

Skybruddet over København den 2. juli 2011

Af Niels Woetmann
Nielsen, DMI

Vejrudviklingen

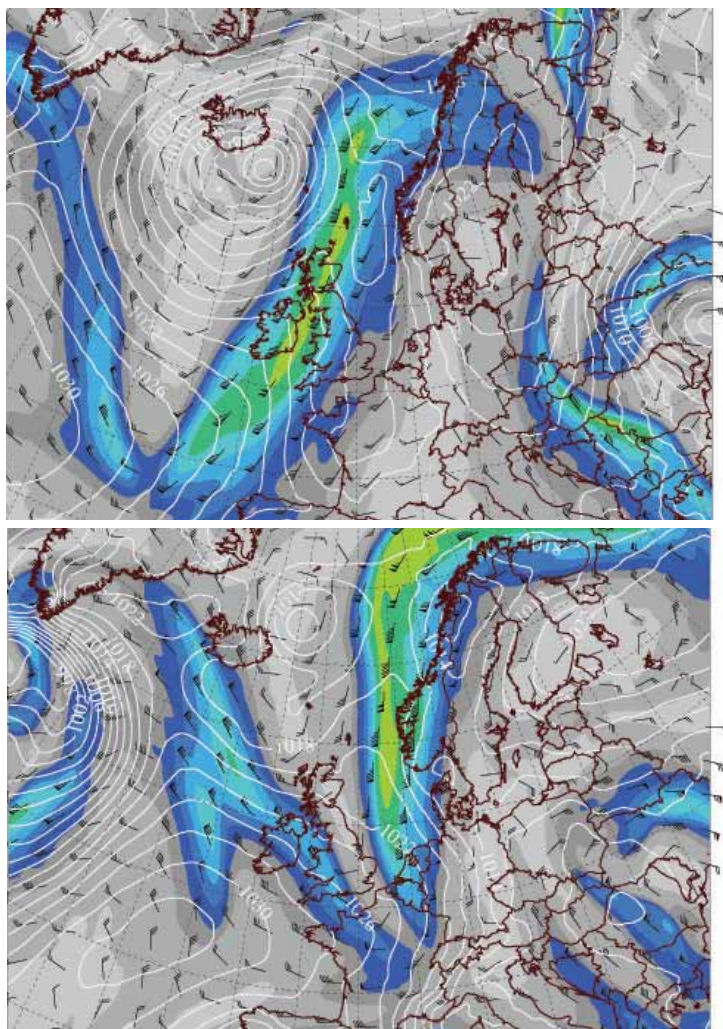
Nogle dage før skybruddet er der etableret en højtryksryg hele vejen fra Sydeuropa til Mellemskandinaviens, mens der i trugene på flankerne af ryggen

er lukkede lavtryks-cirkulationer ved overfladen, hhv. sydøst for Island og over Ukraine (Figur 1a). I de følgende dage bevæger lavtrykkene sig mod hinanden og afsnører derved en højtryks-

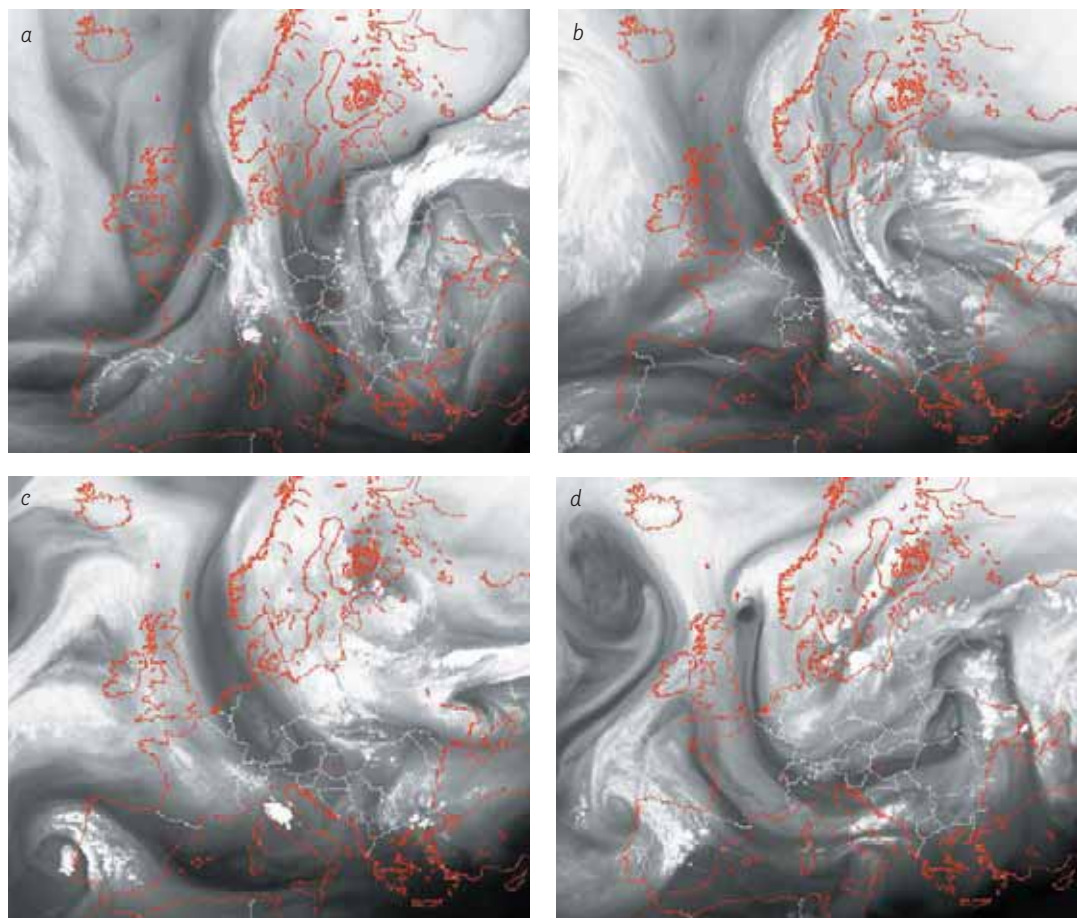
Indledning

I forrige århundrede var der langt mellem somre, hvor der i Danmark var skybrud, som gav mere end 100 mm nedbør på 2 timer. Indtil videre er der i det nye årtusinde tilsyneladende blevet flere af disse hændelser. Den 20. august 2007 faldt der ved Gråsten på få timer op mod 150 mm. I august 2010 skete det igen, i København og nordlige omegn den 14. om aftenen, og i Billund-Brande området tidligt på dagen den 18. Derudover blev Bornholm den 17. august samme år ramt af et skybrud, som i Nexø gav 93 mm på under 2 timer. Man kunne fornemme spørgsmålet: Hvornår kommer det næste voldsomme skybrud, og hvor i landet vil det ramme? Svaret kender vi nu: Det indtraf den 2. juli 2011 og ramte Københavnsområdet. Værst gik det ud over den centrale del af byen, hvor der på ca. 2 timer faldt mellem 90 og 135 mm.

I denne artikel skal vi se på vejrudviklingen, som førte til skybruddet, og forsøge at give et svar på, hvorfor skybruddet blev så voldsomt, og hvorfor det lige ramte Københavnsområdet.



Figur 1. Analyser af vind i 300 hPa (vindfaner er WMO standard, farver viser vindens fart i 5 m/s intervaller) og lufttryk ved havniveau (hvide kurver, 2 hPa intervaller). a) 00 UTC, 28. juni 2011 og b) 00 UTC, 30. juni 2011.



Figur 2. Meteosat Second Generation (MSG) vanddampbilleder (kanal 5). a) 12.30 UTC, 29. juni 2011, b) 12 UTC, 30. juni 2011, c) 12 UTC, 1. juli 2011 og d) 16.30 UTC, 2. juli 2011.

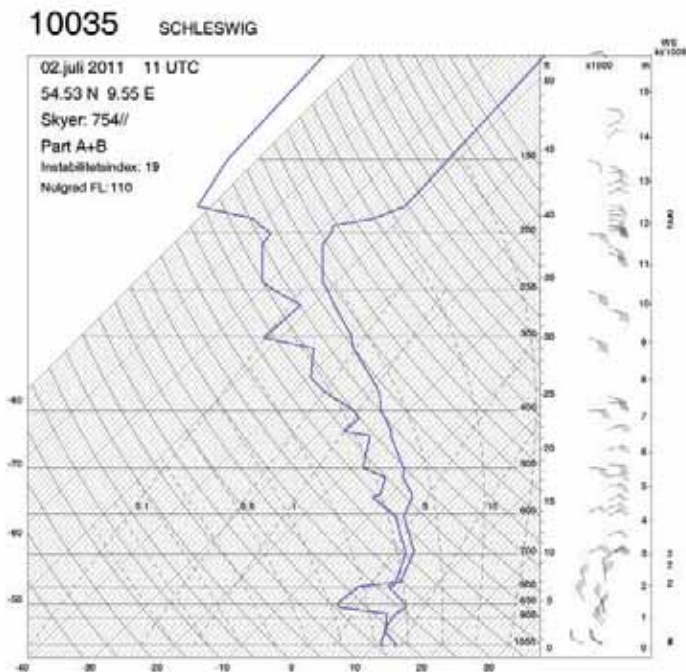
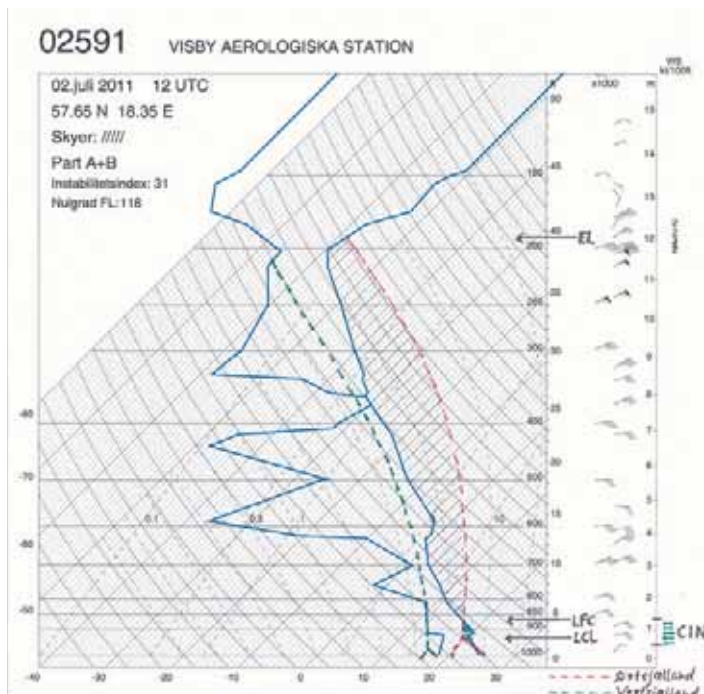
cirkulation over Finland og det vestlige Rusland (Figur 1b). Under dette forløb, og som følge af den vestlige lavtryks-cirkulation, trænger kølig luft vestfra ind over Nordtyskland og Danmark. Koldfronten bevæger sig ind over Jylland den 29. juni (Figur 2a). Over Jylland er fronten ledsaget af regn og torden, men fronten svækkes under sin langsomme bevægelse mod øst. Fronten ved overfladen passerer København den 30. om eftermiddagen (Figur 2b), mens vejret er næsten

skyfrit. Først få timer senere følger skyer med finregn. Cirkulationen omkring det østlige lavtryk sender samtidig varm, fugtig og ustabil luft sydfra op over Den Finske Bugt og videre rundt om lavtrykket mod sydvest over Østersøen med kurs mod Sydsverige og Danmark. Varmfronten, ledsaget af regn, passerer København fra nordøst om formiddagen den 2. juli (Figur 2c). Efter frontpassagen er den kølige luft fra den vestlige lavtryks-cirkulation blevet erstattet

af varm, fugtig og ustabil luft fra den østlige lavtryks-cirkulation, og i denne luftmasse udvikler der sig sidst på eftermiddagen et meget kraftigt tordenvejr med tusindvis af lyn over Københavnsområdet. Tordenbygerne over Sydsverige og København transporterede vanddamp fra overfladen til tropopausen og den allernederste del af stratosfæren. Tordenbygerne vanddamp ved tropopausen kan tydeligt ses som hvide "totter" på vanddampbilledet i Figur 2d.

Radiosondemålinger fra Visby (Gotland) og Schleswig

Der blev ikke foretaget mange radiosonde-målinger i varmluften, som trænger ind over Sjælland. Sondringen fra Visby 12 UTC den 2. juli, vist i Figur 3a, er formentlig den mest repræsentative. Sondringen indikerer at luftmassen ved et dugpunkt på 20 °C i 1000 hPa bliver konvektiv ustabil, hvis temperaturen i 1000 hPa vokser til 27 °C eller mere. Hvis luften ved overfladen opvarmes til den konvekktive temperatur, kan der spontant dannes tordenbyger. Hvis opvarmningen ikke er tilstrækkelig til at temperaturen når op på den konvekktive temperatur, skal der være kræfter til stede, som kan løfte luft fra overfladen til det frie konvektionsniveau (Level of Free Convection, LFC). På sondringen i Figur 3a er der indtegnet to stiplede løftekurver. Den røde og den grønne repræsenterer hhv. løft af luft fra overfladen over Nordøst- og Sydvestsjæl-



Figur 3. Radiosondemålinger. a) Visby (Gotland), 12 UTC, 2. juli 2011 og b) Schleswig, 11 UTC, 2. juli 2011. I a) er indtegnet løftekurver for overfladeluft over Østsjælland (stiplet rød) og Vestsjælland (stiplet grøn). EL, LFC, LCL og CIN er forklaret i teksten.

land. Overfladeluften de to steder har temperaturer (hhv. 25 og 18 °C) og dugpunkter (hhv. 20 og 16 °C), som var fremherskende for målingerne 14 UTC, dog med den bemærkning at de 25 °C er for det centrale København, mens 24 °C er fremherskende for det nordøstligste Sjælland.

Figur 3a viser, at den røde løftekurve har "et kondensationsniveau ved løft" (Lifting Condensation Level, LCL) i ca. 700 meters højde og et LFC i ca. 1300 meters højde. Under sådanne forhold skal der være kræfter til stede, som kan løfte luften fra LCL til LFC. Den energi, som skal tilføres, kalder man for Convective INhibition (CIN). Energien er proportional med arealet (grønt skraveret på figuren) mellem sonderingens temperatur og løftekurven. Mange processer kan skabe det nødvendige løft, f.eks. langs omstigning af luft som følge af varmeadvektion eller som følge af positiv vorticityadvektion i den øvre troposfære (præcist udtrykt skal vorticityadvektionen vokse med højden [1]). Løft på mindre skala kan også være til stede. Ofte er det løft, som foregår langs en konvergenszone, eksempelvis ved en søbrise- eller en gustfront. Sidstnævnte skabes af tordenbyger (dyb fugtig konvektion). Derudover kan tordenbyger, som opstår i omgivelser, hvor vinden ændrer sig mærkbart med højden, skabe trykforstyrrelser, som udsætter luften for vertikal acceleration (både positiv og negativ). På den måde kan der i tordenskyen

opstå nye opstigningsområder, hvor acceleration er positiv (se f.eks.[2]).

Vi forestiller os nu, at der er kræfter til stede, som kan løfte en luftpartikel fra overfladen til LFC, og at kræfterne formår at bringe partiklen til LFC med en positiv vertikalhastighed. Så snart luftpartiklen forlader LFC er den varmere end den omgivende luft og udsættes derfor for en positiv acceleration (positiv opdrift), og dens vertikalhastighed bliver derfor ved med at vokse, indtil den når ligevægtsniveauet (Equilibrium Level, EL), hvor den igen har samme temperatur som omgivelserne. Over EL bliver partiklen hurtigt meget koldere end omgivelserne og udsættes derfor for en meget kraftig opbremsning. Ovenstående betragtninger forudsætter, at der i luftpartiklen ikke sker en opblanding med luft fra omgivelserne. Sådanne ideelle forhold gælder kun (og stadigvæk ikke eksakt) for partikler i kernen af opdriften i en tordensky. Man kan vise, at den potentielle energi mellem LFC og EL, som er til rådighed for luftpartiklen, er proportional med arealet (sort-skraveret på Figur 3a) mellem løftekurven og temperaturkurven for omgivelserne. Den potentielle energi kaldes for konvektiv tilgængelig potentiel energi (Convective Available Potential Energy, CAPE). CAPE konverteres til bevægelsesenergi i partiklen. I EL er al CAPE blevet omsat til bevægelsesenergi, således at partiklens vertikalhastighed i dette niveau med tilnærmelse er proportional med $\sqrt{2 \cdot CAPE}$.

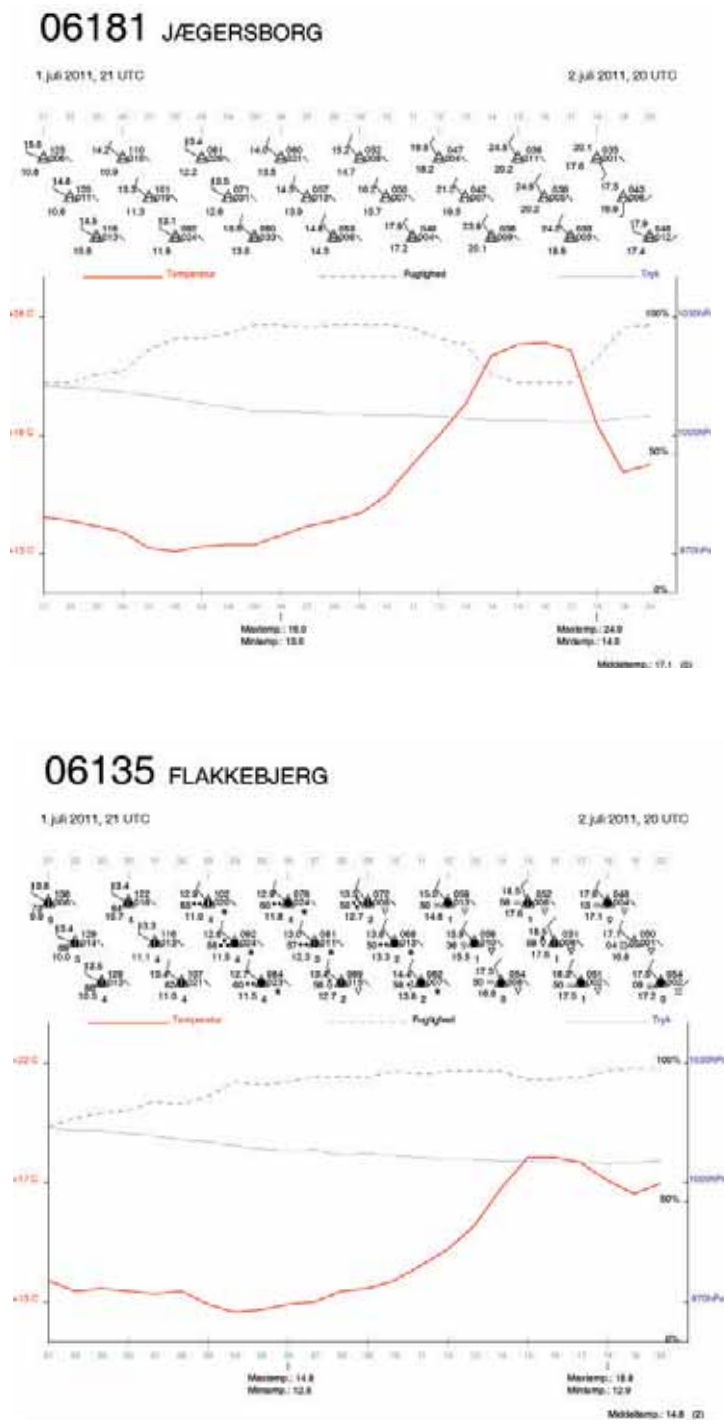
Den røde løftekurve i Figur 3a har en ganske høj værdi af CAPE og indikerer således, at opdriften i tordenceller, som eventuelt opstår i denne luftmasse, kan blive meget kraftig. Da vertikalhastigheden i opdriften er maksimal i EL, vil skytoppen i tordencellen befinde sig over dette niveau, dvs. i mere end 12 km's højde.

Over Sydvestsjælland er situationen markant anderledes. Den grønne løftekurve befinder sig hele vejen op gennem troposfæren til venstre for sonderingens temperatur, hvilket betyder, at luft som løftes fra overfladen hele tiden er koldere end omgivelserne, uanset hvor højt tilstedeværende kræfter er i stand til at løfte partiklen. På det givne tidspunkt vil tordenbyger derfor ikke kunne udvikle sig over Sydvestsjælland. Hvis derimod temperaturen ikke bare tæt ved overfladen, men gennem hele troposfæren er mere end 4 til 5 grader koldere end ved Visby vil luftmassens stabilitet have ændret sig så meget, at udvikling af tordenbyger bliver mulig. Der er imidlertid ikke observationer, der peger i den retning. Sonderingen fra Schleswig i Figur 3b viser tværtimod at temperaturen i den varme luftmasse (over ca. 550 hPa) er næsten den samme som i Visby-sonderingen, hvilket indikerer at varmluften mht. lagdeling er forbavsende homogen i den mellemste og øvre troposfære med en temperatur, som kun falder lidt langsommere med højden end langs en fugtadiabat (på Figur 3 vist som stiplede kurver, der krummer mod venstre med højden).

Figur 4 viser bl.a. den tidlige ændring af temperaturen målt i 2 meters højde ved Jægersborg i Nordøstsjælland (Figur 4a) og Flakkebjerg i Sydvestsjælland (Figur 4b) i perioden fra 21 UTC den 1. juli til 20 UTC den 2. juli. På baggrund af Figur 3 og 4 kan det slås fast, at der frem til 20 UTC er mulighed for udvikling af kraftige tordenbyger i Nordøstsjælland, primært i perioden fra ca. 14 til 17 UTC, mens denne mulighed ikke er til stede i Sydvestsjælland. Det skal tilføjes, at mulighed for udvikling af byger (evt. tordenbyger) ved Flakkebjerg voksede senere på aftenen, hvor temperatur og dugpunkt 21 UTC steg til hhv. 18.0 og 17.6 °C.

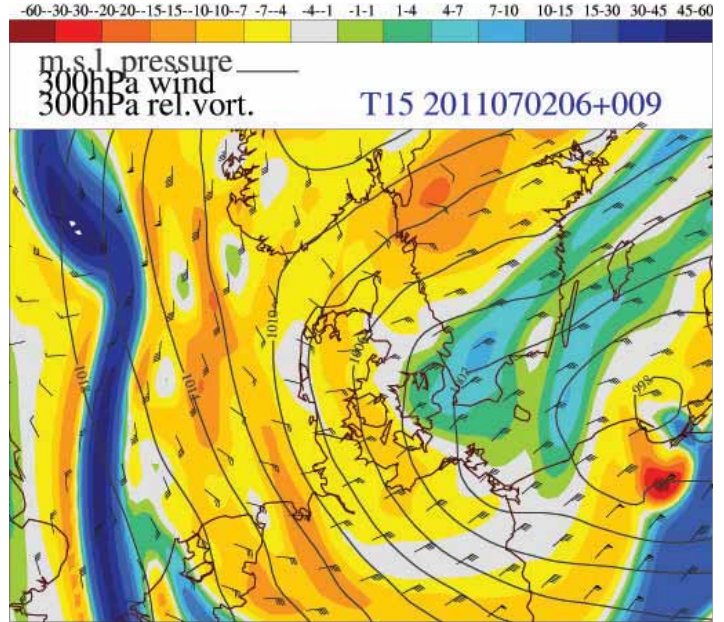
Tordenceller udvikler sig over det sydligste Sverige

De første tordenceller ser ud til at udvikle sig spontant og mere eller mindre samtidigt flere steder i Sydsverige mellem 13 og 14 UTC. Vindforholdene er sådan, at vinden er svag ved overfladen og fra øst-nordøst hele vejen op til tropopausen i ca. 200 hPa. I de nederste få kilometer vokser vinden til mellem 10 og 15 m/s, hvorefter den kun ændrer sig lidt med højden (figur ikke vist). I de nederste få kilometer er der således et moderat vindshear med en shearvektor (differensen mellem vindvektoren i en given højde og vindvektoren ved jordoverfladen), som peger i samme retning som vinden, dvs. mod vest-sydvest. Under disse vindforhold er temperaturadvektionen nul. Figur 5 indikerer samtidig, at den relative vorticityadvektion i den øvre troposfære ligeledes er tæt



Figur 4. Observation hver time af meteorologiske overfladeparametre fra perioden 1. – 2. juli 2011. Graferne viser ændring i temperatur i 2 meters højde (rød), lufttryk ved havniveau (blå) og relativ fugtighed i 2 meters højde (stiplet). a) Jægersborg og b) Flakkebjerg.

Figur 5. Prognose fra 6 UTC, 2. juli 2011 gældende til 15 UTC samme dag. Luftryk ved havniveau (fuldt optrukne kurver), vind i 300 hPa (WMO standard) og relativ vorticity i 300 hPa i $10^{-5}s^{-1}$ enheder. Farveintervallerne er vist øverst.



på nul over den sydligste del af Sverige. Der er således ingen kræfter til stede på synoptisk skala, som er i stand til at løfte luftpartikler fra overfladen op gennem CIN laget (Figur 3a). Dette understøtter formodningen om, at de første tordenceller i dette område udvikler sig spontant, når jordoverfladen er blevet opvarmet (i dette tilfælde af solen) til den konvektive temperatur (på Figur 3a ca. 27 °C). I Sydsverige steg temperaturen om eftermiddagen flere steder til over 27 °C.

Tordenceller og multiceller

En tordencelle har som regel en levetid mellem 30 og 60 minutter. I dette tidsrum gennemløber den 3 faser. I fase 1 består tordencellen udelukkende af en opdrift (updraft), og der er ikke begyndt at falde nedbør fra cellen. I fase 2 har cellen en neddrift (downdraft) og der falder nedbør fra cellen. Opdriften svækkes i denne fase. I fase 3 består cellen udelukkende af en neddrift, og der falder fortsat nedbør fra cellen. Neddriften er en kølrig og som regel fugtig faldvind fra tordencellen. I mødet med jordoverfladen breder faldvinden sig ud til alle sider under skyen. Grænsezonen mel-

lem neddriften og den varme og ofte fugtigere luft i omgivelserne kaldes for gustfronten. Hvis vinden ved overfladen er svag og tordencellen ikke bevæger sig, vil gustfronten have form som en ring, der ved overfladen omslutter neddriften og udbreder sig med samme hastighed i alle retninger. Hvis tordencellen bevæger sig, vil gustfronten derimod udbrede sig langsomt i cellens bevægelsesretning. Vindhastigheden nær overfladen vil ligesledes påvirke gustfrontens udbredelseshastighed. Når begge effekter tages i betragtning bliver resultatet, at gustfronten udbreder sig langsomt i den tidligere omtalte vindshear-vektors retning. Set fra tordencellens referencesystem udbreder gustfronten sig langsomt i den retning, hvor der nær overfladen er mest "modvind". Det er derfor

også her, man vil vente at luften presses kraftigst op langs gustfronten, og alt andet lige her, betingelserne for dannelse af nye tordenceller er gunstigst. Når en tordencelle først er dannet over Sydsverige, synes de bedste betingelser for dannelse af en ny celle således at være nedshear for den oprindelige tordencelle. Nedshear betyder, set fra tordencellen, at den nye celle opstår i vindshear-retningen, dvs. i dette tilfælde vest-sydvest for den gamle celle. Dertil kommer, at man kan vise, at den trykforstyrrelse en tordencelle giver anledning til, også favoriserer udvikling af nye tordenceller i nedshear retningen (se f.eks. [2]). På denne måde kan der dannes en multicelle, som i sin enkleste form består af 3 celler, den ældste i fase 3 og den yngste i fase 1.

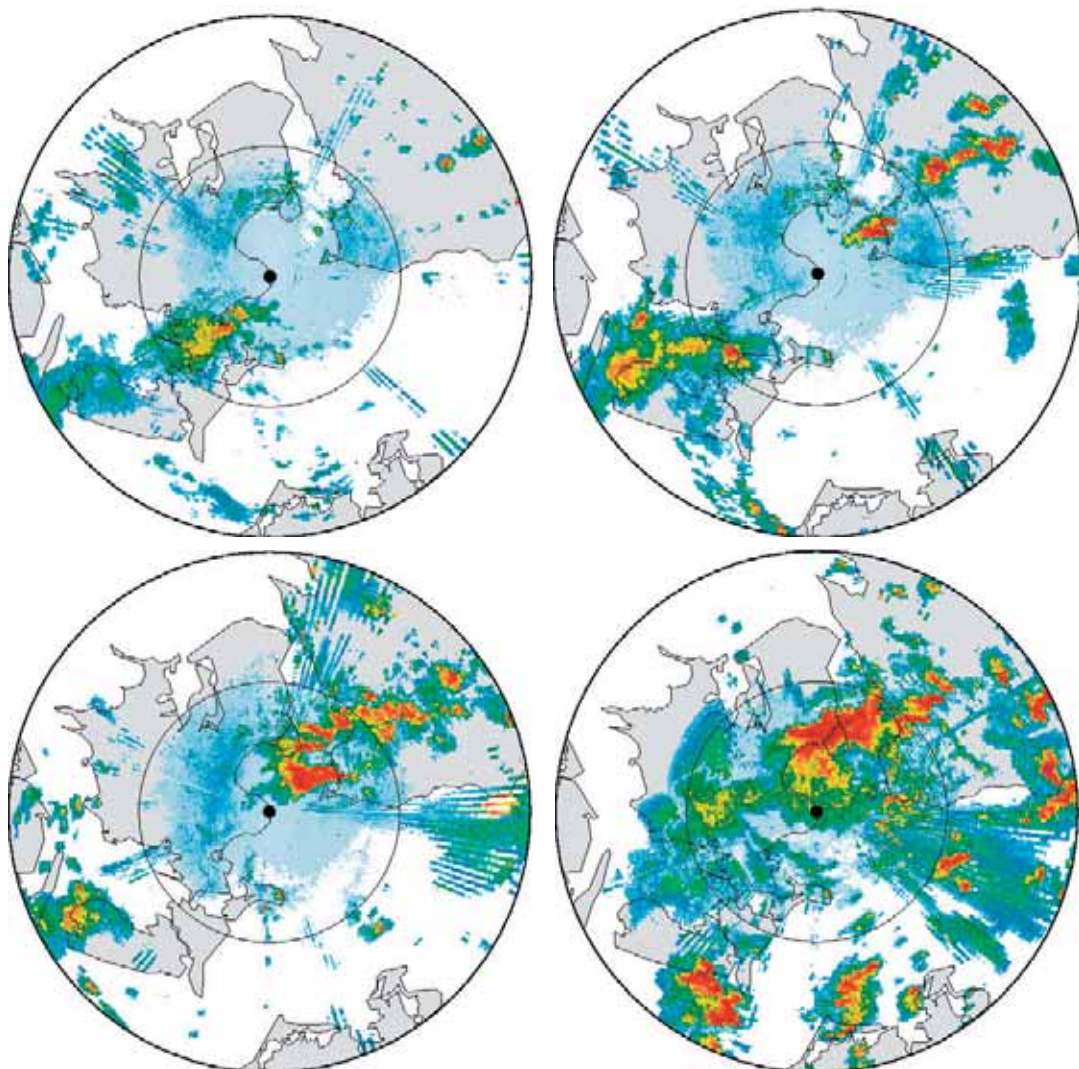
Radarmålingerne i Figurene 6a og 6b viser, at tordencellerne over Sydsverige til at begynde med ligger i klumper i bånd parallelt med vindretningen. Formentlig er klumperne multiceller, men det har ikke været muligt at fastslå dette med sikkerhed på baggrund af de foreliggende data. Figur 6 viser også tydeligt, at jo længere tid der går fra de første celler dukkede

op, desto mere komplekst bliver nedbørsmønstret. Det skyldes dels, at der spontant kan dannes nye tordenceller og dels at nye tordenceller, ud over de allerede nævnte steder, også kan opstå, hvor gustfronter fra forskellige tordenceller kolliderer ([3]).

Radarmålingerne viser også, at nedbørsområderne forenes til større sammenhængende nedbørsområder over Øresund

og København (Figurene 6c og 6d). På Figur 6b ses et kort nedbørsbånd over Øresund mellem Amager og Falsterbo med kurs mod Stevns, og længere mod nordøst ses et noget længere nedbørsbånd med kurs mod Amager og København.

Det første bånd udvikler sig syd for Amager til et noget større sammenhængende nedbørsområde (Figur 6c), men svækkes

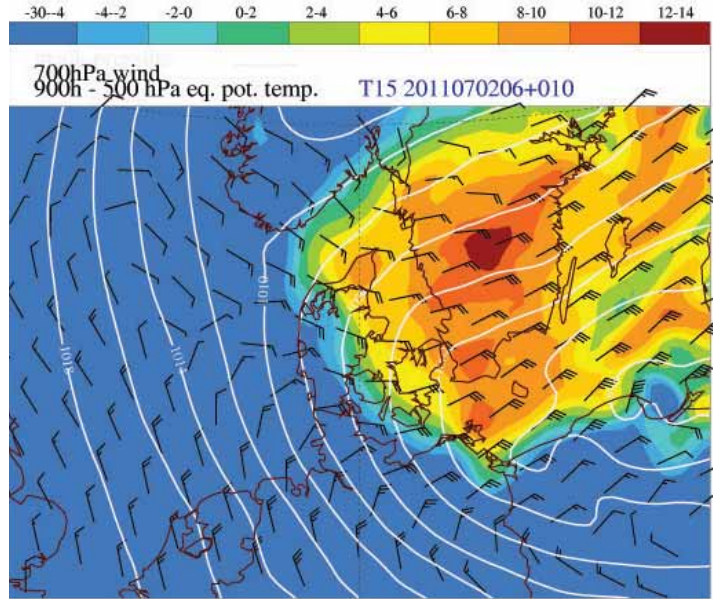


Figur 6. Måling af nedbørsintensitet (enhed dBZ) fra radaren på Stevns (den 2. juli 2011. a) 13.55 UTC, b) 14.55 UTC, c) 15.55 UTC og d) 17.55 UTC.

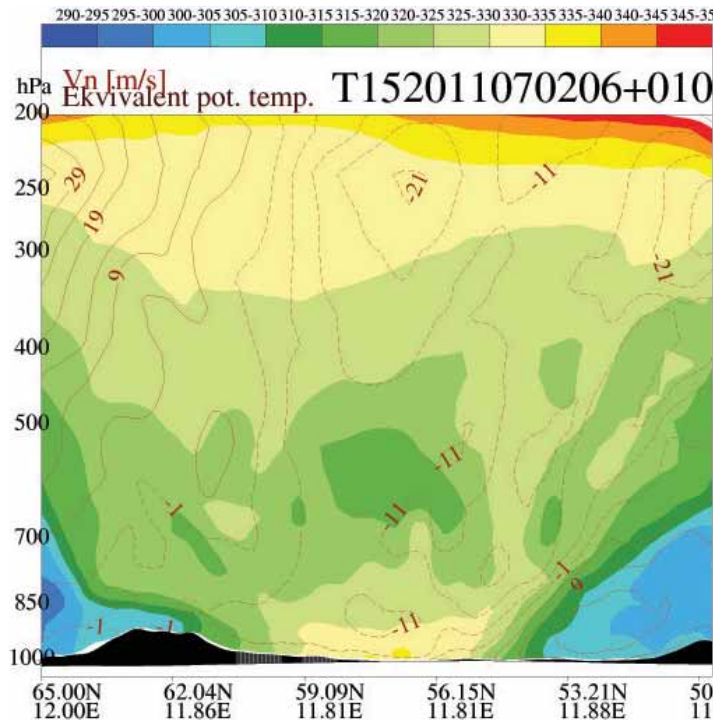
senere over Sydsjælland og er forsvundet helt på Figur 6d. Figur 7 viser forskellen mellem den ækvivalent potentielle temperatur (θ_e) i trykfladerne 900 hPa og 500 hPa. Denne differens er et mål (blandt mange mulige) for luftmassens potentielle instabilitet. Jo større positiv forskel, desto mere potentiel instabil er luften. Med vejledning fra Figur 8 er trykniveauerne valgt således, at θ_e -differensen i den varme luftmasse er tæt på det maksimale. Figur 7 viser et betydeligt fald i potentiel instabilitet fra Stevns til Lolland.

Det er sandsynligt, at dette bidrager væsentlig til at bygeaktiviteten dæmpes, jo tættere man kommer på varmfronten. Sidstnævnte følger på Figur 7 farveskiftet fra grønt (svagt potentiel instabil) til blå (svag stabil). På Figur 8 ses varmfrontzonen som et bånd, der hælder mod højre. Båndet har både tætliggende isotakker (her linjer for konstant vind vinkelret på det lodrette snit) og stor forskel i θ_e på tværs af båndet.

Båndet længere mod nord-øst (Figur 6b) udvikler sig over København til et større sammenhængende nedbørsområde (Figur 6d), i perioder skønsmæssigt med et areal på omkring 200 km². Nedbørsområdet er skarpest afgrænset mod nord med en afgrænsningszone, der det meste af tiden er parallel med vindretningen i 700 hPa (Figur 6d og Figur 7). Sekvensen af radarbilleder (med billeder hver 10. minut) viser, at den relativt skarpe nordlige afgrænsning er til stede fra ca. 16.20 UTC og frem til ca. 18.20 UTC. I den mellemliggende periode bevæ-



Figur 7. Prognose fra 6 UTC, 2. juli 2011 gældende til 16 UTC samme dag. Lufttryk ved havniveau (hvide kurver), vind i 700 hPa (WMO standard) og forskellen i ækvivalent potentiel temperatur fra 900 til 500 hPa. Farveintervallerne (°C) er vist øverst.



Figur 8. Prognose fra 6 UTC, 2. juli 2011 gældende til 16 UTC samme dag. Lodret tværsnit langs ca. 12°E, der viser vinden vinkelret på tværsnittet i 5 m/s intervaller (stiplet og fuldt optrukket for vind hhv. ud og ind i figuren). Farverne viser fordeling af ækvivalent potentiel temperatur med farveintervaller vist øverst.

ger grænsen sig langsomt mod nord-nordvest fra det nordlige Amager til lidt nord for Jægersborg. Fra ca. 17.20 UTC til 18.10 UTC, midt under skybruddet, er nedbørsområdet med tilhørende grænsezone næsten stationært over den sydøstlige del af København.

Hvorfor blev tordenevret så voldsomt over København?

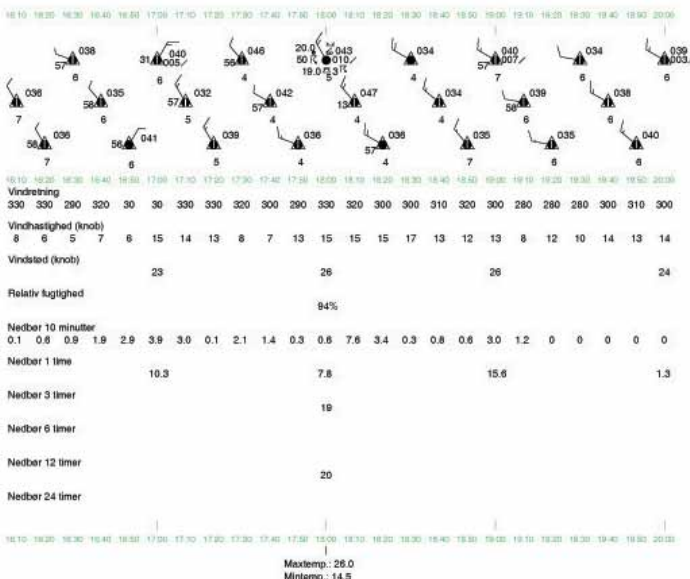
Det er vanskeligt at give et fyldestgørende svar på dette spørgsmål. Det skyldes først og fremmest, at vejrforhold på så lille en horisontal skala, at observationerne ikke afslører dem med sikkerhed, formentlig har haft betydning for udviklingen af uestejret over København. Vejrforholdene på større horisontal skala har uden tvivl også spillet en rolle. For eksempel har det formentlig haft betydning for udviklingen, at der over Sydsverige var varmeadvækning eller positiv differentiell relativ vorticityadvækning (dvs. vorticityadvækning, der vokser med højden). Fravær af disse kræfter til at løfte luft fra overfladen op over CIN niveauet indikerer som nævnt, at tordencellerne over Sydsverige opstår spontant, og at multiceller efterfølgende har mulighed for at blive dannet ved udvikling af nye celler nedshear for de gamle.

Over København er der indtil 16 UTC derimod både varmeadvækning i de nederste få kilometer af atmosfæren og positiv relativ vorticityadvækning i den øvre troposfære (Figur 5). I modsætning til forholdene over Sydsverige er der således kræfter til stede på større horisontal skala, som kan løfte luft fra overfladen til over

06180 KØBENHAVN/KASTRUP

2. juli 2011, 16:10 UTC

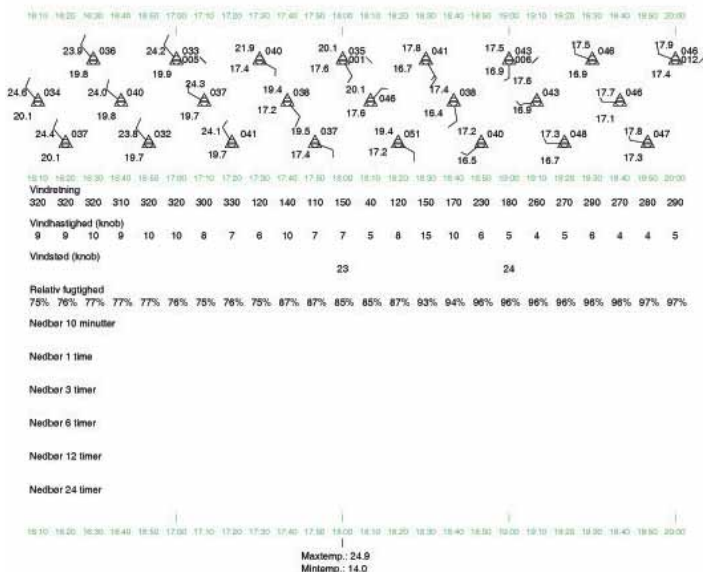
2. juli 2011, 20:00 UTC



06181 JÆGERSBORG

2. juli 2011, 16:10 UTC

2. juli 2011, 20:00 UTC



Figur 9. Observationer hvert 10. minut af meteorologiske overfladeparametre den 2. juli 2011. Der vises temperatur og dugpunkt i 2 meters højde, hhv. øverst og nederst til venstre for trekantsymbolet, vindhastighed i 10 meters højde (WMO standard) samt tryk og tryktendens til højre for trekantsymbolet, hhv. øverst og midt for. a) Kastrup og b) Jægersborg.

CIN laget. Følgelig er der grund til at mene, at de processer, som skabte bygemønsteret over Syd-sverige har sekundær betydning over København. Derimod ser det ud til at have betydning, at byerne fra Sverige med tiden danner et næsten sammenhængende og aktivt nedbørsbånd, hvori nye tordenceller opstår og gamle dør ud.

Hvorfor bliver bygeområdet næsten stationært over København?

Hypotesen er, at udstrømningsluft (neddrift) fra det netop omtalte nedbørsbånd skaber et vindfelt ved overfladen, som har en horisontal skala sammenlignelig med længden af nedbørsbåndet. Med variationer i styrke og retning strømmer luften ved overfladen væk fra nedbørsbåndet mere eller mindre vinkelret på båndet, dvs. på nordvestsiden mod nordvest og på sydøstsiden mod sydøst. Dette vindmønster er overlejret en strømning ved overfladen fra nordvest (jfr. isobarmønsteret ved havniveau i Figur 7). Det fører over Øresund og København til dannelse af en konvergenszone langs nord-siden af nedbørsbåndet, hvor luften stiger til vejrs og giver nye forsyninger af nedbør.

Det er en del af hypotesen, at nye tordenceller (fase 1) under skybruddet opstår i den østlige ende af nedbørsbåndet og at gamle celler (fase 3) opløses i den vestlige ende. Hvis dette faktisk er tilfældet spiller den tidligere omtalte vindshear effekt en underordnet rolle over København, idet denne effekt skaber gunstige forhold for dannelse af nye celler til højre (set i cellens

bevægelsesretning) og vest for de gamle. Vindshear effekten vil derfor få nedbørsbåndet og den tilhørende konvergenszone til at bevæge sig mod nordvest og kan derfor ikke forklare, hvorfor nedbørsområdet er næsten stationært over det sydøstlige København i skybruddets intense fase. En mulig forklaring kunne være, at CIN aftager (Figur 3) og CAPE vokser (Figur 7) opstrøms (mod øst-nordøst) for København. Dertil kommer at en celle, der bevæger sig gennem nedbørsbåndet, i løbet af sin livscyklus reducerer luftmassens CAPE og øger dens CIN, hvilket medvirker til at vedligeholde den horisontale gradient af disse størrelser.

Udvikling af nye celler i den østlige ende af nedbørsbåndet forlænger nedbørsbåndet mod øst-nordøst, men samtidig bevæger cellen sig med højdestrømningen mod vest-sydvest. I en situation, hvor nye celler udbreder sig (propagerer) mod øst-nordøst med samme hastighed som de individuelle celler bevæger sig mod vest-sydvest, er nedbørsområdet stationært. Nye celler (fase 1) dukker op i båndets østlige del, mens gamle celler (fase 3) dør ud i den vestlige ende.

Ifølge litteraturen (for eksempel [4]) opstår der typisk en ny celle ca. hvert 10. minut. Nedbørsbåndet over København var næsten stationært i en periode på ca. 50 minutter. Det er derfor muligt, at omkring 5 celler har bevæget sig gennem båndet i denne periode.

Hypotesen kan ikke bekræftes med sikkerhed. Den giver imidlertid en plausibel forklaring på, hvorfor nedbørsbåndet i en

periode bliver næsten stationært over København. Hypotesen modsiges ikke af observationer. Vindmålinger fra Stevns-radar (figur ikke vist) viser i den næsten stationære periode et smalt område med vind fra en sydlig retning ved nordkanten af nedbørsbåndet, hvilket tolkes som udstrømmende luft fra nedbørsområdet ses også i konventionelle vindmålinger i 10 minutters intervaller fra Kastrup, Jægersborg, mens Sjølsmark viser vinden i de uforstyrrede omgivelser. Vindmålingerne fra de to førstnævnte steder er vist i Figur 9, mens vindmålingerne fra Sjølsmark ikke er vist. I perioden, hvor uvejret hænger i København, blæser der en vind fra nordvest i Kastrup og en vind fra sydøst i Jægersborg, mens Sjølsmark lidt længere mod nordvest viser nordvestenvinden i den uforstyrrede strømning over Sjælland.

Sammenfatning

Analysen af vejrudviklingen den 2. juli 2011 viser, at flere faktorer sandsynligvis bidrog til det kraftige skybrud over det centrale København. Luftmassen over København var varm, meget fugtig og potentiel ustabil. Om eftermiddagen udviklede der sig over Sydsverige tordenbyger, som med højdestrømningen drev mod Sjælland. Byerne havde en klar tendens til at samle sig i bånd parallelt med højdestrømningen. I det længste af disse bånd var der sent på eftermiddagen skabt et større sammenhængende nedbørsområde over Øresund. Vekselvirkningen mellem den uforstyrrede nordvestlige strømning over Øresund og Sjælland

skabte en konvergenzone langs nordsiden af dette bånd. Nye tordenceller opstod på en systematisk måde i konvergenzonen. Systematikken bestod i at nye celler opstod i den østlige ende af nedbørsområdet, mens gamle celler døde ud i den vestlige ende. Hypotesen er, at systematikken blev bestemt af den horisontale gradient i CIN og CAPE. På baggrund af observationer og numeriske prognoser er der grund til at mene, at begge disse gradienter

var numerisk store over København netop i skybrudsperioden. Det havde også stor betydning, at begge gradienter var parallelle med højdestrømningen, CAPE-gradienten modsat og CIN-gradienten med vindretningen. Under de nævnte betingelser er der grund til at mene, at nye celler systematisk vil opstå i den østlige ende af nedbørsbåndet så længe CAPE er tilstrækkelig høj, og derved bremser nedbørsbåndets bevægelse mod vest-sydvest

som følge af højdestrømningen. Radarmålingerne viser, at nedbørsområdet var næsten stationært over det sydøstlige København i en periode på ca. 50 minutter. I denne periode anslås det, at omkring 5 celler kan have bevæget sig gennem nedbørsområdet, og dette er nok til at forklare de store nedbørmængder i det centrale København.

Til sidst en tak til Thomas Bøvith for levering af radardata.

Litteratur

[1] Nielsen, N. W., 2003. Quasi-geostrophic interpretation of extratropical cyclogenesis. DMI Scientific Report 03-11.

[2] Nielsen, N. W., 2006. A short introduction to the dynamics of severe convection. DMI Scientific Report 06-02.

[3] Bluestein, H. B., 1993. Synoptic-Dynamic Meteorology in Mid-latitudes. Vol. 2: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, p. 463.

[4] Markowski, P., and Y. Richardson, 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley-Blackwell, p. 211.



Slutresultatet. Lige efter skybruddet fangede Anne Christine Imer Eskildsen denne situation på Istedgade. Forsiden og bagsiden samt forrige artikel viser billeder fra samme hændelse.