåller en liten, genomsnittlig förbättring. De små förbättringarna som fås är under år då vindhastigheten är större än normalt. Hennes slutsats är dock att dessa förbättringar inte motiverar ett modellbyte på grund av den stora mängd indata som fordras samt den modellkomplexitet som den ger upphov till.

5.2 Graddagmetoder

Graddagmetoder använder lufttemperaturen som ett index på hur stor snösmältningen är och därigenom minskas indataproblemen. Lufttemperaturen har den fördelen att den är lätt att mäta, och att dess variabilitet över området är förhållandevis lätt att räkna ut. Den kan ses som en summering av den totala energimängden som finns tillgänglig för snösmältning vid ett visst tillfälle. Detta har gjort att graddagmetoder har blivit vanliga för beräkning av snösmältning i avrinningsmodeller.

Lufttemperaturen är en sekundär effekt av den energi, som finns tillgänglig för snösmältning, och beror i första hand på storleken av den långvågiga nettostrålningen och det latent och sensibla värmeutbytet, eller med andra ord av strålningsutbytet med omgivningen, turbulens förorsakad av vinden samt av luftfuktigheten. Däremot så påverkas den inte så mycket av den direkta solstrålningen.

Bengtsson (1984) fastslår att lufttemperaturen är en god indikator på den tillgängliga energin vid snösmältning i skogsområden, men att den inte alltid är så representativ i öppen mark. I öppen mark spelar nämligen den kortvågiga strålningen en betydande roll och dess variation över dagen återspeglas inte alltid i lufttemperaturen. Över en längre

tidsperiod bör dock detta jämnas ut sig, så det går att använda enkla graddagmetoder i öppen mark, så länge som tidssteget inte är för kort.

Det finns en rad olika graddagmetoder. Den enklaste, och kanske mest använda, av dessa lyder:

$$MELT = C \cdot (T - T_0) \quad (5.2)$$

där

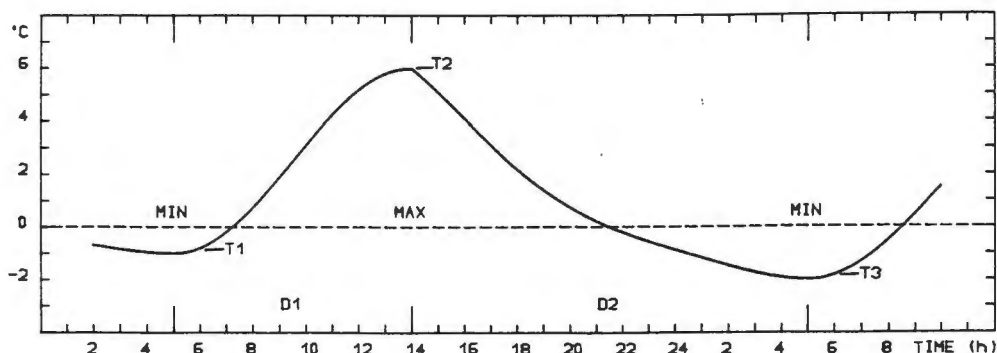
$MELT$ = snösmältning [mm],
 C = graddagfaktorn [mm/°C],
 T = lufttemperaturen [°C],
 T_0 = en tröskeltemperatur [°C].

Graddagfaktorn anger hur mycket snö som smälter under ett dygn för varje grad Celsius som lufttemperaturen överskrider tröskeltemperaturen. Dess värde kan ses som ett medelvärde på hur mycket snö som smälter vid en viss lufttemperatur. Under enskilda dagar kan dess egentliga värde dock avvika mycket kraftigt från medelvärdet, och den kan även variera något från säsong till säsong, beroende på att de meteorologiska faktorer som är de viktigaste för snösmältningen kan variera år från år.

En rad försök har gjorts att modifiera ekvation (5.2) för att därigenom kunna förbättra simuleringsresultaten. Några av dessa presenteras nedan. Jag har för överblickbarhetens skull delat upp metoderna i fyra olika grupper.

- 1) Metoder som använder dygnets extremtemperaturer eller dygnets temperaturamplitud eventuellt i kombination med dygnsmedeltemperaturen.

Ett exempel på en sådan metod presenteras av Cazorzi och Dalla Fontana (1986). De beräknar fördelningen av temperaturen under dygnets timmar med hjälp av en asymmetrisk harmonisk funktion med endast dygnets extremtemperaturer och tiderna för solens upp- och nedgång som indata (figur 6).



Figur 6. Temperaturens variation över dygnet beräknad utifrån dygnets extremtemperaturer och tidpunkterna för solens upp- och nedgång. Källa: Cazorzi och Dalla Fontana (1986).

De kör sedan modellen på 6-timmarsintervall. Med denna modell lyckades de få ett säkrare avgörande om nederbördsformen, vilket gav en förbättring av simuleringen av avrinningen från ett alpområde.

2) Varianter med en variabel graddagfaktor.

Bergström (1975) testade en ekvation där graddagfaktorn ökade med den ackumulerade smältningen enligt:

$$C_{akt} = C_{min} \cdot \left(1 + C_{eff} \cdot \sum_{i=0}^{n-1} MELT_i \right) \quad , \text{ om } C_{akt} \leq C_{max} \quad (5.3)$$

$$C_{akt} = C_{max} \quad , \text{ i annat fall,} \quad (5.4)$$

där

C_{akt} = aktuell graddagfaktor [mm/dygn],
 C_{min} = graddagfaktorns initiella värde [mm/dygn],
 C_{max} = graddagfaktorns slutliga värde [mm/dygn],
 C_{eff} = en parameter [1/mm],
 $MELT_i$ = smältningen under dag i [mm].

Han motiverade ökningen av graddagfaktorn med att snöns albedo minskar allt eftersom smältningen fortgår, och att snötäcket därför reflekterar allt mindre kortvågig strålning. Då modellen provades på två områden erhöles dock ingen synbar skillnad mellan modellerna baserade på ekvationerna (5.2) respektive (5.3) och (5.4).

Andersson (1978) föreslår en graddagfaktor som varierar efter årstiden enligt:

$$C_{akt} = \frac{C_{max} + C_{min}}{2} + \sin \frac{2\pi n}{366} \cdot \frac{C_{max} - C_{min}}{2} \quad (5.5)$$

där

C_{max} = graddagfaktorns högsta värde,
 C_{min} = graddagfaktorns lägsta värde,
 n = antal dagar från 31 mars.

Han motiverar detta med att storleken på den kortvågiga strålningen varierar under året med ett minimum vid årsskiftet. En sådan generalisering är bäst lämpad på områden där solstrålningen är den dominerande faktorn för snösmältningen. Detta är fallet för de områden i mitten av den nordamerikanska kontinenten i vilka denna metod är utprovad. Då han sedan försökte applicera den på avrinningsområden i Alaska så fann han att metoden var tvungen att modifieras en hel del för att kunna användas där. Det är troligt att man skulle tvingas göra liknande modifikationer av modellen för att erhålla goda resultat vid simuleringar i skandinaviskt klimat, eftersom solstrålningens inverkan på snösmältningen inte är så starkt knuten till årstiden här.

Den schweiziska SRM-modellen använder en graddagfaktor som är linjärt beroende av snöns densitet (se WMO, 1986). Packningen av snön under vintern leder till att dess densitet ökar till cirka 0.2 till 0.3 ton/m³, och då snön börjar smälta kommer densiteten att höjas ytterligare till omkring 0.4 eller 0.5 ton/m³. Då snöns densitet ökar, kommer också snöns albedo att minska, vilket leder till en allt snabbare smältning. Uppgifter om densiteten erhålls genom fältnätningar.

3) Graddagmetoder med en separat strålnings- eller vindberäkning.

En vanlig variant är en ekvation som tar hänsyn till medeltemperatur och solstrålning (Jönsson, 1975).

$$MELT = C_1 \cdot (T_{med} - T_0) + C_2 \cdot (1 - A) \cdot Q_{sw} \quad (5.6)$$

där

A = snöns albedo,

Q_{sw} = inkommande kortvågig strålning.

Beräkningsmetoder har utvecklats för att beräkna Q_{sw} från den dagliga maximitemperaturen eller från temperaturamplituden (Leavesley m fl, 1983), och de sägs ge acceptabla resultat. Sælthun (1990) beräknar Q_{sw} utifrån uppmätt nederbördsmängd, den antas bli mindre ju mer nederbörd det har kommit.

Det konvektiva värmeflödet är ofta en dominerande faktor för snösmältningen i Skandinavien på grund av att smältningen brukar starta då lågtryck från Atlanten kommer in över land på våren. Ett försök att inkludera vindhastigheten i HBV-modellens snösmältningsberäkning gjordes av Bergström (1976). Smältningen beräknades då enligt:

$$MELT = (C_1 + C_2 \cdot \bar{u}) \cdot (T - T_0) \quad (5.7)$$

där

C_1, C_2 = empiriska koefficienter,

$\bar{u}$ = medelvindhastigheten [m/s].

Vindhastigheten var tillgänglig från en station där det gjordes tre mätningar per dygn. Punktmätningar av vindhastigheten är dock påverkade av lokala hinder, vilket gör att värdena är mycket svåra att översätta till areella vindhastigheter. Dessutom så bygger vinduppgifter ofta på uppskattningar som görs av den lokala väderobservatören. Resultatet blev en marginell förbättring av R²-värdet i det undersökta området, dock utan att man kunde se någon förbättring visuellt.

Även Braun och Lang (1986) gjorde ett försök att inkludera vindhastigheten i HBV-modellens snösmältningsberäkning enligt ekvation (5.7) i fyra områden i Schweiz, och konstaterade att det gav ett något sämre resultat än då vindhastigheten inte beaktades separat.

Till dessa metoder kan även räknas de som använder den så kallade våta temperaturen istället för dygnsmedeltemperaturen i ekvation (5.2), och därigenom tar hänsyn till luftfuktigheten (se Kuzmin, 1961). Den våta temperaturen är den temperatur, vid vilken luftfuktigheten blir 100 %.

4) Metoder där en mer fullständig energibalans används under vissa förutsättningar.

Ett exempel på en sådan metod är den amerikanska NWSRFS-modellen som använder ekvation (5.5) vid beräkning av smältning under dygn då det inte regnar, men som under nederbördsdygn övergår till en ekvation som utifrån lufttemperaturen beräknar nettostrålningen, regnvattnets energiinnehåll, vinden och luftfuktigheten (se WMO, 1986). Det antas då att omgivande ytors temperatur och regnvattnets temperatur är samma som lufttemperaturen. Vindhastigheten sätts till ett standardvärde för området vid tillfällena med regn på snö och luftfuktigheten antas vara 90 procent.

Sælthun (1990) använder en mer fullständig energibalans med bara temperatur och nederbörd som indata till HBV-modellen. Han delar upp graddagfaktorn i tre komponenter, en strålningskomponent, en konvektionskoefficient och en kondensationskoefficient, men behåller ekvation (5.2) för att beräkna smältningen. Graddagfaktorns storlek kommer då att variera dag från dag. Modifikationen ger endast smärre förbättringar av simuleringarna, men parametervärdena blir betydligt mer stabila än tidigare, vilket har gjort att denna variant har börjat användas operationellt i Norge.

6. SNÖMÄNGD OCH SNÖFÖRDELNING

Det är viktigt att i god tid kunna förutsäga vårflodsvolymen, eftersom den utgör en stor del av årsavrinningen på våra breddgrader. För att kunna göra detta krävs det att snömängden och dess fördelning är känd. I en WMO studie (1986) där olika snösmält-ningsmodeller jämfördes, var alla deltagare ense om att de antaganden om nederbörds-fördelningen och nederbördsform som görs är de två viktigaste faktorerna för att man ska kunna göra goda simuleringar av avrinningen.

De nederbördsmätningar med regnmätare som används som indata till HBV-modellen är som tidigare nämnts behäftade med mätfel. Förutom att turbulens kring mätaren orsakar mätfel, så är det svårt att utifrån en mätning i en eller ett par punkter kunna bestämma snömängden i hela avrinningsområdet. Dessutom brukar stationerna vara belägna långt ner i områdena, vilket innebär att man har en dålig uppfattning om snömängden längre upp.

För att undvika dessa problem har de flesta modeller dels en nederbördsfördelning där snömängderna ökar med höjden, dels en korrektionsfaktor som den fasta nederbörds-mängden multipliceras med för att man ska få en bättre uppskattning av den. Med hjälp av dessa korrekationer brukar man erhålla ett gott resultat. I ett projekt 1987 då uppmätta snömängder från snötaxeringar ovanför Höljesdammen jämfördes med de av HBV-modellen uppskattade snömängderna visades att HBV-modellens värden för det mesta stämde väl överens med verkligheten (Gardelin och Bergström, 1987).

6.1 Snömätningar

Mycket arbete har också lagts ner på att utveckla mer tillförlitliga mätmetoder. Nedan beskrivs några av de viktigaste.

6.1.1 Regnmätare

SMHI-mätaren (figur 7) har försetts med en vindskärm för att minska vindförlusterna. Dessa är dock ändå stora vid höga vindhastigheter. I en internationell undersökning i Finland jämfördes några olika regnmätare med varandra med avseende på mätt snö-mängd (NHP's arbetsgrupp för nederbörd, 1990). I försöket ingick en mätare av svensk typ. Som referens användes mätningarna från en regnmätare av rysk typ med vindskärm som stod innanför ett dubbelstaket, vilket anses minska vindhastigheten kring mätarna. Den svenska mätaren mätte upp en snömängd som i genomsnitt var 20 procent mindre än referensmätningen. Avvikelsen var störst vid vindstyrkor på mellan 5 och 7 m/s, då den uppgick till nästan 40 procent. Liknande resultat erhöll Carlsson (1985) då han jämförde SMHI-mätaren med snömätningar på marken.

Sturges (1986) har undersökt storleken på vindförlusterna vid olika temperaturer och kommit fram till att de är ganska små vid temperaturer kring 0 °C, men ökar kraftigt vid sjunkande lufttemperaturer.



*Figur 7.
Nederbördsmätare av SMHI-typ.*

6.1.2 Markbaserade mätningar

Med markbaserade mätmetoder undviker man de problem med vindturbulens som uppstår vid mätning med regnmätare. Exempel på markbaserade mätanordningar är snöplattor och snökuddar.

En snöplatta är en metallskiva med en kätting i mitten som läggs på snöytan. Efter varje snöfall plockas den upp med hjälp av kättingen och snömängden uppmäts.

En snökudde är en sorts gummikudde som har en area på omkring 10 m² och är fylld med en vatten-alkoholblandning. Den läggs i marknivå och genom att mäta trycket mot den erhålls snömängden. Med en snökudde är det också möjligt att få en uppfattning om storleken på evaporationen och smältvattenavrinningen. Snökuddar används idag endast vid forskningsprojekt.

6.1.3 Snötaxeringar

Ett annat sätt att bestämma snöns vattenekvivalent är genom snötaxering längs linjer i terrängen. Till detta används vanligen snörör som sticks ner i snön på bestämda avstånd. Snön i rören väges. Denna metod är dock inte så vanlig i Sverige men den används flitigare i Norge och Finland. I Finland förekommer även snötaxering med snöpinnar, vilka dock endast kan mäta snötäckets tjocklek.

6.1.4 Georadar

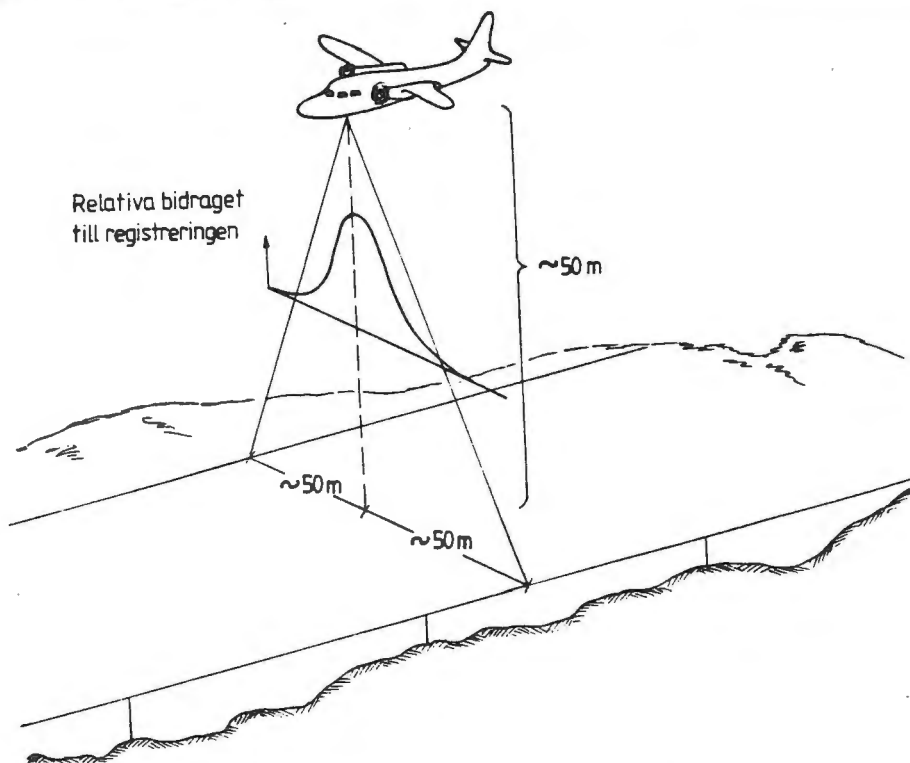
Genom att montera en georadar på en snöskoter eller i en helikopter kan man snabbt mäta vattenekvivalenten längs stråk i naturen. Metoden bygger på att hastigheten för en

radarsignal genom snö är ungefärligen proportionell mot snöns ekvivalenta vatteninnehåll (Ulriksen, 1985). Om man sänder ner en radarsignal från en georadar så kommer man att få två reflexer, en från snöytan och en kraftigare från markytan. Ur tidsskillnaden mellan dessa signalers återkomsttid så kan man räkna fram snömängden. För att metoden ska kunna användas fordras det att georadarn kalibreras mot mätningar gjorda med snörör.

Det finns planer på att mätningar gjorda med georadar ska användas för att korrigera snömängden i HBV-modellen i områden med brist på representativa nederbördsstationer. Metoden har visat sig minska volymfelen på vårflödena för de kalfjällsområden som endast har klimatstationer i dess lägsta belägna delar (Brandt, 1991).

6.1.5 Gammastrålningsmetoden

Vid snömätning med gammastrålningsmetoden (figur 8) utnyttjar man den dämpning av markens naturliga bakgrundsstrålning från marken som snön ger upphov till. Bakgrundsstrålningen mäts vid två tillfällen, först på senhösten och sedan en gång till under snöackumulationsperioden. Dessa mätningar kan ske antingen från fasta mätpunkter eller från flygplan. I det senare fallet får man en bild av snöns vattenekvivalent längs ett omkring 100 meter brett stråk.



Figur 8. Snömätning med gammastrålningsmetoden från flygplan. Källa: Brandt, 1986.

Metoden är känslig för variationer i bakgrundsstrålningen och den kan också ge osäkra värden vid stora snömängder (Bergström och Brandt, 1984). Dessutom är metoden dyrbar, vilket har medverkat till att den inte används i Sverige.

6.1.6 Väderradar

Med en vanlig väderradar går det att se var det regnar och snöar. Man har även undersökt om det går att bestämma nederbördsmängden på detta sätt, men det har visat sig vara svårt. Man måste då klassa radarsignalerna i realtid i olika nederbördsintensiteter genom att kalibrera dessa mot registrerande nederbördsmätare (de Montmollin och Schädler, 1990). Det pågår för närvarande ett stort antal forskningsprojekt inom detta område.

6.1.7 Satellitbilder

Under de senaste åren har det börjat utvecklas metoder för att mäta snötäcket från satellit. Med en satellitbild bestäms snötäckningsgraden ganska noggrant, men det är svårare att därur bestämma snömängderna. Försök pågår att bland annat utnyttja snöns emitterade mikrovågsstrålning för att därigenom beräkna snöns vattenekvivalent (Kuitinen och Hallikainen, 1985). Dessutom går det med hjälp av det synbara och infraröda ljuset från snön att bestämma snöns albedo. De satelliter som används idag har dock för liten upplösning ($1.1 \times 1.1 \text{ km}^2$ i bildens mitt) för att man ska kunna få en god uppfattning om snömängden på detta sätt.

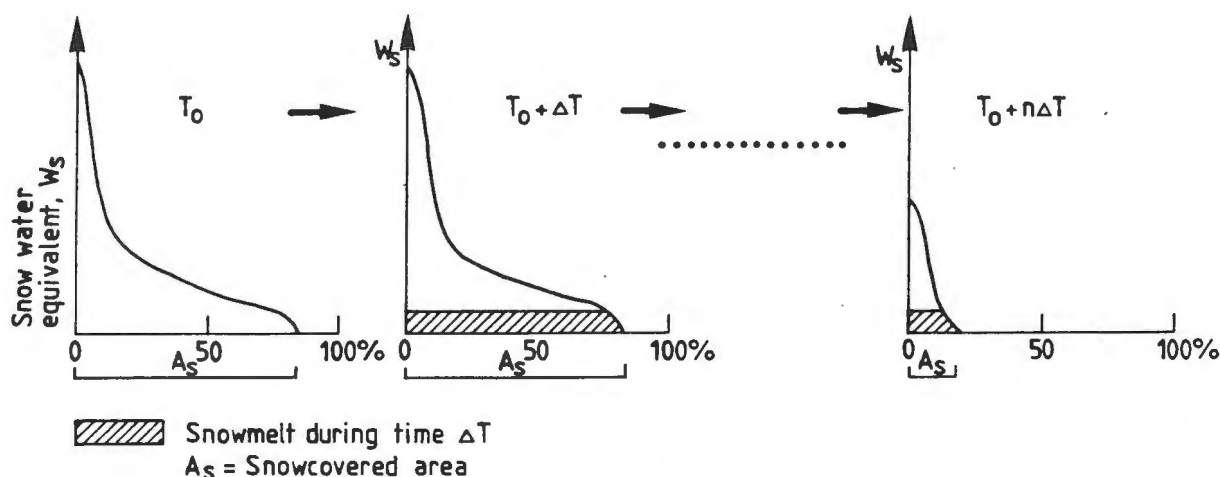
Molnfria satellitbilder är dock användbara för att uppskatta snötäckningsgraden. Genom empiriska samband mellan snötäckningsgrad och snömängd så kanske man skulle kunna uppdatera avrinningsmodellers snömagasin under avsmältningsperioden, eller åtminstone ta reda på om modellemas snömängder är rimliga (Häggström och Moberg, 1991).

6.2 Snöfördelning

Den totala smältvattenmängden från ett område under ett dygn är en funktion av produkten mellan avsmältningsintensiteten och andelen snötäckt area. Därför är det av stor vikt att man känner båda dessa variabler, och inte bara beaktar smältintensiteten. I områden med extremt ojämn snöfördelning, såsom kalfjällsområden, kan den osäkerhet man har i antagandet om snötäckt area ha en betydligt större inverkan på resultatet av simuleringen än osäkerheten i antagandet i smältintensitet.

Snöfördelningen i ett avrinningsområde är oftast mycket ojämn. Detta orsakas av en rad faktorer. För det första kan nederbörden falla som regn på en del ställen i området och snö i andra delar av området, beroende på höjdläge och placering. För det andra så omdistribueras snön av vinden så att den kommer att ansamlas i vindskyddade lägen såsom på läsidor, i skogsbryn, i sänkor och i älvmåror. I högfjällsområden kan det dessutom ske en kraftig omfördelning av snön från högland till lågland. Vegetationen kan spela en väsentlig roll, speciellt i skogsområden, där interceptionen leder till lägre snömängder. För det tredje så är smältintensiteten högre i en del utsatta lägen, till exempel i sydsluttningar, i öppen mark och på myrar, medan smältintensiteten i tät gran-skog är betydligt lägre. Detta ger sammantaget att snöns fördelning i området blir ojämn och oförutsebar.

Den areella snöfördelningen för ett område kan presenteras grafiskt med en snöfördelningskurva (figur 9). Dess utseende varierar från område till område men i ett och samma område är snöfördelningen ungefär lika år från år (Aam och Killingtveit, 1978).



Figur 9. Snöfördelningskurva utvecklad av Aam och Killingtveit (1978). Andel av området på x-axeln och snömängd på y-axeln. De båda bilderna ovan till höger illustrerar hur avsmältningsförloppet simulerades i deras modell.

Den norska topografin har gjort att man där har tagit större hänsyn till snöns fördelning än vad man gjort i Sverige. Det har ej räckt med att, som i Sverige endast använda olika snömängder i olika höjdzoner, utan man har varit tvungen att även använda sig av en variabel snöfördelning inom höjdzonerna. Aam och Killingtveit (1978) prövade en modell där snömängden i varje höjdzon omfördelas inom zonen enligt snöfördelningskurvan i figur 9. För enkelhets skull antogs det att denna omfördelning sker redan i samband med snöfallet. En sådant antagande kan dock ställa till vissa problem, speciellt efter de första snöfallen på hösten, då det finns en uppenbar risk att snön börjar smälta innan den har hunnit omfördelats. Detta leder till att man får en alltför liten avrinning i modellen, beroende på att den medverkande ytan är för liten. Därför infördes en gräns motsvarande ett snömagasin på 20 mm vattenekvivalent, varunder snön antogs fördelas jämnt inom höjdzonen. Först då storleken på snömagasinet överskred denna gräns fördelades snön enligt figur 9. De testade denna modell på två högt belägna områden i Norge och fann att simuleringarna blev klart bättre med den nya fördelningen.

Lundqvist (1981) testade en modell med en snöfördelning som varierade linjärt i varje höjdzon på ett litet, ganska lågt beläget område i Norge med många smältperioder under vintern, men lyckades ej få någon förbättring av simuleringen. Detta är kanske inte så förvånande eftersom antagandet om snöfördelning borde ha störst inverkan i högt belägna, öppna områden där snön hinner omfördelas innan den smälter.

En mer fysiskt riktig modell av omfördelningen av snön skulle man få om man antar att snön faller jämnt fördelad i höjdzonen, och att det därefter tar en viss tid innan snön är helt omfördelad. Den tid som detta tar beror bland annat på vindhastighet och temperatur (Aam och Killingtveit, 1978). Det är dock svårt att få tillförlitliga indata till en sådan modell, och det är också tveksamt om det finns tillräcklig kunskap om denna process.

7. VISSA FYSIKALISKA PROCESSERS BEHANDLING I SNÖ-MODELLER

7.1 Skog

I de flesta snösmältningsmodellerna brukar man dela upp avrinningsområdena i vegetationszoner beroende på de olika snöackumulations- och snösmältningsegenskaper som vegetationen ger upphov till. HBV-modellen delar upp områdena i skog och öppen mark, men även andra uppdelningar kan förekomma, exempelvis så skiljer den finska varianten av HBV-modellen mellan myrområden och övrig öppen mark.

Skogen inverkar både på snöackumulation och snösmältning. Vid snöfall kommer en del snö att fastna i trädkronorna (interception), varifrån den antingen avdunstar eller ramslar ner. Detta ger högre avdunstningsförluster för skog under vintern. Snösmältningen är långsammare i skog än i öppen mark, vilket till största delen beror på de lägre vindhastigheterna och på att endast en del av solstrålningen når ända ner till marken. Dessutom är de dagliga temperaturvariationerna mindre i skog än i öppen mark, i synnerhet under dagar med klart väder (Kuzmin, 1961, Kuusisto, 1984).

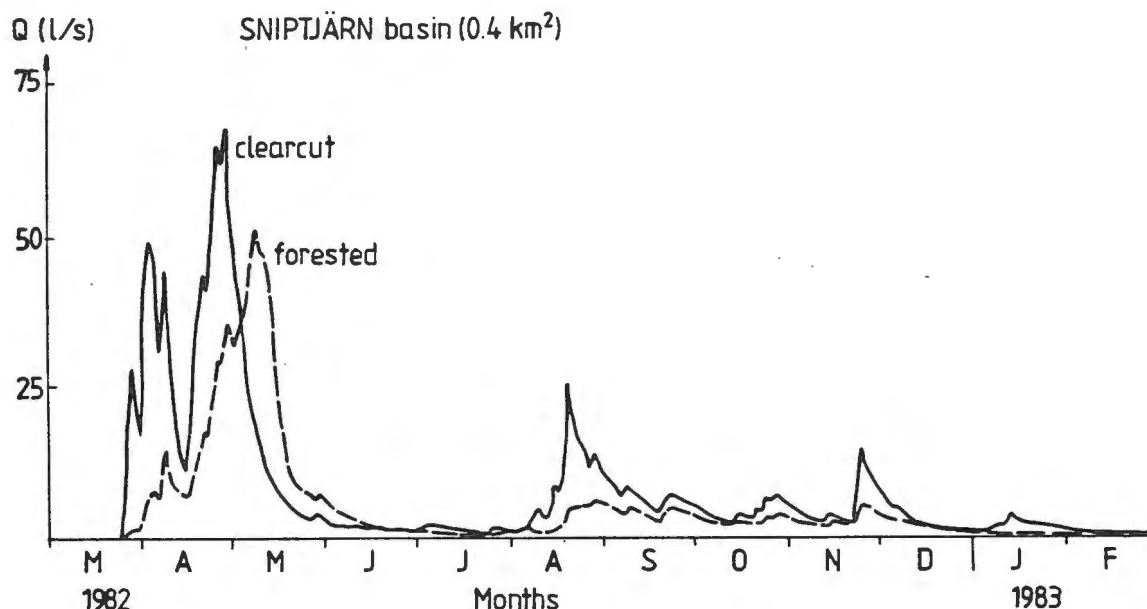
Kuzmin (1961) undersökte sambandet mellan skogens täthet och graddagfaktorn genom mätningar i tallskog i den europeiska delen av Ryssland, och fick ett sjunkande värde på graddagfaktorn vid tätare skog. Kuusisto (1984) utförde liknande mätningar i Finland och erhöll ett nästan identiskt samband. Han ställde upp en formel på beroendet mellan graddagfaktorn och trädkronornas täthet:

$$C_{for} = 1.02 \cdot C \cdot e^{-0.012 \cdot dens} \quad (7.1)$$

där

C_{for} = graddagfaktorns värde i skogen [mm/dygn °C],
 C = graddagfaktorns värde i öppen mark [mm/dygn °C]
 $dens$ = trädkronornas täthet.

Skogens stora betydelse på avrinningen visades i ett SMHI-projekt (Brandt, Bergström och Gardelin, 1986), då avrinningen från ett skogsområde jämfördes med avrinningen från samma område efter kalavverkning (figur 10). Avrinningen påverkades kraftigt både i tid och till volym. Denna skillnad visar på den stora betydelse som uppdelningen i skog och öppen mark har på avrinningen.



Figur 10. Avrinning från området Sniptjärn dels med och dels utan skog. Källa: Brandt et al., 1988.

7.2 Avdunstning från snön

Avdunstningen från en snötäckt yta är vanligtvis låg. Bengtsson (1980) anger evaporationen under hela snösäsongen till 10 - 20 mm. Under vissa perioder, i synnerhet på hösten, kan den till och med vara negativ på grund av kondensation på snöytan. Avdunstningen från interceperad snö i träden är större än från snö på marken bland annat på grund av att trädens mörka grenar och barr absorberar mer strålning än snön. Avdunstningen och sublimationen är ungefär dubbelt så stor från snö i träden som från marken. Beräkningar har visat att interceptionsförlusterna under längre perioder är mellan 4.5 % och 10 % av den totala snömängden (Sandberg, 1983).

Trädens transpiration under vintern är obetydlig och den börjar först återigen några dagar efter det att det första smältvattnet har runnit iväg (se Brandt, 1986).

7.3 Snöns vattenhållande förmåga

Det smältvatten som kan finnas i ett snötäcke består dels av hygroskopiskt och kapillärt bundet vatten, dels av sjunkvattnet. Båda dessa former brukar räknas in i snöns vattenhållande förmåga, vilken minskar allt eftersom smältningen fortgår, på grund av att

porositeten minskar och att det bildas vertikala dräneringskanaler genom snön. Flera undersökningar har visat att den vattenhållande förmågan hos våt snö är ungefär 4 till 5 procent av dess volym, dvs omkring 10 till 15 procent av dess vattenekvivalent (se Bengtsson, 1982). För från början torr snö är värdet något högre, och sätts till 7 procent av volymen av Bengtsson i en avrinningsmodell.

På öppna fält är snösmältningen ganska jämnt fördelad över området och snöns vattenhållande förmåga uttöms ungefär samtidigt överallt. I skogsområden däremot är snösmältningen mer ojämn. Detta innebär att den maximala vattenhållande förmågan först uppnås på en del ställen, samtidigt som det i andra områden är långt kvar innan hela kapaciteten är utnyttjad. Därför kan det vara befogat att sätta snöns vattenhållande förmåga lägre i skog än i öppen mark.

Vehviläinen (1985, 1986) har fått en viss förbättring av HBV-modellen då han använt sig av en minskande vattenhållande förmåga i kombination med en graddagfaktor som ökar med den ackumulerade smältningen, enligt ekvationerna (5.3 - 5.4). Den vattenhållande förmågan antas sjunka linjärt från sitt högsta till sitt lägsta värde. Båda dessa värden, samt den takt varmed den vattenhållande förmågan sjunker, sätts individuellt för varje avrinningsområde, vilket ger många frihetsgrader. Denna modellvariant är idag i operationellt bruk i Finland.

7.4 Återfrysning av smältvatten

Så länge snösmältningen fortgår kommer snöns temperatur att ligga vid fryspunkten. Då lufttemperaturen sjunker under 0 °C, och om det då inte är någon solstrålning, så kommer smältvattnet att börja återfrysas. Vid små negativa temperaturer blir återfrysningens nedträngning enligt Bengtsson (1982):

$$\frac{dz}{dt} = k \cdot \sqrt{\frac{-T}{S \cdot dt}} \quad (7.2)$$

där

- $z(t)$ = fryssfrontens avstånd från snöytan,
- k = en konstant ($\approx 4 \cdot 10^{-5} \text{ m/(s} \cdot \text{K)}^{1/2}$ vid snödensiteten 300 kg/m^3),
- $T(z,t)$ = snötemperatur vid snödjupet z vid tiden t ,
- $S(z,t)$ = vatteninnehåll vid snödjupet z vid tiden t .

Ekvation (7.2) är svår att tillämpa i areella snösmältningsmodeller eftersom varken snödjupet eller vatteninnehållets fördelning i snötäcket brukar vara kända. I den finska varianten av HBV-modellen har ekvationen förenklats till:

$$FREEZE = C_f \cdot \sqrt{T - T_f} \quad (7.3)$$

där

C_f = en återfrysningsfaktor (= 1.5 mm/dygn ($^{\circ}\text{C}$)^{0.5}),

T_f = en tröskeltemperatur för återfrysning (= - 1.7 $^{\circ}\text{C}$)

Återfrysningens betydelse är dock liten, såvida man ej simulerar avrinningen från små områden och använder kortare tidssteg än ett dygn. I sådana fall kommer återfrysningen under natten leda till att mängden smältvatten i snötäcket minskar, så att snön dagen därpå kommer att kunna lagra upp den första delen av det smältvatten som produceras, innan dess lagringskapacitet är uttömd. Detta leder till att avrinningen blir mycket ojämnt fördelad över dygnet (Bengtsson, 1982).

7.5 Regn på snö

Om det regnar då snön smälter kommer det vatten som finns tillgängligt för avrinning att öka. Däremot är regnets bidrag till själva snösmältningen litet även då regnvattnet är flera grader varmt, på grund av snöns höga smältvärme. Exempelvis så skulle ett 10 mm regn som är 5 $^{\circ}\text{C}$ varmt bara kunna smälta snö med en vattenekvivalent på 0.63 mm innan dess temperatur har sjunkit till 0 $^{\circ}\text{C}$. En del andra effekter bidrar dock till ökad snösmältning under regnväder. Vindhastigheten brukar vara högre då det regnar och den höga luftfuktigheten leder till att det bildas kondens på snön. Dessa båda faktorer brukar bidra med flera gånger mer energi till snösmältningen än själva regnet (US Army Corps of Engineers, 1956).

Obled (1972) konstaterar, på grundval av egna mätningar, att graddagfaktorn vid regntillfällen är 50 % högre än vid tillfällen med klar himmel. Han förklarar detta faktum med att lufttemperaturen under klara dagar representerar hela spektrumet av solstrålningen, medan den under tillfällen med regn främst är kopplad till solens infraröda strålning, och därför ger den en systematisk underskattning av den tillgängliga energin för snösmältning vid regntillfällen.

En del modeller tar den ökade smältningen vid regnväder i beaktande antingen genom att beräkna smältningen på ett annat sätt vid regn, eller genom att lägga till en extra term i snösmältningsberäkningen under regndagar. Den finländska varianten på HBV-modellen utgör ett exempel på det senare (Vehviläinen, 1990). Den extra smältningen under regn beräknas enligt:

$$MELT_{rain} = k \cdot P \cdot (T_{rain} - T_{snow}) \quad (7.4)$$

där

$MELT_{rain}$ = extra smältning på grund av regn [mm],

P = nederbörd [mm],

T_{rain} = nederbördens temperatur [$^{\circ}\text{C}$],

T_{snow} = snötäckets temperatur [$^{\circ}\text{C}$],

k = en konstant ($\approx 0.12 \text{ mm}/(\text{mm} \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{dygn})$).

Konstanten k har satts tio gånger högre än regnvattnets direkta värmeeffekt.

7.6 Smältning underfrån

Värmeutbytet mellan snö och mark är i allmänhet litet i jämförelse med värmeutbytet vid gränsen mellan snö och luft. Enligt uppgifter från USA kan det dock, i en del områden med små basflöden under vintern, vara nödvändigt att ta hänsyn till detta (Andersson, 1972).

De viktigaste orsakerna till att snön kan smälta på dess undersida är dels kortvågig strålning som penetrerar genom snön, dels värmeutbyte med undergrunden (Kuusisto, 1984). Den förra har dock endast någon inverkan av betydelse vid tunna snötäcken. Den senare, det vill säga värmeutbytet med undergrunden, kan gå åt endera hållet, men under större delen av vintern går det från marken upp till snön. Denna energi kommer dels från värme som har lagrats upp i marken under sommarhalvåret, dels av isbildningsvärme som frigörs i samband med tjälbildning i jorden. En del av denna värme kommer att gå till att smälta snön.

Värmeutbytet är som störst under början av vintern och avtar sedan. Kuusisto (1984) anger att värmeflödet är ungefär hälften så stort i slutet av vintern, jämfört med dess storlek under förvintern. Storleken på bassmältningen beror huvudsakligen på närvaron eller frånvaron av tjälad mark. I en ideal homogen tjälad mark kan naturligtvis ingen snösmältning ske, eftersom värmeflödet nerifrån då kommer att stoppas effektivt av tjälen. Tjälens fördelning är dock ojämn i terrängen, vilket betyder att marken kan vara otjälad på en del ställen. Dessutom så finns det i silt- och lerjordar kvar en del vatten i vätskeform även vid temperaturer under 0°C. Därför kan isbildningsvärme avges under en lång tid efter det att tjälen har bildats i dessa jordar (Kuusisto, 1984), och smältningen kan pågå hela vintern, till dess att värmeflödet börjar gå åt andra hållet på våren då snötäcket i stort sett försvunnit.

Om marken skulle vara helt tjälfri så skulle smältningen vid basen vara betydande. Enligt Kuusisto (1984) så skulle den för södra Finland ligga på 10 till 20 mm/månad på förvintern, och på halva det värdet under senvintern. Den finländska varianten av HBV-modellen använder sig av en konstant smältning vid snötäckets bas på 1.5 mm/månad (Vehviläinen, 1990).

7.7 Barmark

Den ojämna fördelningen av snötäcke och smälthastighet leder till att det vid snösmältningens fortskridande ganska snart kommer att bildas snöfria ytor. Dessa inverkar på avrinningens storlek främst för att den yta som bidrar till avrinningen minskar. Detta har redan omnämnts i avsnittet om snöfördelning. Barmark ger dessutom upphov till ett par andra effekter vilka ökar smälthastigheten.

Då den bara marken värms upp av solen kommer den att bli varmare än omgivande snötäckt ytor, vilket innebär att luft som passerar däröver kommer att värmas upp och ta upp mer vattenånga från marken. Då denna luft kommer in över intilliggande snöytor kommer luften återigen att kylas ner och vattenånga att kondensera på snötäcket. Detta kan leda till en betydande energitransport till snön (Bringfelt, 1985).

Dessutom ökar smälthastigheten då delar av marken blir bar, på grund av att markens utgående långvågiga strålning då ökar (Roland, 1984), vilket innebär att snön i kanten till barmark kommer att smälta betydligt fortare än resten av snötäcket.

7.8 Tjälad mark

Då marken är tjälad försvåras smältvattnets infiltration i jorden. Det leder till att en större andel av smältvattnet kommer att avrinna som ytvatten än vad det skulle ha gjort vid tjälfria förhållanden. Infiltrationshastigheten i tjälad mark är bl a beroende av markens vatteninnehåll vid frystillfället, och av marktemperaturen då infiltrationsförloppet börjar (Bengtsson, 1980). Om marken fryser med ett högt vatteninnehåll blir dess permeabilitet låg och ytavrinningen följaktligen större än annars. Samma sak inträffar om marktemperaturen är låg, omkring -2°C eller lägre, då infiltrationen startar på våren, eftersom det infiltrerade smältvattnet då fryser i markens porsystem och hindrar fortsatt infiltration. Det senare förloppet är dock mindre vanligt på grund av att marktemperaturen under ett snötäcke brukar ligga mellan -1°C och 0°C .

Den förhållandevis långsamma process som smältvattenavrinning från ett snötäcke vanligtvis är, gör dock att allt vatten brukar hinna infiltrera (Bengtsson, 1980). Om smältvattenavrinningen från snön tillfälligtvis skulle bli större än vad marken hinner föra bort, kommer vattnet att kunna lagras upp intill dess att marken blivit i det närmaste vattenmättad. Därefter kommer all avrinning att ske på ytan. Detta innebär att effekten av frusen mark oftast blir liten såvida inte smältningen är väldigt snabb, som den kan vara i klimat med plötsliga och stora temperaturändringar, eller om det kommer en kraftig regnby i samband med snösmältningen, så att allt vatten inte hinner infiltrera.

Ett antal ekvationer för frostnedträngning har utvecklats för att kunna användas i operationella snösmältningsavrinningsmodeller. En ganska enkel metod presenterades av Andersson och Neumann (1984), som enbart använder lufttemperaturen och den framräknade snövikten som indata. Då denna metod användes för att simulera avrinningen från två besvärliga områden i Minnesota fick de högst avsevärda förbättringar av resultaten under de år då tjäldjupet var stort. För dessa år fick en modell som inte tog någon hänsyn till tjälen ett alldeles för sent och långsamt avrinningsförlopp. Även Gray m fl (1986) lyckades få förbättringar av två olika operationella avrinningsmodeller då de inkluderade effekterna av tjälad mark vid simuleringen av avrinningen från ett prärieområde.

7.9 Fördröjd smältvattenavrinning

Olika tillfälliga hinder bestående av snö eller is kan fördröja smältvattnets avrinnande. Dessa kan till exempel bestå av horisontella islager i snön, tjälad mark eller av snövallar.

I en undersökning av Kuusisto (1984) visades på ett tydligt samband mellan tjäldjupet och tidsfördröjningen från snösmältningen till avrinningen. Av detta drogs slutsatsen att en betydande del av fördröjningen berodde på en magasinering av smältvattnet på eller mycket nära markytan.

Andersson (1972) hävdar att magasinering av smältvatten på grund av tjäle eller islinser i snön har liten betydelse om snötäcket är tjockt, eftersom den magasinerade mängden då är liten i jämförelse med snöns totala vattenhållande förmåga. Det är bara då snötäcket är tunt som den extra magasineringen kan få någon avgörande betydelse.

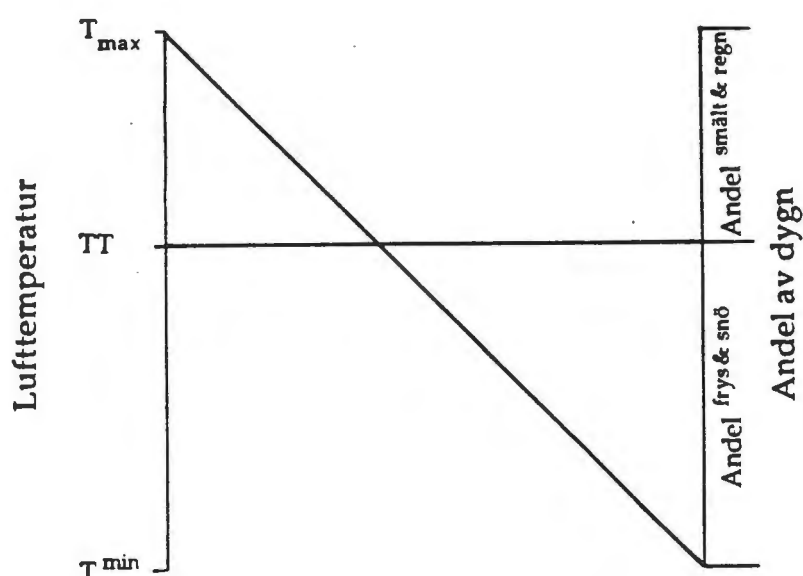
Bergström (1975, 1976) prövade att införa ett vattenmagasin vid snötäckets bas i HBV-modellen. Han jämförde resultaten från denna modell med en modell utan något sådant magasin. Han fann då att de båda modellerna gav lika R^2 -värden, men en visuell inspektion av hydrograferna visade att resultaten från modellen med ett basmagasin var något bättre, speciellt i förutsägelsen av tidpunkten för vårflodens start. Detta extra magasin har emellertid till stor del samma funktion som snöns vattenhållande förmåga, och en korrelationsanalys visade att påverkan mellan de båda parametrarna var stor. Därför togs det extra magasinet bort.

I den finländska varianten av HBV-modellen kalibreras en parameter som betecknar snöns initiella vattenhållande förmåga (Vehviläinen, 1990). För att man skulle undvika att få orealistiskt stora värden på denna infördes ett smältvattenmagasin. Detta magasin anses då representera den temporära magasineringen som sker bakom snövallar och liknande hinder.

8. METODIK OCH VAL AV OMRÅDEN

8.1 Använda snörutiner

I försöken har två olika snörutiner jämförts, dels den i avsnitt 4.3 beskrivna vilken använder sig av dygnsmedeltemperatur som indata (hädanefter kallad originalmodellen), dels en modell som använder sig av dygnets extremtemperaturer (maxminmodellen). I maxminmodellen antas temperaturen under dygnet variera linjärt mellan dygnets maximi- och minimitemperaturer (figur 11). Nederbörden fördelas på regn och snö i förhållande till den tid temperaturen varit över respektive under tröskeltemperaturen.



Figur 11.
Uppdelning av dygnet med
linjär interpolation mellan
extremtemperaturerna.

I maxminmodellen delas varje tidssteg upp och snösmältning och återfrysning beräknas separat:

$$MELT = CFMAX \cdot (T_{med} - TT) \quad , \text{ om } T_{min} \geq TT, \quad (8.1)$$

$$FREEZE = CFR \cdot CFMAX \cdot (TT - T_{med}) \quad , \text{ om } T_{max} \leq TT, \quad (8.2)$$

$$MELT = CFMAX \cdot \frac{(T_{max} - TT)^2}{2(T_{max} - T_{min})} \quad (8.3)$$

$$FREEZE = CFR \cdot CFMAX \cdot \frac{(TT - T_{min})^2}{2(T_{max} - T_{min})} \quad (8.4)$$

, annars,

där

$$T_{med} = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad (8.5)$$

Återfrysningen, FREEZE, kan dock bli högst lika med snöns vatteninnehåll WC.

I övrigt är de båda testade modellerna lika.

8.2 Modellkalibrering

Snöparametrarna i maxminmodellen (graddagfaktorn, tröskeltemperaturen och snö-korrektionsfaktorn) har kalibrerats om, medan de övriga parametrarna har satts till samma värden som i originalmodellen. Automatisk kalibrering har använts.

För originalmodellen har de senast framtagna parameteruppsättningarna från manuella kalibreringar använts i de områden där så har varit möjligt. I de fall där tillgången på data har gjort att andra temperaturstationer än de som använts tidigare, ha måst användas, har originalmodellens snöparametrar kalibrerats om. Omkalibrering har också skett i de områden där olika temperaturstationer har använts under olika år, eftersom det ej har varit känt vilken tidsperiod och därmed temperaturstation som det har kalibrerats på.

Modellen har kalibrerats in på 8 år i varje område med undantag av i Ljusnedal där endast 7 års data fanns tillgängliga. Övriga år, varifrån indata varit tillgängliga, har använts som oberoende perioder.

8.3 Valda områden

Modellerna har testats på sex olika avrinningsområden belägna i Ljungans, Ljusnans, Västerdalälvens och Örekilsälvens avrinningsområden. Storleken på områdena varierar från 117 km² till 5920 km² (se karta, figur 12).

Storsjön, Ljungan

Storsjön är ett högt beläget område där större delen av arean är belägen mellan 700 meter och 1050 meter över havet. Det omfattar Ljungan med sitt biflöde Skärkan ner till utloppet från Storsjön. Det har en area på 938 km² och består till cirka 60 % av kalfjäll. Om man undantar Storsjön så finns det få sjöar i området.

Området har i modellen uppdelats i tre delområden, där ett (Skärkan) har fått egna parametrar, och de båda andra har fått samma. Snöparametrarna har kalibrerats om för båda modellerna. Alla delområden har därvid fått samma värden på de tre snöparametrarna. Temperaturstationen i Storsjö kapell har använts. Modellerna kalibrerades in på

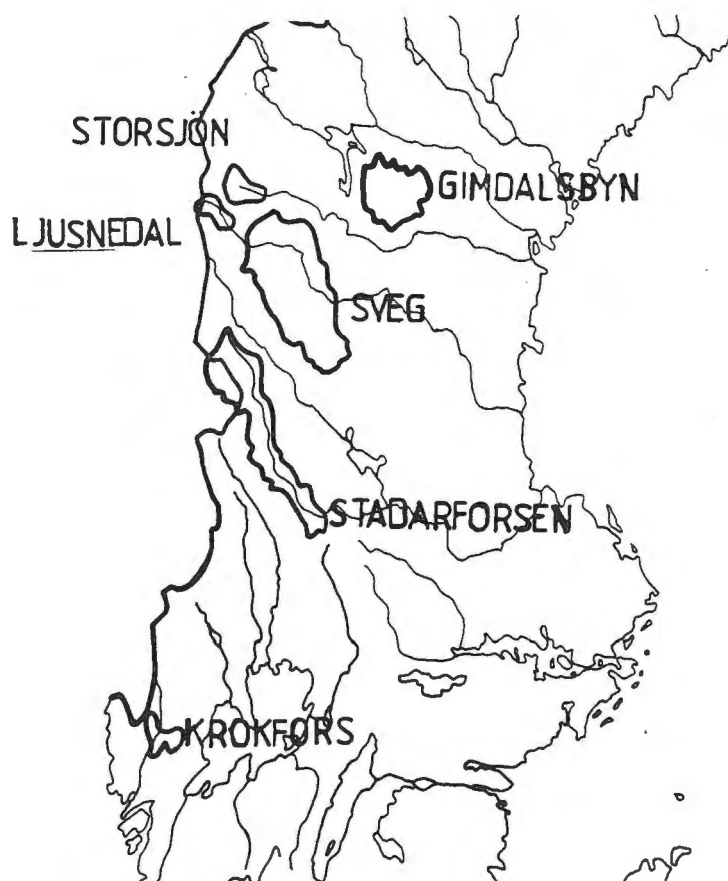
perioden 730901 - 810831, och perioden 810901 - 880831 har använts som oberoende period.

Gimdalsbyn, Gimån

Gimån är ett biflöde till Ljungan och rinner ut i denna vid Torpshammar. Den rinner upp sydöst om Storsjön, Jämtland och har vid Gimdalsbyn en medelvattenföring på 18 m³/s. Det finns många sjöar i området och flödet blir därför väldigt dämpat.

Tillrinningsområdet är 2178 km², varav 251 km² utgörs av sjöar. Över 80 % utgörs av skogsmark och höjden varierar från 200 upp till 547 meter över havet.

Området har uppdelats på fyra delområden som har åsatts samma parametrar. De temperaturstationer som använts är Fränsta, Hunge och Krångede. Maxminmodellen har kalibrerats på perioden 690901 - 770831 medan perioden 770901 - 880831 har använts som en oberoende period.



Figur 12. Karta med de undersökta avrinningsområdena inprickade.

Ljusnedal

Ljusnedal har ett tillrinningsområde på 340 km² och det omfattar bland annat Ljusnans källflöde. Området är högt beläget, höjden varierar från 566 upp till 1593 meter över havet, och består till 60 procent av kalfjäll. Området är sjöfattigt. Vid Ljusnedal har älven en medelvattenföring på 7.4 m³/s, och vårfloden bidrar med mer än hälften av årsvattenföringen.

Temperaturstationen i Fjällnäs har använts för båda modellerna. På grund av att originalmodellen för området använder sig av andra temperaturstationer, kalibrerades snöparametrarna om även för denna modell. Data fanns endast tillgängligt för sju år, 810901 - 880831. Hela perioden är kalibreringsperiod och en oberoende period saknas alltså.

Svegssjön lokalt

Vid Sveg har Ljusnan ett tillrinningsområde på 8490 km². Detta område har uppsplittrats i delmodeller, varav Svegssjön lokalt är det största med ett tillrinningsområde på 5920 km². Höjden i området varierar från 360 meter upp till över 800 meter. Området är kraftigt reglerat och regleringsmagasinen har en sammanlagd area på cirka 60 km². De simulerade flödena motsvarar dock den naturliga tillrinningen, vilken har framräknats med hjälp av uppgifter om hur magasinerna regleras. I övrigt är området ganska sjöfattigt, och består till över 70 % av skogsmark.

Området är uppdelat på sex delområden. I originalmodellen har två av delområdena fått andra värden på graddagfaktorn än de övriga, medan maxminversionen har samma graddagfaktor i alla delområden. Skillnaden på graddagfaktorns storlek mellan de olika områdena i originalmodellen är dock liten. De temperaturstationer som använts är de i Sveg, Lofsdalen och Storsjö kapell. Perioden 730901 - 810831 har använts som kalibreringsperiod och perioderna 690901 - 730831 och 810901 - 880831 som oberoende perioder.

Stadarforsen

Stadarforsen ligger vid Västerdalälven, vilken där har ett tillrinningsområde på cirka 4000 km². Området är till cirka 70 % skogbevuxet och har ytterst få sjöar. Höjden varierar mellan 300 och 1044 meter över havet.

Hela området har modellerats med samma parameteruppsättningar utan någon uppdelning i delområden eller vegetationszoner. Malung och Flöttingen har använts som temperaturstationer. Originalmodellens snöparametrar har kalibrerats om på data från dessa stationer. Perioden 690901 - 770831 har använts som kalibreringsperiod och perioden 770901 - 850831 som oberoende period.

Krokfors kvarn

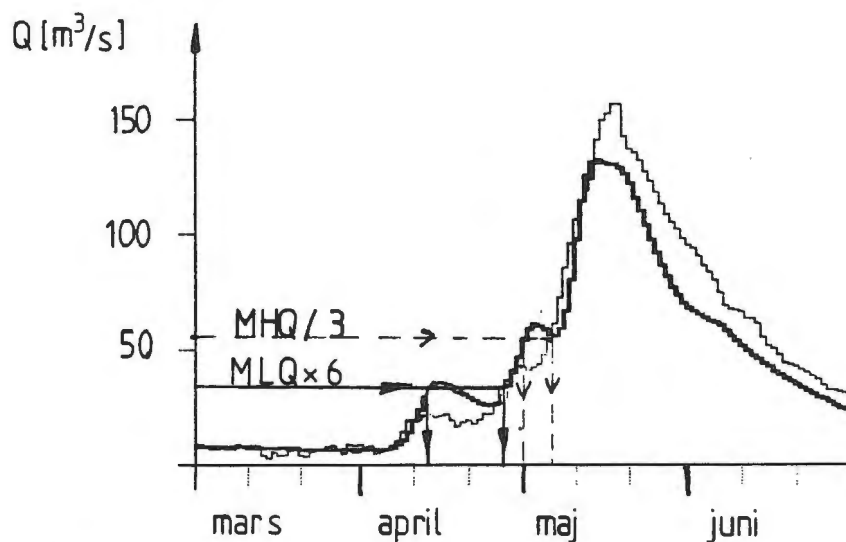
Krokfors kvarn ligger vid Örekilsälven vilken flyter igenom Dalsland och Bohuslän och mynnar i havet vid Munkedal, där medelvattenföringen är 22 m³/s. Området är 117 km² stort och består till över 60 procent av öppen mark. Det har ett stort vinterflöde på grund av smältperioder under vintern. Vårfloden, om det är någon, brukar komma under mars eller april.

Området har modellerats som ett delområde och det består av endast två höjdzoner. Temperaturstationen i Bastorp har använts. Perioden 781013 - 861012 har använts som kalibreringsperiod och perioden 861013 - 900930 som oberoende period. Värdet av den oberoende perioden sätts dock ner på grund av att vintrarna 1988-89 och 1989-90 var helt snöfria.

8.4 Kriterier för bestämning av vårflodens start

Det kriterium som används för att bestämma tidpunkten för när vårfloden börjar, inverkar kraftigt på om en prognos över ett enskilt år ska betraktas som korrekt eller som en miss (figur 13). En prognos som med ett kriterium missar starten grovt kan enligt ett annat kriterium vara en fullträff. Det kriterium som används då man jämför två olika modeller över ett stort antal år och områden spelar dock en något mindre roll.

Andersson (1990) definierade starten som det datum då flödet för första gången överstiger tre gånger medelbasflödet under varje vinter. Detta innebär att den volym som vattenföringen måste komma upp i innan det kan sägas att vårfloden har börjat kan variera kraftigt år från år.



Figur 13. 1969 års observerad (tunn linje) och av HBV-modellen simulerad vårflod (tjock linje) vid Torpshammar. Exemplet illustrerar svårigheten att hitta ett bra kriterium på när vårfloden har kommit igång. Källa: Sannebjörk och Harlin (1990).

Sannebjörk och Harlin (1990) prövade ett antal olika kriterier för vårflodens start i samband med det tidigare omnämnda försöket med indikatorområden. De kriterier som testades var tre gånger medellågvattenföringen ($3 \cdot \text{MLQ}$), sex gånger medellågvattenföringen ($6 \cdot \text{MLQ}$) och en tredjedel av medelhögvattenföringen ($\text{MHQ}/3$). De fann att kriterierna $6 \cdot \text{MLQ}$ och $\text{MHQ}/3$ gav de bästa resultat. Kriteriet $3 \cdot \text{MLQ}$ var så lågt att det ibland slog larm att vårfloden startade vid tillfälliga flödesökningar mitt under vintern.

Jag använder mig av de två sistnämnda kriterierna, dvs $6 \cdot \text{MLQ}$ och $\text{MHQ}/3$, samt av ett kriterium som tar hänsyn till hydrografens gradient. Detta kriterium bedömer vårflodens start som den dag efter den 1 mars då ökningen i vattenföring är minst en femtondel av medelhögvattenföringen ($\text{MHQ}/15$), eller senast den dag då flödet uppgår till en tredjedel av medelhögvattenföringen ($\text{MHQ}/3$). Orsaken till att detta kriterium har lagts till är att kriteriet $\text{MHQ}/3$ ibland ger en något sen tidpunkt för vårflodens start jämfört med en subjektiv bedömning av hydrografen, samt att $6 \cdot \text{MLQ}$ ligger för lågt för älvsträckor med små vinterbasflöden.

Den observerade tidpunkten för vårflodens start enligt varje kriterium jämförs med den beräknade i de olika modellerna. En modellsimulering anses därvid lyckad om den beräknade tidpunkten ligger inom ± 2 dygn från den observerade, och kallas då för en träff.

För att kunna avgöra vilket startkriterium som är det bästa för varje område, och för att kunna sortera ut mindre lämpliga kriterier görs en subjektiv bedömning av när vårfloden kommer igång varje år genom att helt enkelt titta på hydrograferna. En sådan bedömning kommer att påverkas av hydrografens gradient, vilket gynnar det kriterium som är baserat på flödesökning under ett dygn. Jag har sedan valt att lägga större vikt vid resultaten från de eller det kriterium som sett över hela perioden visat sig stämma bäst överens med en subjektiv bedömning i varje område.

9. RESULTAT OCH TOLKNINGAR

9.1 Storsjön

I området Storsjön gav de båda modellerna ett i stort sett likvärdigt resultat (tabell 1 och figur 14). Med originalmodellen fås ett något högre värde på den förklarade variansen för både kalibreringsperioden och för den sjuåriga oberoende perioden. För verifikationsperioden är R^2 -värdet 0.860 för originalmodellen och 0.835 för maxminmodellen. Dessutom är medelavvikelsen för kriteriet MHQ/3 mindre för originalmodellen än för maxminmodellen, vilket helt och hållet beror på att maxminmodellen missar starten 1987 enligt detta startkriterium, vilket i sin tur beror på ett förflöde som underskattas något till sin storlek.

Kriteriet $6 \cdot MLQ$ kan knappast användas på området eftersom vinterflödet vanligtvis överstiger detta värde några gånger varje säsong. För kriteriet MHQ/3 var antalet träffar, dvs andel prognoser inom ± 2 dagar, i de båda modellerna lika stor, 80 %. För kriteriet som bygger på flödesökning under ett dygn, gick maxminmodellen något bättre än originalmodellen, 87 % träffar med den förra och 80 % träffar med den senare. Denna skillnad beror emellertid på att maxminmodellen gick bättre vid ett enda tillfälle (1979).

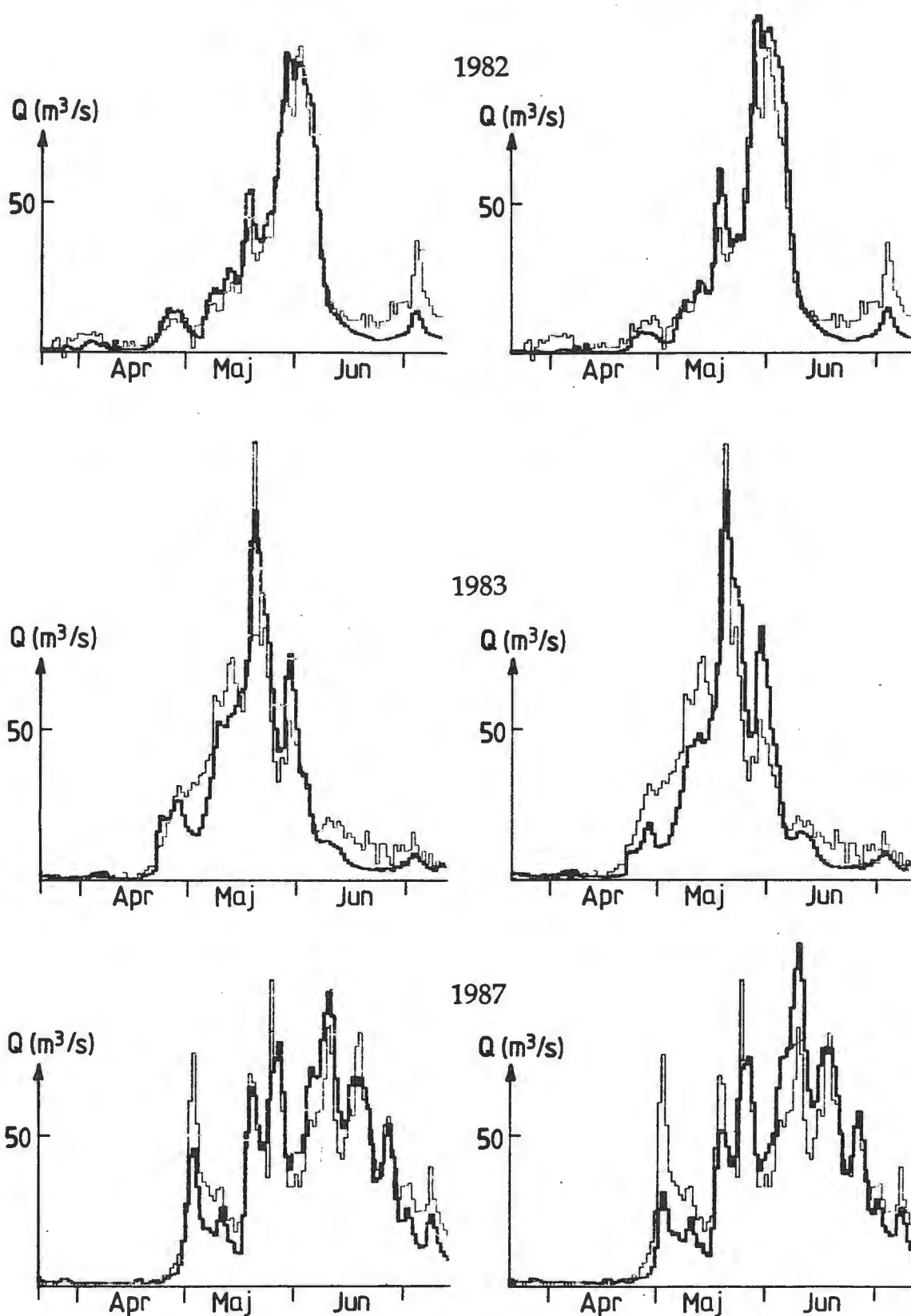
Tabell 1. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Storsjön under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $6 \cdot MLQ = 3.3 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/3 = 56 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/15 = 11.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

KRITERIUM	$Q \geq 6 \cdot MLQ$			$Q \geq MHQ/3$			$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$		
ÅR	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM
1974	6/4	0	-2	2/5	-3	-1	29/4	0	2
1975	29/4	6	7	8/5	1	1	8/5	-1	-1
1976	*			11/5	-1	0	10/5	-1	-1
1977	27/4	0	0	15/5	6	-7	15/5	-9	-9
1978	5/5	3	3	19/5	1	0	18/5	-1	-1
1979	21/4	1	1	16/5	2	2	14/5	3	1
1980	16/4	-1	-1	4/5	1	1	4/5	1	-1
1981	*			12/5	-1	0	11/5	-1	-1
1982	*			17/5	-1	0	16/5	0	0
1983	17/4	3	5	5/5	3	3	5/5	-13	-13
1984	*			1/5	-2	-2	30/4	-2	-2
1985	8/5	0	1	15/5	-1	0	13/5	0	0
1986	28/4	-2	-2	4/5	0	0	4/5	-1	-1
1987	23/4	-3	-7	1/5	0	17	30/4	-1	1
1988	*			11/5	0	2	9/5	0	1
MEDEL		1.90	2.90		1.53	2.40		2.27	2.33
ANDEL INOM 2 DYGN		60 %	60 %		80 %	80 %		80 %	87 %

* Vinterbasflödet överstiger detta flöde under vissa perioder.

ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN



Figur 14. Exempel på simuleringar för Storsjön. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.2 Gimdalsbyn

För Gimdalsbyn (tabell 2 och figur 15) kunde man vid en okulär besiktning av hydrograferna se klara skillnader mellan de olika modellerna för de flesta år som testades, en del år gick maxminmodellen bäst, andra gånger originalmodellen. Sett över hela perioden så gav maxminmodellen en något säkrare bedömning av vårflodsstarten. Det kriterium som bedömdes vara bäst lämpat för området, flödesökning under ett dygn, gav en förbättring från 42 % träffar för originalmodellen till 53 % träffar för maxminmodellen. Denna förbättring gav inget utslag i ett högre värde på den förklarade variansen, tvärtom så sjönk den från 0.905 i originalmodellen till 0.880 i maxminmodellen för den oberoende perioden.

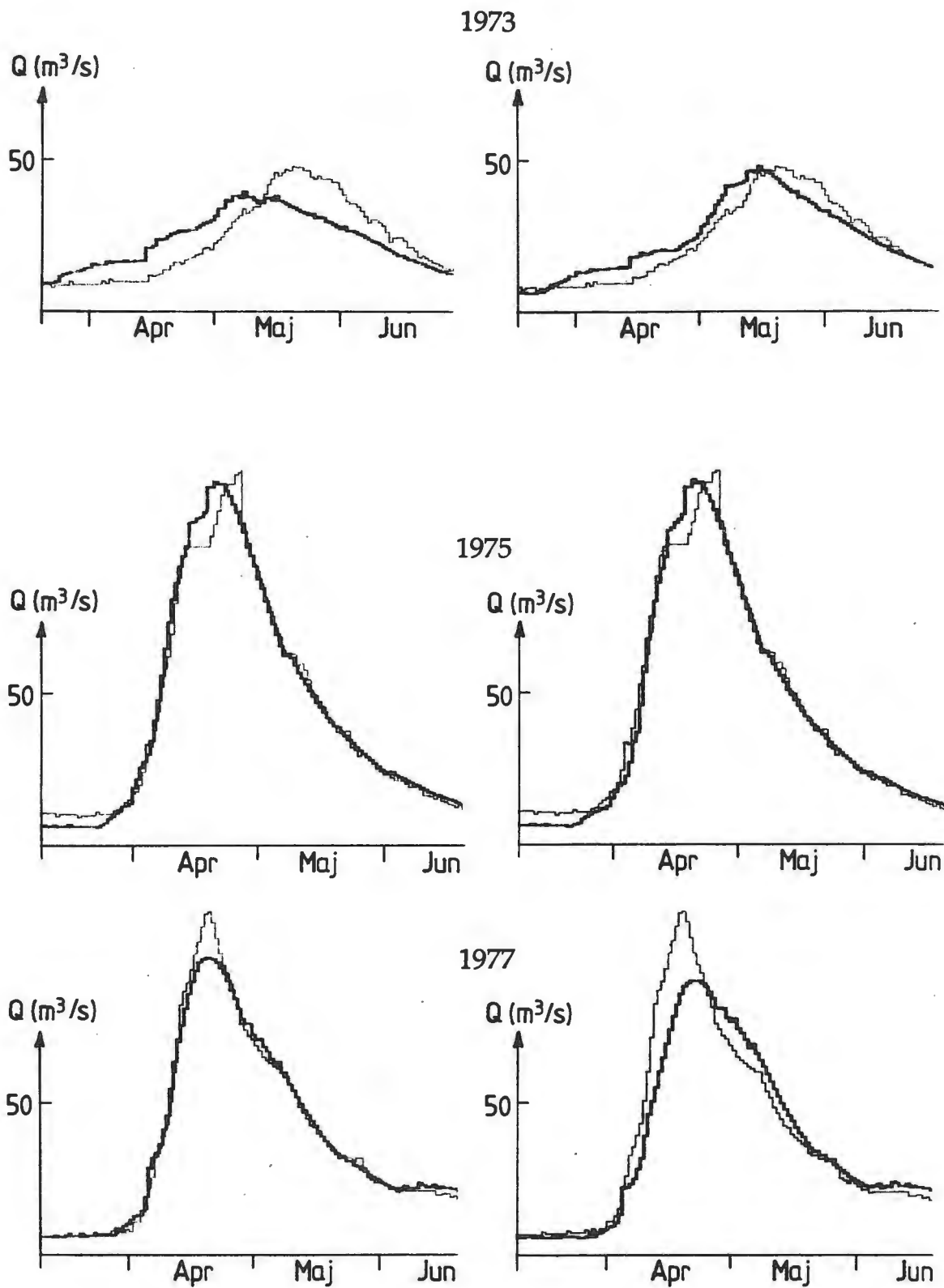
Tabell 2. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Gimdalsbyn under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $6 \cdot MLQ = 37.2 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/3 = 20.3 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/15 = 4.1 \text{ m}^3/\text{s}$.

KRITERIUM	$Q \geq 6 \cdot MLQ$			$Q \geq MHQ/3$			$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$		
	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM
ÅR									
1970	14/5	-3	-3	11/5	-3	-3	11/5	-3	-3
1971	11/5	-4	-3	7/5	-3	-2	7/5	-3	-2
1972	4/6	*	*	6/5	-16	-12	6/5	-16	-12
1973	19/5	-9	-7	2/5	-16	-9	2/5	-16	-9
1974	2/5	-3	-3	26/4	-4	-8	26/4	-4	-8
1975	6/5	0	2	3/5	-2	1	3/5	-3	1
1976	*			13/5	-5	-4	13/5	-5	-4
1977	10/5	0	2	6/5	0	1	6/5	-1	0
1978	1/6	-8	*	17/5	-1	0	17/5	-1	0
1979	22/5	-3	2	14/5	-2	0	14/5	-2	0
1980	3/5	-3	0	28/4	-4	0	28/4	-4	0
1981	10/5	-1	3	24/4	15	16	24/4	15	16
1982	26/4	4	11	20/4	3	8	20/4	3	8
1983	26/4	5	8	23/4	2	5	22/4	1	6
1984	2/5	-6	-3	24/4	-3	-1	24/4	-3	-1
1985	13/5	0	1	10/5	-1	0	10/5	-1	0
1986	4/5	-1	1	2/5	-1	1	29/4	1	3
1987	1/5	0	0	28/4	0	0	28/4	0	0
1988	9/5	1	2	6/5	1	2	6/5	1	2
MEDEL		2.88	3.12		4.32	3.84		4.37	3.95
ANDEL INOM 2 DYGN		41 %	50 %		47 %	58 %		42 %	53 %

* Vårflödet överstiger aldrig detta värde.

ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN



Figur 15. Exempel på simuleringar för Gimdalsbyn. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.3 Ljusnedal

I området Ljusnedal (tabell 3 och figur 16) går de båda modellerna i stort sett lika bra. De skillnader som finns mellan modellerna är små. R^2 -värdet för maxminmodellen är något lägre än för originalmodellen, 0.893 mot 0.903. Antalet träffar blev lika för båda modellerna och för alla kriterier. Vid en visuell inspektion av hydrograferna kunde endast smärre skillnader ses, vilka i allmänhet gick något i originalmodellens favör.

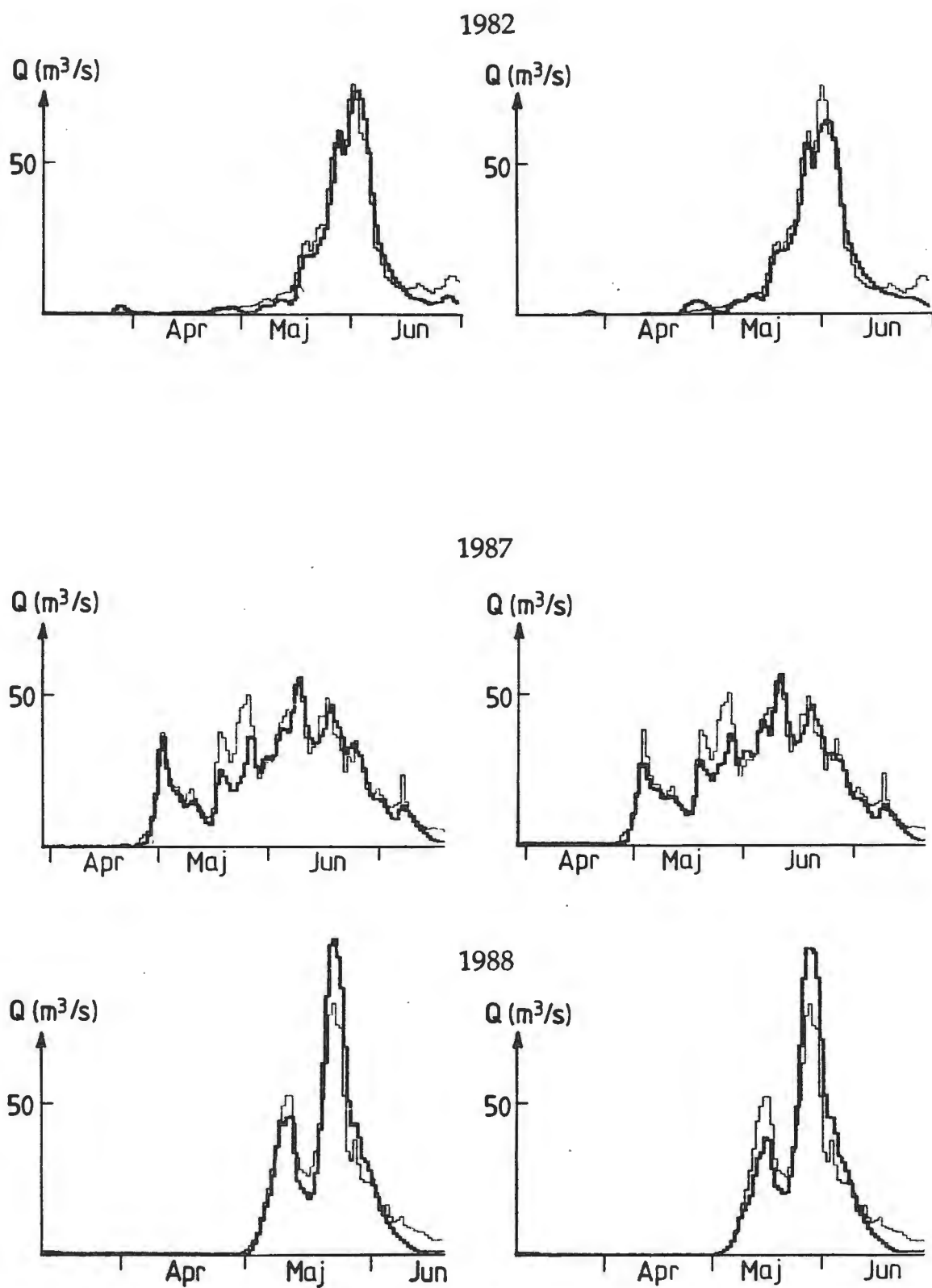
Tabell 3. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Ljusnedal under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = Observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $6 \cdot MLQ = 4.3 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/3 = 24 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/15 = 4.8 \text{ m}^3/\text{s}$.

KRITERIUM	$Q \geq 6 \cdot MLQ$			$Q \geq MHQ/3$			$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$		
	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM
ÅR									
1982	6/5	5	-11	19/5	4	4	17/5	0	0
1983	22/4	-1	0	4/5	3	3	4/5	-12	-12
1984	25/4	-14	-15	1/5	-1	-1	29/4	0	0
1985	10/5	-1	0	17/5	-2	1	14/5	-1	-1
1986	3/5	-4	-4	5/5	-1	-1	3/5	0	0
1987	27/4	*	*	1/5	0	0	30/4	-1	-1
1988	7/5	0	0	12/5	0	1	9/5	3	4
MEDEL		4.17	5.00		1.57	1.57		2.43	2.57
ANDEL INOM 2 DYGN		50 %	50 %		71 %	71 %		71 %	71 %

* Temperaturdata saknas under veckan innan detta kriterium uppnås.

ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN



Figur 16. Exempel på simuleringar för Ljusnedal. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.4 Svegssjön

I området Svegssjön (tabell 4 och figur 17) ger originalmodellen ett något bättre resultat än maxminmodellen. Vid modellbytet sjunker R^2 -värdet både för kalibreringsperioden och för de båda oberoende perioderna. För perioden 690901 - 730831 sjunker det till och med så pass kraftigt som från 0.80 till 0.74. Under de båda andra perioderna är skillnaderna i R^2 -värde något mindre. Absolutvärdet för medelavvikelsen för vårflodens start är genomgående lägre för originalmodellen, oberoende av valt startkriterium. Det startkriterium som anses vara mest lämpat för området var kriteriet med flödesökning per dygn. Detta valdes för att kriteriet $6 \cdot MLQ$ ofta slog larm för tidigt och $MHQ/3$ för sent.

Andel träffar var för ökningskriteriet 79 % för originalmodellen och 74 % för maxminmodellen. Denna differens är visserligen orsakad av en förbättring under netto ett år, men skillnaden i absolutavvikelse är betydande, och vid en visuell inspektion av hydrograferna ansågs originalmodellen vara klart bättre än maxminmodellen.

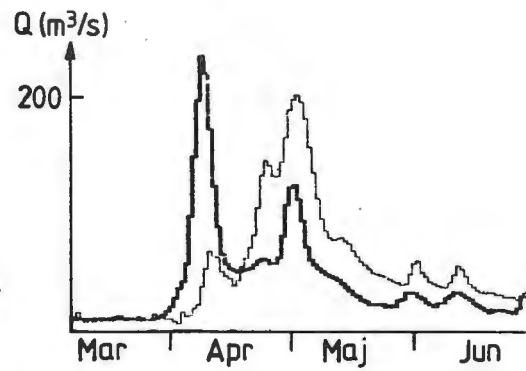
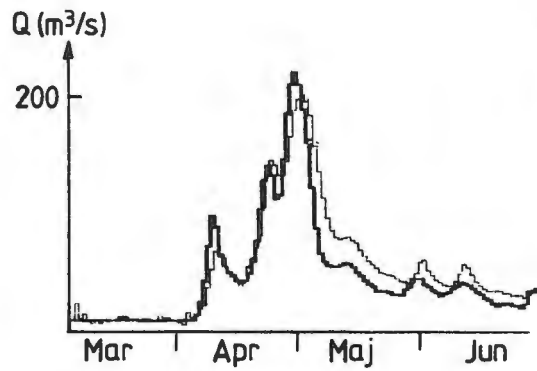
Tabell 4. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Svegssjön under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $6 \cdot MLQ = 49.2 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/3 = 217.2 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/15 = 43.4 \text{ m}^3/\text{s}$.

KRITERIUM	$Q \geq 6 \cdot MLQ$			$Q \geq MHQ/3$			$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$		
	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM
ÅR									
1970	5/5	1	-1	10/5	-2	-3	8/5	-1	-2
1971	19/4	2	2	7/5	0	0	6/5	0	0
1972	19/4	13	13	6/5	-1	-2	4/5	-1	-1
1973	26/4	-9	-9	12/5	7	7	12/5	7	7
1974	8/4	-1	-6	24/4	3	-18	24/4	-16	-19
1975	25/4	1	-1	2/5	-1	-1	1/5	-1	-1
1976	16/4	0	0	10/5	0	-1	10/5	-1	-1
1977	30/4	4	5	7/5	0	-1	6/5	0	-1
1978	25/4	-1	-2	18/5	0	-1	8/5	9	1
1979	27/4	1	16	14/5	2	1	14/5	1	0
1980	17/4	-1	-2	1/5	-1	-2	1/5	-2	-2
1981	12/4	0	-3	10/5	0	0	9/5	0	-27
1982	4/4	-1	-2	28/4	-3	-2	24/4	-1	-1
1983	18/4	2	2	24/4	-1	-1	23/4	-1	-1
1984	24/4	-5	-8	27/4	-2	-2	27/4	-4	-3
1985	8/5	0	0	12/5	-2	-2	10/5	-1	-1
1986	29/4	-2	-1	3/5	-2	-1	2/5	-2	-2
1987	23/4	1	0	29/4	-1	-1	28/4	0	-4
1988	1/5	3	2	7/5	0	0	5/5	1	0
MEDEL		2.53	3.95		1.47	2.42		2.58	3.89
ANDEL INOM 2 DYGN		74 %	63 %		84 %	84 %		79 %	74 %

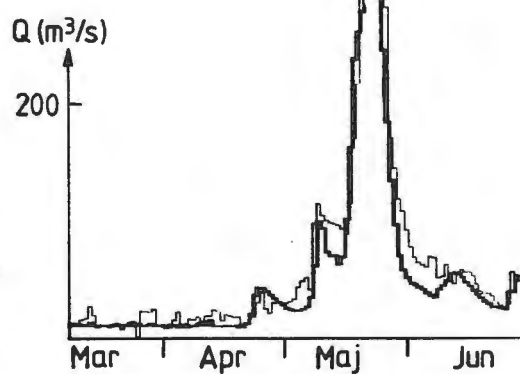
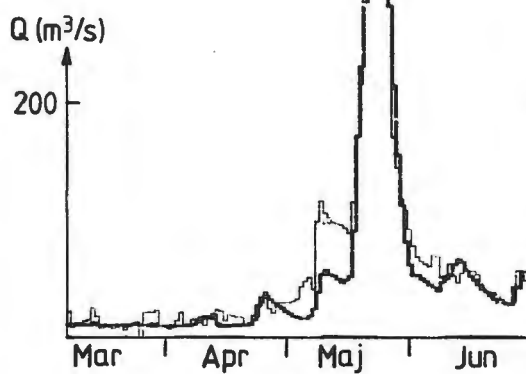
ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN

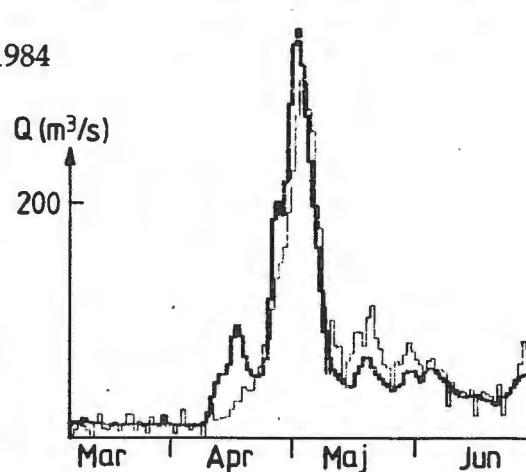
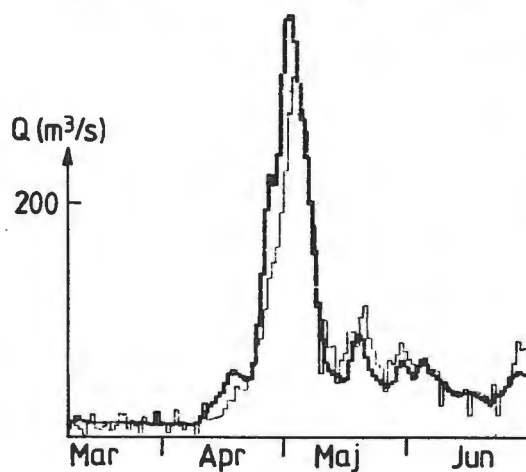
1974



1978



1984



Figur 17. Exempel på simuleringar för Svegssjön. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.5 Stadarforsen

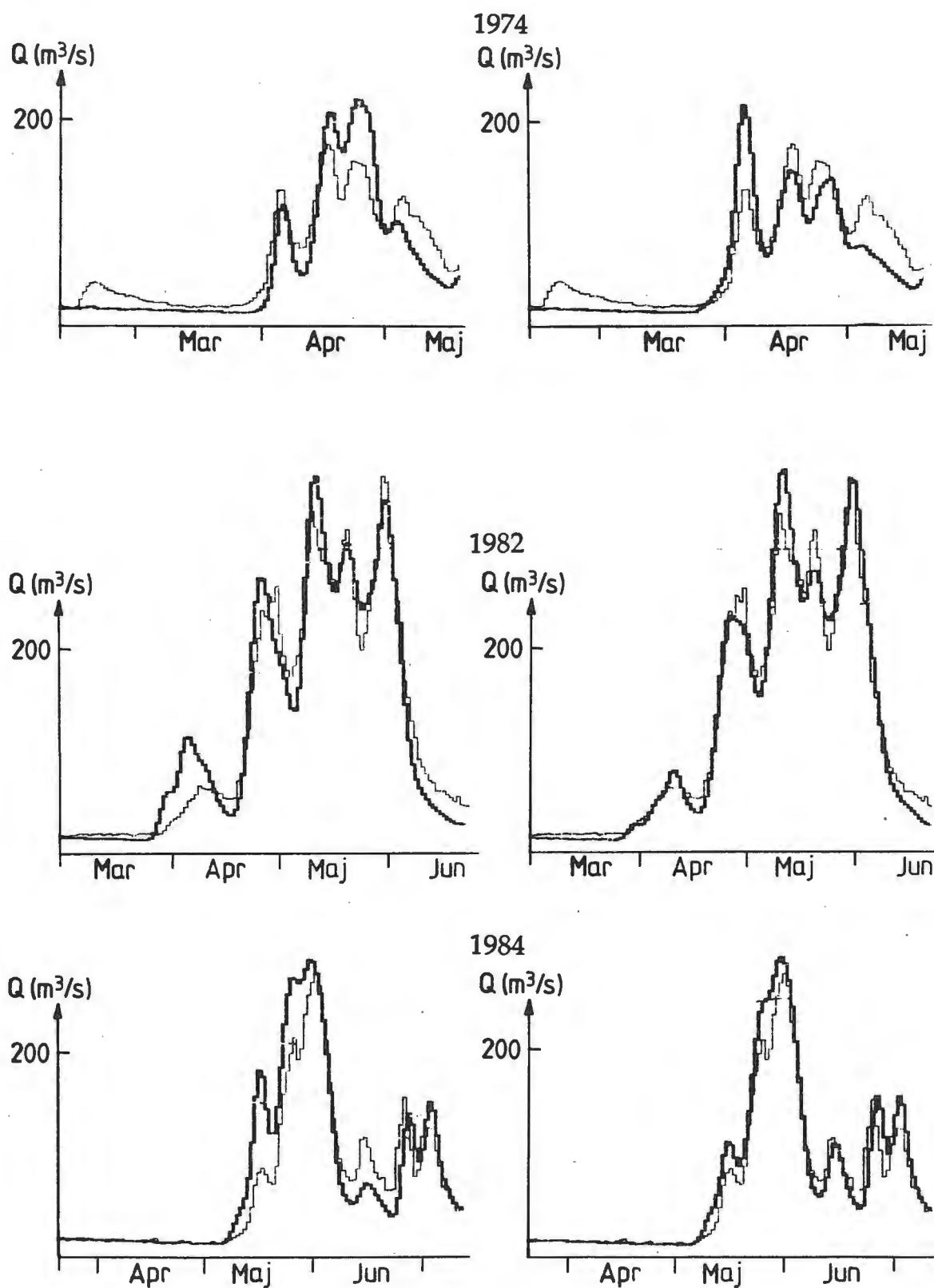
I området Stadarforsen (tabell 5 och figur 18) ger maxminmodellen ett klart bättre resultat än originalmodellen i fråga om träffsäkerheten för vårflodsstarten. Det kriterium som är mest lämpligt för området, flödesökning på en dag, ger en förbättring i antalet träffar från 44 % till 87%. Även de andra kriterierna visade på stora förbättringar av förutsägelsen om tidpunkten för vårflodens start. Däremot så är faktiskt R^2 -värdena ungefär lika för de båda modellerna, för kalibreringsperioden så är originalmodellen till och med aningen bättre än maxminmodellen. Volymfelet över vårfloderna under den oberoende perioden är ganska mycket mindre med maxminmodellen (7.3 %) jämfört med originalmodellen (10.2 %). Vid en visuell inspektion av hydrograferna ansågs det att maxminmodellen var något bättre, men det var ej fråga om någon större förbättring.

Tabell 5. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Stadarforsen under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $6 \cdot MLQ = 114 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/3 = 137 \text{ m}^3/\text{s}$, $MHQ/15 = 27.4 \text{ m}^3/\text{s}$.

KRITERIUM	Q ≥ 6 · MLQ			Q ≥ MHQ/3			ΔQ/Δt ≥ MHQ/15			
ÅR	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	
1970	6/5	-2	-1	7/5	2	-2	7/5	-3	-2	
1971	21/4	-1	0	5/5	-14	-14	4/5	-13	-13	
1972	3/5	0	0	3/5	0	1	3/5	0	0	
1973	7/5	1	1	8/5	1	0	8/5	0	-1	
1974	10/4	0	-2	22/4	-1	-14	7/4	2	0	
1975	28/4	0	0	1/5	-2	-2	1/5	-3	-2	
1976	11/5	-23	-1	12/5	-23	-1	11/5	-23	0	
1977	1/5	-1	0	2/5	-2	0	30/4	-1	0	
1978	7/5	1	0	8/5	1	-1	8/5	0	-1	
1979	29/4	8	-4	30/4	8	-4	26/4	12	0	
1980	25/4	-6	-6	26/4	-6	1	26/4	-8	1	
1981	14/4	-1	-2	15/4	-2	-2	15/4	-3	-3	
1982	22/4	-18	0	23/4	-1	-1	23/4	-2	-1	
1983	20/4	1	0	21/4	0	0	19/4	0	0	
1984	24/4	-8	-6	25/4	-8	-1	24/4	-8	0	
1985	8/5	0	-15	9/5	0	0	7/5	-15	-15	
MEDEL			4.44	2.38	4.44			2.75	5.81	2.44
ANDEL INOM 2 DYGN			69 %	75 %	69 %			81 %	44 %	87 %

ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN



Figur 18. Exempel på simuleringar för Stadarforsen. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.6 Krokfors kvarn

Krokfors kvarn (tabell 6 och figur 19) ligger i ett område med ett sådant klimat att det ofta blir flera smältperioder per säsong. Därför är det mindre meningsfullt att titta på starttidpunkten för vårfloden, om den överhuvudtaget går att identifiera, utan jag har istället använt startkriterierna för att avgöra varje smältflods start. Eftersom man då bara kan titta på det simulerade avrinningsförloppet de närmaste dagarna före eller efter den observerade starttidpunkten för varje smältperiod, för att man inte ska hamna i fel smältperiod, så kommer missarna av starten att bli mindre än annars. Dessutom går inte kriteriet $6 \cdot \text{MLQ}$ att använda på området eftersom vinterflödet sällan är så pass lågt. Detta innebär att man bör fästa mindre uppmärksamhet vid startkriterierna för området Krokfors kvarn, och istället bry sig mer om förändringen i den förklarade variansen.

För kalibreringsperioden 781013 - 861012 höjdes R^2 -värdet från 0.779 till 0.804 mellan originalmodellen och maxminmodellen. Verifikationsperioden 861013 - 900931 gav en lika stor skillnad åt andra hållet, men under den perioden fanns endast två smältperioder. Startkriteriet $\text{MHQ}/3$ visade sig vara bäst lämpat för området och det visar på en viss förbättring med maxminmodellen. En visuell kontroll visade att maxminmodellen gick något bättre än originalmodellen, inte minst under tillfälliga smältperioder mitt i vintern (tabell 6 och figur 19).

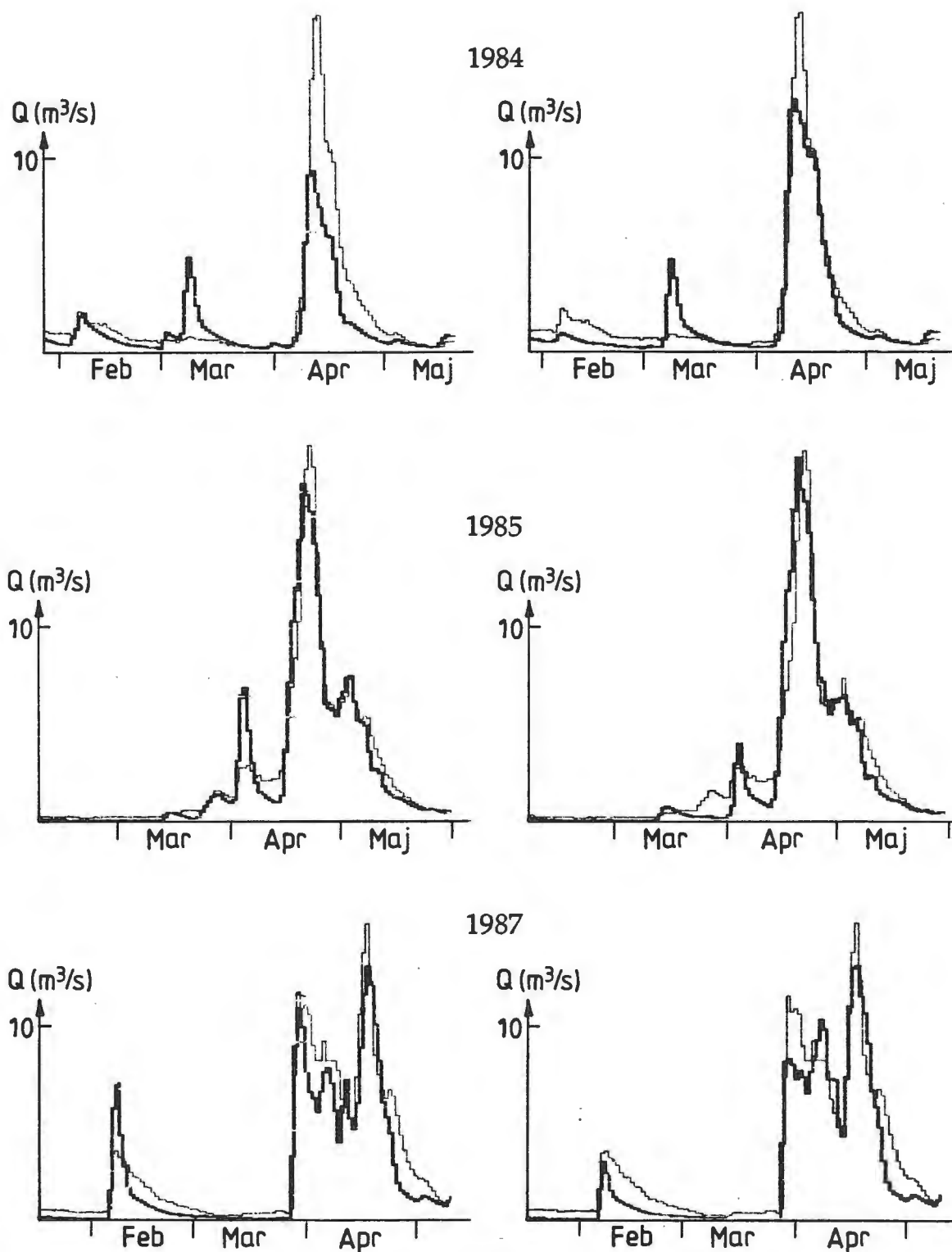
Tabell 6. Modellernas prognosmissar av vårflodens start i antal dygn för Krokfors kvarn under de undersökta åren. Ett negativt värde betyder att modellens prognos av vårflodens start ligger för tidigt, och ett positivt värde att modellen slår larm för sent. OBS = observerad tidpunkt för händelsen, ORG = originalmodellen, MM = maxminmodellen. $\text{MHQ}/3 = 6.1 \text{ m}^3/\text{s}$, $\text{MHQ}/15 = 1.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

ÅR	KRITERIUM $Q \geq \text{MHQ}/3$			$\Delta Q/\Delta t \geq \text{MHQ}/15$			ANMÄRKNING
	OBS	ORG	MM	OBS	ORG	MM	
1979	7/3	2	*	6/3	3	3	
1979	27/3	14	1	26/3	1	1	
1980	11/4	0	-2	10/4	-4	-4	
1980	30/12	0	-1	24/12	0	0	
1981	22/3	1	1	22/3	0	0	delvis regnflöde
1981	5/4	-2	-4	4/4	-4	-4	
1982	4/3	-1	-1	4/3	-1	-1	delvis regnflöde
1982	15/3	0	0	15/3	-1	-2	delvis regnflöde
1982	25/3	0	0	24/3	0	0	
1983	17/3	-7	-8	16/3	-7	-8	år med lite snö
1984	9/4	0	-1	6/4	2	1	
1985	17/4	-14	-1	16/4	-14	-13	
1985	22/12	1	1	21/12	1	1	delvis regnflöde
1986	23/3	-1	-1	21/3	0	0	delvis regnflöde
1986	25/4	-1	-1	24/4	-1	-1	
1987	28/3	0	0	28/3	-1	-1	delvis regnflöde
1988	2/4	1	2	31/3	-1	1	liten smältflod
MEDEL		2.69	1.56		2.41	2.41	
ANDEL INOM 2 DYGN	81 %	88 %		71 %	71 %		

* Smältfloden överstiger aldrig detta värde.

ORIGINALMODELLEN

MAXMINMODELLEN



Figur 19. Exempel på simuleringar för Krokfors kvarn. Tjock linje betecknar simulerat flöde, tunn linje observerat.

9.7 Parametrarnas värden

Tre olika parametrar kalibrerades om vid modellbytet. Dessa var graddagfaktorn CFMAX, tröskeltemperaturen TT och snökorrektionsfaktorn SFCF (figur 20).

Tröskeltemperaturen höjdes med i genomsnitt 0.81 °C. Detta var en väntad effekt på grund av den annorlunda funktion som tröskeltemperaturen får i en maxminmodell jämfört med en modell som använder sig av dygnsmedeltemperaturen. Tröskeltemperaturen i maxminmodellen styr hur pass stor del av dygnet som ska vara smältdel, och hur pass stor del som ska vara återfrysningsdel, medan den i originalmodellen styr vilka dygn som ska vara smältdygn respektive återfrysningsdygn. Det gjordes också ett försök att köra maxminmodellen med samma snöparametrar som i originalmodellen, vilket emellertid gav en alldeles för tidig vårfloidsstart. Ett försök att förklara höjningen av tröskeltemperaturen följer nedan.

Dygnsmedeltemperaturen antas ligga x °C över originalmodellens tröskeltemperatur under en tidsperiod. Det smältförlopp som då erhålls med originalmodellen stämmer förmodligen ganska väl med verkligheten eftersom tröskeltemperaturen är inkalibrerad för denna modell. Om man för enkelhets skull antar att dygnets temperaturamplitud a är jämnt fördelad på båda sidor om dygnsmedeltemperaturen, så kommer dygnets högsta temperatur att ligga $a/2$ över medeltemperaturen. För att man då ska få en lika stor smältning i maxminmodellen som i originalmodellen så fås med hjälp av figur 11 att

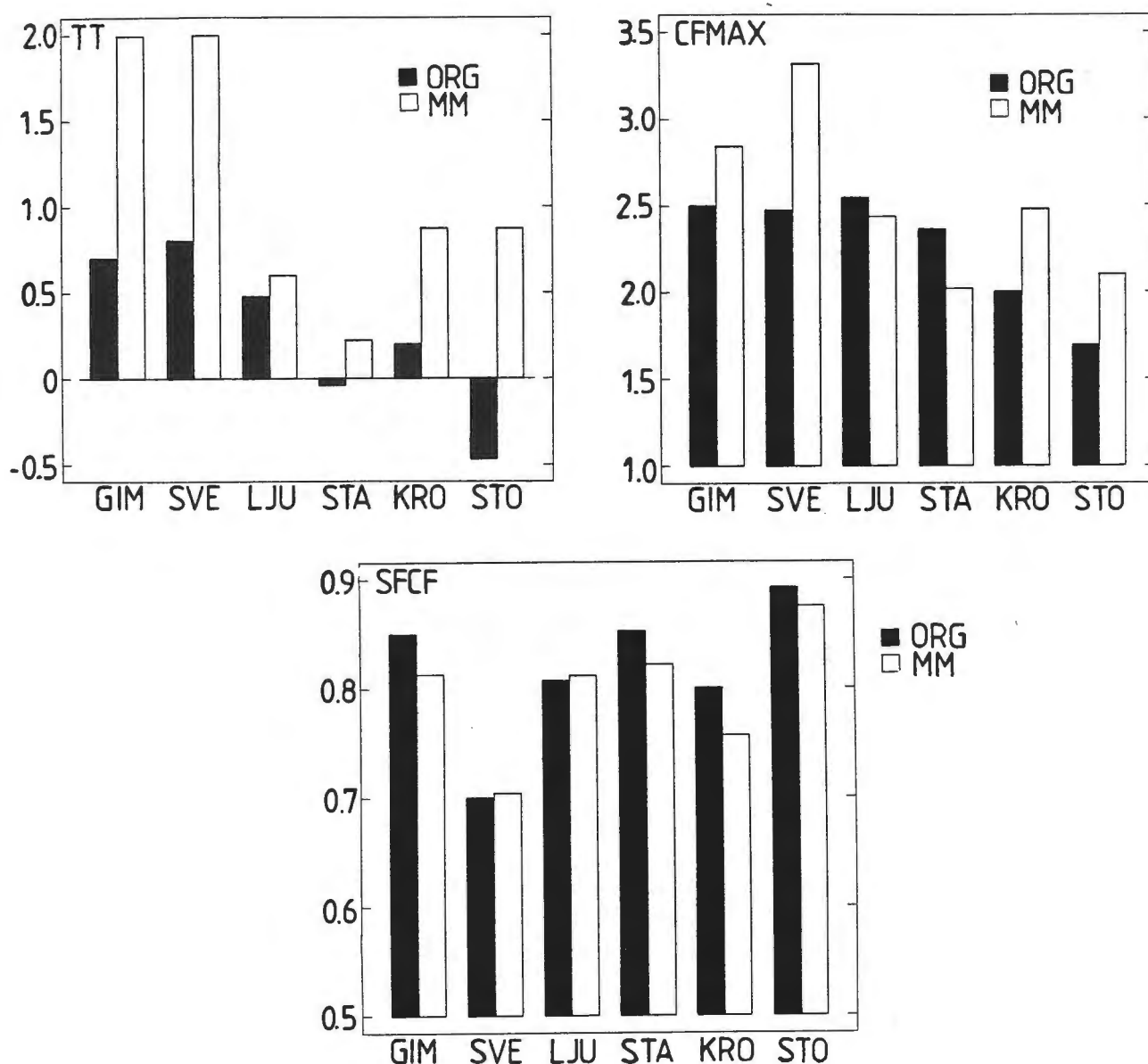
$$x = \left(x + \frac{a}{2} - y\right) \frac{1}{2} \frac{\left(x + \frac{a}{2} - y\right)}{a} \quad (9.1)$$

under förutsättning att graddagfaktorn är lika stor i de båda modellerna. y betecknar den höjning som krävs av tröskeltemperaturen vid modellbytet. Om y löses ut i ekvation (9.1) erhålls:

$$y = x + \frac{a}{2} - \sqrt{2 \cdot a \cdot x} \quad (9.2)$$

Temperaturens dygnsamplitud vid klimatstationerna i de södra fjälltrakterna är under april månad ungefär 8 till 10 °C. För $a = 8$ °C och $x = 0.5$ °C blir den krävda höjningen av tröskeltemperaturen 1.27 °C, och för $a = 8$ °C och $x = 1.0$ °C blir $y = 1.0$ °C. Detta stämmer rätt väl med de erhållna förändringarna av tröskeltemperaturen vid modellbytet.

Det som främst skiljer sig mellan den 'verkliga' tröskeltemperaturen och modellens är, om man bortser från de fysikaliska effekter som ej direkt beskrivs med lufttemperaturen, dels klimatstationernas representativitet, dels den korrigering av tröskeltemperaturen som måste göras vid kalibreringen för att kompensera för den rätlinjiga interpolationen mellan dygnets extremiteter. Det förra höjer oftast modellens tröskeltemperatur på grund av att det är vanligt att klimatstationerna i de svenska fjällen ligger lågt. Den senare sänker tröskeltemperaturen eftersom fördelningen av temperaturen över dygnets timmar inte är rätlinjigt fördelad utan snarare ser ut som en sinuskurva.



Figur 20. Förändring av parametervärdena vid modellbytet. Org = originalmodellen, mm = maxminmodellen.

I HBV-modellen används samma tröskeltemperatur för att avgöra nederbördsform som att avgöra om snön smälter eller inte. Av de ovan nämnda faktorerna som påverkar modellens tröskeltemperatur är det bara den som handlar om stationernas representativitet som kan gälla för tröskeltemperaturens båda funktioner. Det gör att det är tveksamt om man ska använda samma parameter för båda funktionerna i en maxmin-modell med rätlinjig interpolation. Ett bättre resultat borde kunna erhållas om man har två olika tröskeltemperaturer, en för att avgöra nederbördsformen och en annan för att beräkna snösmältning och återfrysning. Så har också gjorts i vissa versioner av HBV-modellen. Ett försök gjordes också i området Krokfors kvarn att ha två olika tröskeltem-

peraturer, där den som avgjorde nederbördsform sattes till 0 °C medan den som bestämde smältningen kalibrerades, men detta försök gav ett sämre R^2 -värde än tidigare. Tröskeltemperaturen för snösmältning ökade med omkring 1 °C, och vid den automatiska kalibreringen hittades inget riktig stabil parameteruppsättning. Denna försämring och instabilitet kan bero på att tröskeltemperaturen för nederbördsformen sattes till ett alltför lågt värde.

Även graddagfaktorn visar en viss tendens att öka vid modellbytet. För fyra av de sex områdena har maxminmodellen högre graddagfaktor än originalmodellen. Förändringarna ligger mellan -14 % och +34 %, med en genomsnittlig ökning på 12 %. Denna höjning kan delvis bero på att tröskeltemperaturen har höjts, men i första hand på den rätlinjiga interpolationen mellan dygnets extremtemperaturer. Det senare är ganska uppenbart då man räknar på det. Om man först antar att den rätlinjiga interpolationen endast påverkar tröskeltemperaturen, och därmed håller graddagfaktorn konstant, så får man orimligt stora skillnader mellan den 'verkliga' och modellens tröskeltemperatur för att hålla smältningen konstant. Om man istället antar att även graddagfaktorn förändras på grund av den rätlinjiga interpolationen, så får man betydligt rimligare värden, vilka bättre stämmer med de som har erhållits vid kalibreringarna.

Förändringarna av snöfallskorrektionsfaktorn SFCF mellan modellerna är små, men det finns en viss tendens till att den blir något lägre i maxminmodellen. Detta skulle kunna tänkas bero på att tröskeltemperaturen har höjts i maxminmodellen och att en större del av nederbörden därför har lagrats som snö.

9.8 Resultatsammanställning

I ett av de sex områdena (Stadarforsen) förbättrades prognoserna för vårflodens start kraftigt då maxminmodellen användes. I två andra (Gimdalsbyn och Krokfors kvarn) erhöles smärre förbättringar i simuleringarna av vårflodens start. I området Svegssjön gav maxminmodellen sämre startprognoser och för Storsjön och Ljusnedal gick båda modellerna lika bra (tabellerna 7 och 8).

Tabell 7. Sammanställning: Andel inom ± 2 dagar med de olika kriterierna. Med värden inom parentes menas att kriteriet är mindre lyckat för området i fråga. Understrukna värden betyder att de gäller det mest lämpliga kriteriet för området.

Kriterium	$Q \geq 6 \cdot MLQ$		$Q \geq MHQ/3$		$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$	
	ORG	MM	ORG	MM	ORG	MM
Område						
Storsjön	(60 %	60 %)	80 %	80 %	80 %	87 %
Gimdalsbyn	(41 %	50 %)	47 %	58 %	42 %	53 %
Ljusnedal	(50 %	50 %)	71 %	71 %	71 %	71 %
Svegssjön	(74 %	63 %)	84 %	84 %	79 %	74 %
Stadarforsen	69 %	75 %	69 %	81 %	44 %	87 %
Krokfors kvarn	-	-	81 %	88 %	71 %	71 %
Vägt genomsnitt	60 %	60 %	72 %	77 %	64 %	73 %

Tabell 8. Medelavvikelse i dygn för vårflodens start. Med värden inom parentes menas att kriteriet är mindre lyckat för området i fråga. Understruken värden betyder att de gäller det mest lämpliga kriteriet för området.

Kriterium Område	$Q \geq 6 \cdot MLQ$		$Q \geq MHQ/3$		$\Delta Q/\Delta t \geq MHQ/15$	
	ORG	MM	ORG	MM	ORG	MM
Storsjön	(1.90	2.90)	1.53	2.40	2.27	2.33
Gimdalsbyn	(2.88	3.12)	4.32	3.84	4.37	3.95
Ljusnedal	(4.17	5.00)	1.57	1.57	2.86	2.57
Svegssjön	(2.53	3.95)	1.47	2.42	2.58	3.89
Stadarforsen	4.44	2.38	4.44	2.75	5.81	2.44
Krokfors kvarn	-	-	2.69	1.56	2.41	2.41
Vägt genomsnitt	3.05	3.30	2.80	2.54	3.44	3.03

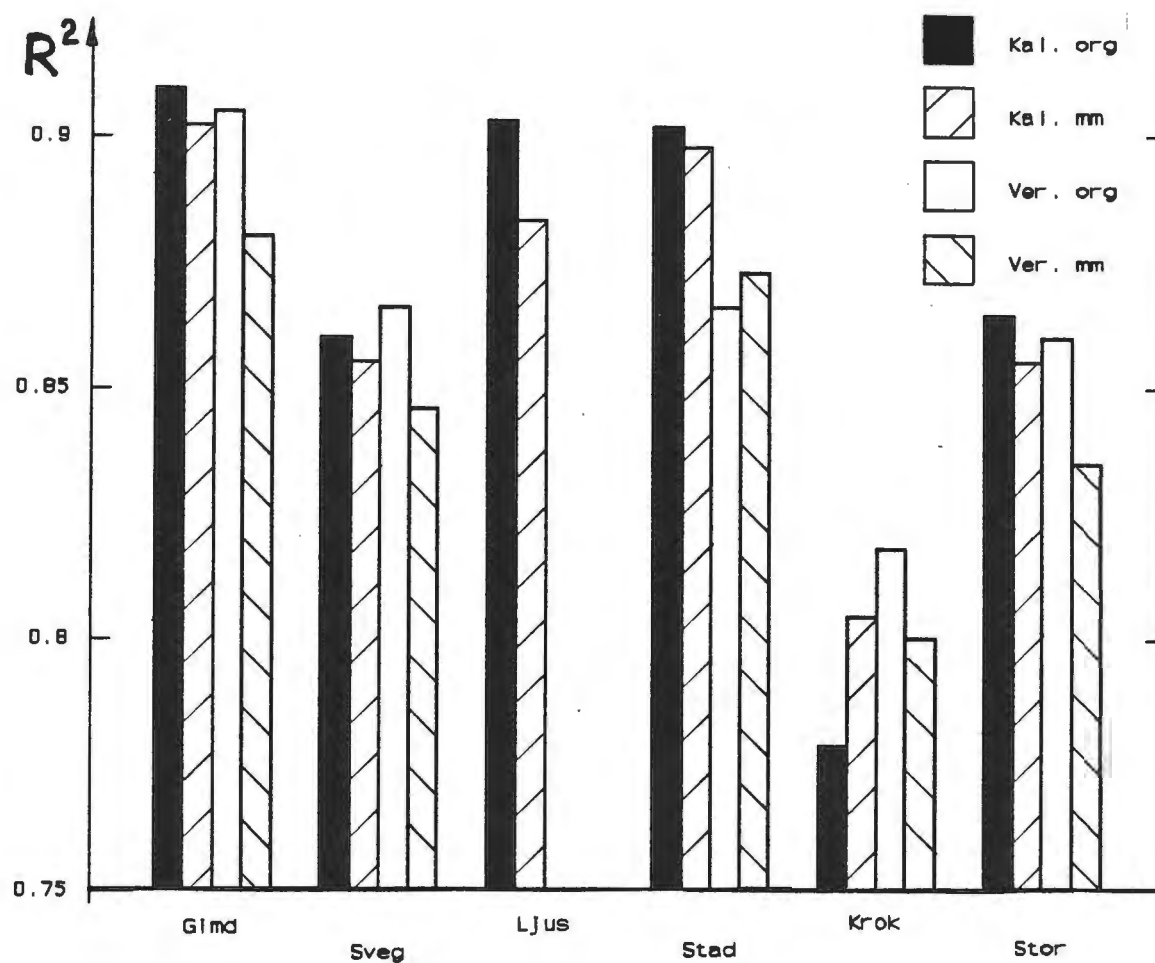
Den förklarade variansen är i allmänhet lägre i maxminmodellen (tabell 9 och figur 21). För alla perioder utom två, kalibreringsperioden för Krokfors kvarn och den oberoende perioden för Stadarforsen, så sjunker den vid modellbytet. R^2 -värdet sjunker till och med för de perioder som maxminmodellerna för Gimdalsbyn och Svegssjön är kalibrerade på, trots att originalmodellerna inte är kalibrerade på dessa perioder.

Tabell 9. Jämförelse av R^2 -värden. Org = originalmodellen, MM = maxminmodellen.

	Kalibreringsperiod		Oberoende period	
	Org	MM	Org	MM
Storsjön	0.865	0.855	0.86	0.835
Gimdalsbyn	0.910*	0.902	0.905*	0.880
Ljusnedal	0.903	0.883	**	**
Svegssjön	0.860*	0.855	0.866*	0.846
Stadarforsen	0.902	0.898	0.866	0.873
Krokfors kvarn	0.779*	0.804	0.818*	0.800

* Modellen är kalibrerad manuellt. Kalibreringsperiod okänd.

** Oberoende period saknas.



Figur 21. Jämförelse av R^2 -värden. Kal = kalibreringsperiod, Ver = oberoende period, Org = originalmodellen, MM = maxminmodellen.

Tabell 10. Volymfel över vårflödena i procent. Org = originalmodellen, MM = maxminmodellen.

	Kalibreringsperiod		Oberoende period	
	Org	MM	Org	MM
Storsjön	7.06	7.93	4.78	5.70
Gimdalsbyn	4.60*	3.79	5.61*	7.95
Ljusnedal	6.66	7.11	**	**
Svegssjön	11.80*	10.90	13.86*	13.24
Stadarforsen	6.60	7.87	10.25	7.34
Krokfors kvarn	10.98*	10.55	*	9.24

* Modellen är kalibrerad manuellt. Kalibreringsperiod okänd.

** Oberoende period saknas.

Volymfelen över vårflödena är ungefär lika stora i båda modellerna (tabell 10). En smärre förbättring fås dock av vårflodsvolymen med maxminmodellen under den oberoende perioden för Stadarforsen. De övriga skillnaderna som erhöles kan förklaras av att modellerna inte är kalibrerade på samma perioder i alla områden.

De visuella inspektionerna av hydrograferna visade på att maxminmodellen var något bättre i två områden (Stadarforsen och Krokfors kvarn), att originalmodellen var klart bäst i ett (Svegsjön), och obetydligt bättre i två andra (Ljusnedal och Storsjön) samt att de båda modellerna var helt likvärdiga i området Gimdalsbyn.

I tre av avrinningsområdena förekom det under de undersökta åren tillfälliga smältperioder under vintern. I Stadarforsen underskattade båda modellerna alla dessa flöden till storleken, men originalmodellen lyckades simulera dessa genomgående något bättre. I Gimdalsbyn fanns bara en tillfällig smältperiod som gav något utslag i hydrografen under de år som undersöktes, och maxminmodellen lyckades få till denna bättre än originalmodellen. Krokfors kvarn har tillfälliga smältperioder i stort sett varje vinter, och maxminmodellen ansågs kunna simulera dessa aningen bättre än originalmodellen. Dessutom så förekom det att modellen genererade avrinning på grund av snösmältning, utan att detta kunde observeras i verkligheten. Detta fenomen var något vanligare förekommande i originalmodellen än i maxminmodellen, och originalmodellen gav dessutom något större avrinning vid de tillfällena som båda modellerna slog larm vid fel tidpunkt. Antalet falska smältflöden är dock litet, tre stycken under tio år i originalmodellen, så att det är svårt att dra några slutsatser härav. Vid ett av tillfällena orsakas dessutom flödesökningen förmodligen av ett till storleken överskattat regn.

9.9 Återfrysningsfaktorns roll i maxminmodellen

Återfrysningsfaktorns betydelse i den nya modellen undersöktes i två områden, Krokfors kvarn och Storsjön. Det förmodades att dess storlek kunde ha större inverkan i maxminmodellen än vad den har i originalmodellen, eftersom den i maxminmodellen är verksam under fler dygn.

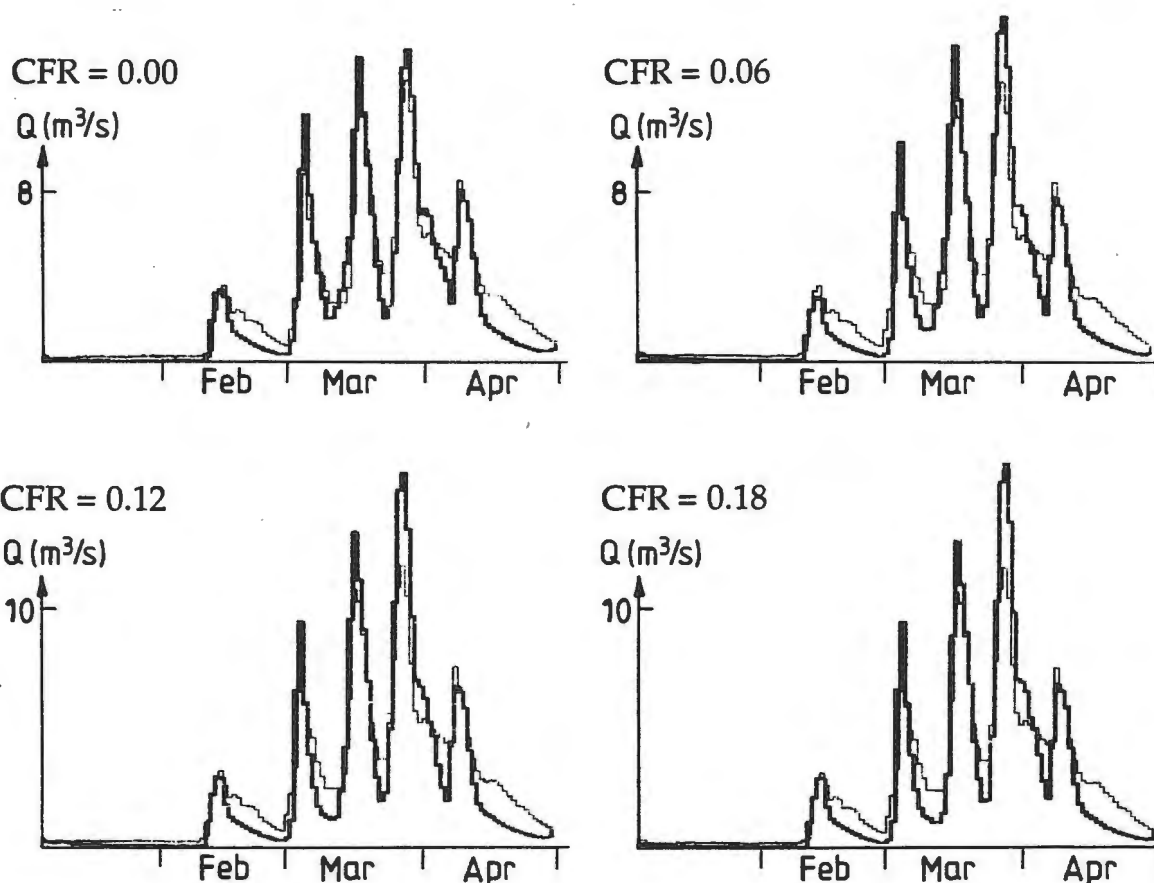
Återfrysningsfaktorn ökades stegvis från 0.00 upp till 0.21 med steget 0.03, och för varje steg kalibreras de andra snöparametrarna om automatiskt. Resultaten från dessa körningar jämfördes med avseende på R^2 -värde och vårflodsvolym.

Resultatet från området Krokfors kvarn finns i tabell 11 och figur 22. Som synes så minskar R^2 -värdet med ökande återfrysningsfaktor svagt men tydligt, samtidigt som volymfelen över vårflödena minskar med ökande återfrysningsfaktor (figur 24). Utan någon återfrysning, det vill säga då $CFR = 0.00$, fås det högsta R^2 -värdet, men samtidigt det i särklass största volymfelet över vårfloden. Det senare beror på att utan återfrysning överskattas storleken på eventuella förflöden, och detta leder till att snömagasinet är för litet då vårfloden startar. Även då man har låga värden på återfrysningsfaktorn så finns det en tendens att överskatta förflödenas storlek, vilket kan förklara det sjunkande volymfelet. Då återfrysningsfaktorn var hög så blev flödena istället något för stora i smältflödenas slutskede, vilket förklarar det sjunkande R^2 -värdet.

Återfrysningens faktorns höjda värde kompenseras av att graddagfaktorn samtidigt höjs (figur 25). Tröskeltemperaturens värde är något högre då återfrysningen är noll än i övriga fall, förmodligen för att smältvattenavrinningen inte ska starta alltför tidigt. I övrigt påverkas inte tröskeltemperaturen av att återfrysningens faktorn höjs.

Tabell 11. Resultat från Krokfors kvarn med ändrad storlek på återfrysningens faktorn. KAL = Kalibreringsperiod (781013 - 861012), VER = Verifieringsperiod (861013 - 900930).

CFR	R ² KAL	R ² VER	VOLYMFEL I %	TT	CFMAX	SFCF
0.00	0.810	0.802	13.63	0.904	2.223	0.786
0.03	0.805	0.801	10.85	0.874	2.405	0.759
0.05	0.804	0.800	10.55	0.871	2.476	0.756
0.06	0.803	0.800	10.46	0.877	2.573	0.760
0.09	0.803	0.798	10.17	0.871	2.697	0.761
0.12	0.800	0.796	9.91	0.883	2.832	0.763
0.15	0.800	0.796	9.68	0.878	2.881	0.763
0.18	0.794	0.794	9.53	0.881	2.951	0.769
0.21	0.793	0.795	9.44	0.870	2.990	0.769

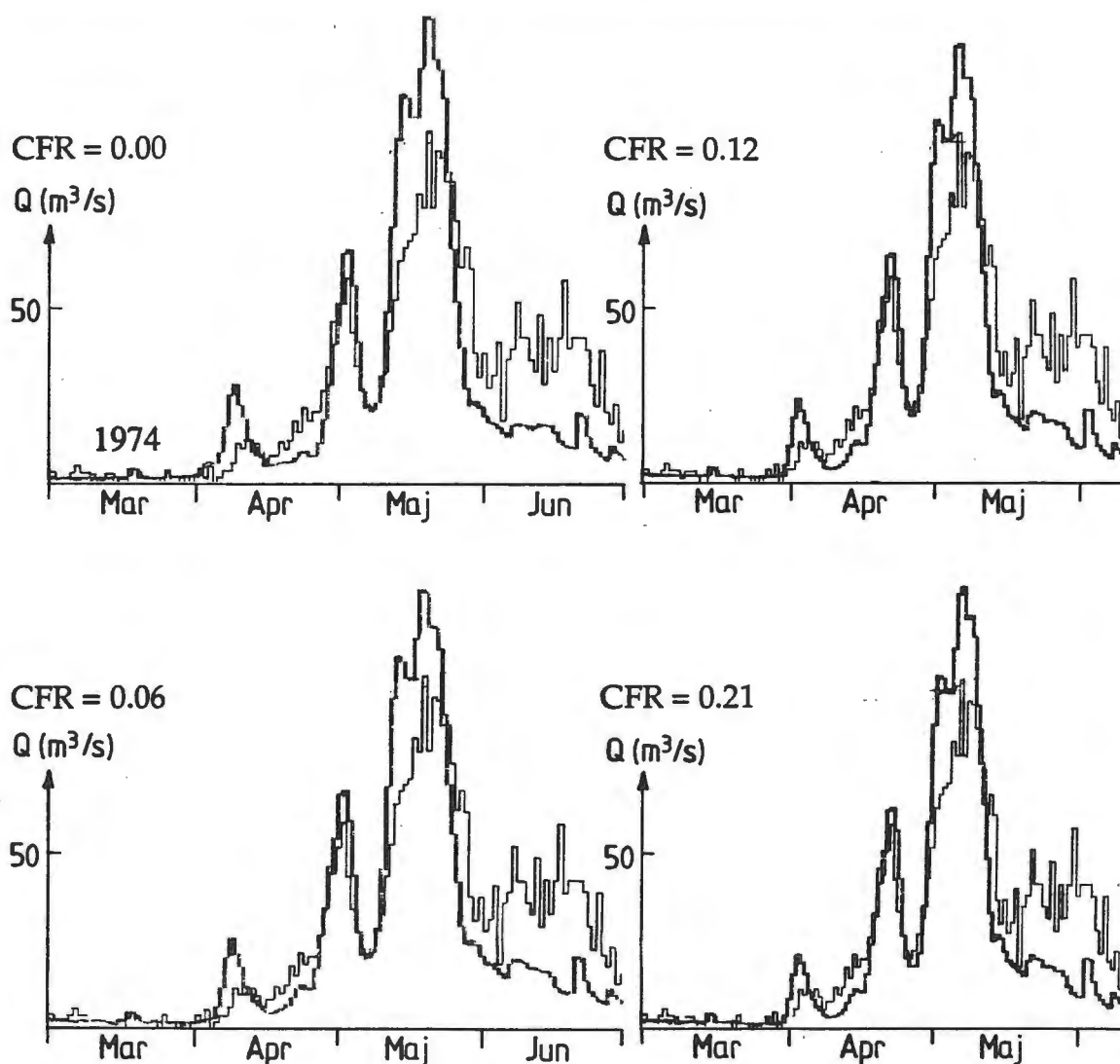


Figur 22. Exempel på simulering av avrinning vid Krokfors kvarn med olika återfrysningens faktor. Den tjocka linjen beskriver simulerat förlopp och den tunna observerat.

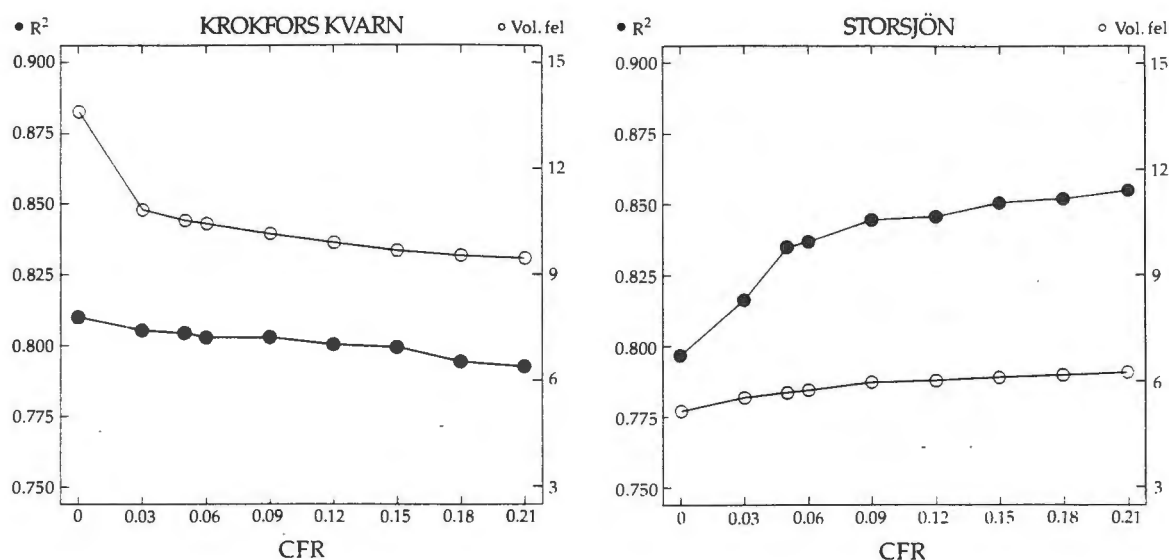
Vid en okulär besiktning av hydrograferna så gick det att se vissa smärre skillnader dels mellan fallet utan återfrysning och de övriga, dels mellan de med låg återfrysningsfaktor och de med hög återfrysningsfaktor. Den utan återfrysning ansågs vara sämst, och de med låg återfrysningsfaktor obetydligt bättre än de med hög återfrysningsfaktor.

För området Storsjön (tabell 12 och figurerna 23 och 24) erhöles en viss förbättring av R^2 -värdet då återfrysningsfaktorns storlek ökades. Detta är speciellt markant för den oberoende perioden. Å andra sidan så har volymfelet över vårfloden en svag tendens att öka med ökande värde på återfrysningsfaktor.

I motsats till resultaten från området Krokfors kvarn så är det i första hand tröskeltemperaturen som ändras då återfrysningsfaktor ökar (figur 25). Även graddagfaktor ändras dock, men den sjunker med ökad återfrysningsfaktor, för att inte smältningen ska överskattas då tröskeltemperaturen sjunker. Graddagfaktor tycks för stora värden på återfrysningsfaktor gå mot ett ganska stabilt värde på omkring $1.9 \text{ mm}/^\circ\text{C}$ i skog.



Figur 23. Simulering av avrinning i området Storsjön med olika återfrysningsfaktorer. Den tjocka linjen beskriver simulerat förlopp och den tunna observerat.



Figur 24. Diagram över förändringen av R^2 -värde och volymfel över vårflödena för Krokfors kvarn till vänster och Storsjön till höger.

Tabell 12. Resultat från Storsjön med ändrad storlek på återfrysningsfaktorn. KAL = Kalibreringsperiod (730901 - 810831), VER = Verifieringsperiod (810901 - 880831)

CFR	R^2 KAL	R^2 VER	VOLYMFEL I % KAL VER		TT	CFMAX	SFCF
0.00	0.848	0.797	7.46	5.18	1.799	2.494	0.875
0.03	0.846	0.816	7.77	5.56	1.295	2.301	0.867
0.05	0.855	0.835	7.93	5.70	0.870	2.101	0.875
0.06	0.855	0.837	7.94	5.77	0.816	2.093	0.875
0.09	0.855	0.844	8.01	5.99	0.624	2.058	0.875
0.12	0.856	0.846	8.01	6.03	0.488	1.999	0.877
0.15	0.859	0.850	8.07	6.12	0.273	1.918	0.882
0.18	0.858	0.852	8.01	6.19	0.200	1.904	0.881
0.21	0.859	0.855	8.01	6.27	0.113	1.894	0.882

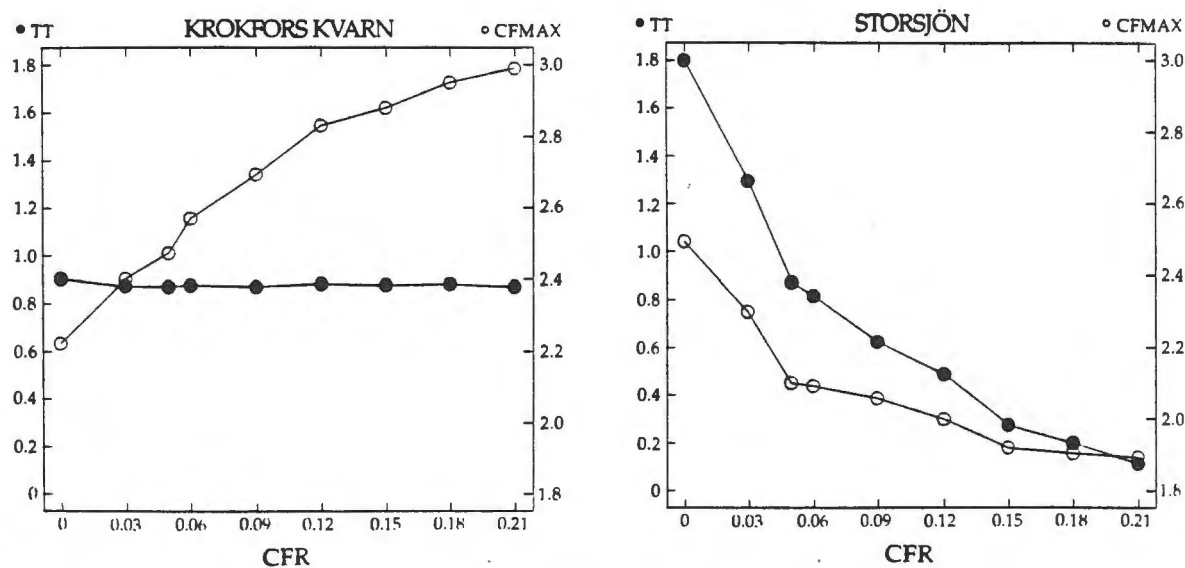
En orsak till detta till synes motsägelsefulla resultat mellan områdena kan vara att då återfrysningsfaktorn ökar tillåts tröskeltemperaturen att sjunka, vilket kan ge ett säkrare avgörande av nederbördsformen, utan att man för den skull erhåller en alltför stor och alltför tidig smältning. Återfrysningsfaktorns storlek har trots det en viss betydelse i området Storsjön.

En undersökning av hur prognoseerna av vårflodens start förändras, utfördes också för Storsjön (tabell 13). För båda kriterierna är det endast under ett år som det är någon större skillnad mellan prognoseerna. I övrigt är simuleringarna av vårflodens start nästan identiska.

Tabell 13. Återfrysningsfaktorns påverkan på startprognoserna i området Storsjön.
 CFR = återfrysningsfaktorn, KAL = kalibreringsperiod (730901 - 810831),
 VER = verifieringsperiod (810901 - 880831).

ÅR	KRITERIUM	$Q \geq 6 \cdot MHQ$			$\Delta Q / \Delta t \geq MHQ / 15$		
	CFR	0.00	0.05	0.15	0.00	0.05	0.15
1974		-1	-1	-1	0	2	2
1975		1	1	1	-1	-1	-1
1976		-1	0	0	-1	-1	-1
1977		-8	-7	-8	-9	-9	-9
1978		0	0	0	-1	-1	-1
1979		1	2	2	1	1	2
1980		1	1	1	1	1	1
1981		-1	0	0	-1	-1	0
1982		0	0	0	0	0	0
1983		4	3	3	4	-13	-13
1984		-1	-2	-2	-2	-2	-2
1985		0	0	0	0	0	0
1986		1	0	0	-1	-1	-1
1987		17	17	1	1	1	0
MEDEL		2.64	2.43	1.36	1.64	2.43	2.36
ANDEL INOM 2 DYGN		79 %	79 %	86 %	86 %	86 %	86 %

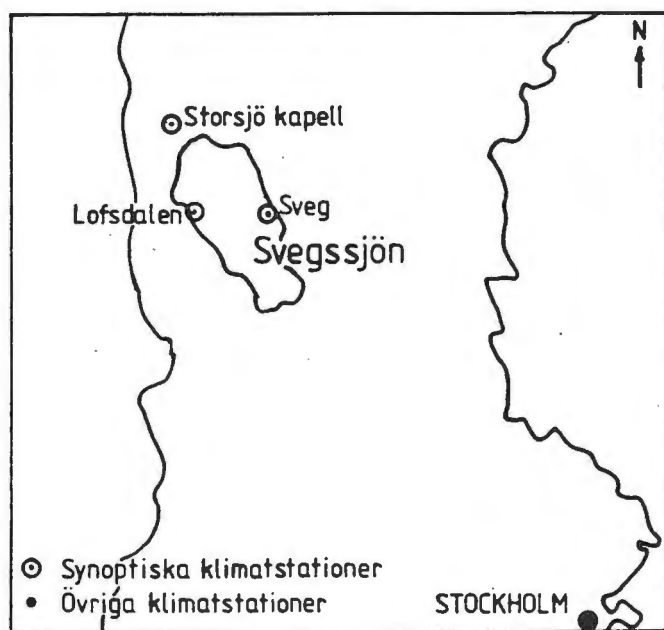
Återfrysningsfaktorns storlek har alltså större betydelse i Storsjön som har stora snömängder och endast en smältperiod per säsong, än i Krokfors kvarn där snömängderna är små och där det ofta är flera smältperioder per säsong.



Figur 25. Ändring av graddagfaktorns och tröskeltemperaturens värden vid ändrad återfrysningsfaktor. Till vänster Krokfors kvarn och till höger Storsjön.

9.10 Byte av använd temperaturstation

En undersökning gjordes också av hur stor betydelse som indata har på resultaten i jämförelse med den som beräkningarna i snörutinen har. Modellerna för området Svegssjön matades med temperaturdata från en klimatstation i taget, för att därigenom se om resultaten förändras mer då man byter modell, eller om de ändras mer vid byte av temperaturstation. I prognosversionen för Svegssjön används tre temperaturstationer, Sveg, Lofsdalen och Storsjö kapell (figur 26) och nu användes en av dessa i taget. Vid varje byte av temperaturstation så kalibrerades modellernas snöparametrar om automatiskt. Resultaten återfinns i tabell 14.



Figur 26.
Karta över området Svegssjön med de använda temperaturstationerna.

Tabell 14. R^2 -värden och volymfel över vårflödena för de båda modellerna då en temperaturstation åt gången används. Volymfelen avser felet över vårflödena och är angivna i procent. Kal = kalibreringsperiod (730901 - 8010831), ver = verifieringsperiod (810901 - 880831), org = originalmodellen, mm = maxminmodellen.

	Sveg	Lofsda	Storsj	Alla
R^2 -värde kal.per. org	0.886	0.887	0.855	0.860*
R^2 -värde kal.per. maxmin	0.874	0.836	0.798	0.855
R^2 -värde ver.per. org	0.841	0.826	0.842	0.905*
R^2 -värde ver.per. maxmin	0.875	0.910	0.878	0.907
Volymfel kal org	12.70	9.59	9.67	11.80
Volymfel kal mm	11.93	10.94	9.35	10.90
Volymfel ver org	8.23	9.73	8.82	9.92
Volymfel ver mm	7.38	6.70	9.91	6.91

* Modellen är kalibrerad manuellt. Kalibreringsperiod okänd.

För den åttaåriga kalibreringsperioden erhöles högre R^2 -värden med originalmodellen än med maxminmodellen oberoende av vilken klimatstation som används. Överhuvudtaget är skillnaderna i R^2 -värden små för originalmodellen då temperaturstation byts. Maxminmodellen däremot tycks vara känsligare för vilka klimatstationer som används, eftersom R^2 -värdet förändras en hel del då temperaturstation byts. För båda modellerna fås det sämsta resultatet då stationen Storsjö kapell används, vilket inte är så förvånande med tanke på att den ligger en bit utanför området.

För den oberoende perioden på sju år fås ett annorlunda och något förbryllande resultat. Originalmodellens beteende är inte oväntat, utan skillnaderna då temperaturstationen byts är små, vilket liknar resultatet från kalibreringsperioden. Att den temperaturstation som gav det högsta R^2 -värdet under kalibreringsperioden får det sämsta resultatet nu, och tvärtom, kan delvis förklaras av att det var svårt att hitta en stabil parameteruppsättning för originalmodellen då klimatstationen i Lofsdalen kalibrerades.

Resultaten från maxminmodellen är underligare, på grund av att R^2 -värdena är betydligt högre under den oberoende perioden än under kalibreringsperioden för två av temperaturstationerna. Dessutom är maxminmodellen genomgående bättre än originalmodellen under den oberoende perioden, tvärtom vad som var fallet under kalibreringsperioden. Då stationen Lofsdalen användes i maxminmodellen fås det högsta R^2 -värdet, 0.91, medan man med samma station i originalmodellen får det lägsta R^2 -värdet, 0.83. Vid en visuell kontroll av hydrograferna från de två sistnämnda simuleringarna kan det ses att originalmodellen under den oberoende perioden nästan genomgående ger för tidiga vårflodsstarter, medan maxminmodellen ger betydligt bättre startprognoser och dessutom har en mycket god anpassning till flödestopparna både i tid och till storleken.

Allmänt sett kan sägas att maxminmodellen verkar vara känsligare för vilka temperaturstationer som används och att resultaten verkar förändras ungefär lika mycket då man byter modell som då temperaturstation byts.

En mer omfattande undersökning om den vanliga HBV-modellens beroende av riktiga temperaturdata har utförts av Brandt (1987).

10. DISKUSSION

Slutsatserna från denna undersökning motsäger de resultat som Andersson (1990) fick i en förstudie. Hon undersökte då två områden under sammanlagt 14 år, jämfört med sex områden och 88 år i denna rapport. De skilda slutsatserna beror till stor del på att det ena av de två områden, som hon undersökte, var det enda området i detta arbete där någon större förbättring av resultaten erhöles. Några andra medverkande orsaker kan vara att vi har använt olika avrinningsmodeller, PULS-modellen som är en utveckling av HBV-modellen respektive HBV-modellen, och att områdesbeskrivningen för området Svegssjön skilde sig en del åt. Den förändrade slutsatsen visar dock hur viktigt det är att undersöka ett stort antal områden och år.

Alla modellkalibreringar under detta arbete har gjorts automatiskt med hjälp av en metod som utvecklats av Harlin (1991). Den automatiska kalibreringen har överlag fungerat mycket bra. Då detta är det första arbete där automatisk kalibrering har använts i något annat syfte än att utveckla metoden, fordras en del kommentarer om de erfarenheter som har erhållits.

Sammanlagt har nästan 50 kalibreringar gjorts. Alla dessa kalibreringar har endast optimerat de tre parametrarna i snörutinen, medan de övriga parametrarna har satts till samma värden som de haft i den ursprungliga modellen. De slutliga parameteruppsättningarna har för det mesta uppnåtts efter två till fyra iterationsslingor, vilket innebär mellan 45 och 120 modellkörningar. Detta motsvarar 4 till 20 timmars beräkningstid på en 386-processors PC. Två eller tre gånger har det hänt att antalet iterationsslingor har blivit fler än fyra. Det inträffade bland annat vid ett försök att kalibrera modellen i ett område på endast tre år. Parametervärdena var då instabila och ändrades en hel del från slinga till slinga.

R^2 -värdena har i de flesta fall förbättrats för varje ny slinga. Vid fyra tillfällen har det dock hänt att R^2 -värdet har sjunkit, varav tre av fallen uppträdde då bara en temperaturstation användes för området Svegssjön (se avsnitt 9.5), där normalt tre temperaturstationer används. Det fjärde fallet uppträdde vid en kalibrering av området Krokfors kvarn, då en specialvariant av modellen prövades. Den största försämringen av R^2 -värdet var dock så liten som 0.5 procentenheter.

I avrinningsområden där modellen bara ska omkalibreras, skulle antalet iterationsslingor innan en godkänd parameteruppsättning har hittats kunna minskas, om den som kalibrerar själv kan mata in parametrarnas startvärden.

Bland annat genom den litteraturgenomgång som har gjorts i samband med detta arbete har jag fått några idéer om hur beräkningarna i snörutinen kan förändras så att modellens simulering av vårflöden eventuellt kan förbättras. I en del operationella avrinningsmodeller har det införts en modifierad graddagmetod där snösmältning beräknas med hjälp av någon eller några fler variabler än lufttemperaturen, utan att de för den skull använder sig av en fullständig energibalans ekvation.

En nackdel med att införa en modifierad graddagmetod är att modellen får en eller två nya parametrar. Om man använder sig av långa kalibreringsperioder, vilket ju nu är

möjligt utan något större merarbete på grund av att automatisk kalibrering finns, så torde dock risken för överanpassning till kalibreringsperioden vara liten.

En variant som är värd att pröva är en metod där graddagfaktorn ökar med den ackumulerade snösmältningen (ekvationerna 5.3 - 5.4), samtidigt som snöns vattenhållande förmåga sjunker. Vehviläinen (1985, 1986) konstaterar att en sådan modell förbättrar simuleringen en hel del.

En modifierad graddagekvation där hänsyn tas till solstrålning och snöns albedo skulle vara intressant att ha som jämförelse. En fördel med en sådan modell är att den möjliggör snösmältningsberäkningar med ett kortare tidssteg än ett dygn (Bengtsson, 1984). Solstrålningen skulle kunna uppskattas genom tid på året och maximitemperaturens avvikelse från dygnets medeltemperatur, eller från dygnsnederbörden.

Snösmältningen under klara dagar skiljer sig rätt kraftigt från snösmältningen under regniga dagar, med tanke på vilka processer som är de dominerande för energiöverföringen till snön. Därför borde man skilja de båda fallen åt på något sätt. Ett möjligt sätt är att låta snösmältningen öka under regndagar enligt ekvation (7.4). Ett problem med en denna ekvation är dock den osäkerhet om nederbördsformen och regnvattnets temperatur som finns.

Idag används samma tröskeltemperatur för att avgöra nederbördsform som för att avgöra om smältning sker. Eftersom dessa påverkas av olika faktorer så kan det vara värt att pröva att ha två skilda tröskeltemperaturer.

Det kan också diskuteras om snöns vattenhållande förmåga ska sättas lika hög i öppen mark som i skog. I öppen mark uppnås snöns maximala vattenhållande förmåga ungefär samtidigt överallt i området, medan solstrålningens ojämna dämpning i skog gör att dess maximala vattenhållande förmåga kommer att nås vid olika tidpunkter. Det betyder att smältvatten kommer att avrinna från platser med mindre tät skog, medan det är långt kvar till den maximala vattenhållande förmågan i mer skyddade lägen.

Ett annat angreppssätt är att förändra modellens snöfördelning så att den bättre stämmer överens med verkligheten. Detta kan dock vara svårt att modellera detta på ett bra sätt på grund av svårigheten att fördela nysnö som kommer under avsmältningsperioden.

De ovannämnda förslagen är dock bara några utkast vars inverkan på modellen måste undersökas för att det ska kunna avgöras om de verkligen kan ge några förbättringar av HBV-modellens simuleringar.

11. SLUTSATSER

HBV-modellens snörutin förbättras inte då dygnets extremtemperaturer används istället för dygnsmedeltemperaturen för att beräkna snöackumulation och snösmältning. Detta resultat är inte generellt för alla de undersökta avrinningsområdena, men sammantaget gav de båda modellerna ungefär lika goda simuleringar av avrinningen. Maxminmodellen gav en något säkrare bedömning av tidpunkten för vårflodens start, men å andra sidan gav den aningen lägre R^2 -värden i de undersökta områdena. Modellerna var likvärdiga i fråga om bedömning av vårflodens volym. Det indikerades att maxminmodellen simulerar flödet under tillfälliga smältperioder aningen bättre än originalmodellen.

Detta innebär att dygnets extremtemperaturer kan användas i HBV-modellens snörutin i områden där endast dessa mäts utan att man får en kvalitetsförsämring av simuleringarna.

Snöparametrarna får delvis en annan roll i maxminmodellen än i originalmodellen. Sålunda har tröskeltemperaturen höjts med i genomsnitt $0.81\text{ }^{\circ}\text{C}$ i de testade områdena, och även graddagfaktorns värde har ökat en del. Förändringen av tröskeltemperaturen beror framförallt på att den i originalmodellen styr under vilka dygn smältning ska ske, medan den i maxminmodellen styr under hur stor del av dygnet som det smälter.

Det värde som återfrysningssfaktor tilldelas i maxminmodellen kan ha en viss betydelse, men det viktigaste är att den finns så att snön är torr i början av smältperioderna. Återfrysningens storlek kan till stor del regleras av de andra parametrarna i modellen.

Vid byte av temperaturstation för området Svegssjön visades det att simuleringresultaten ändrades ungefär lika mycket då temperaturstation byts som då man byter modell. Det indikerades också att maxminmodellen är känsligare för dåliga indata än originalmodellen.

I Norge används rutinmässigt en maxminmodell i områden där uppgifter om dygnsmedeltemperatur ej finns tillgängliga. Nils Roar Sælthun (Norges Vassdrags- och Elektricitetsvesen) uppger att de har jämfört de båda modellerna för ett område, och kommit fram till att de är likvärdiga, vilket stämmer med slutsatserna från denna undersökning.

Fortsatta försök att förbättra beräkningarna i HBV-modellens snörutin torde vara befogade, även om chansen att få bättre simuleringar kanske är större om man ändrar modellens terrängbeskrivning, eller om man förbättrar indatakvaliten.

12. REFERENSER

Aarn, S., och Killingtveit, Å. (1978)

En fordelt modell for snøakkumulering og -avsmeltning.

EFI och Institutt for Vassbygging, NTH, Trondheim, nr B 1-78-14, 35 sidor.

Andersson, E. (1972)

Techniques for Predicting Snow Cover Runoff. The role of snow and ice in hydrology.

Proceedings of the Banff Symposia, Volume 2, 840 - 863.

Andersson, E. (1978)

Snow Accumulation and Ablation Model.

I. Operational forecast programs and data components for the National Weather Service River Forecast System Data Management Program, System Documentation, Silver Spring.

Andersson, E., och Neumann, P. (1984)

Inclusion of frozen ground effects in a flood forecasting model.

Proceedings from the fifth NRB Symposium, Vierumäki, Mars 1984, 5.1 - 5.14.

Andersson, L. (1990)

Vårflodens start - Försök att förbättra HBV/PULS-modellernas snörutin.

Vannet i Norden, nr 4:1990, 10 - 29.

Bengtsson, L. (1980)

Infiltration i frusen mark.

WREL serie A nr 73, Högskolan i Luleå, 14 sidor.

Bengtsson, L. (1982)

The importance of refreezing on the diurnal snowmelt cycle with application to a northern Swedish catchment.

Nordic Hydrology, nr 1:1982, 1 - 12.

Bengtsson, L. (1984)

Modeling snowmelt-induced runoff with short time resolution.

The Third International Conference on Urban Storm Drainage, Göteborg, Juni 1984, 305 - 314.

Bergström, S. (1975)

The development of a snow routine for the HBV-2 model.

Nordic Hydrology, nr 2:1975, 73 - 92.

Bergström, S. (1976)

Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments.

SMHI rapport, RHO nr 7, Norrköping, 134 sidor.

- Bergström, S., och Brandt, M. (1984)
Snömätningar med flygburen gammaspektrometer i Kultsjöns avrinningsområde.
SMHI, HO rapport 21, Norrköping, 65 sidor.
- Brandt, M. (1986)
Areella snöstudier.
SMHI Hydrologi, rapport nr 7:1986, Norrköping, 52 sidor.
- Brandt, M. (1987)
Bestämning av optimalt klimatstationsnät för hydrologiska prognoser.
SMHI Hydrologi, rapport nr 18:1987, Norrköping, 27 sidor.
- Brandt, M. (1991)
Analys av georadarmätningar samt snötaxeringar i Övre Luleälven.
SMHI, under publicering.
- Brandt, M., Bergström, S., Gardelin, M. (1988)
Modelling the effects of clearcutting on runoff - Examples from central Sweden.
Ambio, nr 5:1988, 307 - 313.
- Braun, L.N., och Lang, H. (1986)
Simulation of snowmelt runoff in Switzerland.
Modelling Snowmelt-Induced Processes, IAHS Publ. No. 155, Budapest, 125 - 140.
- Bringfelt, B. (1985)
Areella snöstudier - avdunstning vid snösmältning.
SMHI Fou-notiser, nr 44, Norrköping.
- Carlsson, B. (1985)
Vindförluster vid mätning av snönederbörd med SMHI-nederbördsräknaren.
SMHI, HO-rapport nr 25, Norrköping, 17 sidor.
- Cazorzi, F., och Dalla Fontana, G. (1986)
Improved utilization of maximum and minimum daily temperature in snowmelt modelling.
Modelling Snowmelt-Induced Processes, IAHS Publ no.155, Budapest, 141 - 150.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., och Mays, L.W. (1988)
Applied hydrology.
McGraw-Hill Book Company, sidan 756
- Gardelin, M., och Bergström, S. (1987)
Snötaxering och hydrologiska prognoser - ett diskussionsinlägg.
Vannet i Norden, nr 3:1987, 4 - 10.

- Gray, D.M., Granger, R.J., och Landine, P.G. (1980)
Modelling snowmelt infiltration and runoff in a prairie environment.
AWRA Symposium on Cold Regions Hydrology, Bethesda, Maryland, Proceedings, 427 - 438.
- Harlin, J. (1991)
Development of a process-oriented calibration scheme for the HBV hydrological model.
Nordic Hydrology, Vol 22, nr 1, 15 - 36.
- Häggström, M., och Moberg, M. (1991)
Lägesrapport beträffande snökartering med NOAA-satellitbilder i tillrinningsområden för vattenkraftmagasin i norra Sverige.
SMHI, HOH PM nr 113, Norrköping, 10 sidor.
- Jönsson, S. (1975)
Snösmältningen i en punkt som funktion av meteorologiska data.
SMHI, HB-rapport 9, Stockholm, 43 sidor.
- Kuittinen, R., och Hallikainen, M. (1985)
Användande av satellitinformation för snöbestämning - finska erfarenheter.
Vannet i Norden, nr 4:1985, 104 - 112.
- Kuusisto, E. (1984)
Snow accumulation and snowmelt in Finland.
Publications of the Water Research Institute, nr 55, Helsingfors, 149 sidor.
- Kuzmin, P.P. (1961)
Melting of snow cover.
Översatt från ryska av Israel Program for Scientific Translations Ltd, Jerusalem, 1972, 290 sidor.
- Leavesley G.H., Lichty G.W., Troutman B.M., och Saindon L.G. (1983)
Precipitation-runoff Modeling System: User's manual.
USGS Water Resources Invest. Rep. 83 - 4238.
- Lundqvist, D. (1981)
Snømodellstudier i Dyrdaalen.
NHK, internrapport nr 5, Oslo, 27 sidor.
- de Montmollin, F., och Schädler, B. (1990)
Radar estimation of areal rainfall in Switzerland - The Genira Project.
Weather Radar Networking, Seminar on COST Project 73, 524 - 531, Kluwer Academic Publishers.
- NHP's arbeidsgruppe for nedbør (1990)
Sammanlignende målinger af fast nedbør.
Vannet i Norden, nr 2:1990, 104 - 112.

Obled, C. (1972)

'Commentaires sur le "facteur de fonte".'

Publicerat inlägg i diskussion efter artikeln "Techniques for predicting snow cover runoff" av E. Andersson i The Role of Snow and Ice in Hydrology, Proceedings of the Banff Symposium, sid. 863.

Roland, E. (1984)

Increased snow melting due to longwave radiation from snowfree ground.

Proceedings of the Fifth NRB Symposium, Vierumäki, Mars 1984, 5.117 - 5.125.

Sandberg, G. (1983)

Lägesrapport för projektet "Analys av stora prognosfel".

SMHI, HOf PM nr 15, Norrköping, 4 sidor.

Sannebjörk, A.-M. och Harlin, J. (1990)

Vårflodens start - Prognostisering med hjälp av små avrinningsområden och HBV-modellen.

Vannet i Norden, nr 4:1990, 30 - 44.

Sælthun, N.R. (1990)

Forbedringer av de hydrologiske rutinene i HBV-modellen.

Bidrag till Nordisk hydrologisk konferens, Kalmar 1990, 12 sidor.

Hydrologisk avdeling, NVE, Boks 5091, Majorstua, N-0301 Oslo 3.

Sturges, D. (1986)

Precipitation measured by dual gages, Wyoming-shielded Gages and in a Forest opening. In Proceedings of the Symposium on Cold Regions Hydrology, University of Alaska, Fairbanks.

Ulriksen, P. (1985)

Profiler genom snötäcket registrerade i mars 1983 med LTH's 900 MHz impulsradar-system.

Vannet i Norden, nr 4:1985, 47 - 70.

US Army Corps of Engineers (1956)

Snow hydrology.

North Pacific Division, US Army Corps of Engineers, Portland, Oregon, 437 sidor.

Vehviläinen, B. (1985)

Snömodellering och prognoser - finska erfarenheter.

Vannet i Norden, nr 4:1985, 71 - 84.

Vehviläinen, B. (1986)

Modelling and forecasting snowmelt floods for operational forecasting in Finland.

Modelling Snowmelt-Induced Processes, IAHS Publ No. 155, Budapest, 245 - 256.

Vehviläinen, B. (1990)

Snow cover simulation in Finland.

Vannet i Norden, nr 3:1990, 24 - 33.

WMO (1986)

Intercomparison of models of snowmelt runoff.

Report No. 23 in Operational Hydrology, Genève.



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-15 80 00. Telex 64400 smhi s.