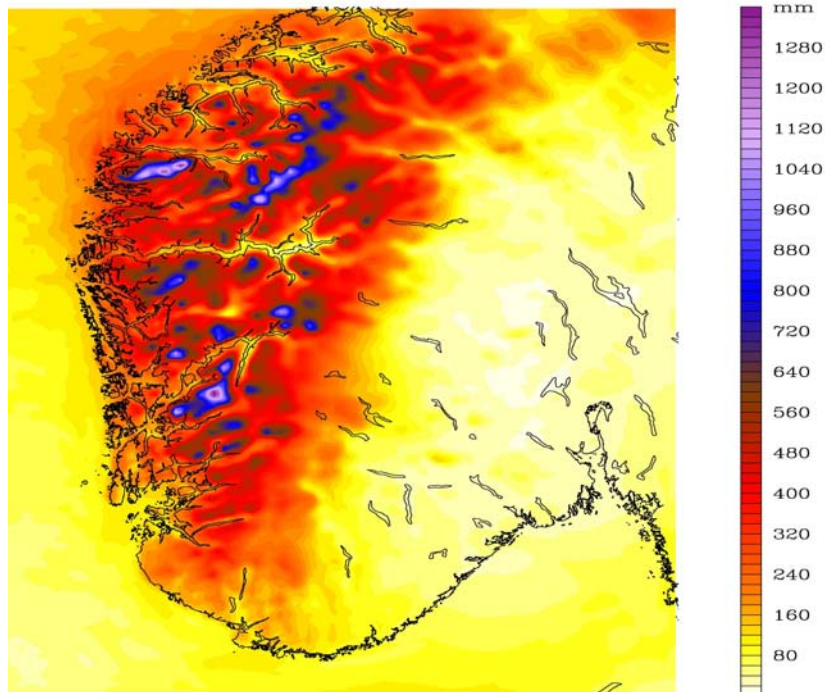


Numerisk simulering av orografisk nedbør på Vestlandet

Hovudfagsoppgåve i meteorologi



Roar Teigen
Mai 2005



Geofysisk Institutt
Universitetet i Bergen

Figuren på forsida viser
simulert nedbør i MM5
akkumulert for januar 2000.

Føreord

Eg vil retta særskilt takk til rettleiar Sigbjørn Grønås. Han har hatt gode idear, halde oppgåva innafør høvelege rammer og vist ekta glød og interesse for mitt arbeid. Stor takk går også til Gard Hauge for alltid å ha tatt seg tid, og vist stor pedagogisk evne til å læra frå seg oppsett av modellen. Gard må vera noregsmeister i å svara fort på e-mail, noko eg har nytt godt av når eg til tider har stått fast. På Klimaavdelinga til Meteorologisk Institutt vil eg få takka Eirik Førland, Ole Einar Tveito, Hans Olav Hygen og Inger Nordin for nyttige opplysningar og klimadata. Eg må også få retta ein særskilt takk til medstudent Camilla som har gjeve meg nyttige råd, tips og som eg har utveksla idear med.

Vidare vil eg takka mine medstudentar for det gode miljøet på Odd som har gjort det til ein svært triveleg ”arbeidsplass”. Her har vore mykje humor og latter, men også god fagleg hjelp å få. Eg hadde aldri trudd at eg skulle få tilfredsstilt mitt enorme behov for å diskutera fotballklubben Brann, men det har faktisk vore tilfelle takka vera Thomas, Frank, Vidar og Frode.

Takk til mi gode venninna Ingrid Ane og søstera mi Inger Synnøve for korrekturlesing av oppgåva.

Til slutt vil eg takka alle tilsette og studentar ved Geofysisk Institutt som har gjort dette til trivelege år av mitt liv.

Helsing Roar.

Innhald

Føreord

1	Innleiing	1
2	Orografisk nedbør	4
2.1	Mekanismar for orografisk forsterka nedbør	4
2.2	Orografisk nedbør over Vestlandet	11
3	Modell	17
3.1	MM5.....	17
3.1.1	Horisontal og vertikal gitter	17
3.1.2	Nøsting	19
3.1.3	Grensevilkår på randa og initialvilkår	20
3.1.4	Dynamikk	21
3.1.5	Fysiske parametriseringar	23
3.2	Modellkonfigurasjon og kjøringar	25
3.2.1	Modellopløysing.....	25
4	Observasjonar	28
4.1	Korreksjon av nedbørobservasjonar	30
5	Nedbøren over Vestlandet januar 2000	32
5.1	Overflatetrykk i Nord-Atlanteren	32
5.2	Vind og nedbør på Vestlandet januar 2000	33
6	Resultat	36
6.1	Modellresultat 1	37
6.1.1	Arealnedbør	37
6.1.2	Punktverifikasjon	41
6.1.3	Statistisk analyse	44
6.1.4	Døgnnedbør	46
6.2	Modellresultat 2.....	49
6.2.1	Arealnedbør	49
6.2.2	Punktverifikasjon	51
6.2.3	Statistisk analyse	53
6.2.4	Døgnnedbør	55
6.3	Modellresultat 3.....	58
6.3.1	Arealnedbør	58
6.3.2	Punktverifikasjon	59
6.3.3	Statistisk analyse	61
7	Diskusjon	64
7.1	Korreksjon av nedbørmålingar	64
7.2	Modelleigenskapar	67
7.3	Verifikasjonsmetodar	71
8.	Samandrag	74
	Appendiks A	78
	Appendiks B	84
	Appendiks C	86
	Referansar	88

1 Innleiing

Store delar av Noreg er svært nedbørrikt. Den geografiske plasseringa i vestavindsbeltet, som fører mild og fuktig luft innover landet, er hovudårsaka til store nedbørmengder. Topografien med bratt helling av fjella i vest gjev gunstige vilkår for orografisk forsterka nedbør på Vestlandet og i Nord-Noreg (sjå til dømes Smith 1979). Det er her ein finn områda med størst nedbør i Noreg.

Hovudreiskapen til varslingsmeteorologar er numeriske prognosemodellar, som simulerer framtidige tilstandar i atmosfæren ut frå atmosfæren sin tilstand ved modellstarten. Skilvassvarsla i middel definerast som gode for nedbørrike område på Vestlandet og i Nord-Noreg, krev det tilfredstillande nedbørprognosar frå dei numeriske modellane. I det minste bør varslingsmeteorologane kjenna til modellane sine systematiske feil slik at desse kan bli korrigert før varsla vert offentleggjort.

Nedbørvarsling har sidan moderne vervarsling tok til omkring 1920, vore viktig for å sikra både menneskeliv og økonomiske interesser. Flom, jord- og snøskred, avlingar, vassdrag-reguleringar og kraftproduksjon er viktige stikkord i ein slik samanheng. Eit døme på verdien av gode kvantitative nedbørvarsel er kraftbransjen. Etter privatisering av denne nokre år tilbake, kappast ulike aktørar i dag om å tilby forbrukarane straum. På den felles nordiske kraftbørsen Nord Pool vert kraftkontraktar inngått. Spottprisen (prisen på straum på børsen) vert heile tida påverka av forventna nedbør dei kommande dagar og veker. Følgjeleg er det viktig for straumleverandørane å ha kjennskap til gode nedbørprognosar når dei forhandlar fram avtalar. Privatisering av kraftbransjen har altså gjort denne til ein stor og viktig kunde både for Meteorologisk Institutt og Storm Weather Center. Medan det for kraftbransjen og skred- og flomvarsel er nedbørmengdene som er det mest interessante, er folk flest til dagleg mest interessert i tidsrommet for nedbør. Regnar det berre innafor tidsrommet meteorologane sa, oppfattar folk varsla som gode uavhengig av om det kom 40 mm når det var venta 10 mm. Likevel sett i eit økonomisk perspektiv, er det viktigast å ha gode kvantitative varsel.

Sidan kvantitative nedbørvarsel er viktige, kan det vera god grunn til å studera dei ulike numeriske modellar sin evne til å varsla nedbørmengder, og finna systematiske feil ved dei dersom slike eksisterer. I neste omgang bør ein sjå på kva grep som kan setjast i verk for å

forbetra modellane. Vestlandet med bratte fjell og varierende topografi kan gjera det vanskeleg for numeriske modellar å varsle representative nedbørmengder, fordi ein er avhengig av god oppløysing i modellen. Truleg kan nedbørprognosane forbetrast med å auka oppløysinga ytterlegare frå 10-30 km som er vanleg i dag. Grunnleggande vilkår for god representasjon av orografisk forsterka nedbør er; at meteorologiske fenomen på synoptisk- og mesoskala, som lågtrykk og frontar, samt fukta i luftmassane er godt representerte i modellane. Dette skulle føra til eit tilfredsstillande trykkfelt og geostrofisk vind, som gjev realistisk vind mot gradientar i terrenget. Slik kan ein få fram realistisk vertikalfart, kondensasjon og danning av nedbør. Betre representasjon av vertikalfart får ein med redusert gitteravstand (avstanden mellom punkta der modellen reknar ut verdiar for dei fysiske variable) for å skildra terrenget (Browning 1990).

Sky- og nedbørdanning har samanheng med mikrofysiske prosessar som fordamping konveksjon, kondensasjon og is- og dråpevekst (Rogers og Yau 1989). Småskalafenomen som ikkje kan skildrast i eit modellgitter, må parametriserast gjennom fysiske og empiriske relasjonar. Parametriseringa av mikrofysiske prosessar, varierer mellom ulike modellar. Nokre modellar gjer det mogleg å velja mellom fleire ulike mikrofysiske skjema. Meteorologisk Institutt (Met.no) sin operasjonelle modell i dag er Hirlam (High Resolution Local Area Model). Informasjon om modellen finn ein mellom anna på Met.no si heimeside (http://met.no/english/r_and_d_activities/method/num_mod/hirlam.html). Den vert kjørt både med 50, 20, 10 og 5 km horisontal gitteravstand. I 2003 overtok Hirlam 20 for Hirlam 50 som operasjonell hovudmodell, denne har 41 vertikale lag. Hirlam 10 blir kjørt på eit mindre område med resultata frå Hirlam 20 som randverdiar. Slik er Hirlam 10 ei nedskalert og nøsta utgåve av Hirlam 20.

I mi oppgåve har eg brukt ein amerikansk mesoskalamodell (MM5, Dudhia, Gill et al. 2002) til finskala simulering av orografisk forsterka nedbør over Sør-Noreg med vekt på Vestlandet. Fokus i oppgåva er å undersøkje innverknaden av horisontal oppløysing på kvaliteten av kvantitative nedbørprognosar. Reknekrafta i dag er så stor at det er realistisk å kjøre operasjonelle vervarslingsmodellar med horisontal gitteravstand ned til 3 til 1 km for mindre avgrensa område. Skal dette ha noko praktisk nytte, må kvalitetshevinga i modellen vera signifikant i høve til meir typiske oppløysingar, det vil seia 10-30 km. Eg tar også for meg innverknaden av ulik parametrisering av mikrofysiske nedbørprosessar på kvaliteten av

nedbørprognosar og orografisk nedbørfordeling. Systematiske feil i nedbørprognosane vert vurdert. Eg nyttar horisontal gitteravstand på 9, 3 og 1 km og to forskjellige skjema for mikrofysiske nedbørprosessar; eit relativt enkelt og eit meir avansert. I kvart tilfelle vurderer eg modellen sin nedbørfordeling mot observasjonar. Det er ikkje ein eller fleire isolerte synoptiske situasjonar som vert simulert, men ein heil månad med svært store nedbørmengder over Vestlandet, januar 2000.

Kapittel 2 skildrar litt generell teori omkring orografisk forsterka nedbør, og fysiske prosessar som er viktige når ein ser på Vestlandet og Sør-Noreg. Eg tar også for meg normal nedbørfordeling for Vestlandet frå Rogaland til Møre og Romsdal, og bakgrunn over tidlegare relevante arbeid om nedbør på Vestlandet. Spesifikasjonar omkring modellen, oppsett og eksperiment med modellen blir gjennomgått i kapittel 3. I kapittel 4 tar eg for meg observasjonsnettet for nedbør og kjente feilkjelder ved nedbørmåling. I kapittel 5 følgjer eit kort overblikk over trykksystema i Nord-Atlanteren januar 2000 i høve til normale tilhøve (1979-95), vind og nedbør på Vestlandet blir også skildra. Resultata av alle modellkjøringane vert drøfta i kapittel 6. I kapittel 7 vert resultata diskutert nærare, og i kapittel 8 kjem eit samandrag. I appendiks følgjer tabell over observert og modellert nedbør for alle stasjonar og alle kjøringar, samt høgd over havet til kvar stasjon i røynda og med dei ulike modellopløysingane. Stasjonskart der stasjonar eg har nytta er merka, er også med i eit appendiks.

2 Orografisk nedbør

Utbytte av modellkjøringar med høg oppløysing er potensielt stort i område med fjell, dalar, fjordar og kupert terreng. Her er ver og klima på lokal- og mesoskala sterkt påverka av topografien. Modellar med høg oppløysing kan representera mykje av terrengformasjonane. Ut frå dette kunne ein slutta at finskalakjøringar gjev gode resultat i kupert terreng, men problemet er meir komplekst enn som så. Parametriseringar og skjema for mikrofysikk, grenselagsprosessar og stråling i modellen er ofte ikkje tilpassa finskala modellkjøringar med mindre enn 10 km horisontal gitteravstand. Ei årsak er liten erfaring med slike oppløysingar i modellane til no. Det vert forska på å laga gode parametriseringar og skjema for finskala kjøringar, men det er enno få resultat. Eg skal presentera litt teori omkring orografisk nedbør som kan synleggjera verdien av god representasjon av topografi i modellar.

2.1 Mekanismar for orografisk forsterka nedbør

Orografisk nedbør eller orografisk forsterking av nedbør er eit fenomen der viktige faktorar er vindretning og vindstyrke, atmosfæren sin vertikale stabilitet, relativ fukt, terrengformasjon, fjellbølger og blokkering av luftstraumen (Smith 1979; Browning 1990; Bruintjes, Clark et al. 1994). Orografisk forsterka nedbør opptrer på ulike måtar, og under forskjellige vertilhøve. Mekanismane som styrer orografisk nedbør er ikkje alltid fullstendig forstått og varierer for ulike klimasoner. Ein opererer gjerne med fire basismekanismar (Smith 1989):

- Tvungen heving
- Bergeron sin modell, såkalla seeder-feeder
- Døgnleg tvungen konveksjon (lite aktuelt for Sør-Noreg om vinteren)
- Konveksjon utløyst av tvungen heving eller blokkering

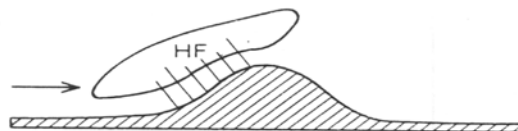
I tillegg kjem kystkonvergens på grunn av friksjonsforskjell mellom land og hav, noko som også kan reknast til ein orografisk nedbøreffekt.

Den tvungne vertikalfarten w , vert bestemt av hellinga i terrenget ($\nabla_h H$, der H er høgda av

fjellet og $\nabla_h H = \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial y}$) og den horisontale vinden (\vec{U}) i dei lågare luftlag:

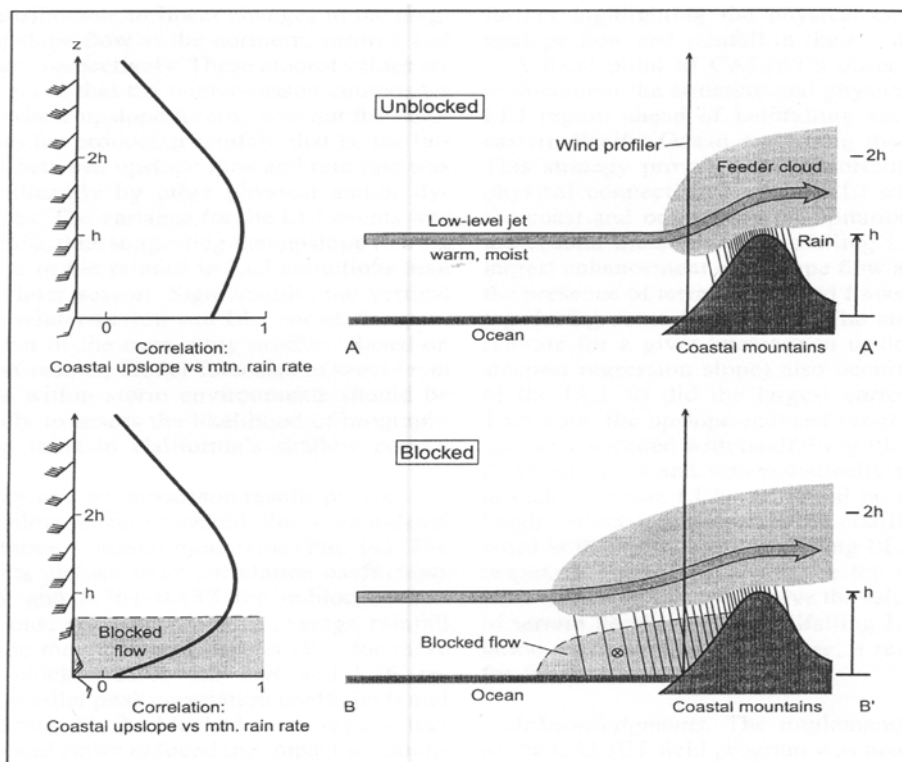
$$w = \vec{U} \bullet \nabla_h H \quad (2.1)$$

Med tilstrekkeleg fukt i lufta vil den tvungne hevinga føra til adiabatisk avkjøling og kondensasjon; under gitte vilkår nedbør som skissert av Figur 2.1.



Figur 2.1: Tvungen heving oppstrøms, HF viser område for danning av hydrometeorar (Smith 1989).

Ein enkel og mykje brukt lineær nedbørmodell uttrykker nedbørraten som proporsjonal med den tvungne vertikalfarten, gjeve ved Likning 2.1, og total kondensasjonsrate når fukta er kjent ved overflata (Smith 1979). Men i følgje Jiang og Smith (2003) aukar nedbøren vanlegvis med vindstyrken med eit tempo mykje seinare enn proporsjonalitet. Neiman et al. (2002) viste at det er den vertikale tvungne vindfarten i toppen av grenselaget som korrelerer best med nedbøren i fjellterreng for kystnære fjell (10-30 km innafør kysten og 500-1000

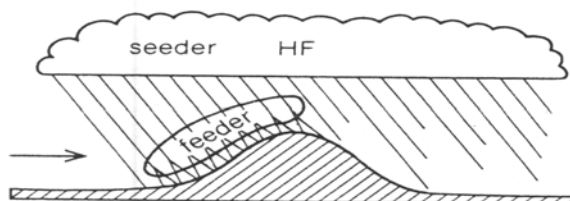


Figur 2.2: Vertikalsnitt av orografisk nedbørfordeling og innverknaden til den blokkerte strømen for kystnære fjell. Til venstre viser korrelasjonskoeffisienten mellom vertikalstrøym ved kysten og nedbørraten på kystnære fjell. Variabelen h er høgdeskalaen til fjellet og avstanden mellom regnstrekaner er proporsjonal til nedbørintensiteten. Sirkelen med kryss i den blokkerte strømen markerar ein terrengparallellell jett (Neiman, Ralph et al. 2002).

m.o.h.) der tilgangen på fukt er stor. Straum over fjell modifierer også vindfeltet, til dømes har ein venstresidig jett for straum over Sør-Noreg, med maksimum vind på toppen av grenselaget. Desse jettane fører til størst auke i vertikalfart i same nivå. Slik gjev jettane ein auke i vertikalfart og auke i nedbør (Neiman, Ralph et al. 2002). God representasjon av vinden i modellen i toppen av grenselaget kan etter dette vera svært viktig for å gje realistiske nedbørmengder.

Forsking siste 40 åra har stadfesta at den enkle framstillinga til Smith av orografisk nedbør, som tvungen heving følgt av kondensasjon og nedbør, ikkje alltid er representativ. Andre mekanismar må også nyttast for å gje ei konsistent skildring av det ein observerer; til dømes kan det bli observert nedbør i god avstand oppstraums av fjella. Hellande terreng forsterkar nedbør, men er ikkje den einaste mekanismen for orografisk nedbørutløysing.

Bergeron (1960) introduserte ”seeder-feeder”, som ein teori for nedbørutløysing. Den bygde vidare på teorien om tvungen heving og var meir konsistent med observasjonar (Figur 2.3.). Ein tenkjer seg eit øvre skysystem (seeder) som har si årsak i frontar eller tråg, og ikkje i tvungen orografisk heving. Seederskya har så stor vertikal utstrekning at nedbørdropar kan dannast ved isfasemekanismar (Rogers og Yau 1989). Dersom det er kaldt nok, kan nedbør falla i fast form. Ein del av desse nedbørdropane vil fordampa på veg mot overflata, slik blir luftmassane nærast overflata fuktigare. Den tvungne vertikalarørsla grunna orografien vil då fort føra til metting av vassdamp og stratuskyer oppstraums fjellet. Nedbørdropar frå seederskya som fell gjennom stratuskya, vil kunne vekse ved koalesens (Rogers og Yau 1989). Er denne prosessen effektiv nok, vil dropane verta så store at dei vert ustabile og splittar seg. Slik får ein nye dropar som kan kollidere med skydropane i stratuskya. Seederskya løyser altså ut nedbøren medan feederskya matar fukt frå dei lågaste luftlaga, som potensielt har dei største mengdene. Forsterking av nedbør på denne måten er derfor ofte

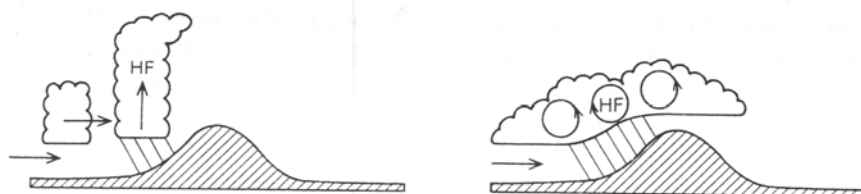


Figur 2.3: Skisse av seeder-feeder mekanismen, HF område for hydrometeordanning (Smith 1989).

markant. I praksis vil nok seeder- og feederskya vekse saman. I tillegg er seederskya også til ei viss grad påverka av orografi. Utfyllande skildring av denne mekanismen finn ein i studiar av Bergeron (1960); Browning, Hill et al. (1974); Browning, Pardoe et al. (1975); Bader og Roach (1977); Carruthers og Choularton (1983); Passarelli og Boehme (1983).

I 1960 la Bergeron fram teori om at orografisk forsterka nedbør ikkje er mogleg dersom fjellformasjonen er for smal og vindstyrken for moderat. Grunngevinga var at dropar store nok til å fella ut som nedbør krev tid til koalesens og isfasemekanismar til å verka, frå om lag 30 til 60 min (Ludlam 1956). Nyare forskning viser at ein konstant tidsskala for orografisk hydrometeorforming neppe eksisterer (Jiang og Smith 2003). Ein slik tidsskala ville implisera linearitet i mikrofysiske overgangsprosessar, men hydrometeorvekst er avhengig av den ikkje-lineære akkresjonsprosessen (Rogers og Yau 1989). Som følgje av dette er tidsskalaen for danning av snøpartiklar avhengig av tilstanden til luftstraumen, terrengformasjonen og mikrofysiske detaljar. Ein må heller prøva å operera med forskjellige tidsskalaer for ulike eigenskapar ved nedbør og nedbørdanning. For eit smalt fjell vil luftmassar nå lesida av fjellet før nedbørpartiklar har fått tid til å danna seg. Er vertikalrørsla oppstrøms svak, vert ikkje kondensasjonsprosessen på losida effektiv nok. Dessutan krev isfasemekanismar tilstrekkeleg underkjøling, som ein ikkje alltid får ved tvungen heving over fjell.

Det har vore allmenn forståing siste 40 åra at nedbøreffektiviteten (total nedbørmengde på losida/totalt kondensert vatn) aukar med aukande breidde på fjellet, som følgje av at adveksjonstidsskalaen og tida til nedbørdanning aukar (Jiang og Smith 2003). Men breiare fjell fører gjerne til slakare hellingar og derfor minkande total kondensasjonsrate. Akkresjonsprosessen vil då gå langsamare og tidsskalaen for danning av snøpartiklar vil auka. Derfor vil snødanningeffektiviteten berre auka langsamt med breiare fjell. Aukande

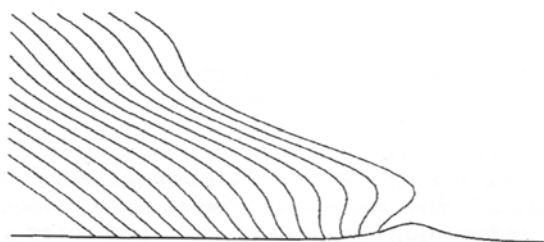


Figur 2.4: Skjematisk framstilling av djup og grunn konveksjon pådriven av orografisk heving av lågare luftlag (Smith 1989).

nedbøreffektivitet har i hovudsak si årsak i mindre adveksjon over til lesida. Isolerte og forholdsvis smale fjell kan under gitte vertilhøve med sterk vind gje mest nedbør på lesida av fjellet. Hovuddelen av skydropane, is- og snøkrystallar er først store nok til å falla ut som nedbør nær toppen av fjellet og vinden advekterer nedbøren nedstrøms (til dømes Andersen 1973).

Dersom ein luftmasse er instabil på vilkår for vertikale forstyrningar, kan tvungen heving føra til konveksjon og såleis skapa kondensasjon og danning av sky- og nedbørdrapar oppstrøms eit fjell eller ei fjellkjede (Holton 1992), som skissert av Figur 2.4. Ein kan også tenka seg at byeceller gjev forsterka nedbør på losida. Dette skjer ved at cumulusskyene fungerer som seedersky for stratussky som den tvungne hevinga oppstrøms fjellet har laga, og ved at den tvungne hevinga akselererer vertikalrørsla i byecella, samt aukar den vertikale utstrekninga.

Smith la i 1982 fram ein modell der han drøfta ein ny teori for orografisk forsterking av nedbør. Den tok utgangspunkt i ein baroklin tilstand i atmosfæren der orografisk blokkering, oppbremsing av luft, stratuskyer i laga nær overflata og differensiell adveksjon kan føra til destabilisering av luftkollonna oppstrøms fjellet. Ein kaldfront som nærmar seg eit fjellmassiv, vil kunna bli blokkert i dei nedste laga, medan luftmassen i nivå over fjellet ikkje vert påverka og går rett fram. Den kalde luftmassen bak fronten vil då fortrenge den varme lufta over bakkefronten og destabilisera luftkolonna når fronten ved bakken ligg oppstrøms fjellet slik som vist av Figur 2.5. Ein kan få konvektiv instabilitet, og det kan byggja seg opp kraftig byenedbør. Ein føresetnad i denne modellen er at kaldfronten si rørsla er bestemt av



Figur 2.5: Posisjonen til ein kaldfront med intervall på 1 time når den nærmar seg og vert påverka av eit fjell. Diagrammet er laga for $U=10 \text{ ms}^{-1}$, $N=0,01 \text{ s}^{-1}$, der $N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$, halvbreidde på fjellet lik 20 km, høgd 800 m. Initialposisjon til fronten er 100 km oppstrøms fjelltoppen, helling på fronten 1/50. Vertikalforstørring er 12:1 (Smith 1982).

adveksjon og ikkje av bølgefænomen. Blokkering av luftstraumen nær overflata kan dessutan føra til at nedbørmaksimumet vert flytta lenger oppstrøms i fjellet (Colle 2004). Det er likevel ut frå observasjonar vanskeleg å vurdera innverknaden av denne mekanismen på orografisk forsterka nedbør i høve til andre. Truleg kan den gje eit vesentleg bidrag på høge breidder der barokline frontar dominerer.

Dersom skalaen til fjellet er tilstrekkeleg stor (~100 km, typisk største skala for straum over Sør-Noreg), og Rossbytalet (sjå side 13) lite, kan vertikal strekking av luftkolonna oppstrøms av fjellet føra til nedbør (Browning, Hill et al. 1974; Holton 1992). Ei luftkollone som vert strekt, kan gå frå å vera vertikalt stabil til å verta instabil på vilkår, og denne destabiliseringa kan føre til byaktivitet. Hevinga av øvre luftlag kan også føra med seg danning eller forsterking av ei orografisk seedersky slik at mekanismen for seeder-feeder vert meir effektiv (Browning 1980).

Terrenget kan også forsterke nedbøren (på kysten) ved kystkonvergens når luft frå havet kjem inn over land der overflata er meir ru. Ei svært enkel framstilling er at skilnaden i friksjon mellom land og hav ved visse vindretningar fører til konvergens, oppstigande rørsle og nedbør (Bjerknes og Solberg 1921). Kystkonvergens som gjev nedbørförsterking opptrer berre når kystlinja ligg til høgre for den storstilte straumen (Roeloffzen, Berg et al. 1986). Grunnen til dette er at når luftstraumen har kystlinja til høgre, vil både reduksjon i vindstyrken over land og dreining av vinden mot klokka som følgje av auka friksjon, verke saman til å gje konvergens. Har pålandsvinden kystlinja til venstre for seg, vil også nedbremsinga av lufta over land gje tilskot til konvergens, men no vil vinden dreia mot klokka og gje divergens. Desse effektane motverkar kvarandre.

For relative breie fjell ($a \sim 50$ km, der a er fjellet si halvbreidde) kan fordelinga av orografisk nedbør vera sterkt påverka av den vertikale bølglengda til fjelltyngdebølgjer (Smith 1979). Dette fordi bølglengda påverkar utstrekninga til oppstigande rørsle. Colle (2004) gjorde sensitivitetstestar for orografisk nedbør for ulike atmosfæretilstandar og forskjellig terrenggeometri i idealiserte fjell. Moderat vindstyrke (10 m/s), $a = 50$ km og standard vertikal stabilitet for ein nær metta troposfære ($N_m = 0,01s^{-1}$, sjå Likning 2.2), gjev ei kort vertikal bølglengd ($\lambda_z = 2\pi U / N_m$, gjevne ved lineær hydrostatisk teori) og dermed stor helling oppstrøms av tyngdebølgjene. Dette avgrensar utstrekninga av oppstigande rørsle nær

fjelltoppen oppstrøms til om lag 3 km. Konsekvensen er at nedbørmengda ikkje aukar så kraftig mot toppen, sjølv om mindre fordamping under skya kan gje meir nedbør i høgda og straumen er ublokkert.

Ein vertikal stabilitet for fuktig luft, N_m , kan definerast (Lalas og Einaudi 1974; Durran og Klemp 1982):

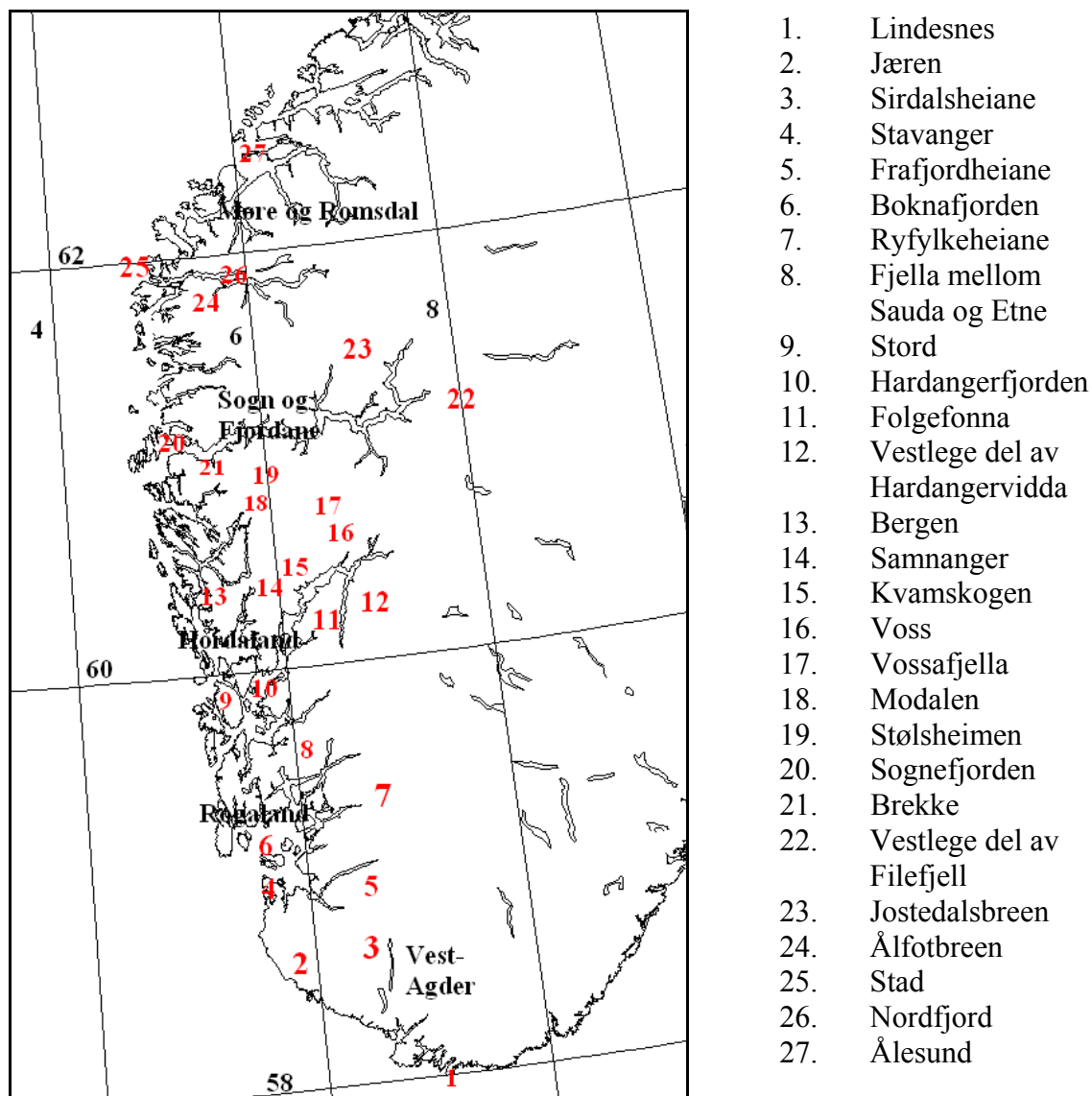
$$N_m^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \Gamma_m \right) \left(1 + \frac{Lq_v}{RT} \right) - \frac{g}{1 + q_w} \frac{dq_w}{dz} \quad (2.2)$$

kor q_v og q_c er blandingsforhold for vassdamp og skyvatn; $q_w = q_v + q_c$ er total vassblandingsforhold; R er den ideelle gasskonstanten for tørr luft; L er latent varme for fordamping; og Γ_m er fuktigadiabatisk fall rate. Vertikal bølgjelengd er proporsjonal med horisontal vind ortogonalt på fjellet. Aukar ein vinden oppstrøms til 20 m/s, vert derfor den vertikale bølgjelengda lengre, noko som gjev mindre helling og lengre vertikal utstrekning på oppstigande rørsle nær toppen av fjellet. Nedbørmaksimumet vert forskyvd mot øvre del av fjellet. Vindstyrke opp mot 30 m/s gjev endå større vertikal bølgjelengd, liten helling og stor utstrekning på den vertikale rørsla, sjølv i god avstand oppstrøms. Store delar av skysystemet ligg over 0-isotermen. Isfasemekanismane dominerer, og ein får eit større orografisk nedbørfelt med stor auke i nedbøren i god avstand oppstrøms. Dersom ein har svak stabilitet, aukar den vertikale bølgjelengda meir med aukande vindstyrke. Følgjene av dette er at ein får stor vertikal utstrekning på den vertikale rørsla, og nedbør i god avstand oppstrøms ved moderat vindstyrke (15–20 m/s). Storm styrke (> 20 m/s) fører til meir nedbør advektert nedstrøms og dermed mindre nedbør oppstrøms.

Nivået til 0-isotermen påverkar orografisk nedbørfordeling. Ligg denne høgt om lag i 500 hPa og ein har standard stabilitet, aukar nedbøren mykje med auka vindstyrke frå lite til moderat vind (Colle 2004). Dette har si årsak i større vertikal utstrekning på den oppstigande rørsla nær toppen av fjellet, som følgje av mindre helling av fjelltyngdebølgjene oppstrøms, og at varmregnprosessar (Rogers og Yau 1989) fører til mindre adveksjon og meir konsentrert nedbørfordeling. Senkar ein 0-isotermen til 1000 hPa, viser det seg at den største nedbørauken skjer ved auka vindstyrke frå moderat til sterk vind. Varmregnprosessane vert erstatta med isfasemekanismar som krev stor vertikal utstrekning på den orografiske skya for å gje stor auke i nedbørmengdene.

2.2 Orografisk nedbør over Vestlandet

Det vil bli nemnt mange område og stader på Vestlandet i oppgåva, Figur 2.6 gjev ein oversikt.

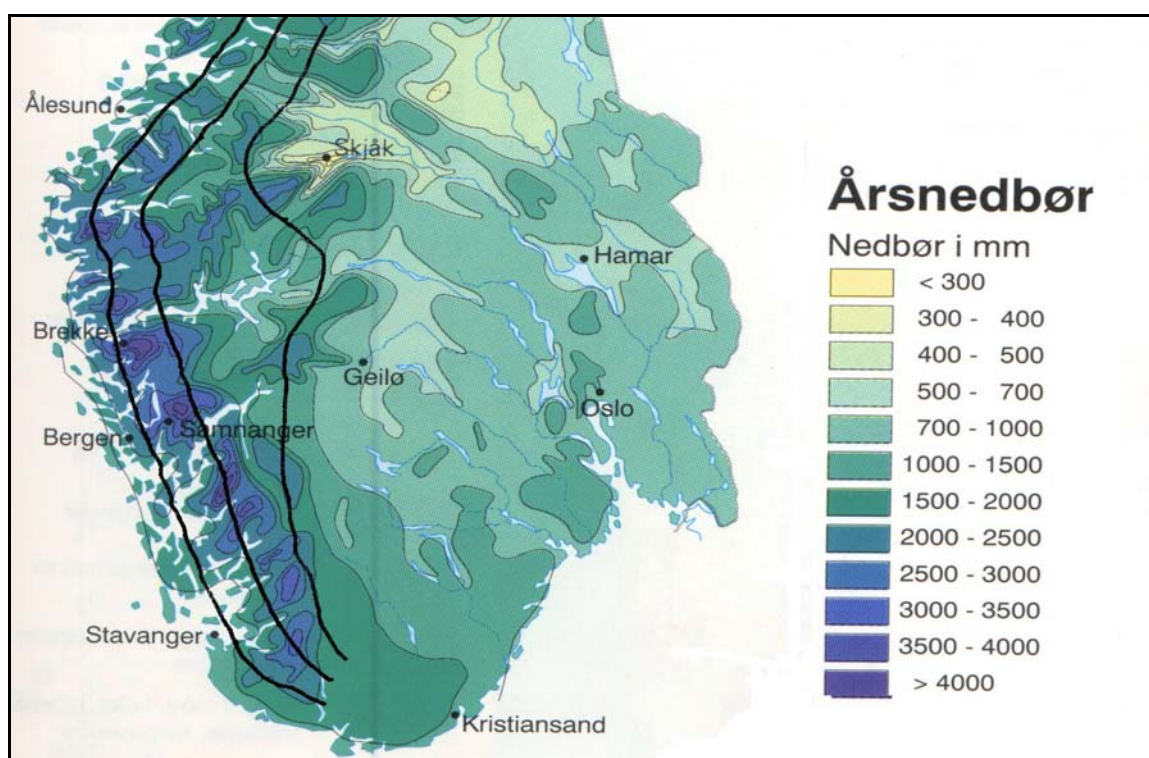


Figur 2.6: Kart med oversikt over stader og område på Vestlandet som vert nemnt i denne oppgåva, breiddegrader og lengdegrader er også påført.

Det har vore gjort ein del arbeid for å kartlegga orografisk nedbør og orografisk forsterka nedbør over Noreg (Spinnangr 1943a; Spinnangr 1943b; Godske 1952; Spinnangr og Johansen 1954; Spinnangr og Johansen 1955; Nordø og Hjortnæs 1966; Andersen 1973; Barstad 2002). Desse studia har vist at nedbøren på Vestlandet er størst i midtre strok, eit belte frå 30 til 60 km innafør kyststripa (Figur 2.7). Dette gjeld både frontnedbør og

byenedbør. Unntaket er for byer frå nordvest om vinteren som relativt fort dør ut når dei kjem innover forholdsvis kaldt land der vertikal stabilitet er stor (Spinnangr 1943a). Den brattaste hellinga finn ein 20-50 km innafor kysten. Kort avstand frå havet medverkar til potensielt mykje fukt i lågaste luftlag. Saman fører desse effektane til størst tvungen heving og kraftigast feedersky i midtre strok. Ein får derfor mest nedbør her (til dømes Nordø og Hjortnæs 1966; Andersen 1973).

Figur 2.7 som viser normal årsnedbør for siste normalperiode (1961-90, utarbeidd av Met.no), syner nedbørmaksimumsområda på Vestlandet tydeleg. Tjukke strekar viser omtrentleg skilje mellom ytre, midtre og indre strok på Vestlandet samt austleg grense for indre strok. Dette kartet er i hovudsak basert på stasjonar som har målt nedbør i heile normalperioden. Men det vert også rekna ut normalverdiar for stasjonar som berre har vore i drift delar av normalperioden, og som vart nedlagt forut for normalperioden. Datagrunnlaget er derfor rimeleg stort, men det er berre eit fåtal brukbare måleseriar for stasjonar til å representera fjellområde. Isolinjene i høgjellet er som følgje av dette usikre, og byggjer på overslag over



Figur 2.7: Normal årsnedbør for perioden 1961-90 for Sør-Noreg. Tjukke strekar viser omtrentleg skilje mellom ytre, midtre og indre strok på Vestlandet, samt austleg grense for indre strok. Områda med maksimum i sør er Sirdalsheiane, Ryfylkeheiane, Frafjordheiane, vidare nordover fjella mellom Etne og Sauda, Folgefonna, området kring Samnanger og Brekke og Ålfotbreen (frå Statens kartverk/Nasjonaltlas for Noreg).

nedbøren sin variasjon med høgda, og Noregs Vassdrag og Energiverk (NVE) sine avrenningskart (Førland, personleg meddeling). I midtre strok er typiske årlege nedbørmengder frå 2000 mm opp til over 4000 mm. Kjente område med store nedbørmengder på Vestlandet er: vestlege del av Sirdalsheiane og Ryfylkeheiane, Frafjordheiane, fjella mellom Etne og Sauda, Folgefonna, eit område kring Samnanger og Kvamskogen, nordvestleg del av Stølsheimen og Ålfotbreen. Målingar av akkumulert snømengde gjennom vinterhalvåret og avrenning frå elvar, tyder på at nedbørmengdene på Ålfotbreen er om lag 5600 mm årleg (siste normalperiode på Ålfotbreen, Roald Lars Andreas, NVE).

Glattar ein ut fjellområda mellom Vestlandet og Austlandet, og slik ser vekk frå detaljar som isolerte små fjell og dalstrok, vil ein sjå at områda med nedbørmaksimum ligg nær eller litt oppstraums frå den største gradienten i terrenget (Nordø og Hjortnæs 1966). Dette understrekar kor viktig tvungen heving er for nedbørmengdene. Nordø og Hjortnæs meinte også at sidan mange stasjonar med størst nedbør er plassert langs fjordar i maksimumssona, har fjord og dal sirkulasjonen sekundær innverknad på nedbøren og er rimeleg stillestående. Pedgley (1970) viste at for isolerte fjell, skilt av smale dalar med ulik orientering i Wales, følgjer luftstraumen over grenselaget ikkje kvar detalj i terrenget. Derfor er det ikkje urealistisk å meina at storskala straum ved toppen av grenselaget i noko grad merkar det kupperte terrenget på Vestlandet som eit utglatta fjell. Som ein følgje av dette er den største skalaen på fjella i Sør-Noreg (halvbreidde ~100 km) truleg viktigast for nedbørfordelinga over Vestlandet.

Førland (1979) fann at for Vestlandet er nedbøren mest lokalt høgdeavhengig frå kysten til om lag 45 km innafør. Johansson og Chen (2003) gjorde ein studie av vind og topografi sin innverknad på nedbørfordelinga i Sverige og fann liknande resultat. Dei viste at for stasjonar i dal og dalsider, der lufta ikkje har strøyma over fjellområde oppstraums av stasjonane, er nedbørmengdene i stor grad avhengig av den lokale hellinga i terrenget. For stasjonar i hellande terreng, der lufta har strøyma over fjellområde oppstraums av stasjonane, er nedbørmengdene mindre avhengig av den lokale hellinga i terrenget viste dei. Truleg har dette fleire årsaker. Førland meinte at straum over fjellterreng produserer ei feedersky som fjernar mykje av fukta i lågaste luftlag når lufta passerer dei første fjella. Slik vil ny oppstigning lengre nedstraums gje mindre effekt som feedersky. På veldig liten skala (2-3 km) vil ein mindre del av nedbøren fordampa før den treff høgtliggande område enn lågtliggande, som

følgje av kortare avstand til skyene, denne effekten vil gje meir nedbør i høgt terreng enn lågt på liten skala. Unntaket er dersom lufta er metta med fukt også i det lågaste luftlag.

Ein har også område på Vestlandet der ein veit det kjem meir nedbør i le av fjell enn på losida i sterk vind (Godske 1952). Eit slikt område finn ein på øya Stord i Sunnhordland. I ein månad med store nedbørmengder (300-400 mm) og i hovudsak sørvestleg vind, vil ein på denne øya få omkring 200 mm meir nedbør på lesida enn losida av eit fjell med breidd om lag 5 km og høgd omkring 700 m (Andersen 1973). Stasjonar i maksimumssona for nedbør som Haukeland, Brekke og Takle ligg også i le, bak fjell med om lag 10 km breidd og 700 m høgd. Årsaka til store nedbørmengder i le er som allereie nemnt, tidskalaen til kondensasjon, nedbørdanning og adveksjon av nedbørpartiklar.

Fjella i Sør-Noreg vil i stor grad modifisere den storstilte luftstraumen. Dimensjonslaus fjellhøgd (forholdet mellom oppdrift og tregleik) $\hat{h} = hN/U$, kor h er høgd på fjellet, kan brukast som mål for om luftstraumen i dei nedste laga er blokkert eller ikkje. Dersom dimensjonslaus fjellhøgd er mindre enn $\hat{h}_{krit} = 1,6 \pm 0,2$ (Smith og Grønås 1993) reknar ein at partiklane har tilstrekkeleg kinetisk energi til å strøyma over fjellet. Standard stabilitet (Brunt-Väisälä frekvens) $N=0,01 \text{ s}^{-1}$ og fjellhøgd lik 1200 m gjev at U må vera større enn 7-9 m/s for å unngå blokkering. Typisk vil luftstraumen som treff kysten av Sør-Noreg i samband med lågtrykkssystem ha $U \geq 15 \text{ m/s}$, og $N=0,01 \text{ s}^{-1}$, som er meir enn tilstrekkeleg for å unngå blokkering. Derfor er luftstraumen over Sør-Noreg i samband med lågtrykk, frontar og nedbørsystem i lita grad blokkert. Dersom ein i større grad hadde eit blokkeringsregime ved lågtrykkspasseringar, ville nedbøren i midtre strok truleg vore mindre, med meir nedbør på kysten. Totalt ville nedbøren vore mindre fordi orografisk forsterking ville spela ei mindre rolle.

Straum over Sør-Noreg er rørsle på mesoskala og innverknaden til jordrotasjonen kan uttrykkast ved Rossbytalet $R_0=U/fL$, kor f er coriolisparameteren, og L er typisk horisontal lengdeskala for fjellet. Med $L=100 \text{ km}$ for Sør-Noreg gjev $U \sim 5-25 \text{ m/s}$, $R_0 \sim 0,38-1,9$ ($f \sim 1,3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). Dette er verdiar som er karakteristisk for rørsle på ein skala der jordrotasjonen har innverknad på straumen, utan å dominera den, noko også Barstad (2002) fann i sine simuleringar. Adiabatisk avkjøling når luftpartiklane vert tvinga til å stiga over

Sør-Noreg skapar ein positiv trykkanomali samstundes som partiklane mistar kinetisk energi og får redusert farten sin. Corioliskrafta vil verta svekka som følgje av redusert fart for partiklar som nærmar seg høgtrykket. Dette vil akselerere luftpartiklane mot venstre parallelt med fjellet. Etter kvart som farten aukar langs fjellformasjonen, vil corioliskrafta auka igjen. Etter litt tid fører det til ein ei ny jamvekt mellom trykkrafta og corioliskrafta. Slik vil trykkfordeling forsterka straumen på venstre sida av fjellformasjonen. Dette gjev ved sørvestleg storstilt vind forsterking av vinden opp mot Stad og ein jet over havet nedstraums for Stad. Studiar av observasjonar (Andersen 1975) og simuleringar (Barstad 2002) stadfestar denne venstrejetten langs kysten.

Ved sørvestleg vind vil corioliskrafta vera med å tvinga straumen over fjella og motverka blokkering (Barstad og Grønås 2005). Slik kjem luftpartiklane seg over fjella med endå høgare dimensjonslaus fjellhøgd enn for fjell på mindre skala. På høgresida av straumen, det vil seia områda kring Lindesnes og nordover mot Jæren, vil trykkgradienten og svekkinga av corioliskrafta redusera den storstilte gradienten slik at ein her får eit vindminimum (Andersen 1975; Barstad 2002). Denne asymmetrien er typisk for straum over Sør-Noreg og i samsvar med teori av Pierrehumbert og Wyman (1985).

Ein kan også ha kystkonvergens som aukar nedbøren på kysten med vind frå sør til sørvest på Vestlandet. Dette fann Godske, Bergeron et al. (1957) og Andersen (1973) ytst på kysten ved Stad.

Sidan sørvestleg storstilt vind er framherskande og vinden aukar nordover mot Stad, skulle ein tru at ein får større nedbør innafor kysten nordover mot Stad. Ser ein tilbake på Figur 2.7 viser denne at det ikkje er tilfelle. Det kjem mindre nedbør innafor kysten nord for Sognefjorden i vind frå sør (Andersen 1973), fordi lufta har strøyma om lag 200 km over fjellterreng og gjeve frå seg mykje fukt oppstraums. Ein kan ikkje utelukka at observasjonsnett til Met.no ikkje fangar opp dei største nedbørmengdene i same grad som lenger sør. Slik er det mogleg at dette område får meir nedbør enn det som vert gjeve i nedbørnormalkart. Store nedbørmengder på Ålfotbreen kan tyda på dette.

Vestlandet sør for Stad får dei største nedbørmengdene med vestleg vind, dette fann blant anna Nordø og Hjortnæs (1966) og Andersen (1973). Nordø og Hjortnæs viste at trykk-

gradienten ved havoverflata langs Vestlandskysten på ein skala om lag 300 km forklarar mykje av variansen i nedbør frå dag til dag på Vestlandet. Er vindretninga for sørleg, vert komponenten av vinden ortogonalt på fjella på Vestlandet liten dei fleste stader. Dermed blir det mindre tvungen heving, men områda lengst sør på Vestlandet får nesten like store nedbørmengder med sørleg vind som vestleg og sørvestleg (Andersen 1973). Andersen (1973) fann også at sørvestleg vind, som er den mest framherskande, gjev nesten like mykje nedbør som vestleg vind. Området nord for Stad får markante nedbørmengder i byever med vind frå nordvest til nord. Årsaka er orografisk forsterking mot fjella som hevar seg opp frå ei kyststripa i retning sørvest-nordaust. Nordvestleg vind i Sør-Noreg har me i all hovudsak i samband med byever bak kaldfrontar som passerer frå vest. Som før nemnt får ein også orografisk forsterking i byever.

Orografisk forsterka nedbør over Vestlandet er truleg ein kombinasjon av fleire av mekanismane skildra i dette kapitlet. Tvungen heving og Bergeron sin vidare utvikling av denne mekanismen til seeder-feeder er viktigaste årsak. Konveksjon utløyst av tvungen heving er også ein viktig mekanisme (Spinnangr 1943a). Smith sin teori forklarar korleis fjell kan destabilisera luftmassen oppstrøms eit fjell på høge breidder, og slik gje grunnlag for konveksjon. Sjølv om føresetnaden om blokkering av lågaste luftlag sjeldan slår feil, vil ein kunna ha differensiell adveksjon i ulike vertikale lag. For straum over Sør-Noreg på den største skala er det mogleg å få destabilisering, som følgje av strekking av luftkollona, skildra i teori av Browning, Hill et al. (1974). Det er vist at kystkonvergens har ein forsterkande effekt for nedbør på kysten av Vestlandet, særleg nær Stad (Godske, Bergeron et al. 1957; Andersen 1973). Me veit lite om studiar av fjellbølgjer sin innverknad på nedbørfordelinga over Sør-Noreg. Arbeidet til Colle (2004) kan kanskje gje ein peikepinn på korleis fjellbølgjer påverkar nedbørfordelinga over Sør-Noreg. Men det er viktig å vera klar over at Colle nytta idealisert fjell med halvbreidde 50 eller 25 km, som ikkje er representativ for den største skalaen i Sør-Noreg.

3 Modell

3.1 MM5

R.A. Anthes ved Penn State University nytta tidleg på 70-talet ein mesoskala modell (Anthes & Warner 1978) som vart utvikla vidare av NCAR (National Center for Atmospheric Research), Penn State University og UCAR (University Corporation for Atmospheric Research). Målet var å nytta modellen på fleire område innafor atmosfærisk forskning og vervarsling. I dag er ein kome til femte generasjon av modellen som vert kalla MM5 (Mesoscale Model 5). I denne oppgåva er nytta versjon 3-6 (Dudhia, Gill et al. 2002). Nokre eigenskapar ved modelloppsettet som er verd og nemna er:

- Kapasitet for multinøsting
- Ikkje-hydrostatisk dynamikk
- Mange opsjonar for parametrisering av fysiske prosessar
- Tilpassing til eit vidt utval av berekningsplattformer

3.1.1 Horisontal og vertikal gitter

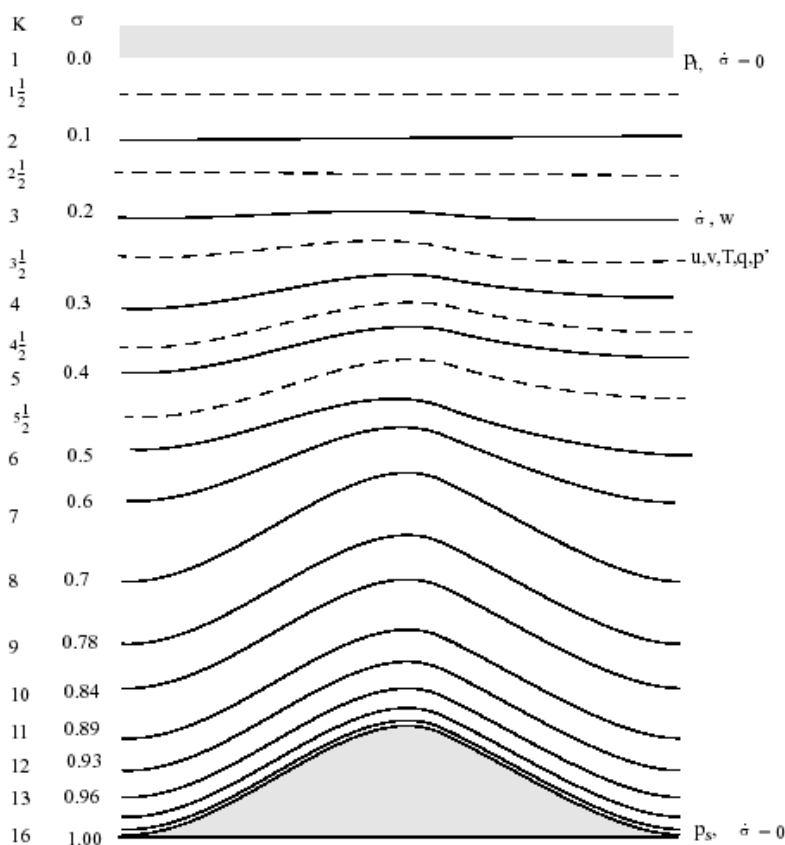
Det er vanleg at analysar til bruk i numeriske modellar er tilgjengeleg på trykkflater, men desse analysane må interpolerast til modellen sin vertikalkoordinat. I MM5 nyttar ein sigma-koordinatar som følgjer terrenget i overflata. σ -nivåa flatar gradvis ut ettersom trykket minkar mot modelltoppen. Figur 3.1 gjev ei skisse av σ -flater i modellen. Koordinaten er definert slik:

$$\sigma = (p - p_t) / (p_s - p_t) \quad (3.1)$$

der p er trykket, p_t er spesifisert trykk i modelltoppen og p_s er overflatetrykket.

Ein ser av Likning 3.1 og Figur 3.1 at σ er lik 1 ved overflata og lik 0 ved modelltoppen. Vanlegvis har ein best vertikal oppløysing i grenselaget, slik er det også i mine simuleringar. Det eksisterer ikkje noko øvre grense for kor mange vertikale lag ein kan ha, men eg har valt å nytta 37 lag. Valet er tatt på grunnlag av at Department of Atmospheric Sciences ved

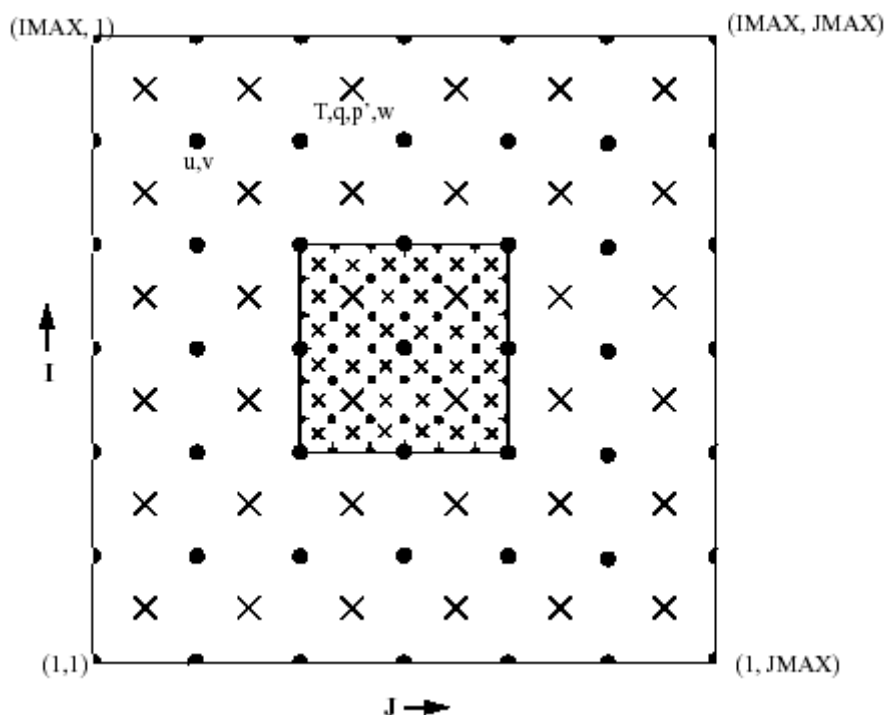
Universitetet i Washington kjører MM5 operasjonelt med denne vertikale oppløysinga¹. Alle avhengige variable utanom vertikalfart vert rekna ut på halve σ -flater, representert med stipla linjer i Figur 3.1. Vertikalfart vert derimot rekna ut på heile σ -flater. Talet på modellflater er derfor alltid eitt mindre enn talet på heile σ -nivå.



Figur 3.1: Skjematisk representasjon av vertikal struktur i modellen. Eksempelet er for 15 vertikale lag. Stipla linjer markerar halve σ -flater, heiltrekte linjer heile σ -flater.

Horisontalt brukar MM5 eit B-forskyvd Arakawa-Lamb gitter (Haltiner og Williams 1980). Som det kjem fram av Figur 3.2 er horisontale fartsvektorar forskyvd i forhold til dei andre skalare variable: temperatur (T), fukt (q), trykkpervasjon (p') og vertikalfart (w). Fartsvektorene vert rekna ut i hjørna av gittercellene (store prikkar) medan dei skalare storleikane vert rekna ut i midten av cellene (krysspunkt).

¹ Sigmaflater som er brukt i modellkjøringane: 1.00, 0.995, 0.99, 0.985, 0.98, 0.97, 0.96, 0.95, 0.94, 0.93, 0.92, 0.91, 0.90, 0.88, 0.86, 0.83, 0.80, 0.77, 0.74, 0.71, 0.68, 0.64, 0.60, 0.56, 0.52, 0.48, 0.44, 0.40, 0.36, 0.32, 0.28, 0.24, 0.20, 0.16, 0.12, 0.08, 0.04 og 0.00.



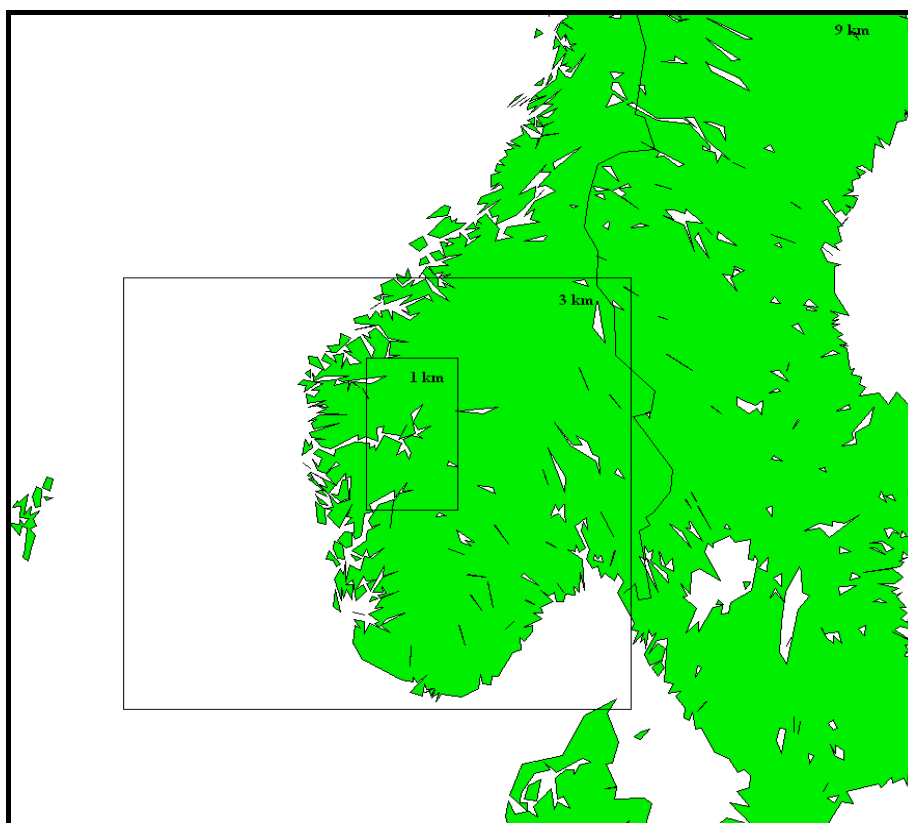
Figur 3.2: Skjematisk representasjon av B-forskyvd Arakawa-Lamb gitter. Den indre boksen viser 3:1 forholdet ein må ha ved tovegs nøsting.

3.1.2 Nøsting

Det er vanleg å bruka nøsting i mesoskalamodellar. Det vil seie at ein først kjører modellen på eit stort område, og sidan brukar resultatane derifrå på rendene til eit mindre område for å kjøra dette. Ein har større oppløysing i det indre område. Resultata frå det indre område kan veljast til å påverka det ytre slik at det er gjensidig påverknad mellom domena (tovegs nøsting). MM5 har kapasitet for multinøsting, opptil ni domene kan kjørast samstundes med gjensidig påverknad mellom domena. Forholdet mellom nøsta i MM5 er alltid 3:1 ved tovegs nøsting. Det finaste nøstet får inndata frå det grovare (mordomenet) gjennom rendene. Tilbakekoplinga til det grove skjer over det indre av domenet. Dersom ein vel einvegs nøsting mellom to domene er det ingen tilbakekopling frå eit lite til eit større område, og forholdet mellom nøsta er ikkje avgrensa til 3:1. Vanlegvis vil det indre domenet få data på rendene frå mordomenet omtrent ein gong i timen. Det ytste området får data så ofte som dei er tilgjengelege, ofte kvar 3. eller 6. time.

I mine modellkjøringar har eg berre nytta einvegs nøsting. Eg har i hovudsak nytta to domene med respektive 9 og 3 km horisontal gitteravstand, men eg har også ei kjøring med eit tredje

domene med 1 km gitteravstand. Figur 3.3 viser simuleringssområda med valde domene. Det største domenet er samansett av 121×121 gitterpunkt, det neste av 199×199 gitterpunkt og det minste av 121×199 gitterpunkt. MM5 produserer ei fil med grensevilkår til rendene for kvart domene som ligg innafor eit større. Til dømes vil domenet med 3 km gitteravstand produsera grensevilkår til domenet med 1 km gitteravstand i min kjøring. Denne fila vert interpolert i tid til å supplera det indre domene. Kor ofte denne fila vert oppdatert er avhengig av frekvensen for utdata i mordenet, for mine kjøringar 1 gong i timen.



Figur 3.3: Simuleringsområda med alle domene og horisontal gitteravstand påskrive.

3.1.3 Grensevilkår på randa og initialvilkår

Alle regionale numeriske prognosemodellar er avhengig av grensevilkår på rendene. I MM5 vert alle dei avhengige variable (hydrostatisk atmosfære) spesifisert på rendene; horisontal vind (\vec{U}), temperatur (T), trykk- og råmefelt (p og q). For å kjøra modellen treng ein initial- og randverdiar til desse variable for ytste område. I mine kjøringar er randverdiar og initialvilkår henta frå analysar utført ved European Center for Medium Range Weather

Forecast (ECMWF). Her har eg henta analysar av dei nemnde variable i standardtrykknivå mellom 1000 og 100 hPa² (modelltoppen i MM5 sett til 100 hPa). Omkring 60°N er analysar frå ECMWF gjeve på eit gitter med om lag 40 km horisontal gitteravstand. Analysane vert interpolert til rendene med oppløysing på 9 km for ytste domene. Sidan analysar frå ECMWF er kvar 6 time, får modellen også randverdiar kvar 6 time på ytste område. I tillegg til dei variable som MM5 får frå ECMWF-analysen, krev modellen initialisering av vertikal fart (w) og trykkpertubasjon (p'). Desse får modellen gjennom preprosessering av analysen frå ECMWF. Ved starten av kjøringane er skyvassinnhaldet lik 0 overalt, følgeleg tar det litt tid for modellen å produsera realistiske nedbørmengder. Modellen er derfor starta minst 12 timar før tidspunkta for evaluering av nedbørmengder (Colle, Westrick et al. 1999). Havtemperaturen er konstant for kjøringane. Den er sett til ein middelvei for januar på 7 °C.

3.1.4 Dynamikk

Som nemnt er MM5 ein ikkje-hydrostatisk modell. I motsetning til tidlegare hydrostatiske versjonar kjem det til eit ledd for vertikal akselerasjon. Når den horisontale gitteravstanden er lik eller større enn vertikal utstrekning av fenomenet ein studerer, gjeld derimot hydrostatisk tilstand med god tilnærming (Dudhia, Gill et al. 2002). For mine modellopløysingar med 3 og 1 km gitteravstand må ein difor i noko grad ta omsyn til ikkje-hydrostatisk dynamikk.

Under følger basislikningane, unntatt likningar for fukt, i den forma MM5 nyttar dei med σ -koordinatsystem:

Trykk

$$\frac{\partial p'}{\partial t} - \rho_0 g w + \gamma p \nabla \cdot \mathbf{V} = -\mathbf{V} \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \right) \quad (3.2)$$

Momentum (x-komponent)

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -\mathbf{V} \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) - e w \cos \alpha - \frac{u w}{r_{\text{earth}}} + D_u \quad (3.3)$$

² Trykkflater i analysen frå ECMWF: 1000 hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 150 hPa og 100 hPa.

Momentum (y-komponent)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{m}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) + e w \sin \alpha - \frac{v w}{r_{\text{earth}}} + D_v \quad (3.4)$$

Momentum (z-komponent)

$$\frac{\partial w}{\partial t} - \frac{\rho_0}{\rho} \frac{g}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{g}{\gamma p} \frac{p'}{p} = -V \cdot \nabla w + g \frac{p_0}{p} \frac{T'}{T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + e(u \cos \alpha - v \sin \alpha + \frac{u^2 + v^2}{r_{\text{earth}}}) + D_w \quad (3.5)$$

Termodynamikk

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + V \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{\dot{Q}}{c_p} + \frac{T_0}{\theta_0} D_\theta \quad (3.6)$$

der p' er trykkperturbasjon frå trykket i ein hydrostatisk referansetilstand p_0 , ρ er tettheten til luft, g er tyngdeakselerasjonen, $\gamma \equiv c_p/c_v$ er forholdet mellom spesifikk varmekapasitet for tørr luft med omsyn på konstant trykk og volum, \dot{Q} er tilført varmemengde pr. tidssteg, θ er potensiell temperatur, p^* er $p_{\text{overflate}} - p_{\text{modelltopp}}$ i referansetilstanden, T' er temperaturperturbasjon frå temperaturen i referansetilstanden T_0 , R_d er gasskonstanten for tørr luft. Alle 0-indeksar refererer til ein hydrostatisk referansetilstand i modellen. I modellen er siste ledd i parentes på høgre side i Likning 3.2 neglisjert. Leddet representerer trykkauke som følgje av oppvarming. Likning 3.3 - 3.5 inkluderer komponentar av corioliskrafta som vanlegvis blir neglisjert eu og ew , kor $e = 2\Omega \cos \lambda$ og $\alpha = \varphi - \varphi_c$, λ er breiddegrad, φ er lengdegrad og φ_c er sentral lengdegrad. Ledda $u \partial m / \partial y$, $v \partial m / \partial x$ og $\frac{v w}{r_{\text{earth}}}$ representerer krummingseffektar der m er kartskalafaktor. Likning 3.3 og 3.4 inneheld ledd som tar omsyn til dei hellande σ -flatene ved kalkulering av horisontale gradientar. Prognostiske likningar eksisterer også for vassdamp, skydekke og nedbør. Desse inkluderer adveksjon og forskjellige ledd for kjelder og sluk.

Det skjema modellen nyttar for endeleg differensiering i rom (forskyvd B-gitter) og tid finn ein utfyllande forklart i Haltiner og Williams (1980). Eg vil berre gje ei kort skildring. Gradientar vert representert ved 2. ordens sentrerte endelege differansar, utanom nedbørsleddet der 1. ordens oppstraumskjema vert nytta. I nokre tilfelle vert horisontal midling nytta for å bestemma gradientane sin rette posisjon. Tidsintegrasjonen vert gjort ved å

nytta 2. ordens leapfrog skjema, men høgfrekvente ledd av typen lydbølger, nedbørrate eller grenselagsprosessar vert handsama med eit skjema for tidsplitting. Det blir her nytta eit kortare tidsskritt. Diffusjon vert handsama med framoversteg, der verdiar kalkulert ved tid $n-1$ vert brukt til å rekna ut verdiar ved tid $n+1$. Nokre ledd som representerer stråling og cumuluskyer nyttar ein konstant tendens over fleire tidsteg og vert berre oppdatert ikring kvart 30. minutt. Tidssteget i mine kjøringar på det største område med 9 km gitteravstand er 27 sekund.

3.1.5 Fysiske parametriseringar

I MM5 er det mogleg å velja mellom fleire ulike skjema for parametrisering av til dømes konvektive prosessar, stråling og mikrofysikk i tilknytning til nedbør. Eg vil gje ei kort skildring av parametriseringane i dei skjema eg har valt for dei viktigaste fysiske prosessane.

Kain-Fritsch cumulusparametrisering og cumulus utan nedbør

Dette skjemaet er basert på relaksasjon til ein vertikalprofil ved å ta omsyn til oppvindar, fallvindar og område med kompensierende nedsøkking i ei cumulusky (Fritsch og Chappell 1980; Kain og Fritsch 1993). Den konvektive massefluksen fjernar all tilgjengeleg oppdriftsenergi innan relaksasjonstida. Metoden nyttar eit komplekst skjema for blanding med omgjevande luft. Effektar av vertikalskjær vert også vurdert. Det eksisterer også eit skjema som handsamar svak konveksjon som ikkje gjev nedbør. Desse cumuluskyene har sterk innblanding frå omgjevande luft, liten utstrekning og ingen fallvindar. Det er her ein føresetnad om jamvekt mellom styrke på konveksjonen og tilførselen av energi frå det planetære grenselaget (PGL). Skjemaet er brukt i alle mine kjøringar.

MRF-skjema for det planetære grenselaget

Skjemaet eignar seg når oppløysing er høg i PGL (Hong og Pan 1996). Det er eit effektivt skjema basert på Troen-Mahrt representasjon av motgradient ledd og K-profil i eit godt blanda PGL. MRF-skjemaet blir brukt i samanheng med vertikal diffusjon som nyttar eit implisitt skjema slik at det kan bruka lengre tidsskritt. Eg har nytta dette skjemaet i alle mine simuleringar.

RRTM strålings skjema

Dette skjemaet handsamar skyer og klarver sin påverknad på kortbølgja stråling (Mlawer, Taubman et al. 1997), og kallast RRTM (Rapid Radiative Transfer Model). Skjemaet for langbølgja stråling er nytt og nøyaktig, utvikla av AER inc. Skjemaet inkluderer effektar av det detaljerte absorpsjonsspektrum, for vassdamp, karbondioksid og ozon. Det er brukt i alle mine kjøringar.

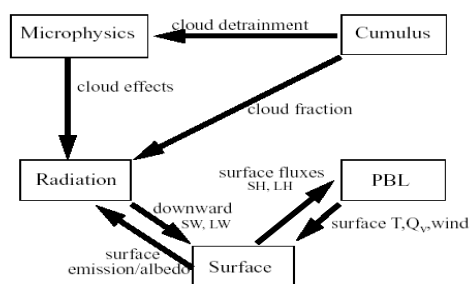
Reisner graupel eksplisitt skjema for mikrofysikk og nedbørparametrisering (Reisner 2)

Dette er eit skjema som gjev eksplisitte prognosar for sky- og nedbørfelt skildra med mikrofysiske prosessar (Reisner, Rasmussen et al. 1998). Adveksjon av nedbør er skildra. Det har med underkjølt vatn over 0-isotermen, og tillet at snø smeltar seint (meir enn eitt tidsteg). Skjemaet omfattar komplekse prognostiske likningar for blandingsforhold for skyvatn (q_c), regn (q_r), snø (q_s), skyis (q_i) og graupel (q_g), samt smelting og fordamping. Skjemaet tillet nedbør i form av regn, snø/sludd og is (graupel).

Schultz eksplisitt skjema for mikrofysikk og nedbørparametrisering

Dette skjemaet er enklare og meir reknetidseffektivt enn Reisner 2, såleis er det nyttig å bruka til operativ vervarsling (Schultz 1995, med nokre oppdateringar). Skjemaet har som Reisner 2 prognostiske likningar for q_c , q_r , q_s , q_i , samt for nedbør som is (graupel, sludd og hagl), q_p og underkjølt vatn over 0-isotermen. Skjemaet tillet altså nedbør i dei same formene som Reisner 2. Til liks med Reisner 2 har det også adveksjon av nedbør. Det som gjer skjemaet vesentleg meir reknetidseffektivt er at parametriseringa av mikrofysikk er på ei enkel form med utstrakt bruk av empiriske konstantar.

Figur 3.4 viser vekselverknaden mellom dei ulike parametriseringsprosessane i MM5.



Figur 3.4: Vekselverknad mellom ulike parametriseringsprosessar i MM5, overflateprosessar er ikkje skildra i denne oppgåva.

3.2 Modellkonfigurasjon og kjøringar

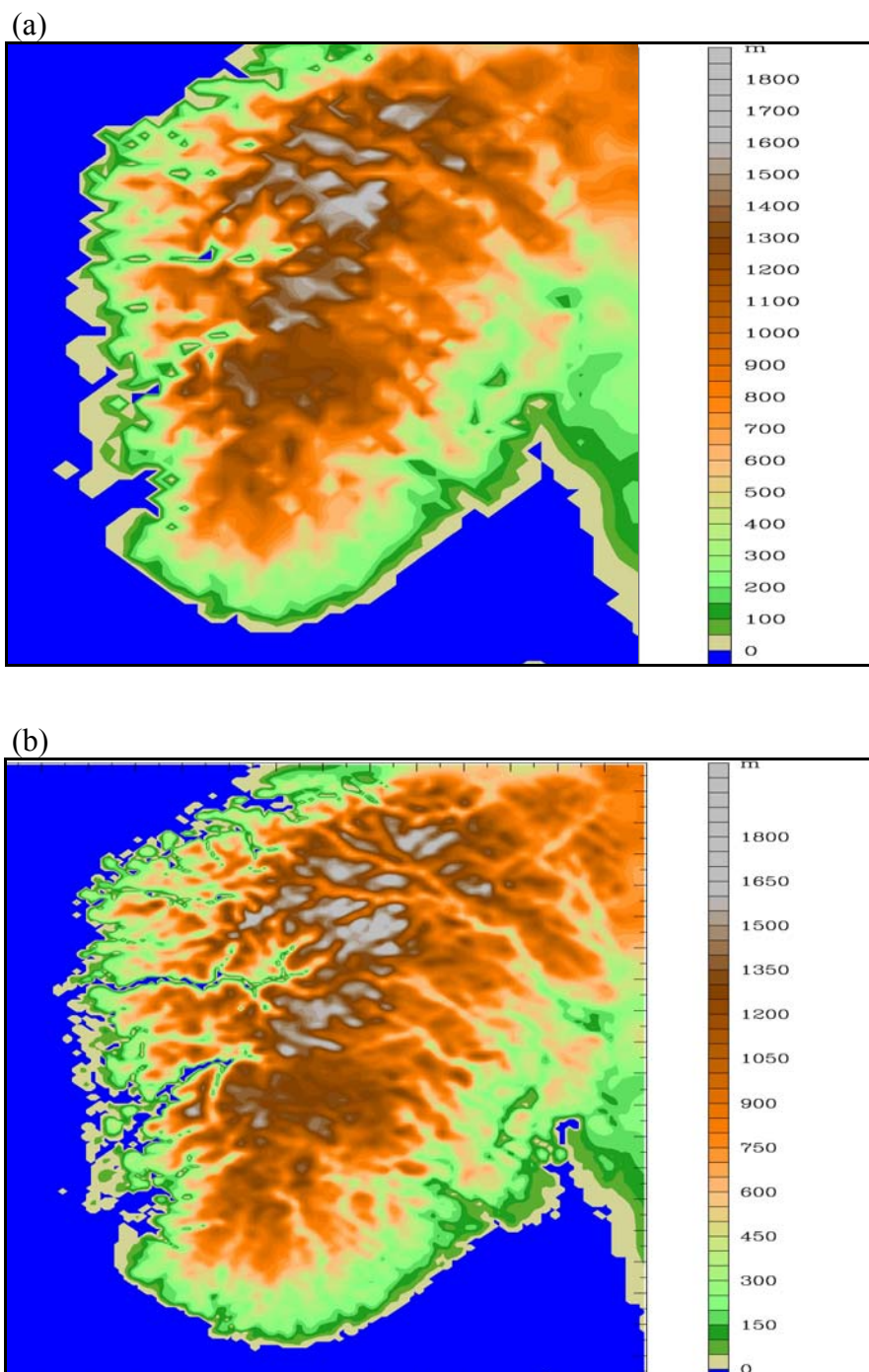
Det vart gjort tre kjøringar med ulik modellkonfigurasjon.

- Januar 2000 simulert frå 00 UTC 1. januar til 18 UTC 31. januar med 9 og 3 km horisontal gitteravstand og Reisner 2-skjema for parametrisering av mikrofysiske nedbørsprosessar, Kain-Fritsch cumulusparametrisering, MRF skjema for det planetære grenselag og RRTM strålingsskjema. Månaden vart delt i 4 kjøringar som overlappa med minst 12 timar. Denne simuleringa vil bli referert til som modellkjøring 1.
- Januar 2000 simulert (same tidsrom som første kjøring) med 9 og 3 km horisontal gitteravstand og Schultz-skjema for parametrisering av mikrofysiske nedbørsprosessar. Alle andre parametriseringsskjemaer er lik dei i modellkjøring 1. Kjøringa var samanhengande over heile månaden. Denne simuleringa vil bli referert til som modellkjøring 2.
- 5. januar kl. 18 til 12. januar kl. 06 år 2000 simulert med 9, 3 og 1 km horisontal gitteravstand og same parametriseringsskjemaer som for modellkjøring 1. Denne simuleringa vil bli referert til som modellkjøring 3.

Sidan to av mine kjøringar startar 00 UTC første dag i månaden manglar eg 18 timar med nedbørdata for det første nedbørdøgnet i januar (eit nedbørsdøgn varer frå 06 UTC til 06 UTC). Dessutan som allereie nemnt, har modellen ein kaldstart, det vil seia at det ikkje eksisterer noko felt i starten for skyvatn og is. Samanlikning mellom observert nedbør og modellnedbør for første dagen i månaden vert derfor urealistisk. Ytre strok fekk om lag 15-25 mm døggnedbør, medan modellen gjev her om lag 5-10 mm. Indre strok fekk lite nedbør. Første døgnet er derfor fjerna frå punktverifikasjonen.

3.2.1 Modellopløysing

Det er av interesse å studera korleis terrenget er representert i modellen med dei ulike gitteroppløysingane. Topografien som er nytta i modellen er den same for alle gitteravstandar og har ei oppløysing på 30 s (om lag 900 m) Av Figur 3.5 (a) ser ein at dalar og fjordar er heller dårleg representert med 9 km gitteravstand. Til dømes er hovudarmen av Hardangerfjorden og Sognefjorden i all hovudsak plassert mellom 100-600 m.o.h. Dårlegast ut kjem alle dei små og smale fjordarmane på Vestlandet som til dels er plassert opp til 700–900 m.o.h.

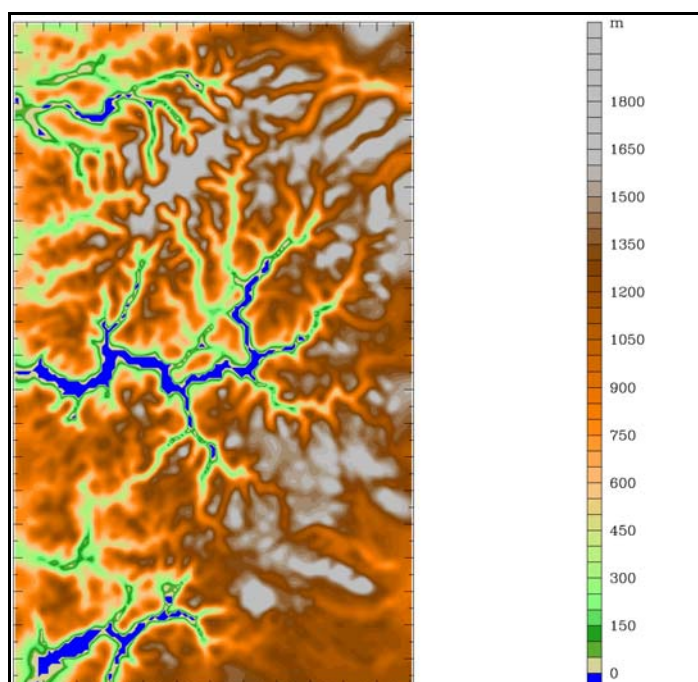


Figur 3.5: Modelltopografi med (a) 9 km og (b) 3 km horisontal gitteravstand i modellen.

Figur 3.5 (b) viser tydeleg at fjordane på Vestlandet er mykje betre representert med 3 km gitteravstand i modellen. Hovudarmen av Hardangerfjorden og Sognefjorden ligg no stort sett i havnivå, men dei smalaste armene til desse fjordane ligg framleis 100 - 400 m.o.h. Nordfjord og dei smale fjordane i Møre og Romsdal er i langt større grad markerte og ligg for det meste under 400 m.o.h. Samstundes ser ein at dei smale fjordarmene innafor Boknafjorden som

knapt er representert med noko struktur med 9 km gitteravstand, har klare konturar og ligg under 300 m.o.h. med 3 km gitteravstand.

Som vist av Figur 3.6 dekkar domene med 1 km gitteravstand indre delar av Hardangerfjorden, Sognefjorden og Nordfjord, samt fjellområda aust for desse. Fjordar og dalar veldig godt representert med denne oppløysinga. Dei smalaste fjordarmar og dalar er tydeleg markert og ligg i all hovudsak innafør 100 m frå deira rette høgde.



Figur 3.6: Modelltopografi med 1 km horisontal gitteravstand i modellen.

Fleire arbeid indikerer at mesoskala modellar kjørt med god horisontal gitteroppløysing, varslar realistisk nedbørsmønster over komplekst terreng (Bruitjes, Clark et al. 1994; Colle og Mass 1996; Gaudet og Cotton 1998). Colle og Mass kjørte MM5 med 3 km gitteravstand på eit område kring Olympic Mountain i staten Washington. Dette var i samband med “Coastal Observation and Simulation with Topography” felteksperiment. Det viste seg at modellen ikkje berre var i stand til å gje eit realistisk nedbørspekter, men også godt kvantitativt samsvar med dei 30 observasjonsstasjonane innafør domenet. Det er eit håp at mine resultat vil visa det same.

4 Observasjonar

Når ein skal nytta punktobservasjonar til å evaluera ein numerisk modell sin kvalitet for nedbørvarsling, er sjølvsagt konklusjonen avhengig av at observert nedbør er lik reel nedbør som treff overflata. Det vart kjent allereie i det 18. hundreåret at målt nedbør på nedbørstasjonar er mindre enn den reelle nedbøren, særskilt gjeld dette nedbør i fast form som fell i sterk vind. Difor er vindeksponerte kyst- og fjellområde særleg utsett for feilmåling av nedbør. Mange felteksperiment har vore utført for å finna passande korreksjonar (Heberden 1769; Hjelström 1885; Sevruk 1982; Dahlström, Førland et al. 1986). I somme område kan faktisk observert vinternedbør vera mindre enn 50% av den reelle nedbørmengda. Dei viktigaste årsakene til at ein måler feil nedbørmengde er:

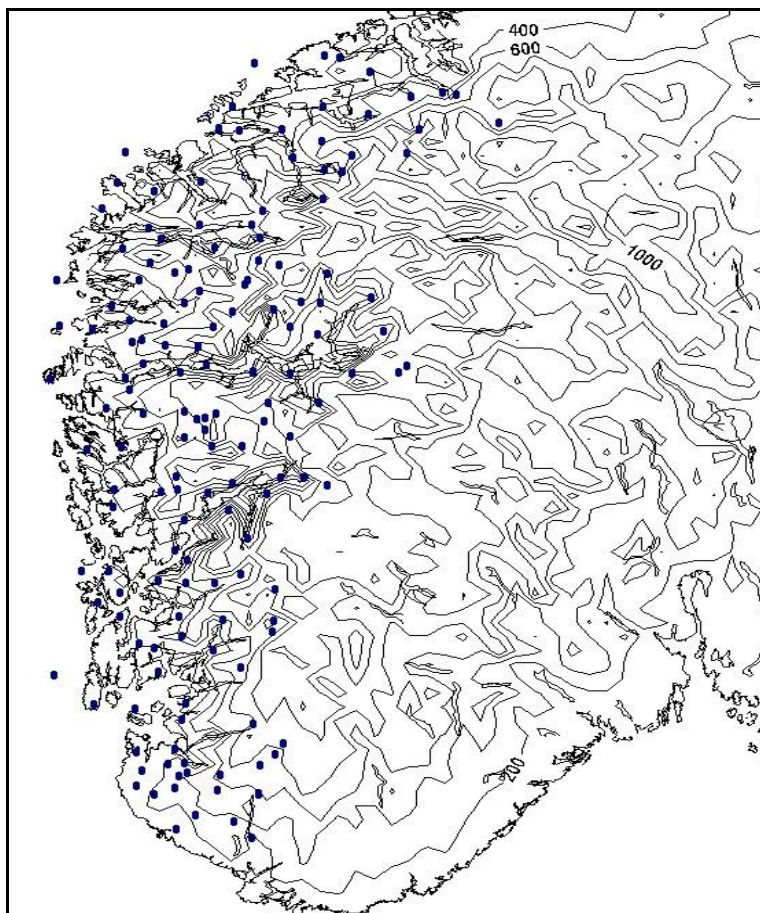
- Vind (aerodynamiske feil)
- Fordamping
- Wetting (nedbør som "heng" fast i oppsamlaren og målebegeret si overflate og som derfor ikkje vert målt)
- Snøfokk
- Nedbør som skvett inn/ut av nedbørsamlaren
- Feillesing
- Lekkasje frå målebegeret
- Uheldig plassering av nedbørstasjon

Vind (aerodynamiske feil) er utan tvil den største feilkjelda til at ein måler for lite nedbør. Turbulensen som vinden skapar på toppen av nedbørsamlaren, gjer at trajektoriane til nedbørpartiklane bøyer av, vekk frå nedbørsamlaren. Ei stor mengd nedbørpartiklar som ville treft opninga på nedbørmålaren utan denne turbulensen, fell derfor utanfor. Dette fører følgjeleg til vesentleg mindre nedbør over arealet som nedbørsamlaren dekkar enn ikringliggjande areal. Størst er avvika ved snøfall og sterk vind. Alle nedbørstasjonar bør ha ein vindskjerm for å redusera denne feilen som vind er årsak til. Ein bør også prøva i den grad det er mogleg å plassera nedbørstasjonen på lite vindutsette stader. Sidan vinden er sterkast i fjellet og på kysten er det her umogleg å unngå store vindfeil.

I 1986 sette World Meteorological Organization (WMO) i gong internasjonale samarbeidsprosjekt for å auka kvaliteten på nedbørobservasjonar, særleg fast nedbør. *WMO*

Solid Precipitation Measurement Intercomparison vart sett i gong, og i Norden etablerte Finland eit eksperimentområde i høve til anbefalingane frå WMO. Dei andre nordiske landa fekk høve til å inkludera sine nasjonale nedbørmålarar i eksperimentområde ved Jokioinen (100 km nordvest av Helsingfors) observasjonsfelt, og det vart danna ei nordisk arbeidsgruppe på nedbør. Hovuddelen av data vart samla inn i perioden 1987 til 1993.

Resultata frå Jokioinen viste (Førland, Allerup et al. 1996) at for nedbør i fast form, målte ein med dei nordiske nedbørstasjonstypene med vindskjerm ikring 70% av reell nedbørmengd. Stasjonar utan vindskjerm målte mindre enn 50%. Avviket var 5% for nedbør i flytande form for stasjonar med vindskjerm og 8% for stasjonar utan. Særskilde eksperiment for å kartlegga feil som følgje av fordamping og wetting vart også gjennomført.



Figur 4.1: Skisse av plasseringa til observasjonsstasjonane som er nytta til å evaluera modellkjøringane. Modelltopografien med 9 km gitteravstand er plotta med konturlinjer for kvar 200 m.

Eg har nytta 158 stasjonar som observerer nedbør, på oppdrag frå Met.no, til å evaluera modellresultata. Ei grov skisse av plasseringa er vist i Figur 4.1. Figur C1 (appendiks C) gjev

oversikt og forklaring av stasjonstypene som er brukt og tabell A1 (appendiks A) gjev høgd over havet. Dei aller fleste av desse er nedbørstasjonar som observerer nedbør ein gong i døgnet 06 UTC. Nokre er synoptiske stasjonar og observerer nedbør to gonger i døgnet, 06 UTC og 18 UTC. Nokre få er såkalla klimastasjonar som vanlegvis observerer nedbør to gonger i døgnet, men det eksisterer også klimastasjonar med berre ein nedbørobservasjon i døgnet. I tillegg har eg nytta arealnedbør til verifisering av modellen. Met.no utarbeider anomalikart for nedbør i Noreg basert på alle tilgjengelege stasjonar. Saman med normalkart kan anomalikartet i ein viss grad brukast til å evaluera modellnedbøren over område som ikkje er dekkja av nedbørstasjonar.

4.1 Korreksjon av nedbørobservasjonar

Den reelle nedbørmengda (P_c) kan ein definera slik (Dahlstrøm, Førland et al. 1986):

$$P_c = f(P_m, \Delta P_E, \Delta P_W, \Delta P_a, \Delta P_g, \Delta P_s, \Delta P_d, \Delta P_h) \quad (4.1)$$

der P_m står for observert nedbørmengde, og ΔP -faktorane står for dei ulike feilkjeldene. Dette er feil som følgje av fordamping (ΔP_E), wetting (ΔP_W), aerodynamiske effektar omkring nedbørsamlaren (ΔP_a), uheldig plassering (ΔP_g), skvetting inn/ut av nedbørsamlaren og snødrift (ΔP_s), instrumentfeil (ΔP_d) og avlesingsfeil og andre tilfeldige feil (ΔP_h). Feil som følgje av uheldig plassering, instrument og avlesingsfeil ($\Delta P_g, \Delta P_d, \Delta P_h$) blir redusert ved gode rutinar for kvalitetskontroll. Skvetting (ΔP_s) (unntatt snødrift på utsette stasjonar) fører til små feil på nordiske stasjonar. Fordamping kan vera ei viktig feilkjelde om våren og sommaren. Dei viktigaste feilkjeldene for nedbørmåling i dei nordiske landa er aerodynamiske effektar (ΔP_a), wetting (ΔP_W) og fordamping (ΔP_E).

Ein generell modell til operasjonell bruk for korreksjon av feil i nedbørobservasjonar kan derfor forenklast til:

$$P_c = k(P_m + \Delta P_W + \Delta P_E) \quad (4.2)$$

der P_c er den korrigerede nedbørmengda og k er korreksjonsfaktoren som skuldast aerodynamiske effektar.

Viktig meteorologisk informasjon for korrigering av feil som skuldast aerodynamikk er vindstyrken ved toppen av nedbørsamlaren, storleiken på regndropane og krystallstrukturen til snøflak. Det er vanskeleg å avgjera både storleik og struktur til hydrometeorar, derfor nyttar ein nedbørintensitet som eit mål for storleiken på dropane og lufttemperaturen ved overflata som ein indikasjon på krysstallstruktur. Vindstyrken vert vanlegvis målt i 10 m høgd slik at denne også må korrigerast til høgda for nedbørsamlaren. Desse parametrane brukar ein så i dynamiske korreksjonsmodellar til å korrigera observert nedbør. Sidan mine nedbørdata i all hovudsak kjem frå stasjonar som berre måler nedbør, har eg ikkje tilgong til nedbørintensitet, temperatur og vindstyrke på stasjonen. Eg har difor brukt ein enkel korreksjonsmetode til ei grov korrigering av nedbørmengdene for heile månaden. Det einaste eg treng å vita her er nedbørtype, og denne informasjonen vert samla inn på nedbørstasjonane. Metoden byggjer på standard korreksjonsfaktorar for nedbør i fast og flytande form for nordiske nedbørmålarar utarbeidd av Dahlstrøm, Førland et al. (1986). Korreksjonsfaktorane er gjeve av Tabell 4.1. Sludd får ein korreksjonsfaktor ved lik vektning av korreksjonsfaktoren for fast og flytande nedbør.

Tabell 4.1: Standard korreksjonsfaktorar for månadsnedbør for nordiske nedbørmålarar med vind-skjerm. Kolonnen lengst til høgre er for finsk nedbørmålarartype, som har ulik korreksjonsfaktor enn dei andre nordiske landa for nedbør i fast form (Dahlstrøm, Førland et al. 1986).

Klasse	Eksposering	Korreksjonsfaktor k		
		Flytande	Fast	Fast (wild)
1	Ekstremt verna lita glipe i skogen	1.02	1.05	1.04
2	Mellom posisjon mellom skog og slette	1.05	1.10	1.20
3	Relativt uverna lokalisering på ei slette	1.08	1.20	1.40
4	Relativt uverna lokalisering i kyst- og fjellområde	1.11	1.40	1.80
5	Ekstremt uverna lokalisering i kyst- og fjellområde	1.14	1.80	2.50

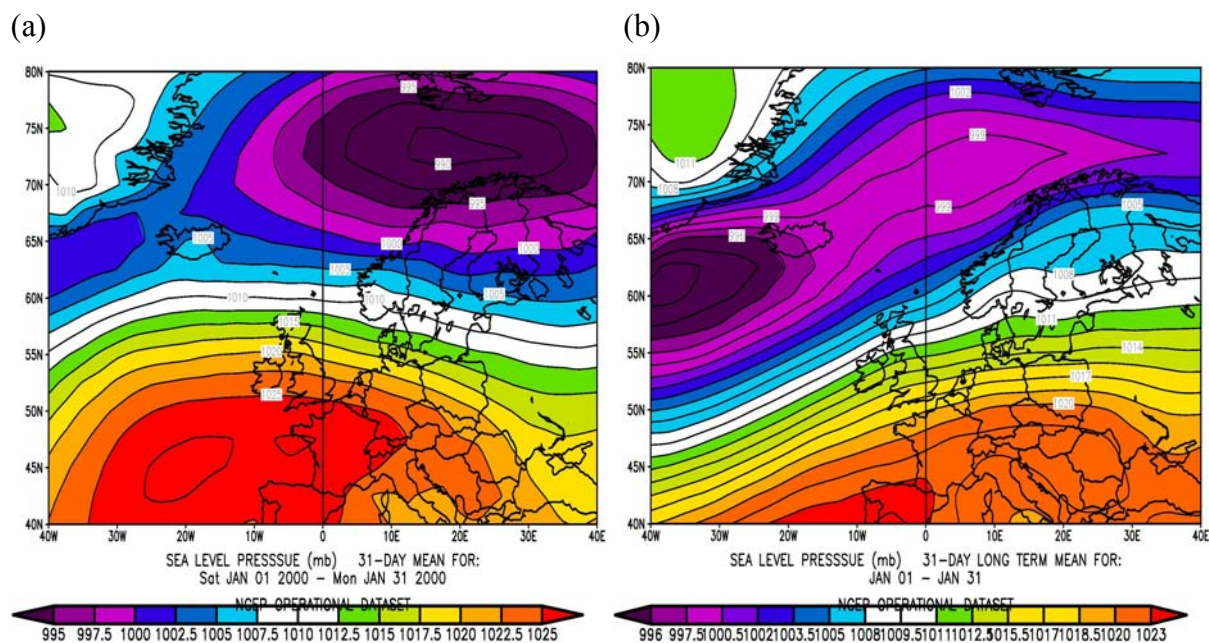
Mi klassifisering av stasjonane byggjer på ei skjønnsmessig vurdering av deira grad av eksposering for sterk vind, sidan det ikkje er utarbeidd ei slik klassifisering for norske stasjonar. Metoden korrigerer også for fordampingstap og wettingtap. Eg har nytta norsk nedbørmålarartype i mine korreksjonar sjølv om det også er utstrakt bruk av svensk type i Noreg. Skilnaden er uviktig til mitt bruk. Eit fullstendig døme på korleis korreksjonen av nedbørdata er utført, finn ein i Førland, Allerup et al. (1996).

5 Nedbøren over Vestlandet januar 2000

Som vi skal sjå skuldast mykje nedbør januar 2000 uvanleg mange dagar med sterk vestavind. Eg vil i det følgjande skildra dei trykksystema som gav mykje nedbør på Vestlandet denne månaden. Diskusjon av grunnleggande årsaker til dei storstilte anomaliane lar eg ligga.

5.1 Overflatetrykk i Nord-Atlanteren

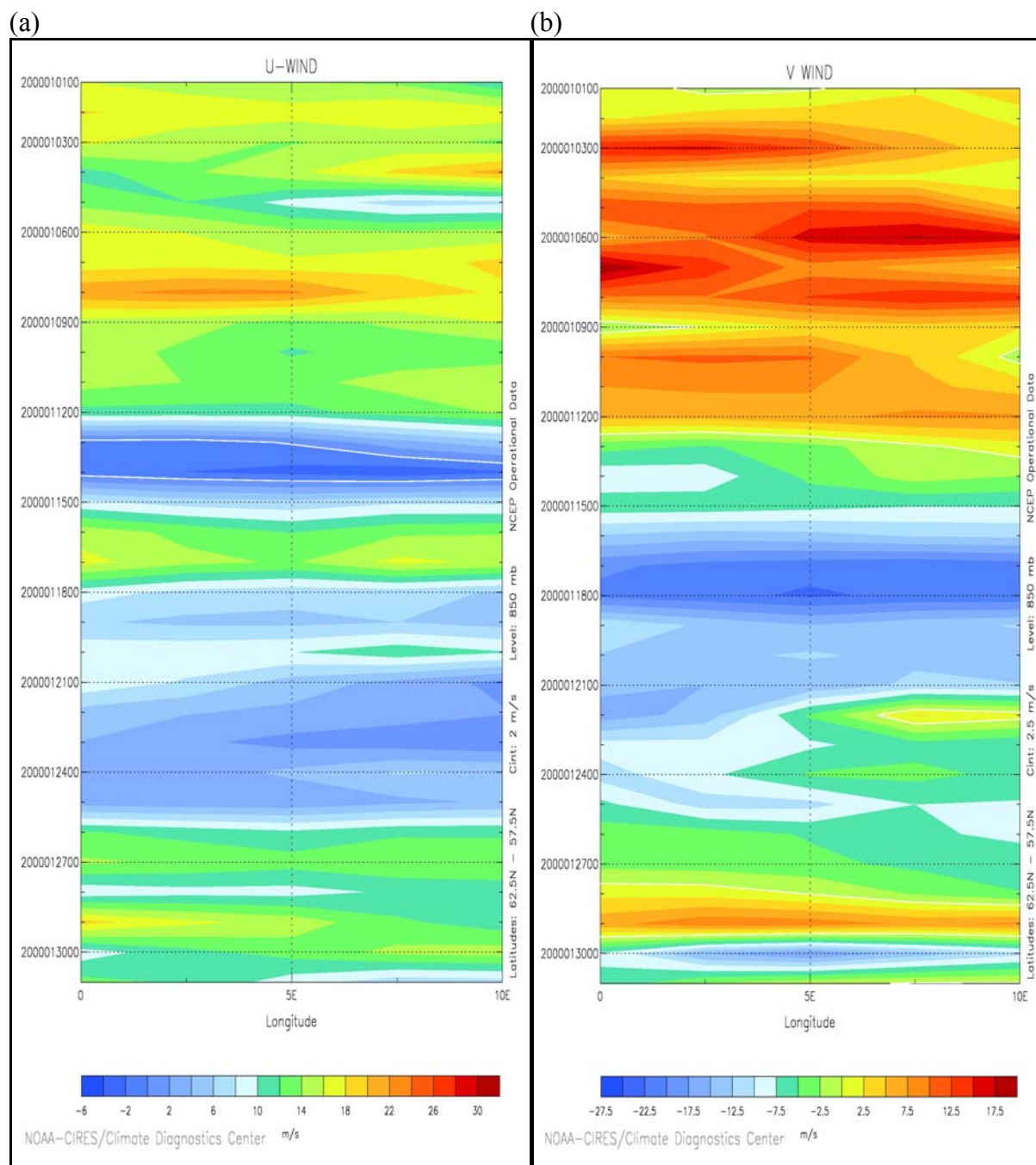
Samanliknar ein middeltrykket for januar 2000 med normaltrykket (Figur 5.1 (a) og (b)) ser ein at Azorerhøgtrykket låg lenger nord enn normalt, om lag 10° i middel. Islandslægtrykket var heller svakt. I staden var tråget i Norskehavet og Barentshavet uvanleg sterkt, med eit markant lågtrykk i middel. Denne plasseringa av trykksystema hang saman med at lågtrykkssystema tok ein nordlegare bane med full utvikling i Norskehavet og Barentshavet. Uvanleg mange og kraftige lågtrykk i desse områda gav svært mange dagar med vestleg vind over vestkysten av Noreg. Viktigaste føresetnaden for store nedbørmengder på Vestlandet var dermed tilstade (Nordø og Hjortnæs, sjå også side 15 og 16).



Figur 5.1: Trykket ved havoverflata i gjennomsnitt for (a) 1. til 31. januar 2000 og (b) 1. til 31. januar 1979-1995. (Diagram produsert av NOAA-CIRES/Climate Diagnostics Center, Boulder Colorado frå deira Web side på <http://www.cdc.noaa.gov/>).

5.2 Vind og nedbør på Vestlandet januar 2000

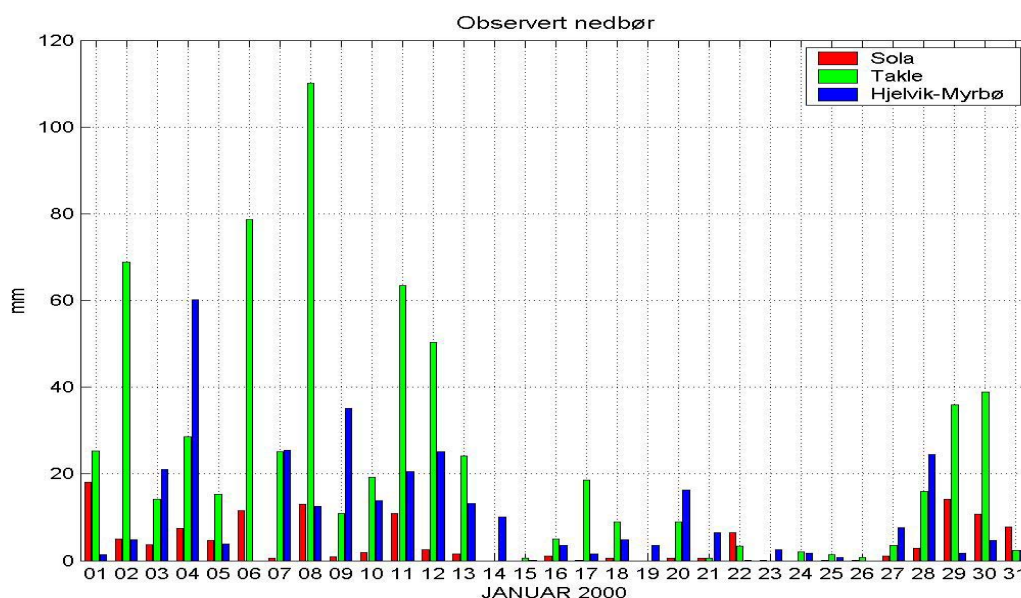
Store delar av Vestlandet fekk mellom 150–200% av normal månadsnedbør (sjå Figur 6.4).



Figur 5.2: Hovmøllerdiagram som viser horisontal vind (m/s) i 850 hPa flata frå 0°-10°E, midla over 57,5°-62,5°N frå 1. januar kl. 00 til 31. januar kl. 00 år 2000, (a) vestleg komponent og (b) sørleg komponent. Data er henta frå NCEP operasjonelle data. (Diagram produsert av NOAA-CIRES/Climate Diagnostics Center, Boulder Colorado frå deira Web side på <http://www.cdc.noaa.gov/>).

Størst avvik var det nord for Stad (over 200%), medan det var minst i sørlege Rogaland (mindre enn 150%).

Det er kjent at geostrofisk vindkomponent normalt på kysten forklarar den største delen av variansen i nedbøren frå dag til dag på Vestlandet (Nordø og Hjortnæs 1966). Legg ein til fleire variable som fukt og temperatur, forklarar ein ikkje vesentleg meir av variansen. Derfor kan det vera interessant å sjå korleis vindretninga varierte i denne månaden. Figur 5.2 viser Hovmøllerdiagram av horisontalvind i 850 hPa midla mellom 57,5°- 62,5°N (om lag frå Lindesnes til Ålesund) frå 0° - 10°E for perioden 1. januar kl. 00 til 31. januar kl. 00 år 2000. Vestlandet ligg mellom 4,5° og 8°E. Vinden var stort sett sørvestleg med vindstyrke mellom 12 til 20 m/s til og med den 11. januar. Frå 12. til 15. januar varierte vinden mykje, men var stort sett mellom nord og vest med styrke mindre enn 10 m/s. Vidare frå 15. til 28. januar var vinden mellom nord og vest, med moderat styrke først og sist i perioden (meir enn 12 m/s) og liten styrke midt i perioden (mindre enn 7 m/s). Slutten av månaden frå 28. til 31. januar var vindretninga hovudsakleg vestleg av moderat vindstyrke (10-20 m/s).



Figur 5.3: Observert døggnedbør frå 1. januar til 31. januar år 2000 for stasjon Sola (sør på Vestlandet), Takle (midt på Vestlandet) og Hjelvik-Myrbø (nord på Vestlandet).

Figur 5.3 viser observert døggnedbør for 3 stasjonar som representerer sørlege (Sola), midtre (Takle) og nordlege del (Hjelvik-Myrbø) av Vestlandet. Største delen av nedbøren kom først i perioden til og med den 13. januar. Mest nedbør hadde Takle som er ein av dei mest

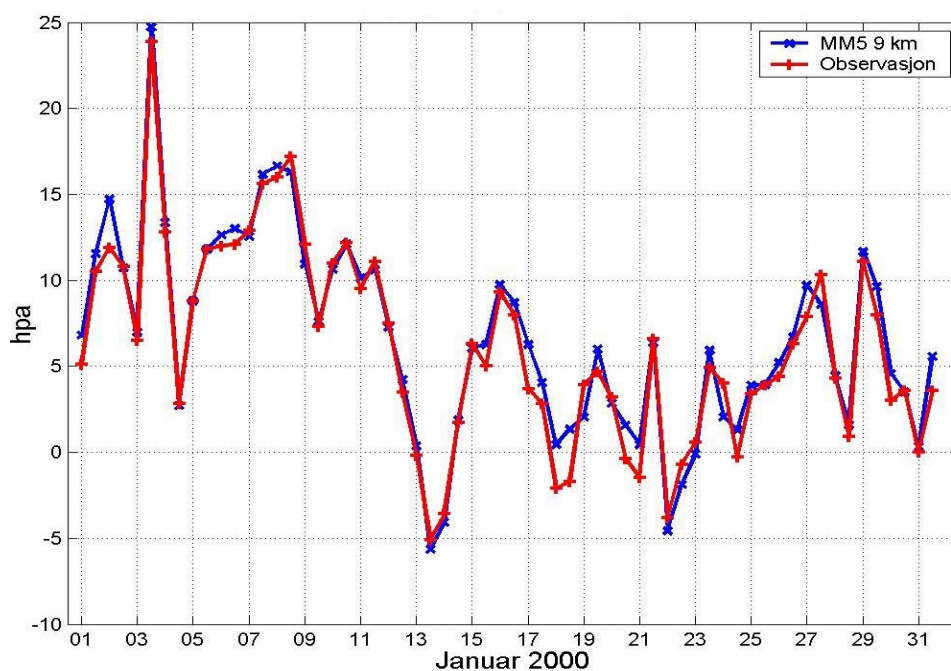
nedbørrike stasjonane i Noreg. Samanliknar ein med Figur 5.2, ser ein at dette var same tidsrommet som ein hadde sterk sørvestleg vind. Den svært store døgnedbøren på Takle 8. januar på om lag 110 mm fall saman med sørvestleg vind opp mot 25 m/s. I perioden frå 14. til 26. kom det relativt lite nedbør, og det var rolige vindforhold. Døgna 17., 18. og 20. kom det mellom 10 - 20 mm på Takle og Hjelvik-Myrbø med vind frå nordvest til nord. Den nedbørrike avslutninga på månaden fall saman med aukande vind stort sett frå vest.

Dei store nedbørmengdene på Vestlandet denne månaden var altså eit resultat av mange og kraftige lågtrykk i Norskehavet og Barentshavet som gav gjennomgåande kraftig vestleg komponent i vinden. Fuktig og mild luft strøymde innover landsdelen og gav orografisk forsterking av nedbøren. I hovudsak seeder-feeder mekanisme i varmsektoren i ein vertikal stabil troposfære, men også forsterking av byer bak kaldfronten i ein vertikal instabil troposfære (analysekart stadfestar dette). Det kom vesentleg mindre nedbør sør på Vestlandet enn lengre nord. Dette skuldast mindre orografisk forsterking sidan fjella heller mindre opp mot vinden i sør enn i nord. Ein har også at vinden aukar nordover på Vestlandet med slike vindretningar (sjå side 15). Dessutan aukar ofte trykkgradienten mot lågtrykkssenter i Norskehavet og Barentshavet.

6 Resultat

Som nemnt i innleiinga er det ein føresetnad for realistisk simulering av nedbør at forstyrningar på synoptisk- og mesoskala som lågtrykk, tråg og frontar, er godt representert i simuleringane. I mine kjøringar er det grunn til å tru at dette er tilfelle. For det første får rendene inndata frå analysar utført ved ECMWF kvar 6. time. For det andre er området lite slik at det er liten sjanse for at modellen skapar store feil innafør området. Eg har testa dette ved å kontrollera observert mot modellert trykkgradient langs kysten. Dersom trykkgradienten er godt modellert, gjeld det same for det storstilte vindfeltet (Nordø og Hjortnæs 1966).

Figur 6.1 viser trykkgradienten Sola-Vigra observert og modellert. Figuren viser svært godt samsvar mellom modellresultat og observasjonar, avviket er aldri større enn 3 hPa og held seg stort sett mindre enn 1 hPa. Dermed kan ein konkludera at det storstilte vindfeltet er tilfredsstillande simulert for å produsera realistiske nedbørmengder i modellen. Når feila i det storstilte feltet er små, er skilnader mellom modellresultat og observasjonar eit resultat av modellen sin evne til å simulera straumen over fjella, nedbørprosessar og representasjons- og observasjonsfeil.



Figur 6.1: Simulert og observert trykkgradient mellom Sola og Vigra (Sola-Vigra) frå 1. januar 06 UTC til 31. januar 18 UTC år 2000. Kvart merka punkt markerar synoptisk tid 06 eller 18 UTC. Blå linja er modell og raud linja er observasjon.

Eg vil gå systematisk gjennom mine modellkjøringar og samanlikna resultata mot observasjonar på dei 158 stasjonane eg har for Vestlandsregionen. Modellresultata er interpolert til observasjonspunkta ved å nytta ein invers Cressman metode (Cressman 1959):

$$P = \frac{\sum_{n=1,4} W_n P_n}{\sum_{n=1,4} W_n}, \quad (6.1)$$

kor p_n er modellnedbøren i dei fire gitterpunkta som omkrinsar observasjonspunktet. Vekta W_n gjeve til nedbøren i dei fire gitterpunkta er gjeve ved:

$$W_n = \frac{R^2 - D_n^2}{R^2 + D_n^2}, \quad (6.2)$$

kor R er horisontal gitteravstand i modellen og D er horisontal distanse frå modellen sitt gitterpunkt til observasjonspunktet. Denne metoden skal gje tilfredsstillande interpolasjon (Colle og Mass 2000).

Eg vil i første omgang nytta observert nedbør ukorrigert. Kva følger det får å korrigera observert nedbør for feil vil eg ta opp i diskusjonskapittelet. Det ville vore ønskjeleg å samanlikna modellert mot observert arealnedbør, men det er ikkje tilgjengeleg observert arealnedbør for januar 2000. Derimot har eg for den første modellkjøringa samanlikna akkumulert arealnedbør i modellen mot Met.no sitt anomalikart for nedbør denne månaden.

6.1 Modellresultat 1

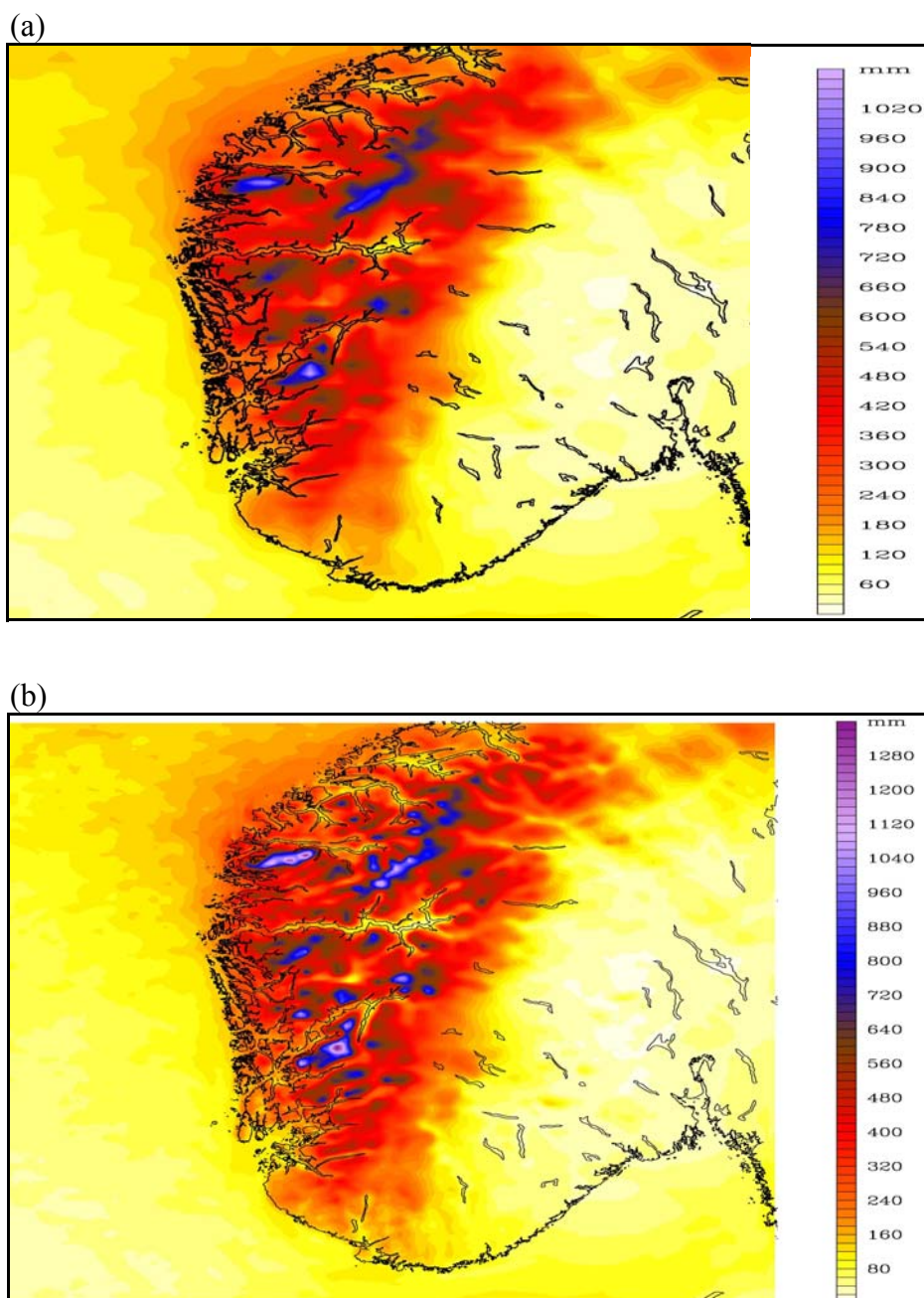
Eg vil presentera resultata frå modellkjøring 1 ved først å sjå på ei samanlikning av arealnedbør. Deretter vil eg ta for meg ei punktverifisering, og til slutt vil eg drøfta statistisk analyse av resultata ved å sjå på månadsnedbør og døggnedbør.

6.1.1 Arealnedbør

Figur 6.2 (a) og (b) viser akkumulert nedbør for heile perioden med 9 og 3 km gitteravstand. Ein ser som venta at kjøringa med størst horisontal gitteroppløysing også gjev best oppløysing av nedbøren. Dette er ikkje det same som å hevda at størst horisontal oppløysing gjev best resultat. Større oppløysing skapar fleire strukturar på liten skala med større gradientar. Er

desse finoppløyste strukturane ute av fase eller feilposisjonert i høve til røynda, er det usikkert kor mykje meir informasjon dei gjev i høve til eit utglatta felt som skildrar dei grove trekka.

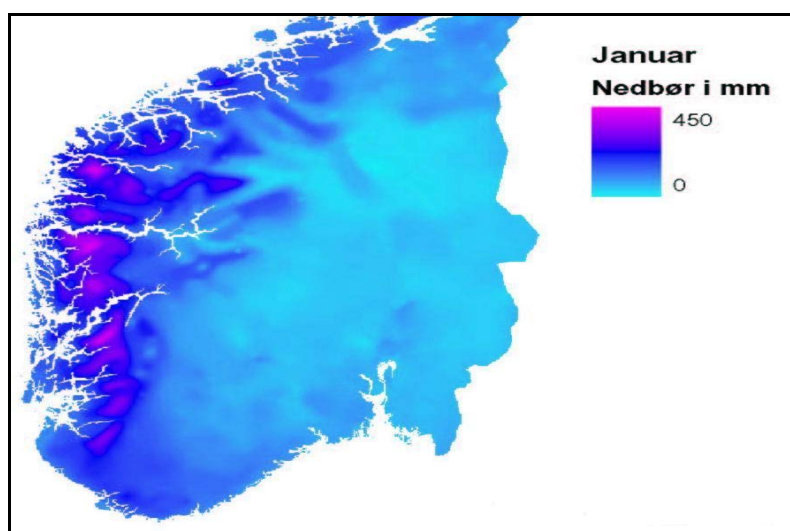
Med 3 km gitteravstand kjem dei kjente områda for nedbørmaksimum, som til dømes Folgefonna, Samnanger, Stølsheimen og Ålfotbreen i Nordfjord (sjå side 12) tydeleg fram.



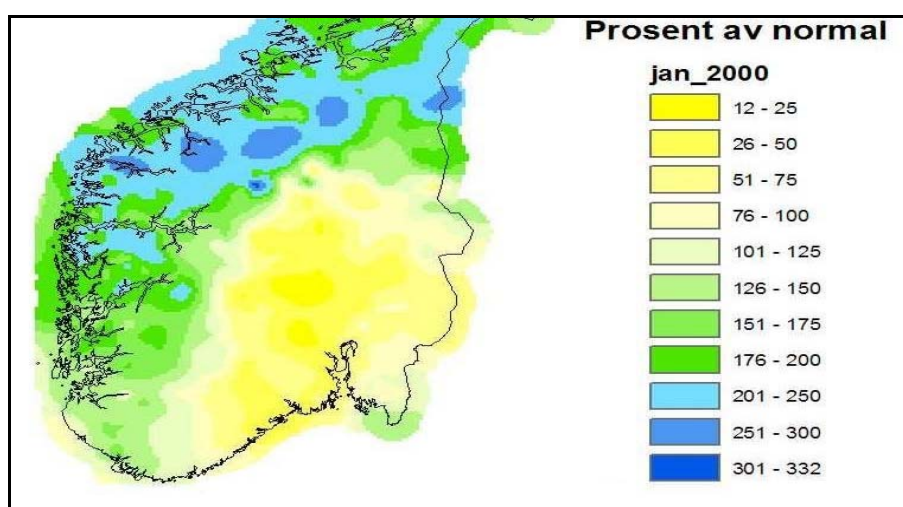
Figur 6.2: Total akkumulert nedbør i modellen frå 1. januar 00 UTC til 31. januar 06 UTC med Reisner 2-skjema for mikrofysiske nedbørprosessar og horisontal gitteravstand på (a) 9 km og (b) 3 km. Landkonturar er ikkje frå modellen sin oppløysing, men høgoppløyst frå eit kart.

Desse områda er mindre tydelege med 9 km gitteravstand, og nedbørmaksimuma om lag 200-300 mm mindre (Figur 6.2 (a)). Samstundes er regnskuggeområda langs Hardangerfjorden og Sognefjorden mykje betre representert med betre oppløysing. Med grovast oppløysing vert strukturane mindre skarpe og det er svakare gradientar. Regnskuggen aust for vasskiljet kjem tydeleg fram i begge domena.

Figur 6.3 og Figur 6.4 viser respektive normalnedbør for januar i Sør-Noreg og anomalier for januar 2000 utarbeidd av Met.no. Ei samanlikning mellom desse figurane og simulert nedbør kan gje eit grovt bilete av kor realistisk simulert nedbør er. I kjøringa vil det som tidlegare nemnt mangla nedbør for første nedbørdøgn i januar. Normalkartet er utarbeidd etter same



Figur 6.3: Normalnedbør for januar måned (normalperiode 1961-90) i Sør-Noreg skissert (Met.no).



Figur 6.4: Anomalier for nedbør i Sør-Noreg januar 2000 skissert (Met.no).

metodar som skildra for normalkartet i kapittel 2, men ein har ikkje avrenningskart til å vurdera nedbørnormal for januar. Slik er uvissa for fjellområda i normalkartet for januar truleg endå større enn i årnormalkartet. I anomalikartet derimot, er det truleg ikkje større feil for fjell enn lågland, sidan anomaliar i nedbør for fjellstrok og lågland er av omtrent same styrke. Feltet vert styrt av variasjonar i den storstilte vindretninga og styrken, slik er det i hovudsak nedbørfordelinga si respons på variasjonar i vindfeltet anomalikartet skildrar.

Resultata av å samanlikna modellkjøringa med 9 km gitteravstand (Figur 6.2 (a)) med normal- og anomalikartet (Figur 6.3 og Figur 6.4) er summert opp i Tabell 6.1. Ser ein på ytre strok, ser det ut til at modellen gjev for mykje nedbør lengst sør i Rogaland. Dei observerte nedbørmengdene aukar nordover mot Stad i samsvar med kva ein kan venta seg ein månad med mykje sørvestleg vind (Barstad og Grønås 2005). I simuleringa aukar ikkje nedbørmengdene i ytre strok tilsvarande. Slik har modellen litt for lite nedbør for ytre strok nordover mot Stad (sjå Tabell 6.1). Nord for Stad, der observert nedbør i ytre strok er mindre, er modellnedbøren igjen meir i samsvar med observasjonane.

Tabell 6.1: Overslag over arealnedbør observert og modellert for ulike delar av Vestlandet januar 2000 på grunnlag av Figur 6.2 (a), 6.3 og 6.4. For kvart område viser øvste rekkje arealnedbør basert på observasjonar og nedste rekkje arealnedbør basert på modellkjøringa med 9 km gitteravstand. Nedbørmengdene er gjeve i millimeter. Utheva tal tyder på for store nedbørmengder i modellen, medan tal i kursiv tydar på lite nedbør i modellen.

Område	Ytre strok	Midtre strok		Indre Strok	
		Lågland	Fjell (ikkje bre)	Lågland	Fjell (ikkje bre)
Vest i Vest-Agder og sør i Rogaland	100-150	150-250	300-400	----	200-300
	150-250	150-250	<i>250-350</i>		200-300
Resten av Rogaland og Hordaland sør for Hardangerfjorden	200-300	250-350	400-600	150-250	300-400
	200-300	250-350	500-600	250-350	500-600
Mellom Hardanger- fjorden og Sogne- fjorden	300-400	350-450	700-900	50-300	100-500
	200-400	<i>300-400</i>	600-1000	100-400	300-800
Nord for Sogne- fjorden til Nordfjord	450-550	450-600	600-800	150-300	200-700
	<i>400-500</i>	<i>400-500</i>	<i>500-650</i>	250-350	300-650
Nord for Nordfjord	250-400	300-400	500-800	50-250	400-600
	250-350	300-400	600-700	100-300	500-800

Også i midtre strok aukar dei observerte nedbørmengdene nordover mot Stad. I låglandet gjev modellen realistiske nedbørmengder, men truleg litt lite frå Hardangerfjorden til Nordfjord. Fjellområda i midtre strok får litt lite nedbør heilt sør på Vestlandet og mellom Sognefjorden og Nordfjord. Ser ein særskilt på breane i midtre strok, Folgefonna og Ålfotbreen, som ikkje er nemnt i tabellen, kjem det her frå 900 til 1200 mm. Modellkjøringa har 1100 mm på begge breane med 9 km gitteravstand endå meir med 3 km.

I indre strok ser ein tydeleg systematisk feil i modellen. Både låglandstrokk og fjellstrokk får for mykje nedbør. Dette gjeld ikkje fjellområde i Rogaland og Vest-Agder, samt enkelte fjellområde nord for Sognefjorden. På Jostedalsbreen kjem det kring 600-700 mm, medan modellen har mykje meir nedbør, 900 mm med 9 km gitteravstand og 1100 mm med 3 km.

Hovudtrekka etter ei slik grov samanlikning er at det er ein viss likskap mellom modellresultat og anomalikartet. Det kan sjå ut til at modellen flyttar nedbøren for langt inn i landet, og såleis gjev for mykje nedbør i indre strok både i låglandet og fjelltrakter, og for lite nedbør i ytre til midtre strok. For fjellstrokk kan det vera at modellen er meir representativ enn anomalikartet tyder på. Årsaka er som kjent at nedbørnormalar for desse områda er usikre. Lengst sør er det motsatt med for mykje nedbør i ytre strok og for lite i indre strok.

6.1.2 Punktverifikasjon

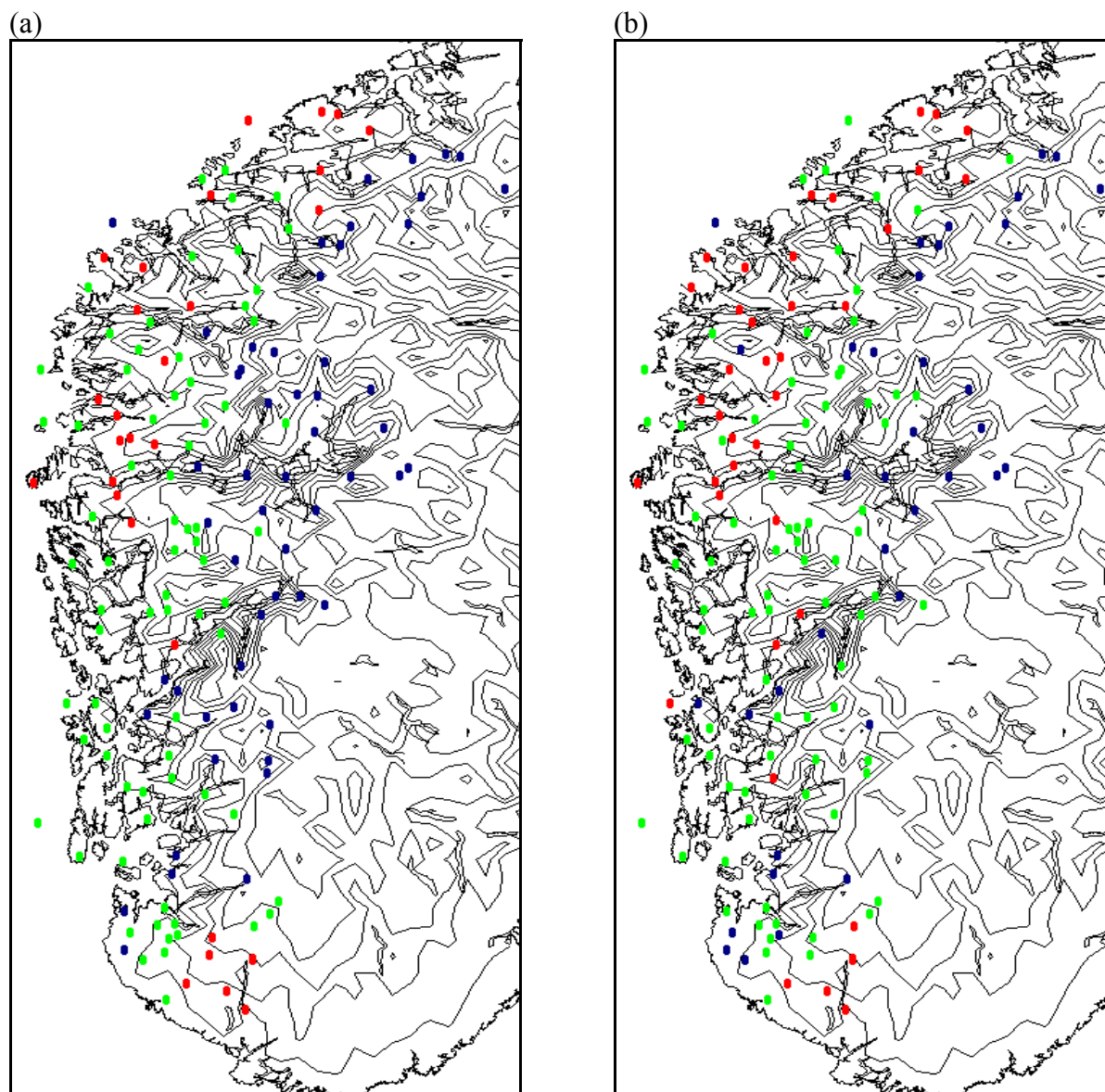
Eg skal no studera modellnedbøren nærare ved å sjå på punktverifikasjon. I all hovudsak er observasjonsstasjonane plassert i låglandet. Dette er viktig å vera klar over, for i modellen vert nesten alle observasjonsstasjonar plassert for høgt, noko som kan påverka resultatata i verifiseringa. Eg vel å definera eit *signifikant positivt* og *negativt* avvik. Positivt avvik vert sett til meir enn 130% av observert nedbørmengde og negativt avvik til mindre enn 90%. Colle, Westrick et al. (1999) nytta ei grense for signifikant positivt avvik på 140% for fjellterreng på vestkysten av USA under vertilhøve med nedbør stort sett i fast form. I eit seinare studie av Colle, Mass et al. (2000) i same området, vart grensa for signifikant nedbøroverskot i modellen sett til heile 167% av observert fast nedbør i fjellområde. I eit studie av modellnedbør for nordaustlege USA, (Colle, Olson et al. 2003) vart grensa for signifikant positivt og negativt avvik av fast nedbør sett til respektive 150% og 110% for

fjellterreng. Sidan eg har få fjellstasjonar, og nedbøren i stor grad er flytande for dei fleste nedbørstasjonar, er mine signifikante grenser meir moderate.

Som ein ser av Figur 6.5, er det same mønster for signifikante avvik for begge oppløysingane. Stasjonane i indre strok får for mykje nedbør i modellen. Unntaket er sørlege del av Rogaland der det kjem for mykje nedbør på nokre stasjonar i ytre strok, medan indre strok ikkje får for mykje. Stasjonar med signifikant negativt avvik i nedbør er plassert i ytre og midtre strok med unntak for nokre få stasjonar i Vest-Agder. Det er særskilt i dei ytre og midtre stroka nord for Sognefjorden modellen har for lite nedbør.

Medan 55 stasjonar har eit signifikant positivt avvik i nedbør med 9 km gitteravstand, er talet redusert til 37 med 3 km gitteravstand, men samstundes er stasjonar med negativt avvik auka frå 28 til 38. Likevel gjev ein reduksjon av gitteravstanden frå 9 til 3 km eit signifikant bidrag til meir realistisk nedbørsimulering i indre strok. Også for dei få observasjonsstasjonane i indre fjellstrok er det, som for arealnedbør, indikasjonar på for store nedbørmengder i modellen. Det er interessant å leggja merke til at der underskotet på nedbør i ytre strok er tydelegast, er også overskotet i indre strok mest markant. Dette kan tyda på at prosessane som fører til kondensasjon, danning av skyvatn og nedbørpartiklar tar for lang tid. Dessutan at nedbørpartiklane kan bli advektert nedstraums i for stor grad. Det negative avviket i ytre strok er ikkje stort nok til å vega opp for heile det positive avviket i indre strok. Produksjonen av hydrometeorar og nedbøreffektiviteten (total nedbør/totalt kondensert vatn vest for vasskiljet mellom aust og vest) er derfor truleg for stor.

Rogaland skil seg topografisk frå dei andre vestlandsfylka med lågare og mindre bratte fjell, særskilt i modellen (Figur 3.5). Ei årsak til for mykje nedbør på Jæren kan vera at sterk vind fører til for lite observert nedbør, dette ser eg nærare på i diskusjonskapittelet. For lite simulert nedbør på stasjonane sør i indre Rogaland og Vest-Agder kan vera ei direkte følge av for mykje simulert nedbør nærare kysten. Stasjonane langs Boknafjorden og oppstraums Folgefonna skil seg også frå andre område med signifikant for mykje nedbør. Dei ligg i midtre strok i eit opent landskap. I modellen har områda store gradientar i terrenget, noko som gjev gode forhold for orografisk forsterking. Ein av dei mest nedbørrike stasjonane i Noreg, Indre Matre i Sunnhordland (nedlagt og ikkje med) ligg i same område oppstraums



Figur 6.5: Observasjonsstasjonar merka med raudt gjev modellen mindre enn 90 % av observert nedbør. Stasjonar merka med blått gjev modellen meir enn 130 % av observert, og stasjonar merka grøne gjev modellen mellom 90-130% av observert som ikkje er signifikant. Gjeld for (a) 9 km og (b) 3 km gitteravstand. Konturlinjer for kvar 200 m og 9 km gitteravstand er også påført. Landkonturar er ikkje frå modellen sin eiga oppløysing, men høgopløyst frå eit kart.

Folgefonna. Dei nemnte stasjonane er såleis ikkje representative for den orografiske forsterkinga like innafor.

Representasjonsfeil er eit godt kjent problem med punktverifikasjon. Til dømes presenterte Sinclair, Wratt et al. (1997) eit eksempel frå to nedbørstasjonar plassert i Alpane på New Zealand. Desse hadde ein horisontal avstand på 2 km, og målte døggnedbør på respektive 315 og 125 mm. På Vestlandet kjenner ein også til store forskjellar i nedbør på liten horisontal

skala. I eit døgn med store nedbørmengder i Bergen utplasserte Roar Inge Hansen frå Storm Weather Center eit nett med 20 uoffisielle nedbørmålarar. Medan den offisielle stasjonen i sentrum fekk 66 mm i døggnedbør, fekk ein stasjon berre om lag 3 km unna 91 mm (og ein stasjon om lag ei mil unna over 120, mm artikkel i Bergens Tidende). I mange tilfelle vil dårleg representasjon føre til svak punktverifikasjon.

6.1.3 Statistisk analyse

Spreiingsplott for observert og modellert månadsnedbør i Figur 6.6 (a) viser at modellen med 9 km gitteravstand for dei fleste stasjonane gjev for mykje nedbør. Særleg er dette tilfelle for stasjonar med lite observert nedbør. Dei stasjonane som modellen gjev for lite nedbør, har stort sett fått svært mykje nedbør (meir enn 400 mm). Linja med best tilpassing ved regresjon viser tydeleg dette. Gjennomsnittleg nedbørmengde for dei 158 stasjonane er 322 mm.

I samsvar med Colle, Westrick et al. (1999) er systematiske feil (prosentvis bias) her definert som:

$$B_p = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{100 \times P_n}{X_n} \quad (6.3)$$

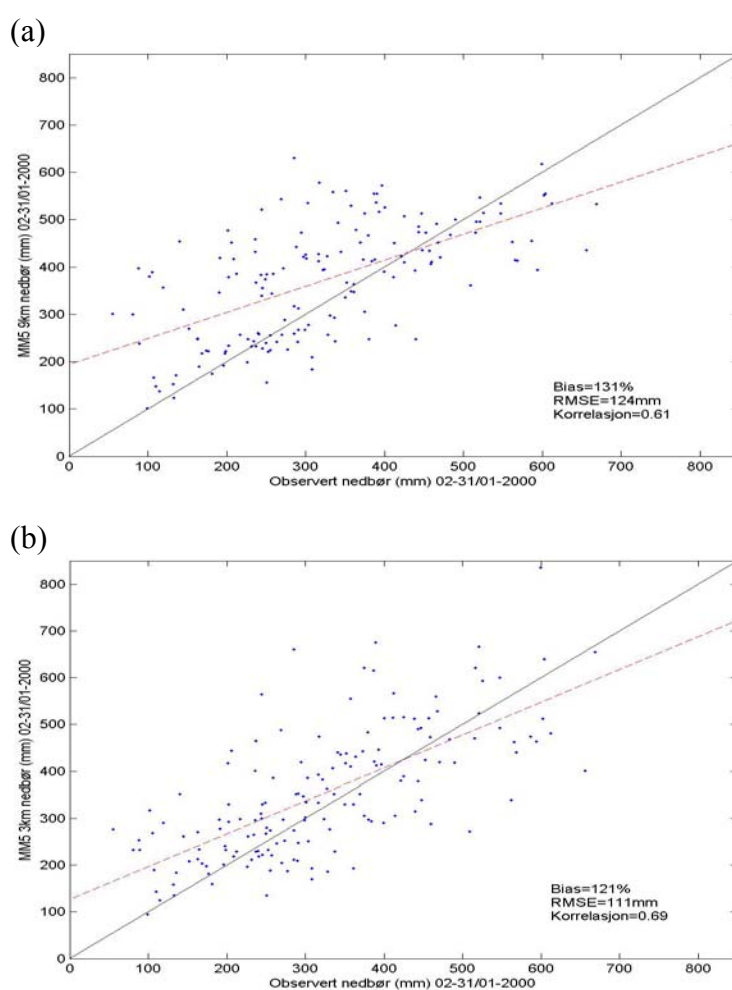
der N er talet på stasjonar, P_n er akkumulert nedbør i modellen for ein gitt stasjon n og X_n er akkumulert nedbør observert for den same stasjonen. Av Figur 6.6 (a) kan ein lesa at systematiske feil er 131%, det vil seia at modellen gjev gjennomsnittleg 131 % av observert nedbør for stasjonane. Gjennomsnittleg kvadratfeil, rmse, er definert som:

$$\text{rmse} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (P_n - X_n)^2} \quad (6.4)$$

For 9 km gitteravstand er rmse 124 mm som er 39 % av gjennomsnittleg nedbørmengde, korrelasjonskoeffisienten er 0.61. Modellnedbøren forklarar altså berre 37% av variansen i dei observerte nedbørmengdene.

Det er vanskeleg å fastslå kva desse verdiane fortel oss om modellen sin evne til å simulera nedbør. Ved første augekast verkar ikkje verdiane imponerande, men Vestlandet er eit svært krevjande område å simulera for. Dessutan skal ein hugsa på at det er lettare å oppnå høg treff på slike statistiske testar i verifikasjon av ein enkelt versitasjon som berre varer avgrensa tid (situasjonsstudie), enn på ei slik lang simulering som strekkjer seg over ein månad. Ein har

mange døme på situasjonsstudiar der ein får høgare treff. Johansen (1995) utførte punktverifikasjon av NORLAM-modellen (tidlegare operasjonelle modell til Met.no) for Nordland. Verifikasjonen bygde på situasjonsstudiar og korrelasjonskoeffisientane var vesentleg høgare enn eg f r her, stort sett over 0.80. Årsakene til at ein situasjonsstudie kjem betre ut i verifisering er mellom anna at ein vanlegvis ser på ein versituasjon med store nedbørmengder og store geografiske variasjonar. I mine kjøringar har ein mange typar versituasjonar, både med store og små nedbørmengder. Det er stor utfordring for modellen å representera kvar av desse på ein god måte.



Figur 6.6: Spreiingsplott for (a) 9 km og (b) 3 km gitteravstand med observert nedbør langs x-aksen og simulert nedbør langs y-aksen for 158 stasjonar på Vestlandet. Nedbøren er akkumulert fr  06 UTC den 02.01 til 06 UTC 31.01  r 2000. Vist er også systematiske feil (prosentvis bias), rmse og korrelasjonskoeffisient. Heiltrekt linja er $x = y$ og stipla linja er beste tilpassing (ved regresjon).

Figur 6.6 (b) viser spreingsplott for 3 km gitteravstand. Hovudm nsteret fr  9 km er også til stades her; for mykje nedbør på stasjonar som observerer lite nedbør, til dels for lite nedbør på stasjonar som f r mykje nedbør. Likevel ser ein at stasjonar som f r svært lite nedbør er

vesentleg betre representert. Dessutan er ikkje biletet så eintydig mot for mykje nedbør i 3 km som 9 km, fleire stasjonar får såleis litt mindre nedbør i simuleringa enn observert og nokre også mykje mindre enn observert. Systematiske feil er som ein følge av dette redusert frå 131% til 121%, og linja for beste tilpassing ligg vesentleg nærare den ideelle. Rmse er redusert frå 124 mm til 111 mm og korrelasjonen aukar frå 0.61 til 0.69. Modellnedbøren forklarar altså 11% meir av variansen i observert nedbør. Men 3 km gitteravstand har dei mest ekstreme avvika mellom modell og observasjonar, både positive og negative. Likevel er det ein tydeleg betring i modellkjøringa frå 9 km til 3 km gitteravstand.

6.1.4 Døggnedbør

Til no har eg berre fokusert på månadsnedbør og verifisert modellnedbør mot akkumulert nedbør for heile månaden. Det kan også vera interessant å verifisera mot døggnedbør for kvar stasjon. Eg rekna ut systematiske feil, rmse og korrelasjonskoeffisient for kvar stasjon basert på døggnedbør og fann ein gjennomsnittsverdi for stasjonane. Viss ein ser tilbake på definisjonen av systematiske feil i Formel 6.3, er no N bytta ut med $NTOT$, talet på observert og modellert døggnedbør som når ein gitt minsteverdi for ein stasjon i januar, P_n er døggnedbør i modellkjøringa i eit gitt døgn for denne stasjonen, og X_n er observert døggnedbør same døgn for same stasjon. Medan i definisjonen av rmse (Formel 6.4), er no $N=NOBS$, talet på observert døggnedbør som når ein gitt minsteverdi for ein stasjon i januar.

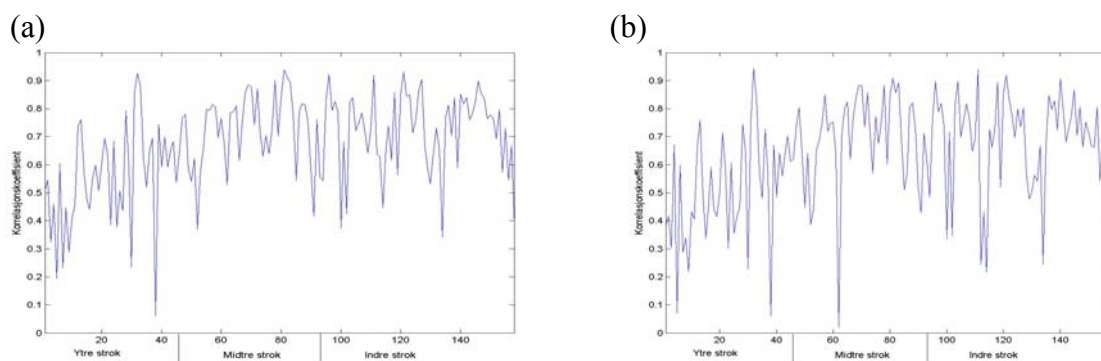
Tabell 6.2: Statistikk over døggnedbør i modellen versus observasjonar med Reisner 2-skjema. Det må ha kome minst 1 mm døggnedbør observert og/eller modellert for å bli tatt med i statistikken.

	Bias	Rmse	Korrelasjon
Reisner 2 (9 km) \geq 1mm	175%	10 mm	0.67
Reisner 2 (3 km) \geq 1mm	162%	10 mm	0.64

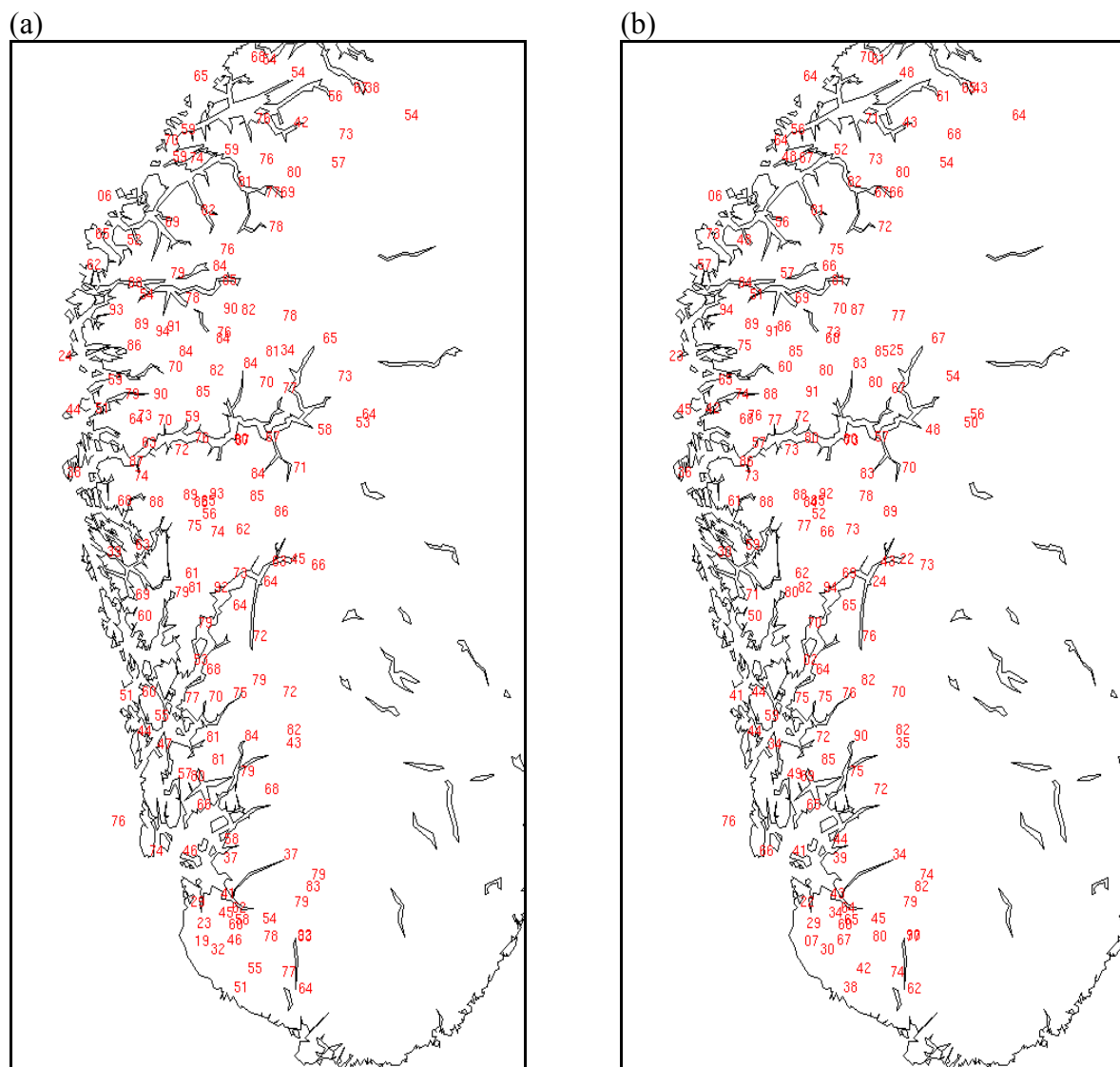
Tabell 6.2 summerer opp statistikk for døggnedbør for modell versus observasjonar. Større eller lik 1 mm er grensa for minsteverdi for døggnedbøren for å bli tatt med i dei statistiske utrekningane. Systematiske feil, rmse og korrelasjonskoeffisient for døggnedbør for kvar av dei 158 stasjonane er midla over alle 158 stasjonane. Den høge verdien for systematiske feil skuldast at ved lite døggnedbør, vil den prosentvise feilen i modellkjøringa lett bli veldig høg dersom det kjem for mykje nedbør i modellen. Ein ser at det er liten skilnad på dei statistiske

måla for modellen sin evne til å simulera nedbør med ulik oppløysing. Korrelasjonen er omtrent lik det den var med verifikasjon mot akkumulert nedbør for heile månaden. Modellkjøringa kjem altså ikkje betre ut med 3 km gitteravstand slik tilfellet var med verifikasjon mot månadsnedbøren. Uendra rmse og lågare korrelasjon med 3 km gitteravstand kan tyde på at feila i døggnedbør er meir usystematiske med denne gitteravstanden. Med det meinast mindre lineær samanheng med observert nedbør, slik at til dømes modellnedbøren aukar om observert nedbør minkar nokre døgn. Dette kan vera eit signal om at fasefeil får større innverknad på den statistiske analysen med større oppløysing, noko eg diskuterer nærare i neste kapittel. Ved verifikasjon mot månadsnedbør kan fasefeil nærast bli fjerna. Såleis kan akkumulert nedbør for månaden bli meir representativ med 3 enn 9 km, medan døggnedbøren ikkje viser det same.

I Figur 6.7 og 6.8 viser korrelasjonskoeffisienten for døggnedbør for kvar av dei 158 stasjonane. Det er ein tendens til at korrelasjonen aukar nordover, men at den er mindre heilt i nord (nord for Stad). I middel er korrelasjonen størst for midtre strok (Figur 6.7). Områda med dei største observerte nedbørmengdene er altså dei med best korrelasjon. Dette ser ein endå tydelegare av Figur 6.8 kor korrelasjonskoeffisientane er plotta på eit kart. Nedbørrike område som Vossafjella, og områda oppstrams Stølsheimen Jostedalbreen og Ålftobreen har størst korrelasjonskoeffisientar. I desse områda har fleire stasjonar ein korrelasjonskoeffisient opp mot og over 0.90. Luftmassane som når desse områda har strøyma over opent hav og lite land. Nedbørprosessane som skjer i møte med den bratte hellinga er enklare å representera i modellen enn andre nedbørprosessar, som til dømes byenedbør eller frontnedbør utan orografisk forsterking.



Figur 6.7: Korrelasjonskoeffisient for døggnedbør for kvar av dei 158 stasjonane, (a) 9 km gitteravstand og (b) 3 km. Stasjonane er nummerert frå 1 til 158 ved å byrja i ytre strok sør på Vestlandet og gå nordover, deretter midtre strok frå sør til nord og indre strok frå sør til nord.



Figur 6.8: Korrelasjonskoeffisient for døgnnedbør for kvar stasjon, (a) 9 km og (b) 3 km gitteravstand. Koeffisientane er multiplisert med 100.

Korrelasjonen er lågast langs kysten og på Jæren. Dette er område der den orografiske forsterkinga er liten og kor det samstundes er svært vanskeleg å måla nedbør. I tillegg har nokre stasjonar langs fjordar og i dalar i indre strok veldig liten korrelasjon. Her kan svært kuppert terreng føre til veldig dårleg representasjon av topografien i modellen. Dessutan modifierer straum over fjell luftmassane (sjå kapittel 2) til stor utfordring for modellen.

Felles for dei fleste stasjonar med låg korrelasjon er små variasjonar i døgnnedbør og liten nedbørmengde alle døgn. For slike stasjonar blir den lineære samanhengen mellom simulert og observert nedbør lett dårleg, som gjev dårleg korrelasjon. Utslaga i korrelasjonsminimума aukar med 3 km gitteravstand, sjølv om månadsnedbøren er mest representativ med 3 km for

dei same stasjonane (appendiks A og C). Fasefeil er ei mogleg årsak til dette som allereie nemnt. I område der to nærliggande stasjonar har veldig stor forskjell i korrelasjon vil truleg lokal topografi som ikkje er godt løyst opp i modellen spela stor rolle.

6.2 Modellresultat 2

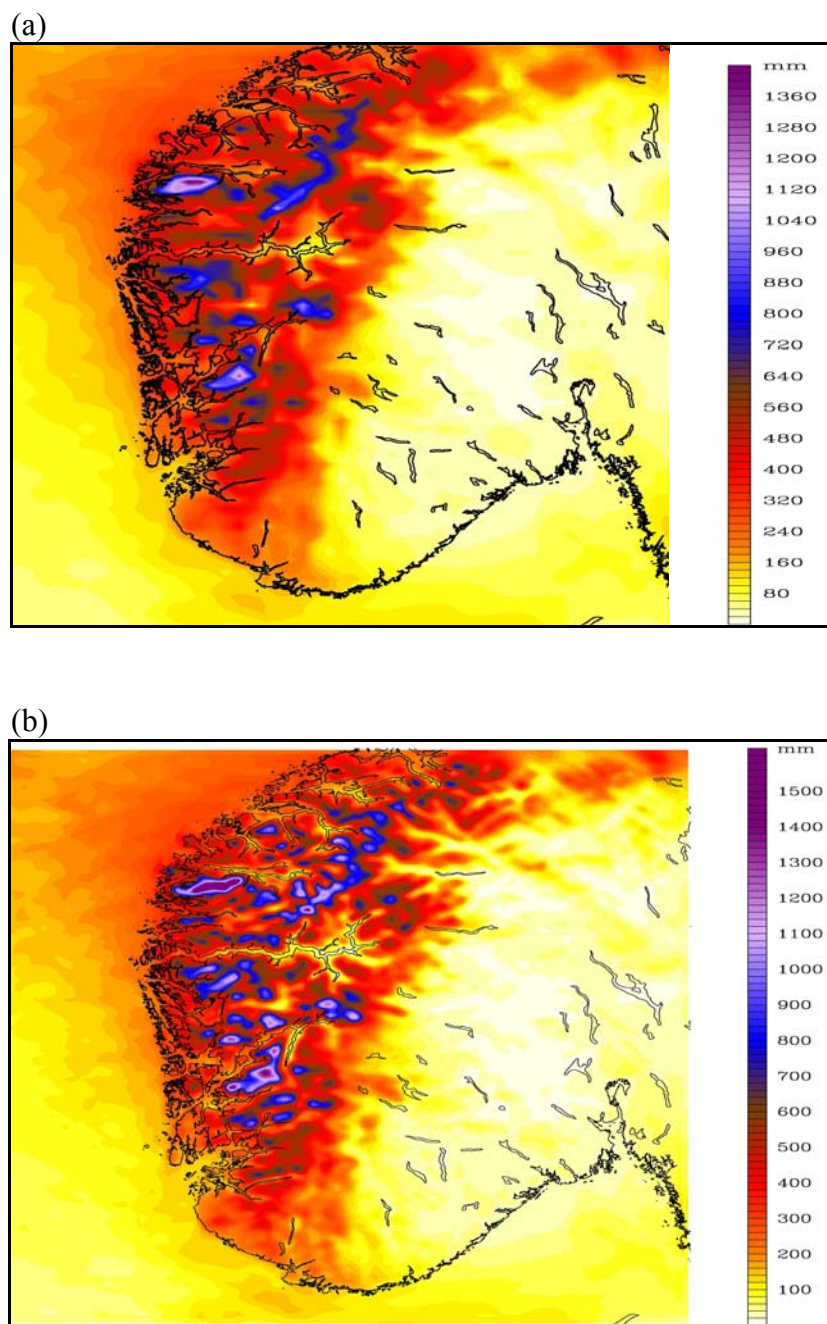
Eg tar først for meg ei samanlikning av arealnedbør i forhold til modellkjøring 1. Til liks med modellkjøring 1 tar eg også for meg punktverifikasjon og statistisk analyse av modellresultata.

6.2.1 Arealnedbør

Figur 6.9 viser akkumulert nedbør med Schultz-skjema på same måte som i modellkjøring 1 med Reisner 2-skjema. Samanliknar ein Figur 6.2 (a) og Figur 6.9 (a) ser ein at grensa for nedbørskuggen mellom Vestlandet og Austlandet går lenger vest (~10-30 km) med Schultz-skjema med 9 km gitteravstand. Størst skilje er det i nord. Ei samanlikning av Figur 6.2 (b) og Figur 6.10 (b) for 3 km gitteravstand viser det same. Elles ser ein at Schultz-skjema som Reisner 2 gjev mest nedbør i dei kjente maksimumsområda på Vestlandet.

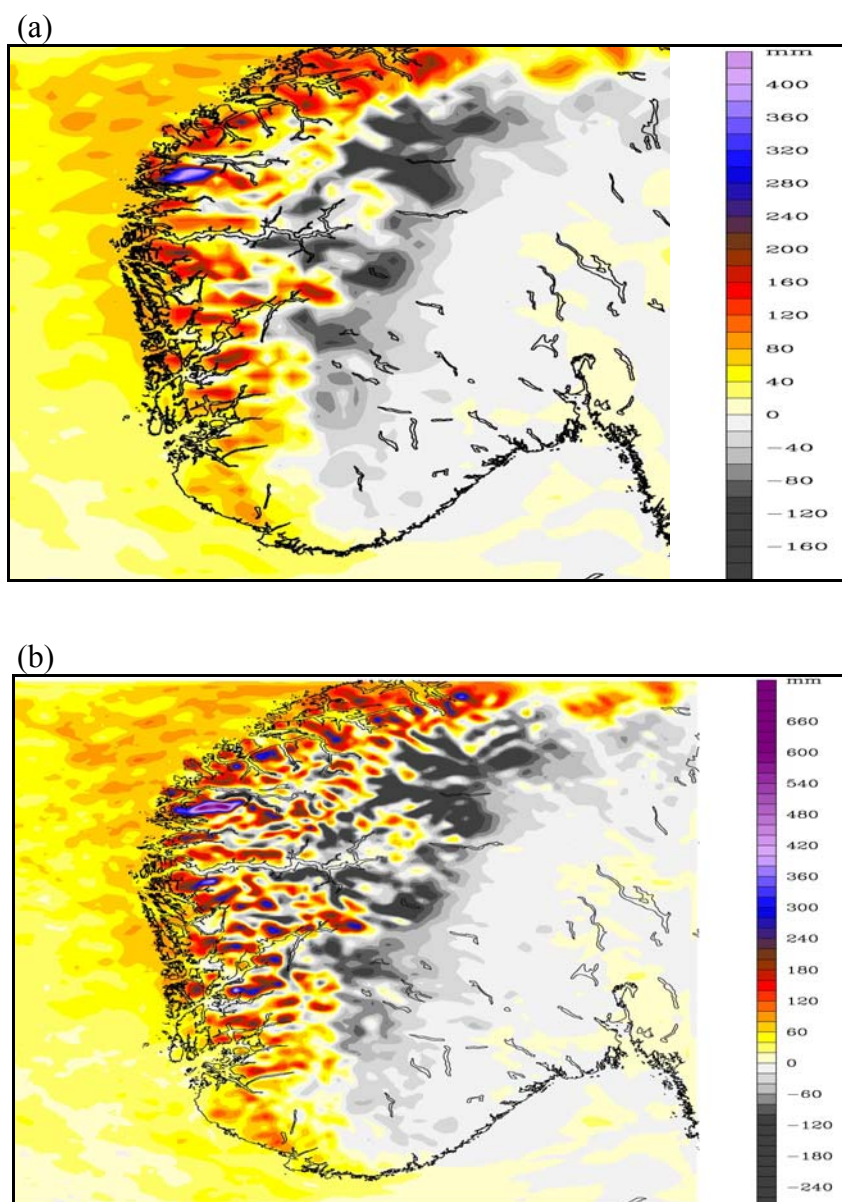
Skilnader i nedbørfordelinga mellom dei to simuleringane for 9 km gitteravstand ser ein av Figur 6.10 (a). Schultz-skjema gjev meir nedbør i ytre og midtre strok, om lag 50 til 200 mm, mest i fjellområde og heile 400 mm på Ålfotbreen. For indre strok derimot, kjem det til dels mykje mindre nedbør med Schultz-skjema, opptil 200 mm i fjellstrok. I grove trekk er mønsteret det same med 3 km gitteravstand, men dei lokale variasjonane er større (Figur 6.10 (b)). Ytre og midtre strok får 50 til 300 mm meir nedbør med Schultz-skjema (740 mm på Ålfotbreen) og opptil 280 mm mindre i indre fjellstrok.

I hovudtrekk gjev modellkjøring 2 mindre nedbør enn modellkjøring 1 i indre strok og meir nedbør i midtre og ytre strok. Nedbørmaksimuma i midtre strok er større, noko som samsvarar godt med ei raskare nedbørutløysing. Derfor er det god grunn til å tru at Schultz-skjema har ei nedbørfordeling som er meir i samsvar med røynda, men det er ikkje sikkert at reduksjonen i indre strok er tilstrekkeleg stor. Ei samanlikning mot normal- og anomalikartet (Figur 6.4 og 6.5) tyder på dette. Samstundes er det som før nemnt godt mogleg at det kom meir



Figur 6.9: Identisk med Figur 6.2 (a) og (b), bortsett frå at mikrofysiske nedbørprosessar no er skildra med Schultz-skjema i modellen.

nedbør i fjellområde, særleg i indre strok, enn kva estimat frå nedbørmålingar kan tyda på. For Folgefonna, Jostedalsbreen og fjellområdet nord for Jostedalsbreen er begge kjøringane rimeleg samstemte i at det kom ikring 200-300 mm meir nedbør enn det anomali- og normalkartet viser. I ytre og midtre strok der modellkjøring 1 til dels har lite nedbør er denne kjøringa betre.

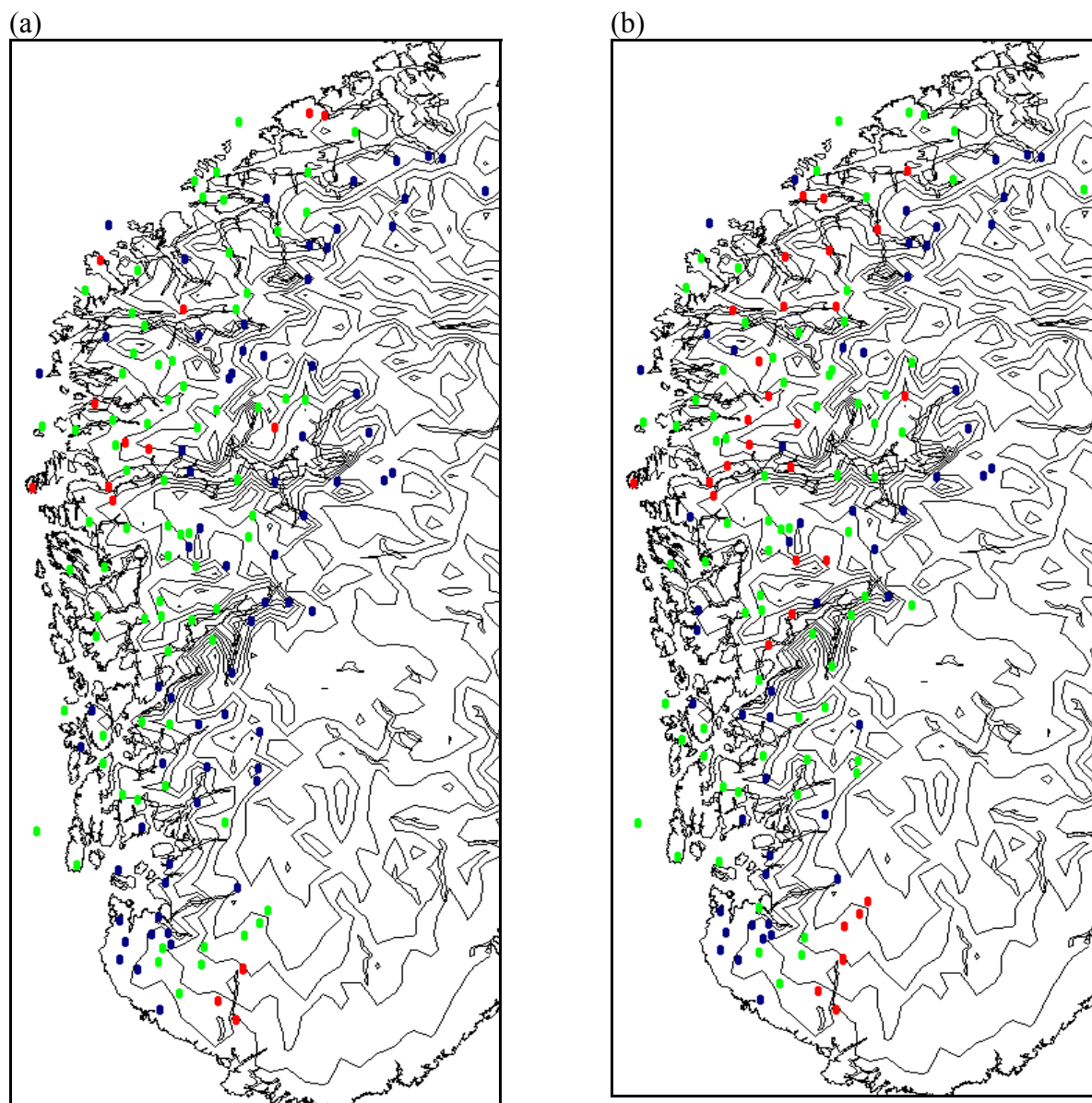


Figur 6.10: Differansen i total akkumulert nedbør frå 1. januar 00 UTC til 31. januar 06 UTC i kjøringa med Schultz-mikrofysikk og Reisner 2-mikrofysikk (Schultz – Reisner 2) med (a) 9 km og (b) 3 km gitteravstand.

6.2.2 Punktverifikasjon

Signifikante avvik på observasjonsstasjonar, gjeve i Figur 6.11 (a) og (b), forsterkar biletet av at også kjøringa med Schultz-skjema gjev signifikant for mykje nedbør i indre låglandstrok. Med 9 km gitteravstand gjev modellen mindre nedbør enn 90% av observert for berre 14 stasjonar, 14 mindre enn modellkjøring 1. Den gjev derimot meir enn 130% av observert nedbør for heile 69 stasjonar, 13 fleire enn 9 km gitteravstand i modellkjøring 1. Hovudtyngda av stasjonar med signifikant positivt avvik i nedbør ligg framleis i indre strok,

men det er også ein del i midtre strok. Tendensen med for mykje nedbør på Jæren er forsterka, og det er også andre stader i ytre strok og på kysten med for mykje nedbør. Dei signifikante negative avvika finn ein i vestlege del av Vest-Agder og i ytre og midtre strok i områda kring Sognefjorden og vidare nordover. Mønsteret for kor ein finn signifikante avvik er altså mykje likt modellkjøring 1, men meir eintydig for mykje nedbør og færre stasjonar med negativt avvik i midtre strok.



Figur 6.11: Same som Figur 6.5 (a) og (b), men no for simuleringa med Schultz-skjema for mikrofysiske nedbørprosessar.

I modellkjøring 2 med 3 km gitteravstand er det vesentleg vanskelegare å påpeika eit mønster i dei signifikante avvika. Framleis ligg tyngda av stasjonar med signifikant positivt avvik i

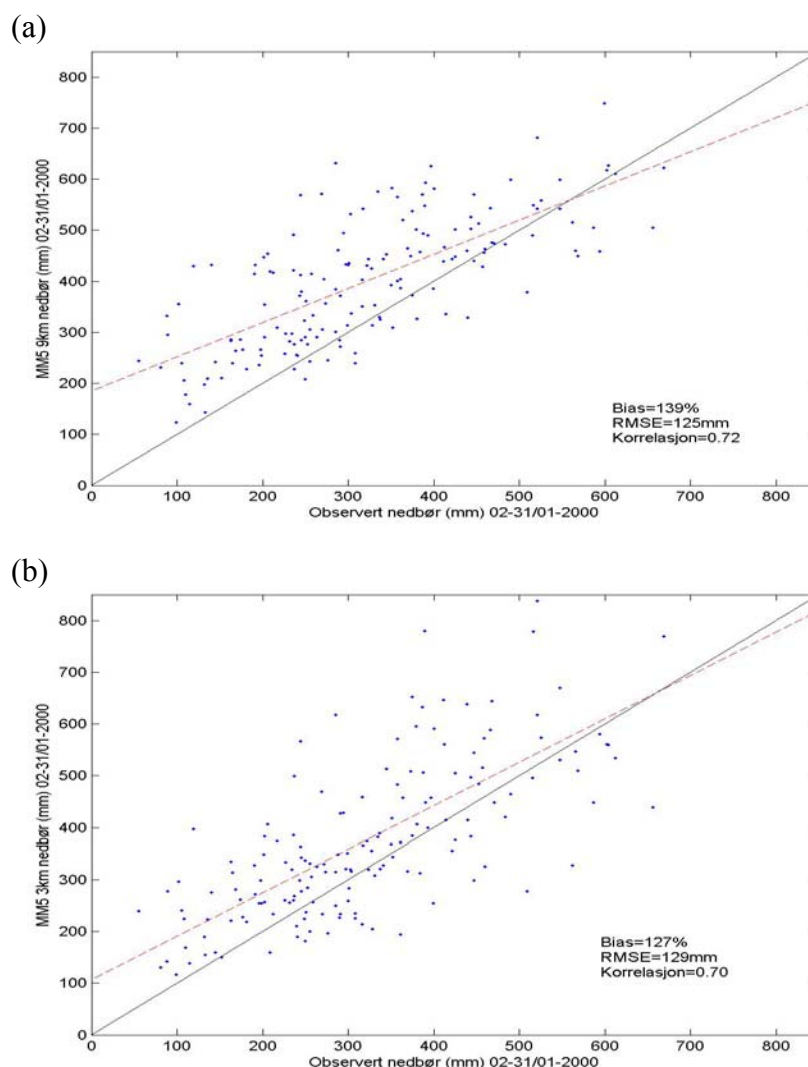
indre strok, men det er også mange stasjonar i midtre og ytre strok. Ein del stasjonar i både ytre, midtre og indre strok får dessutan signifikant for lite nedbør. Totalt får 52 stasjonar meir enn 130% av observert nedbør og 30 stasjonar får mindre enn 90%. Dette er respektive 17 færre og 16 fleire enn for 9 km. Det ser altså ikkje ut til å vera noko auke i kvaliteten på nedbørsimuleringa frå 9 til 3 km ut frå denne samanlikninga.

Sjølv om det framleis er signifikante positive avvik for mange stasjonar i indre strok, er avvika mindre enn for modellkjøring 1 (sjå appendiks A). Det er færre stasjonar i ytre og midtre strok med signifikant for lite nedbør. Det kan derfor sjå ut til at Schultz mikrofysikk har ein kortare tidsskala for kondensasjon, danning av skyvatn og nedbørpartiklar. Dessutan mindre adveksjon av nedbørpartiklar nedstraums. Resultatet er at meir nedbør fell nærare kysten med større nedbørmaksimum. Mindre tilgjengeleg vassdamp for kondensasjon i indre strok gjev mindre nedbør her enn for modellkjøring 1. Skjemaet gjev dermed meir representativ nedbørfordeling. Tendensen med signifikant for mykje nedbør i ytre strok av Sør-Rogaland er forsterka. I tillegg til moglege feil i observasjonar fekk desse stasjonane forholdsvis lite nedbør i månaden (120-200 mm). Slik gjev eit rimeleg lite nedbøroverskot i modellkjøringa eit signifikant avvik. Det er dessutan mogleg at Schultz-skjema overvurderer fjella sin innverknad på orografisk nedbør på Jæren. For lite nedbør lenger inne følgjer av at tilgjengeleg vassdamp for kondensasjon fell ut som nedbør i ytre strok.

6.2.3 Statistisk analyse

Av spreingsplottet i Figur 6.12 (a) ser ein at systematiske feil er 139% med 9 km gitteravstand, 8% høgare enn for modellkjøring 1 med same gitteravstand, rmse er 125 mm som er uendra. Korrelasjonen stig til 0.72, dermed forklarar modellkjøringa 52% av variansen i observert nedbør, noko som er vesentleg meir enn modellkjøring 1 med 9 km. Den lineære samanhengen mellom observert nedbør og modellnedbør er derfor større for modellkjøring 2. Systematiske feil er større, men sidan ein veit at observert nedbør kan vera mindre enn den reelle nedbørmengda, vil modellkjøring 2 truleg koma endå betre ut når ein korrigerer for feilkjelder ved nedbørmåling. Stasjonar med negativt avvik i modellen får i hovudsak mykje nedbør, meir enn 300 mm i løpet av månaden. Linja for beste tilpassing kryssar ideallinja ved ei høgare nedbørmengde enn tilsvarande for modellkjøring 1. Dette skuldast både meir realistiske nedbørmengder på stasjonar som får lite nedbør, og større nedbørmengder på

mange av stasjonane som observerer mest nedbør. Det er ganske naturleg at modellkjøring 2 gjev betre resultat på stasjonar med svært store nedbørmengder, sidan Schultz-skjemaet gjev meir nedbør i områda med mest nedbør.



Figur 6.12: Same som Figur 6.6 (a) og (b), men no for simuleringa med Schultz-skjema for mikrofysiske nedbørprosessar.

Med 3 km gitteravstand ser ein av spreingsplottet i Figur 6.12 (b) at systematiske feil er redusert til 127%. Det er fleire stasjonar med svært store nedbøravvik, rmse aukar derfor til 129 mm. Korrelasjonen er om lag uendra (frå 0.72 til 0.70). Linja for beste tilpassing ligg mykje nærare opp mot ideallinja med 3 km, som følgje av vesentleg betre simulering av stasjonar med lite nedbør. Denne positive eigenskapen har sitt negative motstykke i at mange stasjonar får for lite nedbør i simuleringa. Saman med fleire ekstreme avvik fører det til at dei statistiske måla på evne til nedbørsimulering ikkje betrar seg. Konklusjonen er at det ikkje er

noko målbar auke i modellen sin evne til å simulera nedbør frå 9 km til 3 km gitteravstand med Schultz-skjema.

Samanliknar ein den statistiske analysen for månadsnedbør i modellkjøring 1 og 2 finn ein at modellkjøring 1 med 3 km gjev best resultat. Modellkjøring 2 med 9 og 3 km har omtrent same korrelasjonskoeffisient, men større systematiske feil og rmse. Dårlegast ut av statistikken kjem modellkjøring 1 med 9 km.

6.2.4 Døggnedbør

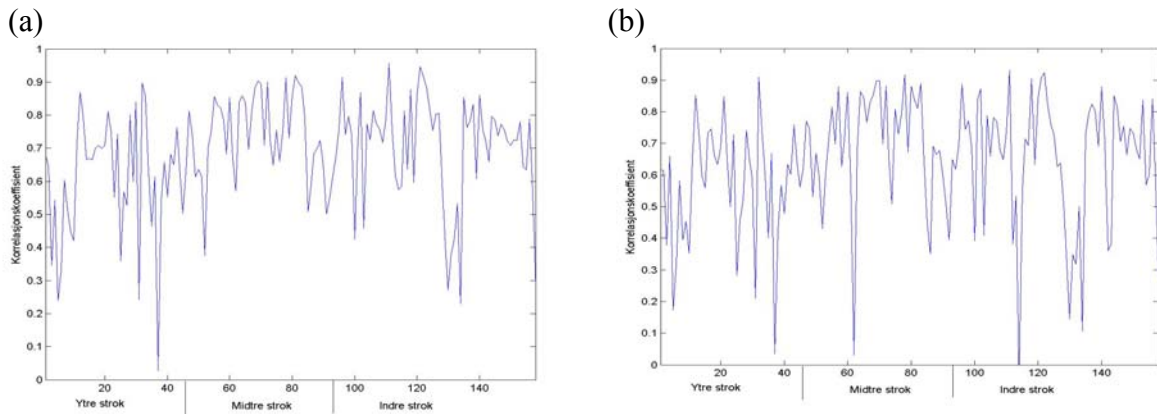
Også i denne simuleringa verifiserer eg mot døggnedbør for kvar stasjon. Som for total akkumulert nedbør for heile månaden viser statistikken i Tabell 6.3 ein god indikasjon på at heller ikkje døggnedbøren blir betre simulert med å bruka betre oppløysing. I noko grad gjev størst oppløysing mindre systematiske feil, men dette gjev ikkje utslag i mindre rmse og større korrelasjon. Årsakene er truleg som for modellkjøring 1 at større oppløysing fører til mindre lineær samanheng mellom modellert og observert nedbør, noko som kan skuldast større verknad av fasefeil med større oppløysing.

Tabell 6.3: Statistikk over døggnedbør i modellen versus observasjonar med Schultz-skjema. Det må ha blitt observert og/eller kome minst 1 mm døggnedbør i simuleringa for å bli tatt med i statistikken.

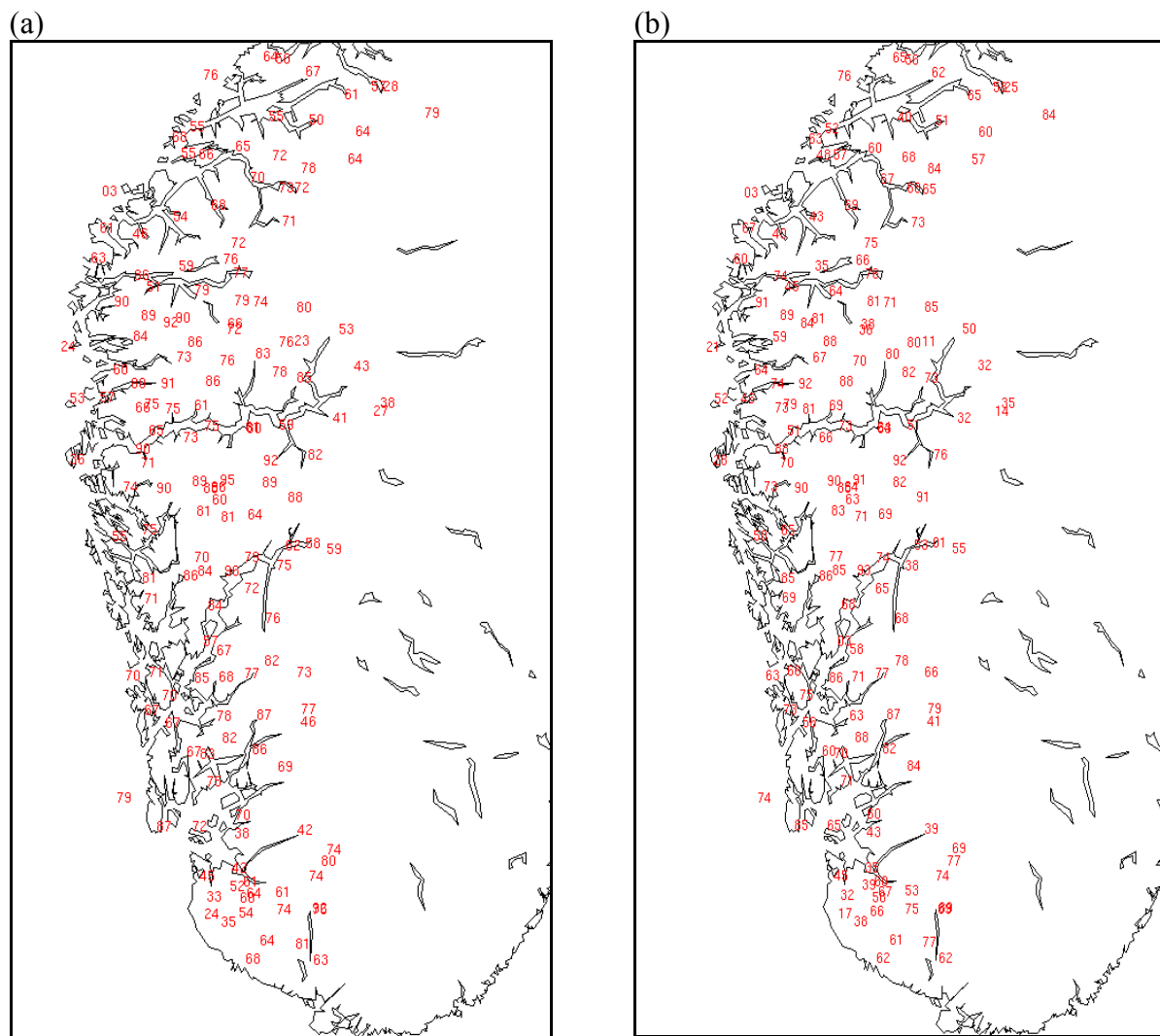
	Bias	Rmse	Korrelasjon
Schultz (9 km) \geq 1mm	181%	10 mm	0.68
Schultz (3 km) \geq 1mm	165%	11 mm	0.64

I Figur 6.13 og 6.14 som syner korrelasjonskoeffisient for døggnedbør for kvar av dei 158 stasjonane, ser ein at korrelasjonen er minst i sør for ytre og midtre strok. Korrelasjonen aukar nordover mot Stad, men nord for Stad vert den redusert igjen. Til liks med modellkjøring 1 er altså korrelasjonen størst i områda med dei største nedbørmengdene, det vil seia kor det er størst orografisk forsterking. Fleire stasjonar i desse områda har korrelasjonskoeffisient over 0.85. Modellen forklarar altså over 70 % av variansen i nedbør for desse områda. Eit døme på det gode samsvaret mellom modellkjøring og observasjonar i maksimumssona er gjeve i Figur 6.15 (a) for stasjon 52600 Haukeland (sjå appendiks C for plassering).

Det er ikkje så tydeleg betring i korrelasjonen i midtre strok i høve til ytre og indre som det er i modellkjøring 1. Dette samsvarar godt med at Schultz-skjema har betre nedbørfordeling enn

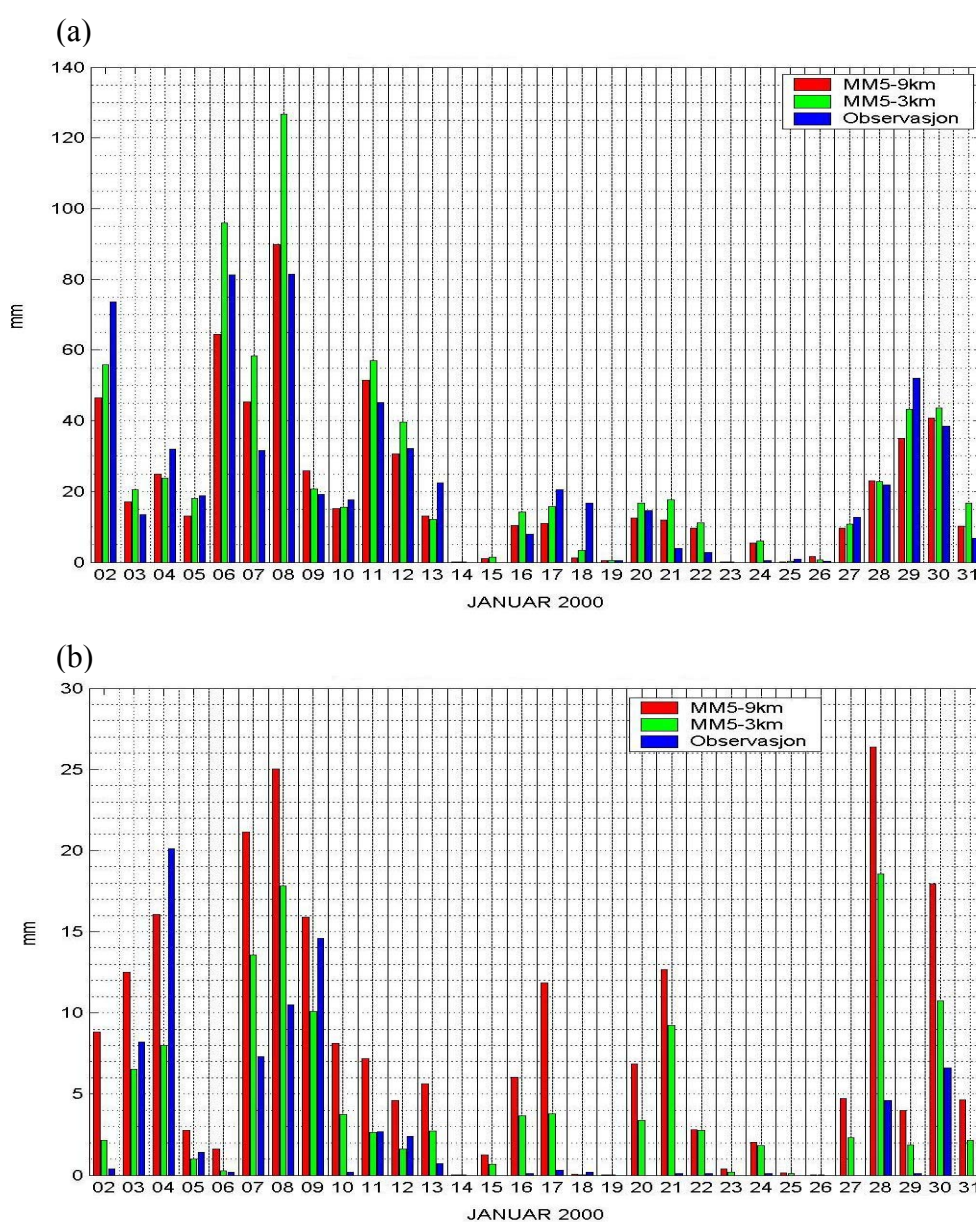


Figur 6.13: Identisk med Figur 6.7, men no for simuleringa med Schultz-skjema.



Figur 6.14: Identisk med Figur 6.8, men no for modellkjøring 2 med Schultz-skjema.

Reisner 2. Derimot er korrelasjonsminimuma endå mindre enn i modellkjøring 1, særleg med 3 km som har fleire og mindre minimum enn 9 km. Såleis forklarar denne kjøringa med 3 km gitteravstand svært liten del av variansen i nedbør for nokre stasjonar. Desse stasjonane finn ein på kysten, og langs fjordar og i dalar i indre strok. Eit døme på dårleg samsvar mellom modellkjøring og observasjonar i indre strok er gjeve i Figur 6.15 (b) for stasjon 54120 Lærdal-Moldo. Dei to stasjonane i vestlege Filefjell (502 og 806 m.o.h.) har også veldig liten korrelasjon. Sjølv om denne kjøringa stort sett har meir representativ månadsnedbør på alle desse stasjonane (appendiks A) er altså korrelasjonen mindre.



Figur 6.15: Døgnnedbør i modellkjøringa og observasjonar for (a) stasjon 52600 Haukeland i maksimumssona og (b) stasjon 54120 Lærdal-Moldo i indre strok.

Alle områda med høg og låg korrelasjon, og endring i korrelasjonsminimuma med auka oppløysing kan forklarast på same måte som i modellkjøring 1 (side 48, 49 og 50). Ein stasjon i midtre strok, 50150 Hatlestrand (sjå appendiks C for plassering) får med 3 km under 0.05 i korrelasjon i begge kjøringar, medan korrelasjonen med 9 km er over 0.50. Dette kan skuldast at 3 km gjev ein topografi i modellen som endrar nedbøren på ein måte som ikkje er representativ for denne stasjonen. Dessutan ligg den rett føre maksimumssona i midtre strok, eit område der modellkjøring 1 også til dels hadde vanskar.

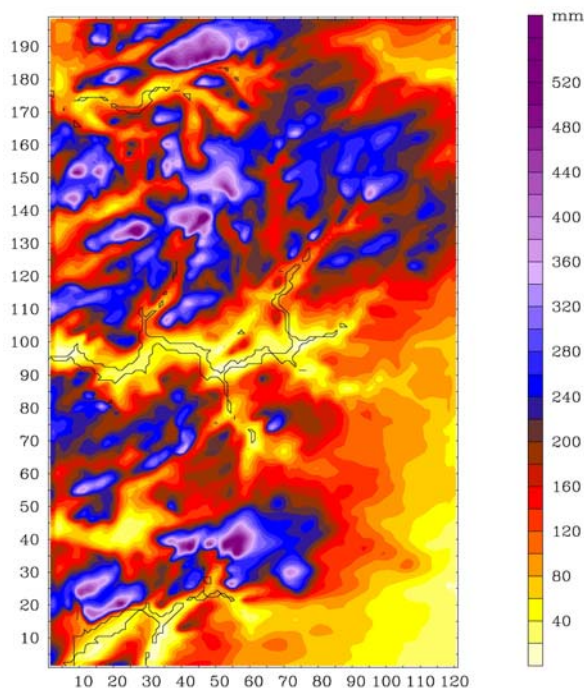
Uavhengig av mikrofysiske skjema ser det ut til at modellen forklarar størst del av variansen i nedbør der ein har bratt helling som forsterkar nedbøren. Minst del av variansen vert forklart der nedbøren er frontnedbør eller byenedbør utan særleg innverknad frå fjell, og der lufta har strøyma over fleire fjellområder og blitt modifisert. I tillegg kjem problem i særst tronge dalar og fjordar. Verifikasjonen stadfestar også at det ikkje er noko gevinst i å kjøra modellen med mindre enn ~10 km gitteravstand for heile Vestlandet når ein nytta Schultz-skjema. Samanliknar ein med Tabell 6.2, ser ein at dei statistiske måla for modellen sin evne til å simulera nedbør ikkje er lågare enn i simuleringa med Reisner 2. Dette er same resultat som eg får med verifikasjon mot akkumulert nedbør for heile månaden.

6.3 Modellresultat 3

Begge simuleringane til no viser dårleg resultat for indre strok. Derfor er det gjort ei tredje modellkjøring for indre delar av Vestlandet med 9, 3 og 1 km gitteravstand med Reisner 2-skjema.

6.3.1 Arealnedbør

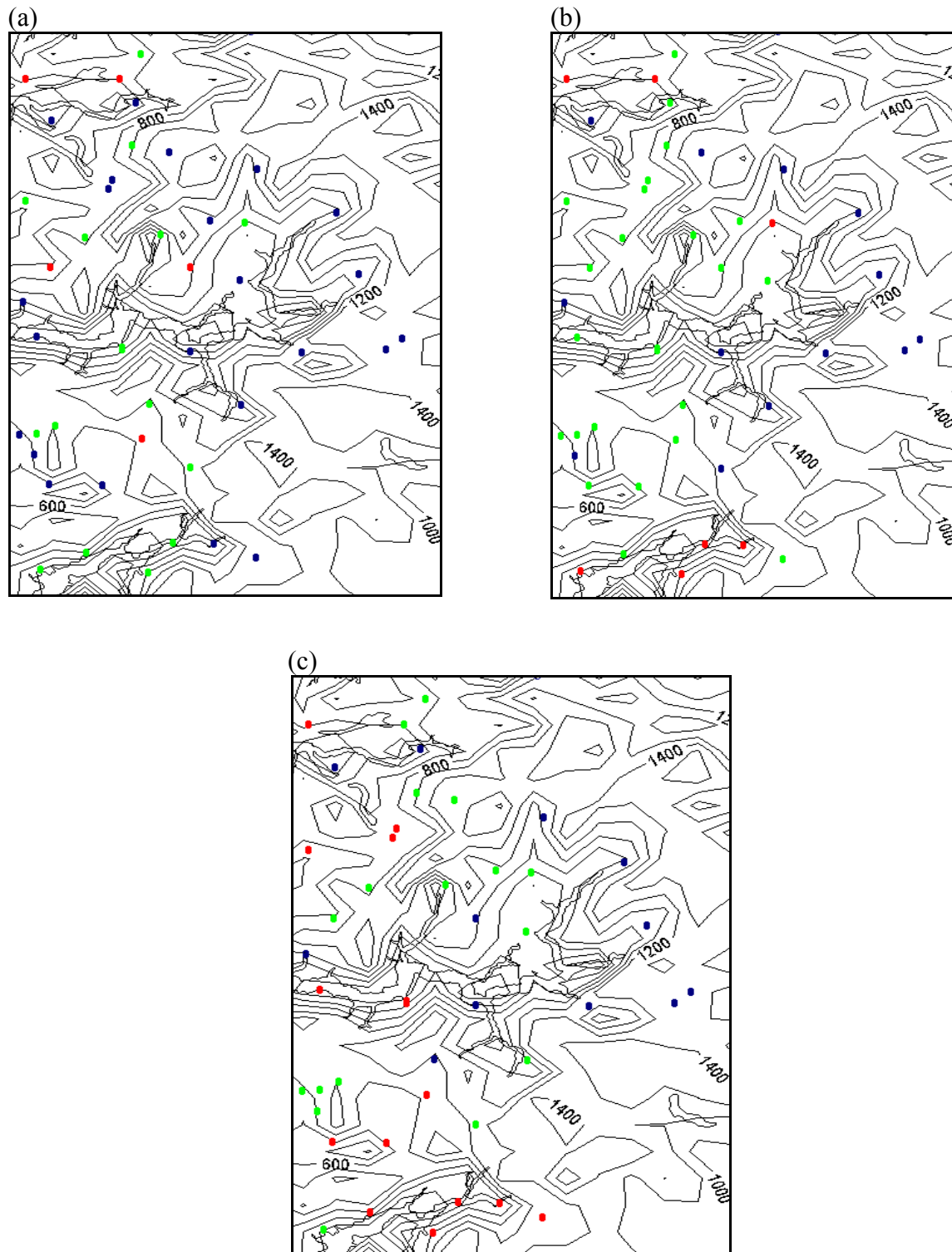
Figur 6.16 viser akkumulert nedbør i modellen med 1 km gitteravstand. Simuleringa gjev veldig detaljert fordeling av nedbør innafor eit lite område, med store amplitudeskilnader og store gradientar. Nedbørskuggen langs fjordane og i dalane ser ut til å vera godt representert. Fjellområda fekk meir nedbør, frå 360 mm til 560 mm på Hardangerjøkulen, Jostedalsbreen og i områda rett aust av Nordfjord. Dette er truleg i overkant av observert nedbør, som nemnt eksisterer ikkje kart over arealnedbør for delar av januar til å samanlikna med.



Figur 6.16: Akkumulert nedbør i modellen frå 06 UTC 6. januar til 06 UTC 12. januar år 2000, med Reisner 2-skjema for mikrofysiske nedbørprosessar og horisontal gitteravstand på 1 km.

6.3.2 Punktverifikasjon

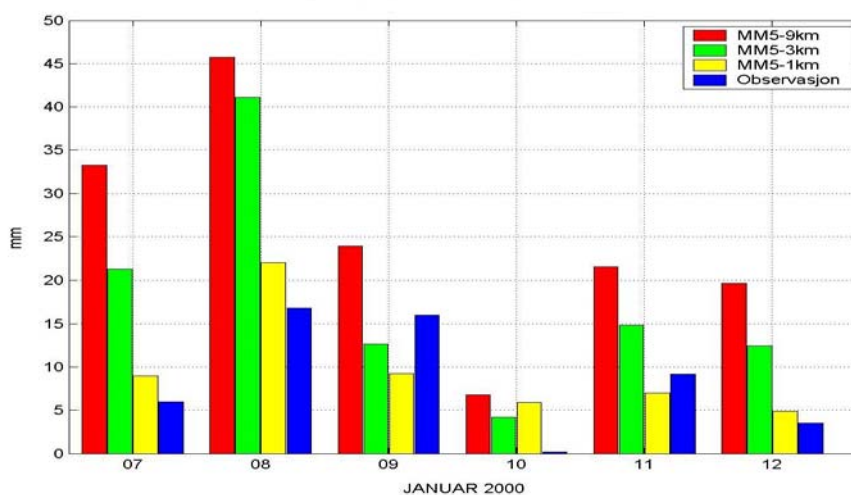
Figur 6.17 viser signifikante avvik for nedbørstasjonane innafør området med 1 km gitteravstand for 9, 3 og 1 km gitteravstand. Ein ser at 9 og 3 km gitteravstand viser same mønster med signifikant for mykje nedbør for indre Sognefjorden, men mengdene er noko mindre for 3 km enn 9 km (sjå appendiks B). Det kan sjå ut som 3 km i motsetning til 9 km gjev for lite nedbør langs indre Hardangerfjorden, medan områda kring Voss og vest for Jostedalsbreen er betre representert enn med 9 km. Vidare nordover mot Nordfjord er det ikkje skilnad mellom 9 og 3 km. Totalt har simuleringa med 9 km gitteravstand 22 stasjonar med signifikant positivt avvik i nedbør, medan med 3 km er talet redusert til 12. For signifikant negativt avvik i nedbør er tala representativt 5 og 7. Mønsteret frå modellkjøring 1 og 2 gjentar seg altså i denne simuleringa. Færre stasjonar får for mykje nedbør med 3 km gitteravstand, men samstundes får fleire for lite nedbør. Slik aukar ikkje modellen sin evne til å simulera nedbør markant.



Figur 6.17: Same som Figur 6.5 for området med 1 km gitteravstand, (a) 9 km, (b) 3 km og (c) 1 km.

Trenden frå 3 km med for lite nedbør langs indre Hardangerfjorden ser også ut til å vera representert med 1 km. Områda kring Voss får for lite eller høvelege nedbørmengder. For lite nedbør får også to stasjonar plassert ved midtre delar av Sognefjorden. Stasjonane innerst i Sognefjorden får også med 1 km signifikant for mykje nedbør, bortsett frå ein stasjon (53700

Aurland), men det er ein ytterlegare reduksjon i høve til 3 km (sjå appendiks B). Figur 6.18 syner nedbøren i Aurland som tydeleg vert betre simulert med større oppløysing. Med 1 km er det til dels for lite nedbør vest av Jostedalsbreen. Signifikant for mykje nedbør på to stasjonar ved Nordfjord. Totalt har 1 km gitteravstand signifikant for mykje nedbør på 12 stasjonar og signifikant for lite nedbør for 14 stasjonar. Trenden frå 9 til 3 km med fleire stasjonar med signifikant negativt avvik held altså fram.



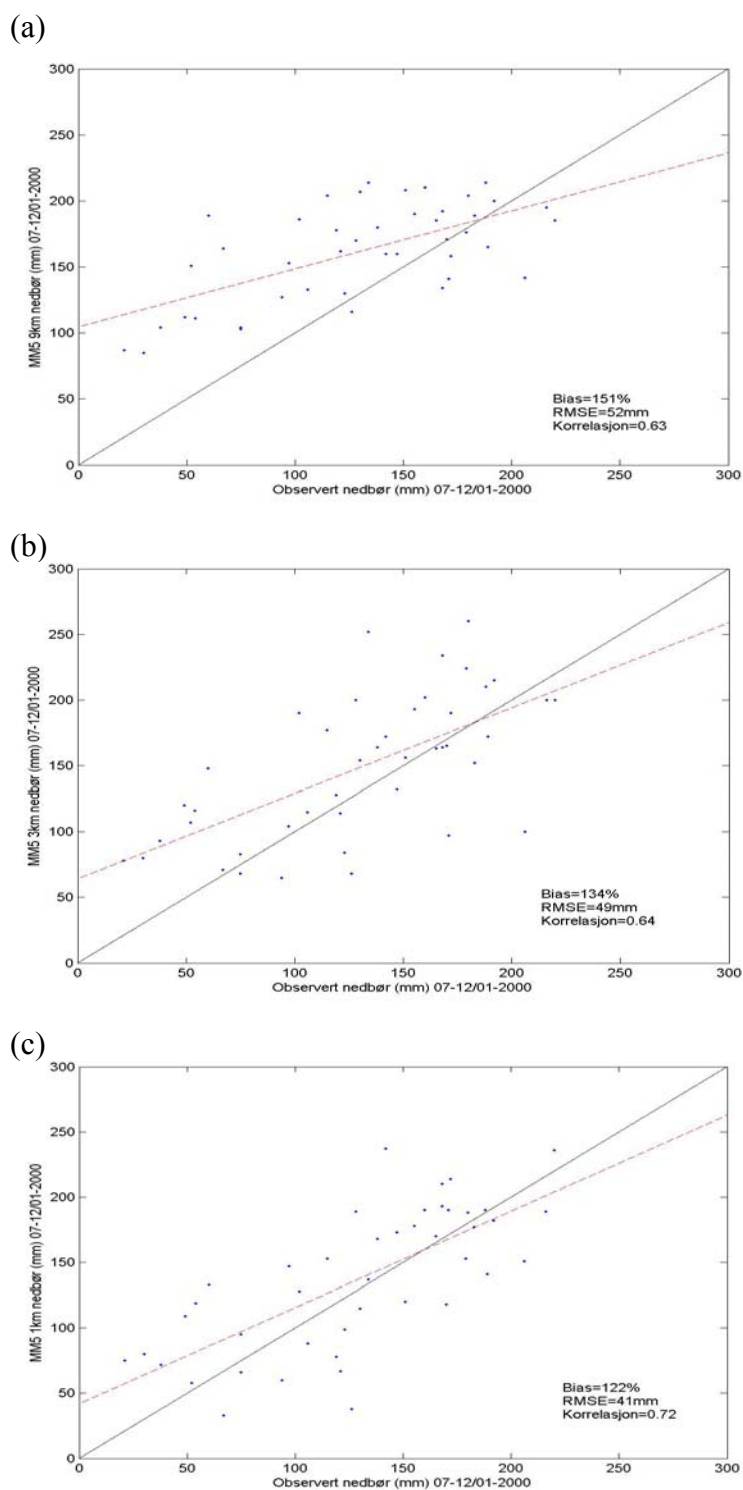
Figur 6.18: Døgnnedbør i modellkjøringa og observasjonar for stasjon 53700 Aurland.

Fordelinga av signifikante avvik viser at færre stasjonar får signifikante positive avvik og fleire får signifikante negative avvik med auka oppløysing. For indre Sogn er ikkje reduksjonen i nedbør med auka oppløysing stor nok til å fjerna positive avvik. Både 3 og 1 km har for lite nedbør langs Hardangerfjorden.

6.3.3 Statistisk analyse

Som for dei to andre modellsimuleringane viser Figur 6.19 spreingsplott. Ein ser same trend som i dei andre simuleringane, 3 km gitteravstand representerer stasjonar med lite nedbør vesentleg betre enn 9 km. Nokre stasjonar har stort negativt avvik med 3 km som ikkje er tilfellet med 9 km, 3 km viser også dei fleste store positive avvika. I sum fører dette til at berre systematiske feil er markant betre for 3 km enn 9 km. Gitteravstand med 1 km fører til endå betre representasjon av stasjonar med lite nedbør (Figur 6.19 (c)). Det er også færre svært store avvik, både positive og negative, enn for 9 km og 3 km, linja for beste tilpassing er såleis best her. Stasjonar med mest nedbør er også best representert med 1 km. Både

systematiske feil, rmse og korrelasjonskoeffisient er klart bedre enn for 9 km og 3 km gitteravstand som følge av dette.



Figur 6.19: Same som Figur 6.6, men nå for kjøringa med 3 domene og området til 1 km gitteravstand (a) 9 km, (b) 3 km og (c) 1 km.

Det er noko overraskande og interessant at ein får større auke i modellen sin evne til å simulera nedbør frå 3 til 1 km enn frå 9 til 3 km. Ei mogleg forklaring er at gitteravstanden må minst vera så liten som 1 km for å representera dalar og fjordar godt. Slik er modellhøgda til stasjonar med 1 km ikkje mykje høgare enn den reelle (sjå appendiks B). Truleg betrar representasjonen av slikt terreng seg meir frå 3 til 1 km enn frå 9 til 3 km. Grunnen er at mange norske fjordar og dalar er smalare enn 3 km. Den markante kvalitetshevinga frå 3 til 1 km i statistikken kan vera i overkant av reell kvalitetsheving i modellen. Kortare simuleringsperiode (6 døgn) og færre stasjonar (43) gjev mindre signifikans i statistikken. Likevel, signifikant betring i modellresultata med 1 km gitteravstand er sikkert.

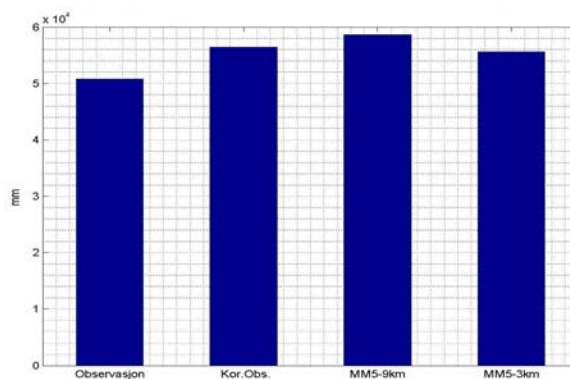
7 Diskusjon

I dette kapitlet vil eg sjå nærare på resultata og drøfte interessante trekk nærare. Først vil eg sjå på konsekvens av korrigering av nedbørmålingar, deretter vil eg ta for meg gode og dårlege eigenskapar ved modellen. Til slutt vil eg sei noko om verifikasjonsmetodar.

7.1 Korreksjon av nedbørmålingar

Modellkjøring 1

I kapittel 3 gav eg prosedyren for korleis eg har korrigert observert nedbør for målefeil. Av Figur 7.1 som viser summen av akkumulerte nedbørmengder for heile månaden for alle stasjonar, ser ein at nedbørmengdene aukar markant når dei vert korrigert. I gjennomsnitt får kvar stasjon 36 mm meir nedbør i heile månaden. Dermed er summen av dei korrigerte nedbørmengdene større enn summen som kom i modellkjøring 1 med 3 km gitteravstand. Systematiske feil endrar seg frå 121% til 108%, medan rmse og korrelasjon er om lag uendra. Med 9 km gitteravstand er systematiske feil redusert frå 131% til 117%, men også her er endringa for rmse og korrelasjon liten (124 mm til 122 mm, og 0.61 til 0.60). Ei årsak til at rmse ikkje er mindre med korrigerte nedbørmengder, er at avviket mellom modell og observasjonar aukar for alle stasjonar som har negativt avvik frå før, og dette er ein del stasjonar. På kysten der modellkjøringa til dels har lite nedbør aukar den mest, det kan vera ein grunn til at korrelasjonen ikkje vert betre. Dessutan er det ein eigenskap ved rmse og korrelasjonskoeffisient at dei er lite påverka av små systematiske feil, men forholdsvis mykje



Figur 7.1: Summen av akkumulerte nedbørmengder for 158 stasjonar på Vestlandet frå 02.01-31.01 2000, observert, korrigert observert og modellkjøring med Reisner 2 mikrofysikk.

meir påverka av enkelte store avvik mellom modellkjøring og observasjon. Såleis er det berre systematiske feil som vert vesentleg betre i statistikken med korrigererte nedbørmengder.

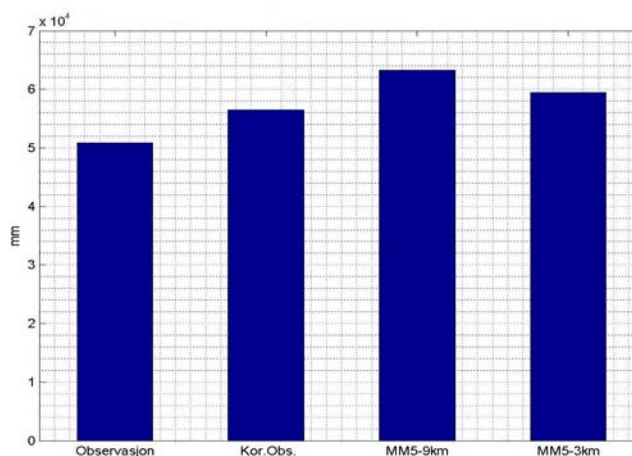
Etter korrigering av dei observerte nedbørmengdene set eg signifikante grenser for modellavvik i nedbør til å vera over 120% eller mindre enn 80% av korrigert observert nedbør. Deretter ser eg på kva konsekvensar korrigeringa får for punktverifiseringa. Endringane er ikkje store, men nokre stasjonar ytst på kysten får signifikant negativt avvik, medan ein del stasjonar i midtre strok får fjerna signifikant negativt avvik. Jæren er ikkje lenger representert med for mykje nedbør med 9 km, men tendensen er framleis til stades med 3 km. Dermed kan feil i observasjonar berre delvis forklara for mykje nedbør på Jæren i modellkjøringa. Fleire stasjonar i indre strok får fjerna sitt signifikante positive avvik, særleg mellom Hardangerfjorden og Nordfjord med 9 km gitteravstand. Dette er ikkje tilfellet med 3 km sidan det her er færre stasjonar som så vidt hadde signifikant for mykje ukorrigert nedbør. Endringane skuldast at eg med ukorrigererte nedbørmengder tar for lite omsyn til feilmålingar på kysten og i fjellstrok, medan eg for midtre strok overvurderer feilmålingar.

Modellkjøring 2

Figur 7.2 viser det same som Figur 7.1 for modellkjøring 2. Sjølv med korrigererte observerte nedbørmengder kjem det mykje meir nedbør i modellkjøringa. Etter korrigering er det framleis 43 mm for mykje nedbør i gjennomsnitt på stasjonane i modellen med 9 km gitteravstand, og 19 mm med 3 km gitteravstand. Systematiske feil er redusert frå 139% til 124%, og rmse frå 125 mm til 113 mm, medan korrelasjonen er om lag uendra med 9 km gitteravstand. For 3 km gitteravstand er systematiske feil redusert frå 127% til 113%, og rmse frå 129 mm til 120 mm. Også her er korrelasjonen uendra.

Det er altså liten tvil om at Schultz-skjemaet fører til for store nedbørmengder ut frå dei observasjonane eg har tilgong til. Som venta er det signifikant betring av systematiske feil og rmse med korrigererte nedbørmengder. Årsaka er at simuleringa stort sett har for mykje nedbør, slik at korrigeringa fører til meir samsvar mellom modellkjøring og observasjonar for dei aller fleste stasjonar. Korrelasjonen vert rett nok ikkje betre, noko som nemnt skuldast at korrelasjonen er lite påverka av systematiske feil. Korrigering viser altså tydeleg at

modellkjøring 2 gjev best resultat. Med 9 km er statistikken no like bra som 3 km i modellkjøring 1.



Figur 7.2: Same som Figur 7.1, men no for modellkjøring 2.

Korreksjon av nedbørmålingar endrar ikkje det geografiske mønsteret for stasjonar med signifikante avvik. Nokre få stasjonar på kysten med for mykje nedbør får fjerna dette. Med 9 km får også nokre få stasjonar i indre strok fjerna signifikant positivt avvik. Desse er stort sett plassert i litt høgde over havet der mykje av nedbøren fell som snø. I midtre strok får enkelte stasjonar fjerna signifikant negative avvik i simuleringa med 3 km. Endringane i verifiseringa som følgje av korreksjon kjem av same årsaker som for modellkjøring 1. For mykje nedbør i ytre strok av Rogaland vert oppretthaldt, sjølv om korrigering av nedbørmengdene aukar nedbøren markant på vindutsette stasjonar på Jæren. Derfor kan ein fastslå at for mykje nedbør er reelt i modellkjøringa i dette området. Årsaka er truleg at Schultz-skjema generelt gjev for mykje nedbør og kanskje overvurdert innverknad til fjella i modellen for Jæren.

Modellkjøring 3

Nedbørmengdene vert også korrigert for modellkjøring 3 med 1 km gitteravstand. Systematiske feil er vesentleg betre, med 9 km frå 151% til 138%, for 3 km frå 134% til 122% og for 1 km frå 122% til 111%. Korrelasjonskoeffisientar og rmse er om lag uendra også her. Summen av akkumulert nedbør for alle stasjonar med 1 km gitteravstand, er ikkje større enn summen av observerte mengder når ein korrigerer.

Alle modellkjøringane kjem betre ut med korrigerede nedbørmengder i punktverifisering og statistisk analyse. Årsaka er at alle modellkjøringane gjev for mykje nedbør. Særleg kjem modellkjøring 2 betre ut av den statistiske analysen med korrigerede nedbørmengder, sidan denne kjøringa har dei største nedbørmengdene.

7.2 Modelleigenskapar

Det kan vera interessant å sjå på modellen sin evne til å gje dei største nedbørmengdene der desse kjem. For å få fram dette har eg nytta rangkorrelasjon ρ , (Spearman 1904). Den vert rekna ut ved å rangera akkumulert nedbørmengde for kvar stasjon og modellnedbør etter storleik, og deretter kalkulera korrelasjonen mellom rang (i motsetnad til korrelasjon mellom nedbørmengder):

$$\rho = 1.0 - \frac{6 \sum d^2}{n(n^2 - 1)} \quad (7.1)$$

der d er skilnaden i rang mellom observert nedbørmengde for ein gitt stasjon og den korresponderande modellnedbøren for heile månaden, og n er talet på stasjonar. Modellkjøring 1 gjev med 9 km ein rangkorrelasjon på 0.63, og for 3 km 0.70. Modellkjøring 2 gjev respektive 0.74 og 0.72. Begge kjøringane kjem betre ut dersom ein nyttar korrigerede nedbørmengder, 0.68 og 0.76 med Reisner 2-skjema og 0.78 og 0.76 med Schultz-skjema.

Ved korreksjon aukar dei observerte nedbørmengdene mest på vindutsatte stader som kysten og høgare strom, og område med nedbør som snø, i hovudsak indre og høgare strom. Såleis aukar dei observerte nedbørmengdene mest der modellkjøringane har størst overskot på nedbør. Derfor er det ikkje overraskande at ein får høgare rangkorrelasjon med korrigerede nedbørmengder. Rett nok har modellkjøring 1 ein tendens til å gje litt lite nedbør på kysten og ytre strom, ein effekt som vert forsterka ved korreksjon. Den positive effekten med korrigerede nedbørmengder for midtre og indre strom, og særskilt i litt høgd over havet, er mykje sterkare. Derfor auka rangkorrelasjonen også for denne kjøringa.

Verdiane for rangkorrelasjon er rimeleg høge og slår fast at modellen er god til å gje dei største nedbørmengdene på Vestlandet der desse kjem. Dette inntrykket fekk ein også etter å ha studert figurane for akkumulerte nedbørmengder i modellen i kapittel 5. Ein kan leggja merke til at modellkjøring 2 med 9 km gitteravstand har vesentleg betre rangkorrelasjon enn

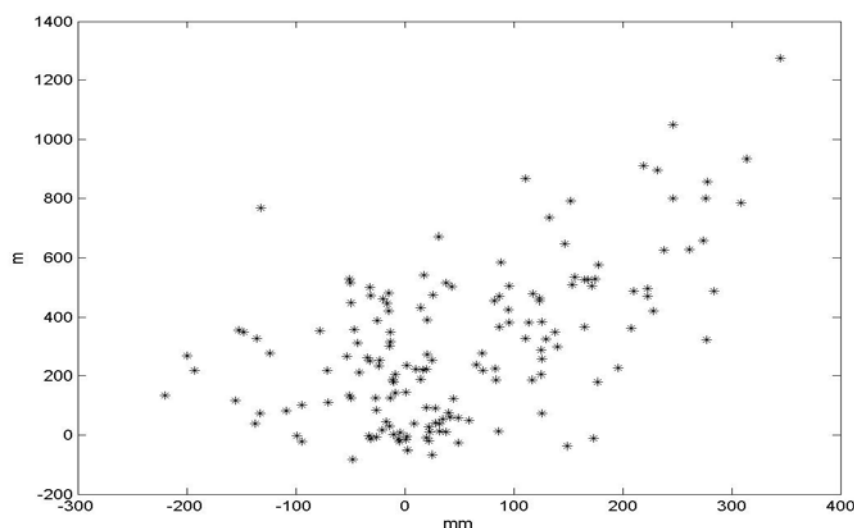
modellkjøring 1 med same gitteravstand. Dette gjev nok eit prov på at Reisner 2-skjema, som gjev store nedbørmengder i indre strok, har systematiske feil med for store nedbørmengder i indre strok. Schultz-skjema som gjev meir nedbør nærare kysten og mindre i indre strok, er betre. Rangkorrelasjonen er også med på å stadfesta at det ikkje er auka kvalitet på nedbørsimuleringa frå 9 km til 3 km gitteravstand i modellkjøring 2. Rangkorrelasjonen stadfestar dessutan ein auke i kvaliteten med betre oppløysing i modellkjøring 1, når ein verifiserer mot akkumulerte nedbørmengder for heile månaden. Den stadfestar også at modellkjøring 2 med 9 km gitteravstand kjem om lag lika godt ut som 3 km gitteravstand med modellkjøring 1.

Kjøringa med 3 domene har rangkorrelasjon på berre 0.48 for 9 km, men den stig til 0.55 for korrigerde nedbørmengder. Gitteravstand 3 km gjev 0.56, som stig til 0.63, og 1 km har 0.65 som stig til 0.74. Betre korrelasjon med korrigerde nedbørmengder følgjer av same årsaker som for dei andre kjøringane. Elles stadfestar rangkorrelasjon ein signifikant auke i modellen sin evne til å simulera nedbør med 1 km gitteravstand. Korrelasjonskoeffisientane er lågare enn for kjøringane over heile månaden. Årsakene er truleg at topografien i domenet til 1 km er svært bratt og kuppert, noko som i stor grad påverkar nedbørfordelinga og gjev store skilnader på liten horisontal skala. Slik topografi er ei stor utfordring for modellen. Dessutan har luftmassane strøyma over mykje fjell og gjeve frå seg mykje fukt før dei når desse områda, det kompliserer også.

Med utilstrekkeleg oppløysing er høgda over havet til stasjonane vesentleg større i modellgittera enn i røynda (appendiks A). Det er difor interessant å undersøkje om det er nokon statistisk samanheng mellom modellavvik (modell – obs.) i nedbør og modellavvik i høgda over havet til stasjonane. Det er tidlegare nemnt (sjå side 13) at det som regel kjem meir nedbør i fjellstrok enn låglandet ikring. I kor stor grad nedbøren er større i høgda enn låglandet er avhengig av lokal topografi og eigenskapar ved luftmassane. På liten horisontal skala aukar nedbøren med høgda (sjå side 13) som følgje av at ein mindre del av nedbøren fordampar under skyene. Lokal auke i nedbør med høgda over havet er tydeleg representert også i modellkjøringane, det såg ein tydeleg av Figur 6.2, 6.8 og 6.13. Dersom modellen plasserer observasjonsstasjonane for høgt, kan det derfor forklara delar av dei positive nedbøravvika. Særleg gjeld dette for det kupperte terrenget i indre strok der observasjons-

stasjonane stort sett ligg langs fjordar og dalar, og skilnaden mellom modellhøgde og reel høgde er størst.

Figur 7.3 viser spreingsplott for modellavvik i nedbør og høgde til stasjonar for modellkjøring 1 med 9 km gitteravstand. Ein ser tydeleg at det er ein samanheng mellom desse avvika. Korrelasjonskoeffisienten er 0.56, tilstrekkeleg stor til å indikera at noko av nedbøravviket kan ha samanheng med at modellen plasserer observasjonsstasjonane for høgt i terrenget. Rmse for avviket i modellhøgde er 397 m. Det er ein del stasjonar som bryt med denne samanhengen og har markant for lite nedbør sjølv om modellhøgda er for stor. Ei nærare undersøking viser at dette i hovudsak er stasjonar med svært store nedbørmengder (over 400 mm) som ligg forholdsvis lågt i terrenget, til dømes Takle, Brække og Modalen, samt stasjonar i indre strok av sør Rogaland og Vest-Agder. Dei førstnemnte stasjonane ligg som nemnt i le av mindre fjell ved sørvestleg vind. Stasjonane er blant dei mest nedbørrike i Noreg. Her har ein truleg effektar på meso- og lokalskala, til dømes adveksjon av nedbør nedstraums, som i stor grad forsterkar nedbøren i le av dei mindre fjella. Slike tilhøve er vanskeleg å representera til fulle i ein numerisk modell.



Figur 7.3: Spreingsplott for modellavvik (modell-observasjon) i nedbør (x-aksen) og modellavvik i meter over havet til stasjonar (y-aksen), for modellkjøring 1 og 9 km gitteravstand.

Med 3 km gitteravstand er korrelasjonskoeffisienten redusert til 0.51 og rmse til 325 m. Ein litt mindre del av nedbøravviket kan då naturleg nok tilskrivas dårleg representerte stasjonshøgder. Sidan modellkjøringa representerer månadsnedbøren betre med 3 km

gitteravstand, tyder det på at betre representasjon av modellhøgder gjev betre resultat. Modellfeila som framleis er igjen og som eventuelt oppstår ved finare oppløysing, må i større grad ha andre årsaker enn dårleg representerte fjell. Det er viktig å vera klar over at sjølv om topografistrukturen vert finare med 3 km gitteravstand, kan nokre stasjonar få ein dårlegare representasjon med større feil i modellhøgda. Årsaka er at høgda i dei 4 gitterpunktta som vert nytta til å interpolera stasjonshøgda, i nokre tilfelle kan vera meir representativ for stasjonen med 9 km gitteravstand enn 3 km gitteravstand.

Simuleringa med Schultz-skjema er vanskelegare å trekka slutningar frå. Korrelasjonskoeffisienten for 9 km gitteravstand er 0.47. Det kan tyda på at dårleg representerte stasjonshøgder står for ein litt mindre del av modellfeil i nedbør enn for Reisner 2 kjøringa (10 % mindre av variansen). Korrelasjonen med 3 km gitteravstand er redusert til 0.35, utan at betre oppløysing gjev noko signifikant betre resultat anna enn for systematiske feil. Dette indikerer at avvika i nedbør som følgje av dårleg representert topografi og modellhøgder er redusert, og at større oppløysing har gjeve mindre nedbør. Sidan modellfeila elles er like store må betre oppløysing skapa nye modellfeil. Dette kan vera vanskar i samanheng med kortare tidsskritt med større oppløysing.

Området som vart simulert med Reisner 2 skjema og 1 km gitteravstand har med 9 km gitteravstand ein korrelasjon på 0.49, 3 km har 0.44 og 1 km berre 0.11. Rmse er representativt 519 m, 401 m og 239 m. I dette området med svært kuppert terreng er det kanskje overraskande at korrelasjonen med 9 km gitteravstand er mindre enn for heile Vestlandet. Med 43 stasjonar samt kortare simuleringstid er det mindre statistisk signifikans i korrelasjonskoeffisienten, slik kan dette vera tilfeldig og ikkje nødvendigvis ha ei fysisk forklaring. Skilnadane er små (0,56 til 0,49). Det er berre systematiske feil og rangkorrelasjon som betrar seg markant frå 9 km til 3 km gitteravstand i denne kjøringa. Dette er fordi 3 km gitteravstand har dei største positive og negative avvika (sjå kapittel 6). Derfor ser ein igjen at betre representasjon av stasjonspunkt først og fremst fører til mindre nedbør, avvika i nedbør får mindre samanheng med topografi og at betre oppløysing kan føra til nye modellavvik. Med 1 km gitteravstand er det svært stor reduksjon i korrelasjonskoeffisienten, og ingen samanheng mellom feil modellhøgde til stasjonar og nedbøravvik. Som ein ser av rmse representerer 1 km gitteravstand stasjonshøgden klart best. Sidan nedbørsimuleringa også er

klart best med 1 km, skulle dette tyda på at betre representasjon av topografien gjev stor innverknad på betre kvalitet på nedbørsimuleringa.

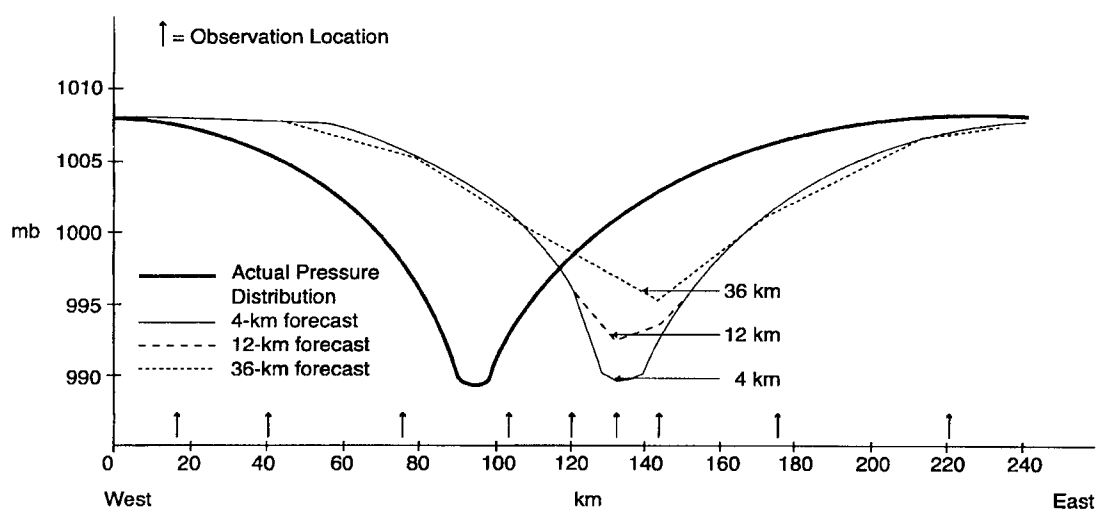
Ved å auka oppløysinga oppnår ein først og fremst at mange stasjonar får mindre nedbør (mindre systematiske feil). Sidan dei fleste stasjonar har for mykje nedbør er dette positivt, men for ein del stasjonar fører dette til mindre nedbør enn observert. Dette er ei årsak til at rmse betrar seg i liten grad når ein går ned i gitteravstand. I tillegg har ein at korrelasjonskoeffisient og rmse er mykje meir påverka av enkelte store avvik enn av systematiske feil. Nye modellfeil kan dessutan oppstå med finare oppløysing. Til dømes kan det vera å skapa topografistrukturar som for enkelte stasjonar er mindre representativ enn 9 km. Eller at dei mikrofysiske skjema ikkje er tilstrekkeleg tilpassa mindre enn 10 gitteravstand, til dømes det korte tidskrittet. Modellstyrken er klart betre frå 3 til 1 km, men ikkje så klart frå 9 til 3 km. Rmse for avvik i modellhøgde er redusert mykje meir frå 3 til 1 km enn frå 9 til 3 km. Dette underbyggjer forklaringa at for å løyse opp topografien til dalar og fjordar, må ein minst ha så liten gitteravstand som 1 km. Det tyder også på at ein ikkje kan sjå bort frå at sirkulasjonen i dalar og fjordar kan ha ein del å seia for nedbørmengdene.

7.3 Verifikasjonsmetodar

Å verifisera modellkjøringar ved hjelp av punktobservasjonar og modellresultat interpolert til desse punkta har klare veikskapar. Når eg likevel gjorde dette, var det fordi at alternative verifikasjonsmetodar er vanskeleg å finna. Det er fleire uheldige sider ved punktobservasjonar. Som allereie diskutert er det vanskeleg å måla den nedbørmengda som treff overflata og å vita at nedbørmålaren er plassert på ein stad som er representativ for eit område med ei viss utstrekning. Kor godt modellen treff på dei statistiske måla på kvalitet er svært avhengig av kvaliteten og tettleiken til observasjonsnettet. Glissent observasjonsnett kan føra til at viktig informasjon på mesoskala kan gå tapt eller bli dårleg representert i analysar, noko som fører til forskjellig og ofte betre verifikasjon for låg modellopløysing enn for høg oppløysing. Glissent observasjonsnett undergraver slik verifikasjonen med aukande oppløysing. Colle og Mass (2000) viste denne sensitiviteten og fann ei dramatisk endring i nedbørverifikasjonen når nedbørmålarar for høgare strok vart utelate. I min punktverifikasjon er avstanden mellom stasjonane om lag 15 km i middel (158 stasjonar fordelt på eit område på 400 km × 100 km). Slik er det sjølv med 9 km gitteravstand mange gitterruter modellen ikkje

blir evaluert i. Ein treng om lag 500 jamt fordelte stasjonar med 9 km, 4500 med 3 km og 40 000 med 1 km for å evaluera modellen i kvar gitterrute for Vestlandet. Feilen ved interpolasjon frå gitterpunkta til posisjonen til nedbørstasjonen kan også vera stor. Særleg for Vestlandet der topografien er så kuppert, vil nedbøren kunne variera mykje innafor ei gitterrute. Dessutan treng ikkje det næraste gitterpunktet vera mest representativ for nedbøren på stasjonen. Det er såleis eit stort behov for tettare nett ein kortare periode for å få verifisert modellen over større område, og for å få meir signifikans i punktverifiseringa.

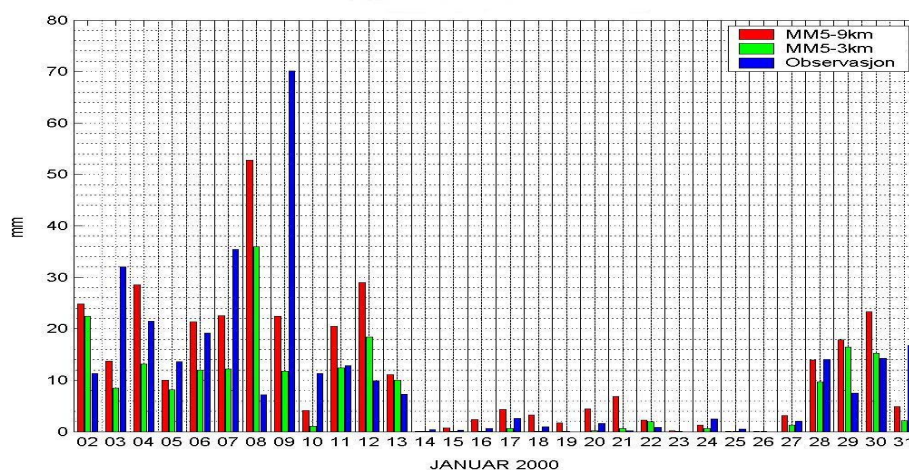
Vanlegvis blir nedbørstrukturane betre definerte med høg oppløysing i modellen, det vil seia større amplitudar og sterkare gradientar. Såleis er dei småstilte strukturane ofte meir realistiske i eit område med høg oppløysing i modellen. Små feil i fase og posisjon for strukturar på liten skala kan føra til dårlegare verifikasjonsresultat med større oppløysing, nettopp på grunn av større amplitudar og sterkare gradientar. Figur 7.4 frå Mass, Ovens et al. (2002) illustrerer effekten av fasefeil for verifikasjon av overflatetrykk ved passering av eit tråg ved gitteravstand på 36, 12 og 4 km. Ein går her ut frå at ved alle gitteravstandar er tråget 40 km lenger aust enn observert, men at tråget er best definert og meir intenst med høgare oppløysing. Det er tydeleg at 4 km kjem dårlegast ut i den statistiske verifikasjonen sjølv om best oppløysing er mest realistisk. Finskala kjøringar får derfor ofte ufortent dårleg betalt i punktverifikasjonar. På denne måten kan til dømes verifikasjon mot døggnedbøren, der fasefeil har meir å seia, koma dårlegare ut for 3 km enn for 9 km enn verifikasjon mot



Figur 7.4: Endringar i trykket i havoverflata i aust-vest retning ved observasjon av eit tråg (tjukk linje), og varsel av tråget for 36, 12 og 4 km domene. Dei vertikale pilene indikerer hypotetiske observasjonsstasjonar (Mass, Ovens et al. 2002).

månadsnedbøren der fasefeil har lite å seia. Rett nok vil fasefeil spela stor rolle for månadsnedbør også dersom det er konstante posisjonsfeil og ikkje tidsfeil.

Figur 7.5 viser døgnnedbør i modellen og observasjonar for Leirdal i Sogn. Nokre av avvika mellom kjøring og observasjonar her illustrerer det som kan vera fasefeil på grunn av tidsforskyving.



Figur 7.5: Døgnnedbør for stasjon 55390 Leirdal i modellkjøringa og observasjonar.

Ein må truleg ta i bruk meir utradisjonelle måtar å verifisera modellkjøringar på for å få fram fordelane med høg oppløysing. Dette kan til dømes vera å verifisera mesoskalastrukturar, og verifikasjon mot arealnedbør. I fjellområde der akkumulert snømengd om vinteren gjev akkumulert nedbørmengd rimeleg bra, og punktobservasjonar kan underestimere opp mot 60%, er punktverifisering lite eigna. Rett nok vil ei verifisering mot akkumulert vinternedbør aldri kunna sei meir enn kvaliteten på modellen i snitt for vinteren. Modellen kan ha vore meir eller mindre representativ for ulike periodar med ulikt verregime, og det kan ha vore problem med fasesfeil. Det kan også vera fruktbart i framtida å nytta verradarar i verifikasjon, desse løyser opp mesoskalastrukturar slik at ein betre kan verifisera om modellkjøringane har fasefeil, og kor godt dei representere småskala strukturar. Verradarnettet i Noreg er endå ikkje fullstendig utbygd. Bømloradaren som dekkjer store delar av Vestlandet sør for Stad og nære havområde utanfor vart først satt i operasjonell drift i 2003. Data frå verradarar har også sine manglar. I kuppert terreng får ein mange område som ligg i skygge for radaren. Trass store veikskapar er det ikkje utan verdi å nytta punktverifisering, men ein må vera kritisk til resultatata og sjå dei i lys av manglane ved punktobservasjonar. Manglar som vert redusert dersom ein har tettare nett ein kortare periode til bruk i verifisering.

8. Samandrag

Eg har studert finskala kjøringar med ein numerisk prognosemodell med god oppløysing for Vestlandet. Målet var å undersøka innverknaden av horisontal oppløysing på kvaliteten av kvantitative nedbørprognosar. Eg har også sett på innverknaden av ulike parametriseringar av mikrofysiske nedbørprosessar. Systematiske feil i nedbørprognosane har blitt vurdert mot observert nedbør på 158 stasjonar og normal- og anomalikart for nedbør.

Tre modellkjøringar vart gjort. I modellkjøring 1 vart januar 2000 simulert med 9 og 3 km gitteravstand, med eit komplisert skjema (Reisner 2) for mikrofysiske nedbørprosessar. Modellkjøring 2 simulerte også januar 2000 med 9 og 3 km gitteravstand, men her med eit enklare og meir reknetidsffektivt skjema (Schultz) for mikrofysiske nedbørprosessar. I modellkjøring 3 vart ein svært nedbørrik periode på 6 døgn i januar 2000 simulert med 9, 3 og 1 km gitteravstand. Området for 1 km gitteravstand var indre delar av Hardangerfjorden og Sognefjorden som har svært kuppert topografi. Modellkjøring 3 nytta same skjema for mikrofysiske nedbørprosessar som modellkjøring 1.

Modellkjøring 1 viste at kvantitative nedbørprognosar vart betre med å auka oppløysinga i modellen frå 9 til 3 km gitteravstand dersom ein verifiserte mot akkumulert nedbør for heile månaden. Verifikasjon av døggnedbør frå dag til dag viste at 3 km gitteravstand ikkje gav betre resultat enn 9 km. Dette skuldast at med 3 km vart feila i døggnedbør meir spreidd mellom positive og negative avvik, noko som kan ha si årsak i auka negativ verknad av fasefeil med større oppløysing. Totalt for månaden vart desse avvika delvis utjamna, noko som førte til betre verifisering for dei fleste stasjonar. Bortsett frå mindre systematiske feil, gav modellkjøring 2 ingen kvalitetsheving ved å auka gitteravstanden til 3 km, verken ved verifikasjon mot månadsnedbør eller døggnedbør. Kvaliteten vart heller litt svekka ved auka oppløysing i denne simuleringa.

Modellkjøring 3 viste at for svært kuppert terreng på Vestlandet kan ein få signifikant betre modellsimulering ved å auka gitteravstanden ned til 1 km. Denne kjøringa viste også at kvaliteten på nedbørprognosane betra seg vesentleg meir frå 3 til 1 km gitteravstand enn frå 9 til 3 km. Dette resultatet er noko overraskande ut frå andre arbeid med verifikasjon av modellkjøringar med høg oppløysing. Desse har stort sett vist størst auke i kvaliteten på

modellkjøringar frå 30 til 10 km gitteravstand, i mindre grad frå 10 til 3-4 km. Berre i einiske tilfeller har ein sett noko positiv effekt av gitteravstand på 1 km.

Topografien på Vestlandet med tronge dalar og fjordar er svært unik. Såleis er det ikkje urimeleg å hevda at ein må redusera gitteravstanden til 1 km for god representasjon av landskapet. Særskilt er det naudsynt med så god oppløysing for å få med dalar og dei nest største fjordane. Dette er truleg årsaka til klart best nedbørprognosar med 1 km gitteravstand. Resultatet tyder såleis på at ein ikkje kan sjå bort frå at sirkulasjonen i fjordar og dalar kan ha ein del å seia for nedbørmengdene. Ein skal hugsa at kjøringar med høg oppløysing vanlegvis får ufortent dårleg betalt i statistiske testar. Dei har store amplitudar, sterke gradientar og mykje energi på liten horisontal skala. Er lokal- og mesoskalaeffektar litt feilposisjonert eller utsett for fasefeil, fører dette til svært negativ treff i statistikken, sjølv om finskala kjøringar skulle skildra fleire av strukturane på liten skala og dermed vera meir realistisk. Eit glissent observasjonsnett undergrev også i aukande grad punktverifikasjon med aukande modellopløysing (Colle og Mass 2000). Det er derfor behov for målingar på finare skala ein kortare periode for verifisering.

Samanlikning av modellen sin evne til å simulera nedbør i modellkjøring 1 og 2, viste at 9 km gitteravstand med det effektive skjemaet i modellkjøring 2, kom minst lika godt ut som 3 km gitteravstand med det kompliserte skjemaet i modellkjøring 1. Ved korreksjon av nedbørmålingar for målefeil auka treffa i statistikken markant for modellkjøring 2. Dessutan gav Schultz-skjema betre nedbørfordeling. Sidan Schultz-skjema er vesentleg mindre komplisert og meir reknetidseffektivt, er det dermed å føretrekka i operativ vervarsling. Det ser altså ikkje ut til at kompliserte mikrofysiske skjema gjev betre resultat. Det skuldast nok at simulering av nedbør er veldig krevjande å representera godt. Skyene og utløysing av nedbør må skildrast på ein tilfredsstillande måte. I tillegg må orografisk modifisering av luftstraumen vera realistisk. Eit kompliserande moment er at frigjering av latent varme ved kondensasjon kan påverka denne modifiseringa. Derfor er det viktig å arbeida kontinuerleg med å betra fysiske prosessar i modellen, særskilt gjeld dette dei mikrofysiske prosessane som gjev danning av nedbør.

Modellkjøring 1 viste at Reisner 2-skjema hadde systematiske feil. Nedbøren vart flytta for langt inn i landet. Slik fekk delar av kysten og dei næraste 40 km innafor til dels lite nedbør,

medan områda lengre inne fekk for mykje nedbør. Dette mønsteret i nedbørfordeling såg ut til å vera gjeldande både for lågland og fjellområder. Svært få observasjonar i fjellet gjorde rett nok verifikasjonen usikker i høgare strom. Desse systematiske feila tydar på at prosessane som fører til kondensasjon, danning av skyvatn og nedbørpartiklar tar for lang tid. Dermed er det truleg for mykje fukt i lufta når den kjem til indre strom, som fører til for mykje nedbør her. I tillegg kan nedbørpartiklane bli advektert nedstraums i for stor grad, til dømes ved at dei fell for seint mot overflata. Det signifikante positive avviket for mange stasjonar kan også delvis forklarast med at modellen plasserer desse altfor høgt over havet.

Verifikasjonen av modellkjøring 2 med Schultz-skjema viste mindre systematiske feil enn modellkjøring 1. Den geografiske nedbørfordelinga i kjøringa var meir i samsvar med slik den er i røynda, men nedbørmengdene var stort sett litt store (større enn for Reisner 2-skjema). Skjemaet gav mindre nedbør i indre strom og meir nedbør i ytre og midtre strom. Slik fekk nedbørmaksimumsområda i midtre strom meir nedbør i denne kjøringa. Det var ikkje systematisk for lite nedbør i ytre strom og på kysten. Sjølv om det var mindre nedbør i indre strom, kom det framleis for mykje nedbør i desse områda. Som nemnt var verifikasjonen usikker for høgare strom. Endringane i høve til modellkjøring 1 viser truleg at kondensasjon, danning av skyvatn og nedbørpartiklar tar mindre tid med Schultz-skjema. Dessutan kan det hende at nedbørpartiklane fell fortare til overflata, og i mindre grad vert advektert lenger inn i landet. Fukta i lufta fell fortare ut som nedbør og dermed er det mindre fukt som kan gje nedbør i indre strom. For høg plassering av stasjonane i modellen er ein avgjerande årsak til at det framleis er signifikant for mykje nedbør i indre låglandsstrom. Hadde verifikasjonsgrunnlaget innehalda fleire stasjonar i indre fjellstrom ville truleg Schultz-skjema ikkje gjeve meir nedbør enn Reisner 2-skjema. Det er altså først og fremst nedbørfordelinga som er ulik i dei to skjema og Schultz-skjema er mest representativt. Samanlikning av modellkjøring 1 og 2 viste også at verknaden av betra modellopløysing er avhengig av skjema for mikrofysikk. Dersom ikkje skjemaet for mikrofysikk er tilpassa svært høg modellopløysing, hjelper det lite med betre representasjon av topografien.

For nokre område som Folgefonna, Jostedalsbreen og fjellområdet rett nord/nordøst av Jostedalsbreen var begge modellkjøringane med 9 km gitteravstand samstemte om at det kom 200-300 mm meir nedbør enn gjeve av normal- og anomalikart. Det er ikkje urealistisk å tru at for vindutsette høgfjellsområde som dette, med nesten all nedbør i fast form, er modell-

nedbøren mest representativ. Estimert årleg nedbørnormal på Ålfotbreen for siste normalperiode 5600 mm (Roald Lars Andreas, NVE) kan tyda på dette.

I maksimumssona for nedbør i midtre strok var korrelasjonskoeffisienten på fleire stasjonar over 0.85. For desse stasjonane forklarte altså modellkjøringa over 70% av variansen i døggnedbør. Luftmassane som når desse områda har strøyma over opent hav og lite land. Nedbørprosessane som skjer i møte med den bratte hellinga er enklare å representera godt i modellen enn andre nedbørprosessar, som til dømes byenedbør eller frontnedbør utan orografisk forsterking.

Det har vore gjort mange studiar for å evaluera nedbørprognosar til MM5 for nordlege del av USA, særskilt for nordvestlege del som har bratte fjell nær kysten til liks med Vestlandskysten. Likevel, desse områda har ikkje fjordar og like tronge dalar som på Vestlandet. Både verifikasjon av enkelte nedbørrike stormar og evaluering over ein eller fleire vintersesongar er gjort (Colle og Mass 1996; Colle, Westrick et al. 1999; Colle og Mass 2000; Colle, Mass et al. 2000; Mass, Ovens et al. 2002; Colle, Olson et al. 2003). Desse har vist signifikant auke i modellstyrken når gitteravstanden gjekk ned frå om lag 30 km til om lag 10, men i noko varierende grad signifikant betring frå 10 km ned til 3-4 km. Signifikant betring frå 3-4 km og ned til 1 km har berre vore i enkelte lokale område med forholdsvis lita utstrekning. Som i mine simuleringar har ikkje best resultat kome for dei mest kompliserte mikrofysiske skjema. I den grad mine resultat kan samanliknast med desse studia frå USA, samsvarar dei rimeleg godt. Men eg fekk betre resultat med 1 km gitteravstand.

I framtidige arbeid med å verifisera kvantitative nedbørprognosar frå numeriske modellar for Vestlandet kan det vera ønskjeleg å nytta verradarobservasjonar. Det vil gjera det mogleg å verifisera meir nøyaktig mot mesoskalastrukturar. Betre tidsoppløysing på nedbørmålingar vil gjera det mogleg å studera kor god modellen er i høve til ulike verregime, samt gjera det enklare å studera fasefeil. Det er behov for eit tettare observasjonsnett for å kunna verifisera over større område og for å auka signifikansen i verifiseringa, særskilt for høg oppløysing. Verifisera vind og fukttilhøva i dei lågaste delar av troposfæren i modellen mot observasjonar (dersom slike eksisterer) vil også vera fruktbart. Dette fordi vind og fukt er svært viktig for orografisk forsterking av nedbør.

Appendiks A

Tabell A1: Alle stasjoner eg har nytta med stasjonsnummer, namn, meter over havet, meter over havet i modellen med 9 km gitteravstand og 3 km gitteravstand, samt akkumulert observert nedbør frå 02.01. til 31.01. år 2000, og modellert nedbør med Reisner 2-skjema for mikrofysikk (I) og Schultz-skjema (II).

St.Nr.	Namn	M.o.h.	M.o.h. 9 km	M.o.h. 3 km	Obs. (mm)	9 km (I) (mm)	3 km (I) (mm)	9 km (II) (mm)	3 km (II) (mm)
42720	Bakke	75	177	172	250	156	135	208	182
42790	Tonstad-Finså	54	504	257	276	226	187	245	197
42810	Tonstad-Nettfed	55	526	297	255	224	188	243	200
42890	Skreådalen	474	707	658	291	267	248	272	234
42920	Sirdal-Tjørhom	500	721	660	241	258	219	254	190
42950	Øvre Sirdal	582	805	723	240	260	230	256	211
43010	Eik-Hove	65	342	312	308	184	170	239	226
43360	Egersund	4	97	60	132	152	158	198	190
43450	Helleland	94	221	230	226	199	197	258	260
43540	Ørsdalen	70	570	568	299	267	296	314	351
43810	Maudal	311	623	658	336	293	352	330	389
44160	Hognestad	19	68	45	107	166	190	206	224
44250	Time-Skjæret	275	210	271	165	190	234	239	314
44340	Klepp-Engelsvoll	27	81	69	136	171	184	209	223
44480	Søyland i Gjesdal	263	309	302	245	228	222	285	278
44520	Helland i Gjesdal	280	319	328	234	243	265	297	320
44560	Sola	7	18	19	110	148	143	178	169
44600	Rennesøy-Galta	19	0	5	115	137	125	160	139
44760	IMS	2	127	155	177	222	181	266	228
44800	Sviland	230	221	256	198	218	241	266	299
44900	Oltedal	44	317	383	227	248	261	298	333
44960	Madland	297	374	448	217	257	299	309	374
45350	Lysebotn	9	877	733	245	356	330	380	343

45600	Bjørheim i Ryfylke	64	252	255	163	247	271	286	335
45880	Fister-Tønnevik	50	63	33	163	249	213	283	221
46050	Ulla	200	701	640	373	416	442	449	509
46150	Sand i Ryfylke	25	303	236	324	395	299	443	320
46300	Suldalsvatn	333	787	788	297	421	347	433	321
46400	Nesflaten	72	580	468	288	442	352	461	349
46450	Røldal	393	968	921	294	472	419	495	429
46610	Sauda	5	387	277	364	478	431	520	457
46850	Hundseid i Vikedal	159	409	398	411	379	514	439	646
46910	Nedre Vats	64	148	172	304	278	251	337	316
47020	Nedstrand	10	68	86	168	217	203	264	281
47090	Skjold-Frøvik	5	152	145	255	256	274	306	331
47200	Skudenes II	2	14	14	133	123	135	143	155
47300	Utsira Fyr	55	5	4	99	102	94	124	117
47450	Straumøy	37	47	49	199	222	232	254	254
47500	Etne	35	252	254	322	394	382	431	374
47750	Vintertun	395	761	733	390	555	412	593	448
47820	Eikemo	178	707	120	397	572	415	626	458
47890	Opstveit	38	498	451	516	496	621	549	779
48050	Bømlo-Finnås	23	31	59	196	192	201	236	255
48090	Litlabø-Dale	35	53	95	263	242	246	290	325
48250	Fitjar-Prestebø	24	63	92	202	234	293	290	383
48330	Slåtterøy Fyr	15	2	0	181	175	159	228	219
48450	Husnes	13	336	233	237	367	464	228	499
48500	Rosendal	54	376	542	244	521	564	569	567
49070	Kvåle	342	857	814	412	450	566	467	561
49350	Tyssedal I	32	929	645	303	535	386	532	319
49550	Kinsarvik	108	843	674	251	384	280	361	237
49580	Bu i Eidfjord	165	370	498	272	397	298	404	330

49630	Eidfjord	5	427	386	191	419	278	432	272
49750	Liset	748	1046	925	243	383	310	372	299
50050	Nedre Ålvik	18	463	289	468	452	528	476	644
50080	Øystese-Borge	108	169	47	443	485	379	526	383
50130	Omastrand	2	128	46	460	411	288	463	325
50150	Hatlestrand	45	33	24	212	385	229	417	234
50250	Tysse	41	294	310	466	491	559	543	589
50300	Kvamskogen	408	595	636	525	514	593	558	573
50350	Samnanger	370	631	640	547	513	600	542	670
50450	Fana-Stend	54	82	107	291	313	353	372	427
50540	Bergen	12	155	219	357	348	410	401	483
51250	Øvstedal	316	707	575	452	473	424	513	484
51400	Brekkehus	202	786	764	379	467	483	502	595
51470	Bulken	323	548	459	369	452	352	465	316
51590	Voss-Bø	125	488	290	209	417	219	419	160
51800	Mjølfjell	695	1044	1073	375	513	621	537	652
52110	Fjellanger II	456	694	676	447	513	492	570	545
52170	Eksingedal	450	838	808	521	496	524	542	618
52220	Gullbrå	579	837	858	400	526	513	581	591
52290	Modalen II	114	643	644	602	551	512	618	561
52400	Eikanger-Myr	72	67	64	361	363	330	404	372
52440	Holsnøy-Landsvik	27	21	27	285	259	274	301	315
52600	Haukeland	196	524	631	669	533	655	622	769
52750	Frøyset	13	105	73	388	416	420	493	506
52860	Takle	38	172	99	656	436	401	505	439
52930	Brekke i Sogn	240	1007	987	587	455	474	505	548
52970	Sørebø	4	676	705	443	474	490	503	497
52990	Ortnevik	4	77	116	300	426	302	432	259
53070	Vik i Sogn III	65	449	513	259	385	386	333	257
53080	Vik i Vange	30	317	443	249	374	333	323	224

53130	Fresvik	32	558	352	145	310	261	242	159
53160	Jordalen-Nåsen	614	941	924	316	427	393	403	359
53180	Brandset	460	842	712	327	423	363	425	355
53700	Aurland	15	801	420	88	397	253	332	142
54120	Lærdal-Moldo	24	936	728	81	300	233	231	131
54500	Borlo	502	1303	1193	55	301	276	244	239
54600	Maristova	806	1292	1205	105	389	269	239	341
54780	Øvre Årdal	28	885	505	102	380	317	355	296
55170	Skagen	38	973	712	140	454	352	432	275
55390	Leirdal	378	543	500	316	412	333	351	214
55430	Bjørkehaug i Jostedal	324	953	664	317	578	474	542	366
55550	Hafslo	246	502	398	152	270	208	211	150
55670	Veitastrond	172	964	822	341	493	440	443	328
55730	Sogndal - Selseng	421	853	853	352	367	438	309	344
55840	Fjærland - Skarestad	10	472	394	393	517	446	490	399
56011	Høyanger	20	490	439	345	432	435	453	513
56280	Rørvikvatn ved Vadheim	350	467	498	568	413	440	449	510
56320	Lavik	31	73	107	384	412	294	458	312
56400	Ytre Solund	3	0	10	308	209	193	259	235
56420	Fureneset	14	45	19	350	336	330	392	368
56480	Værlandet	15	0	0	231	232	212	282	256
56520	Hovlandsdal	60	325	419	459	406	473	456	572
56560	Guddal	71	426	394	566	414	462	460	547
56650	Dale i Sunnfjord II	51	187	162	471	420	419	474	448
56780	Sygna	47	282	262	421	423	380	443	355
56850	Viksdalen i Gaular	243	663	603	483	468	468	472	420
56960	Haukedal	329	783	634	425	507	515	502	505
57110	Osland ved Stongfjorden	119	388	376	594	394	463	459	580

57390	Skei i Jølster	205	700	501	335	558	406	576	382
57420	Førde - Tefre	64	380	212	448	435	339	440	299
57480	Botnen i Førde	237	449	524	515	473	470	490	496
57660	Eimhjellen	170	524	612	612	534	481	610	534
57680	Eikefjord	30	253	251	490	500	418	599	465
57770	Ytterøyane Fyr	26	0	0	174	223	198	286	262
57780	Grøndalen	105	647	608	599	617	835	749	1173
57810	Svelgen II	3	477	427	521	547	666	681	838
57850	Daviknes	178	160	262	562	453	339	515	328
57940	Ålfoten II	24	471	458	604	555	639	627	560
57990	Gjengedal	230	580	611	547	534	492	599	530
58070	Sandane	51	239	198	301	418	334	436	283
58120	Klakegg-Bolset	187	674	531	351	561	417	583	418
58320	Myklebust i Breim	315	964	1014	389	536	675	548	780
58400	Innvik	32	259	367	236	432	296	422	260
58480	Briksdal	40	1314	750	285	630	660	631	617
58780	Nordfjordeid- Nymark	34	382	395	509	361	272	379	278
58880	Sindre	118	324	354	399	390	290	385	255
58960	Hornindal	340	593	694	457	434	513	429	515
59250	Refvik	3	0	82	331	298	276	353	308
59450	Stadlandet	75	113	237	414	277	306	336	415
59610	Fiskåbygd	41	153	175	375	305	305	373	384
59670	Ekset i Volda	58	71	70	285	317	212	384	250
59800	Svinøy Fyr	38	0	0	89	238	232	295	278
59900	Sæbø	21	500	352	425	410	389	448	376
60210	Stranda Vegetasjon	79	380	184	361	347	193	387	194
60300	Geiranger	419	945	849	387	555	615	570	633
60400	Nordal	28	498	564	236	459	401	491	386
60500	Tafjord	15	675	529	269	543	488	571	469

60620	Grønning	312	817	821	357	529	555	565	571
60710	Stordal-Overøye	398	756	761	439	393	512	460	638
60800	Ørskog	4	193	65	273	288	252	357	315
60890	Brusdalsvatn II	27	15	86	270	257	205	305	234
60970	Ålesund III	136	54	4	290	242	209	285	227
60990	Vigra	22	0	0	237	232	229	276	268
61040	Hildre	13	193	137	250	240	267	290	337
61180	Hjelvik-Myrbø	35	252	20	328	257	186	314	205
61350	Åndalsnes	20	387	224	257	344	221	414	306
61550	Verma	247	1048	800	201	477	417	447	349
61820	Eresfjord	14	440	392	244	339	300	412	364
61850	Eikesdal	39	1088	685	206	452	443	454	406
62160	Istad kraftstasjon	15	225	137	337	243	229	325	321
62480	Ona II	13	0	0	252	221	233	276	285
62700	Hustadvatn	80	154	163	380	247	297	326	406
62900	Eide på Nordmøre	49	267	241	440	247	315	329	415
63100	Øksendål	47	581	488	190	346	298	415	328
63420	Sunnalsøra III	6	633	345	119	357	291	430	397
63530	Hafsås	698	879	830	202	379	330	354	257

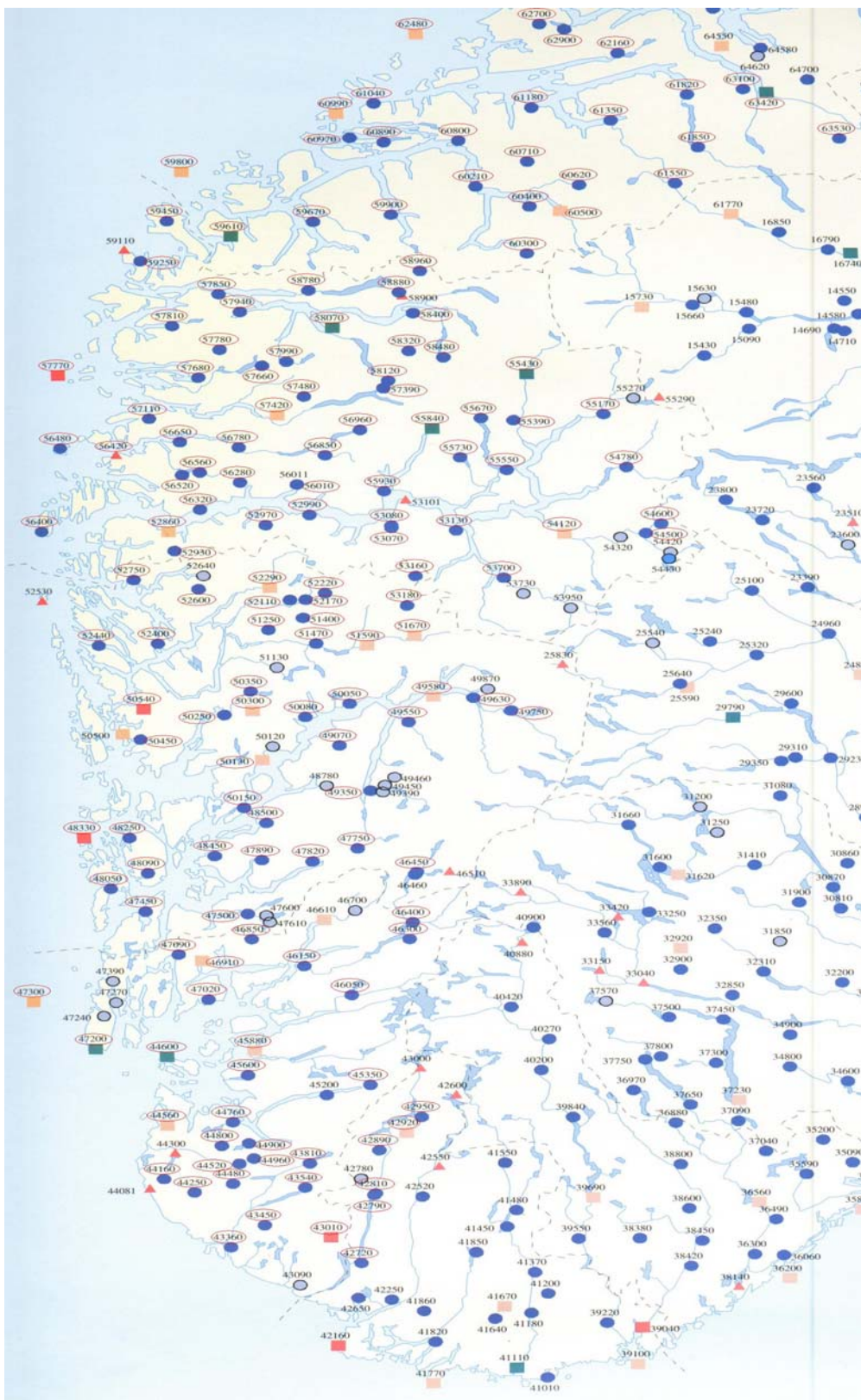
Appendiks B

Tabell B1: Alle stasjonar eg har nytta i modellkjøring 3 med nr., namn, meter over havet, meter over havet i modellen med 9 km, 3 km og 1 km gitteravstand, samt akkumulert observert nedbør frå 07.01. til 12.01.2000, og modellert nedbør med Reisner 2-skjema for mikrofysikk (III).

St.Nr.	Namn	M.o.h.	M.o.h. 9 km	M.o.h. 3 km	M.o.h. 1 km	Obs. 07- 12.01 2000 (mm)	9 km (III) (mm)	3 km (III) (mm)	1 km (III) (mm)
49550	Kinsarvik	108	843	674	274	126	116	68	38
49580	Bu i Eidfjord	165	370	498	463	123	130	84	99
49630	Eidfjord	5	427	386	105	94	127	65	60
49750	Liset	748	1046	925	836	75	104	68	66
50050	Nedre Ålvik	18	463	289	59	179	176	224	153
50080	Øystese-Borge	108	169	47	18	183	189	152	177
51400	Brekkehus	202	786	764	661	102	186	190	128
51470	Bulken	323	548	459	327	119	178	128	78
51590	Voss-Bø	125	488	290	187	67	164	71	33
51800	Mjølfjell	695	1044	1073	891	180	204	260	188
52110	Fjellanger II	456	694	676	644	160	210	202	190
52170	Eksingedal	450	838	808	759	192	200	215	182
52220	Gullbrå	579	837	858	869	188	214	210	190
52990	Ortnevik	4	77	116	155	121	162	114	67
53070	Vik i Sogn III	65	449	513	320	106	133	115	88
53130	Fresvik	32	558	352	361	54	111	116	119
53160	Jordalen-Nåsen	614	941	924	784	142	160	172	237
53180	Brandset	460	842	712	676	189	165	172	141
53700	Aurland	15	801	420	355	52	151	107	58
54120	Lærdal-Moldo	24	936	728	266	38	104	93	72
54500	Borlo	502	1303	1193	809	21	87	78	75
54600	Maristova	806	1292	1205	949	30	85	80	80
54780	Øvre Årdal	28	885	505	196	49	112	120	109

55170	Skagen	38	973	712	513	60	189	148	133
55390	Leirdal	378	543	500	385	147	160	132	173
55430	Bjørkehaug i Jostedal	324	953	664	364	115	204	177	153
55550	Hafslo	246	502	398	270	75	103	83	95
55670	Veitastrond	172	964	822	360	138	180	164	168
55730	Sogndal-Selseng	421	853	853	501	158	134	164	210
55840	Fjærland-Skarestad	10	472	394	143	165	185	163	170
56011	Høyanger	20	490	439	424	118	170	171	165
56850	Viksdalen i Gaular	243	663	603	451	220	185	200	236
56960	Haukedal	329	783	634	470	155	190	193	178
57390	Skei i Jølster	205	700	501	467	130	207	154	115
57480	Botnen i Førde	237	449	524	508	216	195	200	189
58070	Sandane	51	239	198	11	128	170	200	189
58120	Klakegg-Bolset	187	674	531	438	151	208	156	120
58320	Myklebust i Breim	315	964	1014	625	168	192	234	193
58400	Innvik	32	259	367	374	97	153	104	147
58480	Briksdal	40	1314	750	436	134	214	252	137
58780	Nordfjordeid-Nymark	34	382	395	407	206	142	100	151
58880	Sindre	118	324	354	246	171	141	97	190
58960	Hornindal	340	593	694	443	172	158	190	214

Appendiks C



Figur C1: Stasjonskart for delar av Sør-Noreg, stasjonar eg har nytta i oppgåva har raud sirkel kring stasjonsnummeret.

Stasjonstypar i Noreg som er vist i Figur C1: **Nedbørstasjon – dagleg**

Stasjon som måler nedbør og snødjup ein gong i døgnet kl. 06 UTC, samt vurderer nedbørslag og snødekket si utbreiing. Observasjonane vert sendt Met.no ein gong i veka.

 Nedørstasjon – ikkje dagleg

Stasjonar som måler nedbør og snødjup sjeldnare enn ein gong i døgnet, samt vurderer snødekket si utbreiing. Observasjonane vert sendt Met.no ein gong i veka

 Nedbørstasjon – totalisator

Stasjon som måler oppsamla nedbør.

 Verstasjon – synoptisk

Verstasjon som er manuelt betjent og som sender observasjonar i synopkode til Met.no 3-8 gonger i døgnet. I tillegg til instrument observasjonar av lufttrykk, temperatur, fukt, vind, nedbør og snødjup vert det tatt skjønsmessige observasjonar av skydekke, skytypar, skymengd, skyhøgde, sikt, vertype og marka sin tilstand.

 Verstasjon – synoptisk og delvis automatisert

Stasjon som er delvis automatisert. Instrument observasjonar vert tatt automatisk kvar time og dei skjønsmessige observasjonane vert tatt manuelt 3-8 gonger i døgnet.

 Klimastasjon

Stasjon som er manuelt betjent, og som regel har eit noko mindre dagleg måleprogram enn ein verstasjon. Observasjonane vert sendt Met.no ein gong i månaden.

 Automatstasjon

Stasjon som automatisk tar instrument observasjonar av bl.a. lufttrykk, temperatur, fukt, vind og nedbør. Data vert vanlegvis registrert kvar time.

Referansar

- Andersen, P. (1973). "The distribution of monthly precipitation in Southern Norway in relation to prevailing H. Johansen weather types." Årbok for Universitetet i Bergen. Matematisk-Naturvitenskapelig serie 1: 20.
- Anthes, R. A. and T. T. Warner (1978). "Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies." Monthly Weather Review **106**: 1045-1078.
- Andersen, P. (1975). "Surface Winds in southern Norway in Relation to Prevailing H.Johansen Weather Types." Meteorologisk annaler: 377-399.
- Bader, M. J. and W. T. Roach (1977). "Orographic Rainfall in Warm Sectors of Depressions." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **103**(436): 269-280.
- Barstad, I. (2002). Southwesterly flows over southern Norway. Geophysical Institute. Bergen, University of Bergen.
- Barstad, I. and S. Grønås (2005). "Southwesterly flows over southern Norway-mesoscale sensitivity to large scale wind direction and speed." Tellus **57A**: 136-152.
- Bergeron, T. (1960). Physics of precipitation, Washington, American Geophysical Union.
- Bjerknes, J. and H. Solberg (1921). "Meteorological conditions for the formation of rain." Geofysiske publikasjoner **2**(3): 1-9.
- Browning, K. A. (1980). Structure, mechanism and prediction of orographically enhanced rain in Britain. Orographic effects in planetary flows, GARP Publication Series. **23**: 85-102.
- Browning, K. A. (1990). "Rain, Rainclouds and Climate." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **116**(495): 1025-1051.
- Browning, K. A., F. F. Hill, et al. (1974). "Structure and Mechanism of Precipitation and Effect of Orography in a Wintertime Warm Sector." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **100**(425): 309-330.
- Browning, K. A., C. W. Pardoe, et al. (1975). "Nature of Orographic Rain at Wintertime Cold Fronts." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **101**(428): 333-352.
- Bruintjes, R. T., T. L. Clark, et al. (1994). "Interactions between Topographic Air-Flow and Cloud Precipitation Development During the Passage of a Winter Storm in Arizona." Journal of the Atmospheric Sciences **51**(1): 48-67.
- Carruthers, D. J. and T. W. Choulaton (1983). "A Model of the Feeder Seeder Mechanism of Orographic Rain Including Stratification and Wind-Drift Effects." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **109**(461): 575-588.

- Colle, B. A. (2004). "Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective." Journal of the Atmospheric Sciences **61**(5): 588-606.
- Colle, B. A. and C. F. Mass (1996). "An observational and modeling study of the interaction of low-level southwesterly flow with the Olympic Mountains during COAST IOP 4." Monthly Weather Review **124**(10): 2152-2175.
- Colle, B. A. and C. F. Mass (2000). "The 5-9 February 1996 flooding event over the Pacific Northwest: sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts." Monthly Weather Review **128**(3): 593-617.
- Colle, B. A., C. F. Mass, et al. (2000). "MM5 precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1997-99 cool seasons." Weather and Forecasting **15**(6): 730-744.
- Colle, B. A., J. B. Olson, et al. (2003). "Multiseason verification of the MM5. Part II: Evaluation of high-resolution precipitation forecasts over the northeastern United States." Weather and Forecasting **18**(3): 458-480.
- Colle, B. A., K. J. Westrick, et al. (1999). "Evaluation of MM5 and Eta-10 precipitation forecasts over the Pacific northwest during the cool season." Weather and Forecasting **14**(2): 137-154.
- Cressman, G. (1959). "An operational objective analysis system." Monthly Weather Review **87**: 367-374.
- Dahlstrøm, B., E. Førland, et al. (1986). "The improvement of point precipitation data on an operational basis." Nordic Working group on Precipitation, NHP-Report **17**: 86.
- Dudhia, J., D. Gill, et al. (2002). MM5 Modeling System Version 3. <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/doc.html>.
- Durrán, D. R. and J. B. Klemp (1982). "On the Effects of Moisture on the Brunt-Vaisala Frequency." Journal of the Atmospheric Sciences **39**(10): 2152-2158.
- Fritsch, J. M. and C. F. Chappell (1980). "Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems .1. Convective Parameterization." Journal of the Atmospheric Sciences **37**(8): 1722-1733.
- Førland, E. J. (1979). "Nedbørens høydeavhengighet." Klima **2**: 3-24.
- Førland, E. J., P. Allerup, et al. (1996). "Manual for operational correction of Nordic precipitation data." DNMI klima **24**: 66.
- Gaudet, B. and W. R. Cotton (1998). "Statistical characteristics of a real-time precipitation forecasting model." Weather and Forecasting **13**(4): 966-982.
- Godske, C. L. (1952). "Studies in local meteorology and representatives.1. The distribution of precipitation in Hardanger." Universitetet i Bergen. Naturvitenskapelige rekke. **1952**(10): 99.

- Godske, C. L., T. Bergeron, et al. (1957). Dynamical meteorology and weather forecasting, Boston. Mass.
- Haltiner, G. J. and T. R. Williams (1980). Numerical Prediction and Dynamic Meteorology.
- Heberden, W. (1769). "On the different quantities of rain which appear to fall, at different heights, over the same spot of ground." Phil. Trans.: 359-362.
- Hjelström, T. (1885). "Examination of some error source for precipitation measurements." Öfversikt af K. Vet.Akad. Förh. Årg., Stockholm **42**(8): 33.
- Holton, J. R. (1992). An introduction to dynamic meteorology. San Diego, Academic Press.
- Hong, S. Y. and H. L. Pan (1996). "Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium-Range Forecast Model." Monthly Weather Review **124**(10): 2322-2339.
- Jiang, Q. F. and R. B. Smith (2003). "Cloud timescales and orographic precipitation." Journal of the Atmospheric Sciences **60**(13): 1543-1559.
- Johansen, E. D. (1995). Simulering av orografisk nedbør over Nordland. Geofysisk Institutt, Universitetet i Bergen: 106.
- Johansson, B. and D. L. Chen (2003). "The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: Statistical analysis and modelling." International Journal of Climatology **23**(12): 1523-1535.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch (1993). Convective parameterization for mesocal models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., American Meteorological Society: 246.
- Lalas, D. P. and F. Einaudi (1974). "Correct Use of Wet Adiabatic Lapse Rate in Stability-Criteria of a Saturated Atmosphere." Journal of Applied Meteorology **13**(3): 318-324.
- Ludlam, F. H. (1956). "The structure of rainclouds." Weather **11**: 187-196.
- Mass, C. F., D. Ovens, et al. (2002). "Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific northwest." Bulletin of the American Meteorological Society **83**(3): 407-430.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, et al. (1997). "Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave." Journal of Geophysical Research-Atmospheres **102**(D14): 16663-16682.
- Neiman, P. J., F. M. Ralph, et al. (2002). "The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET." Monthly Weather Review **130**(6): 1468-1492.
- Nordø, J. and K. Hjortnæs (1966). "Statistical studies of precipitation on local, national, and continental scales." Geofysiske publikasjoner **26**(12): 46.

- Passarelli, R. E. and H. Boehme (1983). "The Orographic Modulation of Pre-Warm-Front Precipitation in Southern New-England." Monthly Weather Review **111**(5): 1062-1070.
- Pedgley, D. E. (1970). "Heavy rainfalls over Snowdonia." Weather **25**: 340-350.
- Pierrehumbert, R. T. and B. Wyman (1985). "Upstream Effects of Mesoscale Mountains." Journal of the Atmospheric Sciences **42**(10): 977-1003.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, et al. (1998). "Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model." Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society **124**(548): 1071-1107.
- Roeloffzen, J. C., W. D. V. D. Berg, et al. (1986). "Frictional Convergence at Coastlines." Tellus **38A**: 397-411.
- Rogers, R. R. and M. K. Yau (1989). A short course in cloud physics. Oxford, Pergamon Press.
- Schultz, P. (1995). "An Explicit Cloud Physics Parameterization for Operational Numerical Weather Prediction." Monthly Weather Review **123**(11): 3331-3343.
- Sevruk, B. (1982). "Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use." WMO Hydrol. Rep.21, **WMO-No. 589**: 91.
- Sinclair, M. R., D. S. Wratt, et al. (1997). "Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the Southern Alps of New Zealand - A case study." Journal of Applied Meteorology **36**(5): 428-442.
- Smith, R. B. (1979). "The influence of mountain on the atmosphere." Advances in geophysics **21**: 169-194.
- Smith, R. B. (1982). "A Differential Advection Model of Orographic Rain." Monthly Weather Review **110**(4): 306-309.
- Smith, R. B. (1989). "Mechanisms of Orographic Precipitation." Meteorological Magazine **118**(1401): 85-88.
- Smith, R. B. and S. Grønås (1993). "Stagnation points and bifurcation in 3-D mountain airflow." Tellus **45A**: 28-43.
- Spearman, C. (1904). "The proof and measurement of association between two things." American Journal Psychologist **15**: 72-101.
- Spinnangr, F. (1943a). "Synoptic studies on precipitation in Southern Norway. I. Instability showers." Meteorologiske annaler **1**(12): 323-356.
- Spinnangr, F. (1943b). "Synoptic studies on precipitation in Southern Norway. II. Front precipitation." Meteorologisk annaler **1**(17): 434-468.
- Spinnangr, F. and H. Johansen (1954). "On the distribution of precipitation in maritime tropical air over Norway." Meteorologiske annaler **3**(14): 352-424, fold. pl.

Spinnangr, F. and H. Johansen (1955). "On the influence of the orography in southern Norway on instability showers from the sea." Meteorologiske annaler 4(3): 17-35.