

Avrenningskart for Norge

Årsmiddelverdier for avrenning 1961-1990

Norges vassdrags- og energidirektorat

2002

Rapport nr 2

Avrenningskart for Norge

Utgitt av: Norges vassdrags- og energidirektorat

Forfattere: Stein Beldring, Lars A. Roald, Astrid Voksø

Trykk: NVEs hustrykkeri

Opplag: 200

Forsidefoto: NVE

ISSN 1501-2840

Emneord: Årlig avrenning, hydrologisk modell, vannbalanse

Norges vassdrags- og energidirektorat
Middelthuns gate 29
Postboks 5091 Majorstua
0301 OSLO

Telefon: 22 95 95 95
Telefaks: 22 95 90 00
Internett: www.nve.no

Februar 2002

Innhold

Forord	4
Sammendrag	5
Innledning	7
Definisjoner	10
Regionale mønstre	11
Metode	13
Vannbalansemodell.....	13
Regional kalibrering av vannbalansemodellen	14
Evaluering av vannbalansemodellen.....	17
Korreksjon av vannbalansemodellens beregninger.....	17
Data	19
Terrengbeskrivelse.....	19
Meteorologiske data.....	19
Avrenning	20
Resultat og diskusjon	21
Litteratur	25

Forord

Hydrologisk avdeling, Norges vassdrags- og energidirektorat har beregnet årlige middelerverdier for avrenning for hele Norge for perioden 1961-1990. Arbeidet er utført med en metode som kombinerer observerte klima- og vannføringsdata med beregninger med en hydrologisk modell. Modellen baserer seg på de samme prinsippene for beskrivelse av prosesser i avrenningsområder som benyttes i HBV-modellen, et standardverktøy for hydrologiske analyser i Norden. Avrenningskartet er et viktig redskap for alle som har behov for å beskrive forekomsten av vann i naturmiljøet. Dette er nødvendig i forbindelse med beregning av gjennomsnittlig tilsig til et punkt i et vassdrag for dimensjonering av anlegg for kraftforsyning, vannforsyning, jordbruksvanning, oppdrett av fisk, ved flomsikring og vei- og brobygging. Kartet kan også benyttes ved studier av miljøproblem, konsekvensanalyser i forbindelse med inngrep i vassdrag, vannressursforvaltning, klimaundersøkelser og til undervisningsformål.

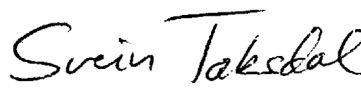
Kartene som er gjengitt i denne rapporten har for grov romlig oppløsning til å egne seg for detaljert planlegging. Resultatene av arbeidet er tilgjengelig som digitale kart eller papirkart og kan kjøpes ved henvendelse til Hydrologisk avdeling. De digitale kartene presenterer avrenningen i enhetene [$mm / \text{år}$] eller [$l / (s \cdot km^2)$]. Papirkartene presenterer avrenningen i enheten [$l / (s \cdot km^2)$].

Hydrologisk avdeling har tidligere utarbeidet kart over årsmiddelerverdier for avrenning for Norge for perioden 1930-1960. Ved sammenlikning mellom disse kartene og de som er beskrevet i denne rapporten må forsiktighet utvises etter som ulike metoder og grunnlagsdata er benyttet i de to arbeidene. Det sikreste resultatet ved sammenlikning av middelerverdier for to perioder oppnås ved å benytte observerte data. Kartene reflekterer tilgjengelig informasjonen om avrenningsforholdene i Norge i 2002. Ny kunnskap om hydrologiske prosesser eller nye hydrologiske data kan føre til at kartene revideres.

Arbeidet har vært ledet av seksjon Data (HD) ved Hydrologisk avdeling, men også seksjonene Hydrometri (HH) og Vannbalanse (HV) ved Hydrologisk avdeling, og seksjon Geoinformasjon (VG) ved Vannressursavdelingen har gitt viktige bidrag.

Oslo, februar 2002


Kjell Repp
avdelingsdirektør


Svein Taksdal
seksjonssjef

Sammendrag

Denne rapporten beskriver arbeidet som er utført ved fremstilling av kart som viser den romlige variasjon i årlige middelveier for avrenning for hele Norge for perioden 1961-1990. Kartet viser hvor stor del av nedbøren som faller i løpet av et år som renner ut i vassdragene. Resten vil fordampe fra landoverflaten. Unntaket er breområdene der snø kan lagres i nedbørrike perioder eller bidra til avrenningen i varme og tørre perioder. Arbeidet er utført med en metode som kombinerer observerte klima- og vannføringsdata med beregninger med en hydrologisk modell for kvadratiske landskapselement med størrelse 1 km². Modellen baserer seg på de samme prinsippene for beskrivelse av prosesser i avrenningsområder som benyttes i HBV-modellen, et standardverktøy for hydrologiske analyser i Norden. Landskapsbeskrivelsen i den hydrologiske modellen benytter data fra Statens kartverk. Vannføringsdata fra alle Hydrologisk avdelings stasjoner som ikke er vesentlig påvirket av reguleringer eller andre inngrep, er benyttet for å kontrollere og korrigere modellens beregninger. Serier med manglende data er komplettert for den aktuelle perioden. Nedbør- og temperaturdata for perioden 1961-1990 fra Det norske meteorologiske institutt er benyttet som inngangsvariable til den hydrologiske modellen. Romlig interpolasjon av nedbør- og temperaturdataene er utført for å beregne verdier som er representative for de enkelte landskapselementene som den hydrologiske modellen beskriver.

Hydrologiske prosesser, f.eks. avrenning fra landoverflaten, lagring av vann som snø, is eller grunnvann, og vekselvirkningen mellom atmosfæren og landoverflaten er en del av det globale klimasystemet og påvirkes derfor av mange faktorer, f.eks. solstråling, jordens rotasjon og dens bane rundt solen, avstand til havet, topografi, landoverflatens karakteristika, atmosfærens sammensetning, det generelle atmosfæriske sirkulasjonsmønster og instabiliteter i atmosfæren. Klimaet har vært gjenstand for mange endringer og det vil fortsette å endre seg i fremtiden. Regelmessige oppdateringer er derfor nødvendig for å beskrive de gjeldende forholdene i klimasystemet, både globalt og lokalt.

Klimatiske forhold beskrives på flere måter. Det er vanlig å bestemme såkalte normaler som beskriver den midlere tilstanden til de forskjellige elementene i klimasystemet. Normalverdiene fremstilles som kart som viser årlige middelveier, mens sesongmessige variasjoner beskrives ved å klassifisere klimasoner og avrenningsregimer.

De viktigste trekkene i metoden som er benyttet ved utarbeidelse av kartet er: korreksjon av målefeil for nedbør, romlig interpolasjon av observert nedbør og temperatur til et ruteneett med størrelse 1 km², beskrivelse av topografi og arealbruk ved hjelp av digitale terrengdata fra Statens kartverk, kalibrering av den hydrologiske modellen ved hjelp av vannføringsobservasjoner, vannbalanseberegninger med den hydrologiske modellen, akkumulering av simulerte verdier over avrenningsområder og korreksjon av modellens beregninger ved hjelp av observerte data. Nedbør-

stasjonene er klassifisert i fem eksponeringsklasser med faste korreksjonsfaktorer for ulike nedbørtyper. For hver rute beregnes arealnedbør ved romlig interpolasjon av data fra de tre nærmeste nedbørstasjonene ved invers avstandsvektning. En eksponentiell høydegradient for nedbør er benyttet for høydekorreksjoner. For temperatur benyttes en tilsvarende metode. Modellen benytter regionale parametersett som er basert på forekomst av isbreer, sjøer og vegetasjonstyper i den enkelte rute.

400 nedbørserier og 93 temperaturserier med data i perioden 1961-1990 er benyttet som inngangsdata til den hydrologiske modellen. Observerte vannføringsdata fra 448 hydrologiske målestasjoner med data i den aktuelle perioden er benyttet for å korrigere og tilpasse modellens beskrivelse av hydrologiske prosesser til virkelige forhold.

Innledning

Studiet av jordens klima kan anta forskjellige former og være rettet mot ulike deler av naturmiljøet. Blant meteorologer har det vært vanlig å betrakte klimaet, og de endringer som det kontinuerlig er gjenstand for, som spesielle aspekter ved været. Oseanografer inkluderer havstrømmer og deres effekter i beskrivelsen av klimaet, mens geologer søker etter forklaringer til historiske klimavariasjoner i endringer i landformer og i kontinentenes drift. I hydrologi beskrives avrenningen og vekselvirkningen mellom landoverflaten og atmosfæren. I dagens klimaforskning betraktes det globale klimasystemet som en logisk enhet bestående av delsystemene atmosfære, hav, landjord, is, snø, elver og levende organismer. Selv om de forskjellige komponentene i klimasystemet har ulike fysiske og kjemiske egenskaper er de koblet sammen ved flukser av masse og energi. Klimaet påvirkes av både eksterne og interne faktorer. De eksterne faktorene er solstråling, jordens sfærisitet, jordens rotasjon og dens bane rundt solen, avstand til havet, topografi og landoverflatens karakteristika. Interne faktorer er atmosfærens sammensetning, det generelle atmosfæriske sirkulasjonsmønster og instabiliteter i atmosfæren. Klimaet har vært gjenstand for mange endringer og det vil fortsette å endre seg i fremtiden. Regelmessige oppdateringer er derfor nødvendig for å beskrive de gjeldende forholdene i klimasystemet, både globalt og lokalt (Peixoto og Oort, 1992).

Siden hydrologiske prosesser er knyttet sammen med de øvrige delene av klimasystemet vil avrenningen variere fra år til år. Det er dessuten en betydelig variabilitet i løpet av året. I Norge er denne delvis knyttet til solstrålingens og nedbørens sesongvariasjon og delvis til oppbyggingen av et snødekke i vinterhalvåret med en mer eller mindre konsentrert avsmelting om våren eller sommeren avhengig av et avrenningsområdes høyde og beliggenhet. Det er vanlig å beskrive klimatiske forhold ved hjelp av såkalte normaler (normalverdier) som er middelveier for en relativt lang periode. Normalene for forskjellige deler av Norge gir en beskrivelse av karakteristiske forhold ved klimaets variasjon i rommet for den aktuelle perioden. Ifølge World Meteorological Organization (WMO) skal klimatologiske standardnormaler beregnes for perioder med lengde 30 år, nærmere bestemt 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, osv. I dette arbeidet benyttes betegnelsene "normal" og "normalverdi" som synonymt med "klimatologisk standardnormal". Det norske meteorologiske institutt (DNMI) utarbeider normaler for ulike klimavariabeler målt ved sine stasjoner. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) utarbeider tilsvarende normaler for avrenning basert på data fra Hydrologisk avdelings stasjonsnett. Normalverdier for vannbalanse-elementene kan fremstilles som kart som viser middelveier for nedbør, fordampning og avrenning for den aktuelle perioden. Det er vanlig å beskrive både årsnormaler og normalverdier for avgrensede sesonger. Kartene bør være konsistente, det innebærer at vannbalansen er oppfylt både i tid og rom. Unntaket er breområdene der snø kan lagres i nedbørrike perioder eller bidra til avrenningen i varme og tørre perioder.

Sammenliknes normalverdiene fra en 30-årsperiode med en annen, finner vi betydelig variabilitet. På Vestlandet er normalperioden 1931-1960 eksempelvis den tørreste 30-

årsperioden i årene fra 1892 til nåtid. Den nye normalperioden 1961-1990 er tilsvarende den våteste i dataseriene. Dette henger sammen med at det i deler av Norge har vært en uvanlig stor avrenning fra siste del av 1980-årene. Ved å sammenlikne avrenningen i ulike normalperioder, finner vi klare forskjeller, både i langtidsmiddel og i sesongfordeling. Dersom de antatte klimaendringene inntreffer som følge av en forsterket drivhuseffekt, vil ikke lenger normalverdier fra tidligere perioder være egnet til bruk for ulike formål. Det er derfor av stor betydning for Hydrologisk avdeling å ha et verktøy som gjør det mulig å produsere avrenningskart for en vilkårlig periode. To forskjellige metoder ble vurdert for produksjon av avrenningskartet for perioden 1961-1990. Metoden som ble valgt er basert på bruk av en hydrologisk modell. Den stiller mindre krav til tilgjengelighet av observerte data enn den andre metoden som er basert på romlig interpolasjon av middelverdier av observert vannføring. Den hydrologiske modellen baserer seg på de samme prinsippene for beskrivelse av prosesser i avrenningsområder som benyttes i HBV-modellen (Bergström, 1995), et standardverktøy for hydrologiske analyser i Norden.

Hydrologisk avdeling utarbeidet et kart over normalavrenningen i Norge for perioden 1.9.1930-31.8.1960 basert på manuelle metoder (NVE, 1987). Normalverdier for vannføring fra 672 avrenningsområder ble beregnet ved hjelp av observasjonsserier som enten hadde data i den aktuelle perioden eller ble justert til denne ved regresjonsteknikker. Avrenningskartet ble deretter tegnet ved subjektiv vurdering av disse normalverdiene, nedbørd data, verdier for aktuell fordampning, fremherskende vindretning og topografi. Kartet er beheftet med de svakheter og unøyaktigheter som manuelt fremstilte kart vil gi. Det inngikk en betydelig grad av skjønn i tegningen av isolinjer for avrenning. En tilsvarende metode ble benyttet ved produksjon av vannbalansekart for Norden for perioden 1931-1960 (Forsman, 1976). Ved Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut (SMHI) ble nedbørkart for perioden 1961-1990 produsert med manuelle metoder basert på punktmålinger, mens HBV-modellen ble benyttet for kvadratiske ruter med størrelse 25 km · 25 km ved konstruksjon av et avrenningskart. Et fordampningskart ble laget ved å subtrahere avrenning fra nedbør (Jutman, 1992; Brandt *et al.*, 1994). Det første avrenningskartet for Sverige ble produsert av Tryselius (1971). Det ble påpekt at dette kun skulle benyttes som et oversiktskart og ikke for detaljerte beregninger. Denne forsiktige holdningen skyldes at det i alminnelighet ikke finnes tilstrekkelig med observasjoner til å verifisere at et avrenningskart med høy romlig oppløsning gir et konsistent bilde av den virkelige variasjonen i avrenning (Gottschalk og Krasovskaia, 1998).

Kart som viser den romlige fordelingen av årlige og månedlige normalverdier for nedbør i Norge for perioden 1961-1990 ble utarbeidet av Førland (1993a, 1993b). Tveito *et al.* (1997) utarbeidet kart over årlig og sesongvis normalnedbør for Norden for perioden 1961-1990. Verdiene på disse kartene er basert på romlig interpolasjon av observert nedbør. De er ikke korrigerert for målefeil pga. vind, fordampning og fukting av målerens vegger. Det er forøvrig vanskelig å bestemme nedbørfordelingen i mange områder i Norge pga. mangel på representative nedbørstasjoner. Dette gjelder særlig i fjellområdene.

Avrenningskart er et viktig redskap for alle som arbeider med kraftforsyning, vannforsyning, jordbruksvanning, oppdrett av fisk, vei- og brobygging, flomsikring, vannressursplanlegging, klimaundersøkelser, undervisningsformål etc. Den hydrologiske modellen som er benyttet ved konstruksjon av kartet har også et betydelig potensial som redskap for tilstandsovervåkning og kan bli et viktig bidrag til en videreutvikling av Hydrologisk avdelings prognosetjeneste. I tillegg har vannbalansekart og andre klassifiseringer av klima fått en ny rolle ved validering ("ground-truth") av beregninger med storskala klima- og hydrologiske modeller (Gottschalk og Krasovskaia, 1998).

Denne rapporten beskriver metodene som er benyttet og resultatene av arbeidet med å beregne den romlige variasjon i gjennomsnittlig årlig avrenning (årsmiddelavrenning) for hele Norge for perioden 1.1.1961-31.12.1990. Avrenningen bestemmes som nedbøroverskudd for kvadratiske ruter med størrelse 1 km^2 ved hjelp av observerte klimadata og en hydrologisk modell. Det innebærer at avrenningen fra hver enkelt rute er differansen mellom nedbør og fordampning. Resultatene presenteres som kart, i form av kvadratiske ruter med homogene verdier eller som isolinjer gjennom punkt med identiske verdier. Avrenningsnormaler basert på observasjoner fra Hydrologisk avdelings observasjoner og meteorologiske data fra stasjonene til DNMI fra hele Norge er benyttet som grunnlag for konstruksjonen av et landsdekkende avrenningskart. Modellens inngangsdata og resultat vil dessuten beskrive den romlige variasjon i nedbør, fordampning og massebalanse for breer. Arbeidet har derfor også resultert i kart over nedbør- og fordampningsnormaler. Det må understrekes at disse kartene ikke er Norges offisielle nedbør- og fordampningskart, men hjelpemidler ved konstruksjon av avrenningskartet. Den vanligste måten å bestemme kart over årlige middelverdier for fordampning er forøvrig som differansen mellom nedbør og avrenning (Brandt *et al.*, 1994).

Avrenningskartet viser årlige middelverdier av vannmengden som er tilgjengelig som avrenning fra kvadratiske ruter med areal 1 km^2 i hele Norge. Verdiene presenteres som spesifikk avrenning, dvs. vannhøyde per tidsenhet, en størrelse som representerer differansen mellom nedbør og fordampning forutsatt at endringer i mengden av vann magasinert i snø, is, sjøer og grunnvann er neglisjerbar. Det er en rimelig antagelse pga. lengden av perioden som betraktes. Unntaket er breområdene hvor massebalansen kan være forskjellig fra null. Kartet beskriver den avrenningen som har funnet sted i løpet av perioden 1961-1990. Hvis en rute inneholder en isbre som har negativ massebalanse i denne perioden er avrenningen større enn om breen ikke hadde eksistert, og vice versa.

Usikkerhet i avrenningskartet varierer fra område til område avhengig av tettheten av stasjonene som måler nedbør og vannføring og usikkerheten i de observerte dataene. Vannbalansmodellens beregninger er korrigert ved hjelp av årlige middelverdier av observerte vannføringsdata for 345 avrenningsområder for perioden 1961-1990. For disse avrenningsområdene reproduserer kartet observert vannføring helt nøyaktig når

hele området betraktes. Kartet er videre sammenliknet med årsmiddelverdier fra ytterligere 103 avrenningsområder for perioden 1930-1960. Etter som endringene mellom de to normalperiodene ikke er kjent i detalj er et avvik inntil 20 % akseptert. Usikkerheten i avrenningskartet antas å variere fra $\pm 5\%$ til $\pm 20\%$. Den vil i alminnelighet øke når størrelsen av området som betraktes avtar.

Resultatene av beregningene er tilgjengelig som digitale kart over normalverdier for nedbør, fordampning og avrenning med enheten [$mm / \text{år}$]. Hver rute på 1 km^2 i et regulært nett som dekker hele Norge er tildelt en verdi for det aktuelle vannbalanse-elementet. I tillegg er det laget en serie papirkart som presenterer avrenningen i enheten [$l / (s \cdot \text{km}^2)$].

Definisjoner

Et **avrenningsområde** (avrenningsfelt, nedbørfelt) kan defineres oppstrøms ethvert punkt i et vassdrag. Avrenningsområdet avgrenses av et vannskille, slik at all nedbør som faller innenfor vannskillet før eller senere kan bidra til vannføringen gjennom dette punktet. Nedbøren som faller utenfor vannskillet bidrar derimot til vannføringen i et annet vassdrag eller lenger nedstrøms. Avrenningsområdet til et punkt langt ned i et vassdrag omfatter alle tenkelige avrenningsområder oppstrøms dette punktet. Det finnes derfor ingen punkt i landskapet som ikke utgjør en del av et avrenningsområde. I områder med mektige avsetninger av løsmasser kan det være nødvendig å skille mellom overflatevannskillet og grunnvannskillet, men i det norske landskapet som er dominert av et tynt lag med bunnmorene er disse som regel sammenfallende (Grip og Rodhe, 1994).

Avrenning er den totale vannmengden som renner ut av et område, enten som overflateavrenning eller som grunnvannsavrenning. Det aktuelle området kan være et naturlig avrenningsområde, en geografisk eller administrativ region, eller ha en bestemt geometrisk form, f.eks. en kvadratisk rute. Avrenning er lik differansen mellom nedbør og fordampning, forutsatt at endringer i magasinert vannvolum er lik null. Det er den komponenten i den hydrologiske syklus som transporterer vann som opprinnelig falt som nedbør tilbake til havet. Avrenning oppgis ofte som spesifikk avrenning, dvs. volum avrent vann per areal og tidsenhet, en størrelse som er tilnærmet kontinuerlig i rommet. Vanlige enheter for denne størrelsen er [$l / (s \cdot \text{km}^2)$] eller [$mm / \text{år}$] (Dingman, 1994).

Vannføringen er det totale vannvolumet som per tidsenhet drenerer til et punkt i et vassdrag fra det oppstrøms beliggende avrenningsområdet. Vannføring uttrykkes som regel i enhetene [m^3 / s] eller [l / s] (Mosley og McKerchar, 1993).

Vannbalansekart inkluderer kart over gjennomsnittlig nedbør, fordampning og avrenning for en spesifisert periode. Kartene bør være konsistente, det innebærer at

vannbalansen (nedbør er lik summen av fordampning og avrenning) er oppfylt både i tid og rom. Unntaket er isbreer der snø kan lagres i nedbørrike perioder eller bidra til avrenningen i varme og tørre perioder. Det er flere presentasjonsformer som kan benyttes for kart over vannbalanseelementene. En mulighet er bruk av isoplether, dvs. linjer trukket gjennom punkt med samme verdi. Andre muligheter er choroplether (homogene enheter) eller bånd med lineære symbol langs vassdragene på et avrenningskart. Kvadratiske ruter i et regulært grid er et eksempel på choroplether. Et isohydatkart presenterer avrenning ved bruk av isoplether. Utvikling av nye teknikker i geovitenskapene, som raster-baserte geografisk informasjonssystem (GIS), matematiske modeller som benytter endelig differanse- eller endelig elementteknikker og automatiske interpolasjonsmetoder samt sammenlikninger med griddete resultat fra atmosfæriske generelle sirkulasjonsmodeller (GCM) gjør det ofte naturlig å presentere vannbalansekart i form av et regulært rutenett (Gottschalk og Krasovskaia, 1998).

Avrenningskartet viser spesifikk avrenning (vannhøyde per enhet tid). For å forenkle sammenlikningen med vannbalanseelementene nedbør og fordampning er enheten [$mm / \text{år}$] benyttet ved utarbeidelse av kartet. Divisjon av spesifikk avrenning i enhet [$mm / \text{år}$] med 31.557 gir verdier i enhet [$l / (s \cdot km^2)$].

En **hydrologisk modell** har som regel form av en algoritme (løsningsprosedyre) basert på matematiske likninger som beskriver hvordan meteorologiske prosesser og landjordas egenskaper påvirker vannets fordeling, transportveier og oppholdstider innenfor naturlige avrenningsområder eller andre enheter, f.eks. kvadratiske ruter. Algoritmen blir vanligvis utført ved hjelp av datamaskinkode, et program. Betegnelsen modell benyttes ofte om dette programmet. Modellen som er benyttet i dette arbeidet beregner vannbalanseelementene nedbør, fordampning, avrenning og lagring av vann i ulike magasin i det hydrologiske kretsløpet. Slike modeller kalles også vannbalansemodeller eller nedbør-avrennings-modeller.

Regionale mønstre

De store nedbørmengdene i Norge og særlig på Vestlandet skyldes de atlantiske lavtrykksområdene som beveger seg fra sørvest mot nordøst langs grensen mellom tempererte og arktiske luftmasser. Når de fuktige luftmassene når kysten, vil de løftes som følge av endret friksjon (konvergens-effekten) og et sterkt stigende terreng (orografisk heving). Dette fører til en sterk nedbørtløsning som gir et nedbørmaksimum 50-100 km fra kysten. I denne maksimumssonen når årlig nedbør typisk opp i rundt 3000 mm på deler av Vestlandet, med lokale maksima på rundt 6000 mm ved Folgefonna og Ålfotbreen. I nord er nedbøren i kystnære områder rundt 1000 mm med enkelte lokale maksima i Nordland på 2000-3000 mm. På lesidene av fjellkjedene kan årlig nedbør være så lav som 300 mm.

Enkelte år vil nedbørområdene ta en sørligere bane innover Sør-Norge. Dette henger sammen med det storstilte atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret og kan føre til forsterket nedbør på Østlandet og typiske leeffekter på deler av Vestlandet, i Trøndelag og i Nord-Norge. Som eksempel på dette kan nevnes årene 2000, 1927, 1860 og 1789, som alle var preget av store skadeflommer på Østlandet og tørt vær i landsdeler der nedbøren og avrenningen normalt er større.

På grunn av relativt lav lufttemperatur er fordampningen moderat hele året og lavest i områdene med størst nedbør. Mer enn halvparten av nedbøren i sørlige strøk på Østlandet fordamper, mens bare en tidel av nedbøren fordamper i høyfjellstrøkene på Vestlandet. Vannbalansen i Norge domineres av nedbør og fordampning, men endringer i størrelsen av grunnvannsmagasin eller isbreer har betydning noen steder. Den relativt lave lufttemperaturen medfører også at de maksimale nedbørintensitetene er moderate sammenliknet med de som observeres i Sentral- og Sør-Europa. Dersom sommertemperaturene skulle gå opp som følge av klimaendringer, er det godt mulig at det kan bli flere høyintensive nedbørtilfeller i Øst-Norge i likhet med de tre som inntraff i Sverige den varme sommeren 1997.

Sesongmessige variasjoner i avrenningen danner grunnlaget for inndeling av landet i hydrologiske typeområder. Kystområdene har lavest vannføring om sommeren og høyest om høsten og vinteren som følge av forsterket vestavindsdrift. Langs Oslofjorden og på Sørlandet er oktober en typisk flomperiode, mens november-desember er den verste flomperioden på Vestlandet. Innlandsområdene i lavlandet har en dominerende snøsmelteflom om våren (april-juni), lav vannføring om vinteren og høy vannføring om høsten (august/september til oktober). Fjellområdene har dominerende vårflo (mai-juni) og lav vannføring om vinteren, mens breområdene har dominerende smelteflom om sommeren (juli-august) og liten avrenning om vinteren (Gottschalk *et al.*, 1979).

Førland *et al.* (2000) har undersøkt lange tidsserier av lufttemperatur, nedbør og avrenning. På Sør-Østlandet har årsavrenningen avtatt fra 1920-årene til ca. 1975 da den igjen begynte å øke. Perioden fra midten av 1960-tallet fram til 1983 er den tørreste perioden i dataserien for totalvannføringen i Glomma helt tilbake til 1847. Økningen som begynte i 1975 har fortsatt frem til i dag. På Sørlandet har det vært en avtagende avrenning i kystnære felt. I Vest-Norge var avrenningen stabil eller svakt avtagende fram til ca. 1965 da de satte inn en betydelig økning. Denne økningen slår også inn samtidig i felt i de vestlige delene av høyfjellet. I Nordland har årsavrenningen vært relativt stabil, med unntak av noen felt der det er en liknende økning som på Vestlandet, og noen få felt der endringer i breenes massebalanse forstyrrer det regionale mønsteret. Avrenningen fra isbreer var meget stort i de varme 1930-årene og avtok betydelig i de påfølgende kjølige årene. Vannføringen i breelvene på Vestlandet har vist en økende tendens siden rundt 1965 som følge av den økende nedbøren, til tross for at betydelig vannmengde har vært holdt tilbake som snø og is. I Troms og Finnmark var det en økning fra 1920-årene til rundt 1970, siden har avrenningen vært relativt stabil. Årstidsfordelingen viser at det har vært en økende avrenning om våren (mars-mai) i alle regioner. Sommeravrenningen (juni-august) har avtatt på Østlandet og i indre strøk i Trøndelag og er ellers stabil eller svakt redusert. Høstavrenningen (september-november) har økt betydelig på Vestlandet og moderat

til og med Nordland og i høyfjellet. På Østlandet har det vært en mindre reduksjon i avrenningen. Vinteravrenningen er stabil eller svakt avtagende i de fleste regionene.

Årsnedbøren har økt i alle regioner unntatt Sørlandet siden 1896. Trenden er sterkest i Nordland, Troms og deler av Trøndelag og Finnmark. For Vestlandet følger trenden i årsnedbøren trenden i årsavrenningen meget bra. Det er også påvist at årsnedbøren de siste 20 årene (1970-99) har overskredet de nyeste normalene (for 1961-90 som vannbalansekartet referer til) for hele Vest- og Nord-Norge; i Vest-Norge med så mye som 5-7 %, og om vinteren med mer enn 25 %. På Sørlandet har nedbøren avtatt om vinteren, våren og sommeren.

Lufttemperaturen har økt i alle regioner i Norge siden 1876, i de fleste regioner med 0.04-0.08 °C per 10 år. Våren er blitt markert varmere, mens somrene er blitt varmere i Nord-Norge. Høstemperaturen har gått opp på Øst-, Sør- og Vestlandet. Vintertemperaturen viser en betydelig økning på Østlandet og de indre strøk av Troms og Finnmark, områder som normalt er kjøligst om vinteren.

Samvariasjonen mellom avrenning og nedbør er best i de nedbørrike områdene på Vestlandet og i fjellet. Noe av de systematiske endringene i sesongfordelingen kan skyldes bruk av faste datoer som skille mellom de ulike sesongene. Generelt ser snøsmeltingen ut til å inntreffe noe tidligere og en større del av denne faller i vårsesongen enn før. Dette forklarer delvis at våravrenningen har økt og sommeravrenningen har avtatt. Dessuten vil øket vinter nedbør antagelig ha ført til mer akkumulasjon av snø i fjellet, som vil bidra til en økt avrenning om våren. Siden 1920 har trevolumet blitt nær fordoblet i Norge (Eikenæs *et al.*, 2000). Dette vil medføre økt evapotranspirasjon og er også en medvirkende årsak til den avtagende avrenningen i sommersesongen.

Metode

Vannbalansemodell

I 1993 startet Hydrologisk avdeling arbeidet med å bestemme metoder for konstruksjon av avrenningskart i samarbeid med DNMI og Institutt for geofysikk ved Universitetet i Oslo. I første fase som ble utført ved Institutt for geofysikk, ble det utviklet metoder for å bestemme avrenningen i et vilkårlig punkt i elvenettet, basert på bruk av digitale terrengdata og statistisk interpolasjon av normalverdier for avrenning (Gottschalk, 1993; Gottschalk og Krasovskaia, 1994; Tveito og Gottschalk, 1994; Gottschalk og Tveito, 1997). Denne metoden har gitt gode resultat i Glommas avrenningsområde, men i store deler av Norge er tilgjengeligheten av uregulerte vannføringsserier med tilstrekkelig lengde og kvalitet for dårlig til å produsere et kart med den ønskede romlige detaljeringsgrad. Det ble derfor besluttet å basere avrenningskartet på vannbalanberegninger med en romlig distribuert versjon av HBV-modellen for kvadratiske landskapselement med areal 1 km². En modell som

kunne benyttes til dette formålet, Gridded Water Balance Model (GWB) ble utviklet av Sælthun *et al.* (1996b). GWB-modellen bestemmer døgnverdier for vannbalanse-elementene nedbør, fordampning, avrenning og massebalanseendringer for breer. Disse resultatene aggregeres til slutt til årnormaler for hver rute på 1 km².

GWB-modellen er basert på en versjon av HBV-modellen som ble laget for å vurdere effekten av klimaendringer på vannressursene i Norden i prosjektet "Climate Change and Energy Production" (Sælthun *et al.*, 1996a), støttet av Nordisk Ministerråd. Den beskriver de viktigste hydrologiske prosessene i nordisk terreng. Inngangsdata er døgnmiddelverdier for nedbør og temperatur. Modellen beregner akkumulasjon, refordeling og smelting av snø, fordampning, vanninnhold i markvanns- og grunnvannsmagasiner og deres betydning for avrenningsdynamikken. Fordampning inkluderer alle former for tap av vann til atmosfæren; transpirasjon fra vegetasjon, intersepsjonstap, fordampning fra sjøer, elver, myr, snømagasin og jordsmonn. GWB-modellen simulerer også massebalansen i områder med isbreer. Beregningene utføres for kvadratiske ruter med tidsoppløsning lik ett døgn. Hver rute betraktes som et landskapselement som kan inneholde to vegetasjonsklasser, innsjø og isbre avhengig av sin plassering. Hver vegetasjonsklasse har egne parametere som bestemmer akkumulasjon, refordeling og smelting av snø, intersepsjonskapasitet, maksimalt vanninnhold i umettet sone og fordampning fra jordsmonnet. De øvrige parametrene er identiske for de ulike vegetasjonsklassene. Algoritmene i den versjonen av HBV-modellen som ligger til grunn for GWB-modellen er beskrevet av Sælthun (1996).

GWB-modellen benytter et preprosseseringsprogram der utvalget av meteorologiske tidsserier defineres. Basert på en digital terrengmodell og arealbruksdata bestemmes vegetasjonsklasser og deres andel av arealet, andel sjø og bre, vekt for å interpolere nedbør- og temperaturdata og nedbørens høydegradient for hvert landskapselement. Daglige temperatur- og nedbørdata tildeles så hver rute basert på disse vektene og data fra DNMI. Vektene for beregning av nedbør og temperatur er basert på invers avstandsvektning mot de tre nærmeste nedbørstasjonene og de to nærmeste temperaturstasjonene. En eksponentiell høydegradient for nedbør er benyttet for høydekorreksjoner. Nedbørens høydegradient i den enkelte rute bestemmes ved interpolasjon med invers avstandsvektning mot høydegradienter som er spesifisert i bestemte punkt.

Regional kalibrering av vannbalansemodellen

En distribuert beskrivelse av lagring og transport av vann i landskapet og elvenettet er grunnlaget for enhver analyse i fysisk hydrologi. I Norge er nedbør-avrenningsmodeller som beregner vannføringen fra utløpet av avrenningsområder i hyppig bruk, mens fordelingen av vann innenfor avrenningsområdene som regel ikke betraktes i slike modeller. Bruk av vannbalansemodeller ved produksjon av kart som viser den romlige fordelingen av avrenning krever imidlertid at man kan foreta kvantitative beregninger av hydrologiske prosessers variasjon i terrenget. Dette forutsetter at man beskriver vekselvirkningen mellom atmosfæren og landoverflaten, hvilket i sin tur

betingelser at den romlige fordelingen av fuktighetsforhold og landskapets fysiske karakteristika representeres i de hydrologiske modellene (Gottschalk *et al.*, 1998). GWB-modeller er identisk med HBV-modellen i sin struktur for beskrivelse av hydrologiske prosesser i de enkelte delene av landskapet, det er derfor mulig å beregne vannbalanseelement for hver enhet i modellen. Før en hydrologisk modell kan benyttes ved vannbalanseberegninger må den kalibreres. Det betyr at dens parametere tildeles verdier slik at modellen gir en god beskrivelse av det virkelige hydrologiske systemet. Først velges en eller flere prosesser som karakteriserer det virkelige systemet, i dette arbeidet benyttes avrenning. Modellens parametere justeres deretter i den hensikt å få modellen til å simulere hydrogrammene for en periode med observerte data. Ved automatisk kalibrering benyttes et objektive kriterium, dvs. et numerisk mål, for avviket mellom modellens simuleringer og observerte data. En datamaskin utfører deretter en prosedyre som bestemmer de verdiene for modellens parametere som optimaliserer det valgte kriteriet (Sorooshian og Gupta, 1995).

Metoder for regional kalibrering er nødvendig når en hydrologisk modell skal benyttes i avrenningsområder hvor det ikke finnes observasjoner av hydrologiske prosesser. Dette innebærer at modellen kalibreres mot de tilgjengelige hydrologiske dataene innenfor en region, og modellparameterne overføres deretter til andre deler av regionen basert på informasjon om landskapets egenskaper. Formålet er å bestemme et parametersett som kan relateres til en klassifisering av terrenget basert på relevante karakteristika, f.eks. geologi, topografi, jordsmonn, vegetasjon og forekomst av myrer, innsjøer og isbreer. Hvis den hydrologiske modellen gir en realistisk representasjon av fordelingen av landskapskarakteristika og hydrologiske prosesser kan regionale parametersett gi gode resultat ved bruk i distribuerte hydrologiske modeller (Motovilov *et al.*, 1999). Dette vil ikke kunne oppnås med tradisjonelle begrepsmessige modeller, etter som den klumpmessige beskrivelsen som benyttes kan resultere i parametersett som ikke kan kobles direkte til den faktiske fordeling av landskapselement. Modellparameterne vil dermed ikke være overførbare til andre avrenningsområder, med mindre man kan bestemme en relasjon mellom parametere og karakteristika ved avrenningsområder ved multipl regressjon. I praksis har denne fremgangsmåten ofte vist seg å være vanskelig å benytte (f.eks. Seibert, 1999).

Regional kalibrering av distribuerte hydrologiske modeller forutsetter at de samme verdiene for modellens parametere skal benyttes i hver modellenhet hvor landskapets karakteristika kan klassifiseres i samme kategori. I alminnelighet er det ikke mulig å finne unike verdier for hver parameter, etter som effektene av endringer i forskjellige parametere kan motvirke hverandre. Dette problemet, som kalles "equifinality", er størst når bare observasjoner av vannføring ved utløpet av store avrenningsområder er tilgjengelig ved kalibreringen. Beldring *et al.* (2000), Beldring (2002) og Motovilov *et al.* (1999) har vist at det er mulig å redusere usikkerheten i parameterverdiene ved å benytte andre data ved kalibrering, f.eks. markvanns- eller grunnvannsobservasjoner. Dette forutsetter imidlertid at modellens struktur er egnet til å gi en realistisk representasjon av interne tilstander i tillegg til flukser i form av avrenning og fordampning. Det er vanskelig å bruke GWB-modellens beskrivelse av interne

tilstander ved sammenlikning med observerte data. Det er imidlertid mulig å benytte vannføringsdata fra flere avrenningsområder innenfor en region for å redusere usikkerheten i verdiene av parameterne for en distribuert hydrologisk modell (Motovilov *et al.*, 1999).

Det finnes flere teknikker som kan benyttes ved automatisk bestemmelse av parametere for hydrologiske modeller, blant annet den multi-objektive metoden MOCOM-UA (Gupta *et al.*, 1998), den bayesianske metoden GLUE (Beven and Binley, 1992), og den inverse identifikasjonsmetoden PEST (Doherty *et al.*, 1994). Uansett hvilken metode som velges vil usikkerheten i parameterestimatene påvirkes av hvor mye informasjon om den romlige fordelingen av hydrologiske prosesser som er tilgjengelig. PEST er benyttet ved regional kalibrering av GWB-modellen.

Selv om modellen regner med tidsskritt ett døgn er det ikke viktig at avrenningsdynamikken er korrekt med så fin tidsoppløsning. Med unntak av massebalanse for breer er det heller ikke nødvendig å ta hensyn til endringer i magasinert vannvolum over en periode på 30 år. Det er av denne grunn ikke lagt vekt på å skille mellom jordarter som har ulik hydraulisk ledningsevne eller magasineringsevne under kalibreringen. Det er først og fremst fordelingen av nedbør som hhv. fordampning og avrenning som har betydning ved utarbeidelse av vannbalansekartene. Derfor er kalibreringen basert på informasjon om følgende landskapstyper: isbre, sjø, bart fjell, områder over tregrensen med lav vegetasjon, fjellskog, skog i lavlandet og åpent terreng under tregrensen. Hver landskapstype har sine karakteristiske parametere som bestemmer akkumulasjon, refordeling og smelting av snø, fordampning, lagring og avrenning av vann. De øvrige parameterne er identiske for alle landskapstypene. Klassifiseringen av landskapet er basert på informasjon om vassdragstruktur, sjøer, arealbruk og topografi fra Statens kartverk og informasjon om den potensielle tregrensen fra Strand (1998). Den potensielle tregrensen er en kontinuerlig flate som kan observeres som den øvre grensen for skog der terrenget er høyt nok.

Siden GWB-modellen ikke tar hensyn til magasinering av vann i sjøer eller transporttiden for vann i vassdragene, er kalibreringen utført ved å sammenlikne observerte og beregnede månedsummer for avrenning ved Hydrologisk avdelings målestasjoner. I begge tilfeller er månedsverdiene beregnet ved aggregering av daglige data. Denne perioden er lang nok til at effektene av forsinkelsene i vassdragene kan neglisjeres. GWB-modellen beregner daglige verdier for avrenning fra hvert landskapselement. Denne avrenningen akkumuleres fra de ovenforliggende rutene til hvert punkt i vassdragene hvor observasjoner er utført. Etter som transporttiden i vassdraget ikke betraktes, er det tilstrekkelig å vite hvilken vei vannet drenerer. Digitaliserte grenser for avrenningsområder er benyttet til dette arbeidet. De simulerte vannføringene basert på denne akkumulasjonen er sammenliknet med målt vannføring i faste kontrollpunkt, dvs. Hydrologisk avdeling stasjoner.

GWB-modellens parametere ble fastsatt ved hjelp av tidligere erfaringer fra bruk av HBV-modellen i Sverige (Bergström, 1990) og Norge (Sæltun, 1996). Det gjelder

også minimum- og maksimumverdiene for 51 parametere som ble bestemt ved å benytte den inverse identifikasjonsmetoden PEST. Disse 51 parameterne kontrollerer modellens beregninger av snømagasin, lagring av vann i umettet sone, fordampning og temperaturens og nedbørens variasjon med høyden (høydegradienter).

Det er betydelig usikkerhet knyttet til høydegradientene for nedbør og temperatur. Derfor er det vanlig å betrakte disse størrelsene som modellparametere som bestemmes ved kalibrering (Bergström, 1995). Det er også gjort i dette arbeidet. Høydegradientene for temperatur for hhv. dager med nedbør og dager uten nedbør er gitt som en fast reduksjon for hver 100 m økning av høyden. Verdiene er de samme i hele Norge. Eksponentielle høydegradienter for nedbør med verdier mellom 8 % og 12 % økning for hver 100 m økning av høyden benyttes. Disse høydegradientene har bestemte verdier for hver rute på 1 km². Over 1200 m o.h. halveres verdiene. Under kalibreringen bestemmes nedbørens høydegradient i 29 punkt fordelt over Norge. Deretter beregnes høydegradienten for hver enkelt rute ved interpolasjon med invers avstandsvektning mot de tre nærmeste av disse 29 punktene. Figur 1 viser punktene hvor nedbørens høydegradient er bestemt under kalibreringen.

Evaluering av vannbalansemodellen

Gitt at en hydrologisk modell er i stand til å simulere de observerte dataene som ble benyttet ved kalibrering, er det av interesse å foreta en evaluering av modellen ved å undersøke dens evne til å simulere andre data. Klemeš (1986) foreslo et hierarki av metoder for evaluering av en modell, hvor fire kategorier av tester benyttes. Testene skiller mellom simuleringer utført for det samme avrenningsområdet som ble benyttet ved kalibrering og for et annet avrenningsområde, og mellom stasjonære og ikke-stasjonære betingelser. Med ikke-stasjonaritet forstås at ingen signifikante endringer i klima, arealbruk eller andre karakteristika ved avrenningsområdene finner sted mellom kalibreringen og evalueringen. Evaluering av GWB-modellen er utført ved å benytte parametersettene som ble bestemt ved kalibrering ved simuleringer i uavhengige avrenningsområder. Dette er en mye sterkere test enn å benytte de samme avrenningsområdene som under kalibrering siden både klimatiske forhold og arealbruk vil være forskjellig.

Korreksjon av vannbalansemodellens beregninger

GWB-modellens normalverdier for nedbør, fordampning og avrenning er korrigert ved bruk av observerte vannføringsdata. Dette gjøres ved å aggregere GWB-modellens normalverdier for rutene på 1 km² til avrenningsområdene hvor det finnes observasjoner. Innenfor hvert slikt avrenningsområde blir vannbalanseverdiene for hver rute multiplisert med en korreksjonsfaktor lik forholdstallet mellom normalavrenningen for perioden 1961-1990 basert på observasjoner og normalavrenningen basert på GWB-modellen.

Observerte vannføringsdata representerer områder med ulik størrelse. Små avrenningsområder som ligger langt opp i vassdragene vil som regel motta større nedbørmengder og ha større spesifikk avrenning enn store områder lenger ned (Gottschalk og Krasovskaia, 1998). For å motvirke dette problemet er normalavrenning fra delområdene mellom vannføringsstasjonene benyttet i analysene. Normalverdiene er altså korrigert slik at de gjelder for arealet mellom en målestasjon og de nærmeste oppstrøms stasjonene i elvenettet. Hensikten med denne fremgangsmåten er å redusere størrelsen på områdene som benyttes når sammenlikningen mellom observerte data og normalverdier beregnet med GWB-modellen utføres. Normalverdier for avrenning for delområder er bestemt med utgangspunkt i observerte tidsserier fra Hydrologisk avdelings stasjonsnett. For områder hvor normalverdier basert på observasjoner ikke finnes, bestemmes korreksjonsfaktorene ved interpolasjon med invers avstandsvektning basert på korreksjonsfaktorene for avrenningsområdene med observasjoner. En tilsvarende fremgangsmåte ble benyttet av Fekete *et al.* (1999) ved beregning av månedlig middelavrenning for hele den globale landmassen i et rutenett med romlig oppløsning 30 minutter.

Den inverse avstandsvektningen benytter tredje potens av avstanden mellom ruten hvor korreksjonsfaktoren skal bestemmes og hver rute som har en verdi for dette forholdstallet innenfor søkeområdet. Søkeområdet inkluderer alle avrenningsområder med beregnede korreksjonsfaktorer i Norge, unntatt i området vest for en linje fra Gurskøy i nord til Åna-Sira i sør. Her benyttes et ellipseformet søkeområde med lengste akse i retning nord-sør lik 120 km og korteste akse i retning øst-vest lik 40 km. Hensikten er å ivareta et mønster i nedbør og avrenning som har en struktur som går parallelt med kysten. Utvalget av avrenningsområder som kan benyttes for korreksjon er for lite i dette området i forhold til lenger øst. For å unngå for sterk innflytelse av avrenningsområdene som ligger lenger øst må interpolasjonsrutinen benytte flere punkt i retning nord-sør enn i retning øst-vest.

Beregningene er utført ved hjelp av det geografiske informasjonssystemet Arc/Info. Digitaliserte grenser for avrenningsområdene er benyttet ved bestemmelse av normalverdier og areal for delområdene mellom Hydrologisk avdelings stasjoner.

Denne fremgangsmåten fører til at normalverdier basert på observerte data fra avrenningsområdene som er benyttet ved korreksjon reproduseres nøyaktig av avrenningskartet. Korreksjonen kan imidlertid føre til at de romlige feltene av vannbalanseelementene blir diskontinuerlige i overgangene mellom tilgrensende avrenningsområder. For isohydatkartet er det foretatt en utglating av verdiene for å forhindre dette problemet. Dette er gjort i noen få områder og påvirker bare normalverdiene for avrenning innenfor størrelsen av kartets feil.

Data

Terrengbeskrivelse

Digitale terrengdata er nødvendig for å bestemme egenskapene for hvert landskaps-element i GWB-modellen. Fem ekvidistante grid med følgende informasjon er benyttet: middelhøyde i hver rute, skogandel i hver rute, skoggrensens høyde i hver rute, sjøandel i hver rute og breandel i hver rute. Skoggrensens høyde er utarbeidet av Strand (1998) basert på data fra Statens kartverk. Middelhøyden er resamplet til 1 km² ruter fra Statens kartverks terrengmodell med oppløsning 100 m · 100 m. Arealandelene er beregnet fra Statens kartverks database i målestokk 1:50000 for sjø og bre, og målestokk 1:250000 for skog og myr. Arealandelene innenfor hver rute på 1 km² er beregnet ved først å konvertere vektordata til et 100 m · 100 m grid. Deretter bestemmes antall celler med de forskjellige arealbrukstypene. Beregningene er utført i Arc/Info og eksportert til et filformat som leses av GWB-modellen.

Meteorologiske data

Vannbalanseberegningene krever døgnverdier av temperatur og nedbør for flest mulig av DNMI's stasjoner med data i perioden 1.1.1961-31.12.1990. I tillegg er det nødvendig å utføre beregninger med GWB-modellen for høsten 1960 for at modellens tilstandsvariable for snø-, markvanns- og grunnvannsmagasin skal tilpasse seg virkelige forhold før akkumulasjon av vannbalanseelementene starter. Det er derfor også benyttet data fra DNMI for perioden 2.9.1960-31.12.1960. Det er imidlertid ikke alle DNMI's stasjoner som har full datadekning i den aktuelle perioden. Brudd i seriene oppstår av forskjellige årsaker, noen stasjoner legges ned eller flyttes og nye stasjoner opprettes. Det er derfor benyttet data for temperatur- og nedbørserier som har minimum 24 år med data innenfor den aktuelle perioden. Dette representerer ikke noe problem for GWB-modellens beregninger, etter som modellen korrigerer vekt-faktorene ved romlig interpolasjon av meteorologiske data etter som antall tilgjengelige serier fra DNMI varierer. Det er imidlertid viktig for resultatene av dette arbeidet at utvalget av serier fra DNMI oppfyller krav til kvalitet, romlig dekningsgrad og lengde av seriene.

Data for middeltemperatur og nedbørsum for nedbørdøgn (0700-0700) for 400 nedbørserier og 93 temperaturserier med minimum 24 år med data innenfor perioden 1961-1990 er benyttet. 313 nedbørserier og 67 temperaturserier har data i hele perioden. I noen tilfeller er DNMI's nedbørstasjoner flyttet. Det er da foretatt en skjøting av tidsseriene fra den gamle og den nye nedbørstasjonen etter at homogenitetstester er benyttet for å vurdere om den sammensatte serien har tilfredsstillende kvalitet. I tillegg er 12 fiktive nedbørserier opprettet ved å kopiere eksisterende DNMI-stasjoner til områder hvor meteorologiske observasjoner ikke var tilgjengelig.

Grunnlaget for å fordele nedbør til de enkelte rutene i GWB-modellen er observert nedbør ved DNMI's stasjoner. Som alle fysiske målinger er disse beheftet med måleusikkerhet, av størst betydning er antagelig oppfangningssvikten, som er betydelig større for snø enn for regn. Denne må antas å være størst i sterk vind. Arealnedbøren for de enkelte rutene underestimeres hvis målt nedbør ved DNMI's stasjoner benyttes uten korreksjon for målefeil. Den viktigste feilkilden er som nevnt vind som påvirker luftstrømmen rundt nedbørmåleren, men også fordampning, drift av snø, vannsprut inn i eller ut av måleren og fukting av målerens vegger kan gi signifikante feil. Den målte vinternedbøren kan være mindre enn 50 % av den sanne verdien. Også sommernedbøren som observeres kan være mye mindre enn den virkelige verdien (Førland *et al.*, 1996). GWB-modellen korrigerer observert nedbør ved hjelp av fem eksponeringsklasser for nedbørstasjoner avhengig av deres beliggenhet. Det benyttes faste korreksjoner for ulike nedbørtyper og eksponeringsklasser. Korreksjonene varierer fra 2 % økning for nedbør som regn ved stasjoner som ikke er utsatt for vind, til 80 % økning for nedbør som snø for stasjoner på utsatte steder ved kysten eller i fjellet.

Nedbør vil utfelles når luft løftes opp langs en fjellvegg, mens den vil tørke opp når luften synker ned bak fjellveggen. Vindretningen er derfor avgjørende for hvordan nedbøren fordeler seg i terrenget. Dels vil det være lavtliggende skyer (fracto-nimbus) på lo-siden av fjellet. Når nedbøren fra høyere skyer faller gjennom disse skyene, kan dette føre til forsterket nedbør som gir et maksimum et stykke oppe i fjellsiden (seeder-feeder effekten). Det vil tidvis også være noe nedbør på lesiden av fjellryggen (spill-over effekten). Det har i praksis vært umulig å ta hensyn til alle disse effektene. I arbeidet med å fordele nedbør i de ulike rutene, er det antatt at nedbøren endrer seg systematisk med høyden og det er benyttet høydegradienter som antas å representere en gjennomsnittlig gradient for det aktuelle området.

Avrenning

Observert vannføring fra Hydrologisk avdelings stasjoner er benyttet ved kalibrering og evaluering av GWB-modellen. 141 serier med daglige vannføringsdata i perioden 1.10.1967-31.12.1984 er benyttet i den regionale kalibreringen. Ved evaluering av modellen er 43 uavhengige serier med observerte vannføringsdata i samme periode benyttet. Dataene beskriver avrenningen fra områder med ulike karakteristika og forskjellig areal i hele Norge. Tabell 1 og tabell 2 viser hvilke stasjoner disse seriene er hentet fra. I et tilfelle er en tilsigsserie, dvs. en vannføringsserie som er beregnet på grunnlag av observerte data ved andre målestasjoner benyttet. Kvaliteten av seriene er vurdert av Astrup (2000).

Ved korreksjon av vannbalanseelementene som er beregnet med GWB-modellen er normalverdier for avrenning for perioden 1.1.1961-31.12.1990 for 345 serier fra Hydrologisk avdelings stasjonsnett benyttet. Kvaliteten av seriene er vurdert av Astrup (2000), mens beregning av normalverdier er utført av Astrup (2001). Seriene som er benyttet ved bestemmelse av normalverdier er klassifisert i fem kategorier:

- 1) Komplette serier som ikke er påvirket av inngrep i vassdragene. Normalverdier kan beregnes på grunnlag av døgnverdier. Serier med korte brudd som kan fylles med interpolasjon hører hjemme i denne kategorien.
- 2) Serier med minst 15 år med data i den aktuelle perioden som ikke er påvirket av inngrep i vassdraget. Normalverdier kan beregnes etter at komplettering er utført på årsverdier ved hjelp av sammenlikningsserier.
- 3) Serier tilhørende stasjoner hvor det er mulig å utføre tilsigsberegninger for den aktuelle perioden. Normalverdier beregnes på grunnlag av tilsigsdata med tidsoppløsning døgn.
- 4) Serier som er påvirket av reguleringer som omfordeler avrenningen innenfor de enkelte år, men ikke over flere år og som ikke er påvirket av overføringer til eller fra andre avrenningsområder. Normalverdier kan beregnes etter at komplettering er utført på årsverdier.
- 5) Serier som ikke kan benyttes ved beregning av normalverdier pga. overføringer mellom avrenningsområder eller reguleringer som omfordeler avrenningen over flere år.

En kontroll av GWB-modellens beregninger er også utført ved hjelp av normalverdier for 103 serier med observerte vannføringsdata for perioden 1.9.1930-31.8.1960. Dette er bare utført for avrenningsområder hvor det ikke er mulig å bestemme en normalverdi for observerte data for perioden 1961-1990. Det er stillet samme krav ved beregning av disse normalverdiene som for perioden 1961-1990. I tillegg er mindre enn 5 % av avrenningsområdene dekket av isbreer.

Det totale arealet av avrenningsområdene som er benyttet ved beregning av normalverdier for perioden 1961-1990 er 185333 km², mens arealet av avrenningsområdene som er benyttet ved beregning av normalverdier for perioden 1930-1960 er 166444 km². Disse verdiene er beregnet som summen av delområdene mellom vannføringsstasjonene.

Tabell 3 og tabell 4 viser hvilke stasjoner avrenningsseriene som er benyttet ved beregning av normalverdier er hentet fra.

Resultat og diskusjon

En modells evne til å simulere en prosess kan måles med flere ulike kriterier som måler graden av avvik mellom simulerte og observerte verdier. Det er nyttig å betrakte to eller flere slike kriterier som måler forskjellige karakteristika ved avviket mellom en modells beregninger og størrelsen som simuleres. To slike er Nash-Sutcliffe-kriteriet (Nash og Sutcliffe, 1970) og Bias-kriteriet (Yapo *et al.*, 1996). Nash-Sutcliffe-kriteriet måler fraksjonen av variansen i de observerte dataene som forklares av modellen. Det varierer fra minus uendelig til 1.0, hvor høye verdier betyr

best tilpasning. Bias-kriteriet er identisk med relativ volumfeil og måler modellens tendens til å bestemme verdier som er større eller mindre enn de observerte.

Figur 2 viser resultat av simuleringer med GWB-modellen for vannføringsserier benyttet ved kalibrering og figur 3 viser resultat av simuleringer for uavhengige serier ved evaluering av modellen. Disse resultatene viser at modellen er i stand til å simulere den årlige variasjonen i avrenning for områder med ulike klimatiske forhold og landskapskarakteristika. Figur 4 viser kumulative fordelingsfunksjoner for verdiene av Nash-Sutcliffe-kriteriet og Bias-kriteriet for de 141 seriene benyttet ved kalibrering og de 43 seriene benyttet ved evaluering av modellen. Omkring 75 % av seriene er simulert med Nash-Sutcliffe-kriteriet bedre enn 0.5 hvilket er et godt resultat. Tilsvarende er absoluttverdien av Bias-kriteriet mindre enn 0.3 for 70 % av seriene. Disse resultatene oppnås både under kalibrering og ved evaluering med uavhengige serier og er en bekreftelse av at GWB-modellen og den regionale kalibreringsteknikken gjør det mulig å simulere avrenning i områder uten observasjoner.

GWB-modellens resultat er likevel usikre i mange områder og må korrigeres. Usikkerheten skyldes først og fremst at romlig interpolasjon av nedbør med invers avstandsvektning og korreksjon for høydegradienter ikke kan forventes å gi korrekte verdier. Nedbørens avhengighet av vindretning, lo- og leeffekter, sesongavhengighet og andre faktorer er ikke fanget opp i den forenklete beskrivelsen som er benyttet for den romlige variasjonen. Dessuten er det et problem med manglende representativitet for DNMI's stasjoner. De fleste nedbørstasjonene befinner seg i lavlandet og er ikke representative for forholdene i høyereliggende områder. Etter som nedbørens høydegradient er vanskelig å bestemme, er det derfor stor usikkerhet knyttet til estimat for nedbør i fjellområdene.

Det er tre hensyn som må ivaretas av en metode som benyttes ved korreksjon av GWB-modellens resultat; (i) romlige mønstre i vannbalanseelement innenfor hvert avrenningsområde skal være fornuftige; (ii) nabovassdrag skal ha tilnærmet like verdier av vannbalanseelementene langs grensen; og (iii) avrenning skal akkumuleres til korrekt verdi ved alle stasjoner. I tillegg er det mulig å kontrollere akkumulert nedbør mot massebalansedata fra isbreer og informasjon om snøens vannekvivalent ved snøstrekk eller snøputer. Innenfor et begrenset område vil det være mulig å ta hensyn til disse forholdene ved manuelle korreksjoner av modellens parametere og interpolasjonsrutinene for nedbør og temperatur, men når hele Norge betraktes blir oppgaven svært omfattende. Det har derfor vært nødvendig å korrigere de beregnede vannbalanseelementene ved hjelp av forholdstallene mellom normalverdiene for avrenning for perioden 1961-1990 basert på observerte data og normalverdiene basert på GWB-modellens avrenning fra de enkelte rutene. I motsetning til nedbørmålingene gir vannføringsmålingene en arealverdi for avrenningsområdet, selv om de ikke gir informasjon om fordelingen innenfor området. Dette er en stor fordel ved fremgangsmåten som benyttes. Korreksjonen kan imidlertid føre til at de romlige feltene av vannbalanseelementene blir diskontinuerlige i overgangene mellom

tilgrensende avrenningsområder. Figur 5 viser avrenningsområdene og de hydrologiske målestasjonene som er benyttet ved beregning av normalverdier for perioden 1961-1990.

Kontroll av GWB-modellens beregninger ble også utført ved sammenlikning med normalverdier for observerte vannføringsdata for perioden 1930-1960. Etter som endringene mellom de to normalperiodene ikke er kjent i detalj er et avvik inntil 20 % akseptert. For fem avrenningsområder var avviket større enn 20 % og vannbalanseverdiene ble korrigert ved forholdstallet mellom normalverdiene for observasjoner og normalverdiene bestemt ved hjelp av GWB-modellen. Forholdstallene for disse fem avrenningsområdene ble også benyttet ved den romlig interpolasjonen av korreksjonsfaktorer til områder uten observasjoner i resten av landet.

Et viktig element i dette arbeidet har vært å redusere usikkerheten i estimatene for vannbalanseelementene. Dette er forsøkt oppnådd på fire måter:

1. Ved å benytte en modellstruktur som gir en realistisk representasjon av de hydrologiske prosessene.
2. Ved å benytte en størrelse på de fundamentale beregningsenhetene i modellen som representerer den naturlige variabiliteten i landskapskarakteristika og hydrologiske prosesser.
3. Ved å benytte en tidsoppløsning i modellen som representerer den vesentlige variabiliteten i hydrologiske prosesser.
4. Ved å benytte observasjoner av vannføring i avrenningsområder med ulike karakteristika ved kalibrering. Modellen tvinges dermed til å etterlikne virkelige forhold.

Punkt nr. 1 er ivare tatt ved at GWB-modellen (og HBV-modellen) er basert på en forenklet fysisk beskrivelse av de viktigste hydrologiske prosessene i landskapstypene som dominerer i Norge (boreal skog og høyfjell, innsjøer, myrer og isbreer). Forutsatt at modellens beregningsenheter ikke er for store vil modellen simulere fordampning og avrenning med godt resultat. Modellen gir også en realistisk representasjon av hydrologiske prosesser i andre landskapstyper, f.eks. jordbruksområder.

Punkt nr. 2. gjør det nødvendig å kjenne forholdene i terrenget med så høy detaljeringsgrad at man er i stand til å skille enheter med ulik hydrologisk respons på meteorologisk påvirkning. Med hydrologisk respons forstås endring i lagret vannvolum og transport av vann som fordampning eller avrenning. En distribuert beskrivelse av landskapet er nødvendig for å ha tillit til at modellens parametere gjenspeiler de faktiske forhold. Beldring *et al.* (1999, 2000), Motovilov *et al.* (1999) og Sivori (2000) har vist at ved å benytte beregningselement med størrelse 1-5 km² kan en hydrologisk modell representere den vesentlige variabiliteten i hydrologiske prosesser i et typisk Nordisk landskap som består av en mosaikk av ulike terrengkarakteristika. Størrelsen på beregningsenhetene som er benyttet i dette prosjektet er basert på disse resultatene og valgt lik 1 km².

Tidsskrittet i modellen er valgt lik ett døgn for å ta hensyn til punkt nr. 3. Det er en lang tradisjon for å benytte denne tidsoppløsningen i HBV-modellen. Selv om det i mange tilfeller vil være mulig å gi en mer detaljert beskrivelse av den temporale variasjonen i hydrologiske prosesser ved å benytte en finere tidsoppløsning (f.eks. Beldring *et al.*, 2000; Beldring, 2002), vil denne tidsoppløsningen være tilstrekkelig fin til å beskrive de vesentligste elementene i variasjonsmønsteret for hydrologiske prosesser, samtidig som kravene til regnetid ved simuleringer med datamaskiner reduseres.

Punkt nr. 4 forutsetter at avrenningsområder som representerer ulike hydrologiske regimer og landskapskarakteristika er benyttet ved kalibrering. PEST vil da søke etter parametersett som reduserer avviket mellom observert og beregnet avrenning i alle disse avrenningsområdene. Siden GWB-modellen ikke tar hensyn til magasinering av vann i sjøer og transporttiden for vann i vassdragene, er kalibreringen utført ved å sammenlikne observert og beregnet avrenning midlet over en periode som er lang nok til at effektene av disse prosessene kan neglisjeres.

Ved bruk av GWB-modellen kan det lages konsistente kart over de tre hovedkomponentene i vannbalansen: nedbør, fordampning og avrenning. Det må understrekes at nedbør- og fordampningskartene er resultat av simuleringer. Disse kartene er ikke Norges offisielle kart, men de er brukt til å vurdere godheten av GWB-modellen i samarbeid med DNMI. Det vil også være enkelt å framskaffe kart som viser endring fra en normalperiode til en annen forutsatt at meteorologiske data er tilgjengelig. Kart kan også fremstilles for valgfrie perioder og sesonger, men usikkerheten i resultatene øker når kortere perioder benyttes ved beregning av middelveier. Forutsatt at GWB-modellens parametere er basert på en klassifisering av landskapet som identifiserer terrengelement med karakteristisk hydrologiske respons, kan modellen benyttes ved beregning av fordampning og avrenning i områder uten observasjoner. Metoden kan derfor også brukes til å utarbeide nasjonale eller regionale tilstandsoversikter for andre hydrologiske prosesser, f.eks. midlere snømagasin til forskjellige tidspunkt. GWB-modellen kan også bli et viktig bidrag til en videreutvikling av Hydrologisk avdelings prognosetjeneste. Dessuten har den mulighet for beregninger av klimaendringers virkning på vannbalansen. Likeså kan verktøyet muligens brukes i representativitetsvurderinger av stasjonsnettet.

Resultatene av arbeidet er presentert i figurene 6, 7 og 8. Figur 6 viser normalverdier for nedbør, figur 7 viser normalverdier for fordampning og figur 8 viser normalverdier for avrenning. For hele Norge er middelveierne for nedbør 1486 mm, fordampning 346 mm og avrenning 1140 mm.

Hydrologisk avdeling har tidligere utarbeidet kart over årsmiddelveier for avrenning for Norge for perioden 1930-1960. Ved sammenlikning mellom disse kartene og de som er beskrevet i denne rapporten må forsiktighet utvises etter som ulike metoder og grunnlagsdata er benyttet i de to arbeidene. Den beste metoden for sammenlikning av middelveier i to perioder er ved å betrakte observerte data. Data

fra Hydrologisk avdelings stasjonsnett viser at de nye normalverdiene stort sett varierer fra 95 % til 105 % av de gamle, men avvik opp mot ± 20 % forekommer (Astrup, 2001).

Usikkerhet i avrenningskartet varierer fra område til område avhengig av tettheten av stasjonene som måler nedbør og avrenning og usikkerheten i de observerte dataene. Usikkerheten antas å variere fra ± 5 % til ± 20 %. Den vil i alminnelighet øke når størrelsen av området som betraktes avtar.

Litteratur

- Astrup, M. (2000) Homogenitetstest av hydrologiske data, Norges vassdrags- og energidirektorat, Rapport Nr. 7/2000, 17 s.
- Astrup, M. (2001) Avløpsnormaler, Normalperioden 1961-1990, Norges vassdrags- og energidirektorat, Rapport Nr. 2/2001, 224 s.
- Brandt, M., Jutman, T., Alexandersson, H. (1994) Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärdet 1961-1990 av nederbörd, avdunstning och avrinning, SMHI Hydrologi Nr. 49, 16 s.
- Beldring, S. (2002) Multicriteria validation of a precipitation-runoff model, *Journal of Hydrology*, 257, 189-211.
- Beldring, S., Gottschalk, L., Seibert, J., Tallaksen, L.M. (1999) Distribution of soil moisture and groundwater levels at patch and catchment scales, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 305-324.
- Beldring, S., Gottschalk, L., Rodhe, A., Tallaksen, L.M. (2000) Kinematic wave approximations to hillslope hydrological processes in tills, *Hydrological Processes*, 14, 727-745.
- Bergström, S. (1990) Parametervärden för HBV-modellen i Sverige. Erfarenheter från modellkalibreringer under perioden 1975-1989, SMHI Hydrologi Nr. 28, 35 s.
- Bergström, S. (1995) The HBV model, In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, 443-476.
- Beven, K., Binley, A. (1992) The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction, *Hydrological Processes*, 6, 279-298.
- Dingman, S.L. (1994) *Physical Hydrology*, Prentice-Hall, New Jersey, 575 s.
- Doherty, J., Brebber, L., Whyte, P. (1998) PEST, Model independent parameter estimation, *Watermark Computing*, 185 s.
- Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T., Taugbøl, T. (Eds.) (2000) *Flommen kommer. Sluttrapport fra HYDRA - et forskningsprogram om flom. NVE*, Oslo, 108 s.
- Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J., Grabs, W. (1999) Global, composite runoff fields based on river discharge and simulated water balances, *Global Runoff Data Centre, Report No. 22, Second Edition*, 114 s.
- Forsman, A. (1976) Water balance maps of the Nordic countries, *Vannet i Norden*, 4, 27-41.

- Førland, E.J. (1993a) Årsnedbør, Nasjonalatlas for Norge, Kartblad 3.1.1, Det norske meteorologiske institutt, Statens kartverk.
- Førland, E.J. (1993b) Månedsnedbør, Nasjonalatlas for Norge, Kartblad 3.1.2, Det norske meteorologiske institutt, Statens kartverk.
- Førland, E.J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., Vejen, F. (1996) Manual for operational correction of Nordic precipitation data, Det norske meteorologiske institutt, DNMI Klima Report No. 24/96, 66 s.
- Førland, E.J., Roald, L.A., Tveito, O.E., Hanssen-Bauer, I. (2000) Past and future variations in climate and runoff in Norway. DNMI-report 19/00 KLIMA, 77 s.
- Gottschalk, L. (1993) Interpolation of runoff applying objective methods, *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 7, 269-281.
- Gottschalk, L., Krasovskaia, I. (1994) Interpolation of runoff to a regular grid: Theoretical aspects, In: P. Seuna, A. Gustard, N.W. Arnell and G.A. Cole (Eds.), *FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data - Braunschweig 1993*, IAHS Publ. No. 221, 455-466.
- Gottschalk, L., Tveito, O.E. (1997) Mapping of runoff applying objective methods and GIS, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 51, 3-14.
- Gottschalk, L., Krasovskaia, I. (1998) Grid estimation of runoff data. Report of the WCP-water project B.3: Development of grid-related estimates of hydrological variables, World Meteorological Organization, WCASP-46, 56 s.
- Gottschalk, L., Jensen, J.L., Lundquist, D., Solantie, R., Tollan, A., 1979. Hydrologic regions in the Nordic countries. *Nordic Hydrology*, 10, 273-286.
- Gottschalk, L., Gryning, S.E., Motovilov, Y.M, Beldring, S. (1998) NOPEX modelling activities: Towards a coupled hydrological and meteorological mesoscale model, Fifth Meeting of the BALTEX Science Steering Group, Riga 1997, International BALTEX Secretariat, Publication No. 10, A33-A42.
- Grip, H., Rodhe, A. (1994) Vattnets väg från regn til bäck, Hallgren & Fallgren Studieförlag AB, 155 s.
- Gupta, H.V., Sorooshian, S., Yapo, P.O. (1998) Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34, 751-763.
- Jutman, T. (1992) Production of a new runoff map of Sweden, In: G. Østrem (Ed.), *Nordic Hydrological Conference, Alta 1992*, 643-651.
- Klemeš, V. (1986) Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrological Sciences Journal*, 31, 13-24.
- Mosley, M.P., McKerchar, A.I. (1993) Streamflow, In: Maidment, D.R. (Ed.), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, New York, 8.1-8.39.
- Motovilov, Y.G., Gottschalk, L., Engeland, K., Rodhe, A. (1999) Validation of a distributed hydrological model against spatial observations, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 257-277.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- NVE (1987) Norges vassdrags- og energiverk, Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk avdeling, Avrenningskart over Norge 1930-1960, Blad 1-8.

- Peixoto, J.P., Oort, A.H. (1992) *Physics of climate*, American Institute of Physics, New York, 520 s.
- Seibert, J. (1999) Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, *Agricultural and Forest Meteorology*, 98-99, 279-293.
- Sivori, T. (2000) An analysis of spatial variability and scaling properties of hydrological variables and topography at Aursunden, Øvre Glomma Watershed, Thesis, Department of Physical Geography, University of Oslo, 118 s.
- Sorooshian, S., Gupta, V.K. (1995) Model calibration, In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, 23-68.
- Strand, G.H. (1998) Kriging the potential tree level in Norway, *Norsk geografisk tidsskrift*, 52, 17-25.
- Sælthun, N.R. (1996) The Nordic HBV model, Norwegian Water Resources and Energy Administration, Publication No. 7, Oslo, 26 s.
- Sælthun, N.R., Aittoniemi, P., Bergström, S., Einarsson, K., Jóhannesson, T., Lindström, G., Ohlsson, P.E., Thomsen, T., Vehviläinen, B., Aamodt, K.O. (1996a) Climate change impacts on runoff and hydropower in the Nordic countries. Final report from the project "Climate Change and Energy Production", Nordic Council of Ministers, Copenhagen.
- Sælthun, N.R., Holmgren, K., Tveito, O.E., Roald, L.A. (1996b) Development of methodology for production of runoff maps - a joint project by NVE, UiO and DNMI, Nordic Hydrological Conference, Akureyri, 1996.
- Tryselius, O. (1971) Runoff map of Sweden: Average annual runoff for the period 1931-1960, SMHI Meddelanden Serie C No. 7.
- Tveito, O.E., Gottschalk, L. (1994) Application of GIS in runoff mapping, In: J. Kettunen, K. Granlund, M. Paasonen-Kivekäs og H. Sirviö (Eds.), *Spatial and temporal variability and interdependencies among hydrological processes*, NHP Report 36, 93-102.
- Tveito, O.E., Førland, E.J., Dahlström, B., Elomaa, E., Frich, P., Hanssen-Bauer, I., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H. (1997) Nordic precipitation maps, Det norske meteorologiske institutt, DNMI Klima Report No. 22/97, 22 s.
- Yapo, P.O., Gupta, H.V., Sorooshian, S. (1996) Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data, *Journal of Hydrology*, 204, 83-97.

Tabell 1 Hydrologiske avdelings stasjoner som er benyttet ved regional kalibrering av GWB-modellen.

Stasjon	Navn	Areal (km ²)
2.11	Narsjø	119.0
2.32	Atnasjø	465.0
2.142	Knappom	1625.0
2.265	Unsetåa	620.0
2.273	Ryfetten	1306.0
3.22	Høgfoss	297.0
2.13	Sjodalsvatn	474.0
2.268	Akslen	791.0
2.275	Liavatn	235.0
2.276	Furusjøen	67.8
2.279	Kråkfoss	418.0
2.288	Harasjøen	55.7
2.291	Tora	260.0
2.292	Skjøli	182.0
2.323	Fura	47.0
2.415	Espedalsvatn	90.8
2.614	Rosten	1755.0
6.10	Gryta	7.6
11.4	Elgtjern	6.8
12.13	Rysna	51.6
12.70	Etna	557.0
12.171	Hølervatn	79.0
12.178	Eggedal	304.0
12.192	Sundbyfoss	79.9
12.207	Vinde-elv	268.0
15.21	Jondalselv	126.0
15.53	Borgåi	92.9
16.19	Møsvatn (tilsig)	1506.0
16.66	Grosettjern	6.5
16.75	Tannsvatn	116.0
16.112	Byrteåi	37.9
16.122	Grovåi	41.0
16.128	Austbygdåi	366.0
16.193	Hørte	157.0
19.73	Kilåi bru	63.2
19.76	Tovsløyttjønn	115.0
19.80	Stigvassåi	16.1
20.2	Austenå	286.0
20.6	Ogge	250.0
22.16	Myglevatn	180.0
24.9	Tingvatn	266.0
26.20	Årdal	76.0
26.21	Sandvatn	27.9
26.26	Jogla	30.7
27.20	Gya	55.1
27.26	Hetland	69.7
36.13	Grimsvatn	34.3
41.1	Stordalsvatn	127.0

42.2	Djupevad	30.3
48.5	Reinsnosvatn	119.0
50.1	Hølen	229.0
55.4	Røykenes	50.0
62.5	Bulken	1102.0
68.1	Kløvteitvatn	4.3
74.5	Nysetvatn	106.0
75.22	Gilja	203.0
75.23	Krokenelv	45.8
76.5	Nigardsjøen	66.0
77.3	Sogndalsvatn	111.0
78.8	Bøyumselv	39.6
81.1	Hersvikvatn	7.0
82.1	Nautsundvatn	220.0
83.2	Viksvatn	505.0
84.11	Hovefoss	232.0
85.4	Straumstad	114.0
87.3	Teita bru	218.0
88.4	Lovatn	234.0
88.11	Strynsvatn	493.0
88.30	Oldevatn	204.0
91.2	Dalsbøvatn	25.8
97.1	Fetvatn	88.4
101.2	Engesetvatn ndf.	41.7
103.1	Storhølen	416.0
103.20	Morstøl bru	44.2
104.23	Vistdal	66.2
105.1	Øren	94.0
107.3	Farstad	23.7
109.12	Bruøy	473.0
109.21	Svoni	137.0
109.29	Dalavatn	85.9
111.8	Nerdal	99.3
112.8	Rinna	87.9
122.11	Eggafoss	653.0
122.14	Lillebudal bru	168.0
122.17	Hugdall bru	549.0
123.31	Kjelstad	141.0
124.2	Høggås bru	491.0
127.11	Veravatn	176.0
133.7	Krinsvatn	205.0
138.1	Øyungen	238.0
139.19	Iskvern foss	250.0
139.20	Moen	64.4
140.2	Salsvatn	422.0
148.2	Mevatnet	109.0
151.9	Unkervatn	756.0
152.4	Fustvatn	520.0
156.10	Berget	211.0
156.13	Bjørnfoss	303.0
156.15	Forsbakk	56.3
156.17	Virvatn	78.3
156.19	Bredek	229.0

157.3	Vassvatn	16.1
307.7	Landbru limn.	59.8
161.6	Staupåga	18.4
161.7	Tollåga	226.0
162.3	Skarsvatn	144.0
162.4	Valnesvatn	67.0
163.5	Junkerdalselv	422.0
163.6	Jordbrufjell	69.2
166.1	Lakshola	230.0
166.13	Vallvatn	52.5
168.1	Storvatn	70.6
171.5	Draugselv	106.0
172.7	Leirpoldvatn	18.9
177.4	Sneisvatn	29.2
178.1	Langvatn	18.3
185.1	Gåslandsvatn	8.1
173.8	Coarveij	62.7
191.2	Øvrevatn	524.0
193.2	Skøvatn ndf.	95.3
196.7	Fiskeløsvatn	54.4
196.11	Lille Rostavatn	648.0
196.13	Bardujord	67.2
200.4	Skogsfjordvatn	135.0
203.1	Jægervatn	93.6
206.3	Mann dalen bru	199.0
209.4	Lillefossen	324.0
210.1	Øvrefoss	169.0
212.7	Lille Mattisvatn	319.0
212.10	Masi	5693.0
212.48	Sagafoss	232.0
213.2	Leirbotnvatn	136.0
213.3	Skaidi	318.0
223.2	Lombola	870.0
230.1	Nordmannset	19.6
234.4	Smalfjord	31.0
234.5	Njalmigoaika	2245.0
241.1	Bergeby	239.0
247.3	Karpeiv	124.0
311.460	Engeren	400.0
313.10	Magnor	354.0

Tabell 2. Hydrologisk avdelings stasjoner som er benyttet ved evaluering av
GWB-modellen.

Stasjon	Navn	Areal (km ²)
2.135	Tysla	234.0
2.284	Sælatunga	454.0
2.295	Tundra	135.0
2.329	Hellen bru	89.0
8.6	Sæternbekken	6.3
12.188	Langtjernbekk	4.9
15.55	Økta	49.0
19.82	Rauåna	8.6
42.6	Bakkelihøl	19.8
46.7	Brakhaug	9.0
51.2	Austdalsvatn	88.7
70.7	Tistel	15.6
73.10	Smeddalen	154.0
74.16	Langedalen	23.8
75.28	Feigumfoss	48.2
84.8	Holsenvatn	70.3
86.10	Åvatn	161.0
98.4	Øye ndf.	138.0
103.3	Stuguflåten	414.0
104.22	Midtre Mardalsvatn	13.9
111.1	Innerdalsvatn	62.0
111.9	Søya	137.0
117.4	Valen	39.7
123.28	Hokfossen	8.0
127.13	Dillfoss	479.0
139.3	Formofoss	1530.0
151.11	Lavvatn	73.9
151.15	Nervoll	650.0
151.16	Eiteråfoss	139.0
151.17	Fiplingvatn	265.0
151.20	Fosstun	583.0
155.13	Elvestad	191.0
156.20	Nylaenget	373.0
156.22	Ramnåga	68.2
156.27	Leiråga	43.8
163.7	Kjemåvatn	35.6
170.2	Sagelv	246.0
171.2	Fordalsvatn	44.5
171.3	Vasja	39.2
171.4	Stabburselv	68.0
212.49	Halsnes	143.0
228.1	Mattusjavri	102.0
234.13	Vækkava	2082.0

Tabell 3. Hydrologisk avdelings stasjoner som er benyttet ved beregning av normalverdier for avrenning for perioden 1.1.1961-31.12.1990.

Stasjon	Navn	Areal (km ²)	Normalverdi (mm/år)
1.3	Ørjefoss ovf.	1007.7	467
1.14	Brekke	1389.4	452
1.50	Tistedalsfoss	1576.2	444
2.2	Nor	18940.2	480
2.11	Narsjø	119.0	589
2.13	Sjodalsvatn	480.2	1209
2.15	Breiddalsvatn ndf.	127.4	1381
2.25	Lalm	3981.5	844
2.27	Aulestad	866.3	522
2.32	Atnasjø	462.9	699
2.102	Gjende	376.0	1320
2.116	Auma	3653.4	481
2.117	Stai	8939.2	457
2.128	Vålåsjø	126.3	449
2.129	Dølplass	2014.8	398
2.132	Lomnessjø	1167.6	442
2.135	Tysla	230.5	367
2.137	Hamaren Ossjøen	1178.0	566
2.142	Knappom	1649.8	434
2.145	Losna	11209.6	687
2.168	Bjørnhølen	469.0	1224
2.223	Fredriksvatn	911.4	1224
2.238	Rauddalsvatn ndf.	146.6	1390
2.265	Unsetåa	620.8	542
2.268	Akslen	795.3	952
2.269	Hummelvoll	2427.5	586
2.273	Ryfetten	1313.7	354
2.275	Liavatn	212.4	1527
2.276	Furusjøen	68.1	584
2.279	Kråkfoss	432.9	597
2.280	Kringlerdal	265.3	642
2.284	Sælatunga	455.1	652
2.287	Rotua	56.1	606
2.289	Høydalsvatn	78.7	1298
2.290	Brustuen	253.8	1157
2.291	Tora	262.6	1364
2.292	Skjøli	174.7	1275
2.294	Visa	240.3	779
2.295	Tundra	133.3	1006
2.300	Bøvertjern	76.1	1249
2.303	Dombås	495.4	647
2.304	Jora	270.9	766
2.329	Hellen Bru	81.3	583
2.344	Løpet kraftstasjon	3864.1	520
2.346	Lesjaverk	89.4	608
2.353	Rien	164.7	801
2.415	Espedalsvatn	94.9	573

2.429	Rånåsfoss	38454.7	524
2.455	Elveseter	133.7	1105
2.478	Solbergfoss	40472.4	532
2.603	Glåmos bru	861.4	733
2.604	Elverum	15449.2	507
2.611	Storsjøen ndf. -Øra	2335.4	449
2.614	Rosten	1828.2	559
2.615	Moksa	94.2	582
2.616	Sagstua	47.5	475
6.10	Gryta	7.0	640
8.2	Bjørnegårdsvingen	190.4	610
8.6	Sæternbekken	6.3	531
8.8	Blomsterkroken	22.2	578
11.4	Elgtjern	6.8	668
12.13	Rysna	51.8	777
12.15	Strømstøa	4635.9	599
12.68	Døvikfoss	16116.8	571
12.70	Etna	570.1	395
12.88	Øyanghølen	246.0	976
12.98	Krødern	5106.1	722
12.114	Garhammerfoss	490.4	591
12.136	Tisleifjord ndf.	618.7	721
12.137	Gjærdeslåtten	774.2	854
12.154	Lio	136.2	919
12.171	Hølervatn	79.5	523
12.174	Strøen ndf.	72.2	614
12.178	Eggedal	309.4	654
12.182	Hugali	572.8	820
12.188	Langtjernbekk	4.8	598
12.207	Vinde-elv	269.8	498
12.208	Eid	3316.3	609
12.228	Kistefoss	3703.5	493
12.290	Bagn	2981.1	632
15.6	Tindhølen	128.7	1104
15.21	Jondalselv	127.4	718
15.23	Bruhaug	3465.9	604
15.41	Myklevatn ndf.	85.1	888
15.44	Hallen	1229.3	752
15.53	Borgåi	94.0	508
15.55	Økta	49.5	537
15.61	Fosserød	5205.1	642
16.10	Ommefoss	806.4	899
16.19	Møsvatn Langhøl	1509.7	1035
16.23	Kirkevoll Bru	3844.2	875
16.44	Langeidvatn ndf.	55.6	895
16.56	Ås	204.4	861
16.75	Tannsvatn	117.3	710
16.117	Elvarheim	2351.2	1198
16.142	Strengen	671.3	761
16.153	Totalavløp Norsjø	10385.6	801
17.10	Dalsfoss ndf.	1157.2	846
19.8	Nisser Dam	1078.8	837
19.54	Eikhomkilen	1048.8	852

19.60	Langkvernhusfoss	263.2	1194
19.72	Jørundland	341.6	1098
19.73	Kilåi Bru	64.4	901
19.76	Tovsløyjtjønn	114.9	1036
19.79	Gravå	6.3	636
19.80	Stigvassåi	14.0	860
19.82	Rauåna	8.9	719
19.89	Skornetten	2.6	837
19.110	Åmdal	198.5	1273
19.111	Osen	472.6	1099
19.127	Rygene total	3950.1	900
20.2	Austenå	276.7	1168
20.3	Flaksvatn	1777.5	1056
20.11	Tveitdalen	0.4	1183
21.21	Hoslemo	873.6	1412
21.22	Valle	1706.6	1491
21.24	Byglandsfjord ndf.	2805.5	1256
21.28	Løyning	241.7	1831
21.43	Brokke	1800.9	1490
22.4	Kjølemo	1757.1	1480
22.5	Austerhus	413.2	1379
22.16	Myglevatn ndf.	182.3	1422
22.20	Håverstad	1054.2	1690
24.9	Tingvatn	272.4	1931
25.7	Refsti	202.1	1739
25.8	Mygland	46.9	1824
26.12	Litle Rosseland	105.5	1660
26.20	Årdal	77.3	2124
26.21	Sandvatn	27.5	1961
26.26	Jogla	31.1	2231
27.13	Maudal	55.3	2663
27.14	Saglandsvatn	1.9	1314
27.24	Helleland	185.8	2522
27.26	Hetland	69.5	1840
32.1	Liarvatn	55.8	2587
33.11	Bergeland	155.2	2511
35.2	Hauge Bru	394.3	2709
35.3	Førre	163.6	2824
36.1	Suldalset	1302.4	2307
36.6	Lavika	1461.0	2316
36.13	Grimsvatn	34.6	2912
36.14	Røldalsvatn	496.1	2289
39.1	Tysvær	3.3	1309
41.1	Stordalsvatn	129.5	3251
41.4	Rygg	93.2	2783
42.2	Djupevad	31.9	3355
42.6	Bakkelihøl	19.9	4714
46.7	Brakhaug	9.2	3719
48.1	Sandvenvatn	469.6	2731
48.5	Reinsnosvatn	120.8	2357
50.1	Hølen	232.5	1649
51.2	Austdalsvatn øvre	81.7	2876
55.4	Røykenes	50.0	3159

61.10	Storefoss	171.4	3284
62.5	Bulken	1094.1	2034
62.10	Myrkdalsvatn	158.9	2403
62.13	Årnot	88.9	2478
63.1	Nese	345.7	2945
65.1	Hunvensvatnet	2.6	1698
68.1	Kløvtveitvatn	4.5	4254
70.7	Tistel	15.9	1493
72.5	Brekke bru	267.3	1958
72.7	Vassbygdvatn	759.4	1500
73.10	Smeddalen	157.1	1039
74.1	Årdalsvatn	979.0	1422
74.5	Nysetvatn	106.3	1369
74.11	Tynosen	184.5	1307
74.16	Langedalen	23.8	1827
75.22	Gilja	205.9	1780
75.23	Krokenelv	46.2	1501
75.28	Feigumfoss	48.0	1390
76.5	Nigardsjøen	65.3	2982
77.2	Veitestrandsvatn	386.5	2319
77.3	Sogndalsvatn	110.4	2350
78.8	Bøyumselv	40.5	3400
81.1	Hersvikvatn	7.2	1834
82.4	Nautsundvatn	195.8	3063
83.2	Viksvatn	506.6	2647
83.6	Byttevatn	104.0	3223
83.7	Grønengstølsvatn	64.6	3759
83.8	Yndestad	31.3	2474
84.8	Holsenvatn	71.3	2364
84.10	Nesvatn	96.1	2820
84.11	Hovefoss	234.8	2794
84.12	Ytste Langvatn	20.8	2960
84.15	Jølstervatn ndf.	385.2	2388
85.2	Blåmannsvatn	225.9	2769
85.4	Staumstad	110.4	3782
86.1	Risevatn	32.6	4504
86.4	Gjengedalsvatn	56.0	3115
86.7	Bortne	15.9	2846
86.10	Åvatn	161.3	2466
87.2	Eidsfoss	614.6	2167
87.3	Teita Bru	219.3	2502
88.1	Strynsvatn	484.4	1880
88.2	Oldevatn	202.4	2378
88.4	Lovatn	235.2	2036
89.1	Hornindalsvatn	381.7	1911
91.2	Dalsbøvatn	25.6	2065
94.4	Kolfossen	62.2	1538
97.1	Fetvatn	89.2	2789
97.4	Skjåstad	10.2	2070
98.4	Øye ndf.	138.8	1914
101.1	Engsetvatn	39.9	1718
103.1	Storhølen	436.7	1071
103.2	Lesjaskogvatn	57.2	608

103.3	Stuguflåten	375.2	853
103.4	Horgheim	1099.1	1048
105.1	Øren	137.8	1468
107.3	Farstad	23.5	1408
109.7	Festa	172.6	979
109.12	Bruøy	473.8	826
109.21	Svoni	135.7	539
109.29	Dalavatn	86.7	1183
109.42	Elvehøy Bru	2442.4	825
111.1	Innerdalsvatn	72.6	2164
111.8	Nerdal	93.7	1943
111.9	Søya	137.4	1917
112.7	Honstad	1124.5	1512
112.8	Rinna	91.2	1292
113.3	Slethølen	22.3	1977
117.4	Valen	48.0	923
121.9	Næverdal	791.2	625
121.13	Grana	212.5	949
121.22	Syrstad	2278.0	675
122.2	Haga Bru	3054.5	854
122.11	Eggafoss	653.1	816
122.14	Lillebudal Bru	168.4	913
122.17	Hugdøl Bru	545.8	719
123.20	Rathe	3052.8	983
123.21	Aune	1360.5	1114
123.24	Rotla Bru	256.8	1355
123.28	Hokfossen	8.4	885
123.31	Kjelstad	142.2	1239
123.49	Stokke limn.	1990.0	1125
124.2	Høggås Bru	495.1	1322
124.3	Tangfoss	528.4	1213
124.12	Hegra Bru	1871.1	1235
124.13	Feren	220.4	1342
125.2	Fossing	163.4	898
127.11	Veravatn	175.1	1136
127.12	Innsvatn	97.6	1167
127.13	Dillfoss	479.6	1090
128.8	Håkådalsbrua	2151.3	945
128.9	Leksdalsvatn	177.2	1067
128.12	Holobekken	1.1	1118
132.4	Storvatn - Svartelva	148.0	1406
133.7	Krinsvatn	206.6	2003
134.3	Teksdal	106.4	1607
138.1	Øyungen	244.4	1602
139.3	Formofoss	1529.9	1349
139.17	Bertnem	5163.0	1503
139.19	Iskvern foss	249.3	1876
139.2	Moen	64.3	1941
139.21	Byastrupen	2948.7	1540
139.35	Trangen	858.6	1313
140.2	Salsvatn	431.3	1863
148.2	Mevatnet	109.5	1850
151.9	Unkervatn	761.9	780

151.11	Lavvatn	73.7	2516
151.12	Østre Fiskelausvatn	17.0	1273
151.15	Nervoll	652.9	1346
151.16	Eiteråfoss	139.8	2676
151.17	Fiplingvatn	264.9	1770
151.20	Fosstun	587.5	1959
152.4	Fustvatn	525.9	2003
155.13	Elvestad	191.5	1842
156.8	Svartisdal	121.9	2700
156.13	Bjørnfoss	310.6	2249
156.15	Forsbakk	56.2	2684
156.17	Virvatn	79.0	988
156.18	Blerek	74.3	1745
156.19	Bredek	228.9	2196
156.20	Nylaenget	375.3	1189
156.22	Ramnåga	68.3	1921
156.23	Søndre Bjøllåsvatn	158.4	1296
156.24	Bogvatn	37.3	2339
156.27	Leiråga	43.7	3045
157.3	Vassvatn	16.5	3888
159.3	Engabrevatn	52.3	3494
160.2	Fykanvatn	318.8	3053
161.6	Staupåga	18.5	1662
161.7	Tollåga	222.2	1247
162.3	Skarsvatn	145.8	1148
162.4	Valnesvatn	66.8	1541
163.5	Junkerdalselv	419.7	1046
163.6	Jordbrufjell	69.5	1124
163.7	Kjemåvatn	36.7	1084
165.6	Strandå	23.9	1651
166.1	Lakshola	227.9	1908
166.13	Vallvatn	53.3	1474
167.2	Sørfjordvatn	109.8	1898
167.3	Kobbvatn	389.0	2012
168.1	Storvatn	71.3	2224
168.3	Lakså Bru	26.7	2156
170.2	Sagelv	245.6	1768
171.2	Fordalsvatn	43.8	1110
171.3	Vasja	39.3	1570
171.4	Stabburselv	67.4	1014
171.5	Draugselv	105.7	1411
171.9	Øvre Sørfjordvatn	64.8	2176
172.1	Forsavatn	233.2	1075
172.7	Leirpoldvatn	18.8	1657
173.8	Coarveij	63.4	1017
177.4	Sneisvatn	29.6	2953
178.1	Langvatn	18.5	2143
180.2	Reppvatn	8.0	1321
185.1	Gåslandsvatn	7.6	1569
191.2	Øvrevatn	525.1	1287
193.2	Skøvatn ndf.	96.4	1470
194.1	Lysevatt	129.9	2180
196.7	Fiskeløsvatn	54.4	943

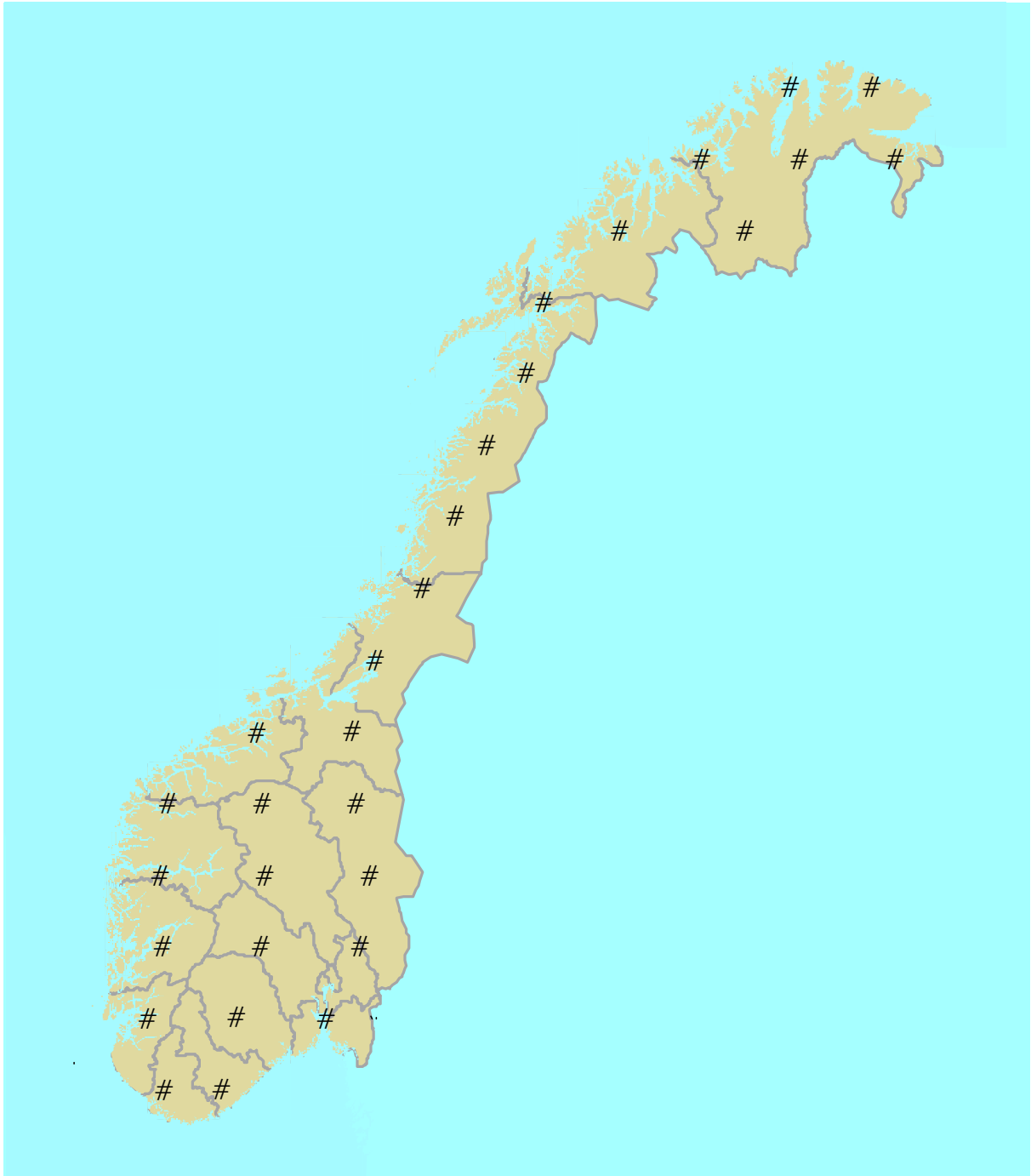
196.11	Lille Rostavatn	759.8	726
196.13	Bardufjord	68.5	1484
200.4	Skogsfjordvatn	135.4	1587
203.1	Jægervatn	92.8	1658
204.6	Kavlefoss	360.9	1046
205.1	Helligskogen	366.2	657
206.3	Mann dalen Bru	187.6	918
212.10	Masi	5626.3	413
212.48	Sagafoss	234.0	494
212.49	Halsnes	144.8	915
213.2	Leirbotnvatn	135.6	824
223.2	Lombola	878.1	609
224.1	Skoganvarre	944.2	536
228.1	Mattusjavri	98.7	803
234.1	Polmak	14162.0	380
234.2	Jiesjokka	458.5	453
234.4	Smalfjord	29.9	547
234.5	Njalmigoaika	2252.9	336
234.13	Vækkava	2079.0	374
237.2	Lillefossen	78.1	1014
244.2	Neiden	2963.3	329
246.4	Lille Ropelvvatn	50.2	416
246.8	Vaggatem	243.3	319
246.9	Sametielv	262.3	316
247.3	Karpelva	139.1	511
307.5	Murusjø	346.4	758
307.7	Landbru limn.	59.0	1370
311.6	Nybergsund	4420.2	485
311.11	Isteren	2447.4	456
311.460	Engeren	394.8	588
313.4	Bolfoss Bru	260.7	497
313.8	Holmen Bru	374.4	507
314.4	Trosterud	143.7	473

Tabell 4. Hydrologisk avdelings stasjoner som er benyttet ved beregning av normalverdier for avrenning for perioden 1.9.1930-31.8.1960.

Stasjon	Navn	Areal (km ²)	Normalverdi (mm/år)
2.24	Kampfoss	1303.4	852
2.113	Aursunden	849.0	732
2.165	Bygdin ndf.	307.1	1318
2.205	Mesna ndf.	219.4	624
2.212	Einavatn	157.3	451
2.213	Kvisla Bruk	164.9	440
2.224	Harpefoss	9647.5	742
2.231	Dalsbygdens El.verk	354.8	590
2.244	Koloen	1528.6	745
12.42	Hådemshølen	1855.9	639
12.52	Vangsmjøsi	486.8	855
12.85	Killingstryken ndf.	4618.0	611
12.92	Vindevatn	264.0	522
12.95	Ustedalsvatn	570.4	1156
12.97	Bergheim	4242.6	740
12.102	Høvsfjord	793.7	1097
12.110	Ølsjø	792.5	641
12.130	Flævatn	183.9	1010
12.286	Jaren ndf.	113.8	389
15.11	Nore	1878.1	663
15.15	Kongsberg	4265.3	656
16.20	Møsvatn ndf.	1509.2	999
16.26	Kalhovdfjord	587.6	730
16.32	Hjartsjø	214.5	812
16.34	Totak	855.2	1125
16.36	Grungevatn	679.8	1508
16.37	Vinjevatn	906.8	1377
16.55	Eikonrød	157.6	857
16.187	Hogga Dam	3278.0	1029
17.11	Farsjø	1173.7	863
18.7	Ubergvatn	290.3	927
20.8	Vikstølvatn	75.1	1281
21.29	Bossvatn	237.4	2617
21.34	Kilefjord	3347.4	1253
21.38	Vigeland uv.kanal	3681.5	1247
21.69	Syrtveit	2810.2	1240
23.4	Brådlandsvatn	58.9	1644
23.5	Lona	27.7	1388
25.1	Rafoss	1147.3	1759
25.3	Netland	895.8	1774
26.5	Dorgefoss	808.2	1912
26.6	Lindeland	963.1	1876
26.7	Sirdalsvatn	1528.0	1827
26.10	Liland	73.9	1940
26.44	Lundevatn	1899.4	1843
27.2	Bjerkreim Bru	638.3	2718
27.20	Gya	60.7	2694

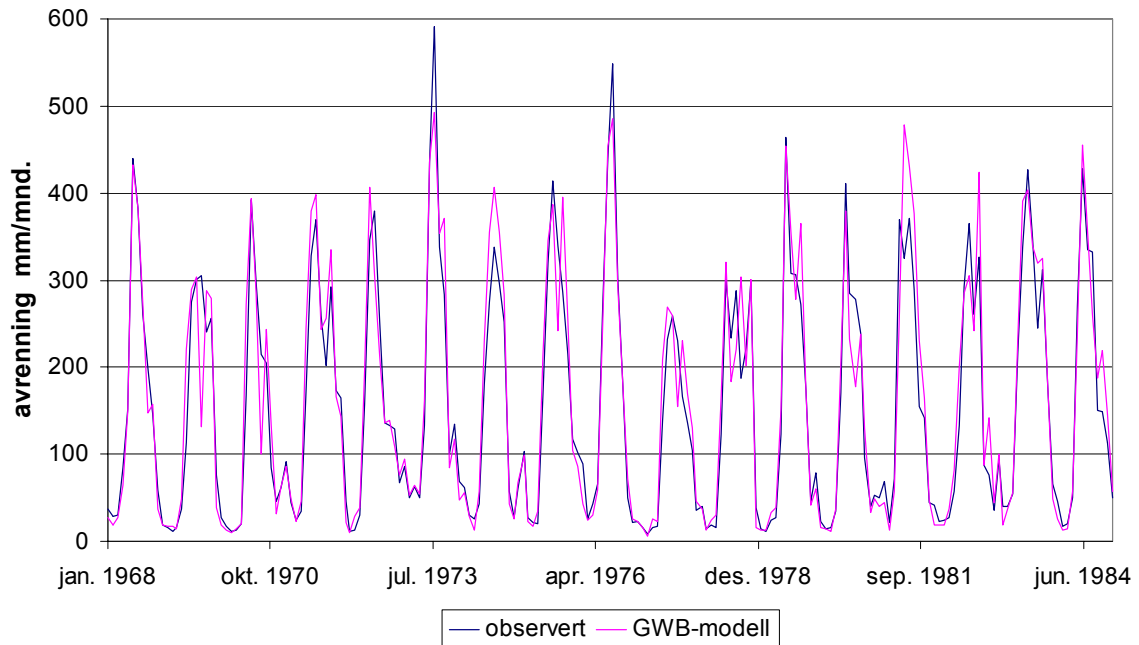
28.7	Haugland	139.8	1437
30.1	Moluf Bru	128.4	2875
41.5	Stakkastadvatn	33.0	1310
50.4	Viveli	391.0	1304
61.7	Sedal	11.4	3154
62.6	Austmannhølen	294.9	1968
63.2	Brakestad	224.1	2477
64.2	Steinslandsvatn	248.5	3008
73.1	Lo Bru	561.9	952
80.3	Bøvatn	35.0	2485
82.3	Håland Bru	53.5	3047
83.4	Eldal	169.0	2650
85.1	Norddal	97.5	4682
99.2	Nedre Kaldhusseterv.	99.8	1517
99.3	Øyen	182.9	1490
101.2	Engsetvatn ndf.	41.3	1841
104.2	Eikesdalsvatn	1092.6	1088
104.3	Aursjø	494.6	797
109.1	Litledalselv	330.2	1289
109.4	Gjevilvatn	168.7	963
109.9	Risefoss	743.6	718
109.11	Vindal	161.1	1069
121.11	Åmot	282.9	824
122.3	Merrafoss	244.4	960
128.5	Støafoss	486.5	1199
139.15	Bjørnstad	1036.6	1512
139.34	Fiskumfoss øvre	3270.4	1465
148.1	Strompdal	193.8	3076
151.3	Hundålvatn	170.0	2226
151.7	Kapskarmo	472.8	1981
153.1	Storvatn	48.1	3259
155.2	Tustervatn	1499.2	1418
155.5	Lille Målvatn	278.8	1708
155.12	Sjøfoss	1875.4	1433
156.3	Store Akersvatn	128.5	1247
156.4	Nevernes	1889.7	1417
156.7	Jordbru	339.0	1144
156.9	Krokstrand	771.9	1262
161.1	Ågnes	196.3	2522
162.1	Oldereidvatn	49.1	1585
164.5	Fjell	687.8	1403
164.9	Daja	409.5	1163
173.3	Sørelv Bru	371.7	1018
174.3	Øvstevatn	28.6	1311
194.4	Mevatn	179.3	1935
196.5	Insetvatn	1395.8	748
196.35	Malangsfoss	3238.6	870
204.1	Solli	374.5	968
209.1	Njemenjaikafoss	172.1	757
212.2	Stengelsen	6362.1	361
212.3	Jotkajavrre	99.0	471
212.7	Lille Mattisvatn	315.1	850
229.1	Adamsfjordfoss	708.2	672

246.1	Bjørnvatn	18326.2	291
308.1	Lenglingen	449.6	996
311.4	Femundsenden	1790.6	431

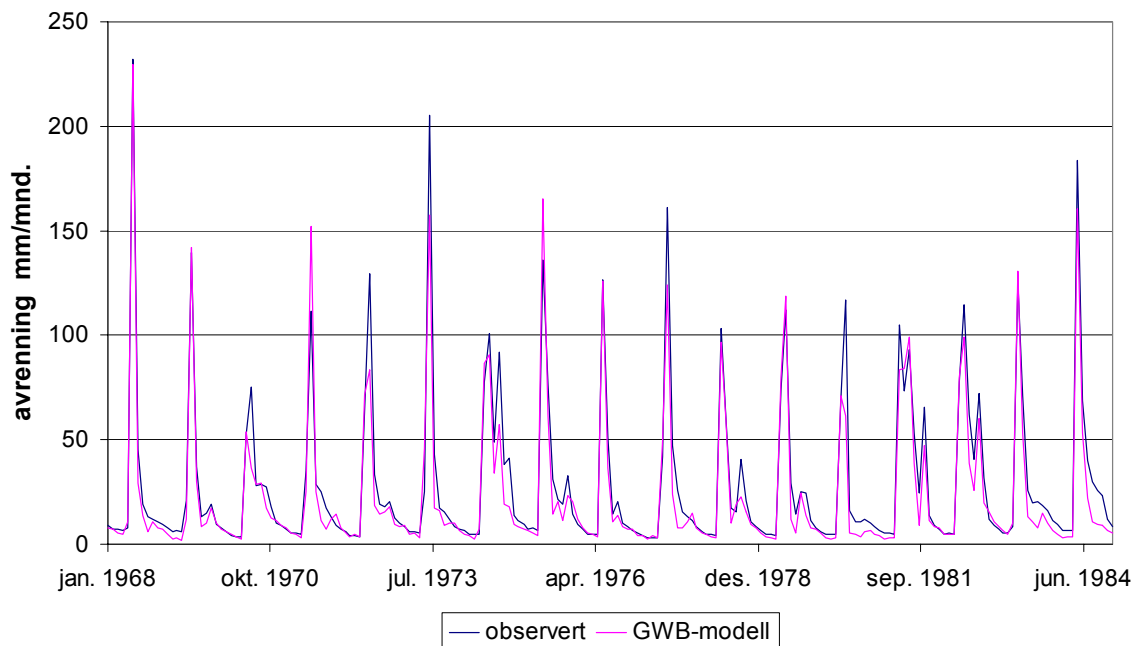


Figur 1. Punkt hvor nedbørens høydegradient er bestemt under kalibrering av
GWB-modellen

Kalibrering: Strynsvatn 493 km² Nash-Sutcliffe = 0.90 Bias = 0.03

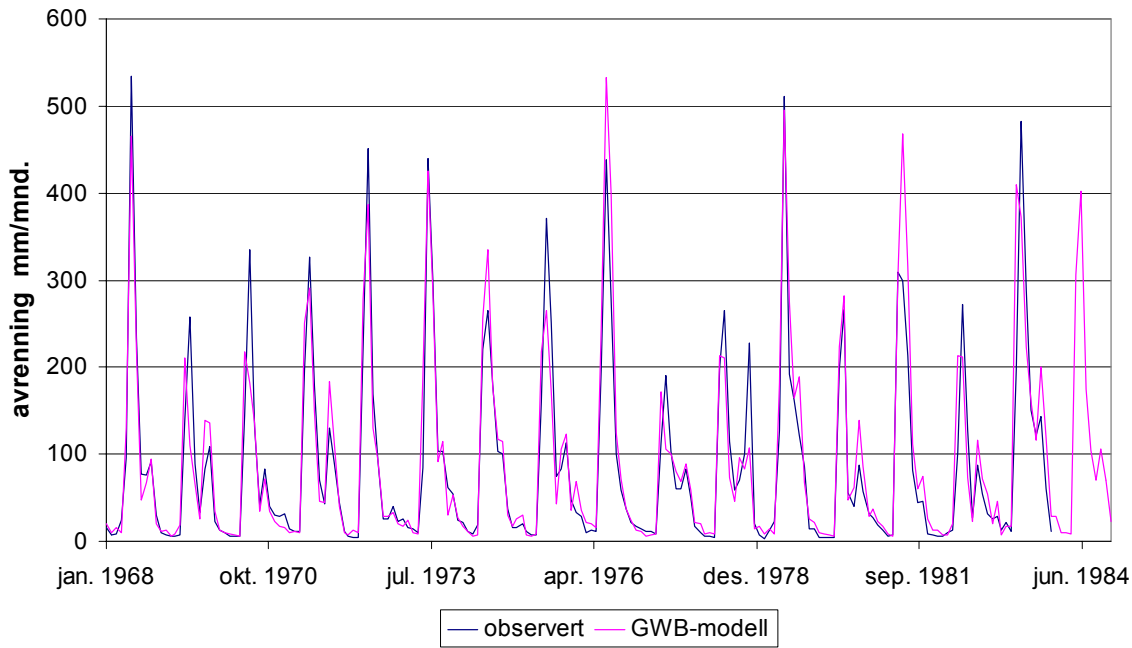


Kalibrering: Masi 5693 km² Nash-Sutcliffe = 0.91 Bias = -0.17

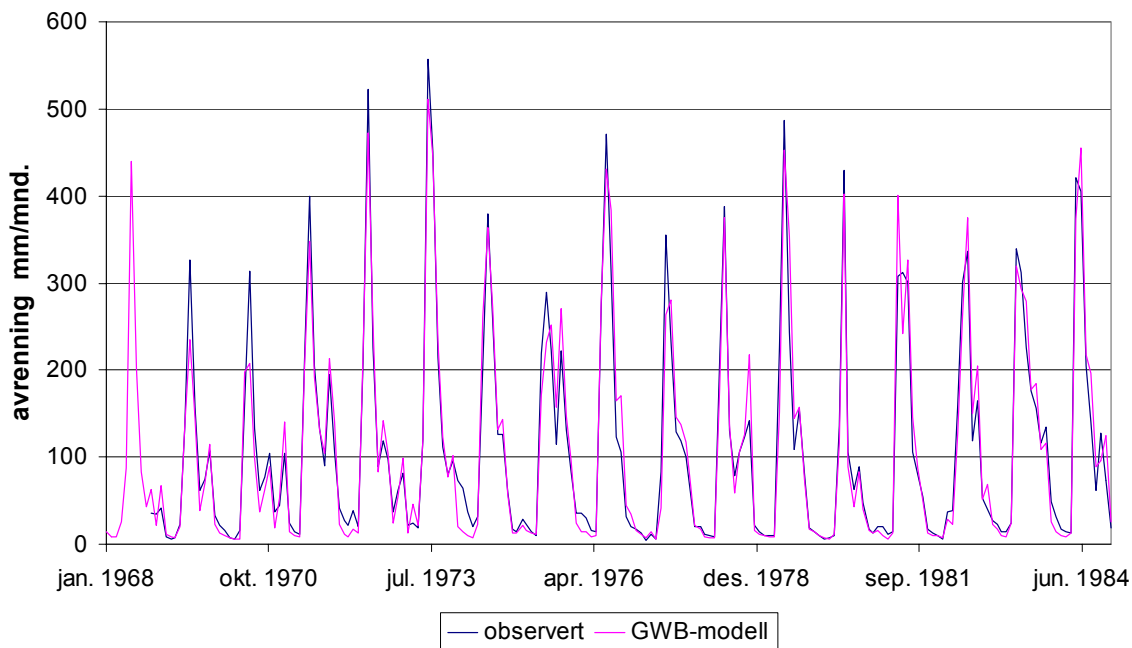


Figur 2. Observerte og simulerte månedsummer for avrenning ved kalibrering av GWB-modellen for perioden januar 1968 - desember 1984. Månedsummerne er basert på observasjoner og beregninger med tidskritt ett døgn.

Evaluering: Smeddalen 154 km² Nash-Sutcliffe = 0.85 Bias = -0.06

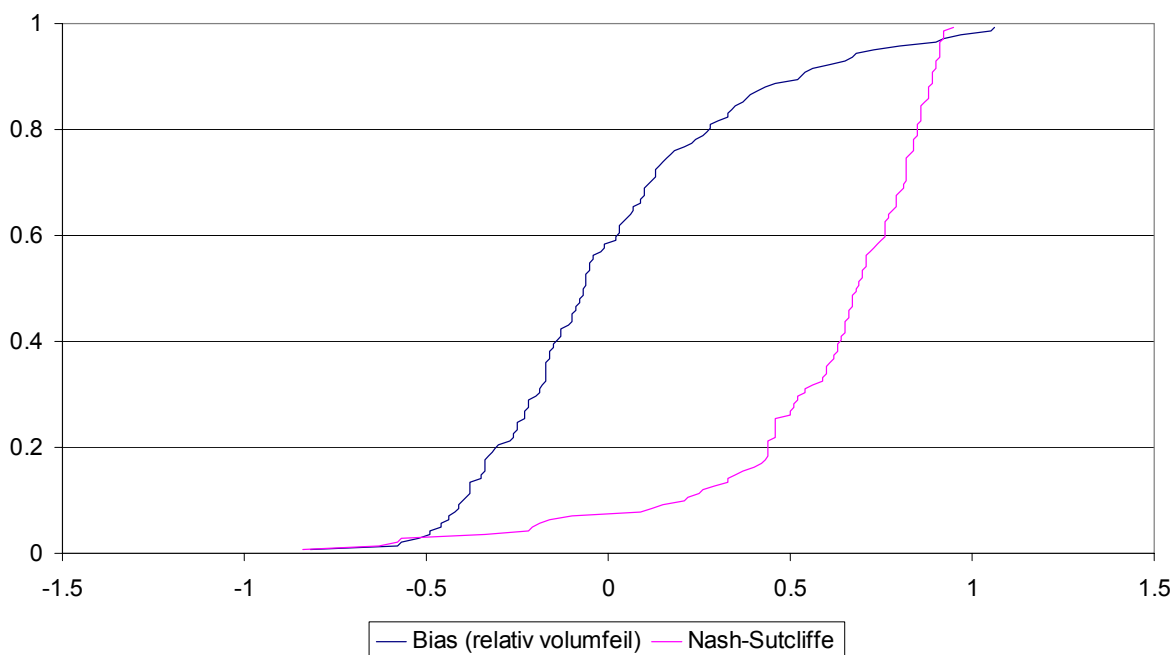


Evaluering: Nervoll 650 km² Nash-Sutcliffe = 0.94 Bias = -0.01

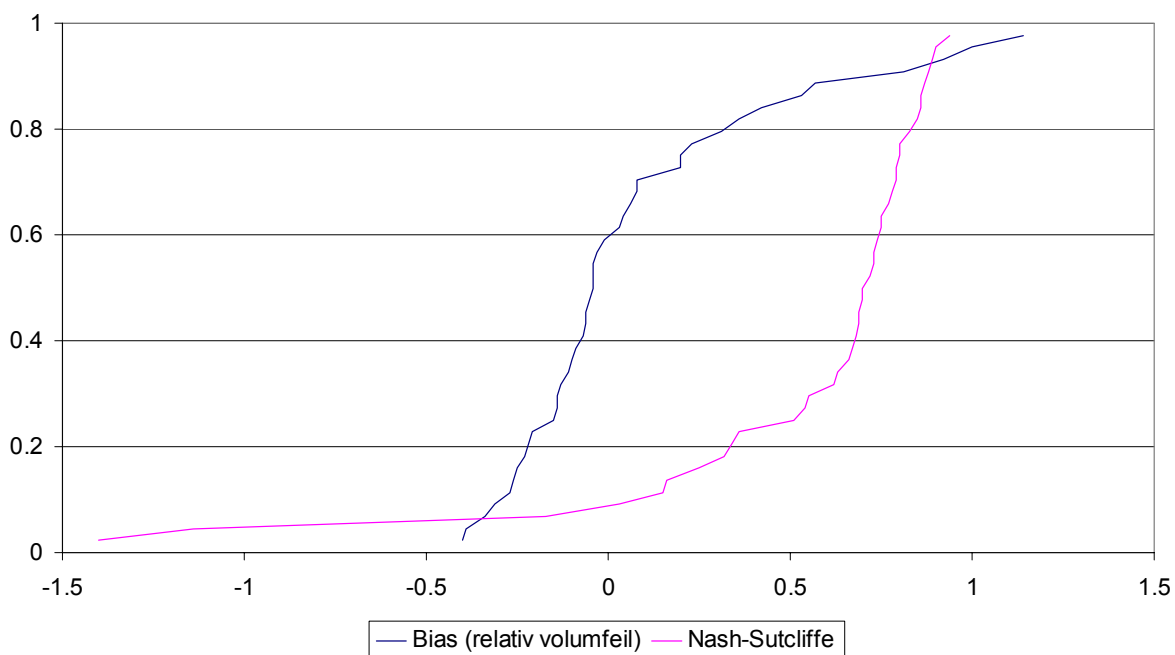


Figur 3. Observerte og simulerte månedsummer for avrenning ved evaluering av GWB-modellen for perioden januar 1968 - desember 1984. Månedsummerne er basert på observasjoner og beregninger med tidskritt ett døgn.

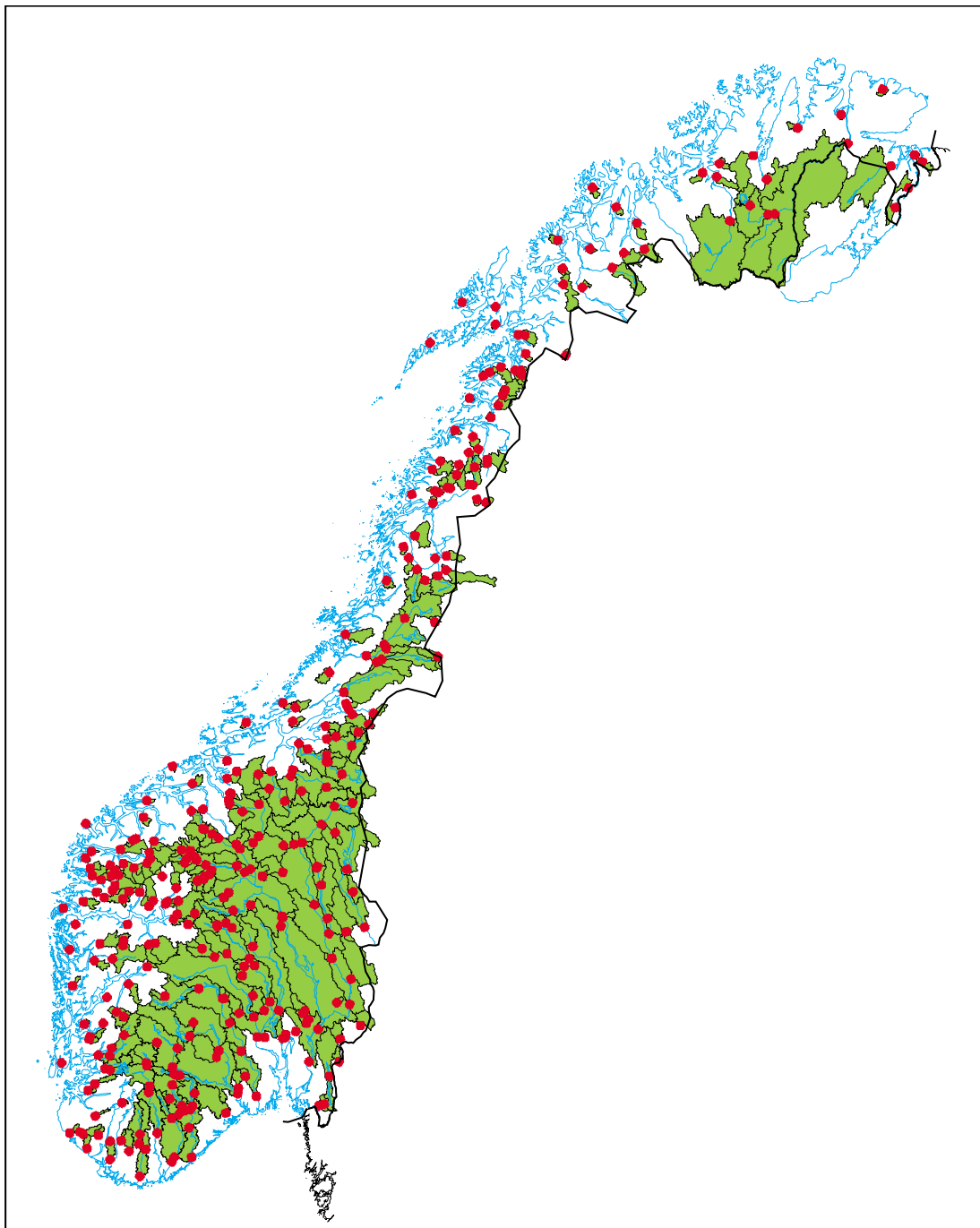
Kalibrering: Kumulative fordelingsfunksjoner for kriterier for simulering



Evaluering: Kumulative fordelingsfunksjoner for kriterier for simulering

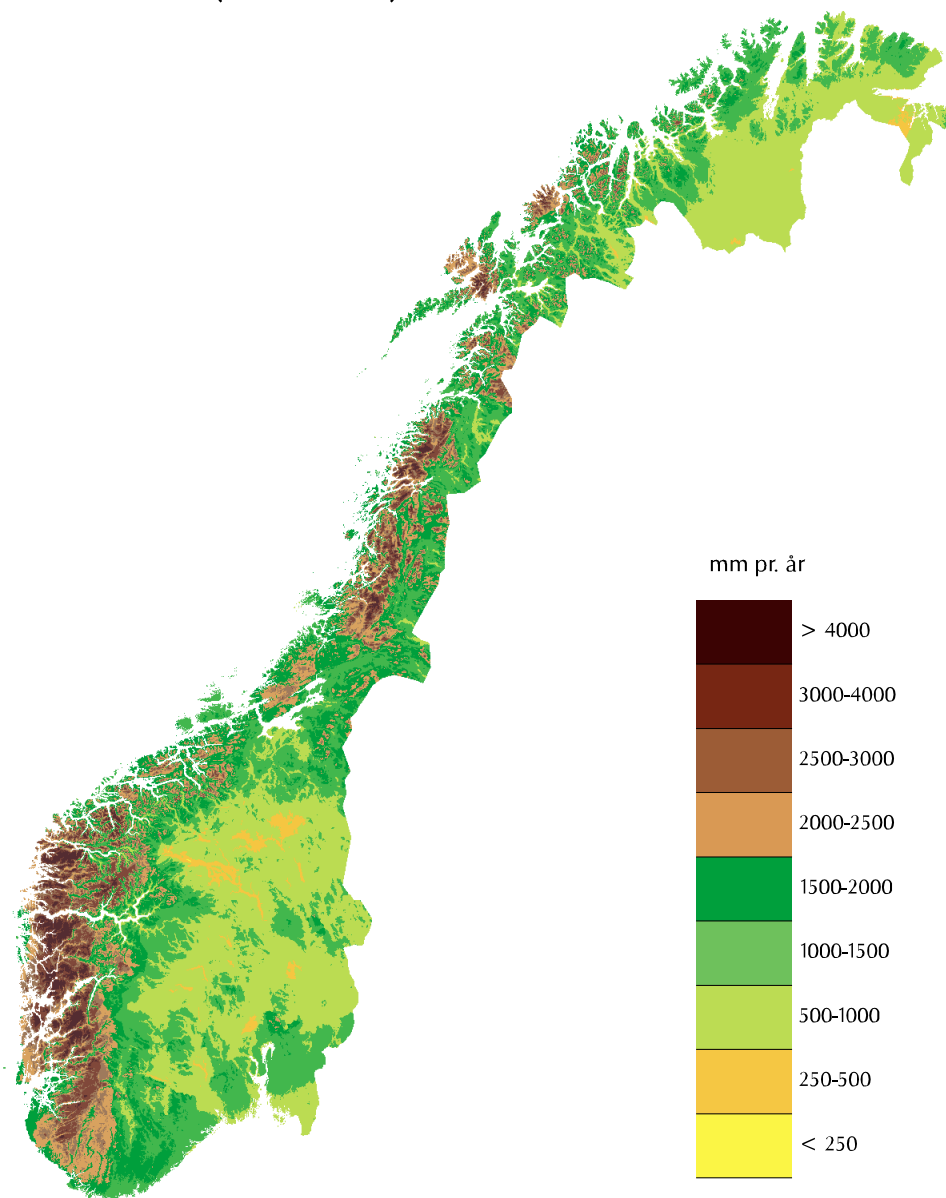


Figur 4. Kumulative fordelingsfunksjoner for verdiene av Nash-Sutcliffe-kriteriet og Bias-kriteriet for de 141 tidsseriene benyttet ved kalibrering og de 43 tidsseriene benyttet ved evaluering av GWB-modellen.



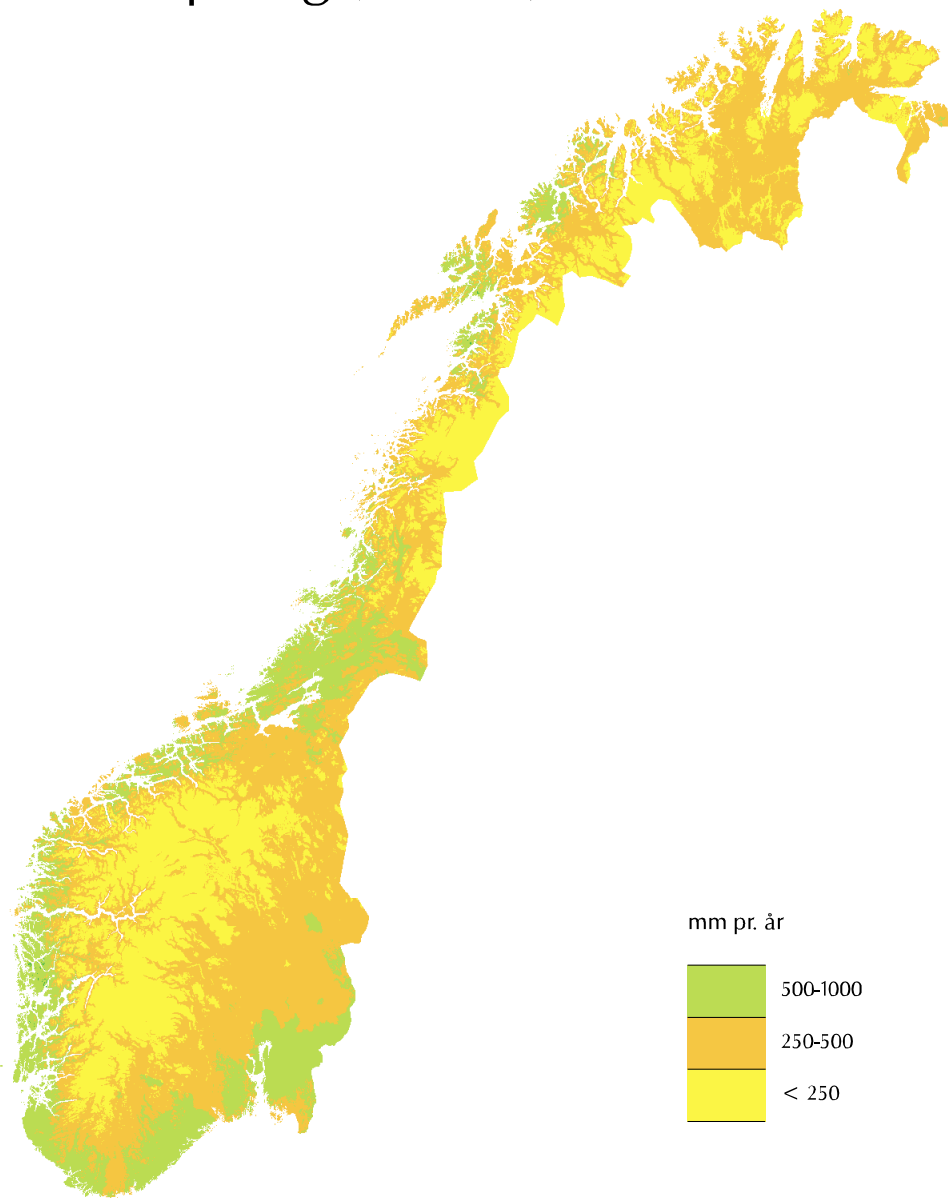
Figur 5. Hydrologisk avdelings stasjoner og tilhørende avrenningsområder som er benyttet ved beregning av normalverdier for perioden 1961-1990.

Nedbør (mm/år) 1961-90



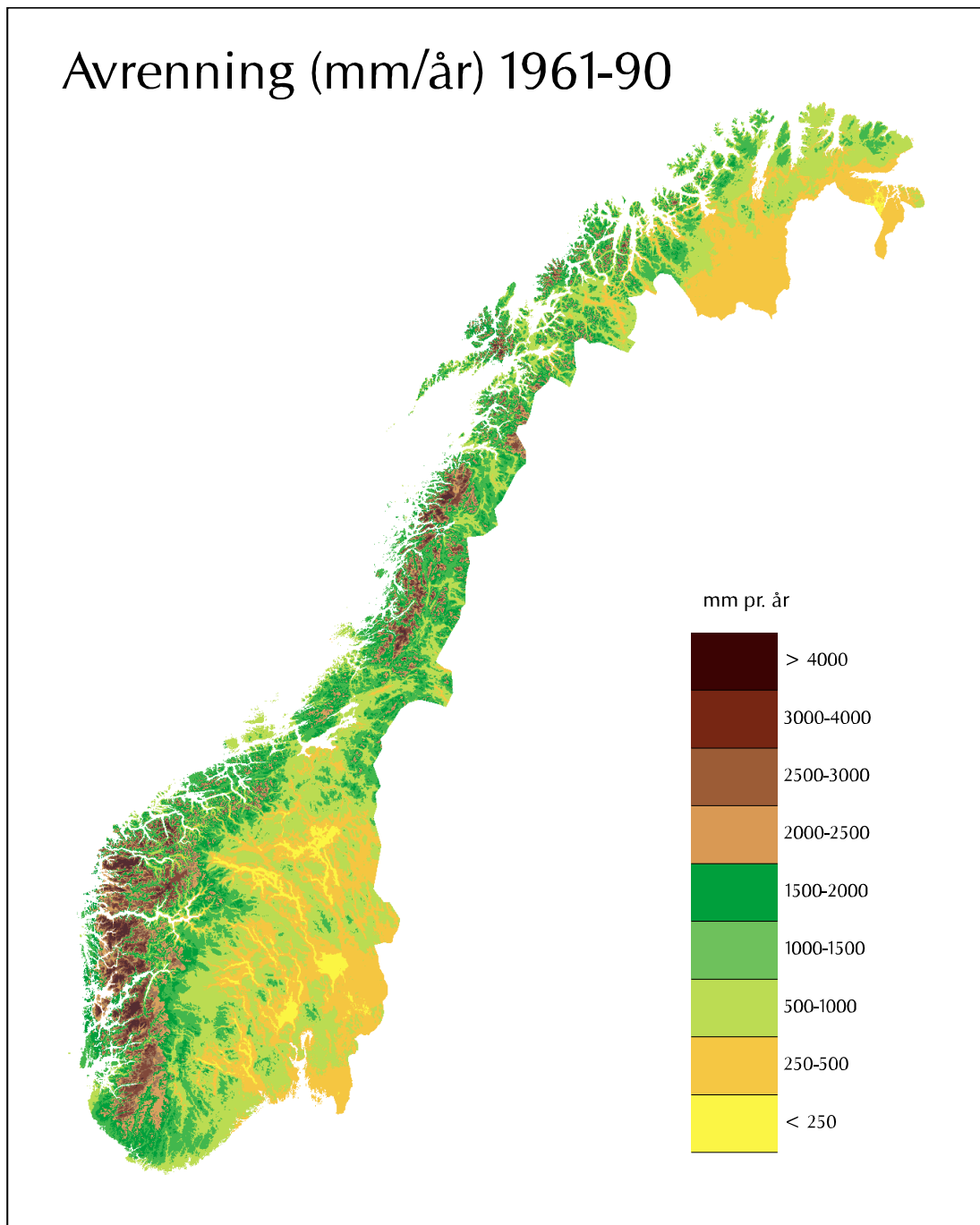
Figur 6. Årsmiddelnedbør for perioden 1961-1990.

Fordampning (mm/år) 1961-90



Figur 7. Årsmiddelfordampning for perioden 1961-1990.

Avrenning (mm/år) 1961-90



Figur 8. Årsmiddelavrenning for perioden 1961-1990.

Denne serien utgis av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)

Utgitt i Dokumentserien i 2002

- Nr. 1 Turid-Anne Drageset: Flomberegning for Moisåna ved Moi (026.BZ).
Flomsonekartprosjektet (28 s.)
- Nr. 2 Stein Beldring, Lars A. Roald, Astrid Voksø: Avrenningskart for Norge
Årsmiddelverdier for avrenning 1961-1990 (49 s.)