
Lokal og regional flomfrekvensanalyse av en flomregion i Norge.

Etablering av den lokale konvergerende Qdf-modellen og regionale Qdf-kurver basert på indeks-flom metoden.

Atle Jakobsen



Hovedoppgave i geografi (naturgeografi)

Institutt for geofag

Universitetet i Oslo

Våren 2007

Forord

Denne oppgaven har blitt utformet i samarbeid og under veiledning av førsteamanuensis Kjell Nordseth ved Institutt for geofag. Oppgaven er del av Cand.scient. studiet i naturgeografi.

I forbindelse med arbeidet med oppgaven har flere personer vært behjelpelige med tilgang til datamateriale, gode faglige diskusjoner og sosialt samvær.

Jeg vil med dette rette en takk til:

Kjell Nordseth for god veiledning og tålmodighet.

Lars A. Roald for behjelpelighet med tilgang til hydrologiske data og veiledning i bruk av programmet EKSTREM.

Jeg vil også takke alle mine medstudenter og ansatte på Geografisk institutt/Institutt for geofag, for et godt faglig og sosialt miljø, som har gjort studietiden til en fornøyelse.

Til slutt vil jeg takke min lille familie, Lena og Julie, for stor tålmodighet og god støtte i forbindelse med avslutning av oppgaven!

Jevnaker, Mai 2007.

Atle Jakobsen

Sammendrag

Flom påfører i dag samfunnet store økonomiske tap. For å kunne forebygge og begrense disse skadene mest mulig er et godt analyseverktøy nødvendig. Slik at man f.eks. unngår å bygge eller tilpasser bygg på flomutsatte områder.

Et verktøy som benyttes for å kunne beregne skadeområder og hyppighet av flomhendelser er flomfrekvensanalyse.

Flomfrekvensanalyse har stort sett blitt utført ved analyse av kun flomtoppen (Q_{maks}), som er en døgnmiddelflom for 1 døgn, og gjentaksintervallet for denne. I mange tilfeller er varigheten og volumet av flommen en vesentlig faktor, ved f.eks. å kunne estimere skadevirkningen på en konstruksjon eller beregne dimensjonen på fordrøyningsbasseng.

I denne oppgaven benyttes en metode kalt den lokale konvergerende Qdf-modellen (Javelle, 2002) som også tar hensyn til varigheten i tillegg til flomtoppen. Ved å benytte denne modellen etableres det en kontinuerlig modell med hensyn på både varighet (d) og vannføring (Q). Modellen tilfører mer informasjon om flomdynamikken til de studerte nedbørfelt enn ordinær flomfrekvensanalyse. Volumet til en gitt flom med en gitt varighet, kan enkelt utledes ved å multiplisere den aktuelle vannføringen (Q) med varigheten (d). Modellen har tidligere vist gode resultater i bla. Frankrike (Javelle m.fl., 2000) og Canada (Javelle, 2001).

Den lokale konvergerende Qdf-modellen er basert på to grunnleggende hypoteser (Javelle m.fl., 2002).

1. For et valgt gjentaksintervall (T) er $Q(d, T)$ som en funksjon av d en kurve med hyperbel form.
2. Qdf-kurver plottet for en valgt varighet (d) som en funksjon av T , konvergerer mot samme punkt når T går mot lave verdier.

Fordelen med Qdf-modellen sammenlignet med andre modeller er at den gir kun et kontinuerlig uttrykk som kan benyttes til å beregne en ønsket flom for en hver varighet og gjentaksintervall. Modellen har få parametere, noe som gjør den enkel til operasjonell bruk. Parametrene som må beregnes for den lokale konvergerende Qdf-modellen er den karakteristiske varigheten (Δ) og parametrene til den valgte teoretiske fordelingsfunksjonen til momentanflommen, i dette tilfellet den Generelle ekstremverdifordelingen (u_0, α_0, k_0).

Den karakteristiske varigheten beregnes ved å minimere dispersjonen (ϵ) som er et uttrykk for avvik mellom de tidsskalerte eksperimentelle verdiene (x_{i_j}) og den midlere tidsskalerte eksperimentelle verdien (\bar{x}_{i_j}).

Den lokale konvergerende Qdf-modellen er beregnet for snøsmelteflommer på 20 nedbørfelt i Sør-Norge. Flommodellen som er benyttet for utvelgelse av data er årlige maksimum serier(AMS) for en valgt sesong, tilpasset den Generelle ekstremverdifordelingen med bruk av L-momenter.

Kvaliteten på modellen er analysert ved å beregne den relative midlere kvadratrotfeilen (rRMSE) mellom Qdf-modellen og flomfrekvenskurver beregnet direkte fra observerte data.

Analysen viser at modellen er godt tilpasset de studerte vassdragene, og at de ikke tilfører vesentlig større avvik enn bruk av ordinær flomfrekvensanalyse. Analysen antyder også en viss sammenheng mellom enkelte feltparametere og kvaliteten på modellen.

Det blir også etablert en regional Qdf-modell basert på indeks-flom metoden, for en tidligere definert homogen flomregion i Sør-Norge. Den regionale Qdf-modellen etableres ved et vektet middel av de lokale L-momentene, standardisert ved indeks-flommen. Kun 1 regional og 2 lokale parametere må estimeres for å kunne beregne den regionale Qdf-modellen for et lokalt nedbørfelt. Dette er den regionale dimensjonsløse fordelingen til momentanflommen $Q^*(0, T)$, den lokale karakteristiske varigheten (Δ) og den lokale indeks-flommen (μ).

Avvik (rRMSE) er beregnet fra flomfrekvenskurver etablert direkte fra observerte data og avvik i forhold til beregninger utført ved ordinær indeks-flom metode. Resultatene antyder en godt tilpasset Qdf-modell sammenlignet med tidligere analyser og ut i fra den ekstra informasjonen om flomdynamikken som oppnås ved å benytte Qdf-modellen.

Innholdsfortegnelse

Forord

Sammendrag

Innholdfortegnelse

1. Innledning.....	11
1.1 Bakgrunn for oppgaven.....	11
1.2 Problemstilling.....	12
1.3 Oppgavens oppbygning.....	12
1.4 Regionens geografi.....	13
2. Hydrologiske data.....	15
2.1 Generelt.....	15
2.2 Målestasjon og oppløsning.....	16
2.3 Usikkerhet og feilkilder.....	16
3. Flom og Flom analyse.....	16
3.1. Definisjon av flom.....	16
3.2 Flomberegningsmetoder.....	17
3.2.1 Flomfrekvensanalyse.....	17
3.2.2 Nedbør/Avløps analyse.....	17
3.3 Flomanalyser i Norge.....	18
3.3.1 Lokale analyser.....	18
3.3.2 Regional analyse (Regionalisering).....	19
3.4 Flomtyper/faktorer som påvirker flomforløp.....	20
3.4.1 Størrelsen på nedbørfeltet.....	20
3.4.2 Magasiner.....	20
3.4.3 Overflatemateriale.....	21
3.4.4 Høydefordeling.....	21
3.4.5 Start på smeltesesongen.....	21
4. Flomfrekvensanalyse.....	21
4.1 Flommodeller.....	22
4.1.1 Årlig maksimum. (AMS).....	22
4.1.2 Verdi over terskel. (POT).....	22
4.1.3 Valg av modell.....	22
4.2 Krav til data i flomfrekvensanalyse.....	23
4.2.1 Lengden på dataserien.....	24
4.2.2 Homogenitet, stasjonæritet, uavhengighet.....	24
4.2.3 "Outliers".....	25
4.3 Gjentakintervall og plotteposisjon.....	25
4.3.1 Gjentakintervall.....	25
4.3.2 Plotteposisjon.....	26
4.4 Fordelingsfunksjoner i ekstremverdianalyse.....	26
4.4.1 Generell ekstremverdifordeling (GEV).....	27
4.4.2 Log pearson type 3 fordelingen (LP3).....	28
4.4.3 Den generaliserte Pareto fordelingen (GPD).....	29
4.4.4 Tidligere analyse/bruk av fordelingsfunksjonene.....	29

4.5 Metoder for valg av fordelingsfunksjon.....	30
4.6 Parameterestimeringsmetoder.....	31
4.6.1 Moment metoden.....	32
4.6.2 Maksimal sannsynlighet(ML).....	32
4.6.3 Sannsynlighetsvektede momenter (PWM).....	33
4.6.4 L-Momenter.....	34
4.7 QDF-modellen.....	35
4.7.1 ”Referanse felt” modellen.....	36
4.7.2 ”Den Lokale konvergerende” modellen.....	36
4.8 Regional flomfrekvensanalyse.....	40
4.8.1 Homogene regioner/Regionalisering.....	40
4.8.2 Analysemetoder.....	42
4.8.3 Indeks flom(IF) metoden.....	42
5. Metode.....	43
5.1 Valg av serier.....	43
5.1.1 Lengde.....	43
5.1.2 Regulering.....	43
5.1.3 Størrelse på nedbørfeltet.....	43
5.1.4 Innsjøandel og breprosent.....	43
5.1.5 Homogenitet.....	44
5.2 Flommodell og valg av sesong.....	44
5.2.1 Årlig maksimum serier (AMS).....	44
5.2.2 Valg av sesong.....	44
5.2.3 ”Outliers”.....	44
5.3 Lokal Flomfrekvensanalyse.....	45
5.3.1 Plotteposisjon.....	45
5.3.2 Fordelingsfunksjon.....	45
5.3.3 Parameterestimering (L-momenter).....	45
5.3.4 Den lokale konvergerende Qdf-modellen.....	45
5.3.5 rRMSE.....	49
5.4 Regional analyse.....	50
5.4.1 Etablering av Indeks-flom for skalering av de lokale fordelingene.....	50
5.4.2 Etablering av den regionale dimensjonsløse fordelingen.....	51
5.4.3 Reskalering av den dimensjonsløse regionale kurven.....	51
5.4.4 Validering av resultatene til den Regionale Qdf-modellen.....	52
6. Resultater/Diskusjon.....	52
6.1 Innledende analyse.....	52
6.1.1 Lengden på seriene.....	53
6.1.2 Regulering, størrelse, breprosent og homogenitet til nedbørfeltene.....	53
6.1.3 Valg av sesong.....	54
6.1.4 Tilpasning av den Generelle ekstremverdifordelingen (GEV) til observerte data.....	54
6.2 Lokal analyse, den lokale Qdf-modellen.....	55
6.2.1 Korrelasjon/Student T-test.....	55
6.2.2 Dispersjonen (ϵ).....	55
6.2.3 Den karakteristiske varigheten Δ	56
6.2.4 Sjekk av hypotesen om hyperbolsk form.....	58
6.2.5 Hypotesen ”Konvergens mot punkt T”.....	59
6.2.6 Validering av den lokale Qdf-modellen.....	60
6.2.7 Test av sammenheng mellom rRMSE, lengden på dataserien og feltparametere.....	63
6.2.8 Lokal rRMSE og geografisk beliggenhet.....	67

6.2.9 Feilkilder	67
6.3 Regional analyse, regional Qdf-modell basert på indeks flom metoden.....	68
6.3.1 Datagrunnlag	68
6.3.2 Indeks flom/etablering av den regionale kurven.....	68
6.3.3 Validering av den regionale Qdf-modellen.....	69
6.3.4 Regional rRMSE og geografisk beliggenhet.....	75
6.3.5 Feilkilder	75
7. Konklusjon	76
Litteraturliste.....	79
Oversikt vedlegg:.....	83

1. Innledning

1.1 Bakgrunn for oppgaven.

Flom har gjennom de siste årene blitt mer og mer dagsaktuelt. Dette på bakgrunn av flere flomhendelser i Norge og andre steder i verden. Eksempler på dette er ”Vesle Ofsen” på Østlandet våren 1995, høstflommen sentralt på Østlandet i 2000 og nedbørflommen i Trøndelag og Møre og Romsdal høsten 2003. I tillegg har det vært flere store flommer i bla. Rhinen og Mississippi. Slike flommer har ført til store økonomiske tap, og i flere tilfeller også tap av menneskeliv. For å kunne begrense disse tapene i fremtiden er man avhengig av flere faktorer. Eksempler på dette er god arealforvaltning, gode beredskapsplaner og generell økt kunnskap om flom. I denne analysen vil fokuset være på en del av sistnevnte område, nærmere bestemt en lokal og en regional flomfrekvensanalyse.

Hovedvekten av statistisk forskning på flom har vært basert på toppverdien av vannføringen (Q_{\max}) som er en døgnmiddelverdi og frekvensen av denne. Flomtoppen (Q_{\max}) definerer ikke alene flommens egenskaper og dynamikk. Varighet og volum er viktige faktorer for å forstå og kunne analysere en floms egenskaper og konsekvenser. Det har vært utført enkelte studier hvor volum/varighet også har vært en variabel, men dette i liten grad sammenlignet med analyser av Q_{\max} . Varigheten og volumet til en flom kan i forvaltningsøyemed være en viktig faktor for å kunne estimere skadeomfanget. Skaden på en konstruksjon kan i mange tilfeller være mer avhengig av varigheten enn toppverdien til en oversvømmelse. Volum er en viktig faktor for bl.a. beregning av kraftpotensiale i magasiner og dimensjonering av flomdempende tiltak.

Ashkar (1980) presenterte en ”peak-volume” analyse hvor det ble satt en start og slutt dag for flommen. Deretter ble Q_{\max} , varigheten og volumet analysert som tilfeldige variable. En annen regional flomfrekvens metode ble presentert av Ouarda mfl. (2000), denne metoden baserte seg på ”canonical” korrelasjons analyse og presenterte en analyse av både Q_{\max} og volumet. NERC (1975) presenterte en metode for beregning av volum av flomvannføring for varigheter fra 1-10 døgn. Metoden relaterer vannføringen for forskjellige varigheter til enten den midlere årlige momentanvannføringen (AMAF) eller den midlere årlige døgnvannføringen (CAMAF). Reduksjons kurver ble etablert ved å plote forholdet mellom vannføringen for de forskjellige varighetene og AMAF/CAMAF mot varigheten (NERC, 1975).

I de siste årene er en ny metode kalt Qdf-modellen blitt introdusert (Galea & Proudehomme 1997, Javelle m.fl.1999, Javelle m.fl. 2000, Meunier 2001, Javelle 2001.). Denne metoden etablerer et kontinuerlig uttrykk mhp. varighet og vannføring til flommen. Denne modellen betrakter i likhet med modellen presentert av NERC(1975) varigheten som en valgt parameter. Dette i motsetning til ”Peak-volume” modellen hvor varigheten ble analysert som en tilfeldig variabel. Volumet av flommen utledes ved å multiplisere den beregnede vannføringen med den tilhørende varigheten.

I denne analysen vil det bli benyttet en Qdf-modell introdusert av Javelle m.fl. (1999) med justeringer foretatt av Javelle m.fl. (2001) og Javelle m.fl. (2002). Metoden er ”Den lokale konvergerende” Qdf-modellen og regionale vannføring-varighet-frekvens (Qdf) kurver basert på indeks flom metoden (Javelle m.fl 2002). Modellen har vist gode resultater for nedbørfelt i forskjellige klimatiske og geografiske deler av verden.

1.2 Problemstilling.

Målet med denne oppgaven er todelt:

1. Utarbeide den ”lokalt konvergerende” QDF-modellen for utvalgte norske vassdrag og analysere dens egenskaper for bruk i norske vassdrag sammenlignet med analyser utført i andre land. Analysere modellens kvalitet sammenlignet med ordinær flomfrekvensanalyse og hvilke faktorer som påvirker kvaliteten på beregningene.
2. Teste en regional Qdf-modell ved bruk av indeks flom metoden på en hydrologisk homogen region i Norge definert av Sælthun mfl. (1997). Sammenligne kvaliteten på denne med analysen utført direkte fra observerte data og med en regional analyse utført ved ordinær indeks flom metode.

1.3 Oppgavens oppbygning.

Oppgaven er delt inn i 7 kapitler. Hvorav kapittel 1 er en innledning hvor oppgavens mål og struktur blir definert. Kapittel 2 omhandler hydrologiske data og hvilke faktorer som påvirker disse. Kapittel 3 og 4 behandler teorien som ligger til grunn for oppgaven. Metodikken benyttet i oppgaven blir presentert i kapittel 5. I kapittel 6 presenteres oppgavens resultater og

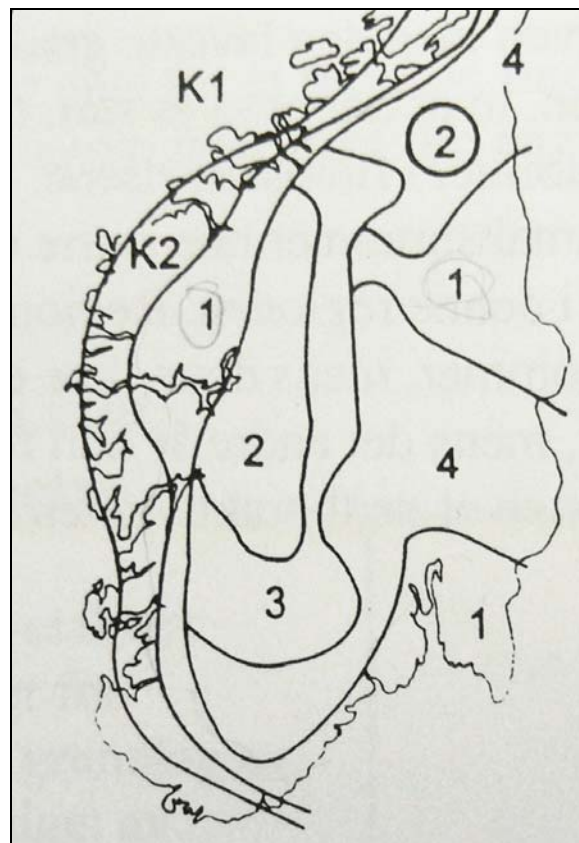
disse diskuteres. Til slutt konkluderes det på bakgrunn av oppgavens problemstilling i kapittel 7.

1.4 Regionens geografi

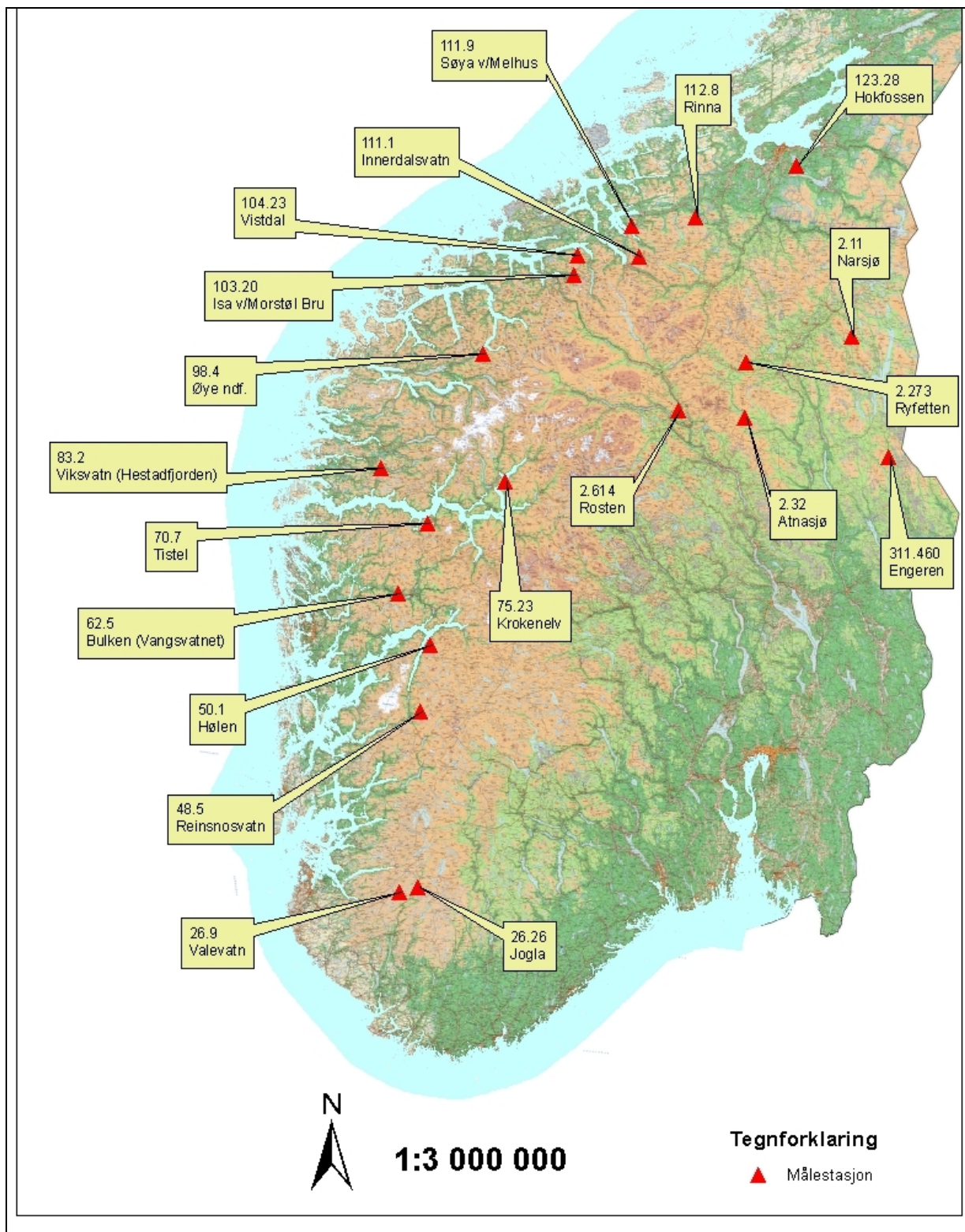
Dataseriene som er benyttet i oppgaven er valgt ut fra en region definert av Sælthun m.fl. (1997) som en hydrologisk homogen flomregion for vårflommer(region 1, Figur 1.1).

Regionen kan geografisk deles inn i 2 underregioner. Den ene delregionen er lokalisert i det indre østlandsområdet, begrenset ved Dovrefjell i nord og Jotunheimen i vest. I øst strekker den seg til svenskegrensa og den går sør til aksene Losna-Trysil. Delregionen karakteriseres av store fjellområder og typisk innlandsklima.

Den andre delregionen strekker seg som et belte med variert bredde fra Trondheimsfjorden via de indre deler av fjordene på Vestlandet til Kristiansand. Øst for Kristiansand dekker regionen et belte langs kysten, hele Vestfold og Østfold, og sørlige deler av Buskerud og Akershus. Denne regionen har et fjord/kystklima, med store fjellområder på Vestlandet og mer lavereliggende områder i Trøndelag, Sørlandet og Østlandet.



Figur 1.1 Homogene vårflomregioner definert av Sælthun m.fl.(1997)



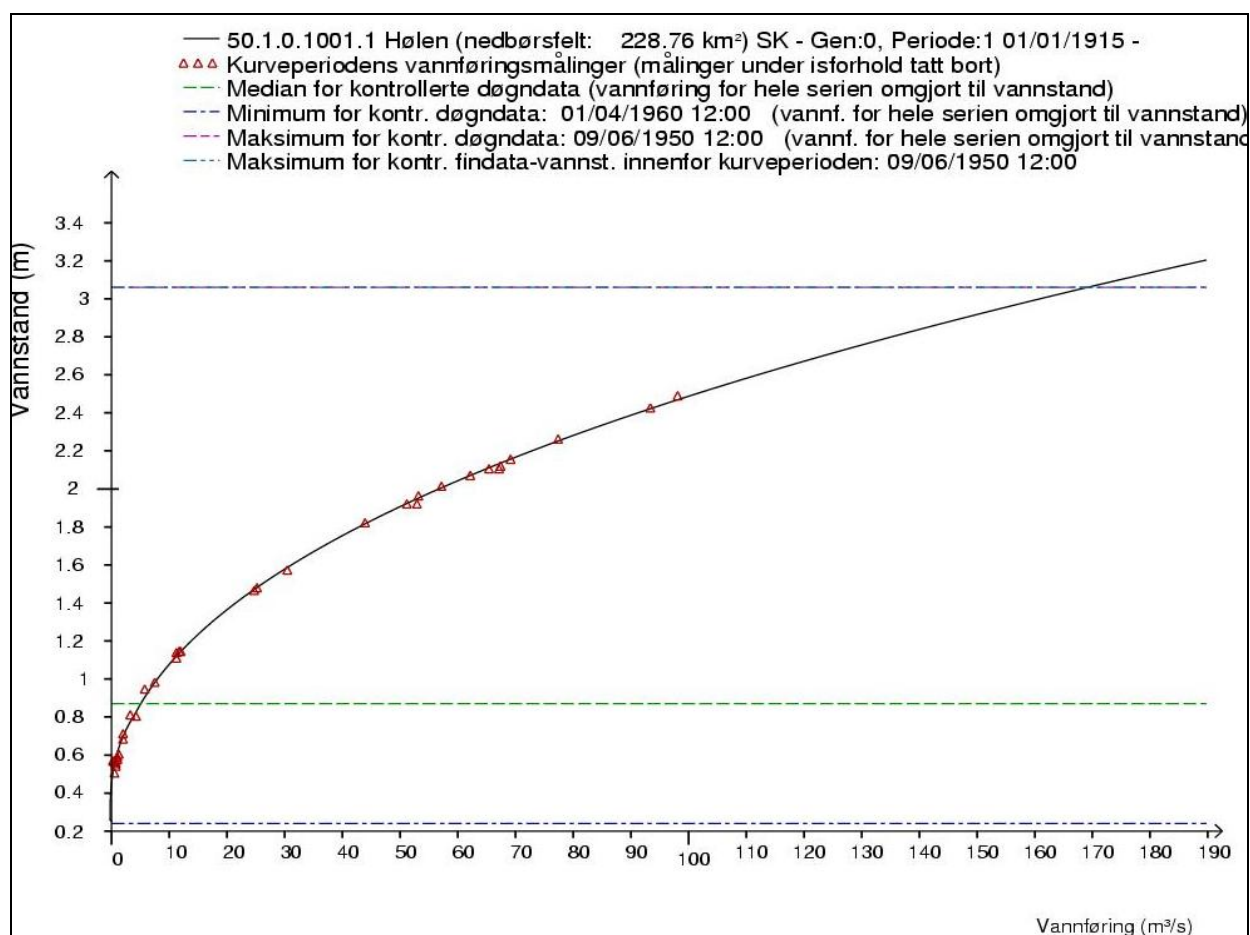
Figur 1.2 Kart over stasjoner benyttet i analysen.

2. Hydrologiske data

2.1 Generelt.

Hydrologiske data kan være flere typer registreringer som f.eks. vannføring/vannstand, markvann, grunnvann og snø. Her kommenteres kun vannføring/vannstand data.

Vannstand er den vanligste variabelen som måles. Vannføring beregnes som regel ut fra vannstandsmålinger ved hjelp av en vannføringskurve. Vannføringskurven er en transformasjons formel, basert på gjentatte målinger av både vannstand og vannføring ved et målepunkt. Kurven beskriver et spesielt forhold mellom vannstand og vannføring.



Figur 2.0.1 Vannføringskurven for stasjonen Hølen (50.1) med observerte vannføringer.

I enkelte tilfeller måles vannføring direkte, dette er som regel i tilførselsledninger til kraftverk og lignende. I Norge utføres de fleste vannstand/vannførings målinger av Norges vassdrags og energi direktorat (NVE), men også andre instanser utfører slike målinger bl.a.

brukseierforeninger, kraftprodusenter og Statens forurensningstilsyn (SFT). Den viktigste

kilden til vannstand/vannføringsdata er i dag HYDRA 2 databasen til NVE hvor historiske målsier er lagret.

2.2 Målestasjon og oppløsning.

Den mest vanlige oppløsningen til vannføringsdata er 1 døgn(døgnmiddel). Dette selv om det i dag benyttes instrumenter til å logge dataene som har en finere oppløsning. I de eldre dataseriene er dataene basert på en manuell måling pr. døgn som antas å være representativ for døgnmiddelet. Nyere målestasjoner er derimot utstyrt med et måleinstrument som foretar flere målinger pr. døgn og ved hjelp av disse beregner et ekte døgnmiddel (Sæterbø, 1998).

2.3 Usikkerhet og feilkilder.

To typer av feilkilder kan oppstå ved hydrologiske målinger, dette er målefeil og måleusikkerhet. Målefeil er ofte systematiske og kan f.eks. være instrumentfeil, avlesningsfeil osv. Måleusikkerhet er derimot avviket mellom måleresultatet og den sanne verdien. Kildene til måleusikkerheten er den samme som for målefeilen, men påvirkes i tillegg av variasjonen i tid og rom. Måleusikkerheten gjør målingen mer eller mindre ubestemt og kan ikke elimineres, men den kan reduseres ved for eksempel flere gjentatte målinger (Nordseth, 1995). Feilkildene til hydrologiske målinger er ofte forbundet med feil i etablering av vannføringskurven dvs. sammenhengen mellom vannstand og vannføring. Årsaken til denne feilen kan ha sin bakgrunn i endring i elvas tverrprofil ved målestedet og begrenset datagrunnlag for etablering av kurven. Andre feilkilder er hydrauliske forhold på målestedet og isoppstuvning.

3. Flom og Flom analyse

3.1. Definisjon av flom

Det finnes ikke noen definisjon av flom som benyttes universelt, men flere forslag på definisjon er lagt frem. I følge "Tiltak mot flom" (1996) er en generell formulering "Forholdsvis høyt målt avløp målt enten som vannstand eller som målt avløpsmengde"(1). I noen vassdrag kan også definisjonen: En relativt høy vannføring som går ut over de naturlige eller kunstige breddene på en elvestrekning(2), være anvendelig (Tiltak mot flom, 1996). Et

norsk forslag til flom er: En elv er i flom når vannføringen overstiger middelvannføringen(3). Disse definisjonene er ganske generelle og kan i enkelte tilfeller være misvisende. Det norske forslaget (3) fører eksempelvis til at det i de fleste norske elver er flomvannføring ca 1/3 av året. Definisjon 2 kan i flere tilfeller skape forvirring da elver ofte går gjennom juv og gjel, og av den grunn ikke har noen eksakt elvebredde (Tiltak mot flom, 1996). En statistisk beskrivelse av flom er betegnelsen middelflom, som er den gjennomsnittlige høyeste døgnmiddelvannføring hvert år i en lengre periode. Middelflommen har et gjentaksintervall (se kap. 4.3.1) på 2,33år.

3.2 Flomberegningsmetoder.

Flomberegningsmetoder kan deles inn i to hovedgrupper.

- Flomfrekvensanalyse
- Nedbør/Avløpsanalyse

Disse to hovedgruppene kan man igjen dele opp i lokal og regional analyse.

3.2.1 Flomfrekvensanalyse.

Flomfrekvensanalysen baseres kun på målte vannføringsdata og kan deles inn i to forskjellige typer: lokal tidsserieanalyse og regional analyse. Begge disse beskrives mer detaljert i kapittel 4.

3.2.2 Nedbør/Avløps analyse.

Denne analysen baserer seg på målte nedbørdata og metodene er enten basert på en kombinert analyse av nedbør- og vannføringsdata eller analyse av nedbørdata som ved hjelp av modeller og formelverktøy beregner vannføringen. Et eksempel på kombinert analyse er den franske GRADEX modellen (Killingtveit og Sælthun, 1995). Begrunnelsen for bruk av denne kombinerte analysen er i følge Killingtveit og Sælthun (1995):

- Regn er den viktigste årsaken til flom i de fleste områder i verden.
- Nedbørdataserier er ofte lengre enn vannføringsserier.
- Observasjonsnettverket til nedbørstasjoner er ofte tettere enn hva som er tilfelle med vannføringsstasjoner.
- Nedbørdata har bedre regional sammenheng enn vannføringsdata siden vannføringsdata er påvirket av nedbørfeltets karakteristika.

En mer vanlig tilnærming er en nedbør/avløps modell som beregner vannføringsverdier på bakgrunn av nedbør estimater. Eksempler på dette er den rasjonelle formel, enhetshydrogrammet og konseptuelle modeller. Disse analysene er som oftest regionale siden de er basert på regional nedbøranalyse, mens modellen tar hensyn til nedbørfeltets spesifikke respons.

3.3 Flomanalyser i Norge.

Det er foretatt flere typer flomanalyser i Norge, disse analysene har både vært lokale og regionale. De regionale analysene krever mer data, men kan gi sikrere ekstrapolasjon mot høyere gjentaksintervall (Sælthun m.fl., 1997). Det vil her bli lagt vekt på flomfrekvensanalysene, og ikke nedbør/avløpsanalyser.

3.3.1 Lokale analyser.

Lokale analyser dvs. analyse av enkelt serier/vassdrag er av NVE blitt utført for flere norske vassdrag. Særlig de siste 10 årene har det i forbindelse med flomsonekartprosjektet blitt utført flomanalyser for flere flomutsatte områder rundt norske vassdrag. I flomsonekartprosjektet har man foretatt en lokal flomfrekvensanalyse for de aktuelle områdene (se f.eks. Petterson, 2001).

Roald (1999) utførte en "Analyse av lange flomserier" i forbindelse med HYDRA prosjektet. Denne analysen la vekt på måleserier i Glomma og Lågens nedbørfelt, men måleserier utenfor dette området ble også analysert. Analysen konkluderte bl.a. med følgende:

- Ingen trend i flomseriene.
- Variabiliteten på start av flommene er stor i kystnære felt, men betydelig mindre i høyfjellsfelt.
- Indikasjon på mulig opphopning av flommer i visse perioder.
- Flomdataseriene kan vanskeligere regionaliseres enn årsverdiene siden flomverdiene er sterkere avhengig av nedbørfeltets egenskaper.
- Tidspunkt for største årlige flom kan ha blitt forandret pga. reguleringer i vassdraget.

(Roald 1999)

3.3.2 Regional analyse (Regionalisering).

Regional flomanalyse i Norge er bl.a. utført av Wingård m.fl. (1978) og Sæltun m.fl. (1997) disse er nærmere beskrevet nedenfor. Andre regionale analyser er utført av bl.a. Tollan (1975) som klassifiserte norske flomregimer ut fra årstid med stor og liten avrenning. Gottschalk m.fl. (1979) videreførte dette arbeidet og definerte flomregimer etter sesongvariasjonen i avrenningen.

Wingård m.fl (1978)

Denne analysen benyttet 173 måleserier. Kravet til lengden på dataseriene ble satt til 20 år i Sør-Norge og 15 år i Nord-Norge. Landet ble delt inn i 2 regioner, kystregionen hvor man ikke kunne skille mellom regnflommer(høstflommer) og snøsmelteflommer(vårflommer), og innlandsregionen hvor regnflommer og snøsmelteflommer ble behandlet hver for seg. (Wingård m.fl. 1978) Bakgrunnsdataene var flomdata, fysiografiske feltparametere og midlere årsavløp(1930-1960). Utvalg av flomdata ble utført ved å benytte årlige eller sesongens maksimumsverdi (AMS se kap. 4.1.1). 7 statistiske flomfrekvensfordelinger ble analysert og førte til en anbefaling av Log-Pearson Type 3 fordelingen (se kap. 4.4.2) med dens parametere. Analysen førte til at kystregionen ble delt inn i to områder, mens innlandsregionen ble delt inn i 3 snøsmelteflomområder og 5 regnflomområder.

Sæltun m.fl (1997)

Denne analysen var til en viss grad en revidering av analysen utført av Wingård m.fl.(1978). Analysen hadde større tilgang på hydrologiske data(212 nedbørfelt) og benyttet nyere metodikk enn analysen utført i 1978. Dataseriene ble standardisert ved hjelp av middelflommen. 6 parametere ble benyttet for regioninndeling. Dette var midlere årsnedbør, forholdet mellom midlere årsnedbør og midlere årsnedbør for 5-års gjentaksintervall(i %), midlere antall dager med snødekke, midlere årlig snødybde, og middeltemperatur i januar og juli. Analysen kom frem til at regionene som ble etablert av Wingård m.fl i 1978 ikke var homogene, dette fordi det var store variasjoner i flomfrekvenskurvene innad i hver region. En ny regioninndeling med 4 vårflomregioner, 3 høstflomregioner, 2 kystregioner hvor man ikke kunne skille mellom regn- og snøsmelteflom, og 1 breregion med mer enn 5 % bre av nedbørfeltet, ble innført. På bakgrunn av dette ble det etablert nye flomfrekvenskurver for hver region. Den nye regionaliseringen ble utført ved hjelp av Wiltshires homogenitetstest (se kap 4.8.1). Analysen kom fram til at GEV fordelingen (se kap.4.4.1), med PWM (se kap.

4.6.3) som parameterestimeringsmetode var bedre egnet enn Log-Pearson type 3 fordelingen (se kap. 4.4.2). Verifikasjonen av den regionale analysen viste en standardfeil på ca. 40 % noe som er for mye med hensyn på operasjonell bruk. (Sælthun m.fl. 1997).

3.4 Flomtyper/faktorer som påvirker flomforløp.

Det kan være flere årsaker til flom. De viktigste årsakene i Norge er (Roald, 1999):

- Snøsmelting
- Nedbør som regn.
- Kombinasjon av snøsmelting og regn.

I innlandsområder og fjellområder er snøsmelting den viktigste årsaken til flom. Men de virkelig store skadeflommene er ofte en kombinasjons flom. Et eksempel på en kombinasjonsflom var "Vesle ofsen" i Glomma og Gudbrandsdalslågens nedbørfelt i 1995. I kystnære strøk er regnflommer det vanligste, men også kombinasjonsflommer forekommer. Muligheten til flom er også påvirket av nedbørfeltets egenskaper og tilstand.

3.4.1 Størrelsen på nedbørfeltet.

I små nedbørfelt er ofte regn årsak til flommer. Dette fordi reaksjonstiden er liten og det er større sannsynlighet for at hele feltet er påvirket av en og samme nedbørhendelse. Store nedbørfelt har derimot høyere responstid og er sjeldnere utsatt samtidig for en og samme nedbørhendelse. Derfor er ikke de store nedbørfeltene så utsatt for regnflommer.

3.4.2 Magasiner

Magasiner har en vesentlig reduserende effekt på vannføringstoppen nedstrøms magasinet. Dette gjelder både naturlige magasiner som innsjøer, myr, grunnvann, markvann og kunstige reguleringsmagasiner (HYDRA, 2000). Grunnen er magasinets evne til å utjevne en flomtopp, spesielt dersom det er mulig å styre tappingen av magasinet. Dersom markvannsonen er mettet vil dette føre til høyere overflateavrenning og kortere responstid i feltet.

3.4.3 Overflatemateriale

Stor andel av tette flater i nedbørfeltet vil føre til lavere responstid i feltet, og gjøre det mer utsatt for regnflommer, dette gjelder spesielt urbane områder (HYDRA, 2000).

3.4.4 Høydefordeling

Dersom høydefordelingen innad i nedbørfeltet er liten vil dette føre til mulighet for snøsmelting i hele feltet samtidig og ut i fra dette gi en større vannføring. Dette i motsetning til felt med stor høydefordeling hvor smeltingen forgår på forskjellige tidspunkt.

3.4.5 Start på smeltesesongen

Ved sen start på smeltesesongen vil større del av feltet kunne bidra med avrenning og føre til høyere vannføring i vassdraget. Dette på grunn av større sannsynlighet for høyere temperatur i de høyereliggende deler av feltet.

4. Flomfrekvensanalyse

Flomfrekvensanalyse baserer seg på en antakelse om at den største flommen hvert år er en tilfeldig hendelse som er innbyrdes uavhengig og identisk fordelt (IID-kravene). Dette vil si at hver hendelse er et resultat av en og samme underliggende prosess med konstante og enhetlige egenskaper. Egenskapene beskrives ved hjelp av en fordelingsfunksjon som tilpasses på bakgrunn av observasjonene. Fordelingsfunksjonen gjør det mulig å ekstrapolere til flommer med høyt gjentaksintervall hvor vi ikke har observasjoner (Sælthun m.fl, 1997). Flomfrekvensanalyse kan deles i to hovedtyper, lokal analyse dvs. analyse av enkeltserier og regional analyse. Antakelsen om en og samme underliggende prosess er ofte usann. Dette kan oppstå dersom det i en analyse benyttes både regnflommer og snøsmelteflommer. Disse to prosessene fører til to forskjellige fordelinger. Snøsmelteflommene forekommer hvert år og størrelsen stiger moderat mot høyere gjentaksintervall. Regnflommene kan derimot enkelte år utebli og stiger ofte raskere mot høye gjentaksintervall.

4.1 Flommodeller

Flommodellene kan deles opp i tre hovedtyper.

Disse er (Cunnane 1989):

- Årlig maksimum. (AMS)
- Verdi over terskel. (POT)
- Tidsserier (TS)

TS modellen tilnærmer seg alle trinnene til den naturlige prosessen, både for flom vannføringer og lavvanns vannføringer. AMS og POT tar kun for seg flom vannføringen (NERC, 1975). Her vil kun AMS og POT bli behandlet.

4.1.1 Årlig maksimum. (AMS)

AMS-metoden er den enkleste og mest benyttede utvalgsmetoden i flomfrekvensanalyse. Metoden kan enten utføres ved at man tar ut den høyeste verdi for et helt år, eller ved å ta den høyeste verdi innenfor en gitt sesong. De utvalgte verdiene utgjør etter utvelgelsen en årlig/sesong maksimum serie. Fordelen ved å benytte en begrenset sesong er muligheten til å kunne utføre separate analyser av snøsmelteflom og regnflom. Dette avhenger av et fast sesongskille mellom flomårsakene. Det negative med sesonginndeling er muligheten for tap av flommer i den valgte sesongen, noe som kan føre til misvisende resultater (Roald, 1999). Ved å ta et utvalg fra hele året unngår man å "miste" flomhendelser. Problemet er derimot å skille mellom flommer av ulik opprinnelse.

4.1.2 Verdi over terskel. (POT)

Ved denne utvelgelsesmetoden velges enten en terskel hvor alle vannføringer over terskelen benyttes, eller så velges det et antall verdier og terskelen settes slik at dette antallet oppnås. Metoden kan på samme måte som AMS benyttes for et helt år eller en valgt sesong. En versjon av POT metoden er å velge de N største verdiene i en periode på N år dette blir ofte kalt en årlig overskridelses serie (Rosbjerg, 1977). Fordelene og ulempene med sesong/årlig tilnærming med POT metoden er den samme som for AMS metoden.

4.1.3 Valg av modell

Både AMS og POT er benyttet mye innen hydrologisk forskning. Metodene har sine fordeler og ulemper og valg av metode er ofte avhengig av hvilke analyser som skal utføres.

Et problem med AMS-modellen er at man ved å ta kun en verdi pr. år kan gå glipp av enkelte hendelser. Dette ved at nest høyeste verdi et år kan være høyere enn den høyeste verdien et annet år.

POT-modellen har en fordel ved muligheten til å kunne definere hva som er en flomhendelse ved å velge en terskel. Killingtveit og Sælthun (1995) anbefalte POT for nedbørfelt hvor flommene ikke var regelmessige. POT har også et fortrinn ved analyse av korte dataserier, metoden gjør det mulig å velge ut mer enn en verdi pr. år og dermed øke datagrunnlaget til flomanalysen (Roald, 1999).

Problemet med POT-metoden er derimot valget av terskelnivå og krav til uavhengighet. Valg av terskel blir ofte et subjektivt valg. For å kunne sikre seg at en flomhendelse er uavhengig velges en avstand i tid mellom hendelsene, i tillegg settes en terskel for underskridelse mellom hendelsene. Dette problemet unngås ved å benytte AMS, ved denne modellen velges kun en verdi pr. år, og dersom ikke hendelsen er akkurat ved sesongskillet vil kravet til uavhengighet være oppfylt.

Noen retningslinjer for å kunne tilfredsstille kravene til uavhengighet og valg av terskel ved bruk av POT er foreslått av Lang m.fl. (1999).

Cunnane (1973) konkluderte i sin analyse med at AMS-modellen er mer anvendbar enn POT-modellen dersom antall POT verdier er mindre enn 1,65 pr. år.

4.2 Krav til data i flomfrekvensanalyse.

For å kunne utføre en flomfrekvensanalyse er det en del grunnleggende krav til dataene som benyttes.

Disse er (Roald, 1999)(Bobée & Ashkar, 1991):

- Dataserien må ha en gitt lengde.
- Dataene må være tilfeldige, uavhengige, homogene og stasjonære.

4.2.1 Lengden på dataserien.

Lengden på dataserien har mye å si for hva som kan beregnes med en viss sikkerhet ut i fra datagrunnlaget. Det er ikke noe eksakt mål på lengden som kreves til en flomfrekvensanalyse, dette avhenger selvsagt av hvilken nøyaktighet som er nødvendig. Mange har analysert dette temaet og kommet frem til forskjellige konklusjoner. Sælthun m.fl (1997) satt en grense på minimum 20 observasjonsår i den regionale analysen, og minimum 15 år i bergningen av momentanflom. Wingård m.fl (1978) satte i sin analyse en grense på minimum 15 observasjonsår. I følge Wingård m.fl (1978) kom Tollan i 1970 frem til, at for å kunne beregne skjevhetkoeffisienten med en nøyaktighet på +/- 10% måtte dataserien være minimum 35 år. Wingård undersøkte i 1977 i følge Wingård m.fl (1978) hvor lang en dataserie måtte være for å kunne beregne middelvei og standardavvik med en nøyaktighet på +/- 10 % og konkluderte med en lengde på 20 år for vannmerker i Sør-Norge. Dette dersom serien var avsluttet etter 1970, dersom den var avsluttet før 1970 burde lengden være minst 25 år.

4.2.2 Homogenitet, stasjonærhet, uavhengighet.

For at dataene skal kunne benyttes er et krav homogene data. Homogenitet vil si at alle observasjonene i datasettet kommer fra den samme populasjonen (Bobée og Ashkar, 1991). Et krav til homogenitet er at dataserien er stasjonær. Stasjonærhet vil si at middelvei og standardavvik til delperioder av en langtidperiode ikke forandrer seg mer en det som kan skyldes tilfeldigheter. Dersom dataserien ikke er stasjonær kan forandringene ha skjedd som plutselige brudd eller langvarige trender. Forandringene kan ha flere årsaker, dette kan være (Roald, 1999):

- Forandringer på målestedet som f.eks. elveprofilendringer.
- Vassdraget har blitt utsatt for menneskelige inngrep som f.eks. reguleringer.
- Endringer i de klimatiske forholdene.

Det er utviklet flere metoder for å kunne teste dataene om hvor vidt de oppfyller kravet til homogenitet og stasjonærhet. Eksempler på slike metoder er Double-mass analyse og Alexandersons test, for nærmere beskrivelse av disse se bl.a. Astrup (2000).

Uavhengighet vil si at den enkelte verdien i flomserien ikke er påvirket dvs. avhengig av en annen hendelse som er med i flomserien.

4.2.3 "Outliers"

"Outliers" er dataverdier som skiller seg vesentlig fra de andre dataverdiene, ved at de enten er mye høyere eller lavere. Disse "Outliers" kan ha bakgrunn i feil i datainnsamlingen, men ofte er det en naturlig årsak. Dette ved at en hendelse i observasjonsperioden har et betydelig høyere/lavere gjentaksintervall enn de andre observasjonene. I mange tilfeller kan "outliers" i datagrunnlaget føre til vanskeligheter med å tilpasse en teoretisk fordelingsfunksjon til dataene (Ramachandra Rao og Hamed, 2000). Påvirkningen av "outliers" på beregningen av en teoretisk fordelingsfunksjon kan reduseres ved å benytte robuste parameterestimerings metoder. Det er allikevel i mange tilfeller det beste å utelukke "outliers" på bakgrunn av noen utvalgs kriterier (Gottshalk og Krasovskaia, 2001). Men dette er ikke noe krav i flomfrekvensanalysen.

4.3 Gjentaksintervall og plotteposisjon.

4.3.1 Gjentaksintervall.

Definisjonen på gjentaksintervall er gjennomsnittlig tid mellom to flomhendelser over en lang tidsperiode. Denne tiden vil være høy for store flomhendelser og fallende ved minkende størrelse på flommen. Sammenhengen mellom sannsynligheten til en gitt flom og gjentaksintervallet kan skrives på følgende måte:

$$F(Q_T) = P(Q_T \leq q) = 1 - P(Q_T > q) = 1 - \frac{1}{T} \quad \text{Formel 4.1}$$

Dette for en gitt flom (q) med gjentaksintervall (T) som gjennomsnittlig overskrides en gang på T -år. $P(Q > q) = 1/T$ er sannsynligheten for overskridelse, $F(Q_T)$ er kumulativ sannsynlighet for ingen overskridelse. Formel 4.1 er bakgrunnen for å estimere størrelsen på en flom (f.eks 100 års flom). Størrelsen på flommen Q_T beregnes ved å sette inn $F(Q_T) = 1 - 1/T$ i en gitt fordelingsfunksjon (Ramachandra Rao & Hamed, 2000).

For å kontrollere om dataene følger en viss fordelingsfunksjon og om det finnes uteliggere, kan de plottes på et sannsynlighets diagram. Dette krever et estimat for sannsynligheten for underskridelse, også kalt plotteposisjon.

4.3.2 Plotteposisjon

Plotteposisjonsformel er et uttrykk for å tilegne sannsynligheten for underskridelse $F=(F(Q_T))$ til en gitt hendelse. Formelen er også benyttet for å beregne parametrene til en fordeling ved Sannsynlighetsvektede momenter(PWM) (se kap. 4.6.3). Flere uttrykk for plotteposisjon er i dag benyttet i hydrologisk analyse.

Den mest anvendte er Weibulls plotteposisjonsformel (Ramachandra Rao og Hamed, 2000):

$$F = \frac{i}{N+1} \quad \text{Formel 4.2}$$

Hvor i er rangen til observasjonen økende rekkefølge, og N er totale antall observasjoner.

Hosking (1990) utviklet en ny plotteposisjonsformel som har vist gode resultater ved vanlige 3-parameter fordelinger og for sannsynlighetsvektede momenter(Ramachandra Rao og Hamed, 2000).

Hoskings plotteposisjonsformel er gitt ved (Ramachandra Rao og Hamed, 2000):

$$F = \frac{i-0,35}{N}, i = 1,2,\dots, N \quad \text{Formel 4.3}$$

Hvor i er rangen til observasjonen økende rekkefølge, og N er totale antall observasjoner.

4.4 Fordelingsfunksjoner i ekstremverdianalyse.

I de fleste observerte dataserier har man sjelden mange observasjoner med høyt gjentakintervall dvs. ekstremhendelser. Det er derfor nødvendig å tilpasse en teoretisk fordelingsfunksjon til dataene. Denne fordelingsfunksjonen blir benyttet til å ekstrapolere den

observerte dataserien. Det er viktig at fordelingsfunksjonen beskriver dataene best mulig slik at feilen ved ekstrapoleringen blir redusert.

Gjennom historien til den hydrologiske forskningen har flere fordelingsfunksjoner blitt benyttet. To av de mest benyttede fordelingsfunksjonene i analyse av AMS-serier er den Generelle ekstremverdifordelingen og Log-Pearson type 3 fordelingen. Til analyse av POT-serier har den Generaliserte Pareto fordelingen(GPD) vært mye benyttet.

4.4.1 Generell ekstremverdifordeling (GEV)

GEV-fordelingen ble først introdusert av Jenkinson (1955). Fordelingsfunksjonen beskrives ved:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[1 - k \left(\frac{x-u}{\alpha} \right) \right]^{\frac{1}{k}} \right\} \quad \text{Formel 4.4}$$

Parametrene i denne fordelingen er:

- u: lokaliserings parameter.
- α : skala parameter.
- k: form parameter.

Sannsynlighet tetthetsfunksjonen til GEV-fordelingen er:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - k \left(\frac{x-u}{\alpha} \right) \right]^{\frac{1}{k}-1} e^{-\left[1 - k \left(\frac{x-u}{\alpha} \right) \right]^{\frac{1}{k}}} \quad \text{Formel 4.5}$$

Avhengig av fortegnet på form parameteren k resulterer GEV-fordelingen i 3 forskjellige fordelinger med ulikt verdiområde for variabelen x.

Disse er:

- $k > 0$ Weibull fordelingen (EV3), $-\infty < x < u + \alpha/k$
- $k = 0$ Gumbel fordelingen (EV1), $-\infty < x < \infty$
- $k < 0$ Frechét fordelingen (EV2), $u + \alpha/k < x < \infty$

EV2 fordelingen har en nedre grense og kan derfor være godt egnet til flomfrekvensanalyse. EV3 har en øvre grense og er derfor ikke godt egnet til analyse av maksimumsverdier, unntaket er dersom det finnes bevis for at en slik grense eksisterer (Ramachandra Rao og Hamed, 2000). EV1 fordelingen er den mest benyttede i ekstremverdianalyse og er av enkelte kalt ekstremverdifordelingen (Kotz og Nadarajah, 2000).

Fordelingen kan også beskrives i invers form (Chowdhury m.fl., 1991):

$$x = \alpha \left\{ u + \left[1 - (-\ln F(x))^k \right] / k \right\} k \neq 0 \quad \text{Formel 4.6}$$

$$x = \alpha \left\{ u - \ln \left[-\ln F(x) \right] \right\} k = 0 \quad \text{Formel 4.7}$$

4.4.2 Log pearson type 3 fordelingen (LP3).

LP3 fordelingen er en logaritmisk transformasjon av Pearson III fordelingen. Dersom variabelen $\log x$ antas å ha en Pearson III fordeling, vil x ha en LP3 fordeling.

Fordelingsfunksjonen til LP3 fordelingen beskrives ved formel 4.8 (Ramachandra Rao & Hamed, 2000).

$$F(x) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\beta)} \int_0^x \left[\frac{\log(x) - \gamma}{\alpha} \right]^{\beta-1} e^{-\left\{ \frac{\log(x) - \gamma}{\alpha} \right\}} \quad \text{Formel 4.8}$$

Parametrene til fordelingen er:

- γ : lokaliserings parameter
- α : skala parameter
- β : form parameter

Fordelingen til LP3 avhenger av skjevhetkoeffisienten (C_s) og dens karakteristika.

Sannsynlighet tetthetsfunksjonen til LP3 fordelt tilfeldig variabel er:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\beta)} \left[\frac{\log(x) - \gamma}{\alpha} \right]^{\beta-1} e^{-\left\{ \frac{\log(x) - \gamma}{\alpha} \right\}} \quad \text{Formel 4.9}$$

Sannsynlighet tetthetsfunksjonen til LP3 kan gi mange forskjellige former (Bobée & Ashkar, 1991). For flomfrekvensanalyse vil bare $\beta > 1$ og $1/\alpha > 0$ være av interesse. Negative verdier av skjevhetkoeffisienten korresponderer med negative α verdier, dette gir fordelingen en øvre grense og er derfor ikke anvendelig til flomfrekvensanalyse (Ramachandra Rao & Hamed, 2000).

4.4.3 Den generaliserte Pareto fordelingen (GPD). (Ramachandra Rao & Hamed, 2000)

GPD fordelingen er definert på følgende måte:

$$F(x) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - \varepsilon) \right]^{1/k} \quad \text{Formel 4.10}$$

Parametrene til fordelingen er:

- ε : lokaliserings parameter
- α : skala parameter
- k : form parameter

Sannsynlighet tetthetsfunksjonen kan skrives:

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \frac{k}{\alpha}(x - \varepsilon) \right]^{1/k-1} \quad \text{Formel 4.11}$$

Hvor variabelen x har verdi i intervallet $\varepsilon \leq x < \infty$ for $k \leq 0$ og $\varepsilon \leq x \leq \varepsilon + \alpha/k$ for $k > 0$. I spesialtilfellet hvor $k=0$ er fordelingen lik eksponentialfordelingen.

4.4.4 Tidligere analyse/bruk av fordelingsfunksjonene.

GPD-fordelingen er blitt benyttet i analyse av POT-serier av bla. Hosking og Wallis (1987) og Madsen m.fl. (1997).

Etter NERC(1975) anbefalte GEV-fordelingen til flomfrekvensanalyse i Storbritannia, har GEV-fordelingen vært mye benyttet av bla. Hosking m.fl. (1985a), Chowdhury m.fl. (1991) og Lu og Stedinger (1992).

En føderal forskningsgruppe i USA anbefalte bruk av Log Pearson type 3 fordelingen (Ramachandra Rao og Hamed, 2000, s.172), denne fordelingen ble også anbefalt for norske vassdrag av Wingård m.fl. (1978). Tveito (1993) foretok en revurdering av Wingård m.fl.(1978) sitt resultat og konkluderte med at GEV-fordelingen gav best resultat for norske vassdrag.

4.5 Metoder for valg av fordelingsfunksjon.

Valg av en fordelingsfunksjon til å ekstrapolere forholdet Q-T utover de observerte data bør ikke foretas på bakgrunn av en enkelt serie. Valget bør derimot foregå ved å evaluere flere sett av AMS serier som kommer fra en antatt homogen region (Cunnane, 1985).

Evalueringemetodene kan i følge Cunnane (1985) deles inn i fire hovedgrupper som igjen består av ulike metoder.

- 1) Grafisk (histogram og sannsynlighets plot).
- 2) ”Goodness of fit” tester (chi-kvadrat test)
- 3) Indirekte tester av basert på hele utvalget sammen med delutvalg.(moment-ratio diagram)
- 4) Robuste studier hvor den alternative fordelingen er testet for å se hvor godt den estimerer Q-T sammenhengen til observasjonene når fordelingen av observasjonene ikke er identisk med den alternative fordelingen.

Metodene 1-3 benytter kun observerte data og har fokus på å finne fordelingen som er best tilpasset et eller flere aspekt ved fordelingen til de observerte data. Metodene i gruppe 4 er mer opptatt av hvor godt en kombinasjon av fordeling og estimerings prosedyre kan estimere kvantilene Q_T uavhengig av hva som er bakgrunnen til dataene (Cunnane, 1985).

En av de mest benyttede testene for tilpasning til en fordelingsfunksjon er χ^2 (chi-kvadrat) test.

χ^2 (chi-kvadrat) test(Stephenson og Benestad, 2000)

Testen er beskrevet ved formel 4.12. for diskrete variabler.

$$\chi^2 = \sum_{\text{klassene}} \frac{n_{\text{obs}} - n_{\text{exp}}}{n_{\text{exp}}} \quad \text{Formel 4.12}$$

Her er n_{obs} den observerte verdien, og n_{exp} den forventede/teoretiske verdien.

En god tilpasning vil gi en liten verdi av χ^2 og omvendt.

I teorien skulle ”goodness of fit” testene vært svært nyttige ved valg av fordelingsfunksjon. Problemet med disse teoretiske testene er derimot at de ulike testene kan gi ulikt resultat, og derfor gir de ikke noe entydig svar på hvilke fordelingsfunksjon man bør velge. I følge NERC(1975) og Cunnane(1989) kan ingen av metodene deduktivt kunne bekrefte/avkrefte at en gitt fordeling er bedre enn en annen. Derimot kan de benyttes til å studere tilpasningen til en enkelt fordelingsfunksjon separat.

NERC(1975) konkluderte med at ”goodness of fit” tester var for lite sensitive til å kunne gi mye hjelp til valg av fordelingsfunksjon.

”Goodness of fit” tester har også en svakhet fordi den kan skjule avviket mellom alternativ fordeling og fordelingen til observasjonene. Dette fordi hver alternative fordeling er tilpasset utvalget og dermed blir tvunget til å ha mye til felles (Cunnane, 1985).

4.6 Parameterestimeringsmetoder.

For å tilpasse en fordelingsfunksjon til observerte data, må fordelingsens parametere beregnes. Tidligere i den hydrologiske forskningen var grafiske metoder den vanligste metoden for å beregne en fordelings parametere. Denne metoden er derimot nå byttet ut med moment metoder. Dette temaet har vært gitt stor oppmerksomhet innen hydrologisk og statistisk forskning av blant annet Greenwood m.fl.(1979), Hosking m.fl (1985a), Hosking(1990) og Phien (1987). Flere moment metoder har blitt introdusert og benyttes i dag i hydrologisk forskning. De mest benyttede er: ordinære momenter, maksimum sannsynlighet, sannsynlighetsvektede momenter og L-momenter. Det er ikke noe fasitsvar på hvilke metode som gir best resultat og forskjellige forskere har kommet frem til forskjellig resultat.

4.6.1 Moment metoden.

I denne metoden settes momentene til utvalget lik momentene til sannsynlighet fordelingsfunksjonen. For en fordeling med k parametere $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$ som skal beregnes, vil de k første utvalgsmomentene bli satt lik korresponderende momentene til populasjonen som er uttrykt ved ukjente parametere. Disse k antall likningene er deretter løst likt for de ukjente parametrene $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$. Moment metoden er en relativt enkel parameterestimerings metode, men estimatene er ofte dårligere i kvalitet og ikke så effektive som andre parameterestimeringsmetoder. Spesielt gjelder dette for fordelinger med mange parametere (3 eller flere). Grunnen til dette er at høyere ordens moment har større sjanse til å bli påvirket i relativt små datautvalg (Ramachandra Rao og Hamed, 2000).

4.6.2 Maksimal sannsynlighet(ML)

Metoden velger parameter estimat som gir maksimal sannsynlighet for at observasjonene finner sted. For en fordeling med sannsynlighets tetthetsfunksjon(pdf) gitt ved $f(x)$ og parametrene $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$, er sannsynlighetsfunksjonen definert som den sammensatte pdf til observasjonene betinget av gitte verdier til parameterene $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$ på formen:

$$L(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k) = \prod_{i=1}^n f(x_i; \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k) \quad \text{Formel 4.13}$$

De verdiene til $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$ som maksimerer sannsynlighetsfunksjonen er beregnet ved partiell deriverte med hensyn på $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$, og disse partiell deriverte settes lik 0.(se formel 4.14)

$$\frac{\partial L(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k)}{\partial \alpha_i} = 0; i = 1, 2, \dots, k \quad \text{Formel 4.14}$$

Det settet av likninger som blir resultatet av formel 4.14 løses deretter for å beregne verdien til $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_k$.

ML metoden er av flere vurdert som den mest effektive parameterestimeringsmetoden siden den har den minste variansen til de estimerte parametrene. Derfor har den også den minste

variansen til de estimerte kvantilene. En svakhet til ML metoden er at den ofte gir skjeve resultat. Selv om disse kan korrigeres vil det kanskje ikke være mulig å få ML estimat ved små utvalg. Dette gjelder spesielt fordelinger med et stort antall parametere (Ramachandra Rao og Hamed, 2000).

En annen svakhet er at metoden i enkelte tilfeller som f.eks. Pearson III fordelingen er asymptotisk, og små utvalg kan føre til estimat med dårlig kvalitet (Bobeè og Ashkar, 1991).

I følge Hosking m.fl. (1985a) er ML metoden basert på en teori med et stort utvalg, men det er lite bevis på hvordan den fungerer ved små og moderate utvalg.

4.6.3 Sannsynlighetsvektede momenter (PWM).

Sannsynlighetsvektede momenter ble først introdusert av Greenwood m.fl. (1979). Dette er en generalisering av de ordinære momentene til sannsynlighetsfordelingene. Greenwood m.fl.(1979) definerte disse slik:

$$M_{l,j,k} \equiv E[X^j F^j (1-F)^k] = \int_0^1 [x(F)]^j F^j (1-F)^k dF \quad \text{Formel 4.15}$$

Her er l, j og k reelle tall. Hvis j=k=0 og l er et ikke negativt heltall, vil $M_{l,0,0}$ representere de konvensjonelle momentene med opprinnelse i orden l (Greenwood m.fl., 1979). Hvis $M_{l,0,0}$ eksisterer og X er en kontinuerlig funksjon av F, vil $M_{l,j,k}$ eksistere for alle ikke negative reelle tall j og k. Hvis j og k er ikke negative heltall, så er :

$$M_{l,0,k} = \sum_{j=0}^k \binom{k}{j} (-1)^j M_{l,j,0} \quad \text{Formel 4.16}$$

$$M_{l,j,0} = \sum_{k=0}^j \binom{j}{k} (-1)^k M_{l,0,k} \quad \text{Formel 4.17}$$

Hvor $M_{l,0,k}$ eksisterer og X er en kontinuerlig funksjon av F , vil $M_{l,j,0}$ eksistere. I det spesielle tilfellet hvor l, j og k ikke er negative heltall, er $M_{l,j,k}$ proporsjonal til $E[X_{j+1,k+j+1}^l]$, dvs. det l 'te moment med opprinnelse i $(j+1)$ 'te ordens statistikk med et utvalg på størrelsen $k+j+1$.

Mer spesielt definert som:

$$E[X_{j+1,k+j+1}^l] = M_{l,j,k}/B[j+1, k+1] \quad \text{Formel 4.18}$$

Hvor $B[]$ beskriver en beta funksjon, som er gitt ved:

$$B[\alpha, \beta]: X = [0,1], \alpha \geq 0, \beta \geq 0 \quad \text{Formel 4.19}$$

og

$$f(x; \alpha, \beta) = \frac{\Gamma(\alpha + \beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} x^{\alpha-1} (1-x)^{\beta-1} \quad \text{Formel 4.20}$$

Greenwood m.fl.(1979) viste fordelene ved å benytte PWM istedenfor ordinære momenter. Fordelen er ved fordelinger som kun kan beskrives i invers form. Disse fordelingenes parametere kan ikke beskrives med ordinære momenter, men dette er fullt mulig ved bruk av PWM. (Greenwood m.fl. 1979) I de tilfeller hvor parametrene kan beskrives både ved ML-metoden og ordinære momenter, er PWM et tredje alternativ i valg av parameterestimerings metode. PWM har sammenlignet med ML metoden en enkel fremgangsmåte og standardavvikene til estimatene er like gode som for ML metoden. I tilfeller med korte dataserier viser også PWM bedre resultater enn ML metoden, og metoden er robust med hensyn på "outliers" (Hosking m.fl. 1985a).

4.6.4 L-Momenter

L-momenter er lineære kombinasjoner av data ordnet i stigende rekkefølge. Metoden som ble introdusert av Hosking (1990) er robust mhp. påvirkning fra "outliers" og egner seg godt til estimering med små datautvalg og fordelinger med en markant hale. Dette gjør L-momenter godt egnet til å beregne parametere til ekstremverdifordelinger. (Hosking, 1990)

Hosking(1990) definerte de først fire L-momentene slik:

$$\begin{aligned}\lambda_1 &= EX \\ \lambda_2 &= \frac{1}{2}E(X_{2:2} - X_{1:2}) \\ \lambda_3 &= \frac{1}{3}E(X_{3:3} - 2X_{2:3} + X_{1:3}) \\ \lambda_4 &= \frac{1}{4}E(X_{4:4} - 3X_{3:4} + 3X_{2:4} - X_{1:4})\end{aligned}\quad \text{Formel 4.21}$$

L-momenter er definert som lineære kombinasjoner av sannsynlighetsvektede momenter

$$\beta_r = E\{X[F(X)]^r\} \quad \text{Formel 4.22}$$

Hvor $F(x)$ er den kumulative fordelingsfunksjonen til x .

De første 4 L-momentene uttrykt som lineære kombinasjoner av PWM er som følger (Adamowski, 2000):

$$\begin{aligned}\lambda_1 &= \beta_0 \\ \lambda_2 &= 2\beta_1 - \beta_0 \\ \lambda_3 &= 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \\ \lambda_4 &= 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0\end{aligned}\quad \text{Formel 4.23}$$

Her er λ_1 L-middel, λ_2 L-standard avvik, forholdet λ_2/λ_1 er L-variasjonskoeffisient og referert som τ_2 , forholdet λ_3/λ_2 er L-skjevhet referert som τ_3 og forholdet λ_4/λ_2 er L-kurtosis referert som τ_4 . L-momentene til en frekvensfordeling kan bla. benyttes til valg av fordelingsfunksjon og test for homogenitet (Adamowski, 2000)

4.7 QDF-modellen

Qdf-modellen er sammenlignbar med IdF (Intensitet-varighet-frekvens) analysen benyttet i analyse av ekstreme nedbørhendelser. Qdf-analysen er derimot lite studert i forhold til IdF-analysen, på tross av sitt store potensiale (Javelle m.fl., 2002). I motsetning til de fleste andre flomfrekvens analyser tar Qdf modellen hensyn til flere parametere enn den døgnlige Q_{\max}

verdien. Qdf-modellen tar i tillegg hensyn til varigheten(d), som videre kan benyttes til å beregne volumet av en gitt flom. De første studiene som danner grunnlaget for etableringen av Qdf-modellen ble utført av NERC (1975) og Ashkar (1980). Fundamentet for Qdf-modellen slik den er i dag, ble utført på 90-tallet av bla. Sherwood(1994) og Galea og Proudhomme (1997). Qdf-modellen skiller seg fra studiene gjort av bla. Ashkar(1980) ved at varigheten(d) er en valgt parameter. ”Peak-volume” modellen presentert av Ashkar (1980) behandler varigheten som en tilfeldig variabel.

4.7.1 ”Referanse felt” modellen

Qdf modellen analyserer maksimal middelflom for forskjellige varigheter, den opprinnelige modellen ble utviklet av Galea og Proudhomme (1997) og er ofte kalt ”referanse felt” tilnærmingen/GRADEX modellen. I denne modellen er Qdf-kurvene, en funksjon av varigheten (d), for valgte gjentaksintervall(T) for flere studerte felt konvertert til dimensjonsløs form. De to karakteristika som blir benyttet til å standardisere seriene er ti års flommen, $Q(d=0, T=10\text{år})$ og den karakteristiske varigheten (D) til det studerte nedbørfeltet som er beregnet ut ifra forskjellige flomhydrografer. Deretter fordeles nedbørfeltene inn i den av tre grupper som har en lik dimensjonsløs kurve. For hver av de 3 gruppene blir et nedbørfelt valgt som referanse felt og parametrene til den dimensjonsløse kurven blir beregnet. Resultatet blir da en kontinuerlig kurve som en funksjon av T og d . Ved å skalere den beregnede dimensjonsløse kurven med de lokale parametrene $Q(0, 10)$ og D oppnås det en kontinuerlig funksjon $Q(d, T)$ for det aktuelle nedbørfeltet. Dersom det ikke er foretatt målinger i det studerte feltet beregnes $Q(0, 10)$ og D ut ifra regionale formler (Javelle m.fl., 2000).

4.7.2 ”Den Lokale konvergerende” modellen.

Teorien bak modellen (Javelle,1999)

Bakgrunnen for denne ”nye” Qdf-modellen var at Javelle m.fl (1999) observerte en tendens til konvergering mot samme punkt for fordelingen til forskjellige varigheter i mange nedbørfelt.

På bakgrunn av dette la han frem 3 hypoteser:

1. Kvantilene til varigheten d_1 kan beregnes fra kvantilene til varigheten d_2 ved en ortogonal transformasjon ved en akse parallell til x-aksen.
2. For en gitt T varierer kvantilene som en hyperbolsk funksjon av d .

3. Når d går mot uendelig for en gitt T , går kvantilene mot en midlere årlig vannføring \overline{QA} (Formel 4.24).

Hypotese 3 medfører at likhetstransformasjonsaksen er linjen $y(T) = \overline{QA}$

$$\lim_{d \rightarrow \infty} (Q(d, T)) = \overline{QA} \quad \text{Formel 4.24}$$

På bakgrunn av hypotesene ble følgende to ligninger beregnet geometrisk:

$$\frac{Q(d_1, T_1) - \overline{QA}}{Q(d_2, T_1) - \overline{QA}} = \frac{Q(d_1, T_2) - \overline{QA}}{Q(d_2, T_2) - \overline{QA}} \quad \text{Formel 4.25}$$

$$\frac{Q(d_1, T_1) - \overline{QA}}{Q(d_1, T_2) - \overline{QA}} = \frac{Q(d_2, T_1) - \overline{QA}}{Q(d_2, T_2) - \overline{QA}} \quad \text{Formel 4.26}$$

Her er forholdet i formel 4.25 ikke avhengig av gjentaksintervall (T) og formel 4.26 er ikke avhengig av varighet (d). Disse invariansforholdene ble funnet nyttige, og er ikke avhengig av en spesiell statistisk lov.

Som følge av hypotese 2 og formel 4.24 ble formel 4.27 presentert.

$$Q(d, T) = \frac{Q(d=0, T) - \overline{QA}}{1 + d/\Delta} + \overline{QA} \quad \text{Formel 4.27}$$

Her har parameteren Δ dimensjon varighet og ble kalt den karakteristiske varigheten. Ved å vite fordelingen til $Q(d=0, T)$ vil formel 4.27 gi kvantilene som en funksjon av d .

Dersom eksponential loven gitt ved $Q(d, T) = A(d) \log T + B(d)$ antas, vil formel 4.27 skrives om til formel 4.28.

$$Q(d, T) = \frac{A(0) \log(T) + B(0) - \overline{QA}}{1 + d/\Delta} + \overline{QA} \quad \text{Formel 4.28}$$

På bakgrunn av dette kan kvantilene til $Q(d, T)$ beregnes for enhver varighet (d) og gjentaksintervall (T) ved hjelp av de 4 parametrene Δ (karakteristisk varighet), \overline{QA} (midlere mellomårlig vannføring), (skalaparameteren ($A(0)$) og lokaliseringsparameteren ($B(0)$) til momentan verdiene.

For å beregne disse 4 parametrene fra observasjoner presenterte Javelle m.fl. (1999) en metode hvor \overline{QA} ble beregnet som middelvannføringen til det studerte vassdraget. $A(0)$, $B(0)$ og Δ ble beregnet fra observerte verdier $Qd(j)$. Denne beregningen ble utført i 2 steg.

"Konsoliderings beregning"

De dimensjonsløse verdiene gitt ved formel 4.30 er teoretisk uavhengig av varigheten (d) (formel 4.26)

$$Q_{d_i}(j) = \frac{Q_{d_i}(j) - \overline{QA}}{Q_{d_i}(T = T_{ref}) - \overline{QA}} \quad \text{Formel 4.29}$$

Ved å anta eksponential loven gitt ved $Q^*(d, T) = A^*(d) \log T + B^*(d)$, er konsoliderte kvantiler $Q_{d_i}^C(T)$ definert ved skalaparameteren ($A_{d_i}^C$) og lokaliseringsparameteren ($B_{d_i}^C$) definert ved formel 4.30/31 beregnet ved invers transformasjon for hver varighet (d_i).

$$A_{d_i}^C = A^*(Q_{d_i}(T = T_{ref}) - \overline{QA}) \quad \text{Formel 4.30}$$

$$B_{d_i}^C = B^*(Q_{d_i}(T = T_{ref}) - \overline{QA}) + \overline{QA} \quad \text{Formel 4.31}$$

"Mulivarighets beregning"

Den andre transformasjonen ble definert ved å benytte konsoliderings beregningen $Q_{d_{ref}}^C(T)$ til en referanse varighet d_{ref} (Formel 4.32). I følge formel 4.25 er disse verdiene teoretisk uavhengige av gjentaksintervallet (T).

$$Q_{d_i}^{**}(j) = \frac{q_{d_i}(j) - \overline{QA}}{Q_{d_{ref}}^C(T) - \overline{QA}} \quad \text{Formel 4.32}$$

Dimensjonsløse verdier er definert ved funksjonen $y(d)=\alpha/(1+\beta)d$, hvor α og β ble definert ved minste kvadraters metode. $Q(d,T)$ kvantiler ble beregnet fra $y(d)$ ved formel 4.33.

$$Q(d,T) = \frac{\alpha}{1+\beta d} (Q_{d_{ref}}^c(T) - \overline{QA}) + \overline{QA} \quad \text{Formel 4.33}$$

Til slutt er Δ , $A(0)$ og $B(0)$ gitt ved formel 4.34-36.

$$\Delta = 1/\beta \quad \text{Formel 4.34}$$

$$A(0) = \alpha A_{d_{ref}}^c \quad \text{Formel 4.35}$$

$$B(0) = \alpha (B_{d_{ref}}^c - \overline{QA}) + \overline{QA} \quad \text{Formel 4.36}$$

Javelle m.fl. (1999) validerte Qdf-modellen for 6 varigheter på 80 nedbørfelt i Frankrike med areal fra 10-10000 km². Nedbørfeltene hadde forskjellig flomdynamikk med karakteristisk varighet fra 1-15 døgn. For de studerte nedbørfeltene ble det observert at modellen var gjeldene for gjentaksintervall(T) fra 0,5 til 20 år, og for varigheter fra 0 til 2Δ . Dette fordi gjentaksintervall over $T=20$ førte til ekstrapolering hvor ikke eksponentialloven var gjeldene. For varigheter over 2Δ var hypotesen om likhet ved linjen $y(T)$ ikke gjeldene.

Videre analyse/utvikling av modellen

Javelle m.fl (2000) foretok en sammenligning mellom den ”nye” karakteristiske varigheten(Δ) og den karakteristiske varigheten(D) fremstilt av Galea og Proudomme(1997). Siden Δ er en direkte justert parameter, skiller den seg helt ifra parameteren D i ”Referanse felt” modellen, som er beregnet fra forskjellige flom hydrografer. Javelle m.fl. (2000) observert allikevel en sterk korrelasjon mellom disse to parametrene, noe som ble tolket som en god sammenheng mellom de to modellene. Javelle m.fl. (2000) sammenlignet også den relative midlere kvadratrotfeilen (rRMSE se kap. 5.3.5), mellom beregnede og observert verdier til de to ulike modellene, og konkluderte med at den ”lokalt konvergerende” modellen gir et bedre resultat enn ”referanse felt” modellen. Analysen viser også at metoden er robust.

Javelle (2001) viste at en forenkling av Qdf-modellen ved å sette $\overline{QA}=0$, ikke førte til kvalitetstap for Qdf-modellen. Dette gir følgende uttrykk for den forenklede Qdf-modellen(Formel 4.37).

$$Q(d, T) = \frac{Q(d=0, T)}{1 + d/\Delta} \quad \text{Formel 4.37}$$

Javelle m.fl. (2002) benyttet Qdf-modellen utviklet av Javelle m.fl.(1999), men benyttet ikke eksponential loven til beregningen av fordelingen av momentanflomverdiene ($Q(d=0, T)$). I tillegg ble forenklingen presentert av Javelle (2001) benyttet. Denne metoden er benyttet i denne oppgaven og er detaljert beskrevet i kapittel 5.3.4.

4.8 Regional flomfrekvensanalyse

Regional analyse utføres ved å slå sammen eller midle data fra en mer eller mindre homogen region. Denne analysen fører normalt til en mer pålitelig forlengelse av fordelingsfunksjonen mot høyere gjentakintervall (Sælthun og Oberlin, 1993). Regional analyse er som regel basert på regionale vekstkurver. Dette er forholdet mellom flommen til et gitt gjentakintervall og midlere årlige flom. Utgangspunktet for de fleste regionale flomfrekvens analysene(RFFA) er en identifisering av homogene regioner. Noen RFFA er derimot ikke avhengige av homogene regioner eksempler på dette er Bayesianske metoder og kombinert multivariat analyse. Generelt kan det allikevel sies at jo mer homogen en region er, jo større fordeler har en RFFA i forhold til en analyse av enkeltserier (Cunnane, 1988). I denne oppgaven vil fokuset være på metoder som krever homogene regioner.

4.8.1 Homogene regioner/Regionalisering.

Det er to måter å gå frem på for å dele inn i hydrologiske regioner.

1. Danne geografisk sammenhengende regioner.
2. Gruppetilnærming, dvs. gruppere data med de samme egenskapene.

En definisjon av regional homogenitet er avhengig av hvilket aspekt av flomfrekvensen som vurderes. To av de mest vanlige mål på regional homogenitet er dimensjonsløse skala(C_v) og form(C_s) parametere. Alternativt kan en spesiell kvantil, standardisert ved en indeks flom, være målet på homogenitet.

For test av homogenitet benyttet Darymple (1960) faktoren $X_{10}=Q_{10}/Q_{mid}$ basert på en underliggende EV1 fordeling. Wiltshire(1986) benyttet skalaparameteren C_v .

Problemet med å etablere homogene hydrologiske regioner er at den hydrologiske datamengden ofte er liten. Siden dannelsen av homogene regioner er basert på statistiske tester som krever store datamengder, er det ofte ikke mulig med absolutt sikkerhet å hevde at en observasjonsserie tilhører samme region som andre serier (Cunnane, 1988).

Hosking m.fl (1985b) fant derimot ut at små avvik fra absolutt homogenitet, ikke reduserte fordelene ved RFFA.

En av de mest populære testene for regional homogenitet i flomregioner er Wiltshire-testen (Wiltshire, 1986). Hosking(1987) konkluderte med at denne var å foretrekke, og den er blant annet benyttet av Sælthun m.fl.(1997) i regional flomfrekvensanalyse i Norge.

Wiltshires homogenitetstest

Testen baserer seg på at den underliggende fordelingen er kjent. Wiltshires test beregner avviket til alle flomverdier til dataseriene som inngår i den regionale fordelingen. Er dette avviket større enn det forventede avviket pga. sampling usikkerhet, antas regionen å være heterogen. For k-te flommen til stasjonen j, blir sannsynligheten G_{jk} . Wiltshire definerer en transformasjon av denne på følgende måte:

$$G'_{jk} = 2|(G_{jk} - 0,5)| \quad \text{Formel 4.38}$$

Testen på om en region er homogen utføres ved å beregne verdien R som følger:

$$R = \sum_{j=1}^N \frac{(G'_j - G')^2}{u_j} \quad \text{Formel 4.39}$$

Der G' er middelverdien av n_j G' verdiene i den j-te regionen og u_j er samplevariansen av G'_j gitt ved:

$$U_j = VS/n_j \quad \text{Formel 4.40}$$

V/S er her konstant lik $1/12$ mens G' er middelveidien over alle verdiene i regionen. Observatoren R er χ^2 fordelt med $N-1$ frihetsgrader. En region betraktes som heterogen dersom R -verdien overskrider grenseverdien for χ^2 ved det aktuelle antall frihetsgrader og signifikansnivå (Sælthun m.fl. 1997).

Andre metoder for utvelgelse av homogene regioner er ”region of influence” og L-momenter (GREHYS,1996).

4.8.2 Analysemetoder.

Enkelte RFFA bygger på en avhengighet mellom observasjonsseriene. Andre metoder derimot krever uavhengighet (SÅ-metoden) eller delvis uavhengighet (IF-metoden) (Cunnane, 1988).

De to mest populære metodene for å etablere regionale kurver går begge ut på å slå sammen data. Stasjonsår(SÅ) metoden slår sammen dataene til en lang serie, mens indeks flom(IF) metoden (Darymple, 1960) behandler dataene som separate utvalg fra felles populasjon (kap. 4.8.3) En standardisering av dataene er i begge tilfeller nødvendig for å sammenligne dataene. Ved bruk av SÅ metoden kan det oppstå et problem ved at seriene ikke er uavhengige. Dette gjelder spesielt innenfor en homogen region. På bakgrunn av dette har IF metoden fått større popularitet (Sælthun og Oberlin, 1993). Det er også flere RFFA som er blitt benyttet i tillegg til de to som er nevnt her, bla Bayesianiske metoder, metoder basert på dimensjonsløse momenter m.fl. for nærmere opplysninger om disse se bla. (Cunnane,(1988), og GREHYS (1996)) I denne oppgaven vil kun IF metoden bli nærmere beskrevet.

4.8.3 Indeks flom(IF) metoden.

Indeks flom metoden ble introdusert av Darymple (1960) og etter at NERC(1975) benyttet metoden i sin analyse, har den fått stor oppmerksomhet av bla. Hosking m.fl (1985b). Indeks flom metoden baserer seg på antakelsen om at flommene i en hydrologisk region har samme fordeling når flommene er standardisert med en indeks flom dvs. en skalafaktor. Nedbørfeltets størrelse er ofte den viktigste faktoren for størrelsen på en flom og indeks flommen er ofte valgt å være middel eller median verdien til AMS/POT serien. Flom kvantilen til et gitt gjentakintervall(T) for en gitt stasjon (j) er $Q_T^j = \mu_j q_T$ hvor μ_j er indeks flommen og q_T er den

standardiserte regionale flomfrekvenskurven. Indeks flom metoden ble i noen år sett bort i fra på bakgrunn av resultater som påviste at nedbørfeltets størrelse også påvirket variasjons koeffisienten og skjevheten til fordelingen, men de siste 20 årene har denne metoden blitt sett på som den mest effektive regionaliserings metoden. (GREHYS, 1996) I denne oppgaven er indeks flom metoden benyttet i sammen med Qdf-modellen, nærmere beskrevet i kapittel 5.4.

5. Metode

5.1 Valg av serier.

Dataseriene ble valgt ut i fra flere kriterier, disse var lengde på måleserien, regulering, størrelse på nedbørfeltet, innsjøandel, breprosent, homogene dataserier, og at de alle lå i område 1 i regioninndelingen til Sælthun m.fl. (1997).

5.1.1 Lengde.

Lengden som ble valgt var at det skulle være minimum ca. 20 år med data, og at de helst dekket samme tidsperiode. Grunnen til at det ble satt en grense for dette var at det bør være en slik lengde for å kunne si noe signifikant ut i fra de høyere orden momentene til fordelingsfunksjonen.

5.1.2 Regulering

Det ble som utgangspunkt valgt at alle benyttede felt skulle være uregulerte.

5.1.3 Størrelse på nedbørfeltet

Det ble satt en nedre grense for hvilke størrelse de analyserte nedbørfeltene burde ha. Grensen som ble satt, var at nedbørfeltets areal ikke burde være vesentlig mindre enn 10 km². Dette fordi det ved bruk av døgndata i seriene kan bli vanskelig, om ikke umulig å treffe flomtoppen i små vassdrag med veldig kort responstid. Beregning av eventuell momentan flom vil også være ekstremt usikker i tilfeller med veldig små vassdrag.

5.1.4 Innsjøandel og breprosent

Som øvre grense for prosentvis andel av bre i nedbørfeltet ble det valgt 5% dette på bakgrunn av begrensninger gjort av bla. Sælthun m.fl.(1997). Bakgrunnen for dette valget er at ved større andel av bre i et nedbørfelt, vil breene stå for et betydelig bidrag til vannføringen i sommerhalvåret og derfor føre til en annen bakenforliggende prosess enn snøsmelting.

Antakelsen om samme bakenforliggende prosess er en av de viktige antakelsene ved flomfrekvensanalyse, denne vil da ikke være oppfylt.

5.1.5 Homogenitet

Som test for homogenitet til hver dataserie, ble analysen utført av Astrup(2000) lagt til grunn. I denne analysen benyttes Sprang test, Double-mass analyse og Alexanderssons test for å analysere den enkelte måleserie sin homogenitet.

5.2 Flommodell og valg av sesong.

5.2.1 Årlig maksimum serier (AMS)

For utvalgelse av flommer til denne studien ble AMS valgt, dette på bakgrunn av dens enkle form og at det i denne oppgaven er valgt å studere snøsmelteflommer i en gitt sesong, hvor det med stor sannsynlighet kun vil være en uavhengig flom i hver sesong, og at det dermed er relevant å benytte denne datautvalgsmetoden. Studier gjort av Cunnane (1973) (se kap. 4.1.3) antyder også at AMS vil være å foretrekke ved få flomtopper i en valgt periode.

5.2.2 Valg av sesong.

I denne oppgaven er det valgt å studere vårflommer dvs. flommer som har sin bakgrunn i snøsmelting. For å kunne minimere risikoen for flere underliggende prosesser til de studerte flommene, ble det valgt ut flommer fra en sesong dvs. en sesong årlig maksimum serie(SAMS). Sesongen ble valgt ut etter subjektiv analyse av hver enkelt måleserie. Dette ble gjort ved å studere målingene grafisk og se på høydefordelingen til nedbørfeltet. På bakgrunn av dette ble start for sesongen satt til 1. april og slutt for sesongen til 30.juni/31.juli.

5.2.3 "Outliers"

Det er i denne oppgaven valgt å innlemme eventuell "outliers" i data materialet. Dette på bakgrunn av valget av en robust parameterestimeringsmetode (L-momenter) og at flere av dataseriene er relativt korte, og det derfor er sett på som en større ulempe å utelate flere verdier, sammenlignet med faren for feilestimering ved å innlemme verdiene i utvalget.

5.3 Lokal Flomfrekvensanalyse

5.3.1 Plotteposisjon

I hydrologien er det benyttet mange plotteposisjoner, i denne analysen benyttes plotteposisjonen introdusert av Hosking(1990) (Formel 4.3). Bakgrunnen for valget av denne plotteposisjons formelen er at studier utført av bla. Hosking(1990) viser gode resultater for tre-parameter fordelinger, noe som er benyttet i denne oppgaven.

5.3.2 Fordelingsfunksjon

Den generelle ekstremverdifordelingen(GEV) er benyttet i denne oppgaven. Denne har vist seg meget anvendelig ved analyse av ekstremverdiutvalg for AMS-verdier og er anbefalt av bla. Hosking(1990), Javelle m.fl.(2002), NERC(1975). Tveito(1993) anbefalte også bruk av denne fordelingen til analyse av norske vassdrag.

5.3.3 Parameterestimering (L-momenter)

Til å estimere parametrene til den teoretiske GEV-fordelingen ble det valgt å benytte L-momenter. Dette på bakgrunn av metodens egenskaper presentert i kapittel 4.6.4 som egner seg godt til ekstremverdi analyse.

5.3.4 Den lokale konvergerende Qdf-modellen

Den lokalt konvergerende Qdf-modellen ble som tidligere nevnt i kap. 4.7.2., introdusert av Javelle m.fl.(1999). I denne oppgaven benyttes metoden presentert av Javelle m.fl.(2002). Beregning av den lokale Qdf-modellen utføres i 5 steg.

1. Utvelgelse av data til en ekstremverdiserie for flere varigheter
2. Tilpasning og beregning av parametrene til fordelingsfunksjonen for de nye ekstremverdiene.
3. Tilpasning av den lokalt konvergerende modellen som en funksjon av T og d .
4. Beregning av den karakteristiske varigheten Δ .
5. Beregning av parameterne til fordelingsfunksjonen til Qdf-modellen.

Utvelgelse av ekstremverdi data ble utført ved Årlig maksimum metoden innenfor en gitt sesong som nevnt i kapittel 5.2. Utvelgelse av SAMS-verdier (Q_{max}) for de forskjellige varighetene ble utført ved å beregne et glidende middel med intervall lik de valgte varighetene på hver enkelt serie. Dette resulterer i en ny serie av vannføringsverdier (Qd_1, Qd_2, \dots, Qd_n) for de gitte varighetene (d_1, d_2, \dots, d_n) som matematisk kan uttrykkes $Qd(t) = 1/d \int_{t-d/2}^{t+d/2} Q(\tau) d\tau$

Ut i fra denne nye dataserien beregnes deretter SAMS-verdiene for en gitt sesong som beskrevet i kapittel 5.2. Valg av varigheter (d_1, d_2, \dots, d_n) ble tilpasset til hver enkelt dataserie på bakgrunn av subjektive vurderinger av hver enkelt av dem.

Utvelgelse av ekstremverdiserier og beregning av fordelingsfunksjon(GEV) ved bruk av PWM ble utført ved å bruke NVE sitt program EKSTREM.

De teoretiske kvantilene for GEV fordelingen er:

$$Q_d(T) = u_{0d} + \frac{\alpha_d}{k_d} [1 - (-\ln(1 - 1/T))k_d] \quad \text{Formel 5.1}$$

Her er $Q_d(T)$ T-års kvantilen, x_{0d} posisjonsparameteren, α_d skalaparameteren, k_d formparameteren og d er lengden på intervallet til det glidende middelet.

Tilpasning som en funksjon av T og d.

$Q_d(T)$ er bare definert for den gitte varigheten d . For å kunne definere en kontinuerlig funksjon $Q(d, T)$ av både T og d , må de følgende 2 hypotesene være gjeldene (Javelle m.fl. 2002):

1. For et valgt gjentakintervall (T) er $Q(d, T)$ som en funksjon av d en kurve med hyperbel form.
2. Qdf-kurver plottet for en valgt varighet (d) som en funksjon av T , konvergerer mot samme punkt når T går mot lave verdier.

På bakgrunn av dette viste Javelle m.fl. 2002) at Qdf-modellen kan skrives:

$$Q(d, T) = \frac{Q(d=0, T) - P}{1 + d/\Delta} + P \quad \text{Formel 5.2}$$

Her er $Q(d=0, T)$ fordelingen til momentanflommen, Δ er formparameteren som beskriver formen på hyperbolen og P er grenseverdien når d går mot uendelig. Parameteren Δ beskrives som den karakteristiske varigheten til nedbørfeltet. En høy Δ gir en sakte responderende flom, mens en lav Δ gir en hurtig responderende flom.

Javelle (2001) viste at ved å sette $P=0$ kan uttrykket for $Q(d, T)$ forenkles, dette uten å redusere kvaliteten i særlig grad. Denne forenklingen er benyttet i denne oppgaven. Dette gir følgende uttrykk for Qdf-modellen:

$$Q(d, T) = \frac{Q(d=0, T)}{[1 + d/\Delta]} \quad \text{Formel 5.3}$$

Estimeringen av den karakteristiske varigheten Δ .

Estimeringen av den karakteristiske varigheten Δ ble utført ved metodikken presentert av Javelle m.fl.(2002). Fra formel 5.3 ser man at $Q(d, T) * [1 + d/\Delta] = Q(d=0, T)$. Dette er benyttet for å estimere den karakteristiske varigheten ved at hver eksperimentell verdi av maksimum midlere avløp $Qd_i(j)$ er tidsskalert på følgende måte:

$$x_{d_i}(j) = Qd_i(j)[1 + d_i/\delta] \quad \text{Formel 5.4}$$

Den karakteristiske varigheten Δ er valgt som den optimale verdien $\delta_{optimum}$ som minimaliserer dispersjonen ε til de eksperimentelle tidsskalerte verdiene av $x_{d_i}(j)$.

Uttrykket for dispersjonen ε er gitt på slik:

$$\varepsilon = \frac{1}{NV} \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{NV} \sum_{i=1}^N \left[\frac{x_{d_i} - \bar{x}(j)}{\bar{x}(j)} \right]^2 \quad \text{Formel 5.5}$$

Her er NV antall verdier i hver tidsserie av maksimum verdier Qd_i , N er antall varigheter som er valgt og $\bar{x}(j)$ er den midlere tidsskalerte eksperimentelle verdien:

$$\bar{x}(j) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_{d_i}(j) \quad \text{Formel 5.6}$$

Den karakteristiske varigheten Δ beskriver iflg. Javelle m.fl. (2002) flomdynamikken til det studerte nedbørfeltet. Dette ved at en lav Δ -verdi indikerer et raskt responderende nedbørfelt, mens en høy Δ -verdi beskriver et nedbørfelt med mer dempende egenskaper og lengre responstid.

Estimering av parameterene $u_0(0)$, $\alpha(0)$ og $k(0)$

Parametrene til fordelingen av momentanflommen $Q(d=0, T)$ til den lokalt konvergerende Qdf-modellen beregnes ved å tilpasse en GEV-fordeling (se kap. 4.4.1) til den midlere eksperimentelle fordelingen $\bar{x}(j)$ definert ved formel 5.6. Metoden som ble benyttet er for å beregne $u_0(0)$, $\alpha_0(0)$ og $k_0(0)$ er L-momenter. L-momenter kan som nevnt i kapittel 4.6.4 skrives som lineære kombinasjoner av sannsynlighetsvektede momenter. I denne oppgaven ble først L-momentene til fordelingen beregnet ved hjelp av rutinen for dette i S-plus. På bakgrunn av disse resultatene ble parametrene beregnet etter metodikken utledet av Hosking (1986).

Hosking (1986) definerte de sannsynlighetsvektede momentene på følgende måte: parameteren k som:

$$\frac{3+t_3}{2} = (1-3^{-k})/(1-2^{-k}) \quad \text{Formel 5.7}$$

Dette uttrykket er tilnærmet likt:

$$\hat{k} = 7,8590C + 2,9554C^2 \quad \text{Formel 5.8}$$

Hvor C er:

$$C = \frac{2b_1 - b_0}{3b_2 - b_0} - \frac{\log 2}{\log 3} = \frac{2}{3+t_3} - \frac{\log 2}{\log 3} \quad \text{Formel 5.9}$$

Her er t_3 den lineære L-skjevhet, se kapittel 4.6.4.

Etter å ha beregnet parameteren k for fordelingen kan man beregne parametrene $\hat{\alpha}$ og \hat{u} på følgende måte:

$$\hat{\alpha} = \frac{(2b_1 - b_0)\hat{k}}{\Gamma(1 + \hat{k})(1 - 2^{\hat{k}})} = \frac{l_2 \hat{k}}{\Gamma(1 + \hat{k})(1 - 2^{\hat{k}})} \quad \text{Formel 5.10}$$

$$\hat{u} = b_0 + \frac{\hat{\alpha}}{\hat{k}}[\Gamma(1 + \hat{k}) - 1] = l_1 + \frac{\hat{\alpha}}{\hat{k}}[\Gamma(1 + \hat{k}) - 1] \quad \text{Formel 5.11}$$

$\Gamma(1 + \hat{k})$ er en gammafunksjon denne kan løses ved bruk av følgende metode av Abramowitz og Steigun (1965) (via Ramachandra Rao og Hamed, 2000):

$$\Gamma(1 + \hat{k}) = 1 + b_1 y + b_3 y^2 + \dots + b_8 y^8 + \varepsilon(y) \quad \text{for } 0 \leq y \leq 1 \quad \text{Formel 5.12}$$

I formel 5.12 setter man inn følgende verdier:

$b_1 = -0,577191652$	$b_5 = -0,756704078$
$b_2 = 0,988205891$	$b_6 = 0,482199394$
$b_3 = -0,897056937$	$b_7 = -0,193527818$
$b_4 = 0,918206857$	$b_8 = 0,035868343$

Den absolutte feilen i tilnærmingen er $|\varepsilon(y)| \leq 3 \times 10^{-7}$

Når parametrene er bestemt for fordelingen kan man utlede et uttrykk for en hver varighet d .

5.3.5 Relativ midlere kvadratrotfeil (rRMSE)

For å kunne teste verdien av Qdf-modellen, kan de teoretiske verdiene $Q(d_j, T)$ beregnet ut fra Qdf-modellen, testes opp mot de observerte verdiene $Q_d(T)$. Dette er det valgt å gjøre via en test kalt relativ midlere kvadratrot feil (rRMSE). Uttrykket for denne er (Javelle m.fl. 2002):

$$rRMSE(T) = \left[\frac{1}{NS} \frac{1}{ND} \sum_{k=1}^{NS} \sum_{j=1}^{ND} \left(\frac{Q(d_j, T) - Q_{d_j}(T)}{Q_{d_j}(T)} \right)^2 \right]_{stasjons-k}^{1/2} \quad \text{Formel 5.13}$$

Her er NS antall stasjoner, ND antall varigheter. Dette er en viktig test kriterium fordi den kombinerer skjevheten og variansen på følgende måte: $[RMSE = (skjevhet^2 + variansen)^{1/2}]$ (Javelle m.fl. 2002).

5.4 Regional analyse

Den regionale Qdf-modellen basert på Indeks flom metoden etableres i 5 steg (Javelle m.fl., 2002).

1. Etablering av en homogen region.
2. Etablere en lokal Qdf-modell for hver enkelt stasjon i den valgte homogene region.
3. Skalere hver enkelt lokal fordeling ved hjelp av Indeks flommen.
4. Etablere den regionale dimensjonsløse fordelingen.
5. Reskalere den dimensjonsløse regionale fordelingen med den lokale indeks flommen, for å kunne beregne kvantilene til alle varighetene(d) og gjentakintervallene(T).

Modellen kan verifiseres ved å teste den teoretiske regionale Qdf-modellen mot de observerte kvantilene ved hjelp av rRMSE metoden.

Det ble innledende i denne regionale analysen som her er utført antatt at regionene etablert av Sælthun m.fl.(1997) var homogene. Det ble benyttet samme stasjoner i den regionale Qdf-modellen som det ble benyttet i den lokale modellen. Noen stasjoner ble plukket ut for å kunne være kontrollstasjoner for den regionale Qdf-modellen. Dette blir nærmere belyst i kapittel 6.

5.4.1 Etablering av Indeks-flom for skalering av de lokale fordelingene.

Det er i denne oppgaven benyttet middel flom som indeks-flom denne er beregnet ved følgende uttrykk:

$$\mu_k = \frac{1}{NV_k} \sum_{j=1}^{NV_k} [\bar{x}(j)]_{\text{stasjon } k} \quad \text{Formel 5.14}$$

Her er NV_k antall verdier (år) til hver stasjon k . $\bar{x}(j)$ er middel av de eksperimentelle tidsskalerte verdiene (Formel 5.6)

For å kunne bergene den regionale Qdf-modellen må hver lokale fordeling standardiseres ved hjelp av Indeks-flommen (μ_k) på følgende måte $Q_k(T)/\mu_k$.

5.4.2 Etablering av den regionale dimensjonsløse fordelingen.

Etter å ha standardisert hver enkel lokal fordeling, beregnes L-momentene til den standardiserte fordelingen. Dette ble utført ved at parametrene til den lokale fordelingen ble standardisert ved indeks-flommen, deretter ble de regionale dimensjonsløse momentene beregnet ved et vektet gjennomsnitt av de standardiserte lokale momentene som følger:

$$b_R^l = \frac{\sum_{k=1}^m NV_k b_k^l}{\sum_{k=1}^m NV_k} \quad \text{hvor } l=1,2,3 \quad \text{Formel 5.15}$$

Her er NV_k antall verdier for den valgte stasjon k , og b_R^l er det regionale momentet, og b_k^l er det lokale standardiserte momentet til stasjon k . Ut ifra disse beregnede standardiserte regionale momentene dannes den regionale fordelingen $Q^*(T)$.

5.4.3 Reskalering av den dimensjonsløse regionale kurven.

For å kunne evaluere resultatene til den regionale modellen, ble denne reskalert til hvert nedbørfelt ved hjelp av indeks flommen μ_k og de lokale parametrene. Som nevnt i kapittel 5.3.4 kan grenseverdien P når d går mot uendelig settes til 0 uten at dette fører til særlig større usikkerhet i beregningene. Dette fører til følgende Qdf-modell for enkeltstasjoner beregnet via den regionale Qdf-modellen:

$$Q(d, T)_{stasjon} = \left(\frac{Q_{region}^*(d=0, T)}{1 + d / \Delta_{stasjon}} \right) \mu_{stasjon} \quad \text{Formel 5.16}$$

De regionale parametrene som må beregnes er den regionale dimensjonsløse fordelingen $Q_{Region}^*(d=0, T)$ som beregnes ut ifra de lokale fordelingene $Q_k(d=0, T)/\mu_k$ for alle stasjonene i regionen.

De lokale parametrene som må beregnes er den lokale karakteristiske varigheten $\Delta_{stasjon}$ og indeks flommen $\mu_{stasjon}$ til hver studerte stasjon.

5.4.4 Validering av resultatene til den Regionale Qdf-modellen.

For å kunne beregne kvaliteten til den regionale Qdf-modellen ble det benyttet samme metode som i den lokale analysen dvs. den relative midlere kvadratrot feilen (rRMSE) se kapittel 5.3.5.

6. Resultater/Diskusjon

6.1 Innledende analyse

I utgangspunktet for analysen ble alle stasjoner innen den definerte region 1 for vårflommer av Sælthun m.fl. (1997) betraktet. Da alle analysene av kriteriene gitt i kapittel 5.1 var utført, var det 20 stasjoner som oppfylte alle disse kriteriene og dermed ble valgt som datagrunnlag for test av Qdf-modellen. Disse nedbørfeltene med utvalgte karakteristika er gitt i tabell 6.1. Den viktigste grunnen til at enkelte stasjoner ble tatt ut av analysen var for stor andel av bre i nedbørfeltet, kort serie og at feltet var regulert. I utgangspunktet var det satt en minimumsgrense på 20 år med sammenhengende data, dersom dataserien skulle kunne være med i analysen. Det viste seg i prosessen med utvelgelse å være et for strengt krav dersom det skulle være et visst antall stasjoner med i analysen. Det var ønskelig med minimum 20 dataserier til analysen, og dette lot seg ikke gjøre dersom alle utvalgskriteriene skulle oppfylles. På bakgrunn av dette ble kravet til lengden på serien satt til 15 år. De andre kriteriene satt i kap. 5.1. ble ikke justert.

Tabell 6.1 Oversikt over stasjonene benyttet i etableringen av den lokale Qdf-modellen og den regionale Qdf-modellen basert på Index-flom metoden, og utvalgte feltparametere. Stasjoner merket (*) inngår i kontrollgruppen til den regionale analysen.

Stasjonsnummer	Stasjonsnavn	Lengde på serie	Felt-areal	Bre %	Effekt iv innsjø %	Felt Gradient	Elve Gradient	Snau-fjell %	Felt-lengde	Middel høyde (MOH)	Δ	Dispersjon (ε)
26.26	Jogla	24	30,7	0	0	29,8	45,6	92,4	8,1	1002	12	0,00097468
2.32	Atnasjø	86	465	0,2	1,19	23,0	23,0	75,0	34,6	1205	15	0,00037725
2.614	Rosten	85	1755	0	0,07	17,0	17,0	73,0	88,0	1187	15	0,00077615
48.5	Reinsnosvatn*	44	119	1,7	2,74	20,0	48,0	85,0	15,8	1234	19	0,00056917
50.1	Hølen	80	229	0,4	3,87	21,0	33,0	88,4	29,4	1291	27	0,00057193
104.23	Vistdal	26	66,2	0,13	0,14	44,6	64,8	55,1	11,4	736	8	0,00121734
111.1	Innerdalsvatn	22	62	0,29	1,14	55,2	45,5	80,9	14,1	1032	26	0,00023164
112.8	Rinna*	30	87,9	0,43	0,5	23,1	38,9	64,3	14,2	816	8	0,00164505
111.9	Søya	26	137	0,02	0,02	39,3	40,5	37,5	18,1	578	10	0,00549375
311.460	Engeren	89	400	0	3,1	10,0	13,0	28,5	42,2	832	44	0,00024577
98.4	Øye Ndf.	61	138	3,79	0,26	57,6	56,7	64,9	15,1	982	13	0,00137213
26.9	Valevatn*	23	112	0	3,19	12,0	17,0	89,0	16,2	911	22	0,00045032
2.11	Narsjø	71	119	0	1,51	10,0	19,0	59,0	18,5	940	16	0,00093767
75.23	Krokenelv	36	45,8	0	0,05	38,1	83,1	77,8	12,2	1148	9	0,00186403
83.2	Viksvatn	99	505	4,1	3,45	20,0	27,0	58,1	43,2	841	43	0,00029292
62.5	Bulken	111	1102	0,4	0,89	31,5	18,9	54,2	46,5	869	33	0,00033871
70.7	Tistel*	16	15,6	0	0,5	301,6	98,3	46,5	6,4	838	13	0,00123309
103.20	Morstøl Bru	28	44,2	5,52	0,14	60,2	99,4	72,7	9,8	915	14	0,00079017
123.28	Hoksfossen	24	8,02	0	0	19,3	40,1	0,0	3,2	338	11	0,00112026
2.273	Ryfetten*	22	1306	0	0,02	11,0	22,0	61,0	53,8	1080	11	0,00324064

6.1.1 Lengden på seriene.

Lengden på dataseriene benyttet i analysen er fra 16 år (Tistel) til 111 år (Bulken) alle dekker samme tidsperiode på slutten av 1900-tallet og begynnelsen av 2000.

6.1.2 Regulering, størrelse, breprosent og homogenitet til nedbørfeltene.

Ingen av de utvalgte seriene har vært utsatt for regulering og størrelsen på nedbørfeltene er ifra 8 km²(Hokfossen) til 1755km² (Rosten). Hovedvekten av seriene har et areal mellom 50 og 500 km². Innsjø andelen er mindre enn 5 % for alle nedbørfeltene, og alle har en breprosent mindre eller lik 5%. Alle dataseriene er betraktet som homogene ihht. analysen utført av Astrup(2000).

6.1.3 Valg av sesong.

Valg av sesong for AMS verdiene ble utført ved en subjektiv betraktning av middelvannføringen/avløpsnormalen gjennom året for den enkelte stasjon. På bakgrunn av dette ble sesongen satt til 1.april-30.juni for alle stasjonene med unntak av Hølen og Reinsnosvatn, hvor avlutning på sesongen ble satt til 31.juli. Dette sammenfaller også bra med hensyn på middelhøyden i nedbørfeltet, da det er disse to nedbørfeltene har de høyeste verdiene for middelhøyde, og dermed skjer avsmeltingen litt senere på sesongen. Selv om det er forsøkt å forhindre at flommene har en annen bakenforliggende prosess enn snøsmelting, vil det alltid være en viss mulighet for at dette kravet ikke er oppfylt. Det vil også være mulighet for at enkelte smelteflommer kan ha blitt utelatt ved at det er valgt å benytte sesong maksimum. Det er trolig valget av sluttdato på sesongen som har innvirkning på dette da det er lite trolig på bakgrunn av middelhøyden i nedbørfeltene å forvente en smelteflom før 1.april. Hvis det hadde blitt benyttet årlige maksimumsverdier hadde dette problemet vært unngått, men dette hadde gjort det vanskeligere å unngå regnflommer i datamaterialet.

6.1.4 Tilpasning av den Generelle ekstremverdifordelingen (GEV) til observerte data.

Tilpasning til fordelingsfunksjon av de observerte data ble utført ved programmet EKSTREM utarbeidet av NVE. Programmet tester tilpasning av fordelingsfunksjon ved hjelp av den kjente CHI^2 -testen. På bakgrunn av verdien på CHI^2 klassifiseres tilpasningen som god($\text{CHI}^2 < 5$), ok($5 < \text{CHI}^2 < 6$) eller dårlig($\text{CHI}^2 > 6$). Tilpasning til de enkelte varighetene for hver dataserie, viste noe varierende resultat. Med unntak av stasjonene(varighetene) Jogla(1 og 3 døgn), Atnasjø(3 og 6 døgn) og Søya(6 døgn), fikk alle stasjonene med tilhørende varigheter enten OK eller GOD tilpasning iflg. kriteriene gitt i EKSTREM. Dette resultatet støtter valget av GEV som fordelingsfunksjon til de observerte data, selv om disse metodene ikke kan si at dette sikkert er den beste fordelingsfunksjonen.

6.2 Lokal analyse, den lokale Qdf-modellen.

6.2.1 Korrelasjon/Student T-test

For å kunne se på sammenhenger mellom parametere og mellom rRMSE verdien og parametrene, er det benyttet beregning av korrelasjon R og varians R^2 . For å kunne bestemme hvorvidt en korrelasjon er signifikant, er Student-T testen benyttet.

Med utgangspunkt i 20 verdier og et valgt signifikans nivå på 95%, beregnes den kritiske verdien for signifikant korrelasjon ved følgende metode.

En hypotese $H_0 : r = 0$ dvs. ingen korrelasjon testes mot den alternative hypotesen $H_1 r \neq 0$. Som testobservator benyttes Student T.

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad \text{Formel 6.1}$$

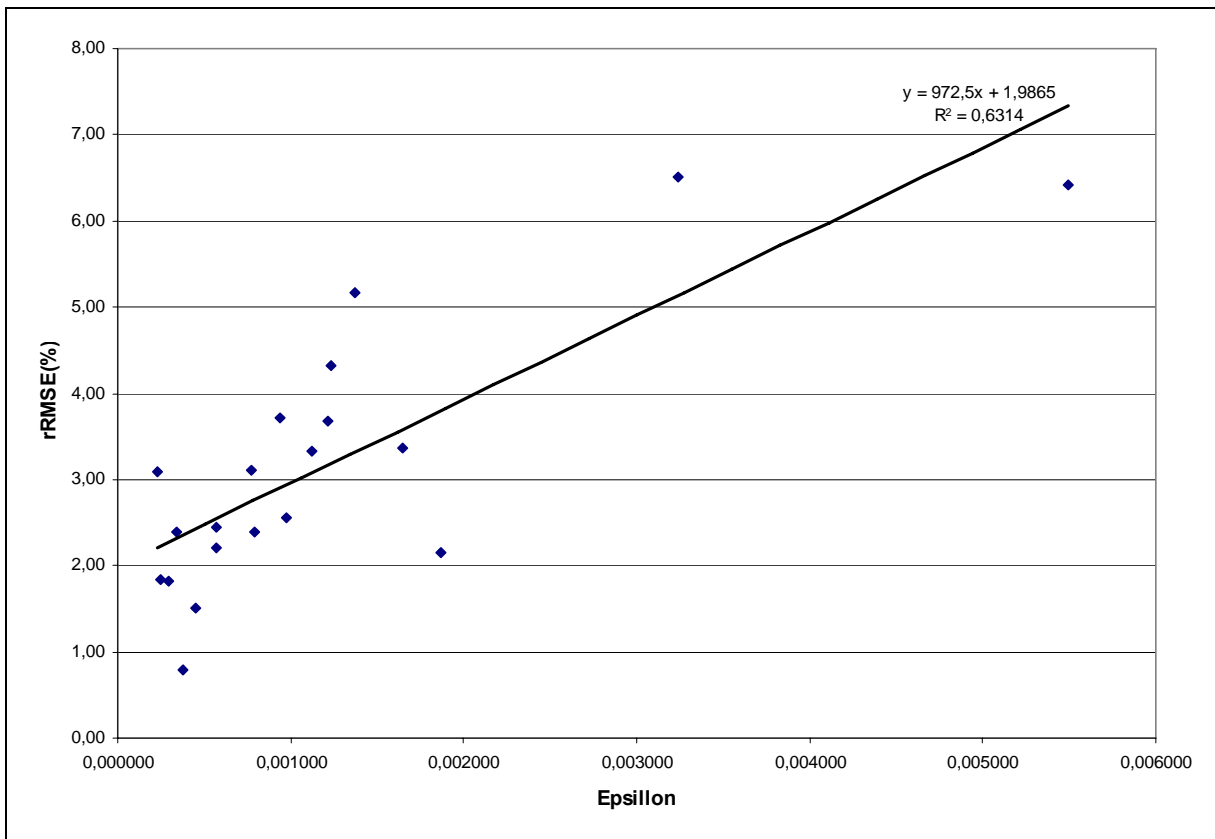
Her er r korrelasjonen og n antall verdier dvs. 20 i denne beregningen. H_0 forkastes dersom test observatoren t er større enn den gitte verdien for det valgte signifikansnivå og antall verdier i beregningen. Den kritiske verdien leses av i en tabell (Løvås (1999), s.401)

På bakgrunn av datamaterialet i denne oppgaven og valgt signifikansnivå er den kritiske verdien for signifikant korrelasjon beregnet til 0,45.

6.2.2 Dispersjonen (ϵ)

Valg av karakteristisk varighet(Δ) ble utført ved å velge den verdien av Δ som minimerte dispersjonen(ϵ) ihht. Formel 5.5. Dispersjonen er et mål på avviket mellom den tidsskalerte eksperimentelle verdien (x_{i_j}) og middelverdien for de tidsskalerte eksperimentelle verdiene (\bar{x}_{i_j}) for de ulike varighetene. Det vil være rimelig å anta at en lav dispersjon også vil kunne indikere en god tilpasning til Qdf-modellen for det aktuelle nedbørfeltet. Dette ved at Qdf-modellen blir utledet fra den midlere tidsskalerte eksperimentelle verdien, og dersom de tidsskalerte eksperimentelle verdiene utledet fra observasjonene ikke har store avvik fra denne verdien, skulle dette også indikere en god sammenheng mellom $Q_d(T)$ og $\bar{x}_{d_i}(j)$.

Ved å plote epsilon verdiene mot den lokale rRMSE verdien for det aktuelle nedbørfeltet vil det kunne gi en indikasjon på om denne påstanden er reell.



Figur 6.1 Plott av de gjennomsnittlige rRMSE verdiene for utvalgt gjentaksintervall (T=1,1, 2,5,10,20,50,100) mot dispersjonen (ϵ) for stasjonene i analysen. En lineær trendlinje tilpasset dataene med minste kvadraters metode.

Figur 6.1 viser den midlere rRMSE verdien for hver stasjon plottet mot dispersjonen(ϵ) til den aktuelle stasjonen. Videre er det tilpasset en lineær trendlinje ved minstekvadraters metode. Dette viser en sammenheng mellom økt dispersjon og økt rRMSE med en positiv korrelasjon på 0,79. Dette styrker metoden og dispersjonen(ϵ) som indikator for valg av karakteristisk varighet, og samsvarer med konklusjoner av bla. Javelle m.fl.(2002).

6.2.3 Den karakteristiske varigheten Δ .

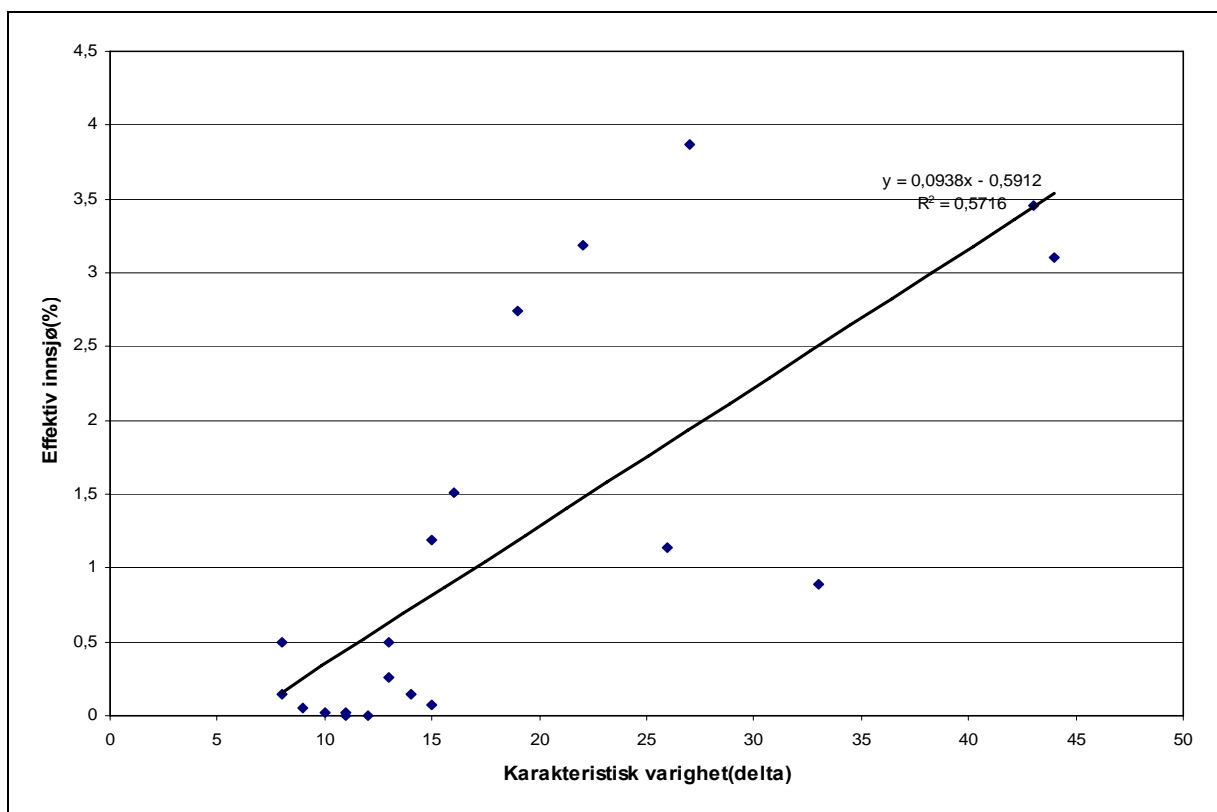
Beregningen av den karakteristiske varigheten(Δ) ble utført som beskrevet i kap. 5.3.4, ved å minimere dispersjonen (ϵ). Verdien av Δ varierte veldig mellom de forskjellige nedbørfeltene(se tabell 6.1), dette er også ventet da Δ iflg. Javelle m.fl.(2002) beskriver flomdynamikken til nedbørfeltet ,og det er rimelig å anta at denne er svært forskjellig fra nedbørfelt til nedbørfelt på bakgrunn av de ulike feltkarakteristikkene gitt i tabell 6.1. Det er i denne oppgaven sett på sammenhenger mellom den karakteristiske varigheten Δ og enkelte

feltparametere for å kunne nærmere analysere påstanden gitt av Javelle m.fl. (2002) om egenskapene til den karakteristiske varigheten.

Analysen er utført ved å plote parametrene mot hverandre og tilpasse en trendlinje ved minstekvadraters metode. Deretter beregnes R^2 verdien for trendlinjen, og fra denne beregnes også korrelasjonen mellom parametrene ved å ta kvadratroten av R^2 .

Plotting av den karakteristiske varigheten mot feltparametrene viser en sammenheng mellom Δ og noen av parametrene.

Analysen antyder visuelt en økende karakteristisk varighet med økende feltareal, feltgradient og feltlengde. Derimot viser korrelasjonsanalysen at disse sammenhengene har veldig lav korrelasjon og at de derfor ikke kan betraktes som sikre. Eneste analyserte sammenheng som kan sies å være reell, er sammenhengen mellom økende effektiv innsjøprosent og økende karakteristisk varighet. Denne gir en positiv korrelasjon på 0,76.(Figur. 6.2.)



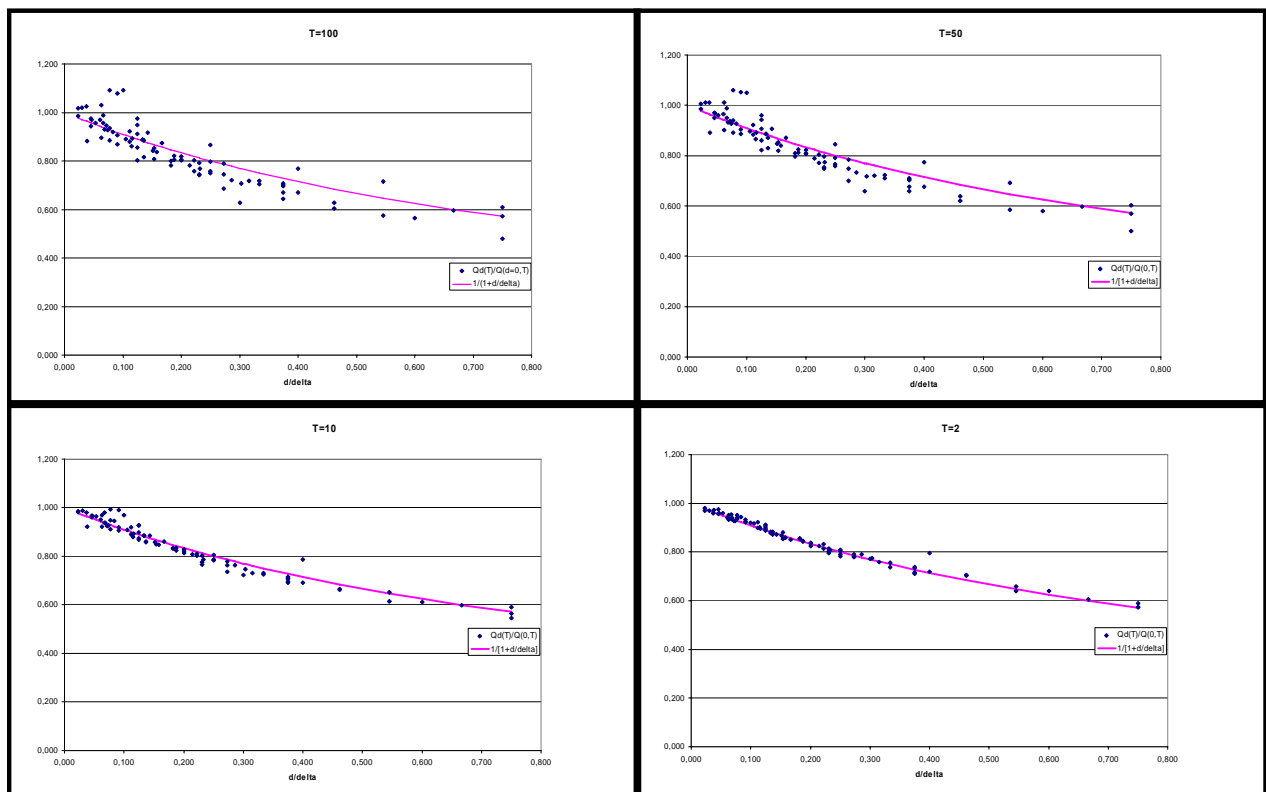
Figur 6.2 Den karakteristiske varigheten (Δ) til de analyserte stasjonene plottet mot effektiv innsjø(%). Lineær trendkurve er tilpasset dataene med minstekvadraters metode.

Flomdynamikken til et nedbørfelt vil være styrt av sammenhengen mellom flere feltparametere. Det vil derfor kunne være innterresant å koble de ulike feltparametrene på bakgrunn av deres dynamiske egenskaper, for deretter å se om korrelasjonen mellom det nye uttrykket med koblede parametere fører til en større korrelasjon med den karakteristiske

varigheten. Dersom dette er tilfelle, vil det styrke beviset for at Δ beskriver flomdynamikken til et nedbørfelt. Dette vil kunne være et interessant tema i en videre studie av modellen, men er ikke vurdert nærmere her.

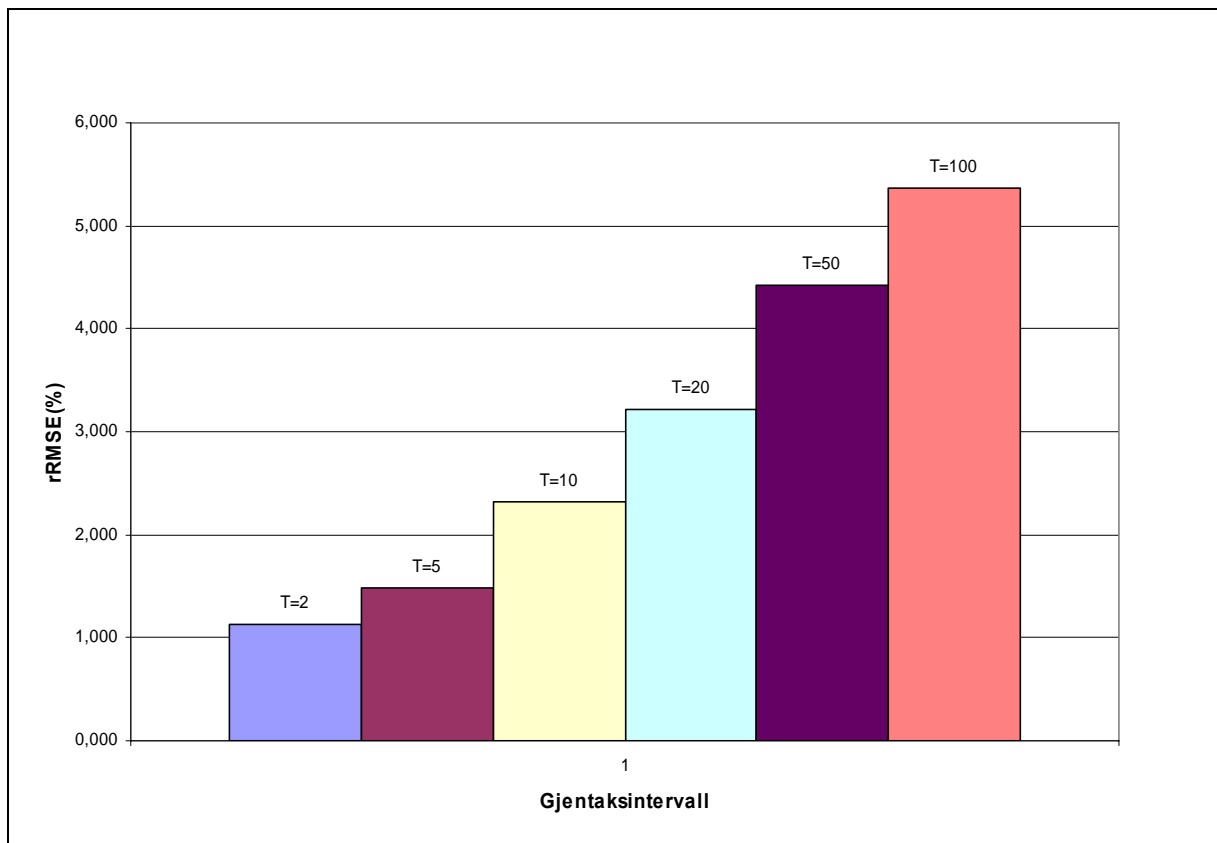
6.2.4 Sjekk av hypotesen om hyperbolsk form.

Som nevnt i kapittel 5.3.4 er en av hypotesene som ligger til grunn for den lokalt konvergerende Qdf-modellen at den for et gitt gjentakintervall(T) kan beskrive $Q(d, T)$ som en funksjon av d ved en hyperbolsk form. En test for å verifisere denne hypotesen ble presentert av Javelle m.fl (2002) og er benyttet i denne oppgaven. Testen utføres ved å standardisere de observerte kvantilene $Q_d(T)$ med den beregnede momentanflommen $Q(0, T)$. Disse verdiene plottes som en funksjon av d/Δ . Ved denne metoden kan alle verdiene til en hver varighet og stasjon plottes i samme diagram. Dersom plottingen av verdiene følger en hyperbolsk form gitt ved $y(x)=1/(1+d/\Delta)$, verifiserer dette modellens hypotese om en hyperbolsk form. Figur 6.3 viser resultatet av denne testen utført på samtlige dataserier i denne oppgaven ved gjentakintervallene $T=2, 10, 50, 100$. Resultatene antyder en slik hyperbolsk sammenheng, men vi ser allikevel et økende avvik ved økende gjentakintervall.



Figur 6.3 Observerte vannføringer (Q_d) for utvalgte varigheter, normalisert ved momentanverdiene $Q(0, T)$, plottet for ulike gjentakintervall. Dataene er sammenlignet med den hyperbolske kurven $(1/(1+d/\Delta))$.

For å kvantifisere det avviket som ble observert i figur 6.3 ble rRMSE verdien for avviket mellom dataene og den hyperbolske kurven beregnet (Figur 6.4). Denne trenden samsvarer med trenden Javelle m.fl (2003) observerte, og kan iflg. Javelle m.fl. (2003) relateres til den økte usikkerheten til kvantilene med lave frekvenser. Dette kan tyde på at modellen burde hatt en ekstra parameter som er avhengig av gjentaksintervallet for å kunne fange opp dette avviket. Vi kan allikevel betrakte hypotesen som oppfylt, men det vil være interessant ved en videre studie av modellen å utforske nærmere en slik ny parameter for forbedringer av modellen. Dette er ikke en del av denne oppgaven.

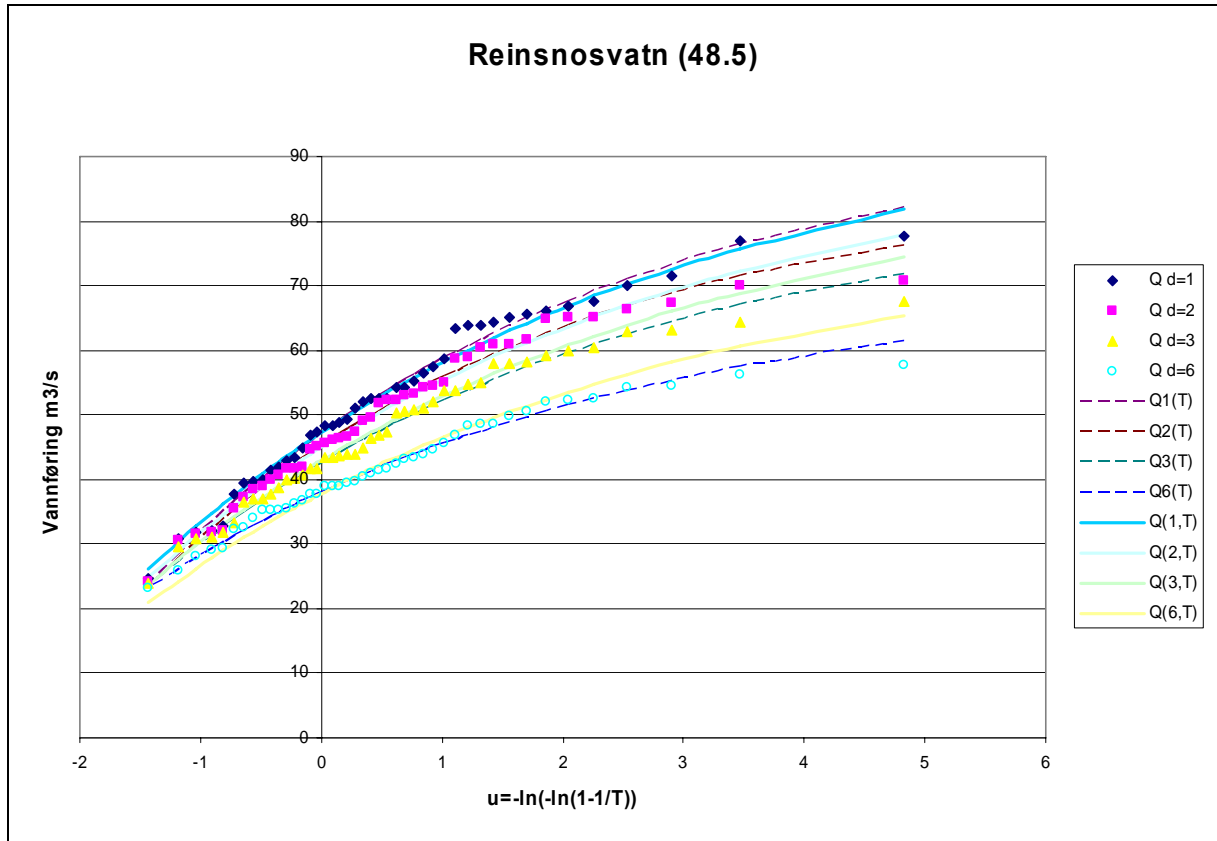


Figur 6.4 Avvik (rRMSE) mellom standardiserte verdier $Q_d(T)/Q(0,T)$ og den teoretiske hyperbolske kurven $(1/(1+d/\Delta))$ for utvalgte gjentakintervall.

6.2.5 Hypotesen ”Konvergens mot punkt T”

Den andre hypotesen som ligger til grunn for etablering av Qdf-modellen er hypotesen om at ved lave gjentakintervall vil fordelingen til de forskjellige varighetene konvergere mot samme punkt ved en horisontal linje ved $Y=P$. Figur 6.5 viser et plott av observerte verdier

(Q_d), de teoretiske kvantilene beregnet fra observerte data og Qdf kvantilene til Reinsnosvatn (48.5) for forskjellige varigheter, den samme tendensen har de andre stasjonene. Dette bekrefter hypotesen og dermed grunnlaget for Qdf-modellen.



Figur 6.5 Plott av de observerte verdiene Q_d , de teoretiske kvantilene beregnet fra de observerte verdiene $Q_d(T)$ og Qdf-kvantilene for utvalgte varigheter.

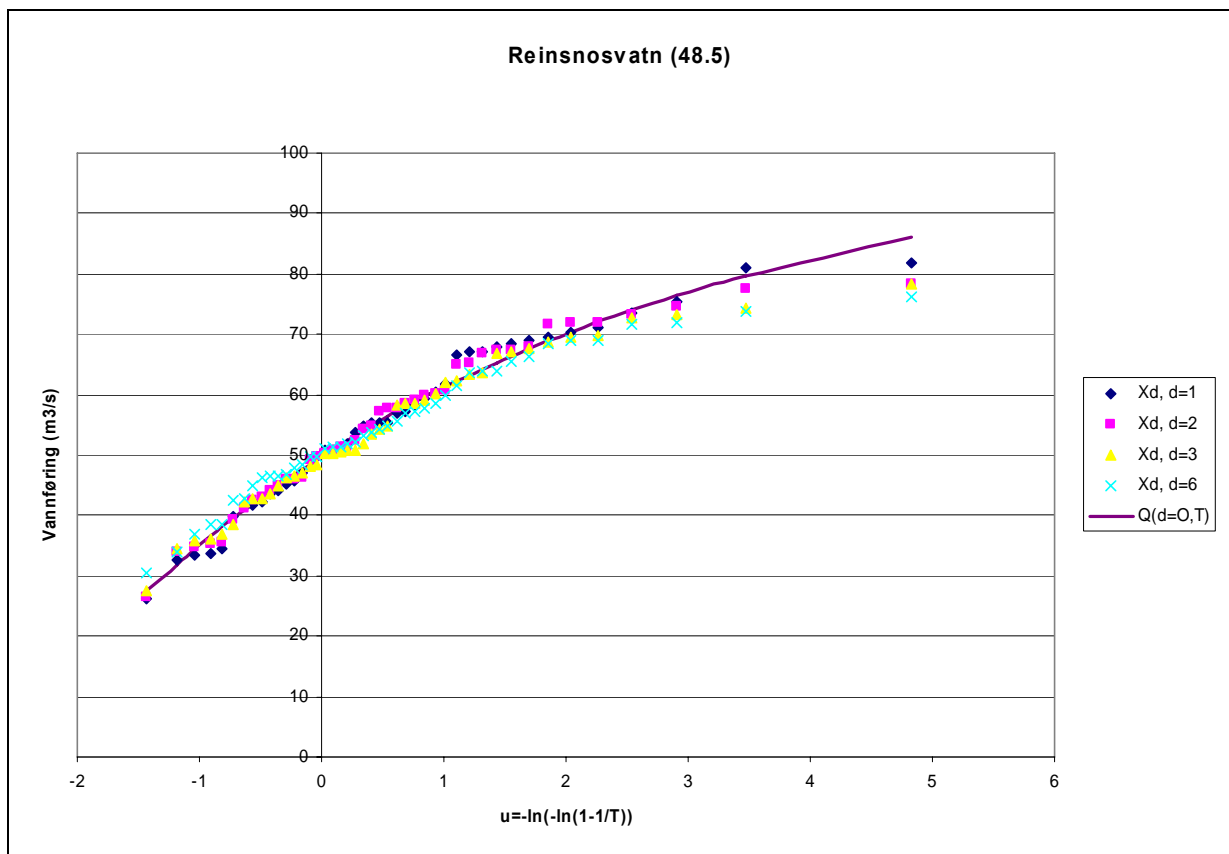
6.2.6 Validering av den lokale Qdf-modellen.

Etableringen av Qdf-modellen er beskrevet i kapittel 5.3.4. Et eksempel på en etablert Qdf-modell for en av de studerte stasjonene, Reinsnosvatn(48.5), er vist i formel 6.2.

$$Q(d, T) = \frac{49,715 + \frac{12,898}{0,247} \left[1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,247} \right]}{[1 + d/19]} \quad \text{Formel 6.2}$$

Figur 6.6 viser for stasjonen Reinsnosvatn (48.5) de skalerte eksperimentelle verdiene til $d=0$ for utvalgte varigheter, skalert ved bruk av den beregnede karakteristiske varigheten (Δ). Disse er plottet sammen med fordelingen til momentanflomverdiene $Q(d=0, T)$

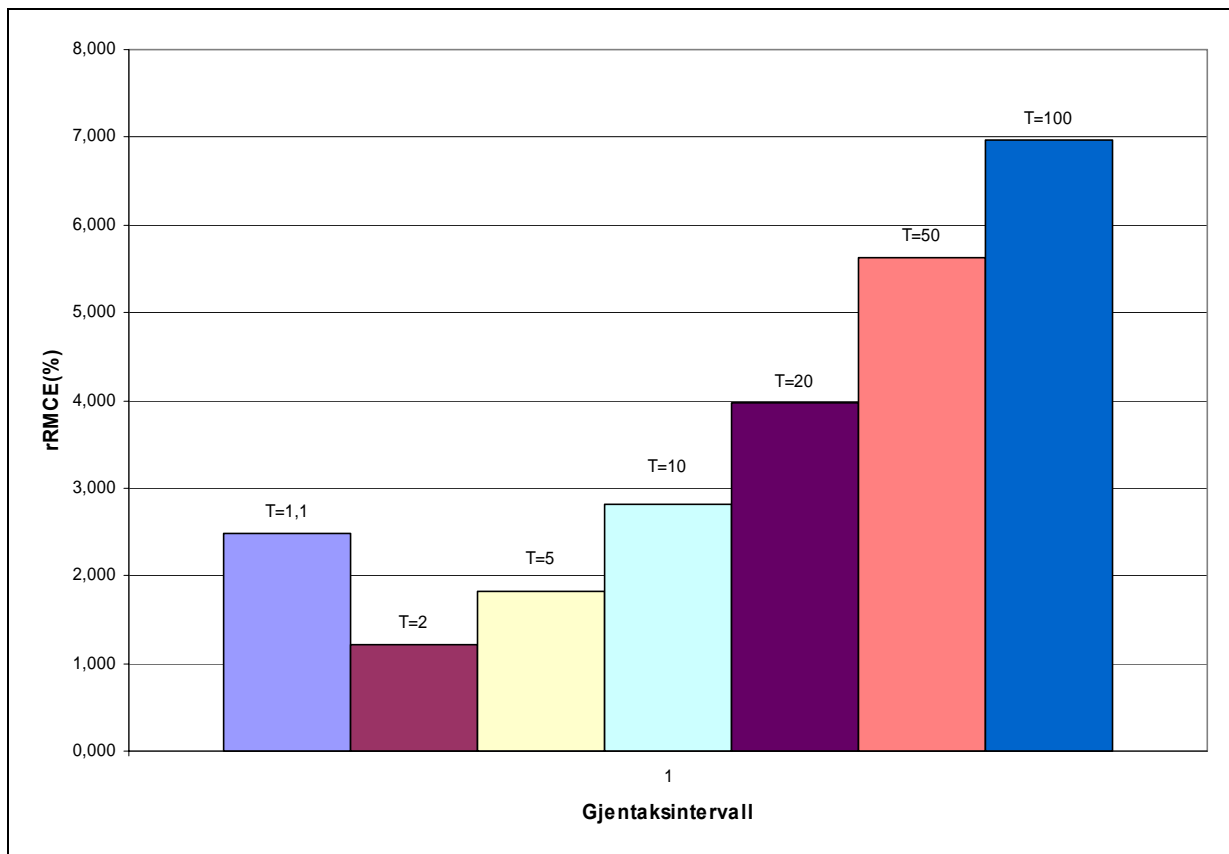
For å kunne sammenligne resultatene ved bruk av Qdf-modellen med resultatene beregnet direkte fra de observerte verdiene, beregnes den relative midlere kvadratrot feilen (rRMSE). Denne metoden er beskrevet i kapittel 5.3.5. Metoden beregner ikke noen usikkerhet til beregningene, men avviket mellom resultatet fra den lokale Qdf-modellen ($Q(d, T)$) kontra beregningen gjort direkte fra de observerte dataene $Q_d(T)$. Dette gjør metoden anvendelig fordi det er dette som er et av oppgavens fokus jfr. problemstilling pkt. 1.



Figur 6.6 De skalerte eksperimentelle verdiene for de utvalgte varighetene (skaleret til $d=0$), og fordelingen til momentanflomverdiene ($Q(d=0, T)$), Reinsnosvatn (48.5)

rRMSE verdien ble beregnet for alle analyserte stasjoner (enkeltvis og gjennomsnitt) og for utvalgte gjentaksintervall.

For alle stasjonene viser beregningene en stigende rRMSE verdi ved stigende gjentaksintervall. Dette virker rimelig i forhold til rRMSE verdien, beregnet for avviket mellom den hyperbolske kurven og dataene. Dette viste også samme resultat. (figur 6.4)



Figur 6.7 Gjennomsnittlig rRMSE for alle stasjonene i den lokale Qdf-analysen, for utvalgte gjentaksintervall.

Den beregnede rRMSE verdien for gjennomsnitt av alle stasjonene er 1,25% for T=2 år og stiger til 7,29% for T=100år (Figur 6.7). Sammenlignet med resultatene til Javelle m.fl. (2002), Meunier(2001) og Javelle m.fl. (2003) er disse resultatene gode. Javelle m.fl. (2002) konkluderte med at modellen virket robust og uavhengig av geografisk område og klima. Dette på bakgrunn av rRMSE verdier mellom 4 og 13 % for de ulike gjentaksintervall i rapportens lokale analyse. Det kan derfor tyde på at den lokalt konvergerende Qdf-modellen kan benyttes til flomfrekvensanalyse av de studerte stasjonene i denne oppgaven uten stort tap i kvalitet til beregningene sammenlignet med analyse utført direkte fra observerte data.

Selv om den gjennomsnittlige verdien for rRMSE for hele det studerte området viser en nokså lav verdi, er det store forskjeller i verdien fra stasjon til stasjon. Tabell 6.2 er en oversikt over de ulike rRMSE verdiene til hver stasjon for ulike gjentaksintervall. Her kan man se at alle stasjonene med unntak av noen få har en økende rRMSE ved økende gjentaksintervall. Økningen varierer allikevel betydelig fra stasjon til stasjon. Kun tre stasjoner (Søya, Øye og Ryfetten) har et avvik større enn 10 % for enkelte gjentaksintervall, og de samme stasjonene har en gjennomsnittlig rRMSE over 5%. På bakgrunn av disse interne forskjellene, kunne det

være interessant å se om denne variasjonen kunne ha noen sammenheng med lengden på dataserien og utvalgte feltparametere.

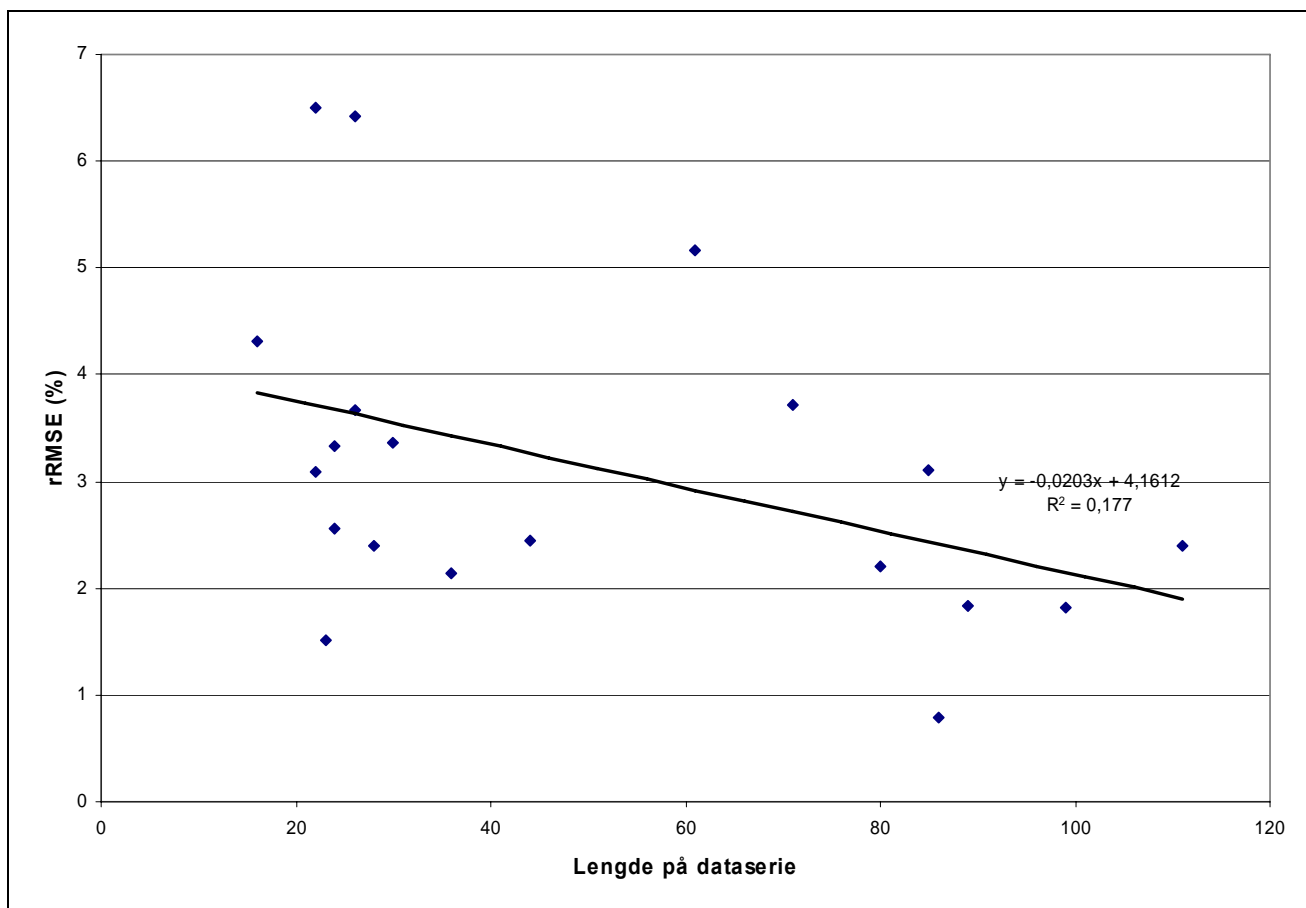
Tabell 6.2 rRMSE verdi for utvalgte gjentakintervall til alle stasjonene benyttet i den lokale Qdf-analysen.

Stasjonsnummer	Stasjons navn	T=1,1	T=2	T=5	T=10	T=20	T=50	T=100	Gjennomsnitt T=1,1-100
26.26	Jogla	3,14	1,28	1,96	2,32	2,63	3,09	3,52	2,56
2.32	Atnasjø	0,68	0,43	0,23	0,26	0,66	1,33	1,89	0,78
2.614	Rosten	3,17	1,14	2,28	2,96	3,51	4,13	4,55	3,11
48.5	Reinsnosvatn	3,20	0,83	1,71	2,21	2,63	3,12	3,46	2,45
50.1	Hølen	1,03	0,91	0,48	1,41	2,50	4,00	5,15	2,21
104.23	Vistdal	2,77	1,56	2,65	3,41	4,15	5,17	5,98	3,67
111.1	Innerdalsvatn	2,27	0,87	1,37	2,66	3,77	4,98	5,72	3,09
112.8	Rinna	1,38	1,65	1,48	2,45	3,77	5,68	7,16	3,37
111.9	Søya	2,51	1,42	2,38	4,67	7,41	11,55	15,01	6,42
311.460	Engeren	0,32	0,56	0,56	1,27	2,16	3,47	4,55	1,84
98.4	Øye Ndf.	0,76	1,91	2,71	4,42	6,37	9,02	11,00	5,17
26.9	Valevatn	2,91	1,13	1,59	1,62	1,37	0,88	1,05	1,51
2.11	Narsjø	2,44	0,84	1,23	2,75	4,30	6,41	8,06	3,72
75.23	Krokenelv	3,12	1,55	1,49	1,69	1,97	2,42	2,80	2,15
83.2	Viksvatn	1,92	0,27	1,22	1,72	2,14	2,60	2,92	1,83
62.5	Bulken	0,96	0,47	0,90	1,90	2,92	4,29	5,33	2,40
70.7	Tistel	3,27	2,21	2,61	3,60	4,70	6,34	7,49	4,32
103.20	Morstøl Bru	1,58	0,88	0,76	1,51	2,54	4,11	5,41	2,40
123.28	Hoksfossen	2,96	1,31	1,37	1,79	3,06	5,40	7,43	3,33
2.273	Ryfetten	4,48	1,04	3,50	5,69	7,79	10,51	12,52	6,50

6.2.7 Test av sammenheng mellom rRMSE, lengden på dataserien og feltparametere.

Det er i denne sammenligningen valgt ut enkelte parametere der det på bakgrunn av hydrologisk kunnskap kan være rimelig å anta en sammenheng med rRMSE.

Figur 6.8-11 viser rRMSE verdiene for utvalgte gjentakintervall(T) plottet mot utvalgte parametere.



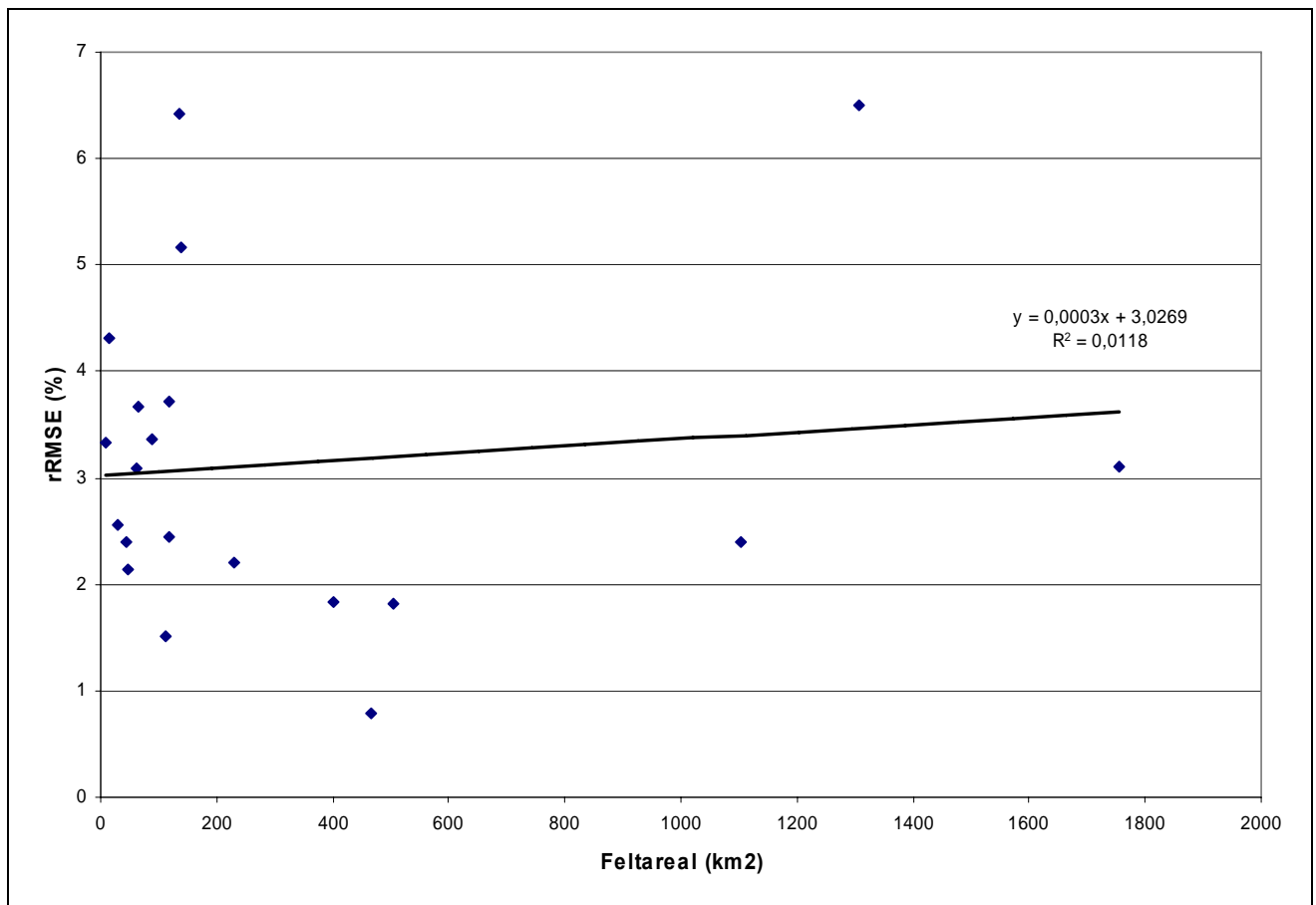
Figur 6.8 Den gjennomsnittlige rRMSE verdien for utvalgte gjentakintervall plottet mot lengden på dataserien.

Lengde på serie

Plottet mot lengden på serien antyder avtakende rRMSE verdi ved økende tidsserielengde (figur 6.8). Variansen er også mindre ved lengre serier. Ved etablering av en trendkurve ved minste kvadraters metode observeres en negativ korrelasjon på 0,42. Dette indikerer en økt kvalitet på Qdf-modellen ved økende lengde på dataserien, men korrelasjonen er ikke signifikant ihht. t-test. Det bemerkes allikevel at resultatene må anses gode for også de kortere seriene, men her er variasjonen i resultatene større.

Areal på nedbørfeltet

Figur 6.9 viser en større spredning av rRMSE verdiene for nedbørfelt $< 200 \text{ km}^2$, verdiene varierer fra 1 til 7%, med unntak av stasjonen Ryfetten viser plottet en forholdsvis stabil rRMSE verdi under 3% for nedbørfelt $> 200 \text{ km}^2$. Bakgrunnen for dette store avviket til Ryfetten sammenlignet med de andre nedbørfeltene med areal $> 200 \text{ km}^2$, kan trolig relateres til lengden på serien, da denne er relativt kort sammenlignet med de andre vassdragene over 200 km^2 .



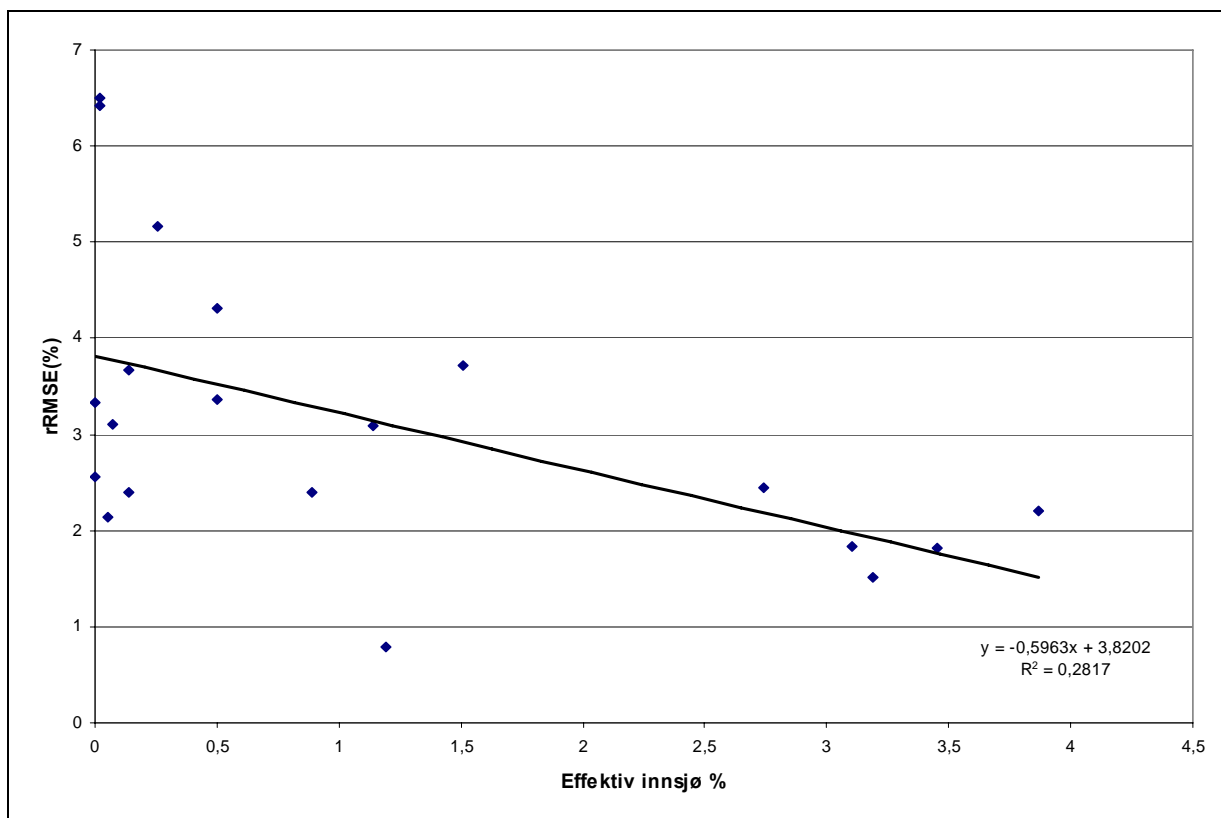
Figur 6.9 Den gjennomsnittlige rRMSE verdien for utvalgte gjentakintervall plottet mot arealet til de studerte nedbørfeltene.

Effektiv innsjøprosent

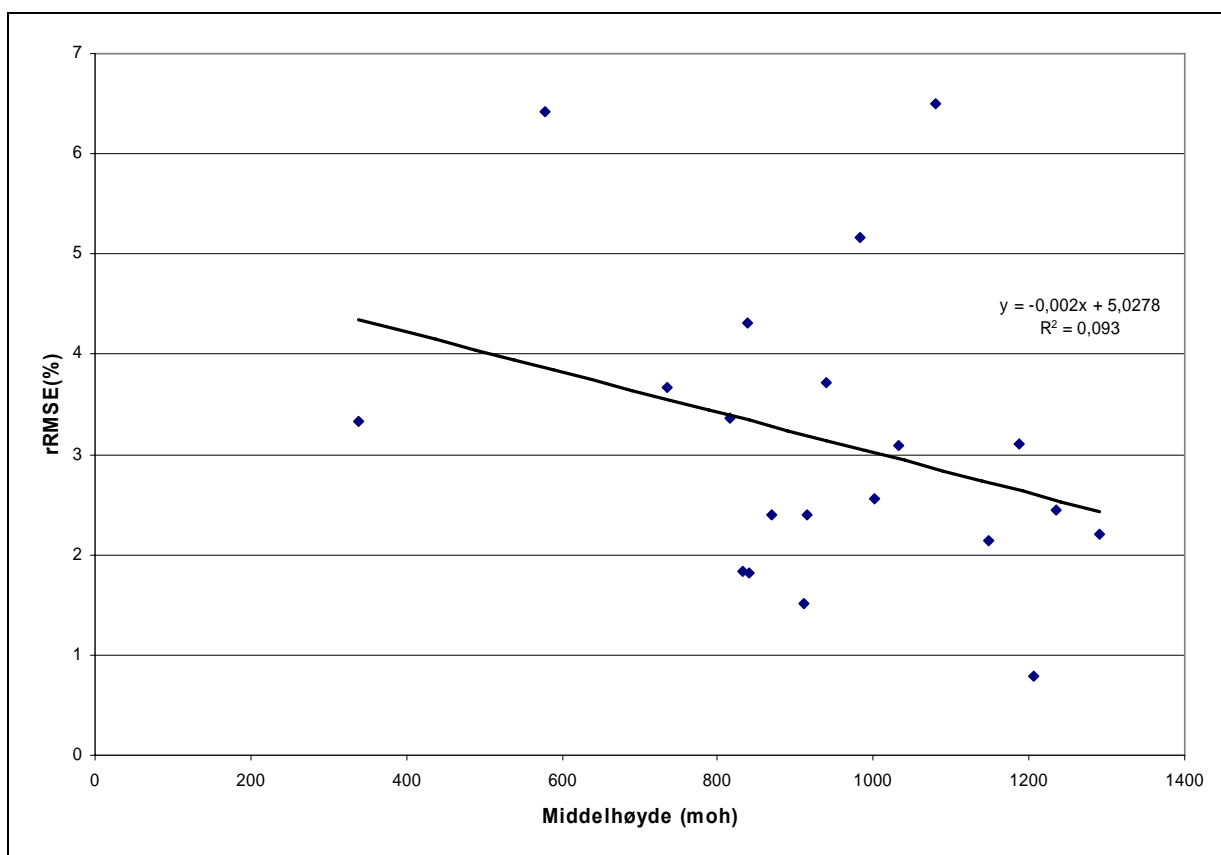
Sammenligningen mellom rRMSE verdiene og den effektive innsjøprosenten til nedbørfeltet viser en stabilt lavere rRMSE verdi ved økende effektiv innsjøprosent (Figur 6.10). Beregning av trendkurve ved minste kvadraters metode viser en signifikant korrelasjon mellom økende effektiv innsjøprosent og lavere rRMSE verdi. Plottet indikerer en rRMSE verdi stabilt under 3% når innsjøprosenten er over 2%.

Middelhøyden til nedbørfeltet

Plottet viser en liten indikasjon på lavere rRMSE verdi ved middelhøyde over ca. 1100moh, men spredningen på verdiene er såpass stor at det vanskelig kan sies å være en klar sammenheng mellom middelhøyden og rRMSE verdien (Figur 6.11). Parameterrommet til middelhøyden er også svært begrenset, det kan derfor være en sammenheng mellom disse parametrene som ikke kommer frem med datagrunnlaget i denne oppgaven.



Figur 6.10 Den gjennomsnittlige rRMSE verdien for utvalgte gjentakintervall plottet mot effektiv innsjø % til de studerte nedbørfeltene.



Figur 6.11 Den gjennomsnittlige rRMSE verdien for utvalgte gjentakintervall plottet mot middelhøyden til de studerte nedbørfeltene.

Det kan ved visuell betraktning av plottene indikere enkelte sammenhenger som nevnt ovenfor. Problemet med enkelte parametere er at datautvalget gir en ujamn fordeling av feltparameterverdier, slik at enkelte deler av parameterrommet er dårlig representert. Det er derfor vanskelig å kunne fastslå sammenhengene sikkert i disse tilfellene. Det vil kunne være en interessant problemstilling ved videre studier av Qdf-modellen å velge ut dataserier med større spredning i feltparametere, og på denne måte kunne undersøke disse sammenhengene nærmere. Dette vil kreve et større datagrunnlag enn det er i denne oppgaven og det geografiske området stasjonene velges ut fra må være større for å kunne oppnå en slik fordeling av feltparametrene uten å endre på kravene til bla. regulering.

6.2.8 Lokal rRMSE og geografisk beliggenhet.

I tillegg til å undersøke om Qdf-modellens kvalitet var avhengig av feltparametere, ble det vurdert om det var sammenheng mellom geografisk beliggenhet og avviket til modellen. Dette ble utført ved en subjektiv visuell betraktning av resultatene opp mot stasjonskartet. Det ble sett på om det var forskjell på delregionene og om avstand til kysten hadde noen innvirkning. Analysen viser at det er en stabil rRMSE verdi under 3% for dataseriene som er lokalisert sør for Sognefjorden på Vestlandet. Et unntak er stasjonen Tistel som har en rRMSE verdi på 4,32, dette er også den korteste serien i datagrunnlaget (16år). Stasjonene i Møre og Romsdal, Trøndelag og delregionen på Indre Østlandet har stor spredning på rRMSE verdiene. Det ble ikke observert noen sammenheng mellom avstand fra kyst og resultatet til Qdf-modellen.

6.2.9 Feilkilder

I all hydrologisk analyse vil det være kilder til feil, både systematiske og tilfeldige, som nevnt i kapittel 2.3. Feilkildene kan komme fra innhenting av data, beregning av parametere, valg av sesong, flomdannende prosess og regne/tastefeil i etablering av modellen. I flomfrekvensanalyse er ofte hovedfeilkilden ekstrapolasjon av flomfrekvensskurver for gjentaksintervall langt utover antall observasjonsår. Dette gjenspeiler seg i kvaliteten på Qdf-modellen hvor avvikene øker med økende gjentaksintervall. Dette har trolig sammenheng med det avviket som ble observert fra den hyperbolske kurven, som igjen er et resultat av usikkerheten i flomfrekvenskurven.

6.3 Regional analyse, regional Qdf-modell basert på indeks flom metoden.

6.3.1 Datagrunnlag

Som datagrunnlag for den regionale analysen ble 15 av de 20 stasjonene i den lokale analysen benyttet til å beregne den regionale Qdf-modellen. De 5 resterende stasjonene ble benyttet til kontroll av modellen. Ved utvelgelse av hvilke stasjoner som skulle være med i gruppen for kontroll ble det valgt ut stasjoner slik at kontroll gruppen besto av stasjoner som var godt spredt i regionen, og med forskjellige feltparametere. I Tabell 6.1 er stasjonene som er med i kontrollgruppen merket med (*), de resterende er i beregningsgrunnlaget.

6.3.2 Indeks flom/etablering av den regionale kurven.

Den regionale kurven ble etablert som beskrevet i kapittel 5.4. En indeks-flom for hver stasjon ble beregnet ihht. formel 5.14. Deretter ble de dimensjonsløse regionale momentene beregnet og den regionale kurven etablert.

De regionale momentene for den studerte regionen er:

$$k: 0,038$$

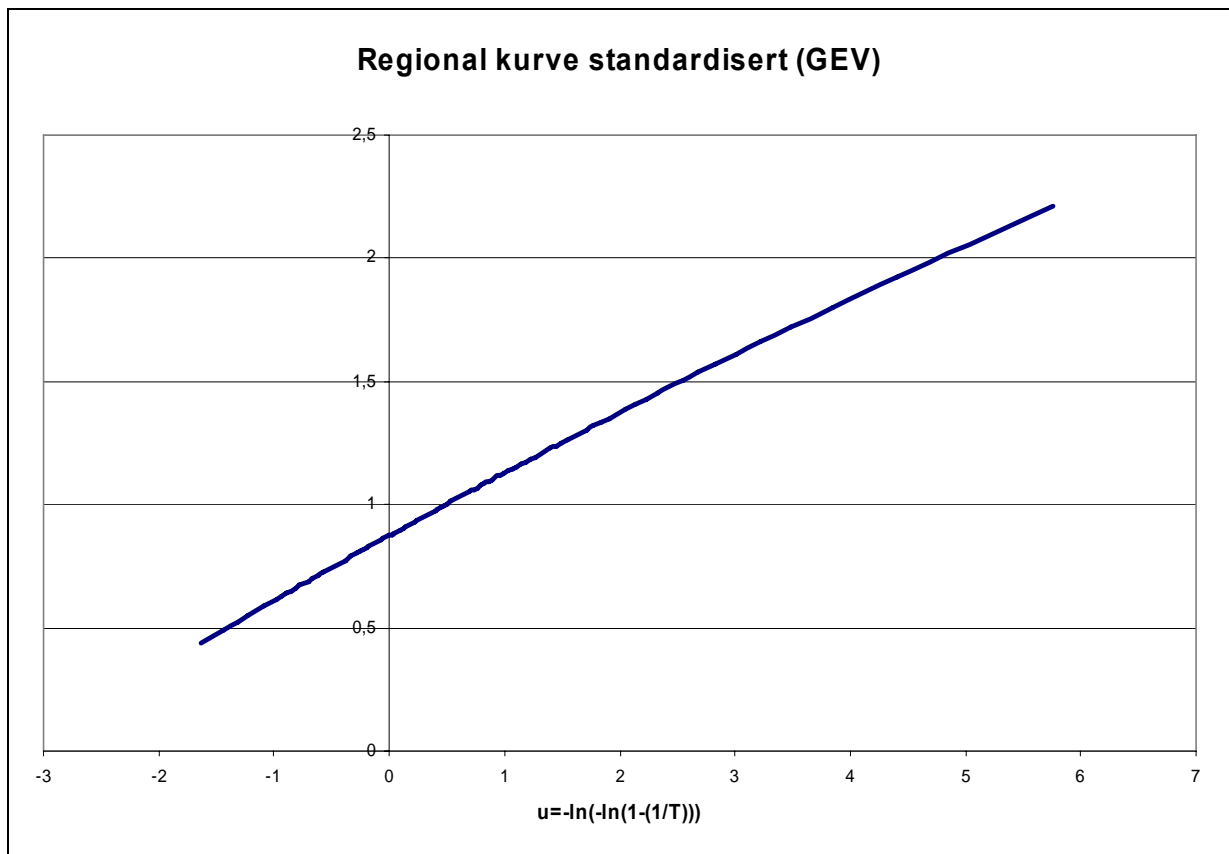
$$u: 0,875$$

$$\alpha: 0,259$$

Dette gir følgende uttrykk for den regionale dimensjonsløse kurven:

$$Q^*(d=0, T) = 0,875 + \frac{0,259}{0,0379} \left[1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,0379} \right] \quad \text{Formel 6.2}$$

Den lokale Qdf-modellen fra den regionale dimensjonsløse kurven beregnes ved å reskalere $Q^*(d=0, T)$ med indeks-flom(μ) og den karakteristiske varigheten(Δ) til hver enkelt stasjon ved formel 5.16. Figur 6.12 viser den standardiserte regionale kurven i et Gumbel plot, ved å se på formparameteren k viser denne en Weibull fordeling.

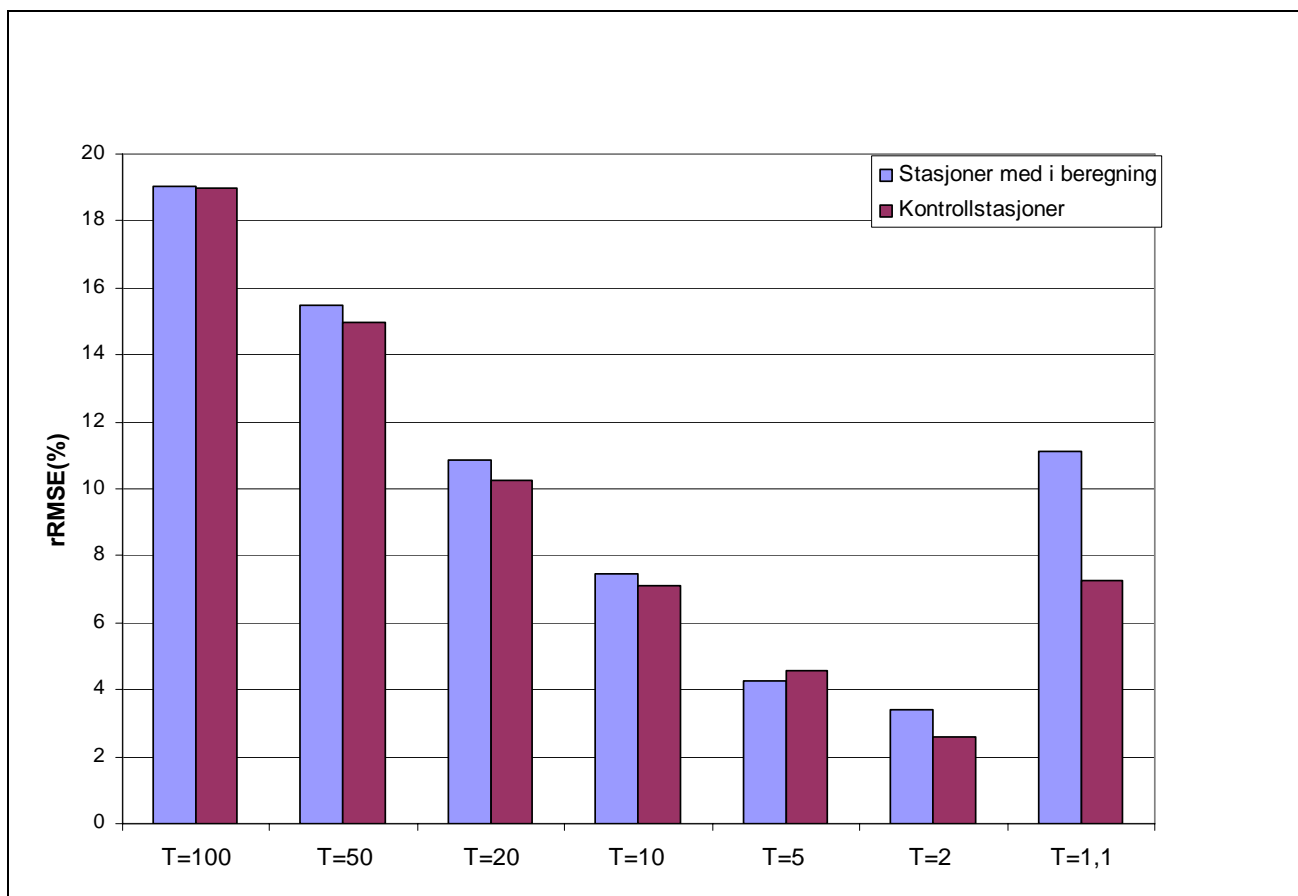


Figur 6.12 Den regionale dimensjonsløse Qdf-kurven ($Q^*(d=0,T)$).

6.3.3 Validering av den regionale Qdf-modellen

Den regionale Qdf-modellen ble validert ved å beregne den relative midlere kvadratrot avviket (rRMSE) mellom de reskalerte regionale verdiene for hver stasjon $Q^*(d,T)$ og beregningene utført direkte fra de observerte data $Q_d(T)$. Dette for å indikere tap av kvalitet på beregningene ved å benytte en regional Qdf-modell sammenlignet med beregninger utført direkte fra observerte data.

Figur 6.13 viser rRMSE verdiene for ulike gjentakintervall (T) for kontrollstasjonene og for stasjonene som var med i beregningen av den Regionale Qdf-modellen. Verdiene varierer fra ca. 3% ($T=2$) til 19% ($T=100$) for begge gruppene. Resultatene til Javelle m.fl. (2002) for en region i Canada viste en verdi fra 6% ($T=2$) til ca 22% ($T=100$). Javelle m.fl. (2002) konkluderte med at dette viste gyldigheten til den regionale Qdf-modellen, og det må på bakgrunn av dette kunne sies at også resultatene i denne oppgaven er tilfredsstillende.

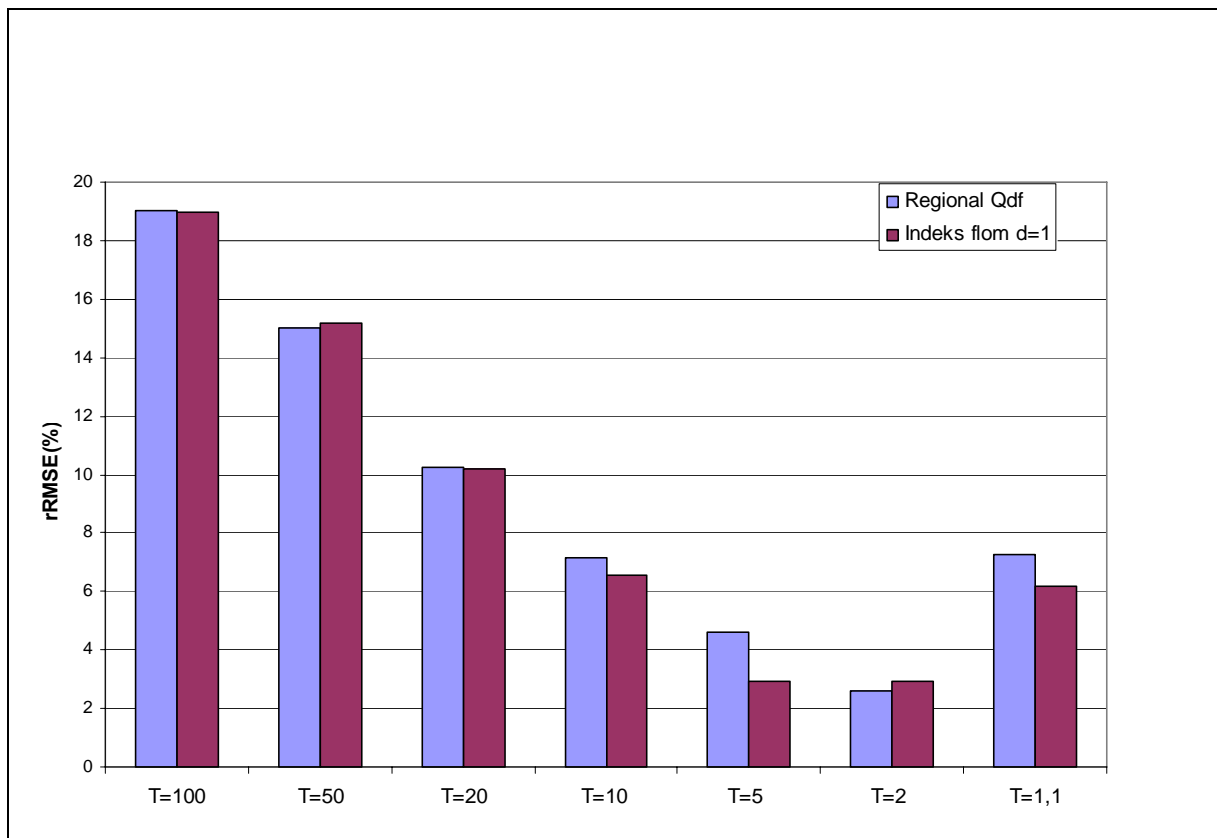


Figur 6.13 Sammenligning av rRMSE verdiene til kontrollstasjonene og beregningsstasjonene, for den regionale Qdf-modellen reskalert til de lokale stasjonene ved den karakteristiske varigheten (Δ) og indeks flommen (μ), for utvalgte gjentaksintervall.

Sammenlignet med rRMSE verdien ved den lokale analysen (Figur 6.7), viser dette et tap av kvalitet på 2%(T=2) og 13%(T=100) ved å benytte den regionale modellen kontra den lokale. I vassdrag med dårlig datagrunnlag vil derfor den regionale Qdf-modellen kunne være et nyttig verktøy. Ved å benytte den regionale kurven vil kun de lokale parametrene Δ og μ være nødvendig for å beregne flomkvantilene til det studerte vassdraget.

rRMSE verdiene til den regional Qdf-modellen ble også sammenlignet med rRMSE verdier mellom de observerte verdiene $Q_d(T)$ og verdiene beregnet ved en ordinær indeks-flom(IF) metode beregnet fra 1 døgnns varigheten $d=1$. Dette for å kunne sammenligne de to regionale modellene med hensyn på kvaliteten på resultatene.

Figur 6.14 viser rRMSE verdien for ulike gjentaksintervall for kontrollstasjonene ved bruk av den regionale Qdf-modellen og IF metoden. Verdiene er veldig like for de to modellene, og dette støtter bruk av Qdf-modellen, fordi den tilfører mer informasjon om flomdynamikken uten å redusere kvaliteten på beregningene.



Figur 6.14 Sammenligning av rRMSE verdiene ved den regionale Qdf-modellen og standard indeks flom metode beregnet fra Qd, d=1.

Javelle m.fl. (2002) utførte også en test av den regionale Qdf-modellen på umålte nedbørfelt, ved å beregne parametrene Δ og μ ved regresjon. Det er i denne oppgaven ikke utført en slik analyse.

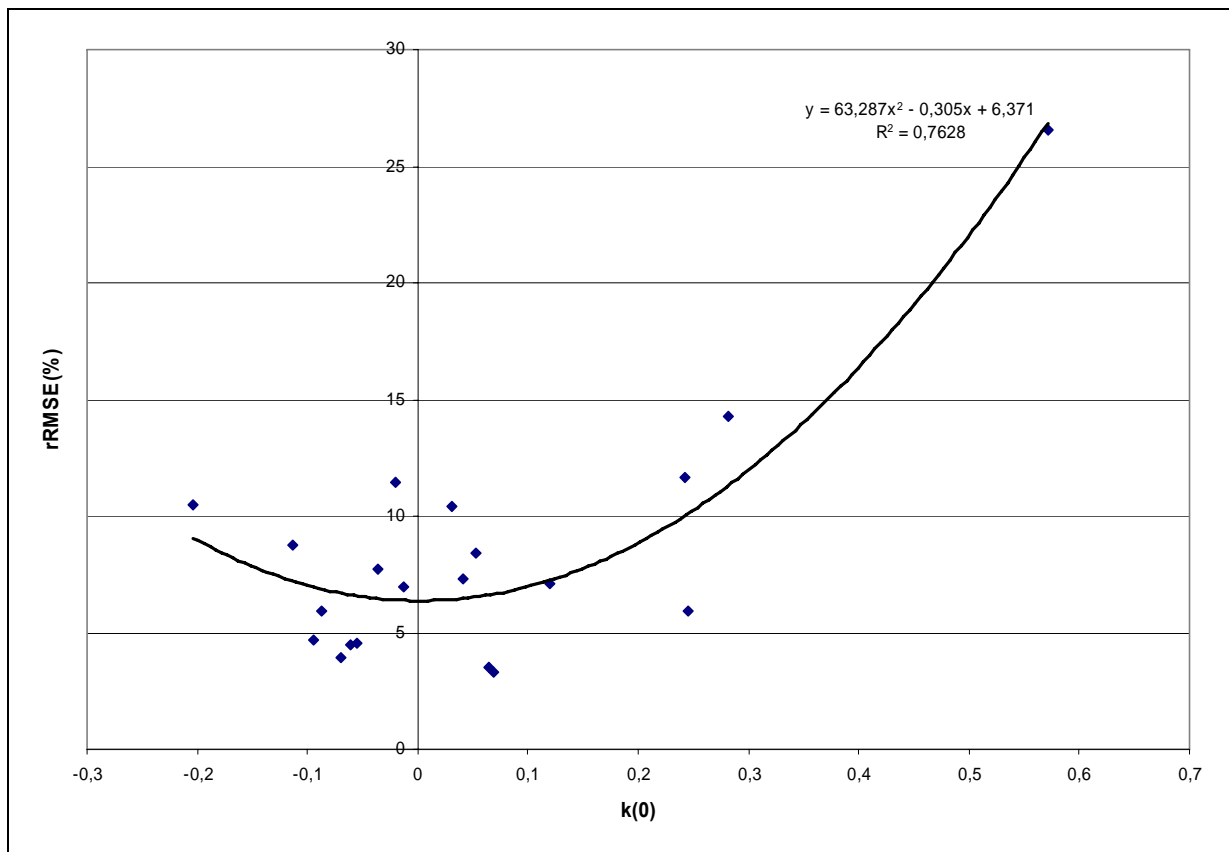
De rRMSE verdiene vist i figur 6.13 er gjennomsnittlige verdier for alle stasjonene. For å analysere metoden nærmere er det utført en analyse av rRMSE verdiene for hver enkelt stasjon. Formålet med denne analysen er å kunne avdekke eventuelle sammenhenger med forskjellige parametre, og om analysen indikerer at nedbørfeltene tilhører samme region. rRMSE verdiene for hver stasjon og for ulike gjentaksintervall(T) er gitt i tabell 6.3.

Tabell 6.3 rRMSE verdier for avvik mellom de lokale observerte kvantilene, $Q_d(T)$ og de regionale kvantilene $Q^*(d,T)$, for stasjonene i den regionale analysen. Stasjoner merket med (*) inngår i konrollgruppen.

Stasjonsnummer	Stasjonsnavn	T=100	T=50	T=20	T=10	T=5	T=2	Gjennomsnitt T=2-100
26.26	Jogla	13,97	10,79	6,59	1,96	5,02	8,20	7,76
2.32	Atnasjø	9,36	7,28	4,45	2,23	0,23	3,62	4,53
2.614	Rosten	5,02	4,40	3,61	3,00	2,34	1,60	3,33
48.5	Reinsnosvatn*	29,39	23,36	15,58	9,90	4,46	2,99	14,28
50.1	Hølen	14,36	11,67	8,19	5,61	3,08	0,95	7,31
70.7	Tistel*	24,70	19,17	12,19	7,31	3,24	3,43	11,67
103.20	Morstøl bru	4,99	4,09	3,79	3,96	4,00	2,59	3,90
104.23	Vistdal	6,46	5,01	3,95	3,88	4,06	3,45	4,47
111.1	Innerdalsvatn	53,34	43,09	29,56	19,36	9,15	4,82	26,55
112.8	Rinna*	12,77	9,77	6,06	3,58	1,70	1,64	5,92
123.28	Hokfossen	7,16	5,09	2,67	1,63	2,01	2,74	3,55
111.9	Søya	16,46	14,48	12,13	10,28	7,82	1,61	10,46
311.460	Engeren	12,32	9,56	5,81	2,92	0,57	4,42	5,93
98.4	Øye ndf.	21,04	16,72	11,24	7,31	3,77	2,21	10,38
26.9	Valevatn*	1,93	2,02	5,84	7,57	7,67	3,09	4,69
2.273	Ryfetten*	12,83	10,65	7,82	5,69	3,55	1,09	6,94
2.11	Narsjø	17,07	13,8	9,22	5,51	1,59	5,21	8,73
75.23	Krokenelv	18,97	16,66	13,07	9,71	5,37	5,07	11,48
83.2	Viksvatn	13,78	11,34	8,11	5,64	3,10	0,85	7,14
62.5	Bulken	15,75	13,17	9,72	7,03	4,19	0,51	8,40

Analyse av de ulike rRMSE verdiene mot parametere

Bakgrunnen for indeks-flom metoden, som er benyttet i denne analysen, er at alle stasjoner i en homogen region har en lik fordeling av flomkvantilene med unntak av en indeks-flom som her er satt som middelflommen til det enkelte nedbørfeltet. I denne analysen er det antatt en GEV-fordeling av flomkvantilene, en GEV-fordeling opptrer svært ulikt, avhengig av formparameteren (k) som nevnt i kapittel 4.4.1. Form parameteren til fordelingen til observerte verdier $Q_d(T)$ for de studerte stasjonene varierer fra -0,204 til 0,571. Ved etablering av den standardiserte regionale Qdf-kurven, ble formparameteren beregnet til 0,038, ved et vektet middel av den lokale formparameteren til hver stasjon, se kap.5.4.2. Det vil derfor være rimelig å anta en økt rRMSE ved økt forskjell mellom k_{reg} og k_{lokal} . Dette bekrefter figur 6.15 hvor de lokale formparametrene er plottet mot rRMSE verdien til den enkelte stasjon i den regionale analysen.



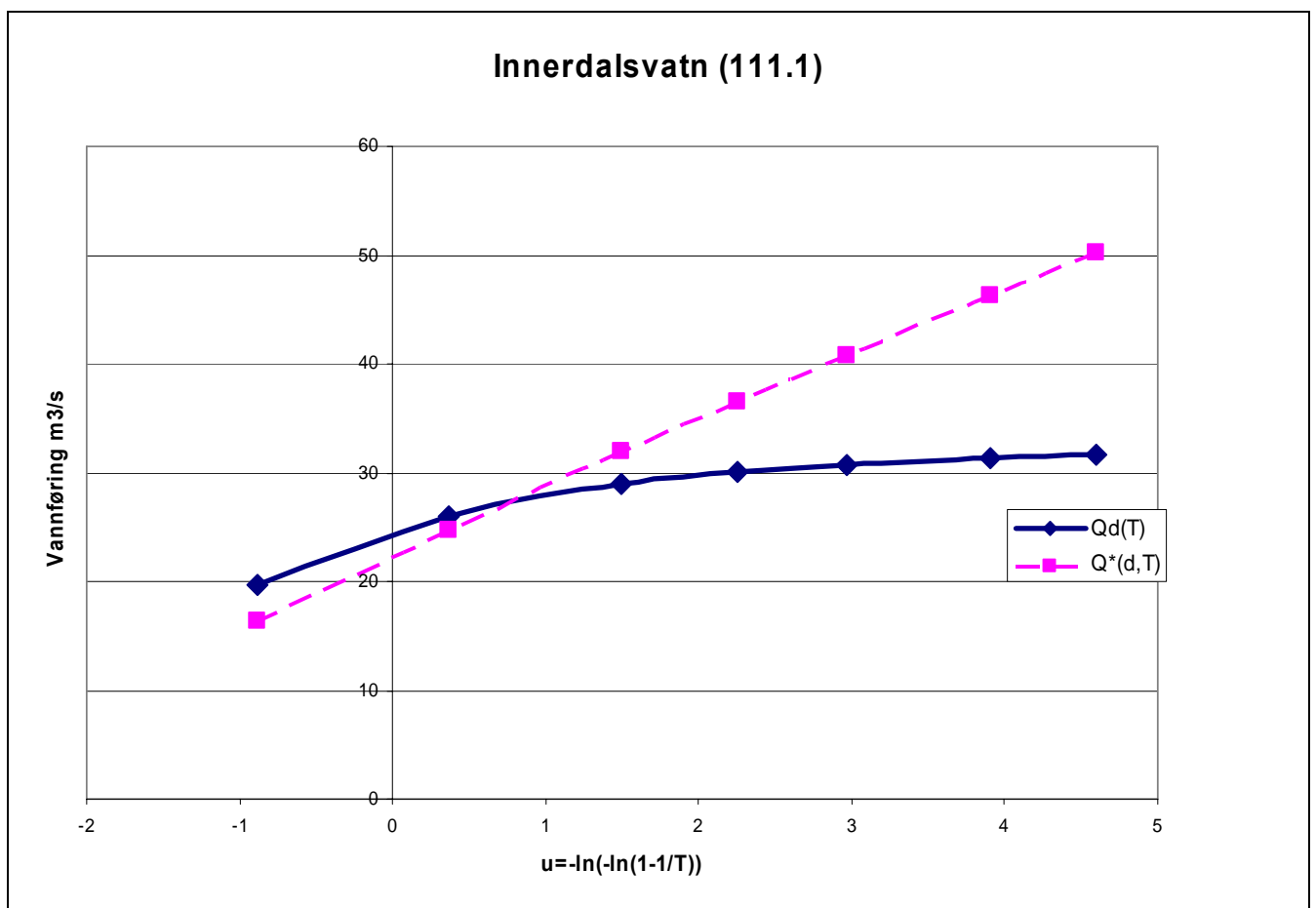
Figur 6.15 Gjennomsnittlige rRMSE verdier for utvalgte gjentakintervall plottet mot den lokale formparameteren $k(0)$.

Den midlere rRMSE verdien mellom den regionale kurven $Q^*(d, T)$ og den observerte $Q_d(T)$ varierer fra ca. 3 % til ca. 14%, med unntak av stasjonen Innerdalsvatn som skiller seg ut med en midlere rRMSE på 26,55%. Bakgrunnen for avvikene mellom de lokale verdiene og den regionale kurven kan være flere. Den lokale kurven kan være dårlig beregnet, dette er ofte tilfelle fordi måleseriene ofte er korte, dermed er kurven etablert på få observasjoner og er dermed usikker. En annen grunn kan være at den enkelte stasjonen ikke tilhører den regionen som den regionale kurven er etablert for. Dette kan undersøkes ved å sammenligne avviket med avvik mellom den regionale modellen og stasjoner man vet er utenfor den angitte regionen.

Som nevnt ovenfor er det en stasjon, Innerdalsvatn, som skiller seg ut fra de andre stasjonene med et betydelig større avvik mellom den regionale kurven $Q^*(d, T)$ og den observerte $Q_d(T)$. Denne stasjonen var med i beregningsgruppen av den regionale modellen, men siden dataserien kun inneholder 22 verdier ble denne stasjonen lagt lite vekt ved beregning av de regionale parametrene. Avviket er stigende ved økt gjentakintervall sammenlignet med de andre stasjonene, noe som har sin bakgrunn i stasjonens høye verdi på formparameteren ($k=0,571$) dette gir en markant Weibull-fordeling på flomkvantilene, som

igjen fører til større avvik ved høye gjentakintervall sammenlignet med den regionale kurven med $k=0,037$. (Figur 6.16)

Bakgrunnen for dette avviket er ikke studert nærmere, men dersom man holder fast ved at regionen er homogen vil den regionale fordelingen være basert på større mengde data enn den lokale, og vil derfor være et bedre estimat. For stasjoner med korte dataserier vil det ofte være hensiktsmessig å benytte en regional kurve justert med en indeks-flom fremfor å benytte en lokal kurve basert på en begrenset datamengde.



Figur 6.16 Sammenligning av fordelingen til kvantilene $Q_d(T)$ beregnet fra observerte data, og fordelingen av de reskalerte kvantilene til den regionale Q_d -modellen, $d=1$. Innerdalsvatn(111.1)

For å kunne kontrollere regionen kan avvikene til stasjonene i beregningsgruppen sammenlignes med avvikene i kontrollgruppen. Denne sammenligningen viser en nokså lik rRMSE verdi for de to gruppene. Dette indikerer at seriene i kontrollgruppen befinner seg i samme region som beregningsgrunnlaget.

6.3.4 Regional rRMSE og geografisk beliggenhet.

I likhet med den lokale analysen ble det visuelt betraktet om det kunne være en sammenheng mellom den regionale rRMSE verdien og geografisk beliggenhet. Det ble her ikke observert noen sammenheng, verken med avstand til kyst eller mellom de forskjellige delene av den studerte regionen.

6.3.5 Feilkilder

Feilkildene i den regionale analysen er den samme som i den lokale. I tillegg kommer mulighetene for feil ved valg av stasjoner til den studerte regionen. Utvalget av stasjoner er utført ved å analysere regionkartet som er oppgitt i analysen av Sælthun m.fl. (1997). Siden dette er et kart uten topografi (se figur 1.1), ble grensene på dette kartet overført manuelt til et topografisk kart. På bakgrunn av dette ble stasjoner som lå innenfor regionen valgt ut. Det kunne til tider være vanskelig å overføre disse grensene nøyaktig og dette er en mulig feilkilde. Region 1 er i tillegg veldig smal i enkelte områder på vestlandet, slik at enkelte nedbørfelt kan gå over flere regioner. Det må også bemerkes at regiongrenser i virkeligheten ikke er så skarpe som det kan tydes på kartet. Det er ofte overgangssoner hvor regiontilhørigheten til vassdraget kan være vanskelig å definere.

7. Konklusjon

Målet med denne oppgaven var å teste en lokal konvergerende Qdf-modell på utvalgte norske vassdrag og en regional Qdf-modell basert på indeks-flom metoden på en vårflomregion definert av Sælthun m.fl. (1997). Det ble også sett på sammenhenger mellom kvaliteten på den lokale Qdf-modellen og utvalgte parametere til den enkelte stasjon.

De to grunnleggende hypotesene for etablering av den lokale konvergerende Qdf-modellen ble testet og funnet gjeldende. Det ble allikevel observert en økende rRMSE verdi mellom dataene og den hyperbolske kurven ved økende gjentaksintervall, noe som representere er avvik fra forutsetningene til modellen.

Dispersjonen (ϵ) er et mål på avvik mellom de tidsskalerte eksperimentelle verdiene for de utvalgte varighetene og den midlere tidsskalerte eksperimentelle verdien. Dispersjonen benyttes som et mål på tilpasning av den karakteristiske varigheten (Δ).

Det ble funnet en sammenheng mellom økt verdi på dispersjonen (ϵ) og økt rRMSE verdi for de analyserte stasjonene, dette støtter metoden for beregning av den karakteristiske varigheten presentert av Javelle m.fl.(2002)

Kontroll av kvaliteten til den konvergerende Qdf-modellen ble utført ved å beregne en relativ midlere kvadratrotfeil (rRMSE) mellom de beregnede Qdf kvantilene $Q(d,T)$ og kvantilene beregnet fra observerte data $Q_d(T)$.

Analysen av den lokale konvergerende Qdf-modellen på de utvalgte vassdragene støtter bruk av modellen sammenlignet med ordinær flomfrekvens analyse, selv om resultatene varierer fra vassdrag til vassdrag. Kvaliteten bekreftes ved at rRMSE verdiene mellom beregnede Qdf-kvantiler $Q(d,T)$ og beregnede $Q_d(T)$ utført direkte fra observerte data ikke var store. Ved å benytte Qdf-modellen oppnås det mer informasjon om flomdynamikken til det studerte vassdraget, uten at dette i særlig grad går ut over kvaliteten på beregningene. Sammenlignet med resultater av analyser i Frankrike og Canada, er avvikene mellom Qdf-modellen og de observerte kvantilene noe lavere i denne analysen. Det må allikevel bemerkes at analysen er utført på kun 20 stasjoner og at denne analysen kun sier noe om kvaliteten på modellen i disse vassdragene. For å kunne bekrefte modellens anvendelighet for norske vassdrag som helhet er en større analyse med flere vassdrag nødvendig.

Analysen av sammenheng mellom kvalitet på Qdf-modellen og de forskjellige feltparametrene antydte en økt kvalitet på modellen ved økt lengde på dataserien og økt effektiv innsjøprosent, selv om korrelasjonen ikke var signifikant med hensyn til lengden på dataserien. Videre antydte analysen også en viss sammenheng mellom økt kvalitet på Qdf-modellen og økende størrelse på nedbørfeltet og økt middelhøyde, men disse sammenhengene er veldig usikre. For enkelte feltparametere dekker datautvalget i denne oppgaven et nokså lite intervall, det vil derfor være nødvendig med et større datautvalg med mer spredning på parameterverdiene for å kunne bekrefte den antydde sammenheng som er funnet i denne analysen.

En analyse av sammenhenger mellom den geografiske lokaliseringen til stasjonen og rRMSE verdi, indikerte en stabil rRMSE verdi under 3 % for de studerte vassdrag sør for Sognefjorden. I de andre studerte delregionene var det stor spredning på rRMSE verdien. Det ble ikke funnet noen sammenheng mellom avstand fra kyst og kvalitet på modellen.

Den regionale analysen viste en god tilpasning av modellen, med rRMSE verdi mellom 3 og 19 % i forhold til de lokale beregningene fra de observerte data $Q_d(T)$. Disse resultatene er tilnærmet lik de Javelle m.fl. (2002) presenterte. Resultatene ble sammenlignet med en regional tilnærming med ordinær Indeks-flom metode og resultatene var tilnærmet like. Dette støtter opp under bruk av en regional Qdf-modell sammenlignet med en ordinær Indeks-flom metode. Dette fordi den regionale Qdf-modellen gir mer informasjon om flommens dynamikk. Det er allikevel enkelte stasjoner som har store avvik fra den regionale kurven. Grunnen til dette kan bl.a. være at stasjonene ikke tilhører samme region som de andre stasjonene, eller at den lokale flomfrekvenskurven er basert på få data og av den grunn er mer usikker enn den regionale modellen. Analyse av den regionale rRMSE verdien og geografisk beliggenhet, viste ikke noen forskjell mellom de enkelte delområdene innad i regionen.

Hovedkonklusjonen blir da:

Den lokale konvergerende Qdf-modellen.

- Den lokale konvergerende Qdf-modellen kan benyttes til flomfrekvensanalyse av de studerte vassdragene, og vil tilføre mer informasjon om flommens dynamikk uten stor tap av kvalitet sammenlignet med ordinær flomfrekvensanalyse.

- Den studerte modellen viser bra resultater uavhengig av feltparametrene, men det antydes en mer stabil kvalitet på modellen ved nedbørfelt over 200km², effektiv innsjøprosent over 2 % og økende lengde på dataserien. For å kunne bekrefte denne sammenhengen bør ytterligere analyser av vassdrag med et bredt spekter av parameterverdier analyseres.
- Analysen viser noe mer stabile resultat for vassdrag sør for Sognefjorden sammenlignet med de andre delområdene.

Den regionale Qdf-modellen basert på indeks-flom metoden.

- Den regionale Qdf-modellen basert på indeks-flom metoden kan anvendes på den studerte regionen, og vil tilføre mer informasjon om flommen dynamikk uten stor tap av kvalitet sammenlignet med regional flomfrekvensanalyse basert på ordinær indeks-flom analyse.
- Den regionale Qdf-modellen kan tilføre sikrere beregninger med mer informasjon til vassdrag med dårlig datagrunnlag.
- Analysen viser store avvik (rRMSE-verdier) for enkelte stasjoner, noe som kan ha sin bakgrunn i dårlig tilpasset lokal fordeling eller at den enkelte stasjon ikke tilhører den studerte regionen, dette må undersøkes nærmere for å kunne trekke en sikker konklusjon.

Litteraturliste.

Adamowski, K. (2000) "Regional analysis of annual maximum and partial duration flood data by nonparametric and L-moment methods". *Journal of Hydrology* **229**. s. 219-231.

Ashkar, F. (1980). "Partial duration series models for flood analysis". PhD Thesis, Ecole Polytechnique de Montréal, Montréal, Canada.

Astrup, M. (2000) "Homogenitetstest av hydrologiske data". Rapport nr.7. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).

Bobée, B., og Ashkar, F. (1991) "The gamma family and derived distributions applied in hydrology". Water resources publications, Littleton, CO.

Cunnane, C. (1973). "A particular comparison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction". *Journal of hydrology*. **18**, s. 257-271.

Cunnane, C. (1985) "Factors affecting choice of distributions for flood series". *Hydrological sciences journal-des sciences hydrologiques*, **30**, 1.3

Cunnane, C. (1988) "Methods and merits of regional flood frequency analysis". *Journal of Hydrology*, **100**. s. 269-290.

Cunnane, C. (1989). "Statistical distributions for flood frequency analysis". World Meteorological Organization Operational Hydrology report no.33 WMO no.718, Geneva, Switzerland.

Chowdhury, J.D., Stedinger, J.R., og Lu, L.H. (1991) "Goodness-of-fit tests for regional generalized extreme value flood distributions". *Water Resources Research*, **27** (7) s. 1765-1776.

Darymple, T (1960). "Flood frequency analysis". *Manual of hydrology Part 3*, US Geological Survey.

Galéa, G. og Prudhomme, C. (1997). "Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles Qdf". *Revue des Sciences de l'Eau*. **1**, s.83-101.

Gottschalk, L., Jensen, J.L., Lundquist, D., Soliantie, R., og Tollan, A. (1979) "Hydrologic regions in the Nordic countries". *Nordic Hydrology*, **10**, s.273-286.

Gottschalk, L., Krasovskaia, I. (2001) "Regional flood frequency analysis, a theoretical background" *Forelesningsnotater i stokastisk hydrologi*. Geofysisk institutt, Universitetet i Oslo.

Greenwood, J.A., Landwehr, J.M., Matalas, N.C., og Wallis, J.R. (1979). Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form". *Water Resources Research*, **15** (5) s.1049-1054.

GREHYS (1996) "Presentation and review of some methods for regional frequency analysis". Journal of Hydrology, **186**. s.63-84.

Hosking, J.R.M. (1986) "The theory of probability weighted moments". Res.Rep.RC 12210, IBM Research Division, Yorktown heights, NY.10598.

Hosking, J.R.M., (1987) "Regional homogeneity, Review of statistical flood frequency estimation". Open file report nr. 6, Institute of Hydrology, Wallingford.

Hosking, J.R.M. og Wallis, J.R. (1987) "Parameter and quantile estimation for the generalized pareto distribution". Technometrics **39**(3) s.339-349.

Hosking, J.R.M (1990) "L-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics". Journal of Royal Statistical Society B. **52**. s.105-124.

Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., og Wood, E.F. (1985a) "Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted-moments". Technometrics **27** (3).

Hosking, J.R.M., Wallis, J.R., og Wood, E.F. (1985b) "An appraisal of regional flood frequency procedure in the UK, Flood studies report". Hydrological Sciences- Journal-des Sciences Hydrologiques, **30**, (1) s.85-109.

HYDRA (2000). Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T., Taugbøl, T.(red) "Flommen kommer..." Sluttrapport fra HYDRA-et forskningsprogram om flom". Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE).

Javelle, P. (2001) "Caractérisation du regime des crues: le modèle debit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale. PhD thesis, Cemagref-Lyon, Institut National Polytechnique de Grenoble. <http://www.lyon.cemagref.fr/doc/these/javelle>. [Lesedato: 21.03.2002]

Javelle, P., Grésillon, J.M., og Galéa, G. (1999). "Discharge-duration-frequency curve modelling for floods and scale invariance". French and English. Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Sciences de la terre et des planets. **329**. s.39-44.

Javelle, P., Galéa, G., og Grésillon.J.M (2000). "The flow-duration-frequency approach: former and new developments". in French. Revue des Sciences de l'Eau. **13** (3). S. 305-323.

Javelle, P., Ouarda, T.B.M.J., Lang, M., Bobée, B., Galéa, G., og Grésillon, J.M. (2002) "Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method". Journal of Hydrology **258** (1-4). s. 249-259.

Javelle, P., Ouarda, T.B.M.J., og Bobée, B. (2003). "Spring flood analysis using the flood-duration-frequency approach: application to the provinces Quebec and Ontario, Canada". Hydrological processes **17**. s. 3717-3736.

Jenkinson, A.F. (1955) "The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements". Quarterly Journal of the Royal Meteorological society, **87**, s.158-171.

- Killingtveit, Å. og Sælthun, N.R. (1995). "Hydrology". Hydropower development Vol. 7. Division of hydraulic development, Norwegian institute of technology (NTH)
- Kotz, S. og Nadarjah, S. (2000). "Extreme value distributions: Theory and applications". Imperial college press.
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., og Bobée, B. (1999) "Towards operational guidelines for over-threshold modelling". Journal of Hydrology **225**. s.103-117.
- Lu, L.H., og Stedinger, J.R. (1992). "Variance of two- and three-parameter GEV/PWM quantile estimators: formulae, confidence intervals, and a comparison". Journal of Hydrology, **138**, s.247-267.
- Løvås, G.G. (1999) "Statistikk for universiteter og høyskoler". Universitetsforlaget.
- Meunier, M. (2001). "Regional flow-duration-frequency model for the tropical island of Martinique". Journal of Hydrology **247 (1-2)**. S. 31-53.
- Madsen, H., Rasmussen, P.F., og Rosbjerg, D.(1997) "Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modelling extreme hydrologic events". Water Resources research, **33 (4)** s. 747-757.
- NERC. (1975). Flood studies report, Vol. 1, Kapittel 1-5, s.1-373.
- Nordseth, K. (1995) "Elementær databehandling i GG247. Fluviale prosesser i vassdrag". Kompendium i GG247. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Ouarda, T.B.M.J., Haché, M., Bruneau, P., Bobée, B. (2000). "Regional flood peak and volume estimation in a northern Canadian Basin". Journal of Cold Regions Engineering, American Society of Civil Engineering (ASCE) **14 (4)**, s.176-191.
- Petterson, L.E. (2001) "Flomberegning for Etnevassdraget" Dokument nr.13. Norges vassdrags og energidirektorat (NVE).
- Phien, H.N. (1987). "A review of methods of parameter estimation for the extreme value type-1 distribution". Journal of Hydrology, **90**, s.251-268.
- Ramachandra Rao, A. & Hamed, K.H. (2000). "Flood frequency analysis". CRC Press LLG.
- Roald, L.A. (1999) "Analyse av lange flomsierier". HYDRA-rapport nr. F01. Norges vassdrags og energidirektorat (NVE).
- Rosbjerg, D. (1977) "Return periods in hydrological events" Nordic Hydrology (8) s.57-61.
- Sherwood, J. M. (1994). "Estimation of volume-duration-frequency relations of ungauged small urban streams in Ohio". Water Resources Bulletin **30 (2)**, s. 261-269.
- Stephenson, D.B & Benestad, R.E. (2000). "Environmental statistics for climate researchers" <http://www.gfi.uib.no/nilsg/kurs/klimaanalyse.html>. [Lest 20.04.2002]

Sælthun, N.R. (1999) ”Flommer og flomberegninger”. Kompendium i GF-GG141, Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo.

Sælthun, N.R. og Oberlin, G. (1993) ”Techniques for extreme rainfall and runoff estimation, Synopsis of alternative methods” Flow regimes from international experimental and network data (FRIEND), Vol. 1. s.139-146. Institute of Hydrology, Wallingford.

Sælthun, N.R. (red.), Tveito, O.E., Bønsnes, T.E., Roald, L.A (1997). ”Regional flomfrekvens analyse for norske vassdrag”. Rapport nr.14. Norges vassdrags og energidirektorat (NVE).

Sæterbø, E., Syvertsen, L., Tesaker, E. (1998) ”Vassdragshåndboka: Håndbok i forbygningsteknikk og miljø”. Norges vassdrags og energidirektorat (NVE). Tapir forlag.

”Tiltak mot flom”: Statens forvaltningstjeneste, 1996. (Norges offentlige utredninger, NOU 1996:16)

Tollan, A. (1975). ”Hydrologiske regioner i norden” Vannet i Norden 1. s. 3-15.

Tveito, O.E. (1993) “ A regional flood frequency analysis of Norwegian catchments”. Institutt rapport serie nr. 86. Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo.

Wiltshire, S.E. (1986) “Identification of homogeneous regions for flood frequency analysis”. Journal of Hydrology, **83**. s.287-302.

Wingård, B. (red.), Hegge, K., Mohn, E., Nordseth, K., Ruud, E. (1978) ”Regional flomfrekvensanalyse for norske vassdrag”. Rapport nr.2, NVE Oslo.

Oversikt vedlegg:

1. Qdf-modellen til de studerte stasjonene
2. Beskrivelse av noen notasjoner benyttet i oppgaven
3. Sammenligning av observerte Q_d , teoretiske kvantiler beregnet fra de observerte verdiene $Q_d(T)$ og Qdf-kvantilene $Q(d,T)$ for utvalgte stasjoner
4. Tilpasning av fordelingen til momentanverdiene $Q(0,T)$ til skalerte observerte verdier, skalert ved den karakteristiske varigheten (Δ) til $d=0$.
5. Sammenligning av de teoretiske kvantilene beregnet fra de observerte verdiene $Q_d(T)$ og de regionale kvantilene $Q^*(0,T)$ reskalert til hver stasjon ved bruk av den lokale karakteristiske varigheten (Δ) og den lokale indeks flommen (μ). For stasjonene i kontrollgruppen.

Vedlegg 1.

Qdf-modellen til de studerte stasjonene.

Stasjonsnummer	Stasjonsnavn	Den lokale konvergerende Qdf-modellen.
2.11	Narsjø	$Q(d, T) = \frac{20,485 + \frac{7,219}{-0,067} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{-0,067}]}{[1 + d/16]}$
2.32	Atnasjø	$Q(d, T) = \frac{63,662 + \frac{20,807}{-0,031} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{-0,031}]}{[1 + d/15]}$
2.273	Ryfetten	$Q(d, T) = \frac{128,189 + \frac{40,913}{0,061} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,061}]}{[1 + d/11]}$
2.614	Rosten	$Q(d, T) = \frac{270,842 + \frac{85,935}{0,064} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,064}]}{[1 + d/15]}$
26.9	Valevatn	$Q(d, T) = \frac{36,622 + \frac{7,784}{-0,123} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{-0,123}]}{[1 + d/22]}$
26.26	Jogla	$Q(d, T) = \frac{14,046 + \frac{4,642}{-0,075} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{-0,075}]}{[1 + d/12]}$
48.5	Reinsnosvatn	$Q(d, T) = \frac{49,715 + \frac{12,898}{0,247} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,247}]}{[1 + d/19]}$
50.1	Hølen	$Q(d, T) = \frac{66,431 + \frac{18,071}{0,106} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,106}]}{[1 + d/27]}$
62.5	Bulken	$Q(d, T) = \frac{256,244 + \frac{65,174}{0,094} [1 - (-\ln(1 - 1/T))^{0,094}]}{[1 + d/33]}$

70.7	Tistel	$Q(d,T) = \frac{4,774 + \frac{1,435}{0,210} [1 - (-\ln(1-1/T))^{0,210}]}{[1 + d/13]}$
75.23	Krokenelv	$Q(d,T) = \frac{20,295 + \frac{8,906}{-0,016} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,016}]}{[1 + d/9]}$
83.2	Viksvatn	$Q(d,T) = \frac{125,712 + \frac{33,606}{0,109} [1 - (-\ln(1-1/T))^{0,109}]}{[1 + d/43]}$
98.4	Øye ndf.	$Q(d,T) = \frac{39,338 + \frac{11,140}{0,153} [1 - (-\ln(1-1/T))^{0,153}]}{[1 + d/13]}$
103.20	Morstøl bru	$Q(d,T) = \frac{14,025 + \frac{3,722}{-0,035} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,035}]}{[1 + d/14]}$
104.23	Vistdal	$Q(d,T) = \frac{27,012 + \frac{7,614}{-0,048} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,048}]}{[1 + d/8]}$
111.1	Innerdalsvatn	$Q(d,T) = \frac{25,023 + \frac{5,040}{0,392} [1 - (-\ln(1-1/T))^{0,392}]}{[1 + d/26]}$
111.9	Søya	$Q(d,T) = \frac{47,002 + \frac{9,580}{-0,098} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,098}]}{[1 + d/10]}$
112.8	Rinna	$Q(d,T) = \frac{32,151 + \frac{9,977}{0,115} [1 - (-\ln(1-1/T))^{0,115}]}{[1 + d/8]}$
123.28	Hokfossen	$Q(d,T) = \frac{1,877 + \frac{0,575}{-0,009} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,009}]}{[1 + d/11]}$
311.460	Engeren	$Q(d,T) = \frac{47,401 + \frac{15,523}{-0,054} [1 - (-\ln(1-1/T))^{-0,054}]}{[1 + d/44]}$

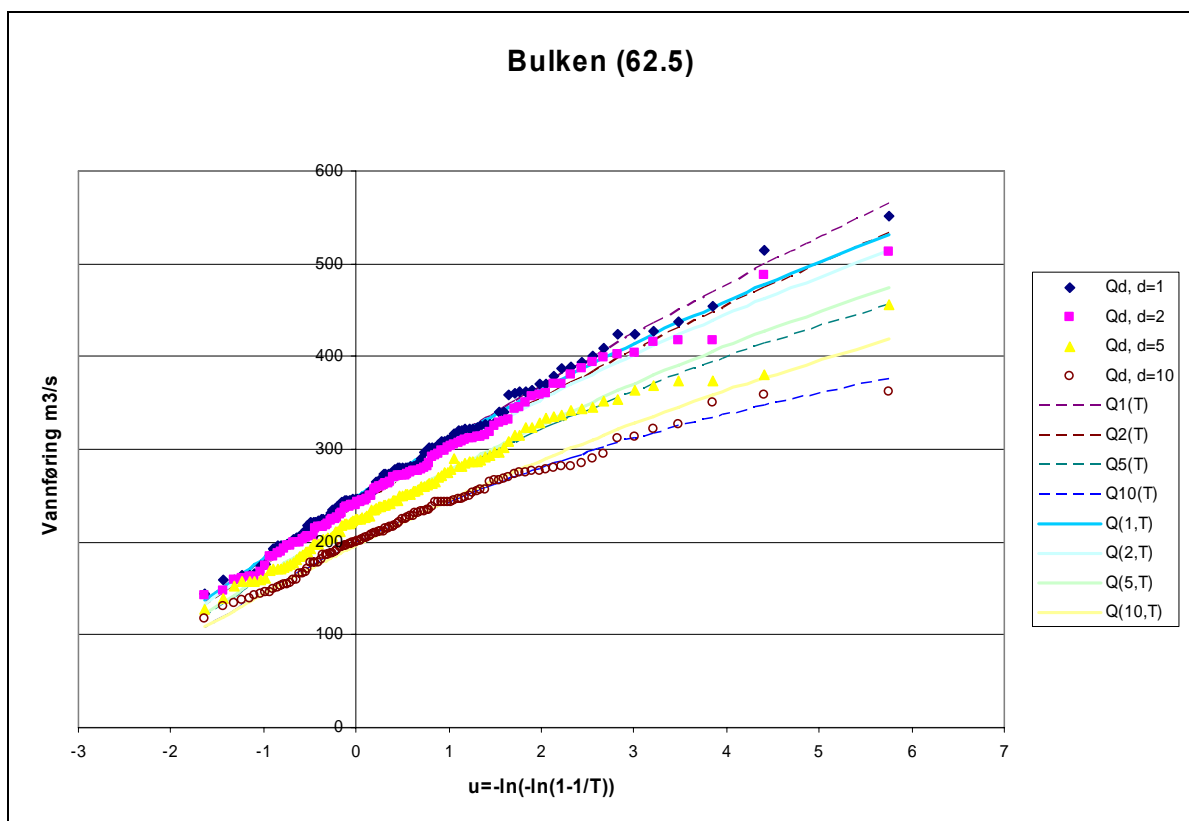
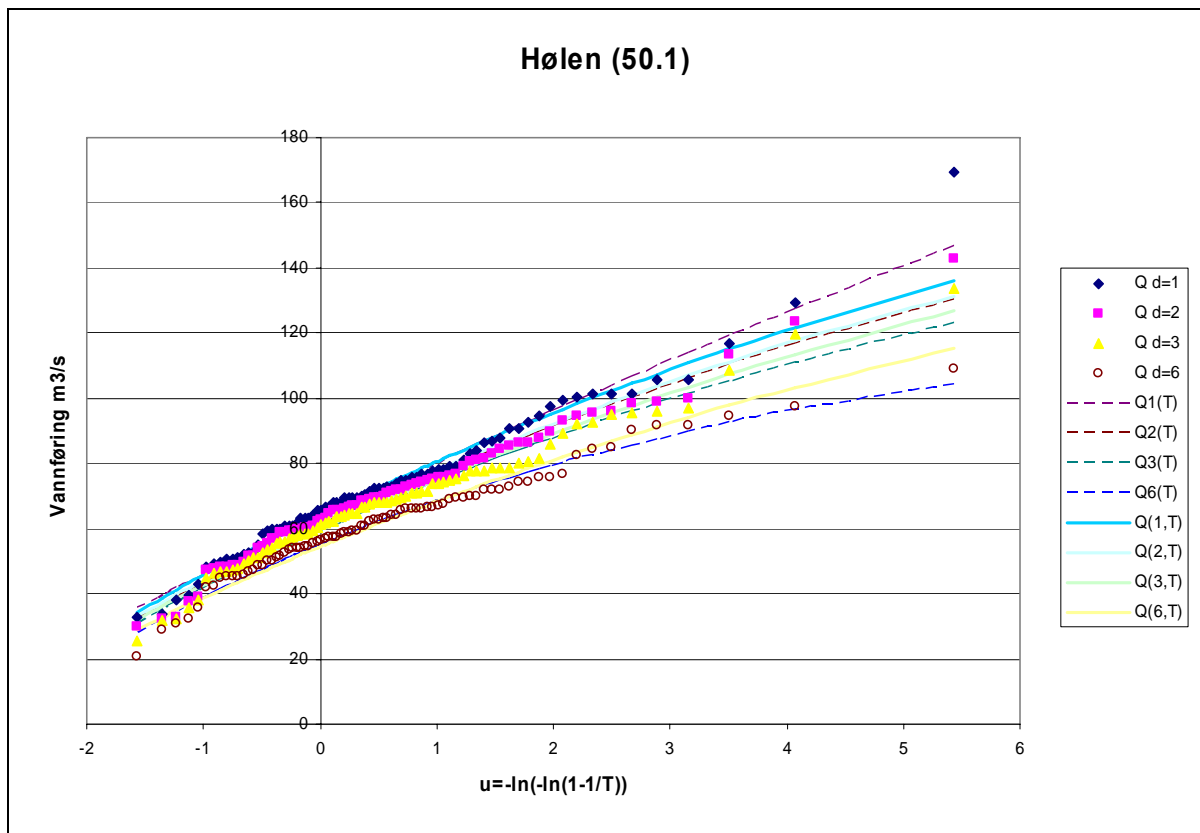
Vedlegg 2

Beskrivelse av notasjoner benyttet i oppgaven.

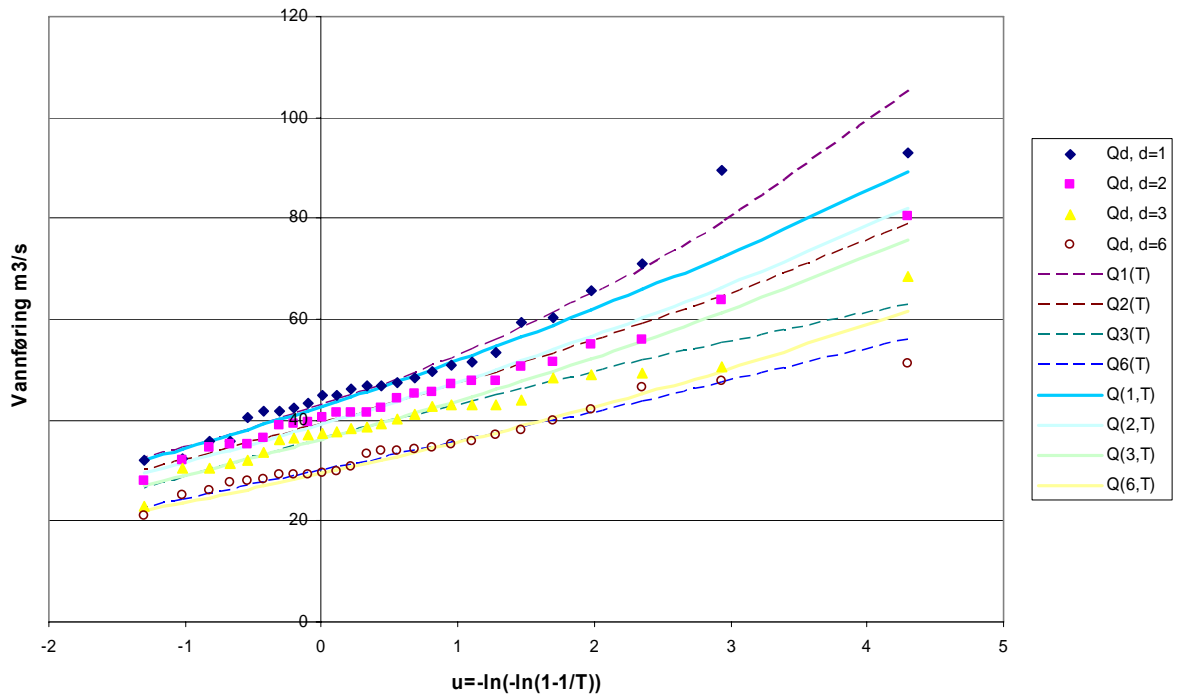
- x_{d_i} : Tidsskalerte eksperimentelle vannføring.
- \bar{x}_{d_i} : Midlere tidsskalerte eksperimentelle vannføring
- Δ : Karakteristiske varigheten
- ε : Dispersjonen, avvik mellom midlere tidsskalerte eksperimentelle vannføring og den tidsskalerte eksperimentelle vannføringen til de utvalgte varighetene.
- Q_d : Observert eksperimentell vannføring for varigheten d .
- $Q_d(T)$: Teoretiske flomkvantiler beregnet fra de observerte eksperimentelle vannføringene Q_d .
- $Q(d,T)$: Qdf-flomkvantiler som en funksjon av d og T .
- $Q^*(d,T)$: Regionale Qdf-flomkvantiler som en funksjon av d og T .
- $Q(0,T)$: Momentane Qdf-flomkvantilen
- $Q^*(0,T)$: Momentane regionale Qdf-flomkvantiler.
- k : Formparameter til GEV-fordelingen
- u : Lokaliserings parameteren til GEV-fordelingen
- α : Skala parameteren til GEV-fordelingen
- μ_k : Index flom, (Middel flommen).

Vedlegg 3.

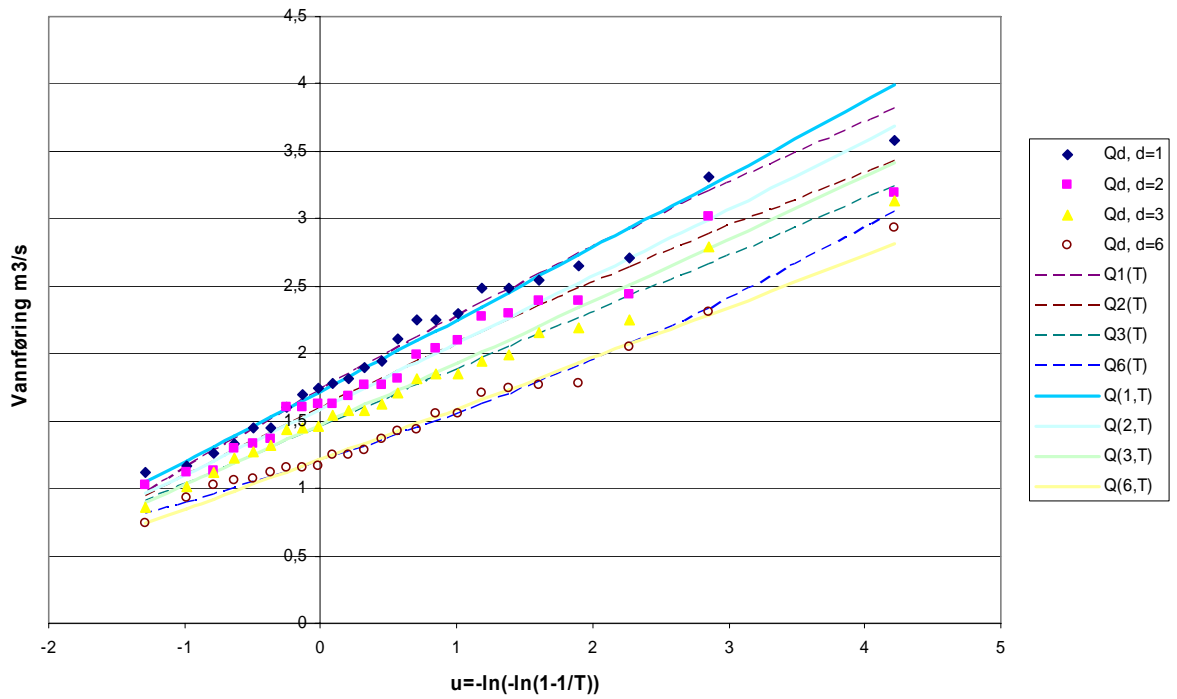
Sammenligning av observerte Qd, teoretiske kvantiler beregnet fra de observerte verdiene Qd(T) og Qdf-kvantilene Q(d,T) for utvalgte stasjoner



Søya (111.9)

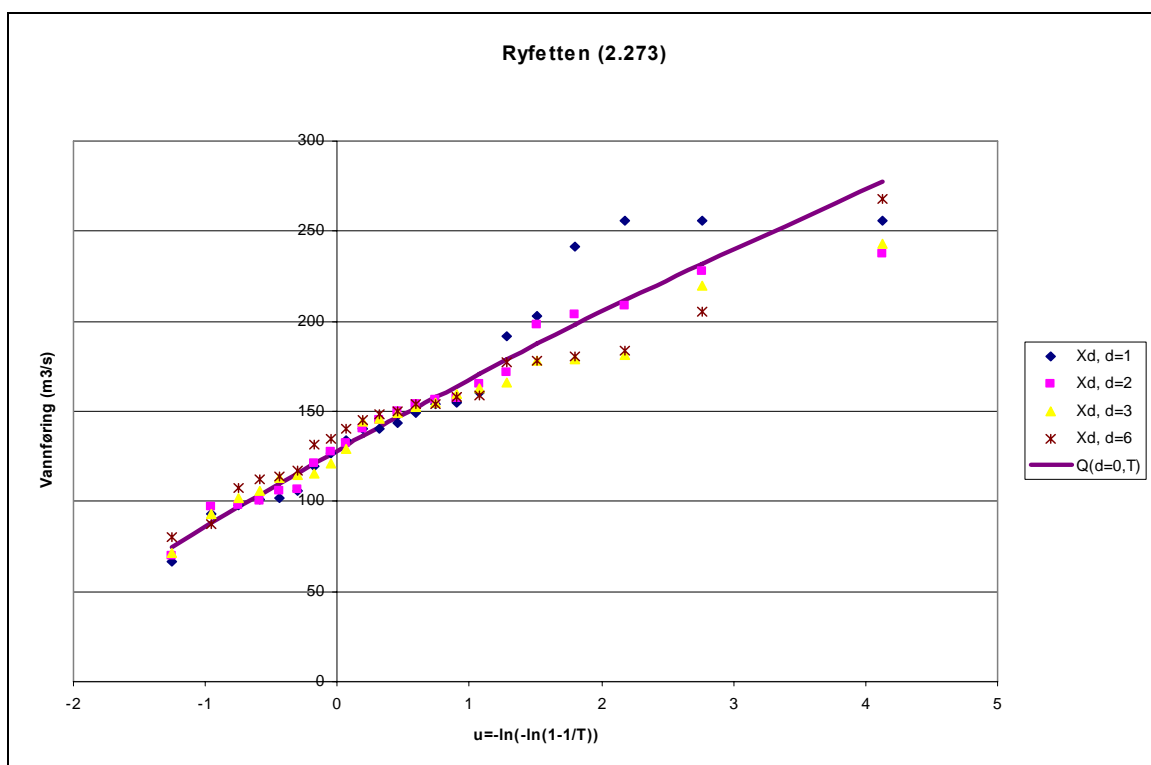
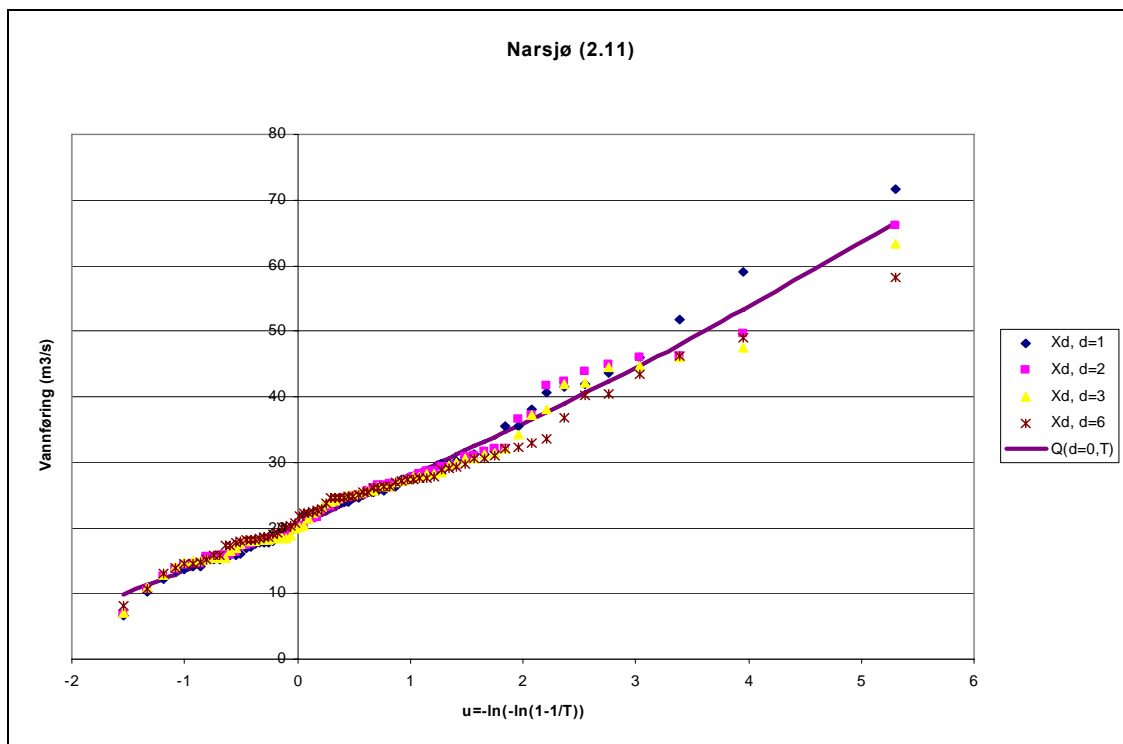


Hokfossen (123.28)

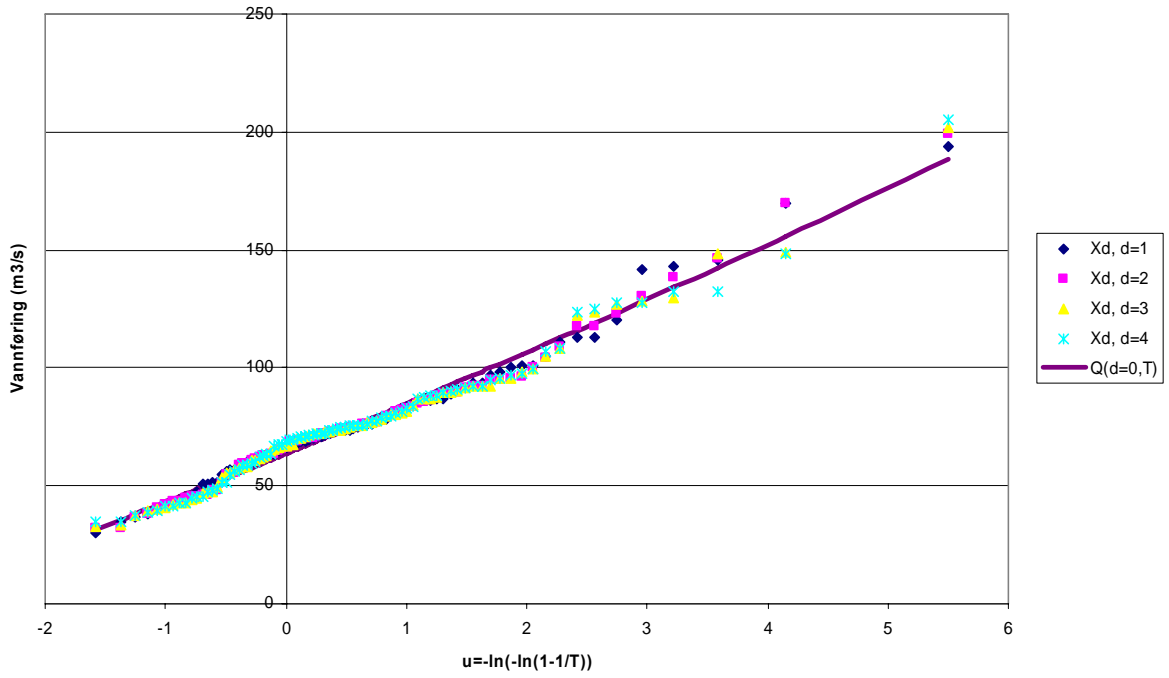


Vedlegg 4

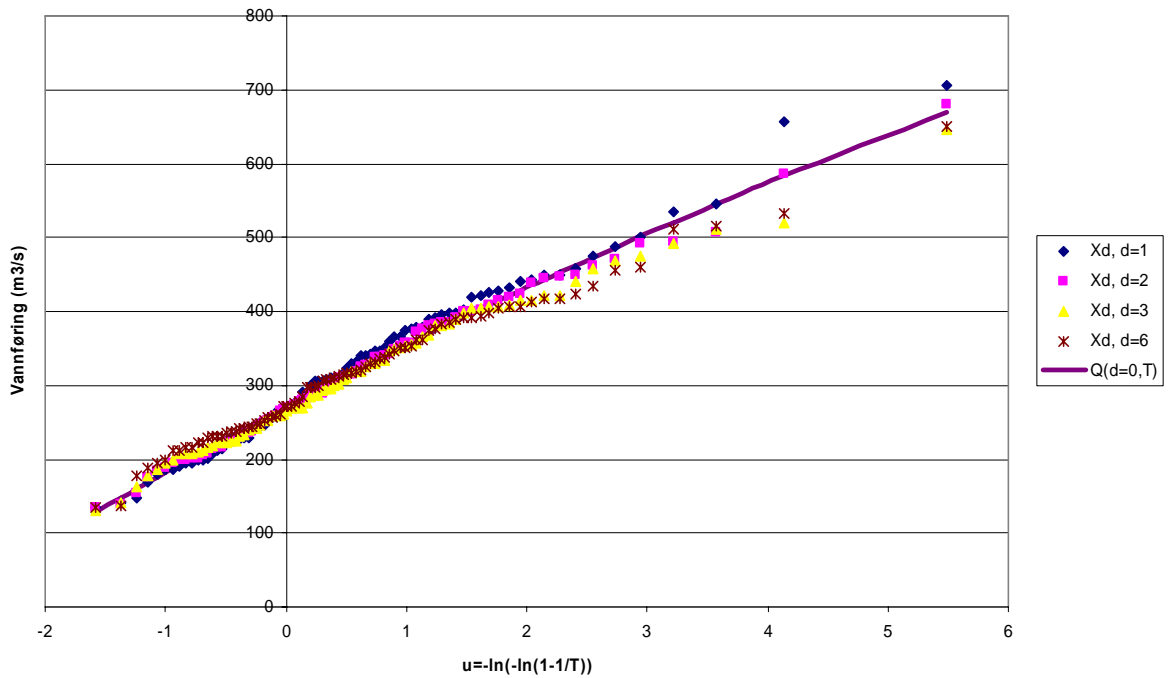
Tilpasning av fordelingen til momentanverdiene $Q(0,T)$ til skalerte observerte verdier, skalert ved den karakteristiske varigheten (Δ) til $d=0$.



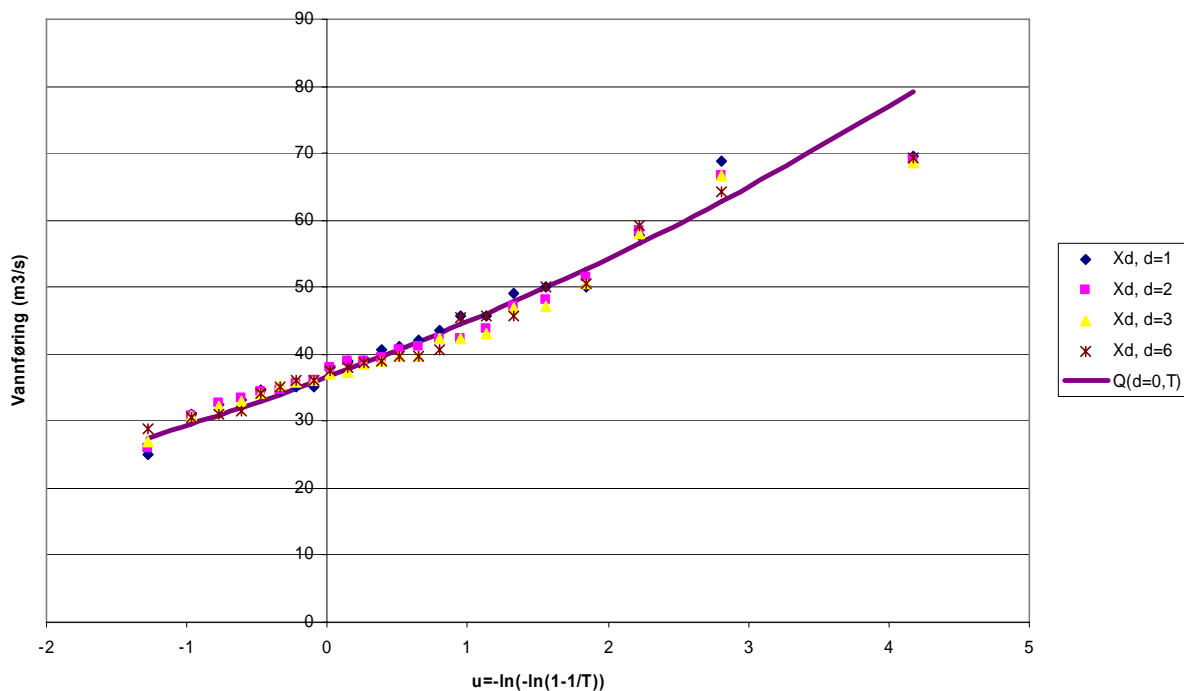
Atnasjø (2.32)



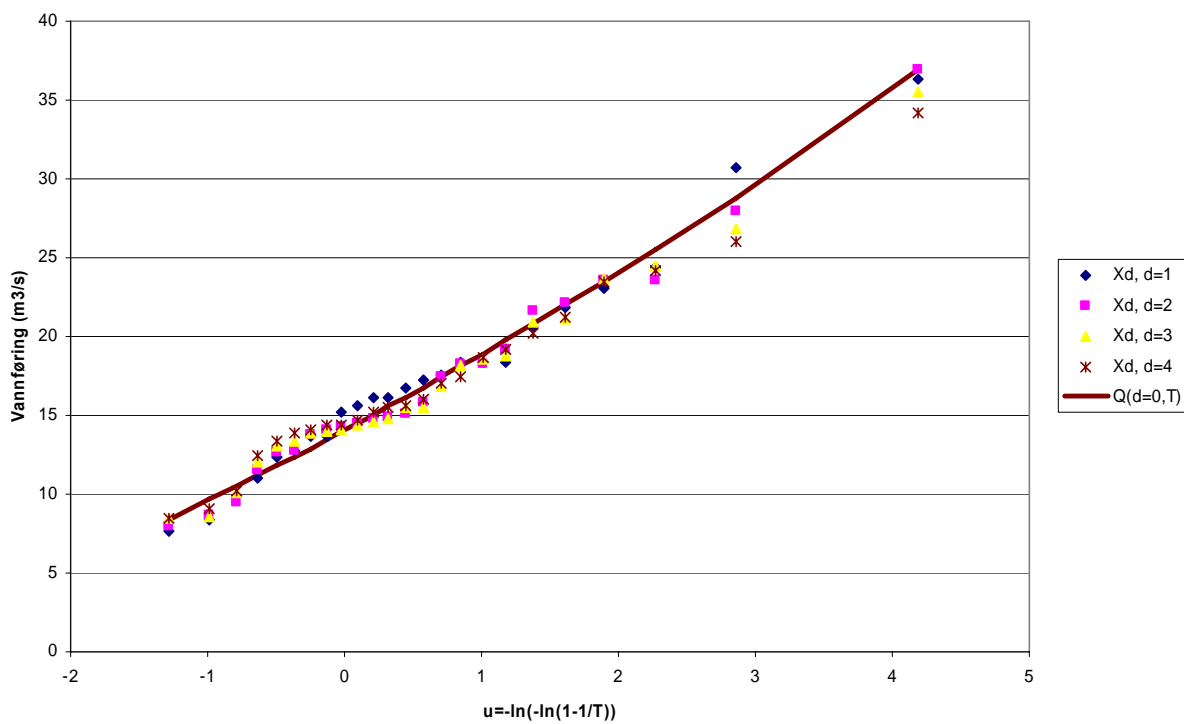
Rosten (2.614)

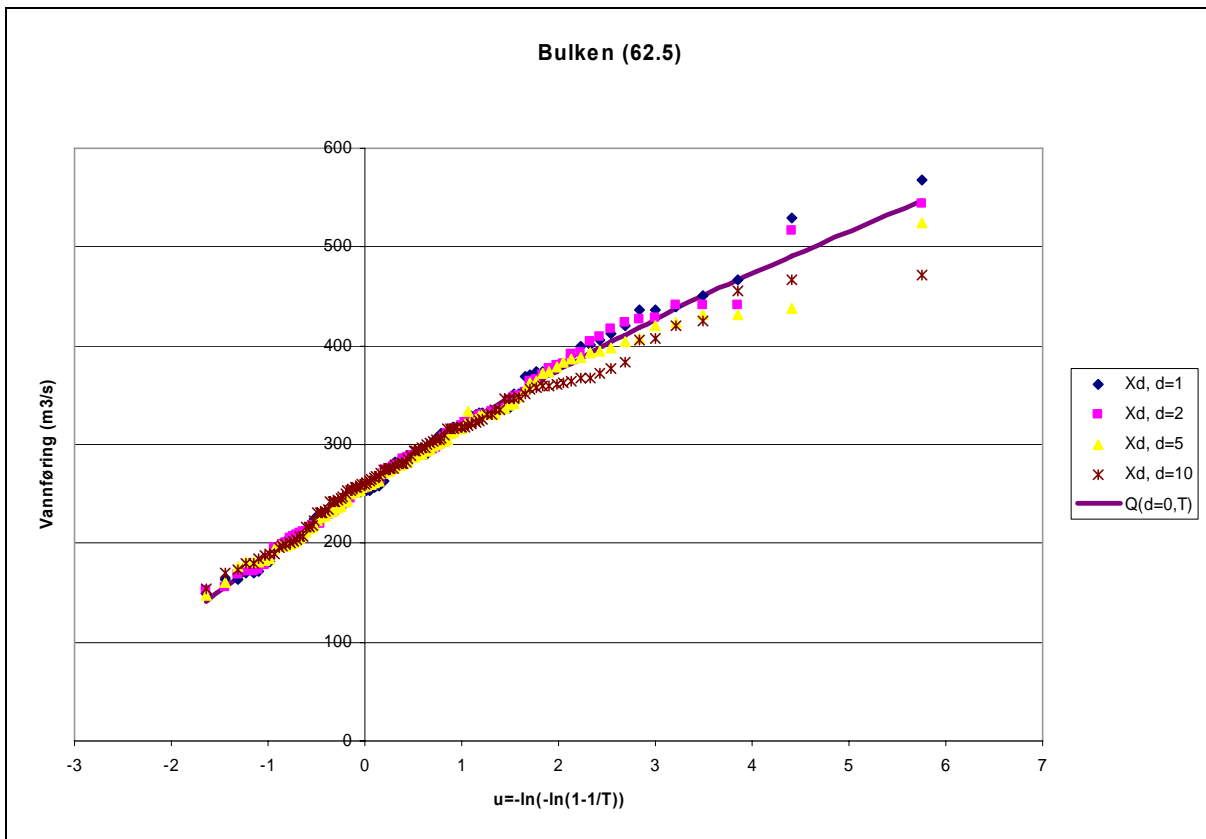
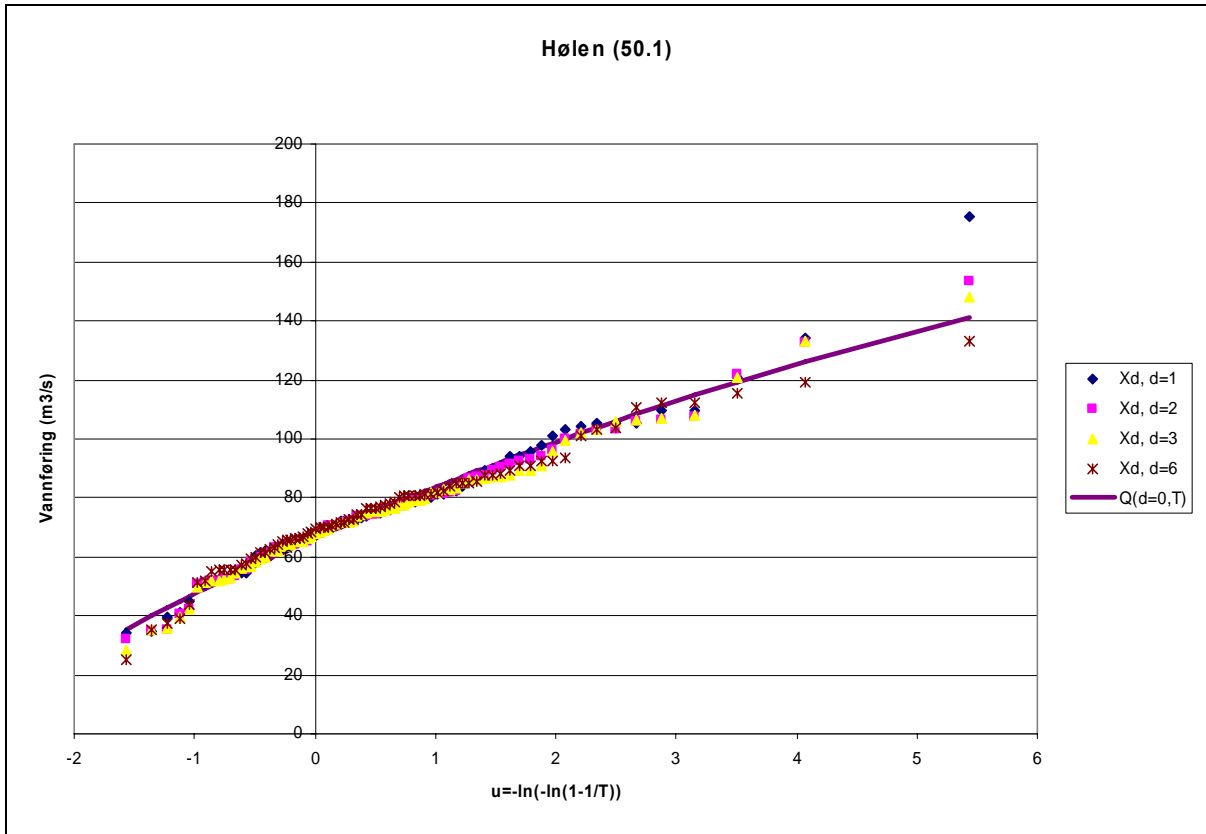


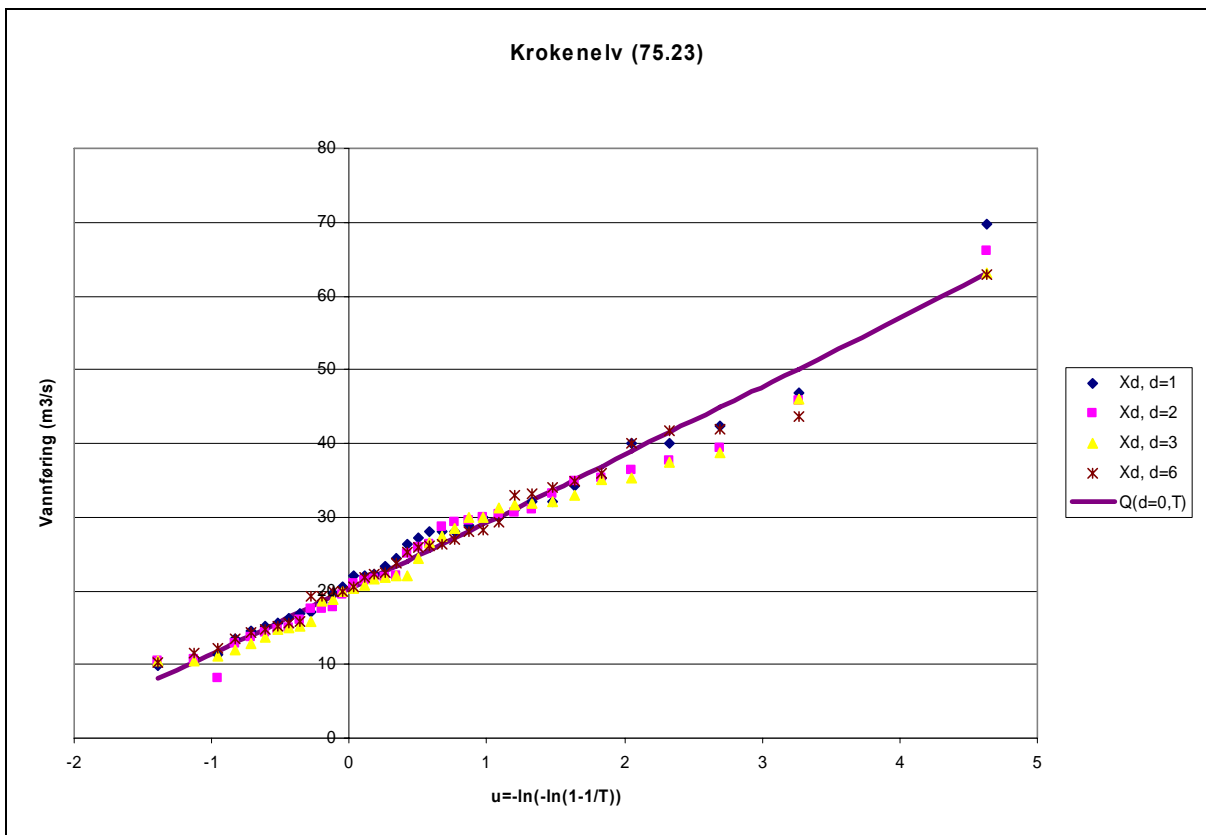
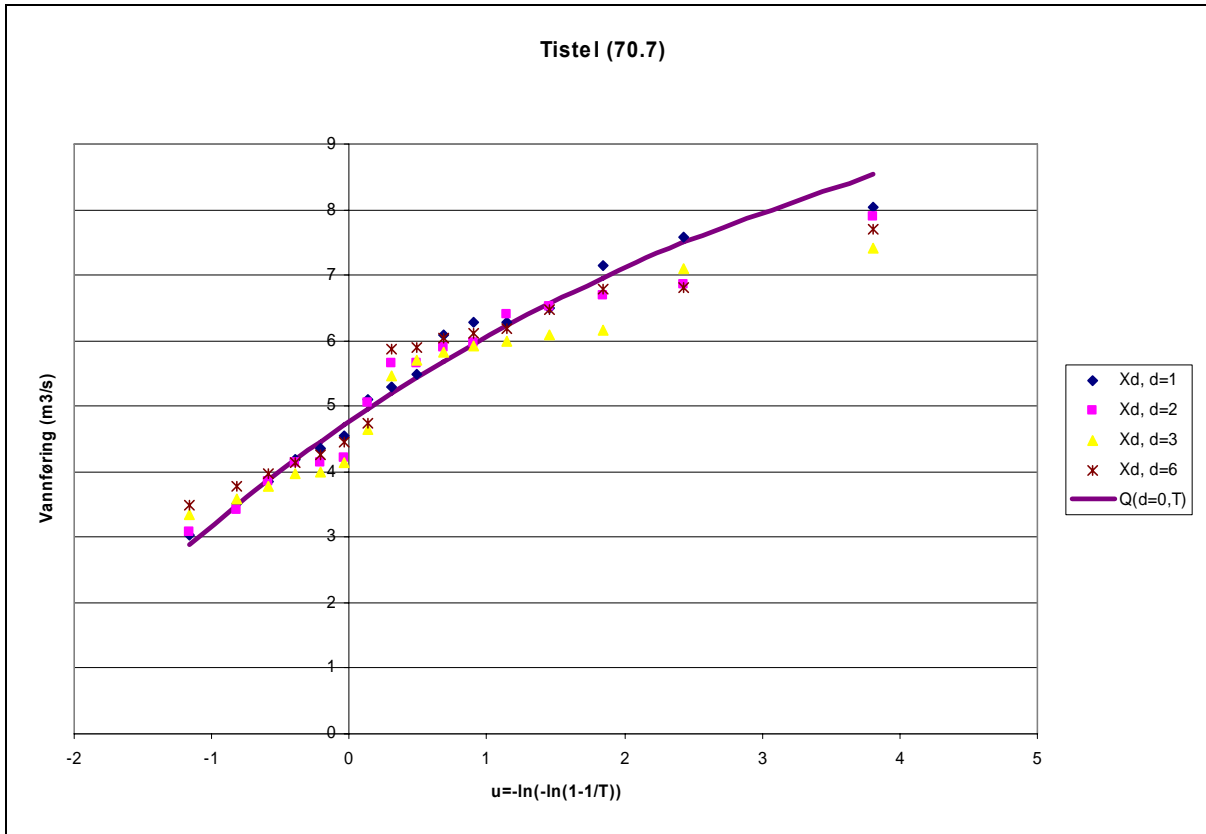
Valevatn (26.9)

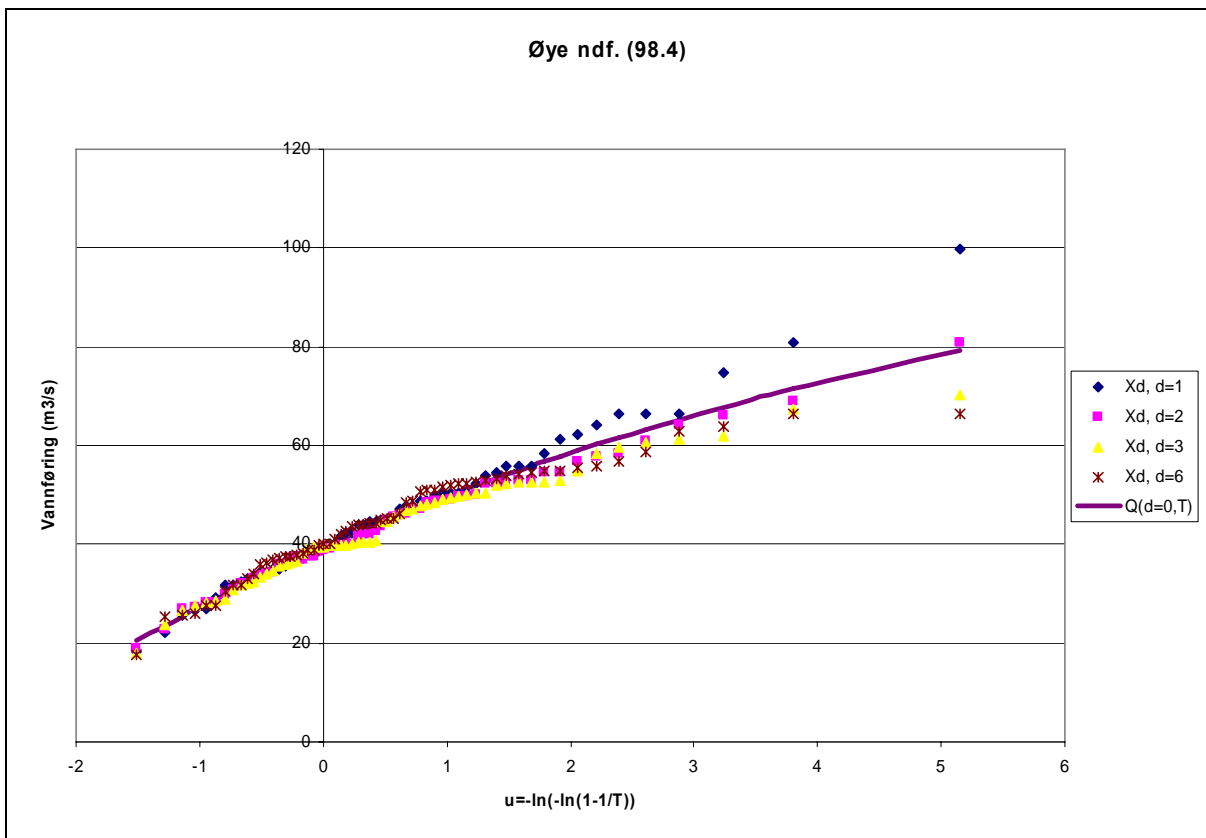
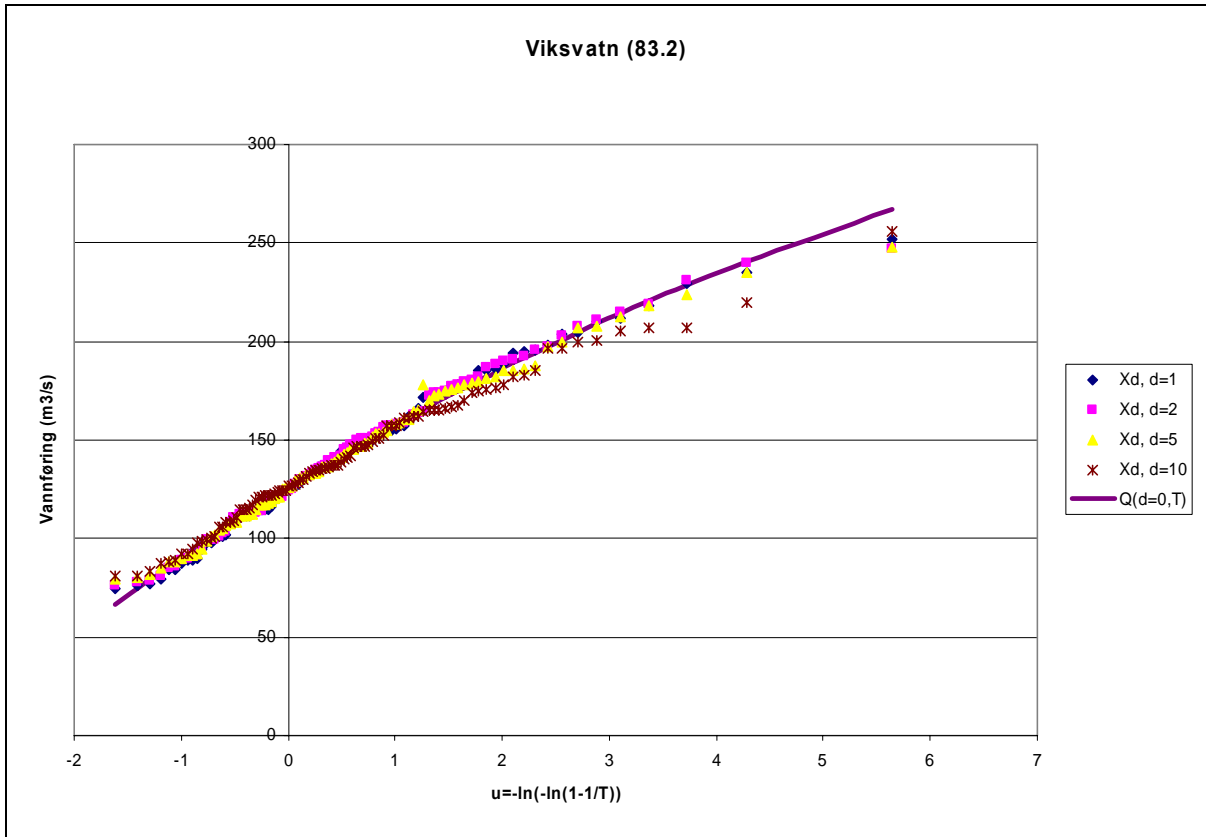


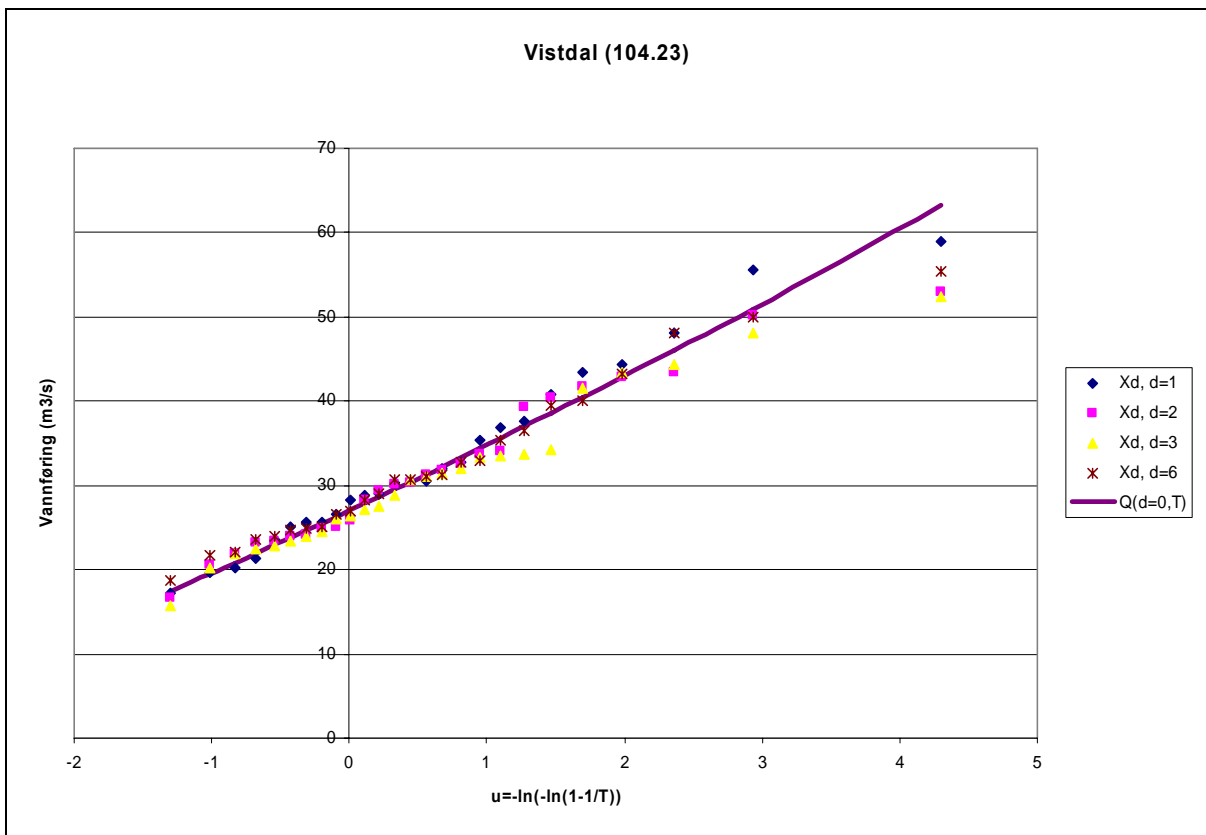
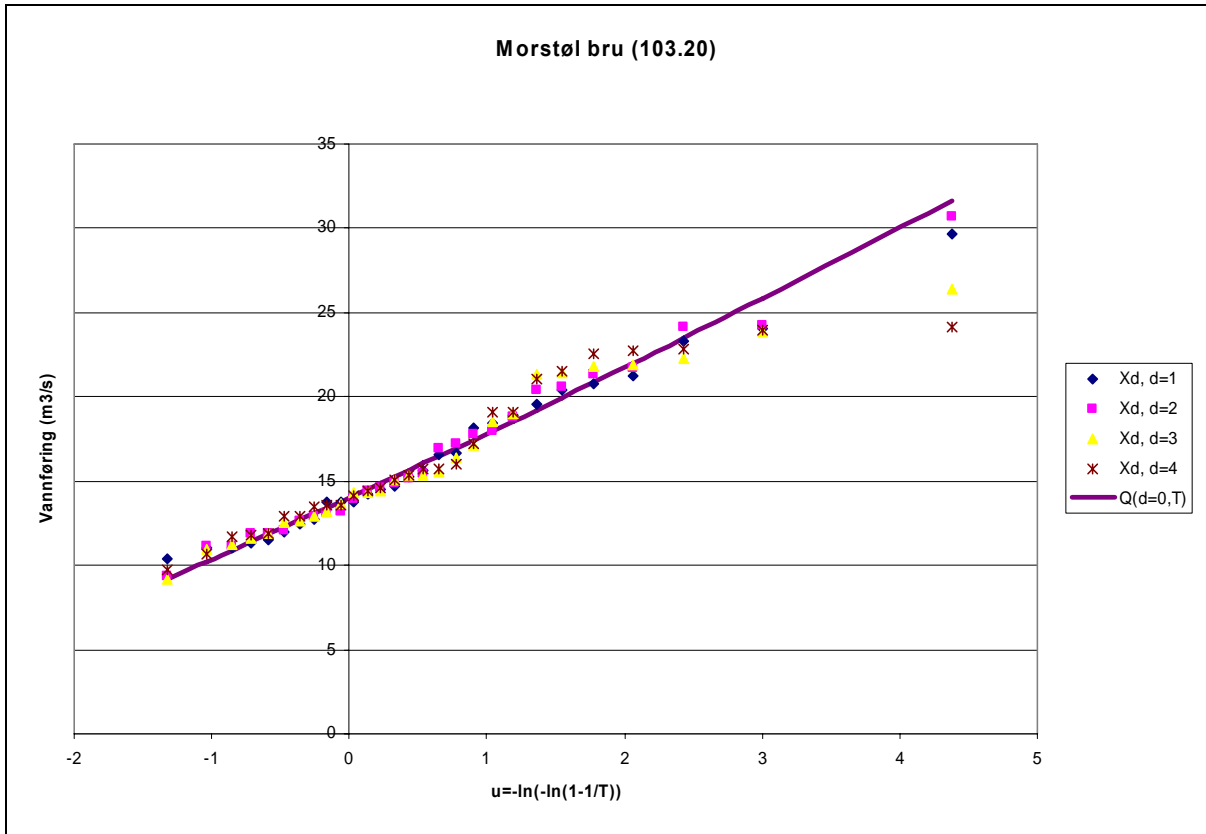
Jogla (26.26)

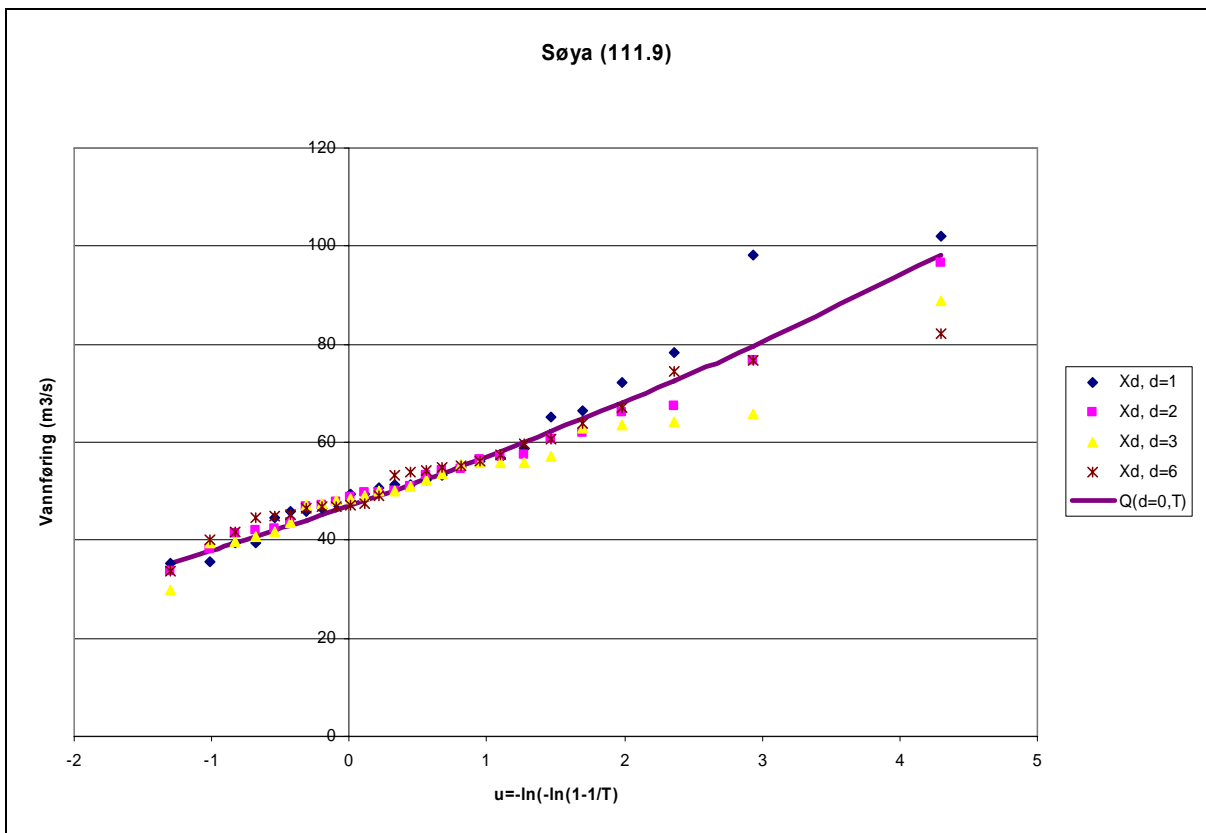
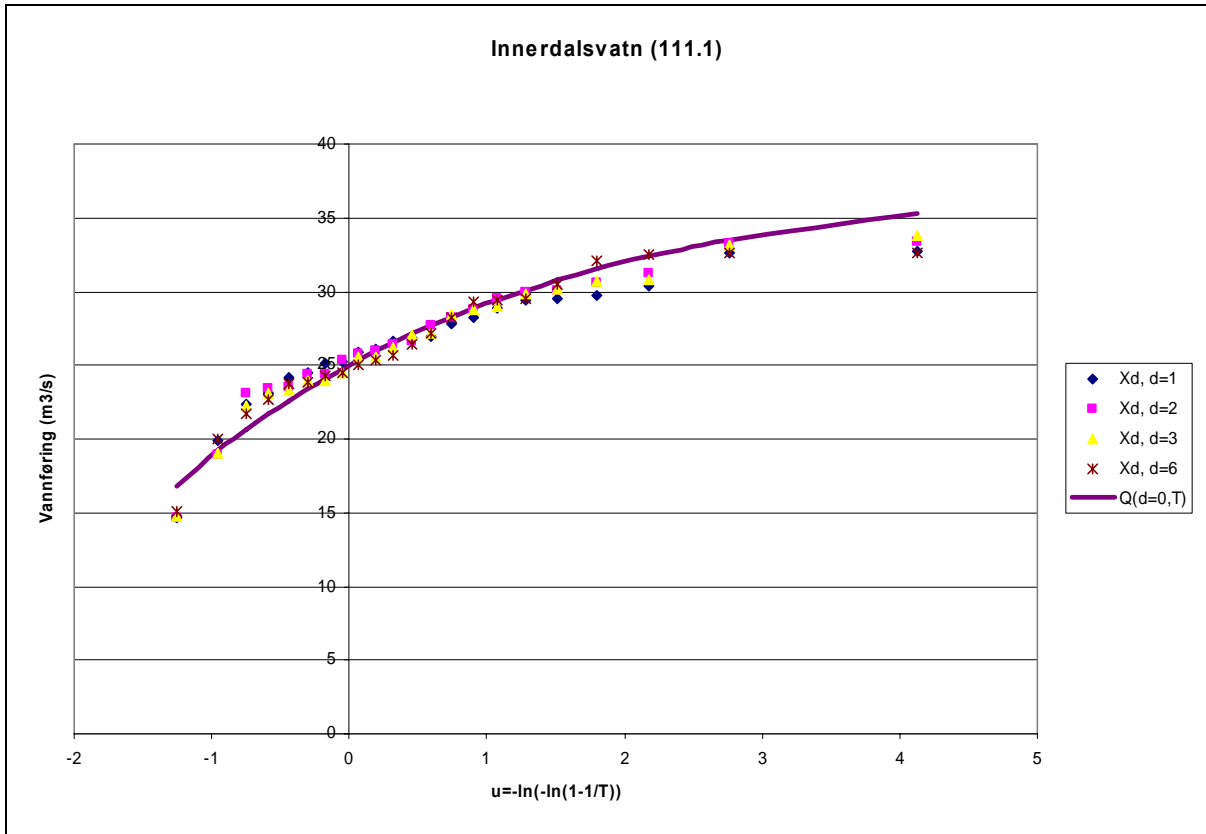


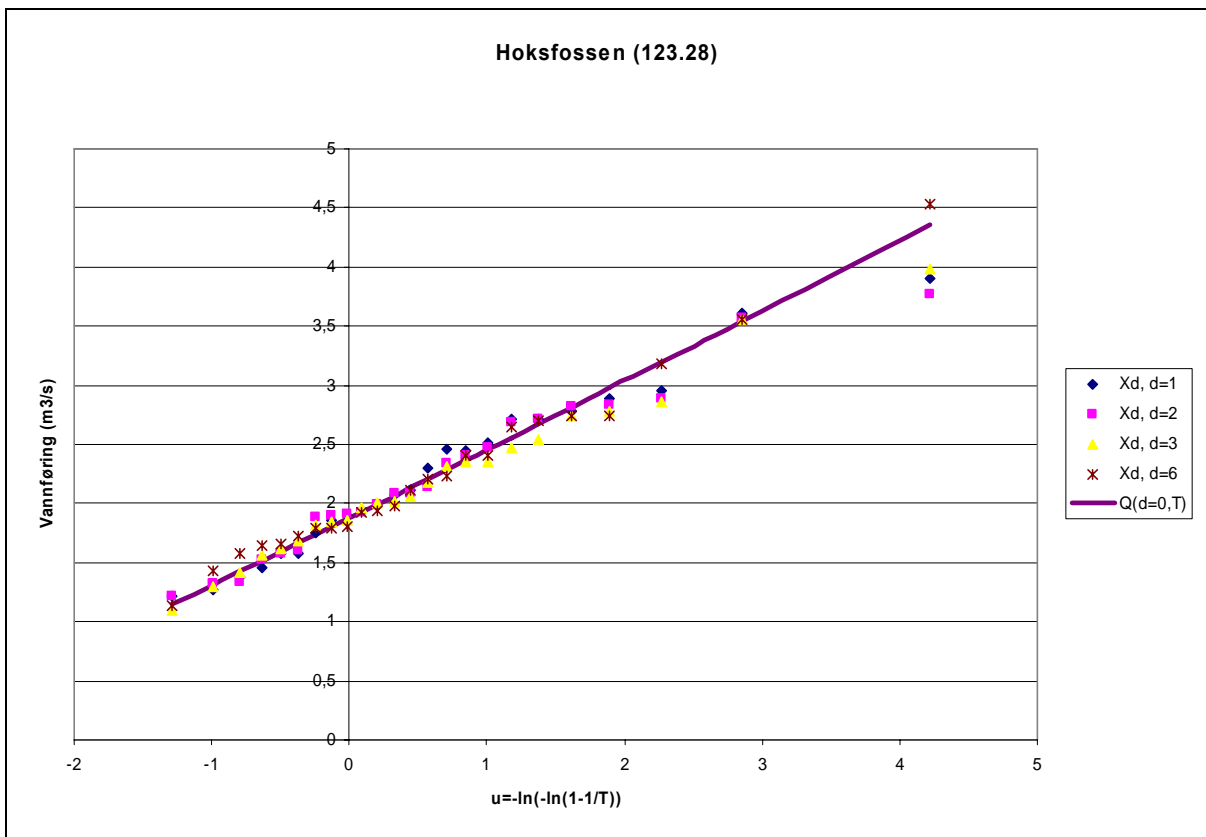
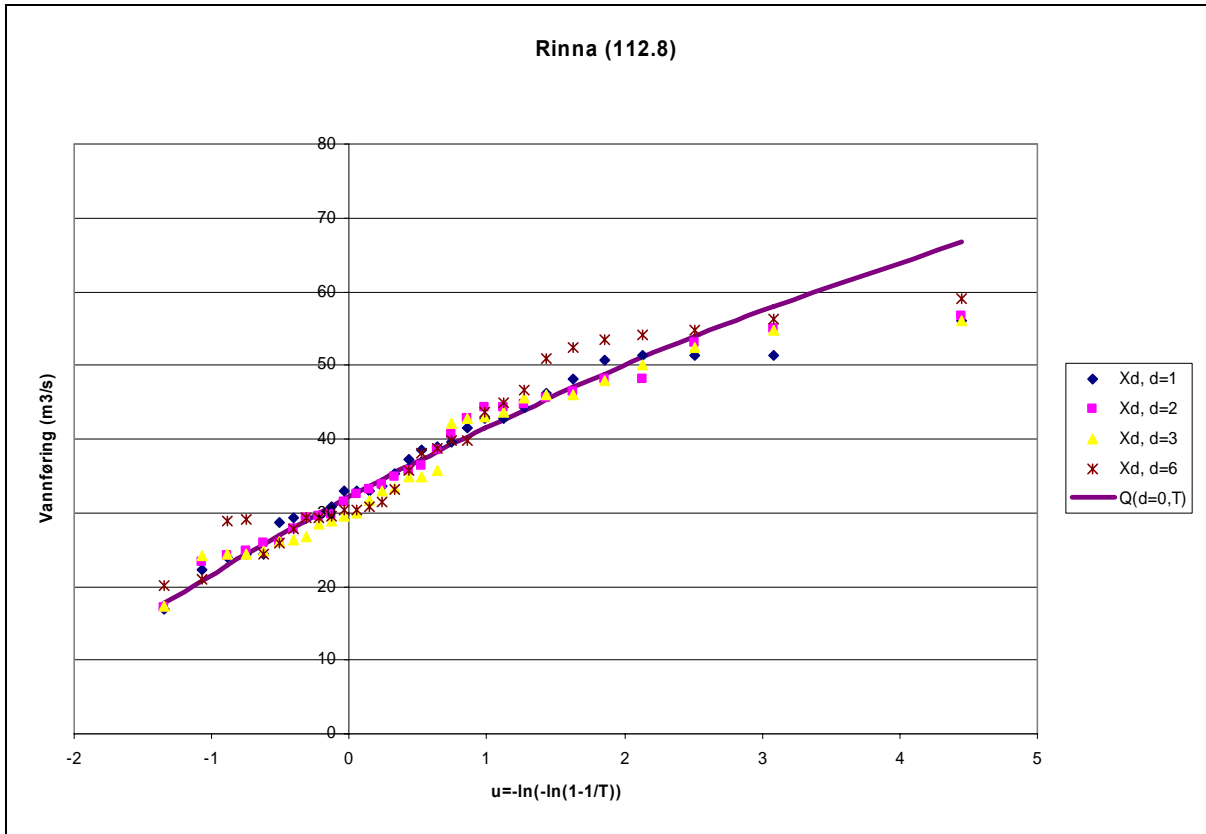




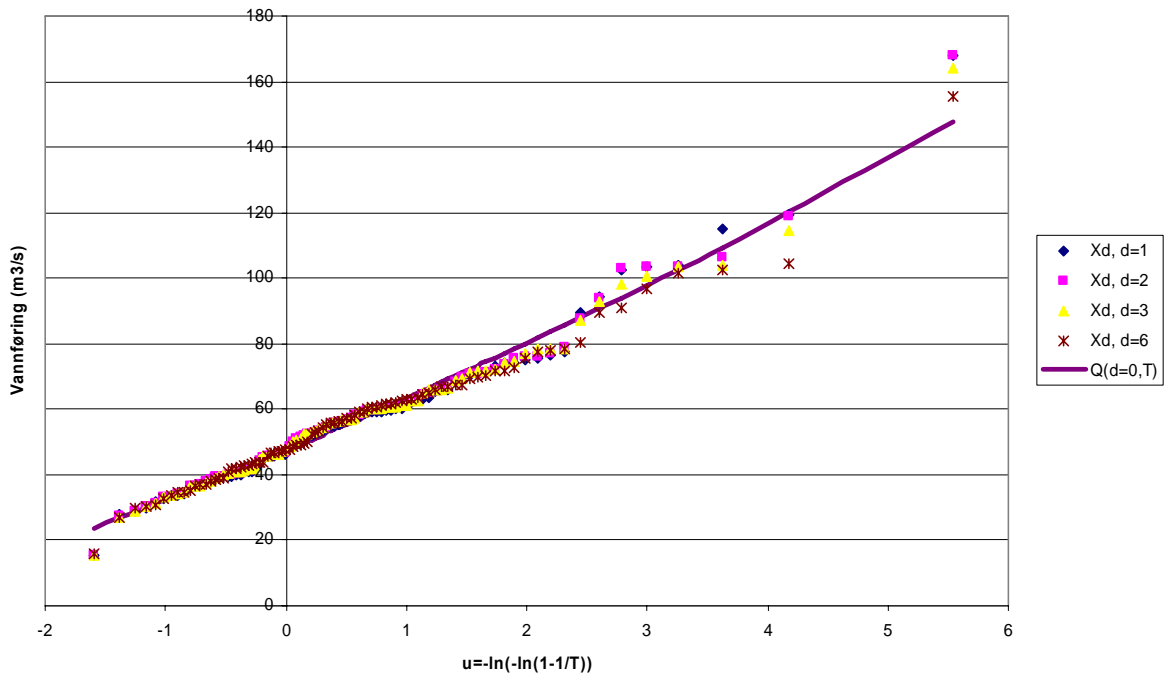






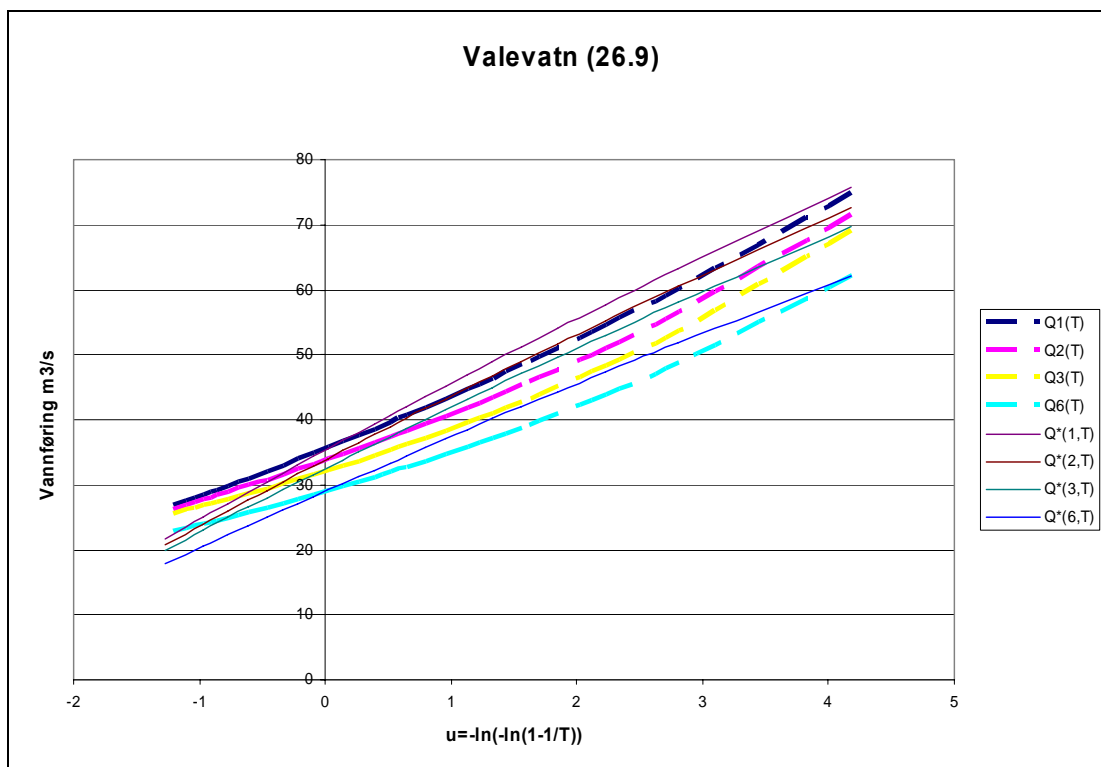
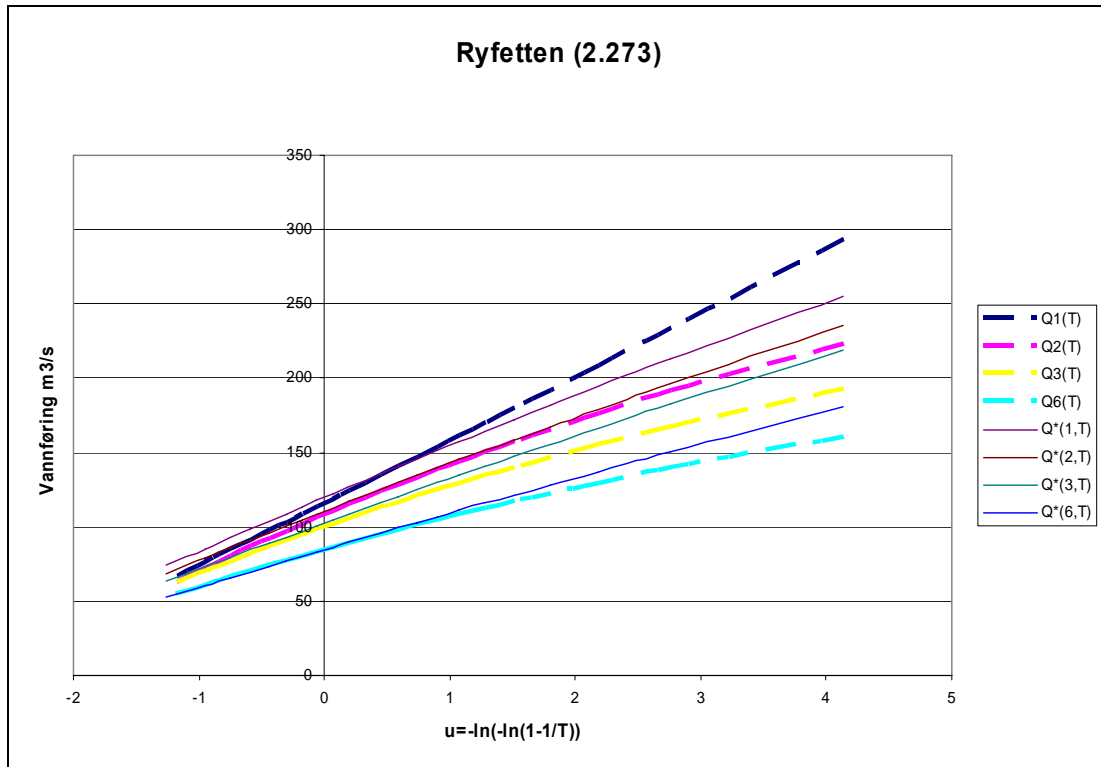


Engeren (311.460)

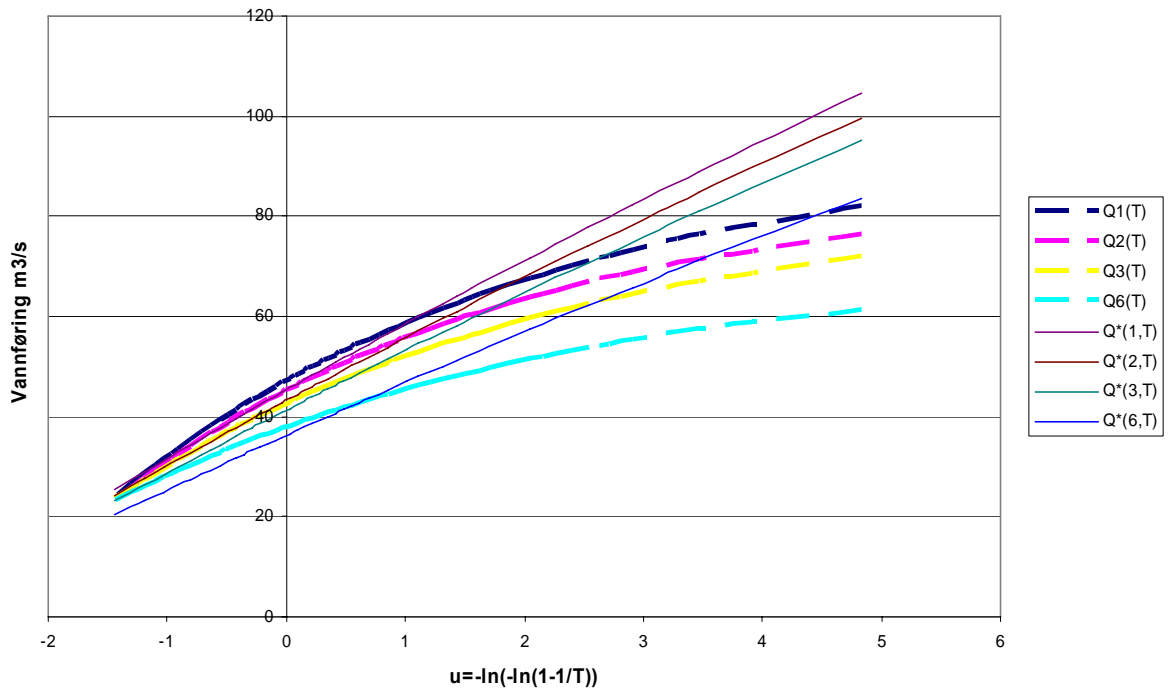


Vedlegg 5

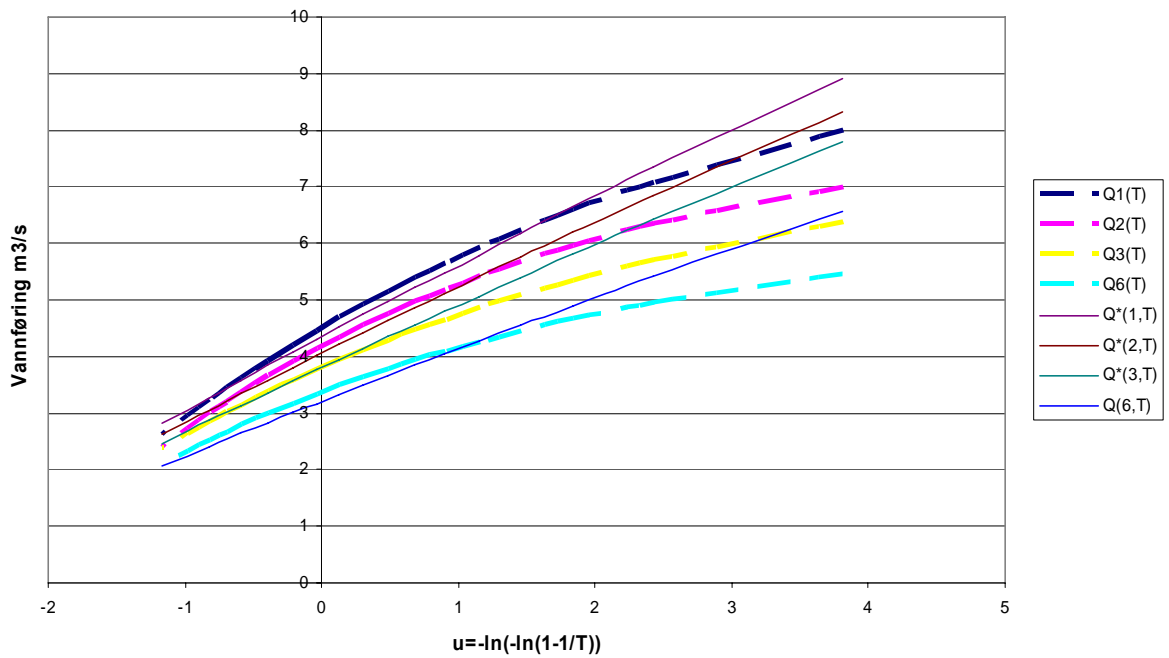
Sammenligning av de teoretiske kvantilene beregnet fra de observerte verdiene $Q_d(T)$ og de regionale kvantilene $Q^*(0,T)$ reskalert til hver stasjon ved bruk av den lokale karakteristiske varigheten (Δ) og den lokale indeks flommen (μ). For stasjonene i kontrollgruppen.



Reinsnosvatn(48.5)



Tistel (70.7)



Rinna (112.8)

