

Måling – bedre grundlag for håndtering af historiske nedbørsdata

Oprettelse af en ny stations- og observationsdatabase

Temarapport 1.1 i tværorganisatoriske samarbejde om tørke mellem DMI, GEUS og KDS

12. februar 2025

Jacob Dahl Jentzsch & Stefan Rethmeier



Danmarks Meteorologiske Institut



Kolofon

Serietitel	DMI-rapport
Titel	Måling – bedre grundlag for håndtering af historiske nedbørsdata
Undertitel	Oprettelse af en ny stations- og observationsdatabase
Forfatter(e)	Jacob Dahl Jentzsch & Stefan Rethmeier
Andre bidragsydere	[Andre bidragsydere]
Ansvarlig institution	Danmarks Meteorologiske Institut
Sprog	Dansk
Emneord	Tørke, nedbørsdata
URL	https://www.dmi.dk/publikationer/
ISSN	[Indsæt ISSN]
Versionsdato	12. februar 2025
Link til hjemmeside	www.dmi.dk
Copyright	Danmarks Meteorologiske Institut

Indhold

 \square

Bedre grundlag for håndtering af historiske nedbørsdata	4
Bitemporalitet	
Internationale standarder	5
Adskillelse af data- og servicelag	5
Kontinuerlig integration og udrulning	5
Konklusion	6

Bedre grundlag for håndtering af historiske nedbørsdata

For at opnå en dybdegående forståelse af tørke er et solidt datagrundlag essentielt. Dette kræver ikke blot omfattende nedbørsobservationer og stationsdata, men også en præcis historisk kontekst – eksempelvis oplysninger om, hvornår en station er blevet flyttet, eller hvordan data tidligere har været registreret. Hidtil har DMI haft flere forskellige stationsdatabaser, som hver har indeholdt forskellige delmængder af information om målestationerne, såsom placering, måleudstyr og aktive stationsperioder. Disse databaser var i nogen grad indbyrdes uafhængige og i visse tilfælde ikke konsistente ift. fx historiske aktive stationsperioder.

For bl.a. at skabe et bedre og mere robust nedbørsobservationsgrundlag, har DMI udviklet en ny stations- og observationsdatase, som nu er autoritativ datakilde til den information som findes i DMI's andre stationsdatabaser. DMI's andre stationsdatabaser vil i fremtiden blive udfaset, efterhånden som DMI's systemer tilrettes til at anvende den nye database (se fig. 1).



Figur 1: Den tidligere, nuværende og fremtidige håndtering af stationsdata på DMI.

Bitemporalitet

Modsat de tidligere databaser understøtter den nye database bitemporalitet/dobbelthistorik¹ for observationer og for metadata om de enkelte målestationers karakteristika. Anvendelsen af bitemporalitet gør det nu muligt at fremsøge data baseret på både virkningstid og registreringstid:

- Virkningstid Hvad var gældende på et givent tidspunkt
- Registreringstid Hvornår blev det registreret, hvad der var gældende

¹ Læs nærmere om bitemporalitet/dobbelthistorik på Datafordelerens hjemmeside: https://datafordeler.dk/vejledning/grunddata/datamodel/bitemporalitet/

Dette giver mulighed for en markant større sporbarhed ift. historik, således at det til enhver tid er muligt at finde frem til det historiske datagrundlag for en konkret beregning eller modelkørsel (se fig. 2). Det vil fx altid være muligt at finde tilbage til, hvordan et givet datasæt så ud på et givet tidspunkt.



Figur 2: Grafisk illustration af virningstid og registreringstid vha. revisioner.

Internationale standarder

Den nye stations- og observationsdatabase, og det tilhørende API, er designet med baggrund i internationale standarder. WMO's WIGOS metadatarepresentationsmodel anvendes fx til at beskrive data om stationer, mens Open Geospatial Consotium's (OGC's) Observation & Measurement Standard (O&M) anvendes til at beskrive observationer. API'er er ligeledes designet med udgangspunkt i OGC API – Features-standarden. Herudover følges almindelige IETF-standarder i forhold til fx tidsstempler og outputdataformater.

Den nye database er således designet med fokus på let tilgængelig dataudveksling mellem databasen og relevante modtagesystemer gennem dens standardiserede API.

Adskillelse af data- og servicelag

Databasen er designet med udgangspunkt i princippet om adskillelse af data- og servicelag. Det betyder, at servicelaget (API'et) håndterer forretningslogik, mens eksterne brugere ikke har kendskab til datalagets organisering (den egentlige database). Dette muliggør ændringer i datalaget (databasens struktur) uden konsekvenser for brugerne.

Samtidig kan flere versioner af API'et være i produktion samtidigt, hvilket gør det muligt at opgradere eller ændre modtagesystemerne individuelt, når det er nødvendigt pga. ændringer i API'et. Dermed undgår man at skulle opdatere alle modtagesystemer samtidig, hvilket var en udfordring i den tidligere løsning, hvor ændringer i databasen nødvendiggjorde samtidige opdateringer af alle modtagesystemer.

Der er således tale om en modulær arkitektur, hvor hver del af løsningen håndterer én specifik opgave, så forskellige funktionaliteter og ansvarsområder holdes adskilt. Det bidrager til at reducere kompleksiteten, forbedre vedligeholdelsen og gør det lettere at ændre eller videreudvikle løsningen.

Kontinuerlig integration og udrulning

Alle systemkomponenter og konfigurationer er i den nye løsning er under versionsstyring og bygges, testes og idriftsættes automatisk vha. af kontinuerlig integration og udrulning (Continuous Integration and Continuous

Deployment, CI/CD). Dette gør det muligt at implementere flere små, selvstændige ændringer i løsningen, som til gengæld kan idriftsættes oftere og hurtigere.

Samtidig sikrer automatiserede tests, at løsningen valideres før udrulning, at løsningens tilstand altid er kendt, og at det er muligt at rulle tilbage om nødvendigt. Dette giver en række fordele, herunder øget udviklingshastighed og forbedret driftsstabilitet.

Konklusion

Udviklingen af den nye database bidrager i høj grad til en mere ensartet håndtering af DMI's stations- og observationsdata, da data fremadrettet kun lagres og vedligeholdes i én autoritativ database, som er kilden for alle registreringer. Dette er centralt, når man skal undersøge tørke, hvor præcise og konsistente data om nedbør og stationsforhold er nødvendige for at kunne identificere og forstå tørkeforløb over tid.

Derudover er databasens bitemporalitet en afgørende tilføjelse ift. datahistorik, da det muliggør viden om, hvad vi vidste om data og ændringer i data på et hvert givent historisk tidspunkt. Dette vil altid gøre det muligt at udtrække det præcise datagrundlag for en given historisk databehandling.

Udviklingsmæssigt er databasen baseret på moderne teknologier, designprincipper og standarder, som mindsker risikoen for fejl og bl.a. muliggør nemmere vedligehold, videreudvikling og udveksling af data. Dermed skaber databasen et mere solidt fundament for undersøgelser af tørke.



Diskontinuiteten for nedbør

Foreløbige resultater for wetting- og fordampningstab og rumlig information om nedbør vha. radardata

Temarapport 1.2 i det tværorganisatoriske samarbejde om tørke mellem DMI, GEUS og KDS

DMI Rapport 24. januar 2025

Flemming Vejen og Henriette Clara Sophie Rilling



Danmarks Meteorologiske Institut



 $\langle m \rangle$





Kolofon

Serietitel	DMI-rapport
Titel	Diskontinuiteten for nedbør
Undertitel	Foreløbige resultater for wetting- og fordampningstab og rumlig information om nedbør vha. radardata
Forfatter(e)	Flemming Vejen og Henriette Clara Sophie Rilling
Andre bidragsydere	Kasper Frøstrup Andersen, Simon Yde Sørensen
Ansvarlig institution	Danmarks Meteorologiske Institut
-	
Sprog	Dansk
Sprog Emneord	Dansk Nedbørmålinger, korrigeret nedbør, korrigeret nedbør, diskontinuitet, fordampningstab, wettingtab, radarnedbør
Sprog Emneord URL	Dansk Nedbørmålinger, korrigeret nedbør, korrigeret nedbør, diskontinuitet, fordampningstab, wettingtab , radarnedbør https://www.dmi.dk/publikationer/
Sprog Emneord URL ISSN	Dansk Nedbørmålinger, korrigeret nedbør, korrigeret nedbør, diskontinuitet, fordampningstab, wettingtab , radarnedbør https://www.dmi.dk/publikationer/ [Indsæt ISSN]
Sprog Emneord URL ISSN Versionsdato	Dansk Nedbørmålinger, korrigeret nedbør, korrigeret nedbør, diskontinuitet, fordampningstab, wettingtab , radarnedbør https://www.dmi.dk/publikationer/ [Indsæt ISSN] 24. januar 2025
Sprog Emneord URL ISSN Versionsdato Link til hjemmeside	Dansk Nedbørmålinger, korrigeret nedbør, korrigeret nedbør, diskontinuitet, fordampningstab, wettingtab , radarnedbør https://www.dmi.dk/publikationer/ [Indsæt ISSN] 24. januar 2025 www.dmi.dk

Indhold

 \square

Resumé	. Fejl! Bogmærke er ikke defineret.
Indledning	6
Bestemmelse af wettingtab for Geonor og Pluvio ² Baggrund for wettingtab	8
Teoretisk baggrund for af fastlægge et årstidsafhængigt wettin	gtab9
Wettingtab i relation til meteorologiske forhold og målernes fys	siske dimensioner12
Foreløbige månedsværdier for wettingtab for Pluvio ²	13
Foreløbige månedsværdier for Geonors wettingtab	14
Diskussion af resultater for wettingtabet for Pluvio ² og Geonor	15
Foreløbige resultater for fordampningstabet for Rimco Hypotese for fordampningstabet	15
Fordampningsprocesser i Rimco-måleren	17
Et første simpelt overslag over fordampningstabets størrelse	19
Analysestrategi	19
Testopstilling	
Resultater fra laboratorietests	
Test af fordampning ved vindstille og tør syphon	21
Test af fordampning ved mindre vindpåvirkning og tør syphon.	
Test af fordampning ved vindstille og blokeret syphon	23
Vurdering af fordampningstests	24
Det videre arbejde med Rimco fordampningstest	25
Radarberegning af rumlig nedbørfordeling før og efter 2011 Indledning	26
Generering af QPE-felter baseret på historiske radardata	
Omformning af rå radardata til reflektivitet	
Støjfiltrering	
Korrektion for bias	
Tidsinterpolation	
Beregning af QPE-felter	
Nedbørmålerdata	
Tidsintervallet	

 $\langle \overline{1} \rangle$

Begrænsninger	
Anbefalinger for videre aktiviteter	
Konkluderende bemærkninger	
Referencer	40
Tidligere rapporter	42

Indledning

Denne rapport rapporterer resultaterne af et delprojekt i tørkeindsatsen, hvis målsætning er at udvikle metoder og værktøjer til håndtering af tørke. Projektet er finansieret af FR24 (Forskningsreserven for 2024). Delprojektet fokuserer på mere præcist end hidtil at fastlægge størrelsen af visse fejlkilder på nedbørmåling og opgøre arealfordelingen af nedbørmængde.

Med udgangen af 2010 blev den manuelle Hellmann-måler i det tidligere klimatologiske nedbørmålenet taget ud af drift, hvorefter nedbørnettet udelukkende har bestået af de automatiske målere Rimco, Geonor og Pluvio². Samtidig skete der en ændring i målernettets beskaffenhed gående fra et homogent nedbørnet før til et inhomogent net efter 2011 med stor koncentration af nedbørmålere i de største byer og lav koncentration i mange landområder.

I forbindelse med denne ændring er der konstateret et homogenitetsbrud i korrigeret nedbør¹, idet den årlige korrigerede nedbørmængde efter 2011 er ca. 6 % lavere end årene før (Andersen et al, 2021). Det samme brud ses ikke for målt nedbør. Den korrigerede nedbørmængde regnes for den sande nedbør til overfladen, idet der er korrigeret for en række fejlkilder, der giver tab af nedbør.

Korrigeret nedbør benyttes af myndighederne til bl.a. at beregne udledninger af kvælstof og fosfor fra vandløbene til havmiljøet, som hvert år skal rapporteres til EU, og i forbindelse med tørkevarsling er det afgørende at kende, hvor meget vand der reelt tilføres det hydrologiske kredsløb fra nedbøren. Det er således en vigtig opgave at finde ud af, hvor denne forskel på 6 % kommer fra og gøre korrektion af nedbør mere præcis.

Indtil videre er der fundet forklaringer på omkring 1/3-del af de 6 %, i hovedsagen i kraft af en foreløbig opgradering af korrektionsmodellen for Pluvio². Der er flere hypoteser for den resterende del af diskontinuiteten. Disse kredser om korrektionsmodellen for nedbør for Pluvio², wetting- og fordampningstabet for nedbørmålere samt ændringen fra et manuelt og homogent til et automatiseret, udtyndet og inhomogent nedbørmålernet.

Følgende fokusområder adresseres i nærværende rapport:

- Undersøgelse af wettingtabet for nedbørmålerne Pluvio² og Geonor.
- Undersøgelse af fordampningstabet for Rimco-nedbørmåleren.
- Anvisning af mulige løsninger til kompensation for rumlig usikkerhed i opgørelser over nedbørmængde før og efter 2011 vha. nedbørfelter beregnet på basis af radardata.

Målet er at finde svar på, om og i givet fald med hvor meget, hver af disse områder bidrager til diskontinuiteten, og om der kan udvikles metoder til at kompensere for tab i beregningen af korrigeret nedbør.

Rapporten fremkommer ikke med de endelige løsninger på alle ovenstående punkter. Først gennemgås hypoteser og foreløbige resultater for undersøgelse af wettingtab, dernæst fokuseres der på foreløbige resultater for fordampningstabet for Rimco med anvisninger for

¹ Korrektion for bias, der skyldes vindens påvirkning af målingen og wettingtab.



det videre arbejde for at nå i mål med disse punkter. Endelig gennemgås arbejdet med at udvikle en software-prototype til brug for radarberegnet nedbørfordeling for perioden før og efter diskontinuiteten i 2011.

Den nuværende foreløbige korrektionsmodel for regn for Pluvio² bidrager muligvis med systematisk bias på det generelle korrektionsniveau i Danmark. Udvikling af en endelig model afventer indsamling af tilstrækkeligt med data fra DMI's testfelt i Silstrup og er således ikke en del af nærværende rapportering.



Baggrund for wettingtab

I arbejdet med at finde årsager til diskontinuiteten, eller homogenitetsbruddet, i korrigeret nedbør omkring 2011 (Andersen et al, 2021), er der bl.a. fokus på wettingtabet. Dette tab skyldes, at der altid vil hænge en mindre del af nedbøren fast på målerens indre overflade og herefter langsomt forsvinde ved fordampning. Dette tab må ikke forveksles med fordampningstabet, der sker fra den fri vandoverflade af den opsamlede nedbør.

For den manuelle Hellmann-måler, der blev anvendt ved DMI indtil 2010, er der ved en række laboratorie- og feltforsøg tidligere blevet fastlagt et wettingtab, der kan opgøres og korrigeres for pr. nedbørdøgn hen over året (Allerup og Madsen, 1979). Der er også fastlagt et årstidsvariabelt wettingtab for Rimco-måleren (DMI, 2014).

For den type automatiske nedbørmålere, der vejer nedbøren, har antagelsen hidtil været, at wettingtabet er fraværende, idet nedbør fastholdt på en målers indre overflade i princippet bliver vejet med. Denne antagelse optræder flere steder i litteraturen, f.eks. Andersson et al (2012) som fremfører, at "weighing gauges are not subjected to a wetting loss like volumetric gauges", og Wang et al (2023), der om vejemålere nævner, at "in contrast to manual precipitation gauges, no wetting loss or evaporation loss occurs, and wind-induced errors are the main systematic errors".

Efter 2011 er der derfor kun korrigeret for wetting for nedbørmålinger med Rimco, mens målinger med Geonor og Pluvio² ikke er korrigeret for dette tab. Det har dog længe været diskuteret, om ikke der alligevel er et vist niveau af tab, idet der er en stump indre overflade på begge målere, hvor nedbør kan hænge fast og *ikke* bliver vejet med (figur 1). Dette er baggrunden for at undersøge, hvor meget vand der rent faktisk *kan* hænge fast på disse overflader.



Figur 1. Skitser for Pluvio² (t.v.) og Geonor T200-B (t.h.). Med gråt er markeret den del af målerne, hvor den indre overflade kan tilbageholde nedbør ved adhæsion, og som ikke bliver vejet med.



Teoretisk baggrund for af fastlægge et årstidsafhængigt wettingtab

ldet wetting er defineret som den mængde vand, der kan sidde fast på en målers indre overflade pga. adhæsion, bestemmes wetting i al sin enkelthed ved at fastslå målerens vægt før og efter, den relevante del af den indre overflade er blevet gjort våd og er dryppet af.

ldet der kan være usikkerhed forbundet med vejning, befugtning af overfladen og afdrypning, skal der gennemføres et så tilpas antal vejninger, at der kan laves analyser af spredningen og beregnes en usikkerhed på den fastlagte wettingværdi. Der skal være nok målinger til at påvise, at fordelingen hverken er højre- eller venstreskæv.

Der er imidlertid langt fra en eksperimentel værdi til det reelle klimatologiske og daglige wettingtab under de meteorologiske forhold, målerne er udsat for ved opstilling i Danmark.

Wettingtabets årstidsvariation i felten er tidligere blevet beregnet for den manuelle Hellmannmåler, ligesom wettingtabet for denne målers enkelte bestanddele er blevet fastlagt, dvs. laboratoriemålinger af hvor meget vand der kan hænge fast på overfladen af den øverste del af måleren (tragt og inderside) og den underste del (målerkanden). Ideen er nu at overføre denne viden til både Geonor og Pluvio² ved at se på, hvor meget vand disse målere kan fastholde i forhold til Hellmann-målerens øverste del.

For at forstå denne idé, er vi først nødt til at se på, hvordan Hellmann-målerens wettingtab i sin tid blev fastlagt (Allerup og Madsen, 1979). Først blev der fastslået en eksperimentel værdi for wettingtabet ved laboratorietests. For målerens nederste del (målerkanden) blev der fundet en værdi på 0,1 mm, som afhang svagt af nedbørmængden. Det var straks vanskeligere at bestemme wettingtabet for den øverste del, idet størrelsen af det areal, der bliver "wettet", kan påvirkes af nedbørens varighed og intensitet samt af, hvor meget nedbørpartiklernes baner afviger fra lodret.

Det er wettingtabet for overdelen, vi er interesserede i, da det gælder for en indre overflade, der er frit eksponeret for nedbør. Tabet blev fastlagt ved at lave kunstig nedbør i laboratoriet, og der blev fundet et gennemsnitligt wettingtab på 0,1 mm pr. kunstige event. Dette ligger meget tæt på testresultater fra Sevruk (1974), som fandt et gennemsnitligt wettingtab på 0,11 mm i intervallet 0,05-0,20 mm for Hellmann-måleren. Intervalbredden giver et indtryk af usikkerheden på wettingtabet.

En ting er laboratorietests, noget helt andet wettingtabet ude i felten. Wettingtabet for en vilkårlig periode kan være sammensat af nedbørperioder, hvor den vådtede overflade kun delvis når at udtørre. En komplet bestemmelse af tabet skal derfor tage højde for udtørringstiden, T_u , som er den tid, det tager for overdelen at tørre efter en nedbørhændelse.

Der blev udført 39 eksperimenter i felten hen over alle årstider for at fastlægge en relation mellem T_u og potentielle fordampning. Relationer af formen $T_u=\alpha E_{pot}^{\beta}$, hvor α og β er empiriske konstanter, blev korreleret til punkter fra eksperimentet. For målerens overdel blev der fundet værdierne $\alpha = 15$ og $\beta = -2/3$ (Allerup og Madsen, 1979), se figur 1.

Dermed kunne det sande wettingtab for Hellmann-måleren bestemmes for virkelige nedbørhændelser ved at beregne hver enkelt tørvejrsperiodes bidrag til det samlede wettingtab. Dette blev gjort ved at benytte timeværdier af E_{pot} fra slutning af én regnhændelse til starten på den næste samt tidslængde, T, med tørvejr. Ved således at tage højde for helt



Årstidsfordelingen af wettingtabet blev herefter beregnet ved at sammenholde et års pluviografdata fra St. Hareskov med udtørringstiden T_u , som løbende blev beregnet vha. den lokalt bestemte empiriske relation mellem T_u og potentiel fordampning, E_{pot} . Månedlige værdier af det totale wettingtab pr. nedbørdøgn blev udledt og fundet til at variere fra 0,10 mm/nedbørdøgn i december og januar til 0,25 mm/nedbørdøgn i juni og juli (tabel 1). Disse værdier gælder for regn.

Tabel 1. Wettingtab i mm pr. nedbørdøgn med regn for Hellmann-måleren og for dens overdel (Allerup og Madsen, 1979, 1980, Vejen, Allerup og Madsen, 2000, Elomaa, FMI (Finnish Meteorological Institut, pers. Komm.). Måleren er ikke forsynet med snekors.

	J	F	M	A	М	J	J	A	S	0	N	D
Hele måleren	0,10	0,11	0,14	0,19	0,23	0,25	0,25	0,23	0,20	0,16	0,12	0,10
Målerens overdel	0,075	0,083	0,105	0,143	0,173	0,188	0,188	0,173	0,150	0,120	0,090	0,075

Relationen mellem potentiel fordampning og udtørringstid for Hellmann-målerens overdel er vist i

og afspejler det spektrum, der gælder for sommer- og vintermåneder. Usikkerheden på de tabellagte værdier af wettingtab pr. døgn afhænger af antallet af perioder med tørvejr i de nedbørhændelser, værdierne er baseret på. Hvis der er mange pauser med udtørring som i byger, bliver wettingtabet større end for én regnhændelse. Den store årstidsvariation i udtørringstiden betyder derfor, at usikkerheden på det tabellagte daglige wettingtab er større om sommeren end om vinteren.





Det er resultaterne for den frit eksponerede del af Hellmann-måleren, der er relevante for os, da de repræsenterer samme form for eksponering og fordampningsproces af den vedhæftede nedbør som for Pluvio² og Geonor. Idet wettingtabet for Hellmann-målerens overdel blev fundet til at udgøre 75 % af målerens samlede wettingtab, kan overdelens tab beregnes til de årstidsafhængige værdier vist i tabel 1.

Spørgsmålet er nu, om denne årstidsvariation kan overføres til Pluvio² og Geonor ved blot at se på, hvor meget vand, den indre overflade i Pluvio² og Geonor kan fastholde i forhold til Hellmann-målerens overdel. Det kræver, at modellen for udtørringstid for Hellmann også gælder for disse målere, men så skal udtørringstiden for den indre overflade være uafhængig af overfladens egenskaber. Vi gør derfor følgende antagelser:

- at den indre overflades type og grad af korrosion og tilsmudsning ikke betyder noget for fordampningsprocessens hastighed,
- at disse overfladeegenskaber kun betyder noget for, hvor meget vand der kan vedhæfte pr. arealenhed.

Vi kan også sige, at en given overflade kan fastholde mere eller mindre vand end andre, men at vandet undslipper lige let ved fordampning. En indikation på, at dette nok holder, kan vi se af, at Allerup og Madsen (1979) fandt samme udtørringstider som for Hellmann-måleren for en anden type nedbørmåler (Snowdon).

Pluvio² og Geonor ved nedbørstationerne er naturligvis udsat for de samme meteorologiske påvirkninger og tørvejrsperioder hen over et år som Hellmann-måleren. Vi behøver derfor ikke nødvendigvis at gentage Hellmann-eksperimenterne, men kan nøjes med at måle, hvor meget vand Pluvio²- og Geonor kan fastholde på deres indre overflade. Herefter kan vi beregne wettingtabet for Pluvio² og Geonor ved skalering i forhold til værdierne for Hellmann-målerens overdel (tabel 1).

Vi ved fra andre undersøgelser, at wettingtabet kan variere betydeligt mellem identiske målertyper, som har forskellig slitage (f.eks. Førland et al, 1996). Vi vælger dog at se bort fra



Det er ikke i praksis muligt at holde øje med, hvor langt en måler er i denne proces. Af praktiske grunde må vi således antage, at processen forholdsvis hurtigt går mod en endelig tilstand, så vi kun behøver at bruge ét sæt wettingværdier pr. målertype.

Wettingtab i relation til meteorologiske forhold og målernes fysiske dimensioner

Ud over den indre overflades egenskaber har det også betydning for wettingtabet, hvor stort et areal, der kan fastholde nedbør ved adhæsion. Figur 1 og tabel 2 viser, at røret, der leder nedbør ned i målerspanden for Geonor, med hele 36,0 cm er meget langt i forhold til beskedne 7,3 cm for Pluvio² og 17,0 cm for Hellmann. Dette får naturligvis effekt på wettingtabet for de tre målere, da det betyder meget store forskelle på målernes indre areal (tabel 2). Mens Hellmann-målerens overdel har et areal på 3400 cm³ og Pluvio²'s er på blot 1460 cm³, er Geonors helt oppe på 3400 cm³.

	Hellmann	Geonor	Pluvio ²
Åbningsareal	200 cm ²	200 cm ²	200 cm ²
Højde	17,0 cm	36,0 cm	7,3 cm
Indre areal	3400 cm ³	7200 cm ³	1460 cm ³
Årligt wettingtab	3,675 %	7,78 %	1,58 %

Tabel 2. Dimensioner, der er vigtige for nedbørmålernes wettingtab, samt beregning af årligt wettingtab for Pluvio² og Geonor ud fra visse forenklinger (se tekst). Det forudsættes, at al nedbør er faldet som regn.

Hvis vi for en stund antager, at de tre måleres indre overflade har præcis samme evne til at fastholde vand, kan vi beregne det årlige wettingtab for Pluvio² og Geonor ud fra helt simpel skalering, der kun beror på de indbyrdes relationer i det indre overfladeareal. Dette givet et muligt (usikkert) årligt wettingtab nær 1,58 % for Pluvio², men hele 7,78 % for Geonor.

De faktiske wettingtab vil naturligvis afhænge af, hvor godt de enkelte målere er i stand til at tilbageholde nedbør, hvilket vil blive behandlet i de efterfølgende afsnit.

De meteorologiske forhold har stor betydning for det aktuelle wettingtab for en nedbørmåler og kan som følge heraf udvise variationer i tabets størrelse og usikkerhed. Der kan være store variationer fra det et døgn til det næste, afhængigt af solindstråling, nedbørmængde, nedbørvarighed, nedbørintensitet, luftfugtighed, vindhastighed og vindforhold under nedbør.

Også nedbørtypen har betydning, da sne har en evne til at klæbe sig fast på en overflade alt afhængig af snepartiklernes egenskaber såsom krystalstruktur og temperatur. Alle de viste beregninger af wettingtab forudsætter 100 % regn. For Hellmann-måleren blev der også beregnet wettingtab for sne og slud for november til april, men disse resultater kan ikke bruges i beregninger for Pluvio² og Geonor. I disse måneder var målerens indre overflade forøget ved montering af et såkaldt snekors, hvis formål var at optimere målerens evne til at fastholde sne. Snekorset dæmpede hvirvler i målerens overdel og påvirkede bl.a. fordampningsprocessen, hvilket vi jo ikke ser i Pluvio² og Geonor.

ldet Hellmann-måleren ved sne blev taget ind og målingen først foretaget, når den opsamlede sne var smeltet og løbet ned i målerens opsamlingsenhed, var det relevant at fastlægge et dagligt wettingtab for sne og blandet nedbør. Dette er ikke muligt for automatiske målere. Vi er nødt til at antage, at wettingtabet for disse målere er som for regn for både sne og blandet nedbør trods usikkerheden.

Både Geonor og Pluvio² har forholdsvis stor afstand fra måleråbning til målerspand (figur 1), og begge opsamlingsenheder er forsynet med frostvæske for at fastholde fast nedbør i måleren. Men dette udelukker ikke, at sne kan hænge fast på den indre overflade uden at bliver målt. Målerrøret er ikke opvarmet, så sne kan i visse tilfælde sidde fast helt frem til tø og afsmeltning. Der vil da komme et forsinket bidrag til målt nedbør, og der vil være en større usikkerhed på selve wettingtabet, da vi ikke kender mængden af fastholdt sne.

For automatiske målere uden opvarmning kan der under visse forhold også optræde snowcapping, hvor sne helt eller delvist lægger sig som et låg hen over måleråbningen, hvilket begrænser opsamlingen af nedbør. Desuden kan isslag opbygge et tyndt lag is, i ekstreme tilfælde et panser. Disse fejlkilder vil resultere i gradvis eller momentan tilførsel af "nedbør" til målerspanden ved tø.

Foreløbige månedsværdier for wettingtab for Pluvio²

Vejninger har vist, at den indre overflade i Pluvio² kan fastholde en vandmængde, der svarer til 0,06 mm nedbør. Det skal understreges, at dette og de følgende tal for Pluvio² er *foreløbige*, da der skal foretages flere vejninger i laboratoriet for at konsolidere værdierne og estimere en usikkerhed. Til sammenligning er de tilsvarende tal for Rimco og Hellmann hhv. 0,07 og 0,10 mm (DMI, 2014).

Det daglige wettingtab for Pluvio² kan herefter beregnes som tidligere skitseret ud fra resultater for Hellmann. Wettingtabet ses i tabel 3 at variere mellem 0,075 mm/nedbørdøgn i januar og december og 0,188 mm i juni og juli. For at få en ide om det årlige tab skaleres de daglige værdier op til måneds og årsværdier vha. normaler for nedbørsum (1991-2020) og antal dage med nedbør, sne og regn (1961-1990).

De månedlige wettingtab for Pluvio² er ret lave med en variation mellem 0,64 og 1,46 mm/måned, eller samlet 13,0 mm/år. Dette svarer til, at den årlige nedbørmængde skal korrigeres med 1,7 %, og på månedsbasis fra 1,1 % i december til 2,7 % i april. Til sammenligning er det normale årlige wettingtab for Hellmann 4,9 % og for Rimco 2,0 %. Det teoretiske årlige wettingtab beregnet alene ud fra målerrørets dimensioner er med 1,58 % lidt mindre (tabel 2). Det tyder på, at overfladetypen i Pluvio² (aluminium) kan fastholde lidt mere vand end Hellmanns (zink eller kobber).

Tabel 3. Klimalandstal for nedbør givet som normal nedbørsum 1991-2020 og antal dage med nedbør, regn og sne 1961-1990. Wettingtab for regn er vist for Hellmann, Pluvio² og Geonor.

	J	F	М	А	М	J	J	Α	S	0	Ν	D	ÅRET
Klimatal for	Klimatal for nedbør												
Nedbørsum	65,3	50,3	46,4	38,5	47,3	64,3	65,8	82,1	74,7	83,2	70,3	70,9	759,1
Antal dage	17	13	14	12	12	12	13	13	15	16	18	17	171
Antal, sne	7,6	6,4	5,3	2,6	0,2	0	0	0	0	0,1	2,3	5,8	30,0
Antal, regn	9,4	6,6	8,7	9,4	11,8	12	13	13	15	15,9	15,7	11,2	141
wetting for r	wetting for regn, Hellmann												
Samlet	0,10	0,11	0,14	0,19	0,23	0,25	0,25	0,23	0,20	0,16	0,12	0,10	
Overdel	0,075	0,083	0,105	0,143	0,173	0,188	0,188	0,173	0,150	0,120	0,090	0,075	
wetting for r	egn, Plu	vio²	1	1								1	1
Røret	0,045	0,050	0,063	0,086	0,104	0,113	0,113	0,104	0,090	0,072	0,054	0,045	
Beregning af wettingtab pr. måned og år for Pluvio ²													
Wetting	0,77	0,64	0,88	1,03	1,24	1,35	1,46	1,35	1,35	1,15	0,97	0,77	12,96
% tab	1,2	1,3	1,9	2,7	2,6	2,1	2,2	1,6	1,8	1,4	1,4	1,1	1,7

Foreløbige månedsværdier for Geonors wettingtab

Vejningerne af Geonor viser, at denne måler på sin indre overflade kan fastholde betydeligt større mængder vand end de øvrige målere, i gennemsnit en vandmængde svarende til 0,36 mm regn. Det er næppe overraskende jf. det meget større overfladeareal i røret (tabel 2). Dette tal er dog p.t. usikkert bestemt og kræver en del flere vejninger, før det er konsolideret og usikkerheden beregnet. Dette og de efterfølgende tal er derfor *foreløbige*.

Det daglige wettingtab for Geonor kan herefter beregnes på præcis samme måde som for Pluvio². Wettingtabet ses i tabel 4 at variere mellem 0,270 mm/nedbørdøgn i januar og 0,675 mm i juni og juli. For at få en ide om det årlige tab skaleres de daglige værdier op til måneds og årsværdier vha. normaler for nedbørsum (1991-2020) og antal dage med nedbør, sne og regn (1961-1990).

De månedlige wettingtab for Geonor ender mellem 3,86 mm i februar og 8,78 mm i juli med et samlet årligt tab på 77,7 mm. Det betyder, at den årlige nedbørmængde skal korrigeres med 10,2 % og på månedsbasis mellem 6,5 % i december og 16,0 % i april. Det årlige tab er således nær det dobbelte af tabet for Hellmann. Der skal dog indskydes et meget stort forbehold, hvilket behandles under diskussion af resultater.

Det teoretiske årlige wettingtab beregnet alene ud fra målerrørets dimensioner er med 7,78 % noget mindre (tabel 2). Det tyder på, at overfladen i Geonor (aluminium) kan fastholde mere vand end Hellmanns. Det passer godt med, at det testede målerrør var både korroderet og sort af snavs efter mange år i felten.

Tabel 4. Klimalandstal for nedbør givet som normal nedbørsum 1991-2020 og antal dage med nedbør, regn og sne 1961-1990. Wettingtab for regn er vist for Geonor. Der henvises i øvrigt til tabel 3.

	J	F	М	А	М	J	J	А	S	0	Ν	D	ÅRET
wetting for regn, Geonor													
Røret	0,270	0,297	0,378	0,513	0,621	0,675	0,675	0,621	0,540	0,432	0,324	0,270	
Beregning af wettingtab pr. måned og år for Geonor													

Wetting	4,59	3,86	5,29	6,16	7,45	8,10	8,78	8,07	8,10	6,91	5,83	4,59	77,72
% tab	7,0	7,7	11,4	16,0	15,8	12,6	13,3	9,8	10,8	8,3	8,3	6,5	10,2

Diskussion af resultater for wettingtabet for Pluvio² og Geonor

Tallene for wettingtab forudsætter, at *hele* målerens indre overflade er blevet ensartet vædet med vand. Om dette er tilfældet ude i felten afhænger af samspillet mellem målerrørets dybde og de meteorologiske forhold. Her ser vi kun på forholdene, når der falder regn. For sne gør andre forhold sig gældende.

For given rørdybde har regnens intensitet og varighed samt dråbebanerne betydning for, hvor ensartet og hvor stor en del af den indre overflade, der bliver gjort våd af regnen. I rørets top nær målerens åbning dannes der hvirvler ved vindpåvirkning, men disse dæmpes og forsvinder i retning mod rørets bund. Vi kan derfor langt fra være sikre på, at især lange målerrør altid er ensartet våde ved nedbør.

Da målerrøret i Pluvio² med 7,3 cm er noget kortere end Hellmanns 17,0 cm, er det sandsynligt, at røret sædvanligvis er ensartet vådt ved nedbør. Det gør de beregnede månedlige værdier for wettingtab troværdige.

Det modsatte gør sig formentlig gældende for Geonor pga. rørlængden på 36,0 cm, hvorfor det reelle wettingtab vil være mindre end det, der blev bestemt i laboratoriet. Vi kan dog fastslå, at wettingtabet må være mindst af samme størrelsesorden som for Hellmann, da denne måler er mindre dyb end Geonor. Det bliver nødvendigt at undersøge dette ved en række feltforsøg ved variationer i nedbørens varighed og mængde, vindhastighed og partikelbaner.

Foreløbige resultater for fordampningstabet for Rimco

Der er arbejdet med den idé, at der kan være et fordampningstab af ukendt størrelse for Rimcomåleren, der ikke hidtil er taget højde for i korrektion af nedbørmålinger for fejlkilder.

Da denne måler er en tipping-bucket måler, tænkes dette fordampningstab at ske fra den opsamlede nedbørs fri vandoverflade i vippeskeerne. Dette tab må ikke forveksles med wettingtabet beskrevet i forrige kapitel. Der er ikke i litteraturen fundet undersøgelser af fordampningstabet, og det har indtil videre været antaget, at det i praksis er 0 (nul).

Vi har rådført os rundt omkring, og vi har bl.a. spurgt ECCC (Environmental and Climate Change Canada) om kvantificering af fordampningstabet fra Rimco's vippeskeer og fået dette svar: "There is not much work about evaporation loss recently as most effort was on snowfall with SPICE². Sevruk has many old papers on this topic, I guess you read them... Also, the last WMO SPICE report by us with you and other may have info on this too?" (Yang, D.).

Slutrapporten om WMO SPICE (Nitu et al, 2018), et digert værk på 1445 sider, nævner dog intet om denne specielle fordampningseffekt. Savina et al. (2012) adresserer dog, at opvarmning af en tipping-bucket måler kan føre til et fordampnings- og wettingtab for sne på i

² SPICE er et WMO-projekt med verdensomspændende feltforsøg, der handler om at udvikle modeller til korrektion for vindeffekt på automatisk måling af nedbør (Nitu et al, 2018).

gennemsnit 23-24 % af den målte nedbør. Her er vi dog ude i fordampning, der skyldes opvarmning af bl.a. målerens tragt, hvilket er nødvendigt for at smelte sneen, så den kan måles.

Allerede Metcalfe og Goodison (1993) gjorde rede for udfordringer og fejlkilder ved at måle sne med en tipping-bucket nedbørmåler, herunder at opvarmningen ved kraftig sne ikke altid når at smelte sneen, hvorved der kan ske et yderligere tab af nedbør som følge af turbulens. Zweifel og Sevruk (2002) fandt, at fordampningstabet ved vind vindhastigheder < 1 m/s udgør næsten halvdelen af det tab, der skyldes turbulens, og ved 1-2 m/s er tabet 1/3-del.

Fordampningens størrelse ved opvarmning afhænger dog af, hvilken teknisk løsning, der er valgt til at styre opvarmningen. Ved DMI skete opvarmningen tidligere vha. en halogenpære, som kunne give en ret kraftig varmepåvirkning. I dag anvendes intelligent varmestyring, hvor Rimco kun bliver opvarmet i pulser for at sikre temperaturer > 2 °C. Varmen tilføres via varmefolie, der sidder på undersiden af vippeskeer og tragt, hvilket sikrer periodisk opvarmning og mindsket fordampningsfejl. Ifølge Rasmussen et al (2012) vil en kontrolleret sensorbaseret varmestyring, som holder temperaturen mellem 2 og 3 °C, ikke kun modvirke øget tab pga. fordampning, men også reducere wettingtabet og den såkaldte skorstenseffekt, hvor opvarmningen danner lokale forstyrrende luftstrømme omkring måleråbningen.

Hypotese for fordampningstabet

Rimco-måleren har en måleopløsning på 0,2 mm. Der skal præcis denne nedbørmængde til for at udløse et vip. Opløsningen betyder, at nedbørmængder målt med Rimco aldrig har ulige decimaler. Det betyder også, at hvis der er lidt mindre end 0,2 mm nedbør tilbage i vippeskeen ved nedbørens ophør, risikerer noget af den opsamlede mængde eller det hele at gå tabt ved fordampning, inden næste nedbørhændelse sætter ind.

Størrelsen af dette tab er fuldstændig ukendt, og vi har sat os for at undersøge, hvor stor betydning denne fejlkilde har, og om den kan forklare noget af diskontinuiteten.

Princippet for fordampningstabet for Rimco-måleren er vist i figur 3**Fejl! Henvisningskilde ikke fundet.** Når nedbøren ophører, vil der være ret stor sandsynlighed for, at der er en rest vand i "den aktive" vippeske, som risikerer at fordampe inden næste nedbørhændelse starter.



Figur 3. Principskitse for fordampningstabet for en tipping-bucket nedbørmåler som Rimco.

Da vippeskeens volumen er 0,2 mm, vil der være < 0,2 mm til rest i skeen, når en regnhændelse slutter. Sandsynlighedsfordelingen for mængden af denne nedbør er som for en terning, altså samme sandsynlighed uanset hvor meget eller lidt nedbør, R, der er tilbage i vippeskeen, dvs. vandmængder i intervallet $0 \le R < 0,2$ mm ($0 \le R < 6,48$ gram). Vi kan derfor antage, at der i gennemsnit hen over et uendeligt antal nedbørhændelser er 0,0999... mm, eller i praksis 0,1 mm nedbør, tilbage i vippeskeen efter nedbørens ophør. Denne resterende nedbør kalder vi herefter for *restnedbør*.

For at bestemme størrelsen af denne restnedbør og evt. opstille en fordampningsmodel for den, er vi nødt til først at finde svar på spørgsmål om fordampningens hastighed (rate):

- 1. Hvad er fordampningsraten for restnedbøren?
- 2. Hvordan varierer fordampningsraten over tid?
- 3. Hvilke processer og parametre har betydning for fordampningsraten?
- 4. Hvor stor en del af restnedbøren når at fordampe inden næste regnhændelse?
- 5. Hvad er fordampningsraten under forskellige meteorologiske forhold hen over året?

Vi skal have opklaret, hvor længe restnedbøren er om at fordampe fuldstændig, om der fordamper nok til, at det er en betydningsfuld fejlkilde, og i givet fald hvordan denne fordampningsrate varierer som funktion af f.eks. vindhastighed, temperatur og luftfugtighed i omgivelserne og i målerens indre. Vi skal sammensætte eksperimenter, der kan belyse dette.

Fordampningsprocesser i Rimco-måleren

Som vist i figur 4 er Rimco-målerens indre et næsten lukket kammer, der kun har få forbindelser til det fri, hvilket dog er tilstrækkeligt til at sørge for en vis grad af ventilation.

Der er to udluftningsrør samt to rør, der via forbindelse til det fri sørger for at lede nedbøren, der forlader vippeskeerne ved tipning, ud af kammeret. Disse rør er forsynet med et lille gitter, der mindsker risikoen for, at urenheder såsom insekter kan "trænge op" i måleren. Desuden er der luftpassage via syphonen, som harmoniserer nedbørens tilførsel til vippeskeerne. Endelig kan der være en lille utæthed dér, hvor tragten er "limet" fast på målerkammeret, og det bidrager også til den samlede ventilation.

Efter regn vil der være en lille rest vand i syphonen, som virker som en slags vandlås, indtil vandet er fordampet. Dette hæmmer luftudskiftningen i målerkammeret. Vi må regne med, at luftudskiftningen øges, når syphonen er blevet tør.

Spørgsmålet er, hvor godt denne konstruktion kan sikre løbende ventilation. Efterhånden som nedbøren fordamper fra vippeskeen, stiger luftfugtigheden i kammeret. Hvis ikke der er udluftning, vil luftfugtigheden stige og fordampningen gradvis aftage. Til sidst indtræder der mætning af luften, hvilket hindrer yderligere fordampning, som derfor vil gå i stå.

Ud fra måltallene i

figur 5 er det beregnet, at målerens indre volumen er 0,00729 m³. Det kan beregnes, hvor meget vand denne luftmængde kan indeholde ved forskellige temperaturer, og det er ikke

meget. Ved 20 °C kan 1 m³ luft indeholde 17,3 g vand. Mængden af vand i en vippeske er derfor mere end rigeligt til at føre til mætning af den meget lille luftmængde i Rimco-målerens målerkammer og standse fordampningen, med mindre der sker ventilation.



Figur 4. Rimco-målerens indre består af et næsten lukket kammer, hvor der dog er forbindelse til det fri via to rør til afledning af nedbør (1) fra vippeskeerne (4), en syphon som søger for tilførsel af nedbør til vippeskeerne (2), og to udluftningsrør (3).



Figur 5. Måltal for indre dele i Rimco-måleren.

Der skal altså ske en ret betydelig ventilation, hvis fordampningen skal op på et niveau, der kan spille en rolle i korrigeret nedbør. Denne ventilation er drevet af forskellige mekanismer.

Hvis det blæser omkring måleren, vil der pga. suget ske udskiftning af luft inde i måleren. Hvor effektiv denne luftudskiftning er, må nødvendigvis afhænge af vindhastigheden og gå mod nul ved vindstille. Eller næsten nul, da temperaturforskelle mellem luften i kammeret og omgivelserne kan give en trykforskel, som kan drive en mindre luftudskiftning. Denne må afhænge af temperaturforskellen mellem ude og inde.

I sommerhalvåret kan der ved solindstråling ske betydelig opvarmning af luften i målerkammeret. Denne proces vil forstærke fordampningen, og den varme luft vil udvide sig og søge opad både gennem syphonen, når denne er tør, og gennem eventuelle utætheder beskrevet tidligere, og ud gennem udluftningsrørene, hvilket tilsammen vil generere en luftudskiftning. Denne mekanisme må være betydeligt mindre i vinterhalvåret, om end opvarmning af målerens indre dele ved lufttemperaturer i omgivelserne under 2-3 °C kan skabe en lignende om end mere begrænset effekt.

For at beregne, hvor længe restnedbøren i en vippeske er om at fordampe, er der således rigtig mange processer at holde rede på. En lang række parametre skal være kendte, såsom alle indre mål på måleren, variationer i luftens temperatur og fugtighed i hhv. kammeret og omgivelserne, samt vindhastigheden omkring måleren.

Om vinteren sørger varmefolie for opvarmning af målerens tragt og visse indre dele, hvorved fast nedbør smelter og kan måles. Dette kan give temperaturforskelle inde i kammeret, hvilket kan komplicere de "mikroklimatiske" forhold yderligere. Om sommeren kan solpåvirkning bevirke betydelige temperaturstigninger inde i måleren, og der er rapporteret om langt over 30 °C inde i måleren, selvom den er malet hvid. Dette må have en effekt på fordampningstabet, f.eks. når en regnhændelse efterfølges af opklaring med solskin. Det er således oplagt at lave en række tests af målerens fordampningstab under kontrollerede forhold.

Et første simpelt overslag over fordampningstabets størrelse

Et simpelt overslag over fordampningstabet viser, at der godt kunne være noget at hente på diskontinuiteten.

Hvis vippeskeen når at tørre ud, hver gang der har været et nedbørdøgn, kan vi f.eks. benytte nedbørklimaet for Danmark 1991-2020 til en simpel overslagsberegning ud fra antal nedbørdøgn på 172 (tabel 5) og en årlig nedbørmængde på 759 mm. Hvis der tabes 0,1 mm hvert nedbørdøgn, er tabet ca. 17 mm/år svarende til ca. 2,2 %.

Tabel 5. Antal nedbørdøgn i Danmark jfr. normaltal for 1991-2020.

J	F	М	A	М	J	J	A	S	0	N	D	Året
17	13	14	12	12	12	13	13	15	16	18	17	172

ldet der er en årstidsvariation i temperatur og vindhastighed, vil der også være en årstidsvariation på fordampningstabet. Hvis vi f.eks. antager et tab på 0,2 mm/nedbørdøgn i sommerhalvåret og ingenting resten af året, ender det årlige tab på ca. 3,3 %.

Analysestrategi

For at undersøge, hvilke tal, der er de rigtige, vil vi undersøge, om fordampningstabet overhovedet betyder noget, og i givet fald hvor meget. Vi indleder derfor med:

• *Laboratorietests*: vi skruer på nogle få parametre såsom temperatur og vindhastighed for at få et grundlag for at vurdere, hvor stort fordampningstabet er, og om der er grund til at gå videre med mere omfattende og avancerede tests.



Næste skridt vil i givet fald være at teste måleren på to måder:

- En felttest: vi tester måleren i det fri hen over en længere periode ved at måle fordampningen i forhold til naturlige variationer i omgivelsernes vindhastighed, lufttemperatur, luftfugtighed og solindstråling, samt hvordan disse parametre påvirker forholdene inde i måleren.
- *Tests i vindtunnel*: vi tester i en vindtunnel under mere kontrollerede forhold (DTU Fluid Lab. i Lyngby), som kan generere vindhastigheder op til 18 m/sek.

Resultatet af disse tests kan gøre det nødvendigt at designe en mere grundig test i en avanceret vindtunnel, hvor der kan skrues på vindhastighed, lufttemperatur og evt. også luftfugtighed. En sådan test kan foretages ved Force Technology i Lyngby, som dog må vurderes som noget mere ressourcetung end de øvrige tests.

Testopstilling

Figur 6 viser en testopstilling i laboratorium. Målerskallen er først afmonteret, hvorefter enheden med målerskeer er placeret på en vægt. Der påfyldes en passende vandmængde i en af vippeskeerne, og målerhuset monteres forsigtigt. Herefter kan forsøget gå i gang.

Inde i måleren er der placeret en temperatur- og fugtighedssensor for at skaffe informationer om forholdene i målerkammeret. Dette er vigtigt for at forstå, hvilken indvirkning gradienter i temperatur og fugtighed mellem kammer og omgivelser har på fordampningen.

Alle tests er udført på DMI's værksted i Karup.



Figur 6. Opstilling for laboratorietest af Rimco-målerens fordampningstab fra vippeskeer. T.v.: opstilling af indre målerenhed på en fintfølende vægt, midt: nærbillede af vippeske med tilført vandmængde svarende til lige under 0,2 mm, t.h.: montering af målerskal bestående af tragt, syphon og sider, som beskytter mod direkte påvirkning fra omgivelserne.

Resultater fra laboratorietests

Den først test blev gennemført for at teste forsøgsopstillingens design og få en ide om fordampningens hastighed, når vippeskeens maksimale kapacitet er udnyttet. Fordampningen blev målt hen over en periode på 10 døgn. Der blev fyldt 16,0 g vand i vippeskeen, hvilket er dens maksimale kapacitet (figur 7). Skeen blev fikseret for at forhindre den i at vippe. Forsøget blev gennemført under vindstille forhold ved temperaturer i målerkammeret mellem 22,9 og 24,3 °C hen over hele testperioden.

Luftfugtigheden inde i måleren startede ved 37,2 % få sekunder efter, at målerens top var monteret. På 2. dagen var fugtigheden steget til 71,2 %. Fugtigheden i målerkammeret blev omkring denne værdi de næste 6 døgn. Ved testens afslutning efter lige under 10 døgn var temperaturen i målerkammeret 22,9 °C, mens fugtigheden var faldet til 45,5 %.

Testen gav svar på de enkle spørgsmål, at testopstillingen fungerer udmærket, og at der rent faktisk forsvinder ganske meget vand fra vippeskeen, nemlig 87,5 % af 16 g, om end det tog næsten 10 døgn.



Figur 7. Rimco-målerens vippeske er fikseret og påfyldt den maksimalt muligt vandmængde, nemlig 16 g. Dette er fra den første laboratorietest af testopstillingen og fordampningens hastighed.

Herefter blev der startet tests under forhold, der minder mere om forholdene ude ved stationerne: påfyldning med 6,0 g vand svarende til en regnmængde på 0,185 mm og måling af vægtændringer ved vindstille, lille vindpåvirkning og tilstoppet syphon:

- Test 1: test af fordampning ved vindstille og tør syphon.
- Test 2: test af fordampning ved mindre vindpåvirkning og tør syphon.
- Test 3: test af fordampning ved vindstille og tilstoppet/lukket syphon.

Test af fordampning ved vindstille og tør syphon

Testen blev udført ved en temperatur og luftfugtighed i omgivelserne på 23 °C og ca. 38 %. I målerkammeret blev der sat lidt varme på, hvilket er lettere at styre, så temperaturen i kammeret under forsøget lå konstant på 31,5 °C. Vippeskeen blev påfyldt 6,0 g vand (figur 8), skallen sat på og forsøget sat i gang.



Figur 8. Påfyldning af 6,0 g vand til vippeskeen ved forsøg med vindstille og tør syphon.

Resultatet i figur 9 viser, at fordampningen sker i forskelligt tempo i forsøgsperiodens 30 timer. I starten forsvinder der vand forholdsvis hurtigt, nok fordi luften i målerkammeret endnu er forholdsvis tør. Efterhånden øger luftfugtigheden, og fordampningen taber fart efter 3-4 timer. Herefter er fordampningen noget nær konstant frem mod 20 timer, hvorefter der sker en gradvis øgning.

Luftfugtigheden inde i måleren når på intet tidspunkt højere op end 45-50 %. Der må derfor løbende være sket udskiftning af luften i målerkammeret, da den fordampede mængde vand jo ellers ville være rigelig til at give 100 % mætning af luften. Dette tyder på, at temperaturforskellen på 8-9 °C til omgivelserne er nok til at drive udskiftningen af luft.

De første 2 timer forsvinder der ca. 0,5 gram vand (0,0077 mm/time), mellem 5 og 20 timer forsvinder der ca. 0,4 gram hver 5. time (0,0025 mm/time), og til sidst ca. 0,8 gram på 5 timer (0,0049 mm/time). Halvdelen af vandet (3 gram) er fordampet efter ca. 27 timer, så det vil tage 28-29 timer at fordampe 0,1 mm regn ved forsøgets temperatur- og fugtighedsforhold.



Figur 9. Resultatet af fordampningstest for Rimco's vippeskeer ved vindstille og tør syphon.

Test af fordampning ved mindre vindpåvirkning og tør syphon

Testen blev udført ved nogenlunde samme temperatur og luftfugtighed i omgivelserne som i forrige test, men nu med en vindpåvirkning svarende til ca. 3 knob (1,5 m/s) genereret af en ventilator. I målerkammeret blev der igen sat lidt varme på, men pga. den øgede ventilation kunne der kun holdes 27 °C. Vippeskeen blev påfyldt 6,0 g vand, skallen sat på og forsøget sat i gang.

Resultatet i figur 10 viser præcis som i forrige forsøg, at fordampningen går stærkt i starten for derefter at aftage til et nogenlunde konstant niveau. Pga. den øgede ventilation når luftfugtigheden inde i måleren ikke højere op end ca. 24 %. De første 15 timer fordamper der ca. 2 gram (0,062 mm), hvilket er lidt mere end i forsøget uden ventilation (ca. 4,2 gram). Herefter sker der desværre end strømafbrydelse af ventilatoren. Det gør, at kurven flader ud, og fordampningen går næsten i stå i ca. 9 timer. Efter genstart kommer fordampningen efterhånden tilbage på sporet, og i time 40 til 50 forsvinder der ca. 1,3 gram.

Med ventilation går fordampningen i starten noget hurtigere end uden. Den første time fordamper der ca. 0,5 gram, hvilket tog 2 timer uden ventilation, hvorefter der frem mod strømafbrydelsen forsvinder ca. 0,5 gram hver 5. time mod ca. 0,4 gram ved vindstille. Pga. afbrydelsen er det svært at tolke på målingerne i resten af perioden. Det ser umiddelbart ud som om, det tager samme eller måske lidt længere tid at fordampe halvdelen sammenlignet med forrige forsøg, hvilket ses af den "manipulerede" del af figur 10. Årsagen til dette kunne også være den lavere temperatur i målerkammeret, som vil sænke fordampningens hastighed, selvom luftfugtigheden er lavere. Det ses dog af figuren, at fordampningen sidst i forsøget øger tempoet til ca. 0,7 gram hver 5. time, en tendens vi også så i forrige forsøg.



Figur 10. T.v.: Resultatet af fordampningstest for Rimco's vippeskeer ved ca. 3 knob (1,5 m/s) og tør syphon. T.h.: perioden med strømafbrydelse er klippet ud for at lette vurderingen af det samlede forløb.

Test af fordampning ved vindstille og blokeret syphon

Da luftudskiftning er afgørende for fordampningens hastighed, kan det have stor betydning, om der står vand i syphonen efter nedbør, da dette vil blokere for luftstrømme denne vej og dermed dæmpe ventilationen. Det er derfor testet, hvad der sker, når syphonen er lukket (tilstoppet), og der er vindstille. Som før tilføres der 6 gram vand til en vippeske og målerskallen monteres.

Af resultatet i figur 11 ses, at fordampningen nu går betydeligt langsommere. Temperaturen inde i måleren blev i hele perioden holdt på 31 °C ved en luftfugtighed på 47% uden vindpåvirkning omkring måleren. Der går ca. 2 timer, inden fordampningen viser tydelige tegn på at være startet. Herefter går det langsomt hurtigere, men der går alligevel 21 timer, inden det første gram er forsvundet, og lidt over 40 timer, inden der er fordampet halvdelen svarende til ca. 0,1 mm.

Det har således stor betydning, om der er vand i syphonen eller ej, og hvor længe vandet i denne er om at fordampe. Det er faktisk almindeligt, at der står vand i syphonen, når en Rimcostation bliver serviceret. Dette *kunne* type på, at fordampningstabet i praksis er af begrænset betydning, men felttest vil endeligt afklare dette.



Figur 11. Resultatet af fordampningstest for Rimco's vippeskeer ved vindstille og blokeret syphon. Bemærk, at skalaen for timer er afbrudt efter 5 og 25 timer (rød lodret streg).

Vurdering af fordampningstests

Det er svært at sammenligne de to første forsøg direkte, da det ikke var muligt at fastholde temperaturen i målerkammeret på samme niveau med og uden ventilation, da det har givet forskellig udvikling i luftfugtighed og fordampning i målerkammeret. Desuden var der strømafbrydelse i forsøget med vind. Disse udfordringer har dog mindre betydning i forhold til, at formålet med forsøgene var dels at øge vores forståelse af, hvad der sker inde i måleren under fordampning, og dels af fastslå, om der er noget at komme efter.

Det ser ikke ud til, at en så lille vindpåvirkning som ca. 3 knob (1,5 m/s) gør den store forskel. Hvad enten luften står stille eller ej omkring Rimco-måleren, tager det 25-27 timer at fordampe halvdelen af vippeskeens indhold på ca. 0,1 mm. Da der i felten kan forekomme langt højere vindhastigheder, solpåvirkning og til tider ganske høje temperaturer i målerkammeret, kan fordampningstabet i perioder muligvis nå en størrelse, der bør korrigeres for.

Forsøget med blokeret syphon viser betydeligt langsommere fordampning, hvilket er med til at illustrere, hvor mange variable der spiller ind på fordampningsprocessen, og dermed hvor kompliceret det er at teste og måle på denne mulige fejlkilde. At der sker fordampning er

uomtvisteligt, men spørgsmålet er, hvor stor en systematisk fejl det giver på den målte nedbørmængde.

Det videre arbejde med Rimco fordampningstest

Det er nødvendigt at fortsætte med tests såvel i felten som i vindtunnel for at kortlægge effekten på fordampning af variationer i meteorologiske forhold og samspillet mellem disse og temperatur/luftfugtighed/syphon inde i måleren.

I en felttest vil vi kunne teste måleren i det fri hen over en længere periode ved at måle fordampningen i forhold til naturlige variationer i omgivelsernes vindhastighed, lufttemperatur, luftfugtighed og solindstråling, samt hvordan disse parametre påvirker forholdene inde i måleren. Målinger af temperatur og fugtighed inde i måleren vil give os ny viden, der formentlig kan understøtte udviklingen af en fordampningsmodel for Rimco.

Der er lavet en aftale med Fluid Lab. på DTU Lyngby om, at vi kan teste Rimco i en lille vindtunnel. I denne kan vi undersøge måleren under mere kontrollerede forhold ved vindhastigheder på op til 20 m/s, om end ved konstant temperatur og fugtighed omkring måleren.

Målet er at kombinere resultaterne fra disse tests til en model, der anviser korrektioner for fordampningstabet. Som vi har set, er det komplekse processer, som styrer fordampningen i måleren. Solinstrålingen og målerens indre temperatur og fugtighed er ubekendte faktorer, hvis effekt vi endnu ikke kender betydningen af.



Indledning

Ændringer i nedbørmålernettets sammensætning, tæthed og grad af homogenitet før og efter 2011 kan have betydning for usikkerhed og bias på beregnede værdier af lokal og regional arealnedbør og kan muligvis forklare dele af diskontinuiteten på 6 %. Figur 12 viser det nuværende automatiske målernet og ændringerne i det manuelle nedbørmålernettet i årene 1996-1999, 2000-2016 og 2010.

Et studie for Skjernås opland har vist, at udtynding af det manuelle målernet 2006-2010 resulterede i øget usikkerhed i simuleret grundvandsniveau og dårligere overensstemmelse mellem simuleret og målt afstrømning. Dette var særlig markant i 2010, hvor mange af nedbørstationerne vist i figur 12 måtte lukke (He et al, 2013). Studiet viste, at nedbørestimater vha. radardata kunne tilføje lidt værdi, særligt i perioder med udtyndet målernettet, men det viste også, at radardata ikke kunne genskabe niveauet for hydrologiske beregninger før udtyndingen.

I et andet studie blev det undersøgt, hvilken effekt det har, hvis det tætte net af manuelle nedbørmålere i 1992 (ca. 600 målere) kunstigt reduceres til den sammensætning, nettet har efter 2011 (Christiansen et al, 2021). Det viste sig, at en sådan ændring giver forskelle i lokal og regional årsnedbør på op til ± 10 % og en standardafvigelse mellem før og efter på 3,91 %, dog uden signifikant forskel på landsplan. På månedsniveau blev der fundet større forskelle med en standardafvigelse på 12,26 %.



Figur 12. Ændringer i nedbørmålernettet siden 1996. For perioden 1996-2010 er vist det manuelle nedbørmålernet, mens der for 2024 er vist fordelingen af automatiske nedbørmålere.

Spørgsmålet er nu, om det er muligt at lave en pålidelig "genoprettelse" af det hullede nedbørmålernet fra ca. 2007 og frem til i dag vha. radardata, trods de velkendte udfordringer ved en sådan tilgang. Fordelen ved radardata er den høje rumlige- og tidslige opløsning, mens de største ulemper er varierende støjintensitet i data, følsomhed over for nedbørens fase, et volumenmål, hvor radaren måler i varierende højde over jordoverfladen, og at radardata kun giver nedbørens relative intensitet.

Omhyggelig processering af radardata kan dog i langt de fleste tilfælde rense dem så tilpas meget for støj, at der kan beregnes pålidelige felter for den relative nedbørmængde. Før disse felter kan bruges kvantitativt, skal de transformeres til absolutte værdier, typisk ved at udnytte sammenhænge mellem radarnedbør og punktnedbørmålinger. Slutresultatet kalder vi nedbørmålerjusterede QPE-felter (Quantitative Precipitation Estimation). DMI har udviklet metoder til generering af sådanne nedbørfelter.

DMI har arkiveret radardata siden 2002 i form af såkaldte fulde voluminer, som består af radarskan i azimuth foretaget ved forskellige elevationer, dvs. et 3D-billede af atmosfærens tilstand mht. nedbør. Siden 2016 er der gemt støjfiltrerede radarbilleder og radarberegnede nedbørfelter, mens der længere tilbage er gemt rådata, de såkaldte volumendata.

I tørkeprojektets første år har det været målet skabe en prototype til generering QPE-felter baseret på historiske radardata tilbage til ca. 2009. Dette indebar udvikling af software, der kan udpakke volumendata, processere disse, lave støjfiltrering og generere nedbørfelter, der i senere faser af tørkeprojektet kan anvendes til huludfyldning af nedbørnettet for perioden ca. 2009 til i dag.

I det følgende beskrives arbejdet med udvikling af software i denne prototype.

Generering af QPE-felter baseret på historiske radardata

Hvorvidt det er muligt at beregne robust landsdækkende radarbaseret nedbør, afhænger af i hvilket omfang de nødvendige data er til rådighed. Operationel lagring af volumendata startede på forskellige tidspunkter (se tabel 6). I 2008 begyndte DMI at opgradere radarnetværket til dual-polarization teknologi. Den nye teknologi førte til introduktion af et nyt internt DMIfilformat, VRIS (Vejr Radar Informations System), som siden er blevet anvendt til behandling af radardata. Idet volumendata før 2008 er på et andet format, som det p.t. ikke er muligt at processere, fokuserer udviklingen af beregningskæden på radardata for årene 2009 og frem.

Tabel 6: Oversigt over tilgængeligheden af historiske radar volumendata. VRIS refererer til et internt DMI-filformat, som data lagres i, og som er en forudsætning for at skabe QPE-felter i den nuværende operationelle opsætning hos DMI.

Radar	Volumendata	Data i VRIS filformat
Bornholm	2008 – today	2008
Sindal	2004 - today	2012
Rømø	2004 - today	2012
Stevns	2002 - today	2011
Virring	2009 - today	2009



Figur 13: Oversigt over genereringen af Quantitative Precipitation Estimates (QPE) baseret på historiske radar data. Blå bokse angiver software, røde bokse angiver inputdata.

Genereringen af QPE-felter består af flere behandlingsskridt, som er illustreret i figur 13. Først processeres volumendata, og rådata fra hver radar konverteres til reflektivitet, hvorefter støj i radardata i videst muligt omfang filtreres væk. Derefter øges den tidsmæssige opløsning på radardata baseret på beregnede flowfelter. I sidste trin genereres der QPE-felter ved at justere radardata med observationer fra nedbørstationer. De følgende afsnit giver flere detaljer om hvert enkelt trin.

Omformning af rå radardata til reflektivitet

Konverteringen af rå radardata til reflektivitet er det første trin i generering af QPE-felter. Historiske radardata er arkiveret som volumendata. Disse er rå binære data, der indeholder det komplette datasæt, som en radar har indsamlet. Dataene repræsenterer en tredimensionel repræsentation af radarernes målinger på afstande op til 240 km, og indeholder reflektioner for hver enkelt udsendt radarstråle. Det interne DMI-softwaresystem DROPS (DMI Radar Operational Product System) bruges til at omdanne de historiske volumendata til enkelte radarbilleder, de såkaldte pseudo-CAPPI-billeder (CAPPI = Constant Altitude Plan Position Indicator). Et pseudo-CAPPI er en horisontal, todimensionel repræsentation af en radarscanning, der viser reflektiviteten i en bestemt højde ved at kombinere information fra de individuelle elevationer i radarscanninger i azimuth til et enkelt radarbillede. Tidsintervallet for de genererede pseudo-CAPPI'er er 10 minutter, og pixelstørrelsen er 500 m.

DROPS-softwaren giver brugeren en række muligheder for at styre og ændre beregningen af CAPPI-data. For eksempel er det muligt at vælge mellem forskellige numeriske algoritmer til beregning af individuelle CAPPI, have outputprodukter i forskellig rumlig opløsning, f.eks. 500, 1000 og 2000 m pixelstørrelse, anvende udjævning og tærskelsætning på outputproduktet, korrigere for bias, vælge forskellige niveauer for støjfiltrering, og sætte minimum- og maksimumhøjder for pseudo-CAPPI-produkterne (Gill (2010)).

Mulighederne i DROPS er blevet udvidet og ændret over tid, og mængden af muligheder, der blev brugt operationelt til beregning af QPE-felter, er efterhånden blevet opdateret afhængig af radarernes ydeevne. Der findes dog ingen grundig dokumentation af, hvilke muligheder der blev brugt tidligere, eller hvilke ændringer der er foretaget. Derfor er de muligheder, der aktuelt bruges i den operationelle produktion af QPE-felter, som udgangspunkt også dem, der er implementeret i behandling af de historiske radardata. Indstillingerne for støjfiltrering og korrektion for bias er yderligere justeret som beskrevet i det følgende.

Støjfiltrering

Andre objekter end nedbør, f.eks. land- og havoverflader, bygninger, vindmøller, insekter eller trækkende fugle, kan reflektere radarens elektromagnetiske impulser og blive detekteret af radaren. Desuden detekterer radaren eksterne elektromagnetiske signaler, f.eks. fra solen eller trådløse computernetværk. Disse falske nedbørsignaler kaldes clutter og er til stede i volumendata som støj, der intet har at gøre med det, vi ønsker at kortlægge, nemlig nedbøren. Derfor inkluderes støjfiltering vha. DROPS som et vigtigt processeringstrin for at fjerne mest mulig clutter fra de historiske volumendata.

Som udgangspunkt blev de muligheder for støjfiltrering, der aktuelt bruges i den operationelle produktion af QPE-felter, implementeret for de historiske radardata og derefter justeret baseret på visuel inspektion af testdata. Disse tests viste for eksempel, at de nuværende indstillinger resulterede i tilstedeværelsen af såkaldte "running rabbits" i CAPPI-data, f.eks. for Bornholmradaren. Running rabbits er stråler med høj reflektivitet, der bevæger sig over radarbilledet, som i figur 14 ses som buede streger. Disse specielle forstyrrelser skyldes interferens mellem radarsignalet og eksterne sendere, hvilket helt tydeligt er støj i radardata. Støjen kan fjernes ved at aktivere filtrering af falske ekkoer i DROPS. Tabel 7 viser de endelige indstillinger for filtrering for hver radar.



Figur 14: Eksempel på støj i form af running rabbits, dvs. stråler med høj reflektivitet, i volumendata fra Bornholms radar før justering for falske ekkoer.

DROPS muligheder	Bornholm	Rømø	Sindal	Stevns	Virring
Fjernelse af støj fra eksterne sendere	Х	x	x	х	x
Fjernelse af azimutale ringe	х	х	х	х	x
Fjernelse af sea clutter	x				
Fjernelse af falske ekkoer (clutter)	х	х	х	x	x

Tabel 7: Oversigt over støjfjernelsesfiltre anvendt i genbehandlingen af historiske volumefiler ved brug af DROPS. Bemærk: Azimutale ringe er kunstige ringstrukturer, der skabes under beregningen af CAPPI-reflektivitet.

Korrektion for bias

I det operationelle system laves der dagligt automatisk evaluering af, hvor præcis radarstrålens elevation og azimuthale værdi er opgjort i radarsystemet i forhold til virkeligheden. Præcisionen bestemmes for hver enkelt radar vha. solens position og aktuelle aktivitet i forhold til radaren. Dette udnytter, at det er muligt at identificere denne aktivitet vha. reflektionerne i de individuelle scan. Processen kaldes solkalibrering og gør det også muligt at estimere nøjagtigheden på radarens kalibrering. Hvis der opdages en bias i præcisionen, genereres der


power bias-værdier, som i DROPS-software bruges til at justere pseudo-CAPPI-data tilsvarende. Det er nødvendigt at fjerne denne type bias for at sikre præcision i radarens målinger, både med hensyn til placering og nedbørmængde.

Daglige power bias-værdier er gemt for hver radar siden marts 2014. Disse er implementeret i beregningskæden til brug for processering af volumenfiler for denne periode. For volumenfiler før marts 2014 rekonstrueres power bias-værdierne for hver radar ved hjælp af daglige data for solkalibrering. Disse værdier er arkiveret siden februar 2009, og en tidsserie af historiske power bias-værdier er genereret som følger:

- 1. Udtrækning af daglige værdier af korrigeret sol-power bias: $P_{t,ls,radar}$
- 2. Udskiftning af daglig værdi med medianen for de foregående fire dage $P_{t,median,ls,radar}$
- 3. Korrektion af bias for hver radar i forhold til Virring-radaren:
 - a. Korrektion af Virring-radaren med standard bias-korrektion udledt fra den nuværende operationelle opsætning:

 $P_{t,bias,Virring} = P_{t,median,ls,Virring} - (-5 \, dBZ)$

b. Beregning af biasværdier for andre radarer i forhold til Virring-radaren:

 $P_{t,bias,radar} = P_{t,bias,Virring} - P_{t,median,ls,radar}$

4. Fjernelse af outliers ved at sammenligne forskellen i bias mellem successive tidsintervaller med en tærskelværdi, der er udledt fra den nuværende operationelle opsætning:

 $P_{bias,radar,t+1} = \begin{cases} P_{bias,radar,t+1}, |P_{bias,radar,t+1} - P_{bias,radar,t}| < 9dBZ\\ P_{bias,radar,t}, |P_{bias,radar,t+1} - P_{bias,radar,t}| \ge 9dBZ \end{cases}$

5. Manglende data erstattes med den sidste gyldige værdi, der er tilgængelig.

Figur 15 viser den endelige tidsserie for daglige biasværdier, der blev brugt til at generere pseudo-CAPPI-billeder.



Figur 15: Daglig tidsserie af biasværdier for hver radar anvendt i DROPS til bias-korrektion af historiske radarvolumendata. Den røde linje markerer datoen, efter hvilken originale biasværdier er tilgængelige.

Tidsinterpolation

Tidsopløsningen på volumendata og de genererede pseudo-CAPPI-data er 10 minutter. Til beregning af QPE-felter er et tidsinterval på 1 minut nødvendigt for at reducere kunstige strukturer i QPE-felter, der skyldes det såkaldte advektionseffekt. Denne opstår, når nedbør bevæger sig med vis en hastighed. Da radardata er øjebliksbilleder i hvert 10. minut, som intet fortæller om nedbøren i den mellem minutter, kan en QPE-model ikke gengive nedbørens rumlige struktur korrekt, når der integreres hen over længere perioder såsom et døgn. Interpolationen er implementeret ved hjælp af Python-biblioteket pysteps og består af følgende trin, der er baseret på Nielsen et al. (2014):

- 1. Beregning af bevægelsesfeltet mellem to på hinanden følgende radarscanninger, O_{t_i} og $O_{t_{i+1}}$ vha. 'Lukas-Kanade' optisk flow-metode. Det antages, at bevægelsesfeltet mellem de to observationer er konstant.
- 2. Generering af 1-minuts prognose ved brug af *semi-lagrangian* ekstrapolation baseret på bevægelsesfeltet i to retninger:
 - a. fremadrettet fra observationen O_{t_i}
 - b. Bagudrettet, dvs. fra observationen $O_{t_{i+1}}$

Prognosen er derfor advektionsbaseret og antager, at ændringer i nedbør mellem de to observationer, dvs. vækst eller nedbrydning, er lineære.

3. Blanding af 1-minuts fremadrettet interpolation OF^n og bagudrettet interpolation OB^n i én interpoleret observation OI^n for hvert tidsinterval n for N interpolations-tidsstep:

$$OI^{n} = OF^{n} \cdot (1 - \frac{N-1}{N}) + OB^{n} \cdot (\frac{N-1}{N})$$

Fremadrettet og bagudrettet interpolation vægtes i forhold til interpolationens tidslængde.

Figur 16 illustrerer interpolationskonceptet med to radarscanninger, der har en tidsopløsning på 10 minutter og interpoleres til en tidsopløsning på 2 minutter. På grund af antagelserne om et konstant bevægelsesfelt og lineære ændringer i nedbør fungerer dette interpolationskoncept særligt godt for stratiform nedbør, men det har vanskeligere ved at interpolere konvektiv regn, der bevæger sig hurtigt, eller lokale skybrud, pga. de ret store variationer i regnintensitet og dermed radarekko, der her kan forekomme på kort tidsskala.



Figur 16: Illustration af interpolationskonceptet for to originale observationer (O) fra 12.07.2023 med en tidsopløsning på 10 minutter, der interpoleres til en tidsopløsning på 2 minutter: første række viser fremadrettet prognose (OF), anden række viser bagudrettet prognose (OB)

Den nuværende operationelle opsætning tillader kun at beregne bevægelsesfeltet ud fra de to nyeste radarobservationer. For historiske radardata er det muligt at benytte en længere tidsserie af radarbilleder end to billeder til interpolation. Beregning af bevægelsesfeltet over en længere periode end 10 minutter kan måske resultere i en mere robust advektion og dermed interpolation, fordi der inkluderes flere oplysninger om nedbørens udvikling i bevægelsesfeltet.

For et antal repræsentative nedbørshændelser i juli 2023 blev det derfor testet, om beregning af bevægelsesfeltet hen over en længere tidsperiode kunne resultere i en mere robust interpolation. De testede tidsperioder var 10, 30 og 50 minutter, hvilket svarer til henholdsvis to, fire og seks radarobservationer. Herved blev antallet af observationer jævnt fordelt før og efter det tidsinterval, der blev interpoleret, og 1-minuts interpolation blev testet som følger:

1. Beregning af bevægelsesfeltet mellem observationerne $O_{t_{i-\frac{m-1}{2}}}$ and $O_{t_{i+\frac{m-1}{2}}}$ baseret på *m* observationer til tidspunktet t_i ved hjælp af 'Lukas-Kanade' optisk flow-metode. 2. Interpolation og blanding af 1-minuts prognoser som beskrevet tidligere.

Interpolationens succesrate blev evalueret med Fraction Skill Score (FSS), der verificerer deterministiske prognoser ved hjælp af nabo-metoder og beregnes som følger:

$$FSS = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{N} (\langle P_f \rangle_s - \langle P_o \rangle_s)^2}{\frac{1}{N} (\sum_{N} \langle P_f \rangle_s^2 + \sum_{N} \langle P_o \rangle_s^2)}$$

med

$$\langle P_o \rangle_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \langle I_{o(i)} \rangle_s \text{ hvor } I_{o(i)} = \begin{cases} 0 \text{ if } O_i < R_{thrs} \\ 1 \text{ if } O_i \ge R_{thrs} \end{cases}$$

$$\langle P_f \rangle_s = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \langle I_{f(i)} \rangle_s \text{ hvor } I_{f(i)} = \begin{cases} 0 \text{ if } OF_i < R_{thrs} \\ 1 \text{ if } OF_i \ge R_{thrs} \end{cases}$$

Her er $\langle P_o \rangle_s$ andelen af pixels *N* i en matrix med dimensionen $s \times s$, for hvilke den observerede nedbør O_i overskrider en tærskelværdi R_thrs . $\langle P_f \rangle_s$ er andelen af pixels *N* i en matrix med dimensionen $s \times s$, hvor den forudsete nedbør OF_i overskrider en tærskelværdi R_thrs .

I det følgende kaldes de interpolerede resultater for prognoser. Det skyldes, at modellen forsøger at detektere eller forudsige, hvad radaren ville have målt, hvis den kunne skanne hvert minut.

FSS måler kvaliteten af prognoserne ved at sammenligne forudsigelserne med de observerede data i et matrixvindue. I stedet for at sammenligne værdier pixel for pixel, sammenlignes kvaliteten af prognosen inden for en bestemt rumlig skala. Dette tager højde for den store rumlige og tidsmæssige variabilitet i nedbørintensitet, samt vanskelighederne ved at forudsige den præcise placering af for eksempel skybrud.

FSS gør det også muligt at identificere for hvilken skala og nedbørintensitet prognosen er meningsfuld. FSS-værdien varierer fra 0 til 1, hvor 0 indikerer et fuldstændig fejlagtigt match mellem prognose og observation, og 1 et perfekt match. FSS for hele radarbilledet beregnes ved at flytte matrixvinduet en pixel ad gangen over hele området.

For at teste effekten af antallet af observationer, der er inkluderet i beregningen af bevægelsesfeltet, blev FSS beregnet for en kombination af skalaer $s = \{8, 16, 32, 64\}$ og nedbørtærskelværdier $R_{thr} = \{0.5, 2, 6, 10\}$. Værdierne blev adopteret fra Vejen (2021). Figur 17 viser som eksempel FSS for hver kombination af tærskelværdier og skalaer ved interpolering af radarbilleder den 12.07.2023 med bevægelsesfelter af forskellig længde.

Resultaterne viser, at FSS falder med både øgede skalaer og nedbørtærskelværdier. Hvad angår længden af tidsperioden, som bevægelsesfeltet er beregnet ud fra, er det tydeligt, at længere tidsperioder i beregning af bevægelsesfeltet *ikke* resulterer i en signifikant forbedring af prognosen. Faktisk falder FSS-scorerne, når tidsperioden øges, hvilket bliver mere udtalt for øget rumlig skala og højere nedbørstærskelværdier.

Det ser ud til, at de bedste resultater for interpolationen fås, når bevægelsesfeltet beregnes ud fra kun to på hinanden følgende radarobservationer. Derfor er bevægelsesfelter beregnet ud fra to på hinanden følgende radarscanninger med et tidsinterval på 10 minutter anvendt til at interpolere de pseudo-CAPPI-billeder, der blev genereret fra de arkiverede radarvolumener.



Figur 17: Fraction skill score (FSS) for matricer med forskellig dimension, nedbørtærskler R_{thr} (kolonner) og tidslængder for bevægelsesfeltet m, som forudsigelsen blev genereret ud fra (rækker). Lead time svarer til tidspunktet for radarobservationen i minutter efter midnat den 12.07.2023.

Beregning af QPE-felter

I det sidste trin genereres der kvantitative nedbørsestimater (QPE) ved temporal integration af de interpolerede radardata. Der er dog en række fejlkilder, som hidrører fra radarmålingernes natur. F.eks. har afstanden fra radaren stor betydning for den målte reflektivitet, og nogle af effekterne heraf er: (i) der måles gradvis højere oppe i atmosfæren pga. radarstrålens afbøjning, hvorved der enten skydes over eller måles på nedbør højere oppe i atmosfæren, (ii) der sker en øgning af radarstrålens bredde så der skannes større voluminer luft, og (iii) styrken af det returnerede signal aftager som følge af svækkelse af radarstrålen.

Da radaren ikke måler nedbørmængden direkte, men giver en reflektivitet, hvis konvertering til regnintensitet afhænger af dråbespekret i det volumen luft, radarstrålen reflekteres fra, er det i første omgang kun muligt at beregne en relativ regnmængde. Det næste skridt er derfor at benytte regnmålerobservationer til justering af radardata, hvilket kombinerer begge målemetoders fordele samtidig med, at deres individuelle svagheder overvindes (Ochoa-Rodriguez et al., 2019). Ved DMI anvendes der i øjeblikket to forskellige modeller til at producere QPE-felter vha. en sådan fusionering af radar- og regnmålerdata: SQPE (Surface Quantitative Precipitation Estimates) og ARNE (AReal NEdbør). Selvom inputtet til modellerne næsten er det samme, er de matematiske modeller bagved fundamentalt forskellige: ARNE anvender Range Dependent Adjustment (Michelson et Koistinen (2000)) og Brandes' spatiale justering (Brandes (1975)), mens SQPE anvender Kriging-modeller, nemlig Kriging med radarbaserede fejlkorrektioner (Ehret (2002)) og Kriging med ekstern afdrift (Wackernagel (2003)).

I øjeblikket er ARNE operationel og tilgængelig i realtid, mens SQPE endnu ikke er operationel. På grund af dette blev ARNE prioriteret mellem de to modeller, og den nuværende prototype genererer historiske QPE-felter ved hjælp af ARNE-metoden.

Den detaljerede beregning og databehandling anvendt i ARNE-metoden er beskrevet i detaljer i He et al. (2011). Det var ikke nødvendigt af lave justeringer i selve softwaren for at kunne generere historiske QPE-felter. Inputdata og tidsintervallet blev dog ændret som beskrevet i det følgende:

Nedbørmålerdata

De nedbørdata, der anvendes som input til ARNE i den operationelle produktion, er de ikkekvalitetssikrede nedbørdata fra nedbørmålerne, da der i øjeblikket ikke er implementeret nogen real-time kvalitetskontrol. Dog foretager DMI efterfølgende kvalitetssikring samt justering for en række fejlkilder på nedbørmålingerne (korrigeret nedbør). For at generere et QPE-datasæt, der kan anvendes til huludfyldning af korrigerede nedbørdata omkring og efter 2011, er ARNEmodellen sat op til at benytte korrigerede nedbørdata i beregningerne.

Tidsintervallet

ARNE-modellen gør det muligt at generere QPE-felter for 24-, 12-, 6-, 3- og 1-times nedbørsum, der starter fra et vilkårligt tidspunkt. Da beregning af ARNE vha. et rullende tidsvindue ville medføre stor behandlingstid, blev det besluttet at beregne én 24-timers nedbørsum per dag samt de underliggende 1-times nedbørsummer. Observationsperioden for 24-timers nedbørsum er fastsat afhængigt af, hvilket år og hvilket tidspunkt på året der er tale om, samt observationsfrekvensen for nedbørdata:

- 1. Før 2011: nedbørmålinger blev indsamlet manuelt én gang om dagen kl. 8:00 lokal tid. Derfor beregnes 24-timers summen fra kl. 07z om vinteren og 06z om sommeren.
- 2. 2011 til i dag: Regnmålerdata måles automatisk hver 10. minut. Derfor beregnes 24timers summerne for perioden 00z-24z.

Begrænsninger

Den nuværende behandlingspipeline er kun anvendelig for radardata fra februar 2009 og frem. Selvom der findes historiske volumendata for nogle af radarerne for tidligere år (se tabel 6), er det ikke muligt at generere QPE-felter af følgende årsager:

 DROPS kan kun behandle volumendata i VRIS-format, som gradvist blev introduceret siden 2008. Tabel 6 viser for hver radar for hvilke perioder, der er data i VRIS-format. DMI har i øjeblikket ikke software til rådighed til at behandle data i tidligere dataformater. En mulighed kunne dog være at rekonstruere det tidligere software i



samarbejde med EEC (leverandør af DMI's forrige doppler-radarer). Dette er dog uden for rammerne af dette projekt.

- 2. Power-bias fra solkalibrering er kun tilgængelig efter februar 2009, hvilket begrænser rekonstruktion af bias-værdier til data efter denne dato. Ældre data kan kun behandles uden bias-korrektion.
- 3. Spatial dækning af radardata: I 2008 er kun data fra Bornholm-radaren tilgængelig i VRIS-format (se tabel 6). Imidlertid dækker radaren ikke hele Danmarks landareal, og QPE-felter for denne radar ville derfor ikke være pålidelige for det centrale Danmark.

Anbefalinger for videre aktiviteter

ldet der er stort potentiale i at beregne QPE-felter længere tilbage end 2009, bør fremtidigt arbejde sigte mod at rekonstruere software til behandling af ældre historiske radardata. For at øge forståelsen af usikkerhed på beregning af QPE-felter, bør der også beregnes historiske nedbørfelter vha. SQPE-metoden. Endelig bør der foretages test af QPE-resultater mod uafhængige data, f.eks. i form af Jackknifing tests.

Når der foreligger lange tidsserier af radarnedbørfelter, bør der udvikles metoder, der kan inkorporere denne type data i korrigeret gridnedbør.



Konkluderende bemærkninger

I nærværende delprojekt under tørkeindsatsen har det været målet at adressere nogle af de udfordringer, der er i forbindelse med omlægningen af DMI's nedbørmålernet i 2011. Dette har givet anledning til en diskontinuitet på korrigeret nedbør på ca. 6 %, som giver sig udslag i problemer med at få vandbalancen til at gå op for en del vandoplande i Danmark efter 2011.

Delprojektet har fokuseret på at arbejde i retning af at efterprøve nogle af de hypoteser, der er fremlagt som forklaring på diskontinuiteten:

- (i) at wettingtabet for nedbørmålerne Geonor og Pluvio² er større end hidtil antaget,
- (ii) at der er et hidtil ikke fastlagt fordampningstab for nedbørmåleren Rimco,
- (iii) at nedbørmængde baseret på radardata kan afhjælpe udfordringerne med det stedvis udtyndede nedbørmålernet efter 2011.

Foreløbige resultater for wettingtabet viser, at Pluvio² kan fastholde en nedbørmængde svarende til 0,05 mm, hvilket på årsbasis for et normalt nedbørår vil give et tab på 1,7 %. Der er brug for flere målinger i laboratorie for at fastslå en mere eksakt wettingværdi og fastlægge en usikkerhed på denne.

For Geonor viste foreløbige resultater en wettingværdi, der for et normalt nedbørår ville svare til et wettingtab på ca. 10 %. Dette resultat skal dog betragtes med skepsis, da målerrørets længde (eller dybde) giver begrundet tvivl om, hvorvidt der ude i felten sker ensartet "vådtning" af hele rørets indre overflade. Hvis denne er uens våd, og der dermed hænger en mindre mængde vand fast, vil wettingtabet være lavere. Forhold, der kan påvirke graden at "vådtning", er regnens intensitet og varighed, vindhastigheden og turbulens omkring måleråbningen, samt hvor skråt nedbørpartiklerne falder ned i måleren.

For Geonor er der brug for flere målinger i laboratorie samt feltforsøg ved forskellige meteorologiske forhold for at fastslå, hvor meget vand der i praksis kan fastholdes som wetting på målerens indre overflade, og der skal fastlægges en usikkerhed på wettingtabet.

Der er gennemført laboratorieforsøg med fordampning fra Rimco's vippeskeer. Det er påvist, at der sker fordampning og at denne afhænger af ventilationsprocesser i målerens kammer, hvori vippeskeerne er placeret. Fordampningen afhænger af vindhastigheden og af, om målerens syphon er tør svarende til at være lukket. Ved vindstille og svag vind på 1,5 m/s tager det 25-27 timer at fordampe 0,1 mm vand fra en vippeske. Når syphonen er lukket, tager det godt 40 timer at fordampe samme vandmængde.

Disse resultater kalder på yderligere tests, dels i felten ved naturlige variationer i de meteorologiske forhold og dels under kontrollerede forhold i en vindtunnel.

Endelig har det været delprojektets mål at udvikle en prototype til beregning af nedbørfelter vha. radardata. Prototypen består af software, der vha. helt rå radardata, de såkaldte volumendata bestående af alle radarscan i horisontale og vertikale retninger, kan beregne nedbørfelter kaldet QPE, Quantitative Precipitation Estimates. Der er arkiveret volumendata tilbage til 2002, men før 2009 er disse data på et format, der ikke er foreneligt med DMI's software til processering af radardata. Derfor arbejdes der kun med radardata for 2009 og frem.

I beregningskæden indgår der: (i) processering af volumendata og generering af radarbilleder, (ii) filtrering for en række støjkilder i radardata, som giver anledning til falske ekkoer, der ikke har noget med nedbør at gøre, (iii) bias-korrektion af radarkalibrering og de enkelte radarskanningers geoposition vha. den såkaldte solkalibrering, (iv) forøgelse af den tidslige opløsning på radardata fra 10 til 1 minut ved beregning af flowfelter baseret på optical-flow metodik, (v) beregning af QPE-felter vha. en af DMI's modeller til dette ved at benytte nedbørmålinger fra nedbørstationer til justering af den relative radarnedbørmængde.

Støjfiltreringen har vist sig effektiv til at fjerne de fleste signifikante støjsignaler i radardata, hvilket har stor betydning for kvaliteten af QPE-nedbørfelter. DMI har arkiveret værdier for bias-korrektion tilbage til 2014, men for perioden yderligere tilbage til 2009 har det været nødvendigt at udvikle en metode til beregning af bias ud fra arkiverede data for solkalibrering. Dette er gjort med godt resultat.

Endelig blev der lavet tests af resultaterne for tidsinterpolation af radardata. Det blev fundet, at det fungerer udmærket at interpolere mellem to på hinanden følgende radarbilleder, og at det ikke tilføjer værdi at interpolere over længere tidsserier. Implementering af 1-minuts opløsning fjerner problemet med den såkaldte advektionseffekt i QPE-felter, som under visse forhold ville vise sig som falske strukturer i nedbørens rumlige fordeling.

Prototypen til beregning af QPE-nedbørfelter er således færdigudviklet, hvilket også var målet for delprojektet. Det videre arbejde vil fokusere på at beregne radar-QPE for perioden siden 2009 og udvikle metoder, der kan inkludere disse data til rumlig huludfyldning til brug for hydrologiske beregninger. Der bør testes mod uafhængige nedbørdata for at evaluere usikkerheden på QPE-beregningerne.

Delprojektet fremkommer ikke med endelige resultater eller løsninger på hypoteser for diskontinuiteten. Før delprojektet blev sat i gang, var der fundet forklaringer på omkring 1/3del af diskontinuitetens 6 %. Foreløbige estimater for wettingtabet på Geonor og Pluvio², og måske også for fordampningstabet for Rimco, ser ud til at bidrage med 1/3-del af diskontinuiteten, hvorefter der muligvis kan forklares op mod 2/3 af de 6 %. Spørgsmålet er, om huludfyldning vha. radardata kan bidrage yderligere, og om en senere opgradering af korrektionsmodellen for Pluvio², som ikke indgår i nærværende arbejde, også har noget at tilføje.

Referencer

Allerup, P., og Madsen, H., 1979: Accuracy of point precipitation measurement. Danish Meteorological Institute, Climatological Papers, No. 5, Copenhagen 1979, 84pp.

Andersen, R. C. (ed), Christensen, OB., Schmith, T., Christiansen, B., Scharling, M., Vedel, H., Ribergaard, MH., Vejen, F., Schmith, T., Olesen, M., Butts, M., Sarup, K., 2021: Undersøgelser af DMI's nedbørdata til anvendelse for hydrologiske formål. DMI-rapport 21-40, Danmarks Meteorologiske Institut, ISSN 2445-9127, 33pp.

Brandes, E. A., 1975: Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. Journal of Applied Meteorology (1962-1982), 1339-1345.

Christiansen, B., Vejen, F., Schmidt, T., Scharling, M., and Sarup, K., 2021: The sensitivity of gridded precipitation to the number of stations. Scientific Report 21-34, Danish Meteorological Institute, ISBN: 978-87-7478-686-3, 15pp.

DMI samlerapport (2014): Korrigeret Nedbør 1989-2010, 2011-2012 & 2013. Databeskrivelse og resultater. Konsulentopgave udført for DCE – Nationalt Center for Miljø og Energi, Aarhus Universitet. DMI, Ministry of Climate and Energy, TR 14-13, Copenhagen 2014, 183 p.

Ehret, U., 2002: Rainfall and flood nowcasting in small catchments using weather radar (Doctoral dissertation, University of Stuttgart).

Førland, E. J., Allerup, P., Dahlström, B., Elomaa, E., Jónsson, T., Madsen, H., Perälä, J., Rissanen, P., Vedin, H., and Vejen, F., 1996: Manual for operational correction of nordic precipitation data. DNMI, Det Norske Meteorologiske Institut, Report Nr. 24/96, 66 pp.

Gill, R., 2010: DMI Radar Operational Products System (DROPS). Intern rapport 10-06. Danmarks Meteorologiske Institut, 23pp.

He, X., Vejen, F., Stisen, S., Sonnenborg, T. O., & Jensen, K. H., 2011: An operational weather radar-based quantitative precipitation estimation and its application in catchment water resources modeling. Vadose Zone Journal, 10(1), 8-24.

He, X., Sonnenborg, T.O., Refsgaard, J. C., Vejen, F., Jensen K.H., 2013: Evaluation of the value of radar QPE data and rain gauge data for hydrological modeling. *Water Resour. Res.*, 49, doi:10.1002/wrcr.20471.

Metcalfe, J. R., and B. E. Goodison, 1993: Correction of Canadian winter precipitation data. Proc. Eight Symp. on Meteorological Observations and Instrumentation, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 338-343.

Michelson, D. B., & Koistinen, J., 2000: Gauge-radar network adjustment for the Baltic Sea Experiment. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere, 25(10-12), 915-920.



Ochoa-Rodriguez, S., Wang, L. P., Willems, P., & Onof, C. (2019). A review of radar-rain gauge data merging methods and their potential for urban hydrological applications. Water Resources Research, 55(8), 6356-6391.

Nielsen, J. E., Thorndahl, S., & Rasmussen, M. R., 2014: A numerical method to generate high temporal resolution precipitation time series by combining weather radar measurements with a nowcast model. Atmospheric Research 138, 1–12.

R. Nitu, Y.-A. Roulet, M. Wolff, M. Earle, A. Reverdin, C. Smith, J. Kochendorfer, S. Morin,
R. Rasmussen, K. Wong, J. Alastrué, L. Arnold, B. Baker, S. Buisán, J.L. Collado, M. Colli,
B. Collins, A. Gaydos, H.-R. Hannula, J. Hoover, P. Joe, A. Kontu, T. Laine, L. Lanza, E.
Lanzinger, GW Lee, Y. Lejeune, L. Leppänen, E. Mekis, J.-M. Panel, A. Poikonen, S. Ryu, F.
Sabatini, J. Theriault, D. Yang, C. Genthon, F. van den Heuvel, N. Hirasawa, H. Konishi, H.
Motoyoshi, S. Nakai, K. Nishimura, A. Senese and K. Yamashita, 2018: WMO Solid
Precipitation Intercomparison Experiment (SPICE) (2012 - 2015). Instruments and Observing
Methods Report No. 131, WMO 2018, 1445 pp.

Sevruk, B., 1974: Correction for the wetting loss of a Hellmann precipitation gauge. Hydrol. Sciences. Bull., 19(4), 549-559.

Vejen, F., 2021. D3.3 Present methodology for and evaluation of precipitation erosion warning based on radar data. Deliverable D3.3. Innovationsfonden, Sagsnr. 6154-0018B, 2021, 29pp.

Wackernagel, H., 2003: Multivariate geostatistics: an introduction with applications. Springer Science & Business Media.

Wang, L., Chen, R.-S., Sun, W.-J., Han, C.-T., Huai, B.-J., and Zhao, Y.-N., 2023: Which adjustment methods area suitable for the wind-induced errors of Geonor t-200BM3 precipitation weighing gauges in a periglacial site? Adv. In Climate Changes Res., Vol. 14, Issue 5, Oct. 2023, 707-719. https://doi.org/10.1016/j.accre.2023.09.011.

Zweifel, A., Sevruk, B., 2002: Comparative accuracy of solid precipitation measurement using heated recording gauges in the Alps. WCRP Workshop on Determination of Solid Precipitation in Cold Climate Regions. Fairbanks, Alaska.



 $\langle 1 \rangle$

Tidligere rapporter fra Danmarks Meteorologiske Institut kan findes på adressen: <u>https://www.dmi.dk/publikationer/</u>



Forbedret tørkeovervågning i DMIs nationale tørkeindeks

Tørkeovervågning gennem nedbørsanomali, en hydrologisk model og satellit som kvalitetssikring

Temarapport 1.4 i det tværorganisatoriske samarbejde om tørke mellem DMI, GEUS og KDS

1. februar 2025

Kapitel om Tørkeovervågning: Rasmus Lau Thejlade Henriksen, Jonas Wied Pedersen & Michael Butts Kapitel om Kvalitetssikring gennem satellitbilleder: Tobias Nørkjær Holmgaard



Kolofon

 (\square)

Serietitel	DMI-rapport
Titel	Forbedret tørkeovervågning i DMIs nationale tørkeindeks
Undertitel	Tørkeovervågning gennem nedbørsanomali, en hydrologisk model og satellit som kvalitetssikring
Forfatter(e)	Rasmus Lau Thejlade Henriksen, Jonas Wied Pedersen, Michael Butts, Tobias Nørkjær Holmgaard
Andre bidragsydere	[Andre bidragsydere]
Ansvarlig institution	Danmarks Meteorologiske Institut
Sprog	Dansk
Emneord	Tørke
URL	https://www.dmi.dk/publikationer/
ISSN	[Indsæt ISSN]
Versionsdato	1. februar 2025
Link til hjemmeside	www.dmi.dk
Copyright	[Tekst]

Indhold

 \square

Indledning4
Tørkeovervågning
Målsætninger
Metode5
Resultater
Sammenfatning og konklusioner11
Satellitdata i overvågning af jordvandstørke13 Indledning
Evapotranspirationsdata14
Kvalitetsvurdering af produkter14
Jordfugtighedsdata
Kvalitetsvurdering af produkter17
Vegetationsindeks
Kvalitetsvurdering af produkter19
Tørkeindeks i tørkeår
Tørken i 2023:
Konklusion
Referencer for tørkeovervågning25
Referencer for satellitdata i overvågning af jordvandstørke
Bilag 1 – Evapotranspiration satellitprodukter28
Bilag 2 – Jordfugtighed satellitprodukter29
Bilag 3 – Vegetationstilstand satellitprodukter

Indledning

Tørke er en væsentlig klimamæssig udfordring, der har betydelige konsekvenser for landbrug, økosystemer og vandressourcer. De seneste tørkehændelser i Skandinavien, herunder de markante tørkeår i 2018 og 2023, har understreget behovet for overvågning og forståelse af tørkeforholdene.

I Danmark har DMI siden 2007 overvåget tørkeforholdene ved hjælp af et nationalt tørkeindeks. Dette indeks er en simpel hydrologisk model til bestemmelse af vandindholdet i topjorden. Der er derfor potentiale for overvågning, der tager højde for jordtyper og vegetation. Denne indsats har derfor haft fokus på at udvikle og afprøve flere forskellige indeks for tørke og sammenligne med det nuværende indeks. De nyudviklede indeks i en dansk kontekst er en mere nuanceret modelbaseret tilgang med variation af jordtype og vegetation, et indeks med nedbørsanomali, samt kvalitetssikring gennem satellitdata.

Denne temarapport fremlægger arbejdet med tørkeovervågning i relation til DMIs nationale tørkeindeks, der er lavet på baggrund af en bevilling fra Forskningsreserven 2024. Arbejdet inden for tørkeovervågning i Danmark er blevet udarbejdet med særligt fokus på at forbedre tørkeovervågningen gennem en kombination af indeks, en hydrologisk model og satellitdata. Temarapporten er opdelt i to dele: Den første del, 'Tørkeovervågning', beskriver udviklingen af et indeks baseret på nedbørsanomali, udviklingen af en national vandbalancemodel og anvendelsen af hydrologiske modeller til at estimere tørkeforhold baseret på jordfugtighed og fordampning. Den anden del, 'Satellitdata i overvågning af jordvandstørke', behandler mulighederne for at supplere den hydrologiske model med satellitbaserede observationer af evapotranspiration, jordfugtighed og vegetationstilstand. Disse to dele vil blive konkluderet på separat.

Kombinationen af et indeks baseret på en nedbørsanomali, en hydrologisk model og satellitdata giver mulighed for en mere detaljeret og præcis vurdering af tørkeforholdene, både på nationale og regionale skalaer. Dette er afgørende for at kunne tilpasse strategier til at afbøde tørkens konsekvenser. Udviklingen af den nye tørkeovervågning vil derfor sigte mod en mere præcis overvågning, der kan understøtte beslutningstagere og interessenter i håndteringen af tørkerelaterede udfordringer.

Tørkeovervågning

Indledning

De negative konsekvenser af de seneste tørkehændelser i Europa i 2022 og i Skandinavien i 2018 og 2023, har understreget behovet for at overvåge tørke for at mindske hændelsens påvirkninger. I Danmark var 2018-tørken den længste og mest alvorlige tørke nogensinde, (DMI, 2018) med store økonomiske konsekvenser. Overvågning af tørkeforhold giver mulighed for at træffe foranstaltninger for at afbøde de værste konsekvenser af tørke.

Målsætninger

DMI har siden 2007 overvåget tørkeforholdene i vores tørkeindeks. Metoden har både nogle fordele og begrænsninger. Målene for denne undersøgelse er:

- At udvikle metoder, der er egnede til operationel overvågning af forskellige typer af tørke (meteorologisk, landbrugs- og hydrologisk).
- At udvikle en ny version af et modelbaseret tørkeindeks, der tager højde for variationen i jordtype og vegetationsdække. DMI's nuværende tørkeindeks antager, at jordtype og vegetationsdækket er det samme over hele Danmark.
- At bibringe et forbedret indblik i de forskellige komponenter i vandbalancen for jord-vand-systemet, især på repræsentation af jordfugtighedsforhold og fordampning, samt vurdere disse i forhold til tilgængelige observationer af disse variabler

Metode

I modsætning til vandknaphed og tørhed, som bestemmes ud fra langsigtet vandtilgængelighed, er tørke et kortsigtet (uger til måneder) vandunderskud, der har en negativ indvirkning på vandressourcerne. Derfor måles tørke normalt som en relativ afvigelse fra langsigtede normalforhold. Årsagerne til og påvirkningerne af tørke afhænger af en række faktorer, herunder nedbør, atmosfæriske forhold (vind, luftfugtighed, osv.), vegetation og jordfugtighedsforhold, og dermed fordampning. Tørkepåvirkninger afspejles i jordfugtighed, vandløb og grundvand. Det er derfor almindeligt anerkendt, at tørkeovervågning, for at være mest brugbar, bør være baseret på flere variabler og indikatorer, der afspejler forskellige aspekter af tørke. For eksempel bruger "European Drought Observatory" (EDO) et kombineret tørkeindeks (Combined Drought Indicator), der integrerer en nedbørsindikator SPI (Standardized Precipitation Index), en modelbaseret SMA (Soil Moisture Anomaly) og en satellitbaseret Anomaly of Vegetation Condition (FAPAR) (Hamman, et al).

Derfor har vi udviklet en operationel version af SPI-tørkeindikatoren og en national vandbalancemodel, der repræsenterer jord-vegetation-atmosfæresystemet for hele Danmark. Der findes flere forskellige hydrologiske vandbalancemodeller beskrevet i den hydrologiske litteratur. I første omgang har vi valgt at anvende en open source hydrologisk model, VIC (Variable Infiltration Capacity). Der findes omfattende beskrivelser af VIC-modellen i Cammari et al, 2021. De mest væsentlige grunde til at vælge netop denne model er, at den:

- 1. Beskriver vand- og energibalancen over et beregningsnet i km-skala,
- 2. Er en open source-"community" model, der bruges operationelt i andre områder,
- 3. Er veldokumenteret og anvendt til en bred vifte af eksempler,
- 4. Inkluderer mange af de vigtigste fysiske processer,
- 5. Er opgraderet i 2018 for at lette kobling med vejr- og klimamodeller og satellit målinger,

6. Har muligheder for HPC, parallelisering og dataassimilering

Resultater

SPI er en af de mest udbredte tørkeindikatorer for meteorologisk tørke. En omfattende beskrivelse af den anvendte metode er givet i Copernicus' faktaark om SPI (Copernicus, 2020). Dette er blevet implementeret til operationelt brug i Python for tre forskellige tidsintervaller tilbage i tid: den foregående måned (30 dage), for de foregående 3 måneder (90 dage) og de foregående 6 måneder (180 dage), som betegnes hhv. SPI-1, SPI-3 & SPI-6. Figur 1 viser SPI-1 og SPI-6 for et enkelt sted (Skjern) som inkluderer de meget tørre perioder i 2017, 2018 og 2023. Figur 2 viser variationen i SPI på tværs af Danmark under 2018-tørken for den 15. i måneden for maj, juni, juli. Farverne viser variationen i tørkens sværhedsgrad på tværs af Danmark, hvilket afspejler den lokale variation i manglende nedbør de sidste 30 dage og de sidste 180 dage.



Figur 1 Standardised precipitation indeks (SPI) ved Skjern for 2015-2024. SPI-1 viser indeks beregnet for den foregående måned og SPI-6 beregnet for de foregående 6 måneder.



Figur 2 Standardised precipitation indeks (SPI) over Danmark for maj, juni og juli 2018 viser udviklingen og alvorligheden for tørken i 2018. Øverste panel viser SPI for den sidste måned (SPI-1). Nederste panel viser SPI for de sidste 6 måneder (SPI-6).

En første version af den hydrologiske VIC-model er blevet implementeret og dækker hele Danmark. Modellen er drevet af nedbør og potentiel evapotranspiration fra DMI's 'ClimateGridDK'-produkt og giver daglige estimater af vandbalancens komponenter med en rumlig opløsning på 1 km. Manglen på tilgængelig vand i jorden for planterne er vigtig information mht. omfang af tørke og dermed muligheder for at begrænse påvirkninger af tørken.

Figur 3 viser fordelingen af vandindholdet for de øverste 30 cm af jorden for den 15. i måneden for maj, juni, juli 2018. Mønstrene i udtørringen afspejler variationen i nedbør, jordtype og vegetation og bliver stærkere i takt med 2018-tørken udvikler sig. Figur 4 viser, at især variationen i jordtype har en væsentlig indflydelse på fordeling af vand i jordens øverste lag. Det første (venstre) kort forudsætter samme jordtype (sand/ler blanding) og vegetationstype (græs) på tværs af Danmark. I kortet i midten varierer jordbundens egenskaber efter nationale jordbundskort, mens vegetationstypen antages at være græs overalt. Dette viser ikke kun effekten af lokale jordbundsvariationer, men også forskellen mellem den overvejende lerjord på Sjælland, Fyn og Østjylland og den sandede jord i det vestlige Jylland. Den sidste (højre) figur afspejler variationerne i både jordbund og vegetation. For en første evaluering af, om de rumlige variationer fra modellen er realistiske, sammenligner figur 5 den rumlige fordeling af faktisk evapotranspiration (AET) og jordfugtighed (SM) beregnet fra VIC med udvalgte satellitbilleder. De rumlige mønstre afledt af satellitbilleder og estimeret i VIC ser ret ens ud og tyder på, at VIC-modellen på tilfredsstillende vis fanger den faktiske variabilitet på tværs af Danmark.



Figur 3. Udviklingen af jordfugtigheden i hele Danmark den 15. maj, juni og juli 2018



Figur 4. Sammenligning af VIC-simuleringer af jordfugtighed under forudsætning af (venstre) homogen jord (sand/ler) og vegetation (græs) på tværs af Danmark, (midten) inklusiv jordvariationer baseret på nationale kort og (højre) jord- og vegetationsvariationer baseret på nationale kort.



Figur 5. Sammenligning af VIC-simuleringer (øverst til venstre) med et satellitbillede (øverst til højre) fra EUMETSAT Land Surface Analysis (LSA SAF) af aktuelle evapotranspiration (AET) for 13. juni 2018. Sammenligning med VIC-simuleringer (nederst til venstre) med et satellitbillede af jordfugtighed (nederst til venstre) (SM) for 13. juni 2018 fra Copernicus Land Monitoring Service (CLMS).

Figur 6 viser de beregnede vandbalancekomponenterne på et enkelt sted (Skjern) i løbet af 2018. Her ses den manglende nedbør i løbet af maj-juli, reduktion af vandafstrømning i vandløb henover sommeren, samt faldet af vandindhold i jorden i de øverste 2 m (3 lag) jord. For en første evaluering af, hvor realistisk modellen estimerer jordfugtighedens dynamik, sammenligner vi i figur 7, VIC-simuleringer med punktmålinger af AET og SM opnået for ICOS-målestedet i Sorø. Sammenligning af modelresultater på kilometer-skalaen med observationer foretaget på centimeter-skala kan være problematisk; ikke desto mindre indikerer disse indledende sammenligninger en rimelig repræsentation over tid af dynamikken i jordfugtigheden og evapotranspirationen.

 $\langle 1 \rangle \rangle$



Figur 6. Vandbalancekomponenter estimeret ud fra VIC hydrologisk model for Skjern-lokaliteten under 2018 tørke. De viste komponenter er nedbør, aktuel fordampning (evapotranspiration), lokal overfladeafstrømning og vandtilstrømning fra grundvand til vandløb (baseflow), jordfugtighed i tre lag, 0-30 cm, 30-100 cm & 100-200 cm.



Figur 7. Sammenligning af punktobservationer af vandindhold i jorden (øverst) og aktuel fordampning (evapotranspiration) (nederst) for ICOS målstedet ved Sorø med VIC-modelsimuleringerne for den tilsvarende 1 km beregningscelle

2016

2017

2018

2019

2020

2021

Sammenfatning og konklusioner

2013

2014

2015

SPI-tørkeindekset for meteorologisk tørke er udviklet og er klar til operationelt brug. Tests af SPI viser, at indekset stemmer godt overens med tørkebegivenhederne i Danmark i 2018 og 2023.

En første version af den hydrologiske VIC-model er etableret for hele Danmark. Den er udviklet med formålet om at undersøge en ny modelbaseret tørkeindikator for tørkeovervågning. Vores første resultater indikerer, at VIC er i stand til at repræsentere den langsigtede vandbalance og realistisk simulere de forskellige hovedvandbalancekomponenter i jord-vegetationatmosfæresystemet.

Ved anvendelse af nationale kort over jordbunds- og vegetationstyper kan virkningerne af variationer i jordtype og vegetation, som ikke er inkluderet i den nuværende version af tørkeindekset, identificeres og repræsenteres. Dette bekræftes af vores sammenligning mellem de rumlige mønstre i AET og SM repræsenteret i modellen og dem, der findes i satellitbaserede observationsdata.

2011

2012



En første evaluering, der sammenligner modelresultater (km-skala) og punktobservationer (cmskala) viser lignende tidsmæssige variationer i jordfugtigheden og evapotranspiration, men der er mange udfordringer ved sammenligning på tværs af store skalaer.



Satellitdata i overvågning af jordvandstørke

Indledning

Overvågning af jordvandstørke har indtil nu i Danmark bygget på hydrologiske modeller. DMI's tørkeindeks er en simpel hydrologisk model til bestemmelse af vandindholdet i topjorden. I det følgende afsnit gennemgås mulighederne for brug af satellitdata i denne tørkeovervågning.

Udviklingen i jordfugtigheden af topjorden er af høj interesse for planters "sundheds"-tilstand. Med meget få traditionelle målinger af jordfugtighed er der brug for andre tilgange til at overvåge tørkeforholdene. Forskellige satellitdata kan give indikationer på tørke, der ikke måles direkte af almindelige vejrstationer. Nedbør er den eneste parameter målt direkte med bredere netværk af målere. Potentiel fordampning kan også beregnes ud fra meteorologiske målinger såsom temperatur, globalstråling, luftfugtighed og vindhastighed, dog i grovere rumlig opløsning end nedbør. Satellitdata kan bruges til at måle jordfugtigheden direkte i det allerøverste jordlag, samt til at bestemme aktuel og potentiel fordampningen og vegetationstilstanden. Den konceptuelle figur 8 af vandbalancen for topjorden indeholder både evapotranspiration, jordvandsindhold og vegetationstilstand, hvilket kan måles ved brug af satellitprodukter.

Der kan findes en oversigt over en række satellitprodukter med relevans for tørke i bilag 1, 2 og 3.



Figur 8: Skematisk visning af begreber i forbindelse med jordfugtighed og jordvandstørke. Pile repræsenterer vand der trænger ind i eller ud af jordvandsmagasinet.

Evapotranspirationsdata

Satellitdata kan bruges til at bestemme fordampning fra jordoverfladen. Dette hænger tæt sammen med jordfugtigheden, som det ses på figur 8. Der findes fysisk baserede tilgange og vegetationsbaserede tilgange. De fysisk baserede tilgange vil være ved brug af en termisk infrarød sensor fra satellitten, der måler overfladetemperaturen. Denne bruges til at bestemme den sensible varmefluks. Når den sensible varmefluks kendes, kan der med forskellige tilnærmelser laves en energibalanceligning, der isolerer den latente varmefluks, og derved kan omregnes til evapotranspirationen. Evapotranspirationen indeholder både fordampning og plantetranspiration.

Alternativt vil der anvendes en mere vegetationsbaseret tilgang, hvor der tages udgangspunkt i transpirationen som drivende faktor for evapotranspirationen. Dette vil typisk bruge et vegetationsindeks om vegetationstilstand sammen med klimadata, til at beregne fordampningen. Der findes mange forskellige produkter med forskellige metoder, der bygger på forskellige satellitdata. Ofte tilføjes der et element af empirisk kalibrering, der tilpasser algoritmen til faktiske målinger på overfladen (Cao, et al., 2021).

Der kan findes en oversigt over en række forskellige evapotranspirationsprodukter fra satellitdata i bilag 1.

Kvalitetsvurdering af produkter

Til at danne et overblik over hvilke produkter, der kan bruges i forhold til dansk tørkeovervågning, er mange af disse testet mod målinger fra overfladen. Der er udvalgt en række datasæt til disse tests med en tidslig opløsning på højest 8 dage, samt en dataserie på mere end 15 år. Med de lange tidsserier kan man finde flere tørkpræget perioder, der giver et stærkere udtryk om evnen til at repræsentere tørkeforhold. Er den tidslige opløsning for lav, forventes det ikke at den rette fordampningssum over en vækstsæson kan beregnes, da fordampning er afhængig af parametre, der varierer på kort tidsskala såsom indstråling, temperatur, luftfugtighed og vindhastighed.

I denne rapport er aktuel evapotranspiration fra MOD16 og LSA-SAF testet. Som det fremgår af bilag 1 har LSA-SAF en tidslig opløsning på 30 minutter, hvor dagsværdier er brugt i denne analyse og en rumlig opløsning på ca. 3 x 3 km (EUMETSAT LSA SAF, 2023). Aktuel evapotranspiration fra MOD16 har en tidslig opløsning på otte dage og en rumlig opløsning på 500 x 500 m (Running, Mu, Zhao, & Moreno, 2019). Disse evalueres på flere parametre: hvornår vandstress kan ses, korrelation med målinger og årssummen af fordampning. Alle tre parametre er sammenlignet med fordampningstal beregnet ud fra latent varmefluks fra en ICOS station i Lille bøgeskov ved Sorø, hentet via fluksnet. Efterfølgende er MOD16 og LSA-SAF sammenlignet i et punktplot, for at se om der en tydelig forskydning mellem de to datasæt. MOD16 har data hver ottende dag, hvor LSA-SAF har daglige værdier, derfor er der taget et 8-dages middel for LSA-SAF til denne sammenligning.



Figur 9: Aktuel evapotranspiration fra ICOS Sorø sammenlignet med aktuel evapotranspiration fra DMI's tørkeindeks og to satellitprodukter: 1) Daglige data for aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF med 7-dages middelværdier. 2) Aktuel evapotranspiration fra MODIS med 8 dages opløsning.

I figur 9 er tre forskellige aktuelle evapotranspirationsdatasæt sammenlignet med aktuel evapotranspiration fra ICOS Sorø. I det øverste panel fremgår aktuel fordampning fra DMI's tørkeindeks. Denne er skrevet ud efter en genberegning af DMI's tørkeindeks med Makkink, som potentiel fordampningsformel på DMI's klimagrid tilbage til 2002. For denne version af tørkeindeks' aktuel evapotranspiration ses lavere værdier om sommeren og højere om vinteren end ICOS Sorø. Med denne sæsonmæssige forskydning, med højere værdier om foråret og lavere om sommeren er summen over vækstsæsonen (marts til oktober) tæt på målinger fra ICOS Sorø, da de to afvigelser udligner hinanden.

Denne tendens ses ikke for de to satellitdatasæt MOD16 og LSA-SAF. Her ses en overordnet overensstemmelse med dataene fra ICOS Sorø. Korrelationskoefficienterne (Pearsons korrelationskoefficienter) for de tre datasæt er alle højere for hele året end for vækstsæsonen, eftersom variationen er større om sommeren end om vinteren. LSA-SAF har over vækstperioden den højeste korrelationskoefficient på 0,88 mod 0,79 (MOD16) og 0,28 (tørkeindeks). Over vækstsæsonen er summen for MOD16 tæt på ICOS Sorø, hvor LSA-SAF har en let positiv bias. Visuelt ses også en god overensstemmelse mellem graferne for ICOS Sorø og LSA-SAF aktuel evapotranspiration. Satellitprodukterne giver således mere realistiske aktuelle evapotranspirationsværdier end DMI's tørkeindeks for ICOS måleren i Lille bøgeskov ved Sorø.



Figur 10: Punktplot for aktuel evapotranspiration for LSA-SAF med 8-dages middelværdi sammenlignet med værdier hver 8. dag fra MODIS. Venstre figur er for alle årets måneder – højre figur er for vækstsæsonen, marts til oktober. Den røde linje markere et 1:1 forhold mellem datasættene

Data fra MOD16 og LSA-SAF er sammenlignet i et punktplot, som en direkte sammenligning af de to satellitdatasæt med forskellige tilgange til beregning af aktuel evapotranspiration. På figur 10a er der en tendens til højere værdier fra MOD16, når værdierne bliver små, hvor LSA-SAF går mod 0, har MOD16 næsten ingen værdier under 0,5 mm. På figur 10b ses kun værdier fra vækstsæsonen, hvorved de laveste værdier frafalder og fordelingen af punkter følger 1:1 - linjen bliver mere realistisk. Der ses større afvigelser fra 1:1 mod høje MOD16 data end LSA-SAF data. Her er variationen mellem hver værdi fra MOD16 jævnet ud med otte målinger fra LSA-SAF for hver måling MOD16. Grundet høj tidslig opløsning, gode korrelationer og sammenhængende tidsserier (dog med forbehold for en let positiv bias) anbefales aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF til brug i overvågning af jordvandstørke med opdateringer på dags- til ugebasis.

Jordfugtighedsdata

Fugtigheden i det øverste jordlag (0-5 cm) kan måles ved brug af mikrobølgedata målt fra satellitter. Disse tager udgangspunkt i det øvre jordlags egen evne til at udsende mikrobølger, hvilket afhænger af temperaturen og jordens emissivitet, der igen afhænger af vandmængden i jorden. Dette kun målt på grov rumlig skala og giver data med en opløsning på 50 x 50 eller 25 x 25 km. Hvor den jorddybde mikrobølgeinformation kommer fra, er ligeledes afhængig af jordfugtigheder og jordens sammensætning. Nyere metoder med aktiv mikrobølgedata (SAR) giver højere opløsning ved at udsende mikrobølger og måle refleksionen. Der findes desuden andre metoder, der tager udgangspunkt i plantetilstanden og kendskab til jordbunden, som er mere empiriske. Der findes også produkter beregnet ud fra overfladetemperaturen, som ofte er kombineret med andre parametre. De datasæt med den lavest rumlig opløsning har de længste dataserier og de højeste rumlige opløsninger har kortere tidsserier. Afhængigt af det



anvendte datasæt, kan der være forskellig brugsformål, grundet længden af tidsserien, opløsning og huller i datasættet (Wang, et al., 2023).

Der kan findes en oversigt over en række jordfugtighedsdatasæt beregnet ud fra satellitdata i bilag 2.

Kvalitetsvurdering af produkter

Fugtigheden af topjorden kan kvalitetsvurderes ved en sammenligning med in-situ målinger af jordfugtighed. Jordfugtighed kan indeholde meget lokal variation grundet variation i jordtypen, samt lokal variation i nedbør. De satellitprodukter, hvor der kan kigges på en længere tidsserie (over 15 år), og dermed kan forventes flere tørkeperioder, har en rumlig opløsning på 25 x 25 km eller lavere. Derfor vil en sammenligning med enkeltpunkter sjældent give mening, medmindre flere punkter findes i den enkelte gridcelle i satellitdatasættet, da der således kan forventes en bedre repræsentation af variationen i jordtypen og –fugtigheden inden for den enkelte gridcelle.

Sammenligningen mellem in-situ målinger angives i form af korrelationer og afvigelse. Korrelationen skal helst være så høj som muligt. Afvigelsen skal være lavest mulig og helst ikke vokse i tørkeperioder. In-situ målingerne er fra HOBE-projektet i Ahlergaarde delopland til Skjern å, hvor der er målt jordfugtighed med elektrisk ledningsevne i jorden (Jensen & Refsgaard, 2018), er hentet fra International Soil Moisture Network (ISMN). Da disse in-situ data er fordelt til repræsentation af et nedbørsopland, dækker de område stort nok til sammenligning med satellitbaseret jordfugtigheds grove rumlige opløsning.



Figur 11: Jordfugtighed fra C3S for gridceller med HOBE in-situ jordfugtighedsmålere sammenlignet med HOBE in-situ jordfugtighedsmålere i tre dybder: 0-5 cm, 20-25 cm og 50-55 cm. Satellitdataenes afvigelse fra in-situ målinger ses som de farvede søjler under hver graf.

I figur 11 er jordfugtighedsmålinger fra HOBE-projektet, og satellitbaseret jordfugtighedsmålinger. Satellitproduktet er baseret på mange forskellige satellitmissioner og sensorer, samlet til et datasæt. De to grafer i hver af de tre paneler viser en tilsvarende årstidsvariation af jordfugtigheden med højere værdier om vinteren og lavere om sommeren. Det ses også, at de to datasæt ligner hinanden, både i 0-5 cm og 20 – 25 cm, og mindre i 50 – 55 cm dybde.

Kigger man på afvigelsen (søjlerne) kan man se den samlede set er mindst for 20 – 25 cm's dybde. Korrelationskoefficienten er for vækstsæsonen (marts til oktober) højest for det øverste jordlag (0-5 cm). Satellitproduktet fra C3S passer derfor i korttidsvariationen bedst med det øverste jordlag (0-5 cm), men i størrelsesorden og for årstidsvariation en anelse bedre for 20-25 cm dybde. Dette skyldes, at variationen beskrives bedst for 0-5 cm's dybde, men giver et bedre mål for den faktiske jordfugtighed i 20-25, da afvigelserne herfra er små og kortvarige.

Afvigelsessummen er meget lille for det øverste jordlag, hvilket viser, at usikkerheden er tæt på lige stor til den positive og negative side, med en let negativ bias, hvor der for 20-25 cm er en dobbelt så stor negativ bias. Jordfugtigheden i 50-55 cm viser en klar negativ bias fra satellitten og lavere R²-værdier. Dette viser, at satellitdataene bedre repræsenterer topjorden.

Området for denne sammenligning er i Midtjylland i Skjern å's opland, med sandede jordtyper, hvilket kan have en indflydelse på jordens infiltrationsevne og dermed hvilket jordlag der passer bedst med satellitmålinger. Samlet set er dette datasæt robust med en lang tidsserie, som repræsenterer jordfugtigheden i det øverste jordlag på regional skala.

Vegetationsindeks

Vegetationstilstanden kan måles fra satellit ved at kigge på den stråling der er aktiv i fotosyntesen. Dette kan gøres ved hjælp af satellitter, der måler både i det røde og nærinfrarøde område. Vegetationen optager stråling i det røde område og reflekterer i det nærinfrarøde område, når vegetationen laver aktiv fotosyntese. Denne ratio ændrer sig, når planten har mindre fotosynteseaktivitet. Derfor kan måling heraf bruges til at estimere planternes aktivitet, der kan relateres til tørkestress.

Vegetationstilstanden og fotosynteseaktiviteten kan bruges til at beregne flere forskellige, direkte eller afledte indeks. De længste tidsserier eksisterer for NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), hvor der blot bruges én bølgelængde i det nærinfrarøde område og én bølgelængde i det røde område. Med udvikling af satellitmålinger er der kommet multispektrale satellitter, der måler flere bølgelængder. Disse kan bruges til at få yderligere information om vegetationen, vækststadie og fotosynteseaktivitet. Her er FAPAR (Fraction Absorbed of Fotosynthetic Active Radiation), et indeks for, hvor meget af den stråling der kan optages af planterne, som bliver optaget heraf. Det afspejler således fotosynteseaktiviteten (Myeni & Williams, 1994).

Bladarealet af vegetationen – LAI (Leaf Area Index) bruges til at angive, hvor stort et areal af blade der er på én kvadratmeter jordoverflade. I et dansk klima vil dette naturligt variere henover året med laveste værdier om vinteren og højeste værdier om sommeren. LAI beregnes ud fra vegetationsdækket, hvor der bruges forskellen i refleksion fra jord og planter, kombineret med vegetationstypen, og hvordan denne forventes at sammenklumpe bladene set fra oven – er planterne på overfladen organiseret eller er der flere lag af vegetation på samme landareal? (EUMETSAT LSA SAF, 2016).

Kvalitetsvurdering af produkter

Formindsket planteaktivitet kan være en tørkeeffekt. Satellitprodukter for vegetationstilstanden bør afspejle den effekt, der er set i planteavls landbrug i Danmark. Dette er testet med årlige data på planteavlsudbytte for Danmark fra Danmarks statistik, statistikbanken. Disse er sammenlignet med FAPAR og årets maksimum LAI, for at undersøge, om det kendte udbytte stemmer overens hermed.



Figur 12: FAPAR national middel for sommermånederne fra LSA-SAF og total kornproduktion per areal i Danmark per år.



Figur 13: National middel af LAI maksimumsværdi for året og total kornproduktion per areal i Danmark per år.

Sammenhængen mellem FAPAR og landbrugsmæssig planteavlsudbytte på figur 12 viser en sammenhæng mellem de to parametre med en række afvigelser og en R² på 0,26. Planternes fotosynteseaktivitet dækker ikke kun landbrugsafgrøder, men også skove, engarealer, haver samt andre ikke landbrugsmæssige arealdækker i Danmark. Dog er 2018 som tørkeår meget tydeligt på FAPAR kurven. FAPAR her for månederne juni, juli og august, og repræsenterer dermed ikke hele vækstsæsonens fotosynteseaktivitet. Kigger man derimod på den højeste LAI der bliver målt i løbet af sommeren 2018, på figur 13, har dette en god samvariation med landbrugsudbyttet og en R² på 0,61.

Det forventes, at LAI for landbrugsområder har et pludseligt fald i forbindelse med høst, hvilket varierer både i tidsligt og rumligt. LAI-værdien dækker hele landet, og inkluderer skovområder

og andre ikke landbrugsmæssige arealer. Det vurderes således, at LSA-SAF's vegetationsprodukter kan bruges til at overvåge vegetationstilstanden og dermed en eventuel tørkeeffekt. Tilmed har både LAI og FAPAR korrelationer med DMI's tørkeindeks, beregnet med Makkink's potentielle fordampningsformel, på henholdsvis -0,06 og -0,16. Dermed er en let modsatrettet korrelation, som viser LAI og FAPAR ikke følger det nuværende tørkeindeks. Der kan godt være høje tørkeindeksværdier uden dette medfører en vegetationseffekt på national skala. Dermed giver vegetationsindekser fornyet information om den faktiske tørkeeffekt på vegetationen.

Tørkeindeks i tørkeår

Tørkeindekset angiver tørkeforholdene med en standard rodzonekapacitet på 100 mm og potentiel fordampning med Makkink med koefficienter fra Aslyng og Hansen (1982). Dette er beregnet for DMI's klimagrid data tilbage til 2002 i tre versioner: det nuværende DMI tørkeindeks (TI-Makkink), en varierende Rodzonekapacitet baseret på data fra AU (TI-RZCV) og en varierende rodzonekapacitet samt aktuel fordampning fra LSA-SAF (TI-RZCV-SAF). Her er TI-Makkink magen til det nuværende tørkeindeks, som findes i DMI's klimadata tilbage til 2019. Tørkeindekset var originalt designet til brug med en modificeret version af Penman, som potentiel fordampningsformel, men er blevet udskiftet med Makkink's formel grundet en beregningsfejl. Disse data kan derfor ikke findes i DMI's klimadata, og er beregnet for at vise, hvordan det nuværende produkt repræsenterer forholdene i tørkesituationer. Dette viser indflydelsen af disse rodzonen og fordampningen på DMI's tørkeindeks, og hvordan dette påvirker overvågningen af tørkeforhold i 2018 og 2023.



Tørken i 2018

Figur 14: DMI's tørkeindeks for den 1. juni 2018, samt et modificeret indeks med variabel rodzonekapacitet og et med satellitbaseret aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF. Øvre panel er den rumlige fordeling for 1. juni 2018. Nedre panel er nationale middelværdier for tørkeindeks gennem 2018.



Figur 15: DMI's tørkeindeks for den 29. september 2018, samt et modificeret indeks med variabel rodzonekapacitet og et med satellitbaseret aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF. Øvre panel er den rumlige fordeling for 29. september 2018. Nedre panel er nationale middelværdier for tørkeindeks gennem 2018.

Sommeren 2018 var efter danske standarder meget tør med, med 58,8 mm nedbør fra 1. maj til 1. august, mod en normal på 177,4 mm nedbør i denne periode på landsplan (1991-2020, DMI's foreløbige klimanormaler). Dette afspejler sig med TI-Makkink på 10 d. 1. juni, som det ses på figur 14 øverst til højre. Justeres rodzonekapaciteten til TI-RZCV (figur 7 øverst til venstre) ses kun de mest sandede jorde i det centrale Jylland med tørkeindeks 10, hvor mere lerede jorde med højere rodzonekapacitet på øerne og i Nordjylland har tørkeindeksværdier ned til 5 og et landsmiddel på omtrent 7,5. I TI-RZCV-SAF (figur 7 øverst midtfor) ses de regionale forskelle d. 1. juni 2018 endnu stærkere, hvor kun det centrale Jylland fremstår med tørkeindeks 10, med et landsmiddel omkring 6. Dermed er der overensstemmelse over tørkeindeks 10 i det centrale Jylland, men stor variation i resten af landet afhængigt af inputvariablene i DMI's tørkeindeks.

I 2018 kan det ses de tre kurver for national middel af tørkeindeks alle rammer 10 omkring 1. August, hvorefter det falder med øgede nedbørsmængder. Her falder det nuværende tørkeindeks hurtigst, da jordvandsmagasinet på landsplan er mindre og derfor hurtigere fyldes op igen. TI-RZCV-SAF er højest om efteråret, hvilket skyldes højere fordampningstal. Dette stemmer overens med figur 9, hvor der ses en forskel i sæsonvariationen af fordampning mellem Makkink og LSA-SAF. Her ses større fordampning i forsommeren og lavere fordampning i sensommeren/efteråret for TI-Makkink i forhold til LSA-SAF og in-situ fordampning. Den 29. september 2018 er der meget lave værdier for alle indeks i Vestjylland, men varierende værdier længere mod øst på Sjælland og Fyn, hvor tørken ikke er ovre med værdier omkring 8-9 med aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF, hvor det nuværende tørkeindeks og, både med og uden rodzonekapacitetsvariation er markant lavere, omkring 6-7.



Tørken i 2023

Figur 16: DMI's tørkeindeks for den 6. juni 2023, samt et modificeret indeks med variabel rodzonekapacitet og et med satellitbaseret aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF. Øvre panel er den rumlige fordeling for 6. juni 2023. Nedre panel er nationale middelværdier for tørkeindeks gennem 2023.



Drought index evapotranspiration input test 2023 RZCV PET makkink

Figur 17: DMI's tørkeindeks for den 30. juli 2023, samt et modificeret indeks med variabel rodzonekapacitet og et med satellitbaseret aktuel evapotranspiration fra LSA-SAF. Øvre panel er den rumlige fordeling for 30. juli 2023. Nedre panel er nationale middelværdier for tørkeindeks gennem 2023

I 2023 var forsommeren meget tør, med kun 41,5 mm nedbør på landsplan fra 1. maj til 30. juni 2023, mod normalen på 111,6 mm i samme periode (1991-2020, DMI's foreløbige klimanormaler). Dette er med et landsmiddel for TI-Makkink på 9,5 d. 6. juni 2023, hvor TI-RZCV har mere geografisk variation og kun tilsvarende værdier i det centrale Jylland. TI-RZCV har værdier helt ned til 5. TI-RZCV-SAF er med landsmiddelværdier på ca. 6 og kun enkelte mindre områder med værdier over 9, med værdier omkring 5 som det mest udbredte. Den tørre periode fortsætter indtil slutningen af juni, hvor TI-Makkink rammer 10 på landsplan, TI-RZCV 9 og TI-RZCV-SAF 8. I løbet af juli regner det meget mere, der giver store fald i tørkeindekset. 30. juli 2023 ligger landsmidlen for de tre indekser omkring 5, med det klassiske lavest, varierende rodzonekapacitet og satellitbaseret fordampning meget ens. Der er store rumlige forskelle, der er mere udpræget for TI-RZCV-SAF end for TI-Makkink. TI-RZCV-SAF har i midt-Vestjylland værdier under 2, hvor store dele af Sjælland og Lolland har værdier over 9 - tørrere forhold end 6. juni. Dette billede gentages ikke for TI-Makkink og TI-RZCV med højeste værdier omkring 7, dog stadig med en regional variation i tørkeindeksværdierne, som følge af nedbørsfordelingen.

LSA-SAF AET bruger FAPAR som input og har lave værdier over urbane områder, hvilket resulterer i lave tørkeindeksværdier i urbane områder. Dette kan ses både i 2018 og 2023, og er en begrænsning ved mange satellitbasere fordampningstal, der således ikke egner sig til brug urbant.

Konklusion for satellitdata i overvågning af jordvandstørke

Til brug i forbindelse med overvågning af jordvandstørke, er forskellige satellitdata testet. Både for jordfugtighed og aktuel fordampning mod in-situ målinger, samt vegetationsindekser mod landbrugsudbytter. Herfra fremgår det, at satellitdata kan bruges i overvågning af jordvandstørke på tre parametre: 1) overvågning af fugtigheden i topjorden, 2) estimering af aktuel evapotranspiration til beregning af fordampningsfraktion eller til at beregne jordfugtigheden, og 3) til at angive vegetationstilstanden, og om der er en tørkeeffekt.

Ved brug i overvågning af jordvandstørke på daglig tidsskala kan en passende høj tidslig opløsning fås for fordampning (30 min-værdier eller dagsværdier) fra LSA-SAF. Vegetationsindikatorerne LAI og FAPAR er tilgængelige som daglige værdier fra LSA-SAF. Aktuel evapotranspiration kommer med en let positiv bias i forhold til målinger fra ICOS Sorø. Regionalt kan jordfugtighed fra C3S' kombinerede passiv/aktiv algoritme bruges til overvågning af vandindholdet i topjorden. Dette er med bedst korrelation i 0-5 cm dybde, men mindste afvigelse og bedst overensstemmelse med tendensen i 20-25 cm's dybde. Dette er for Ahlergaarde delopland til Skjern å. Vegetationsindikatorer giver meget fornyet information i forhold til andre tørkeindekser, da de ikke korrelerer med andre tørkeindekser og viser om der er en tørkeeffekt. Derfor anbefales dette som element i fremtidig tørkeovervågning, med en fornuftig beskrivelse af landbrugsproduktionen.

Der findes mange andre datasæt der kan være relevante at undersøge afhængig af formålet, som kan findes i oversigterne i bilag 1,2 og 3.

DMI's tørkeindeksberegning med fast rodzonekapacitet på 100mm viser afvigelser i fordampning fra satellitmålinger og data fra ICOS-Sorø. Dette er genberegnet med en variabel rodzonekapacitet, der giver øget geografisk variation i tørkeindeksværdierne. Ligeledes ses der geografiske variationer i fordampningen fra LSA-SAF. Det anbefales derfor at Makkink's potentielle fordampning erstattes med en anden potentiel fordampningsformel. Danske haver har meget standardiserede forhold for jordtype og græsdække, hvor en fast rodzonekapacitet er passende, men de resterende danske landområder vil have gavn af en øget rodzonekapacitet. Den geografiske variation for udviklingen tørkeindekser kan testes mod satellitdata.
Referencer for tørkeovervågning

Cammalleri, C., Arias-Muñoz, C., Barbosa, P., de Jager, A., Magni, D., Masante, D., Mazzeschi, M., McCormick, N., Naumann, G., Spinoni, J. and Vogt, J., 2021. A revision of the Combined Drought Indicator (CDI) used in the European Drought Observatory (EDO). Natural Hazards and Earth System Sciences, 21(2), pp.481-495.

Copernicus, 2020. Standardized Precipitation Index, Factsheet: (URL: <u>https://drought.emergency.copernicus.eu/data/factsheets/factsheet_spi.pdf</u>

DMI, 2018: URL: <u>https://www.dmi.dk/nyheder/2018-nyeste/2018-det-mest-torkeramte-ar-i-danmark-i-99-ar</u>.

Hamman, J. J., Nijssen, B., Bohn, T. J., Gergel, D. R., and Mao, Y.: The Variable Infiltration Capacity model version 5 (VIC-5): infrastructure improvements for new applications and reproducibility, Geosci. Model Dev., 11, 3481–3496, https://doi.org/10.5194/gmd-11-3481-2018, 2018A.W.C. Yuen, Lamotrigine: a review of antiepileptic efficacy, Epilepsia 35 (Suppl. 5) (1994) S33–S36

Vicente-Serrano, S.M., Peña-Angulo, D., Beguería, S., Domínguez-Castro, F., Tomás-Burguera, M., Noguera, I., Gimeno-Sotelo, L. and El Kenawy, A., 2022. Global drought trends and future projections. Philosophical Transactions of the Royal Society A, 380(2238), p.20210285.



Referencer for satellitdata i overvågning af jordvandstørke

- Cao, M., Wang, W., Xing, W., Wei, J., Chen, X., Li, J., & Shao, Q. (Oktober 2021). Multiple sources of uncertainties in satellite retrieval of terrestrial actual evapotranspiration. *Journal of Hydrology*.
- EUMETSAT LSA SAF. (2016). *Product User Manual Vegetation Parameters (VEGA).* The EUMETSAT Satellite Application Facility on Land Surface Analysis LSA SAF.
- EUMETSAT LSA SAF. (2023). *Product User Manual Evapotranspiration & Surface Fluxes.* The EUMETSAT Satellite Application Facility in Land Surface Analysis (LSA SAF).
- Jensen, K. H., & Refsgaard, J. (8. november 2018). HOBE: The Danish Hydrological Observatory. Vadose Zone Journal - Special Section: Hydrological.
- Myeni, R. B., & Williams, D. L. (september 1994). On the Relationship between FAPAR and NDVI. *Remote Sensing of Environment*, s. 200-211.
- Running, S. W., Mu, Q., Zhao, M., & Moreno, A. (2019). User's Guide MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-end Gap-filled MOD16A2GF/A3GF) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm (For Collection 6). NASA - MODIS Land Team.
- Wang, Y., Zhao, H., Fan, J., Wang, C., Ji, X., Jin, D., & Chen, J. (27. oktober 2023). A Review of Earth's Surface Soil Moisture Retrieval Models via Remote Sensing. *Water*.

Tidligere rapporter

(1)

Tidligere rapporter fra Danmarks Meteorologiske Institut kan findes på adressen: <u>https://www.dmi.dk/publikationer/</u>

 $\langle 1 \rangle$

Bilag 1 – Evapotranspiration satellitprodukter

Datasæt	Kilde	periode	Tidslig opløsning	Rumlig opløsning
MOD16 PET + AET	NASA, USGS: https://lpdaac.usgs.gov/produc ts/mod16a2v006/	2000 - 2024	8 dage	500m x 500m
Evapotranspirati on Indicators PET + AET	C3S, CDS: <u>https://cds.climate.copernicus.</u> <u>eu/datasets/sis-</u> <u>agroproductivity-</u> <u>indicators?tab=overview</u>	2000 – 2018	10 dage	0,1° x 0,1°
LSA-SAF AET + ETo	LSA-SAF <u>https://lsa-</u> <u>saf.eumetsat.int/en/data/produ</u> <u>cts/evapotranspiration-and-</u> <u>turbulent-fluxes/</u>	2004 - NRT	30 minutter 1 dag	0,05° x 0,05°
PMLV2	<u>https://github.com/gee-</u> <u>hydro/gee_PML</u>	2000 - 2023	8 dage	500m x 500m / 0,05° x 0,05°
GLEAM4.2	<u>https://www.gleam.eu/</u>	1980 - 2023	8 dage	0,1° x 0,1°
BESS	https://developers.google.com/ earth- engine/datasets/catalog/SNU_ ESL_BESS_Rad_v1	2001 - 2021	1 dag	5km x 5km

 $\langle 1 \rangle$

Bilag 2 – Jordfugtighed satellitprodukter

Datasæt	Kilde	periode	Tidslig opløsning	Rumlig opløsning
Soil moisture gridded Jordfugtighed 0-5 cm	C3S: https://cds.climate.coper nicus.eu/datasets/satellit <u>e-soil-</u> moisture?tab=overview	1978 - 2024	1 dag	0,25° x 0,25°
Surface soil moisture – version 1 Jordfugtighed 0-5 cm	CLMS: <u>https://land.copernicus.e</u> <u>u/en/products/soil-</u> <u>moisture</u>	2014 – nu	1 dag (besøgstid for DK er lavere ~ 5 dage)	1km x 1km
SSM-ASCAT-NRT-DIS Jordfugtighed 0-5 cm	H-SAF: https://hsaf.meteoam.it/P roducts/Detail?prod=H08	2006 – nu	1 dag	1km x 1km
RZSM-ASCAT-NRT-10 Jordfugtighed i 4 lage gennem rodzonen	H-SAF: <u>https://hsaf.meteoam.it/P</u> <u>roducts/Detail?prod=H26</u>	2012 - nu	12 timer	10km x 10km
SM-DAS-2 Jordfugtighed	H-SAF: <u>https://hsaf.meteoam.it/P</u> <u>roducts/Detail?prod=H14</u>	2012 - nu	1 dag	25km x 25km
SMAP/Sentinel-1 L2 Radiometer/Radar 30- Second Scene 3 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 3 Jordfugtighed 0-5 cm	NSIDC: <u>https://nsidc.org/data/spl</u> <u>2smap_s/versions/3</u>	2015 – nu	1 dag	1km x 1km 3km x 3km

 $\langle 1 \rangle$

Bilag 3 – Vegetationstilstand satellitprodukter

Datasæt	Kilde	periode	Tidslig	Rumlig
			opløsning	opløsning
	LSA-SAF:			
	https://lsa-	2004 ри	1 dag	0,05° x
	saf.eumetsat.int/en/data/	2004 - 110	10 dage	0,05°
	products/vegetation/			
	https://lsa-		1 dag	0.05° x
LSA-SAF FAPAR	saf.eumetsat.int/en/data/	2004 - nu	10 dage	0,05°
	products/vegetation/			
	LSA-SAF:	2007 - nu	10 dage	0,01° x
LSA-SAF NDVI	<u>https://lsa-</u>			
	sal.eumeisal.int/en/data/			0,01
NOAA STAR	NOAA STAR NESDIS:			
NESDIS	https://www.star.nesdis.n	1001	7 dage	4km x 4km
Temperature	oaa.gov/smcd/emb/vci/V	1981 - nu		
Condition Index	H/vh_ftp.php			
	NOAA STAR NESDIS:		7 dage	4km x 4km
	https://www.star.nesdis.n	1081 pu		
	oaa.gov/smcd/emb/vci/V	1901 - 110		
	<u>H/vh_ftp.php</u>			
NOAA STAR	NOAA STAR NESDIS:	1981 - nu		
NESDIS Vegetation	https://www.star.nesdis.n		7 dage	4km x 4km
Health Index	oaa.gov/smcd/emb/vci/V			
NOAA STAR	NOAA STAR NESDIS:			
NESDIS Smoothed	<u>mttps://www.star.nesdis.n</u>	1981 - nu	7 dage	4km x 4km
NDVI	H/vh ftp php			
	EDO:			
MODIS FAPAR	https://drought.emergenc		10 dage	1km x 1km
anomaly	y.copernicus.eu/tumbo/e	2002 – 2022		
,	do/download/			
	EDO:	2012 - 2024	10 dage	0,083° x 0,083°
VIIRS FAPAR	https://drought.emergenc			
anomaly	<u>y.copernicus.eu/tumbo/e</u>			
	<u>do/download/</u>			
	USGS:			
MODIS Terra Daily	https://www.usgs.gov/ce	2012 – nu	10 dage	
NDWI – Normalized	nters/eros/science/usgs-			1km x 1km
Difference Water	eros-archive-vegetation-		Ŭ	
Index	monitoring-eviirs-global-			
	<u>ndwi</u>			