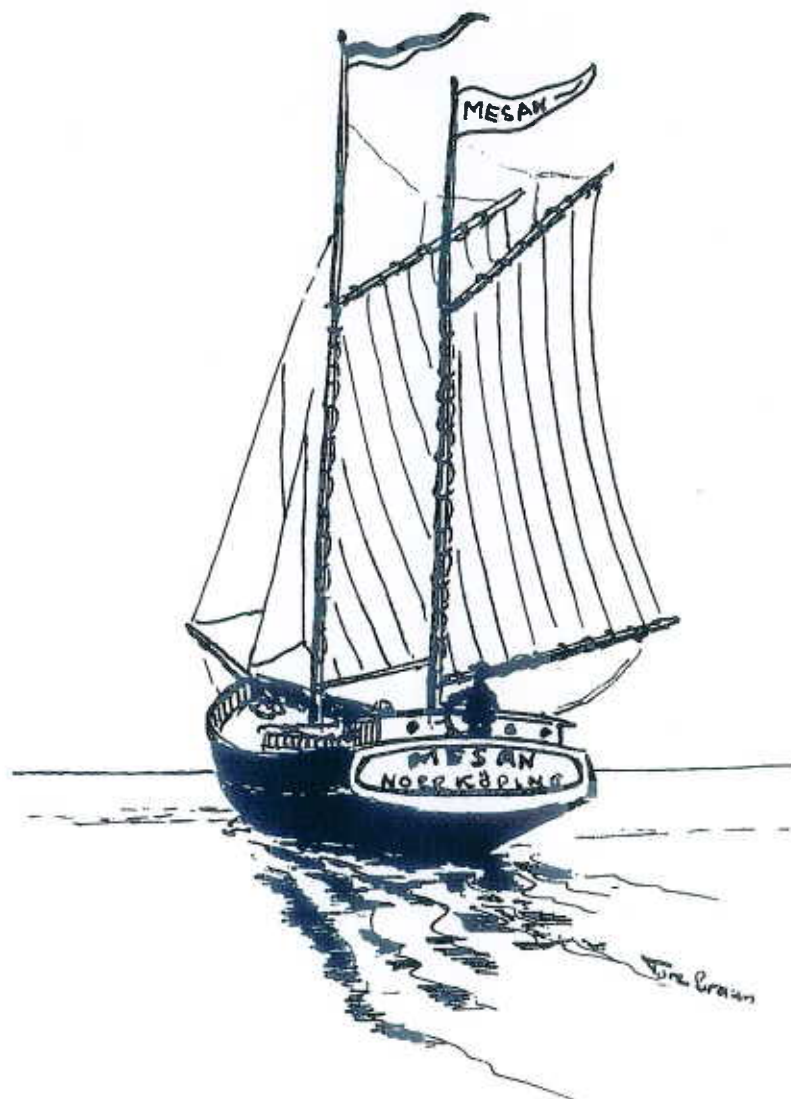


MESAN

Mesoskalig analys



Lars Häggmark och Karl-Ivar Ivarsson
Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut

Per-Olof Olofsson
Militära Vädertjänsten

Omslagsbild: Tore Braun

MESAN

Mesoskalig analys

Lars Häggmark och Karl-Ivar Ivarsson
Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut

Per-Olof Olofsson
Militära Vädertjänsten

Report Summary / Rapportsammanfattning

Issuing Agency/Utgivare		Report number/Publikation	
Swedish Meteorological and Hydrological Institute S-601 76 Norrköping Sweden		RMK No. 75 Report date/Utgivningsdatum February 1997	
Author (s)/Författare			
Lars Häggmark, SMHI Per-Olof Olofsson, Swedish Armed Forces Karl-Ivar Ivarsson, SMHI			
Title (and Subtitle/Titel)			
MESAN - mesoscale analysis			
Abstract/Sammandrag			
<p>This report describes the work being done in developing the MESAN system for analyzing surface parameters and clouds. The following parameters are being analyzed:</p> <ul style="list-style-type: none">• 2 meter temperature,• precipitation in mm water for 1, 3, 12 and 12 hours accumulation time, and for new snow-cover in cm,• wind speed and direction and gust speed at 10 meter elevation,• visibility,• relative humidity,• total cloud cover,• amount of low clouds,• significant cloud base,• probability of observing significant cloud base,• height of cloud top,• depth of snow cover, and• sea surface temperature. <p>Hirlam data are normally used as first guess fields. Observations are taken from synop, metar, Swedish climate stations, satellites, radars and automatic stations. Much work has been devoted to minimizing systematic errors in observations and investigating structure functions of first guess errors.</p> <p>The analys method used is optimal interpolation.</p>			
Key words/sök-, nyckelord			
analysis, Sweden, surface parameters, mesoscale, optimal interpolation			
Supplementary notes/Tillägg		Number of pages/Antal sidor	Language/Språk
		77	Swedish
ISSN and title/ISSN och titel			
0347-2116 SMHI Reports Meteorology Climatology			
Report available from/Rapporten kan köpas från:			
SMHI S-601 76 Norrköping Sweden			

Innehållsförteckning

1. Bakgrund	1
2. Metodbeskrivning	1
2.1 Optimal interpolation	1
2.2 kvalitetskontroll	3
3. Nederbörd	5
3.1 Hirlam	5
3.2 Observationer	6
3.2.1 Radar	6
3.2.1.1 Jämförelse med andra mätningar	10
3.2.2 Automatstationer	11
3.2.3 VViS	12
3.2.4 Synop	13
3.2.4.1 Väderobs till nederbördsmängd	13
3.3 Klimatologisk variation	14
3.3.1 Användning	17
3.3.2 Verifikation med hjälp av avrinningsmodell	18
3.4 Strukturfunktioner och integrationstid	19
3.5 Strukturfunktionernas dämpande egenskaper	19
3.6 Snöfall	21
3.6.1 Tiw och frekvens snö vid nederbörd	21
3.6.2 Verifikation och exempel	22
3.6.3 Utvärdering av snöanalyser i samarbete mellan SMHI och Vägverket	23
3.7 Vindförluster vid mätning av nederbörd	29
3.7.1 Korrektion i samband med nederbördsanalys	30
4. Temperatur	33
4.1 Första gissningen	33
4.2 Strukturfunktioner	34
4.3 Verifikation och exempel	38
5. 10-meters vind	40
5.1 Allmänt	40
5.2 Beräkning av rumskorrelationen av första gissningsfelet	40
5.3 Orografiberoende korrelationsfunktioner	43
5.4 Test av vindanalysen	45
6. 10-meters byvind	49
6.1 Allmänt	49

6.2 Beräkning av byvind ur Hirlamdata	49
6.3 Beräkning av rumskorrelationen av första gissningsfelet	50
6.4 Orografiberoende korrelationsfunktioner	51
7. Sikt	53
8. Molnanalyser	57
8.1 Bestämning av molnmängd från IR-data	57
8.2 Observationers åldrande	60
8.3 Något om analysmetoden	60
8.4. Srukturfunktioner	61
8.5 Total molnmängd	61
8.5.1 Indata från Hirlam	61
8.5.2 Satellitdata	62
8.5.3 Synop, metar och automatstationer	62
8.5.4 Exempel	63
8.6 Signifikant molnbas	64
8.6.1 Hirlam	64
8.6.2 Synop och metar	64
8.6.3 Automatstationsobservationer	65
8.6.4 Molnbas från satellit	65
8.6.5 Analys av sannolikhet för signifikant molnbas	65
8.6.6 Exempel	66
8.7 Mängd låga moln	67
8.7.1 Hirlam	67
8.7.2 Synop, metar och automatstationer	67
8.7.3 Molnmängdsobservationer från NOAA	67
8.7.4 Exempel	68
8.8 Höjd till molntopp	68
8.8.1 Utvecklingsmöjligheter	69
9. Betydelsen av olika observationssystem	70
9.1 Bakgrund	70
9.2 Metodbeskrivning	70
9.3 Resultat nederbörd	72
9.3.1 Synop och automatstationer	73
9.3.2 VViS	73
9.3.3 Radar	74
9.3.4 Sammanfattning	74
9.4 Resultat temperatur	75
10. Referenser	76

MESAN - Mesoskalig analys

1. Bakgrund

Under senare år har observationssystemen ändrats markant. Radarnätet har byggts ut till att täcka en stor del av landet och nya metoder för tolkning av satellitdata har tagits fram. Inte minst har det synoptiska nätet i Sverige ändrats. Från att i stor utsträckning ha varit manuellt är det numera mer eller mindre automatiserat. Detta ger nya förutsättningar för objektiva analyser, t ex har fjärranalysdata inte tidigare utnyttas i någon större utsträckning på SMHI.

Inom SMHI pågår ett arbete för rationalisering av prognosproduktionen (RIPP). Avsikten är att kundprodukter i så stor utsträckning som möjligt skall genereras från griddade data. Eftersom man i prognosen ofta utgår från aktuellt väderläge behöver de parametrar som prognoseras också finnas i analyserad form. Analysen ger värden även på platser där observationer saknas.

Det är inte bara inom den meteorologiska prognosverksamheten som analyser efterfrågas utan även inom en rad andra områden som t ex hydrologin där yttäckande nederbördsuppgifter kan utgöra indata till en avrinningsmodell t ex HBV-modellen (Lindström 1996).

Analysen ger en möjlighet att på ett konsistent och så optimalt sätt som möjligt kombinera information från ett antal olika observationssystem som, satellit, radar, automatstationer, klimatstationer och vägverkets observationssystem (VViS) samt att samtidigt tillgodogöra sig den fysikaliskt konsistenta information som prognosmodeller producerar.

Det var för att tillgodose dessa och andra behov som projektet MESAN startades för ungefär 3 år sedan.

2. Metodbeskrivning

2.1 *Optimal interpolation*

Analyserna bygger på optimal, eller som den också kallas, statistisk interpolation. Metoden används mycket i meteorologiska sammanhang, bl a för att skapa initialfält för numeriska prognosmodeller. Metoden innebär att en sk första gissning, ofta en prognos, modifieras med hjälp av olika observationer. Den vikt olika data därvid får

beror på deras informationsinnehåll och för observationer blir vikten en funktion av mätnoggrannhet, observationens representativitet och tillgången till andra data. Den kommer också att bero på kvalitén på utgångsfältet, den sk första gissningen.

I områden med stora lokala variationer avtar en observations representativitet snabbt med avståndet. Hur avståndsberoendet ser ut beror på vilken parameter som studeras. För t ex temperatur är den en funktion av horisontellt avstånd men också av skillnad i underlag (vatten/land). Funktioner som beskriver dessa samband brukar kallas för strukturfunktioner och tas fram från ett stort statistiskt material.

Om vi tar medelvärde av ett antal samtidiga observationer på en plats, men med olika instrument, blir i allmänhet felet hos medelvärdet mindre än observationsfelet. Det beror på att slumpmässiga fel kommer att jämnas ut vid medelvärdesberäkningen. Vissa typer av observationer, som t ex radardata, är inte helt fristående från varandra. Från en radar kan man få mängder av observationer och om inte hänsyn tas till att felen är korrelerade, och att varje observation därför inte tillför unik information, kommer andra observationer att mer eller mindre försvinna i mängden radardata.

Optimal interpolation har stora likheter med andra statistiska metoder som t ex regressionsanalys med den skillnaden att vårt problem är underbestämt. Matematiskt kan analysen beskrivas som en linjärkombination av ett första gissningsvärde (ofta kallat bakgrundsvärde) f_B i en gridpunkt och observationernas avvikelse från värdet vid observationsplatserna. Om vi låter r_i beteckna rumskoordinater för gridpunkter och r_k för observationspunkter, kan sambandet mellan analysen f_A och observationerna f_O skrivas som

$$f_A(r_i) = f_B(r_i) + \sum_{k=1}^K W_{ik} [f_O(r_k) - f_B(r_k)]$$

där K är antalet observationer och W_{ik} är de ännu obestämda vikterna. Dessa bestäms genom att minimera analysfelets varians vid interpolationen, dvs minimera

$$E_A = E \langle (f_i - f_A)^2 \rangle$$

där index i indikerar det sanna värdet och $E \langle \rangle$ det statistiska väntevärdet. Ett nödvändigt villkor för att E_A skall minimeras med avseende på W_{ik} är att

$$\frac{\partial E_A}{\partial W_{ik}} = 0 \quad \text{för } k=1, \dots, K$$

Det kan visas att detta leder till ekvationssystemet

$$[B+O]W_i = B_i$$

där W_i är den vektor av längden K som skall bestämmas och B_i en kolumnvektor av längden K vars element är kovariansen av felet i förstagissningsfältet vid observationsplatsen r_k och gridpunkten r_i . Matriserna O och B är symmetriska med dimensionerna $K \times K$ och med element av kovarianser av observationsfel respektive första

gissningsfel på observationsplatserna. Matrisen O kommer för observationer med okorrelerade fel att vara en diagonalmatris där elementen i diagonalen består av observationsfelens varians. Om observationsfelen är korrelerade blir däremot O en full matris. Genom att lösa ekvationssystemet kan vikterna bestämmas. För den som vill läsa mer om teorin bakom statistisk interpolation rekommenderas "Atmospheric Data Analysis" av Roger Daley (ISBN 0-521-38215-7).

Eftersom kovariansmatriserna inte är kända måste dessa modelleras. Detta görs från ett stort statistisk material där kovariansen av första gissningsfelen beskrivs som en avståndsberoende korrelation multiplicerad med felens varians. Kovarianser benämns i dessa sammanhang som strukturfunktioner. Ett antagande som ofta tillämpas är att strukturfunktionerna är isotropa (riktningsoberoende) och homogena (platsberoende). Avvikelser från detta diskuteras senare.

En stor del av denna rapport kommer att handla om hur olika strukturfunktioner tagits fram för de parametrar som skall analyseras.

2.2 Kvalitetskontroll

Att observationer innehåller små slumpmässiga fel kan kompenseras av tillgång till andra observationer. Däremot måste stora fel eller systematiska fel elimineras. Att hitta observationer med sådana fel är kvalitetskontrollens uppgift.

Först görs en grov rimlighetskontroll där varje observation, var och en för sig, jämförs med första gissningen. Observationen underkänds därvid om den avviker med mer än ett visst värde från denna.

Därefter görs en analys till varje observationspunkt med hjälp av omkringliggande observationer och förstagissningsfältet. Med kännedom om de i analysen ingående observationernas normala observationsfel, det uppskattade första gissningsfelet och felet hos den observation som skall kontrolleras, kan ett konfidensintervall för avvikelserna mellan observation och analys beräknas. Om avvikelserna är större än konfidensintervallet underkänds observationen. När en observation har underkänts måste alla kvalitetskontroller där denna har ingått i analysunderlaget göras om. Kvalitetskontrollen kan därför vara tidskrävande.

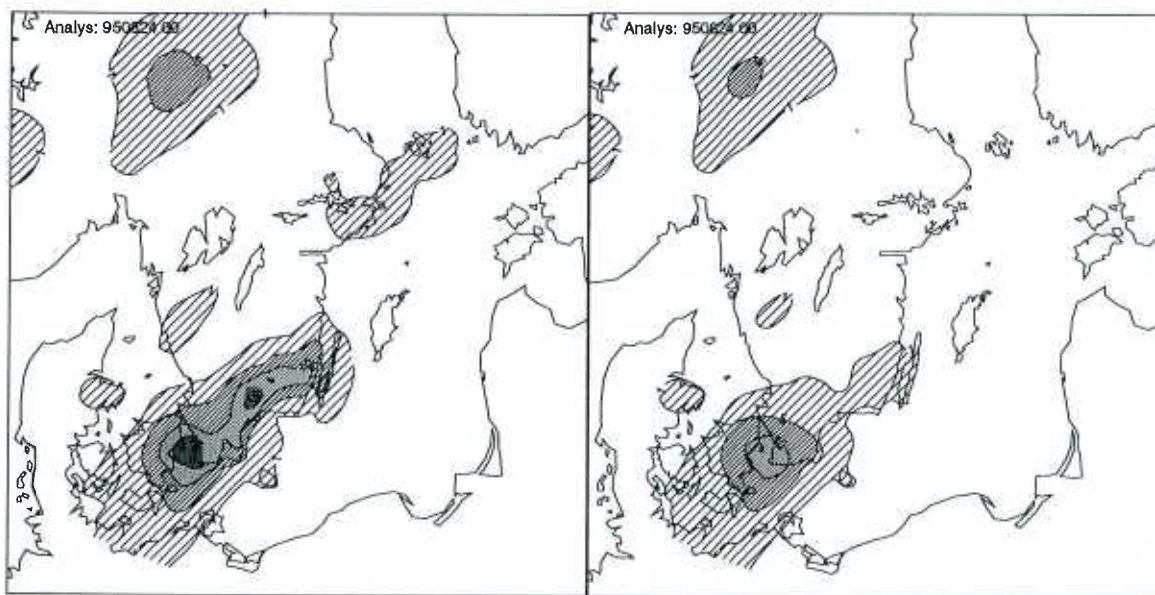
För observationer vars fel är korrelerade, fungerar inte den senare interna kontrollen mot andra observationer. Som illustration av problemen kan vi ta ett fall från den 24 augusti 1995. Fallet kommer också att belysas under rubriken radar, i avsnittet om nederbörd. Figur 1 a visar en analys av ackumulerad nederbörd under 3 timmar. Analysen bygger på synoptiska observationer, radardata och en första gissning från Hirlam. Trots att data genomgått ovanstående kvalitetskontroll, visar analysen felaktigt nederbörd över östra Skåne och Blekinge. Orsaken är en missvisande men konsistent information från radar (sk anomala ekon).

I figur 1 b har en rimlighetskontroll och kvalitetskontrollen av icke korrelerade data gjorts först. Därefter har korrelerade data (radardata) kontrollerats endast mot icke korrelerade data. På så sätt har felaktig information delvis kunnat identifieras och

elimineras. Samma metod kan användas för kontroll av även andra typer av korrelerade observationer, som t ex satellitdata.

Nackdelen med detta förfarande är att korrekta korrelerade data som är unika, med stor sannolikhet kommer att underkännas. Det kan t ex gälla nederbördsobservationer från radar över öppet hav där andra observationer som skulle kunna bekräfta dessa saknas. Just för radardata finns, som vi senare skall se, metoder där sidoinformation från radarn (dopplervindar) kan användas i kontrollen och när sådan finns bör denna i första hand utnyttjas.

Ett annat problem vid kvalitetskontroll av nederbörd är att första gissningen ibland kan ha mycket stora fel. Detta inträffade i det fall vi nyss har studerat, där Hirlam hade ett något nordligare läge på nederbördsområdet men i stort sätt riktiga nederbördsmängder. (Det kom upp till 30 mm under dygnet.). Om ett rent statistiskt medelvärde på förstagissningsfelets varians används, kommer observationerna att underkännas i kvalitetskontrollen. Förstagissningsfelets varians har därför tillåtits variera med vädersituationen och skattas först med hjälp av (de okorrelerade) observationerna.



Figur 1. Analys av ackumulerad nederbörd under 3 timmar fram till den 24 augusti kl 00 med synop, radar och första gissning från Hirlam. I a) har en gemensam kvalitetskontroll av alla data använts och i b) har okorrelerade data kontrolleras först och därefter har korrelerade (radar) data kontrollerats mot godkända okorrelerade data. En del felaktig nederbörd finns fortfarande kvar över bl a Blekinge.

3. Nederbörd

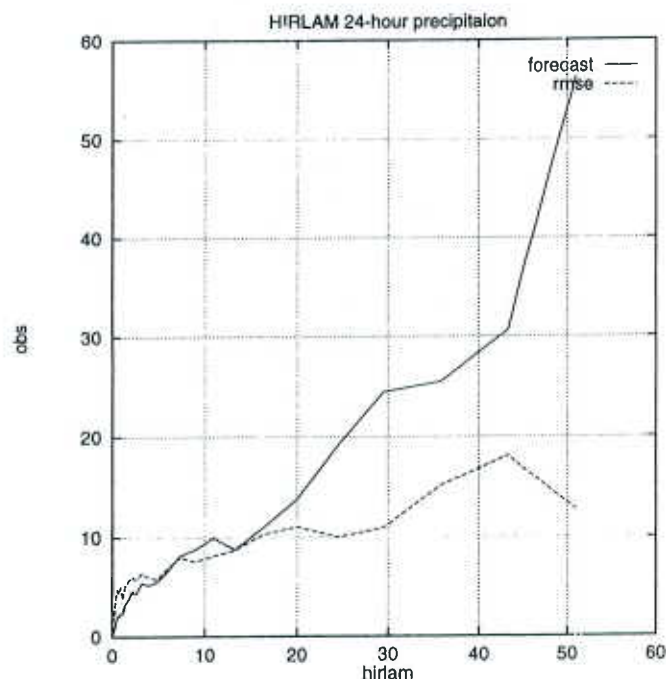
Nederbördsanalyser görs för ett stort antal olika integrationstider och med ett dataunderlag vars egenskaper och omfattning varierar starkt. Att kartlägga dessa egenskaper har varit ett omfattande arbete.

3.1 Hirlam

Som första gissning används Hirlam. Figur 2 visar medelvärden av ackumulerad nederbörd interpolerad till stationerna under 24 timmar för perioden augusti-oktober 1994 mot observerade mängder och motsvarande rms-avvikelse.

Undersökningen visar att Hirlam för de vanligaste nederbördsmängderna ger medelvärden som är representativa men att man i fall med observerade stora nederbördsmängder hade lägre värden i Hirlam. Detta är ganska naturligt eftersom Hirlamdata representerar medelvärden inom ett område och vi typiskt där har enskilda observationer med betydligt större mängder än medelvärdet. Frekvensfördelningen av nederbörd är nära lognormal.

En jämförelse mellan observerade ytmedelvärden och Hirlamdata (Carlsson 1996) visar inga direkta systematiska fel.



Figur 2. Av Hirlam prognoserad 24-timmars nederbörd (x-axeln) mot observerad (y-axeln).

3.2 Observationer

Nederbördsanalyserna integrerar observationer från ett antal olika observationsnät. Vi har dels yttäckande fjärranalysdata från radarnätet och dels manuella och automatiska punktvisa observationer.

3.2.1 Radar

Under utvecklingsarbetet har endast radarer från södra Skandinavien använts, nämligen ifrån Sundsvall, Arlanda, Oslo, Norrköping, Visby, Göteborg, Karlskrona och Köpenhamn. Till en början utnyttjades endast motsvarande kompositbild från Nordrad. Men efterhand har metoder för att utnyttja dopplerdata i kvalitetskontrollen utvecklats och därmed har det också varit nödvändigt att behandla radardata stationsvis. Radarerna är av typ Ericsson och bilderna har en upplösning i rummet på 1 eller 2 km (beroende på mod) och 15 minuter i tiden. Den maximala räckvidden är 240 km för en enskild radar och i dopplermod 120 km.

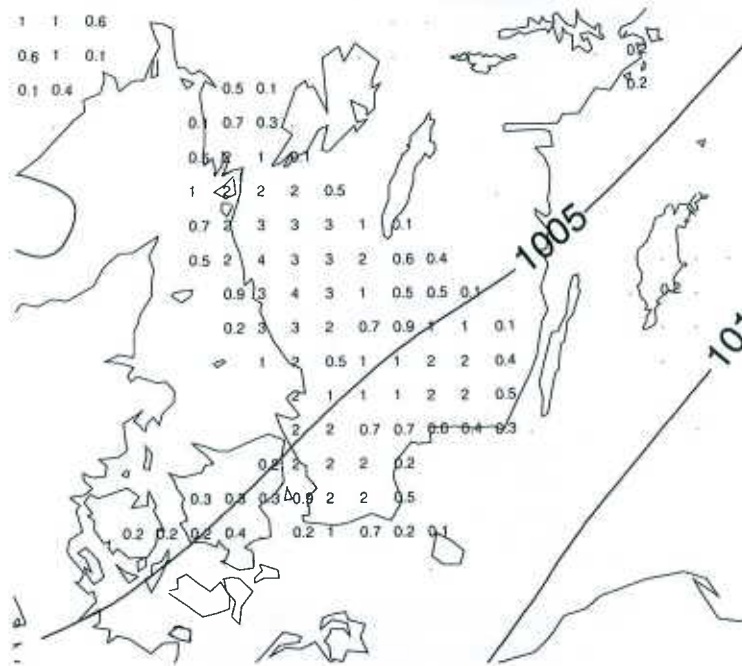
Fördelen med radardata är det den höga upplösningen i tid och rum. Nackdelen är den varierande observationskvaliteten. Om analysresultatet inte skall bli lidande på grund av brister i radardata måste systematiska fel identifieras och elimineras. Mycket arbete har lagts ner på att studera egenskaper hos radardata.

De klassiska problemen är sk anomala ekon och bright bands, mer om detta nedan. Jordens krökning gör också att radarstrålen ganska snabbt kommer högt över marken. På t ex 120 km avstånd från radarn har den nått 2 kilometers höjd och det finns därmed ingen möjlighet att på detta avstånd beskriva lokala variationer förorsakade av topografiska effekter med radardata och inte heller att fånga t ex stratiform nederbörd.

Försök att kompensera för vad som händer under radarstrålen görs genom att inga uppehållsobservationer från en radar på avstånd över 150 km används. På så sätt kan situationer då nederbörd bildas under radarstrålen och radarn felaktigt visat uppehåll undvikas. Dessutom adderas en orografisk korrektion till radarnederbörden. Den beräknas som funktion av vind, topografi och fuktighet, enligt

$$\text{Korrektion} = k e_s(T) V \cdot \nabla_z$$

där k är en konstant $e_s(T)$ är mättningsångtrycket vid temperaturen T och $V \cdot \nabla_z$ är vertikalvind vid marken pga. topografi. Konstanten k har optimerats mot data. Hur det kan se ut visas i figur 3. I detta fall ökar korrelationen mellan av VViS observerad nederbörd och av radarerna från 0.29 utan korrektion till 0.46 med korrektion.



Figur 3. Korrektion av radarnederbörd i mm p.g.a. av topografiska effekter. Figuren visar ett sydvästläge från den 28 mars 1996 och avser en ackumulationstid av 12 timmar.

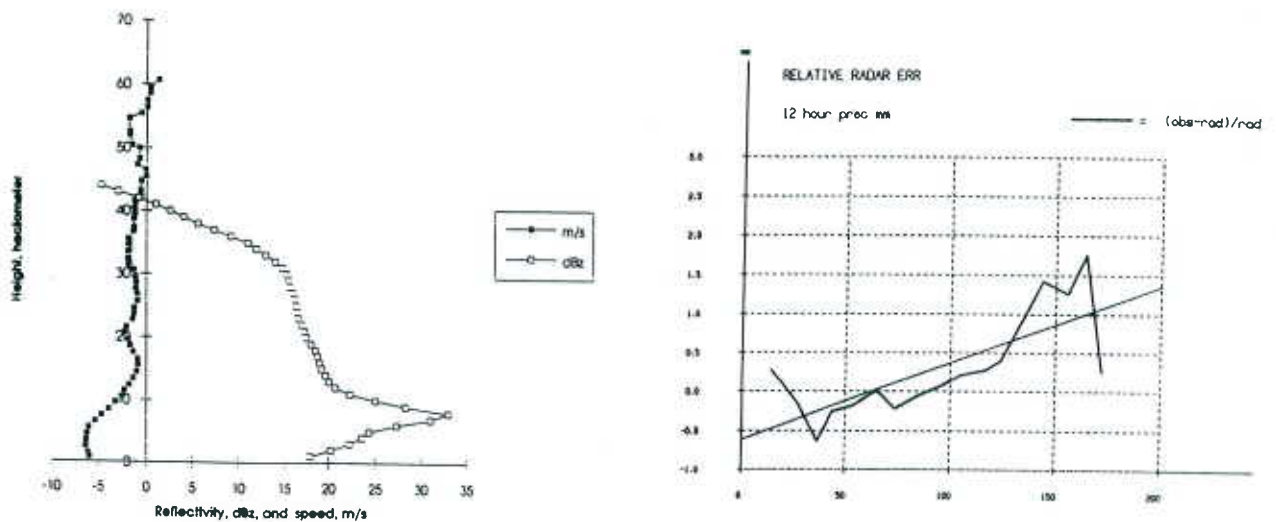
När snöflingor smälter får de under ett skede en stor våt yta som reflekterar radarstrålar kraftigt. På en radarbild kan man se ett band av intensiv nederbörd på ett konstant avstånd från radarn, dvs i närheten av nollgradersisotermen. Allt eftersom nederbördsområdet flyttar sig och tex varmluft tränger in kommer bandet med intensiv nederbörd också att röra sig.

Från Hirlamdata beräknas nollgradersisotermens höjd till varje pixel och områden med presumtiva problem med bright band identifieras. Om reflektiviteten är hög inom dessa område antas det bero på bright band och värdena reduceras med ett typiskt värde som har beräknats från ett klimatologiskt material av reflektivitetsprofiler (se figur 4 a. Man kan från dessa profiler se att reflektiviteten ovanför bright bandet minskar med höjden. Att nederbörd underskattas med stigande avstånd från radarn framgår också av figur 4 b och som följd därav har en avståndskorrektion av nederbörden införts.

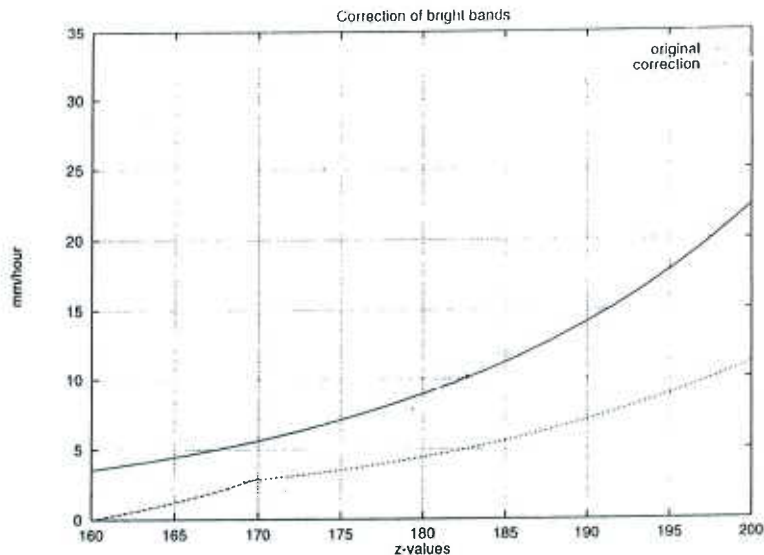
De utan jämförelse största felen i nederbördsuppskattning med radarn får man i fall med sk anomala ekon. Dessa uppstår vid stabil skiktning då radarstrålen böjs nedåt mer än jorden kröker. Speciellt vanliga är anomala ekon under våren, då det nattetid och i samband med klart väder, sker en kraftig värmeutstrålning från marken. Figur 6 visar ett typiskt förlopp som det beskrivs av Hirlam. Refraktivitetsgradienter har beräknats från de lägsta modellnivåerna med 3 timmars intervall. Under natten bildades en inversion över södra Sverige som fram på dagen bröts upp över land. På ra-

darbilderna försvann samtidigt anomala ekon från alla radarer utom från Gotlandsradarn.

Radar reflectivity, dBz, and fall speed, m/s, of precipitation. 8
Dec. 1994, 07 UTC

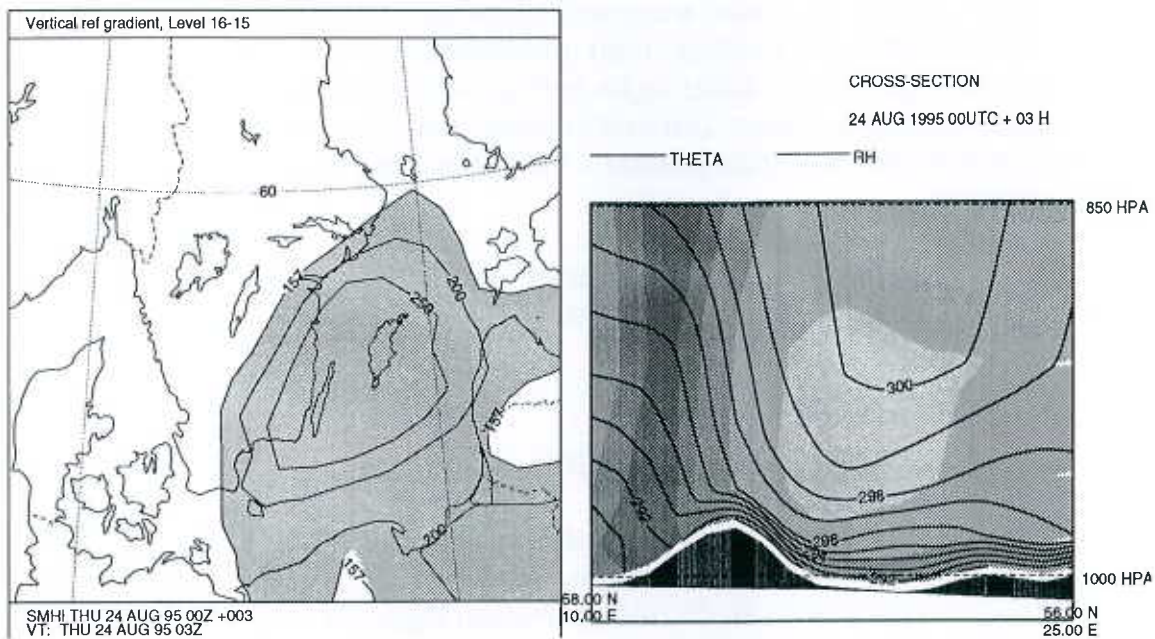


Figur 4. a) Radarprofil från dec. 94. Ofyllda fyrkanter, reflektivitet i dbz och fyllda fallhastighet i m/s (efter Tage Anderson SMHI). b) Relativa radarfelet (obs-rad)/rad som funktion av avstånd från radarn. Nära radarn sker en viss överskattning av nederbörden medan den på lägre avstånd underskattas. Figuren visar fall då radarn under 12 timmar gav mellan 1 och 3 mm, dvs fall då radarn inte gav nederbörd har uteslutits.

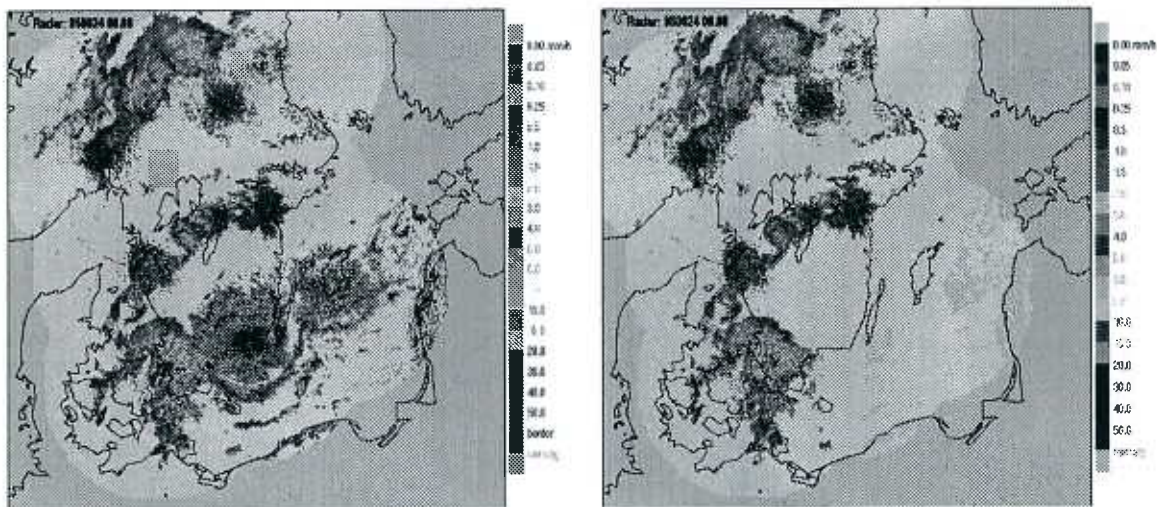


Figur 5. Bright band korrektion, x-axel z-värden och y-axel mm/timme. Övre kurvan visar okorrigerade värden och den undre korrektionen.

Det skulle alltså vara möjligt att från Hirlams beräknade refraktivitetsprofiler skilja ut fall med anomala ekon. Metoden visade sig tyvärr endast fungera i vissa fall, bl a beroende på att molnighet och därmed skiktning kunde vara ganska lokal och snabbt variera och att detta inte till fullo beskrevs av Hirlam. Dessutom är det tveksamt om man skall låta en analys vara så beroende av en prognos.



Figur 6. a) Refraktivitetsgradient från Hirlam, modellnivå 15-16. Imom skuggade områden kan anomala ekon förväntas förekomma. b) Till höger, ett tvärsnitt från Århus till Riga med potentiell temperatur och fuktighet (mörkt skuggat hög fuktighet).



Figur 7. a) Exempel på fall med nederbörd och anomala ekon på samma bild. Ett regnområde har från sydväst nått Skåne och ett annat berör norra Götaland. Över Blekinge, södra och mellersta Östersjön samt Baltikum finns omfattande områden med kraftiga anomala ekon. I figur b) har bilden filtrerats med dopplerdata.

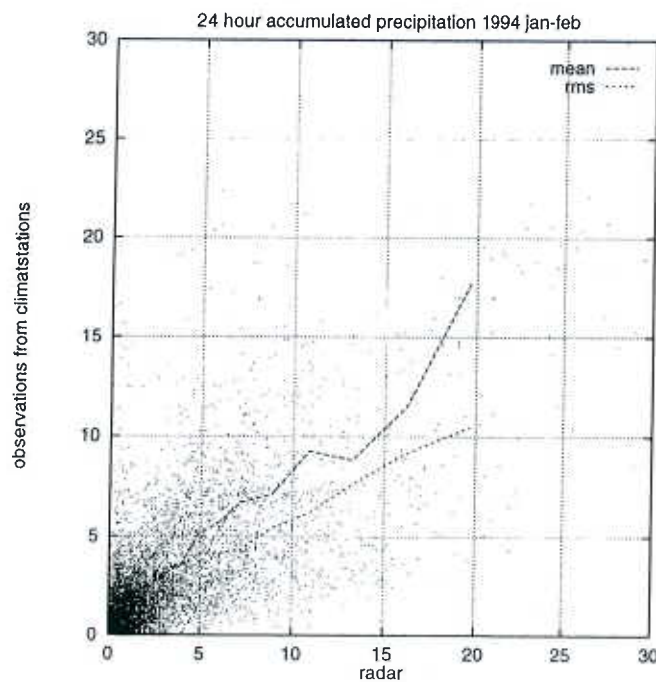
Det förekommer inte sällan att det i en och samma radarbild finns områden med anomala ekon och andra områden med ekon från riktig nederbörd. I Fig. 7 från den 24 augusti 1995 kan vi se ett nederbördsområde som från sydväst har nått in över Skåne. Längre norrut finns ett mindre regnväder över norra Götaland. Ekon över Blekinge, Gotland och Baltikum är alla anomala ekon.

I Figur 7 b har doppler-data använts för att separera nederbördskon från markekon. Det har gjorts genom att endast acceptera pixlar som också har en rimlig vindangivelse. I fall med utbredda områden med underkända pixlar har även övriga värden skiljda från noll från samma radar tagits bort. En kompositbild har sedan skapats med endast godkända värden. Det innebär i figur b att värdena över t ex Gotland till stor del kommer från Norrköpingsradarn. Fallet har även tidigare berörts i avsnittet om datakontroll.

I vissa fall kan problem med falsk nederbörd över Östersjön kvarstå. Det beror på att reflektion i vågor ger dopplervindar som inte kan förkastas.

3.2.1.1 Jämförelse med andra mätningar

Figur 8 visar ett spridningsdiagram med dygnsvis ackumulerad nederbörd från radar plottad mot av klimatstationerna observerade värden. Korrelationen mellan radar- och klimatstationsdata är 0.68 och rms-avvikelsen ligger på 50-60 procent av observerade värden, eller i medeltal 2.3 mm.



Figur 8. De från radar ackumulerade nederbördsmängderna plottade (x-axeln) mot klimatstationsobservationerna (y-axeln). Den övre kurvan visar medelvärde för klimatstationer vid olika radarnederbörd och den undre rms-avvikelse.

När olika observationer skall vägas samman i en analys är det viktigt att känna den relativa kvalitén på dessa. Det är speciellt de gånger vi inte har tillgång till hela det klimatologiska observationsnätets mätningar som osäkrare data från t ex radar och VViS kan bidra till att förbättra kvalitén på analysen. Tyvärr kommer klimatdata till

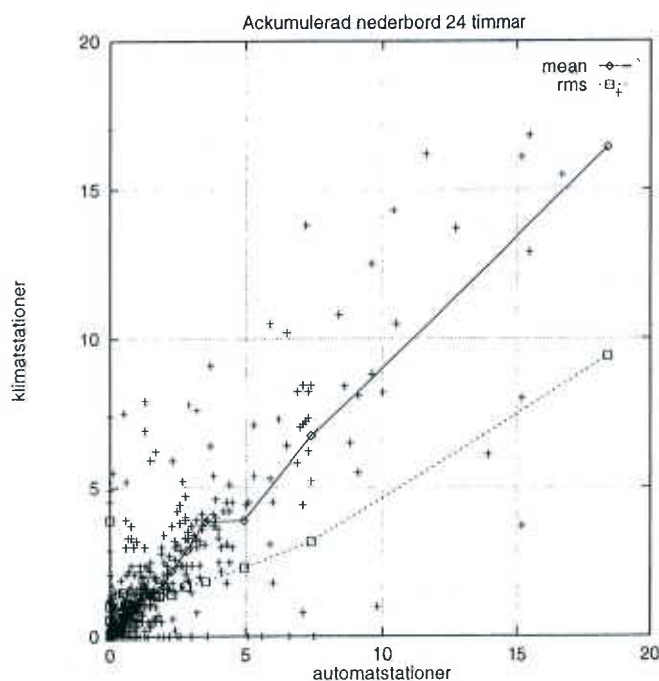
SMHI ganska sent och finns i kontrollerad form inte tillgänglig förrän efter ett par månader. Fram till dess får vi alltså nöja oss med radar, VViS och automatstationsdata.

3.2.2 Automatstationer

Under det senaste året har SMHI gradvis ersatt manuella stationer med automatiska. Det har framför allt medfört tidsmässigt betydligt tätare nederbördsobservationer.

Automatstationerna ackumulerar nederbörd i ett kärl som sedan vägs och stationen rapporterar varje timme med en tidsupplösning på ner till 15 minuter. Vissa problem har observerats med mätningarna, t ex har negativa nederbördsmängder och falsk nederbörd (upp till 0.7 mm) rapporterats.

För att få en uppfattning om problemets storlek extraherades data från 10 mer eller mindre slumpvis utvalda automatstationer och jämfördes med närliggande klimatstationsdata (medelavstånd 11 km). Resultatet finns presenterat i figur 9. De skillnader som finns mellan mätvärdena kan förklaras med nederbördens naturliga variationer i rummet (jfr avsnittet nedan om strukturfunktioner och integrationstid)



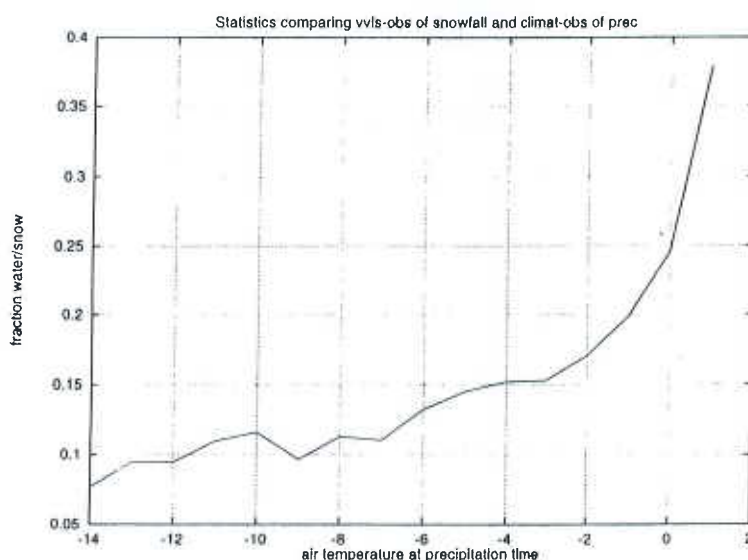
Figur 9. Jämförelse mellan nederbördsmätningar med SMHI:s automatstationer och närliggande klimatstationer. Korrelationen mellan mätningarna är 0.84.

3.2.3 VViS

Av vägverkets omkring 600 stationer är för närvarande omkring 400 utrustade med en optisk givare (TELUB AB) för mätning av nederbörds mängder.

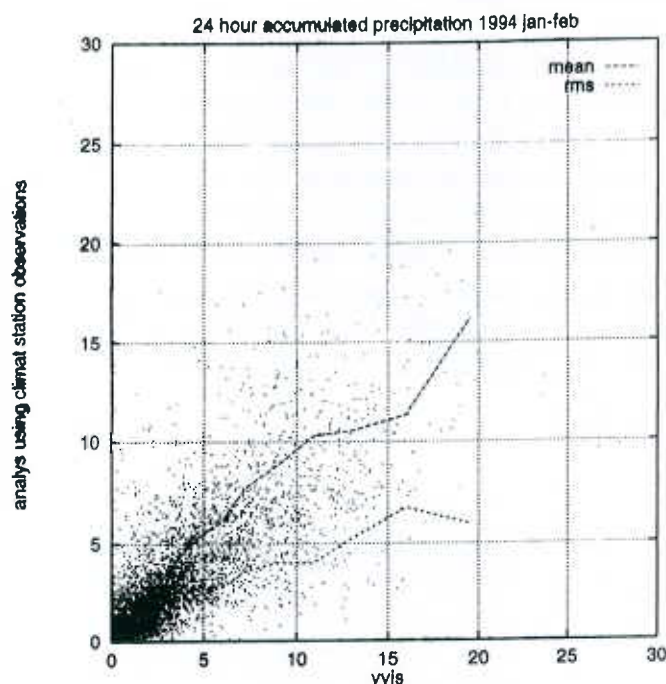
Korrelationen mellan nederbörds mätningar utförda på samma plats, med traditionell utrustning från SMHI och med den optiska givaren är så hög som 0.87 (Lundberg et al. 1994).

VViS rapporterar nederbörds mängder i mm vatten när nederbörden kommer som regn och i mm nysnö när den kommer som snö. Innan mätningarna går in i analysen måste mängden snö översättas till motsvarande mängd i smält form. För detta ändamål har jämförande studier mellan mätningar från SMHI:s klimatstationsnät och VViS genomförts.



Figur 10. På y-axeln kvoten mellan nederbörd i smält form i mm vatten (interpolerad från analys med SMHI:s klimatstationsdata) och av VViS stationerna angiven mängd snö i cm. På x-axeln medeltemperatur vid snöfall.

VViS-data från perioden januari-februari 1994 hämtades från vägverket. Nederbörds mängder för snö respektive regn summerades för att gälla samma period som klimatstationerna (24 timmar). I stället för att interpolera till VViS-stationerna gjordes analyser med hög upplösning med klimatstationsobservationer och det analyserade värdet jämfördes sedan med det av VViS uppmätta. I figur 10 har kvoten mellan analyserad nederbörds mängd i smält form och mängd snö från VViS plottats som funktion av temperatur. Värdet 0.1 innebär att 1 mm nederbörd i smält form ger ett snötäcke på 1 cm. Temperaturen avser medelvärdet av den av VViS observerade temperaturen vid snöfall. I figur 11 har alla data räknats om till att motsvara nederbörd i smält form. Korrelationen mellan de från VViS beräknade nederbörds mängderna och de från analysen med klimatstationsobservationerna interpolerade värdena ligger på 0.85 och rms-felet på omkring 1.5 mm.



Figur 11. De från VViS beräknade nederbördsmängderna plottade (x-axeln) mot de från analysen av klimatstationobservationerna interpolerade värdena (y-axeln). Den övre kurvan visar medelvärden och den undre rms-avvikelse.

3.2.4 Synop

Försök att använda väderkoden (ww) översatt till nederbördsmängd i analys av ackumulerad nederbörd för 3 timmar har tidigare gjorts (Anderson 1986). Sambandet mellan nederbördsmängd och observerat väder togs från "UK Met. Office's Observers Handbook 1982", men det har visat sig i genomsnitt ge för stora mängder och därför har nya samband tagits fram.

3.2.4.1 Väderobs till nederbördsmängd

Varje väderkod fick till en början utgöra en klass och varje gång koden observerades adderades 12-timmarsnederbörden till klassens nederbörd och därefter dividerades detta värde med antalet observationer i klassen. Det innebar att samma nederbörd registrerades på flera klasser och att även vädertyper som inte ger nederbörd fick ett medelvärde som var större än noll. Medelvärdet gav ändå en objektiv indikation på hur nederbördsrik en väderkod är jämfört med andra väderkoder.

Med utgångspunkt från dessa medelvärden gjordes en ny och delvis subjektiv klassindelning i 11 klasser. Dessa nya klasser användes sedan som binära prediktorer, dvs varje gång klassen inträffade under en 12 timmarsperiod räknades prediktorn upp med en enhet. Som prediktand användes vid stationen observerad ackumulerad

12-timmarsnederbörd. Vid regressionen kom då koefficienten för klassen att motsvara medelnederbörden för denna.

Alla svenska synoptiska observationer från en period av 3 år användes. På grund av det stora statistiska materialet är medelväderrs-kattningarna mycket säkra och en verifikation på oberoende material visar ett medelfel på bara någon procent. Där- emot är osäkerheten i enskilda fall stor och rms-felet är omkring 60 procent av be- räknad nederbördsmängd. För att bedömma om det är meningsfullt att använda så osäkra data måste osäkerheten ställas i relation till t ex den naturliga variationen av nederbörd i rummet och till osäkerheten hos andra data. Vi kan, i avsnittet om strukturfunktioner och integrationstid, t ex konstatera att, på den tids- och rumsskala som klimatstationsnätet representerar, observationsfelet är omkring 30 procent av det observerade värdet.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-
10	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.2	0.5	0.9	0.2	-
20	0.2	0.9	0.2	0.9	0.2	0.9	0.2	0.5	0.0	2.4
30	-	-	-	-	-	-	0.2	-	0.9	-
40	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0
50	0.2	0.5	0.5	0.9	0.9	2.4	0.2	0.5	0.9	1.7
60	0.9	1.7	1.7	3.8	5.5	8.0	0.5	0.2	0.9	3.8
70	0.2	0.5	0.5	1.7	0.5	3.8	0.2	0.2	0.2	0.2
80	0.9	2.9	3.8	0.9	1.7	0.2	0.5	0.5	2.4	2.4
90	2.4	1.7	8.0	7.2	7.2	3.8	1.7	7.2	-	5.5

Tabell 1. Medelvärden av nederbördsmängd under 3 timmar vid olika observerade väderkoder. Den vanligaste nederbördsobservationen, lätt ihållande regn (kodsiffr 61, förekommer i 3.5 procent av observationerna), ger t ex 1.7 mm på 3 timmar i genomsnitt. Mest regn får man från starkt ihållande regn (kodsiffr 65) och från mått- ligt eller starkt regn då åska har förekommit under senaste timmen (kodsiffr 92). Det ger i genomsnitt 8 mm under en 3-timmarsperiod.

3.3 Klimatologiska variationer

Nederbördsmängder varierar normalt mycket över landet. På ett avstånd av några 10-tal mil kan den klimatologiska årsnederbörden öka med över 50 procent. Mest nederbörd kommer i delar av fjälltrakterna och på västsidan av sydsvenska högland- det. Orsaken är att vind och topografi i samspel påverkar nederbördsutfällning.

Frågan är hur denna kunskap kan användas för att förbättra nederbördsanalyserna. Till viss del beskrivs lokala och regionala topografiska effekter av de numeriska mo- dellerna och därmed kan informationen också finnas i bakgrundsfältet. Om vi nöjer oss med detta, kommer analysen bara att beskriva topografiska effekter när första gissningen är riktig eller då vi har observationer som representerar de olika klimato- logiska förhållandena.

Om vi överallt kände de klimatologiska nederbördsmängderna skulle vi i stället för att analysera i mm nederbörd kunna analysera i procent av klimatologin, dvs vi kunde normera alla värden med ett för platsen eller gridpunkten klimatologiskt värde och sedan, när analysen är klar, räkna tillbaka till mm. Observationer från t ex klimatologiskt nederbördsfattiga områden skulle därmed inte dra ner nederbördsmängderna för nederbördsrika områden. I praktiska försök har det visat sig möjligt att uppnå samma effekt genom att låta förstagissningsfelets varians variera i rummet.

I det inledande avsnittet om metodbeskrivning nämndes att kovariansen mellan första gissningsfelet modellerades som

$$\text{cov}(r_{xy}) = \sigma^2 \text{corr}(r_{xy})$$

där r_{xy} är avståndet mellan rumskoordinaterna r_x och r_y , och σ^2 första gissningsfelets varians.

Om vi som tidigare låter index k indikera observationsplatser och index i gridpunkter och om vi antar endast en observation med observationsfelet σ_O , kommer vikten W_{ik} för denna att vid konstant första gissningsfel σ_B , ges av

$$(\sigma_B^2 + \sigma_O^2)W_{ik} = \sigma_B^2 \text{corr}(r_{ik})$$

eller

$$W_{ik} = \frac{\text{corr}(r_{ik})}{1 + \frac{\sigma_O^2}{\sigma_B^2}}$$

dvs vikten för observationen ökar om observationsfelet minskar eller om förstagissningsfelet ökar. Om första gissningsfelet däremot varierar i rummet kommer vikterna att ges av

$$(\sigma_B^2(r_k) + \sigma_O^2)W_{ik} = \sigma_B(r_i)\sigma_B(r_k)\text{corr}(r_{ik})$$

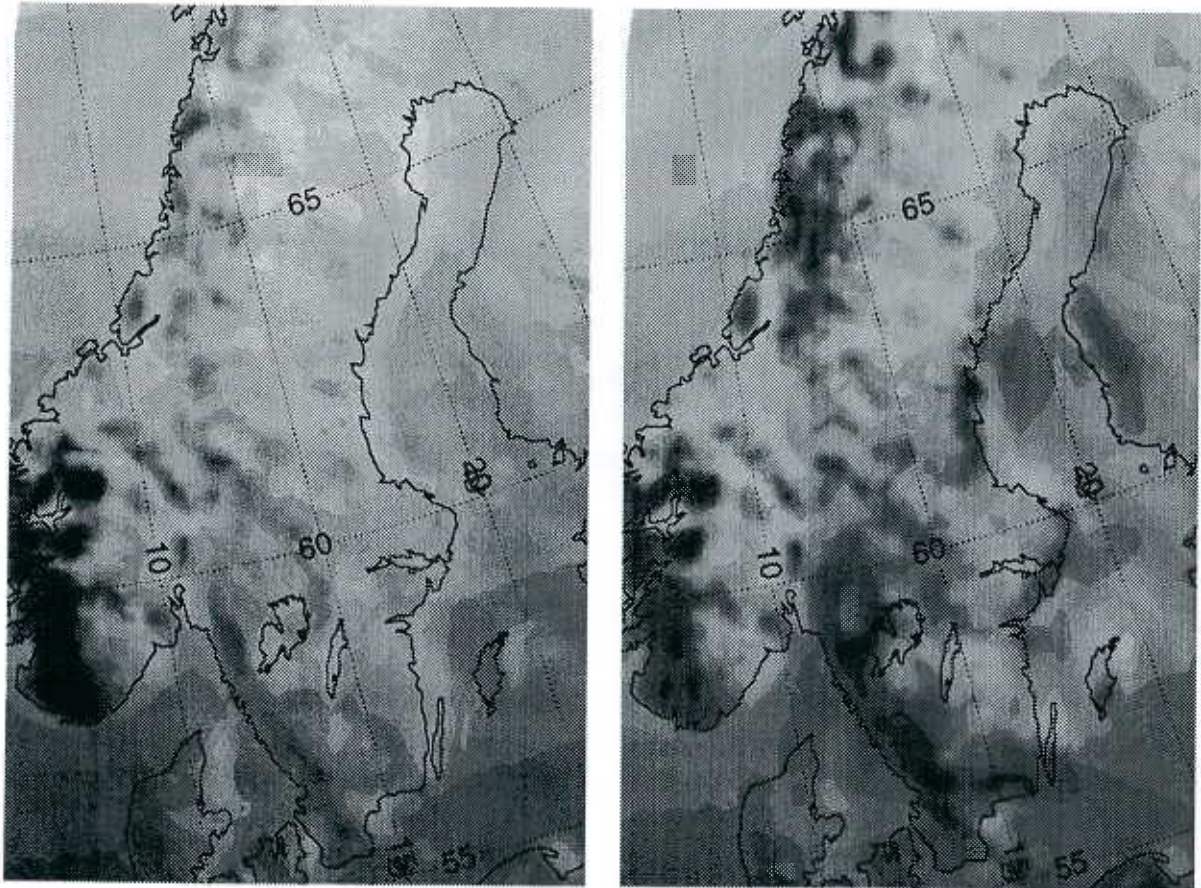
eller

$$W_{ik} = \frac{\sigma_B(r_i)}{\sigma_B(r_k)} \cdot \frac{\text{corr}(r_{ik})}{1 + \frac{\sigma_O^2}{\sigma_B^2(r_k)}}$$

dvs, att observationerna kommer att påverka analysen mer i gridpunkter med stora förstagissningsfel än med små fel. I allmänhet är detta vad vi vill uppnå, men om första gissningen innehåller en överskattning av nederbörden på stor horisontell

skala kan man råka ut för att få minimum i nederbörden där man egentligen vill ha ett maximum.

För att hitta ett statistiskt samband mellan vind, topografi, kustkonvergens och nederbördsmängd användes dygnsvisa observationer från klimatstationerna i Sverige under 1994 och frekvenser av nederbördsförande vindar (från Sveriges Nationalatlas, "Klimat, sjöar och vattendrag" sid 78).



Figur 12. I figur a) har regressionssambandet beräknats till varje gridpunkt. I figur b) har detta fält använts som första gissning i en analys med klimatstationernas observerade standardavvikelser av dygnsnederbörd. Mörkt skuggat stor variation i nederbörd.

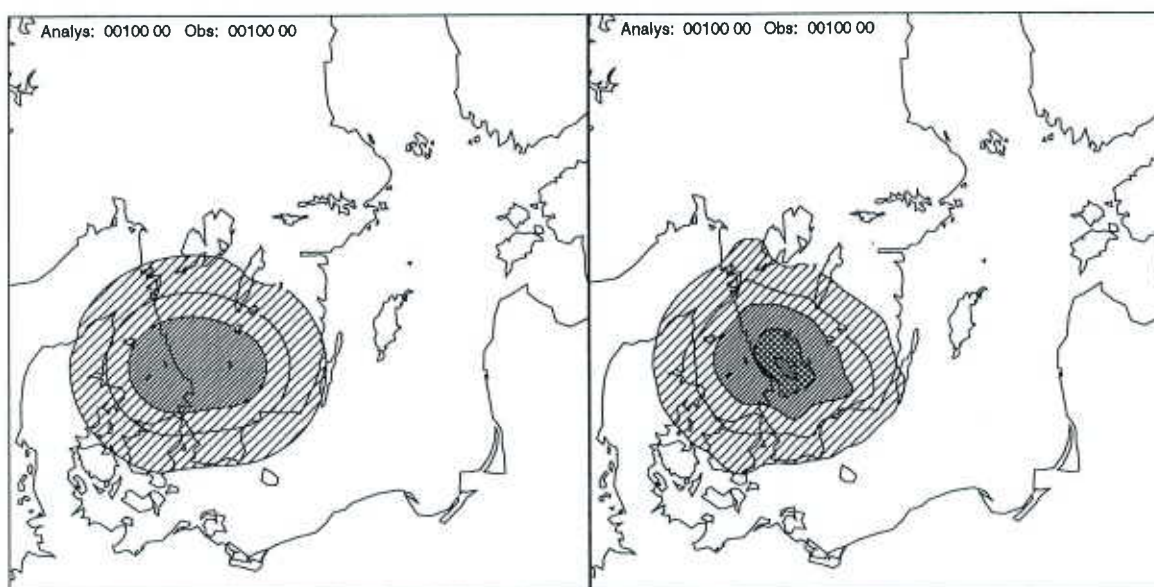
Från ett topografiskt gridfält och från vindriktning beräknades en vertikalvind som sattes proportionell mot topografins gradient på lovartsidan om observationen och som dessutom normerades med hjälp av en logitfunktion. Det innebär att den inom Skandinavien kom att variera mellan 0 och 1. Vindkonvergens p.g.a. underlaget beskrevs som en funktion av skillnad i skrovlighet mellan en observationspunkt och en punkt till vänster i vindriktningen och även denna prediktor normerades. Slutligen användes latituden som ytterligare en prediktor. Prediktanden utgjordes av observerade stationsvisa standardavvikelser av dygnsnederbörd. Med dessa prediktorer kunde omkring 50 procent av variansen hos prediktanden beskrivas. Resultatet av regressionssambandet kan studeras som fält i figur 12 a. I figur b har detta fält an-

vänts som första gissning och de observerade standardavvikelse (tidigare predikant) som observationer i en analys.

3.3.1 Användning

Om vinden vid nederbördsstillfället är känd, kan regressionssambandet användas för att beräkna ett fält som (mer eller mindre väl) beskriver nederbördens klimatologiska variation vid dessa vindförhållanden.

Om vinden inte är känd, kan fältet från figur 12 b i stället användas. Om vinden då skulle avvika från det normala vid nederbörd kan detta leda till ett sämre resultat, men det bör i genomsnitt leda till analyser som bättre överensstämmer med klimatologin.



Figur 13. Nederbördsanalys med två fiktiva observationer, 0 som första gissning och konstant första gissningsfel a) respektive variabelt b).

Effekten på analysen av ett variabelt första gissningsfel (beräknat enligt figur 12 b), i kombination med noll som första gissning, illustreras i figur 13 där i båda fallen endast två (fiktiva) observationer på 5 mm har använts. Den ena strax utanför Hallandskusten och den andra inne över Småland. Som synes är skillnaden mellan analyserna markant. I analysen (b) syns tydligt det med klimatologin överensstämmande maximat på västsidan av sydsvenska höglandet.

3.3.2 Verifikation med hjälp av avrinningsmodell

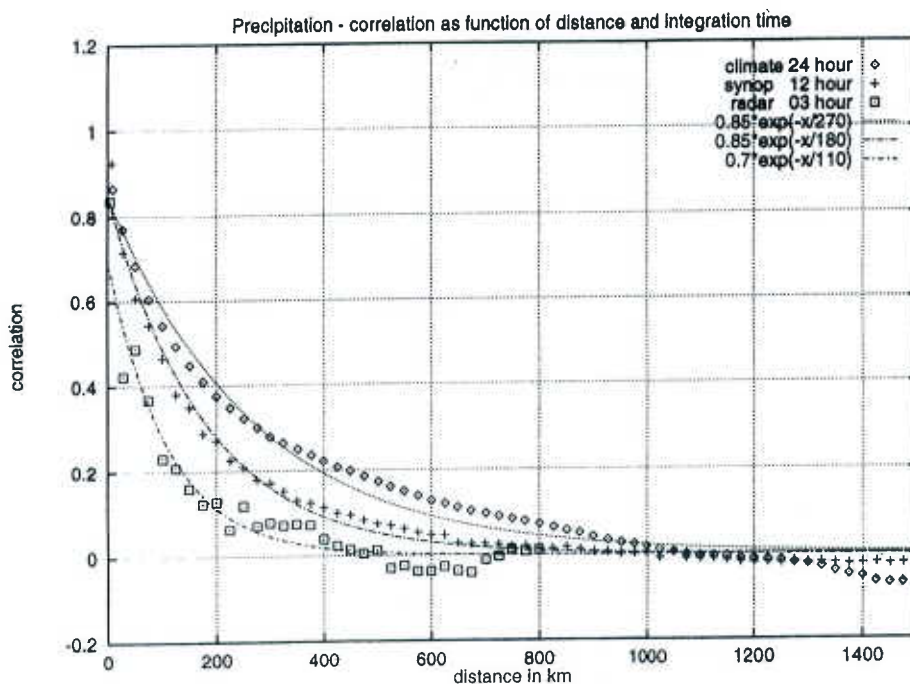
Om analyserade nederbörds mängder får utgöra indata till en avrinningsmodell kan en jämförelse mellan beräknade och observerade flöden göras. En sådan jämförelse är intressant eftersom flöden avspeglar den samlade nederbörds mängden inom ett avrinningsområde och på så sätt motsvarar de ytmedelvärden som analysen representerar.

Två olika analyser har gjorts, dels en där hänsyn endast tagits till avståndet mellan stationerna, och dels en där dessutom ett variabelt första gissningsfel använts (enligt ovan). Med dessa värden som indata har sedan HBV-modellen, dvs avrinningsmodellen (Lindström 1996), kalibrerats med 10 års vattenföringsmätningar för två avrinningsområden. Därefter har en jämförelse mellan beräknade och observerade värden för 10 oberoende år gjorts. Med ett variabelt första gissningsfel ökade den förklarade variansen från 0.82 till 0.89 för Kultsjön i södra Lappland, medan Ljusnedalen i Härjedalen fick oförändrade värden (Lindström, 1996).

3.4 Strukturfunktioner och integrationstid

Eftersom nederbördsområden ofta rör sig kommer det att finnas ett samband mellan ackumulationstid och nederbördens rumsskala. Det innebär att för korta integrationstider avtar informationsinnehållet i observationer snabbare med avståndet från en punkt än för långa.

Figur 14 visar strukturfunktioner för nederbörd som funktion av avstånd och ackumuleringstid. Att korrelationen mellan observationer inte går mot 1 på avståndet 0 beror på att observationsfelet är mer eller mindre korrelerat. I observationsfelet inkluderar vi dels ett instrumentfel och dels ett representativitetsfel. Det senare beror på att observationer påverkas av sin lokala omgivning och att denna varierar från plats till plats. När vi extrapolerar kurvan mot avståndet 0 är det som om betrakta två observationer från olika platser som om de låg på samma. För den kortaste ackumuleringstiden (3-timmar) har endast radardata använts (det fanns inget annat när detta gjordes) och i motsats till vad som gäller för de manuella observationerna kan inte observationsfelet här betraktas som okorrelerat (det är samma instrument och zr-relation för intilliggande pixlar).



Figur 14. Strukturfunktioner för nederbörd vid olika ackumuleringstid. Varje punkt representerar medelvärden av observationer inom ett avståndsintervall från punkten.

Från värdet av korrelationen vid avståndet 0 kan vi göra en uppskattning av observationsfelets storlek under antagande av att detta är okorrelerat. För klimatstationsdata ser vi att korrelationen går mot omkring 0.9. Det innebär att

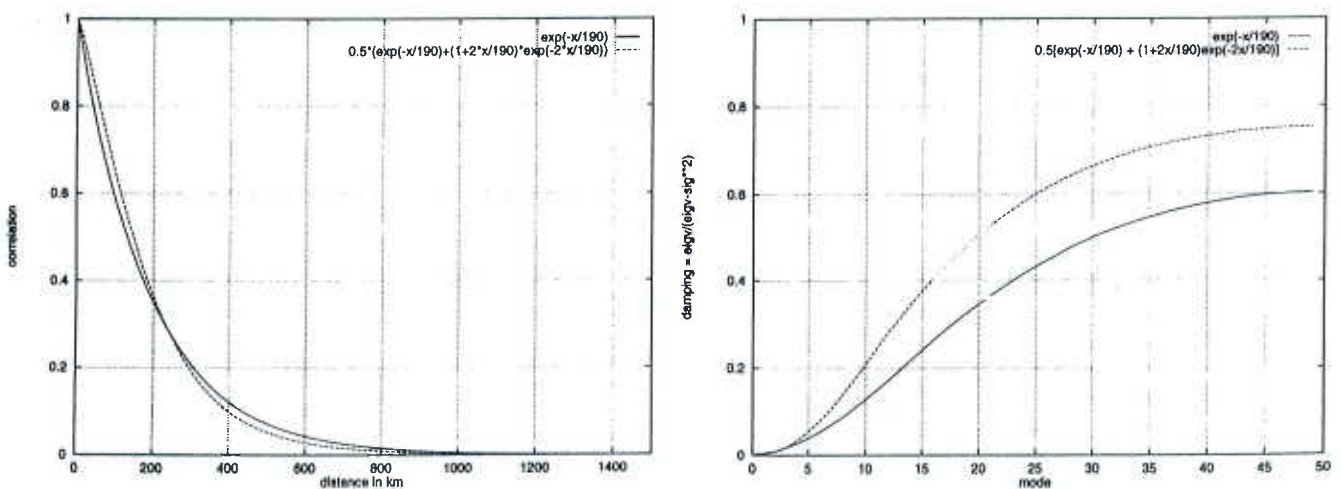
observationsfelet är 30 procent av första gissningsfelet, och eftersom första gissningen här satts till 0 innebär det ett fel på omkring en tredjedel av det observerade värdet. Det är alltså rimligt att enskilda observationer avviker från analyserade värden på motsvarande sätt. Med andra ord - det måste i analysen finnas en viss dämpning av småskaliga fenomen.

3.5 Strukturfunktionernas dämpande egenskaper

Det har visats (Lönnberg, 1988) att om man uttrycker korrelationsfunktionen i kovariansmatrisens egenvektorer så kommer, i ett idealiserat endimensionellt fall där observationer och gridpunkter sammanfaller, analysens dämpande egenskaper d_i för olika skalor att bestämmas av kovariansmatrisens egenvärde λ_i och observationsfelets standardavvikelse σ enligt

$$d_i = 1 - \frac{\lambda_i}{\lambda_i + \sigma^2}$$

Att även till synes små olikheter i strukturfunktioner kan ha stor betydelse visas i figur 15.



Figur 15. a) Två olika strukturfunktioner och b) deras dämpande egenskaper. Amplituden för den kortaste skalan, dvs värdet 50 på x-axeln som motsvara en skala på 20 km, dämpas med 60 respektive nära 80 procent beroende på vilken funktion som används. Ett observationsfel på 0.5 och första gissningsfel på 2.5 enheter har använts.

3.6 Snöfall

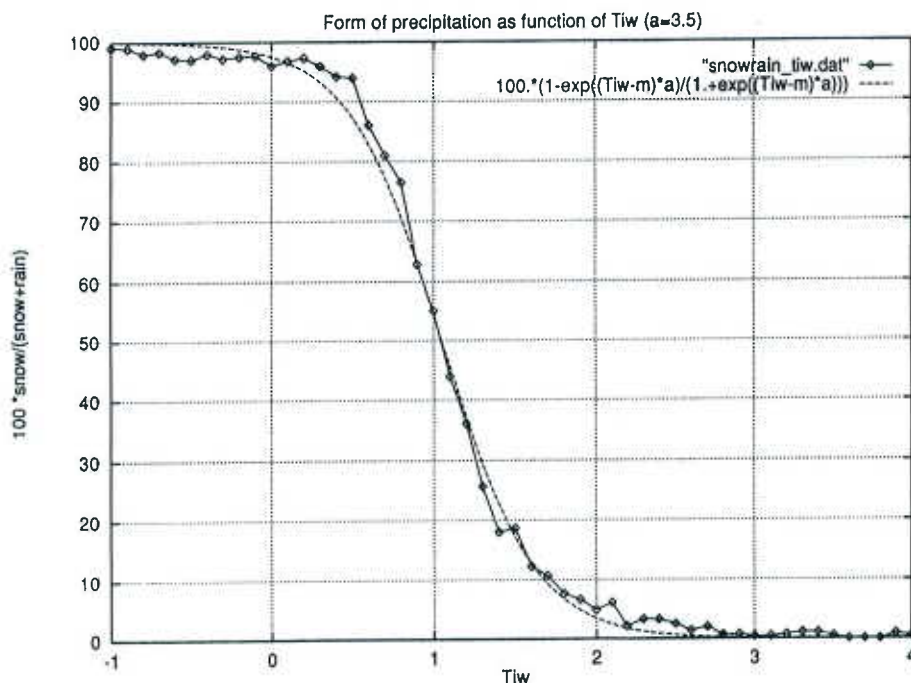
Analys av snöfall görs på följande sätt. Först analyseras nederbörden i smält form med utnyttjande av all tillgänglig information från synop, radar, VViS, klimatstatistik och en första gissning från Hirlam. Med hjälp av en s.k. Tiw-analys översätts sedan nederbördsanalysen till snömängd och detta fält får sedan utgöra första gissning till analysen av snömängd.

3.6.1 Tiw och frekvensen snö vid nederbörd

När nederbörd faller genom luften och till viss del avdunstar tas värmets från luften. Den temperatur luften får när vattenångan blir mättad kallas T_{iw} (isobara fukttemperaturen) och ges av

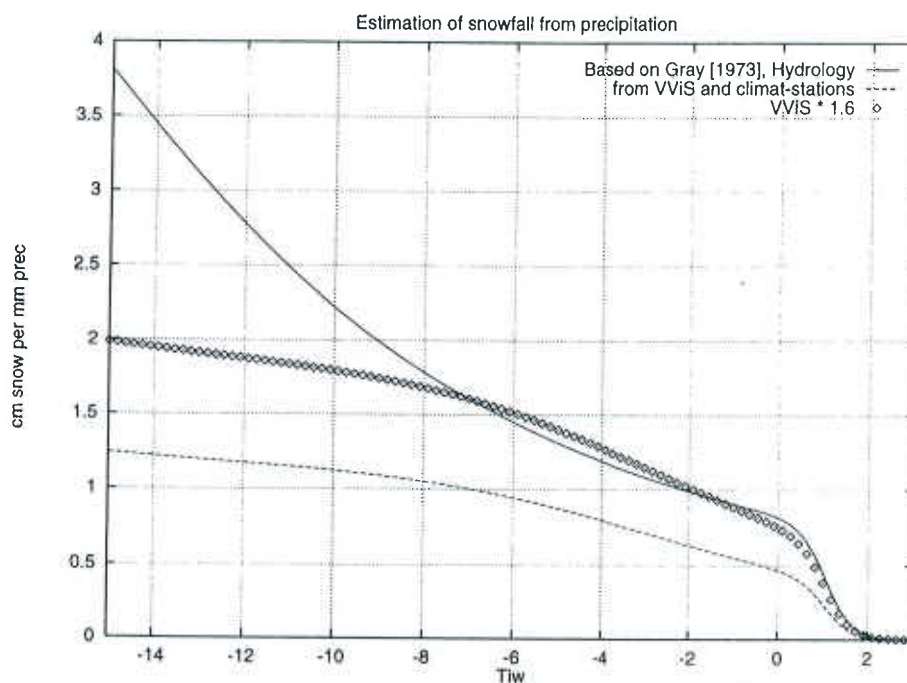
$$T_{iw} = T - \frac{(m_{iw} - m)l_{wv}}{c_{pd}}$$

där m_{iw} blandningsförhållandet vid temperaturen T_{iw} , m blandningsförhållandet vid temperaturen T , l_{wv} är latentvärmets för fasändring mellan vatten och vattenånga, c_{pd} specifika värmets för torr luft. Denna temperatur har visat sig vara en bättre diskriminator för regn/snö än den vanliga temperaturen. Figur 16 visar frekvensen snö/nederbörd vid olika värden på T_{iw} .



Figur 16. Den från synop observerade frekvensesesen snö/nederbörd vid olika värden på T_{iw} . Figuren bygger på synoptiska observationer från perioden januari-mars 1995. T_{iw} har beräknats från observerad temperatur och daggpunkt. Varje punkt representerar medelvärden av mellan 500 och 1000 observationer.

Hur vatteninnehållet i snö varierar som funktion av temperatur finns beskrivet i figur 17. Alla kurvor representerar 1 mm i smält form. Den undre kurvan visar sambandet mellan av VViS uppmätt snömängd i cm (y-axeln) då klimatstationerna gav 1 mm nederbörd i smält form (jfr fig. 10). När detta samband användes för att beräkna snödensiteten som funktion av temperatur kom volymen snö att underskattas jämfört med observerade snödjupsmätningar. Den heldragna kurvan visar motsvarande samband enligt Gray, 1970. Denna ger en bättre överensstämmelse mellan observerade snödjup och nederbördsanalyser omräknade till snödjup. Det förefaller därför troligt att VViS underskattar mängden snö och om VViS kurvan multipliceras med en faktor 1.6 (kurvan med rutor) kommer Gray's och VViS kurvor att sammanfalla inom de för snöfall vanligaste temperaturintervallet.



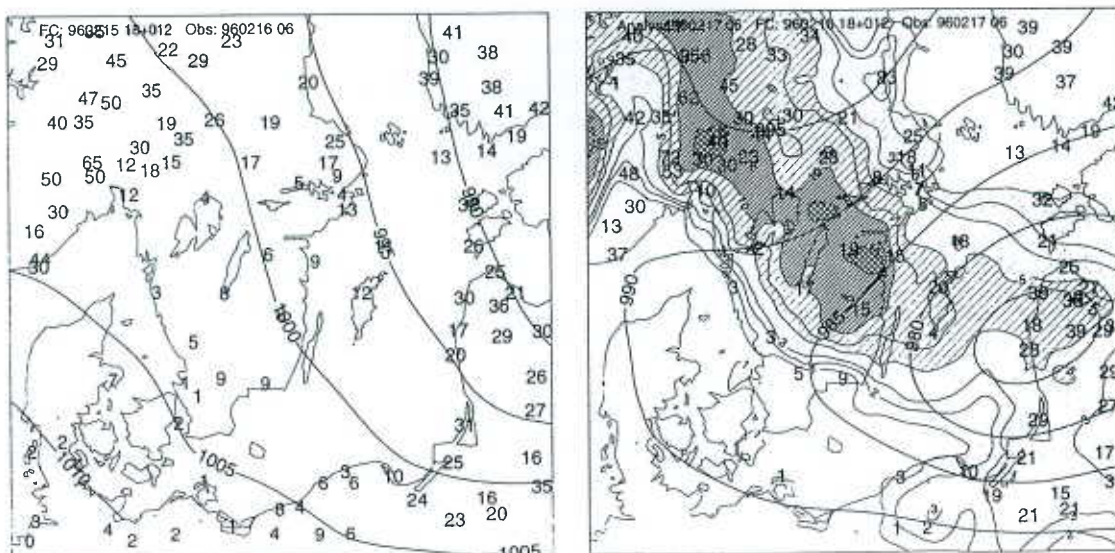
Figur 17. Snödjup efter 1 millimeters nederbörd som funktion av temperatur (Tiw). Heldragen kurva efter Gray, 1970, undre kurvan från jämförelse mellan VViS och klimatstationsobservationer och rutor samma relation men multiplicerad med 1.6.

3.6.2 Verifikation och exempel

Eftersom mätningar av nysnötäcke normalt inte görs kan det vara svårt att verifiera analyserna. En möjlighet är naturligtvis att använda förändring i observerat snödjup som mätdata men värdet kommer då inte bara att avspeglade nysnötäcket utan också förändring i äldre snötäcke.

I det följande skall vi studera ett fall från den 16-17 februari 1996. Ett intensivt lågtryck passerade över södra Sverige och gav i Götaland och Svealand ganska stora

nederbörds mängder. Av figur 18 framgår att det inledningsvis den 16 på morgonen fanns ett snötäcke över Götaland på mellan 5 och 10 cm och att det under det följande dygnet som mest byggdes på med 10 till 15 cm. Som framgår av figur b så stämmer förändringen i snödjup väl med den ackumulerade nysnön från analyserna.



Figur 18. a) Observerat snödjup den 16 februari klockan 06. b) Observerat snödjup ett dygn senare tillsammans med summan av alla under dygnet gjorda 3-timmars analyser av ackumulerat snöfall.

3.6.3 Utvärdering av snöanalyser i samarbete mellan SMHI och Vägverket

Under vintern -96 har personal från Vägverket genomfört mätningar av tjockleken av nyfallen snö två gånger om dygnet vid ett 15-tal platser i främst östra Svealand. Dessa mätningar har jämförts med analyserade snödjup gällande för samma period.

Till grund för analyserna ligger data från Hirlam, nederbördsobservationer från klimatstationerna, radardata och observationer från VVIS.

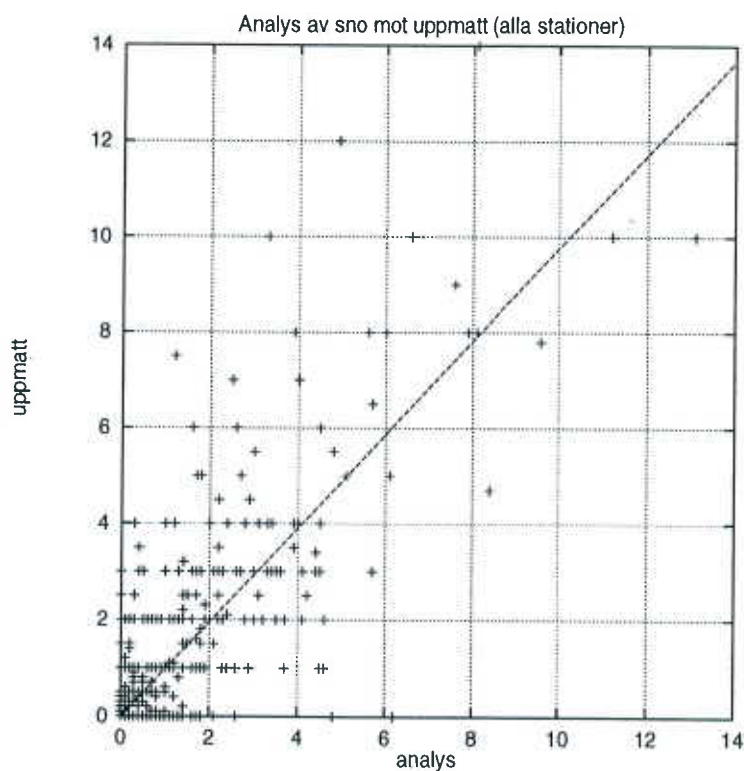
Analysen görs i gridpunkter där varje gridpunktsvärde representerar ett medelvärde för en gridruta, här av storleken 12x12 km. Eftersom observerade och analyserade värden inte representerar samma skala kan man förvänta sig att dessa till viss del avviker från varandra. Undersökningar av variationen hos nederbörd (i smält form) visar på naturliga variationer mellan observationer på den skala som SMHI:s klimatstationsnät representerar på omkring 30 procent.

Analys av ackumulerat snöfall har gjorts för 3-timmarsintervall för månaderna januari, februari och mars 1996 och dessa har sedan jämförts med uppmätta värden.

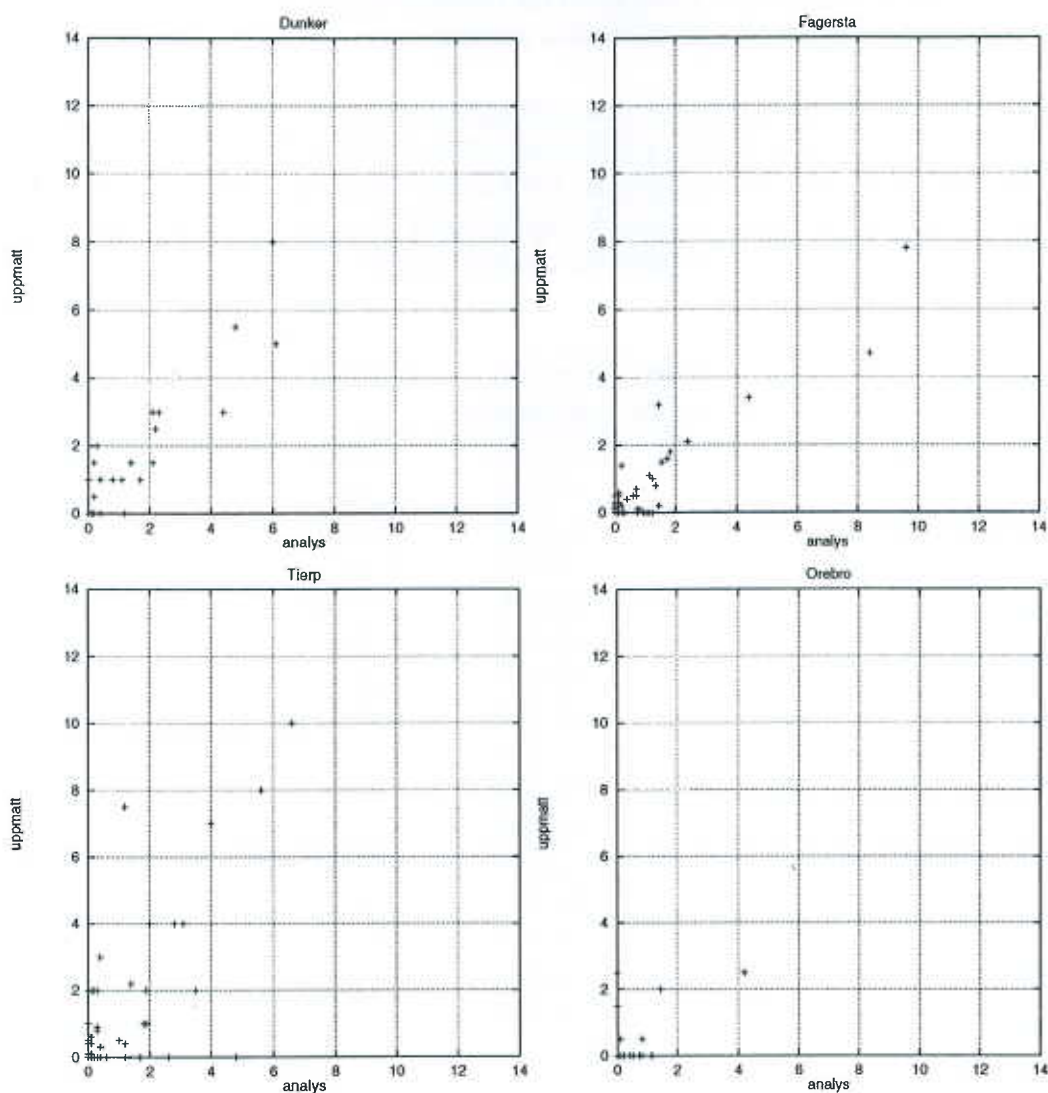
Därvid har analyserna summerats för att gälla samma tidsintervall som observationerna (som har varierat mellan olika stationer).

I figur 19 har analyserade och observerade värden plottats mot varandra. Korrelationen mellan de olika serierna är 0.81 och rms-avvikelsen 0.35 cm. Många fall med små observerade och analyserade mängder har dragit ner det senare värdet.

Figur 20 visar motsvarande bild för några utvalda stationer. Det framgår därav tydligt att överensstämmelsen varierar markant mellan olika stationer. Dunker är exempel på en plats där analyserade och observerade snödjup överensstämmer väl. För Fagersta ligger punkterna också ganska väl samlade på en linje men analysen ger något högre värden än vad som har observerats. För Tierp å andra sidan gäller att mera snö observerats i verkligheten än vad som analyserats. För ytterligare andra stationer som t ex Örebro tycks sambandet mellan observerade och analyserade värden vara svagt.



Figur 19. Jämförelse mellan analyserat snödjup och uppmätt. Alla stationer för månaderna januari, februari och mars -96. Analyserna har integrerats att gälla samma tidsupplösning som observationerna.



Figur 20. Jämförelse mellan uppmätta och analyserade värden för några stationer.

Det bör påpekas att de olika observationsserierna är olika långa och att de inte bokförts på exakt samma sätt. Vissa har gjort dagliga noteringar (morgon och kväll) medan andra bara antecknat de dagar då snö har fallit. Eftersom rubriken på blanketten anger "snö i cm sedan föregående mätning" har vid jämförelsen all eventuell snö i analyserna summerats sedan föregående mätning och detta trots att det ibland kan röra sig om en period av ett par veckor. Det har också hänt att det funnits en tidskillnad mellan när snön har mätts upp av observatören och registrerats i analysen. Sådana tidsdifferenser kommer i verifikationen att leda till två avvikelser mellan analys och observation.

Att resultatet varierar kan bero på att stationerna olika väl representerar medelvärdet för sitt område. En annan möjlighet är naturligtvis att analysen kanske inte avspeglar ett korrekt medelvärde för området. Just för Upplandskusten (Tierp och Östhammar) kan en förklaring vara att det blåser mer här och att detta leder till att nederbörds-mängderna underskattas av observationerna (gäller i så fall VViS och SMHI:s kli-

matstationer). Någon kompensation för underskattning p.g.a. vind har alltså inte använts men en sådan skulle lätt kunna införas.

Problemet har studerats av bl a hydrologer, som är mycket beroende av en korrekt snökartering som indata till avrinningsmodeller, och de har funnit att snömängderna på vindutsatta platser underskattas med 20-40 procent (Carlsson, 1985 och Førland, 1996). Tillförs denna erfarenhet till analyserna bör uppmätta och analyserade värden från t ex Tierp eller Östhammar stämma bättre överens. Se avsnitt 3.7.

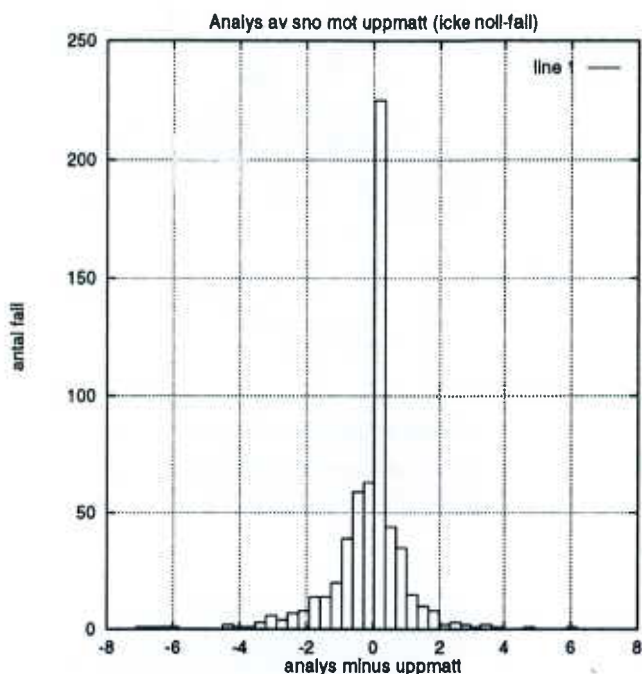
	medel abso- lut avvikelse	medel avvikelse	korrelation
Askersund	0.719	0.306	0.858
Åmmeberg	0.718	0.318	0.868
Arboga	0.660	0.040	0.848
Dunker	0.500	-0.090	0.920
Enköping	0.526	0.121	0.793
Eskilstuna	0.880	-0.351	0.796
Fagersta	0.403	0.190	<u>0.924</u>
Heby	0.470	-0.177	0.828
Nora	0.613	0.121	0.923
Nyköping	0.905	-0.395	0.833
Örebro	0.585	0.085	0.534
Östhammar	0.900	-0.435	0.575
Tierp	1.107	-0.427	0.685
Uppsala	0.842	-0.158	0.673
Västerås	<u>0.386</u>	<u>0.007</u>	0.830
Alla	0.700	-0.115	0.776

Tabell 2. Jämförelse mellan uppmätta och observerade värden. Endast de fall då antingen analys eller uppmätt värde gav snö (mer än 0.1 cm) har tagits med.

Trots det som sagts om Upplandskusten visar alltså analysen i medeltal mycket små systematiska avvikelser från uppmätta snömängder. Ett histogram över frekvensen (figur 21) av olika avvikelser (analys minus uppmätt snödjup) visar en ganska symmetrisk fördelning runt värdet noll (triviala fall har tagits bort, dvs då både analys och observation gav noll).

Om de uppmätta värdena betraktades som riktiga skulle bilden kunna visa analysens felfördelning. Men om vi i stället betraktar analysen som korrekt visar histogrammet fördelningen av observationsfel. Båda sätten att se saken är felaktiga. Det beror på att, som vi tidigare sagt, analys och observationer inte representerar samma sak. Analysen avser medelvärden för områden och observationer är att betrakta som punktvärden. Det är alltså riktigare att se figuren som frekvensfördelningen av punktvärden runt ett ytmedelvärde. Punktvärdena kan på så sätt ses som ett antal stickprov på ett ytmedelvärde. Man skulle kunna säga att figuren visar hur fördelningen av de snödjupsmätningar som legat till grund för medelvärdesberäkningen sett ut. Att utgå från ett medelvärde kan många gånger ge ett robustare underlag för en be-

dömning än att utgå från ett stickprov. Det beror på att, de i någon mening, slumpmässiga variationerna har jämnats ut. Just att minska "bruset" och få värden även på platser där observationer saknas är orsaken till utvecklingen av analysmetoder.



Figur 21. Histogram över frekvensen av olika avvikelser mellan analyserad och uppmätta värden snödjup. Endast fall då analysen eller de uppmätta värdena inte är noll har använts.

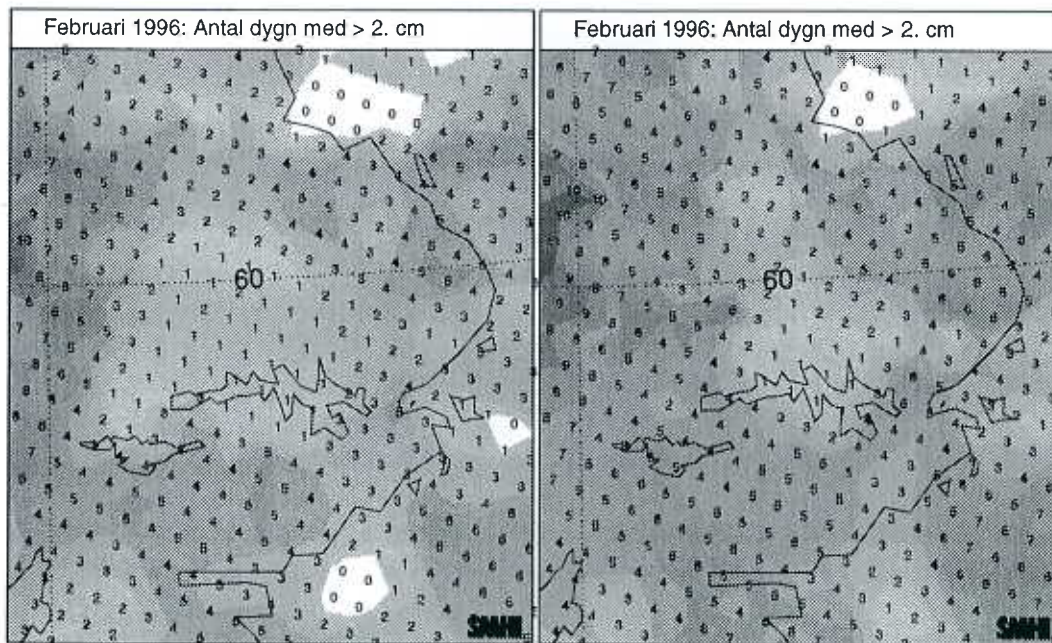
Om vi nu t ex antar normalfördelning (vilket inte är så långt från sanningen) kan vi räkna ut det minsta snödjup som ett visst antal av stationerna har vid varje analystillfälle. I figur 22 har observerat antal dygn med mer än 2 cm nysnö plottats och i figur 23 har motsvarande värden från analyserna plottats. Till vänster ser vi då detta gäller för 50 procent eller mer av ytan, och till höger räcker det att 25 procent av ytan skall ha mer än 2 cm nysnö. Givetvis blir det fler fall med det lägre kravet.

Vad vi vill illustrera med dessa kartor är möjligheterna att från analysmaterialet generera olika produkter. Vilka som sedan är av intresse beror på de krav användaren har.

Det finns naturligtvis andra sätt att se på saken. Man kan t ex ta fram kartor över varaktigheten av snöfall eller studera antal tillfällen med snö på kortare tidsskala än de 24 timmar vi har studerat här.



Figur 22. Antal dagar med på vägstationer uppmätt snödjup mer än 2 cm under februari -96. Störst avvikelse mot analyserad frekvens kan noteras vid Upplandskusten och nära Mälaren. En trolig förklaring är vindförluster vid nedebördsmätning.



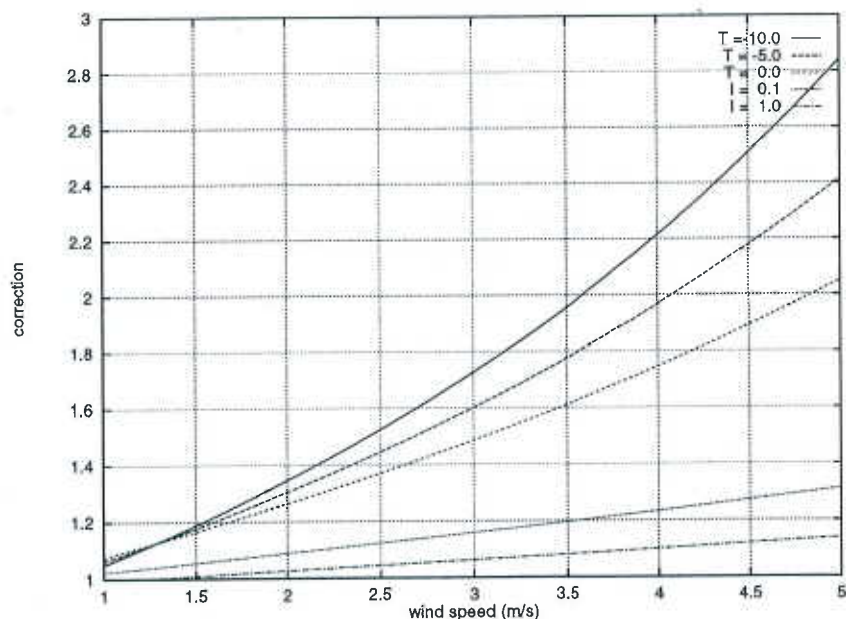
Figur 23. Antal dagar, enligt analysen, med mer än 2 cm nysnö som täcker minst 50 (till vänster) resp 25 procent (höger) av ytan.

3.7 Vindförluster vid mätning av nederbörd

Det finns ett antal orsaker till att nederbördsmätningar i allmänhet underskattar mängden nederbörd. Av dessa är vindförluster den väsentligaste. För att komma till rätta med detta måste korrektioner införas.

I nedanstående figur har de korrektioner, som rekommenderas för SMHI:s nederbördsmätare, plottats som funktion av vindhastighet. Det skall observeras att vindhastigheten här gäller vid nederbördsmätaren och alltså inte, som normalt på 10 meters höjd. Som synes är korrektionen för snöfall stor, och vi ser att redan vid 4 m/s hamnar hälften av snön utanför mätaren.

Uppgifterna är tagna från "MANUAL FOR OPERATIONEL CORRECTION OF NORDIC PRECIPITATION DATA". I rapporten redovisas jämförelser mellan ett antal olika givare, däribland Geonor och SMHI-mätaren, och en DFIR (Double Fence Intercomparison References). Mätningarna har gjorts i Jokioinen i södra Finland under 1987-1993 och var en del av ett WMO projekt för "Solid Precipitation Measurement Intercomparison". Sammanfattningsvis kan sägas att mätare med vindskydd fångar ungefär 70% av snönederbörd och 95% av nederbörd i form av regn. Resultatet bekräftas av andra WMO-undersökningar.



Figur 24. Korrektion av nederbörd som funktion av vind, temperatur och nederbördsintensitet. Efter "MANUAL FOR OPERATIONEL CORRECTION OF NORDIC PRECIPITATION DATA". De tre övre kurvorna gäller för snöfall vid olika temperatur T (-10, -5 respektive 0 grader celsius) och de gäller oberoende av nederbördsintensitet. De två undre avser regn och gäller vid olika nederbördsintensitet, 0.1 respektive 1.0 mm/timme.

En annan metod för korrektion av nederbördsmätningar finns beskriven i Eriksson, 1983. Där har en manuell klassificering med avseende på svenska klimatstationers

exponering för vind gjorts och en motsvarande korrektion av årsmedelnederbörd fastställts. Nackdelen med metoden är dels att den är manuell (och något subjektiv) och dels krävs en fortlöpande bedömning när en givare flyttas eller när nya stationer tillkommer. Eftersom korrektionen gäller för årsvärden kan den inte utan vidare antas gälla vid varje enskilt mättillfälle. Det beror på att typ av nederbörd och vindförhållanden kan variera mycket från dag till dag och därmed också hur stor del av nederbörden som hamnar i mätaren

3.7.1 Korrektioner i samband med nederbördsanalys

Det bästa vore om observationerna redan från början var korrigerade, och att den temperatur och vind som därvid användes då var observerade just vid nederbördstillfället. Från vissa typer av stationer, som t ex klimatstationerna, kan detta vara svårt eftersom man inte mäter vind och inte heller kontinuerligt avläser temperatur.

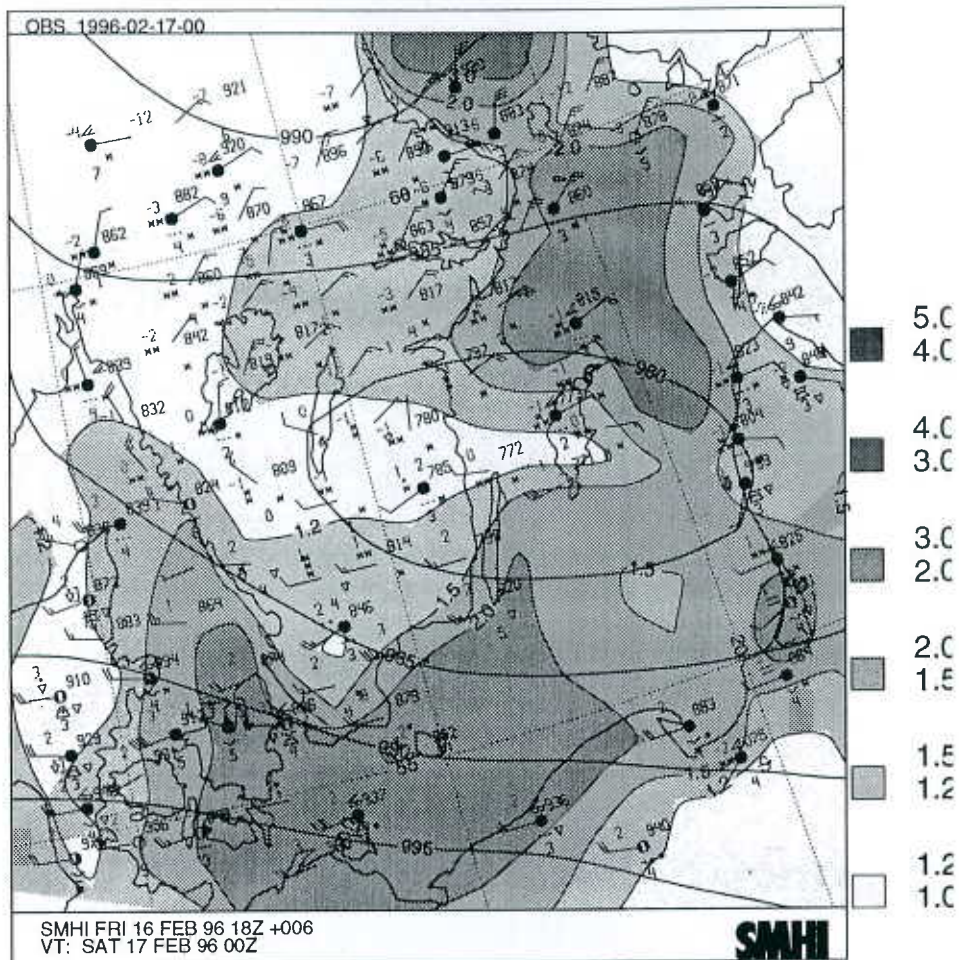
I den nordiska manual, som refererats ovan, rapporteras om en jämförelse mellan Vaisalas optiska givare FD12P och två andra mätare. För regn var kvalitén likvärdig med traditionell givare medan mätningen av snöfall visade stor spridning runt mätvärdena från DFIR. Någon vindkorrektion diskuterades inte. Eftersom optiska givare troligen inte påverkar vindens strömning i lika stor utsträckning som uppsamlande kärl förefaller det sannolikt att vindfelet är mindre för de förra. Någon korrektion av t ex data från VViS behövs därför troligen inte.

För att få en uppfattning om hur korrektioner, enligt manualen, kan se ut i ett verkligt fall har Hirlamdata använts för beräkning av ett korrektionsfält. Resultatet visas i figur 25.

Vi ser att de beräknade korrektionsfaktorn över land ligger i intervallet 1-1.5 och att de över hav kan vara upp till 3-4 (över Bottehavet). Vi kan också inse att det inte är möjligt att i efterhand korrigeras ett nederbördsfält genom att t ex multiplicera med korrektionsfaktorn i varje gridpunkt. Observationer över land påverkar ju även analysresultatet över hav och korrektionen av en och samma observationen skulle då variera kraftigt i rummet.

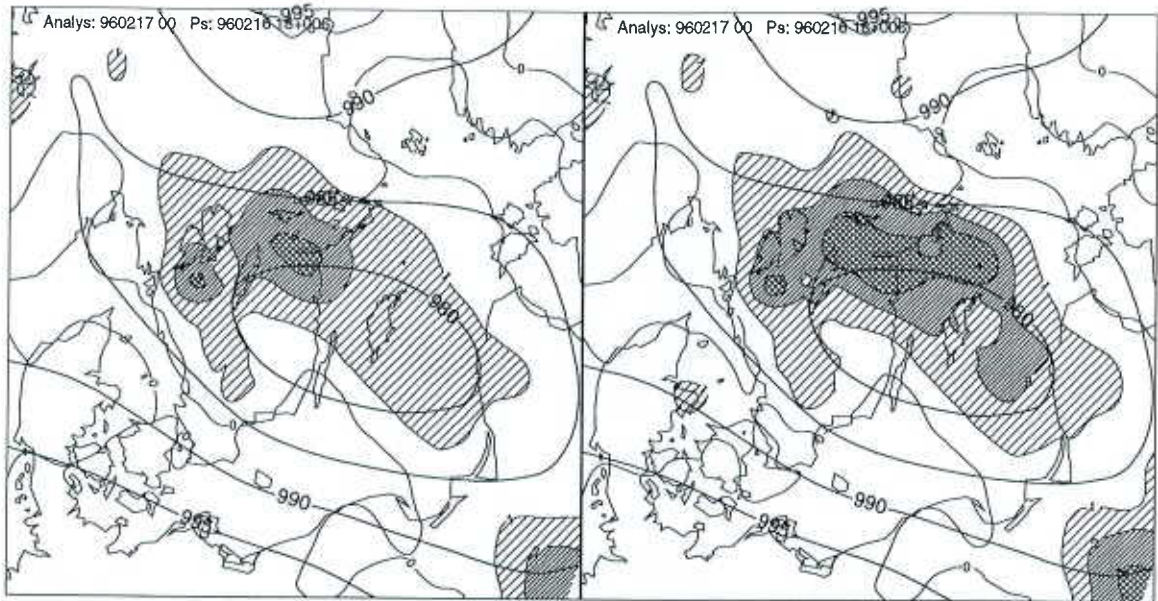
I figur 26 har observerade värden multiplicerats med ett från korrektionsfältet interpolerat värde och resultatet har sedan använts i analysen (till höger nedan). För att tydliggöra betydelsen av vindkorrektionen har observationer från radar och VViS (optiska givare), som inte behöver korrigeras, ej använts.

Det är svårt att objektivt utvärdera vilken av analyserna i figur 26 som är bäst, men åtminstone för författaren, som har ett förflutet som prognosmeteorolog, förefaller analysen baserad på korrigerade data vara väl så rimlig som den okorrigerade.



Figur 25. Korrektionsfaktor för nederbörd gällande den 17 februari 1996 klockan 00Z. Beräkningen har gjorts enligt samband från den nordiska manualen för SMHI:s givare och bygger på Hirlam-data för temperatur och vind. Andel snö och regn har bestämts från beräknad *T_{iw}* (enligt tidigare beskrivning) och 10-metersvinden har reducerats till 1.5 meters höjd med logaritmiska vindlagen under antagande om neutral skiktning (antagandet gäller bara reduktionen mellan 10 och 1.5 meter) och med den skrovlighet som används i Hirlam (dock har värden över 0.8 meter satts till 0.8).

Om samma metodik skall appliceras på observationer från längre tidsintervall måste korrektionsfaktorerna integreras i tiden med hänsyn tagen till bl a variationer i nederbördstyp, vindstyrka och nederbördsintensitet. Det kan göras genom att tidsperioden delas upp i t ex 3-timmarsintervall och att nederbördsmängder och korrektionsfaktorer beräknas för varje sådan tidpunkt och gridpunkt. Korrektionsfaktorer för hela perioden bestäms sedan som ett viktat medelvärde av korrektionsfaktorernas 3-timmarsvärden, där varje vikt är proportionell mot den relativa nederbördsmängden vid tidpunkten. Utgångspunkten för korrektionsberäkningarna kan antingen vara analyserade fält, av nederbördstyp (*T_{iw}*), temperatur, vindhastighet och nederbördsmängd, eller prognoserade fält.



Figur 26. Analys av 3 timmars ackumulerad nederbörd gällande den 17 februari 1996 klockan 00z. Till vänster baserad på okorrigerade observationer och till höger på korrigerade. Korrektionsfaktorn har interpolerats till observationsplatsen från fältet enligt figur 25.

Fördelen med att från fältdata bestämma korrektionsfaktorer är att, de kan användas på alla observerade nederbörds­mätningar (som behöver korrigeras för vind) oberoende om det finns observationer för tidsförlopp av vind, temperatur och nederbörd eller ej. Metoden är generell och en kartering av stationerna behövs inte.

Nackdelen är att observerade värden inte direkt utnyttjas, och att speciellt lokala vindförhållanden kan avvika från analys- eller prognosvärden.

Sammanfattning

Korrek­tioner bör i första hand baseras på observerade värden och göras i ett tidigare skede än i samband analysen, t ex då data lagras i en databas. Även okorrigerade värden skall sparas, eller åtminstone kunna återskapas.

Då observerade värden av vind, temperatur, nederbördsfas och intensitet saknas, kan korrektioner beräknas från i första hand analyserade och i andra hand prognoserade fält.

4. Temperatur

4.1 Första gissningen

Som första gissning används Hirlam, och om denna saknas används föregående analys, och skulle även denna saknas används ett klimatologiskt värde.

Studier (t ex Ip:s verifikations Bulletin 1995) visar att prognosfelet som medelvärde eller rms-värde varierar ganska lite i rummet. Det är något större i norra Sverige (med ett typiskt värde för rms-felet på 3 grader) än i södra Sverige (omkring 2 grader) och felet ökar något med prognoslängden (omkring 10 procent större efter 24 timmar). Man gör därför inget större fel genom att anta ett konstant värde för hela landet och för de prognoslängder som är aktuella som första gissningar.

En tidig version av analysprogrammet har använts i Spanien. Man har där gjort två väsentliga ändringar i temperaturanalysen.

För det första har man, vid beräkning av 2-meterstemperaturen från modellnivåer, använt en annan postprocessing. Skillnaden ligger framför allt i stabilitetsbeskrivningen av ytskiktet.

För det andra har man, före beräkning av observation minus första gissning, dvs observationsinkrementen, reducerat gridpunktsvärdena till observationshöjden, under antagande om oförändrad skiktning i lägsta nivåer. Avsikten har varit att minska betydelsen av att observationer för det mesta inte ligger på en gridrutans medelhöjd.

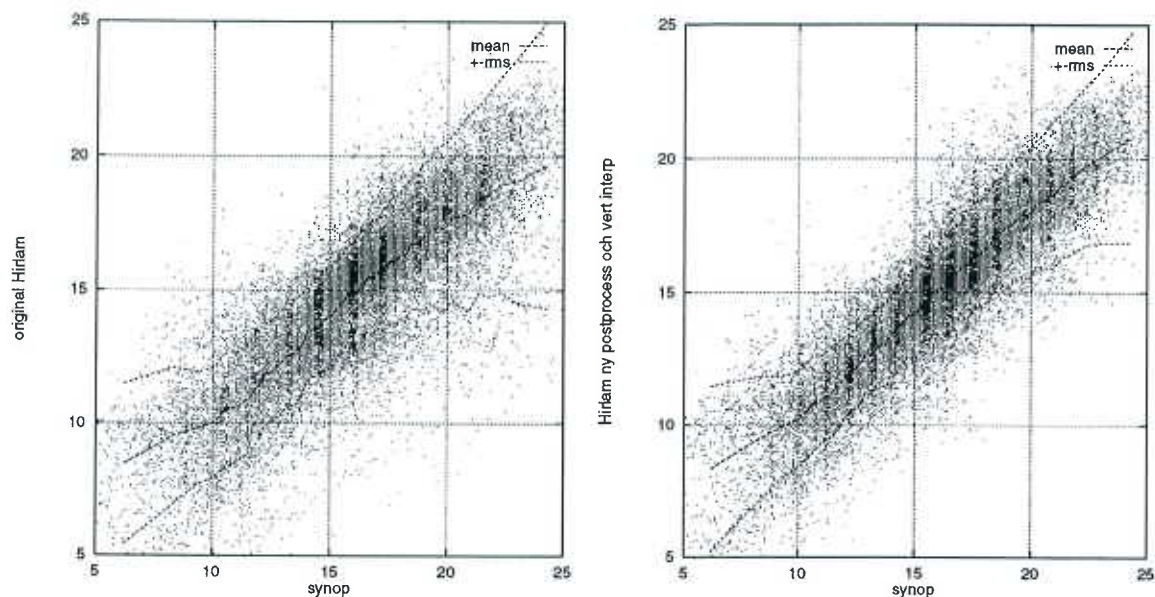
Genom en jämförelse mellan synoptiska observationer och olika beräkningar av temperaturen på 2 meters höjd, har dessa två ändringar utvärderats för svenska förhållanden, dels sommartid och dels vintertid.

1-10 jan 1996	Medelfel	RMSE	Korrelation
Original	-0.049	3.440	0.805
Ny postprocess	0.124	3.366	0.813
Vertikal interp	-0.062	3.540	0.794
Ny post+vert int	0.111	3.467	0.801

1-10 aug 1996	Medelfel	RMSE	Korrelation
Original	1.344	2.445	0.8284
Ny postprocess	1.253	2.339	0.8463
Vertikal interp	1.081	2.108	0.8699
Ny post+vert int	0.993	2.001	0.8854

Tabell 3. Utvärdering av ny postprocessing av 2-meters temperatur och vertikal interpolation till stationsnivå.

När det gäller den nya postprocessingen är resultatet entydigt. Det förbättrades såväl sommartid som vintertid. För den vertikala temperaturreduktionen är resultatet mer tvetydigt. En viss försämring noteras vintertid och en förbättring sommartid.



Figur 27 Observerad och beräknad temperatur för perioden 1-10 augusti 1996. Till vänster data från ordinarie postprocessing i Hirlam och till höger med den nya formuleringen och med vertikal interpolation till stationshöjd.

Utifrån dessa resultat, har beslutats att båda metoderna skall användas för att från Hirlam-data generera en första gissning.

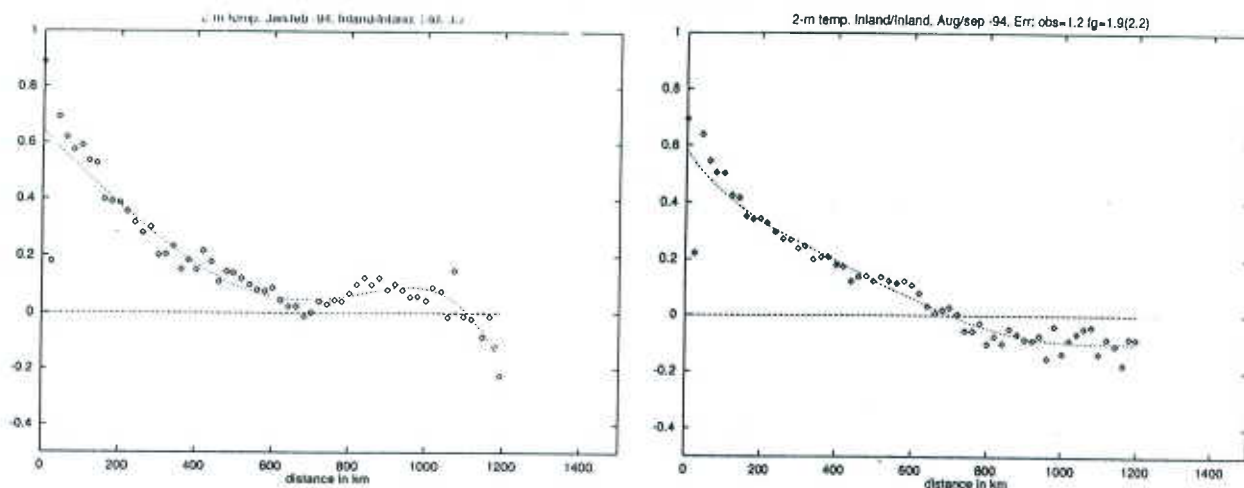
4.2 Strukturfunktioner

Även om prognosfelet som medelvärde betraktat är av samma storleksordning över hela landet, så varierar det från tillfälle till tillfälle. Om man studerar korrelationen mellan prognosfel på olika orter kan man finna stora lokala variationer. Ofta antas isentropi, dvs riktningsoberoende, och att korrelationen avtar endast som funktion av horisontellt avstånd. Vi skall i det följande se att även underlag i form av andel vatten i en omgivning och höjd över havet har betydelse.

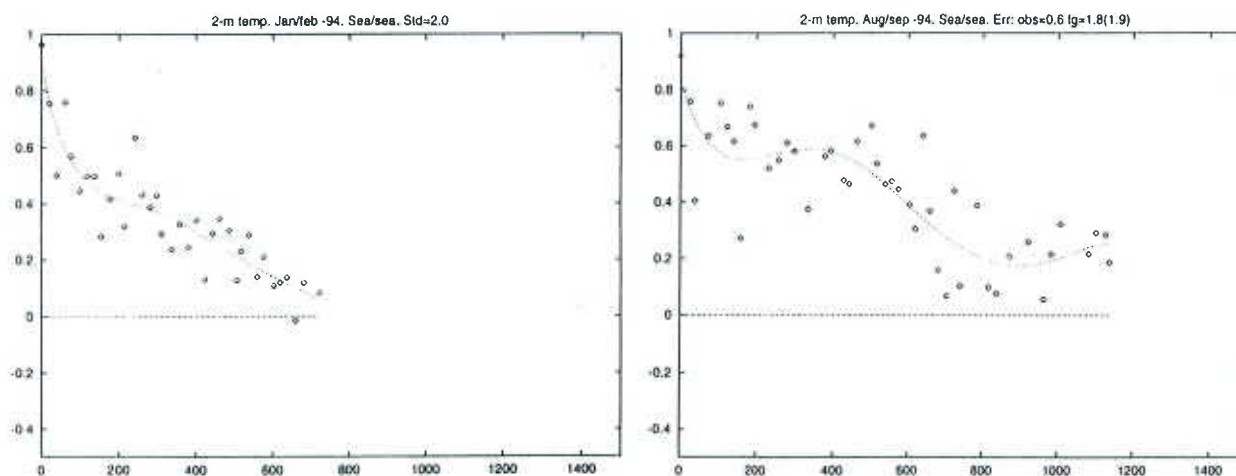
Figurerna 28-30 visar hur korrelationen varierar som funktion av underlag och avstånd under olika årstider. Varje punkt representerar korrelationen för ett antal olika stationer som parvis ligger inom samma avståndsintervall.

Figur 28 visar korrelationen mellan inlandsstationer som funktion av avstånd för perioden augusti-september respektive januari-februari. På avstånd över 700 km är korrelationen i det närmaste lika med noll. Figur 29 visar samma sak men för stationer omgivna av vatten. Bortsett från att materialet är mindre och därmed osäkerheten i korrelationsberäkningarna större så liknar figurerna de för inlandsstationer.

Till sist kan vi i figur 30 se att korrelationen hos första gissningsfelet mellan inlandsstationer och havsstationer är litet även på korta avstånd och att den sommartid tycks vara i stort sett konstant oberoende av avstånd. Det kan tolkas som att det finns systematiska fel hos Hirlam som inte är konstanta, felet kan t ex variera över dygnet. Den låga korrelationen mellan havs- och inlandstemperatur innebär att temperaturanalysen över land blir i stort sett oberoende av observationer över hav.



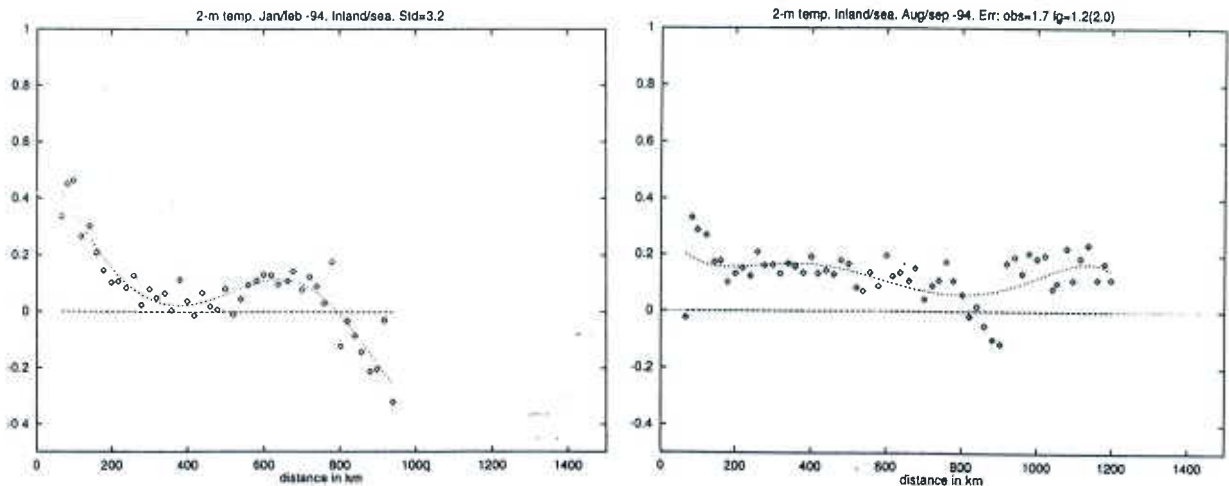
Figur 28 a) Korrelationen hos förstagsgissningsfelet som funktion av avstånd för inlandsstationer under januari/februari. b) som a men för perioden augusti/september.



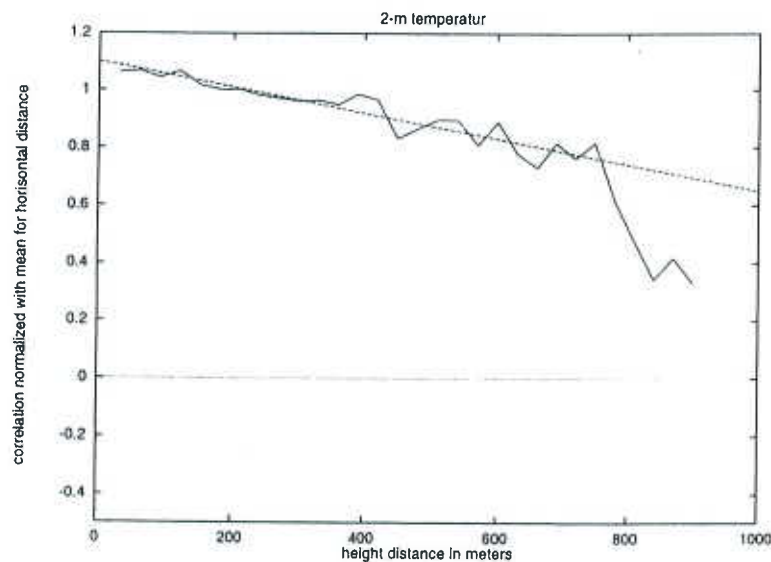
Figur 29 a) och b) som figur 28 men för stationer omgivna av i huvudsak vatten.

Även andra faktorer kan påverka korrelationen av första gissningsfelet mellan två orter. Det kan t ex vara höjden över havet eller variationer i molnighet inom ett om-

råde. Om vi nu känner korrelationen som funktion av horisontellt avstånd kan vi jämföra korrelationen mellan stationer på olika höjd över havet genom att normera med den horisontellt avståndsberoende korrelationen. Vi ser i figur 31 att vi för stationer som ligger på samma höjd över havet får ett värde som är något större än ett. Det innebär att medelvärdet av korrelationen för stationer på samma höjd är något större än den för alla stationer.

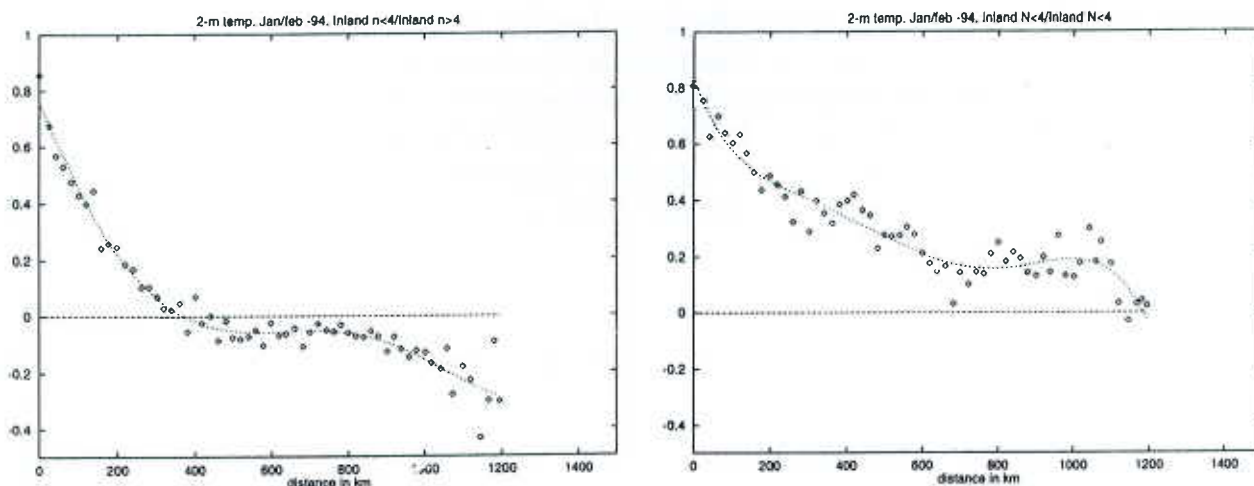


Figur 30 a) och b) korrelation mellan förstagissningsfel för stationer i inlandet och i kustbandet för perioderna januari/februari respektive augusti/september.



Figur 31. Korrelationen mellan förstagissningsfel hos stationer på olika höjd över havet dividerat med medelvärdet av korrelationen för stationernas horisontella avstånd. Den streckade linjen visar en anpassning till värden för höjdskillnader mindre än 900 meter.

Om vi från t ex satellit har information om molnighetens variation inom ett område kan vi låta även detta avspeglas i våra strukturfunktioner (se figur 32). Att vi för närvarande inte gör det beror på att osäkerheten i molnighetsklassningen är större än i temperaturanalysen. Temperaturanalysen kan i stället användas i molnklassningen (se nedan).



Figur 32. a) Korrelation mellan förstagsningsfel mellan stationer som har mer respektive mindre än 4/8 moln och b) för där båda stationerna har mindre än 4/8 moln.

I analyserna modelleras de olika korrelationssambanden med hjälp av sk strukturfunktioner.

$$korr = 0.5 \left[e^{-\frac{r}{Rl}} + \left(1 + \frac{2r}{Rl} \right) e^{-\frac{2r}{Rl}} \right] F_p(d_p) F_z(d_z)$$

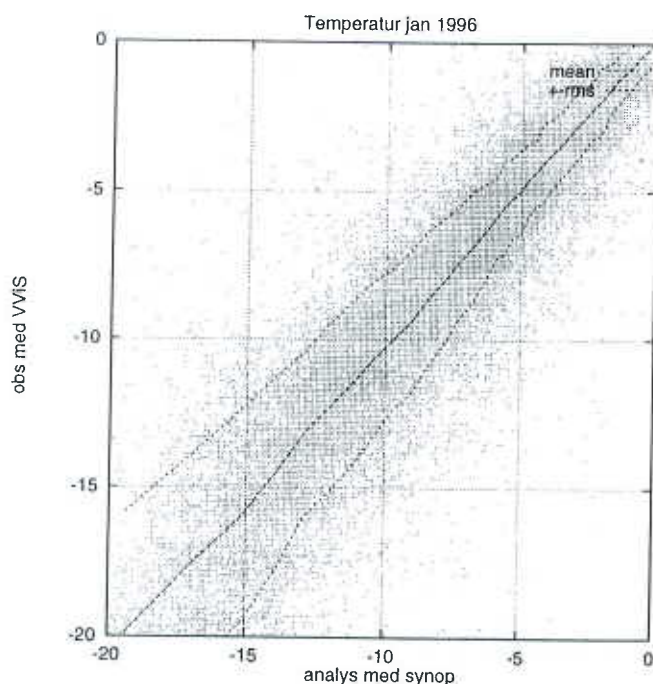
där r är det horisontella avståndet i meter och Rl är en skalfaktor som för t ex nederbörd är beroende av integrationstid.

Funktionen F_p beskriver korrelationens avtagande som funktion av skillnad i andel vatten på platserna och funktionen F_z i höjd över havet.

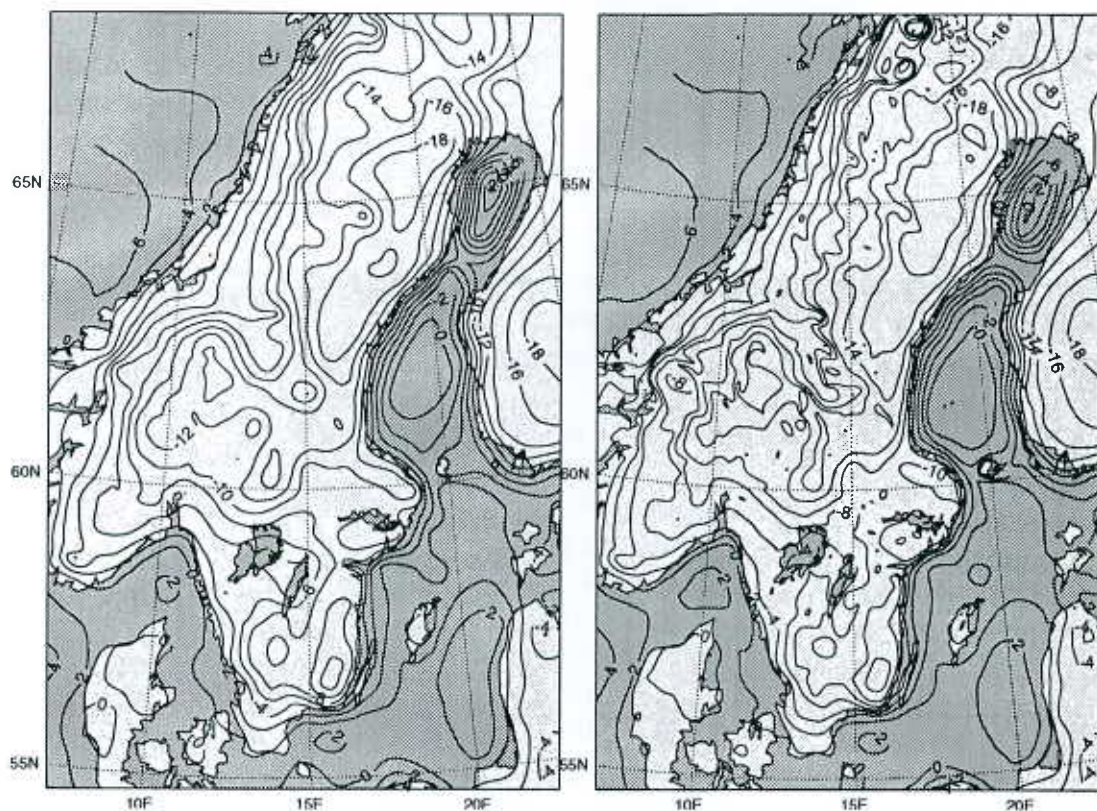
4.3 Verifikation och exempel

Ett sätt att verifiera en analys är att utelämna några observationer från analysen och sedan jämföra analyserade och observerade värden på dessa platser. Detta har gjorts genom att använda vägverkets stationer som ett oberoende material. Vägverket har byggt upp ett eget stationsnät med omkring 600 stationer som varje halvtimme rapporterar bl a temperatur och nederbörd. Som mått på verifikationen har använts variansreduktion, rms-fel och medelfel.

Verifikationen har visat att avvikelser i form av rms-fel mellan analyserade värden och av oberoende stationer observerade värden minskar med omkring 0.1 grader om hänsyn tas till skillnaden i höjd. Samtidigt kan ytterligare omkring 1 procent av variansen i observationerna beskrivas. I figur 33 har av VViS observerade värden (oberoende data, dvs ej med in analysen) plottats mot från analysen interpolerade värden. Vi ser att analysfelet har en tendens att öka vid låga temperaturer.



Figur 33. Analyserad temperatur under januari 1996 plottad mot av VViS observerad temperatur (ej med i analysen). I figuren har medelvärden och medelvärde \pm rms-avvikelse plottats för olika temperaturer, som synes ökar rms-felet med minskad temperatur.



Figurerna 34 a) och b) visar två temperaturanalys från den 20 mars 1996 kl 03. I analys a) har korrelationen modellerats endast som funktion av avstånd. I figur b) har dessutom höjd över havet och andel vatten i omgivningen påverkat strukturfunktionen. Skillnaden mellan de båda analyserna är som synes inte så stor. De mest markanta är den högre detaljrikedomen i figur b). Jämfört med VViS-data, som inte ingick som indata till analysen, minskade analysfelet med 0.3 grader.

5. 10-meters vind

5.1 Allmänt

För att göra en vindanalys behövs en analys av minst två komponenter, en sk. u-komponent som beskriver vindhastigheten i väst-östlig led och en v-komponent som beskriver vindhastigheten i nord-sydlig riktning. I många fall används även lufttrycket. Här har dock lufttrycksobservationer uteslutits som indata för att beskriva ett mesoskaligt vindfält. Det beror på att man använder sig av någon form av antagande om geostrofisk balans när man utnyttjar trycket för vindanalysen. Eftersom en viss given tryckgradient motsvarar en viss vindhastighet så kommer tryckskillnaden att bli mindre ju närmare varandra observations punkterna ligger, och osystematiska fel i lufttrycksmätningen kommer då att få allt större inflytande på analysen ju högre upplösning man har. Dessutom måste man troligen justera för friktionseffekter, vilket också försvårar användandet av tryckobservationer. I denna analys har 10-meters vinden från manuella och automatiska vindobservationer använts. Som första gissning har Hirlam's 10-meters vind använts. Man skulle också kunna använda observationer från radar, men detta har tills vidare ej gjorts.

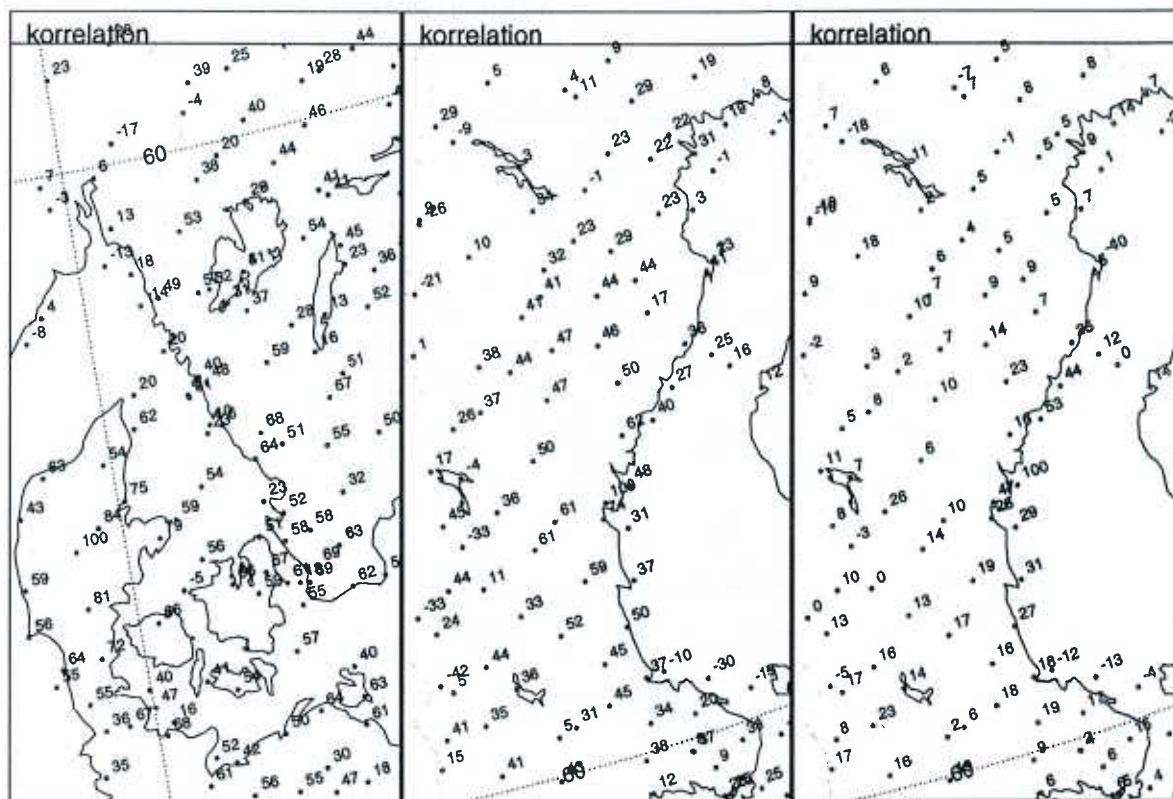
5.2 Beräkning av rumskorrelationen av första gissningsfelet

I tidigare arbeten (Meuller, Robertsson, Andersson och Gustafsson 1990) har korrelationsfunktioner ursprungligen anpassade för synoptisk skala, men korrigerade för mesoskalig analys utnyttjats. Då det är tveksamt om man bör använda korrelationsfunktioner beräknade för fria atmosfären för 10-meters vind där lokala skillnader i orografi mm kan ha stor påverkan, har helt nya korrelationsfunktioner beräknats. De rumskorrelationer som behöver beräknas är följande:

- Första gissnings felets korrelation för u-komponenten mellan olika stationer.
- motsvarande för v-komponenten.
- korrelationen mellan felet hos en stations u-komponent och en annan stations v-komponent.

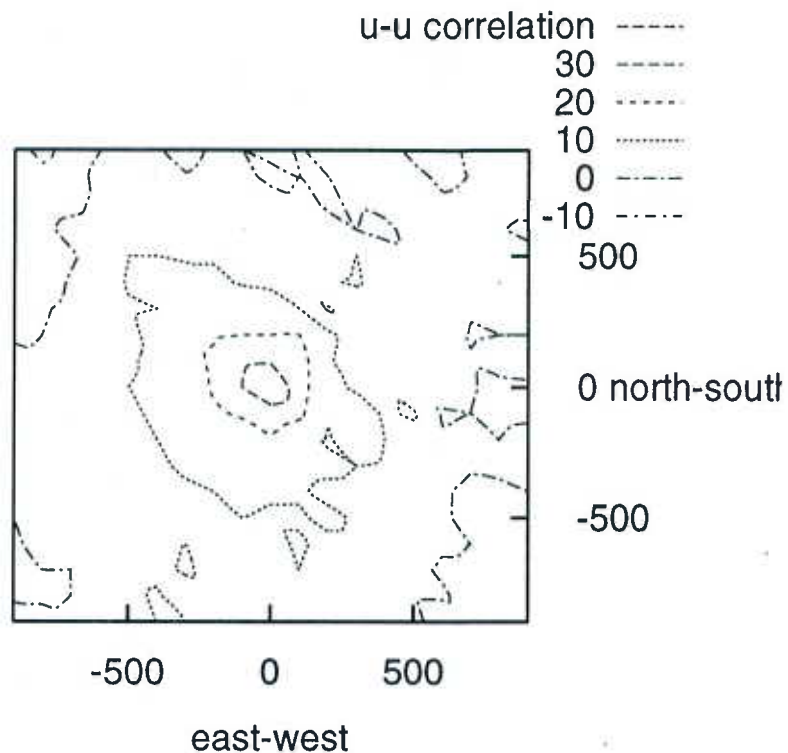
Här har data från januari - maj 1996 samt september - november 1996 använts. Korrelationen mellan u- och v-komponenten är genomgående liten och varierar ofta osystematiskt mellan olika stationer. Ibland kan mycket närliggande stationer ha tämligen låg korrelation av första gissningsfelet. Exempelvis hade hybridstationen Harstena som har två vindmätare placerade bara några hundra meter från varandra en felkorrelation på 0.81. Över Danmark däremot, där landskapet är platt och tämligen homogent har stationer som ligger åtskilliga tiotal kilometer från varandra en ungefär lika stor korrelation. Däremot avtar korrelationen mycket snabbt med avståndet för stationer som har olika orografi, t.ex. mellan slättland och skogsterräng eller i ännu högre grad mellan slättland och fjällområden. På motsvarande sätt avtar den långsamt mellan stationer med samma typ av orografi eller mellan stationer där

den ena ligger på slättland och den andra ute på havet. Detta exemplifieras i figur 35.:



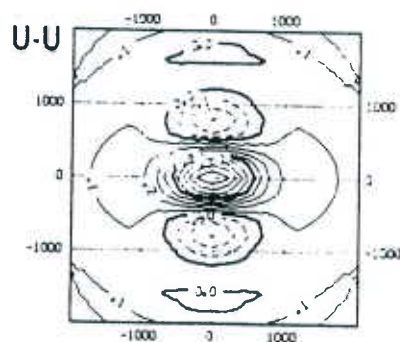
Figur 35 a): Korrelationen av f.g. felet för v-komponenten multiplicerat med hundra för en station Danmark jämfört med omgivande stationer. Notera de tämligen höga korrelationerna även för ganska avlägsna stationer. b): Motsvarande för Sundsvall-Härnösands flygplats. Notera de högre korrelationerna mellan inlandsstationer jämfört med Härnö i figur c).

I fria atmosfären finns det skillnader i hur korrelationen ändras med avståndet, beroende på i vilken riktning stationerna ligger i förhållande till varandra. Denna effekt finns även när man undersöker 10-meters vinden, men effekten är svag. Troligen är orsaken även här att orografiska effekter spelar in genom att fungera som "brus" som försvagar den riktningens beroende signalen. Detta illustreras i figur 36, som visar första gissningsfelets variation med avståndet vid olika riktningar.



Figur 36: Korrelationen av första gissningsfelet mellan olika stationer för olika avstånd och riktningar i kilometer. Korrelationerna är multiplicerade med 100.

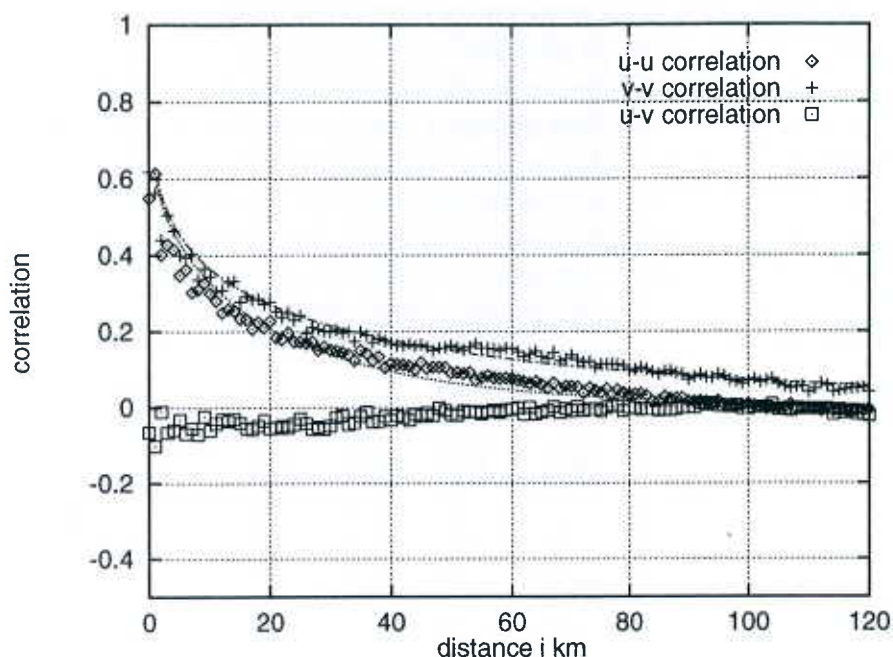
Det är svårt att i figur 36 finna någon entydig riktningensberoende signal. Detta kan jämföras med hur korrelations sambandet brukar se ut i fria atmosfären i figur 37 (Lönnerberg och Shaw 1987).



Figur 37: Motsvarande figur 36 men för fria atmosfären enligt (Lönnerberg och Shaw 1987)

Av den anledningen har detta rikttningsberoende tagits bort. Istället har ett orografi-beroende lagts in. Detta kommer att beskrivas längre fram.

Korrelation av prognosfelet av första gissningen varierar med avståndet enligt figur 38. Korrelationen mellan v-komponenterna är starkast medan korrelationen mellan u och v är svagast.



Figur 38: Avstånds beroendet av korrelation av första gissningens prognos fel. Som första gissning har Hirlam med 55 km upplösning används. "u-u korr" anger korrelationen för u-komponentens mellan olika stationer, "v-v korr" motsvarande för v-komponenten och "u-v korr" korrelationen mellan felet hos en stations u-komponent och en annan stations v-komponent. Skalan på vågräta axeln är 10 tals km, på vågräta axeln korrelationen.

5.3 Orografiberoende korrelationsfunktioner

För att ta hänsyn till att stationer som ligger i olika typer av landskap har ett första gissningsfel som är mindre korrelerat med varandra, än stationer som befinner sig i samma typ av landskap, måste man "känna av" skillnader i landskapets karaktär på något sätt. Det som finns tillgängligt är bl.a. skrovlighet, andel land och andel skog. Här har skrovligheten använts.

Skrovligheten anges med en längd, som varierar från några cm över hav till flera meter över fjällområden. Det är alltså ett brett spektrum och det är nödvändigt att se vilket intervall som är viktigast i det här sammanhanget. Genom tester, visar det sig att det intressantaste intervallen är mellan 0.2 och 6 meters skrovlighetslängd (skrovligheten är tagen från Hirlam och skall i fjällvärlden skapa effekter som efterlik-

nar bli a "gravity wave drag", därav de höga värdena). Det innebär t.ex. att korrelationen av först gissningsfelet är tämligen oberoende av om observations stationerna ligger över hav eller slättland, men att det spelar stor roll om den ena av stationerna ligger i ett fjällområde.

Genom att normalisera skrovlighetslängden så att den blir 0 för värden under ca 0.2 meter och 1 för värden över ca 6 meter och där emellan en funktion av logaritmen av skrovlighetslängden, får man ett "effektivt" mått på skillnader i orografi.

Tabell 4 visar korrelationens avtagande med olika avstånd mellan olika stationer för olika skillnader i normaliserad skrovlighet. om Hirlam med 55 km upplösning används som första gissning (Används 22 Hirlam blir resultatet obetydligt snabbare avtagande korrelation med ökat avstånd.) Observera hur korrelationen avtar långsamt med ökat avstånd då skillnaden i normaliserad skrovlighet är liten och snabbare vid stor skillnad. Vid maximal skillnad, dvs nära 1 ökar den åter något, samma tendens finns för v-v korrelationerna. Används 22 km Hirlam för detta test försvinner dock tendensen till ökad korrelation vid differrens av normaliserad skrovlighet nära ett. Orsaken är inte klarlagd, men den grövre upplösningen i 55 km Hirlam kan spela in.

km	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
1200	0	-3	-1	-1	-1	0	4	-1	1	2	0
1100	-1	-2	-1	0	-1	0	2	0	-2	1	1
1000	-2	0	0	0	0	0	2	3	0	2	1
900	0	2	2	0	0	2	1	3	1	3	6
800	5	4	3	1	1	2	4	1	2	4	6
700	8	6	5	2	2	4	4	3	5	5	6
600	12	8	7	3	5	6	4	4	5	6	7
500	15	12	9	8	7	6	4	5	5	5	8
400	17	15	12	9	7	9	6	6	5	5	9
300	21	19	17	12	8	9	6	7	5	3	8
200	27	22	18	16	13	11	5	3	5	3	5
100	34	28	19	22	19	14	6	7	7	-10	5
25	44	38	29	43	17	36	---	---	---	---	40

Tabell 4 : Avståndet mellan stationerna på lodrät axel i km. Skillnad i normaliserad skrovlighet på vågrät axel. Tabellen anger korrelationen av första gissningsfelet för u-komponenten multiplicerad med 100. --- anger att data ej har kunnat beräknas eller anses alltför osäkra p.g.a. för få fall.

Dessa samband, liksom motsvarande för v-v korrelationerna och för u-v korrelationerna har använts för att finna en empirisk funktion för sambandet mellan korrelation, skrovlighet och avstånd. Som prediktor har både avståndet själv och produkten $d*(1-z)$ där d är avståndet mellan stationerna och z den ovan beskrivna normaliserade skrovligheten använts. Resultat blir funktioner som sedan används i analysen. Variansreduktionen hamnar på ca 85 procent. I tabell 5 visas den empiriska funktionens väden på samma sätt som de observerade värdena i tabell 4

km	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
1200	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
1100	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1000	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2
900	2	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
800	3	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3
700	5	4	3	2	2	2	2	2	3	3	3
600	6	5	4	3	3	3	3	3	3	4	4
500	9	8	6	4	3	3	4	4	4	5	5
400	12	11	9	7	5	4	4	5	5	6	6
300	17	16	14	11	9	5	5	6	6	8	8
200	23	22	20	18	15	11	7	7	7	9	9
100	35	30	29	28	25	22	17	9	8	11	11
0	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77	77

Tabell 5 : Empirisk funktion av korrelationen av första gissnings felet för u-komponenten mellan olika stationer som funktion av skillnaden av normaliserad skrovlighet och avståndet. Samma enheter som i tabell 4.

Som tidigare nämnts, avtar korrelationen mellan stationerna ofta mycket snabbt den första kilometern. Detta snabba avtagande har två orsaker. Den ena är att vindmätare påverkas av mycket lokala faktorer som närliggande träd, hus, bergknallar mm, den andra är osystematiska fel pga instrumentering. Observationsfelet består alltså av två delar, dels ett representativitetsfel och dels ett instrumentfel. Eftersom observationsfelen är slumpmässiga kommer korrelationen på avståndet noll inte att bli ett.

5.4 Test av vindanalysen

Det analysprogram som använts i detta test är ett separat program som är uppbyggt på ungefär samma sätt som det som används för mesoskalig analys av övriga parametrar.

Anledningen till att ett separat program behövs är att de två parametrarna u och v är beroende av varandra. Om man antar att korrelation mellan första gissningens fel mellan u-komponenten för en station och v-komponenten för en annan station är noll, går det dock att göra separata analyser som kan köras i den vanliga analysrutinen. Försök med detta kommer att göras senare.

För det test som här skall redovisas har korsvalidering använts. Korsvalidering beskrivs närmare i avsnittet "Betydelsen av olika observationssystem". Här har korsvalideringen skett genom uppdelning i 10 grupper med i genomsnitt 90 procent av observationerna tillgängliga. För test med 55 km grid har var 6:e timma under perioden 1-14 november 1996 analyserats, vilket ger $10 \times 4 \times 14 = 560$ analyser. Prognoslängden för första gissningen var 6 timmar. Alla jämförelser avser i det följande vindhastighet i m/s oavsett riktning (dvs ej vektorfel).

Resultatet framgår av tabell 6. Förbättringen är måttlig, 12-17 % beroende på vilket mått man använder. Som synes ger Hirlam lite för hög vindhastighet medan analysen ger för låg. Orsaken till det senare är inte känd.

modell:	bias:	medabs fel:	rms fel	antal fall:
HIRLAM	0.24	1.90	2.51	11771
OI	-0.45	1.57	2.25	11771

Tabell 6: Hirlam är resultatet när första gissningen används, OI är resultatet för analysen. Med "bias" avses genomsnittliga avvikelser mellan prognos och observation, medelabsolutfelet är genomsnittliga absolutvärdet av avvikelser mellan prognos och observation, rms-fel är kvadrat medelvärdet av avvikelser mellan prognos och observation. Enhet är m/s.

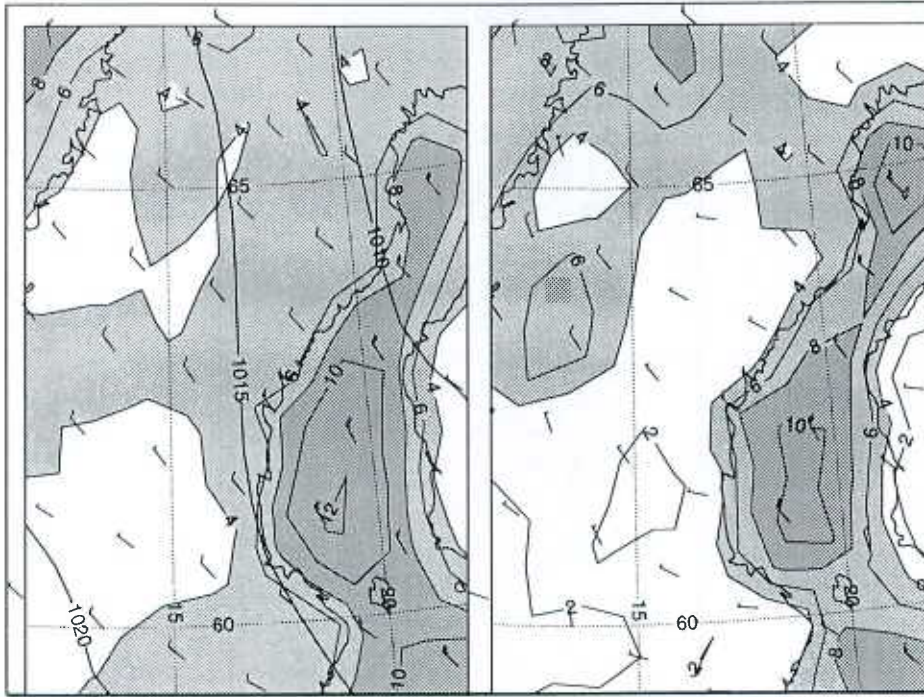
En jämförelse mellan att använda Hirlam med 55 km upplösning och med 22 km upplösning som första gissning har också gjorts. Det är mycket arbetskrävande att göra korsvalidering med 22 km upplösning, varför detta test endast omfattar 8 fall slumpvis valda under början av januari 1997. Resultatet visas i tabell 7.

modell:	bias:	medabs fel:	rms fel	antal fall:
HIRLAM 55 km	-0.06	1.76	2.53	1668
OI 55 km	-0.50	1.47	2.26	1668
HIRLAM 22 km	0.12	1.81	2.59	1668
OI 22 km	-0.42	1.48	2.27	1668

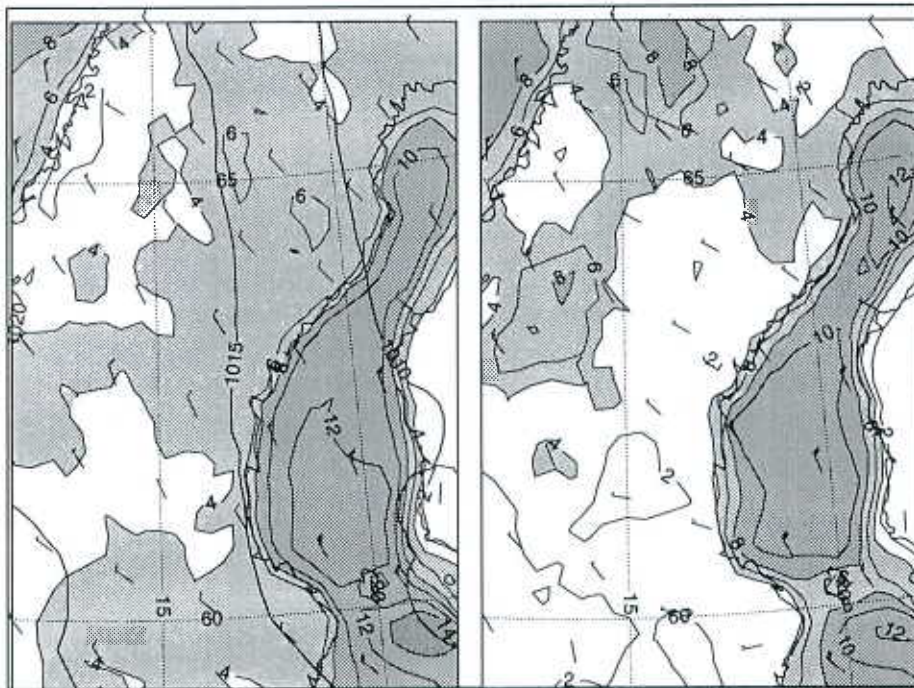
Tabell 7. 55 km anger första gissning resp. analys med 55 km upplösning, 22 km motsvarande med 22 km upplösning.

Någon större genomsnittlig skillnad mellan olika horisontell upplösning kan ej märkas för vare sig Hirlam eller analysen.

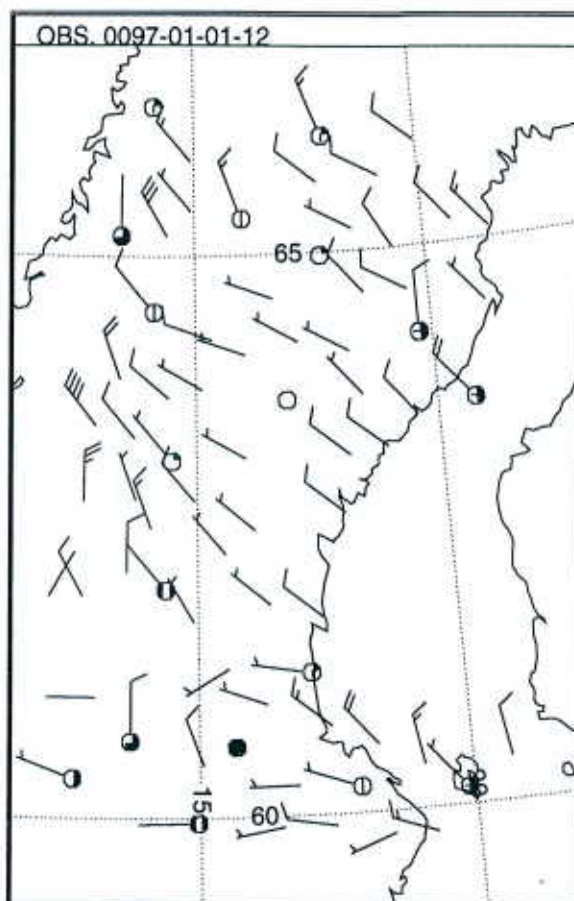
Skillnaden mellan analyserna med de två olika horisontella upplösningarna kan illustreras med ett exempel från den 1/1 1997 12z. Första gissning är en 6 timmars prognos. Notera de skarpare gradienterna vid kusterna i figur 40 och att såväl första gissning som analys har mer osystematiska lokala variationer i vindfältet



Figur 39: Horisontell upplösning 55 km: Till vänster - 10 meters vinden med Hirlam's 10 meters vind som första gissning. Vinden är markerad vid varannan gridpunkt. Hög vindhastighet är markerad med mörk skuggning. Till höger - motsvarande för analysen. Observationerna visas nedan i separat figur (figur 41).



Figur 40 Motsvarande med 22 km horisontell upplösning. För att få lika tätt med gridpunktsvärden som i figur 39 är här var femte gridpunkts vindvärde plottats.



Figust 41: Observerad vind från synopstationerna är markerade med observationsringar. Automatstationer är utan ringar.

6. 10-meters byvinden

6.1 Allmänt

Till skillnad mot "vanlig" 10-meters vind, har byvinden här betraktats som en skalär. Det beror på att det inte anses meningsfullt att försöka bestämma en riktning på byvinden, då denna i praktiken är i varje fall delvis slumpmässig. Dessutom saknas observationer på byvindens riktning.

Det är först i samband med införandet av ett stort antal automatstationer med byvindmätare som analys av byvindar blivit möjligt. Det är viktigt att komma ihåg att resultatet av byvindmätningar till stor del är instrumentberoende, och dessutom beroende av hur byvindar definieras. Dels måste man definiera hur kort tid som en (genomsnittlig) maximal vindhastighet skall råda. En mycket kort tid, t.ex. en tiondels sekund kräver en vindmätare som reagerar ytterst snabbt och ger också högre värde på byvinden, medan en längre tid t.ex. 10 sekunder inte ställer lika stora krav på snabbhet och ger också ett lägre värde på byvinden. Hos de aktuella automatstationerna är intervallet 2 sekunder. Man måste också definiera det tidsintervall under vilket den maximala vinden skall hämtas. I detta fall är det 1 timme. Ett långt tidsintervall ger här i ett högre värde än ett kort intervall.

6.2 Beräkning av byvind ur Hirlamdata

Metoden bygger på Olsson, 1983. Här används den sk Monin Obukhovs similaritets-teori. Denna teori innebär, att man antar att förhållandet mellan standardavvikelsen av vindhastigheten i vindens riktning (som är ett mått på byigheten) och den sk friktionshastigheten, är en funktion av stabiliteten. För att använda denna teori behövs data från lägsta modellnivån av bl.a. vind och om latent och sensibelt värmefflöde vid marken. Dessa data tas från Hirlam. I Olson, 1983 beräknades byvinden som

$$v_b = 3\sigma + v$$

där v_b = byvinden, σ = standard avvikelsen av vindhastigheten och v = vanlig 10-meters vind.

Denna formel bygger på tester med prognosmodellen LAM som användes i början av 80-talet. Då dagens Hirlam är ganska olik LAM i vertikal och horisontell upplösning, och har delvis ny fysik mm så kan det finnas skäl att undersöka om man behöver kalibrera denna relation. Dessutom bygger sambandet på byvindmätningar gjorda på flygflottiljer, vars instrument kan skilja sig från dagens automatstationers instrument. Genom att göra en linjär regression mellan beräknade värden på v_b och σ med observerade värden på v har sambandet uppdaterats till

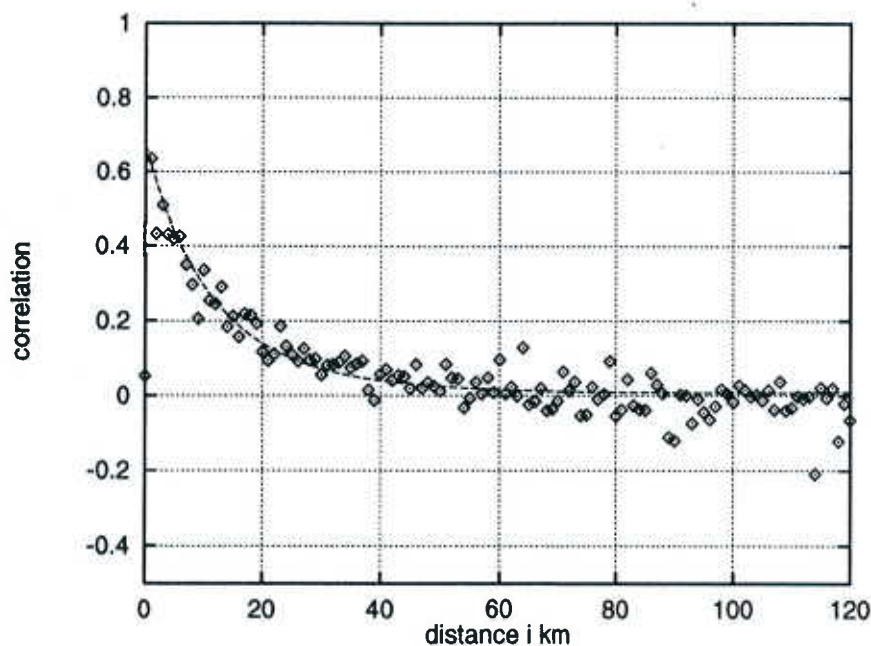
$$v_b = 0.78\sigma + 1.26v + 0.42$$

Denna formel har sedan fått gälla som första gissning av byvindar.

I samband med detta har även stabiliteten i lägsta skikt, (tillgänglig labilitetsenergi mellan marken och lägsta modelnivån) samt konvektiva aktiviteten i form av mängden och/eller den vertikala tjockleken av konvektiva moln testats för att se om det finns något samband mellan dessa mått och observerad byighet. Det visar sig att dessa faktorer bara ger en obetydlig förbättring av byvindsprognosen. En förklaring till detta kan vara att stabiliteten vägs in på ett så effektivt sätt i denna formulering, att användandet av separata stabilitetsmått bara tillför mycket lite information. Eventuellt kan dock den konvektiva aktiviteten vara mer betydelsefull på sommaren, men detta har ej kunnat testats p.g.a. brist på observationsdata.

6.3 Beräkning av rumskorrelationen av första gissningsfelet

På samma sätt som för vinden behöver man veta hur väl felet hos första gissningen är korrelerat mellan olika observationer. Data från 1/9 till 13/11 1996 har använts. Korrelationen avtar, som synes i figur 42, snabbare med avståndet än för vanlig vind.



Figur 42 : Korrelationen av första gissnings felet som funktion av avståndet. Samma beteckningar som i figur 38.

6.4 Orografiberoende korrelationsfunktioner

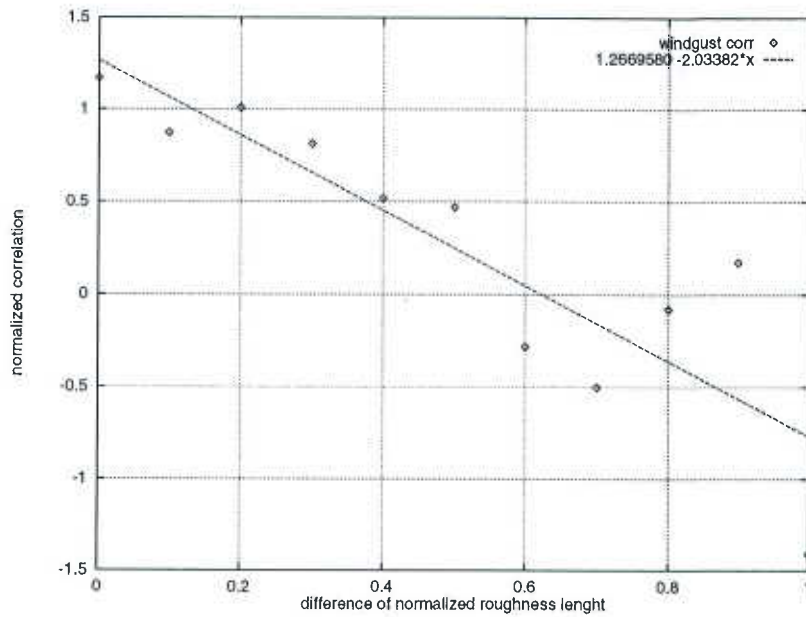
På samma sätt som för vanlig vind kan man beräkna hur korrelationen av första gissningsfelet varierar med avståndet beroende på orografin (tabell 8):

km	0.0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0
1200	-4	-2	-6	-7	4	-20	-9	2	-5	1	-6
1100	-10	-1	-2	-13	-4	1	-3	5	3	0	-8
1000	1	2	-3	-3	-4	-5	-4	-4	-5	3	-3
900	2	-6	-5	-2	-9	-4	-1	9	4	-2	-12
800	7	-3	-1	-3	-6	-3	-4	-9	3	2	4
700	7	2	-2	-3	-4	-4	0	-4	-4	-6	-4
600	5	9	2	7	1	3	5	-5	0	-5	1
500	5	8	6	9	5	5	-1	-9	-4	-8	5
400	11	10	6	7	6	11	-3	-6	-15	-5	-8
300	16	11	14	11	15	10	-3	-7	-11	3	2
200	21	19	18	15	14	19	-7	-1	-3	23	---
100	31	30	26	16	15	17	12	-3	32	---	---
25	46	24	66	62	---	---	---	---	---	---	---

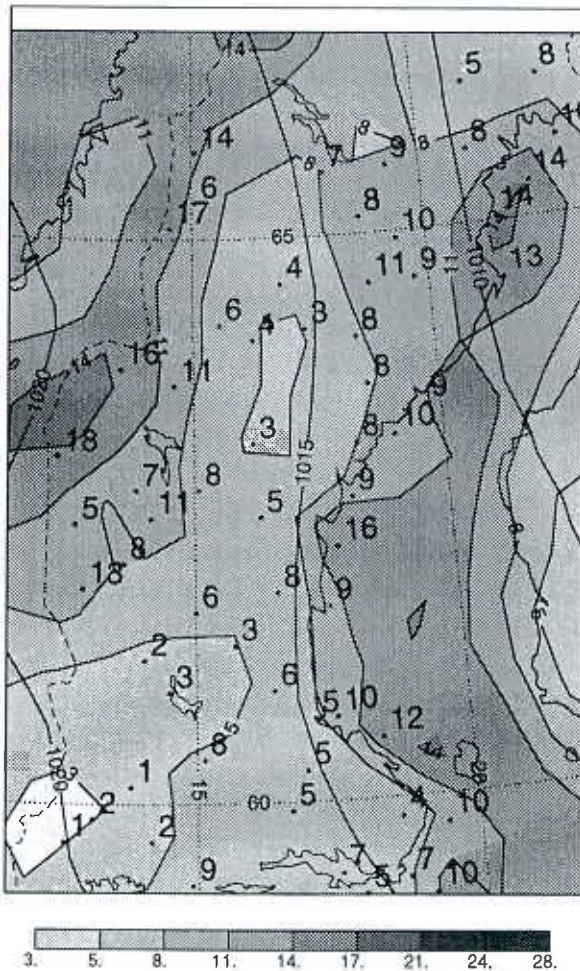
Tabell 8: Korrelation av första gissnings felet som funktion av avståndet och normaliserad skrovlighet för byvindar. Samma enheter och beteckningar som i tabell 4. Notera att denna tabell bygger på ett mindre material eftersom det endast är från stationer som mäter byvind.

För att lätt kunna använda det system för justering av korrelationer för andra effekter än avståndet mellan stationerna som används för analys av andra parametrar än för vind har följande gjorts:

- Först beräknas förhållandet mellan korrelationen enligt den statistiskt framtagna funktionen enl figur 42 och de observerade korrelationer som även beror av skrovligheten i tabell 8. Man får då ett samband mellan detta förhållande och den normaliserade skrovligheten. Resultatet visas i figur 43:
- Sambandet används sedan i analysen för att minska korrelationen i de fall den normaliserade skrovligheten skiljer sig mellan olika stationer. Ett exempel på en analys visas i figur 44. Som synes är det svårt att analysera de mycket småskaliga variationer som finns över fjällområdet. Samma problem finns för övrigt vid analys av vanlig vind.



Figur 43. Korrelationerna har först normaliserats med medelvärdet av korrelationen för stationernas horisontella avstånd. Därefter har relativ ändring i korrelation som funktion av skillnad i normaliserad skrovlighet beräknats och plottats i figuren.

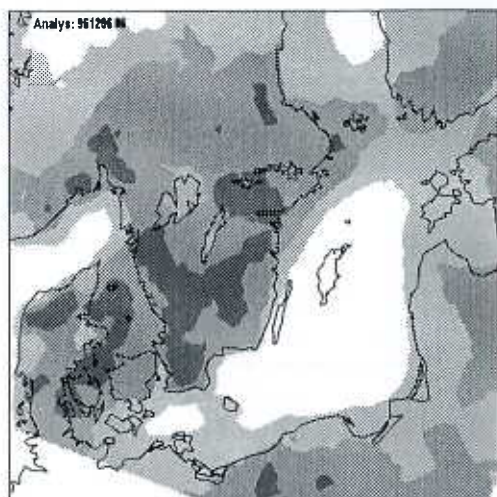


Figur 44: Analyserad byvind för den 1/1 1997 12z och motsvarande observationer.

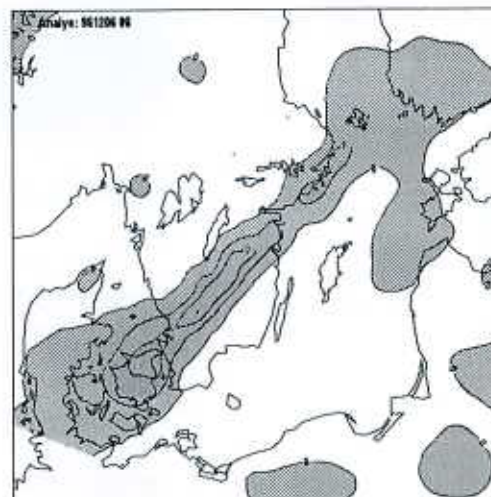
7. Sikt

Sikt är ingen fysikalisk storhet som direkt kan mätas med instrument utan bestäms av hur långt det mänskliga ögat kan se under olika yttre omständigheter. Sikten påverkas av aerosoler i luften, av nederbörd och av stoftpartiklar. Av dessa faktorer är i Sverige fuktigheten den absolut viktigaste och kan ensam förklara omkring 80 procent av variationerna i sikt. Fuktighetens betydelse framgår också av nedanstående figurer.

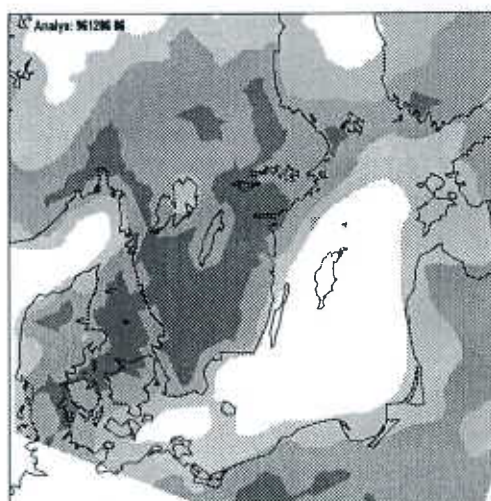
Figurerna 45 och 47 visar fuktighetsfördelningen och har i 45 uttryckts i relativ fuktighet och i 47 har denna översatts till siktvärden, där den mörkaste skuggningen visar områden som skall motsvaras av dimma. I figur 48 har även hänsyn tagits till nederbörd. Eftersom det är fråga om relativt svag nederbörd i form av regn har detta lett till högre siktvärden än i 47. I figur 49 slutligen, ser vi resultatet av siktanalysen. Där har fältdata från figur 48 använts som första gissning och denna har sedan modifierats med observerade siktvärden.



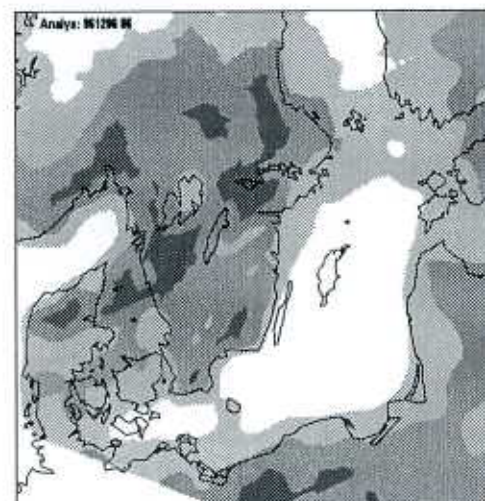
Figur 45. Rel. fukt. (98,95 och 90%)



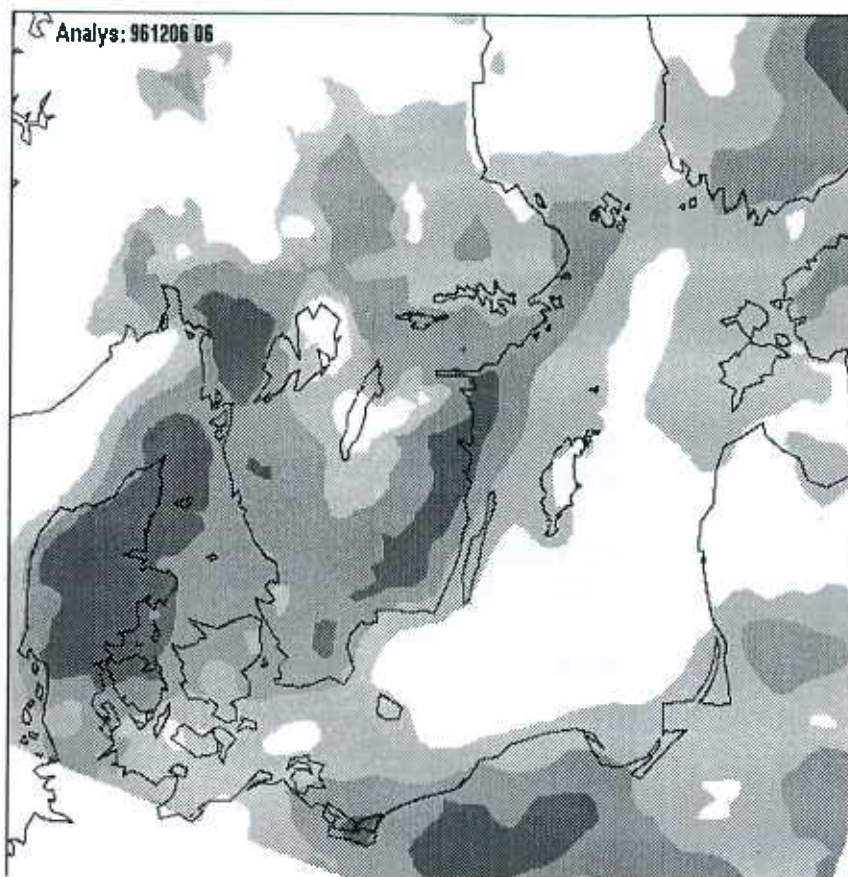
Figur 46. Nederbörd



Figur 47 Fukt till sikt (1,4 och 10 km)



Figur 48. Första gissning från 45 och 46

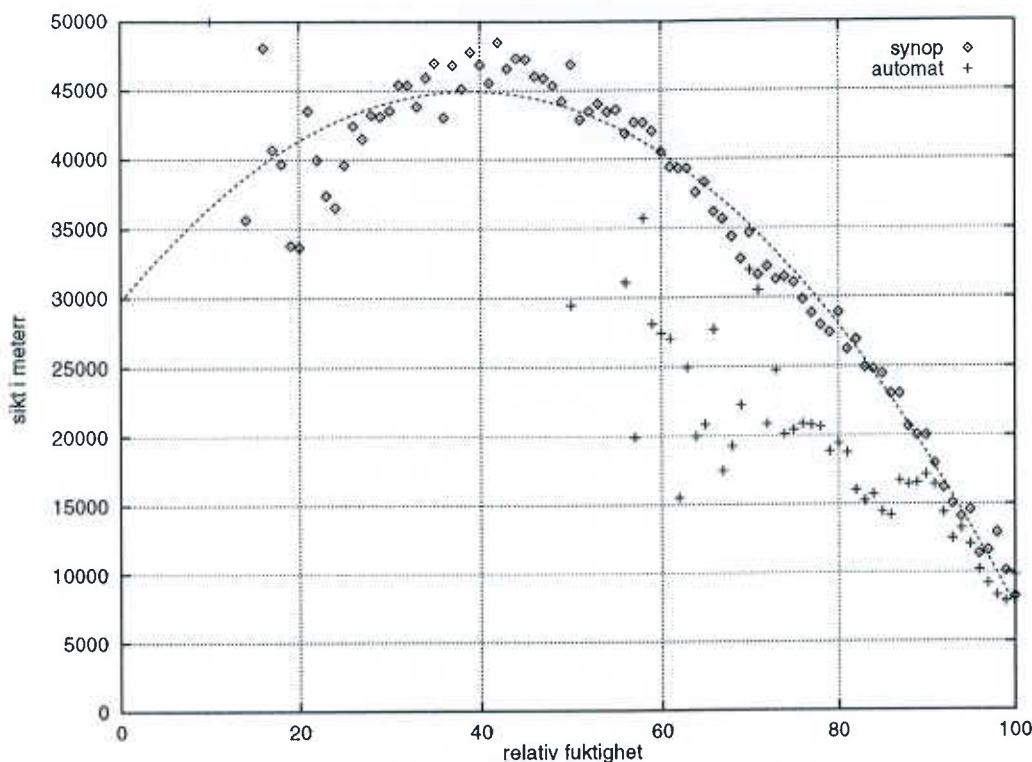


Figur 49. Analyserad sikt, skuggat 1,4,10 km

Genom att utnyttja fuktighets- och nederbördsanalyser för att skapa en första gissning, har vi möjlighet att ta till vara information från system som inte direkt berör sikt, t ex Hirlam för relativ fuktighet samt radar och VViS för nederbörd. Sambandet mellan olika parametrar och sikt har baserats på ett halvt års observationer.

Nedan, i figur 52, kan vi se relationen mellan observerad relativ fuktighet och sikt. Varje värde representerar medelvärden inom ett fuktighetsintervall. Vi ser tydligt att manuella och automatiska siktobservationer har olika karakteristik.

Av de variationer i sikt som inte kan beskrivas med relativa fuktigheten kan 40 procent förklaras med övergång från uppehåll till regn eller snö, dvs genom att lägga till en parameter som antar värdet 0 för uppehåll, 1 för regn och 2 för snö kan nära 90 procent av variationen i sikt beskrivas och om vi dessutom tar hänsyn till nederbördsintensiteten kan vi förbättra resultatet ytterligare något.



Figur 50. Samband mellan observerad sikt och relativ fuktighet för automatstationer och manuella synoptiska stationer

För att skapa första gissningen i figur 48 har två ekvationer använts, en för nederbörd och en för uppehåll. Samband mellan relativ fuktighet och sikt enligt figuren ovan ges av

$$f(rh) = 1000 (7.58 + 122.2(1 - rh) - 100(1 - rh)**2)$$

som sedan har optimerats mot en längre dataserie som för uppehållsfall gav

$$sikt1 = 1.32f(rh) - 14361 \quad (\text{vid uppehåll})$$

Denna relation ger lägre siktvärden vid hög fuktighet än $f(rh)$. Orsaken till avvikelserna kan vara att relativa fuktigheten beräknats på olika sätt (skillnaden är störst vid låga temperaturer) och att observationsperioden inte varit densamma.

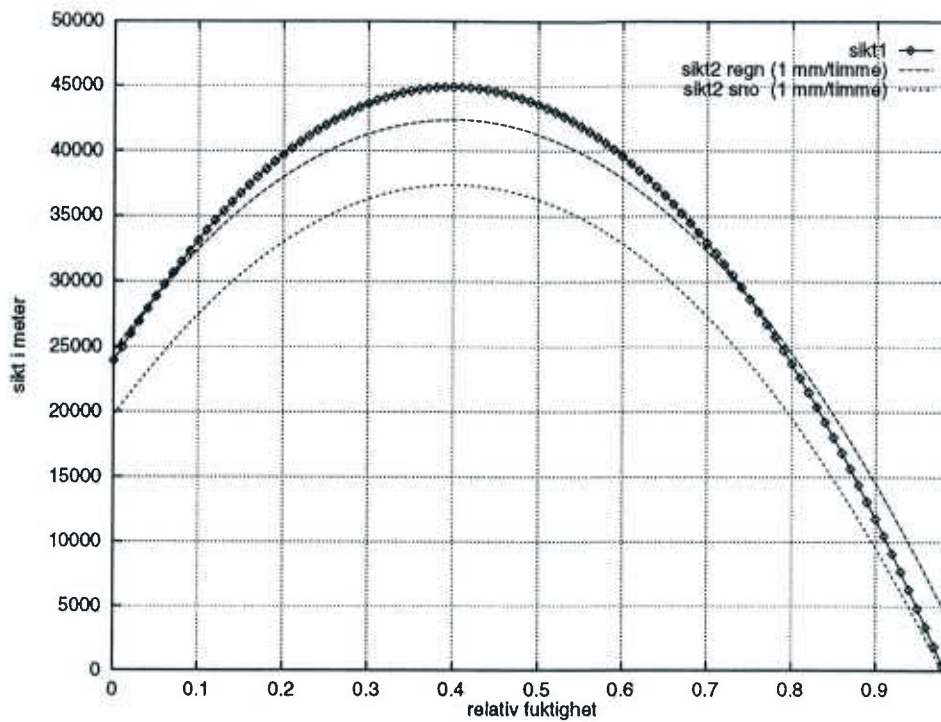
I fall av nederbörd används följande relation

$$sikt2 = 1.11f(rh) - 4970P_{typ} - 470R - 1100 \quad (\text{vid nederbörd})$$

där P_{typ} antar värdet 1 för regn och 2 för snöfall (dvs sikten minskar ungefär 5 km vid snöfall) och R anger nederbördsmängd (i mm) under 3 timmar. Nederbördstypen bestäms från analyserad T_{iw} enligt

$$P_{typ}(T_{iw}) = 1 + (1 - \exp((T_{iw} - 274.3) * 3.5)) / (1 + \exp((T_{iw} - 274.3) * 3.5))$$

Sambanden finns uppritade i figur 51 nedan



Figur 51. Använda relationer för att från analys av relativ fuktighet och nederbörd skapa ett första gissningsfält för sikt. Kurva sikt1 visar relationen mellan relativ fuktighet och sikt vid uppehåll och kurva sikt2 vid nederbörd (1 mm/timme) i form av regn respektive snöfall.

8. Molnanalyser

Från satellitdata kan man numera med hjälp av multispektrala klassningsmodeller (Karlsson 1996 a) i allmänhet väl beskriva molnigheten. De polära (NOAA) satelliterna ger här bättre möjligheter än de geostationära (METEOSAT). Det beror på att de levererar data med högre horisontell upplösning och från fler spektralband. Samtidigt har de en del svagheter, bl a täcker de inte alltid analysområdet, och ibland kan t ex låga solvinklar ge upphov till svårtolkad information. Det är därför viktigt att även kunna utnyttja observationer från geostationära satelliter. Av olika skäl har arbetet med att utveckla klassningsmodeller för dessa satellitdata inte prioriterats. Kanske främst för att den lägre kvalitén också ger mindre möjlighet till framgång.

Eftersom data från geostationära satelliter dels alltid finns tillgängliga och dels täcker hela analysområdet, har det trots den lägre kvalitén bedömts som angeläget att utnyttja dessa i analysen. Arbeta har därför lagts ner på att försöka förbättra den klassningsmodell som redan fanns.

Utöver nämnda klassade satellitdata, har traditionella synoptiska observationer, metar och data från automatstationer använts. Styrkan hos dessa observationstyper ligger framför allt i observation av molnbas men även i mängd låga moln, där satelliterna kan ha svårigheter.

Till första gissningen har data från Hirlam använts.

Molnanalyserna omfattar fyra områden; höjd till signifikant molnbas, total molnmängd, mängd låga moln samt molntoppshöjd.

8.1 Bestämning av molnmängd från IR-data

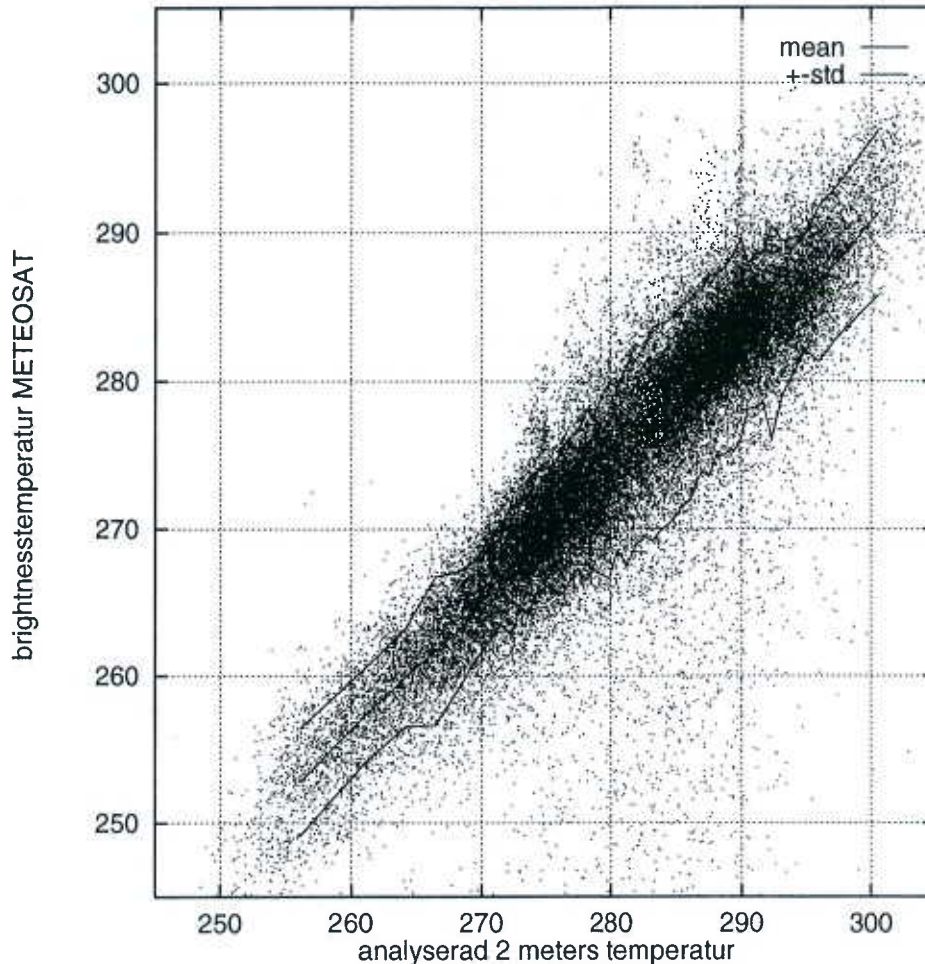
Det finns en metod, utvecklad vid SMHI, för att från IR-data från satellit (METEOSAT) avgöra om ett värde avspeglar värmestrålning från mark eller från moln. Metoden bygger på jämförelse mellan brightnessstemperatur och marktemperatur. För att försöka förbättra metoden har en del studier genomförts.

I figur 52 har analyserad 2-meterstemperatur plottats mot av METEOSAT observerad brightnessstemperatur vid klart väder (molnighet bestämd från synop). Data avser januari-november 1996 och har valts från den ljusa delen av dygnet när molnmängdsobservationer från synop är som tillförlitligast. En liknande figur har gjorts där av Hirlam prognoserad marktemperatur använts i stället för analyserad 2-meters-temperatur. Den figuren är i allt väsentligt likadan och presenteras därför inte här.

Av stapeldiagrammen i figur 53 framgår att det finns en viss årstidsvariation. Under juni är brightnessstemperaturen omkring 10 grader lägre än 2-meterstemperaturen, medan det under januari bara skiljer 4 grader. Variationerna runt medelvärdet är som störst under vår och försommar. Medelavvikelsen tycks till viss del följa temperaturen och därmed vatteninnehållet i luften. Emission från vattenånga kan alltså till

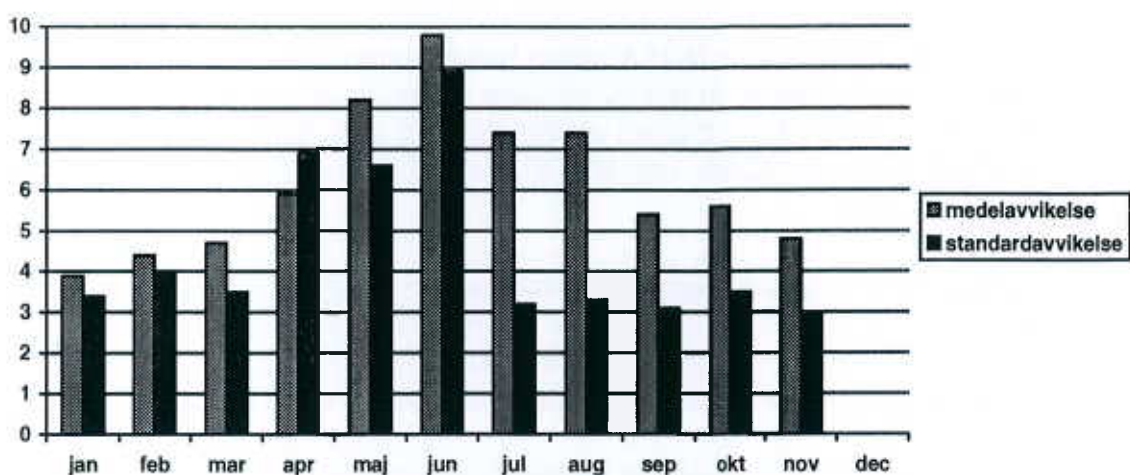
viss del förklara årsvariationen, men för den stora skillnaderna under maj-juni räcker den inte som förklaring.

En undersökning av temperaturskillnadens dygnsvariation, på data från april, visar ingen systematisk tendens över dygnet.



Figur 52. Spridningsdiagram av analyserad 2-meterstemperatur vid klart väder mot av METEOSAT observerad brihtnesstemperatur. Data är från perioden januari-november 1996 och omfattar drygt 45000 värden. Rms-avvikelse 8.5 grader, medelabsolutavvikelse 6.7 grader, medelavvikelse 6.5 grader och korrelation 0.83. Medelvärdet av standardavvikelsen runt regressionslinjen har beräknats till 5.4 grader.

Vid klart väder, kan vi som synes av figur 52, från analyserad 2-meterstemperatur uppskatta ett värde (väntevärde) på brihtnesstemperaturen från METEOSAT. Vi ser också att det finns en osäkerhet i väntevärdet och om denna uttrycks i standardavvikelse (5.4 grader enligt bildtexten), kan vi beräkna ett konfidenstervall för det uppskattade värdet. Vi kan därmed, med 95 procents säkerhet säga, att den observerade brihtnesstemperaturen inte bör avvika med mer än två standardavvikelser från väntevärdet. Om avvikelsern ändå är större är det troligt att det finns andra förklaringar än slumpen för detta och närmast till hands ligger att det är molnigt och att brihtnesstemperaturen är att hänföra till moln.



Figur 53. Månadsvisa värden av 2-meterstemperatur minus brightnessstemperatur från METEOSAT vid klart väder och motsvarande standardavvikelse

När skillnaden mellan brightnessstemperatur och 2-meterstemperatur avviker från den normala kan vi alltså dra slutsatser om molnigheten, nämligen att det är molnigt. Men om skillnaden är normal (för klart väder), kan vi däremot inte omedelbart dra slutsatsen att vädret verkligen är klart. Det beror på, att det kan finnas moln som har samma temperatur som vi har på 2 meters höjd. Vi har i dessa fall gjort en något subjektiv bedömning och vid denna använt uppgifter om den vertikala temperaturgradienten från Hirlam.

Vid en kraftig markinversion, kan samma temperatur som på 2 meter förekomma ganska högt upp i atmosfären, men eftersom även relativt höga moln motverkar inversioner, har vi ansett det troligast att vädret i en sådan situation är klart.

Om skiktningen skulle vara neutral eller labil, avtar temperaturen med höjden och alla moln bör ha lägre temperatur än vid 2 meter, dvs vi bedömer det som klart väder.

Om slutligen skiktningen är måttligt stabil i låga nivåer (0.3-1.7 grader/100 meter) kan det däremot mycket väl finnas framför allt låga moln som har samma temperatur som den vid 2 meter och vädret bedöms som molnigt.

Tidigare har Hirlams marktemperatur använts i stället för den analyserade 2-meterstemperaturen och detta fungerar i de flesta fall lika bra, men i fall med kraftig markinversion ger Hirlamdata märkbart sämre resultat.

8.2 Observationers åldrande

Eftersom observationer från NOAA sällan helt sammanfaller i tiden med de synoptiska observationsterminerna är det av intresse att veta hur snabbt informationsinnehållet minskar med tiden. För att få en uppfattning om detta har en mindre studie genomförts där klassade NOAA- och METEOSAT-bilder med olika tidsskillnader jämförts med varandra.

Det verkade då inte finnas någon systematisk skillnad i molnmängd mellan bilder från olika satelliter från samma tidpunkt. Vid en tidsskillnad av 3 timmar mellan satelliterna, observerades ett absolutfel på omkring 2/8. Jämförelsen baserar sig på ett litet material, och man bör därför inte dra alltför långtgående slutsatser av studien.

En annan, också mindre studie har baserats på synoptiska observationer från januari 1997. Den redovisas i tabell 9 nedan och visar ett något mindre medelabsolutfel.

tidsskillnad	maf	rms	antal
+3 timmar	1.24	2.32	36002
+6 timmar	1.74	2.90	35086
+9 timmar	2.10	3.33	34371
+12 timmar	2.31	3.53	34500

Tabell 9. *Persistens av moln. Jämförelse mellan observerad molnmängd på samma stationer efter ett visst antal timmar. Baserad på observationer från januari 1997. I tabellen avser maf medelabsolutfelet, rms roten ur medelvärdet av kvadraten på felet.*

Resultaten av dessa studier är naturligtvis i mycket hög grad beroende av vädersituationen. Informationen kan därför i vissa fall bli irrelevant betydligt snabbare än vad här nämnda siffror indikerar.

Observationer som avviker mer än 60 minuter från analystidpunkten används inte som indata till analyserna.

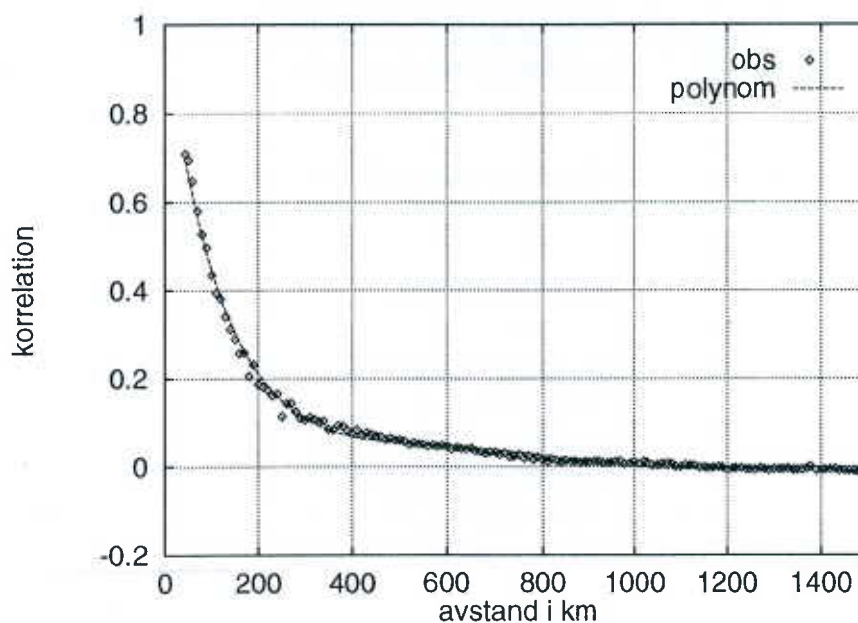
8.3 Något om analysmetoden

Optimal interpolation (OI) av en variabel förutsätter att denna existerar överallt i rummet och att den är kontinuerlig. Dessa villkor är varken uppfyllt för molnbas eller molntopp eftersom de inte är definierade i områden med klart väder, och dessutom i vissa fall kan göra diskreta hopp mellan olika molnskikt. Det är därför tveksamt om OI skall användas för analys av molnbas och molntopp. På grund av intresset för en objektiv kartläggning av variablerna, och i brist på en bättre metod, har vi försökt tvinga in problemet i den kanske inte helt optimala interpolationsmetoden, OI!

De diskreta hopp i molnbas och molntopp som kan förekomma är det inte mycket att göra åt. Att parametrarna ibland är odefinierade kan man möjligen bortse ifrån genom att betrakta analysvärdet som gällande om molnbas eller molntopp existerar. Till hjälp att tolka informationen kommer också analys av sannolikheten för, i första hand, observerad (signifikant) molnbas att produceras.

8.4. Strukturfunktioner

Korrelationen mellan första gissningsfel som funktion av avstånd har tagits från en jämförande studie av Hirlams moln och molnmängdsobservationer från klassade NOAA-data och visas i figur 54.



Figur 54. Strukturfunktion för total molnighet. Varje punkt representerar medelvärden av observationer inom ett avståndsintervall från punkten.

Vid beräkning av strukturfunktioner i analysen tas, på liknande sätt som vid temperaturanalys, hänsyn till höjd över hav och andel land/vatten i gridrutan.

8.5 Total molnmängd

8.5.1 Indata från Hirlam

Första gissningen tas från Hirlams totala molnighet. Från modellfälten beräknas också vertikala temperaturgradienten i varje gridpunkt mellan modellens lägsta nivå och

två modellnivåer uppåt i atmosfären. Den beräknade temperaturgradienten används i det molnklassningsschema för IR-data från METEOSAT som har beskrivits tidigare.

8.5.2 Satellitdata

I första hand används SCANDIA klassade NOAA bilder (Karlsson 1996) från PRO-SAT2 systemet. Om NOAA information saknas, används istället information från METEOSAT.

Speciellt vintertid kan problem med stora felklassade eller oklassade områden förekomma. Och inte heller vår och höst är helt problemfria. När solhöjden är mellan 2 och 6 grader, kan den låga solvinkeln i kombination med sned observationsvinkel från satelliten (den går inte rakt över området) medför att SCANDIA klassningen överskattar molnigheten. Dessa problem är vanligast strax efter 08 UTC under mars och oktober månad. Vid dessa tidpunkter tas molninformation istället från METEOSAT.

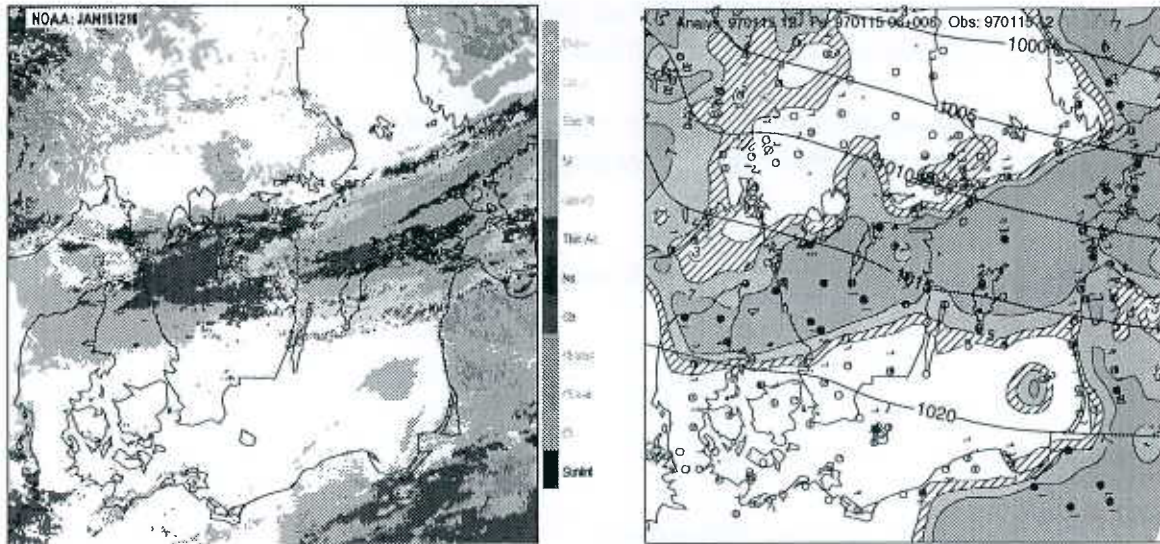
Försök pågår med att rätta till de här påtalade bristerna i klassningen.

8.5.3 Synop, Metar och automatstationer

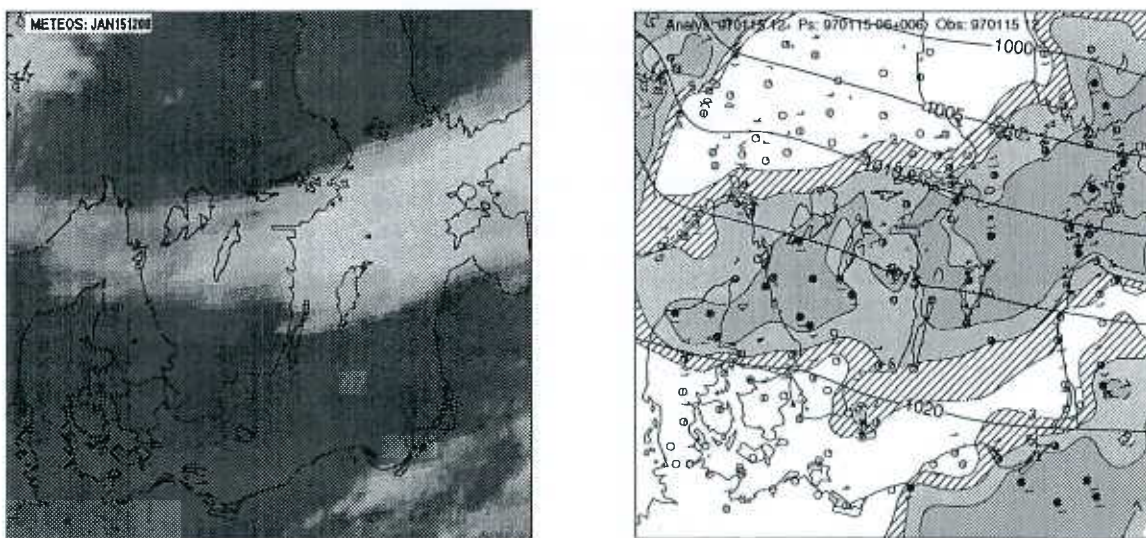
Synop- och metarstationernas molnmängdsobservationer är oftast av god klass. Problem kan dock förekomma nattetid och när solen står lågt. Det kan då vara svårt att observera höga moln på ett korrekt sätt. Vid sådana tillfällen kan man få svårigheter även i analysen eftersom satellitinformationen tolkas som moln medan synopobservationen oftast ger klart väder. SCANDIA-modellen är denna i dessa fall relativt tillförlitlig (Karlsson, personlig kommunikation) och att föredra framför manuella observationer.

Automatstationer kan inte observera molnighet över 3800 meter. Det innebär att molnmängdsobservationer från dessa stationer egentligen bara med säkerhet gäller vid rapporterat mulet väder. Detta beaktas ej i analysen av total molnmängd, utan observationerna behandlas som om moln över 3800 meter inte fanns. Molnmängden kan därför i vissa fall kan komma att underskattas. Om automatstationer som ej rapporterar mulet väder utesluts, blir observationsunderlaget för svenskt område väl glest.

8.5.4 Exempel på molnanalys



Figur 55. Analys av totalmolnighet den 15 januari 1997 klockan 12 UTC. Till vänster en klassas NOAA-bild där klart väder markerats vitt. Till höger motsvarande analys som förutom satellitdata utnyttjat synoptiska observationer och automatstationsdata. Sträckat 3-5, ljust skuggat 5-7, och mörkt skuggat 7-8/8 moln.



Figur 56. Som ovan men baserad på IR-data från METEOSAT, synop och automatstationsdata. I IR-bilden presenteras höga IR-väden som mörka och låga som ljusa.

8.6 Signifikant molnbas

Med signifikant molnbas menas höjden till de moln som dels ligger på samma höjd över marken och som dels täcker 3/8 eller mer av himlen. Signifikant molnbas kan därmed ibland saknas. Problemet med detta och att molnbasen ibland kan uppvisa diskreta hopp mellan olika molnskikt har tidigare diskuterats.

Den färdiga analysen kommer alltså bara att gälla för de områden där parametern är definierad. Var den gäller framgår av analysen av sannolikhet för signifikant molnbas.

Indata till analysen utgörs av synoptiska observationer, metar, automatstationsdata och modellfält från Hirlam.

8.6.1 Hirlam

Första gissningen tas från Hirlamdata.

Signifikant molnbas är ingen parameter som i dag postprocessas i Hirlam, men den kan härledas från modellnivåernas molnmängd. Kriteriet för vad som kallas signifikant har därvid ändrats från 3/8 moln till 2/8. På så sätt kompenseras till viss del för den spinnupptid som finns för molnvatten i Hirlam, och för att modellen, enligt undersökningar (Karlsson, 1996 b), även generellt har för lite moln.

I vissa sammanhang har en metod utvecklad av L. Bergås (Bergås, 1985) visat sig ge en bättre beskrivning av moln i gränsskiktet än vad kondensationsschemat i Hirlam gör. Det gäller framför allt vid stabil skiktning med stratus eller stratocumulus.

Metoden bygger på omblandning av luften i gränsskiktet. Höjden av detta beräknas därvid enligt Holtslags schema (Holtslag et al. 1993). Om man vid omblandningen får mättnad någonstans i gränsskiktet, antas molntäcke av signifikant mängd i gridpunkten. Om moln har bildats i toppen av gränsskiktet och dessa har en vertikal utsträckning som är större än 50 meter, används de i analysen, annars inte. Om omblandning inte ger några nya lägre moln, används den eventuella molnbas som tidigare fått från Hirlams modellfält.

Erfarenhet har visat att det är lämpligt att begränsa första gissningens molnbas till högst 5000 meter. Det molnbasvärdet ges även till de punkter som inte har någon signifikant molnbas.

8.6.2 Synop och metar

Eftersom signifikant molnbas bara kan observeras när den finns, kan inte data från alla observationsstationer utnyttjas. Enda sättet att få fler observationer är att ändra kriteriet för vad som är signifikant, men detta är inte önskvärt, och det skulle inte

heller lösa problemet med att parametern i bland är odefinierad, eftersom molnbas inte existerar vid klart väder.

Stationer med uppskattade värden ansätts ett större observationsfel än stationer med uppmätta. I de fall då en station har dimma vid observationstidpunkten, sätts den signifikanta molnbasen till 50 m.

8.6.3 Automatstationsobservationer

De observationer från automatstationer som används, kommer huvudsakligen från de OBS2000-stationer som har molnhöjdmätare. Försvarets MOMS stationer är alla utrustade med molnhöjdmätare och bör, när de är installerade våren -97, kunna ge ett viktigt tillskott av speciellt molnbasinformation.

Den högsta uppmätbara molnhöjden är 3800 meter för såväl MOMS- som OBS200-stationerna. Begränsningen har dock ingen större praktisk betydelse eftersom det operativa intresset är koncentrerat till lägre moln.

Algoritmerna för beräkning av antal åttondelar moln är i stort sett lika för stationstyperna. De tar båda hänsyn till mätdata från de senaste 30 minuterna, och dessa viktas inom tidsintervallet enligt ett speciellt schema. Det som skiljer åt är antalet laserskott under intervallet.

8.6.4 Molnbas från satellit

Efter principen att molnbas inte kan vara högre än molntopp (som kan observeras från satellit) går det faktiskt att få viss information om molnbas även från satellitdata. Avsikten är främst, att få åtminstone någon observation från områden där sådan annars i stor utsträckning saknas, t ex från havsområden.

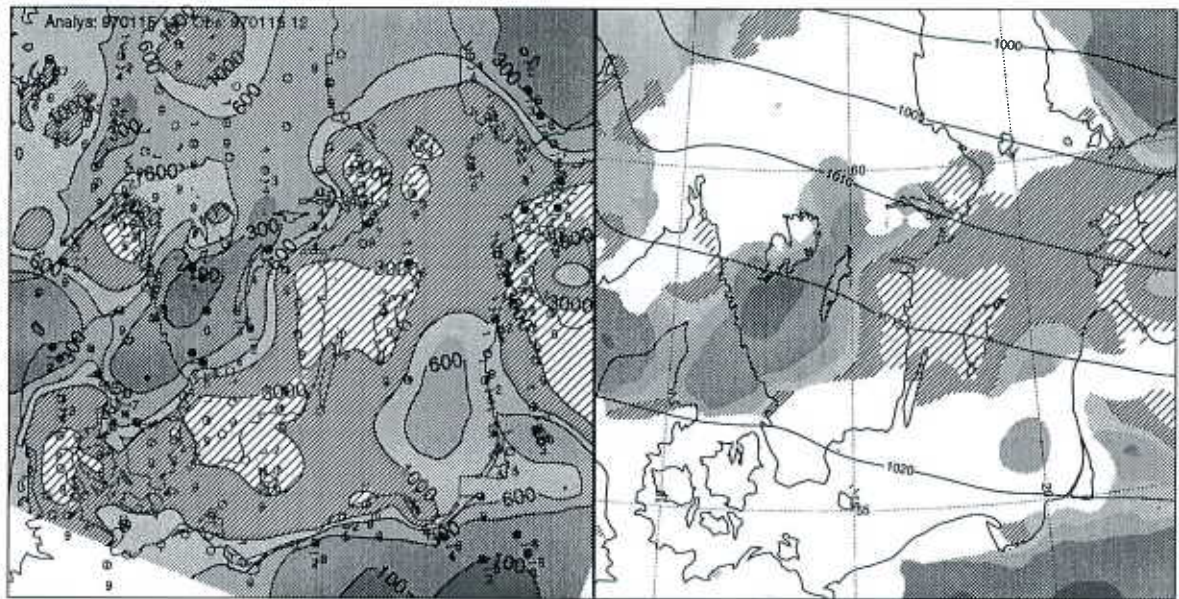
Från klassade NOAA-data kan t ex klassen stratusmoln användas. I detta fall sätts molnbasen till 300 meter. På liknande sätt kan ytterligare några klasser användas. Osäkerheten i dessa molnbasobservationer blir naturligtvis ganska stor, bl a på grund av att de värden man tvingas ansätta är schablonmässiga, men också för att klassningen måste vara helt korrekt. Det gör att observationsfelet kommer att bli relativt stort, och större än för t ex synop och metar.

8.6.5 Analys av sannolikhet för signifikant molnbas

För att kunna använda analys av signifikant molnbas måste man först avgöra var den gäller. Till hjälp för detta kommer analys av sannolikhet (eller frekvens) av observerad molnbas att finnas tillgänglig.

Första gissningen till denna analys skapas från analys av total molnmängd, där värdet i varje gridpunkt sätt till 1 om molnmängden är större än 3/8, och till 0 i övrigt. Alla molnobservationer omvandlas därefter till 1 om signifikant molnbas har observerats, och till 0 om den inte har observerats. Därefter genomförs analysen i vanlig ordning.

8.6.6 Exempel



Figur 57. Analys av signifikant molnbas gällande den 15 januari 1997. Analysen baseras på en första gissning från Hirlam-data, observationer från synop, metar, automatstationer och en klassad NOAA-bild. Molnbas över 1000 meter har streckats. Observera att signifikanta moln inte finns inom hela området. Analysen måste därför kombineras med andra data för att det skall framgå var signifikant molnbas finns. I figur b) har fältets maskats med analys av sannolikhet för observerad signifikant molnbas, som gräns har värdet 0.5 (50 procent) använts.

8.7 Mängd låga moln

Med mängden låga moln menas mängden av de moln som har en molnbas under 2500 m. Det bör noteras att det alltså kan finnas högre moln trots att analysen inte anger några (låga) moln.

Indata till analysen utgörs av synoptiska observationer, metar, automatstationsdata, satellitinformation och modellfält från Hirlam.

8.7.1 Hirlam

En första gissning skapas från Hirlamdata. Därvid beräknas den totala molnigheten under 2500 meters höjd över Hirlams topografi från molnighet på modellnivåer. Dessutom används samma omblandningsmetod som för signifikant molnbas. Genom en kombination av metoderna fås den totala mängden låga moln i varje gridpunkt.

8.7.2 Synop, metar och automatstationsobservationer

Alla synopstationer som observerar moln och molnhöjd används.

Även ur observationer från flygplatser, metar, extraheras molnmängdsinformation. Metarinformationen är betydelsefull när man önskar göra analys varje timme, eftersom synoptisk information bara finns var tredje timme. Det gäller utanför Sverige men även inom landet då synop från flygplatser blir mer och mer sällsynta.

Observationerna från automatstationer med molnhöjdmätare och molnberäkningsalgoritm används på samma sätt som synopinformation.

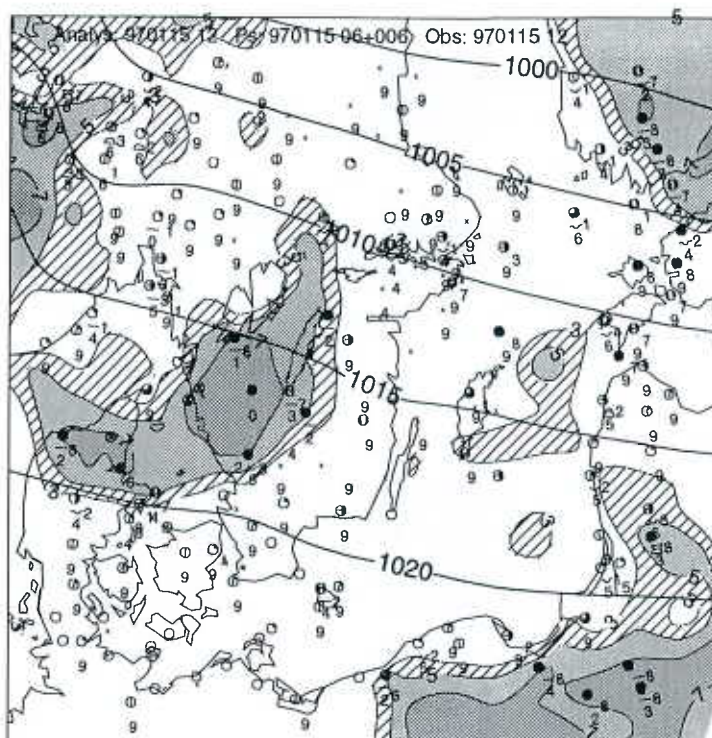
8.7.3 Molnmängdsobservationer från NOAA

I analysen av mängden låga moln kan viss information tas från de klassade NOAA-bilder som levereras av PROSAT2.

För klassen stratusmoln, kan vi t ex anta att molnbasen ligger på 300 meter och att molnen därmed kan betecknas som låga. På liknade sätt nyttjas ytterligare några klasser. I dag klassas en stor del av stratusmolnen som altocumulus men om analysen skall förbättras med satellitdata krävs givetvis att klassningen är korrekt. Observationer från SCANDIA-klassningen ges ett något större fel än de från synop och metar.

Om satellitinformationen är äldre än 60 minuter används den inte i analysen.

8.7.4 Exempel



Figur 58. Analys av mängd låga moln gällande den 15 januari 1997 klockan 12 UTC. Sträckat 3-5, ljus skuggat 5-7 och mörkt skuggat 7-8/8 moln. Analysen är baserad på synop, metar, automatstationsdata och dessutom klassade NOAA-data. Till första gissningen har data från Hirlam använts.

8.8 Höjd till molntopp

Vid analys av höjd till molntopp tas endast hänsyn till moln av signifikant mängd. Någon definition av signifikant mängd i samband med molntopp finns emellertid inte. För att få konsistens med motsvarande kriterium för molnbas, har 3/8 valts. I praktiken är också molnmängd under 3/8 av mindre intresse, och dessutom riskerar analysen att bli mycket splittrad om ett lägre värde väljs.

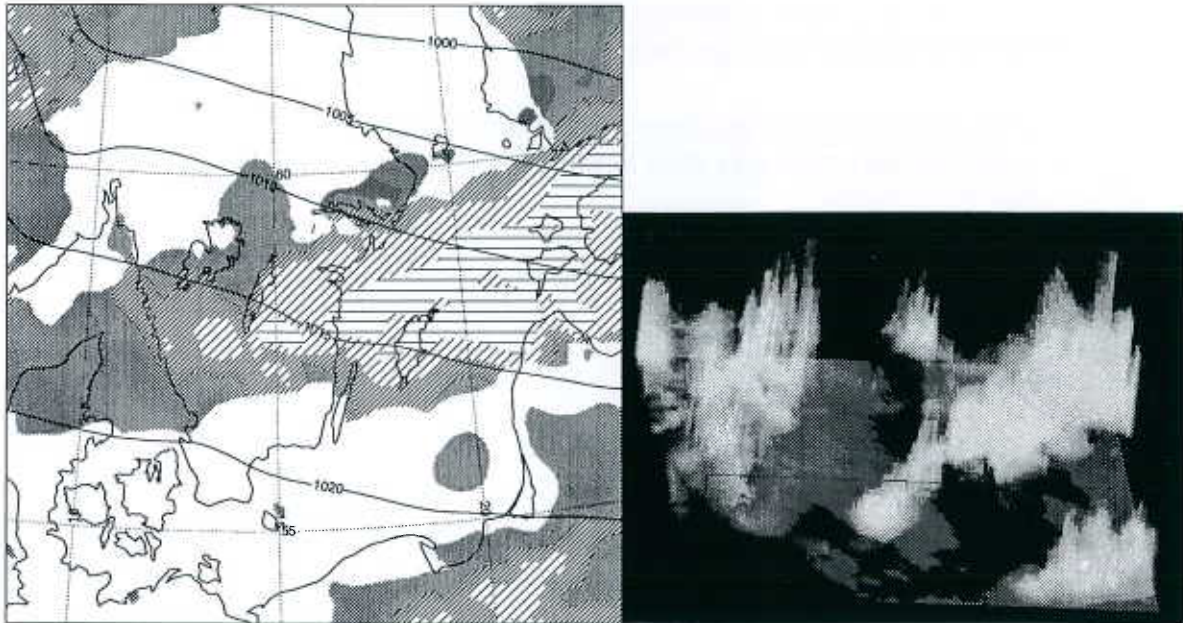
Metoden är i skrivande stund under fortsatt utveckling, men kan i korthet beskrivas på följande sätt:

- Hirlamdata används dels för att bestämma en första gissning och dels för att få information om den tredimensionella temperaturfördelningen. Den senare behövs för att uppskatta höjden till en från satellit observerade brightness-temperaturer.
- Observationer tas i första hand från NOAA-satelliterna. Därvid jämförs brightness-temperaturer beräknade från IR-data med temperaturer från Hirlam. En brightness-temperatur avspeglar molnöversidans temperatur endast om molnen är tillräckligt tjocka, annars påverkas den också av värmestrålning från lägre nivåer. IR-data används därför bara för moln som i molnklassningen markerats som

tjocka. För övriga klassade moln används schablonmässiga värden på molntopp (t ex sätts cirrus till 7500 meter).

- För områden där NOAA-data saknas görs en skattning med hjälp av METEOSAT-data.

8.8.1 Exempel



Figur 59. Analys av molntopp gällande den 15 januari klocka 12. Analysen har maskats med molnmängd så att endast områden med signifikant molnmängd finns med. Molntopp över 1000 meter har streckats. Till höger ett försök att illustrera molnanalyserna i tre dimensioner.

8.8.2 Utvecklingsmöjligheter

Rapporter från flygplan, det vill säga Airrep eller QBC, skulle kunna användas om rapporterna kodifieras på ett lämpligt sätt. Tills vidare kommer dock inga av dessa datatyper att utnyttjas.

Det som troligen skulle kunna ge störst förbättring är användning av en strålningsmodell (Whyte, 1996) för att bestämma molnöversidans temperatur. Det gäller främst i samband med tunna moln eftersom brightnessstemperaturen där inte är representativ för molnöversidan utan är ett vertikalt integrerat värde.

9. Betydelsen av olika observationssystem

9.1 Bakgrund

Analysystemet ger oss en möjlighet att, på ett objektivet sett, utvärdera betydelsen av olika observationer för kartläggning av väderparametrar.

Vissa typer av observationer är ibland behäftade med stora fel och om dessa inte ens i "felfria" fall tillför någon nämnvärd information, kan en uteslutning av sådana data förbättra tillförlitligheten hos analysen.

Vi kan också konstatera att en observation som inte tillför någon information till analysen naturligtvis kan uteslutas utan förlust. På så sätt görs analysen enklare och effektivare.

Studien kan dessutom utgöra en del av ett beslutsunderlag för den som vill skapa ett kostnadseffektivt observationssystem.

9.2 Metodbeskrivning

De parametrar som har studerats är nederbörd och temperatur. Eftersom nederbörd, som vi tidigare har sett, har olika skala beroende på integrationstid, har två olika intervall valts, nämligen 3 och 12 timmar. Ju mindre skala desto tätare observationer behövs.

Vid utvärderingen har jämförelse mellan observerade och analyserade värden gjorts. Vid denna jämförelse har endast observationer från synoptiska stationer och från SMHI:s automatstationer använts. Det analyserade värdet har erhållits genom en bikubisk interpolation av analysens gridpunktsvärden till observationsplatsen.

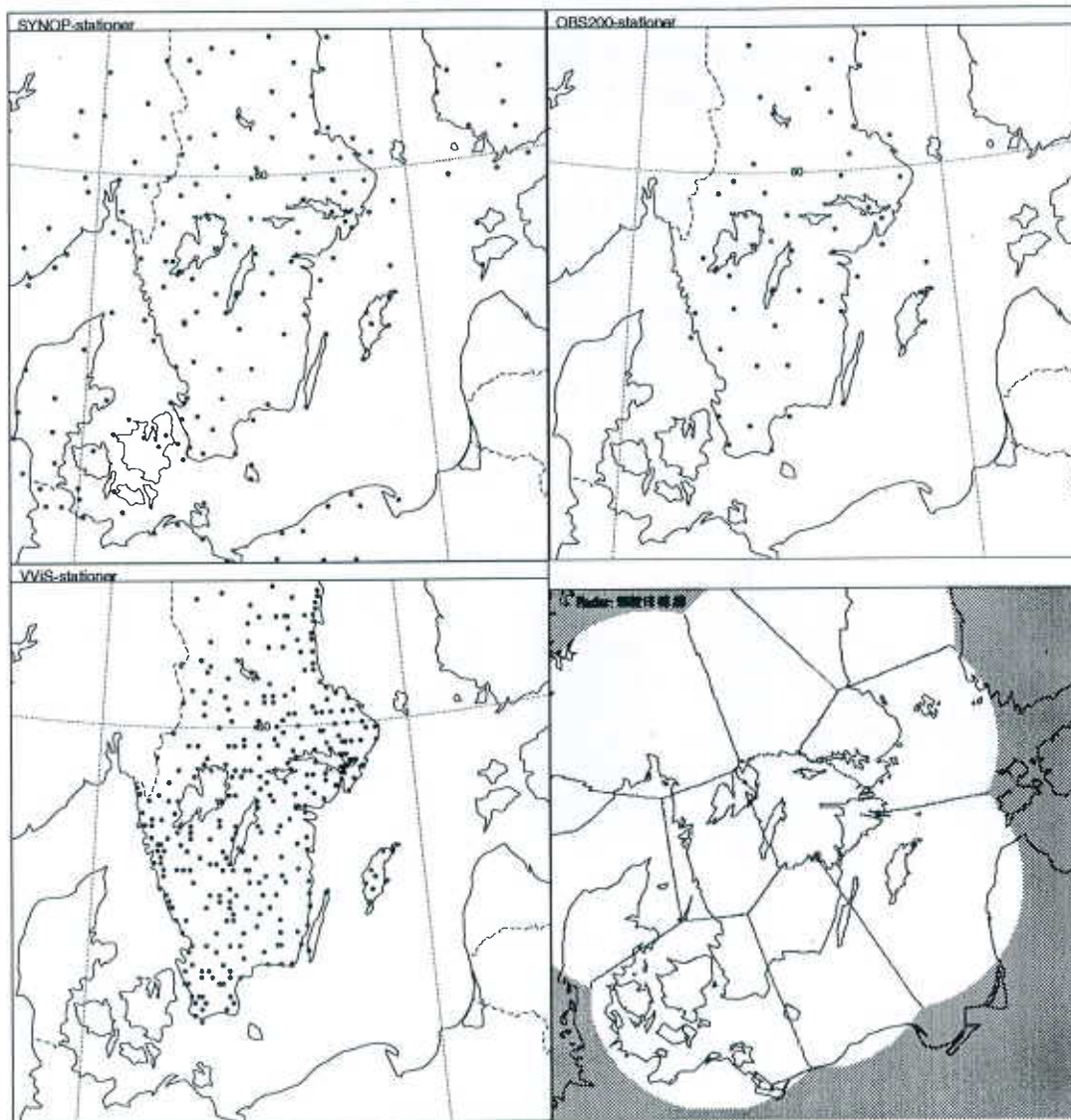
Vid tillfällen då synop- eller automatstationsdata har använts i analysen, har dessa observationer delats upp i 20 grupper. Därefter har 20 analyser genomförts, där en grupp i taget har uteslutits från analysunderlaget och i stället använts för utvärdering. På så sätt har 95 procent av alla synop eller automatstationer kunnat ingå i varje sådan analys. Dessutom har alla dessa observationer kunnat användas som oberoende verifikationsdata. Metoden kallas korsvalidering.

Eftersom vi jämför ytmedelvärden (från analysen) med punktvärden (från observationerna) är det naturligt att det finns en avvikelse mellan dessa värden, men om observationerna väljs slumpmässigt bör denna i medeltal vara så liten som möjligt. Optimal interpolation (analysmetoden) syftar just till att minimera denna avvikelse (i kvadrat) och antar samtidigt att det inte finns några systematiska fel i observationerna eller i den första gissningen. De mått som har valts vid utvärderingen är medelfel (i tabellerna nedan kallat fel), RMSE som står för Root Mean Square Error och slutli-

gen R^2 -värdet. Det senare anger korrelationen i kvadrat och motsvarar förklarad varians.

Analysen har genomförts med olika observationsunderlag, där en observationstyp i taget har tillkommit. I samtliga fall har Hirlam använts som första gissning.

Innan vi går vidare bör det påpekas att analysresultatet är beroende av hur observationerna behandlas i analysen. Detta beskrivs i andra delar av denna rapport.



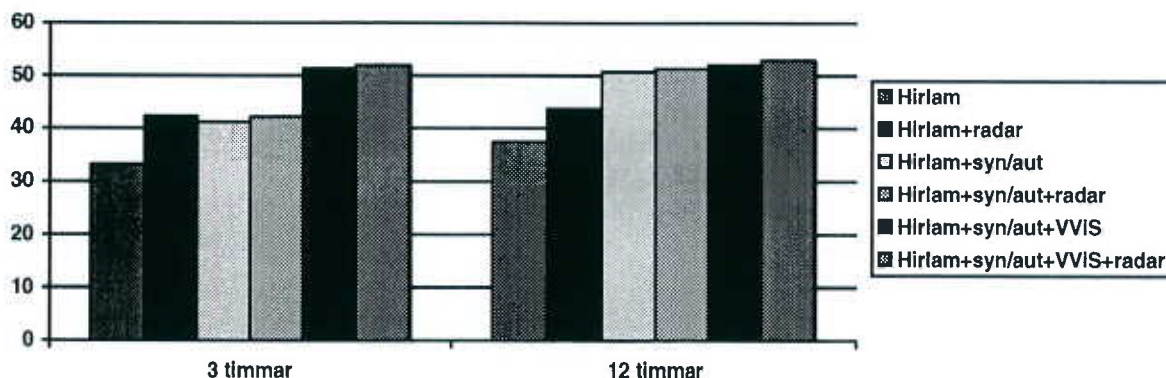
Figur 60. Exempel på använda nederbördsstationer (från den 16 februari 1996 klockan 06 UTC). Ovan stationer från vilka verifikationsdata tagits, till vänster synoptiska stationer (för 12-timmars analys) och till höger automatstationer (för 3-timmars analys). Nedan till vänster VVIS-stationer, och till höger radarstationer och deras täckningsområde. Analysområdets östra gräns har följt den baltiska kusten och den västra gått genom Sydnorge omkring 20 mil väster om Oslo.

9.3 Resultat nederbörd

Metoden är mycket beräkningskrävande och därför har ett antal dagar med nederbörd valts ut, totalt 18 dygn, från en period från mitten av oktober 1995 till slutet av mars 1996.

Eftersom vi endast har sparat radardata från södra Skandinavien, har jämförelsen mot oberoende observationer begränsats till detta område. Perioder med anomala radarekon har uteslutits. Resultatet kan därför sägas vara giltigt för vinterhalvåret då anomala ekon i stort sett saknas och då dessutom VViS-data finns tillgängliga. Om problemen med anomala ekon löses, är det möjligt att data från radar tillför relativt sett mer information under sommaren (p.g.a. radars goda täckning och det småskaligare vädret).

Det skall noteras att resultaten från de två integrationstiderna (3 och 12 timmar) inte är helt jämförbara. Det beror på att, för den korta integrationstiden har oberoende observationer endast utgjorts av automatstationsdata från OBS-2000 nätet (ADAC), medan synop använts för den längre perioden. Området har alltså varit något större för den längre integrationstiden och detta kan ha gynnat radar (som ju delvis täcker t ex Danmark) och missgynnat VViS (som saknas utanför Sverige).



Figur 61. Förklarad varians R^2 (jämför tabeller nedan)

	Fel	RMSE	R2
Hirlam	0.112	0.94	33.2
Hirlam+radar	0.098	0.76	42.3
Hirlam+auto	0.073	0.79	41.2
Hirlam+auto+radar	0.077	0.77	42.2
Hirlam+auto+VViS	0.050	0.69	51.4
Hirlam+auto+VViS+radar	0.050	0.68	52.0

Tabell 10. Ackumuleringstid 3 timmar. Jämförelse med 6552 observationer.

	Fel	RMSE	R2
Hirlam	0.455	2.35	37.4
Hirlam+radar	0.494	2.12	43.8
Hirlam+synop	0.140	1.79	50.7
Hirlam+synop+radar	0.243	1.82	51.3
Hirlam+synop+VViS	0.175	1.78	52.1
Hirlam+synop+VViS+radar	0.163	1.78	52.9

Tabell 11. Ackumuleringstid 12 timmar. Jämförelse med 10208 observationer.

Med "fel" i tabellerna avses systematisk avvikelse mellan analys och observation, dvs medelvärde av analys minus observation. Det innebär att Hirlam under denna period hade en viss överskattning av nederbörds mängden. Denna bias har sedan minskats med observationerna men det finns ändå kvar ett liten överskattning av nederbörds mängderna även i analysen.

Bästa överensstämmelse mellan analyserade och observerade värden uppnås i båda fallen (3 och 12 timmar) då så mycket data som möjligt har använts i analysen. Därmed kan man säga att alla observationssystem bidrar till att förbättra analysresultatet.

9.3.1 Synop och automatstationer

Under den period vi här har studerat, byggdes automatstationsnätet gradvis upp. I oktober 1995 fanns omkring 60 nederbörds mätande stationer och i början av 1996 var nätet i stort sett komplett, med omkring 100 stationer. Lite drygt hälften av dessa ligger inom verifikationsområdet. Eftersom det utöver automatstationsnätet fanns ett antal manuella stationer (numera knappt 50) som bara rapporterade var 12 timme, var observationsunderlaget för den längre perioden betydligt större. Detta avspeglas också i resultatet.

Betydelsen av SMHI:s markstationer för analysresultatet skiljer sig som synes markant mellan 3- och 12-timmarsanalyserna. För den längre perioden är förbättringen från enbart Hirlam dramatisk, medan det för den kortare är att jämföra med den från radar. Det sämre resultatet för den korta perioden kan säkert till största delen förklaras av nederbördens mindre rumsskala och de glesare observationerna.

9.3.2 VViS

Inom utvärderingsområdet har vägverket omkring 250 stationer som mäter nederbörds mängd.

När det gäller den kortare integrationstiden, kan vi se att VViS-data höjer analyskvaliteten markant. Att VViS-data betyder mindre för den längre tidsperioden, kan bero på att kvalitén med "Hirlam+synop" är bättre än "Hirlam+auto", dvs det är svårare att förbättra ett gott resultat än ett dåligt. Olika verifikationsområden kan också, som tidigare nämnts, ha påverkat resultatet.

9.3.3 Radar

Av tabellerna framgår att medelfelen ökar något när Hirlam och automat/synop kompletteras med radardata. Det tyder på att, det för valideringsperioden kan vara möjligt att hitta en bättre z/r-relation. Det skall påpekas att en sådan inte nödvändigtvis skulle förbättra R^2 -värdet, eftersom detta bara avspeglar samvariation runt medelvärden.

Om vi antar att kvalitén på radardata är likadan över land som över hav, så ser vi att radardata bidrar till analyskvaliteten över obsglesa områden, som t ex Östersjön. I andra områden är nyttan, för en kartläggning av nederbördsmängder, däremot mera tveksam.

9.3.4 Sammanfattning

När det gäller punktmätningar från synop, automatstationer och VViS, tycks det helt avgörande för analysresultatet vara observationstätheten.

Den förbättring av resultatet som dels noterats mellan ett glest automatstationsnät för 3-timmarsperioden och ett tätare synoptiskt nät för 12-timmarsperioden och dels när observationsunderlaget för 3-timmarsanalyserna kompletteras med VViS-data, antyder att automatstationsnät (även färdigutbyggt med 110 stationer) är väl glest. Detta gäller om det inte kompletteras med t ex VViS-data. Samtidigt kan vi notera att radardata inte räcker som komplement.

Vi ser också från 12-timmarsperioden att den tillskottsinformation som VViS-data där ger är ganska marginell. Det indikerar att på denna tidsskala skulle en utbyggnad av det synoptiska nätet i Sverige (för närvarande omkring 150 stationer) inte leda till några dramatiskt förbättrade möjligheter att beskriva nederbördens rumsliga variation.

En liknande studie där klimatstationsdata ingår kan möjligen ge ett säkrare underlag för slutsatser om nyttan av ett tätare observationsnät.

Slutligen kan vi notera att motivet för att driva radarstationer, där andra nederbördsobservationer finns, inte kan vara en kvantitativ kartläggning av nederbörd (åtminstone inte vintertid). Radarns styrka är i områden där andra observationer saknas.

9.4 Resultat temperatur

En liknande studie har gjorts för temperatur. Tidsperioden har varit samma som ovan men området har omfattat hela Sverige.

	Fel	RMSE	R2
Hirlam	0.562	2.58	91.3
Hirlam+synop	0.137	1.44	97.2
Hirlam+synop+VViS	0.163	1.39	97.5

Tabell 12. Jämförelse mellan observerad (23000) och analyserad temperatur med olika observationsunderlag.

Med "fel" menas som tidigare medelvärdet av analys minus observation. Vi ser att Hirlam har ett systematiskt fel på 0.5 grader (för varm) och en RMS avvikelse på 2.5 grader och att båda dessa värden minskas i analysen men att VViS-data inte förbättrat resultatet nämnvärt.

Det viktigt att notera att det är nederbördsrika dagar som har analyserats med relativt homogena temperaturförhållanden. I vådersituationer med större lokala variationer än under valideringsperioden, finns det anledning att tro att VViS-data kan förbättra analyskvaliteten mer än vad de här redovisade siffrorna visar.

Eftersom man tidigare talat om att Vägverkets stationer ofta placeras i köldhål, kan det väl närmast ses som ett kuriosa att VViS-data tycks leda till (obetydligt) högre analyserade värden än enbart synop.

10. Referenser

Anderson, E, N. Gustafsson, L.Meuller, G. Omstedt 1986. Development of meso-scale analysis schemes for nowcasting and very short-range forecasting. PROMIS-RAPPORTER nr 1 SMHI.

Bergeås, Lars, 1988. A bulk model for the unstable planetary boundary layer over the sea. A sensivity investigation. Department of Meteorology, Stockholm University, Report DM, No 51.

Carlsson, B.,1985. Vindförluster vid mätning av snönederbörd med SMHI-nederbördsräknaren. HO25 SMHI.

Carlsson B., Ivarsson K-I. (1996) Nederbördsprognoser för Drift av Vattenkraftsystem, lägesrapport mars 1996.

Eriksson B, (1983) Data rörande SVERIGES NEDERBÖRDSKLIMAT Normalvärden för perioden 1951-80. Rapport 1983:28

Førland E.J, Allerup P., Dahlström B.,Elomaa E., Jónsson T., Madsen H.,Perälä J., Rissanen P.,Vedin H.,Vejen F. (1996), MANUAL FOR OPERATIONAL CORRECTION OF NORDIC PRECIPITATION DATA, DNMI, Rapport nr. 24/96.

Gray, M. (1970). Handbook on the Principales of Hydrology, Water information center, inc. ISBN 0-912394-07-2.

Holtslag, A.A.M., B.A. Boville, 1993. Local Versus Nonlocal Boundary Layer Diffusion in a Global Climate Model. Journal of Climate, 6, 1825-1842

Karlsson, K-G, 1996 a. Cloud classifications with the SCANDIA model. SMHI Reports Meteorology and Climatology, No 67, 36pp.

Karlsson, K-G, 1996 b. Validation of modell cloudiness using satellite-estimated cloud climatologies, Tellus, 767-785.

Lindström G., M. Gardelin, B. Johansson, M. Persson, S. Bergström 1996. HBV-96 - En areellt fördelad modell för vattenkrafthydrologin, SMHI RAPPORTER HYDROLOGI, nr 12.

Lundberg, A. et al. (1994) Optical Precipitation Gauge - Determination of Precipitation Type and Intensity by Ligth Attenuation Technique, POLARTECH 1994.

Lönnberg, P.and A.Hollingsworth, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors. Tellus, 38A, 137-161.

Lönnberg, P and D.Shaw, 1987 (editors). ECMWF Data Assimilation - Scientific Documentation. ECMWF Research Manual 1. 10/87 2nd Edition.

Lönnberg, P. (1988) Development In the ECMWF Analysis System, ECMWF Seminar Proceedings 5-9 september 1988, sid 75-119.

Meuller, L., L. Robertson, E. Andersson and N. Gustafsson. 1990. Meso- γ Scale Objective Analysis of Near Surface Temperature, Humidity and Wind and its Application in Air Pollution Modelling. Promis-rapporter nr 11, oktober 1990.

Olsson, E., 1983. Undersökning av objektiv prognosmetod för vindens styrka och byighet.

Whyte, K. W., 1996. Height assignment of Meteosat-observed semi transparent cirrus for use in a mesoscale model, Proceedings for The 1996 Meteorological Satellite Data users' Conference. Vienna, 16-20 September 1996.

SMHIs publications

SMHI publishes six report series. Three of these, the R-series, are intended for international readers and are in most cases written in English. For the others the Swedish language is used.

Names of the Series	Published since
RMK (Report Meteorology and Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

Earlier issues published in serie RMK

- | | |
|---|---|
| 1 Thompson, T., Udin, I., and Omstedt, A. (1974)
Sea surface temperatures in waters surrounding Sweden. | 9 Holmström, I., and Stokes, J. (1978)
Statistical forecasting of sea level changes in the Baltic. |
| 2 Bodin, S. (1974)
Development on an unsteady atmospheric boundary layer model. | 10 Omstedt, A., and Sahlberg, J. (1978)
Some results from a joint Swedish-Finnish sea ice experiment, March, 1977. |
| 3 Moen, L. (1975)
A multi-level quasi-geostrophic model for short range weather predictions. | 11 Haag, T. (1978)
Byggnadsindustrins väderberoende, seminarieuppsats i företagsekonomi, B-nivå. |
| 4 Holmström, I. (1976)
Optimization of atmospheric models. | 12 Eriksson, B. (1978)
Vegetationsperioden i Sverige beräknad från temperaturobservationer. |
| 5 Collins, W.G. (1976)
A parameterization model for calculation of vertical fluxes of momentum due to terrain induced gravity waves. | 13 Bodin, S. (1979)
En numerisk prognosmodell för det atmosfäriska gränsskiktet, grundad på den turbulenta energiekvationen. |
| 6 Nyberg, A. (1976)
On transport of sulphur over the North Atlantic. | 14 Eriksson, B. (1979)
Temperaturfluktuationer under senaste 100 åren. |
| 7 Lundqvist, J.-E., and Udin, I. (1977)
Ice accretion on ships with special emphasis on Baltic conditions. | 15 Udin, I., och Mattisson, I. (1979)
Havsis- och snöinformation ur datorbearbetade satellitdata - en modellstudie. |
| 8 Eriksson, B. (1977)
Den dagliga och årliga variationen av temperatur, fuktighet och vindhastighet vid några orter i Sverige. | 16 Eriksson, B. (1979)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del I. Arealnederbörd. |
| | 17 Eriksson, B. (1980)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del II. Frekvensanalys av månadsnederbörd. |

- 18 Eriksson, B. (1980)
Årsmedelvärden (1931-60) av nederbörd, avdunstning och avrinning.
- 19 Omstedt, A. (1980)
A sensitivity analysis of steady, free floating ice.
- 20 Persson, C., och Omstedt, G. (1980)
En modell för beräkning av luftföroreningars spridning och deposition på mesoskala.
- 21 Jansson, D. (1980)
Studier av temperaturinversioner och vertikal vindskjuvning vid Sundsvall-Härnösands flygplats.
- 22 Sahlberg, J., and Törnevik, H. (1980)
A study of large scale cooling in the Bay of Bothnia.
- 23 Ericson, K., and Hårsmar, P.-O. (1980)
Boundary layer measurements at Klockrike. Oct. 1977.
- 24 Bringfelt, B. (1980)
A comparison of forest evapotranspiration determined by some independent methods.
- 25 Bodin, S., and Fredriksson, U. (1980)
Uncertainty in wind forecasting for wind power networks.
- 26 Eriksson, B. (1980)
Graddagsstatistik för Sverige.
- 27 Eriksson, B. (1981)
Statistisk analys av nederbördsdata. Del III. 200-åriga nederbördsserier.
- 28 Eriksson, B. (1981)
Den "potentiella" evapotranspirationen i Sverige.
- 29 Pershagen, H. (1981)
Maximisnödjust i Sverige (perioden 1905-70).
- 30 Lönnqvist, O. (1981)
Nederbördsstatistik med praktiska tillämpningar.
(Precipitation statistics with practical applications.)
- 31 Melgarejo, J.W. (1981)
Similarity theory and resistance laws for the atmospheric boundary layer.
- 32 Liljas, E. (1981)
Analys av moln och nederbörd genom automatisk klassning av AVHRR-data.
- 33 Ericson, K. (1982)
Atmospheric boundary layer field experiment in Sweden 1980, GOTEX II, part I.
- 34 Schoeffler, P. (1982)
Dissipation, dispersion and stability of numerical schemes for advection and diffusion.
- 35 Undén, P. (1982)
The Swedish Limited Area Model. Part A. Formulation.
- 36 Bringfelt, B. (1982)
A forest evapotranspiration model using synoptic data.
- 37 Omstedt, G. (1982)
Spridning av luftförorening från skorsten i konvektiva gränsskikt.
- 38 Törnevik, H. (1982)
An aerobiological model for operational forecasts of pollen concentration in the air.
- 39 Eriksson, B. (1982)
Data rörande Sveriges temperaturklimat.
- 40 Omstedt, G. (1984)
An operational air pollution model using routine meteorological data.
- 41 Persson, C., and Funkquist, L. (1984)
Local scale plume model for nitrogen oxides. Model description.
- 42 Gollvik, S. (1984)
Estimation of orographic precipitation by dynamical interpretation of synoptic model data.
- 43 Lönnqvist, O. (1984)
Congression - A fast regression technique with a great number of functions of all predictors.
- 44 Laurin, S. (1984)
Population exposure to SO_2 and NO_x from different sources in Stockholm.
- 45 Svensson, J. (1985)
Remote sensing of atmospheric temperature profiles by TIROS Operational Vertical Sounder.

- 46 Eriksson, B. (1986)
Nederbörds- och humiditetsklimat i Sverige under vegetationsperioden.
- 47 Taesler, R. (1986)
Köldperioden av olika längd och förekomst.
- 48 Wu Zengmao (1986)
Numerical study of lake-land breeze over Lake Vättern, Sweden.
- 49 Wu Zengmao (1986)
Numerical analysis of initialization procedure in a two-dimensional lake breeze model.
- 50 Persson, C. (1986)
Local scale plume model for nitrogen oxides. Verification.
- 51 Melgarejo, J.W. (1986)
An analytical model of the boundary layer above sloping terrain with an application to observations in Antarctica.
- 52 Bringfelt, B. (1986)
Test of a forest evapotranspiration model.
- 53 Josefsson, W. (1986)
Solar ultraviolet radiation in Sweden.
- 54 Dahlström, B. (1986)
Determination of areal precipitation for the Baltic Sea.
- 55 Persson, C. (SMHI), Rodhe, H. (MISU), De Geer, L.-E. (FOA) (1986)
The Chernobyl accident - A meteorological analysis of how radionuclides reached Sweden.
- 56 Persson, C., Robertson, L. (SMHI), Grennfelt, P., Kindbom, K., Lövblad, G., och Svanberg, P.-A. (IVL) (1987)
Luftföroreningsepisoden över södra Sverige 2 - 4 februari 1987.
- 57 Omstedt, G. (1988)
An operational air pollution model.
- 58 Alexandersson, H., Eriksson, B. (1989)
Climate fluctuations in Sweden 1860 - 1987.
- 59 Eriksson, B. (1989)
Snödjupsförhållanden i Sverige - Säsongerna 1950/51 - 1979/80.
- 60 Omstedt, G., Szegö, J. (1990)
Människors exponering för luftföroreningar.
- 61 Mueller, L., Robertson, L., Andersson, E., Gustafsson, N. (1990)
Meso- γ scale objective analysis of near surface temperature, humidity and wind, and its application in air pollution modelling.
- 62 Andersson, T., Mattisson, I. (1991)
A field test of thermometer screens.
- 63 Alexandersson, H., Gollvik, S., Mueller, L. (1991)
An energy balance model for prediction of surface temperatures.
- 64 Alexandersson, H., Dahlström, B. (1992)
Future climate in the Nordic region - survey and synthesis for the next century.
- 65 Persson, C., Langner, J., Robertson, L. (1994)
Regional spridningsmodell för Göteborgs och Bohus, Hallands och Älvsborgs län. (A mesoscale air pollution dispersion model for the Swedish west-coast region. In Swedish with captions also in English.)
- 66 Karlsson, K.-G. (1994)
Satellite-estimated cloudiness from NOAA AVHRR data in the Nordic area during 1993.
- 67 Karlsson, K.-G. (1996)
Cloud classifications with the SCANDIA model.
- 68 Persson, C., Ullerstig, A. (1996)
Model calculations of dispersion of lindane over Europe. Pilot study with comparisons to measurements around the Baltic Sea and the Kattegat.
- 69 Langner, J., Persson, C., Robertson, L., and Ullerstig, A. (1996)
Air pollution Assessment Study Using the MATCH Modelling System. Application to sulfur and nitrogen compounds over Sweden 1994.
- 70 Robertson, L., Langner, J., Engardt, M. (1996)
MATCH - Meso-scale Atmospheric Transport and Chemistry modelling system.
- 71 Josefsson W. (1996)
Five years of solar UV-radiation monitoring in Sweden.

- 72 Persson, C., Ullerstig, A., Robertson, L., Kindbom, K., Sjöberg, K. (1996)
The Swedish Precipitation Chemistry Network. Studies in network design using the MATCH modelling system and statistical methods.
- 73 Robertson, L. (1996)
Modelling of anthropogenic sulfur deposition to the African and South American continents.
- 74 Josefsson, W. (1996)
Solar UV-radiation monitoring 1996.



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel. 011-158000. Telex 644 00 smhi s.

ISSN 0347-2116