

# Danmarks klima i det 20. århundrede

Af Niels Woetmann  
Nielsen og  
John Cappelen, DMI

---

## Indledning

---

I denne artikel vil vi undersøge variationer i temperatur (målt 2 meter over overfladen), nedbør og lufttryk i Danmark i det 20. århundrede (1901-2000). Der findes digitaliserede serier af daglige værdier for ovennævnte parametre fra flere lokaliteter i Danmark ([1]). Af praktiske grunde har vi, med en enkelt undtagelse for nedbør, begrænset undersøgelsen til to klimastationer ved Jyllands vestkyst, hhv. Vestervig i nord og Nordby på Fanø i syd. Stationernes placering er vist i Figur 1.

Årsagen til, at vi har valgt netop disse to stationer, er, at vi anser deres måleserier for at være blandt de mest homogene og frem for alt fri for påvirkninger fra urbanisering. Det har længe været kendt, at sidstnævnte påvirker klimaet lokalt.

Vores undersøgelse har vist at de tidlige ændringer ved Vestervig og Nordby i de store linier følges ad. Af pladshensyn vil vi derfor kun vise resultater fra en af stationerne. Valget er faldet på Vestervig, fordi antallet af manglende observationer der er lidt lavere

end i Nordby-serien. Desuden er Nordby-serien frem til 1980 analyseret i en række artikler ([2], [3], [4], [5], [6], [7] og [8])

For at få et indtryk af eventuelle ændringer i vindklimaet har vi desuden undersøgt trykklimaet på 1000 km skala over Danmark. Til dette formål har vi benyttet trykserier med tre daglige værdier fra Aberdeen (Skotland), Bergen (Vestnorge), Visby (Gotland), De Bilt (Holland) og Vestervig (se placeringen på Figur 1). Disse værdifulde dataserier (hvoraf en enkelt går helt tilbage til 1869) er blevet digitaliseret i forbindelse med WASA projektet ([9]).

---

## Beregning af geostrofisk vind og geostrofisk vorticitet over Danmark

---

Vi har valgt at benytte analysen af tryk- og vindklimaet til at "tolke" klimaserierne fra Danmark (Vestervig, Nordby). Derfor vil vi begynde med at præsentere resultater baseret på lufttrykobservationerne fra de 5 ovennævnte lokaliteter. Lufttrykserien fra De Bilt går tilbage til 1. januar 1902, mens de øvrige serier går betydeligt længere tilbage i tiden, serien fra Bergen helt tilbage til 1869. Vi har benyttet trykobservationerne til at beregne (approximativt) den geostrofiske vind ( $V_g$ ) og den geostrofiske vor-

ticitet ( $\zeta_g$ ) på 1000 km skala over Danmark (se Box 1 og [10] for en grundig beskrivelse af vorticitet). Beregningen af  $\zeta_g$  kræver mindst trykmålinger på 5 lokaliteter, mens beregningen af  $V_g$  (med antagelse af en konstant horisontal trykgradient) kan foretages på grundlag af 3 observationspunkter. Ved beregningen af  $\zeta_g$  har vi ikke haft noget valg. Ved beregningen af  $V_g$  har vi derimod valgt at benytte 4 observationspunkter, hhv. De Bilt, Visby, Bergen og Aberdeen. Ved beregningerne har vi benyttet konstante værdier for luftens massefylde og Coriolis parameteren, hhv.  $1.2 \text{ kg m}^{-3}$  og  $1.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Pga. manglende trykobservationer fra De Bilt i 1901 omfatter beregningerne af  $V_g$  og  $\zeta_g$  det 20. århundrede på nær 1901.

---

## Lidt om resultaterne af klimaundersøgelsen

---

Analysen af tryk- og vindklimaet viser interessante årstidsvariationer og betydelige år til år variationer, bl.a. på en tidsskala på et par årtier. Om vinteren (december-marts) ses desuden et fald i den geostrofiske vind over Danmark fra det 20. århundredes begyndelse frem til ca. 1960 efterfulgt af meget markant stigning frem til århundredets slutning. Disse ændringer i den geostrofiske vind ses i sam-

## Geostrofisk vind og geostrofisk vorticitet

### Geostrofisk vind

Den geostrofiske vind  $\vec{V}_g = (u_g, v_g)$  er defineret som den horisontale vind, der blæser, når der i horisontal retning er balance mellem trykgradientkraften og Corioliskraften. Det matematiske udtryk for den horisontale trykgradientkraft pr. masseenhed er

$$-\frac{1}{\rho} \nabla p = \left( -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right) \quad (1)$$

hvor  $p$  er lufttrykket og  $\rho$  luftens massefylde. Den horisontale komponent af Corioliskraften er givet ved

$$c_x = f \cdot v + f \cdot w \cdot \cot \phi \quad (2)$$

$$c_y = -f \cdot u \quad (3)$$

hvor  $f = 2\Omega \sin \phi$  er Coriolisparameteren,  $\Omega$  jordens vinkelhastighed og  $\phi$  breddegraden.

Når vinden er geostrofisk ( $u = u_g, v = v_g$  og  $w = 0$ ) gælder  $c_x = f \cdot v_g$  og  $c_y = -f \cdot u_g$ . Kraftbalancen bliver derfor

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v_g \quad (4)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f u_g \quad (5)$$

eller

$$u_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6)$$

$$v_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (7)$$

Bemærk at den geostrofiske vind for en fastholdt horisontal trykgradientkraft vokser mod Ækvator fordi  $f$  bliver mindre. På Ækvator bliver det meningsløst at tale om geostrofisk vind, da den horisontale Corioliskraft virkende på den horisontale vind er nul.

### Geostrofisk vorticitet

Den geostrofiske vorticitet er defineret som

$$\zeta_g = \frac{\partial v_g}{\partial x} - \frac{\partial u_g}{\partial y} \quad (8)$$

For konstante værdier af  $\rho$  og  $f$  fås

$$\zeta_g = -\frac{1}{\rho f} \left( \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right). \quad (9)$$

Den geostrofiske vorticitet er et mål for "rotation" af den geostrofiske vind (se f.eks.[10]). På den Nordlige Halvkugle, hvor luften i et lavtryk roterer mod uret er  $\zeta_g > 0$ , mens  $\zeta_g < 0$  i et højtryk, hvor luften roterer med uret.

menhæng med ændringerne i NAO-indekset.

De efterfølgende analyser af nedbør og temperatur viser ligeledes interessante årstidsvariationer og betydelige år til år variationer. Vi viser, at variationer i temperaturklimaet hænger nøje sammen med variationer i vindklimaet, hvilket betyder at tilstrømning (advektion) af luftmasse spiller en helt dominerende rolle for Danmarks temperaturklima.

I forbindelse med analysen af temperaturklimaet rejser vi spørgsmålet, om drivhuseffekten kan ses i de danske klimadata. Vi argumenterer for, at en observeret, forholdsvis jævn stigning i midt-april til slut-maj minimumtemperaturen på ca.  $1^{\circ}\text{C}$  gennem de sidste ca. 75 år af det 20. århundrede sandsynligvis skyldes en forøget tilbagestråling af varme fra atmosfæren, i middel på omkring  $0.067 \text{ Wm}^{-2} \text{ år}^{-1}$ . Drivhuseffekten øger netop tilbagestrålingen af varme fra atmosfæren til jordoverfladen. Omtalte stigning i middeltemperaturen kan derfor være et drivhussignal.

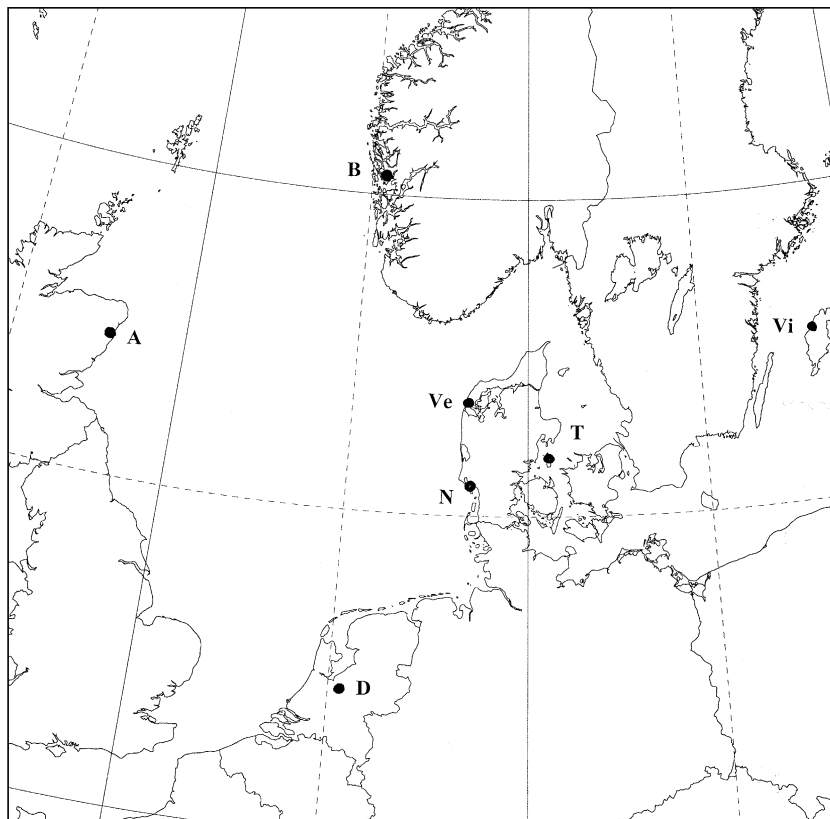
---

## Tryk- og vindklimaet i Danmark

---

### Årstidsvariation i middellufttrykket

Vi begynder med i Figur 2a at vise årstidsvariationen i middellufttrykket ( $m(\text{pmsl})$ ), baseret på trykmålinger foretaget midt på dagen. For hver dag i året beregnes  $m(\text{pmsl})$  som middelværdien af de årlige

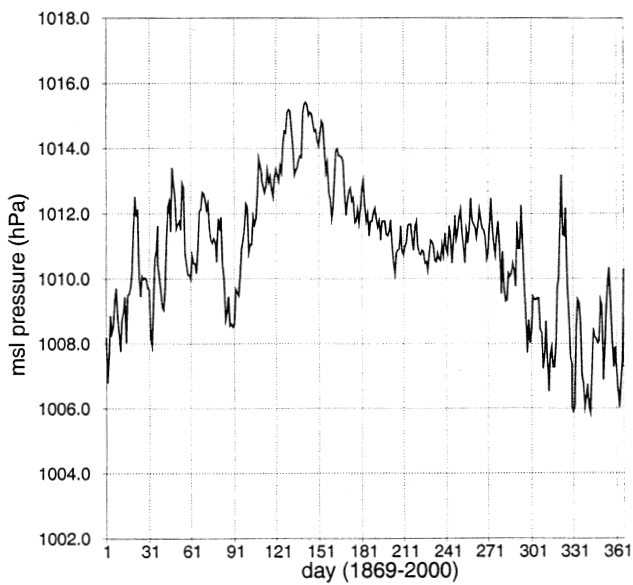


Figur 1: Placering af klimastationer, hvorfra data er benyttet. A (Aberdeen), B (Bergen), Vi (Visby), D (De Bilt), N (Nordby), Ve (Vestervig) og T (Tranebjerg).

værdier af det observerede tryk for denne dag over det antal år midlingen omfatter. Det skal bemærkes, at der for skuddagen 29. februar er ca. fire gange færre målinger. Skuddagen er derfor vist som dag 366 i Figur 2a og alle efterfølgende figurer, som viser årstidsvariationen. Vi har i Figur 2a valgt at benytte trykseriernes fulde længde. Midlingsperiodens længde varierer derfor fra station til station (fra 132 år i Bergen til 99 år i De Bilt). Figur 2a viser bl.a. at det på trods af varierende midlingsperioder og betydelig afstand mellem stationerne, er mange fælles træk i årstidsvariationen. Vinterperioden (november - februar) er karakterise-

ret ved store udsving med tendens til maksima og minima med ca. en måneds mellemrum. Ekstremerne har også en tendens til at være i fase ved alle stationerne. Trykket har et maksimum om foråret (maj) og endnu et maksimum om efteråret (september). Med undtagelse af De Bilt er efterårsmaximummet sekundært. Alle stationerne har et trykminimum om sommeren (juli-august). Bemærk også det markante minimum omkring 1. april.

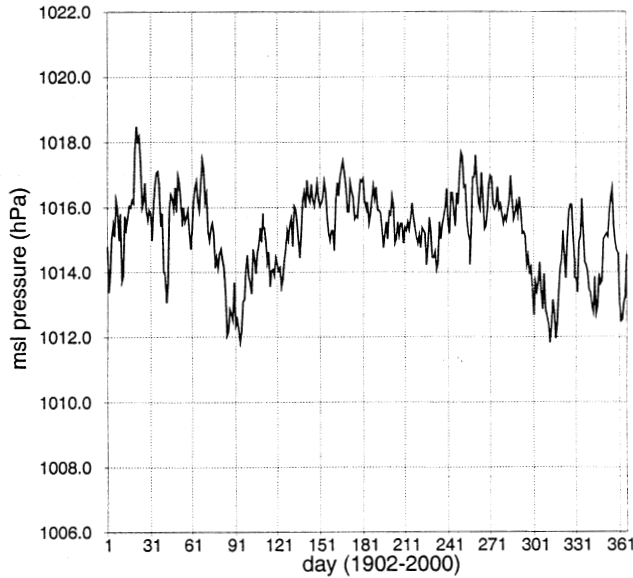
Figur 2b giver for Vestervig et indtryk af hvor følsom årstidsvariationen er overfor midlingsperioden. Det fremgår, at trykvariationen om vinteren i betydelig grad afhænger af



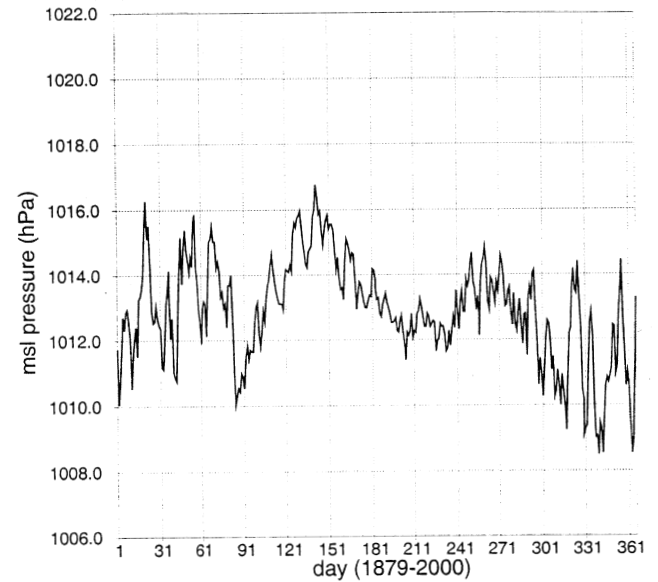
Bergen  
Hour 12/13



Visby  
Hour 12/13 UTC

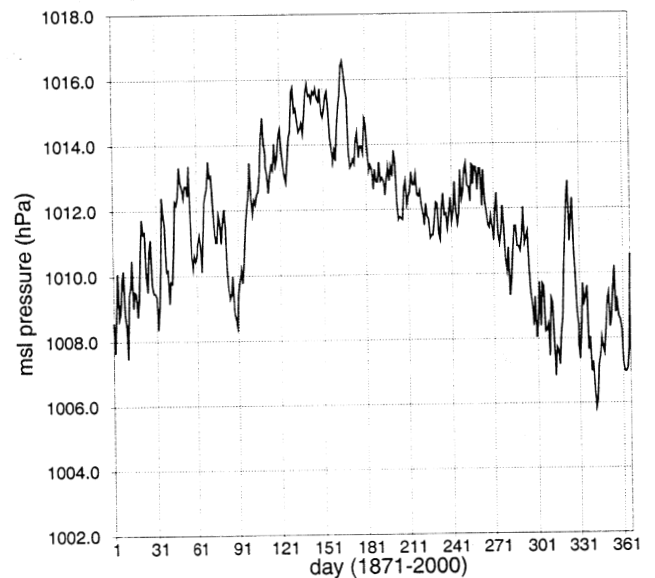


DeBilt  
Hour 12 UTC



Vestervig  
Hour 12/13

*Figur 2a: Årstidsvariationen i middel-luftrykket  $m(p_{msl})$  målt midt på dagen, i søjlen til venstre for Bergen og De Bilt, i søjlen til højre for Visby, Vestervig og Aberdeen. Midlingsperioderne er vist langs den vandrette akse. Skuddag 29. februar er vist som dag 366. Bemærk at trykskalaen for Bergen og Aberdeen er lidt forskellig fra de øvrige stationer.*



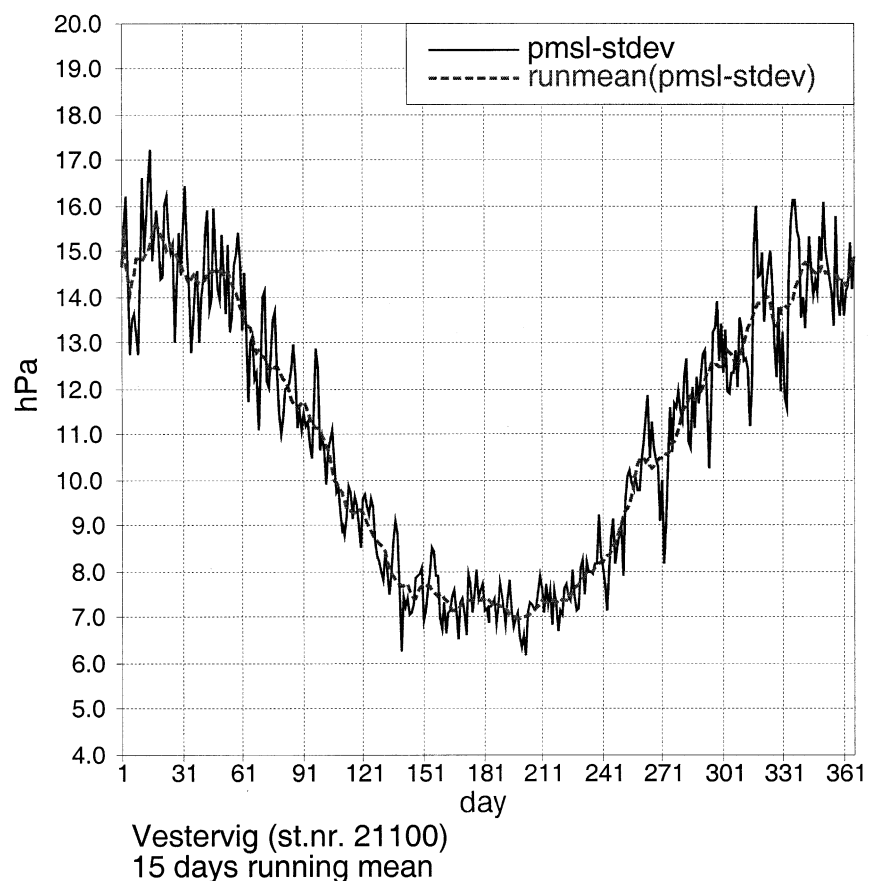
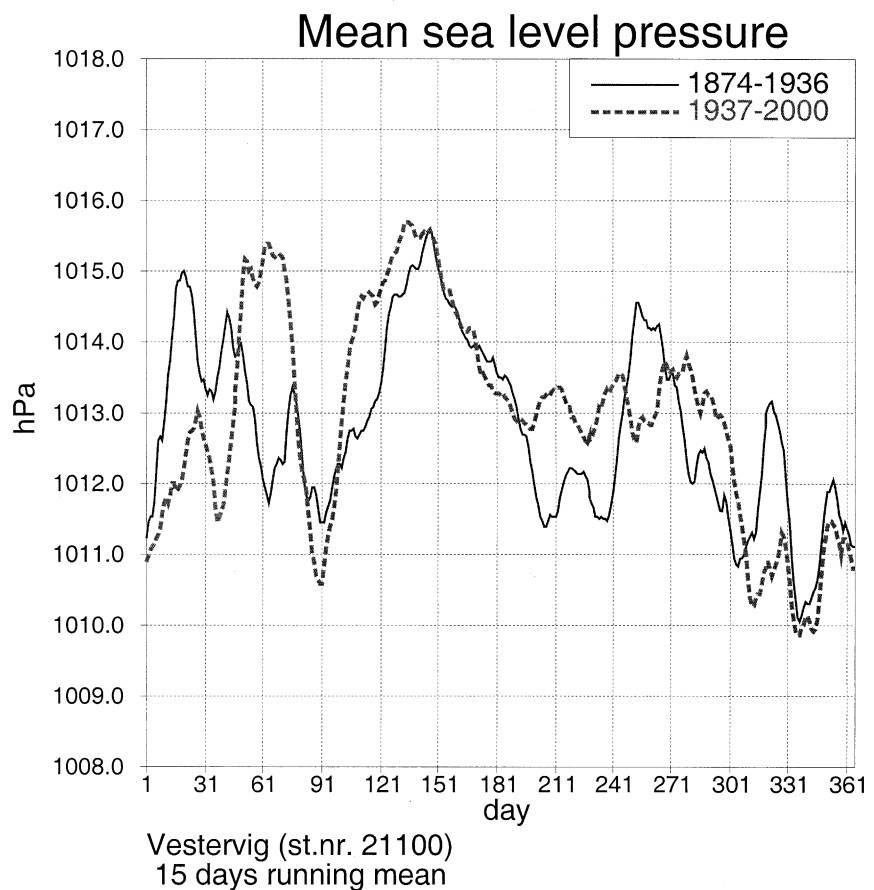
Aberdeen  
Hour 12 UTC

Figur 2b: Årstidsvariationen i middellufttrykket  $m(pmsl)$  ved Vestervig for perioderne 1874-1936 (fuld) og 1937-2000 (stiplet). Trykvariationen er udglattet med en 15 dages glidende midling. Dag 366 er i modsætning til Figur 2a ikke vist.

midlingsperioden, mens variationen resten af året synes at være mere robust over for midlingsperioden. Bemærk f.eks. at trykminimummet omkring 1. april (dag 91), trykmaximummet i maj og det relative trykminimum i sommerperioden ses i begge perioder, dog med en svækkelse af sommerminimummet i perioden 1937-2000.

Standardafvigelsen  $s(pmsl)$  af trykmålinger for en given dag inden for den betragtede midlingsperiode er et mål for tryksystemernes intensitet. Figur 3 viser for det 20. århundrede (1901-2000) årstidsvariationen i  $s(pmsl)$  ved Vestervig. Det fremgår, at  $s(pmsl)$  har et maksimum (ca. 15 hPa) om vinteren (januar) og et minimum (ca. 7 hPa) om sommeren (juli). Den lave værdi om sommeren er først og

Figur 3: Årstidsvariationen i standardafvigelsen på  $pmsl$  (mean sea level trykket) ved Vestervig for 1901-2000 (fuld kurve). Den stiplede kurve viser et 15 dages glidende middel.

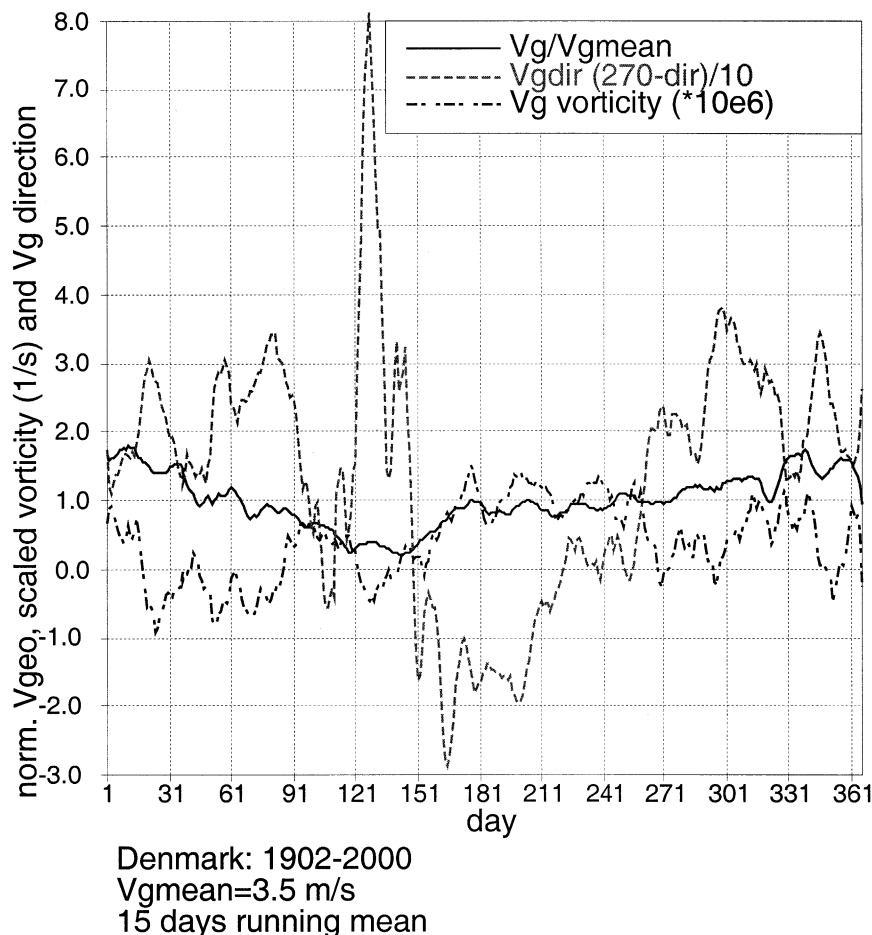


fremmest et resultat af svækket baroklinitet (reduktion i temperaturforskelle mellem polare og subtropiske luftmasser) og kan ikke benyttes som bevis for mindre lavtryksaktivitet om sommeren.

#### Årstidsvariationen i geostrofisk vind og vorticitet

Figur 4 viser årstidsvariationen i middelgeostrofisk vind ( $m(Vg)$ ), middelgeostrofisk vindretning ( $m(Vgdir)$ ) og middelgeostrofisk vorticitet ( $m(\zeta_g)$ ) for perioden 1902 - 2000. Årstidsvariationen er udglattet med en 15 dages glidende midling. Bemærk at dag 366 også indgår i den glidende midling. Dette er egentlig ikke hensigtsmæssigt, men forstyrrer på den anden side ikke tolkningen af figuren. På figuren er  $m(Vg)$  normaliseret med midelværdien for hele året, vind fra vest ( $270^\circ$ ), syd ( $180^\circ$ ), øst ( $90^\circ$ ) og nord ( $360^\circ, 0^\circ$ ) svarer til hhv. 0.0, 9.0, 18.0 og 27.0, og endelig er  $m(\zeta_g)$  multipliceret med  $10^6$ .

Figur 4 viser, at  $m(Vg)$  har sin højeste værdi i december-januar og sin laveste værdi i maj. I løbet af juni vokser  $m(Vg)$  til lidt under årsmiddelværdien, hvorefter den bliver på dette niveau frem til september, hvor væksten mod vintermaximummet begynder. Den relativt høje geostrofiske vind i juli-august omtales i meteorologisk jargon som sommermonsunen. Bemærk asymmetrien i  $m(Vg)$ 's årstidsvariation sammenholdt med den symmetriske variation i  $s(pmsl)$  (Figur 3). Det er også bemærkelsesværdigt,



Figur 4: Udglattet (15 dages glidende middel) årstidsvariation i Danmark af den middel geostrofiske vind  $Vg$  (fuld kurve), den middel geostrofiske vindretning  $Vgdir$  (stiplet kurve) og den middel geostrofiske vorticitet  $\zeta_g$  (stiplet-prikket kurve) for perioden 1902-2000. På figuren er  $Vg$  normaliseret med årsmiddelværdien,  $Vgdir$  er plottet som  $(270^\circ - Vgdir)/10$  og  $\zeta_g$  ( $s^{-1}$ ) er multipliceret med  $10^6$ .

at der ikke er antydning af et efterårsminimum i  $m(Vg)$  svarende til forårsminimummet i maj. I den henseende har forårsvejret i Danmark været enestående i det 20. århundrede, og der er (heldigvis) ingen tegn på at dette vil ændre sig i det nye århundrede.

Om vinteren (oktober - marts) er den dominerende geostrofiske vindretning fra  $260^\circ$  til  $230^\circ$  (vestsydvest til sydvest). Fra april til juni

drejer vinden til nordvest, dog afbrudt i maj af en periode med variabel vindretning (og et minimum i  $m(Vg)$ ). I perioden juli - september drejer vinden tilbage til den fremherskende retning for vinteren.

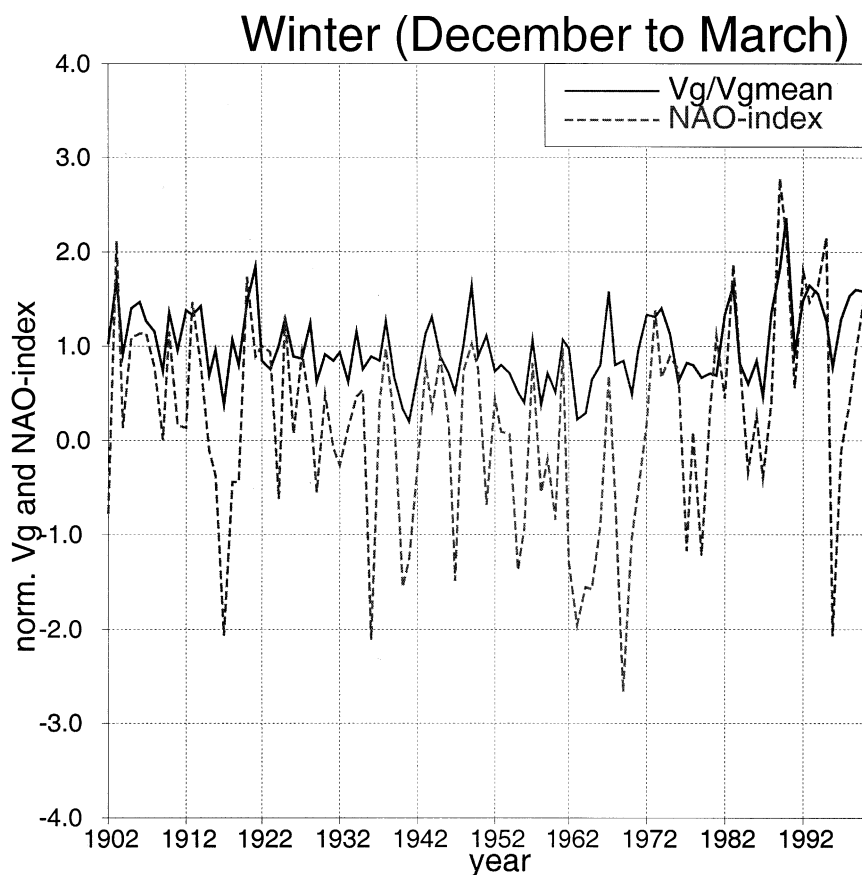
En strømning med cyklonal krumning (som i et lavtryk) har positiv  $\zeta_g$ , mens det modsatte gælder for en strømning med anticyklonal krumning (som i et højtryk). Figur 4 viser, at den geostrofiske vor-

Figur 5: Årlig variation 1902-2000 af december-marts vinter middelværdien af den geostrofiske vind over Danmark normaliseret med middelværdien for vinteren (fuld kurve) og NAO-indexet for december-marts (stiplet kurve).

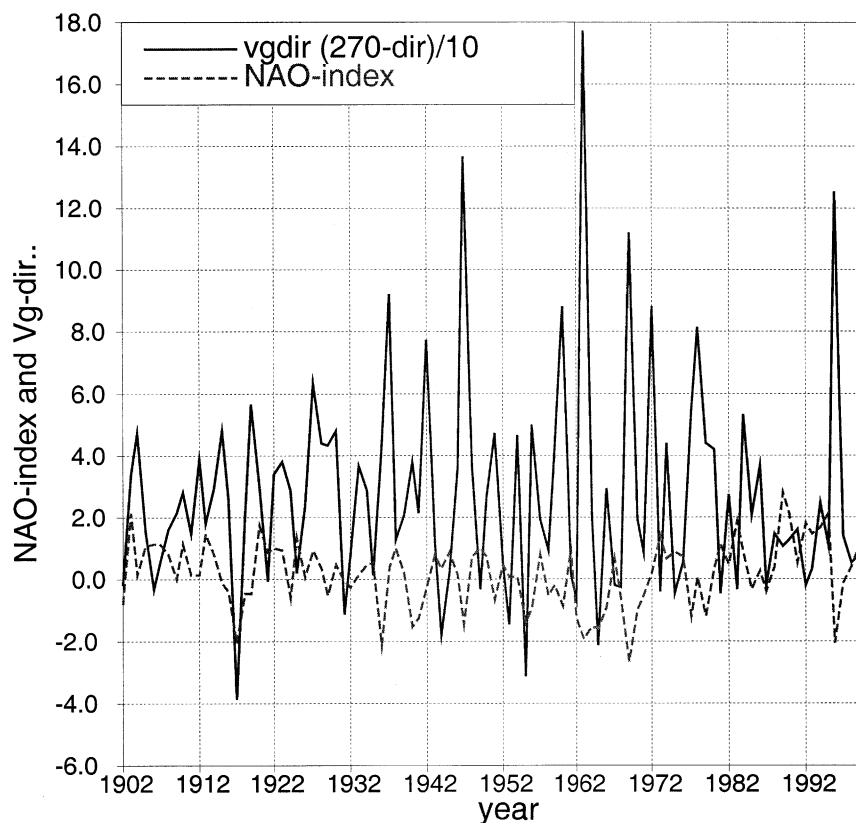
ticitet  $m(\zeta_g)$  om vinteren svinger mellem positive og negative værdier. Maksimale positive værdier optræder i sommermonsun-perioden (juli - august). Perioden i maj med svag geostrofisk vind og variabel vindretning har en negativ vorticitet. Stigningen mod den høje positive sommer-værdi sker samtidig med at  $m(V_g)$  vokser til sit sommer-niveau. Figuren viser også, at der er en klar tendens til at negativ  $m(\zeta_g)$  optræder sammen med en forstærket vind-fra-syd komponent af den middelgeostrofiske vind, mens positiv  $m(\zeta_g)$  ledsages af en svækkelse og i perioder negativ værdi (vind-fra-nord) af denne komponent.

Ændringer i Danmarks vind-klima i det 20. århundrede  
Vi vil her nøjes med at se på vinter (december-marts) og

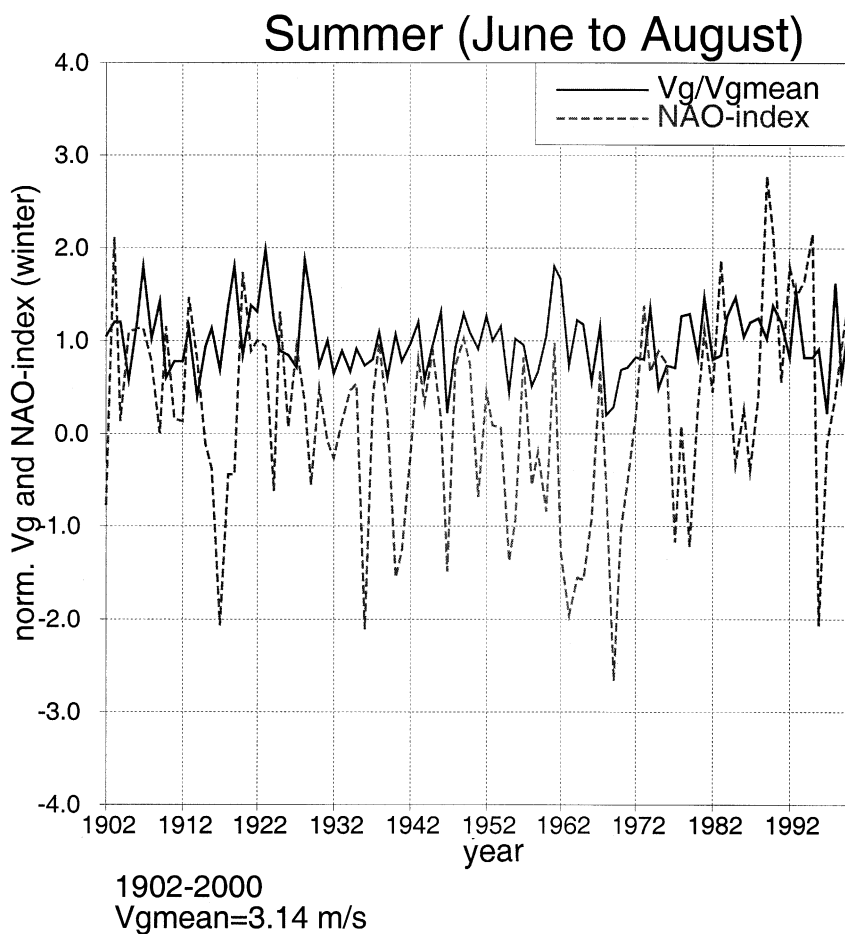
Figur 6: Årlig variation 1902-2000 af december-marts vinter middelværdien af den geostrofiske vindretning over Danmark plottet som  $(270^\circ - V_{gdir})/10$  (fuld kurve) og december-marts NAO-indexet (stiplet kurve).



1902-2000  
Vgmean=5.16 m/s

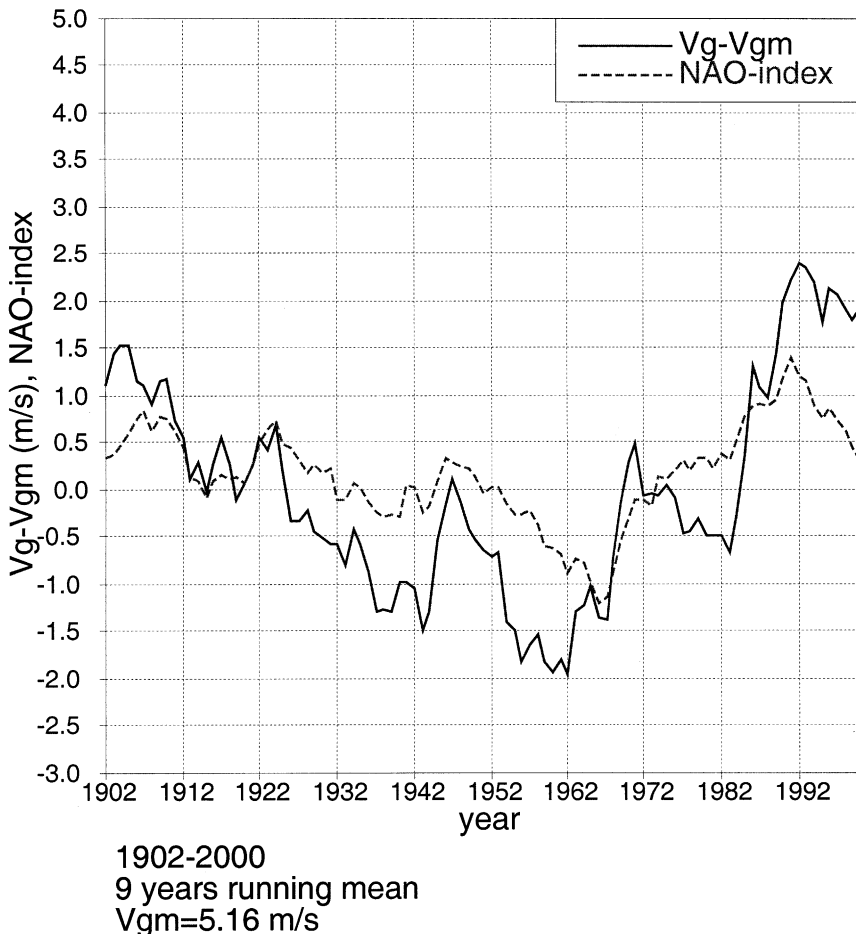


1902-2000  
Winter(Dec. to March)



Figur 7: Som Figur 5, men for sommeren (juni-august).

sommer (juni-august). Figur 5 viser år til år variationen i NAO-indexet og vinter midelværdien af  $m(V_g)$ . Førstnævnte er et mål for styrken af vestenvinden over den mellemste Nordatlant. Indekset er et normaliseret mål for trykforskellen mellem Lissabon (Portugal) og Stykkisholmur (Island) (se f.eks. [11] for en præcis definition). Et negativt index betyder en svækket (under middel) vestenstrømning, mens et positivt index betyder en forstærket (over middel) vestenstrømning. Svingningerne i styrken af vestenvinden over den mellemste Nordatlant er et stor-skala fænomen og omtales som den nordatlantiske svingning (North Atlantic Oscillation, NAO). NAO er den mest betydningsfulde stor-skala variabilitet over den nordlige Nordatlant.



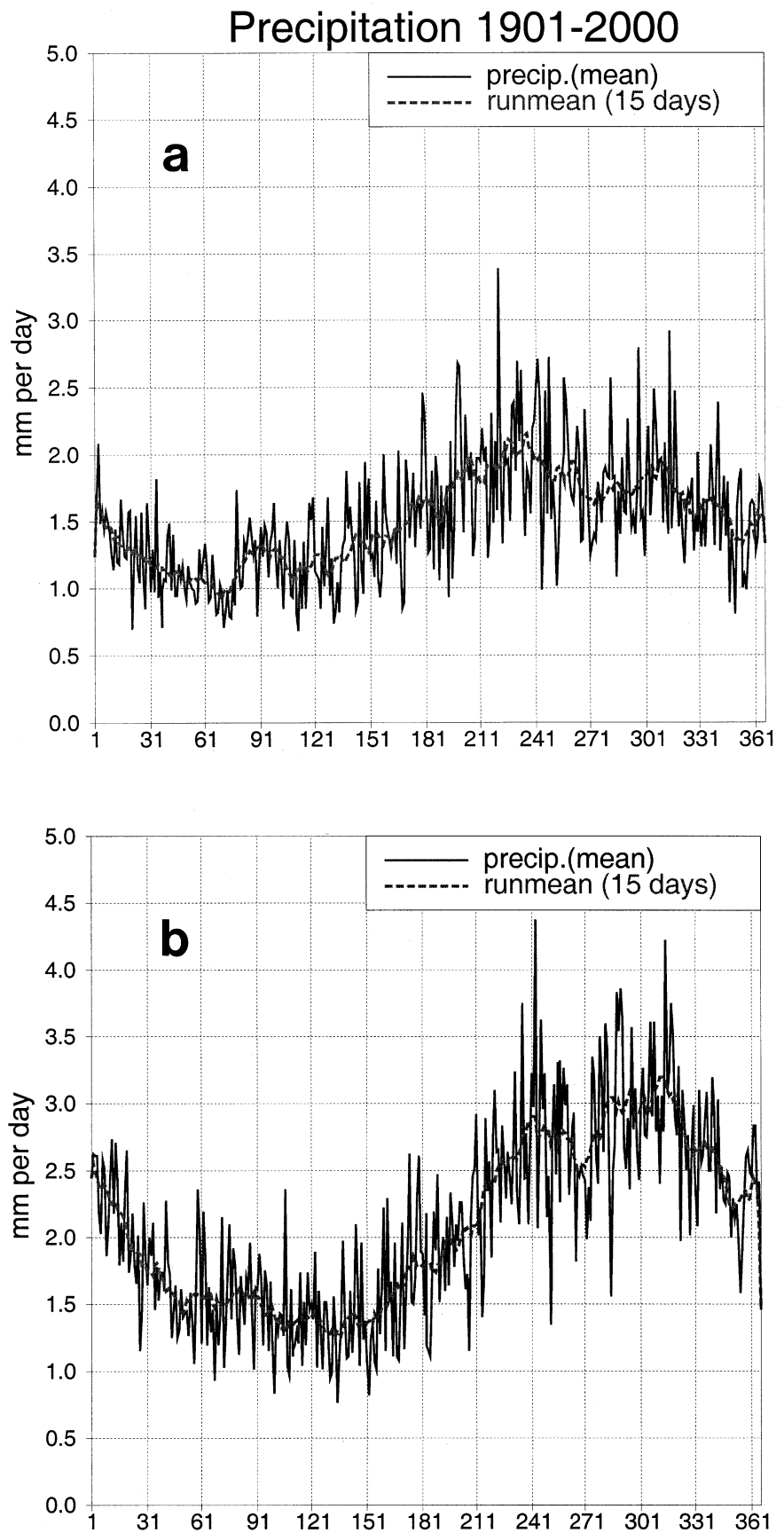
Figur 5 viser, at der er en klar sammenhæng mellem NAO-indexet og styrken af den middelgeostrofiske vind over

Figur 8: Udglattet (9 års glidende middel) årlig variation i december-marts vinter midelværdien af den geostrofiske vind anomali ( $V_g - V_{gmean}$ ) over Danmark (fuld kurve) og december-marts NAO-indexet (stiplet kurve).



Danmark. Sammenhængen er den man vil forvente, nemlig at et negativt og et positivt NAO-index betyder hhv. en svækket og forstærket geostrofisk vind over Danmark. Samtidig drejer den geostrofiske vind i vintre med et negativt NAO-index væk fra en vestlig retning (Figur 6). Omvendt har vintre med et betydeligt positivt NAO-index en middelgeostrofisk vindretning omkring vest ( $295^\circ$ -  $245^\circ$ ). En tilsvarende sammenhæng ses ikke om sommeren (Figur 7). Dette indikerer at NAO kun er et vinterfænomen, forstået på den måde, at atmosfæren i den efterfølgende sommer tilsyneladende ikke længere "husker" vinterens NAO-tilstand.

Der har været betydelige variationer i sæson middelværdien af  $m(Vg)$  på alle årstider op gennem det 20. århundrede. De numerisk største variationer er forekommet om vinteren og de numerisk mindste om foråret. Figur 8 viser for vinteren ændringen i NAO-indexet og middelværdien af  $m(Vg)$  fra 1902 til 2000, udglattet med et 9 års glidende middel. For det første ses sammenhængen mellem vinter middelværdien af  $m(Vg)$  og NAO-indexet meget tydeligt. For det andet er der et markant fald i begge størrelser frem til begyndelsen af 1960-erne, hvorefter en betydelig stigning sætter ind. Stigningen har været så kraftig, at vintermidlet af  $m(Vg)$  mod slutningen af århundredet generelt ligger på århundredets højeste niveau. Figuren viser også en tendens til minima og maksima i det udglattede vinter-



Figur 9: Årstidsvariationen i daglig nedbør (mm/dag) for 1901-2000 ved a: Tranebjerg på Samsø og b: Vestervig i Nordvestjylland. Fuld kurve viser dag til dag variationen i  $m(\text{precip})$ , stiptet kurve viser et 15 dages glidende middel af  $m(\text{precip})$ .

middel af  $m(Vg)$  med ca. 22 års mellemrum. Fortsætter denne tendens i det 21. århundrede, vil nogle af de nært forestående vintre få et lavt NAO-index og dermed blive relativt kolde i Danmark.

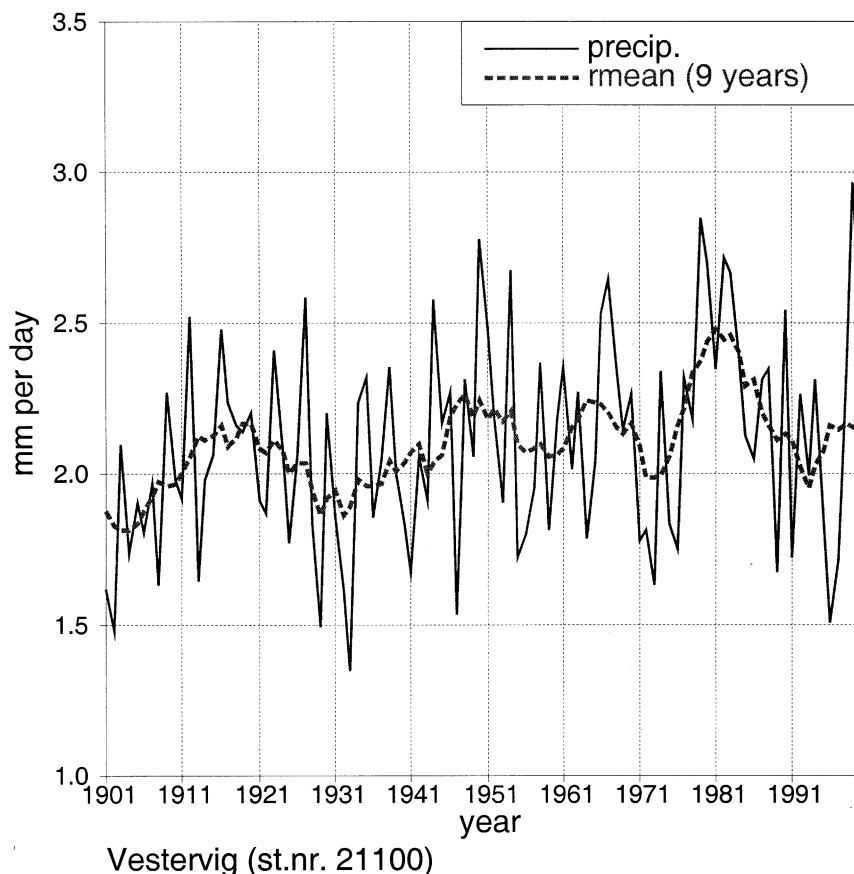
## Nedbørklimaet i Danmark

### Årstidsvariationen

Nedbør er karakteriseret ved meget stor rumlig og tidlig variabilitet. Det medfører relativt store forskelle i nedbørstistikkerne for danske observationsserier af daglig nedbør. Det er illustreret i Figur 9, som viser årstidsvariationen i nedbør (mm pr. dag) for det 20. århundrede ved Vestervig og Tranebjerg på Samsø (se Figur 1). De udglattede kurver (15 dages glidende middel) viser brede minima i perioden februar-maj og brede maksima i perioden august-november. Generelt er nedbørintensiteten betydeligt lavere ved Tranebjerg (typisk 70 til 80% af værdien ved Vestervig). Begge serier har et relativt minimum omkring 1. oktober. Tranebjerg har et globalt maksimum i august, mens det globale maksimum ved Vestervig optræder i november.

### Ændringer i Danmarks nedbørklima

Figur 10 viser variationen i årsmiddelværdien af daglig nedbør ved Vestervig op gennem det 20. århundrede. Figuren viser en svag stigning i nedbørintensitetet overlejret en svingning med en tidsskala på nogle årtier.



Figur 10: Årlig variation i årsmiddelværdien af  $m(\text{precip})$  ved Vestervig for 1901-2000 (fuld kurve) og et 9 års glidende middel (stiplet kurve).

## Temperaturklimaet i Danmark

### Årstidsvariationen

Kurven i midten på Figur 11 viser for Vestervig årstidsvariationen af den daglige middelmaksimum temperatur ( $m(T_{\text{max}})$ ), mens den øverste og nederste kurve viser hhv.  $m(T_{\text{max}})+s(T_{\text{max}})$  og  $m(T_{\text{max}})-s(T_{\text{max}})$ , hvor  $s(T_{\text{max}})$  er standardafvigelsen af den daglige maksimumtemperatur  $T_{\text{max}}$  inden for den betragtede midlingsperiode, som fremover er det 20. århundrede (1901-2000) med mindre noget andet anføres. For hver dag i året (dag

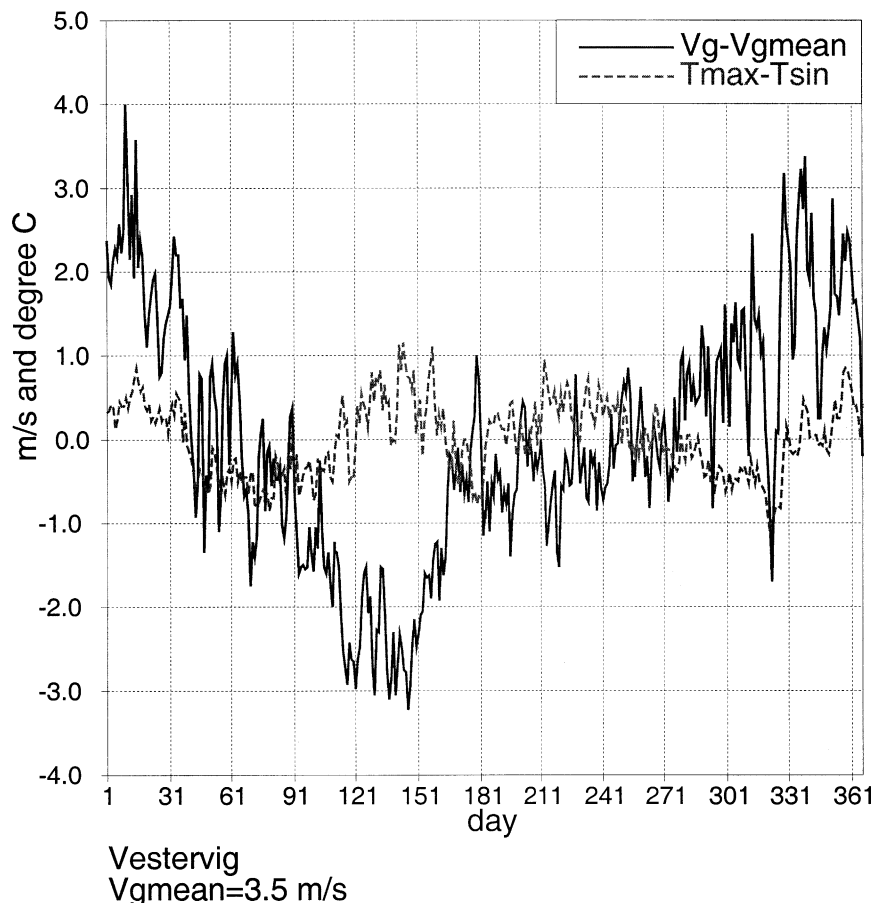
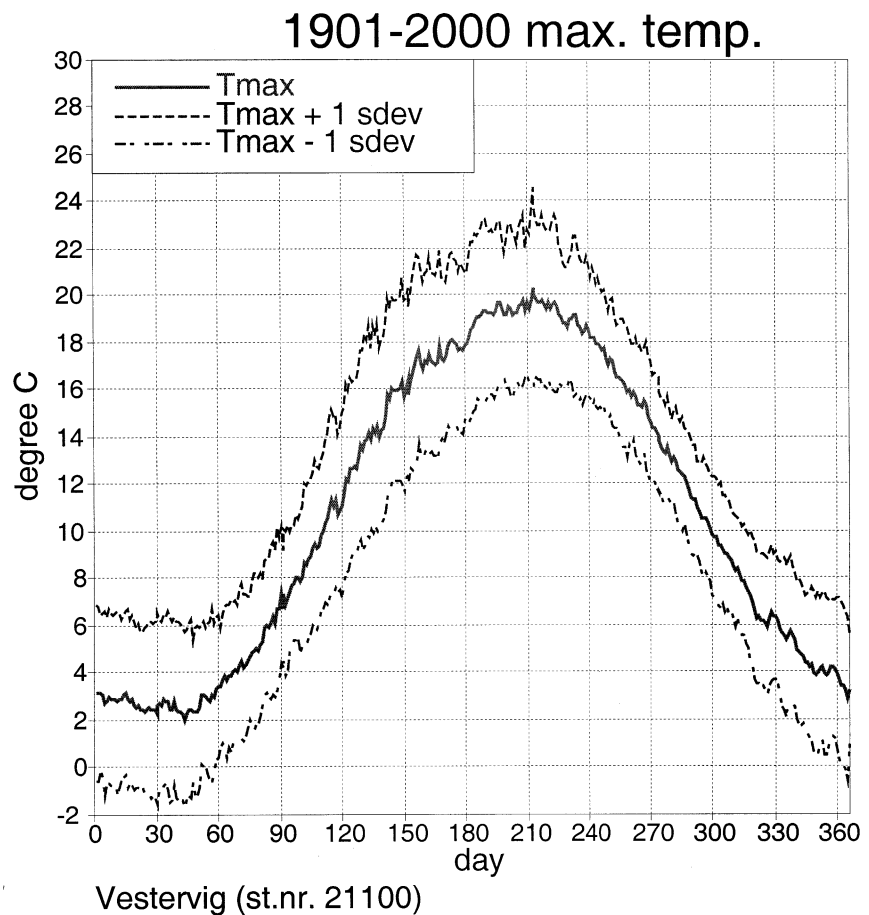
1 til dag 365) er der med andre ord 100 observationer af  $T_{\text{max}}$ , som har middelværdien  $m(T_{\text{max}})$  og standardafvigelsen  $s(T_{\text{max}})$ . Hovedparten (ca. 67%) af de 100 observationer falder i intervallet afgrænset af den øverste og nederste kurve på Figur 11. Bemærk at der for skuddagen 29. februar kun er 25 observationer, hvorfor denne dag, ligesom det var tilfældet med lufttrykket, er vist som dag 366 i Figur 11 og alle efterfølgende figurer, som viser årstidsvariationer. Det skal også bemærkes at dataserierne i almindelighed har huller (dvs. manglende observationer),

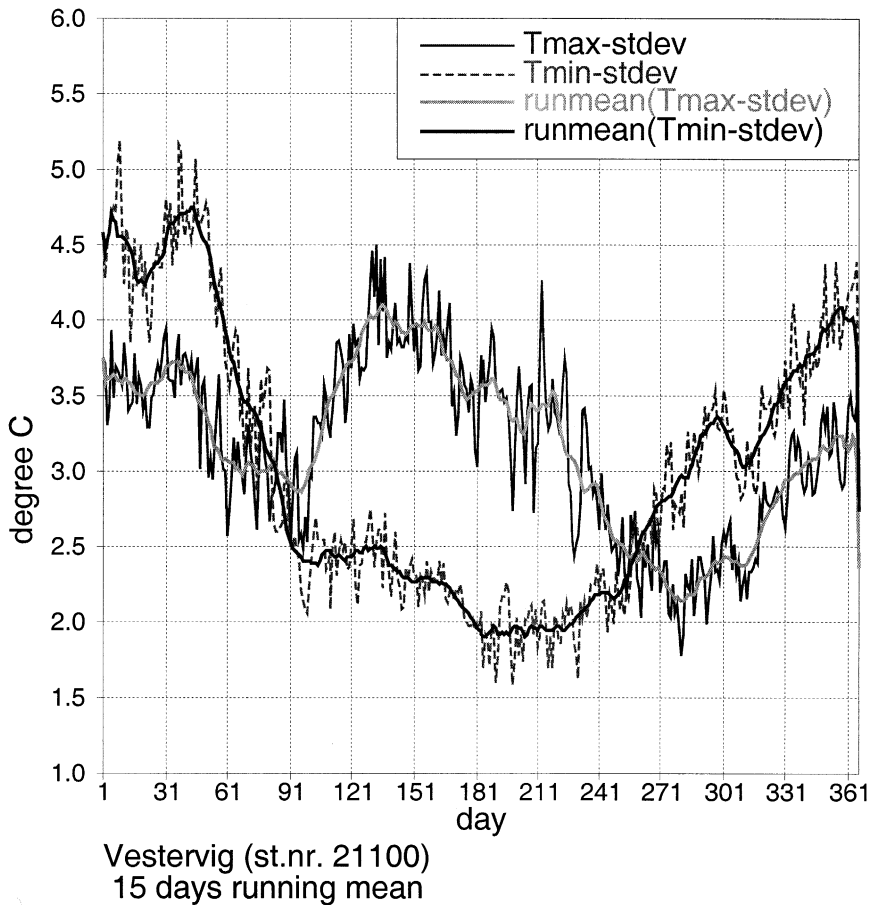
Figur 11: Årstidsvariationen i middel maksimumtemperatur  $m(T_{max})$  ved Vestervig for 1901-2000 (midterste kurve). Øverste og nederste kurve viser hhv.  $m(T_{max})+s(T_{max})$  og  $m(T_{max})-s(T_{max})$ , hvor  $s(T_{max})$  er den daglige standardafvigelse på  $T_{max}$  i det 20. århundrede.

men heldigvis i et så begrænset omfang, at det statistiske datamateriale for dag 1 til dag 365 i praksis kan betragtes som homogent.

Figur 11 viser, at årstidsvariationen i  $m(T_{max})$  med tilnærmelse kan beskrives ved en sinuskurve. De laveste værdier af  $m(T_{max})$  optræder i første halvdel af februar, mens de højeste værdier forekommer omkring månedsskiftet juli-august. Ekstremerne optræder altså med omkring halvanden måneds forsinkelse i forhold til vinter- og sommersolhverv. Det er også karakteristisk, at årstidsvariationen i  $m(T_{max})$  har et ujævnt (savtakket) forløb, hvilket først og fremmest skyldes betydelige år til år variationer i  $T_{max}$ ,

Figur 12: Årstidsvariationen i den geostrofiske vindanomali ( $V_g-V_{gmean}$ ) over Danmark 1902-2000 (fuld kurve) og årstidsvariationen i  $T_{max}$ -anomalien  $m(T_{max})-T_{sin}$  i Vestervig for 1901-2000 (stiplet kurve).  $T_{sin}$  er den sinus-kurve som bedst beskriver årstidsvariationen i  $m(T_{max})$ .





Figur 13: Årstidsvariationen i standardafvigelsen på Tmax (fuld kurve) og Tmin (stiplet kurve) ved Vestervig for 1901-2000. De udglattede kurver viser et 15 dages glidende middel.

således at en midling over 100 år ikke er tilstrækkelig til at skabe en glat kurve. Ikke alle ujævnheder i  $m(T_{max})$  synes dog at være helt tilfældige [4].

Figur 12 viser, at der er en nøje sammenhæng mellem den geostrofiske vind og ujævnhederne i  $m(T_{max})$ . For at tydeliggøre sammenhængen har vi på figuren vist anomalier, hhv.  $m(V_g)$ - $V_{gm}$  og  $m(T_{max})$ - $T_{sin}$ , hvor  $V_{gm}$  er årsmidlet af  $m(V_g)$  og  $T_{sin}$  er den sinuskurve, som bedst beskriver årstidsvariationen i  $m(T_{max})$ . Ud over dag til dag variationen er der en interes-

sant årstidsvariation i anomalierne. I vinterhalvåret (oktober til marts) kan sæsonvariationen i temperaturanomalien ikke forklares ved sæsonvariationen i  $m(V_g)$ . Det ses ved at temperaturanomalien fra begyndelsen af februar til midten af marts aftager samtidig med at  $m(V_g)$  aftager, mens anomalien i den modsatte ende af året (fra først i oktober til midt i november) aftager samtidig med at  $m(V_g)$  vokser. Figur 4 indikerer derimod, at  $m(V_{gdir})$  og  $m(\zeta_g)$  spiller en væsentlig rolle for temperaturanomalien for- tegn. I perioden december-

januar, med fremherskende vind fra vest og cyklonisk strømning ( $m(\zeta_g) > 0$ ), er temperaturanomalien positiv. I resten af vinterperioden, hvor  $m(V_{gdir})$  afviger mest fra vest og  $m(\zeta_g)$  er negativ eller nær nul, ses temperaturanomalien at være negativ. I sommerhalvåret synes temperaturanomalien derimod først og fremmest at være bestemt af  $m(V_g)$ , således at der er en positiv anomali ved relativt svag vind og en negativ anomali ved relativt stærk vind. Den tidligere omtalte sommermonsun, der intensiveres i løbet af juni til et maksimum i månedens slutning, ledsages f.eks. af et fald i temperaturanomalien på mere end  $1.5^\circ\text{C}$ . Resten af sommeren svinger monsunens intensitet med en "periode" på ca. 3 uger i modfase med temperaturanomalien.

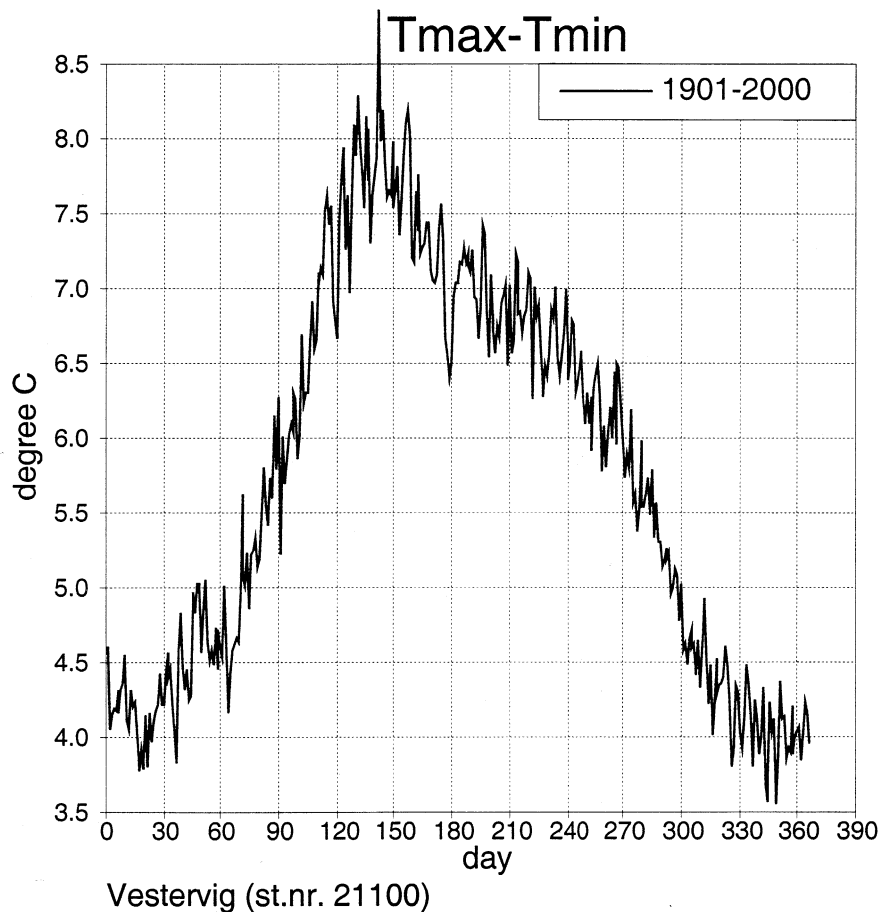
Årstidsvariationen i middelminimum temperaturen  $m(T_{min})$  (figur ikke vist) følger det samme mønster som  $m(T_{max})$ . Forskellen mellem den højeste og laveste værdi af  $m(T_{min})$  er dog noget mindre (ca.  $15^\circ\text{C}$ ) mod ca.  $18^\circ\text{C}$  for  $m(T_{max})$ .

Ser vi på  $s(T_{max})$  og  $s(T_{min})$ , vist i Figur 13, er det bemærkelsesværdigt at de udglattede kurver skærer hinanden omkring forårs- og efterårsjævndøgn. I vinterhalvåret er  $s(T_{min})$  højere end  $s(T_{max})$ , mens det modsatte gælder i sommerhalvåret. Det er også bemærkelsesværdigt at  $s(T_{max})$  har to maksima, et i maj og et sekundært i januar-februar, og ligeledes to

Figur 14: Årstidsvariationen i døgnamplituden på temperaturen, defineret som  $m(T_{max}) - m(T_{min})$  ved Vestervig for 1901-2000.

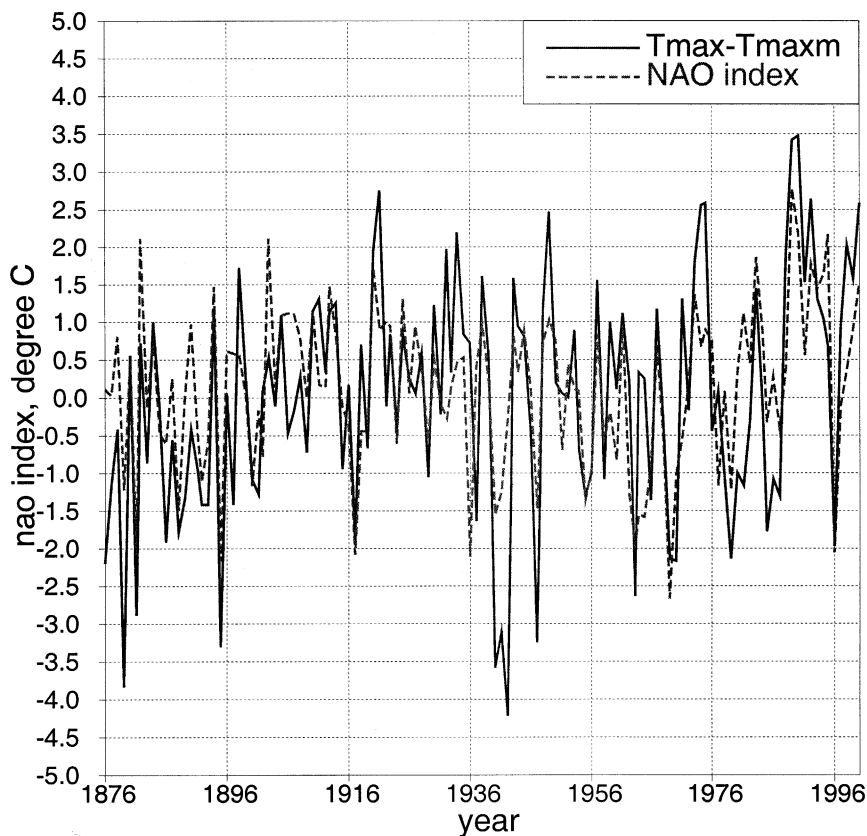
minima, et i oktober og et sekundært i begyndelsen af april. Derimod har  $s(T_{min})$  kun et maksimum (januar-februar) og et minimum (juli-august). Et mindre maksimum i maj afløser dog et brat fald på mere end  $2^{\circ}\text{C}$  (ca. 85% af forskellen mellem højeste og laveste værdi) i  $s(T_{min})$  fra midten af februar til begyndelsen af april.

Figur 14 viser årstidsvariationen i temperaturens døgnamplitude målt som differensen  $m(T_{max}) - m(T_{min})$ . Døgnamplituden ses at have et minimum (ca.  $4^{\circ}\text{C}$ ) i december-januar og et maksimum (ca.  $8^{\circ}\text{C}$ ) i maj. Maj-maximummet falder i den samme periode, hvor  $m(V_g)$  har sit minimum,  $m(p_{msl})$  har sit maksimum,  $m(\zeta_g)$  er negativ (som i et højtryk) og hvor årstidsvariatio-

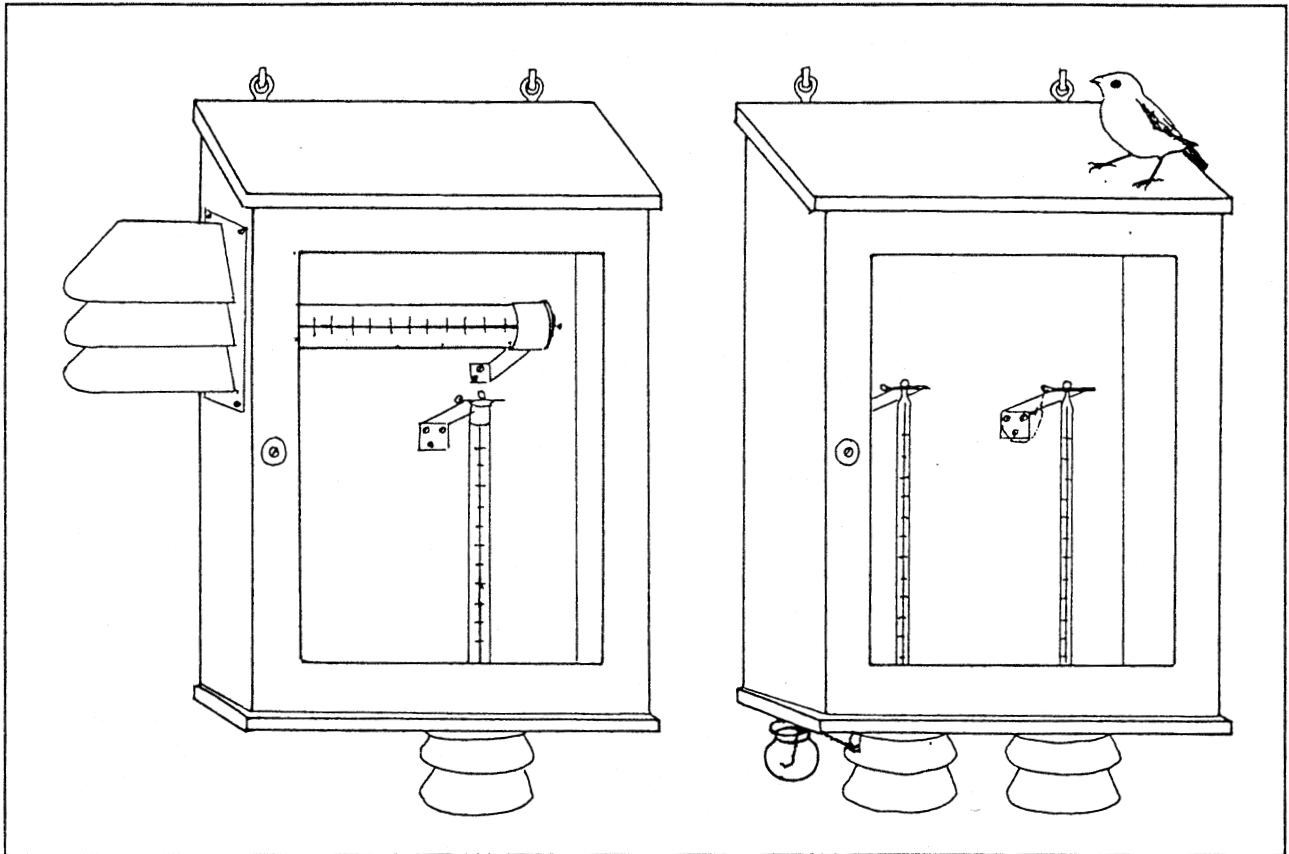


Vestervig (st.nr. 21100)

Figur 15: Årlig variation i december-marts maximumtemperatur anomalien ( $T_{max} - T_{maxm}$ ) ved Vestervig (fuld kurve) og december-marts NAO-indexet (stiplet kurve) for perioden 1876-2000.  $T_{max}$  er den årlige middelværdi af december-marts maximumtemperaturen og  $T_{maxm}$  er middelværdien for hele perioden.



Vestervig (st.nr. 21100)



Figur 16: Skitse af 2 dobbeltskabe, der har været brugt til temperaturmåling i Vestervig op til 1924, hvor der opsættes en engelsk hytte. Skabene har været placeret på en nordvendt mur. Stationen brugte på dette tidspunkt et lodret placeret maksimumtermometer. Skitsen er taget fra DMI Technical Report 94-14. NACD - Dokumenteret stationshistorie for 21100 Vestervig 1872-1994.

nen i nedbøren over Danmark har sit minimum. Det relativt høje lufttryk, den anticyklonale strømning, den svage geostrofiske vind, den ringe nedbør og de store udsving i temperaturen mellem nat og dag i perioden fra slutningen af april til slutningen af maj peger alle i retning af at vejret over Danmark i denne periode er domineret af højtryk.

#### Ændringer i Danmarks temperaturklima i det 20. århundrede

Tidligere har vi i Figur 5 og 6 illustreret sammenhæ-

gen mellem NAO-indexet og den middelgeostrofiske vind (styrke og retning). Figur 15 viser for det 20. århundrede sammenhængen mellem den årlige vinter maksimumtemperatur (december - marts) og NAO-indexet. Der ses at være en meget klar tendens til at kolde vintre har et negativt NAO-index, mens milde vintre har et positivt NAO-index. Billedet er det samme for vinter minimumtemperaturen (figur ikke vist). En tilsvarende sammenhæng ses også mellem NAO-indexet og december-marts middeltemperaturen i

København [12].

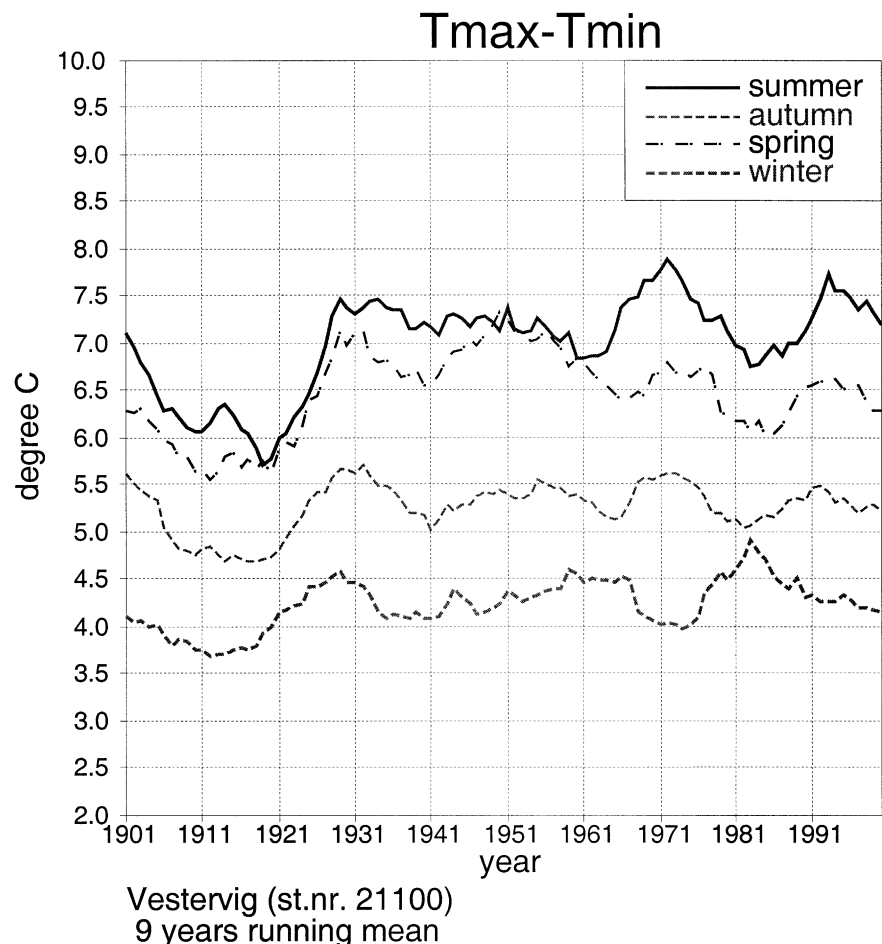
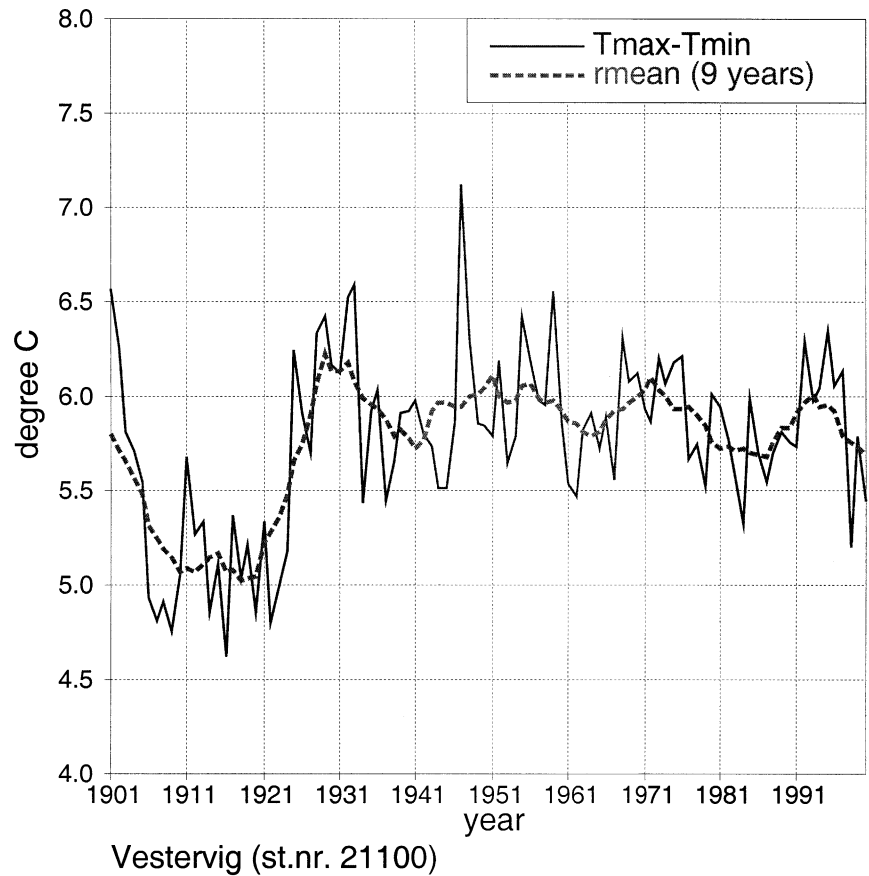
I de første årtier af det 20. århundrede skete der en betydningsfuld ændring i måden, hvorpå luftens temperatur blev målt. Man gik fra at måle temperaturen i et skab ophængt på nordsiden af en husmur til at måle temperaturen i en fritstående engelsk hytte (Stewenson Screen); se Figur 16. Ændringen i målemetoden sætter sig tydelige spor i måleserierne. I serien fra Vestervig ses dette tydeligt i f.eks. år til år variationen i årsmiddelværdien af  $m(T_{max}) - m(T_{min})$ , vist i Figur 17. Det tilsyneladende

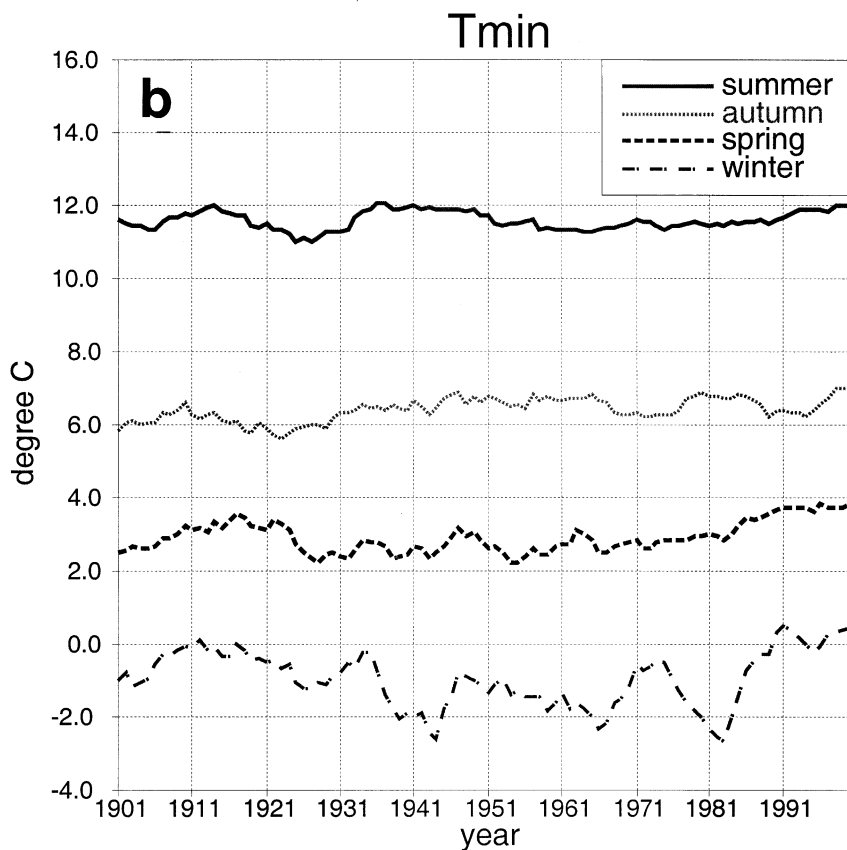
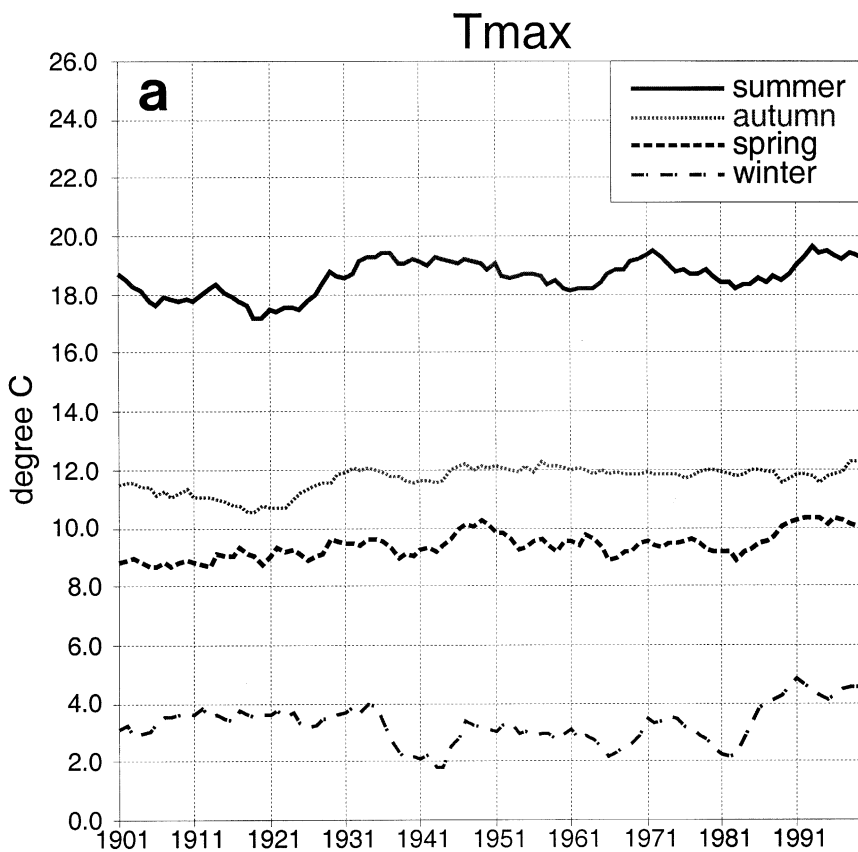
Figur 17: Årlig variation i årsmiddelværdien af døgnamplituden ( $T_{max}-T_{min}$ ) ved Vestervig for 1901-2000. Fuld kurve viser år til år værdier, stiplet kurve viser et 9 års glidende middel.

klimaskift fra 1924 til 1925 er et resultat af den ændrede målemetode. Udskiftningen af det væghængte skab med en engelsk hytte fandt sted den 1. april 1924 ([1]). Temperaturmålingerne fra Vestervig før udskiftningsdatoen kan derfor ikke benyttes uden korrektion. Uden flere års overlap af måleserier fra begge metoder er det en vanskelig sag at bestemme korrektionen. Vi har ikke gjort forsøget i denne artikel.

Virksomheden af den ændrede målemetode ses på alle årstider og både i  $T_{max}$  og  $T_{min}$ . Før skiftet til den engelske hytte er døgnamplituden ( $m(T_{max})-m(T_{min})$ ) op til  $1^{\circ}\text{C}$  mindre end efter skiftet. Effekten synes at være størst om sommeren og mindst om vinteren (Figur 18). Figur 18 viser også, at der om foråret i perioden efter skiftet i måle-

Figur 18: Ni års glidende middel af årlig variation i årsmiddelværdierne af døgnamplituden ( $T_{max}-T_{min}$ ) ved Vestervig for 1901-2000. Øverst: sommer (juni-august), næstøverst: forår (marts-maj), næstnederst: efterår (september-november og nederst: vinter (december-februar).





Vestervig (st.nr. 21100)

Figur 19: Som Figur 17, men a: for Tmax og b: for Tmin. Øverst: sommer, næstøverst: efterår, næstnederst: forår og nederst: vinter.

metode er et jævnt fald i døgnamplituden på mere end 0.5°C overlejret en svingning med en "periode" på ca. 22 år. Et svagt fald i døgnamplituden er måske også til stede om efteråret.

### Ses drivhuseffekten i Danmark?

Variationen i sæson middelværdier af  $m(T_{max})$  og  $m(T_{min})$  op gennem det 20. århundrede er vist i hhv Figur 19a og 19b. De viste kurver er udglattet med et ni års glidende middel. På grund af den ændrede målemetode i 1924 vil vi kun diskutere forløbet efter 1928. I Tmax ses efter ca. 1970 en stigning om vinteren og også antydning af en stigning om foråret. I Tmin er der ligeledes efter ca. 1970 en klar stigning om vinteren, og stigningen i Tmin om foråret er ganske markant (sammenlignet med ændringen i Tmax). Tmax og Tmin sommer og efterår viser ikke en tilsvarende stigning. Ved tolkningen af figurene skal man være opmærksom på, at kurveforløbet de sidste fire år kan være misvisende. Kurveforløbet de første fire år af århundredet er gjort retvisende ved at udvide dataserierne med perioden 1897-1900. Først i 2005 kan vi imidlertid få et retvisende kurveforløb for hele det 20. århundrede.

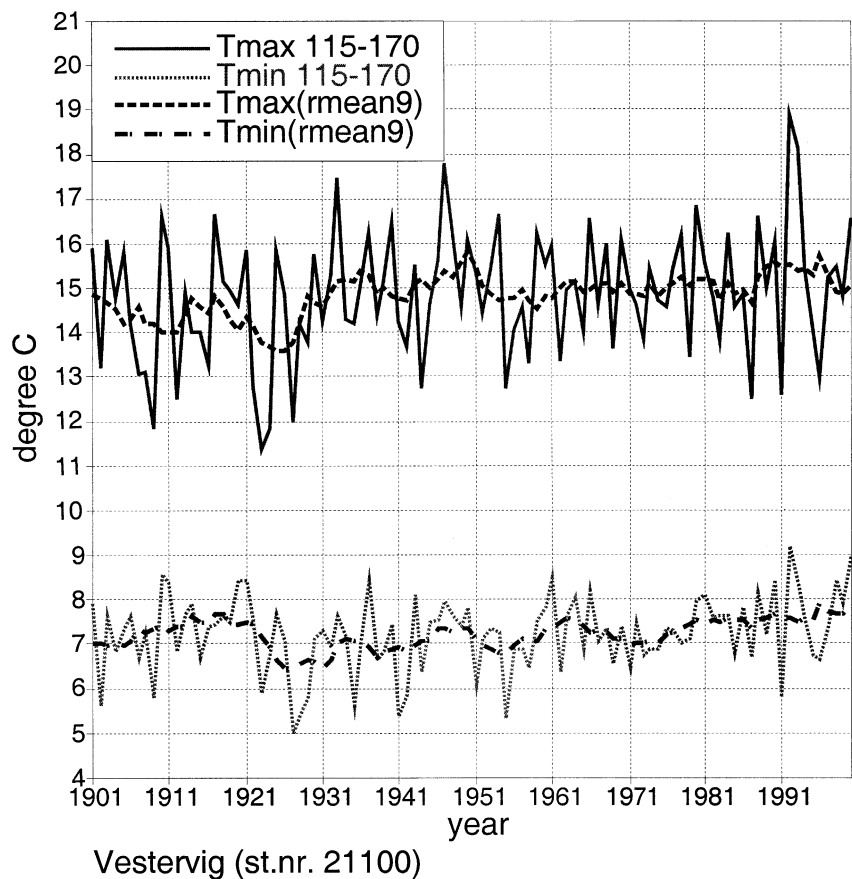
Stigningen i vintertemperaturen ( $T_{max}$ ,  $T_{min}$ ) kan forklares ved stigningen i vinter middelværdien af  $m(V_g)$ , som igen er et resultat af en vækst



i NAO-indexet (se Figur 5). Det er vanskeligt at afgøre om sidstnævnte er et udslag af atmosfærens naturlige variabilitet eller fremprovokeret af en opvarmning, som skyldes det 20. århundredes vækst i atmosfærens indhold af drivhusgasser.

I analysen af dataserierne har vi ikke kunnet se en klar sammenhæng mellem NAO-indexet og  $m(Vg)$  det efterfølgende forår. Vi har påvist, at  $m(Tmax)$  anomalien (dvs. afvigelsen fra den forventede årstidsvariation  $Tsin$ ) i sommerhalvåret har en klar tendens til at være negativ og positiv ved hhv. relativt kraftig og relativt svag  $m(Vg)$ . Stigningen i forårets minimumtemperatur (Figur 19b) synes derfor ikke at være en følge af stigningen i NAO-indexet. Hvis det var tilfældet ville man også, akkurat som om vinteren, forvente en klar stigning i forårets maksimumtemperatur, hvilket som nævnt ikke er tilfældet (se Figur 19a).

Vi har tidligere udnævnt forårsvejret, og specielt vejret i maj, til at være enestående i Danmark. Vi argumenterede på grundlag af Figur 4 og 12, men kunne supplere med figurer som 2, 9, 13 og 14. Der er måske endnu en grund til at omtale perioden som enestående. Betingelserne for at se en eventuel drivhuseffekt i Danmark forekommer at være optimale i netop denne periode præget af højtryksvejr, svag geostrofisk vind (dvs. på stor skala et minimum i advektion (tilstrømning) af luftmasse), ringe nedbør og sandsynligvis lav luftfugtig-



Figur 20: Årlig variation i midt-april til slut-maj (dag 115-170) middelværdien af Tmax (øverst) og Tmin (nederst) ved Vestervig for 1901-2000. Der vises år til år værdier, samt et 9 års glidende middel.

hed. Perioden er desuden præget af stor temperaturforskel mellem land og hav om dagen og relativt lille forskel om natten. Disse forhold bidrager væsentligt til at perioden har et maksimum i  $s(Tmax)$  og en relativt lav værdi i  $s(Tmin)$ , som vist i Figur 13. På grund af lokal advektion af luftmasse via søbrise om dagen synes betingelserne for at se en eventuel drivhuseffekt kun at være gunstige om natten, hvor den lokale advektion af luftmasse er lille.

Figur 20 viser variationen i  $sm(Tmax)$  og  $sm(Tmin)$  og

de tilsvarende ni års glidende middelværdier. Betegnelserne  $sm(Tmax)$  og  $sm(Tmin)$  refererer hhv. til middelværdierne af  $m(Tmax)$  og  $m(Tmin)$  over den forårsperiode (dag 115 til dag 170), hvor vi har postuleret optimale betingelser for at se en eventuel drivhuseffekt. Den udglattede kurve for  $sm(Tmax)$  viser et stort set uændret niveau fra ca. 1928 og århundredet ud. Det lavere niveau før 1928 skyldes, som tidligere omtalt, ændring i målemetode. Den udglattede kurve for  $sm(Tmin)$  viser derimod en interessant, relativt

jævn stigning på ca. 1°C fra 1928 til 2000. Hvis vi antager at stigningen i T<sub>min</sub> over Danmark i den betragtede periode skyldes forøget tilbagestråling af varme fra atmosfæren, finder vi for en jordoverflade, der udstråler varme som et absolut sort legeme (Stefan-Boltzmann's lov), at temperaturstigningen i middel svarer til en forøget tilbagestråling af varme fra atmosfæren på 0.067 Wm<sup>-2</sup>år<sup>-1</sup>, eller 6.7 Wm<sup>-2</sup> på 100 år. Det skal tilføjes, at tilsvarende kurver for Nordby på Fanø, viser samme forløb (figur ikke vist), således at den observerede stigning efter al sandsynlighed ikke skyldes helt lokale forhold. Derimod forekommer det ikke usandsynligt, at den stigende mængde drivhusgasser i atmosfæren bidrager betydeligt til den observerede stigning i minimumtemperaturen.

---

## Sammendrag

---

Analysen af tryk-, vind-, nedbør- og temperaturklimaet i Danmark i det 20. århundrede viser interessante årstidsvariationer og betydelige år til år variationer.

Årstidsvariationen i trykket viser store udsving i vinterhalvåret. Både amplitude og fase i disse udsving afhænger i betydelig grad af midlingsperioden. I sommerhalvåret er årstidsvariationen derimod betydeligt mindre afhængig af midlingsperioden og karakteriseret ved et markant minimum omkring 1. april (dag 91), et maksimum i maj og

et lokalt minimum i juli og august.

Den geostrofiske vind over Danmark, beregnet på grundlag af daglige trykobservationer fra Bergen, Visby, De Bilt og Aberdeen, har en tydelig årstidsvariation med et maksimum om vinteren (januar) og et minimum i maj. I løbet af juni vokser den geostrofiske vind til et "sommermonsun" niveau tæt på årsmiddelværdien. Om vinteren er den fremherskende geostrofiske vindretning fra vest-sydvest. I løbet af perioden april-juni, afbrudt af en periode i maj med variabel vindretning, drejer den geostrofiske vind til nordvest, hvorefter den i juli-september perioden drejer tilbage til den fremherskende vinterretning. I perioder domineret af højtryk (negativ geostrofisk vorticitet) er der en tydelig tendens til, at den geostrofiske vind aftager og drejer mod syd.

Afvigelsen i årstidsvariationen af maksimum- og minimumtemperaturen fra den "forventede" årstidsvariation hænger sammen med årstidsvariationen i den geostrofiske vind og er et udtryk for, at temperaturadvektion er med til at forme årstidsvariationen i Danmarks temperaturklima.

Årstidsvariationen i nedbørintensitet (mm pr. dag) har et bredt minimum i februar-maj og et bredt maksimum i august-november. Der er store regionale variationer i nedbørintensitet. Ved Tranekær på Samsø er nedbørintensiteten typisk 70 til 80% af intensiteten ved Jyllands vestkyst (Vestervig og Nordby).

Op gennem det 20. århundrede har der været betydelige år til år variationer, bl.a. på en 20 til 25 års tidsskala, i alle de analyserede parametre.

Om vinteren (december-marts) har der været et fald i den geostrofiske vind over Danmark fra århundredets begyndelse frem til ca. 1960 efterfulgt af en meget markant stigning frem til århundredets slutning. Samme variation ses i vinter NAO-indekset, hvilket knytter vinterens geostrofiske vindvariation i Danmark til vindvariationen på stor skala over Nordatlanten.

År til år variationen i vintertemperaturen (maksimum og minimum) har en klar tendens til at være i fase med vinter NAO-indekset, således at vintre med et negativt og positivt NAO-indeks er hhv. kolde og milde i Danmark. Dette er et udtryk for at temperaturadvektion relateret til NAO-indekset spiller en afgørende rolle for år til år variationen i Danmarks vintertemperatur. Påvirkningen fra vinterens NAO-indeks på temperaturen i Danmark synes at være klinget af inden den efterfølgende sommer.

Temperaturvariationen i Danmark på alle årstider op gennem det 20. århundrede er "mærket" af et skift i målemetode. Skiftet fra at måle temperaturen i et skab på en nordvendt mur til at måle temperaturen i en fritstående engelsk hytte viser sig som et markant "klimaskift" i temperaturen. Det betyder at temperaturmålingerne før metodeskiftet ikke kan benyttes uden korrek-

tion. Uden vejledning fra en periode med parallelt løbende målinger fra begge metoder er det usikkert, hvordan temperaturen før metodeskiftet skal korrigeres. Vi har ikke forsøgt os med en korrektion og undlader derfor at tolke temperaturforløbet før metodeskiftet. Efter metodeskiftet ses en stigning i vintertemperaturen (maksimum og minimum) fra ca. 1960. På alle andre årstider, med foråret som undtagelse, ses der ikke nogen systematisk ændring af temperaturen. Om foråret (marts-maj) og navnlig i perioden fra midt-april til slut-maj ses derimod en stigning i minimumtemperaturen på omkring 1°C fra ca. 1925 til 2000. En tilsvarende klar stigning ses ikke i forårets maksimumtemperatur. Der argumenteres for at de meteorologiske forhold i perioden midt-april til slut-maj er optimale mht. at se en eventuel drivhuseffekt i minimumtemperaturen. I denne periode kan en væsentlig del af temperaturstigningen tolkes som en forøget tilbagestråling af varme fra atmosfæren til jordoverfladen. Hvis hele temperaturstigningen skyldes forøget tilbagestråling svarer det til en gennemsnitlig stigning i tilbagestrålingen på omkring 0.067 Wm<sup>-2</sup> år<sup>-1</sup>.

Nedbørintensiteten ved Vestervig viser, overlejret betydelige udsving bl.a. på et par årtiers tidsskala, en gradvis stigning fra ca. 1.8 mm pr. dag ved århundredets begyndelse til ca. 2.2 mm pr. dag ved århundredets slutning.

### Tak

Undersøgelsen af Danmarks klima i det 20. Århundrede har ikke været mulig uden velvillig assistance. Vi vil gerne takke Hasse Alexandersson, SMHI, for levering af trykdata fra 1996 til 2000 og alle forfatterne bag WASA-rapporten [9] for at have stillet trykdata for resten af århundredet til rådighed. Desuden en tak til Ellen Vaarby Laursen og de øvrige forfattere bag [1] for at have stillet de danske klimadata til rådighed.

### Litteratur

[1] Laursen, E.V., J. Larsen, K. Rajakumar, J. Cappelen and T. Schmith, 2001. Observed Daily Precipitation, Temperature and Cloud Cover from Seven Danish Sites, 1874-2000. DMI Technical Report 01-10.

[2] Petersson, E.W. og S.E. Larsen, 1983. Klimatiske ændringer over det sidste hundrede år ved Fanø. *Vejret*, 5, 18-20.

[3] Petersson, E.W. og S.E. Larsen. Analyse af vindobservationer fra Fanø i perioden 1872-1980. *Vejret*, 1, 12-17.

[4] Nielsen, N.W. og A.W. Hansen, 1986. Vejrets rytme på Fanø. *Vejret*, 27, 24-26.

[5] Nielsen, N.W., 1988. Nogle træk ved klimaet på Fanø 1875-1980. *Vejret*, 35, 3-13.

[6] Nielsen, N.W., 1988. Om "monsoon-signalet" og posi-

tive og negative anomalier på Fanø i perioden 1875-1980. *Vejret*, 36, 13-18..

[7] Nielsen, N.W., 1989. The intra-annual variation of the climate at Fanø. *Vejret*, special issue in english, 24-31.

[8] Jensen, N.O., 1984. Tideluft! *Vejret*, 2, 30-33.

[9] Schmith, T., H. Alexandersson, K. Iden and H. Tuomenvirta, 1997. North Atlantic-European pressure observations 1868-1995 (Wasa dataset version 1.0). DMI Technical Report, 97-3, 13 pp.

[10] Nielsen, N.W., 1999. Tornadoer, misocykloner og mesocykloner. *Vejret*, 80, 12-23.

[11] Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.

[12] Nielsen, N.W. og J. Cappelen, 1997. Vinteren 1996/97 - et skift fra lavindeks til højindeks cirkulation over Nordatlanten. *Vejret*, 71, 1-13.