NORGES VASSDRAGS-OG ELEKTRISITETSVESEN

REGIONAL FLOMFREKVENSANALYSE FOR NORSKE VASSDRAG

UTARBEIDET VED HYDROLOGISK AVDELING

Redigert av Bo Wingård

Medarbeidere: Kjell Hegge
Erik Mohn
Kjell Nordseth
Erik Ruud

RAPPORT NR. 2-78

VASSDRAGSDIREKTORATET

HYDROLOGISK AVDELING

FORORD

En analyse av flomforholdene i landet vårt forutsetter at det stilles betydelige ressurser til rådighet. Databehandling, kompetanseoppbygging og analyser er områder der disse personellressursene må brukes. Derfor er det langt mellom hver gang vi kan presentere nyere metoder for flomberegninger. I begynnelsen av 1970-årene ble dette arbeidet igangsatt. En foreløpig rapport kom i 1974. Denne rapporten bygger på de erfaringene og kommentarene vi har fått til de retningslinjene som da ble laget.

Flommer er et omfattende begrep. I denne rapporten er midlere døgnflommer analysert. For tiden pågår det to andre arbeider. Det ene er analyse av flombølgens form og volum. Det andre er analyse av øyeblikksflommer fra små felter. Rapporter fra disse arbeidene foreligger om 1-2 års tid.

Denne flomanalysen konkluderer med et forslag til retningslinjer for beregning av flommer. Grunnen til at retningslinjene er gitt i forslags form, er at vi vil invitere til kommentarer fra forskjellige brukere. Retningslinjene bryter med de enkle metodene som er brukt hittil. De er mere detaljerte, både for den enkelte flomtype og for de enkelte områder av landet. Før retningslinjene gjøres endelige, vil vi skaffe oss erfaringer med bruken av dem. Kommentarer til rapporten generelt og retningslinjene spesielt, mottas derfor gjerne.

Oslo, mars 1978

J. Otnes

INNHOLD

		Side
1.	Innledning	4
2.	Sammendrag	5
3.	Statistikk for flomhydrologi (ved Erik Mohn)	
	3.1 Innledning	7
	3.2 Sannsynlighet og sannsynlighetsfordelinger	7
	3.3 Karakterisering av fordelinger	11
	3.4 Flom. Gjentaksintervall	12
	3.5 Flomfordelinger - noen alternativer	14
	3.6 Anslag på fordelingsparametre	17
	3.7 Valg av fordeling	21
	3.8 Tester for uavhengighet	23
	3.9 Andre tester	24
	3.10 Risiko	27
	3.11 Hvilken fordeling er best?	30
4.	Datagrunnlag for flommer	
	4.1 Innledning	31
	4.2 Krav til observasjonene	31
	4.3 Bemerkninger til de oppsatte krav	31
	4.4 Nedbørfeltenes størrelse	37
	4.5 Regioninndeling av flomtyper	37
	4.6 Standardisering av flommaterialet	39
	4.7 Bruk av en flom i året eller sesongen	39
	4.8 Statistiske tester	39
5.	Datagrunnlag for nedbørfelt-parametre (ved Kjell Nordseth)	
	5.1 Innledning	41
	5.2 Krav til data og utvalg	41
	5.3 Utvalg av nedbørfelt-parametre	44
	5.4 Valg av klima-parametre	46
	5.5 Kriterier for definisjon og valg av parametre	47
	5.6 Kartgrunnlag	48
	5.7 Datapresentasjon	49
6.	Valg og bruk av frekvensformler	
	6.1 Innledning	58

6.2 Resultater 58
6.3 Konklusjon for valg av frekvensformler 59
6.4 Bruk av frekvensformler 60

7. Regioninndeling
7.1 Innledning 63
7.2 Metodikk 63
7.3 Utskilling og inndeling av kystregionen 64
7.4 Inndeling av innlandsregionen 65
7.5 Region/område-kartene 67
7.6 Vurdering av region/område-tilhørighet 69

8. Formler for flomparametre. Påliteligheten av formlene
Region/område-kurver
8.1 Innledning 72
8.2 Metodikk 72
8.3 Formler for flomparametre 73
8.4 Bestemmelse av skjevhetskoeffisienten (gl) 79
8.5 Usikkerhet 83
8.6 Områdekurver for flomfrekvenser 83
8.7 Regionkurver for flomfrekvenser 84

9. Forslag til retningslinjer for beregning av flommer
9.1 Innledning 87
9.2 Ingen eller helt upålitelige observasjoner 88
9.3 Observasjonsseriens lengde under 10 år 89
9.4 Observasjonsseriens lengde mellom 10 og 50 år 89
9.5 Observasjonsseriens lengde over 50 år 89
9.6 Usikkerheten i q(T)-estimatene 90
9.7 Eksempler på beregninger 90

10. Behov for utvidete undersøkelser 97

11. Bibliografi 99

1. INNLEDNING

Flomberegning er nødvendig for planlegging og drift av en rekke arbeider og konstruksjoner i vassdragene. Det første bidraget av betydning for beregning av flommer i Norge ble gitt av Søgnen (1942). Han utga en over - sikt over flomforholdene ved over 250 vannmerker. Empiriske formler for beregning av midlere og maksimale flomstørrelser ble presentert.

I begynnelsen av 1950-årene begynte man ved Hydrologisk avdeling å bruke prinsippene fra sannsynlighetsberegning til beregning av flommer. Ræstad (1955) publiserte denne metodikken. Særlig har en metode utledet av Grassberger (1936) vært mye benyttet ved siden av Søgnens formler. Tollan (1964,1967) har beskrevet fordelingen av vår- og høstflommer i Norge basert på en lognormalfordeling. Wingård (1974) laget et forslag til en metodikk for beregning av flommer basert på statistiske analyser av flom - data. Metodikken er blitt brukt for flomundersøkelser bl.a. i flere plan - lagte regulerte vassdrag.

Moderne hydrologi med bruk av statistiske metoder og datamaskiner gir i dag muligheter til å foreta omfattende statistiske analyser av flomforhold. Med utgangspunkt i analysene og resultatene som ble presentert av Wingård (1974), samt de erfaringene man hadde fått etter denne tid, ble det be - sluttet å nedsette en arbeidsgruppe ved Hydrologisk avdeling tidlig i 1976. Datagrunnlaget skulle gjennomgås kritisk, og en anbefaling om retnings- linjer for flomberegninger av døgnmiddelflommer skulle legges fram. Dess - uten skulle man samarbeide med Geografisk institutt ved Universitetet i Oslo når det gjaldt regionalisering, samtidig som instituttet gav tilgang til detaljerte data for de enkelte felter.

Denne rapporten presenterer metoder, resultater og anbefalinger basert på analyse av flomdata fra norske elver. Hensikten har vært å utvikle og presentere metoder for beregning av flomintensiteter (midlere døgnflommer) som i gjennomsnitt blir overskredet en gang i løpet av en periode i T år. Analysene bygger på observerte vannføringer. Meteorologiske data er ikke inkludert.

Et av målene ved undersøkelsen har vært å kunne beregne flommer i vassdrag med få eller ingen observasjoner. Det er derfor lagt vekt på å finne for - holdet mellom flomstørrelser, hydrologiske data og feltparametre.

2. SAMMENDRAG

2.1 Statistikk for flomhydrologi. Kapittel 3.

Fordi flere uttrykk og beregningsmetoder innen hydrologisk statistikk kan virke uvant for flere brukere av disse retningslinjene, presenteres i kapittel 3 grunnleggende statistiske begreper og metoder. Dette er ment som en kortfattet innføring i det som kan kalles hydrologisk statistikk. I kapitlet er også omtalt begrepet risiko, samt gitt eksempler på dimensjoneringsflommer.

2.2 Datagrunnlaget for flommer. Kapittel 4.

Data fra ialt 173 vannmerker er brukt i analysen. Stasjonskart presenteres i fig. 4.1, og en stasjonsoversikt i tabell 4.1. Kravet til observasjonsperiodens lengde ble funnet å måtte settes til h.h.v. 20 og 15 år for vannmerker i Sør-Norge og Nord-Norge. Var de nedlagt før 1970, ble periodelengden satt til h.h.v. 25 og 20 år.

Landet er delt inn i regioner. I den ene regiontypen (kystregionen), fant man ikke å kunne skille mellom vårflom (snøsmelting) og høstflom (regnflom). I den andre regiontypen (innlandsregionen), er vår og høstflommer behandlet hver for seg. Se forøvrig kapittel 7.

2.3 Datagrunnlag, fysiografiske og hydrologiske parametre. Kapittel 5.

Et av siktemålene med denne undersøkelsen er å kunne beregne flommer fra vassdrag med få eller ingen observasjoner. Det er derfor nødvendig å skaffe bakgrunnsmateriale for fysiografiske feltforhold som feltstørrelse, feltlengde, sjøprosent, dreneringstetthet o.l. Dette arbeidet er utført av K. Nordseth ved Geografisk institutt ved Universitetet i Oslo. Av hydrologiske parametre utenom flomdata er det benyttet midlere årsavløp for referanseperioden 1930 - 60.

2.4 Valg av frekvensformler, bruk av frekvensformler. Kapittel 6.

I alt 7 statistiske flomfrekvensformler er undersøkt for å finne fram til den eller de som er mest anvendbare i Norge. Metodene er testet ved bruk av to typer godhets-tester. Det viste seg at en tre-parameter fordeling er å foretrekke fremfor en to-parameter fordeling. Av de 4 tre-

parametriske fordelingene er log-Pearson type III best. Av de 3 to-parametriske fordelingene er lognormalfordelingen best. I kapitlet er også vist hvordan flommer beregnes ut fra log-Pearson type III og lognormalfordelingen.

2.5 Regioninndeling. Kapittel 7.

Med utgangspunkt i de to regiontypene, kystregionen og innlandsregionen, er landet delt ytterligere inn i 11 områder med hver sine flomhydrologiske egenskaper. Regionene og områdene er vist i fig. 7.1 og 7.2.

2.6 Formler for flomparametre. Påliteligheten av formlene. Region/områdekurver. Kapittel 8.

En undersøkelse av 5 forskjellige måter å beregne flommer basert på feltfysiografiske og hydrologiske parametre, konkluderer med en anbefeling om å bestemme flomfrekvenser ved bruk av parametrene i log-Pearson type III fordelingen. Formler for beregning av flomparametre er presentert i tabell 8.1. Tabellen gir også et uttrykk for den usikkerheten som er forbundet med slike beregninger.

2.7 Forslag til retningslinjer for beregning av flommer. Kapittel 9.

Kapitlene 3 - 8 har ledet frem til forslag for retningslinjer for beregning av flommer. Disse er representert i kapittel 9, sammen med eksempler på beregning av flommer for felt med forskjellige observasjonslengder.

2.8 Behov for utvidete undersøkelser. Kapittel 10.

Under arbeidet har man diskutert en rekke nærliggende problemer som burde vært undersøkt nærmere. Spesielt må nevnes: Flomvolumer, meteorologiske data, enhetshydrogrammet, flomintensiteter, oppdeling av smelte- og regnflommer i kystområdene.

3. STATISTIKK FOR FLOMHYDROLOGI

3.1 Innledning.

De statistiske metodene som i dag brukes for beregning av flommer i forskjellige land er vel gjennomprøvet og godt etablerte. For dem som mer sjelden arbeider med flomanalyser, kan de betegnelser og uttrykk man anvender virke både vanskelige og forvirrende. I dette kapitlet er en del av det man kan kalle hydrologisk flomstatistikk kort omtalt. Det er ment å være en innledning til den mer formelle statistiske vitenskap. Grundigere omtale av de forskjellige emnene kan finnes i generelle statistiske lærebøker eller i spesiell hydrologisk litteratur. I denne undersøkelsen har bøker av Yevjevich (1972), Sokolov et. al. (1976), NERC (1975), WMO (1969), Marković (1975), Clarke (1973) og Beard (1962) vært av stor nytte. Generell hydrologisk statistikk kan man også få et innblikk i gjennom f.eks. Chow (1964) og Gray (1970).

3.2 Sannsynlighet og sannsynlighetsfordelinger

En vannføring i Glomma ved Øyeren på 4000 m^3/s ville vært både sensasjonell og katastrofeartet. En flom på 50 m^3/s i Oselv ved Røykenes ville neppe bli omtalt i lokalavisen. For Glommas vedkommende er den tilsvarende spesifikke flommen 100 $l/s\ km^2$, for Oselv er den 1000 $l/s\ km^2$. For menigmann kan to slike tall oppstilt mot hverandre være interessante i seg selv. For forskjellige vassdragsinteressenter (bønder, fiskere, kraftverk, broingeniører for å nevne noen) er som regel bare forholdene i enkelte vassdrag av betydning. De vil ha et uttrykk for hvor ofte en viss flom kan opptre. Vil en flom på 4000 m^3/s ved Øyeren i det hele tatt komme i løpet av de neste 50 år, eller vil den komme 1, 2 eller 3 ganger ? Et enkelt ja eller nei kan ikke gis. Erfaringene viser nemlig at i en tidligere 50-års periode har flommer av en slik størrelsesorden overhodet ikke forekommet, mens man i en annen 50-års periode har hatt flommer nær 4000 m^3/s både 3 og 4 ganger. Svaret må gis som sannsynligheten for at en viss flom skal forekomme ingen, en, to eller flere ganger i løpet av en viss periode.

Begrepet sannsynlighet er et mål for sjansen for at en viss hendelse skal inntreffe. Sannsynlighet kan defineres på flere måter, den vanligste i våre dager er den aksiomatiske. Aksiomene er motivert ut fra egenskaper ved den relative hyppighet, som nettopp gir et intuitivt uttrykk for sjanse.

Betrakt feks. hendelsen

A = det faller nedbør i løpet av døgnet.

Undersøker man et stort antall døgn, la oss si n = 700, vil den relative hyppigheten, antall ganger A inntreffer/n, være et godt uttrykk for sjansen for nedbør i et vilkårlig døgn. Sannsynligheten for A skal være den matematiske idealiseringen av den relative hyppigheten.

For en vilkårlig hendelse A defineres sannsynligheten, P(A), ved aksiomene

$$0 \leq P(A) \leq 1 , \quad P(S) = 1 , \quad P(A_1 \text{ eller } A_2) = P(A_1) + P(A_2),$$

hvor S er en "sikker" hendelse og A_1 og A_2 er to hendelser som utelukker hverandre.

Betrakt eksempelet ovenfor og innfør hendelsen

B = det falt nedbør i løpet av foregående døgn.

Det er da naturlig å se på sannsynligheten for A i lys av B. Vil forekomst av B influere på sannsynligheten for A ? Dette vurderes ved å sammenligne den betingete sannsynlighet for A, gitt B, $P(A|B)$, med sannsynligheten P(A). Hvis disse er like, sies A og B å være (stokastisk) uavhengige. Hvorvidt to hendelser er uavhengige eller ikke, må ofte avgjøres på grunnlag av faglig innsikt i det foreliggende problemområdet. I eksempelet er det den meteorologiske fagkunnskap som må vurdere om uavhengighet mellom A og B er en realistisk modell.

Ofte er man interessert i hendelser som består i at en kvantitativ størrelse antar visse verdier. Man er feks. interessert i hendelsene

A : antall døgn i juni med nedbør = 0

B : vannføringen ved et vannmerke er minst 4000 m^3/s.

Slike kvantitative størrelser, hvis verdier man ikke kan forutsi med sikkerhet på forhånd, kalles tilfeldige variable. Det er vanlig i sannsynlighetsregningen å betegne en tilfeldig variabel med stor bokstav og en vilkårlig verdi som variabelen kan anta med tilsvarende liten bokstav. I denne rapporten blir denne regelen stort sett fulgt ved den generelle fremstilling. Ved konkrete eksempler vil regelen i noen tilfeller fravikes på grunn av tradisjonell hydrologisk notasjon.

La X være en tilfeldig variabel. Sannsynligheten

$$P(X \leq x) = F(x)$$

vil avhenge av verdien x og kalles fordelingsfunksjonen. Hvis X kan anta høyst et nummererbart antall forskjellige verdier sies X å være diskret fordelt. Variabelen

X = antall døgn i juni med nedbør

er et eksempel på en diskret tilfeldig variabel. Den kan anta en av verdiene 0,1,...,30. For denne type variabel kalles sannsynligheten

$$P(X = x) = p(x) ,$$

som er en funksjon av x, for punktsannsynligheten for X. Det følger at

$$F(x) = \sum_{x_j \leq x} p(x_j).$$

Fordelingsfunksjonen blir i dette tilfelle en "trappe-funksjon" med diskontinuitetspunkter i alle de mulige verdiene som X kan anta.

Hvis fordelingsfunksjonen er en kontinuerlig og deriverbar funksjon, sies den tilfeldig variable å være kontinuerlig fordelt. Den deriverte til fordelingsfunksjonen kalles sannsynlighetstettheten :

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx} .$$

Det følger at

$$F(x) = \int_{-\infty}^{x} f(x)dx .$$

Eksempler på kontinuerlige variable er vannføring, nedbørmengden i løpet av et døgn, konsentrasjonen av SO_4 i elvevannet, o.s.v.

Som eksempel på en diskret fordeling skal nevnes den binomiske fordeling: anta n "forsøk" utføres, i hvert inntreffer enten hendelsen A eller ikke A . Hvis forsøkene er uavhengige og p = P(A) er den samme i alle n forsøk, så vil X = antall ganger A inntreffer være binomisk fordelt. Hvis meteorologene i eksempelet ovenfor sier at antagelsen om uavhengighet er realistisk, vil

X = antall døgn i juni med nedbør

være binomisk fordelt. Antas feks. P(A) = 0.3, blir punktsannsynligheten

$$P(X = x) = \binom{30}{x} 0.3^x 0.7^{30-x} , \quad x = 0,1,...,30 .$$

Denne punktsannsynligheten er plottet opp i Fig 3.1(a) .

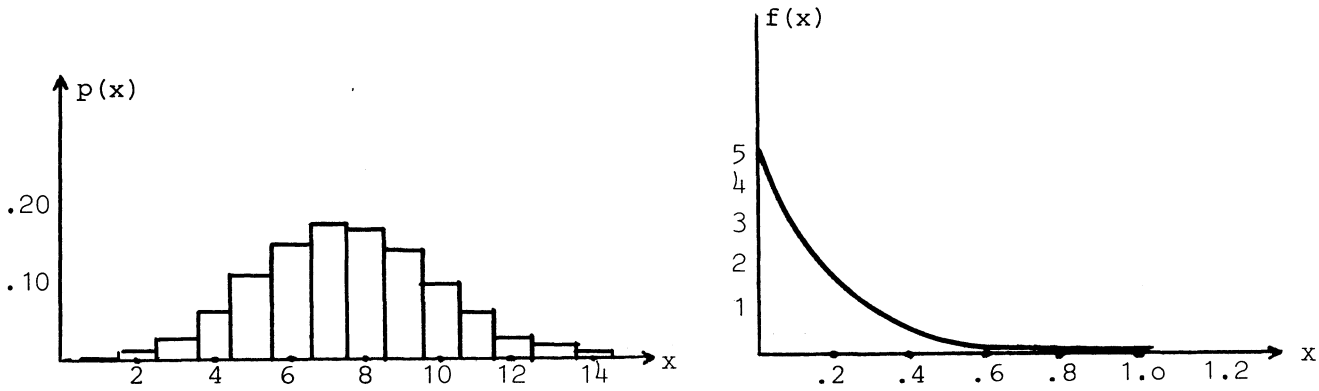
Som eksempel på en kontinuerlig fordeling nevnes den eksponensielle fordeling. Fordelingsfunksjonen er

$$F(x) = 1 - e^{-\lambda x} , \quad x > 0 ,$$

hvor λ er en positiv konstant. Sannsynlighetstettheten blir

$$f(x) = \lambda e^{-\lambda x} , \quad \lambda > 0.$$

Den eksponensielle fordeling kan være en realistisk fordeling for ventetider. I hydrologien kan den være aktuell som modell for tidsperioden mellom spesielt store flommer. Tetthetsfunksjonen er fremstilt på Fig 3.1(b)



a) Binomisk fordeling, $n = 30$, $p = 0.3$ b) Eksponensiell fordeling, $\lambda = 5$

Fig 3.1 Eksempel på diskret (a) og kontinuerlig (b) fordeling

I den matematiske formelen for en sannsynlighetsfordeling vil det vanligvis inngå konstanter. I den binomiske fordeling er det to, n og p (som i eksempelet var lik 30 og 0.3), i den eksponensielle fordeling én, λ. Slike konstanter kalles for <u>parametere</u>. I en konkret situasjon vil de delvis kunne være kjente, delvis ukjente. Hvis de er ukjente, vil man ofte være interessert i å anslå deres verdier. Noen metoder for å gjøre det, på grunnlag av et sett med observasjoner fra fordelingen, er beskrevet i kapittel 3.6 .

3.3 Karakterisering av fordelinger

Det er ofte hensiktsmessig å forsøke å karakterisere en sannsynlighetsfordeling ved hjelp av størrelser som skal beskrive typisk verdi, spredning, skjevhet o.s.v. Her skal gjennomgås en del slike karakteriserende mål.

Den typiske, eller sentrale verdi, kan karakteriseres på flere måter. Medianen er den verdi som deler punktsannsynligheten eller sannsynlighetstettheten i to like store deler. Den er definert ved

$$F(\text{medianen}) = 0.5 .$$

Modalverdien er den verdi for hvilken punktsannsynligheten eller sannsynlighetstettheten har maksimum. Forventningen til X, EX, er definert ved

$$EX = \begin{cases} \sum_x xp(x) & \text{når X er diskret fordelt} \\ \int_{-\infty}^{+\infty} xf(x)dx & \text{når X er kontinuerlig fordelt.} \end{cases}$$

Tolkning av forventningen er følgende: om det foreligger et stort antall observasjoner fra fordelingen, $X_1,\ldots,X_n$, så ligger deres gjennomsnitt $\bar{X} = \Sigma X_i/n$ i nærheten av EX. Det er vanlig å bruke symbolet μ for forventningen. For den binomiske fordeling er $\mu = np$. For den eksponensielle fordeling finner vi $\mu = \int_0^\infty \frac{x}{\lambda} e^{-\lambda x} dx = \frac{1}{\lambda}$.

Som mål på spredningen i fordelingen brukes ofte variansen. Vanlig notasjon er var X eller σ^2. Den er definert ved $\sigma^2 = \text{var } X = E(X-\mu)^2$.

Kvadratroten av variansen kalles standardavviket, σ. Det er lett å vise at var $X = EX^2 - \mu^2$. Vi finner herav for den eksponensielle fordeling

$$\text{var } X = \int_0^\infty \frac{x^2}{\lambda} e^{-\lambda x} dx - \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2 = \left(\frac{1}{\lambda}\right)^2 .$$

Tolkningen av standardavviket er følgende: om det foreligger et stort antall observasjoner fra fordelingen, $X_1,X_2,\ldots,X_n$, så vil deres empiriske standardavvik, $\sqrt{\Sigma(X_i-\bar{X})^2/(n-1)}$, ligge i nærheten av σ.

Det dimensjonsløse forholdet $\omega = \frac{\sigma}{\mu}$ kalles for variasjonskoeffisienten.

Skjevheten i en fordeling måles ved å dividere 3.ordens sentralmoment

$$\mu_3 = \hat{E}(X-\mu)^3$$

med 3.potens av standardavviket:

$$\alpha_3 = \mu_3/\sigma^3 .$$

Dette blir et dimensjonsløst forhold. For en symmetrisk fordeling er α_3 lik 0; hvis fordelingens høyre hale er "tyngre" enn den venstre, blir $\alpha_3 > 0$. Variasjonskoeffisienten ω og skjevhetskoeffisienten α_3 brukes i enkelte land for å skille mellom regioner med ulike hydrologiske forhold.

En fordeling kan også karakteriseres ved de såkalte fraktiler. p%-fraktilen, som betegnes x_p, er definert ved

$$F(x_p) = p .$$

Av definisjonen følger at 50%-fraktilen er lik medianen. 25%- og 75%-fraktilene kalles kvartilene; 16.7%,33.4%,...,83.33% - fraktilene kalles sekstilene. Kvartildifferensen $x_{0.75} - x_{0.25}$ brukes av og til som spredningsmål. For den eksponensielle fordeling blir p%-fraktilen $x_p = -\frac{\ln(1-p)}{\lambda}$.

3.4 Flom. Gjentaksintervall

Flom er største vannføring i løpet av en gitt periode. De perioder som benyttes i denne rapporten er enten år eller sesong (vår: 1/1-31/8, høst: 1/9-31/12). Tilsvarende snakker man om årsflom eller sesongflom. I det etterfølgende betraktes én av disse typer, nemlig årsflom.

Årsflommen er en tilfeldig variabel. Den betegnes gjerne med q_{max}. La fordelingsfunksjonen være F:

$$P(q_{max} \leq x) = F(x) .$$

En årsflom som i gjennomsnitt blir overskredet én gang i løpet av en periode på T år kalles en T-års flom. Betegn T-års flommen med a og la

$$Y = \text{antall av de T årene hvor årsflommen} > a.$$

Definisjonen på T-års flommen er ekvivalent med

$$EY = 1 .$$

Hvis årsflommene de enkelte år kan antas uavhengige, vil Y være binomisk fordelt med parametere $n = T$ og $p = P(q_{max} > a) = 1 - F(a)$. Da blir

$$EY = T(1 - F(a)) ,$$

hvorav

$$F(a) = 1 - \frac{1}{T} .$$

T-års flommen er altså lik $100(1-\frac{1}{T})\%$ - fraktilen i fordelingen F.

I gjennomsnitt forekommer T-års flommen én gang på T år. Den har et gjentaksintervall på T år. Det er også av interesse å se på sannsynligheten for at T-årsflommen skal inntreffe i løpet av en periode på feks. L år. Som ovenfor settes

$$Z = \text{antall av de L år hvor årsflommen} > a .$$

Z er da binomisk med $n = L$ og $p = 1 - F(a) = \frac{1}{T}$. Av formelen for den binomiske punktsannsynlighet følger

$$P(\text{det inntreffer T-års flom i løpet av L-års perioden})$$
$$= P(Z > 0) = 1 - P(Z = 0) = 1 - (1 - \frac{1}{T})^L .$$

Denne sannsynligheten er beregnet for ulike verdier av T og L i Tabell 3.1 .

TABELL 3.1 SANNSYNLIGHETEN I % FOR EN T-ÅRS FLOM I EN PERIODE PÅ L ÅR.

T = Gjentaksintervall L = Periodelengde

T \ L	10	50	100	200	500
10	65	99	100	100	100
50	18	64	87	98	100
100	10	40	63	87	99
200	5	22	39	63	92
500	2	10	18	33	63

Av tabellen følger feks. at for en periodelengde på 45 år, som er gjennomsnittet for denne undersøkelsen, er sannsynligheten omtrent 20% for at en 200-års flom inntreffer. Av tabellen fremgår også at verdiene for L = T er nesten konstante ($\approx 63\%$). Det kan vises at

$$1 - (1 - \frac{1}{T})^T \approx 1 - e^{-1} = 0.632 .$$

For å bestemme T-års flommen må man kjenne sannsynlighetsfordelingen til årsflommen. I neste avsnitt gjennomgås en rekke forskjellige fordelinger, som alle i forskjellige sammenhenger har vært benyttet som flomfordelinger.

3.5 Flomfordelinger - noen alternativer

Fire forskjellige hovedtyper av sannsynlighetsfordelinger er i denne rapporten forsøkt tilpasset flomdata. Disse er

lognormalfordelingen
gammafordelingen
log-Pearson type III
ekstremverdifordelinger .

En har prøvet med både 2 og 3 parametriske varianter av såvel lognormalfordelingen som gammafordelingen. For ekstrem-verdifordelingen er de såkalte type I og III forsøkt tilpasset. I alt inngår derfor 7 forskjellige fordelinger i denne undersøkelsen. De er alle vanlig brukt i hydrologiske analyser, og er hver for seg foreslått eller anbefalt av hydrologiske institusjoner i mange forskjellige land.

Nedenfor gis en kort beskrivelse av disse fordelingene.

Lognormalfordelingen

Sannsynlighetstettheten for lognormalfordelingen er gitt ved

$$f(x) = \frac{1}{(x-\gamma)\tau\sqrt{2\pi}} e^{-1/2\tau^2[\ell n(x-\gamma)-\xi]^2}, x \geq \gamma .$$

Grunnen til fordelingens navn er at $Y = \ell n(X-\gamma)$ er normalfordelt med forventning ξ og varians τ^2. Fordelingsfunksjonen kan beregnes ved hjelp av tabeller over fordelingsfunksjonen i den standardiserte normalfordeling. Lognormalfordelingen er skjev, med tyngden flyttet mot høyre. Det kan vises at

$$EX = \gamma + e^{\xi+\frac{1}{2}\tau^2}, \text{ med } (X) = \gamma + e^{\xi}, \ \sigma = \sqrt{\text{var } X} = e^{\xi}\sqrt{\delta(\delta-1)}$$

hvor $\delta = e^{\tau^2}$. Skjevhetskoeffisienten er

$$\alpha_3 = (\delta+2)\sqrt{\delta-1} .$$

Parameteren γ bestemmer "0-punktet" i fordelingen, men har ingen innflytelse på fordelingens form. Ved mange anvendelser vet man at $\gamma = 0$; i så fall får man den 2-parametriske lognormalfordelingen. For denne er variasjonskoeffisienten $\omega = \sqrt{\delta-1}$. I dette tilfellet eksisterer derfor følgende sammenheng mellom skjevhets- og variasjonskoeffisienten: $\alpha_3 = 3\omega + \omega^3$.

Lognormalfordelingen ble først studert av Galton i 1875. Den har funnet anvendelse på en rekke områder innen naturvitenskap og økonomi.

Gammafordelingen

Sannsynlighetstettheten for gammafordelingen er gitt ved

$$f(x) = \frac{(x-\gamma)^{\alpha-1}}{\beta^{\alpha}\,\Gamma(\alpha)}\, e^{-(x-\gamma)/\beta}, \quad x \geq \gamma \ .$$

Her er $\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t}\, dt$ den såkalte gammafunksjon, som finnes tabulert. For heltallig α er $\Gamma(\alpha) = (\alpha-1)!$ Det finnes en rekke tabellverk for å bestemme fordelingsfunksjonen.

Gammafordelingen er skjev, med tyngden flyttet mot høyre. Det kan vises at

$$EX = \gamma + \alpha\beta \ , \quad \text{var } X = \alpha\beta^2 \ .$$

Skjevhetskoeffisienten er

$$\alpha_3 = \frac{2}{\sqrt{\alpha}} \ .$$

Parameteren γ bestemmer "0-punktet" i fordelingen, men har ingen innflytelse på fordelingens form. Ved mange anvendelser vet man at $\gamma = 0$; i så fall får man den 2-parametriske gammafordelingen. For denne er variasjonskoeffisienten $\omega = \frac{1}{\sqrt{\alpha}}$. I dette tilfellet er altså $\alpha_3 = 2\omega$. For den 3-parametriske fordelingen er det lett å vise at $\alpha_3 \lesseqgtr 2\omega$ er ekvivalent med at $\gamma \lesseqgtr 0$.

Hvis man i den to-parametriske gammafordeling velger $\beta = \frac{1}{2}$ og α lik et naturlig tall, feks. m, kalles fordelingen for kjikvadrat-fordelingen med m frihetsgrader (χ^2_m - fordelingen). Hvis man velger $\beta = 1$, $\alpha = \lambda$ får man den eksponensielle fordeling som tidligere er nevnt i et eksempel. En viktig egenskap ved gammafordelingen er at summer av uavhengige eksponensielt fordelte variable er gammafordelt.

Gammafordelingen er meget brukt i hydrologiske analyser.

Log-Pearson type III

I 1890-årene utviklet Karl Pearson et system av sannsynlighetsfordelinger. Fordelingene var definert ved en differensialligning og ved å velge forskjellige verdier på ligningens koeffisienter, fremkom i alt 7 forskjellige typer av fordelinger. Hans type III er det samme som den 3-parametriske gammafordeling som ble gjennomgått ovenfor.

At X har en log-Pearson type III fordeling betyr at $Y = \ln X$ er 3-parametrisk gammafordelt. Fordelingen er ennå skjevere enn gammafordelingen.

Fordelingsfunksjonen finnes lett ved hjelp av tabeller over gammafordelingen. Sannsynlighetstettheten kan skrives

$$f(x) = \frac{\theta}{\beta^{\alpha}\,\Gamma(\alpha)} \; \frac{\left(\ln\frac{x}{\theta}\right)^{\alpha-1}}{\left(\frac{x}{\theta}\right)^{1/\beta-1}} \;, \quad x > \theta \;.$$

Ekstremalverdifordelingene

Ekstremalverdifordelingen av type I - også kalt Gumbelfordelingen - har fordelingsfunksjon

$$F(x) = \exp\left\{-e^{-(x-\xi)/\beta}\right\} \;, \quad -\infty < x < +\infty \;.$$

Fordelingen har skjevhetskoeffisient som er uavhengig av parameterne: $\alpha_3 = 1.1395$. Forøvrig er

$$EX = \xi + 0.577\beta \;, \quad \sigma = \sqrt{\mathrm{var}X} = \frac{\pi}{\sqrt{6}}\beta \;.$$

Ekstremalverdifordelingen av type III har fordelingsfunksjon

$$F(x) = 1 - \exp\left\{-\left(\frac{x-\gamma}{\theta}\right)^{\alpha}\right\} \;, \quad x > \gamma \;.$$

Denne fordelingen kalles også Weibull-fordelingen. Det eksisterer følgende sammenheng mellom disse to fordelingene: hvis X er Weibullfordelt, så vil $Y = -\ln(X-\gamma)$ ha en Gumbelfordeling (med $\xi = \frac{\ln\theta}{\alpha}$ og $\beta = \frac{1}{2}$). I praksis kan det ofte antas at $\gamma = 0$, og man får den 2-parametriske Weibullfordelingen. Det kan være verd å bemerke sammenhengen mellom fordelingstypene Weibull/Gumbel, lognormal/normal og log-Pearson III / gamma: logtransformeres den første fordelingen, fås den andre.

Forventning og varians i Weibullfordelingen kan ikke uttrykkes eksplisitt ved parameterne.

Medianen er gitt ved

$$\text{med}(X) = \gamma + \theta(\ell n 2)^{1/\alpha} .$$

Variasjons- og skjevhetskoeffisientene avhenger bare av α.

Ekstremalverdi-fordelingene har fått dette navnet fordi de fremkommer som grenser for fordelingen til den største (eventuelt minste) observasjon når utvalgsstørrelsen vokser. Både type I og III har funnet forskjellige anvendelser i hydrologien. På grunn av den konstante skjevheten (og også konstante kurtosen) i Gumbelfordelingen er formodentlig Weibullfordelingen noe mer anvendelig. Den har feks. vært benyttet som fordeling for vindhastighet, lufttemperatur og lufttrykk.

Som vist av Jenkinson (1955) kan de 3 typene av ekstremalverdifordelingene skrives sammen i én formel. Fordelingsfunksjonen får da formen

$$F(x) = \exp\left\{ - \left(1 - \frac{1}{k}\,\frac{x-\xi}{\beta}\right)^k \right\} ,$$

hvor $k = 0$ svarer til type I, $k < 0$ til type II og $k > 0$ til type III.

3.6 Anslag på fordelingsparametere

Fordelingsfunksjonene som ble gjennomgått i forrige avsnitt inneholder 2 - 3 parametere. I en konkret anvendelse vil disse vanligvis være ukjente. Ved hjelp av statistiske estimeringsmetoder kan man få anslått parameterne.

Utgangspunktet for estimeringsteorien er følgende: anta den tilfeldige variable X har fordelingsfunksjon $F(x;\theta_1,\ldots,\theta_s)$, hvor F er en kjent funksjonsform og $\theta_1,\ldots,\theta_s$ er s parametere som er ukjent. Estimeringen gjøres på grunnlag av n uavhengige observasjoner fra fordelingen: $X_1,\ldots,X_n$. For å anslå feks. parameteren θ_1 konstrueres en funksjon av n variable, $T_1(\cdot,\ldots,\cdot)$. Når observasjonene innsettes, fremkommer en verdi $\hat{\theta}_1 = T_1(X_1,\ldots,X_n)$ som trolig ligger i rimelig nærhet av θ_1. Godheten av anslaget $\hat{\theta}_1$ vil avhenge både av observasjonstallet n, og av den funksjon T_1 som man anvender.

I dette avsnittet gis det en kort beskrivelse av 3 generelle metoder til å fremskaffe funksjonen T_1. Egenskaper til metodene blir lite berørt. Generelt sett er estimatet $\hat{\theta}_1$ en realisasjon av en tilfeldig variabel.

Sannsynlighetsfordelingen til denne variabelen kan i prinsipp utledes (på grunnlag av F og T_1). Det er denne fordeling som må danne grunnlaget for å vurdere godheten av estimatet. Vanlige kriterier for godhet er <u>forventningsretthet</u> ($ET_1(X_1,\ldots,X_n) = \theta_1$) og liten varians.

<u>Momentmetoden</u>

Gitt n uavhengige observasjoner, $X_1,\ldots,X_n$, fra fordelingen $F(x;\ \theta_1,\ldots,\theta_s)$. La

$$\bar{X} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} X_i ,$$

$$M_k = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (X_i - \bar{X})^k ,$$

for $k = 2,3,\ldots$. $\bar{X}$ er gjennomsnittet, mens M_k er k-te ordens empiriske sentralmoment.

La forventningen i fordelingen F være μ, mens sentralmomentene er $\mu_k = E(X-\mu)^k$, $k = 2,3,\cdots$. Disse størrelsene vil være funksjoner av de ukjente parameterne $\theta_1,\ldots,\theta_s$. For den 2-parametriske lognormalfordelingen er feks.

$$\mu = e^{\xi+\frac{1}{2}\tau^2} \quad , \quad \mu_2 = e^{2\xi+\tau^2}\left(e^{\tau^2}-1\right) .$$

For gammafordelingen er

$$\mu = \gamma + \alpha\beta \quad , \quad \mu_2 = \alpha\beta^2 \quad , \quad \mu_3 = 2\alpha\beta^3 \quad ,$$

o.s.v. Generelt er

$$\mu = h_1(\theta_1,\ldots,\theta_s) \ , \quad \mu_k = h_k(\theta_1,\ldots,\theta_s) \ , \quad k = 2,3,\cdots \ .$$

Momentmetoden går ut på å løse ligningssystemet

$$\begin{aligned} h_1(\theta_1,\ldots,\theta_s) &= \bar{X} \\ h_2(\theta_1,\ldots,\theta_s) &= M_2 \\ &\vdots \\ h_s(\theta_1,\ldots,\theta_s) &= M_s \ , \end{aligned}$$

med hensyn på $\theta_1,\ldots,\theta_s$. Løsningen vil naturligvis bli funksjoner av $\bar{X}$, $M_2,\ldots,M_s$ og kan derfor regnes ut når observasjonene er gitt.

I eksempelet med 2-parametrisk lognormalfordeling blir ligningssystemet

$$e^{\xi+\frac{1}{2}\tau^2} = \bar{X}$$

$$e^{2\xi}\,\tau^2\left(e^{\tau^2}-1\right) = M_2 \ ,$$

som har løsningen

$$\hat{\xi} = \ell n\left(\bar{X}/\sqrt{1+M_2/\bar{X}^2}\right) \ , \quad \hat{\sigma}^2 = \ell n\left(1+M_2/\bar{X}^2\right) \ .$$

For gammafordelingen blir momentestimatorene

$$\hat{\gamma} = \bar{X} - 2\,\frac{M_2^2}{M_3} \ , \quad \hat{\alpha} = \frac{4M_2^3}{M_3^2} \ , \quad \hat{\beta} = \tfrac{1}{2}\,\frac{M^3}{M_2} \ .$$

Hvis man vet at fordelingen starter i 0,): at $\gamma = 0$, blir $\hat{\alpha} = \bar{X}^2/M_2$, $\hat{\beta} = M_2/\bar{X}$.

De empiriske momentene benyttes til å estimere variasjonskoeffisienten og skjevhetskoeffisienten:

$$\hat{\omega} = \frac{M_2}{\bar{X}} = C_v \ , \quad \hat{\alpha}_3 = \frac{M_3}{M_2^{3/2}} = C_s \ .$$

Maximum likelihood-metoden

Anta X er kontinuerlig fordelt med sannsynlighetstetthet $f(x;\,\theta_1,\ldots,\theta_s)$. La $x_1,\ldots,x_n$ være verdiene på n uavhengige observasjoner fra fordelingen. Da vil produktet

$$f(x_1;\,\theta_1,\ldots,\theta_s)\cdot f(x_2;\,\theta_1\ldots,\theta_s)\cdot\cdots\cdot f(x_n;\,\theta_1,\ldots,\theta_s)$$

være proposjonal med sannsynligheten for det observerte resultat. Dette produktet, oppfattet som funksjon av $\theta_1,\ldots,\theta_s$, kalles likelihooden L:

$$L(\theta_1,\ldots,\theta_s) = f(x_1;\theta_1,\ldots,\theta_s)\cdot\cdots\cdot f(x_n;\theta_1,\ldots,\theta_s).$$

Maximum likelihood (ML)-metoden går ut på å finne de verdier av $\theta_1,\ldots,\theta_s$ som maksimerer $L(\theta_1,\ldots,\theta_s)$. Estimatene gjør det observerte resultat mest "likely". De maksimaliserende θ - ene vil naturligvis avhenge av observasjonsverdiene $x_1,\ldots,x_n$.

Som eksempel betraktes den 2-parametriske lognormalfordeling. Likelihoodfunksjonen blir

$$L(\xi,\tau) = \frac{1}{x_1\cdot\ldots\cdot x_n\,(2\pi)^{n/2}\tau^n}\,e^{-\frac{1}{2\tau^2}\sum_{i=1}^{n}(\ell nx_i-\xi)^2} \ .$$

Ved først å løse ligningen $\frac{\partial \ell nL(\xi,\tau)}{\partial\xi} = 0$, og dernest $\frac{\partial \ell nL(\xi,\tau)}{\partial\tau} = 0$, fås ML-estimatene

$$\xi^* = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\ell nx_i \ , \quad \sigma^{2*} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(\ell nx_i - \frac{1}{n}\sum_{1}^{n}\ell nx_j\right)^2 \ .$$

Disse estimatene er overensstemmende med de estimater som fremkommer ved å benytte at $\ell nX_1,\ldots,\ell nX_n$ er uavhengige og $N(\xi,\tau^2)$.

Sekstilmetoden

Sekstilmetoden ble foreslått av Jenkinson (1955) for å estimere parameterne i ekstremalverdifordelingen. Metoden går ut på først å uttrykke sekstilene i fordelingen ved hjelp av fordelingens parametere. For Jenkinsons versjon av ekstremalverdifordelingene er p%-fraktilen gitt ved

$$x_p = \xi + k\beta[1 - (-\ell np)^{1/k}].$$

Dernest bestemmes observasjonsmaterialets sekstiler: de inndeler materialet i 6 grupper med like mange observasjoner i hver. Betegn gjennomsnittene av observasjonene i hver gruppe med $W_1,\ldots,W_6$. Deres gjennomsnitt $\bar{W}$, standardavvik s_W og forholdet $(W_2-W_1)/(W_6-W_5)$ settes lik de tilsvarende teoretiske størrelser, som blir funksjoner av parameterne. De ligninger som da fremkommer løses med hensyn på parameterne.

Av de 3 estimeringsmetodene som er beskrevet ovenfor er ML-metoden generelt betraktet som den beste. Den kan i en del tilfeller gi mer komplisert beregningsarbeid enn momentmetoden (feks. ved gammafordelingen), men med våre dagers regnemaskiner er denne innvending sjelden særlig relevant. For øvrig understrekes på ny at en sammenligning av ulike estimeringsmetoder må gjøres på bakgrunn av de tilhørende sannsynlighetsfordelingene.

Det skal til slutt nevnes litt om estimering av de flomfordelingene som er beskrevet i avsnitt 3.5. For lognormalfordelingen benyttes ML-metoden. Hvis 0-punktet γ er kjent - slik at man har en 2-parametrisk fordeling - blir estimeringen vesentlig sikrere enn når γ er ukjent. Estimatene i dette tilfellet er gitt ovenfor. For gammafordelingen gjelder noe av det samme. Fra et presisjonssynspunkt bør ML-metoden velges fremfor momentmetoden. Når parameteren α er liten (≤ 1) gir imidlertid ML-metoden meget ustabile resultater. I dette tilfelle bør antagelig 0-punkts parameteren γ estimeres på basis av den minste verdi. Som tidligere nevnt er ML-estimatene betydelig mer kompliserte å beregne enn moment-metode estimatene. De siste har vi gitt eksplisitte formler for foran; dette er ikke mulig for ML-estimatene - de må bestemmes ved numerisk iterasjon. Estimering i log-Pearson type III-

fordelingen er i denne rapporten gjort ved momentmetoden etter en metode beskrevet av Beard (1962). For ekstremalverdifordelingene er en rekke forskjellige estimeringsmetoder foreslått. I denne rapporten benyttes sekstilmetoden.

3.7 Valg av fordeling

I de fleste situasjoner innen hydrologien vil man ikke på forhånd kunne vite hvilken fordeling observasjonene vil følge. Man vet kanskje det er en skjev fordeling, men å si at den feks. er gamma og ikke lognormal, har man neppe grunnlag for før data er innsamlet. Det er derfor behov for metoder som på grunnlag av observasjoner kan råde en i valg av fordelingstype.

Man skiller mellom to hovedgrupper av slike metoder: de grafiske og de analytiske. Ved de grafiske metoder plottes dataene opp. Ved en subjektiv vurdering av plottet, basert på praktisk erfaring, tar man stilling til fordelingstype. Ved de analytiske metoder beregnes en størrelse som måler tilpasningen mellom data og den konkrete fordeling som vurderes. I praksis bør det ikke være noe enten/eller i bruken av grafisk og analytisk metode, begge kan anvendes på samme materiale. Den analytiske metoden som beskrives i denne rapporten krever riktignok minst 20-25 observasjoner.

Den grafiske metoden baserer seg på den såkalte empiriske fordelingsfunksjon. Anta det foreligger n uavhengige observasjoner fra fordelingen, og la deres verdier være $x_1, x_2, \ldots, x_n$. Den empiriske fordelingsfunksjon defineres ved

$$\hat{F}(x) = \frac{\text{Antall } x_i\text{-er} \leq x}{n} .$$

Denne funksjonen vil være et estimat for den "teoretiske" fordelingsfunksjonen og vil derfor være et godt utgangspunkt når man skal ta stilling til fordelingstype. Det er mange måter å plotte opp $\hat{F}(x)$ på.

La de observerte verdiene ordnes etter størrelse; den minste betegnes $x_{(1)}$, den nest minste $x_{(2)}$, o.s.v. Den største blir $x_{(n)}$. Det betyr at

$$\hat{F}(x_{(i)}) = \frac{i}{n} , \quad i = 1, \ldots, n .$$

Ett alternativ er nå å plotte $x_{(i)}$ mot $\frac{i}{n}$ for $i = 1, \ldots, n$. Nå er $\hat{F}(x_{(n)}) = 1$, og det viser seg å være uheldig å ha verdien 1 med. Det er derfor vanlig å justere definisjonen av $\hat{F}(x)$ litt. Her fins mange varianter.

I denne rapporten er benyttet Hazens formel:

$$F^*(x_{(i)}) = \frac{i-0.5}{n} .$$

Andre forslag er $i/(n+1)$ og $(i-0.3)/(n+0.4)$ - sistnevnte kalt Chegodayevs formel og mye brukt i Sovjetsamveldet.

I hydrologiske anvendelser er det vanlig å avsette frekvensene, $\frac{i-0.5}{n}$, på abscissen og observasjonene $x_{(i)}$, på ordinaten. Videre er det vanlig å benytte et grafisk papir hvor frekvens-aksen er skalert i henhold til en bestemt sannsynlighetsfordeling - man har normalfordelingspapir, Gumbelpapir o.s.v. Bruker man feks. Gumbelpapir og observasjonene stammer fra en Gumbelfordeling, vil de avsatte punktene fordele seg stort sett langs en rett linje. Vil man vurdere om observasjonene er lognormalt fordelt, plotter man frekvenser mot logaritmene til observasjonene på normalfordelingspapir.

Det fins mange analytiske metoder for testing av fordelingstype. Her skal først beskrives <u>kji-kvadratmetoden</u>. Observasjonsmaterialet inndeles i et bestemt antall klasse-intervaller, feks. $J = 6$ stykker. La H_j = antall observasjoner som faller i intervall nummer j, $j=1,\ldots,J$. La nå $F(x; \theta_1,\ldots,\theta_s)$ være den fordeling man er interessert i å teste om observasjonene følger. Etter at parameterne $\theta_1,\ldots,\theta_s$ er estimert - feks. etter en metode som beskrevet i 3.6 - kan man beregne det <u>forventete</u> antall observasjoner, E_j, i hvert av klasse-intervallene. Et mål for hvor godt fordelingen F passer til observasjonsmaterialet har man i størrelsen

$$Z = \sum_{j=1}^{J} \frac{(H_j-E_j)^2}{E_j} .$$

En stor verdi på Z tyder på at fordelingen F ikke er den riktige. Hvor stor Z må være for at F skal forkastes, avleses i tabeller over kjikvadratfordelingen med $J - 1 - s$ frihetsgrader. Det kan nemlig vises at når n - observasjonsantallet - er stort, og F er den sanne fordeling, så følger Z tilnærmet denne kjikvadratfordelingen. For at tilnærmelsen skal være brukbar må det falle minst 5 observasjoner i hvert klasseintervall.
La $\chi^2_{J-1-s;1-\varepsilon}$ være $(1-\varepsilon)$-fraktilen i kjikvadratfordelingen med $J-1-s$ frihetsgrader. Da forkastes F som fordeling hvis $Z > \chi^2_{J-1-s;1-\varepsilon}$. Denne testen vil ha nivå tilnærmet lik ε.

Følgende alternativ til kjikvadratmetoden har også blitt brukt i rapporten. La $x_{(i)}$ være i-te største observasjon. Hazens formel tilskriver (i-0.5)/n som dens kumulerte hyppighet. Bestem den x som gir samme verdi på den hypotetiske fordelingsfunksjon. Kall den $\hat{x}_{(i)}$: $F(\hat{x}_{(i)}; \hat{\theta}_1,\ldots,\hat{\theta}_s) =$ (i-0.5)/n. Et mål for tilpasning har man i

$$\frac{100}{n\bar{x}} \sum_{i=1}^{n} \left[\hat{x}_{(i)} - x_{(i)} \right] = 100 \left(\frac{\sum_1^n \hat{x}_i}{\sum_1^n x_i} - 1 \right) .$$

Sannsynlighetsfordelingen for denne størrelsen er ikke kjent og målet kan derfor være vanskelig å benytte i praksis. Beregnet for en rekke forskjellige vassdrag og alternative F-er kan det likevel gi verdifull informasjon.

3.8 Tester for uavhengighet

Uavhengighet mellom observasjonene er en fundamental forutsetning for de estimerings- og tilpasningsmetoder som er gjennomgått. I praksis må man derfor alltid spørre seg om uavhengighet er oppfylt.

Svaret kan baseres på faglig innsikt og/eller en statistisk test. Hvis observasjonsmaterialet feks. består av døgnlige vannstandsmålinger, vil hydrologen uten videre kunne si at uavhengighet ikke er oppfylt. Hvis det består av årsflommer ved samme vannmerke, er svaret at det antagelig er uavhengighet. En statistisk test vil kunne avkrefte/bekrefte denne antagelsen.

To forskjellige tester for uavhengighet er anvendt i denne rapporten.

Spearmans rangkorrelasjonskoeffisient

Hvis det er sammenheng mellom størrelsen på observasjonene og observasjonsrekkefølgen - feks. slik at de store observasjonene stort sett kommer først i sekvensen - indikerer dette en avhengighet mellom observasjonene. Et mål for en slik sammenheng kan oppnås på følgende måte: erstatt først observasjonene med deres ranger; hvis X_i er den k-te største observasjon får den rangen $R_i = k$. Hvis det er sammenheng mellom størrelsen på observasjonene og observasjonsrekkefølgen, vil dette slå ut i at differensene $R_i - i$, i=1,...,n, gjennomgående blir store i tallverdi. Spearmans rangkorrelasjonskoeffisient, r_S, defineres på grunnlag av disse differensene. Den kan anta

verdier i intervallet [-1, +1], store avvik fra 0 indikerer avhengighet. Under hypotesen om uavhengighet er sannsynlighetsfordelingen til r_S den samme, uansett hvilken fordeling observasjonene har. Denne fordelingen er tabulert; la $r_{n;1-\alpha}$ være $(1-\alpha)$-fraktilen. Da forkastes hypotesen om uavhengighet hvis

$$|r_S| > r_{n;1-\varepsilon/2} \quad .$$

Denne testen har nivå ε .

Serie-korrelasjon basert på rang

Observasjonenes serie-korrelasjon med tidsforskyvning ℓ er definert ved $x_1 \cdot x_{1+\ell} + x_2 \cdot x_{2+\ell} + \cdots + x_{n-\ell+1} \cdot x_n$. Denne summen er egnet til å måle visse typer avhengighet mellom observasjonene. Sannsynlighetsfordelingen er imidlertid avhengig av observasjonenes fordeling, og for å få en fordelingsfri testmetode, erstattes observasjonene med sine ranger. Testens evne til å avsløre avhengighet kan i neste omgang forbedres ved å erstatte rangene med en bestemt funksjon av rangene. I denne rapporten er denne funksjonen satt lik den såkalte eksponensialscoren. Den rang-baserte seriekorrelasjon som da fremkommer kan testes mot tabulerte verdier.

3.9 Andre tester

Ulik fordeling

En problemstilling som tas opp i rapporten er om det er noen forskjell i fordelingsegenskapene til vår- og høstflommer. I statistisk terminologi kan problemstillingen formuleres som følger: anta $X_1,\ldots,X_n$ er uavhengige observasjoner fra fordelingen F, mens $Y_1,\ldots,Y_n$ er uavhengige observasjoner fra fordelingen G. Man er interessert i å teste om $F = G$. To metoder skal kort beskrives.

Mann - Whitney, eller Wilcoxons to-utvalgs test

De m+n observasjonene ordnes i stigende rekkefølge og gis rang fra 1 til m+n. La $R_1,\ldots,R_m$ være rangene til x-observasjonene, og la $W = \sum_{i=1}^{m} R_i$.

Hvis $F = G$ vil x-er og y-er være godt blandet og W vil anta en verdi omtrent i midten av sitt mulige verdiområde. Hvis $F < G$ vil x-ene stort sett være større enn y-ene, og W blir stor; hvis $F > G$ blir omvendt W trolig liten.

Hypotesen $F = G$ forkastes derfor hvis $W \leq c_1$ eller $W \geq c_2$. De kritiske verdiene c_1 og c_2 kan bestemmes av tabeller slik at testen får et ønsket nivå.

Størrelsen W kalles Wilcoxon-observatoren. Et alternativt resonnement ledet Mann og Whitney til en annen størrelse, U, som også var egnet til å avsløre om $F \neq G$. Det ble senere vist at U og W er lineært forbundet.

Kolmogoroff-Smirnoff's to-utvalgs test

Kolmogoroff-Smirnoffs testobservator beregnes ut fra det største avviket mellom de to observasjonssettenes empiriske fordelingsfunksjoner. Hypotesen $F = G$ forkastes hvis observatoren er større enn en tabulert kritisk verdi, avhengig av testnivå og antallene m og n.

Wilcoxons testmetode er særlig egnet til å avsløre tilfeller hvor fordelingene er forskjøvet i forhold til hverandre. Kolmogoroff-Smirnoffs metode er bedre til å avsløre andre typer forskjeller mellom fordelingsfunksjonene.

Multippel regresjonsanalyse

Regresjonsanalyse er en generell metode for å studere samvariasjonen mellom én variabel - kalt den avhengige variable - og et sett av andre variable, forklaringsvariablene. Betegnes den avhengig variable med y og forklaringsvariablene med $x_1, \ldots, x_K$, kan den grunnleggende forutsetning i regresjonsanalysen formuleres som

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \cdots + \beta_K x_K + \text{tilfeldige feil}.$$

Her er $\beta_0, \beta_1, \ldots, \beta_K$ parametere som kalles regresjonskoeffisientene. De forklaringsvariable kan innbyrdes godt være korrelert, men de må ikke være lineært forbundet. Det bør videre poengteres at det er regresjonskoeffisientene som må inngå lineært i modellen. Eksempelvis er $y = \beta_0 + \beta_1 x + \beta_2 x^2 +$ tilf.feil en tillatt regresjonsmodell.

På grunnlag av n samhørende observasjonssett estimeres regresjonskoeffisientene (ved minste kvadraters metode). Under antagelse om at de tilfeldige feil er normalfordelte, er det også enkelt å teste hypoteser om dem. På regnemaskin fins en rekke standardprogrammer som utfører disse beregningene.

I mange situasjoner i praksis vet man ikke nøyaktig hvilke variable som inngår i regresjonsmodellen. I stedet kan foreligge en liste over kandidatvariable. Et eksempel gis i kapittel 8, hvor en bestemt hydrologisk egenskap - feks. døgnflom - søkes "forklart" ved nedslagsfeltvariable som feltlengde, bredekket areal, prosent snaufjell, o.s.v. I slike situasjoner er det en viktig oppgave å finne frem til de forklaringsvariable som betyr noe. Det fins mange metoder for variabelutvelgelse som er implementert på regnemaskin. En type er de såkalte trinnvise metoder. Ved baklengsmetoden starter man med en modell hvor alle kandidatvariablene er med. Programmet søker dernest ut den variabel som gir minst reduksjon i forklaringsgrad hvis den fjernes fra modellen. Hvis reduksjonen er mindre enn en gitt grense, blir denne variabelen fjernet. Programmet fortsetter på den reduserte modellen og holder på inntil fjerning av enhver av de resterende variable medfører at reduksjonen i forklaringsgrad er større enn en gitt grense. Da stopper programmet, og de variable man sitter igjen med utgjør ens variabelutvalg.

Ved forlengsmetoden starter man med "tom" modell; de variable tas inn én etter én inntil økning i forklaringsgrad er mindre enn en gitt grense. Det fins også en metode som kombinerer forlengs- og baklengsteknikken. I denne rapporten har man benyttet forlengsmetoden.

Godheten av det variabelutvalg man ender opp med, måles ofte ved den multiple korrelasjonskoeffisienten, R. En tolkning av denne er at $100R^2$ gir uttrykk for hvor stor del av variasjonen som modellen forklarer, målt i prosent.

Man bør unngå å tillegge resultatmodellen fra en trinnvis regresjon noen statistisk signifikans. Metoden utfører en rekke tester, og man mister fort kontrollen med det totale signifikansnivå. Man må nøye seg med å betrakte modellen som et forslag. Et nytt datamateriale må bekrefte om forslaget er godt eller ikke.

3.10 Risiko

Hvis en bro blir tatt av flommen, vil de følger dette kan få være avhengig av broens betydning for transporten gjennom, til eller fra det berørte området. Blir en dam overfylt, blir følgene avhengige av type dam - feks. stenfylling eller betong, samt hva slags bebyggelse som ligger nedenfor dammen. Konsekvensene av en slik uønsket hendelse vil variere fra det ene tilfellet til det annet. Jo mer alvorlige konsekvensene er, jo mer vil man forsøke å sikre seg mot hendelsen. Nå kan man sjelden oppnå 100% garanti, og det er derfor naturlig å kreve at sannsynligheten for at hendelsen skal inntreffe - i løpet av et gitt tidsrom - skal bli mindre enn en gitt grense. Denne nedre grensen skal vi kalle risikoen.

Fastleggelse av risikoen vil avhenge av hvordan man vurderer konsekvensene av hendelsen. Nedenfor nevnes en del eksempler på risiko i forbindelse med flomoverskridelser fra ulike land.

I Sovjetsamveldet har man delt damkonstruksjonene inn i 4 grupper (Sokolov 1976). Risiko i gruppe I er 0.01%. Til denne gruppe hører store dammer nær tett befolkete eller sterkt industrialiserte områder. Til gruppe II, med risiko 0.1%, hører bl.a. havneområder og kraftstasjoner mellom 300 og 1000 MW. Veisystemet skal sikres med en risiko på 1 og 2%, avhengig av deres betydning.

I Polen deler man også inn i forskjellige risikogrupper. For jord- og stenfyllingsdammer settes risikoen til 0.1% under byggetiden og lik 0.02% for prosjektets levetid.

I India er risikoen for store og middelstore dammer satt lik 0.1%, for små dammer 1%, og for overløp 1 - 2%.

I U.S.A. er det forslag om å beregne store, viktige dammer ut fra en risiko på 0.005 - 0.01%. For mindre dammer settes ofte risikoen lik 0.7%.

I Nederland er dikene konstruert ut fra en risiko på 0.03%.

Hvordan sørger man for at en damkonstruksjon tilfredsstiller et gitt risiko-krav? Anta kravet er en risiko på p for et tidsrom på L år. Den uønskete hendelse er i dette tilfellet at en flom overskrider en kritisk verdi c - den såkalte dimensjoneringsflommen - i løpet av L år. Kravet blir oppfylt om c bestemmes slik at

$$P(\text{minst én flom} > c \text{ i løpet av } L \text{ år}) = p \ .$$

Etter samme resonnement som i kapittel 3.4 er dette ekvivalent med

$$1 - F(c)^L = p \ ,$$

hvor F er fordelingsfunksjonen til flommen. Herav

$$F(c) = \sqrt[L]{1-p} \ .$$

<u>Dimensjoneringsflommen er altså lik $\sqrt[L]{1-p}$ - fraktilen i flomfordelingen.</u>

Med feks. en risiko på 10% og et tidsrom på 20 år blir $\sqrt[L]{1-p} = 0.9947$,): c er 99.47% fraktilen i F.

Man kan også uttrykke dimensjoneringsflommen ved gjentaksintervallet for den tilsvarende T-års flommen (se 3.4). T-års flommen er lik $(1-\frac{1}{T})$-fraktilen i fordelingen F. Ved omskrivningen

$$\sqrt[L]{1-p} = 1 - (1-\sqrt[L]{1-p}) = 1 - \frac{1}{\frac{1}{1-\sqrt[L]{1-p}}}$$

følger at <u>dimensjonseringsflommen har gjentaksintervall $\frac{1}{1-\sqrt[L]{1-p}}$</u> .

I eksempelet ovenfor har dimensjoneringsflommen gjentaksintervall =

$$\frac{1}{1-0.9947} = 190.3 \text{ år.}$$

I tabell 3.2 er oppført gjentaksintervall for dimensjoneringsflommer svarende til forskjellige risikoer og tidsrom. I praksis settes gjerne tidsrommet lik prosjektets levetid.

TABELL 3.2 GJENTAKSINTERVALL I ÅR FOR DIMENSJONERINGSFLOMMER SVARENDE TIL ULIKE RISIKOER OG TIDSROM

Risiko for overskridelse i %	Prosjektets levetid i år					
	5	10	20	25	50	100
20	23	45	90	113	225	449
10	48	95	190	238	475	950
5	98	195	390	488	975	1950
2	248	495	990	1238	2475	4950
1	498	995	1990	2488	4975	9950
.5	998	1995	3990	4988	9975	19950
.2	2498	4995	9990	12488	24975	49950
.1	4998	9996	19991	24988	49976	99951
.01	49998	99996	199991	249989	499975	999950

Det fremgår av tabellen at med de risikoer som er referert ovenfor - under 1% - blir kravene svært strenge. De er riktignok også avhengige av prosjektets levetid. Den avhenger av både sosiale og økonomiske forhold. Hvis tap av menneskeliv ikke medregnes, og hvis avskrivninger av investeringer beregnes ut fra økonomiske hensyn, vil et anlegg være nedskrevet i løpet av 50 år med en rente på 10%. Derfor kan en levetid på 50 år være retningsgivende hva flommer i jordbruksområder og urbane strøk angår. For dambrudd må andre forhold tas med i betraktning. Plottes tallene i Tabell 3.II for en levetid på 50 år mot risikoen, fås fig. 3.2..

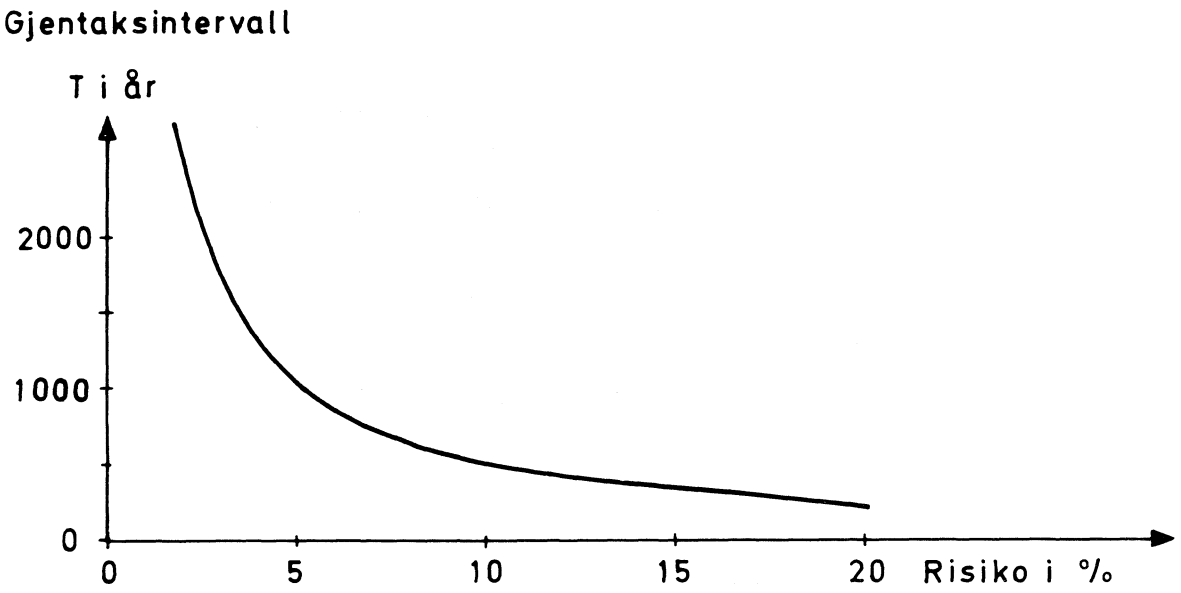


Fig. 3.2. Gjentaksintervall som funksjon av risiko for dimensjoneringsflommer svarende til 50 års levetid

I den praktiske konstruksjonsoppgave av en dam er man avhengig av å bestemme dimensjoneringsflommen c. Som vist er den gitt som en fraktil i flomfordelingen. Det hefter betydelige usikkerheter ved bestemmelsen av c. Flomfordelingen er vanligvis ikke kjent. I kapittel 3.7 er beskrevet noen problemer vedrørende valg av fordeling. Videre er parameterne i fordelingen ukjente og ny usikkerhet introduseres ved estimeringen av dem. Endelig er estimering av en α-fraktil meget ustabil når α er i nærheten av 1.0 .

3.11 Hvilken fordeling er best?

Denne undersøkelsen går bl.a. ut på å finne den eller de frekvensfordelingene som er best tilpasset flommer i Norge. Slike undersøkelser er gjort i en rekke land før. Nedenfor vises en del av de konklusjonene forskjellige undersøkelser er kommet frem til:

I Storbritannia er det av NERC (1975) vist at en tre-parameter fordeling er bedre enn en to-parameter fordeling, lognormal-fordelingen er den beste to-parameter fordelingen, Pearson type III og log-Pearson type III (avhengig av testmetoden) er bedre enn General extreme value, som igjen er bedre enn to andre tre-parametriske fordelinger.

I USA er det av Benson (1968) vist at av et utvalg på 5 frekvensfordelinger er log-Pearson type III den mest generelle og objektive, og bør derfor anbefales brukt som standard metode av føderale institusjoner.

Sokolov (1976) forteller at lognormalfordelingen brukes i Sovjetsamveldet, Japan, Frankrike og Bulgaria. I Sovjetsamveldet brukes også en utvidet form av Pearson type III. Denne kalles Kritsky-Menkel fordelingen, og har det fortrinn fremfor Pearson type III at det ikke finnes restriksjoner på forholdet mellom CS og CV.

Sokolov (1976) nevner også at i Japan brukes det en variant av Gumbels fordeling som kalles Kadoya metoden.

WMO (1969) foreslår bruken av General extreme value fordelingen i flomfrekvensanalyse.

4. DATAGRUNNLAG FOR FLOMMER.

4.1 Innledning.

I flomanalysen er benyttet observasjoner fra Hydrologisk avdelings ordinære arkiv for vannstandsobservasjoner. For at analysen skal bli så god som mulig, har det vært nødvendig å sette strenge krav til datamaterialet. Dette har ført til at antall observasjonspunkter i vassdragene har blitt sterkt redusert. I den foreliggende analysen inngår observasjoner fra ialt 173 vannmerker, hvor en del betingelser til observasjonsmaterialets pålitelighet er forsøkt oppfylt. Stasjonskart vises i fig. 4.1, og en stasjonsoversikt presenteres i tabell 4.1. Det hydrologiske datamaterialet presenteres i eget bilag til denne undersøkelsen. Dette bilaget kan fåes ved henvendelse til Hydrologisk avdeling.

4.2 Krav til observasjonene.

Daglig observasjoner av vannstand hele året, enten manuell eller automatisk registrering.

God oppmåling av vannføringskurven, slik at størrelsen av flomvannføringene er relativt godt bestemt.

Observasjoner som i størst mulig grad gir representative verdier for flomvannføringer i nedbørfelt som i liten grad er påvirket av reguleringer, overføringer o.l..

Kontinuerlige observasjoner i så lang periode som mulig, minimum 15 år.

4.3 Bemerkninger til de oppsatte krav.

a) Betingelsene ovenfor medfører at observasjonsmaterialet ikke er homogent idet én manuell observasjon pr. dag blir tolket som middelverdien for denne dagen. Disse størrelsene vil bare i spesielle tilfeller være like, og noen entydig sammenheng mellom dem er ikke funnet.

   Det hydrologiske data-arkiv for vannstander inneholder for tiden bare døgnmiddelverdier, og en flomanalyse må derfor baseres på disse tall. De reelle kulminasjonsverdier inngår således ikke i analysen og kan virke inn på frekvensanalysen i ikke ubetydelig grad. Spesielt blir dette merkbart for små nedbørfelter.

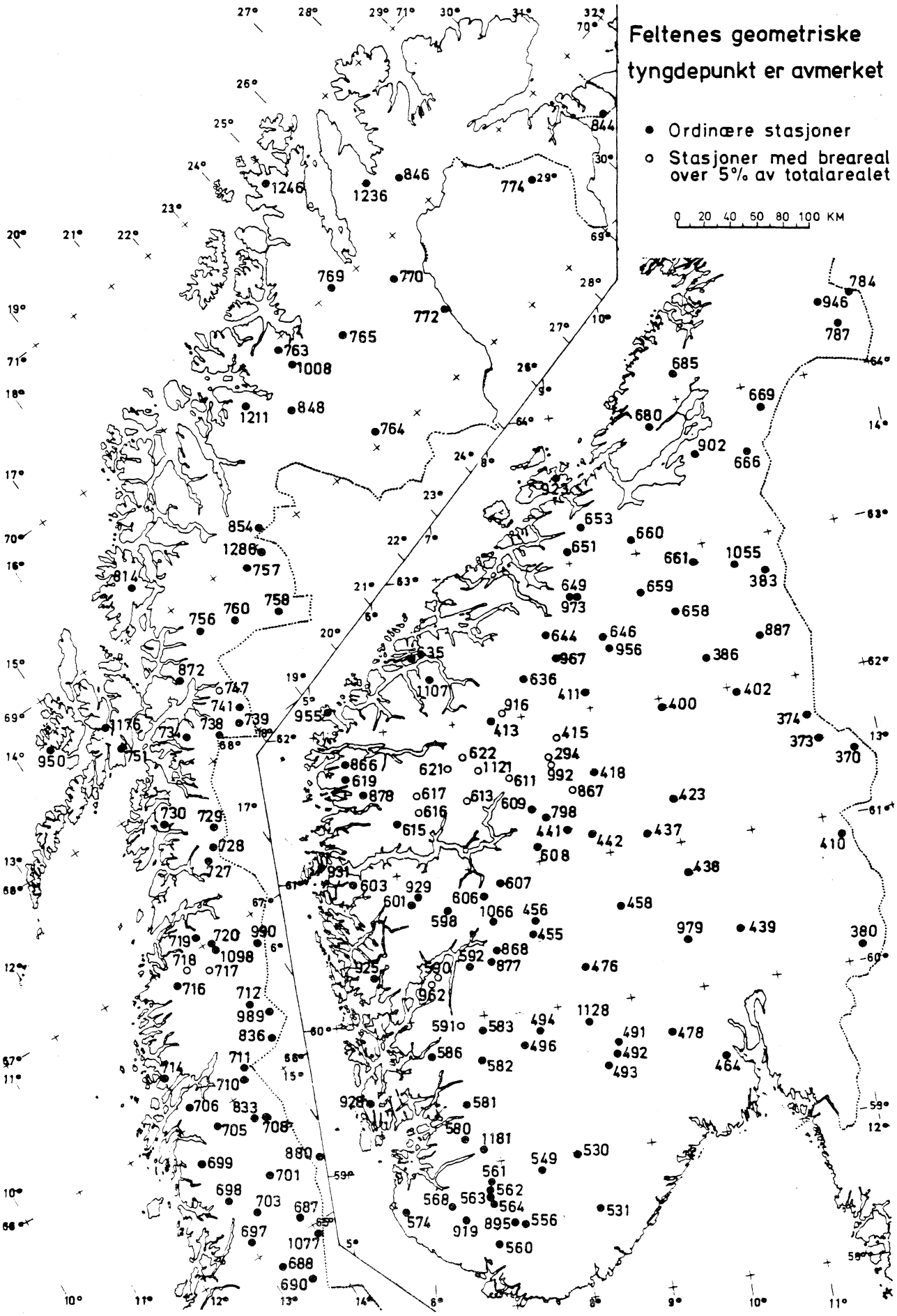


Fig. 4.1 Stasjonskart

TABELL 4.I OVERSIKT OVER STASJONER I FLOMFREKVENSANALYSEN

VASSDRAG	ELV	VANNMERKE	VMNR	OPPR	NEDL
LJØRA		STØA	370- 0	1911	1933
KLARA		NYBERGSUND	373- 0	1908	1973
KLARA	ENGERA	ENGEREN	374- 0	1911	
VRANGSELV		MAGNOR	380-11	1911	1950
VRANGSELV		MAGNOR	380-12	1950	1968
GLOMMA		AURSUNDEN TILSIG	383- 5	1923	
GLOMMA		STAI	386- 0	1904	
GLOMMA	NØRA	NARSJØ	887- 0	1930	
GLOMMA	ATNA	ATNA BRU	400- 0	1916	
GLOMMA	RENA	SJØMOEN	402-12	1919	1929
GLOMMA	RENA	LOMNESSJØ	402-11	1928	
GLOMMA	FLISA	KNAPPOM	410- 0	1916	
GLOMMA	LAGEN	LARGARD BRU	411-12	1917	1947
GLOMMA	LAGEN	ROSTEN	411-11	1945	
GLOMMA	OTTA	BREIDDAL BRU	413-11	1917	1944
GLOMMA	OTTA	FREDRIKSVATN	916- 0	1933	
GLOMMA	OTTA	LALM	415- 0	1900	1971
GLOMMA	BØVRA	MARSTEIN	294-11	1933	1961
GLOMMA	BØVRA	AKSLEN	1364- 0	1961	
GLOMMA	LEIRA	ELVESETER	992-12	1944	
GLOMMA	SJOA	SJODALSVATN	867-12	1930	
GLOMMA	SJOA	FAUKSTAD BRU	418- 0	1917	1929
GLOMMA	SJOA	KOLOEN	1094- 0	1945	1970
GLOMMA	SJOA	STORØYGARDSBRUA	1813- 0	1970	
GLOMMA	GAUSA	HOLS BRU	423-11	1917	1929
GLOMMA	GAUSA	AULESTAD BRU	423-12	1929	
DRAMSELV	ETNA	ETNA	437- 0	1919	
DRAMSELV	AVELLA	AVELLA	438-11	1919	1935
DRAMSELV	AVELLA	AVELLA	438-12	1935	1959
DRAMSELV	AVEDALSELV	JAREN	439-11	1924	1952
DRAMSELV	AVEDALSELV	JAREN NDF	439-12	1952	1955
DRAMSELV	AVEDALSELV	JAREN NDF	439-13	1955	1956
DRAMSELV	AVEDALSELV	JAREN NDF	439-14	1956	
DRAMSELV	BEGNA	VANGSMJØSA	441-11	1920	
DRAMSELV	SOKNA	GARHAMMERFOSS	979- 0	1936	
DRAMSELV	BEGNA	SLIDREFJORD	442-12	1910	
DRAMSELV	USTA	USTEDALSVATN	455- 0	1908	1966
DRAMSELV	HALLINGDALSELV	OPPSJØ	456- 0	1917	1967
DRAMSELV	SNARUMSELV	KRØDERN	458- 0	1889	1965
DRAMSELV	VESTFOSSELV	VIKEVATN	464-11	1918	1926
DRAMSELV	VESTFOSSELV	VIKEVATN	464-12	1955	
NUMEDALSLAGEN	UVDALSELV	FØNNEBUFJORD	476- 0	1914	1967
NUMEDALSLAGEN	JONDALSELV	JONDALSELV	478- 0	1919	
SKIENSELV	GROSETBEKKEN	GROSETTJERN	1128- 0	1949	
SKIENSELV	HEDDØLA	OMNESFOSS	491-11	1921	1964
SKIENSELV	HJARTDØLA	HJARTSJØ	492- 0	1919	
SKIENSELV	BØELV	SELJORDVATN	493-11	1884	1973
SKIENSELV	BØELV	HAGADRAG	493-12	1944	1973
SKIENSELV	TOKKE	TOTAK	494-11	1884	
SKIENSELV	VINJEA	VINJEVATN	496-11	1909	
TOVDALSELV		AUSTENA	530- 0	1924	
TOVDALSELV		FLAKSVATN	531- 0	1899	
MANDALSELV	LOGN	AUSTERHUS	549- 0	1922	
LYGNA		TINGVATN	556- 0	1922	
KVINA	LITLA	MYGLAND	895- 0	1931	
FEDEELV		REFSTI	560-11	1896	1928
FEDEELV		REFSTI	560-12	1922	
SIRA		FIDJELANDSVATN	561- 0	1919	1973
SIRA		DORGEFOSS	562- 0	1913	
SIRA		LINDELAND	563- 0	1913	1971
SIRA		SIRDALSVATN	564- 0	1894	
HELLELANDSELV		GYA	919- 0	1933	
BJERKREIMSELV		BJERKREIM BRU	568- 0	1896	
HAELV		HAUGLAND	574- 0	1918	
LYSEELV		LYSEDALEN	1181- 0	1953	
ARDALSELV		TVEID	580- 0	1896	
ULLA		HAUGE BRU	581- 0	1905	
SULDALSLAGEN		SULDALSOSET	582- 0	1904	
SULDALSLAGEN	BRATTLANDSELV	RØLDALSVATN	583- 1	1913	1966
FJONSELV		HALSEID	928-12	1935	1974

TABELL 4.I OVERSIKT OVER STASJONER I FLOMFREKVENSALANYSEN (frts.)

VASSDRAG	ELV	VANNMERKE	VMNR	OPPR	NEDL
ETNEELV		STORDALSVATN	586- 0	1912	
ØYRESELV		ØYRESELV	962- 0	1921	
JONDALSELV		EIDEVATN	590- 0	1908	
OPA		SANDVENVATN	591- 0	1908	
KINSO		HØLEN	592- 0	1915	
EIO		EIDFJORDVATN	868- 0	1928	
EIO	VEIG	VIVELI	877- 0	1915	
AUSTDØLA		AUSTDALSVATN ØVRE	1066- 0	1942	
OSELV		RØYKENES	925- 0	1933	
VOSSA		BULKEN	598- 0	1892	
EKSINGEDALSELV		BRAKESTAD	929- 0	1934	
EKSINGEDALSELV		NESE	601- 0	1908	
KLØVTVEITELV		KLØVTVEITVATN	603- 0	1922	
FLAMSELV		BREKKE BRU OVF	606-11	1939	
AURLANDSELV		VASSBYGDVATN	607- 0	1908	
LÆRDALSELV		LO BRU	608- 0	1915	
ÅRDALSELV I SOGN		ÅRDALSVATN	609- 0	1900	
ÅRDALSELV I SOGN		TYA	798-11	1911	1954
GAULA		VIKSVATN	615- 0	1902	
FORTUNELV		YTRI BRU	611- 0	1918	
JOSTEDALSELV		KROKEN	1121-11	1949	1963
JOSTEDALSELV		KROKEN	1121-12	1963	1972
HAGEELV		HERSVIKVATN	931- 0	1933	
ÅRØYELV		VEITESTRANDSVATN	613- 0	1900	
GAULA		HAUKEDALSVATN NDF	616-12	1935	
JØLSTRA		JØLSTERVATN	617-11	1902	
JØLSTRA		JØLSTERVATN NDF	617-12	1951	
OSELV		BLÅMANNSVATN	878- 0	1929	
NORDDALSELV		NORDDAL	619- 0	1908	
RISEELV		RISEVATN	866- 0	1928	
OLDEELV		OLDEVATN	621-11	1902	1939
OLDEELV		FLOEN	621-13	1937	
ENGSETELV		ENGSETVATN NDF	635-11	1923	
LOELV		LOVATN	622-11	1900	
MØRKEDALENS VASSDRAG		DALSBØVATN	955- 0	1934	
VELLEDALSELV		FETVATN	1107- 0	1946	
RAUMA		HORGHEIM	636- 0	1912	1975
LITLEDALSELV		LITLEDALSELV	644- 0	1912	1960
AURA		LILLE EIKESDALSVATN	967- 0	1906	
DRIVA		RISEFOSS	956- 0	1935	
DRIVA		ELVERHØY BRU	646- 0	1907	1976
TODALSELV		TODALSELV	649- 0	1907	1938
TODALSELV		TALGØYFOSS	973-12	1943	
SVORKA		SVORKA	651-11	1920	1963
SØA		ROVATN	653- 0	1923	
LAKSELV		VALEN	923-11	1933	1951
LAKSELV		VALEN	923-12	1951	1957
LAKSELV		VALEN	923-13	1957	1963
ORKLA		NÆVERDAL	658- 0	1922	
ORKLA		BJØRSET	659- 0	1912	
ORKLA	SVORKMO	AMOT	660- 0	1923	[illegible]
GAULA		EGGAFOSS	1055- 0	1941	
GAULA		HAGA BRU	661- 0	1907	
STJØRDALSELV	FORA	HØGGAS BRU	666- 0	1912	
HOPLA	FOSSINGELV	FOSSING	902- 0	1931	
VERDALSELV		GRUNNFOSS	669-12	1951	
STJØRNAVASSDRAGET	NORDELVA	RØDSJØ	680- 0	1915	1969
STJØRNAVASSDRAGET	NORDELVA	KRINSVATN	1668- 0	1967	
ÅRGÅRDSELV		ØYUNGEN	685- 0	1916	
INDALSELV	JULESTRØMMEN	LENGLINGEN	787- 0	1925	
MURUELV		MURUSJØ	784- 0	1925	
LINVASSELV	HUDDINGSELV	LANDBRU LIMN	1077- 0	1943	
NÅMSEN		NÅMSVATN	687-11	1908	
NÅMSEN		FISKUMFOSS ØVRE	688-11	1941	1976
NÅMSEN		FISKUMFOSS	688-12	1907	1944
NÅMSEN	TUNNSJØELV	TUNNSJØPLASS	690- 0	1908	1941
NÅMSEN	SANDDØLA	TRANGEN	946- 0	1934	
ABJØRA		ABJØRVATN	697- 0	1908	
LOMSELV		STROMPDAL	698- 0	1908	1954
HUNDALA		HUNDALVATN	699- 0	1908	

TABELL 4.I OVERSIKT OVER STASJONER I FLOMFREKVENSANALYSEN (frts.)

VASSDRAG	ELV	VANNMERKE	VMNR	OPPR	NEDL
VEFSNA		LAKSFORS	701- 0	1908	1930
VEFSNA	UNKERELV	UNKERVATN	880- 0	1929	
VEFSNA	SVENNINGDALSELV	KAPSKARMO	703- 0	1915	
FUSTA		FUSTVATN	705-12	1915	
LEIRELV		STORVATN	706- 0	1916	
RØSSA		TUSTERVATN	708-11	1904	1955
RØSSA		TUVEN	708-12	1950	1961
RØSSA		SJØFOSS	833- 0	1927	1964
BJERKA		LILLE MALVATN	710- 0	1908	
DALSELV		STORE AKERSVATN	711-12	1912	1965
DALSELV		STORE AKERSVATN	711-11	1908	1915
RANA		KROKSTRAND	989- 0	1937	
RANA		NEVERNES	712- 0	1908	
RANA	PLURA	JORDBRU	836-11	1927	1954
RANA	PLURA	JORDBRU	836-12	1954	1968
KJERRINGA		VASSVATN	714- 0	1916	
SUNDSFJORDELV		AGNES	716- 0	1912	1949
BEIARELV		SELFOSS	717- 0	1916	
BEIARELV	ARSTADA	ARSTADFOSSEN	718- 0	1916	1970
OLDEREIDELV		OLDEREIDVATN	719- 0	1919	1954
LAKSELV		SKARSVATN	720- 0	1916	
SALTELV	JUNKERDALSELV	JUNKERDALSELV	990- 0	1937	
SALTELV	RUSSA	JORDBRUFJELL	1098- 0	1945	
LAKSA		LAKSHOLA	727- 0	1916	
SØRFJORDELV		SØRFJORDVATN	728- 0	1916	
KOBBELV		KOBBVATN	729- 0	1916	
LOMMERELV		STORVATN	730- 0	1916	
FORSAVASSDRAGET		FORSAVATN	734- 0	1916	
KJARDAELV		KJARDAELV	738- 0	1918	1939
ELVEGARDSELV		GAMNES	739-11	1912	1959
ELVEGARDSELV		GAMNES	739-12	1961	
ELVEGARDSELV	NORDELV	NORDELVKORS	741- 0	1918	1956
SILDVIKELV		SILDVIKVATN	747- 0	1910	
SNEISELV		SNEISVATN	751- 0	1916	
LANGVASSELV		LANGVATN	1176- 0	1953	
RINGSTADELV		GASLANDSVATN	950- 0	1934	
TØMMERELV		SKODBERGVATN	872-11	1928	
SALANGSELV		VASSAS	756- 0	1913	
LAKSELV		MEVATN	814- 0	1925	1949
MALSELV		MALANGSFOSS	757-11	1907	1967
MALSELV		MALANGSFOSS	757-12	1965	
MALSELV	BARDUELV	STORFOSS	758- 0	1907	1931
MALSELV	BARDUELV	BARDUFOSS OVF	760-11	1910	1952
MALSELV	BARDUELV	BARDUFOSS NDF	760-12	1951	1953
MALSELV	ROSTAELV	LILLE ROSTAVATN	1286- 0	1959	
LYNGSELV		SOLLI	854- 0	1927	1963
OKSFJORDELV		OKSFJORDVATN	1211- 0	1955	
NJEMENJAIKAJOKKA		NJEMENJAIKAFOSS NDF	848-11	1927	1961
VASSBOTNELV		HALSNES	763-11	1920	1955
VASSBOTNELV		HALSNES	763-12	1955	1966
MATTISELV		LILLE MATTISVATN	1008- 0	1938	
ALTAELV		STENGELSEN	764- 0	1915	
ALTAELV	JOTKAJOKKA	JOTKAJAVRRE	765- 0	1921	1965
BOCCUJOKKA		HAMNEVATN	1246- 0	1957	
STABBURSELV		STABBURSELV	769-11	1921	1960
LAKSELV		SKOGANVARRE	770- 1	1921	
ADAMSFJORDELV		ADAMSFJORDFOSS	846- 0	1927	
MACJOKKA		MACJOKJAVRRE	1236- 0	1956	
TANA		POLMAK	772- 0	1911	
NEIDENELV		NESET	774- 0	1911	
KARPELV		KARPELV	844- 0	1927	

b) Ved gjennomgåelse av vannføringskurvene for de enkelte vannmerker, viser det seg at kurvenes pålitelighet er svært varierende. Dette gjelder særlig kurvenes øvre del som har stor betydning i denne analysen. Det kan ved mange vannmerker være foretatt svært få eller kanskje ingen vannføringsmålinger under flom. Hvis det i tillegg heller ikke er foretatt profilnivellering ved vannmerket, er mulighetene for en god ekstrapolering av vannføringskurven små. I mange tilfeller har det vært nødvendig å stryke enkelte vannmerker fra den videre analyse, fordi vannføringskurvene er ansett å være for usikre. Dette viser at det er høyst påkrevet med en intensivering i arbeidet med å forbedre vannføringskurvene ved en rekke vannmerker her i landet.

c) Observasjonene ved de aller fleste vannmerker blir før eller senere påvirket av reguleringer eller overføringer. Dette reduserer i sterk grad antallet av observasjonspunkter som kan benyttes i flomanalysen. For i det hele tatt å fremskaffe flomobservasjoner fra et tilstrekkelig antall vannmerker, har det vært nødvendig i tillegg til observasjoner i uregulerte nedbørfelter, også å benytte observasjoner i vassdrag hvor det er foretatt mindre reguleringer eller overføringer. Vi har vurdert reguleringenes innvirkning på de naturlige flomforhold ved hvert enkelt vannmerke. Som retningslinje har vi kommet fram til at observasjonene kan benyttes hvis samlet magasinprosent er mindre enn ca. 6% av samlet årsavløp.

Nedbørfelter hvor større områder er bredekket har et spesielt flomforløp. I flomanalysen har en derfor i egen gruppe behandlet de feltene hvor bredekket areal utgjør mer enn ca. 5%.

d) I enhver flomanalyse vil observasjonsperiodens lengde ha innflytelse på det resultat en kommer fram til. En observasjonsrekkes karakteristiske egenskaper blir vanligvis bedre bestemt jo lengre observasjonsperioden er. Hvor lang bør den minst være for at man skal få et rimelig estimat på de viktigste parametrene? Tollan (1970) fant at man måtte ha mer enn 35 observasjonsår for å få bestemt skjevhetskoeffisienten for årsavløp med en nøyaktighet på $\pm$ 10%. I denne flomfrekvensanalysen benyttes parametre som middelverdi og standardavvik for flommer, samt egenskaper ved flomfrekvenskurver. I en undersøkelse (Wingård 1977) undersøkte man hvor mange observasjonsår man måtte ha for å få bestemt disse verdiene med en nøyaktighet av $\pm$ 10%.

Konklusjonen ble at man burde forlange en minste observasjonsperiode på 20 år for vannmerker i Sør-Norge. Dette var under forutsetning av at observasjonsserien sluttet senere enn 1970. Sluttet den før 1970, burde observasjonslengden være minst 25 år, fordi statistiske parametre som middelverdi og standardavvik varierer med seriens lengde og periode. For vannmerker i Nord-Norge fant man å kunne sette observasjonslengden til h.h.v. 15 og 20 år.

Observasjonsperiodens lengde varierer fra 15 til 83 år. Det er Bulken vannmerke i Vossa som har den lengste observasjonslengde upåvirket av reguleringer. Midlere observasjonsperiode er omtrent 1920 - 1965, i alt 45 år.

4.4 Nedbørfeltenes størrelse.

I den praktiske anvendelse av en flomfrekvensanalyse vil observasjoner i mindre nedbørfelter være av største betydning. En har tatt hensyn til dette i utvalget av observasjonspunkter i vassdragene, idet ca. 82% av vannmerkene representerer nedbørfelter under 1000 km^2 og ca. 92% under 2000 km^2.

Den grafiske fremstillingen i fig. 4.2 viser hvordan antall vannmerker er fordelt for nedbørfelter under 2000 km^2. Hele 34 vannmerker, eller ca. 19%, har nedbørfelt under 100 km^2. Minste nedbørfelt er på 4,4 km^2 (Kløyvtveitvatn). Største nedbørfelt er på ca. 14000 km^2 (Polmak).

4.5 Regioninndeling av flomtyper.

De ulike flomtypene som kan opptre i Norge er vårflommer, høstflommer og vinterflommer. Deres egenskaper kan summeres som følger:

Vårflommer er snøsmeltingsflommer om våren og forsommeren. De karakteriseres ved en relativt lang høyvannsperiode med en overlagret flomtopp. Denne er forårsaket av intens varme og/eller regnnedbør. Høstflommer er kortvarige, høye flomtopper. De er hovedsakelig forårsaket av nedbør med stor intensitet. Vinterflommer er høye flommer av kort varighet. De er vesentlig forårsaket av regn på snø.

Av hensyn til størst mulig homogenitet i datamaterialet er det ønskelig å skille disse flomtypene fra hverandre. En klassifisering av en gitt flom kan være både tidkrevende og vanskelig. Alle kombinasjoner og overganger

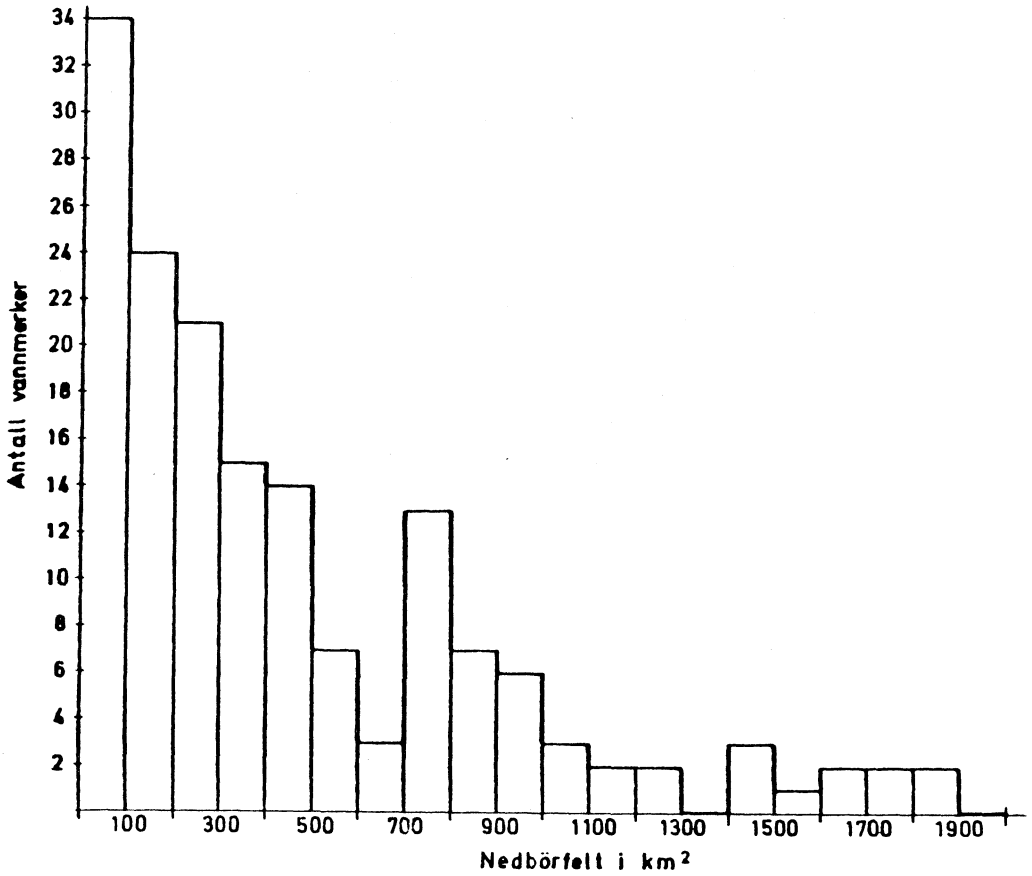


Fig. 4.2 Fordeling av antall vannmerker etter nedbørfeltenes størrelse.

mellom flomtypene kan i prinsippet tenkes å forekomme i et gitt vassdrag. Det er derfor funnet formålstjenlig for flomfrekvensanalyser å skille mellom områder der man har både vårflommer og høstflommer og områder der man ikke enkelt kan skille mellom disse flomtypene.

Innlandsregionen omfatter områder der vårflommen er markert. Vårflommer er definert som den høyeste vannføringen (se kapittel 4.7) i tidsrommet 1.1 — 31.7, og høstflommer den høyeste vannføringen i tidsrommet 1.8 - 31.12.

Kystregionen dekker områder uten markert vårflom. I dette området skilles ikke mellom vår- og høstflommer. Det er derfor bare den høyeste vannføringen hvert år som brukes, årsflommen.

Vinterflommer kan opptre i begge regionene, men vil hyppigst forekomme i kystregionen.

Ruud (1977) har foretatt regioninndelinger basert på karakteristiske flomegenskaper, se kapittel 7.

4.6 Standardisering av flommaterialet.

Flommene varierer svært i størrelse, avhengig av nedbørfeltets egenskaper og klimatiske forhold. For å få størrelser som er lettere å sammenligne, har det vist seg formålstjenlig å operere med forholdet mellom de enkelte års- eller sesongflommer og midlere flom. En årsflom på 1,7 vil da bety den høyeste vannføring det året, lik midlere årsflom multiplisert med 1,7. En slik standardisering er særlig nyttig for en regionalisering av flomforholdene.

4.7 Bruk av en flom i året eller sesongen.

Det finnes to forskjellige måter å velge ut flomstørrelser. Den ene er å ta den høyeste vannføringen i et år eller en sesong. Den andre er å velge ut alle flommer som har oppstått i observasjonsperioden, og foreta analyser på flommer over en nedre terskelverdi (partial duration). Begrepet "flom" må da defineres som en vannføring en dag der iallfall vannføringene dagen før og etter er mindre.

Velges den høyeste års- eller sesongvannføringen, vil man risikere at den nest høyeste, tredje høyeste osv. flommen i et år kan være høyere enn den høyeste flommen i et annet år. Resultatet er at man får færre data å arbeide med, noe som er en ulempe ved korte observasjonsperioder. På den annen side vil det være vanskelig å skille mellom avhengige og uavhengige flommer. Det er en forutsetning for flomfrekvensanalyser at de enkelte flomverdiene er uavhengige av hverandre.

Uavhengighet og entydighet ved valg av flommene har vært utslagsgivende når man i denne analysen har valgt å bruke den høyeste vannføringen i et år eller i en sesong som grunnlagsmateriale i flomfrekvensanalysen.

4.8 Statistiske tester.

Års- og sesongflommene ble testet ved statistiske testmetoder.

Betingelsen om uavhengighet ble undersøkt ved Spearman's rank korrelasjonskoeffisient og Produkt-moment metoden. De vannmerker som ikke tilfredsstilte testen på 95% nivå, ble utelatt fra den videre undersøkelsen.

Betingelsen at de to flomtypene vårflommer og høstflommer statistisk sett skal være forskjellige, ble undersøkt ved både å bestemme korrelasjonskoeffisienten mellom dem, og ved å beregne Mann-Whitney observatoren. Hvis vårflommer og høstflommer statistisk sett er like, kan det tyde på at vedkommende vassdrag hører til årsflomregionen. Det ble funnet at Mann-Whitney observatoren med fordel kan brukes i slike undersøkelser.

5. DATAGRUNNLAG FOR NEDBØRFELT-PARAMETRE

5.1 Innledning

En hovedmålsetting i arbeidet med regional flomfrekvensanalyse er å finne en metode som gir frekvensbestemt flomavløp i vassdrag der hydrologiske observasjoner mangler eller er ufullstendige ("umålte" vassdrag). Feltet selv har imidlertid en rekke egenskaper og elementer som påvirker avløpsforholdene (størrelse, relieff, dreneringssystem, skog og snaufjell, myr, innsjøer, osv.). Disse kan identifiseres og kartlegges, og gis vekt etter hvilken innflytelse de har i å omforme meteorologiske inngangsdata til avløp som er karakteristisk nettopp for dette vassdraget.

Det er flere analysemetoder som kan anvendes for å utlede flomavløpskarakteristika i "umålte" vassdrag. Det kan være empiriske flomformler basert på rent hydrauliske betraktninger, den rasjonelle formel, syntetiske enhetshydrogram, syntetiske matematiske modeller, osv. (jfr. Bruce & Clarke 1969, Gray 1970). De fleste metodene forutsetter at et gitt sett av meteorologiske inngangsdata "følges" gjennom feltet. Skal avløpet bli frekvensbestemt, må også inngangsdataene være det. Mangler denne forutsetning, får også metodene begrenset anvendelsesgyldighet.

I dette arbeidet er det derfor foretrukket en statisktisk utvalgs- eller korrelasjonsanalyse av avløpsforholdene i et stort utvalg "målte" vassdrag. En slik framgangsmåte forutsetter ingen frekvensgitte meteorologiske data, men tar sikte på å utlede det innbyrdes samband mellom ulike nedbørfelts forskjellige egenskaper, og egenskaper ved feltenes frekvensgitte flomavløp. Forutsetningen er at slik de "målte" vassdragene synes å oppføre seg, slik bør også de "umålte" vassdrag gjøre det så sant de ikke avviker for mye fra de "målte".

5.2 Krav til data og utvalg.

Ved en statisktisk utvalgsanalyse kommer følgende kvalitetskrav i tillegg til de som allerede er stilt til de hydrologiske grunnlagsdata:

Utvalget "målte" vassdrag må ha et bredt og representativt spredningsmønster for klima og avløpskarakteristika.

Alle egenskaper og elementer i nedbørfeltet som influerer på avløpsforholdene, må kunne bli identifisert og kvantifisert.

Skal utvalget deles opp og behandles særskilt innenfor områder eller regioner, kommer ytterligere krav inn:

Utvalget "målte" vassdrag må være representativt for det området de skal representere.

Hvert område eller region må være representert av et tilstrekkelig antall vassdrag.

I forsøkene på å tilfredsstille kravene til utvalgets størrelse, er øvre grense definert av NVE's stasjonsnett og de krav til observasjonsperiode, datakvalitet og reguleringsinngrep som er satt i kapittel 4. Deler av Vestlandet og Nordland blir tilsynelatende godt dekket. En god dekning er nødvendig her pga. store regionale gradienter i både klima- og avløpsforhold. Det mindre utvalg vassdrag i lavere deler av Østlandet, Midt-Trøndelag og Finnmark vil her begrense muligheten av en eventuell videre oppdeling i områder.

Det må vurderes om NVE's stasjonsnett og dermed utvalget av "målte" vassdrag er representativt for det området de skal representere. De kriterier som NVE har lagt til grunn for valg av målesteder faller ikke alltid sammen med de mer statistisk avhengige kriterier. Utvalget er ikke blitt underkastet noen representativitetstest, men det bør pekes på at hele 88 av de 177 vannmerkene er plassert i eller umiddelbart nedenfor innsjøer. Dette skyldes hensynet til isoppstuing og et stabilt profil, men samtidig er også utvalget styrt av hensynet til adkomst, regulering, osv. Alt dette er med å gi en skjev fordeling av f.eks. effektiv sjøprosent (a_{SE}) (fig. 5.1). Fordelingen er styrt av utvalgskriterier som gjør at den vil avvike fra en statistisk slumpfordeling bare styrt av de fysiografiske forholdene omkring i landet. Nå kan det innvendes at "innsjøvannmerkene" også har felt med et forventet stort absolutt innsjøareal. Til en viss grad er nok dette tilfelle (fig. 5.2), men uten at det er nok til å oppveie skjevheten i a_{SE}.

Rene skogvassdrag er en "mangelvare" i det totale utvalget (fig. 5.3). Det kan delvis sees i sammenheng med at små og homogene felter (under 20 - 30 km^2) er dårlig representert, og at de fleste innlandsvassdragene har såpass stor medianhøyde at arealandelen over skoggrensen av den grunn blir høy.

Under forutsetning av at prediksjonslikningene brukes med forsiktighet på atypiske vassdrag og små felt, synes ikke disse avvikene å bidra med noen vesentlig del av den usikkerhet som må påregnes i en slik analyse. Usikkerheten må snarere føres tilbake til kvaliteten av de hydrologiske data, frekvensbestemmelse av ekstremverdier, relevansen av valgte nedbørfeltkarakteristika og de statistiske metodenes effektivitet i å gi en tilfredsstillende prediksjonslikning.

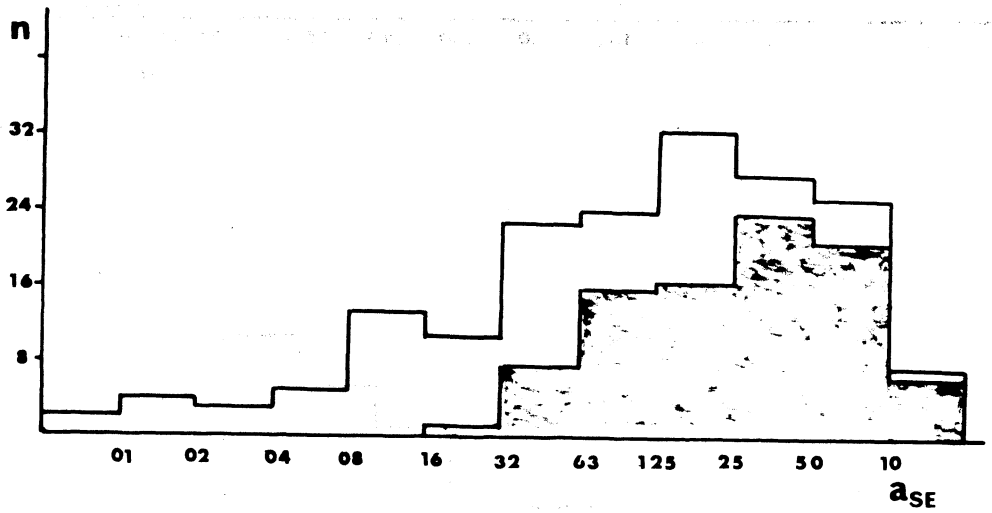


Fig. 5.1 Frekvensfordeling av effektiv sjøprosent (a_{SE}) for det totale utvalg vassdrag. Skravert er frekvensfordelingen av a_{SE} for "innsjøvannmerker".

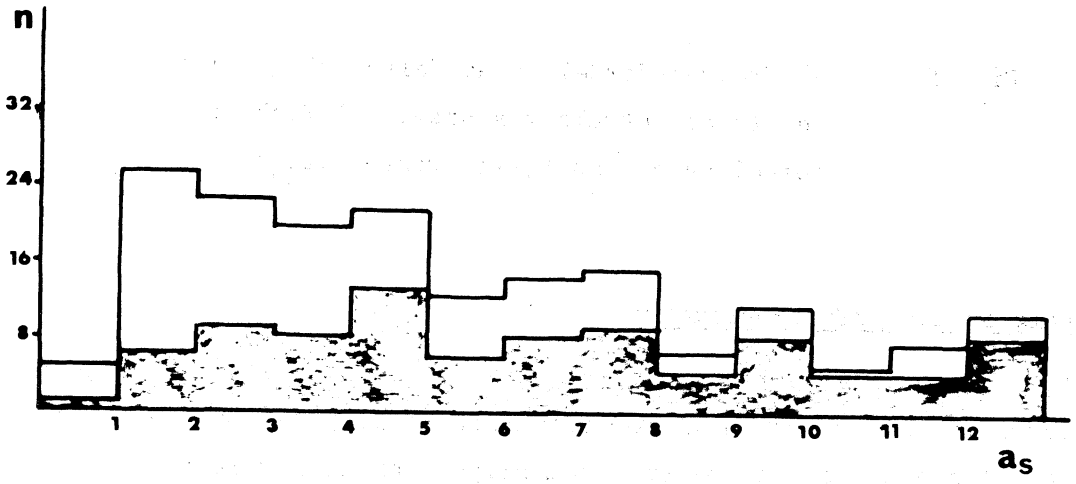
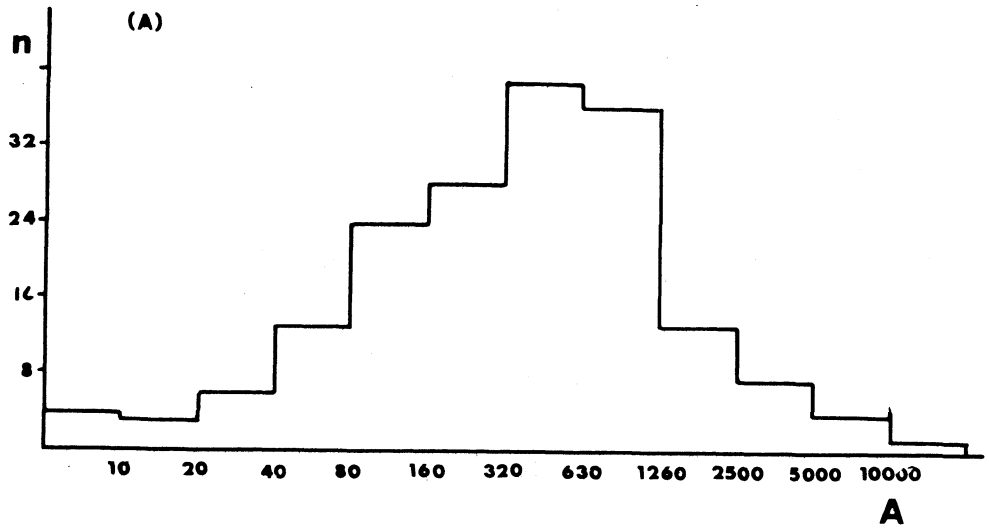


Fig. 5.2 Frekvensfordeling av sjøprosent (a_S) for det totale utvalg vassdrag. Skravert er frekvensfordelingen av a_S for "innsjøvannmerker".



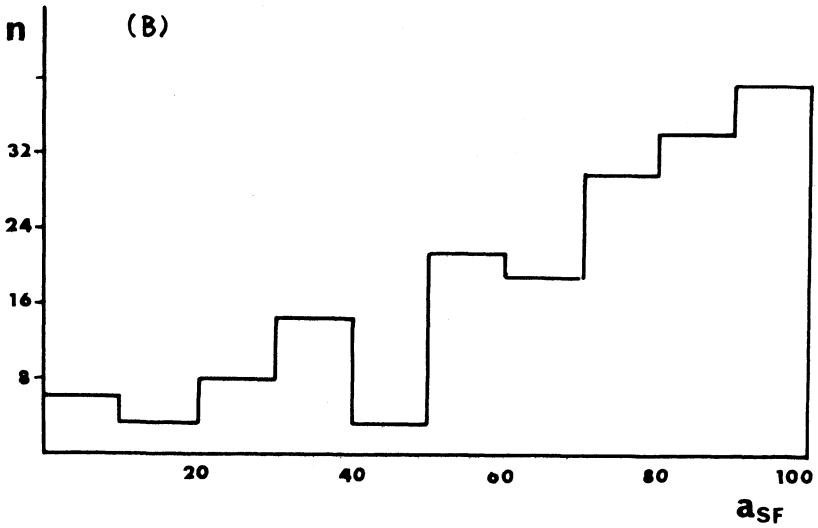


Fig. 5.3 A) Frekvensfordeling av feltareal (A) for det totale utvalg vassdrag. B) Frekvensfordeling av snaufjellsprosent (a_{SF}).

5.3 Utvalg av nedbørfelt-parametre.

Valg av nedbørfelt-parametre er vanskelig. Dette skyldes at i en generell deterministisk avløpsmodell for flomavløp (fig. 5.4) forutsettes at nedbørfeltet fungerer som en operator som griper inn i, påvirker, fordeler, viderefører og til slutt avgir et gitt sett inngangsdata som en utgangsvariabel. Inngangsdata kan være en tidsavhengig regnvanns- eller smeltevannssekvens P(t), mens den utgangsvariable kan være en flomsekvens Q(t) ved målestedet. At modellen er deterministisk betyr at det for ett sett av inngangsdata svarer

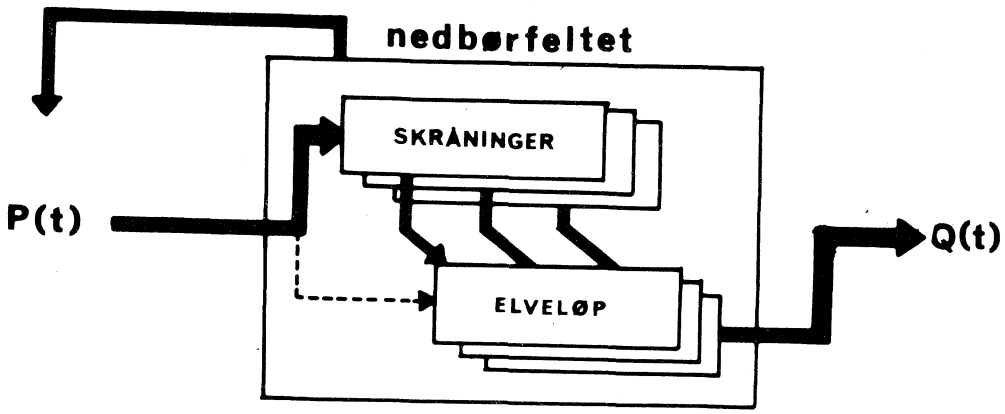


Fig. 5.4 Enkel deterministisk avløpsmodell valgt som idémodell for nedbørsfeltets innflytelse på flomavløp i en statistisk utvalgsanalyse.

bare en utgangsverdi, og at det lar seg gjøre å etablere sammenhengen mellom inngangs- og utgangsdata uten bruk av stokastiske elementer. Det er imidlertid ingen ting i veien for at også en stokastisk modell kan anvendes.

Siden en her har valgt en regresjonsanalyse som den beste løsning for å få en rask og praktisk anvendbar metode for "umålte" vassdrag, vil undersøkelsen måtte bygge på avløpsdata fra et stort og heterogent utvalg av vassdrag. Dermed har en sett bort fra muligheten av å anvende modeller som forsøker å beskrive struktur, funksjon og prosesser i nedbørfeltet. Feltet betraktes istedet som en svart boks der struktur og funksjonsoppdeling er ukjent. Hvert felt har imidlertid en rekke identifiserbare egenskaper og elementer som er av betydning i hydrologisk sammenheng. Disse kan kartlegges og gis en verdi som konstanter eller parametre for hvert felt.

N e d b ø r f e l t - p a r a m e t r e n e har dermed som funksjon å erstatte feltets struktur og de mer eller mindre felt- og naturbetingete prosessene i vassdraget. Avløpsprosessene må være grunnlaget for å utlede avløpsforholdene. Ideelt sett bør nedbørfelt-parametrene derfor ikke bare være prosess-erstattere, men de bør også kunne svare for prosessenes tildels kompliserte innbyrdes avhengighet og variasjonsmønster. Dette kan innebære at én og samme feltegenskap påvirker flere prosesser samtidig. Men det betyr også at innflytelsen fra flere egenskaper (parametre) hverken er stabil i tid eller fordelt slik i feltet (rommet) at en gjennomsnittsverdi gir en tilstrekkelig god beskrivelse. En kombinasjon av både tids- og romavhengighet er også mulig.

Selv om det er umulig å tilfredsstille alle disse ønskemålene, ligger den vanskeligste oppgaven likevel i selve kriteriet for valg. En kjenner ikke i detalj alle de feltegenskaper og -elementer som er av betydning, eller hvilken innflytelse hver parameter har i forhold til andre. En stilles egentlig overfor det problem å bedømme resultatet før beregningsprosedyren har startet. Derfor er det vanlig å ta utgangspunkt i så mange parametre og karakteristika som mulig. Dette sett av nedbørfelt-parametre (F_1, F_2, F_3, ..., F_n) inneholder forhåpentligvis derfor også de egenskapene som vi med hjelp av statistiske metoder og hydrologisk kunnskap forsøker å finne fram til.

Mange av de problemstillingene som er reist her, hører mer inn under et omfattende vitenskapelig tolkningsarbeid enn utvikling av empiriske og praktisk anvendbare flomformler. Problemene er presentert fordi det er reist innvendinger mot bruk av regresjonsanalyse i hydrologi. Denne kritikken synes ofte faglig vel fundert (Amorocho & Hart 1964). Det er forfatterens mening at ikke alt sammen er like berettiget. Ulike arbeider og hydrologiske analysemetoder har ulike anvendelsesområder. De har også ulike ambisjonsnivå i å beskrive avløpsforholdene. Formålet med denne analysen er å gi et verktøy for beregning av forventet ekstremflom i "umålte" vassdrag. Andre formål krever bruk av mer avanserte modeller eller direkte målinger i felt. Den tilgang man her har på data, samt formål og anvendelsesområde, tilsier at en velger en enkel metode framfor en mer komplisert og tidkrevende.

5.4 Valg av klima-parametre.

Ved prediksjon av frekvensbestemt flomavløp vil ikke inngangsdataene være en eller flere klima- eller nedbørsekvenser, men resultatet av en tilsvarende frekvensbestemmelse av de klimaelementene som viser seg betydningsfulle for ekstremflom. Det fordres at det i likningene også knyttes klimaparametre (K_1, K_2, K_3,....K_m) som sammen med nedbørfelt-parametrene utgjør de uavhengige variable i likningssettet for bestemte avhengige avløpsverdier (q_i):

$$q_i = f_i(K_1, K_2, K_3, \ldots, K_m, F_1, F_2, F_3, \ldots, F_n)$$

I tilsvarende analyser i hydrologisk litteratur har disse klima-parametrene vært parametre for nedbørsum i bestemte perioder, foregående nedbør eller markfuktighetsindekser, frekvensbestemt nedbørintensitet, varmesummer, representative middelverdier, osv. Overført på norske forhold vil slike parametre erfaringsvis måtte kreve et stort forarbeid med arealmiddelberegning og terrengkorreksjon for å bli tilstrekkelig representative for hvert vassdrag.

De vil heller neppe bli like representative overalt, og mange vassdrag vil måtte utelukkes pga. mangel på overførbare data.

Alternativt kan vassdragene bli gruppert innenfor klimatisk sett homogene regioner. Dette forutsetter imidlertid at regionene er definert i henhold til de klimafaktorene som har betydning for flom. En slik regionalisering er ikke utført, men er nå tatt opp til videre behandling.

En kan istedet velge karakteristiske avløpsverdier på måneds- eller årsbasis som mål på feltets klimaregime. Samtidig tas hensyn til at enkelte nedbørfelt-parametre (høyde, relieff, orientering) også påvirker verdien av en rekke av de klimatiske forutsetningene (fig. 5.4). Regionene blir ikke bare hydrologiske, men også klimatiske regioner.

5.5 Kriterier for definisjon og valg av parametre.

Det er ikke mulig å gi noen enkel oppskrift på hvilke parametre som bør være med. Det kommer an på hvilke avløpsforhold som undersøkes, under hvilke klimaforhold resultatene er utarbeidet, hvilken type nedbørfelt som betraktes, størrelsen av feltene, osv. Valget må derfor bygge på erfaring, samt på andre arbeider der det er gjort en tilsvarende analyse. Det er bedre å ta med for mange parametre enn for få.

Premissene for valg av uavhengige parametre er som følger:

Parametrene skal ha betydning for prosessene i vannets kretsløp.

Parametrene må gjengi lett identifiserbare egenskaper i feltet.

Parametrene må ikke være for arbeidskrevende å utlede.

Parametrene må la seg utlede fra eksisterende kartverk.

I oversikten over parameterverdier og -definisjoner som gis i tabellene 5.1, 5.2 og 5.3 ÷ 5, er utvalget blitt begrenset i forhold til hva som hadde vært maksimalt ønskelig. Det er to årsaker til det. For det første er visse parametre for arbeidskrevende å utlede når analysen skal omfatte så mange og store vassdrag. Dette gjelder markslagparametre, dreneringstetthet, dreneringssystemets hydrauliske egenskaper, vegetasjonstetthet, osv. For det andre er flere parametre så sterkt avhengig av kartkvalitet og -målestokk (f.eks. dreneringstetthet, myrareal) at de bare kan bli bestemt på de beste og mest konsistente kartene. Siden ikke hele landet er dekket av kart med

samme og tilstrekkelig gode kvalitet, kan ikke disse parametres betydning for ekstremflom bli testet over hele landet. De er derfor utelatt.

Med et slikt utgangspunkt er det nødvendig å være forsiktig med bruk av prediksjonslikningene i "umålte" vassdrag der f.eks. myrareal, løsmassedybde og -type, berggrunn (karstfenomener), jordbruksareal og urbaniseringsgrad avviker sterkt fra en normalverdi for området.

Forsiktighet må også utvises i de tilfeller der vassdragene har ekstremverdier for andre nedbørfelt-parametre som er testet (f.eks. feltareal, effektiv sjøprosent, relieff).

Man bør alltid foreta et grundig studium av vassdraget. Opplysninger som hypsometriske kurver, markslag og arealdekning, løsmasser, berggrunn og vegetasjon er et nødvendig supplement til mer kvantitative metoder for å bedømme avløpsforholdene i feltet.

5.6 Kartgrunnlag.

Det finnes flere offisielle kartserier som kan være grunnlag for en analyse. Det er imidlertid bare en serie som dekker hele landet; M515 eller M1501 i målestokk 1: 250 000. Dette er ikke konsistente kart, men bygger på eksisterende kartverk. En kvalitetsangivelse er gitt i tegnforklaringen på hvert kart.

Landets hovedkartverk fram til 1954 var rektangel- eller gradteigskart i målestokk 1:100 000. Landsdeler som ikke omfattes av disse kartene er Hardangervidda og en stripe sørover til midtre deler av Agderfylkene, Møre og Romsdal, Nordre Sogn og Fjordane, Nordvest-Oppland og Øst-Troms. Kartene har imidlertid høyst ulik kvalitet. Mange av de eldste rektangelkartene, særlig over Østlandet, Trøndelag og Finnmark, er for unøyaktige for en skikkelig kartanalyse. Derimot har de nyeste gradteigskartene en kvalitet som nesten er på høyde med den nye fotogrammetriske kartserien M711 i målestokk 1:50 000.

M711-kartene er de mest konsistente av våre nåværende kartserier. Vi ser da bort fra de eldste utgavene som bare var forstørrelser av eksisterende 1:100 000-kart. Serien skal med tid omfatte hele landet, men dekker ennå ikke midtre deler av Sør-Norge, deler av Vestlandet fra Stavanger til Florø, Nord-Trøndelag fra nordlige deler av Vefsna til Øst-Troms (unntak meste-

parten av Ranas nedbørfelt), og mye av Finnmark. En oversikt over kartdekning fås ved henvendelse til Norges Geografiske Oppmåling (NGO).

Kartanalysen bør derfor støtte seg til nyere gradteigskart og M711-serien. For de parametre (f.eks. midlere feltgradient R_K) som viser sterk målestokkavhengighet, er det imidlertid brukt høydekurvegjengivelse i M515/M1505-serien. Dette er gjort for at parameteren skal bli like representativ for alle vassdragene uansett kartgrunnlag.

Som supplement til kartanalyse bør også nevnes bruk av fjernanalyse ved hjelp av flyfoto. Dette krever imidlertid tolkningserfaring. De fleste flyfoto er av nyere dato, og kan derfor gi nyttige opplysninger om arealdekning (skog, jordbruk, breareal, løsmasser, sjø- og myrarealer, osv.) som enten kan ha forandret seg siden kartet ble utgitt eller som ikke er tilstrekkelig godt gjengitt på eldre kart. Økonomiske kart og spesielt konstruerte og synfarte orienteringskart gir den beste terrenggjengivelsen. Disse er ikke blitt tatt i bruk her, fordi de ennå har for liten deknings-prosent av landets areal. For enkeltvassdrag kan de være verdifulle, og prinsippet må være at for parametre som ikke er målestokkavhengige, benyttes de beste tilgjengelige kartserier (eller flyfoto).

5.7 Datapresentasjon.

Tabellene 5.1, 5.2 og 5.3 - 5 gjengir det utvalget av parametre som har blitt testet. Tabell 5.1 viser de uavhengige parametre som opprinnelig ble tatt med i analysen. Tabell 5.2 gir definisjon av og bestemmelsesnøkkel for de parametre som er av betydning for analysen. Tabellene 5.3, 5.4, 5.5 viser parameterverdiene for feltene fra kyst- bre- og innlandsregionene. Tabellene er et utvalg av en større oversikt over nedbørfelt- og klima-parametre som forfatteren har utarbeidet for å utføre en mer omfangsrik vitenskapelig analyse og tolkning av nedbørfeltets innflytelse også på andre avløpsforhold enn ekstremflom. Her vil også interkorrelasjonstester, representativitet av datamaterialet, osv. bli tatt opp.

Tabell 5.1

"UAVHENGIGE" PARAMETRE SOM OPPRINNELIG BLE TATT MED I ANALYSEN

Parametre som har vist seg å være relevante i en eller flere regioner er understreket og gitt en mer utførlig beskrivelse i tabell 5.2. Der er også feltarealet A tatt med.

Beliggenhet og klima			
1.	NB	°GM	Vannmerkets koordinater; nordlig bredde.
2.	ØL	°GM	Vannmerkets koordinater; østlig lengde.
3.	OR	-	Feltets orientering; midlere hellingsretning (N,NØ,Ø,SØ,...)
4.	H_{50}	m	Feltets medianhøyde bestemt fra hypsografisk kurve.
5.	q_N	$l/s \cdot km^2$	Midlere spesifikt årsavløp 1930 - 1960.
Dimensjon			
6.	A	km^2	Feltareal
7.	L_e	km	Hovedelvas lengde forlenget til vannskillet.
8.	L_m	km	Midlere dreneringslengde bestemt ved punktsampling fra punktnett.
9.	L_{ca}	km	Avstand fra utløp til feltets dreneringstyngdepunkt.
10.	L_F	km	Feltaksens lengde.
Arealdekning			
11.	a_{SF}	%	Areal snaufjell.
12.	a_B	%	Areal bre.
13.	a_s	%	Areal innsjø.
14.	a_{SE}	%	Effektiv sjøprosent.
Relieff			
15.	H_{50}	m	Høydeforskjell mellom 25 og 75% passasjen på feltets hypsografiske kurve.
16.	ΔH	m	Totalt relieff; maksimal høydeforskjell.
17.	R_F	m/km	Relieff-forhold; = H/L_F
18.	R_K	m/km	Midlere feltgradient.
Løpsgradient			
19.	S_T	m/km	Hovedløpets gradient.
20.	S_{TE}	m/km	Hovedløpets gradient målt som S_T fratrukket innsjøer.
21.	S_{75}	m/km	Hovedløpets gradient målt som S_{TE} fratrukket øverste 25% av lengden.
22.	S_{60}	m/km	Hovedelvas gradient målt som S_{TE} for midterste 60% av lengden.

(frts.)

(frts.)

Feltform

23. F - Formforholdet; $= 100A/L_F^2$

24. C - Sirkularitet; $= 400 \cdot \pi \cdot A/P^2$ der P = feltomkrets i km.

Dreneringsnett

25. L_{ca}/L_e -

26. L_m/L_e -

27. CV_{Lm} - Variasjonskoeffisienten for L_m.

Tabell 5.2

DEFINISJON OG BESTEMMELSESNØKKEL FOR RELEVANTE PARAMETRE

q_N Midlere spesifikt årsavløp (l/s km^2) beregnet for normalperioden 1930-60. Bestemmelsen avhenger av om det er hydrologiske observasjoner fra feltet og hvor langt tidsrom disse eventuelt omfatter:

Når normalperioden 1930-60 er registrert, bestemmes q_N av det observerte datamaterialet.

Når det foreligger mer enn fire års avløpsserie, bestemmes q_N ved å sammenlikne årsavløpet med ett eller flere nærliggende vannmerker med registrert normalperiode. Den kan også beregnes ved bruk av formelen

$$\frac{Q_{A,X}}{Q_{A,F}} = \frac{Q_{B,N}}{Q_{B,F}}$$

Her betegner $Q_{B,N}$ vannmerke B's normalavløp, $Q_{A,F}$ og $Q_{B,F}$ midlere avløp fra henholdsvis vannmerke A og B i fellesperioden F, og $Q_{A,X}$ det ukjente normalavløpet ved vannmerke A.

Når det er mindre enn fem års avløpsregistrering, må q_N bestemmes som ovenfor. Resultatet må vurderes meget nøye og sammenliknes med verdien isohydat-kartet gir.

Når det ikke er noen avløpsregistrering, må q_N bestemmes ut fra isohydatkart.

I tabell 5.6 er det vist de isohydat-kart som er utarbeidet i Norge pr. 18.10.77.

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 til-

(frts.)

(frts.)

feller 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_{SF} Areal snaufjell i % av feltarealet. Måles ved hjelp av planimeter på kart, og omfatter areal over angitt skoggrense eller arealer som på kartet ikke er definert som skog, jordbruks- eller tettstedsområder. En bør forvente en del usikkerhet i verdiene i tabell 5.3 - 5, da mange av verdiene er bestemt ved bruk av kart M515 1:250 000.

a_B Areal bre i % av feltarealet. Dataene i grunnlagsmaterialet er hentet fra breatlas (Østrem & Ziegler 1969, Østrem, Haakensen & Melander 1973). Disse verdiene er målt på relativt nye flyfoto henholdsvis 1958-1968 for Sør-Norge og 1952-1972 for Nord-Norge. Brearealet er en ikke tidsstabil parameter fordi breenes størrelse har variert tildels kraftig gjennom siste 100 års periode. Selv ikke dataene i breatlasene er helt konsistente. Mange av de eldre rektangelkartene i 1:100 000 vil derfor vise et lite representativt breomriss i forhold til dagens areal. For å oppnå best mulig samsvar med data som er anvendt i utgangsmaterialet, må a_B bli bestemt på kart M711 1:50 000 eller på flyfoto.

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. I tabell 5.3 - 5 er a_S gitt med to tellende sifre.

a_{SE} Effektiv sjøprosent (%). Definisjon: $a_{SE} = 100 \cdot (A_i \cdot a_i)/A^2$ 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 tabell 5.3 - 5 er a_{SE} gitt med bare to tellende sifre.

(frts.)

(frts.)

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. Datamaterialet fra Søgnen og det i tabell 5.3 vil derfor ikke stemme overens for vassdrag med liten a_{SE}-verdi.

ΔH Totalt relieff eller maksimal høydeforskjell (m); høydeforskjellen mellom målested og høyeste punkt i feltet.

R_K Midlere feltgradient (m/km). Definisjon: $R_K = \Delta h \cdot \Sigma L_i / 10A$ der Δh = ekvidistanse eller høydeforskjell (m) mellom høydekurver, og L_i = lengde (km) av høydekurve i. Lengden av en høydekurve gjengitt på kart er i meget stor grad avhengig av kartets målestokk. Fordi kartserien M515 eller M1501 i 1:250 000 er den eneste som dekker hele landet, er ΣL_i derfor beregnet på dette grunnlag.

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

F Form-faktor; $F = 100A/L_F^2$, Krav til bestemmelse faller sammen med tilsvarende krav til A og L_F.

Tabell 5.3

DATAGRUNNLAG KYSTREGIONEN

Vmnr	q_m	ÅRSFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	A	L_F	a_B	a_{SF}	a_{SE}	a_S	ΔH	R_K	S_T	F
	1/skm²	1/skm²	-	-	-	km²	km	%	%	%	%	m	m/km	m/km	-
514- 0	31	135	-0.13	.53	-0.04	292	27.0	0	1	5.40	8.30	405	14	8	41
560-11	46	313	-0.05	.31	-0.13	211	29.0	0	35	1.80	6.30	600	17	16	26
568- 0	87	489	-0.06	.35	-0.15	626	48.0	0	81	1.60	8.30	968	26	16	27
574- 0	50	392	-0.07	.35	.73	134	17.0	0	40	.39	5.10	419	10	17	46
580- 0	70	402	-0.15	.54	.42	502	37.0	0	91	1.10	6.10	1175	24	26	37
586- 0	94	686	-0.08	.38	1.23	134	23.0	0	65	6.20	8.10	1243	32	39	25
603- 0	129	427	-0.01	.17	-0.51	4	2.3	0	74	16.00	20.00	230	31	90	79
635-11	56	225	-0.03	.26	.51	40	11.0	0	22	10.00	12.00	755	27	61	33
651-11	59	401	-0.03	.24	.42	84	20.0	0	38	2.80	7.30	697	8	14	20
653- 0	51	337	-0.08	.40	.48	238	24.0	0	37	4.40	6.40	1037	18	20	41
680- 0	59	604	-0.04	.27	.42	216	23.0	0	75	.96	5.40	536	14	15	41
685- 0	52	646	-0.09	.41	.72	235	21.0	0	44	1.20	4.40	579	14	21	50
698- 0	95	951	-0.05	.32	-0.12	196	19.0	3.0	97	.57	4.90	1241	26	47	55
699- 0	79	789	-0.06	.34	.11	150	20.0	0	84	3.90	7.30	967	21	30	39
703- 0	62	641	-0.13	.51	.11	475	32.0	0	55	1.30	7.00	1117	19	36	46
706- 0	112	975	-0.06	.36	.18	44	13.0	0	83	8.50	10.00	935	34	64	28
714- 0	115	982	-0.05	.31	.52	17	4.3	0	71	5.60	10.00	1065	42	164	89
730- 0	70	412	-0.07	.36	.65	72	11.0	0	75	9.30	13.00	1129	47	67	59
734- 0	30	180	-0.07	.36	-0.15	230	19.0	0	52	3.90	11.00	1407	26	33	63
751- 0	91	796	-0.03	.26	-0.15	30	7.6	0	65	1.80	7.30	966	39	26	57
866- 0	140	852	-0.04	.27	.65	32	7.1	.1	82	6.90	7.50	1299	40	156	63
878- 0	84	462	-0.04	.30	.18	210	21.0	0	50	4.30	8.40	1079	28	23	49
902- 0	28	156	-0.07	.39	-0.39	161	20.0	0	28	7.50	10.00	545	12	12	39
919- 0	85	851	-0.08	.37	.89	60	14.0	0	74	.36	3.20	621	25	31	32
923-11	42	366	-0.12	.50	.25	39	24.0	0	56	4.30	8.00	216	5	22	38
925- 0	99	1160	-0.07	.35	.57	46	16.0	0	51	1.90	3.00	907	33	54	18
928-12	40	196	-0.02	.22	.01	34	6.2	0	100	8.30	9.40	226	9	27	88
931- 0	58	209	-0.01	.15	-0.20	7	4.9	0	62	14.00	16.00	440	16	18	28
950- 0	44	212	-0.04	.29	-0.06	8	4.7	0	38	16.00	20.00	195	9	21	38
955- 0	79	458	-0.03	.23	-0.03	21	7.4	0	97	6.80	11.00	456	30	52	38
1107- 0	87	1208	-0.22	.69	-0.06	88	14.0	4.4	82	1.50	1.50	1476	42	97	53

Tabell 5.4

DATAGRUNNLAG BREREGIONEN

Vmnr	q_m	ÅRSFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	A	L_F	a_B	a_{SF}	a_{SE}	a_S	ΔH	R_K	S_T	F
	1/skm²	1/skm²	-	-	-	km²	km	%	%	%	%	m	m/km	m/km	-
294-11	33	241	-0.05	.33	.25	817	41.0	11.6	89	.10	1.90	2077	31	29	48
415- 0	26	195	-0.04	.31	-0.07	3979	101.0	5.1	83	.64	2.90	2116	23	6	39
590- 0	75	906	-0.10	.42	.88	80	13.0	6.3	71	1.10	3.50	1580	32	96	46
591- 0	79	605	-0.06	.34	.25	470	27.0	8.0	79	1.20	2.00	1526	29	36	66
611- 0	56	415	-0.03	.25	.08	346	30.0	11.0	93	.24	4.10	2053	39	41	40
613- 0	84	305	-0.02	.18	.21	366	37.0	23.0	81	4.70	4.90	1771	41	42	26
616-12	93	430	-0.02	.19	.14	196	29.0	9.8	85	5.30	8.00	1654	37	39	24
617-11	77	329	-0.05	.31	-0.33	367	34.0	7.5	70	8.60	9.50	1440	36	41	35
621-11	80	370	-0.04	.29	-0.87	210	21.0	36.0	81	3.50	4.10	1919	36	84	47
622-11	63	324	-0.03	.26	-0.25	260	22.0	30.0	83	4.00	4.20	2032	35	81	49
717- 0	51	357	-0.04	.28	.69	790	41.0	5.1	74	.01	.69	1630	22	22	47
718- 0	64	668	-0.05	.30	1.06	195	23.0	6.6	87	.16	3.40	1405	31	42	37
741- 0	36	356	-0.04	.30	.02	404	27.0	8.2	97	.52	4.30	1803	28	32	57
747- 0	50	499	-0.30	.66	1.86	19	5.7	22.0	100	7.30	8.60	832	36	110	62
867-12	27	300	-0.07	.36	.71	474	36.0	9.4	94	4.40	7.90	1429	29	17	36
916- 0	36	215	-0.05	.31	.29	950	42.0	5.6	92	.47	3.10	1402	28	12	54
962- 0	123	791	-0.06	.34	-0.28	85	11.0	38.0	97	1.10	4.90	1654	31	88	70
992-12	36	359	-0.09	.41	.83	155	21.0	19.0	89	.10	1.60	1879	37	47	34
1121-11	82	525	-0.04	.28	-0.15	335	24.0	39.0	91	.28	3.60	1955	27	47	58

Tabell 5.5

DATAGRUNNLAG INNLANDSREGIONEN

Vmnr	q_m	VÅRFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	HØSTFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	A	L_F	a_B	a_{SF}	a_{SE}	a_S	ΔH	R_K	S_T	F
	1/skm²	1/skm²	-	-	-	1/skm²	-	-	-	km²	km	%	%	%	%	m	m/km	m/km	-
370- 0	24	249	-0.06	.35	.27	115	-0.17	.67	-1.50	915	54.0	0	38	.00	.28	632	9	7	31
373- 0	16	74	-0.05	.30	.31	55	-0.10	.47	-0.72	4375	144.0	0	28	2.40	9.30	1407	9	3	21
374- 0	19	137	-0.08	.38	-0.15	42	-0.15	.56	-0.72	394	43.0	0	27	3.10	3.50	737	11	11	21
380-11	22	93	-0.27	.51	.01	65	-0.20	.70	-1.54	361	29.0	0	2	.49	7.80	335	6	9	44
383- 5	24	192	-0.04	.28	-0.34	72	-0.09	.43	-0.25	830	42.0	0	57	5.50	11.00	886	10	5	49
386- 0	15	104	-0.04	.28	.49	42	-0.17	.61	-0.31	8842	164.0	0	51	.08	2.40	1929	13	3	33
400- 0	22	163	-0.06	.35	-0.07	73	-0.13	.54	-0.47	455	34.0	0	77	1.20	1.30	1483	24	25	39
402-11	15	119	-0.07	.36	.71	43	-0.13	.54	-0.50	1180	63.0	0	36	.45	.78	1162	12	9	30
410- 0	13	102	-0.07	.37	.27	62	-0.17	.69	-1.77	1625	70.0	0	3	.11	1.20	276	6	5	33
411-11	18	181	-0.05	.34	-0.15	57	-0.20	.61	.59	1687	88.0	0	73	.07	.71	1664	17	17	22
413-11	45	307	-0.04	.27	-0.02	134	-0.10	.46	.05	127	19.0	0	100	6.00	11.00	959	28	19	35
418- 0	29	160	-0.06	.35	.08	106	-0.17	.59	.28	1468	66.0	4.6	73	.45	3.30	2104	22	14	34
423-11	16	194	-0.12	.49	-0.08	125	-0.36	.96	-0.96	865	50.0	0	25	.04	1.40	1333	13	11	35
437- 0	17	166	-0.07	.37	-0.03	87	-0.30	.90	-1.32	561	46.0	0	35	.33	3.40	1289	10	17	27
438-11	20	147	-0.11	.49	-0.28	131	-0.37	.91	-0.09	60	16.0	0	1	2.90	7.40	734	9	41	24
439-11	13	63	-0.11	.49	-0.16	55	-0.39	1.08	-1.59	111	18.0	0	1	1.80	1.80	567	8	18	36
441-11	27	196	-0.06	.37	-0.18	80	-0.28	.69	1.00	493	28.0	0	78	3.70	7.30	1260	20	24	61
442-12	23	157	-0.06	.35	.12	70	-0.27	.74	.16	788	51.0	0	62	3.00	6.20	1360	19	17	30
455- 0	36	235	-0.05	.30	.59	106	-0.08	.38	.65	578	52.0	2.9	96	3.60	7.80	1169	13	12	23
456- 0	32	176	-0.04	.29	.06	105	-0.06	.36	-0.07	1709	73.0	1.0	78	1.00	6.70	1509	16	18	33
458- 0	22	123	-0.04	.29	.21	66	-0.12	.51	-0.14	5094	149.0	.4	56	.93	3.20	1804	14	6	23
464-11	25	121	-0.12	.54	-1.01	134	-0.20	.75	-1.56	132	14.0	0	1	2.20	2.90	367	9	15	65
476- 0	18	191	-0.06	.34	-0.25	96	-0.38	.95	-0.69	701	44.0	0	78	.37	2.70	1028	13	15	37
478- 0	22	247	-0.06	.35	.46	231	-0.19	.84	-3.98	155	21.0	0	30	.16	1.50	688	15	27	36
491-11	27	230	-0.11	.45	.75	220	-0.25	.85	-2.12	804	49.0	0	30	.23	3.40	1810	21	21	33
492- 0	25	229	-0.12	.47	.94	206	-0.24	.84	-1.98	218	26.0	0	16	1.20	5.60	1384	21	31	32
493-11	32	194	-0.08	.38	.26	146	-0.21	.77	-1.56	704	52.0	0	34	2.50	4.00	1425	24	16	26
494-11	38	237	-0.03	.23	.89	90	-0.10	.47	-0.56	799	69.0	0	67	6.10	9.20	967	19	12	18
496-11	42	223	-0.05	.30	1.56	146	-0.07	.38	-0.04	927	65.0	0	66	1.10	6.30	1240	20	15	22
530- 0	37	236	-0.05	.31	.48	250	-0.12	.51	-0.56	290	41.0	0	55	2.00	8.40	976	18	17	17
531- 0	34	167	-0.08	.39	.35	205	-0.13	.56	-0.73	1759	96.0	0	16	.54	5.10	1181	15	9	19
549- 0	46	271	-0.05	.34	-0.22	329	-0.08	.41	-0.70	405	46.0	0	75	1.80	4.90	1182	20	13	19
556- 0	58	294	-0.06	.35	.31	413	-0.07	.38	-0.39	265	31.0	0	61	3.30	6.00	782	20	17	28
561- 0	62	348	-0.03	.24	.12	329	-0.07	.39	-0.52	644	38.0	0	95	.78	2.80	736	16	12	45
562- 0	64	369	-0.04	.27	.15	354	-0.08	.43	-0.49	764	51.0	0	94	.69	3.30	835	19	11	29
563- 0	64	359	-0.04	.27	.42	324	-0.05	.34	-0.53	913	61.0	0	92	.49	2.80	1060	17	12	24
564- 0	58	264	-0.04	.27	.55	251	-0.07	.40	-0.37	1490	99.0	0	84	1.60	3.10	1250	19	9	15
581- 0	83	400	-0.04	.29	.23	486	-0.08	.39	.44	383	40.0	0	91	.82	7.40	1586	21	25	34
582- 0	68	309	-0.03	.23	-0.16	270	-0.07	.38	.09	1296	68.0	.5	84	2.50	4.70	1639	27	20	28
583- 1	69	378	-0.03	.25	.23	310	-0.07	.37	-0.19	503	36.0	1.3	95	1.60	2.50	1326	25	31	40
592- 0	45	300	-0.04	.30	.01	201	-0.10	.46	-0.56	237	29.0	.3	99	2.00	5.60	1568	19	35	29
598- 0	58	264	-0.03	.25	-0.10	273	-0.05	.32	.06	1058	47.0	0	63	.87	2.60	1590	29	25	48
601- 0	78	521	-0.03	.25	-0.59	738	-0.07	.36	.80	341	29.0	0	87	.60	4.60	1177	26	18	41
606-11	51	316	-0.04	.28	-0.28	286	-0.07	.41	-0.89	278	30.0	.5	87	.61	2.70	1760	30	40	28
607- 0	49	388	-0.05	.32	.08	220	-0.08	.41	.14	744	33.0	1.5	96	.44	5.80	1717	23	32	67
608- 0	30	288	-0.08	.39	.19	108	-0.14	.52	.15	553	25.0	0	91	.33	4.90	1418	23	28	89
609- 0	45	322	-0.04	.29	.38	216	-0.10	.44	.55	952	44.0	4.1	91	1.30	5.40	2402	34	38	50
615- 0	82	306	-0.03	.26	-0.34	314	-0.05	.32	.03	491	45.0	4.2	74	3.60	7.70	1804	36	24	25
619- 0	146	638	-0.08	.41	.15	858	-0.07	.39	-0.28	96	16.0	.8	86	4.10	12.00	1351	27	76	38
636- 0	34	278	-0.05	.31	-0.36	120	-0.13	.51	.47	1098	48.0	1.0	81	.05	1.20	1940	25	26	47
644- 0	40	322	-0.06	.35	-0.57	150	-0.10	.47	-0.19	335	31.0	.3	99	1.80	5.20	1886	29	42	37
646- 0	27	186	-0.03	.23	-0.35	90	-0.10	.47	-0.14	2437	67.0	.2	78	.07	1.70	2257	23	13	55
649- 0	60	465	-0.06	.35	-0.08	475	-0.10	.47	-0.20	203	20.0	0	86	.21	3.00	1586	33	61	49
651-11	59	360	-0.05	.32	.02	327	-0.04	.28	.02	84	20.0	0	38	2.80	7.30	697	8	14	20
658- 0	22	211	-0.04	.30	.43	83	-0.19	.67	-0.60	726	36.0	0	80	.03	1.30	1183	13	13	62
659- 0	21	205	-0.08	.40	.33	103	-0.17	.57	.32	2285	79.0	0	61	.01	.76	1507	15	9	34
660- 0	28	228	-0.11	.48	.05	132	-0.34	.87	-0.50	276	23.0	0	28	.64	2.80	1004	11	27	51
661- 0	26	236	-0.07	.37	.13	156	-0.16	.53	.65	3055	82.0	0	57	.01	1.20	1277	13	8	45
666- 0	42	291	-0.04	.28	.18	270	-0.10	.46	-0.47	489	40.0	0	67	2.10	6.90	1152	13	20	31
669-11	44	282	-0.05	.32	.23	254	-0.10	.48	-1.09	873	47.0	0	57	.26	2.40	1194	14	15	40
687-11	48	281	-0.03	.23	-0.16	116	-0.08	.41	-0.02	702	32.0	0	75	4.60	8.50	1263	13	14	67
688-12	45	236	-0.06	.39	-2.64	214	-0.06	.35	-0.20	3326	105.0	0	61	.49	5.70	1645	16	3	30
690- 0	34	125	-0.04	.29	-0.38	93	-0.05	.33	-0.07	475	36.0	0	39	14.00	23.00	847	16	7	37
697- 0	81	500	-0.05	.31	-0.02	468	-0.09	.43	.31	384	30.0	0	89	1.60	4.50	1004	20	21	43
701- 0	41	249	-0.02	.20	-0.83	180	-0.09	.42	.28	3647	86.0	.4	57	.22	4.20	1682	19	9	49
705-11	61	270	-0.03	.25	-0.13	263	-0.08	.41	-0.51	520	26.0	.3	55	2.90	5.00	1522	23	20	75
708-11	44	161	-0.03	.26	-0.03	95	-0.04	.27	-0.15	1500	49.0	1.1	58	11.00	15.00	1539	21	29	62
710- 0	55	245	-0.06	.39	-2.57	153	-0.09	.44	-0.61	273	31.0	0	72	6.40	12.00	1579	20	21	28
711-11	36	228	-0.07	.40	-0.31	134	-0.26	.70	.53	129	13.0	0	58	11.00	14.00	935	21	26	73
712- 0	45	362	-0.02	.21	.32	234	-0.14	.51	.56	1849	59.0	.3	87	.05	1.60	1694	20	15	53
716- 0	83	448	-0.09	.42	-0.04	503	-0.16	.58	-0.12	200	23.0	0	81	2.40	7.50	1193	22	42	38
719- 0	50	302	-0.11	.44	.77	276	-0.22	.68	-0.02	49	13.0	0	37	6.80	15.00	1105	25	42	31
720- 0	37	301	-0.06	.35	-0.73	210	-0.19	.64	-0.53	141	18.0	0	58	.78	4.20	684	15	20	42
727- 0	62	348	-0.03	.25	-0.37	317	-0.16	.59	-0.19	220	20.0	1.4	73	1.80	11.00	1318	24	51	53
728- 0	58	329	-0.03	.25	.22	304	-0.15	.56	-0.27	111	19.0	0	87	5.20	16.00	1210	24	42	32
729- 0	65	323	-0.03	.23	.34	242	-0.10	.45	-0.37	390	26.0	1.9	82	2.40	12.00	1503	32	28	58
738- 0	45	286	-0.03	.23	-0.26	172	-0.07	.38	-0.08	68	13.0	0	92	1.80	8.00	1489	38	63	45
739-11	36	306	-0.03	.24	.05	158	-0.15	.47	1.57	804	36.0	4.6	97	.67	5.70	1866	24	31	61
756- 0	37	250	-0.02	.21	-0.03	166	-0.14	.52	.15	580	38.0	.4	66	.71	2.10	1477	25	19	36
757-11	28	212	-0.03	.24	-0.18	71	-0.09	.44	-0.12	3140	76.0	.3	79	.10	1.80	1616	22	13	55

(frts.)

(frts.)

Vmnr	q_m	VÅRFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	HØSTFLOM $\bar{q}_{max}$	qml	sl	gl	A	L_F	a_B	a_{SF}	a_{SE}	a_S	ΔH	R_K	S_T	F
	l/skm²	l/skm²	-	-	-	l/skm²	-	-	-	km²	km	%	%	%	%	m	m/km	m/km	-
758- 0	22	164	-0.03	.25	.38	52	-0.09	.43	.15	1239	63.0	0	76	6.00	9.90	1252	16	8	29
760-11	35	215	-0.03	.26	.06	86	-0.06	.42	-0.28	2366	97.0	.4	72	1.70	5.20	1581	23	6	25
763-11	39	376	-0.07	.38	-0.29	70	-0.16	.58	0	151	22.0	0	83	.72	1.70	1141	27	39	32
764- 0	11	113	-0.08	.41	-0.45	19	-0.15	.54	.27	6262	136.0	0	70	.26	2.90	1067	5	2	34
765- 0	14	143	-0.06	.35	-0.03	18	-0.11	.47	.42	100	11.0	0	86	4.30	9.50	297	2	20	89
769-11	19	227	-0.09	.44	.05	34	-0.12	.48	.36	1100	59.0	0	89	.10	2.00	1139	9	7	32
770- 1	16	151	-0.04	.29	-0.21	30	-0.14	.52	.11	918	34.0	0	71	.13	2.10	1047	7	13	78
772- 0	11	128	-0.09	.41	.09	19	-0.10	.46	.06	14005	209.0	0	47	.01	1.20	1057	5	2	32
774- 0	10	93	-0.07	.39	-0.09	20	-0.16	.58	-0.01	2923	89.0	0	33	.49	6.50	446	2	1	37
784- 0	24	146	-0.07	.37	.37	41	-0.08	.41	-0.16	348	34.0	0	38	5.30	8.10	945	12	10	30
787- 0	31	239	-0.06	.35	.02	92	-0.13	.51	.07	448	34.0	0	59	4.20	6.20	1039	14	15	40
798-11	40	198	-0.02	.21	.77	122	-0.03	.27	.05	292	27.0	2.7	92	6.00	15.00	2127	20	43	40
814- 0	78	346	-0.02	.23	.04	333	-0.09	.46	-0.44	177	22.0	0	57	2.70	6.70	876	22	26	36
833- 0	46	165	-0.05	.30	.29	115	-0.09	.42	.79	1880	63.0	.9	56	7.10	12.00	1867	21	22	48
836-11	36	268	-0.03	.27	-0.33	123	-0.16	.64	-1.81	337	27.0	0	78	2.50	4.90	1083	17	12	46
844- 0	22	269	-0.07	.38	.02	53	-0.33	.76	.61	120	19.0	0	38	.19	2.40	405	9	15	35
846- 0	22	202	-0.04	.27	-0.09	43	-0.09	.42	.22	703	34.0	0	94	.16	3.60	734	6	12	59
848-11	24	345	-0.02	.22	-0.16	67	-0.17	.57	.43	174	27.0	0	91	.74	2.80	1028	11	23	23
854- 0	27	308	-0.03	.27	.07	102	-0.20	.63	.21	420	30.0	0	84	.10	2.20	1501	26	25	43
866- 0	140	627	-0.06	.36	.11	804	-0.04	.30	.19	32	7.1	.1	82	6.10	7.80	1299	40	156	63
868- 0	41	332	-0.05	.31	.01	169	-0.10	.43	.50	1141	35.0	2.4	93	.46	2.20	1861	15	22	79
872-11	51	279	-0.03	.23	.08	227	-0.11	.52	-0.91	107	10.0	0	53	8.10	9.90	1179	29	74	10
877- 0	44	359	-0.04	.29	.04	212	-0.14	.52	.18	361	25.0	0	99	.11	1.90	821	14	17	60
880- 0	21	171	-0.04	.29	.10	46	-0.11	.47	.08	780	72.0	0	57	3.50	9.10	1008	16	9	15
887- 0	19	204	-0.09	.44	-0.02	61	-0.29	.79	-0.17	117	19.0	0	69	1.40	1.50	867	9	20	35
895- 0	53	374	-0.04	.29	.32	538	-0.05	.34	-0.75	46	16.0	0	63	.32	2.80	580	20	29	17
929- 0	83	502	-0.03	.23	-0.47	619	-0.04	.31	-0.04	220	19.0	0	94	.94	6.70	940	25	24	59
946- 0	35	227	-0.04	.28	.58	189	-0.12	.46	.49	852	74.0	0	51	2.10	6.70	1245	15	7	16
956- 0	21	259	-0.10	.46	.20	66	-0.18	.56	.48	785	41.0	.3	91	.02	.64	1738	18	21	47
967- 0	32	288	-0.07	.37	-0.18	110	-0.15	.49	1.25	798	42.0	.3	90	2.50	4.70	1825	22	30	45
973-12	57	387	-0.05	.32	.20	448	-0.18	.62	.06	152	19.0	0	88	.37	4.00	1541	31	63	42
979- 0	17	170	-0.04	.29	.45	134	-0.29	.91	-1.69	490	35.0	0	12	.37	2.50	1084	12	24	40
989- 0	39	411	-0.03	.23	.44	210	-0.18	.61	.14	736	29.0	0	91	.09	1.20	1178	13	20	38
990- 0	31	320	-0.02	.21	-0.14	157	-0.11	.45	.49	422	26.0	.7	78	.02	1.10	1506	22	50	62
1008- 0	27	298	-0.06	.38	-2.24	57	-0.13	.46	.77	322	30.0	0	91	.31	1.90	920	11	19	36
1055- 0	24	256	-0.03	.27	-0.66	134	-0.18	.63	-0.43	653	34.0	0	72	.15	1.90	1010	12	17	58
1066- 0	72	501	-0.03	.26	-0.19	462	-0.10	.50	-1.01	87	16.0	4.4	100	1.10	4.40	980	17	32	32
1077- 0	42	294	-0.02	.19	-0.48	167	-0.11	.48	.05	56	9.9	0	69	7.70	12.00	797	17	46	57
1094- 0	23	136	-0.04	.28	.48	90	-0.15	.54	.45	1517	71.0	4.8	73	.46	3.20	2170	22	14	30
1098- 0	35	328	-0.04	.29	-0.21	159	-0.21	.62	.57	68	15.0	0	82	2.10	3.40	630	13	29	33
1128- 0	35	269	-0.07	.37	.05	115	-0.22	.71	-0.30	5	2.9	0	4	2.70	6.90	177	16	48	70
1176- 0	64	348	-0.08	.39	.97	392	-0.10	.50	-0.89	18	6.6	0	67	5.40	7.20	1081	49	115	42
1181- 0	72	558	-0.08	.41	-0	1141	-0.23	.70	.03	47	13.0	0	95	.56	1.40	1070	44	62	28
1211- 0	42	272	-0.05	.32	-0.41	104	-0.09	.42	.93	261	30.0	0	79	2.10	3.50	1289	31	33	29
1236- 0	24	244	-0.04	.29	-0.22	31	-0.07	.36	.37	103	16.0	0	85	2.00	4.30	440	9	18	42
1246- 0	70	677	-0.11	.49	.16	331	-0.22	.75	-0.79	53	10.0	0	93	1.20	4.10	440	13	34	51
1286- 0	36	357	-0.03	.27	-0.51	67	-0.10	.45	.43	490	40.0	0	90	2.60	3.80	1431	23	23	31

Tabell 5.6

ISOHYDATKART OVER NORSKE VASSDRAG

1. Kart over gjennomsnittlig avløp for hele Norge.

Innhold: Årsmiddelavløp for perioden 1911-1950 med isolinjer for hver 5. $l/s \cdot km^2$.
Datagrunnlag: Kartet er basert på avløpsmålinger i ca. 350 stasjoner som tilsammen dekker et areal av 200.000 km^2 av Norges totalt 324.000 km^2. Den grove skalaen og datakvaliteten begrenser bruken av kartet til oversiktlige betraktninger.
Skala: 1:1.400.000 (2 blad).
Utgiver: Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, Hydrologisk avdeling (1956).
Distribusjon: Tilgjengelig fra NVE, Vassdragsdirektoratet

2. Isohydatkart for Nordland

Innhold: Årsmiddelavløp for perioden 1930-1960 med isolinjer for hver 5. $l/s \cdot km^2$.
Datagrunnlag: Kartet er basert på avløpsmålinger i ca. 90 stasjoner.
Skala: 1:500.000 (4 blad)
Utgiver: Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, Hydrologisk avdeling (1975-1976)
Distribusjon: Tilgjengelig fra Overflatekontoret ved Hydrologisk avdeling.

3. Isohydatkart for Østlandet

Innhold: Årsmiddelavløp for perioden 1930-1960 med isolinjer for hver 2. $l/s \cdot km^2$ opptil 20 $l/s \cdot km^2$ og for hver 5. $l/s \cdot km^2$ over dette.
Datagrunnlag: Kartet er basert på avløpsmålinger i ca. 150 stasjoner.
Skala: 1:500.000.
Utgiver: Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen, Hydrologisk avdeling (1978).
Distribusjon: Vil bli tilgjengelig ved Hydrologisk avdling.

4. Isohydatkart over mindre områder tegnede for spesielle formål

Område	Normal-periode	Skala	År	Tegnet av
Sira-Kvina	1910-50	1:100.000	1967	Hydrologisk avd.
Lyse-området	1910-50	1:100.000	1970	Hydrologisk avd.
Ulla-Førre	1910-50	1:100.000	1969	Hydrologisk avd.
Tokke	1911-50	1:100.000	1966	Hydrologisk avd.
Sundsbarm		1:50.000	1967	Hydrologisk avd.
Folgefonn		1:50.000		
Eidfjord		1:200.000	1968	Statskraftverkene
Hardangervidda	1910-50	1:100.000	1971	Hydrologisk avd.
Aurlandsvassdraget	-	1:100.000	1970	Oslo Lysverker
Jostedalen-Mørkrisdalen	1910-50	1:100.000	1968	Hydrologisk avd.
Jotunheimen øst	1930-60	1:100.000	1971	Hydrologisk avd.
Åmelavassdraget	1930-60	1:50.000	1975	Hydrologisk avd.
Skibotn	1930-60	1:100.000	1976	Hydrologisk avd.
Altavassdraget	1930-60	1:100.000	1972	Hydrologisk avd.

Utgiver: Foreligger ikke på trykk.
Distribusjon: Fotostatkopier.

6 VALG OG BRUK AV FREKVENSFORMLER.

6.1 Innledning.

Syv forskjellige frekvensfordelinger er brukt for å bestemme den eller de mest egnete fordelingsfunksjonene for flommer i norske vassdrag. Fordelingene er kort omtalt i kapittel 3.5. Der er også testmetoder for å vurdere de enkelte fordelingsfunksjonene mot hverandre beskrevet.

Det ble brukt to testmetoder: Chi-kvadrat-metoden og en sannsynlighetsmetode. Testverdier ble regnet ut for hvert vannmerke for hver frekvensfordeling. Det ble skilt mellom vannmerker klassifisert som årsflomvannmerker, og vannmerker med både vår- og høstflom. Videre ble landet grovt inndelt i 4 regioner: Østlandet, Sørlandet, Vest-Norge og Trøndelag, Nord-Norge. For hvert enkelt tilfelle ble test-verdiene rangert hver for seg. Den fordeling der begge testverdiene samlet ga høyest rangering ble ansett som best. Tilsvarende ble gjort for nest beste fordeling, osv.

Retningslinjer for bruk av de to beste formlene gis til slutt i dette kapitlet.

6.2 Resulater.

Det vises også til et internt arbeidsnotat, Wingård (1977). Testresultatene er summert i tabell 6.1. Her er flomfrekvensfordelingene rangert for hvert distrikt og for hver flomtype. I tabellen er også vist antall ganger de enkelte frekvensfordelingene ble rangert som nr. 1 eller 2. Dette tallet er gitt i % av antall vannmerker i regionen.

Tabellen er tolket på følgende måte:

En tre-parameter fordeling er stort sett bedre enn en to-parameter fordeling, og bør derfor foretrekkes.

Log-Pearson type III og lognormal 3-parameter fordelingene er jevngode. Gamma 3-parameter rangerer som nr. 3.

Lognormal 2-parameter fordelingen er den beste to-parameter fordelingen.

Det later ikke til å være noen regional forskjell av betydning.

Tabell 6.1

RANGSJERING AV FLOMFREKVENSFORMLER

a) Innbyrdes ransjering b) Antall ganger rangsjering ble 1 eller 2. Tall gitt i % av antall vannmerker. Summen kan overstige 100 % for hvert distrikt og flomtype, fordi flere flomfrekvensfordelinger kan rangsjere likt.

Distrikt	Antall vm		Lognormal-2			Gumbel			Gamma - 2			Gen.ext.val.			Pearson III			Lognormal-3			Gamma - 3		
			V	H	Å	V	H	Å	V	H	Å	V	H	Å	V	H	Å	V	H	Å	V	H	Å
Østlandet	43	a	3	7	4	5	5	6	6	6	7	6	4	4	1	2	2	2	1	1	3	2	3
		b	26	19	28	28	23	21	16	14	14	19	28	35	60	44	56	47	63	53	30	35	40
Sørlandet	55	a	4	6	5	6	4	4	7	6	7	5	5	6	1	2	2	2	1	1	3	3	3
		b	24	18	22	16	22	16	13	16	11	22	22	24	45	47	64	55	60	67	45	42	35
Vestlandet/ Trøndelag	55	a	4	3	4	7	7	7	6	6	6	5	5	5	3	1	1	1	2	3	2	4	2
		b	24	33	24	18	18	16	16	22	20	16	16	27	42	62	53	60	58	47	40	31	45
Nord-Norge	42	a	4	6	4	6	5	6	7	7	7	5	3	3	1	2	1	2	1	2	3	4	5
		b	33	17	29	14	7	21	17	7	14	21	30	29	69	62	52	43	62	38	36	29	26

6.3 Konklusjon for valg av frekvensformler.

Det anbefales å bruke log-Pearson type III flomfrekvensfordeling for hele landet og for alle de tre flomtypene; vårflom, høstflom og årsflom.

Log-Pearson type III er jevngod med lognormal 3-parameter. Denne siste er imidlertid estimert ved en mer komplisert metode. Estimeringsmetoden for parametrene i log-Pearson type III er enkle og brukervennlige.

En fordeling med tre parametre er vesentlig bedre enn en med to parametre. Av de tre undersøkte to-parameterfordelingene er lognormal 2-parameter den beste.

I de tilfeller der flomanalyser viser at andre fordelinger eller metoder er bedre egnet til å beskrive flommen, kan disse brukes alternativt. I slike tilfeller bør forbedringene kunne dokumenteres.

Valget av en bestemt flomfrekvensfordeling skal nødvendigvis ikke være endelig. Nye eller andre metoder og teknikker kan vise seg å være bedre egnet. Det er viktig at hydrologisk praksis ikke blir tvunget inn i noe fastlagt mønster hverken nå eller i fremtiden.

6.4 Bruk av frekvensformler.

Log-Pearson type III

I denne formelen inngår tre parametre. Disse er middelverdien, standardavviket og skjevhetskoeffisienten til logaritmene til flommene og kalles qml, sl og gl.

Skjevhetsparameteren gl må omformes etter verdien av gjentaksintervallet T. Den nye verdien, k, er vist i tabell 6.2 for forskjellige verdier av gl og T. Fig. 6.1 viser tabellen grafisk. k kan analytisk beregnes som

$$k = \frac{2}{gl}\left(\left[\frac{gl}{6}\left(x - \frac{gl}{6}\right) + 1\right]^3 - 1\right)$$

gl er skjevheten. x er den fraktilen i normalfordelingen som tilsvarer gjentaksintervallet T (eller sannsynligheten p = 1/T)

Tabell 6.2

VERDIEN AV PARAMETEREN k FOR FORSKJELLIGE VERDIER AV GJENTAKSINTERVALLET T OG SKJEVHETEN gl

gl \ T i år	500	400	300	200	100	75	50	25	20	10	5	2
1.0	4.12	3.97	3.78	3.51	3.03	2.83	2.54	2.04	1.87	1.34	.75	-.16
.9	4.00	3.86	3.68	3.42	2.96	2.77	2.50	2.02	1.86	1.33	.77	-.15
.8	3.87	3.74	3.57	3.32	2.90	2.72	2.45	1.99	1.84	1.33	.78	-.13
.7	3.75	3.62	3.46	3.23	2.83	2.66	2.41	1.97	1.82	1.33	.79	-.12
.6	3.62	3.51	3.36	3.14	2.76	2.60	2.36	1.94	1.80	1.33	.80	-.10
.5	3.50	3.39	3.25	3.05	2.69	2.54	2.31	1.91	1.77	1.32	.81	-.08
.4	3.37	3.27	3.14	2.95	2.62	2.47	2.26	1.88	1.75	1.32	.82	-.07
.3	3.25	3.16	3.03	2.86	2.55	2.41	2.21	1.85	1.73	1.31	.82	-.05
.2	3.12	3.04	2.93	2.76	2.47	2.35	2.16	1.82	1.70	1.30	.83	-.03
.1	3.00	2.92	2.82	2.67	2.40	2.28	2.11	1.79	1.67	1.29	.84	-.02
0.0	2.88	2.81	2.71	2.58	2.33	2.22	2.05	1.75	1.65	1.28	.84	.00
-.1	2.76	2.69	2.61	2.48	2.25	2.15	2.00	1.72	1.62	1.27	.85	.02
-.2	2.64	2.58	2.50	2.39	2.18	2.09	1.95	1.68	1.59	1.26	.85	.03
-.3	2.52	2.47	2.40	2.30	2.11	2.02	1.89	1.64	1.56	1.25	.85	.05
-.4	2.40	2.36	2.30	2.20	2.03	1.95	1.84	1.61	1.52	1.23	.85	.07
-.5	2.29	2.25	2.20	2.11	1.96	1.89	1.78	1.57	1.49	1.22	.86	.08
-.6	2.18	2.14	2.10	2.02	1.89	1.82	1.72	1.53	1.46	1.20	.86	.10
-.7	2.07	2.04	2.00	1.94	1.81	1.76	1.67	1.49	1.42	1.19	.86	.12
-.8	1.96	1.94	1.90	1.85	1.74	1.69	1.61	1.45	1.39	1.16	.85	.13
-.9	1.86	1.84	1.81	1.76	1.67	1.63	1.56	1.41	1.36	1.15	.85	.15
-1.0	1.76	1.74	1.72	1.68	1.60	1.56	1.50	1.37	1.32	1.13	.85	.16
-1.1	1.66	1.65	1.63	1.60	1.53	1.50	1.45	1.33	1.29	1.11	.84	.18
-1.2	1.57	1.56	1.55	1.52	1.46	1.44	1.39	1.29	1.25	1.09	.84	.19
-1.3	1.48	1.48	1.46	1.44	1.40	1.38	1.34	1.25	1.21	1.06	.83	.21
-1.4	1.40	1.39	1.39	1.37	1.34	1.32	1.28	1.21	1.18	1.04	.83	.22
-1.5	1.32	1.32	1.31	1.30	1.27	1.26	1.23	1.17	1.14	1.02	.82	.23
-1.6	1.24	1.24	1.24	1.23	1.21	1.20	1.18	1.13	1.10	1.00	.81	.25

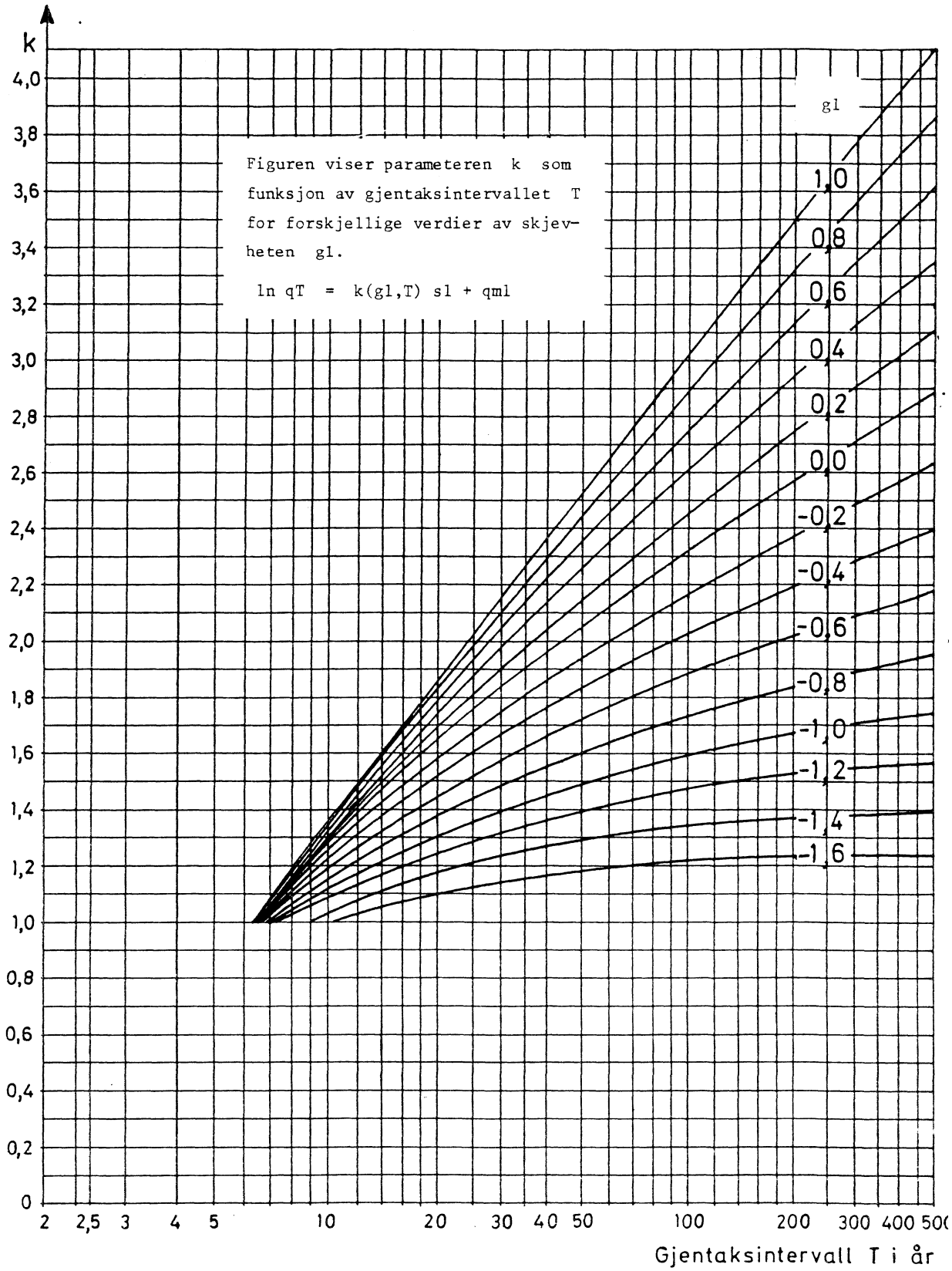


Fig. 6.1 Pearson type III koordinater som funksjon av skjevheten.

Flommen q(T) tilsvarende gjentaksintervallet T regnes ut som:

$$q(T) = \bar{q}_{max} \cdot \exp\left[k \cdot sl + qml\right]$$

der $\bar{q}_{max}$ er midlere års- eller sesongflom.

Lognormal 2-parameter

I denne formelen inngår to parametre. Disse er middelverdi og standardavvik for logaritmene til flommene. Disse kalles som ovenfor qml og sl.

Verdien k finnes av tabell 6.1 eller fig. 6.1 for forskjellige gjentaksintervall T for verdien gl = 0.

Flommen q(T) regnes ut etter samme likning som for log-Pearson type III:

Det som skiller de to frekvensfordelingene er skjevhetskoeffisienten gl som korrigerer verdien k. gl er en parameter som er vanskelig å estimere korrekt hvis ikke observasjonsmaterialet er stort. Det anbefales derfor å bruke en regional skjevhet, jfr. kapittel 8.4, hvis observasjonsperioden er under 50 år.

For lave gjentaksintervall (under ca. 20 år) endres k lite ved endring i skjevhetskoeffisienten. I slike tilfeller er lognormal 2-parameter like brukbar som log-Pearson type III.

7 REGIONINNDELING

7.1 Innledning.

Flere regioninndelinger av det hydrologiske regimet i Norge er blitt publisert i den senere tid (Tollan 1975, Skofteland 1976, Lundquist 1977). Disse tar alle utgangspunkt i midlere avløp over en bestemt periode og regionaliserer ut fra tidspunkt for flom og lavvann. Ingen av de nevnte regionaliseringsforslag ble funnet å kunne nyttes direkte i denne undersøkelsen. Enkelte trekk i Norges hydrologiske regime vil imidlertid også vise seg å komme til syne ved flomregionaliseringen, slik at regiongrensene stedvis faller sammen.

7.2 Metodikk.

Resultatet av enhver regionalisering vil være avhengig av hvilke kriterier som velges for utskilling av grupper (avløpsstasjoner), og hvilke krav som settes til homogeniteten innen gruppen. Regioninndelingen i denne undersøkelsen er blitt gjennomført etter følgende retningslinjer (se også Ruud, 1977):

Det skilles ut en kystregion der de klimatiske forholdene er slik at vårflommen ikke representerer noe markert, årvisst fenomen i vassdraget. I disse områdene vil det være svært usikkert å karakterisere en gitt flom som smelteflom eller regnflom uten å analysere hver enkelt flomskapende situasjon separat. Det ligger ikke innenfor denne undersøkelsens tids- og økonomiramme å foreta en slik analyse. I kystregionen er derfor kun årlige maksimalflommer behandlet.

I den resulterende innlandsregionen behandles imidlertid vårflommer og høstflommer hver for seg. Største vassføringen i tiden 1.1 - 31.7 regnes som årlig vårflom, mens største vassføring i tiden 1.8 - 31.12 betegnes som årlig høstflom.

Innenfor hver hovedregion foretas en midlertidig inndeling med sikte på å ta ut av analysen vannmerker som har et stort residualavvik i spesifikk middelflom-formlene. Vannmerker er fjernet dersom det ble funnet en forklaring på forholdet, som f.eks. lavt målt vassføringskurve og ekstreme verdier av sentrale fysiografiske parametre. Felt med breprosent over 5 ble tatt ut før denne analysedelen begynte.

Innenfor kyst- og innlandsregionen tar den videre inndeling i områder sikte på å redusere avviket mellom observert og beregnet spesifikk middelflom, residualavviket, etter følgende retningslinjer:

Områdets midlere residualavvik skal være mindre enn 10% i kystregionen og vårfloms-områdene i innlandsregionen, og mindre enn 12,5% for høstfloms-områdene i innlandsregionen.

Kun unntaksvis aksepteres residualavvik større enn $\pm$ 20% i den første gruppen og $\pm$ 25% i den andre.

Grensene mellom områdene bestemmes i hovedsak fra residualavvik-mønstre som fremkommer i formelverket for spesifikk middelflom ved å betrakte hele regionen som én gruppe av stasjoner. Stasjonstettheten nødvendiggjør imidlertid bruk av subjektivt skjønn i forbindelse med grensedragningen en rekke steder.

Et forsøk på å definere flomregioner i Norge ut fra skjevhetskoeffisienten i Pearson type III-fordelingen (Beard, 1962) lyktes ikke, en konklusjon også Tollan (1964) kom til ut fra et vesentlig mindre materiale. Det henvises forøvrig til kapittel 8.4.

7.3 Utskilling og inndeling av kystregionen.

Kystregionen er definert ved at vårflommen ikke er et markert, årvisst fenomen. Til støtte for en slik vurdering ble følgende koeffisient beregnet for hvert år og midlet over observasjonsperioden:

$$K = \frac{A_1}{A_2}$$

Her er A_1 midlet av de to største middelflomverdiene i månedene april, mai, juni eller juli. A_2 representerer midlet av de tre minste middelflomverdiene i månedene desember, januar, februar eller mars. Verdiene av K viste en klar "avstand-til-kyst" og "høyde-over-havet"-avhengighet. Små K-verdier er forbundet med lavtliggende, kystnære felt, mens innlandsfeltene er karakterisert ved høye verdier av K. I de sentrale delene av Sør-Norge, i indre Troms og på Finnmarksvidda er K-verdier mellom 10 og 40 normalt. Langs kysten finner vi en relativt bred sone der K er mindre enn 5, samtidig som enkelte innlands-

vannmerker med stor selvregulering fremviser lave K-verdier. For K <5 ble absolutt høyeste vassføring, midlet av de høyeste vassføringene og den minste av de høyeste vassføringene hver måned plottet. På grunnlag av plottene og K-verdi ble vannmerkene klassifisert til kystregion eller innlandsregion eller som tvilstilfelle. Tvilstilfellenes regiontilhørighet ble avgjort av størrelsen på residualavvikene ved bruk av formelen for spesifikk middelflom i de to tilstøtende områdene.

Den resulterende kystregionen er vist i fig. 7.1.

Midlere residualavvik mellom observert og beregnet spesifikk middelflom i kystregionen var, etter gjennomføring av pkt. 2 i kapittel 7.2, på hele 18,3%. Ved plotting av residualavvikene viste det seg imidlertid at den spesifikke middelflommen konsekvent ble overestimert nord for Trondheimsfjorden og underestimert sør for denne. En inndeling i et nordlig og et sørlig kystområde syntes nødvendig.

Hvor grenselinjen mellom disse to områdene går er vanskelig å angi nøyaktig. Antakelig er det heller ikke noe skarpt skille i naturen. Området mellom Trondheimsfjorden og Moldefjorden kan oppfattes som en overgangssone der begge områdenes formelsett kan prøves og den som gir best resultat benyttes. På fig. 7.1 er grensen trukket mellom Halsafjord og Tingvollfjord.

Inndelingen av kystregionen i to kystområder halverte det midlere residualavviket i formelen for spesifikk middelflom.

7.4 Inndeling av innlandsregionen.

For vårflommene viste residualavvikene at det var nødvendig med en oppdeling av Sør-Norge i en vestlig del med høyt spesifikt avløp og en tørrere østlig del. Grensen mellom områdene V1 og V2 følger over lange strekninger en utjevnet ca. 30 l/s km^2 - isohydat, jfr. Hydrologisk avdelings avløpskart fra 1956.

Det ble forsøkt skilt ut et eget lavlandsområde på Østlandet. Dette førte imidlertid ikke til en signifikant forbedring i bestemmelse av spesifikk middelflom. Dette kan skyldes at utvalget av felter i dette området er for lite.

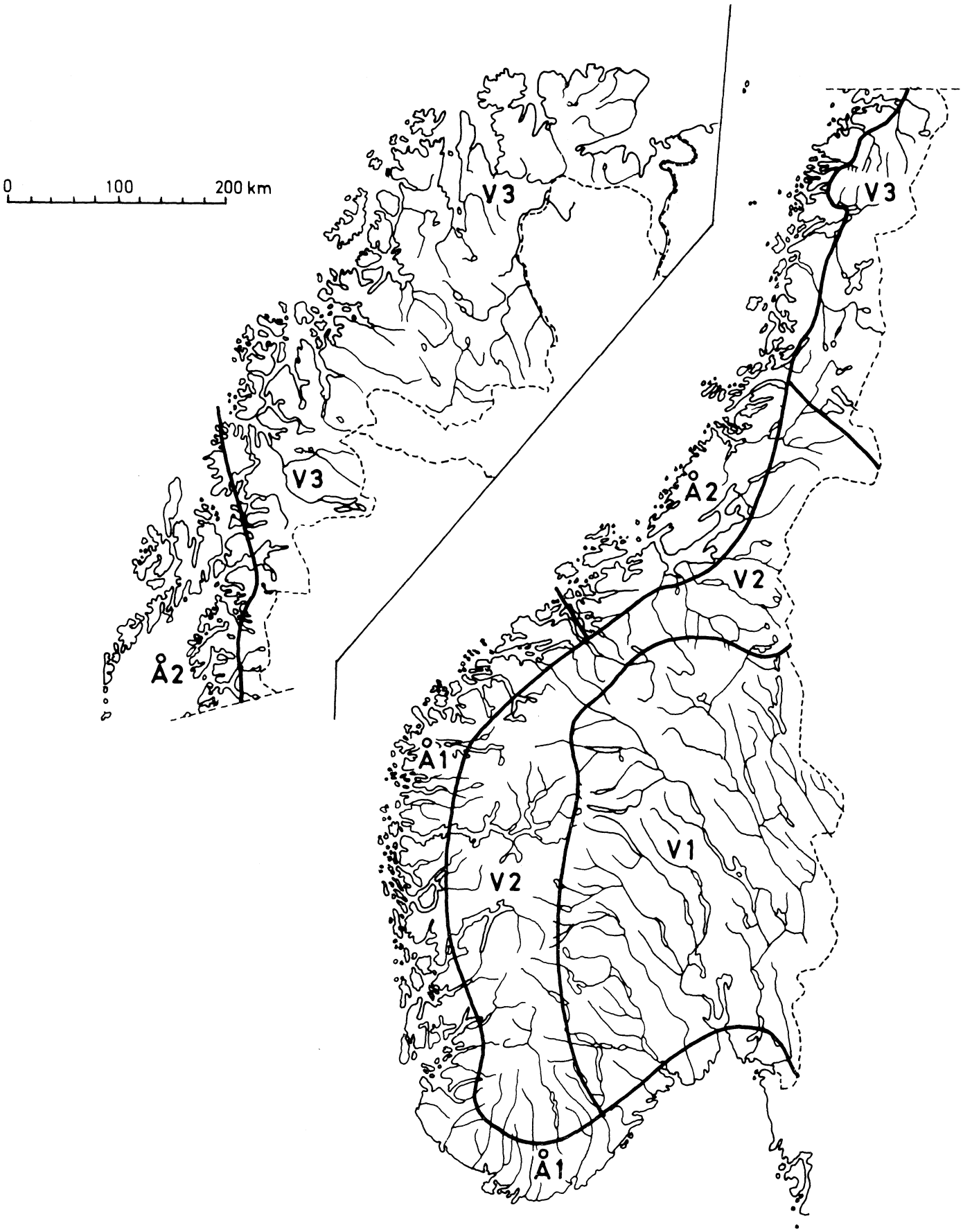


Fig. 7.1 Inndeling i kyst- og innlandsregioner
Inndeling i vårflomområder og årsflomområder

Det viste seg uakseptabelt å beholde de samme områdegrensene for høstflommer som for vårflommer. Når midlere spesifikk høstflom ble beregnet for hver av de tre vårflomregionene gav dette et midlere residualavvik på ca. 20%. Ved hjelp av egne residualavviksmønstre for høstflommer ble dette tallet nær halvert.

I Sør-Norge skilte det seg for høstflommene ut et markert høyfjellsområde der midlere felthøyde for området som helhet ligger over 1100 m.o.h. (fig. 7.2), og det oppstod en relativt smal sone mellom grensen for dette og kystregionen på Vestlandet. Denne består av for få vannmerker til å utgjøre et eget område. En undersøkelse av residualavvikene fastslo at området best kunne slås sammen med de lavereliggende delene av Østlandet.

Foruten vår- og høstflomområdene er det i innlandsregionen også utarbeidet et eget formelsett for felt der bredekket areal er over fem prosent av totalarealet. Det er ikke tatt hensyn til feltenes ulike område-tilhørighet. Hverken østlig lengde eller nordlig bredde gav imidlertid signifikante bidrag til forklaring av restvariansen i formelsettet. I brefeltgruppen er det kun beregnet formler for årsflom.

7.5 Region/område - kartene.

De fremkomne region- og områdene er vist i fig. 7.1 og 7.2. Det skilles mellom:

Kystregionen: Område $Å_1$ og $Å_2$

Innlandsregionen:
a) Vårflomområder: V1, V2, V3
b) Høstflomområder: H1, H2, H3, H4, H5

I tillegg kommer bregruppen (ÅBRE) som ikke er markert på kartet.

Grenselinjene mellom regioner og områder er på kartet trukket som relativt glatte linjer der det ikke er tatt vesentlig hensyn til topografiske elementer som daler og fjorder. I virkeligheten er imidlertid regionene innfiltert i hverandre i komplekse mønstre der høyde over havet, avstand fra kyst og beliggenhet i forhold til dominerende topografielementer er av vesentlig betydning for regiontilhørigheten. Det er derfor vesentlig av man nøye vurderer hvilket

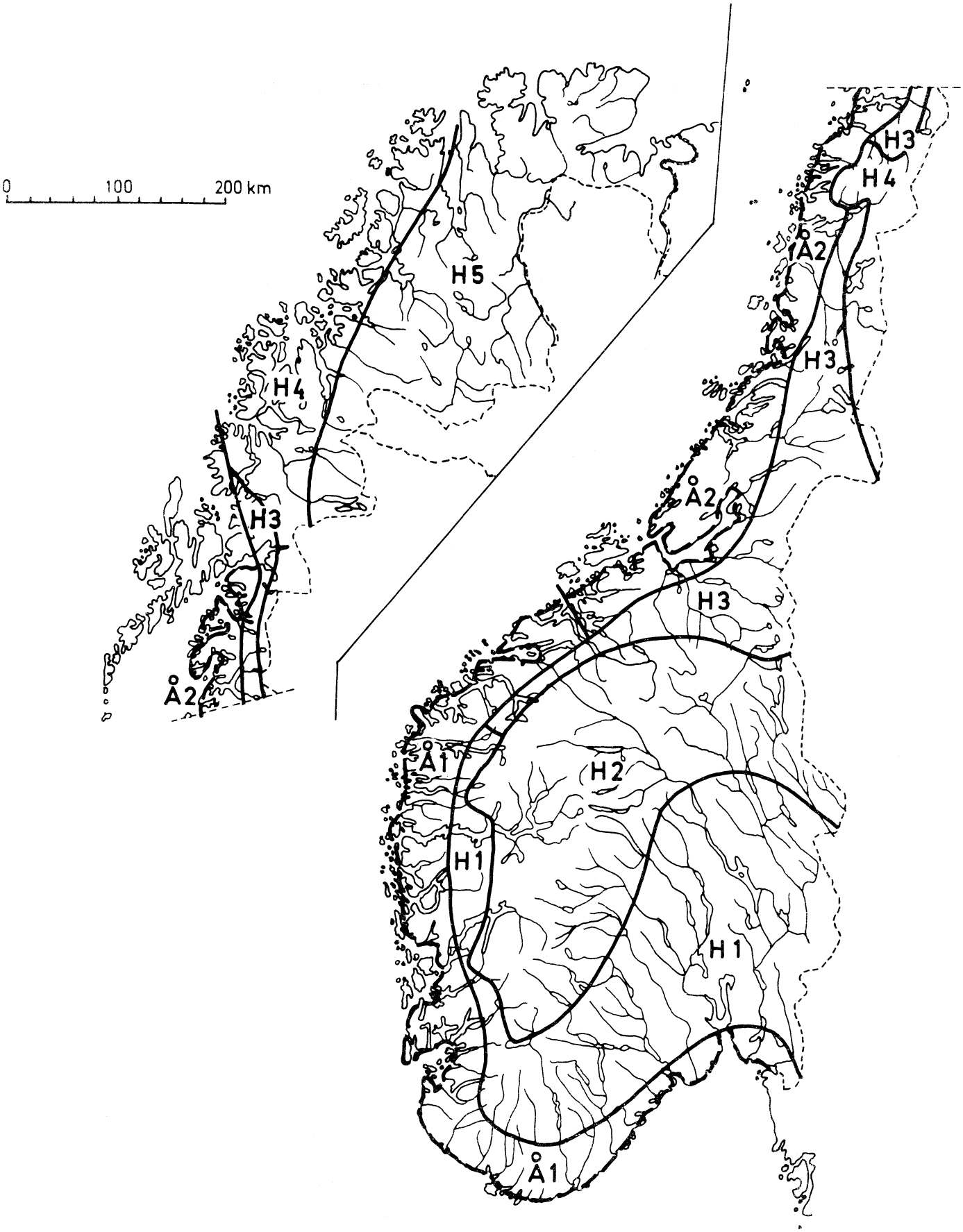


Fig. 7.2 Inndeling i høstområder
Figuren viser også den kystlinjen som er brukt ved oppsetting av fig. 7.3

område et gitt felt tilhører før flom beregnes. Til støtte for slike vurderinger er det gitt enkelte retningslinjer i kapittel 7.6.

7.6 Vurdering av region/område-tilhørighet.

Etter å ha vurdert hvorvidt et aktuelt felt tilhører bregruppen (AB > 5%) er det naturlig først å bestemme region-tilhørighet og dernest områdetilhørighet.

Generelt kan man si at i valget mellom kyst- og innlandsregionen består problemet i å fastlegge hvor stor del av vinternedbøren som år om annet akkumuleres. Ligger det aktuelle området i et strøk der vårflommen er et årvisst, markert fenomen, eller smelter gjerne snø i forbindelsen med mildvær hele vinteren igjennom? Til støtte for en slik vurdering kan benyttes:

Hydrologiske observasjoner i vassdraget eller i nabovassdrag med samme klimaforhold.

Temperaturobservasjoner kombinert med feltets høydefordeling.

Observasjoner av nedbørslag kombinert med feltets høydefordeling.

Lokalbefolkningens kunnskap om elvas årsrytme.

Dersom vårflommen representerer et årvisst, markert fenomen velges innlandsregionen, hvis ikke velges kystregionen.

En viss støtte før valg av region-tilhørighet kan også hentes i fig. 7.3. Her er avstand fra kyst (se fig. 7.2) plottet mot middelhøyde for feltene i kystregionen, og en omhyllingskurve er forsøkt trukket. Det er i figuren ikke tatt hensyn til feltenes breddegrad, og den anbefales ikke benyttet som et selvstendig hjelpemiddel for bestemming av region.

Ved vurdering av område-tilhørighet må en ha klart for seg at alle grensene er utjevnet og flere steder trukket på skjønn. Et felt i område V1 kan være bedre tilpasset likningssettet for område V2 og omvendt. Før man velger område bør man derfor så grundig som mulig vurdere hvorvidt et gitt felt synes å passe best til det ene eller det andre områdets hydrologiske og fysiografiske "middelkarakteristikk". Til støtte for en slik vurdering er middelverdier og standardavvik til valgte parametre listet i tabell 7.1, jfr. kapittel 5.

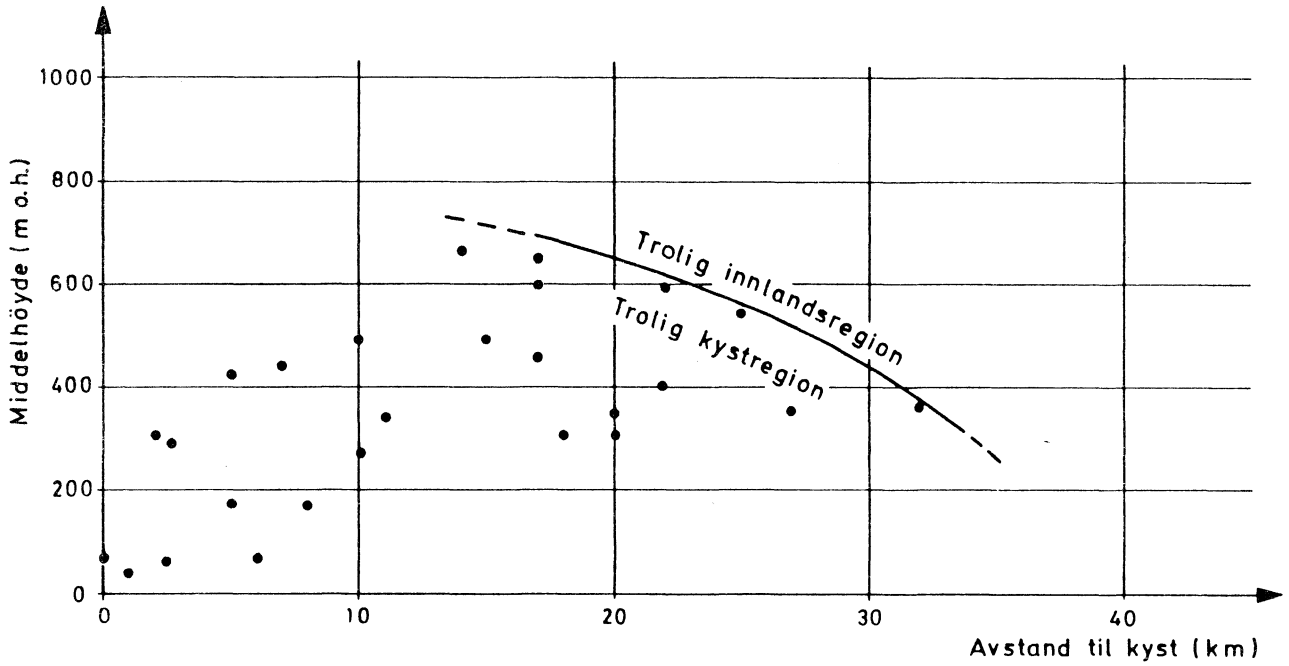


Fig. 7.3 Hjelpefigur for bestemmelse av regiontype. Omhyllingskurven antyder skillet mellom kyst- og innlandsregionen ut fra middelhøyden og avstanden fra kysten.

Tabell 7.1

MIDDELVERDI OG STANDARDAVVIK TIL SIGNIFIKANTE PARAMETRE

		V1	V2	V3	H1	H2	H3	H4	H5	Å1	Å2	ÅBRE
q_N (l/skm^2)	MIDDEL	27	54	40	50	36	48	45	24	77	68	44
	SD.AVVIK	25	25	18	35	17	17	15	10	28	29	17
A (km^2)	MIDDEL	1285	620	1125	685	1120	590	775	1935	145	145	555
	SD.AVVIK	1775	550	2235	1005	1500	865	895	3400	175	130	870
L_F (km)	MIDDEL	54	40	41	43	50	33	36	57	18	17	31
	SD.AVVIK	38	21	37	32	31	24	21	50	12	8	20
a_{SF} (%)	MIDDEL	45	78	71	52	75	63	72	75	64	63	86
	SD.AVVIK	30	20	17	35	23	18	16	18	24	20	-
a_{SE} (%)	MIDDEL	1.2	1.8	2.9	1.4	1.6	3.0	3.6	1.2	5.2	5.0	2.3
	SD.AVVIK	1.4	1.7	3.3	1.4	1.7	3.3	3.6	1.7	4.7	4.4	2.7
H (m)	MIDDEL	1260	1280	1150	1070	1470	1130	1300	1020	800	840	1690
	SD.AVVIK	580	390	400	390	490	280	400	410	380	390	320
S_F (m/km)	MIDDEL	18	28	25	27	22	31	26	16	44	43	48
	SD.AVVIK	11	25	20	30	11	27	15	10	38	40	29
F -	MIDDEL	37	38	44	33	40	39	51	41	41	49	46
	SD.AVVIK	13	17	18	13	17	14	17	18	20	16	13
S_K (m/km)	MIDDEL	15	21	18	19	20	20	20	14	25	24	31
	SD.AVVIK	5	8	9	7	7	9	6	8	10	13	6

Dersom det selv etter en grundig analyse ikke synes mulig å ta standpunkt til hvilket område/region et gitt felt tilhører, anbefales at de aktuelle formelsett prøves og at det høyeste resultat velges.

FORMLER FOR FLOMPARAMETRE. PÅLITELIGHETEN AV FORMLENE. REGION/OMRÅDEKURVER.

8.1 Innledning

I dette kapitlet er det gitt en oversikt over de fire forskjellige måter å beregne flom av varierende frekvens som er vurdert i denne undersøkelsen. Det endelige utvalg av nedbørfelt-parametre er listet og formler for flomparametre presentert sammen med region/område-kurver for de ulike regioner og områder som Norge er delt inn i (kapittel 7). Formlenes pålitelighet er oppgitt ved to ganger midlere residualavvik.

8.2 Metodikk.

En oversikt over de nedbørfelt-parametre som har vært tilgjengelige for denne undersøkelsen er gitt i kapittel 5. Sammen med det spesifikke gjennomsnitts-avløpet for perioden 1930-60 (q_N) er disse ved etablering av flomformlene betraktet som uavhengige variable. Følgende hydrologiske avhengige variable ble forsøkt knyttet til disse ved hjelp av trinnvis, multippel regresjons-analyse:

$\bar{q}_{max}$	:	midlere spesifikk døgnflom.
SD $\bar{q}_{max}$	:	standardavviket i $\bar{q}_{max}$.
CS	:	skjevhetskoeffisienten i $\bar{q}_{max}$.
CV	:	variasjonskoeffisienten i q_{max}.
qml	:	midlet av logaritmen til forholdstallet mellom en gitt års flom og middelflommen.
sl	:	standardavviket for qml før midling.
gl	:	skjevhetskoeffisienten i Pearson type III fordelingen.
q20, 100, 500	:	spesifikk 20, 100 og 500-årsflom slik de fremkommer etter tilpasning med Pearson type III fordelingen.
q_s20, 100,500	:	forholdstallet mellom 20,100 og 500-årsflommen slik de fremkommer etter tilpasning til Pearson type III fordelingen og middelflommen.

Dette muliggjør beregning av ulike flomfrekvenser på fire forskjellige måter for et gitt felt uten observasjoner.

Bruk av formler for parametrene i Pearson type III fordelingen qml, sl og gl.

Bruk av formler for q20,100, 500, formel for $\bar{q}_{max}$, og et diagrampapir for å tilpasse en frekvenskurve til disse beregnete verdiene.

Bruk av formler for q_s20, 100, 500, formel for $\bar{q}_{max}$, og et diagrampapir for kurvetilpasning.

Bruk av et separat likningssystem for q20, 100, 500 der $\bar{q}_{max}$ inngår som uavhengig variabel, formel for $\bar{q}_{max}$, og et diagrampapir for kurvetilpasning.

Godheten av disse metodene ble testet sammen med bruk av områdekurver (se kapittel 8.5). Midlere prosentavvik mellom observert og beregnet verdi av 20, 100 og 500-årsflommen ble beregnet for hvert vannmerke for de ulike metodene. Den første og siste metoden viste seg å gi de beste, og tilnærmet like gode, resultater. Av disse ble den første metoden foretrukket, da denne er mer anvendelig for generell bruk.

De langt fleste nedbørfelt-parametrene gir et signifikant bidrag på 5%-nivå i en eller annen av likningene for flomparametrene $\bar{q}_{max}$, qml, sl og gl. Det var følgelig nødvendig å gjøre et utvalg av de tilgjengelige nedbørfelt-parametrene for bruk i et endelig sett med flomformler. Dette ble gjort ved at sterkt interkorrelerte parametre først ble samlet i grupper. Den av gruppens parametre som gjennomgående viste størst forklaringsgrad med henblikk på de valgte flomparametrene ble foretrukket i de endelige likningssettene.

8.3 Formler for flomparametre.

Ved hjelp av metodikken som er skissert ovenfor kom man fram til følgende del-mengde av uavhengige variable til bruk i de endelige formlene:

q_N : spesifikt gjennomsnittsavløp for perioden 1930-60. (l/s km^2).

L_F : feltlengden (km)

a_B : bredekket areal i % av totalarealet. (%)

a_{SF} : prosent snaufjell i forhold til totalareal. (%)

a_{SE} : effektivt sjøareal. (%)

a_S : sjøareal. (%)

ΔH : maksimal høydeforskjell. (m)

R_K : feltgradient. (m/km)

S_T : hovedelvas gradient. (m/km)

F : feltform.

Bestemmelsen av feltparametrene i et gitt felt er omtalt i kapittel 5.

I tabell 8.1 er de fremkomne relasjonene mellom $\bar{q}_{max}$, qml og sl og de ovenstående nedbørfelt-parametre oppført for hvert område, samt det antall felt likningen er basert på og den multiple korrelasjonskoeffisienten. Trinnvis multippel regresjonsanalyse på logaritme-transformerte variable (ikke qml) er benyttet. Vanligvis vil en formel for beregning av en parameter i hydrologien være et produkt av flere ledd. Den lineære regresjonsanalysen vi har brukt, gir formler som en sum av flere ledd. Ved å transformere de variable ved å ta logaritmer til dem, vil sluttresultatet bli et produkt av de tilbaketransformerte variable. Eksempel:

$$q = k \cdot h^n, \log q = \log k + n \cdot \log h$$

qml har både positive og negative verdier. Det er bare mulig å ta logaritmer til positive tall. Kun ledd som er signifikante på høyest 5%-nivå er inkludert i likningen.

I oppstillingene er de signifikante parametrene ført opp i den rekkefølge de ble tatt inn i regresjonsanalysen. Under hvert ledd er i parentes angitt parametrenes bidrag i % til forklaring av den samlede varians i materialet. Ved vurdering av disse tallene må en være klar over at de på grunn av interkorrelasjoner til parametre som allerede er i likningen ikke angir den enkelte parameters selvstendige bidrag til forklaring av den opprinnelige variansen.

Der ingen av de valgte parametre gav signifikante bidrag til forklaringen av en gitt hydrologisk variabels varians, er denne oppgitt ved sin middelverdi.

Den følgende oppstilling tar utgangspunkt i region/områdeinndelingen i kapittel 7 og betegnelsen i fig. 7.1 og 7.2.

Tabell 8.1

FORMLER FOR FLOMPARAMETRE

INNLANDSREGIONEN - Vårflommer, område V1, 33 vannmerker

$$\bar{q}_{max,V} = 51.0 \cdot \underset{(35)}{S_T^{0.360}} \cdot \underset{(32)}{a_{SE}^{-0.092}} \cdot \underset{(12)}{a_{SF}^{0.124}} \cdot \underset{(5)}{\Delta H^{-0.166}} \cdot \underset{(3)}{q_N^{0.280}}; \quad cc=0.94$$

$$qml = -0.135 + 0.018 \cdot \underset{(21)}{\ln(a_{SF})}; \quad cc=0.46$$

$$sl = 0.491 \cdot \underset{(37)}{a_{SF}^{-0.093}}; \quad cc=0.61$$

INNLANDSREGIONEN - Vårflommer, område V2, 45 vannmerker

$$\bar{q}_{max,V} = 52.5 \cdot \underset{(68)}{q_N^{0.452}} \cdot \underset{(16)}{L_F^{-0.224}} \cdot \underset{(5)}{a_{SF}^{0.193}} \cdot \underset{(4)}{a_{SE}^{-0.049}}; \quad cc=0.97$$

$$qml = -0.170 + 0.015 \cdot \underset{(18)}{\ln(q_N)} - 0.017 \cdot \underset{(19)}{\ln(S_T)} + 0.026 \cdot \underset{(8)}{\ln(a_{SF})}; \quad cc=0.67$$

$$sl = 0.894 \cdot \underset{(14)}{a_{SF}^{-0.233}} \cdot \underset{(25)}{S_T^{0.181}} \cdot \underset{(11)}{q_N^{-0.162}}; \quad cc=0.73$$

INNLANDSREGIONEN - Vårflommer, område V3, 49 vannmerker

$$\bar{q}_{max,V} = 44.3 \cdot \underset{(55)}{q_N^{0.661}} \cdot \underset{(15)}{a_{SF}^{0.428}} \cdot \underset{(6)}{a_{SE}^{-0.111}} \cdot \underset{(9)}{L_F^{-0.146}} \cdot \underset{(3)}{F^{-0.182}} \cdot \underset{(2)}{\Delta H^{-0.176}}; \quad cc=0.95$$

$$qml = -0.198 + 0.022 \cdot \underset{(12)}{\ln(\Delta H)}; \quad cc=0.35$$

$$sl = 1.47 \cdot \underset{(28)}{\Delta H^{-0.231}}; \quad cc=0.53$$

(frts.)

Tabell 8.1

FORMLER FOR FLOMPARAMETRE (frts.)

INNLANDSREGIONEN - Høstflommer, område H4, 19 vannmerker

$$\bar{q}_{max,H} = 2.16 \cdot \underset{(67)}{q_N}^{1.320} \cdot \underset{(21)}{a_{SE}}^{-0.147} \cdot \underset{(4)}{L_F}^{-0.197}; \; cc=0.96$$

$$qml = -0.122$$

$$sl = 5.33 \cdot \underset{(27)}{\Delta H}^{-0.340}; \; cc=0.52$$

INNLANDSREGIONEN - Høstflommer, område H5, 18 vannmerker

$$\bar{q}_{max,H} = 2.16 \cdot \underset{(83)}{q_N}^{0.664} \cdot \underset{(4)}{R_K}^{0.410}; \; cc=0.93$$

$$qml = -0.812 + 0.183 \cdot \ln(\underset{(25)}{a_{SF}}) - 0.043 \cdot \ln(\underset{(26)}{S_T}); \; cc=0.71$$

$$sl = 1.65 \cdot \underset{(52)}{a_{SF}}^{-0.282}; \; cc=0.72$$

KYSTREGIONEN - Årsflommer, område Å1, 18 vannmerker

$$\bar{q}_{max,Å} = 11.0 \cdot \underset{(62)}{q_N}^{1.139} \cdot \underset{(35)}{a_S}^{-0.596}; \; cc=0.98$$

$$qml = -0.195 + 0.066 \cdot \ln(\underset{(61)}{a_S}); \; cc=0.78$$

$$sl = 0.0851 \cdot \underset{(56)}{a_S}^{-0.346} \cdot \underset{(18)}{L_F}^{0.331} \cdot \underset{(8)}{F}^{0.304}; \; cc=0.91$$

(frts.)

Tabell 8.1

FORMLER FOR FLOMPARAMETRE (frts.)

INNLANDSREGIONEN-- Høstflommer, område H1, 27 vannmerker

$$\bar{q}_{max,H} = 24.7 \cdot \underset{(84)}{q_N^{0.900}} \cdot \underset{(5)}{R_K^{0.462}} \cdot \underset{(2)}{a_{SE}^{-0.183}} \cdot \underset{(2)}{L_F^{-0.375}} \cdot \underset{(1)}{F^{-0.300}}; \quad cc=0.98$$

$$qml = -0.540 + 0.161 \cdot \underset{(63)}{\ln(q_N)} - 0.072 \cdot \underset{(17)}{\ln(S_T)}; \quad cc=0.90$$

$$sl = 2.85 \cdot \underset{(73)}{q_N^{-0.621}} \cdot \underset{(11)}{S_T^{0.216}}; \quad cc=0.93$$

INNLANDSREGIONEN - Høstflommer, område H2, 39 vannmerker

$$\bar{q}_{max,H} = 0.844 \cdot \underset{(88)}{q_N^{1.404}} \cdot \underset{(5)}{a_{SE}^{-0.077}}; \quad cc=0.96$$

$$qml = -0.743 + 0.126 \cdot \underset{(39)}{\ln(q_N)} + 0.045 \underset{(16)}{\ln(L_F)}; \quad cc=0.78$$

$$sl = 5.04 \cdot \underset{(46)}{q_N^{-0.486}} \underset{(15)}{L_F^{-0.166}}; \quad cc=0.78$$

INNLANDSREGIONEN - Høstflommer, område H3, 23 vannmerker

$$\bar{q}_{max,H} = 0.997 \cdot \underset{(81)}{q_N^{1.354}} \cdot \underset{(10)}{a_{SE}^{-0.118}} \cdot \underset{(2)}{S_T^{0.104}}; \quad cc=0.97$$

$$qml = -0.136$$

$$sl = 1.41 \cdot \underset{(23)}{S_T^{0.246}} \cdot \underset{(30)}{q_N^{-0.470}}; \quad cc=0.72$$

(frts.)

Tabell 8.1

FORMLER FOR FLOMPARAMETRE (frts.)

KYSTREGIONEN - Årsflommer, område Å2, 13 vannmerker

$$\bar{q}_{max,Å} = 12.2 \cdot \underset{(85)}{q_N}^{1.197} \cdot \underset{(13)}{a_S}^{-0.578}; \; cc=0.99$$

$$qml = 0.011 - 0.029 \cdot \ln(\underset{(37)}{L_F}); \; cc=0.61$$

$$sl = 0.206 \cdot \underset{(41)}{L_F}^{0.203}; \; cc=0.64$$

BREFELT - Gruppe ÅBRE, 19 vannmerker

$$\bar{q}_{max,Å} = 226 \cdot \underset{(52)}{L_F}^{-0.423} \cdot \underset{(18)}{q_N}^{0.522} \cdot \underset{(7)}{a_B}^{-0.011}; \; cc=0.88$$

$$qml = -1.50 + 0.132 \cdot \ln(\underset{(63)}{\Delta H}) + 0.064 \cdot \ln(\underset{(9)}{L_F}) + 0.060 \cdot \ln(\underset{(15)}{q_N}); \; cc=0.93$$

$$sl = 6.91 \cdot \underset{(40)}{L_F}^{-0.412} \cdot \underset{(39)}{q_N}^{-0.436}; \; cc=0.89$$

Spesifikt normalavløp er den langt vesentligste forklaringsfaktor for variasjonen i spesifikk middelflom i alle områder og årstider med unntak av V1-området. Økende spesifikt normalavløp øker flommens maksimalverdi.

Feltlengde (L_F) og feltareal (A) er meget godt interkorrelert. L_F viste imidlertid gjennomgående en bedre korrelasjon til middelflommen og flomparametrene og ble foretrukket som representativ parameter for gruppen av størrelsesparametre. Økende feltlengde reduserer den spesifikke middelflommen.

Snaufjellprosenten (a_{SF}) gir et signifikant bidrag til forklaring av middelflommen i alle de tre vårflom-områdene. Den er godt korrelert til feltenes middelhøyde og gir et positivt bidrag til den spesifikke middelflommen.

Et uttrykk som beskriver effekten av flomdemping i feltets sjø-system (a_{SE}, a_S) er med i alle formlene for spesifikk middelflom unntatt område H5 og i bregruppen. Årsaken til dette avviket ligger etter alt å dømme i det stasjonsutvalget som er benyttet. Når a_S er benyttet i kystregion fremfor den mer funksjonelle parameteren a_{SE} skyldes det at man ved bruk av a_{SE} hevet midlere residualavvik med henholdsvis 4% og 12% i Å1 og Å2 sett i forhold til bruk av a_S. Årsaken til dette er ikke kjent.

En økning av den maksimale høydeforskjellen i feltet (Δ H), i område V1 og V3 fører til en reduksjon i spesifikt vårflomsmaksimum. Forholdet kan forklares ved at store høydeforskjeller i feltet fører til at snøsmeltingen strekkes ut i tid. Parameteren gir ikke signifikante bidrag til variasjonen i høstflommer.

Både feltgradient (R_K) og hovedelvas gradient (S_T) gir positive bidrag til forklaring av variasjonen i den spesifikke middelflom. Økende gradienter både i elv- og skråningssystemene øker altså flommens maksimalverdi.

Feltformparameteren (F) gir signifikante bidrag i likningene for middelflom i område V3 og H1, slik at jo mer langstrakt et felt er, jo større blir flommen, under forutsetning av at arealet er konstant.

8.4 Bestemmelse av skjevhetskoeffisienten (gl).

Som $\bar{q}_{max}$, qml og sl ble også skjevhetskoeffisienten forsøkt knyttet til

nedbørfelt-parametrene ved trinnvis multippel regresjonsanalyse. Vi tok også her utgangspunkt i de områdene som er beskrevet i kapittel 7. Likningene viste gjennomgående liten samvariasjon. I fire av områdene var det ikke noen signifikant sammenheng mellom skjevhetskoeffisienten og nedbørfelt-parametrene på 5%-nivå.

Dette kan skyldes en rekke forhold:

Usikkerhet i bestemmelse av gl ved hjelp av korte serier.
Usikkerhet i vannføringskurvens øvre del.
Usikkerhet i frekvensbestemmelsen av sjeldne flommer.
Usikkerhet i tilpasningsmetodikken for beregning av gl.
At gl ikke er regionalt fordelt etter samme mønster som $\bar{q}_{max}$.

En undersøkelse antydet at avvløpsseriens lengde byrde være ca. 50 - 60 år før stabiliteten i gl ble tilfredsstillende for analyseformål. Skjevhetskoeffisienten til disse stasjonene ble plottet på kart. Fordelingsmønsteret for vårflom-skjevheter var dårlig definert og virket lite tilforlatelig ut fra klimatiske og naturgeografiske vurderinger. Da spredningen i verdiene sett i relasjon til standardavviket til logaritmene (sl) også er relativt liten for vårflommer, ble det besluttet å holde konstante gl-verdier innenfor hvert vårflom-område. Disse er definert som middelverdien av skjevhetskoeffisientene for stasjoner med lengde over 50 år (fig. 8.1).

For høstflommene er forskjellen i gl-verdiene større. Samtidig er standardavviket til logaritmene av $\bar{q}_{max}$ større og et mer findelt regionalt fordelingsmønster er nødvendig. Dette er relativt godt definert i Sør-Norge. Her er tendensen at gl avtar fra et maksimum på Vestlandet til et minimum på Østlandet (fig. 8.2). I Nord-Norge er variasjonene mindre, og fordelingsmønsteret noe uklart. Her er gl satt lik 0,1 i hele området.

Årsflomregionens skjevhetskoeffisienter er avmerket i fig. 8.2. Årsseriene er kortere og stasjonene færre, men verdiene for de lengste seriene lot til å følge samme mønster som høstflommene.

For brefelt-gruppen anbefales følgende verdier av skjevhetskoeffisienter: Nord-Norge 0.7, Folgefonna 0.7, Jotunheimen vest for Jostedalsbreen -0.6, og Jotunheimen øst for Jostedalsbreen 0.15.

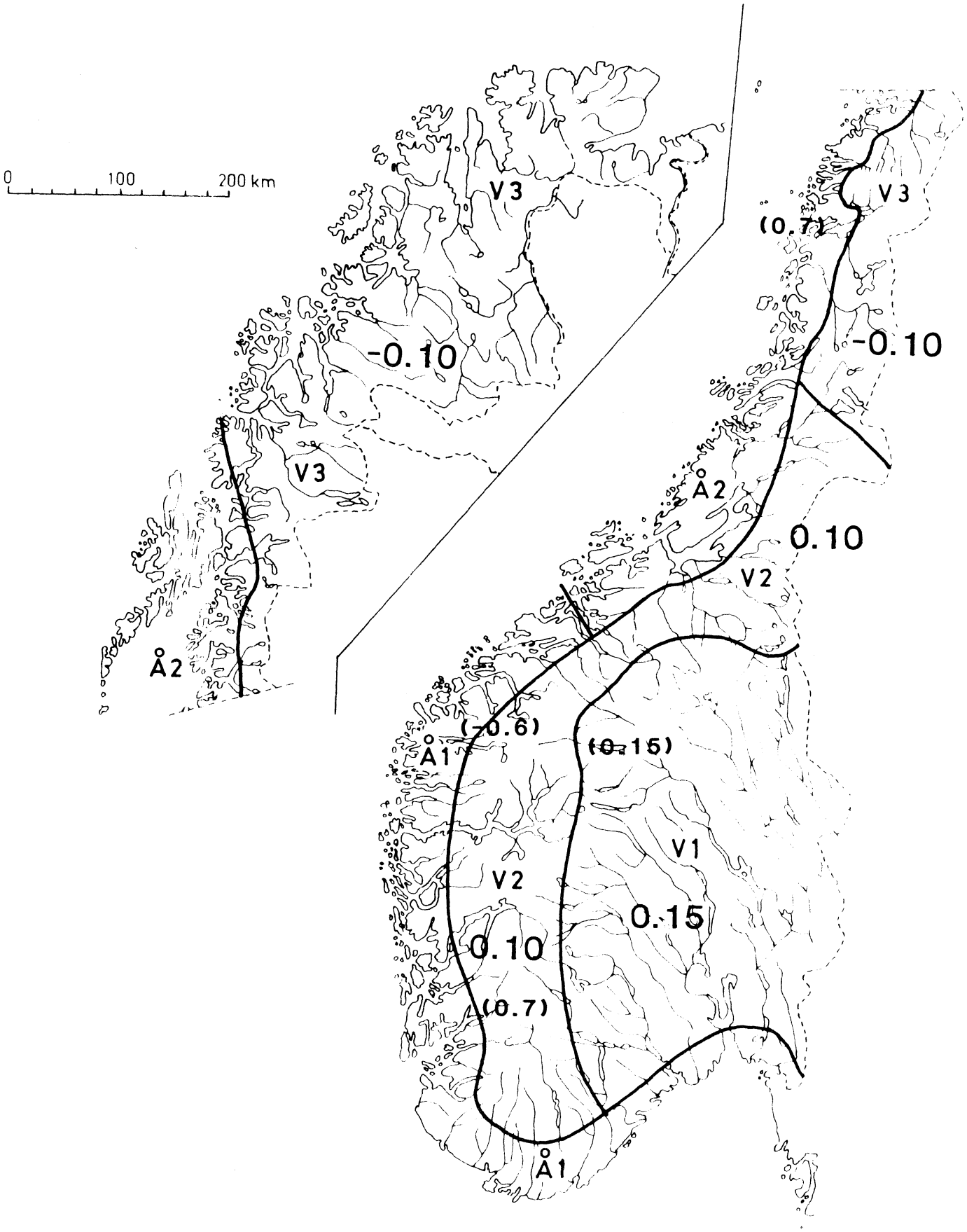


Fig. 8.1 Skjevhetskoeffisienten for vårflommer

Skjevhetskoeffisienten for brefelter er vist i parantesene

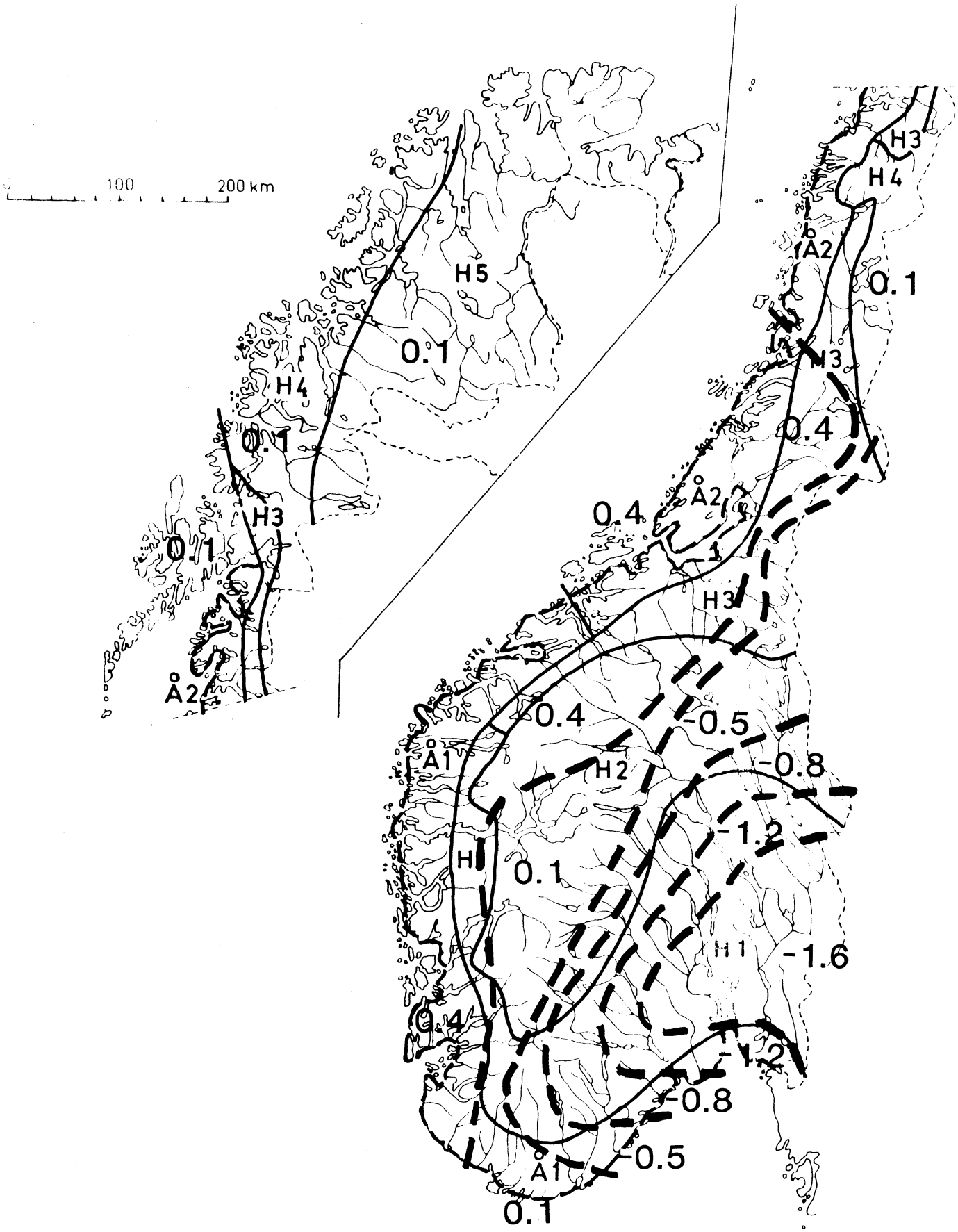


Fig. 8.2 Skjevhetskoeffisienten for høst- og årsflommer

8.5 Usikkerhet.

Den reelle usikkerhet som er forbundet med en beregning av flommer av ulik frekvens ved hjelp av likningene i kapittel 8.3, er vanskelig å angi. Det er usikkerheter både i det hydrologiske og fysiografiske grunnlagsmaterialet som er benyttet, og det er usikkerheter knyttet til selve formlene. Som et anslag på den samlede usikkerhet som er forbundet med bruk av formlene har vi valgt en størrelse på to ganger det midlere residualavvik i % mellom observerte og beregnede verdier (tabell 8.2).

Tabell 8.2

TO GANGER MIDLERE RESIDUALAVVIK I PROSENT

	V1	V2	V3	H1	H2	H3	H4	H5	Å1	Å2	ÅBRE
$\overline{q}_{max}$	19	13	20	24	24	20	24	33	18	16	36
qml	71	44	92	70	67	(100)	(80)	59	99	62	67
sl	28	19	37	25	23	27	28	25	25	25	24

Usikkerheten er ikke å betrakte som en konstant prosent som skal legges til et hvert beregningsresultat, men må oppfattes som en slumpmessig størrelse som kan trekke beregningsresultatet i begge retninger. Det synes derfor naturlig å vurdere beregningsresultatet mot:

En sammenlikning med nabovassdrag med hydrologiske registreringer.
En vurdering av størrelsen av de nedbørfelt-parametre som inngår i likningen i det aktuelle felt mot middelverdi $\pm$ standardavvik for området (tabell 7.1).

Ut fra dette bør beregningsresultatet økes eller reduseres innenfor de grenser som tabellene 8.1 og 9.1 angir.

8.6 Områdekurver for flomfrekvenser.

Når flommer skal beregnes, forutsettes det at de flommene som er observert er representative for forholdene slik de kommer til å bli i fremtiden. En

observasjonsserie kan neppe regnes for retningsgivende for de hydrologiske forholdene for mer enn 2 - 5 ganger observasjonsperioden.

I de regionale flomanalyser er parametrene i flomfrekvensformlene regnet ut på grunnlag av et stort antall vannmerker. Det antas da at man kan tillate seg å tøye informasjonsmengden til 5 ganger observasjonsperioden. Den midlere observasjonslengde er 45 år (kapittel 4.2), slik at en beregning basert på regionale flomfrekvensformler kan antas å gjelde for gjentaksintervall opp til 250 år.

For gjentaksintervall over 250 år har vi valgt å anbefale bruken av områdekurver for flomfrekvenser. En områdekurve viser den midlere flomfrekvensfordelingen av alle observerte flommer skalert med en eneste parameter $\bar{q}_{max}$ i et område. Den beregnes ved å finne gjentaksintervallet T for hver observert flom $q(T)/\bar{q}_{max}$ i alle flomserier i et område. Kurven vil da gå gjennom middelverdien av $q(T)/\bar{q}_{max}$ for hvert gjentaksintervall. Med det antall vannmerker man har i hvert område, blir områdekurven godt bestemt for gjentaksintervall opp til ca. 150 år. For høyere gjentaksintervall er det nødvendig å slå sammen flomserier. Vannmerkene i et område er delt inn i 5 grupper, mest mulig jevnt fordelt over området. De tre høyeste $q(T)/\bar{q}_{max}$-verdiene i hver gruppe er antatt å være de høyeste flommene i en observasjonsperiode på M år, der M er summen av alle observasjonsperiodene i hver gruppe. M varierer fra gruppe til gruppe, men er forsøkt holdt så ens som mulig. Middelverdien av de tre høyeste $q(T)/\bar{q}_{max}$-verdiene og tilsvarende T-verdiene fra hver gruppe plottes, og områdekurven styres gjennom gruppemidlene. Metoden er beskrevet i NERC (1975).

Metoden har sine svakheter, særlig ved at de tre største flommene i hver gruppe ikke er uavhengige av hverandre. Den tilbyr likevel en rimelig løsning på et stort problem, nemlig å kunne bestemme de sjeldne dimensjoneringsflommene.

Områdekurvene brukes for gjentaksintervall mellom 250 og 1000 år. Områdekurver for vårflommer, høstflommer og årsflommer er vist i fig. 8.3, 8.4 og 8.5. I fig. 8.5 er også vist regionkurver for brevannmerker.

8.7 Regionkurver for flomfrekvenser.

Det vil i spesielle tilfeller bli behov for å beregne flommer med svært høye gjentaksintervall. Det foreliggende datamaterialet gir neppe grunnlag for

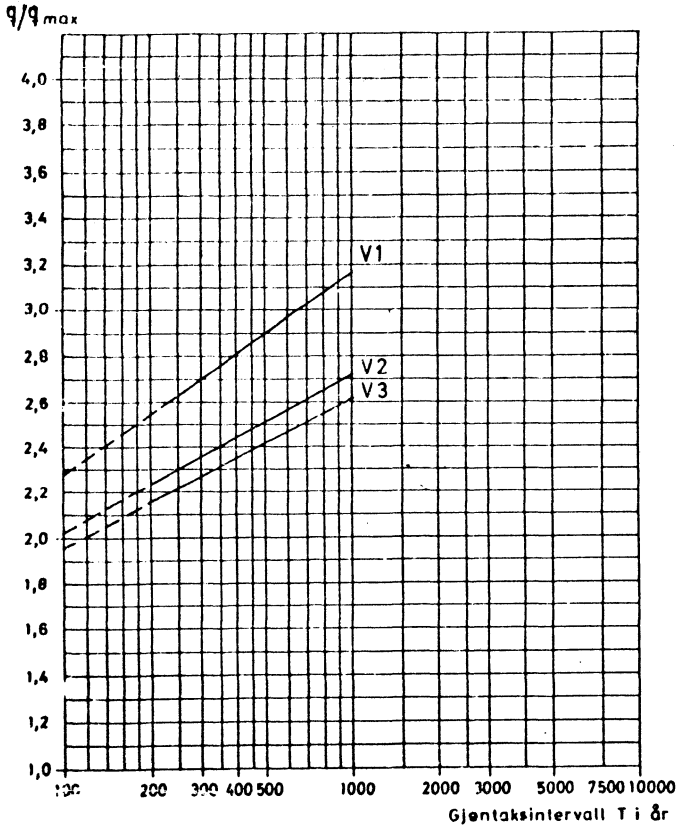


Fig. 8.3 Områderkurver for vårflommer.

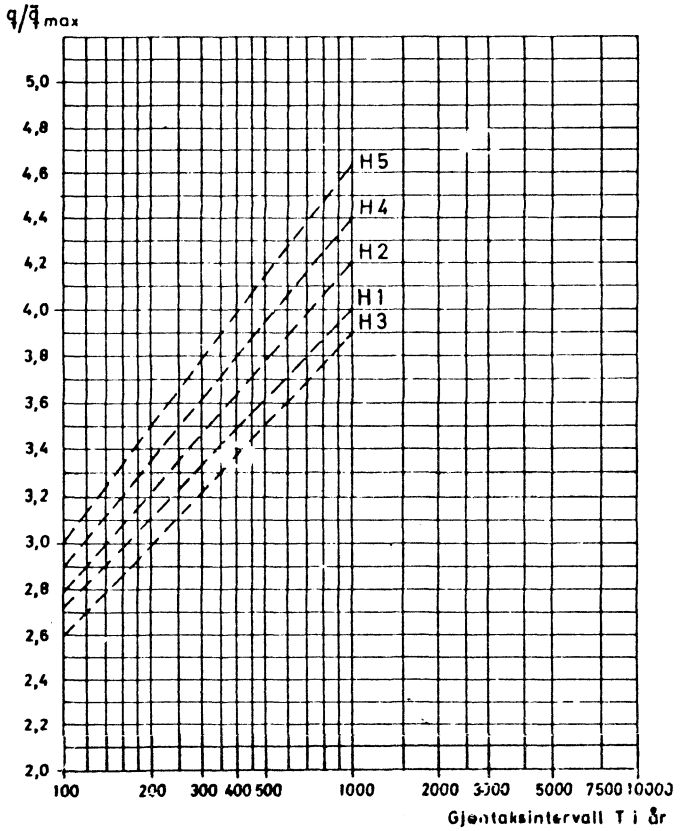


Fig. 8.4 Områdekurver for høstflommer.

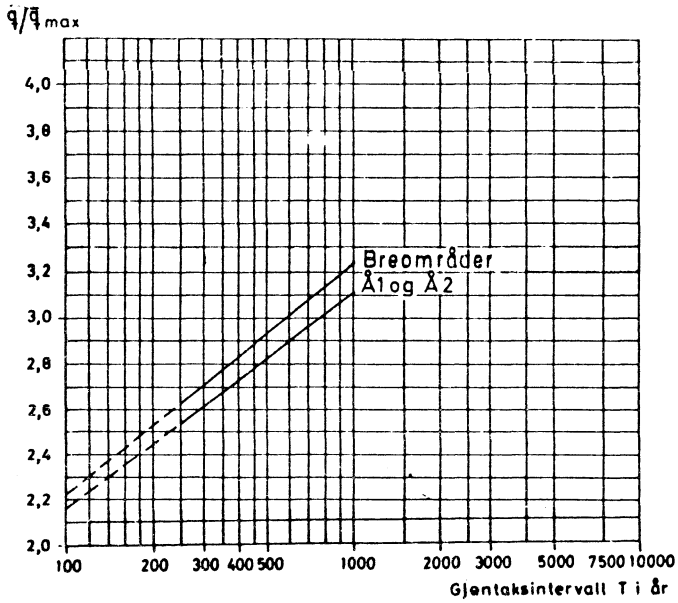


Fig. 8.5 Områdekurver for årsflommer
Områdekurven for breområder

å trekke informasjoner utover 1000 år. Selv dette kan være tvilsomt. I denne analysen har vi allikevel sett det som en oppgave å gi visse retningslinjer for de sjeldne flommene.

Regionkurvene presentert i fig. 8.6 viser frekvenskurver for årsflommer (kystregionen), vårflommer og høstflommer (innlandsregionen) for gjentaksintervall opp til 10 000 år. Årsflommene representerer en samlet observasjonsperiode på ca. 1 500 år, vårflommene og høstflommene ca. 5 300 år. Regionkurvene representerer derfor en datamengde som til en viss grad kan forsvare ekstrapolasjon hvis observasjonene hadde vært uavhengige.

Vi har ikke foretatt noen undersøkelse av regional korrelasjon mellom dataene. Hvis den "innbyrdes" korrelasjonskoeffisienten hadde vært 0.3, kunne man regne ut at 100 observasjonsserier a 50 år tilsvarer en ekvivalent uavhengig serie på bare 170 år. Er korrelasjonskoeffisienten 0.1, blir den ekvivalente serielengden 460 år. Regionkurvene er derfor tvilsomme. De er forøvrig det beste alternativet vi har funnet til beregning av sjeldne flommer.

Det advares mot å trekke vidtrekkende konklusjoner på grunnlag av disse kurvene. Vi er her inne på tidsperioder der storstilte klimavariasjoner teller helt utslagsgivende. Flomberegninger ut fra dagens klima for forhold som er så ekstreme, har neppe noe for seg.

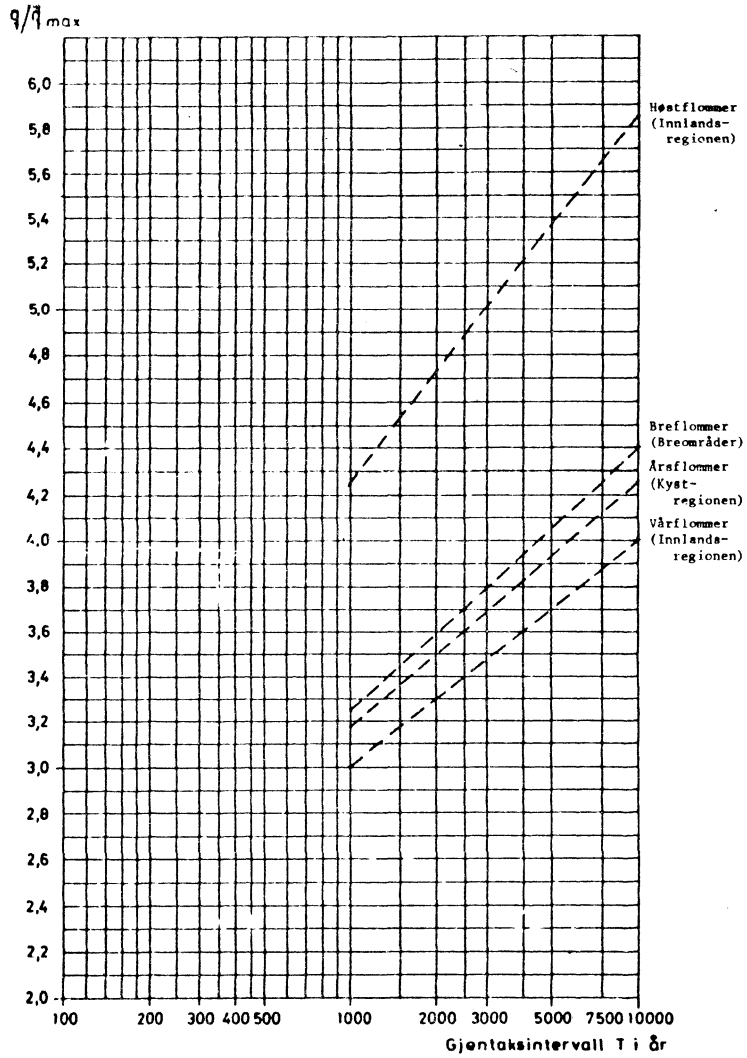


Fig. 8.6 Regionskurver for innlandsregionen, kystregioner og breområder.

9 FORSLAG TIL RETNINGSLINJER FOR BEREGNING AV FLOMMER

9.1 Innledning.

Flommer kan beregnes på to måter. De kan bestemmes ved statistisk analyse som i denne undersøkelsen. Da kan maksimale døgnmiddelverdier for en periode på et år eller en sesong beregnes. De kan også analyseres gjennom flomhydrogrammet ved å bruke andre metoder. Dette emnet tas opp av andre arbeidsgrupper.

Valget mellom disse to måtene avhenger av svaret på følgende spørsmål: Må man kjenne til hydrogrammet, eller flommens tidsforløp, i tillegg til maksimalverdien? Dette kan være nødvendig ved vurdering av virkninger av en dam eller et elveleie på en tilsigsflom (routing).

Hvis det ikke er nødvendig å kjenne til flomhydrogrammet, kan døgnmiddelflom beregnes ut fra følgende retningslinjer:

Først må stedet bestemmes i forhold til flomregionene. En del retningslinjer er antydet i kapittel 7.6. Hvis stedet hører til innlandsregionen, må det tas stilling til om det er vårflommer eller høstflommer som skal beregnes. Som eksempel vil det i vassdrag med kraftverksreguleringer kunne vise seg at vårflommene blir fanget opp i reguleringsmagasinene, mens høstflommene kommer på et tidspunkt når magasinene er fylt. I slike tilfeller vil høstflommene være viktigere enn vårflommene. Er det den høyeste flommen som vil forekomme utansett årstid som ønskes, må den høyeste dimensjoneringsflommen av vårflommer og høstflommer beregnes. Det viser seg at ved lave gjentaksintervall er ofte vårflommene større enn høstflommene, fordi midlere vårflom generelt er høyere enn midlere høstflom. Ved de høyeste gjentaksintervallene kan høstflommene bli høyest, fordi frekvenskurver for høstflom gjerne er brattere enn for vårflom.

Beregningene foregår i to trinn. Først må midlere års- eller sesongflom, $\bar{q}_{max}$ bestemmes. Denne finnes enten av observasjonsmaterialet eller ved å bruke formlene i tabell 8.1. Deretter skal dimensjoneringsflommer q(T) for gjentaksintervallet T beregnes. For gjentaksintervall under 250 år bestemmes parametrene i log-Pearson type III enten ved bruk av observasjonsmaterialet eller ved å bruke formlene i tabell 8.1 samt kartene i fig. 8.1 og 8.2. Dette gir grunnlag for å beregne q(T) som vist i kapittel 6.4. For gjentaksintervall mellom 250 og 1000 år brukes områdekurvene i fig. 8.3, 8.4 eller 8.5. For gjentaksintervall over 1000 år brukes regionkurvene i fig. 8.6.

9.2 Ingen eller helt upålitelige observasjoner.

Midlere spesifikke døgnflom, $\bar{q}_{max}$, må bestemmes ut fra formler basert på nedbørfelt- og hydrologiske parametre, tabell 8.1.

T < 250 år : q(T) beregnes ut fra log-Pearson type III. Parametrene regnes ut ved formler basert på nedbørfelt- og hydrologiske parametre, tabell 8.1 og kartene i fig. 8.1 og 8.2.

T > 250 år : q(T) beregnes ut fra områdekurver, fig. 8.3, 8.4 eller 8.5. (T < 1000 år), eller ut fra regionkurvene, fig. 8.6(T > 1000).

Det bør snarest opprettes et vannmerke ved stedet for å forbedre estimatene. Spesielt gjelder dette for $\bar{q}_{max}$.

9.3 Observasjonsseriens lengde under 10 år.

Finnes det en lengre observasjonsserie i nærheten, kan den aktuelle serien utvides. Estimatene kan da forbedres. Utvidelsen av dataserien for dette formålet kan utføres på følgende måte: Høyeste vannføring hver måned korreleres med tilsvarende tall for sammenlikningsvannmerket for den felles observasjonsperiode. De regresjonslikningene man da kommer fram til, brukes for å beregne høyeste vannføring for hver måned i hele utvidelsesperioden. Deretter vil høyeste års- eller sesongvannføringer hvert år danne flomrekken for beregning av $\bar{q}_{max}$.

T < 250 år : q(T) beregnes ut fra log-Pearson type III. Parametrene regnes ut ved formler basert på nedbørfelt- og hydrologiske parametre, tabell 8.1, og kartene i fig. 8.1 og 8.2.

T > 250 år : q(T) beregnes ut fra områdekurver, fig. 8.3, 8.4 eller 8.5, (T < 1000 år), eller ut fra regionkurvene, fig. 8.6 (T > 1000 år).

9.4 Observasjonsseriens lengde mellom 10 og 50 år.

Midlere spesifikke døgnflom, $\bar{q}_{max}$, beregnes ut fra observasjonene.

T < 250 år : q(T) beregnes ut fra log-Pearson type III. De to parametrenes middelverdi og standardavvik beregnes ut fra observasjonene. Den tredje parameteren, skjevheten, tas ut fra kartene i fig. 8.1 og 8.2.

T > 250 år : q(T) beregnes ut fra områdekurver, fig. 8.3, 8.4 eller 8.5 (T < 1000 år), eller ut fra regionkurvene i fig. 8.6 (T > 1000 år).

9.5 Observasjonsseriens lengde over 50 år.

$\bar{q}_{max}$ beregnes ut fra observasjonene.

T < 250 år :q(T) beregnes ut fra log-Pearson type III. De tre parametrene middelverdi, standardavvik og skjevhetskoeffisienten beregnes ut fra observasjonene.

T > 250 år :q(T) beregnes ut fra områdekurvene, fig. 8.3, 8.4 eller 8.5 (T < 1000 år), eller ut fra regionkurvene, fig. 8.6 (T > 1000 år).

9.6 Usikkerheten i q(T)-estimatene.

Det er vanskelig å anslå usikkerheten for dimensjoneringsflommer. Ut fra de erfaringer vi nå sitter inne med, kan vi foreslå noen retningslinjer. Tabell 9.1 gir prosentvise overslag for middelflommer og dimensjoneringsflommer. Det er ikke gjort forsøk på å skille mellom dimensjoneringsflommer med høye og lave gjentaksintervall. Til det er overslagene for summariske.

Tabell 9.1

USIKKERHET I PROSENT FOR MIDDELFLOM (q_{max}) OG DIMENSJONERINGSFLOM (q(T))

Antall obs.år:	Middelflom		Dimensjoneringsflom	
	Vår/Årsflom	Høstflom	Vår/Årsflom	Høstflom
Ingen	± 20	± 25	± 30	± 35
<10	± 15	± 15	± 20	± 20
10-50	± 10	± 10	± 15	± 15
>50	± 5	± 5	± 10	± 10

Tallene i tabell 9.1 gjelder det vi kan kalle "statistiske" feil. Dette vil si den usikkerheten som gjelder ved bruk av formelverket i tabell 8.1. I tillegg kommer eventuelle usikkerheter i vannføringskurven, og observasjonsfeil. Overslagene i tabellen gjelder de usikkerheter man kan regne med i ca. 90% av tilfellene (90% nivå).

9.7 Eksempler på beregninger.

Vi har tatt for oss et vassdrag fra hver region for å vise hvordan metodikken kan anvendes i praksis. Kystregionvannmerket er Stordalsvatn,

Etneelv, vmnr. 586. Innlandsvannmerket er Atna bru i Glomma/Atna vmnr. 400.

Eksemplene viser hvordan beregningene foretas med 0, 8 og 25 års observasjonsperiode.

De parametrene som brukes i beregningene er hentet fra tabellene 4.1 og 5.3, og er vist i tabell 9.2.

Områdene er V1 og H2 for innlandsregionen og Å1 for kystregionen.

Tabell 9.2

PARAMETRE FOR FLOMBEREGNINGER

	400, V1 (Vår)	400, H2 (Høst)	586, Å1 (År)
Periode	1917-74	1917-74	1913-74
A, km^2	455	455	134
q_N, $l/s\ km^2$	22	22	94
$\bar{q}_{max}$, $l/s\ km^2$	163	73	686
qml	− 0,06	− 0,13	− 0,08
sl	0,35	0,54	0,38
gl	− 0,07	− 0,47	1,23
L_F, km		34	23
a_{SF}, %	77		
a_{SE}, %	1,2	1,2	
a_S, %			8,1
ΔH, m	1483		
S_T, m/km	25		
F			25

Som sammenlikningsgrunnlag vil vi bruke de tre flomstørrelsene q20, q100 og q500. Disse er beregnet på grunnlag av hele observasjonsmaterialet etter log-Pearson type III, og er vist i tabell 9.3.

Ingen observasjoner

Størrelsen $\bar{q}_{max}$ bestemmes ut fra formler for hydrologiske- og nedbørfeltparametre. Fra tabell 8.1 finner vi:

Tabell 9.3

BEREGNETE FLOMMER FRA OBSERVASJONSMATERIALET

	400, V1	400, H2	586, Å1
q20, l/s km^2	270	150	1300
q100, l/s km^2	340	190	1900
q500, l/s km^2	410	230	3300

$$\bar{q}_{max,V} = \frac{51.0 \cdot S_T^{0.360} \cdot a_{SF}^{0.124} \cdot q_N^{0.280}}{a_{SE}^{0.092} \cdot \Delta H^{0.166}} = 194 \text{ l/s km}^2 \quad (400, V1)$$

$$\bar{q}_{max,H} = \frac{0.844 \cdot q_N^{1.404}}{a_{SE}^{0.077}} = 64.0 \text{ l/s km}^2 \quad (400, H2)$$

$$\bar{q}_{max,Å} = \frac{11.0 \cdot q_N^{1.139}}{a_{SE}^{0.596}} = 559 \text{ l/s km}^2 \quad (586, Å1)$$

Parametrene qml og sl i log-Pearson type III regnes også ut fra formlene i tabell 8.1. Skjevheten gl tas ut fra kartene i fig. 8.1 eller 8.2. For enkelhets skyld vises bare resultatene. Parametrene gir det nødvendige grunnlaget for å regne ut verdien k og uttrykket

$$q(T)/\bar{q}_{max} = e^{k \cdot sl + qml},$$

jfr. kapittel 6.4. Disse verdiene er også vist i tabell 9.4.

Videre finnes forholdet $q(T)/\bar{q}_{max}$ for q500 fra områdekurvene i fig. 8.3, 8.4 og 8.5. Disse er 2,9 for V1, 3,8 for H2 og 2,8 for Å1.

De tre dimensjoneringsflommene beregnes ved å multiplisere den beregnede $\bar{q}_{max}$-verdien med forholdstallene $q(T)/\bar{q}_{max}$. Tabell 9.5 viser disse verdiene samt avviket i % fra de "observerte" verdiene i tabell 9.3.

Avvikene er i enkelte tilfeller store. For vårflommene er utslagene størst for q500. En bedre bestemmelse av $\bar{q}_{max}$ ville her vært ønskelig. For årsflommene er det unøyaktig fastsettelse av gl som er svakheten. Det store

Tabell 9.4

PARAMETRE FOR "INGEN OBSERVASJONER"

		400, V1	400, H2	586, Å1
Beregnet qml		- 0,06	- 0,19	- 0,06
Beregnet sl		0,33	0,62	0,31
Beregnet gl		0,15	- 0,5	0,4
T_{20}	k	1,7	1,5	1,8
	$q(T)/\bar{q}_{max}$	1,7	2,1	1,8
T_{100}	k	2,4	2,0	2,6
	$q(T)/\bar{q}_{max}$	2,1	2,9	2,3

Tabell 9.5

BEREGNETE FLOMMER "INGEN OBSERVASJONER"

	400, V1		400, H2		586, Å1	
	l/s km^2	Avvik %	l/s km^2	Avvik %	l/s km^2	Avvik %
q20	320	20	1130	- 15	910	- 30
q100	410	20	180	- 5	1200	- 35
q500	560	35	240	5	1600	- 50

avviket for q500 for årsflommer skyldes at områdekurvens $q(T)/\bar{q}_{max}$-verdi er langt lavere enn den "observerte". Dette skyldes igjen den svært høye skjevheten i observasjonsmaterialet. Vi har her et eksempel på at også observerte data fra lange serier kan oppvise resultater som det er nødvendig å undersøke nærmere. Analysen hittil tyder på at den "observerte" q500 er for høy. Ser vi nærmere på dataene for vmnr. 586, finner vi at den høyeste flommen (i 1940) er bortimot dobbelt så høy som den nest høyeste (i 1955). Er dette en feil observasjon? Vi har her et eksempel på at regionale sammenlikninger kan være nødvendige selv for vassdrag med lange observasjonsserier.

Det hele forenkles ikke ved at denne høye q500 kan skyldes måten parametrene i Pearson type III blir bestemt på. Gode estimeringsmetoder bør kunne håndtere eventuelle sjeldne flommer i observasjonsmaterialet. Momentmetoden, som benyttes her, er følsom for slike observasjoner ved skjeve fordelinger. Dessverre blir beregningsmetodikken mer komplisert jo mer generelt anvendelige estimeringsmetodene er. Vi har her valgt enkelhet fremfor bred, generell anvendelighet. Vmnr. 586 er et eksempel på at andre metoder (f.eks. lognormal med 3 parametre) kunne egne seg bedre. Dette kan ikke avgjøres før den høye flommen i 1940 er undersøkt nærmere, og heller ikke før de forskjellige fordelingene blir plottet for grafisk sammenlikning.

Observasjonsseriens lengde under 10 år

Vi tar for oss de siste 8 årenes observasjoner (1967-74) fra de to vannmerkene. Tabell 9.6 viser $\bar{q}_{max}$.

Tabell 9.6

BEREGNET q_{max} FOR PERIODEN 1967-74

	400, V1	400, H2	586, Å1
$\bar{q}_{max}$, l/s km^2	185	55	590

De tre parametrene i log-Pearson type III er bestemt i forrige eksempel, og vist i tabell 9.4. De tre beregnete dimensjoneringsflommene samt prosentavviket fra de "observerte" flommene er vist i tabell 9.7.

Tabell 9.7

BEREGNETE FLOMMER, 8 OBSERVASJONSÅR

	400, V1		400, H2		586, Å1	
	l/s km^2	Avvik %	l/s km^2	Avvik %	l/s km^2	Avvik %
q20, l/s km^2	300	10	110	- 25	960	- 25
q100, l/s km^2	390	15	150	- 20	1300	- 30
q500, l/s km^2	540	30	210	- 10	1700	- 50

Ved å bedre estimatet for $\bar{q}_{max}$, ser vi at både vårflommene og årsflommene blir bedre. Høstflommene blir dårligere, fordi middelflommen for de siste 8 årene er lavere enn middelflommen beregnet etter flomformelen. En regresjonsanalyse som antydet i kapittel 9.3 ville her ha vært nyttig.

Observasjonsseriens lengde er 25 år

Vi tar for oss de siste 25 årenes observasjoner (1950-74) Størrelsene $\bar{q}_{max}$, qml og sl er vist i tabell 9.8.

Tabell 9.8

PARAMETRE BEREGNET FRA 25 OBSERVASJONSÅR

	400, V1	400,H2	586, Å1
$\bar{q}_{max}$, l/s km^2	165	65	648
qml	- 0.05	- 0.09	- 0.07
sl	0.32	0,42	0,38

Skjevheten gl blir som i de to første eksemplene, og er vist i tabell 9.4. De tre dimensjoneringsflommene, samt deres avvik, er vist i tabell 9.9.

Denne siste resultattabellen kan vi kommentere på følgende måte: Vårflommene har blitt tilfredsstillende estimert, mens høstflommene for de lavere gjentaksintervallene er blitt for lave. Dette skyldes at sl fremdeles er for lav i forhold til hele dataseriens sl. Årsflommene for de lave gjentaksintervallene er blitt bedre takket være et nøyaktigere estimat av $\bar{q}_{max}$. Derimot er q500 fremdeles vesentlig lavere enn referanseverdien. Grunnen til dette er som før: Svært høy skjevhet i grunnlagsmaterialet i forhold til midlet for regionen.

Tabell 9.9

BEREGNETE FLOMMER, 25 OBSERVASJONSÅR

	400, V1		400, H2		586, Å1	
	l/s km^2	%	l/s km^2	%	l/s km^2	%
q20	270	0	110	- 25	1200	- 10
q100	340	0	140	- 25	1600	- 15
q500	480	15	250	10	1800	- 45

10. BEHOV FOR UTVIDETE UNDERSØKELSER.

Et så omfattende felt som analyse av flomdata og regionalisering for flomformler vil neppe noen gang kunne regnes som avsluttet. Det er et langvarig arbeid som ligger bak hver enkelt flomobservasjon, og nitidig kartanalyser bak de enkelte nedbørfelt-parametrene. Det vil stadig være nødvendig med flere år med observasjoner, og flere og bedre funderte felt-parametre. Det er også et stort arbeide bak de enkelte analyseresultatene. Det ville ofte være behov for bedre tid og et større erfaringsgrunnlag både for utvalg av karakteristiske områder og for sammensetning av formelverket.

Det hydrologiske datamaterialet har oftest vært den begrensende faktor. Likevel mener vi at regionaliseringen for middelflommene og standardavviket til flom-logaritmene er ganske tilfredsstillende, (krf. tabell 8.2). Middelverdien til flom-logaritmene og spesielt skjevhetskoeffisienten er det behov for å utrede nærmere. Å skaffe fram det nødvendige datamaterialet vil ta mange år. Formlene og retningslinjene er derfor blitt en kompromissløsning mellom nødvendigheten av slike opplysninger, og svakheten ved grunnlagsmaterialet.

Valget av flomfrekvensformler er også vel fundert. Erfaringene fra utlandet har kommet oss til gode. Videre undersøkelser her behøver neppe prioriteres for de andre oppgavene som nevnes.

Denne analysen tar bare for seg døgnflommer fra felter over en viss størrelse. Flomvolumer og flomhydrogrammets form er det viktig å få utredet nærmere. Dette er nå igangsatt ved Hydrologisk avdeling. En slik undersøkelse vil på grunn av tidspress og data-svakheter bli ufullstendig. Flommer fra små felter, øyeblikksflommer, er et annet område der behovet er stort og datamengden liten.

Matematiske modeller kan brukes for å studere både øyeblikksflommer og flomhydrogrammer. Verktøyet finnes, arbeidet kan utføres om de nødvendige ressurser kan skaffes til veie.

I andre land er enhetshydrogrammet mye brukt. Meteorologiske data, som kan ha lengre observasjonsperioder, brukes som inngangsdata. I likhet med andre modeller er dette et arbeidsfelt der metodikken er kjent.

Man kan også forbedre de hydrologiske data. Vannføringskurver er nesten alltid usikre på høye vannstander. Videre bør dataene fra de enkelte stasjonene gjennomgå en bedre kvalitetskontroll enn det som er praksis i dag. Retningslinjer for dette er under utarbeidelse, men gjennomføringen krever store ressurser. Det er usikkert hvor meget dette kan bety for bestemmelse av formlene. Det kan vise seg at det også bør legges vekt på å foreta andre feltbeskrivelser enn det som er gjort her. De nedbørfelt-parametre som er brukt, beskriver ofte ikke de hydrologiske parametrene godt nok.

Flom fra snøsmelting skyldes andre forhold enn flom fra regn alene. Dette burde man undersøke ved hvert enkelt vannmerke for hvert enkelt år. Dessverre er ikke de meteorologiske dataene tilstrekkelige til en slik kritisk gjennomgåelse alle steder. Viktigheten av en slik oppdeling i de kritiske kystområdene skulle underkastes et nærmere studium.

11 BIBLIOGRAFI

Amorocho, J. & Hart, W.E.
1964: A critique of current methods in hydrologic systems investigation, Am.geophys.Un. Trans. 45, 307-321.

Beard, L.R.
1962: Statistical methods in hydrology, U.S. Corps of Engineers, Sacramento, California.

Benson, M.A.
1968: Uniform flood frequency estimating methods for Federal Agencies, Water Resources Research, 4.

Bruce, J.P. & Clark, R.H.
1969: Introduction to hydrometeorology, Pergamon, London, 319 s.

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

Clarke, R.T.
1973: Mathematical models in hydrology, FAO, Roma.

Grassberger, H.
1936: Die Anwendung der Warscheinlichkeitsrechnung auf Hochwasserfragen. Deutsche Wasserwirtschaft 9 und 10.

Gray, D.M.
1970: Principles of hydrology, Water Information Center, Inc., Washington.

Jenkinson, A.F.
1955: The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 87:158.

Lundquist, D.
1977: Inndeling av Norge i hydrologiske regimer, Notat til FAG5-møte, Helsingfors, 19.9.77.

Marković, R.D.
1965: Probability functions of best fit to distributions of annual precipitation and runoff, Hydrology Papers, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

1975: Mathematical-statistical methods of testing consistency and homogeneity of meteorological and hydrological elements of human environment, Federal Hydrometeorological Institute, Beograd.

Mohn, E. og Sakariassen, A.
1976: Bruksbeskrivelse av: Subrutiner SRANG for testing av uavhengighet, subrutiner MWOBS for Mann-Whitney's (eller Wilcoxon's) to-utvalgs tester, subrutiner KOLSM2 for Kolmogoroff-Smirnoff to-utvalgs test, Norsk Regnesentral, Oslo.

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

Panchang, G.M. og Aggerwall, V.P.
1962: Peak flow estimation by method of maximum Likelihood, Tech. Memo. HL02, Government of India, Central Water and Power Research Station, Poona, India.

Ruud, E.
1977: Bestemming av områder med vårflom/høstflom og årsflom. Arbeidsnotat nr. 2/77, Hydrologisk avdeling, NVE.

Ræstad, E.
1955: Flommer og flomløp. Teknisk ukeblad nr. 25, Oslo.

Sokolov, A.A., Rantz, S.E., Roche, M.
1976: Floodflow computations, The Unesco Press, Paris.

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

Tollan, A
1964: Litt om maksimalflommer og statistisk behandling av forskjellige flomtyper. Rapport nr. 3 fra Hydrologisk avdeling, Oslo.

1967: Når vannet stiger. Om flom og flomberegninger. Elektronisk tidsskrift nr. 32, Oslo.

1970: Variability of annual and seasonal runoff in Norway. Nordic Hydrology.

Wingård, B,
1974: Floods in Norwegian rivers, Nordisk Hydrologisk Konferanse i Aalborg, NHF, København.

1977: Undersøkelse av minste tillatte observasjonsperiode, Arbeidsnotat nr. 1/77, Hydrologisk avdeling, NVE.

1977: Hvilke(n) flomfrekvensfordeling er best i Norge? Arbeidsnotat nr. 3/77, Hydrologisk avdeling, NVE.

WMO
1969: Estimation of maximum floods, Technical Note no. 98, World Meteorological Organization, WMO-No. 223, T. P. 126, Geneve

Yevjevich, V.
1972: Probability and statistics in hydrology, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.

Østrem, G. og Ziegler, T.
1969: Atlas over breer i Sør-Norge, Meddelelse nr. 20, Hydrologisk avdeling.

Østrem, G., Haakensen, N. og Melander, O.
1973: Atlas over breer i Nord-Skandinavia, Meddelelse nr.22, Hydrologisk avdeling.