NORGES VASSDRAGS- OG ELEKTRISITETSVESEN
VASSDRAGSDIREKTORATET
HYDROLOGISK AVDELING

HYDROLOGISK MODELL FOR FLOMBEREGNINGER

Jan H. Andersen
Tor Hjukse
Lars Roald
Nils Roar Sælthun

Rapport nr. 2–83

ISBN 82-554-0374-4

FORORD

I flomberegninger står man ofte overfor den situasjonen at det ikke finnes et tilstrekkelig hydrologisk datamateriale for å gjennomføre beregningene med tilstrekkelig nøyaktighet. Det er viktig at man tar med all informasjon om både hydrologiske og meteorologiske forhold. Hittil har hydrologiske data vært benyttet i flomberegningene. Med de metoder og resultater som er presentert i denne rapporten, gis det en mulighet for også å benytte meteorologiske data som en alternativ beregningsmåte for områder der det hydrologiske datamaterialet ikke er tilstrekkelig. Dette er spesielt viktig for flomberegninger i forbindelse med dimensjonering av flomløp. I henhold til damforskriftene skal det blant annet beregnes en påregnelig maksimal tilløpsflom. Denne flommen bør beregnes ut fra et påregnelig maksimalt nedbørforløp som utarbeides av Det Norske Meteorologiske Institutt. Den metoden som rapporten omhandler gjør det mulig å foreta en slik beregning på en enhetlig måte uten altfor stort innslag av subjektiv vurdering.

Oslo, oktober 1983

Bo Wingård

INNHOLD

		Side
1.	INNLEDNING	1
2.	MODELLBESKRIVELSE	2
2.1	Karmodell med ett utløp	2
2.2	Karmodell med to utløp	3
2.3	Tømmekonstantene	5
2.4	Forutsetninger for bruk av modellen	6
2.5	Starttilstand	6
2.6	Nedbørkorreksjon	7
2.6.1	Feil ved nedbørmåling	7
2.6.2	Ikke representativ nedbørstasjon	7
2.6.3	Arealreduksjon	8
2.6.4	Tapsledd	8
2.6.5	Samlet nedbørkorreksjon	9
2.7	Konsentrasjonstiden	9
2.8	Data til modellen	10
3.	SAMMENHENGEN MELLOM MODELLPARAMETRE OG NEDBØRFELTETS FYSIOGRAFI	11
3.1	Metodikk som er brukt ved bestemmelse av sammenhengen mellom modell- og feltparametere	11
3.2	Datagrunnlag	11
3.2.1	Krav til data	11
3.2.2	Kommentarer til kravene	12
3.2.3	Oversikt over felt som er benyttet	13
3.2.4	Definisjon av feltparametre og oversikt over data-utvalget i flomanalysen	16
3.2.5	Om utvalget av nedbørfeltparametre	19
3.3	Regresjonsanalyser og resultater	20
3.3.1	Drøfting av foreløpige resultater	21
3.3.2	Endelige resultater	23
3.3.3	Kommentarer til likningene	26
3.4	Bruk av likningene	26
3.4.1	Retningslinjer ved beregning av K_1	27
3.4.2	Retningslinjer ved beregning av nedre tømmekonstant og terskelverdi	28
4.	EKSEMPLER PÅ BRUK AV MODELLEN	30
4.1	1922-0 Dillfoss	30
4.2	586-0 Stordalsvatn	33
4.3	2024-0 Søgne	35
4.4	1912-0 Morstøl bru	36
4.5	1668-0 Krinsvatn	38
5.	BIBLIOGRAFI	40

1. INNLEDNING

I Norge har nedbørdata vært relativt lite benyttet i forbindelse med flomfrekvensanalyse. Beregningen har oftest vært basert direkte på flomvannføringer som er beregnet på grunnlag av en observert vannstand og en vannføringskurve. I svært mange tilfeller er det hydrologiske dataarkivet for lite for en frekvensanalyse, men tilstrekkelig til å tilpasse en modell som beregner avløp ut fra et observert nedbørforløp. Ved å anvende en slik modell kan man ta inn i beregningen de lange tidsserier med nedbørdata som finnes i Det norske meteorologiske institutts (DNMI) arkiver.

DNMI har observasjoner fra tilsammen 800 nedbørstasjoner. De fleste stasjoner observerer en gang pr dag. Ved ca 200 synoptiske værstasjoner og 50 klimastasjoner observeres nedbøren 2-4 ganger pr døgn og ved 55 stasjoner foretas kontinuerlige registreringer av nedbøren. Disse data utgjør et verdifullt materiale som i større grad enn tidligere bør benyttes i flomanalyser.

De metoder som tradisjonelt har vært benyttet i forbindelse med flomberegninger ut fra nedbørobservasjoner, er basert på enhetshydrogrammet. Selve enhetshydrogrammet beregnes vanligvis ut fra et kjent nedbør- og avløpsforløp. Dersom avløpsdata mangler for det aktuelle feltet, kan flomberegningene baseres på et såkalt syntetisk enhetshydrogram. Parametrene i dette enhetshydrogrammet er angitt som funksjon av feltkarakteristika og reaksjonstider. Enkelte land har utarbeidet regionale syntetiske enhetshydrogrammer for geografiske regimer hvor de hydrologiske og klimatiske forholdene er homogene.

I den senere tiden er det tatt i bruk flere andre metoder i flomberegninger. De vanligste metodene er basert på såkalte karmodeller med en eller flere parametre som må bestemmes ut fra et observert nedbør- og avløpsforløp. Metoden som er beskrevet i denne rapporten er basert på en karmodell med tre modellparametre. For også å kunne benytte modellen for felter hvor det ikke finnes avløpsdata, er det foretatt en statistisk analyse som viser hvordan parametrene varierer med feltkarakteristika. Denne analysen er basert på 50 felter hvor det finnes brukbare data for avløp og nedbør. Modellen er relativt enkel å programmere og egner seg godt til bruk på regnemaskin.

Ifølge "Forskrifter for dammer" (NVE/Universitetsforlaget, 1981) skal det i forbindelse med dimensjonering av flomløp beregnes en dimensjonerende tilløpsflom og en påregnelig maksimal tilløpsflom. Modellen som her er beskrevet, kan benyttes i disse beregningene under forutsetning av at de tilhørende nedbørforløp er kjent. Påregnelig maksimal tilløpsflom må baseres på et påregnelig maksimalt nedbørforløp for det aktuelle feltet. Beregningene av dette nedbørforløpet er arbeidskrevende og krever spesiell meteorologisk ekspertise. Dette arbeidet bør derfor utføres ved DNMI.

2. MODELLBESKRIVELSE

2.1 Karmodell med ett utløp

Når vi sammenligner nedbør og avløp fra et felt, ser vi at nedslagfeltet har en forsinkende og dempende effekt. Dette skyldes at vannet oppholder seg i kortere eller lengre tid i forskjellige reservoarer i feltet. Det er jordlag, fjellsprekker, myrer, bekker i elvesystem og innsjøer. Oppholdstidene og mekanismene som holder vannet tilbake varierer sterkt. Dersom vi ikke kan eller ønsker å beskrive disse prosessene i detalj, kan vi representere den samlete effekten av dem med et matematisk uttrykk som gir den ønskete forsinkelse og demping uten å gi noen eksakt beskrivelse av det hydrologiske systemet.

En enkel matematisk beskrivelse, eller modell, som gir en slik effekt, kan vi illustrere som et "lineært kar", et fiktivt kar som nedbøren, eventuelt snøsmeltingen, faller i, og som har et utløp ved bunnen. Se fig 2.1. Utstrømningen fra karet antas å være proporsjonal med karinnholdet:

$$q = K \cdot H \qquad (2.1)$$

der q står for utstrømning, H for karinnhold og K er en proporsjonalitetskonstant. Dersom H har enhet volum eller vannhøyde, og q tilsvarende volum pr tidsenhet eller vannhøyde per tidsenhet (det siste tilsvarer spesifikt avløp), ser vi at enhet for K er invers tid; eks: $time^{-1}$, $døgn^{-1}$.

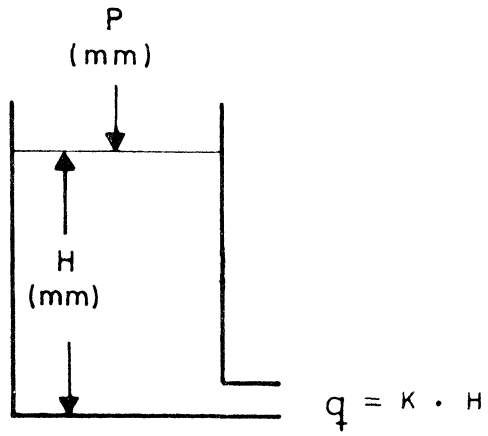

Fig 2.1. Lineært kar.

Dersom vi ser bort fra fordampning og andre tapsledd, er nedbør p, karinnhold H og utstrømning q sammenbundet ved kontinuitetslikningene:

$$p \cdot \Delta t = \Delta H + q \cdot \Delta t$$

eller på differensialform:

$$p = dH/dt + q \qquad (2.2)$$

Likningsettet (2.1) og 2.2) gir en lineær differensiallikning av første orden når vi eliminerer H og lar q være den ukjente, tidsavhengige variable. Løsningen av dette likningsettet blir på integralform:

$$q(t) = \int_{-\infty}^{t} k \cdot \exp(-K(t-x)) \cdot p(x)\,dx \qquad (2.3)$$

eller dersom vi kjenner avløpet ved et tidspunkt t_o, $q_o = q(t_o)$:

$$q(t) = q_o \exp(-K(t-t_o)) + \int_{t_o}^{t} k \cdot \exp(-K(t-x)) \cdot p(x)\,dx \qquad (2.4)$$

der det første leddet tar vare på effekten av all nedbør falt før t_o, og det andre virkningen av nedbør innenfor det tidsintervallet vi ser på. Dersom det ikke faller nedbør, ser vi at vi bare får en eksponensielt avtakende utstrømning, fra q_o mot null.

Dersom nedbøren er konstant over intervallet (t_o, t) kan vi integrere ut andre ledd i (2.4), og får da:

$$q(t) = q_o \cdot \exp(-K(t-t)) + p \cdot (1-\exp(-K(t-t_o)) \qquad (2.5)$$

Utstrømning fra karet når nedbøren er stykkevis konstant er vist i fig 2.2. Dersom vi primært er interessert i utstrømt volum over faste tidsintervall Δt, kan vi integrere (2.5) over et tidsintervall og får da:

$$Q = H \cdot (1-\exp(-K \cdot \Delta t) + P \cdot (1-(1-\exp(-K \cdot \Delta t)/(K \cdot \Delta t))) \qquad (2.6)$$

der Q og P er avløp- og nedbørmengde over intervallet Δt, og H er karinnholdet ved intervallets start.

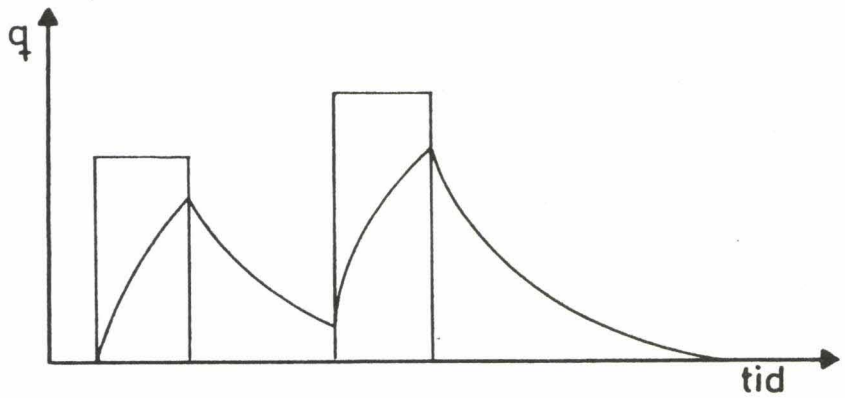

Fig 2.2. Utstrømning fra lineært kar.

2.2 Karmodell med to utløp

Modellen foran betegnes gjerne som et lineært kar fordi en fordobling av nedbørmengden i en gitt situasjon gir en fordobling av utstrømningen (når vi ser bort fra utstrømningskomponenten som

skyldes tidligere nedbør). Dette gjelder alle lineære modeller, inkludert enhetshydrogrammetoden. Dette er ikke typisk for hydrologiske systemer. Som regel øker utstrømningen mer enn proporsjonalt med nedbøren, selv etter at initielle magasin som gropmagasin og vegetasjonsmagasin er fyllt opp. Det er to hovedårsaker til dette:

- den arealandel av feltet som gir raskt avløp øker når forholdene blir våtere
- hastigheten på vannet som strømmer i feltet øker

Vi kan ofte se at reaksjonen til nedslagfeltet øker kraftig når avløpet passerer et gitt nivå. Slike observasjoner har ført til en enkel utvidelse av den lineære karmodellen. Vi innfører et nytt utløp "oppe på veggen", med "større hull" enn det nedre, dvs større tømmekonstant. Se fig 2.3.

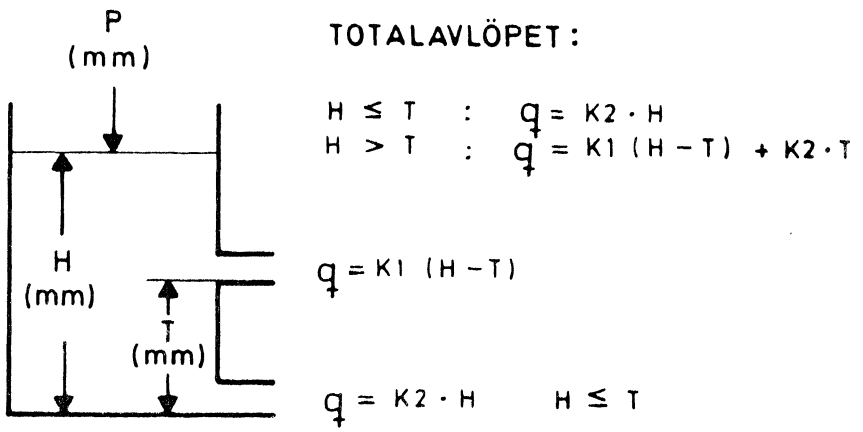

Fig 2.3. Kar med to utløp.

Når karinnholdet når dette nivået, øker altså reaksjonen til karet. Vi kan beskrive dette med to tømmelikninger i stedet for en:

$$\text{Når } H \leq T: \quad q = K_2 \cdot H$$
$$\text{Når } H > T: \quad q = K_2 \cdot T + K_1 \cdot (H-T) \qquad (2.7)$$

Fordi vi alltid må holde rede på om vi er under eller over terskelen T, kan vi ikke angi enkle analytiske løsninger i dette tilfellet. Innenfor et tidsskritt blir imidlertid beregningsmåten tilsvarende (2.6), eventuelt med spesialbehandling av de tidsskrittene hvor terskelen T passeres.

Mens det enkle lineære karet gir en eksponensielt avtakende utstrømning i perioder uten nedbør, og dermed en rettlinjet ressesjon når vi plotter avløpet i enkellogaritmisk papir (tiden lineær), gir karet med to utløp tilsvarende to rette linjesegment. Se fig 2.4. Dette kan benyttes til å bestemme de tre modellparametrene K_1, K_2 og T grafisk.

Det kan synes mer naturlig å la nedre tømmekonstant virke på hele nivået når H er større enn T. Tømmelikningene blir da:

$$q = C_2 \cdot H \qquad H \leq T$$
$$q = C_2 \cdot H + C_1 (H-T) \qquad H > T \qquad (2.8)$$

Slik vi har satt opp likningene (2.7) blir totalavløpet:

$$q = C_2 \cdot (H-T) + C_2 \cdot T + C_1 (H-T)$$
$$= C_2 \cdot T + (C_1 + C_2) \cdot (H-T)$$

og vi ser at (2.7) og (2.8) stemmer overens når $K_2 = C_2$ og $K_1 = C_1 + C_2$. 2.7 gjør det litt enklere å identifisere tømmekoeffisientene K_1 og K_2 grafisk og er benyttet i modellformuleringene her.

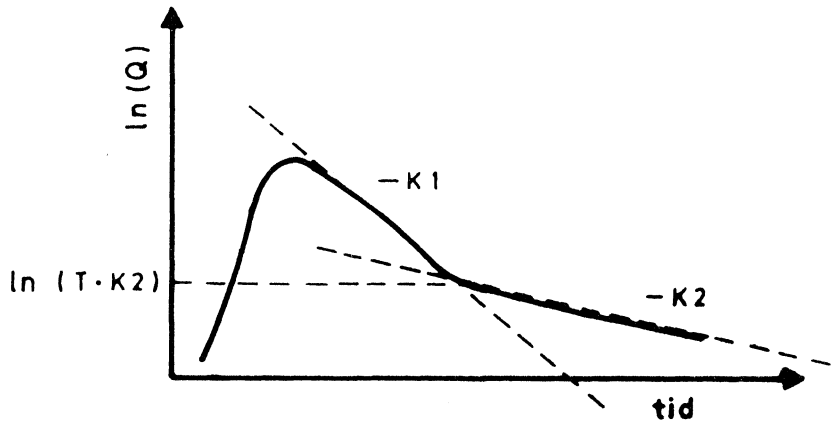

Fig 2.4

2.3 Tømmekonstantene

Vi er først og fremst interessert i å stille opp vår modell med slike parametre at den beskriver høye avløpsforhold godt. Det betyr at terskelen legges så høyt at K_1 virkelig gjelder for ekstreme flommer. Variasjonsbreddene for K_1 i observasjonsmaterialet er fra 0.01 til 0.25 ($time^{-1}$), med en typisk verdi på 0.04. Den siste verdien innebærer at avløpet reduseres med ca 70% i løpet av det første døgnet etter at flommen har kulminert og nedbøren har opphørt (forutsatt at vi hele tiden ligger over terskelen T). En verdi på K_1 på 0.25 gir den samme reduksjonen i løpet av fire timer.

K_2 ligger typisk på 1/4 av K_1, dvs i størrelsesorden 0.01 ($time^{-1}$). Den beskriver nedre del av flomhydrogrammet. Dersom vi sammenligner med anvendelse av HBV-modellen (Aam m.fl. 1977) på døgnbasis, ser vi at K_2 i flommodellen er av samme størrelsesorden som den øvre tømmekonstanten i HBV-modellen.

Dette innebærer at for de fleste norske vassdrag bør flommodellen vanligvis ha terskelen så høyt at vi sjelden kommer over den mer enn ett døgn i strekk. Dessuten kan flommodellen ikke forventes å beskrive lavvannsforhold, den vil ved riktig tilpassing gå raskere mot null enn det virkelige avløpet når flommen er slutt.

I de tilpassinger som er gjort er terskelverdien vanligvis av størrelsesorden 20 til 40 mm. Når vanninnholdet når opp til terskelen er utstrømningen $q = K_2 \cdot T$ (mm/h), eller $K_2 \cdot T \cdot A/3.6$ (m^3/s), der A står for feltarealet i km^2.

2.4 Forutsetninger for bruk av modellen

Den modellen vi her beskriver er helt spesialisert for simulering av flommer, og da enkeltflommer eller flommer som følger like etter hverandre. Den kan ikke benyttes til å beregne generelle avløpsforhold over en lengre tidsperiode. Dersom vi sammenligner med en generell avløpsmodell, f eks HBV-modellen, ser vi at flommodellen helt mangler følgende komponenter: snømagasin, markvannsmagasin og langsomt reagerende grunnvannsmagasin. Dessuten foretas det ingen fordampningsberegning, fordi fordampningstapet er neglisjerbart i flomsituasjoner. Fordampningen er typisk 1-3 mm/døgn, mens nedbøren er av størrelsesorden 50-100 mm/døgn.

Dette gir oss følgende forutsetninger for bruk av modellen:

- høyt avløp
- ikke snø i feltet eller snøfall
- feltet vått ved start (fylt markvannsmagasin)

Den siste forutsetningen innebærer at det bør ha falt 50-100 mm nedbør de siste par ukene, mest dersom simuleringen gjelder sommersituasjoner.

Modellen kan imidlertid utvides til også å ta hensyn til eventuell snøsmelting.

2.5 Starttilstand

De store forenklingene vi har gjort i modellstrukturen sammenlignet med f eks HBV-modellen, gir to store fordeler:

- vi trenger ikke vurdere temperaturforhold
- modellen har bare et magasin, det stykkevis lineære karet

Det siste innebærer at det er en entydig sammenheng mellom beregnet avløp og magasininnhold:

$$q = K_2 \cdot H \qquad H = q/K_2 \qquad \text{når } H < T \qquad (2.9)$$

Når vi kjenner avløpet ved start av den perioden vi skal utføre en simulering for, så kjenner vi også startverdien for karinnholdet.

2.6 Nedbørkorreksjon

Det kan være behov for å justere nedbørtallene i forbindelse med bruk av modellen, og det er derfor innført en nedbørkorreksjon. Følgende forhold kan gi behov for nedbørkorreksjon:

1) feil ved nedbørmåling
2) ikke representativ nedbørstasjon
3) arealreduksjon
4) tap i det hydrologiske systemet

Vi skal se på disse forholdene hver for seg.

2.6.1 Feil ved nedbørmåling

Det er vel kjent at nedbørmålere er beheftet med feil, og at de fleste av disse feilene er systematiske; de fører stort sett til underestimering av sann nedbør. (Førland, 1981). Den viktigste feilen ved større nedbørmengder er vindfeilen, som skyldes at måleren forstyrrer vindfeltet på en slik måte at det danner seg virvler i måleren og løft i luftstrømmen over måleren. Dess sterkere vind, dess større feil. Feilen kan reduseres ved at måleren plasseres beskyttet for vind, og ved at den utstyres med vindskjerm. De fleste norske målere har vindskjerm.

Typisk størrelse for feil ved måling av regn er at måleren underestimerer nedbøren med 5 til 15% i middel dersom den er utstyrt med skjerm. Uten skjerm kan feilen lett bli det dobbelte.

2.6.2 Ikke representativ nedbørstasjon

Nedbøren viser store arealvariasjoner, særlig for det enkelte nedbørtilfellet, men også for middelnedbør. (Førland, 1979). Ofte kan orografiske effekter, dvs nedbørutløsning på grunn av at luftmassene løftes av stigende terreng gi store variasjoner over korte avstander. Vi reduserer muligheten for store feil som skyldes at nedbørstasjonene vi benytter ikke er representative for feltet ved å

- holde oss til nedbørstasjoner som ligger i eller like ved feltet
- midle flere stasjoner dersom det er flere stasjoner innen feltet
- legge vekt på stasjoner som ligger høyt i feltet

Spør Det norske meteorologiske institutt om råd om hvilke nedbørstasjoner som bør velges dersom dette ikke er åpenbart.

2.6.3 Arealreduksjon

Ekstremstatistikk utledet for et punkt (en nedbørstasjon) kan ikke uten videre antas å gjelde for et areal. Det er utarbeidet arealreduksjonskurver for nedbør av forskjellig varighet. Se fig 2.5 (NERC 1975). Siden varigheten av den kritiske nedbøren øker med feltstørrelsen; den er vanligvis av samme størrelsesorden som konsentrasjonstiden, er arealreduksjonen for flomberegninger nokså moderat, rundt 10%, dvs av samme størrelsesorden som målefeilen for regnnedbør. PMP ("Probable Maximum Precipitation" - påregnelig maksimal nedbør) beregnet av DNMI blir vanligvis oppgitt som en arealverdi.

Fig. 5.1 Areal reduction factor (ARF), %, related to area A and duration D

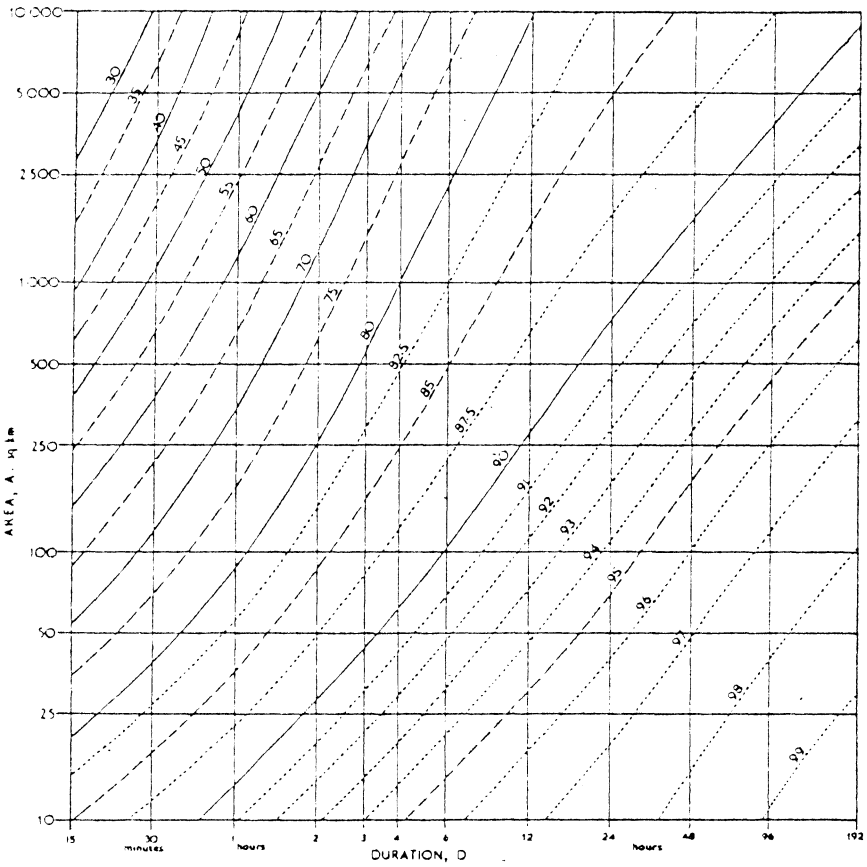

Fig 2.5. Arealreduksjonskurver (NERC 1975).

2.6.4 Tapsledd

I vår modell har vi ingen tapsledd som fordampning, oppfylling av markvannsmagasin ol. Dersom vi anvender modellen i situasjoner hvor disse tapene er betydelige, må vi derfor korrigere for dem gjennom nedbørkorreksjonen. Som tidligere nevnt bør vi holde oss til situasjoner hvor tapene er små ved tilpassing av modellen.

2.6.5 Samlet nedbørkorreksjon

Ut fra det som er sagt ovenfor må vi akseptere nedbørkorreksjoner ved tilpassing av modellen, og korreksjonen vil kunne variere noe fra flom til flom. Ved bruk av modellen for flomberegning kan vi sette opp følgende håndregler for nedbørkorreksjonen:

- uten annen informasjon settes nedbørkorreksjonen til 1.0
- når tilpassing konsekvent viser faktorer større enn 1.0 skyldes dette sannsynligvis at nedbørdataene ikke er representative for feltet, og oppjusteringen anvendes også ved bruk av modellen
- nedbørkorreksjonsfaktorer vesentlig mindre enn 1.0 skyldes sannsynligvis tapsledd; faktoren settes lik 1.0 ved bruk av modellen på ekstremsituasjoner
- ved anvendelse på PMP som er estimert for areal settes korreksjonsfaktoren til 1.0

2.7 Konsentrasjonstiden

Konsentrasjonstiden for et felt er den tid det tar for vannet å bevege seg gjennom dreneringsystemet fra de fjerneste delene av feltet til utløpet. Den er ingen ekte feltkonstant, fordi den reduseres med økende vannføring. En middelhastighet på 1-2 m/s gir vanligvis et omtrentlig estimat av konsentrasjonstiden under flomforhold. Det finnes for øvrig flere formler for konsentrasjonstiden. Eksempler på disse finnes bl a i Handbook of applied hydrology (Chow 1964).

Konsentrasjonstiden er viktig både fordi den gir et estimat av hvilke nedbørvarigheter som er kritiske, og hvilken tidsoppløsning vi bør benytte i flomsimuleringene.

I ekstremstatistikk for nedbør vil vi vanligvis finne de kritiske verdiene, dvs de som gir størst flommer, omkring konsentrasjonstiden for feltet. Lengre varigheter gir mindre middelintensiteter, og kortere varigheter gir ikke hele feltet tid til å reagere. Ved sterk selvregulering eller mulighet for flomdempende regulering øker den kritiske varigheten.

Konsentrasjonstiden gir en typisk tidskala for feltet. Dersom vi vil simulere flomforløpet i detalj, og få med simulerte vannføringer som er nær kulminasjonen av flommen, må tidsskrittet i simuleringene velges mindre enn halvparten av konsentrasjonstiden. Nå er imidlertid strukturen i karmodellen slik at den vil synke straks nedbøren opphører; karmodellen alene kan ikke beskrive virkningen av at avløp produsert i ulike deler av feltet når utløpet til forskjellig tidspunkt. Det er derfor lagt inn et glidende middel i modellen, som spesifiseres ved at man oppgir konsentrasjonstiden i antall tidsskritt.

2.8 Data til modellen

Ved tilpassing av modellen må vi ha observert nedbør og avløpsdata med den valgte tidsoppløsningen. Nedbør kan fås fra Det norske meteorologiske institutt. De ca 800 nedbørstasjonene observerer i hovedsak en gang i døgnet, kl 08. En del klimastasjoner observerer kl 6 og 19, slik at beste tidsoppløsning for disse blir 12 timer. Enkelte av disse observerer også 4 ganger i døgnet. Vær oppmerksom på at nedbørtallene er datert den dag nedbørmåleren er tømt. DNMI har 55 Plumatic korttidsnedbørmålere, som gir nedbør med tidsoppløsning ned til et minutt. Disse kan benyttes direkte når de ligger innen nedslagfeltet, eller til å fordele døgnnedbøren for de aktuelle nedbørstasjonene. Spør DNMI om råd om hvilken Plumaticstasjon som vil være gunstigst. I tillegg til Plumaticstasjonene finnes det en del kortere og lengre serier fra kommunale stasjoner, og mange kraftverk anskaffer etter hvert nedbørmålere som registrerer nedbør med stor tidsoppløsning. DNMI har oversikt over de fleste av disse datakildene.

Avløpet må vanligvis tas ut av limnigram, da det i de vanlige datarkivene ikke lagres avløpsdata med finere tidsoppløsning enn et døgn. Ta ut momentanverdier for vannstand for den valgte tidsoppløsningen, og omregne disse til avløp via vannføringskurven. Dersom feltet inneholder reguleringer, må det foretas tilsigberegninger; det er vanligvis vanskelig å skaffe data for slik beregning med fin nok tidsoppløsning.

Innsjøer med høy selvregulering påvirker flomforløpet sterkt, og avløpet fra innsjøen vil være like mye en funksjon av sjøens utløpsprofil og areal som av de generelle hydrologiske forholdene i feltet. Dette betyr at vi må vise stor forsiktighet dersom vi vil benytte en modelltilpassing fra et felt som inneholder en slik innsjø, på nabofelt uten tilsvarende dempning. Det samme gjelder dersom sjøen skal reguleres, og modellen skal beskrive forholdene etter regulering.

Kjennetegn på en sterkt dempende (selvregulerende) innsjø er:

- trangt utløp
- stor flomstigning
- høy effektiv sjøprosent

Dersom vi har vannstandsobservasjoner fra innsjøen, kan vi ta bort effekten av selvreguleringen ved tilsigsberegning. Dette gjøres ved hjelp av kontinuitetslikningen

$$Q_t = \Delta M + Q_a \qquad (2.10)$$

der Q_t står for tilsig, ΔM magasinendringene i innsjøen beregnet ut fra vannstand først og sist i tidsskrittet, og Q_a for middelavløp i tidsskrittet. Det eneste problemet med (2.10) er at den gir middlere tilsig over tidsskrittet, mens vi gjerne benytter momentanverdier for vannføringer i flomberegninger.

3. SAMMENHENGEN MELLOM MODELLPARAMETRE OG NEDBØRFELTETS FYSIOGRAFI

Når vi skal fastlegge flomstørrelser i et vassdrag, er det en ubetinget fordel om det finnes avløpsobservasjoner i vassdraget eller i deler av det. Dette er imidlertid svært ofte ikke tilfelle. Vi vet likevel at flomstørrelsene vil være avhengig av faktorer som nedbørmengde, temperaturforhold og feltets fysiografiske egenskaper. I tillegg vil feltets hydrologiske starttilstand ha betydning.

Ved å bruke modellen som er beskrevet foran for felter der det foreligger sammenhørende nedbør og avløpsdata for store flommer, kan vi bestemme de ulike modellparametrene ved hjelp av en modelltilpassing. I dette kapitlet vil vi finne sambandet mellom modellparametrene og ulike feltparametre. Dersom vi kan finne slike samband, kan vi også bruke modellen i felt der det mangler avløpsobservasjoner. Forutsetningen er at det foreligger måling eller anslag av ekstreme nedbørforløp.

3.1 Metodikk som er brukt ved bestemmelse av sammenhengen mellom modell- og feltparametre

1. Ut fra simuleringer av tilstrekkelig mange flommer for et nedslagfelt plukkes det ut et modellparametersett som gir best tilpassing av flommene. Ved valget av modellparametersett legges størst vekt på storflommene, hvor vi har hatt godt med nedbør som i forveien har mettet feltet.

2. Prosedyren under pkt 1 gjentas for tilstrekkelig mange felt.

3. Fra pkt 1 og pkt 2 får vi et modellparametersett for hvert av feltene. Disse modellparametrene korreleres mot feltenes fysiografiske parametre ved hjelp av trinnvis multippel lineær regresjon. Vi vil dermed få etablert en matematisk sammenheng mellom feltparametre og modellparametre som setter oss i stand til å bestemme modellparametrene i et felt ved hjelp av kart.

   Til regresjonsanalysen er benyttet programmet BMD02R (UCLA 1964).

3.2 Datagrunnlag

3.2.1 Krav til data

1. Krav til valg av nedslagfelt

Feltene må være uregulerte eller regulert så lite at det ikke har noen vesentlig betydning ved større flommer.

2. Avløpsdata

Det må være observert avløp så lenge at en har observasjoner av større regnflommer. Disse må være store nok til å få bestemt øvre tømmekonstant i flommodellen.

Avløpstasjonene må ha limnigraf eller tilstrekkelig hyppig avlesning av vannstanden. Årsaken til dette er at flommene i så små felt som her behandles, vanligvis ikke lar seg beskrive nøyaktig nok med daglige middelvannstander. I de feltene modellen er brukt har det som regel vært benyttet en tidsoppløsning på 2-8 timer for å beskrive flomforløpet. Forholdet mellom absolutt flomtopp og døgnmiddel vil avhenge av flere faktorer, hvorav feltets fysiografiske egenskaper er blant de viktigste. Kravet om limnigraf er ikke absolutt, det gjelder kun i den grad det er nødvendig for å registrere flommene i feltet med tilstrekkelig nøyaktighet.

Vannføringskurven må være av god kvalitet på høyere vannstander. Siden dette er en flomanalyse er dette et viktig, men også et problematisk krav. I mindre felt stiger og synker vannstanden ofte svært raskt ved flomsituasjonene og det er ofte vanskelig å få utført en vannføringsmåling på høye vannstander.

3. Nedbørdata

Det må finnes daglige nedbørobservasjoner i feltet eller i nærheten slik at man kan få et estimat av arealnedbøren.

Siden flomforløpet skal beregnes med en tidsoppløsning mindre enn 12 timer må det finnes en kontinuerlig registrerende nedbørmåler (pluviograf), eller nedbøren må måles så ofte at en kan få nedbørforløpet med en tidsoppløsning som er i samsvar med avløpsbeskrivelsen. Denne nedbørmåleren bør ligge så nær feltet som mulig, men kravet er ikke så sterkt som for de daglige observasjonene.

3.2.2 Kommentarer til kravene

Generelt er det en fordel ved denne form for analyse å ha et størst mulig utvalg av felter.

Kravene (1-3) sett i sammenheng med NVE's og DNMI's stasjonsnett begrenser imidlertid sterkt utvalget av felter som kan benyttes. En har derfor her tatt med de feltene det har vært mulig å benytte uten å bruke alt for lang tid på datainnsamling. Totalt omfatter undersøkelsen omlag 50 felt. Disse er lokalisert fra Nord-Trøndelag og sørover (fig 3.1), feltarealet varierer i disse feltene fra 0.4 til 792 km^2 med Tveitdalen (stnr 1927-0) som det minste og Næverdal (stnr 658-0) som det største. Grunnen til at en ikke har tatt med felter fra Nord-Norge er først og fremst mangelen på nedbørmålinger med fin tidsoppløsning, og at antallet avløpstasjoner med limnigraf som har tilstrekkelig med observasjoner av regnflommer er lite.

Det er nesten alltid problematisk å måle ekstremsituasjonene. Ofte er det og slik at observasjonene av storflommene mangler fordi måleutstyret svikter under slike forhold. Dette gjør sitt til at utvalget av flommer som kan brukes, reduseres. De kontinuerlige nedbørmålerne (Plumatic) stoppes om høsten når snøen har kommet eller ventes å komme, fordi disse ikke kan måle snønedbør. Tids-

punktet varierer etter hvor i landet de befinner seg, men dette gjøres vanligvis i oktober-november. Derfor kan det mangle nedbørobservasjoner ved store regnflommer på seinhøsten.

En meget stor del av arbeidet har bestått i å finne fram data siden disse til dels ikke finnes tilgjengelig på maskin. Avløpsobservasjonene måtte blant annet tas ut manuelt fra limnigrafskjemaene. Dette er svært tidkrevende, men har den fordel at det gir mulighet for å vurdere datakvaliteten.

3.2.3 Oversikt over felt som er benyttet

I flomanalysen er det benyttet felter fra NVE's ordinære stasjonsnett. Feltene som inngår i analysen er listet opp i tabell 3.1. Beliggenheten av stasjonene er vist på stasjonskartet i figur 3.1.

Tabell 3.1. Oversikt over stasjoner i flomanalysen.

VASSDRAG	ELV	VANNMERKE	VMNR	OPPR.	LIMN.
Glomma	Ostri	Liavatn	1476-0	1961	1966
Glomma	Skjøli	Skjøli	1606-0	1966	1966
Glomma	Fura	Fura	1812-0	1970	1970
Glomma	Fosselv	Harasjøen	1602-0	1966	1966
Glomma	Leira	Kringlerdal	1573-0	1966	1966
Glomma	Leira	Kråkfoss	1572-0	1966	1966
Glomma	Rotua	Rotua	1591-0	1966	1966
Kambobekken		Trolldalen	1962-0	1972	1972
Mosseelv	Hobølelv	Høgfoss	2158-0	1976	1976
Akerselv	Grytbekken	Gryta	1687-0	1967	1967
Sandvikselv		Bjørnegårdssvingen	1727-0	1968	1968
Sandvikselv		Sæternbekken	1880-0	1971	1971
Dramselv	Simoa	Eggedal	1883-0	1971	1971
Skienselv	Hørte	Hørte	2155-0	1976	1976
Skienselv	Kilå	Kilen	1407-0	1962	1975
Nidelv	Stigvassåi	Stigvassåi	1892-0	1972	1972
Nidelv	Gjøv	Tovsliøytjønn	1768-0	1969	1969
Søgneelv		Søgne	2024-0	1972	1972
Mandalselv	Koså	Myglevatn ndf.	1150-0	1951	1976
Sira	Jogla	Jogla	1950-0	1972	1972
Sira	Oftedalselv	Sandvatn	1803-0	1970	1970
Sira	Storåni	Årdal	1802-0	1970	1970
Bjerkreimselv	Saglandsbekken	Saglandsvatn	1852-0	1971	1971
Gramstadbekken		Gramstad	1969-0	1972	1972
Ulla		Moavatn	1601-0	1966	1966
Suldalslågen	Kvanndalså	Kvanndal	1749-0	1968	1968
Handelandselv		Djupevad	1427-12	1963	1974
Oselv		Røykenes	925-0	1933	1977
Oselv		Dyrdalsvatn	2205-0	1977	1977
Vossa	Myrkdalselv	Myrkdalsvatn	1734-0	1970	1970
Kløvtveitselv		Kløvtveitvatn	603-0	1922	1971
Hageelv		Hersvikvatn	931-0	1933	1976

VASSDRAG	ELV	VANNMERKE	VMNR	OPPR.	LIMN.
Gaula		Viksvatn	615-0	1902	1967
Isa		Morstøl bru	1912-0	1972	1972
Driva	Grøa	Dalavatn	2146-0	1974	1974
Ulvunda		Nerdal	1625-0	1967	1967
Todalselv	Nauståa	Nauståa	2220-0	1978	1978
Søya		Søya	2059-0	1974	1974
Orkla		Næverdal	658-0	1922	1973
Gaula		Eggafoss	1055-0	1941	1941
Stjørdalselv	Torsbjørka	Mannseter	1499-0	1962	1971
Stjørdalselv	Fora	Høggås bru	666-0	1912	1964
Stjørnavassdraget	Nordelva	Krinsvatn	1668-0	1967	1967
Årgårdselv		Øyungen	685-0	1916	1977
Linvasselv	Huddingelv	Landbru limn.	1077-0	1943	1943
Linvasselv	Sakselv	Saksvatn	1281-0	1960	1960
Namsen	Nesåa	Iskvernfoss	1559-0	1965	1970

STASJONSKART

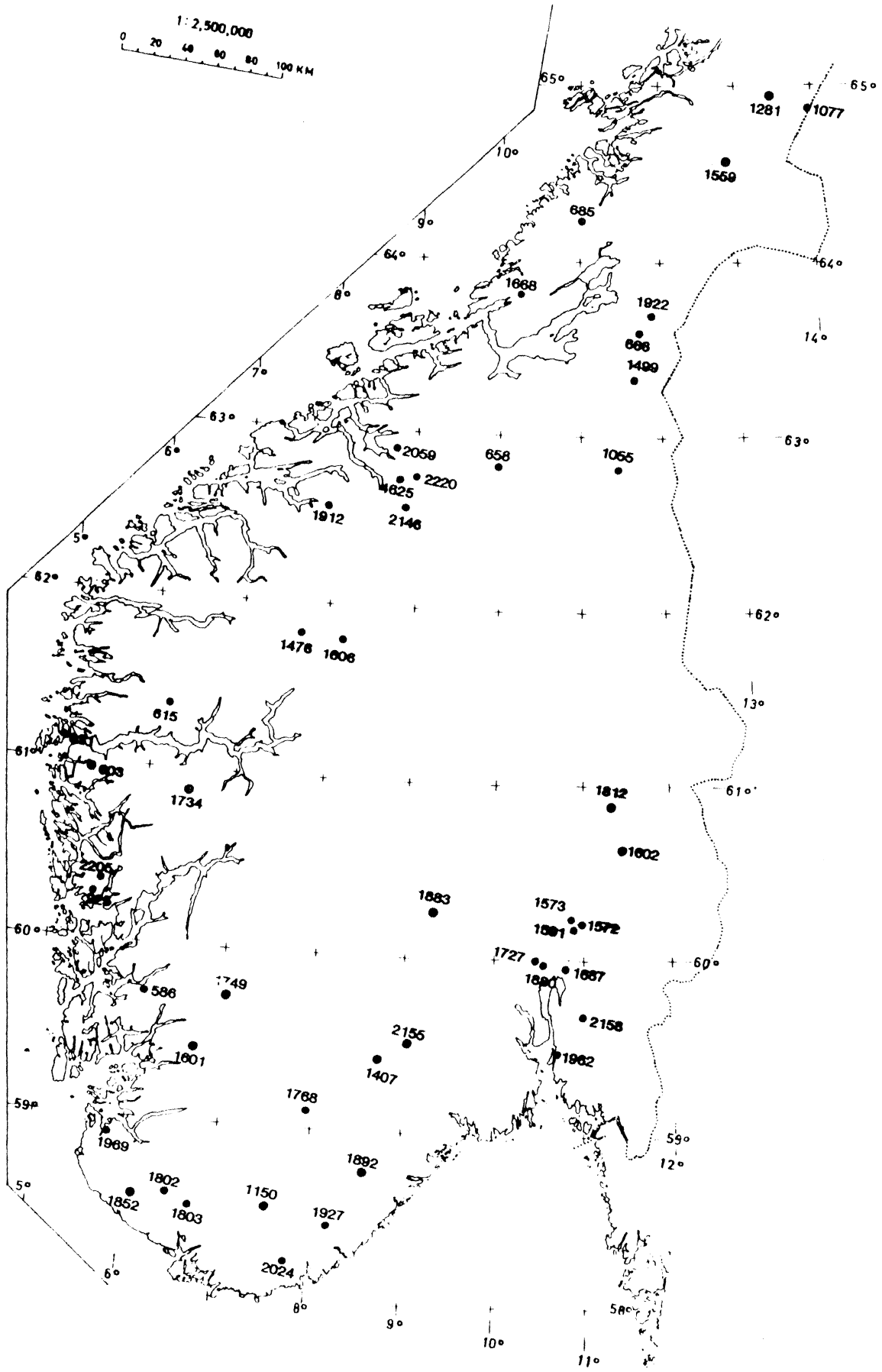

Fig 3.1.

3.2.4 Definisjon av feltparametre og oversikt over datautvalget i flomanalysen

Nedenfor er det satt opp definisjonen på de feltparametre som er tatt ut ved denne analysen. I tabell 3.2 er feltparametrene og modellparametrene som er funnet ved modelltilpassingen satt opp.

Definisjonen av feltparametrene er lik den som vi har brukt i flomfrekvensrapporten (Wingård m.fl. 1978) bortsett fra to av helningsparametrene (HA_1 og HA_2) som ikke brukes i flomfrekvensrapporten.

Q_N: Midlere spesifikt årsavløp (l/s km^2) beregnet for normalperioden 1930-60. Normalavløpet bestemmes ut fra observasjoner fra feltet eller ut fra et isohydatkart.

A: Nedbørfeltets areal (km^2). Måles ved hjelp av planimeter på best tilgjengelige kartgrunnlag (helst M711 1:50 000). Vanlige problemer som oppstår ved fastleggelse av vannskillet er myrer og tjern som dreneres til to vassdrag, eller når et elveløp deler seg i to. I visse tilfeller kan dette være feilavtegning på kartet og kan kontrolleres ved feltbefaring. Hvis det er en realitet, kan problemet bare løses ved avløpsmålinger. I særlig flatt terreng kan det også by på problemer å fastlegge vannskillet helt korrekt bare fra kart (eller flyfoto).

Det kommer derfor an på hvor store arealer disse avvikene vil omfatte, om det er tilstrekkelig med en fornuftig tolkning av kartet, eller om det må en feltkartlegging til.

L_F: Feltaksens lengde (km). Definert som en rett linje lagt fra utløpet/målestedet til mest fjerne punkt på vannskillet. Måles på samme kartgrunnlag som feltarealet.

A_S: Innsjøareal i % av feltarealet. Bestemmes fra kart helst av kvalitet tilsvarende M711 1:50 000. Areal av store innsjøer kan planimetreres. For små arealer eller lange smale flater blir planimetrering for usikkert. Istedet kan slike arealer telles opp ved bruk av gjennomsiktig mm-rutenett.

A_{SE}: Effektiv sjøprosent (%). Definisjon: $A_{SE} = 100 \cdot \Sigma(A_i \cdot a_i)/A^2$ der a_i = innsjø i's overflateareal (km^2), og A_i = tilsigsarealet (km^2) til samme innsjø. Denne parameteren er utviklet for bedre å ta vare på effekten av innsjøenes beliggenhet i feltet. I A_{SE} tillegges hver innsjø vekt ikke bare etter overflateareal, men også etter tilsigsareal, noe som synes mer rimelig for vårt formål fordi innsjøer langt nede i feltet har større effekt på flomdempning enn innsjøer nær vannskillet (Søgnen 1942). Ved beregning av innsjøenes areal bør det legges stor vekt på bruk av gode kart, og det må legges større vekt på å oppnå korrekt areal på innsjøene langt nede i vassdraget, fordi de vil telle mye mer i verdien enn sjøer langt oppe.

I datamaterialet til Søgnen (1942) er hver verdi av det effektive sjøarealet ($A_{SE} \cdot A/100$) økt med 0.1% av feltarealet A for å ta hensyn til "all naturlig reguleringsevne utenom sjøenes". Dette tillegget kan ikke bli annet enn subjektivt, og er ikke tatt hensyn til her.

S_T: Hovedelvas gradient (m/km). Definisjon: $S_T = H'/L_e$ der L_e = hovedelvas lengde (km) forlenget til vannskillet, og H' = total høydeforskjell langs L_e. Hovedelva ved et samløp er definert som den av elvene med størst tilsigsareal.

H_L: Relieff-forholdet (m/km). Definisjon: $H_L = H50/L_F$, hvor H50 er høydeforskjell i meter mellom 25 og 75% passasjen på feltets hypsografiske kurve og L_F er feltaksens lengde.

HA_1: Høyde-areal forhold (m/km^2). Definisjon: $HA_1 = H50/A50$, hvor A50 er 50% av totalarealet.

HA_2: Høyde-areal forhold (m/km^2). Definisjon: $HA_2 = H80/A80$, hvor H80 er høydeforskjellen i meter mellom 10 og 90% passasjen på feltets hypsografiske kurve og A80 er 80% av feltets totalareal.

Tabell 3.2. Oversikt over feltparametre og kalibrerte modellparametre for feltene i undersøkelsen.

	Modellparametre					Feltparametre						
Vmnr	K_1	K_2	T	Q_N	A	L_F	A_S	A_{SE}	HA_1	HA_2	H_L	S_T
603-0	.007	.006	120	129	4.3	2.3	21.30	21.30	49.2	49.7	46.0	90.0
615-0	.009	.004	90	79	505.0	43.8	9.60	3.45	2.0	2.1	11.9	20.1
658-0	.030	.009	12	20	792.0	36.0	1.80	0.10	0.5	0.6	5.5	12.6
666-0	.110	.025	25	42	491.4	39.5	6.87	2.40	0.8	0.9	5.0	36.9
685-0	.030	.004	65	52	235.0	21.0	4.40	1.20	-	-	-	21.0
925-0	.080	.040	25	99	46.0	16.0	3.00	1.90	13.2	15.5	20.4	54.0
931-0	.013	.011	60	58	7.0	4.9	16.00	14.00	-	-	-	18.0
1055-0	.050	.015	11	25	653.0	33.0	2.60	0.20	0.6	0.7	5.5	16.6
1077-0	.024	.013	45	42	56.0	9.9	12.00	7.70	7.3	8.1	20.7	46.0
1150-0	.027	.009	35	43	172.0	23.7	3.40	1.91	1.6	1.5	5.9	11.5
1281-0	.040	.020	40	60	64.1	8.7	4.76	2.89	6.6	6.4	23.7	28.6
1407-0	.060	.013	24	18	120.0	16.2	3.50	0.80	4.3	5.5	14.6	25.5
1427-12	.240	.030	15	100	30.1	7.2	3.61	0.65	29.7	28.4	62.5	75.9
1476-0	.055	.020	25	43	235.0	43.1	3.50	1.50	3.2	3.7	18.6	37.6
1499-0	.180	.045	14	41	95.3	12.5	2.60	0.13	3.6	4.1	13.4	40.7
1559-0	.060	.020	35	60	249.7	33.0	5.40	0.55	2.3	2.3	8.8	23.3
1572-0	.040	.012	14	18	418.0	40.6	3.20	0.65	1.3	1.2	6.7	11.6
1573-0	.035	.006	30	19	262.0	28.7	4.60	1.05	1.3	1.6	5.8	15.8
1591-0	.060	.025	15	25	55.7	10.3	2.00	0.92	4.8	4.5	13.1	31.0
1601-0	.023	.010	65	83	225.0	25.0	7.70	1.07	1.2	1.5	5.6	17.8
1602-0	.013	.007	15	13	58.0	8.2	3.62	3.45	2.8	2.7	9.7	16.9
1606-0	.050	.020	20	41	182.0	25.8	1.40	0.36	4.9	4.6	17.4	52.9
1625-0	.019	.012	65	62	99.0	15.5	3.20	0.81	8.6	10.1	27.8	79.0
1668-0	.050	.023	37	65	204.5	22.5	6.31	1.18	1.2	1.2	5.3	15.8
1687-0	.055	.010	35	17	7.1	3.7	1.40	0.44	23.0	26.4	22.1	57.7
1727-0	.110	.025	17	16	212.0	19.4	1.30	0.05	1.8	2.2	8.9	20.3
1734-0	.060	.018	33	69	156.1	17.9	3.26	1.35	6.4	5.8	28.3	45.0
1749-0	.150	.020	25	73	64.0	14.8	0.70	0.02	9.2	10.5	19.5	30.1
1768-0	.016	.008	40	36	115.0	13.5	10.00	3.10	2.2	2.6	9.5	21.4
1802-0	.040	.013	35	61	76.0	13.3	5.70	2.39	4.5	5.2	12.7	35.3
1803-0	.035	.005	30	57	28.0	6.2	7.30	2.56	9.6	9.5	21.7	14.0
1812-0	.180	.050	10	20	39.9	9.7	0	0	6.3	7.0	13.5	29.2
1852-0	.015	.009	60	43	1.7	1.8	23.37	23.37	49.2	119.4	33.6	22.7
1880-0	.160	.030	12	15	6.5	4.1	0	0	29.8	36.4	23.7	45.9
1883-0	.030	.013	25	19	305.0	29.0	2.80	0.84	2.0	2.6	10.5	44.7
1892-0	.120	.040	23	24	16.1	6.3	1.40	0.22	12.1	11.3	15.5	11.7
1912-0	.130	.020	20	62	44.2	10.0	2.00	0.30	22.9	25.8	50.6	110.0
1927-0	.250	.075	13	35	0.4	0.8	0	0	149.0	161.0	36.7	51.3
1950-0	.230	.060	12	72	34.0	8.2	1.16	0.03	11.7	10.7	21.2	37.1
1962-0	.120	.050	13	17	2.0	2.7	0	0	18.4	18.5	5.9	15.0
1969-0	.250	.030	10	28	0.7	1.1	0.34	0.04	212.0	197.0	66.4	108.7
1974-0	.060	.020	35	44	192.0	29.3	4.70	0.07	1.1	13.0	4.0	8.5
2059-0	.075	.01[illegible]	25	39	138.5	18.0	0.70	0.10	5.4	6.3	20.7	48.0
2[illegible]16-0	.040	.013	35	39	85.8	13.0	2.90	0.42	9.4	9.4	31.1	47.0
2[illegible]5-0	.160	.035	22	32	157.0	19.0	1.70	0.26	4.5	4.7	18.7	38.3
2[illegible]3-0	.040	.005	35	13	297.0	45.2	2.32	0.65	0.5	0.5	1.7	5.1
22[illegible]	[illegible]	.050	25	105	3.3	2.2	4.24	4.24	97.7	115.2	72.0	103.3
2220-0	.150	.025	20	61	24.1	8.0	2.90	0.30	22.0	27.4	33.2	90.0

3.2.5 Om utvalget av nedbørfeltparametre

Når en skal etablere en sammenheng mellom modellparametre og feltparametre stilles en ovenfor det problem at en ikke vet sikkert hvilke feltegenskaper som er av betydning. I tillegg er enkelte egenskaper vanskelig å tallfeste i en enkelt feltparameterverdi. I utgangspunktet kan det derfor være bra å ta med så mange som mulig.

I flomfrekvensrapporten (Wingård m.fl. 1978) er dette problemet belyst forholdsvis grundig og valget av feltparametre i denne analysen bygger for en stor del på det som er gjort i flomfrekvensanalysen. Det henvises for øvrig til denne hvor også begrensningene når det gjelder kartgrunnlag er drøftet. Her har det vært lagt vekt på å ikke ta med for mange feltparametre, men å konsentrere oss om de som en ut fra erfaring vet kan ha stor betydning.

Det er ikke foretatt noen representativitetstest på feltutvalget, men det er grunn til å merke seg at felttyper fra dalføreområdene på Østlandet er dårlig representert og at felter fra Nord-Norge ikke er med overhodet. Dette betyr imidlertid ikke at modellen ikke kan brukes i disse områdene.

Tabell 3.3. Korrelasjoner mellom feltparametrene i utvalget.

	L_F	H_L	A_S	A_{SE}	HA_1	HA_2	S_T	Q_N
A	.839	-.511	-.038	-.186	-.354	-.377	-.424	-.222
L_F		-.593	-.063	-.250	-.477	-.508	-.466	-.171
H_L			.098	. 25	.708	.709	.863	.491
A_S				.921	-.023	.123	-.105	.410
A_{SE}					.132	.296	.115	.355
HA_1						.966	. 57	.101
HA_2							.529	.111
S_T								.452

I tabell 3.3 er korrelasjonene mellom de enkelte feltparametrene satt opp. Siden flere av dem er nær beslektet er korrelasjonen mellom enkelte av dem høy. En kan tydelig dele parametrene inn i grupper hvor korrelasjonen mellom parametre innefor gruppen er sterk, mens korrelasjonen mellom parametre i forskjellige grupper er svak. Feltparametrene som beskriver skråningsforholdene i feltet danner en slik gruppe (H_L, HA_1, HA_2, S_T), mens sjøprosenten (A_S) og effektiv sjøprosent (A_{SE}) dannner en annen.

3.3 Regresjonsanalyser og resultater

I dette kapitlet finnes det fram til en sammenheng mellom modellparametre og feltparametre ved hjelp av trinnvis multippel lineær regresjon. Denne sammenhengen gjennomgåes og drøftes.

Tabell 3.4. Korrelasjoner mellom modellparametre og feltparametre.

	A	H_L	$\ln(A_S)$	$\ln(A_{SE})$	HA_1	HA_2	S_T	Q_N
K_1	-.470	.688	-.592	-.663	.748	.767	.596	.029
K_2	-.447	.427	-.491	-.619	.537	.575	.334	.080
T	.157	-.210	.750	.525	-.277	-.279	-.222	.493

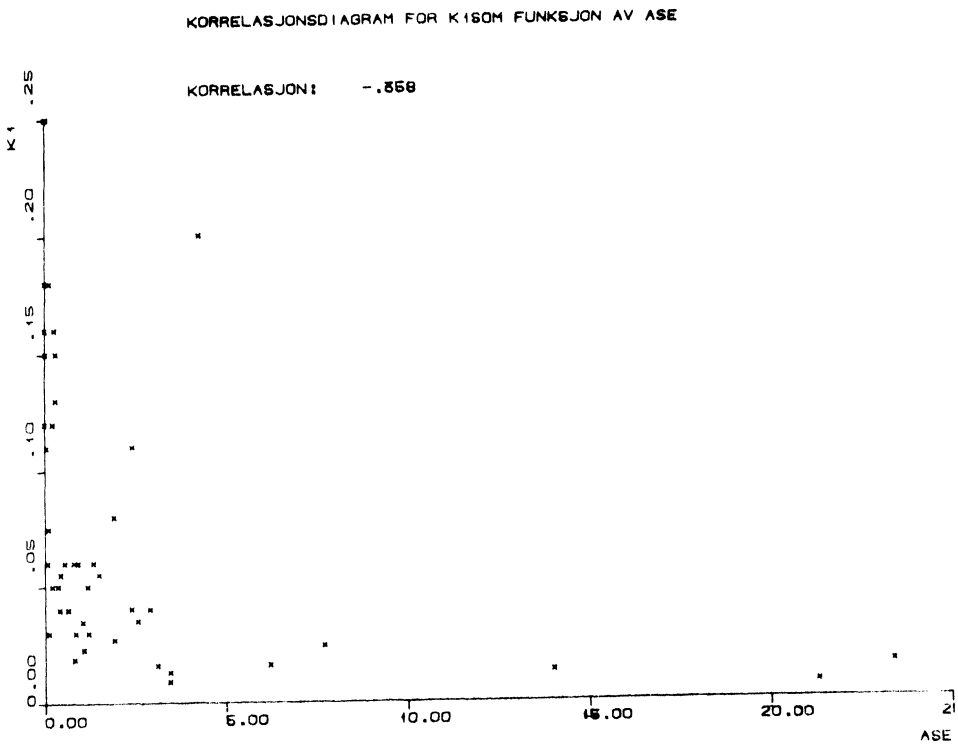

Fig 3.2. Sammenhengen mellom øvre tømmekonstant K_1 og effektiv sjøprosent A_{SE}.

Tabell 3.4 viser korrelasjonene mellom de enkelte modellparametre og feltparametre. I flommodellen inngår tre modellparametre (jfr pkt 2.2) og av disse er det øvre tømmekonstant K_1, som er den viktigste. Denne bestemmer formen på den høyeste delen av flomhydrogrammet.

Regresjonsanalysen forutsetter at vi har tilnærmet lineære sammenhenger mellom de avhengige og de uavhengige variable. Dette var tydelig ikke oppfylt for enkelte av de variable. I figur 3.2 ser en at sambandet mellom K_1 og A_{SE} er tydelig ikke-lineært, men har en mer eksponential form. Multippel lineær regresjon ble derfor brukt etter først å ha foretatt en logaritmetransformasjon av A_S og A_{SE}.

3.3.1 Drøfting av foreløpige resultater

Analysen ble i første omgang foretatt på 46 felt hvor det ble oppnådd en multippel korrelasjonskoeffisient på 0.85. Feltparametrene A_{SE} og H_L gikk inn i likningen og figur 3.3 viser sammenlikningen mellom de observerte og beregnede K_1-verdier. Det går fram av figuren at vi fikk enkelte store avvik. Feltene ble nøye gjennomgått om mulig å finne grunnen til dette:

For høyt beregnede K_1-verdier

Et fellestrekk ved feltene med størst avvik er at de har meget stor effektiv sjøprosent og/eller innsjøer med trange utløp.

Når den effektive sjøprosenten blir større vil utløpsforholdene fra innsjøene i feltet få en stadig større betydning for den hydrologiske responsen. Vanskeligheten består imidlertid i at utløpsforholdene er svært vanskelige å tallfeste i en enkel parameterverdi. Ingen av feltparametrene i denne undersøkelsen reflekterer denne egenskapen og den kan derfor ikke her bli representert i regresjonsanalysen. Resultatene vil av den grunn gjenspeile en "gjennomsnittlig" verdi av denne egenskapen for feltene i utvalget. To av feltene i utvalget hadde innsjøer med spesielt trange utløpsforhold. Dette gjaldt 2146-0 Dalavatn og 1625-0 Nerdal. For at disse ikke skulle påvirke resultatene i for stor grad ble de utelatt fra feltutvalget. Effekten av spesielle utløpsforhold fra større innsjøer i feltet bør heller tas hensyn til ved å bruke andre metoder (jfr pkt 3.4.1).

To av feltene hadde meget store A_{SE}-verdier ($A_{SE} > 20\%$) og de stod i en klasse for seg når det gjaldt denne egenskapen. Siden dette bare var to felt med lite feltareal (603-0 Kløvtveitvatn og 1852-0 Saglandsvatn med areal på hhv. 4.3 og 1.7 km^2), var det vanskelig å fastslå hvorvidt det var spesielle utløpsforhold som var hovedårsaken til avviket, eller om formelen ikke mestret felt med så stor effektiv sjøprosent. Fordi utvalget av denne type felt var så lite ble også disse utelatt fra den videre regresjonsanalyse. I denne type felt bør en derfor om mulig benytte prosedyren nevnt under pkt 3.4.1 som gir større sikkerhet for å få rimelige resultater.

For lavt beregnede K_1-verdier

I to av disse feltene (660-0 Høggås bru, og 1499-0 Mannseter) er det ekstremt mye myr. Nedbørfeltet til 666-0 består av 40-50% myr og den resterende del av feltet er snaufjell og mark med lite vegetasjon. Nabofeltet 1499-0 har omtrent de samme fysiografiske egenskapene og disse feltene stod i en klasse for seg.

For to andre felt ble det funnet så store usikkerheter ved den ekstrapolerte delen av vannføringskurven at vi fant det best å ta de ut av analysen.

Myr- og snaufjellprosenten er ikke tatt med i utvalget av nedbørfeltparametre. Grunnen er dels at en tidligere ikke har påvist noen markert innflytelse fra denne feltegenskapen og dels at kartgrunnlaget setter begrensninger i de mulighetene en har for å ta ut slike feltparametre. En kan vel også tenke seg at det er andre egenskaper i feltet som er avgjørende for om arealet av myr og snaufjell skal gi store utslag i flommene. Dreneringstetthet, løsmassetykkelse og løsmassetype er faktorer som antakelig har betydning. Det er derfor ikke nødvendigvis arealet av snaufjell, men snarere arealer med tynt eller manglende løsmassedekke (bart fjell) som kan gi rask avrenning. Det er problematisk å tallfeste disse egenskapene med kartgrunnlaget som i dag eksisterer. Feltene 666-0 Høggås bru og 1499-0 Mannseter i Nord-Trøndelag gir likevel en pekepinn om at myr-arealet kan gi store utslag på flommene. Siden de to feltene har spesielle feltegenskaper, utelates disse imidlertid fra den videre regresjonsanalysen.

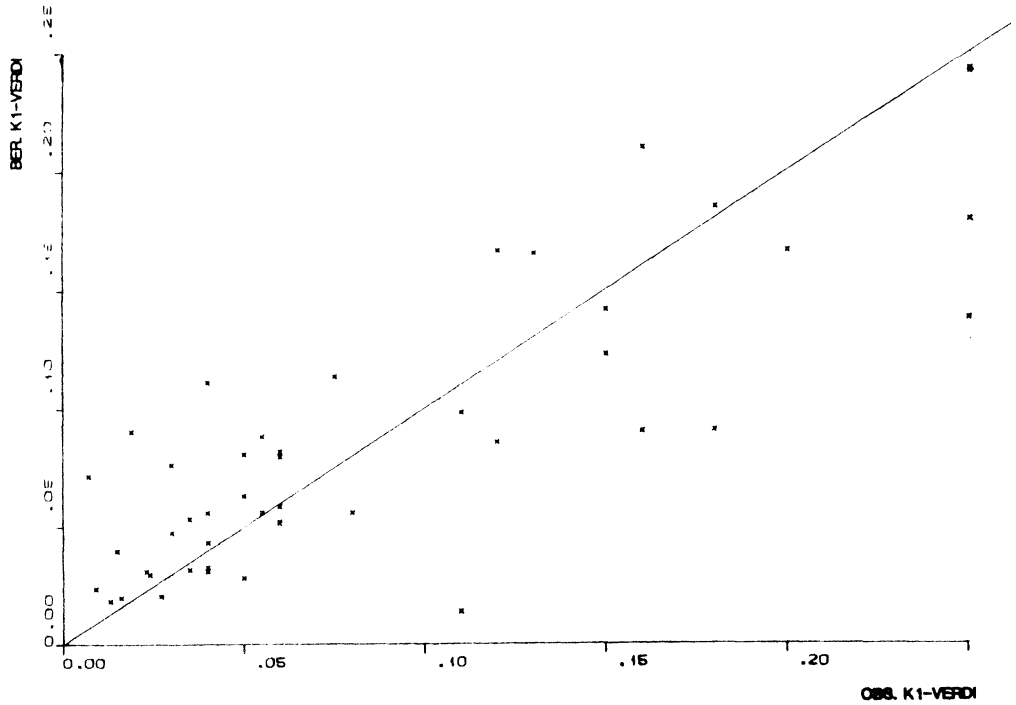

Fig 3.3. Observerte og beregnede K_1-verdier.

3.3.2 Endelige resultater

Beregning av øvre tømmekonstant

I den videre analyse ble antallet felt redusert med 8 til 38 felt. Den multiple regresjonsanalysen ble så anvendt på disse 38 feltene. Etter utprøving endte en opp med følgende likning for K_1.

$$K_1 = .0135 + 0.00268 \cdot \underset{(65)}{H_L} - 0.01665 \cdot \underset{(19)}{\ln(A_{SE})} \qquad (\text{time}^{-1}) \qquad (2.11)$$

Det ble oppnådd en multippel korrelasjonskoeffisent på 0.93. I likningen inngår logaritmen til effektiv sjøprosent. I de tilfeller hvor effektiv sjøprosent er lik null settes A_{SE} = 0.001. (%)

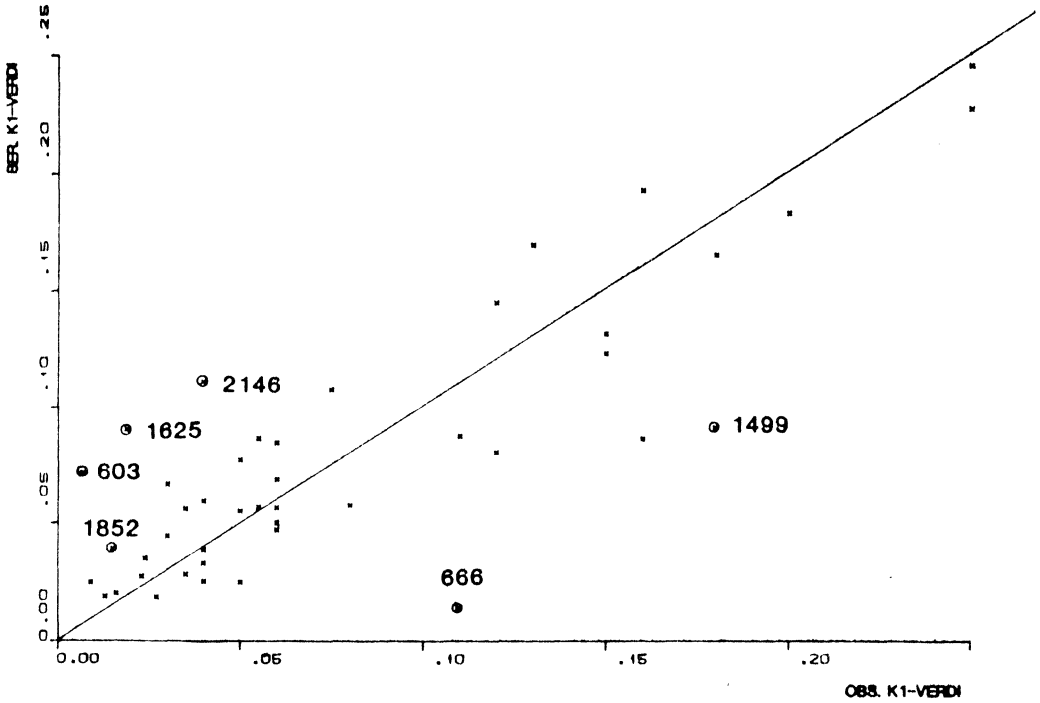

Fig 3.4. Observerte og beregnede K_1-verdier.

Figur 3.4 viser sammenhengen mellom beregnede og observerte K_1-verdier. På figuren er inntegnet de seks feltene med spesielle feltegenskaper som ble holdt utenfor ved regresjonsanalysen. Disse feltene er merket med ring.

Beregning av terskelverdi og nedre tømmekonstant

Korrelasjonstabellen, tabell 3.5, viser hvilke parametre som er best korrelert med nedre tømmekonstant og terskelverdi T. En legger merke til at både nedre tømmekonstant (K_2) og terskelverdi (T) er sterkt avhengige av K_1-verdiene. Dette ble utnyttet i den videre analysen.

Tabell 3.5. Korrelasjoner mellom modellparametre.

	K_2	T
K_1	.838	-.595
K_2		-.533
K_1 exp(-.60)		.886

- Terskelverdi

Figur 3.5 antyder en sammenheng mellom K_1 og T av typen $T = M_1 \cdot (K_1 \exp M_2)$, hvor M_1 ligger i intervallet 3.0-5.0 og M_2 ligger i intervallet 0.6-0.75.

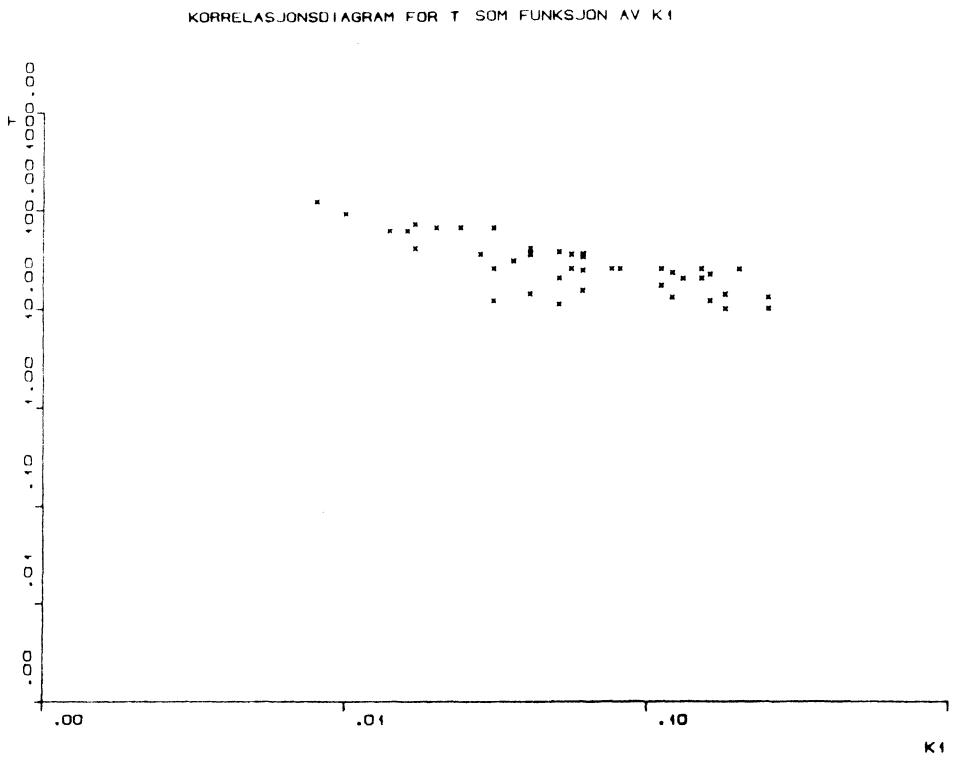

Fig 3.5. Sammenhørende K_1-verdier og T-verdier for feltene.

Etter forsøk med forskjellige valg av M_1 og M_2 i regresjonsanalysen ble følgende formel for beregning av terskelverdien valgt:

$$T = -9.0 + 4.4 \cdot (K_1 \exp(-0.60)) + 0.28 \cdot Q_N \quad \text{(mm)} \qquad (2.12)$$
$$\qquad\qquad\qquad (62) \qquad\qquad\qquad (15)$$

Det ble oppnådd en multippel korrelasjonskoeffisent på 0.94.

- Nedre tømmekonstant

Figur 3.6 viser at vi har tilnærmet lineær sammenheng mellom K_1 og K_2. Multippel lineær regresjon ga følgende likning til beregning av K_2:

Det ble oppnådd en multippel korrelasjonskoeffisient på 0.85.

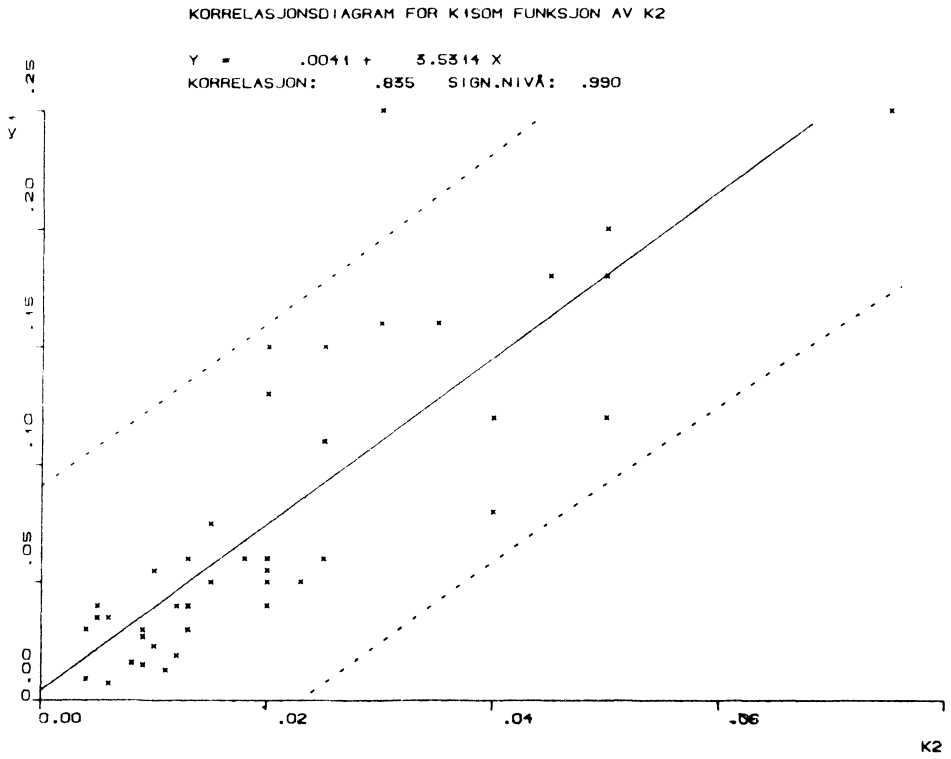

Fig 3.6. Sammenhørende K_1 og K_2-verdier for feltene.

$$K_2 = .009 + 0.21 \cdot K_1 - 0.00021 \cdot H_L \quad (\text{time}^{-1}) \qquad (2.13)$$
$$\qquad\qquad\qquad (46) \qquad\qquad (5)$$

For alle likningene over er leddene som er tatt med signifikante på 5%-nivå. Under hvert ledd er i parentes angitt parametrenes bidrag i prosent til forklaring av den samlede varians i materialet.

En må være oppmerksom på at likningene er dimensjonsavhengige. Likningene må derfor kun benyttes når de variable oppgis i de enheter som er brukt i denne undersøkelsen. Disse enhetene går for øvrig fram av definisjonen på de enkelte feltparametre og av likningene over.

3.3.3 Kommentarer til likningene

Likningen for beregning av K_1 inneholder kun to feltparametre, H_L og A_{SE}. Disse to parametrene sier noe om skråningsforholdene i feltet og om effekten av innsjøene. En ville kanskje ha ventet at feltarealet hadde betydning for K_1-verdiene når arealet i feltutvalget varierer fra 1-800 km^2. Feltarealet går imidlertid ikke inn i likningene som en signifikant parameter. En del av årsaken er nok at feltarealet er korrelert med H_L slik at effekten av feltarealet skjules i denne helningsparameteren. Ellers vil en få en dempende virkning på flomhydrogrammet ved at tidsskrittet vanligvis øker når en simulerer i større felt, fordi nedbøren da utjevnes over lengre tidsrom. Dersom en ikke øker tidsskrittet i samsvar med økningen i konsentrasjonstiden, vil en måtte ta større hensyn til konsentrasjonstiden i simuleringene (se pkt 2.7). Dette gjør at flomhydrogrammet utjevnes noe. Disse to siste forhold har ingen betydning ved beregningen av K_1, men vil gjøre seg gjeldende ved bruk av modellen. En økning av feltarealet vil dermed indirekte ha en dempende effekt på flomhydrogrammet. Det er ellers tydelig at det er andre egenskaper ved feltene som er viktigere for størrelsen av K_1. Feltene 666-0 Høggås bru og 603-0 Kløvtveitvatn illustrerer for så vidt dette. Feltstørrelsene er hhv. 491 og 4.3 km^2, mens observert K_1-verdi er hhv. 0.11 og 0.007 $time^{-1}$. Det ble for øvrig også prøvd å korrelere med formfaktoren F for feltene. (Se definisjonen i flomfrekvensanalysen (Wingård m.fl. 1978)) uten at det ga noen signifikant korrelasjon. Den endelige likningen over ble valgt fordi den ga best korrelasjon og fordi den hadde en enkel form med to feltparametre som var forholdsvis uavhengige av hverandre.

3.4 Bruk av likningene

Regresjonsanalysen over har nå gitt oss følgende likningssett:

$$K_1 = 0.0135 + 0.00268 \cdot H_L - 0.01665 \cdot \ln(A_{SE}) \quad (time^{-1}) \qquad (2.14)$$

$$T = -9.0 + 4.4 \cdot (K_1 \exp(-0.6)) + 0.28\ Q_N \quad (mm) \qquad (2.15)$$

$$K_2 = 0.009 + 0.21\ K_1 - 0.00021\ H_L \quad (time^{-1}) \qquad (2.16)$$

Likningene gir oss en metode til å bestemme K_1-verdi direkte fra feltparametre. De to andre modellparametrene K_2 og T avledes delvis av K_1-verdien og feltparametre. Av den grunn er det viktig å være spesielt nøye med fastsettelsen av verdi for K_1.

Generelt må det for øvrig anbefales så sant der er mulig, å få observasjoner fra feltet eller fra beslektede felt i nærheten.

Forut for et utbyggingsprosjekt ville en ha mye igjen for å foreta sammenhørende målinger av nedbør og avløp i feltet. Dette vil gjøre det mulig å bestemme modellparametrenes verdi med større sikkerhet.

Det er grunn til å understreke at likningene har sine begrensninger når de benyttes i felt som har parameterverdier utenfor området likningene har blitt utledet på grunnlag av. En kan og risikere at visse kombinasjoner av parameterverdier som ikke er dekket i feltutvalget, kan gi gale verdier. Parametrene det gjelder er H_L, A_{SE} og Q_N. Variasjonsområdet for disse er hhv. 1.7-72.0 m/km for H_L, 0-7.7% for A_{SE} og 13-105 $l/s \cdot km^2$ for Q_N.

3.4.1 Retningslinjer ved beregning av K_1

I felt med store verdier for A_{SE} og svært lave H_L-verdier kan en få negative verdier for K_1 som fysikalsk sett er et umulig resultat. I denne analysen er det ikke funnet lavere verdier for K_1 enn .008-.01 $time^{-1}$. Dette gjaldt to mindre felter med meget store innsjøprosenter. (Effektiv sjøprosent på 20-25%), og et stort felt (615-0 Viksvatn, 505 km^2) med forholdsvis stor A_{SE}-verdi og i tillegg forholdsvis trangt utløp fra den dominerende innsjøen i feltet. Det er grunn til å anta at dette er nær den laveste verdi som bør brukes og at .005-.007 $time^{-1}$ er en nedre skranke for K_1-verdiene.

I de tilfeller hvor en har store innsjøer i feltet (A_{SE} 10%), eller hvor en har innsjøer med trange utløpsforhold som er viktig for responsen fra feltet, er det imidlertid mest fornuftig å beregne tilsigsflommen til innsjøen ved hjelp av modellen og deretter eventuelt route flommen videre nedover i vassdraget. Dette vil, om det er mulig, gi adskillig større sikkerhet for at effekten av innsjøene blir tatt rimelig hensyn til. Ved beregning av tilsigsflommer til innsjøen må en imidlertid ta visse forholdsregler. Den effektive sjøprosenten for feltet må justeres ned slik at bidraget til effektiv sjøprosent fra denne innsjøen fjernes. Feltarealet som brukes ved simuleringene, må likevel beholdes slik det er for å få med virkningen av nedbøren som faller på innsjøen.

Dersom en likevel bruker likningsettet direkte til å beregne K_1 må en justere den beregnede K_1-verdi for å ta hensyn til disse effektene. For felt med store innsjøprosenter vil vi som en grov regel anbefale følgende korrigeringer:

-Når: $10\% < A_{SE} < 15\%$ reduseres K_1 med 25%

-Når: $A_{SE} > 15\%$ reduseres K_1 med 50%

I felt som har innsjøer med trange utløpsforhold, er det vanskelig å angi noen generell korrigering. Det kan imidlertid være nyttig å sammenligne med feltene 2146-0 Dalavatn og 1625-0 Nerdal som representerer denne type felt. Beregnet K_1-verdi måtte reduseres ned til ca 1/3 av opprinnelig verdi for disse to feltene for å komme ned til observerte K_1-verdier.

Ved en nedjustering av K_1, må en være oppmerksom på at en ikke må komme under den nedre skranke som er angitt for K_1 (0.005-0.007 $time^{-1}$).

Det er ellers grunn til å være oppmerksom når modellen anvendes på felt med svært store andeler av myr og/eller bart fjell (jfr 3.3). Feltene 666-0 og 1499-0 i Nord-Trøndelag har K_1-verdier som er 2-3 ganger større enn beregnet verdi. Forklaringene på disse feltenes spesielle reaksjon ligger antagelig i de ovenfornevnte egenskapene. Myrene vil hydrologisk sett trolig reagere på samme måte på ekstremnedbør som bart fjell. Forutsetningen er at myrene på forhånd er mettet med fuktighet. Dette er i tråd med forutsetningene ved bruk av modellen til flomanalyse (pkt 2.4). Disse to arealtypene representerer deler av feltet som vil reagere med en rask overflateavrenning ved flom-situasjoner. Areal som har et løsmassedekke, vil ha en mer eller mindre reduserende virkning på den raske overflateavrenningen, avhengig av løsmassetykkelse og type. Utvalget av felt med stor andel myr og bart fjell er lite, men vi vil anbefale å justere opp K_1, dersom en skal bruke modellen i felter med svært store andeler av myr og bart fjell, eller med andre arealtyper som gir en rask direkte avrenning. Dette gjøres på følgende måte

- Når andelen av denne type areal i området er 20-40%, økes K_1 med 0.04-0.05 $time^{-1}$.

- Når andelen er større en 40% økes K_1 med 0.08-0.1 $time^{-1}$.

Det må understrekes at det er lett å overestimere denne andelen spesielt i felt hvor store deler av feltet ligger over skoggrensa. En feltbefaring vil i slike tilfeller være verdifull for å fastslå andelen av f eks bart fjell.

3.4.2 Retningslinjer ved beregning av nedre tømmekonstant og terskelverdi

Ved bruk av likningen for terskelverdi skulle det ikke være fare for å få negative T-verdier med de aktuelle verdier K_1 og Q_N kan ta.

Ved beregning av K_2 kan en risikere enten at den blir negativ eller større enn K_1. Begge deler skjer gjerne når vi har små verdier for K_1. I slike tilfeller har en gjerne stor effektiv sjøprosent og høy terskelverdi. Når K_1 blir svært liten (.005-.015) anbefales det å sette $K_2 = 0.5 \cdot K_1$. Figur 3.7 belyser korrelasjonen mellom forholdet K_2/K_1 og T. Tendensen er her at for store T-verdier vil forholdet K_2/K_1 ligge i intervallet 0.5-0.8.

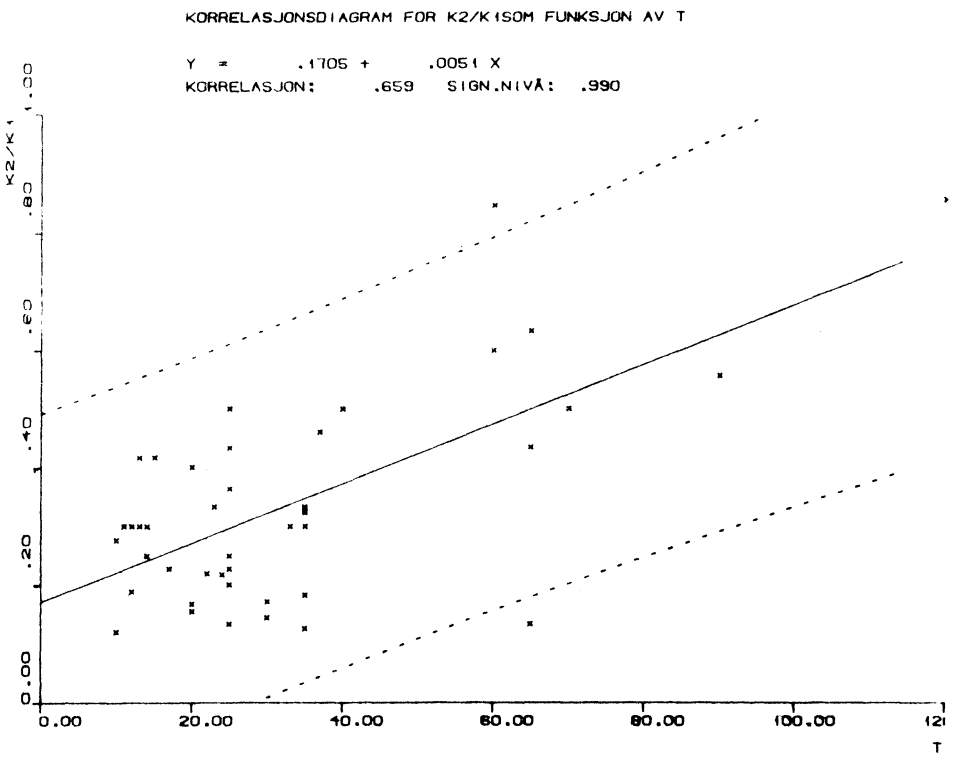

Fig 3.7. Sammenhengen mellom forholdet K_2/K_1 og T.

I praksis vil en her også kunne bruke en enkel en-parametermodell. En-parametermodellen er nemlig et spesialtilfelle av tre-parametermodellen, hvor $K_1 = K_2$. Terskelverdien har da ingen betydning. (Jfr pkt 2.2).

Likningsettet som er etablert, reflekterer et gjennomsnitt av feltutvalget og er representativt for dette. Det vil alltid ligge en fare i det at feltutvalget ikke er representativt for den type felt modellene skal brukes på, selv om dette er et av kravene til feltutvalget i undersøkelsen. Det kan med andre ord være galt å trekke en regresjonsanalyse for langt idet man risikerer å overtilpasse likningsettet til det spesielle feltutvalget man arbeider med. Likningsettet tar hensyn til de hovedtrekk som er viktige for bestemmelsen av modellparametrene, men dekker ikke alle fysiografiske egenskaper som har betydning for modellparameterverdiene. Anbefalingene over om å korrigere K_1-verdien når en har å gjøre med spesielle felttyper er et forsøk på å ta hensyn til egenskapene som ikke finner sin plass i likningene, men som utvilsomt har betydning for flomstørrelsene.

4. EKSEMPLER PÅ BRUK AV MODELLEN

Det mest interessante med en slik undersøkelse er hvilke resultater modellen gir i praktisk bruk. Modellen ble derfor prøvet i fem forskjellige felt. Tre av disse var med i feltutvalget som ble benyttet til etablering av likningene mens de to siste ikke er benyttet ved regresjonsanalysene. Dette gjelder 586-0 Stordalsvatn og 1922-0 Dillfoss.

4.1 1922-0 Dillfoss

Nedbørfeltet til vannmerke 1922-0 Dillfoss ligger i Nord-Trøndelag og er et nabovassdrag til Verdalselva. Arealet er 475 km^2 og feltet er nabofelt til 666-0 Høggås bru. Som for 666-0 er store deler av feltet dominert av myr og snaufjell. (20-40%). Av det som er sagt foran kan det derfor være grunn til å vente at den beregnede K_1-verdi blir for liten.

Nedbørstasjonene 6996 Buran, 7036 Sulstua og 7050 Vera ga arealnedbøren for feltet.

Med: A_{SE} = 0.83% H_L = 5.0 m/km Q_N = 42.4 l/s km^2

ga likningene følgende verdier for modellparametrene:

K_1 = 0.030 $time^{-1}$ K_2 = 0.014 $time^{-1}$ T = 27 mm

Figurene 3-8-3.9 viser modellen anvendt på to høstflommer 28/10-1975 og 17/9-1978.

I begge tilfeller er tilpassingen brukbar etter å ha justert nedbøren, men K_1-verdien på høye vannføringer er for liten. K_1 ble så øket med 0.04 $time^{-1}$.

Følgende modellparametre ble nå benyttet:

K_1 = .07 $time^{-1}$ K_2 = .023 $time^{-1}$ T = 25 mm

Tilpassingen av flommen ble nå bedre når det gjelder hydrogrammets form, både tømmekonstantene og terskelverdi ligger i nærheten av de korrekte verdier.

Det må gjøres oppmerksom på at nedbørkorreksjonene er forandret fra de foregående simuleringene slik at flomvolumet stemmer noenlunde.

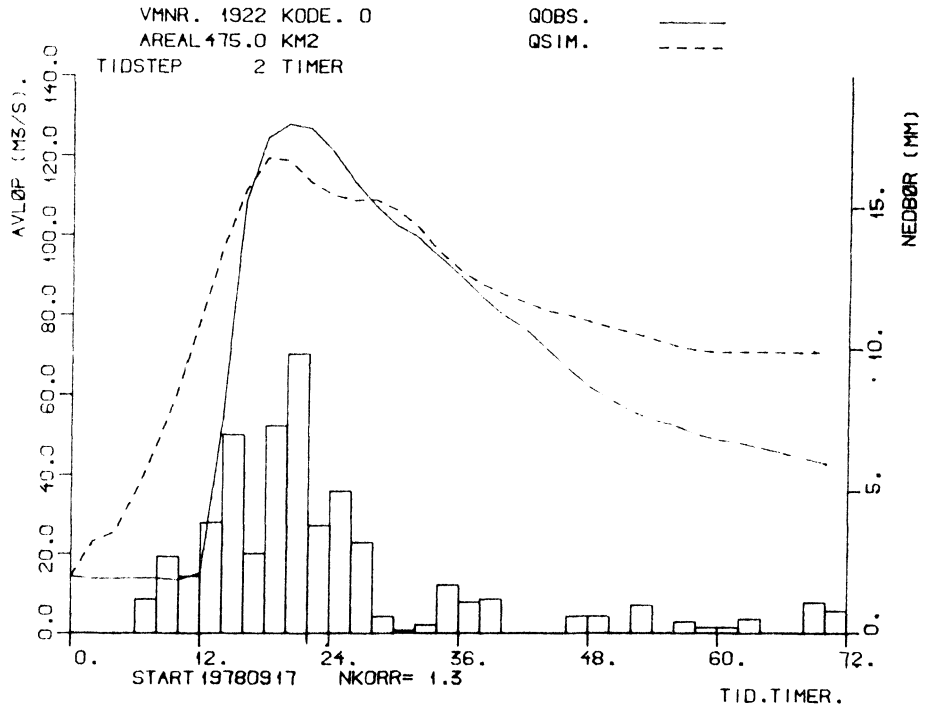
VMNR. 1922 KODE. 0
AREAL 475.0 KM2
TIDSTEP 2 TIMER
QOBS.
QSIM.
AVLØP (M3/S).
NEDBØR (MM)
0.0 20.0 40.0 60.0 80.0 100.0 120.0 140.0
0. 5. 10. 15.
0. 12. 24. 36. 48. 60. 72.
START 19780917 NKORR= 1.3
TID.TIMER.

Fig 3.8.

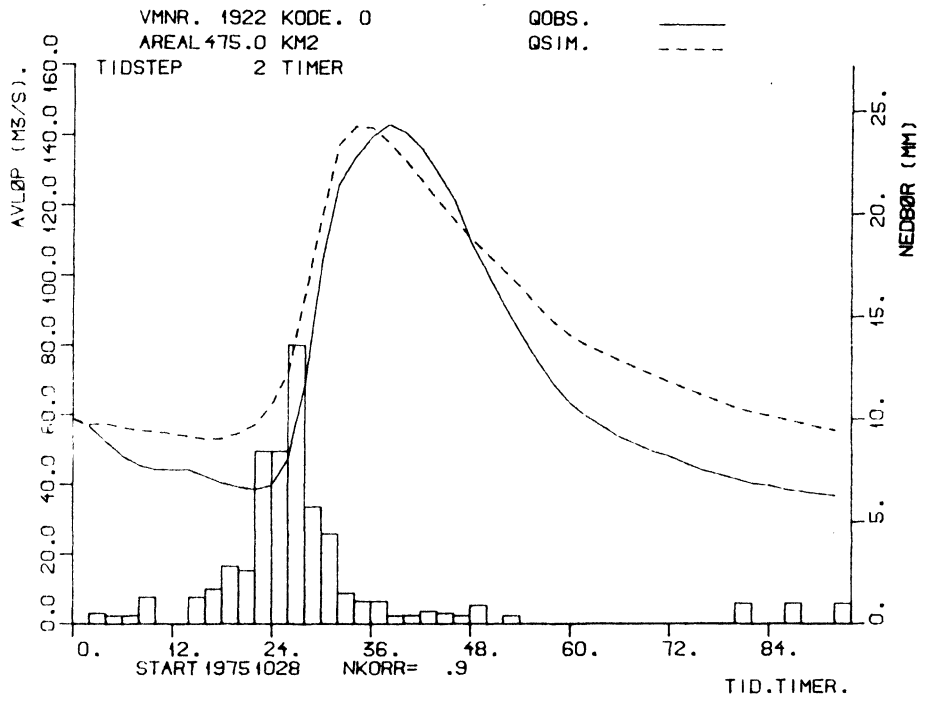
VMNR. 1922 KODE. 0
AREAL 475.0 KM2
TIDSTEP 2 TIMER
QOBS.
QSIM.
AVLØP (M3/S).
NEDBØR (MM)
0.0 20.0 40.0 60.0 80.0 100.0 120.0 140.0 160.0
0. 5. 10. 15. 20. 25.
0. 12. 24. 36. 48. 60. 72. 84.
START 19751028 NKORR= .9
TID.TIMER.

Fig 3.9.

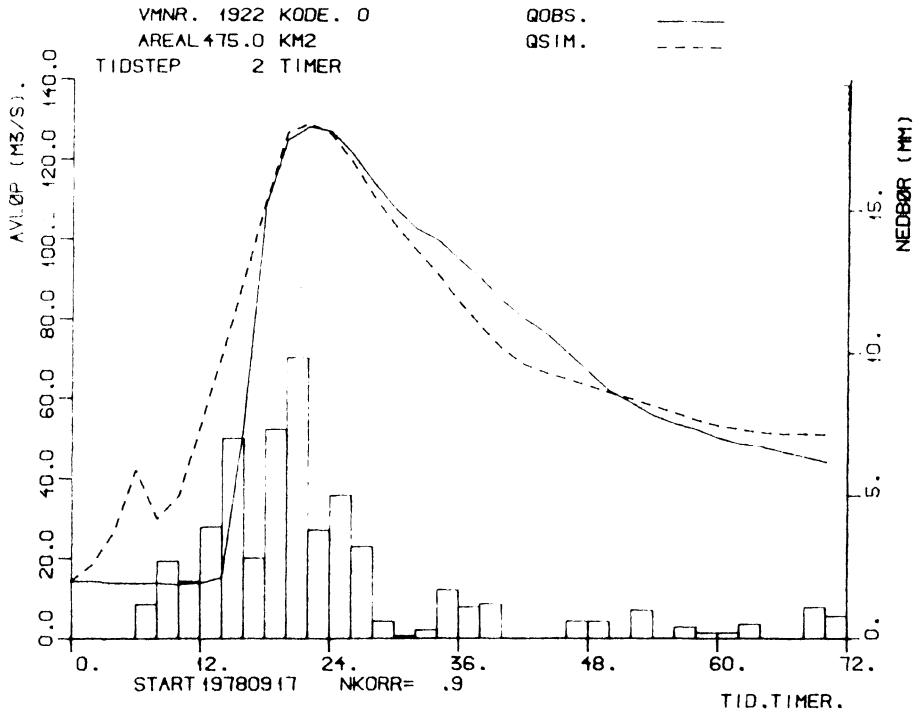

Fig 3.10.

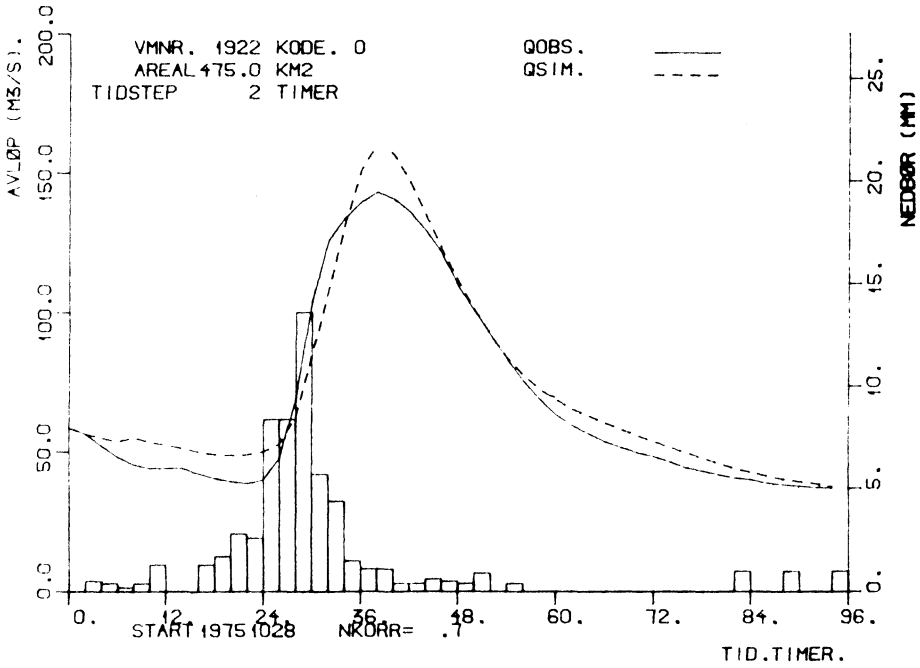

Fig 3.11.

4.2 586-0 Stordalsvatn

Nedbørfeltet til Stordalsvatn ligger like sør for Åkrafjorden på grensen mellom Hordaland og Rogaland. Høydeforskjellen i feltet er 1250 meter og arealet er 134.0 km^2. Avløpet måles ved utløpet av Stordalsvatn som utgjør ca 6% av totalarealet, og dermed er viktig for feltets hydrologiske respons. Området er ellers blant de mest nedbørrike i Norge.

Nedbørstasjonene 4760 Litledal, 4661 Sauda og 4782 Eikemo ble benyttet for å beregne arealnedbøren. Ingen av disse ligger i feltet, men 4760 Litledal ligger nær utløpet fra feltet.

Modellen ble anvendt på flommene 27/9-1969, 18/10-1971 og 16/9-1979.

Med: A_{SE} = 6.20% H_L = 18.0 m/km Q_N = 94.0 l/s km^2

ga likningsettet følgende modellparametre:

K_1 = .033 $time^{-1}$ K_2 = .012 $time^{-1}$ T = 51 mm

Modellen gir her gode resultater når det gjelder hydrogrammets form, men for to av flommene måtte nedbøren skaleres opp ca 30% for å få et korrekt flomvolum. Nedbørstasjonene ligger her lavere enn 200 m o.h. mens feltet går helt opp til 1266 m o.h. Siden nedbøren vanligvis øker med høyden er denne oppskaleringen av nedbøren ikke urimelig.

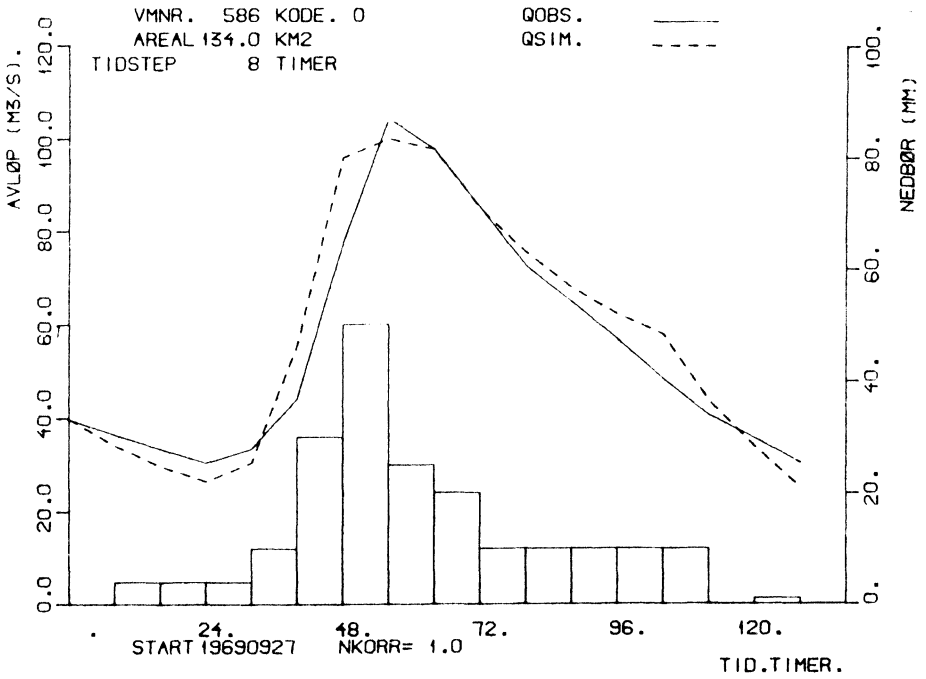

Fig 3.12.

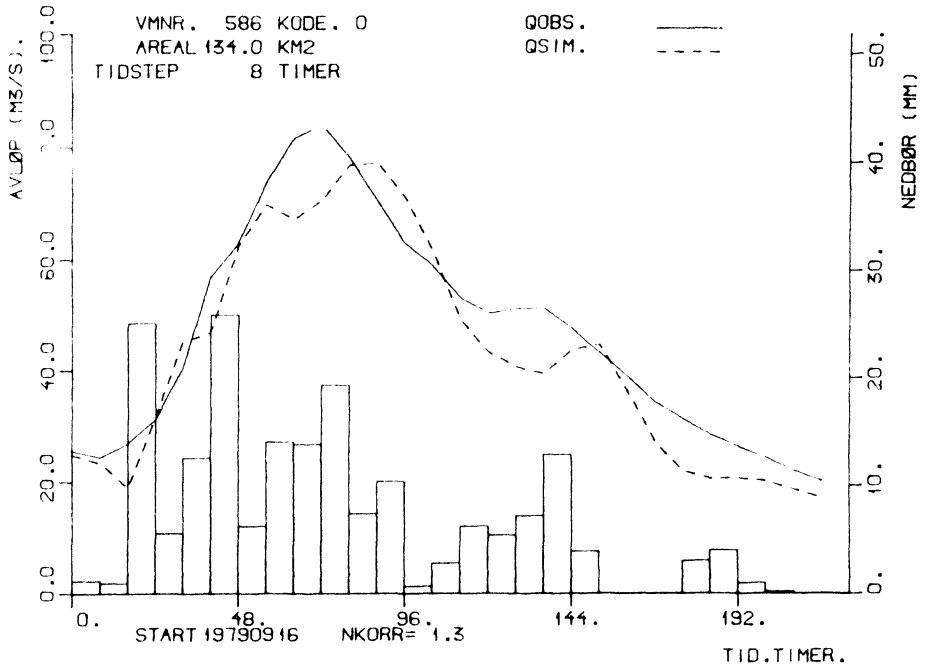

Fig 3.13.

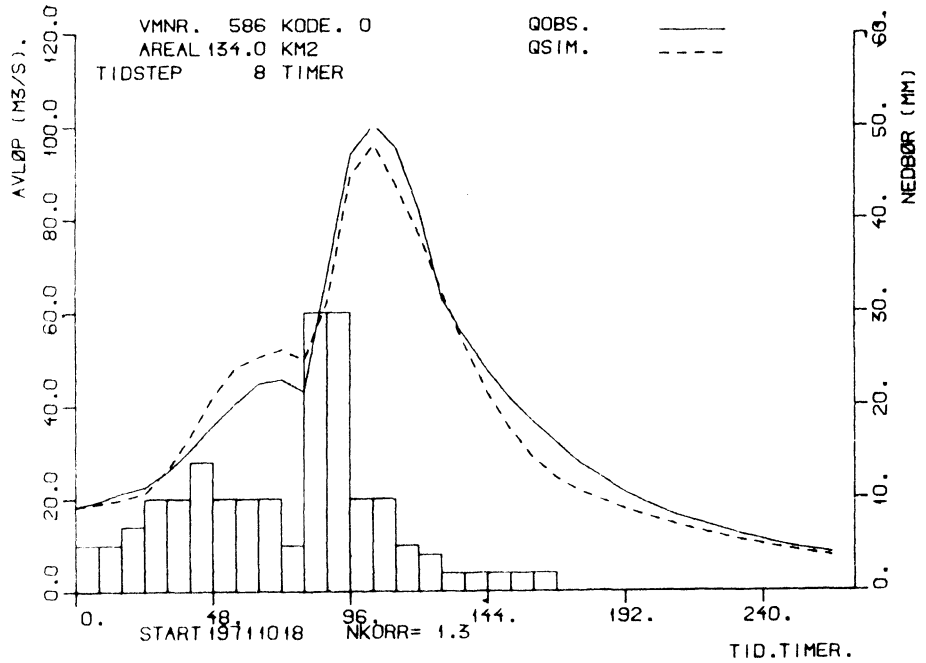

Fig 3.14.

4.3 2024-0 Søgne

Nedbørfeltet ligger i kystområdet mellom Mandal og Kristiansand. Feltets areal er 192 km^2 og høydeforskjellene er moderate (0-454 m o.h.). Feltet har liten effektiv sjøprosent (A_{SE} = .07).

Nedbørstasjonene 3922 (Mestad), 4120 (Finsland) ble benyttet for å beregne arealnedbør.

Med: A_{SE} = 0.07% H_L = 4.0 m/km Q_N = 44.1 l/s km^2

ga likningen nå følgende verdier for modellparametrene:

K_1 = 0.07 $time^{-1}$ K_2 = 0.023 $time^{-1}$ T = 25 mm

Modellen ble så kjørt på flommene 11/10-1976 og 30/10-1979.

Simuleringene gir her svært bra resultater. Det er tilfredsstillende at modellen fungerer bra for to flommer av såpass forskjellig størrelsesorden som her.

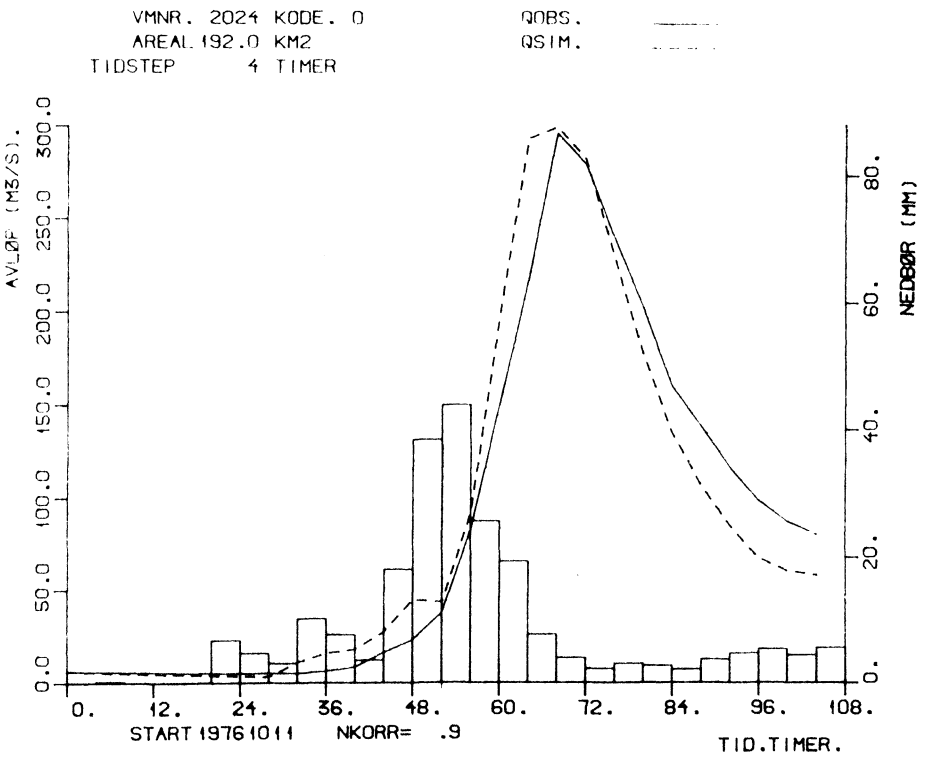

Fig 3.15.

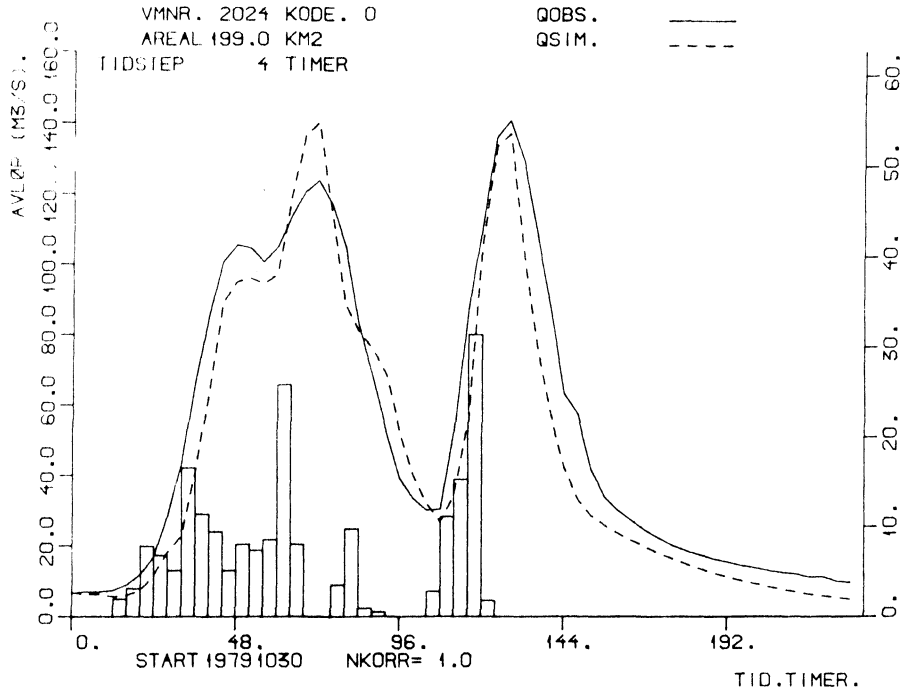

Fig 3.16.

4.4 1912-0 Morstøl bru

Feltet ligger i Møre og Romsdal 20-30 km øst for Åndalsnes. Feltets areal er 44.2 km^2 og høydeforskjellene er store (0-1631 m o.h.). Følgende nedbørstasjoner ble benyttet:
6135 Åndalsnes, 6140 Åndalsnes vegstasjon og 6182 Eresfjord.

Med: A_{SE} = 0.30% H_L = 50.6 m/km Q_N = 62 l/s km^2

ble modellparameterverdiene beregnet til:

K_1 = .17 $time^{-1}$ K_2 = .034 $time^{-1}$ T = 21 mm

Modellen gir her best resultat for den største flommen fordi modellparametrene ikke passer til å beskrive de lave vannføringene.

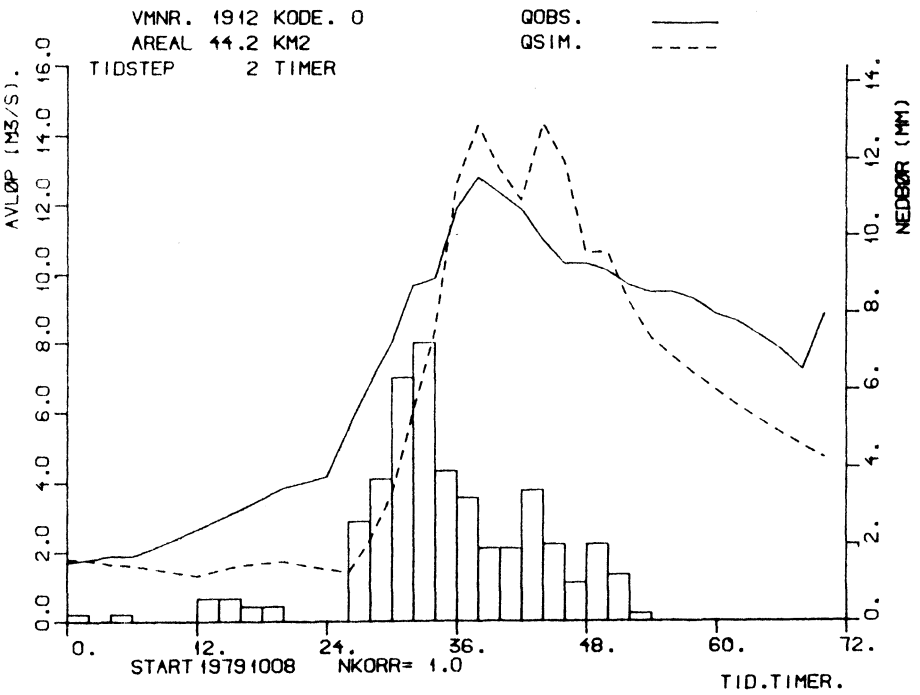

Fig 3.17.

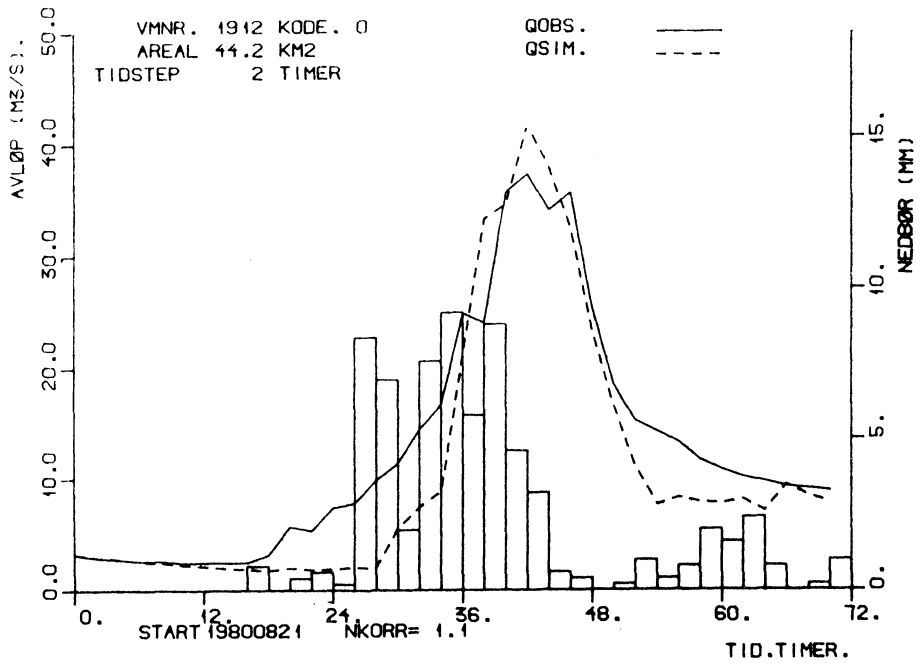

Fig 3.18.

4.5 1668-0 Krinsvatn

Feltet ligger i Sør-Trøndelag på Fosen-halvøya nord for Trondheim. Feltarealet er 204 km^2 og høydeforskjellene i feltet er forholdsvis små (87-563 m o.h.). Nedbørstasjonen 7175 Breivoll er brukt for å beregne arealnedbøren.

Med: A_{SE} = 1.18% H_L = 5.3 m/km Q_N = 65 l/s km^2

ble modellparametrenes verdi beregnet til:

K_1 = 0.025 $time^{-1}$ K_2 = 0.013 $time^{-1}$ T = 49 mm

Simuleringene viser at den predikerte K_1-verdi her er for liten. Den obseverte K_1-verdi for feltet er: K_1 = 0.05 som er en fordobling av predikert verdi. Feltet er blant dem som har størst avvik mellom observerte og predikert K_1-verdi.

Årsaken til dette kan ligge i to forhold. Feltet har en god del av arealet over skoggrensa og det er mulig at disse arealene gir en rask overflateavrenning. I tillegg blir H_L-verdien for feltet lav fordi feltet er langstrakt og småkupert med flere sprekkedaler som drenerer feltet. H_L-verdien kan derfor bli lite typisk for helningene i feltet. Gradienten ned til elvene i sprekkedalene er her forholdvis mye større enn det H_L gir uttrykk for.

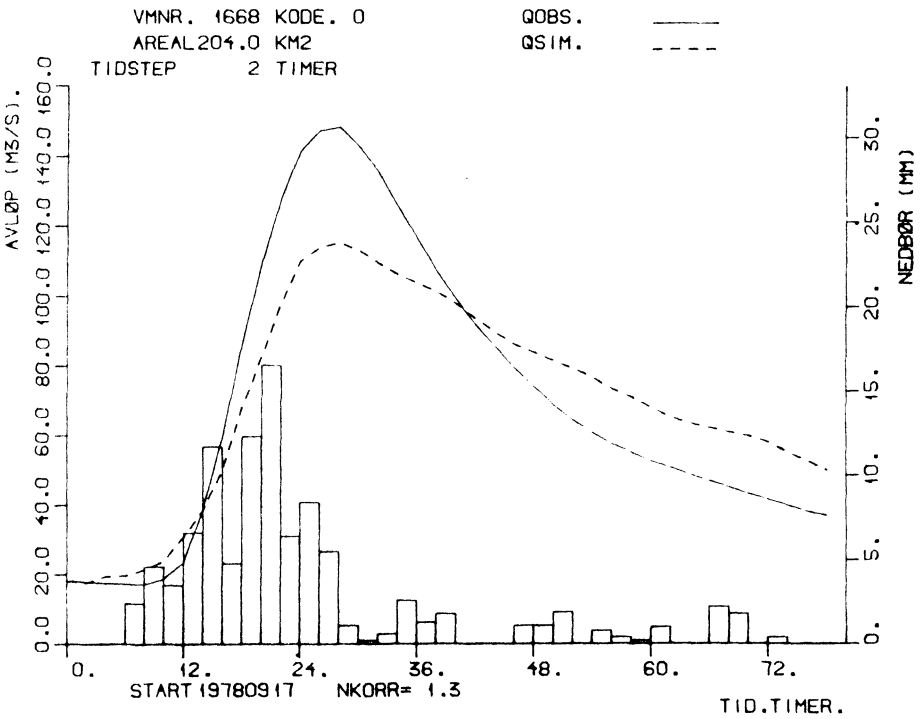

Fig 3.19.

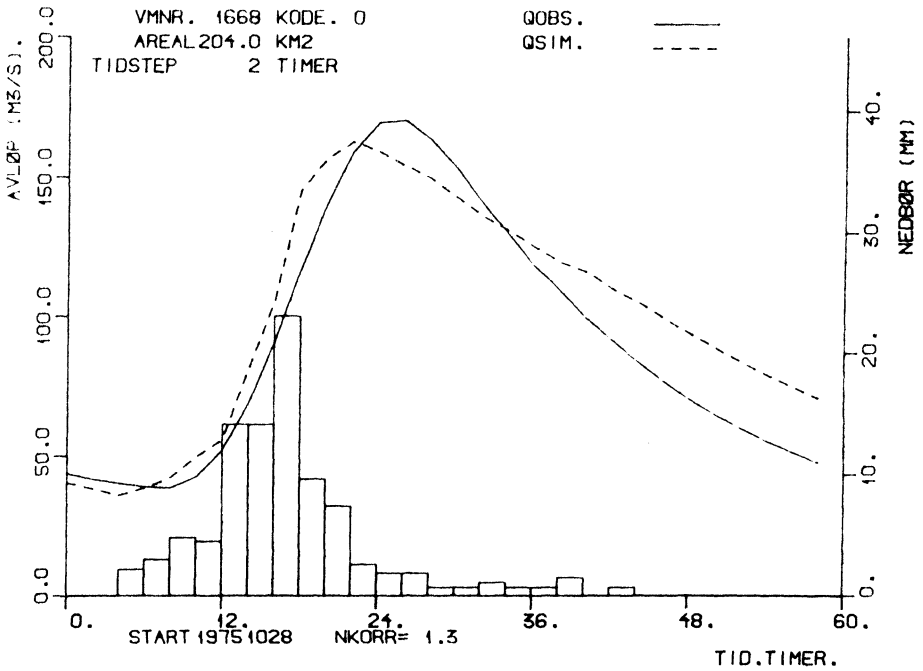
VMNR. 1668 KODE. 0
AREAL 204.0 KM2
TIDSTEP 2 TIMER
QOBS.
QSIM.
AVLØP (M3/S).
NEDBØR (MM)
0.0
50.0
100.0
150.0
200.0
0.
10.
20.
30.
40.
0.
12.
24.
36.
48.
60.
START 19751028
NKORR= 1.3
TID.TIMER.

Fig 3.20.

5. BIBLIOGRAFI

Chow, V.T.
1964: Handbook for applied hydrology, Mc Graw-Hill, New York.

Førland, Erik J.
1979: Nedbørens høydeavhengighet. Klima nr 2. DNMI.

Førland, Erik J.
1981: Forsøk med automatisk måling av snønedbør. Klima 1981 nr 4. DNMI

NERC
1975: Flood studies report, Natural Environment Research Council (NERC), London.

Olje- og energidepartementet/NVE
1981: Forskrifter for dammer, Universitetsforlaget.

Søgnen, R.
1942: Beregning av sjøens naturlige reguleringsevne og flommer i norske vassdrag. Joh. Nordahls trykkeri, Oslo.

Wingård, B. m.fl.
1978: Regional flomfrekvensanalyse for norske vassdrag. Rapport nr 2, Hydrologisk avdeling, NVE.