

Tanker og ideer etter møtet «Flom og flomvarsling»

Av Steinar Myrabø.

Steinar Myrabø er ansatt ved Institutt for Geofysikk, Universitetet i Oslo.

INNLEDNING

Etter møtet «Flom og flomvarsling» (den 27/10 1988 i Oslo) med erindringer fra tidligere møter, bl.a. i regi av Vannforeningen, sitter jeg igjen med en del tanker og meninger. Spesielt om avløpsprosessenes betydning for flomvarsling, prognosering og simulering av selve vannet såvel som for påvirkning av langtransportert forurensning på vassdragene.

En likeså interessant og viktig sak er tidsoppløsningen det opereres med i denne sammenheng.

Denne artikkelen vil derfor i hovedsak ta for seg en del problem omkring det at nedbør-avløps modellene som blir brukt i Norge i dag er begrepsmessige «black»/«grå»-boks modeller. Det blir også lagt fram en del forslag til forbedringer, der de fysiske avløpsprosessene og deres romlige variasjon, som her i stor grad blir neglisjert, taes mer hensyn til i fremtidige modeller. Spesiell vekt er lagt på at det er viktig å ta hensyn til mettet overflateavrenning og det mettede arealets dynamiske karakter.

En kommer også inn på at det her er nødvendig med en tidsoppløsning i timer både for prognosering, simulering og varsling såvel som for de fleste målingene/registeringene.

HYDROLOGISK MODELLERING

For prognosering og simulering i store vassdrag som Glomma, klarer en med nåværende HBV-modell å få brukbare resultat for vårfloppen/snøsmeltingen. Det skyldes at en har langsomme endringer av vannføringen og kan operere med en oppløsning på døgn. En er her i stor grad bare avhengig av meteorologiske inngangsdata, en snøsmelterutine og en «ruting»-modell (modell for transport av vannet fra ett punkt i hovedvassdraget til et annet punkt nedstrøms). For å få en best mulig tilpasning av simuleringene med de målte vannføringene, kan en med så langsomme variasjoner oppdatere modellen med observerte data. Det burde derfor ikke være så vanskelig å få til et relativt lite avvik mellom de to kurvene for h.h.v. prognosert og observert vannføring, slik at de noenlunde følger hverandre.

For høstflopper i de samme store vassdragene fikk en høre at en ofte har problemer bl.a. p.g.a. at vannføringen da har mye hurtigere fluktasjoner, og at det er vanskeligere å beregne (forutsi meteorologisk) nedbørsverdiene fordelt over feltet enn ved snøsmelting. Hvordan blir det da for middelstore og små vassdrag, ved både vår og høstflom? Der er fluktasjonene i vann-

føringen både hurtigere og større. Under snøsmeltingen om våren har en døgnlige svingninger av vannføringen som er avhengig av meteorologiske forhold, og ved nedbørstilfeller er responsen ofte mindre enn en time.

Det begynner nå å bli alment akseptert også i Norge, at samme område kan gi ulik respons på en viss nedbørmengde, alt etter de rådende fuktighetsforhold og metningsgraden i feltet. Da burde det også være en selvfølge at en prøver å ta hensyn til dette i modellene som brukes.

I følge Kirkby (1980) ble begrepet «partial contributing area»/«dynamic source area»/respons areal/mettet areal utviklet allerede tidlig på 1960-tallet i USA.

En feltundersøkelse i Norge (Myrabø, 1985a) bekreftet at en for norske forhold også spesielt bør ta hensyn til mettet overflateavrenning. I motsetning til Hortons overflateavrenning, som oppstår der nedbørintensiteten overstiger jordas infiltrasjonskapasitet slik at jorda mettes ovenfra, forekommer mettet overflateavrenning over deler av feltet der jordlaget er mettet nedenfra og opp til overflaten. Avrenningsformen består delvis av regnvann/smeltevann som har falt på de mettede områdene (ren overflateavrenning), og delvis av utstrømmende grunnvann og sigevann («return flow»).

Det synes som det bare er på bestemte steder at vannet samles og at det derfra renner bort under og/eller på overflata. I følge Dunne, Moore og Taylor (1975) oppstår mettet areal der transportmekanismer under jordoverflata ikke klarer å transportere bort vannet. Den akkumulerte vannmengden som lagres i jorda vil etter hvert heve «vannspeilet» til jordoverflata. I følge Dunne og Black

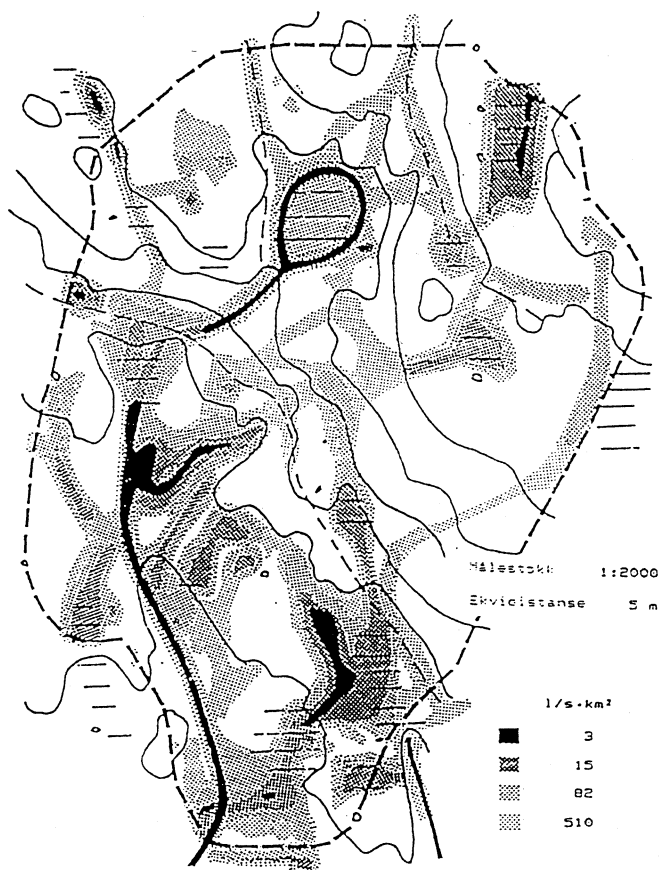
(1970) eksisterer soner av metning helt fra fjellgrunn eller de kan bygges opp over et relativt tett lag i jorda. De områdene som er disponert for å produsere mettet overflateavrenning er derfor bestemt av lokal topografi og jordkarakteristikker, samt de lokale fuktighetsforhold. Størst sannsynlighet er det at de mettede arealene dannes i de deler av feltet som har et betydelig dreneringsareal ovenfor seg.

Det mettede arealet er dynamisk og varierer i størrelse både over sesongen, i løpet av og i mellom nedbørtilfeller (se fig. 1).

Utbredelsen av det mettede arealet ser ut til å styres av de forskjellige grunnvanns-, markvanns- og overflatemagasinene i et felt. Dette indikerer at mettet areal avspeiler magasinenes størrelse og gir et godt estimat av fuktigheten i feltet (se Myrabø, 1986a). Utbredelsen synes å samvariere godt med vannføringen, og i en feltundersøkelse (Myrabø, 1985b) ble det påvist et funksjonsforhold ($A_M = f(Q)$), mellom mettet areal (A_M) og vannføringen (Q). Dette tyder på at vannføringen kan brukes som en indikator på fuktigheten og utbredelsen av mettet areal for et felt.

De fleste nedbør-avløps modeller i praktisk bruk i dag er begrepsmessige boksmodeller, ofte «black»/«grå»-boks modeller, hvor de fysiske avløpsprosessen og deres romlige variasjon i stor grad er ignorert.

En må ta mer hensyn til fysiske målbare parametre og de romlige variasjonene i felt, siden det er den romlige variasjonen av enkeltprosessene og deres gjensidige påvirkning som bestemmer feltets respons. Rundt omkring i verden har en nå begynt å ta hensyn til dette. En forsøk på det er f.eks. den «europiske» SHE-modellen,



Figur 1. Topografisk kart av nedbørfeltet like utenfor Oslo (Myrabø, 1986b), som viser mettet areal ved forskjellige vannføringer.

som er en fysisk basert, fordelt felt modell (Abbott m.fl., 1986). Den tillater romlig variasjon i likhet med den fysisk baserte, halv fordelte danske WAT-BALL-modellen (Knudsen m.fl., 1986). Det blir her (altfor) mange parametre og en glemmer bl.a. det dynamisk mettede feltarealet. Andre modeller som i tillegg tar hensyn til det dynamisk mettede arealet holder på å utvikles, f.eks. i Australia (Moore m.fl., 1986).

Eksisterende HBV-modell er også en boks-modell som ikke helt baserer seg på hvordan avrenningsprosessene i virkeligheten foregår i felt i Norge. Med bruk av modellen har en derfor vanligvis ikke mulighet til å prognosere eller varsle flom bra nok, eller å simulere vannføringen tilfredsstillende ellers i vassdraget. Unntakene er som før nevnt når en i relativt store vassdrag kan modellere snøsmeltingen og tran-

sporten av vann nedover i vassdraget med døgnlign oppløsning. En tar da ikke hensyn til samspillet i alle de prosessene som styrer vannets vei fra nedbør til det blir transportert, over og/eller under jordoverflaten, ut i hovedvassdraget. Det viktigste er at en glemmer å ta hensyn til det dynamiske mettede arealet, da nedbør som faller her vil renne av på overflaten direkte ut i hovedvassdraget og hurtig bidra til avrenningen. Betydningen av mettet, overflateavrenning øker også med flomstørrelsen, fordi det mettede arealet øker med vannføringen (se fig. 1).

LANGTRANSPORTERT FORURENSNING

For å modellere hvordan langtransportert forurensning, f.eks. sur nedbør og radioaktiv nedfall, påvirker vassdragene og deres økosystem, må en også her ta hensyn til vannets avrenningsprosesser og fuktighetsforholdene/mettet areal før og under nedbørtilfellet i feltet (se Myrabø, 1987).

Teorier og målinger viser at forurensninger delvis blir nøytralisert/buffret og absorbert allerede i de øverste jordlagene. En må derfor bruke en type respons-areal modell for å anslå hvor mye av forurensningene som går direkte ut i hovedvassdraget uten å bli nevneverdig nøytralisert. Jo større andel mettet areal det er i feltet før og under nedbørtilfellet, jo mer forurenset nedbør vil falle på det mettede arealet og renne hurtig av på jordoverflaten direkte ut i vassdraget.

Dette medfører at en ved store flommer, med høy metningsgrad i feltet og forurenset nedbør, vil få en sjokkbølge med forurensning i vassdraget. Er dette et relativt lite vassdrag, kan denne «sjokkbølgen» passere i løpet av noen

få timer, men likevel ha gjort stor skade på økosystemet (f.eks. fiskedød).

TIDSOPPLØSNING

Av det som er nevnt ovenfor, fremgår det at timesoppløsning er helt nødvendig både for prognosering, simulering og varsling såvel som måling/registrering av vannføring (vannstand), grunnvannstand, meteorologiske parametre og enkelte typer forurensning (f.eks. angivelse av pH og radioaktivitet i nedbør og avrenning). Hvis ikke blir det stort sett bare tilfeldigheter (se fig. 2) og ofte bortkastede data. Slike data med døgnlign, ukentlig eller tilfeldig oppløsning blir således ofte ubrukelige til å diskutere problemer, dra konklusjoner, prognosere, osv.

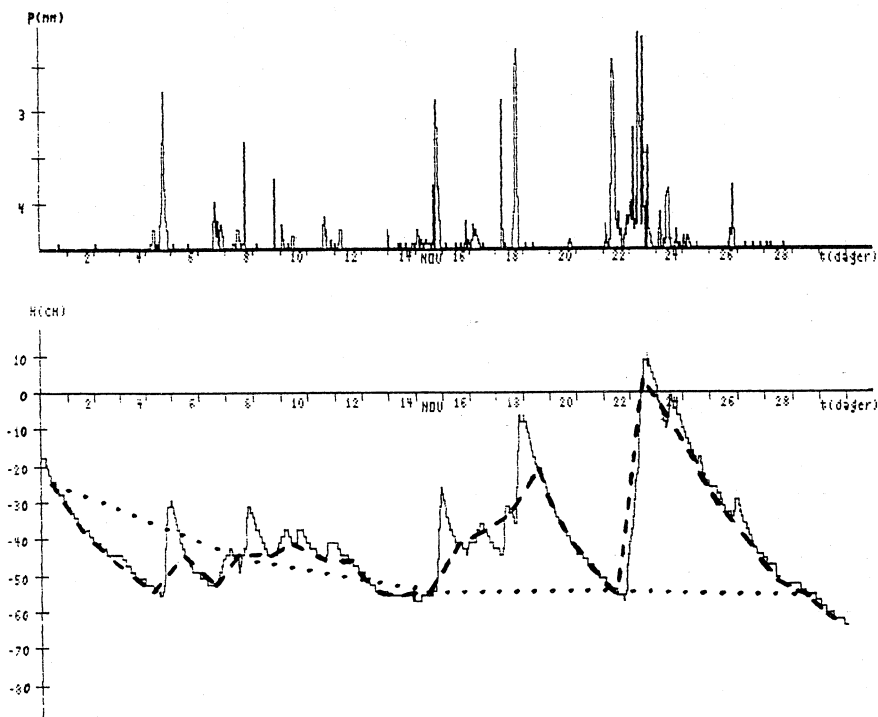
Synkroniserte data med ønsket tidsoppløsning kan fremskaffes ved bruk av automatisk data-logging og/eller skrivende registreringsutstyr. En må i tillegg foreta rutinemessige manuelle målinger og kontroller for å sjekke at utstyret fungerer tilfredsstillende (Myrabø, 1988).

FORSLAG TIL FORBEDRINGER

En måte å forsøke å løse det omtalte «modellerings-problemet» på, er at en kan gå over til å prøve å utvikle en type respons-areal/mettet-areal modell som til enhver tid tar hensyn til variasjonen i fuktigheten og mettet overflateareal i feltet (se Myrabø, 1985b), eller en kan forandre rutiner og inngangsbetingelser i eksisterende modell(er).

En respons-areal modell kan brukes til f.eks. både hydrogram-separasjon og prognosering av hele avløpet.

Til hydrogramseparasjon av ren overflateavrenning, må en først beregne netto nedbør (korrigert for magasinering og fordampningstap) på det



Figur 2. Eksempel på automatisk registrering av hurtig respons på nedbør med timesoppløsning (—), fra et forskningsfelt ved Brunkollen utenfor Oslo. Øverste diagram angir nedbøren. Nederste diagram viser grunnvannstanden. Kurver for eventuell døgnlig (— —) og ukentlig (····) registrering er også angitt. Dagsoppløsning får (som en ser) i heldigste fall med de fleste hovedtrekkene, mens ukedagoppløsning oftest gir bortkastede data.

mettede arealet. For å beskrive utbredelsen av det mettede arealet som funksjon av tida, er det nødvendig med en hydrologisk teknikk som involverer en eller flere parametre som kan måles kontinuerlig. Feltkartlegging kan således korreleres med andre lett målbare feltkarakteristika. Ovenfor antydes det at en kan kartlegge mettet areal i felt ved forskjellige vannføringer for å finne en funksjonssammenheng $A_M = f(Q)$. En

kan da til enhver tid, både under og etter et nedbørfelle, beregne mettet areal på grunnlag av vannføringen. For hvert tidsskritt kan så den utledete størrelsen for mettet areal, gitt i andel av feltarealet, multipliseres med netto nedbørmengde (P_N) i samme tidsrom. Produktet (Q_R) gir et estimat av den hurtige flomavrenningen produsert som ren overflateavrenning (ikke medregnet «returnflow»); $Q_R = A_M \times P_N = f(Q) \times P_N$.

For å transformere dette vannet til bekken/hovedvassdraget kan en f.eks. bruke enhetshydrogram modellen.

For prognosering av hele avløpet kan en ved feltefaringer og et funksjonsforhold mellom mettet areal og vannføringen f.eks. lage en empirisk respons areal modell med struktur ganske lik API-indeks modellen. Her vil en imidlertid bruke vannføringen i stedet for API-indeksen til å indikere feltfuktigheten. Dette er i samsvar med Taylor (1982), som konkluderte med at mettet overflateavrenning (ren overflateavrenning pluss «return flow») er den dominerende avløpsprosessen under flom. Dermed er initialvannføringen sammen med funksjonen $A_M = f(Q)$ avgjørende f.eks. for hvor stor flommen vil bli, andel av nedbøren involvert i flommen og hvordan hydrogrammet vil se ut. Hvis samme type nedbørtilfelle gir likt avløp når initialvannføringen er den samme og ellers like tilstander i felt (f.eks. fordampning og årstid), så åpner dette nye muligheter. En kan da f.eks. forutsi hvordan det blir etter forskjellige nedbørtilfeller og hvor mye nedbør som må til over en viss tid, ved forskjellige vannføringer, for å produsere et bestemt flomavløp.

Det er forståelig at det både økonomisk og arbeidsmessig er vanskelig å ta skrittet helt ut for å begynne å arbeide på en type respons-areal modell. Den første og enkleste måten å ta hensyn til den romlige variasjonen i mettet areal på i den (HBV-) modellen som en benytter i dag, er derfor å bruke vannføringen som en indeks. En kan da foreta en grov kartlegging i felt for å prøve å finne en funksjon $A_M = f(Q)$. Hvis dette er problematisk, kan en helt i starten prøve å komme frem til en slik funksjon ved å inkludere forskjellige ligninger

under testing/simulering med modellen.

I boks-modellene kan en f.eks. legge til en boks over rotsonen som kalles mettet areal. Her kan en beregne og skille ut ren overflateavrenning (Q_R) som en funksjon av den totale avrenningen (Q_T) fra forrige tidsskritt og netto nedbør (P_N) i tidsrommet; $Q_R(t) = A_M(t-1) \times P_N(t-1 \rightarrow t) = f_i[Q_T(t-1)] \times P_N(t-1 \rightarrow t)$.

Den hurtige avrenningen herfra må deretter transformeres til avløp i vassdraget, f.eks. ved enhetshydrogram metoden, for å bidra til den totale avrenningen.

En kan også ta hensyn til at utstrømningsarealene for «return flow» og grunnvannsutstrømningen øker med vannføringen. Grunnvannsutstrømningen er f.eks. både hurtigere og større når grunnvannstanden er høy, da jordas hydrauliske ledningsevne og porevolumet vanligvis avtar med dybden. I fuktige områder kan en derfor tenke seg at relativt «nytt» grunnvann i jordlag med forholdsvis høy hydraulisk ledningsevne, under og like etter nedbørtilfeller, i stor grad strømmer over «det eldre grunnvannet». Med økning i mettet areal vil også en større andel etter hvert renne av som «return flow» og bidra til den hurtige mettede overflateavrenningen. På grunnlag av dette kan en f.eks. i ligningene for utstrømningen fra magasinene/boksene under jordoverflata, forsøke å tilføye et ikke-lineært ledd. Utstrømningen fra disse magasinene vil således også bidra til avrenningen som en funksjon av den totale avrenningen tidsskrittet før. En må dessuten ta hensyn til at «return flow» må transformeres ut i vassdraget.

En annen forenklet måte er å la ut-

strømningen fra boksen over rotsonen representere hele den mettede overflateavrenningen (Q_M). Den hurtige utstrømningen herfra kan således beskrives som en funksjon av den totale avrenningen tidsskrittet før og netto nedbør i tidsrommet;

$$Q_M(t) = f_2[Q_T(t-1) \times f(P_N(t-1 \rightarrow t))],$$

som deretter transformeres ut i hovedvassdraget.

KONKLUSJON

De prosessene som genererer nedbør til avløp i bekker og elver, styrer vannets vei gjennom avrenningsområdet, avrenningens størrelse og vannets oppholdstid i ulike horisonter.

At en tar hensyn til avløpsprosessene og deres dynamiske, romlige variasjon er således av stor betydning for utvikling av matematiske avløpsmodeller og for en forståelse av de hydrokjemiske prosessene. Dette er fundamentalt for en rekke ulike områder; innen hydrologi, jordbruk, skogbruk, miljøvern og vannkvalitet.

Konklusjonen blir da at en bør arbeide mot en type respons-areal modell, eller i modellen(e) som en bruker i dag tar hensyn til variasjonen i fuktigheten og mettet areal i feltet (f.eks. ved å bruke vannføringen som en indeks).

Dessuten må en bruke timesoppløsning både ved datainnsamling og modellering.

Disse punktene gjelder både for modellering av selve vannføringen såvel som for problemer innen andre fagområder der vann kommer inn i bildet som et transportmedium og avløpsprosessene har betydning.

Derfor er det også av stor betydning at en her får et tverrfaglig samarbeid mellom alle berørte fagmiljøer og berørte «brukere»/interessenter.

En bred tverrfaglig og konstruktiv diskusjon der forslag og positiv faglig «kritikk» oppfattes og behandles som opplysning og veiledning er således av interesse.

LITTERATUR

- Abbot, M. B., Bathurst, J. S., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. og Rasmussen, J. (1986): An Introduction to the European Hydrological System, «SHE», 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* vol. 87. (s. 45—59) 1986.
- Dunne, T. og Black, R. D. (1970): Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Res. Res.* vol. 6. (s. 1296—1311) 1970b.
- Dunne, T., Moore, T. R. og Taylor, C. H., (1975): Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull.* vol. 20. (s. 305—327) 1975.
- Kirkby, M. J. (1980): *Hillslope hydrology*. Wiley, Chichester.
- Knudsen, J., Thomsen, A. og Refsgaard, J. C. (1986): A Semi-Distributed, Physically Based Hydrological Modelling System. *Nordic Hydrology* vol. 17. (s. 347—362) 1986.

- Moore, I. D., Mackay, S. M., Wallbrink, P. J., Burch, G. J. og O'Loughlin, E. M. (1986): Hydrologic characteristics and modelling of a small forested catchment in southeastern New South Wales. Pre-logging condition. *Journal of Hydrology* vol. 83. (s. 307—335) 1986.
- Myrabø, S. (1985a): Hydrologiske avløpsstudier og målemetoder i et lite nedbørfelt. Hovedf. oppgave i geofysikk, Univ. i Oslo, våren 1985.
- Myrabø, S. (1985b): Hydrologiske avløpsstudier i et lite nedbørfelt. Samarb. utv. i hydrologi, Univ. i Oslo, rap. nr. 8.
- Myrabø, S. (1986a): Skråningshydrologi -avløpsstudier i et lite nedbørfelt. NHP-rapport nr. 15, 1986.
- Myrabø, S. (1986b): Runoff Studies in a Small Catchment. *Nordic Hydrology* vol. 17. (s. 335—346) 1986.
- Myrabø, S. (1987): Avrenningsprosessenes betydning for langtransportert forurensning av våre vassdrag og deres økosystem. *Vannet i Norden* nr. 1, 1987.
- Myrabø, S. (1988): Automation in Hillslope Hydrology. NHP-rap. nr. 22. 1988.
- Taylor, C. H. (1982): The effect on storm runoff response of seasonal variations in contributing zones in small watersheds. *Nordic Hydrology* vol. 13. (s. 165—182) 1982.