

STYRELSEN FÖR
VINTERSJÖFARTSFORSKNING
WINTER NAVIGATION RESEARCH BOARD

Research Report No 61

Lars Axell

LÅNGA TIDSSERIER OCH KLIMAT 2003-2007

Finnish Transport Safety Agency

Finnish Transport Agency

Finland

Swedish Maritime Administration

Swedish Transport Agency

Sweden

FOREWORD

In its report no 61, the Winter Navigation Research Board presents the results from a specific project focussing on analysing the different climate scenarios in a long term perspective.

During the late 1900s occurred unusually large number of mild winters in the Baltic Sea Region. In order to determine whether these winters are extreme or not from a climate point of view, they must be compared with previous winters.

A well-known reconstruction of annual maximum ice extent in the Baltic Sea is reported in Jurva (1937), Palosuo (1953) and Seinä and Palosuo (1996) assembly published by FMI annually.

The purpose of this work is to transform data into a digital format, control the quality and select a number of representative coastal cities and then reconstruct the annual maximum ice extent in the Baltic Sea.

The extended time series can be found in this report. Distinctive mild periods occur during 1730s, 1910s, 1930s and 1990s. Cold periods occurred mostly during the "Little Ice Age", especially during the late 1600s and early 1800s (when the solar activity was extremely low during the Maunder-minimum and the Dalton minimum)

The Winter Navigation Research Board warmly thanks Mr. Lars Axell for this compiled report.

Helsinki

June 2014

Jorma Kämäräinen

Finnish Transport Safety Agency

Peter Fyrby

Swedish Maritime Administration

Tiina Tuurnala

Finnish Transport Agency

Stefan Eriksson

Swedish Transport Agency



SMHI:s havsforskning för vintersjöfarten 2003 - 2007

Projektrapport "Långa tidsserier och klimat"

Lars Axell

Under åren 2003-2007 har under ledning av Lars Axell och för finsk-svenska vintersjöfartsforskningens räkning gjorts ett antal rapporter i projektet "Långa tidsserier och klimat".

De olika projekten har nu sammanställts och redovisas i denna rapport

Bilagor:

1. Digitalisering och rekonstruktion av historiska isvariabler för vintrarna 1871–1936
2. Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2000 med hjälp av vintertemperatur
3. Nytt om klimat 2003
4. Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1871-1960 med hjälp av isobservationer längs Sveriges kust
5. Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660-2004
6. Trender i isutbredning och temperatur i Sverige samt på höga latituder
7. Nyheter inom det internationella arbetet med rekonstruktion av det globala klimatet
8. Test av 10-dygnsprognoser med HIROMB
9. Förändringar i solaktivitet och dess inverkan på jordens klimat
10. Reconstruction of annual maximum ice extent and ice cover in the Baltic Sea 1660-2005
11. Assimilering av isdrift: implementering och test
12. Test av ensembleprognoser med HIROMB
13. Ny indikator för isvinterns svårighetsgrad
14. Uppdatering av Stockholms vintertemperatur



**Digitalisering och rekonstruktion av historiska isvariabler för
vintrarna 1871–1936**

Lars Axell och Anna Nikolopoulos

December 2003

Sammanfattning

Data från en äldre rapport av Östman (1937) har digitaliserats och genomgått en viss kvalitetskontroll. De variabler som omfattas av studien härrör från 31 större hamnar längs hela Sveriges kust från vintrarna 1870/71–1935/36 och innefattar observerade (1) datum för isläggning och islossning, (2) antal dagar med is, och (3) maximal istjocklek. Kvalitetskontrollen innefattade (1) jämförelse mellan rapporterad längd för issäsongen och antal dagar med is, (2) jämförelser med närliggande stationer, och (3) statistiska relationer mellan issäsongens längd och maximal istjocklek. Observationerna användes sedan för att rekonstruera den årliga isutbredningen längs Sveriges kust.

1. Inledning

Under slutet av 1900-talet inträffade ovanligt många milda vintrar i Östersjön, med avseende på exempelvis årlig maximal isutbredning och lokal maximal istjocklek eller antal dagar med is. För att kunna utröna huruvida dessa milda vintrar är extrema ur klimatsynpunkt måste dessa jämföras med tidigare vintrar. Då kan man möjligen besvara frågan huruvida dessa sentida milda vintrar kan förklaras som en effekt av naturliga klimatvariationer, eller om eventuellt människans utsläpp av växthusgaser som t.ex. koldioxid är orsaken.

En välkänd rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön är den av Jurva (1937), Palosuo (1953) och Seinä och Palosuo (1996), som numera uppdateras årligen av Finska havsforskningsinstitutet (FIMR; Finnish Institute of Marine Research). Denna tidsserie sträcker sig från 1720 fram till idag. Den senare delen av den tidsserien är naturligtvis baserad på moderna, relativt precisa metoder som flygfoton och satellitbilder, medan den äldre delen är baserad på olika typer av proxydata som t.ex. fartygs- och hamnobservationer, lufttemperatur, etc.

För att kunna bedöma tillförlitligheten i den finska tidsserien är det till hjälp att jämföra med andra rekonstruktioner, baserade på andra källor. En sådan källa är de kustobservationer för perioden 1870/71–1935/36 som finns beskrivna i en rapport av Östman (1937), som inte använts för framtagandet av den finska tidsserien (Seinä, pers. komm., 2003). Denna rapport innehåller intressanta uppgifter som exempelvis lokal, årlig maximal istjocklek och datum för isläggning och islossning från hela svenska kusten.

Syftet med detta arbete är att (1) digitalisera relevanta data i rapporten av Östman (1937), (2) kvalitetskontrollera dessa data, samt (3) välja ut ett antal representativa kustorter för framtida vidare analys. Dessa representativa kustorter kan sedan analyseras även för senare data, exempelvis data för normalperioden 1931–1960 (Thorslund, 1966) samt för normalperioden 1961–1990 (Westring, 1993). Slutligen kommer de utvalda stationerna användas för att rekonstruera den årliga maximala isutbredningen längs den svenska kusten.

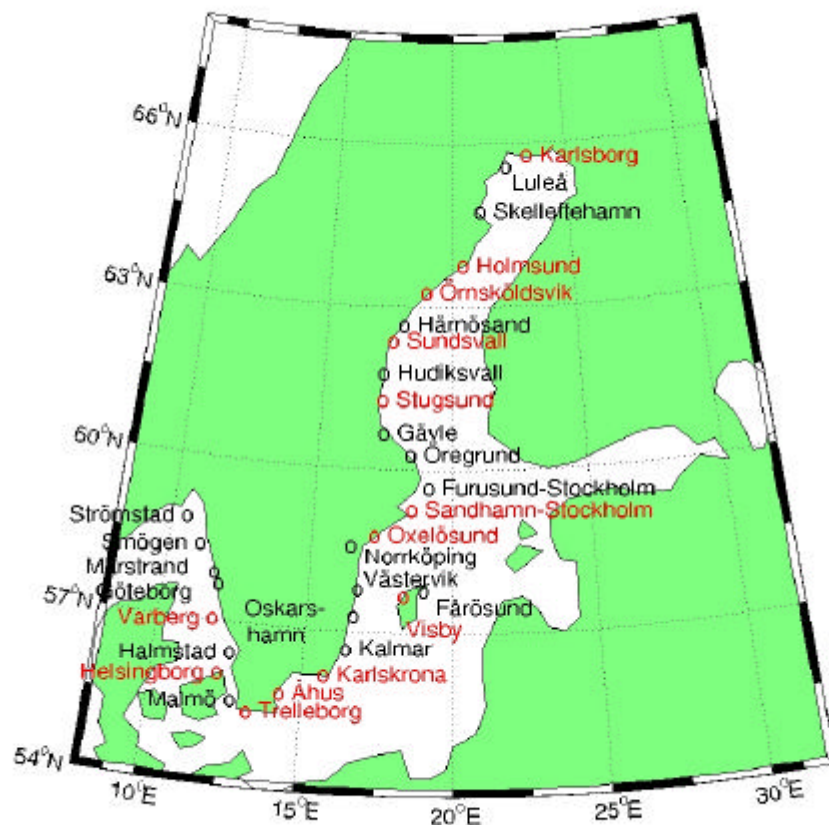
2. Beskrivning av digitaliserade data

Det material som Östmans rapport bygger på är journaler förda över isobservationer vid samtliga lots- och fyrplatser längs hela Sveriges kust. Dessa har sedan vintern 1870/71 årligen sänts in till dåvarande Kungliga Lotsstyrelsen. Totalt fanns ca 13 000 journaler från 232 kustorter som underlag, men antalet kustorter har växlat från år till år pga att vissa mätplatser dragits in medan andra har tillkommit under årens lopp.

Kvalitén på uppgifterna varierar från plats till plats och från år till år, bl a beroende på subjektiva bedömningar om vad som menas med "isfritt", t ex, eller var och när isen har bedömts vara tjockast. Icke desto mindre utgör sammanställningen i Östmans rapport ett mycket värdefullt bidrag till

forskningen om Östersjöns historiska isklimat.

De data i Östmans rapport som är intressanta för oss i denna rapport är datum för isläggning och islossning, antal dagar med is, samt maximal istjocklek för de 31 större hamnarna längs hela Sveriges kust; se kartan i figur 1. Dessa data återfinns i tabell 12 i Östmans rapport, som efter inscanning tolkades med ett datorprogram.



Figur 1. Karta över Sverige och placeringen av de 31 kustorterna som digitaliserats för vidare analys. De orter som är markerade med röd text är de som i avsnitt 5 valdes ut att representera olika termodynamiska områden.

3. Grafisk presentation av data

”Issäsongens längd” definieras som skillnaden mellan datum för islossning och isläggning plus ett, dvs inklusive eventuella mellandagar utan is. ”Antal dagar med is”, däremot, tar hänsyn till eventuella mellandagar utan is, så att endast det antal dagar då is verkligen förekom räknas med.

Figur 2a-d visar issäsongens längd och antal dagar med is för de 31 större hamnarna från tabell 12 i Östmans rapport. Det är tydligt att ”antal dagar med is” ofta sammanfaller med ”issäsongens längd”, men inte alltid. Tyvärr finns även fall då ”antal dagar med is” har angetts vara större än ”issäsongens längd”, vilket visar på en viss osäkerhet i dessa två variabler. Vidare ser man lätt hur latitudberoendet inverkar, med klart längre issäsong i norr. Ur klimatsynpunkt är det intressant att konstatera att issäsongen på de flesta orter visar en successiv övergång till mildare klimat under 66-årsperioden.

Istjockleken har enligt Östman mätts på de platser i hamnens närhet, och vid den tidpunkt, som isen har trotsats vara som tjockast. Detta kan leda till en viss subjektivitet i materialet, som ändå är mycket värdefullt ur klimatsynpunkt. Istjockleken återfinns i grafform i figur 3a-d. Även i denna variabel kan man skönja en övergång till ett mildare klimat under 66-årsperioden.

Tabell 1. Identifierade fall då ”antal dagar med is” angetts vara mer än 15 dagar fler än Issäsongs längd.

Kuststation	Vinter	Antal dagar med is	Issäsongs längd	Skillnad
Skelleftehamn	1886/87	150	120	30
Härnösand	1912/13	175	146	29
Gävle	1935/36	113	93	20
Norrköping	1873/74	149	49	100
Göteborg	1888/89	85	67	18
Göteborg	1921/22	60	43	17

Tabell 2. Identifierade fall med oväntad istjocklek.

Kuststation	Vinter	Rapporterad istjocklek (cm)	Förväntad istjocklek (cm)
Örnsköldsvik	1876/77	180	70-80
Hudiksvall	1887/88	135	70-80
Kalmar	1873/74	55	5-15
Trelleborg	1870/71	90	25-30

4. Kvalitetskontroll av data

Naturligtvis gäller att ”antal dagar med is” ej ska överstiga ”issäsongs” längd, vilket kan användas som en kontroll av data. I tabell 1 anges de stationer och år då antal dagar med is översteg issäsongs längd med minst 15 dagar. Sex olika fall förekommer, och efter jämförelser med intilliggande stationer antogs att det i samtliga fall förmodligen var ”antal dagar med is” som var fel. I dessa fall sattes antal dagar med is till samma värde som issäsongs längd. Ett uppenbart fall var Norrköping, vintern 1873/74, då det rapporterats 149 dagar med is, men en total issäsong på endast 49 dagar. I detta fall berodde skillnaden säkerligen på rent skriv- eller läsfel, vilket även styrks av att närliggande orter hade milda vintrar det året.

Av naturliga skäl är ofta den lokala maximala istjockleken korrelerad med den lokala issäsongs längd. Att så ofta är fallet även i detta dataset visas i figur 4a-d. Dessa korrelationer användes för att kontrollera kvalitén på observationerna. Tabell 2 visar de identifierade fall då den rapporterade istjockleken var ovanligt stor med tanke på issäsongs längd. Ett misstänkt fall är t ex Kalmar vintern 1873/74, då 55 cm is rapporterades trots att issäsongs längd var endast sju dagar.

5. Val av representativa kuststationer samt rekonstruktion av maximal isutbredning

De kriterier som användes för val av representativa stationer är (1) placering i olika termodynamiska områden¹; (2) antal luckor i tidsserierna m.a.p. istjocklek, issäsongs längd och antal dagar med is; (3) jämförelse mellan issäsongs längd och antal isdagar (den förra skall vara minst lika stor som den senare). Beträffande de termodynamiska områdena valdes samma 19 områden som i ismodellen av Omstedt och Nyberg (1995; se deras figur 2), fast utökat med ytterligare tre områden (K, L och M) representerande Bältsjön, Öresund respektive Kattegatt. För varje termodynamiskt område valdes sedan en representativ kuststation, men för vissa områden

¹ Med termodynamiskt område menas i detta fall ett område som är relativt homogent m a p isförekomst.

fanns inga stationer att tillgå; se tabell 3.

Den årliga maximala isutbredningen i Östersjön kan uppskattas om man har tillgång till observationer från varje termodynamiskt område i Östersjön. Eftersom de svenska kustobservationerna inte täcker in samtliga termodynamiska områden i tabell 3, måste vi bestämma hur vi ska hantera de områden vi inte har data från. I denna studie gjorde vi antagandet att de övriga områdena var isfria, vilket gav en låg uppskattning av den maximala isutbredningen, se figur 5.

Tabell 3. Östersjöns indelning i 22 termodynamiska områden och de utvalda representativa kuststationerna.

Termodynamiskt område	Kuststation	Areal (1000 km ²)
1	Karlsborg	9,5
2	Holmsund	17,9
3	-	14,5
4	Örnsköldsvik	12,2
5	Sundsvall	11,8
6	-	13,4
7	-	6,9
8	Stugsund (Söderhamn)	10,7
9	-	33,6
0	Sandhamn-Stockholm	3,8
A	Oxelösund	32,8
B	Visby	54,2
C	-	20,6
D	-	8,4
E	-	16,0
F	Karlskrona	23,3
G	-	61,5
H	Åhus	8,0
J	Trelleborg	18,3
K	-	18,6
L	Helsingborg	1,2
M	Varberg	23,4

6. Diskussion

Kustnära observationer av is, baserade på en rapport av Östman (1937), från perioden 1871–1936 har digitaliserats. När data väl finns tillgänglig i digitalt format underlättas både grafisk presentation och vidare analys med statistiska metoder som t ex beräkning av trender. Trendanalys har inte gjorts i denna studie, men den grafiska presentationen av de olika variablerna antyder en gradvis övergång till ett mildare klimat under 66-årsperioden.

Under kvalitetskontrollen av data uppdagades en hel del osäkerheter och konstigheter i observationsmaterialet, vilka berördes helt kort i föregående avsnitt. Detta är tyvärr vanligt i äldre observationsmaterial, och det är därför viktigt att försöka identifiera dessa i största möjliga mån. I fallet med skillnaden mellan issäsongens längd och antal dagar med is vågade vi oss även på att korrigera data, medan i fallet med istjocklek valde vi att endast identifiera de mest uppenbara fallen. Ett alternativ till detta skulle kunna vara att använda de linjära sambanden mellan issäsongens längd och istjocklek, eller mellan antal dagar med is och istjocklek, för att korrigera de fall där istjockleken var oväntat stor (eller liten). Detta kan dock vara vanskligt, för spridningen i data är ofta ganska stor. Luleå visar dessutom ingen korrelation alls mellan issäsongens längd och istjocklek, och det är inte uppenbart vad detta beror på.

Rekonstruktionen av isutbredningen längs hela Sveriges kust visade sig ha stora likheter med rekonstruktionen av total isutbredning enligt Finska havsforskningsinstitutet. Eftersom endast observationer från den svenska kusten användes i beräkningarna, kan naturligtvis inte de största värdena på isutbredning erhållas, men de milda vintrarna simuleras ofta tillfredställande bra. Med tillgång även till data från andra kustområden kan denna metod med kustobservationer och termodynamiska områden i framtiden ge en tillfredställande uppfattning om huruvida gångna isvintrar varit milda, normala eller stränga. Denna typ av rekonstruktioner bör inte betraktas som ett alternativ till exempelvis den finska tidsserien av maximal isutbredning, utan mer som ett komplement. Om flera rekonstruktioner av isutbredning finns tillgängliga för jämförelse kan man lätt bilda sig en uppfattning om tillförlitligheten i data.

Referenser

Jurva, R., Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114*, Helsinki/Helsingfors, 1937.

Omstedt, A., och L. Nyberg, A coupled ice-ocean model supporting winter navigation in the Baltic Sea. Part 2. Thermodynamics and meteorological coupling, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie Oceanografi, Nr. 21, 1995.

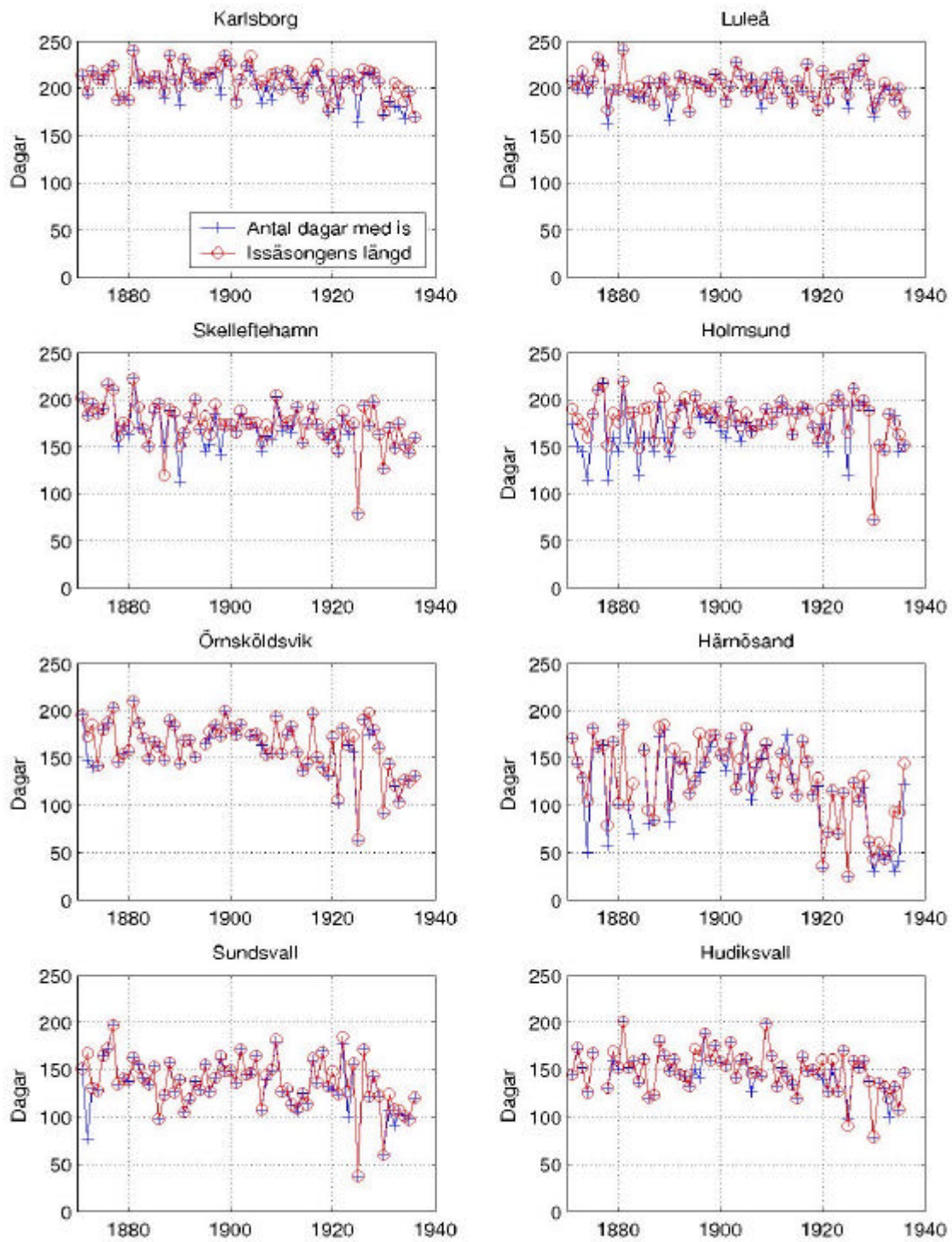
Palosuo, E., A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156*, Helsinki/Helsingfors, 1953.

Seinä, A., och E. Palosuo, The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995), *Meri, Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27: 79–91, 1996.

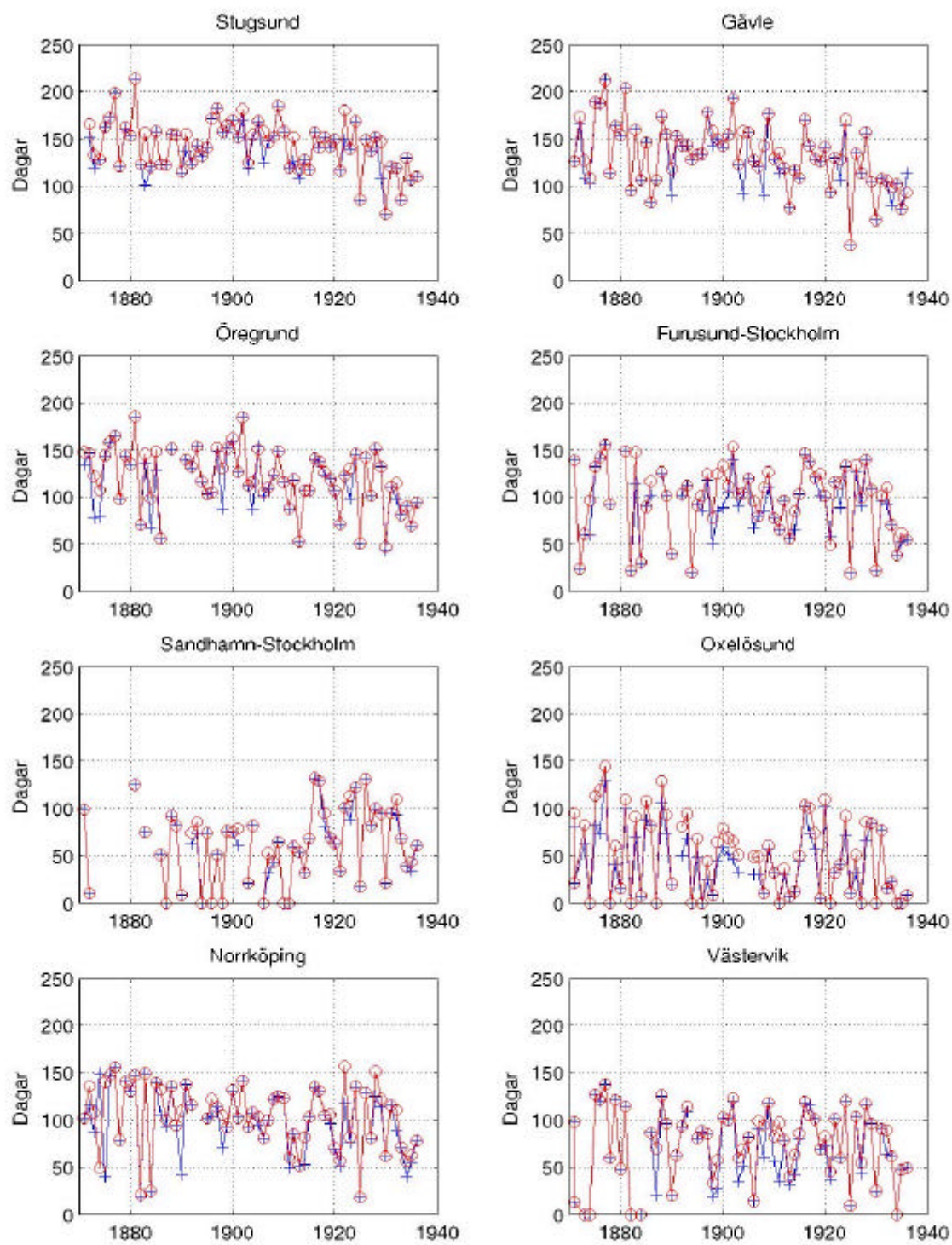
Thorslund, B., Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1931–1960, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Notiser och preliminära rapporter, Serie Meteorologi, N2. 13, Stockholm, 1966.

Westring, G., Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1961–1990, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie Oceanografi, Nr. 59, 1993.

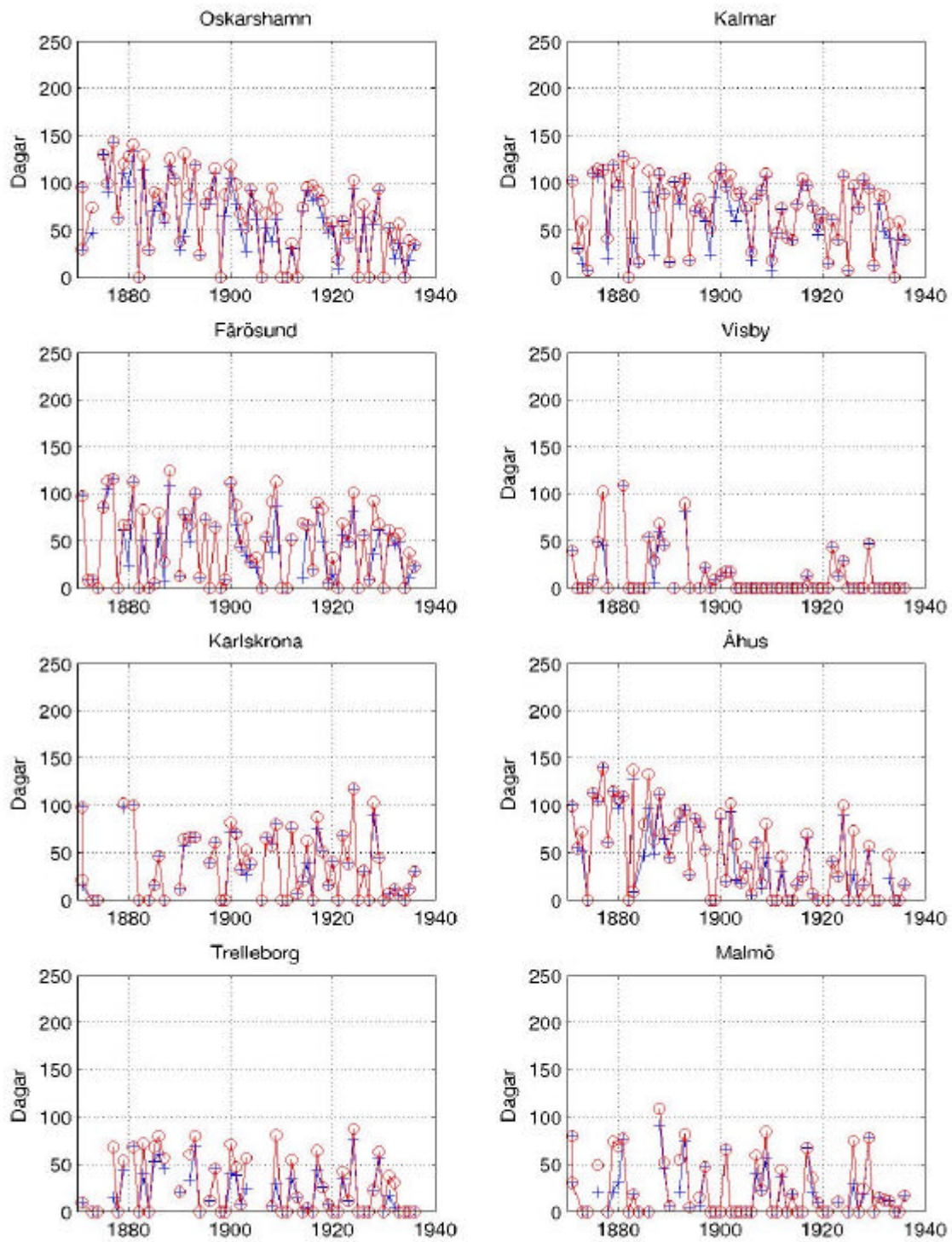
Östman, C. J., Isförhållandena vid Sveriges kuster under vintrarna 1870/71–1934/35, Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, Band 6, N:o 6, Stockholm, 1937.



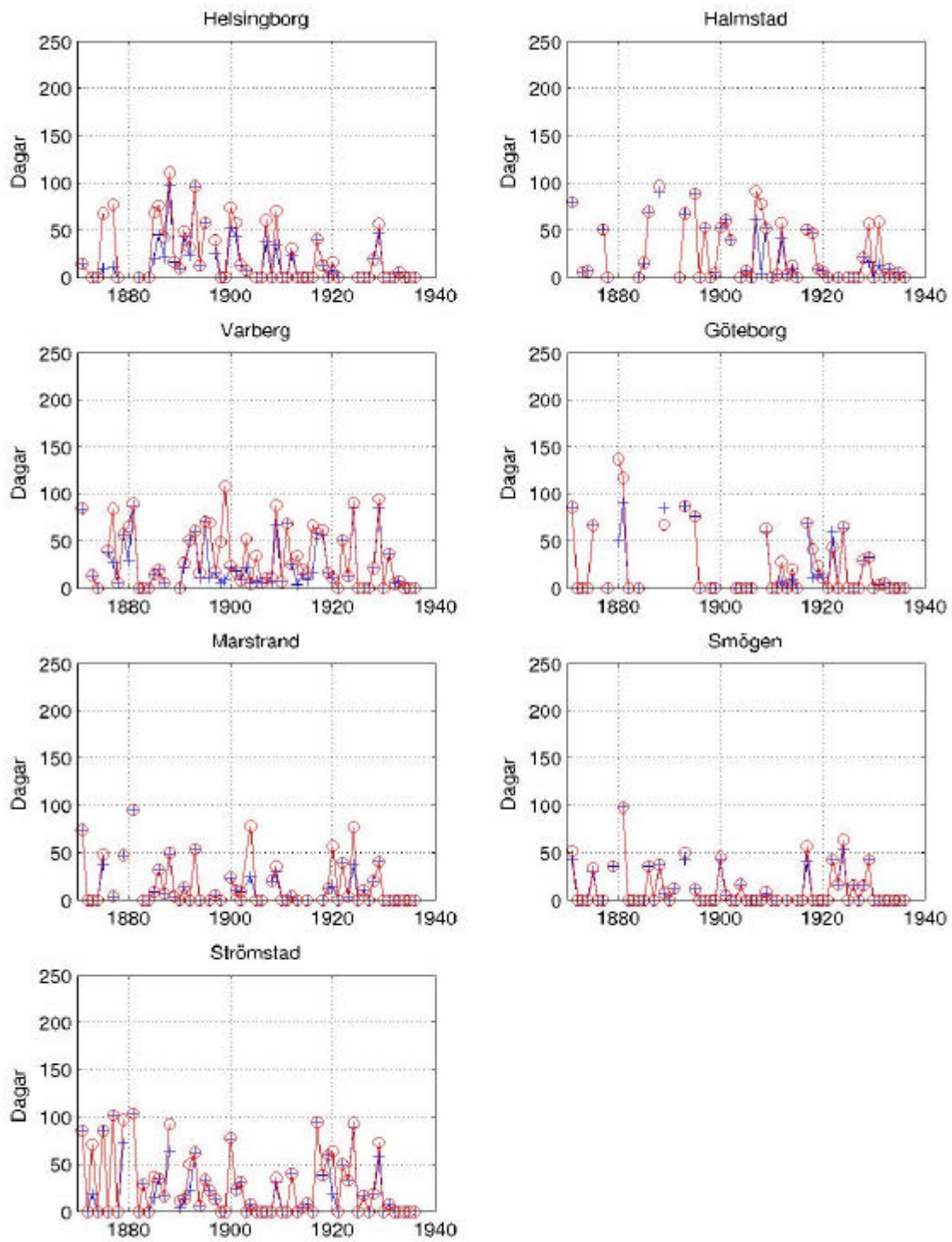
Figur 2. Antal dagar med is och issäsongens längd för de största hamnarna längs Sveriges kust. Data från Östman (1937).



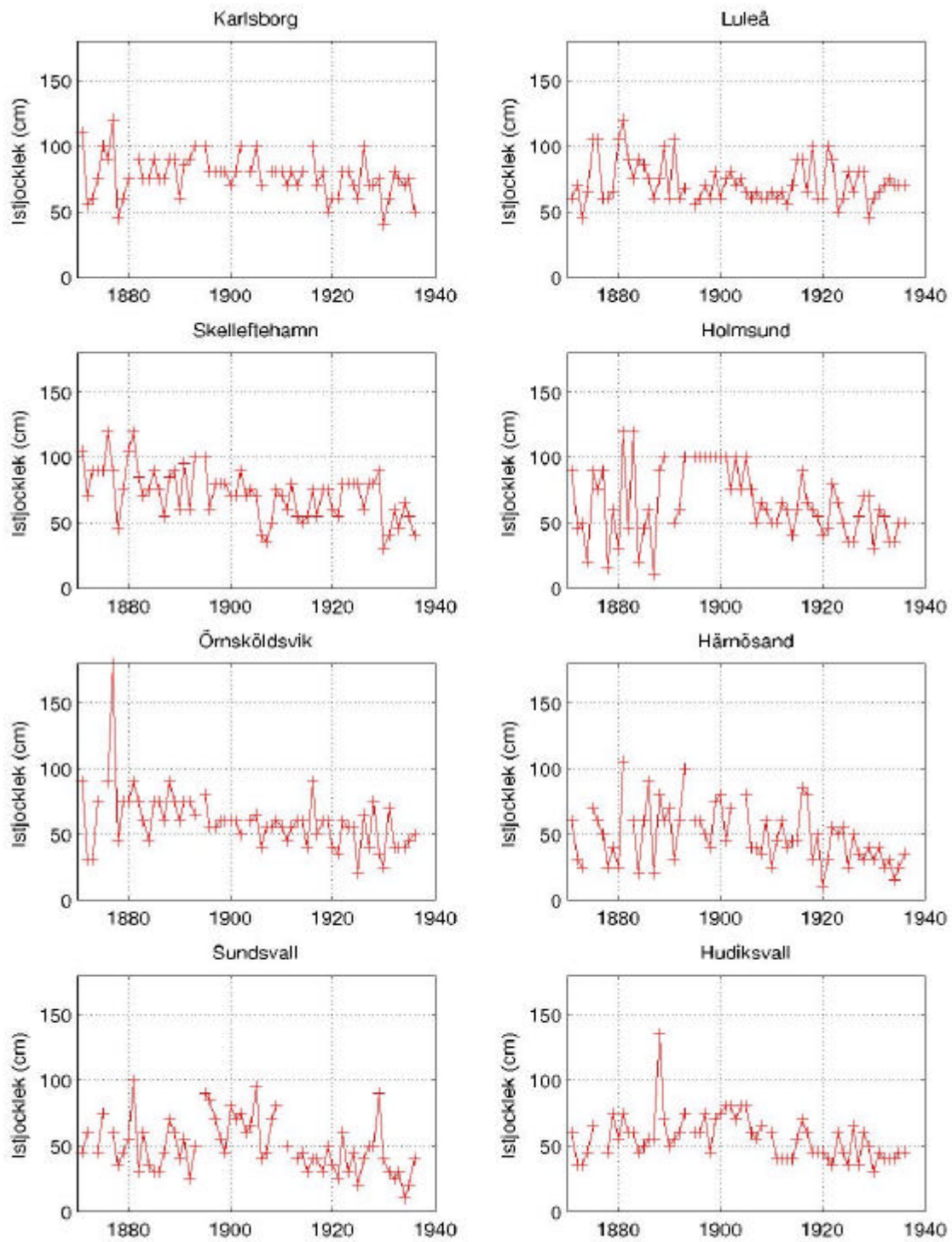
Figur 2. (forts.)



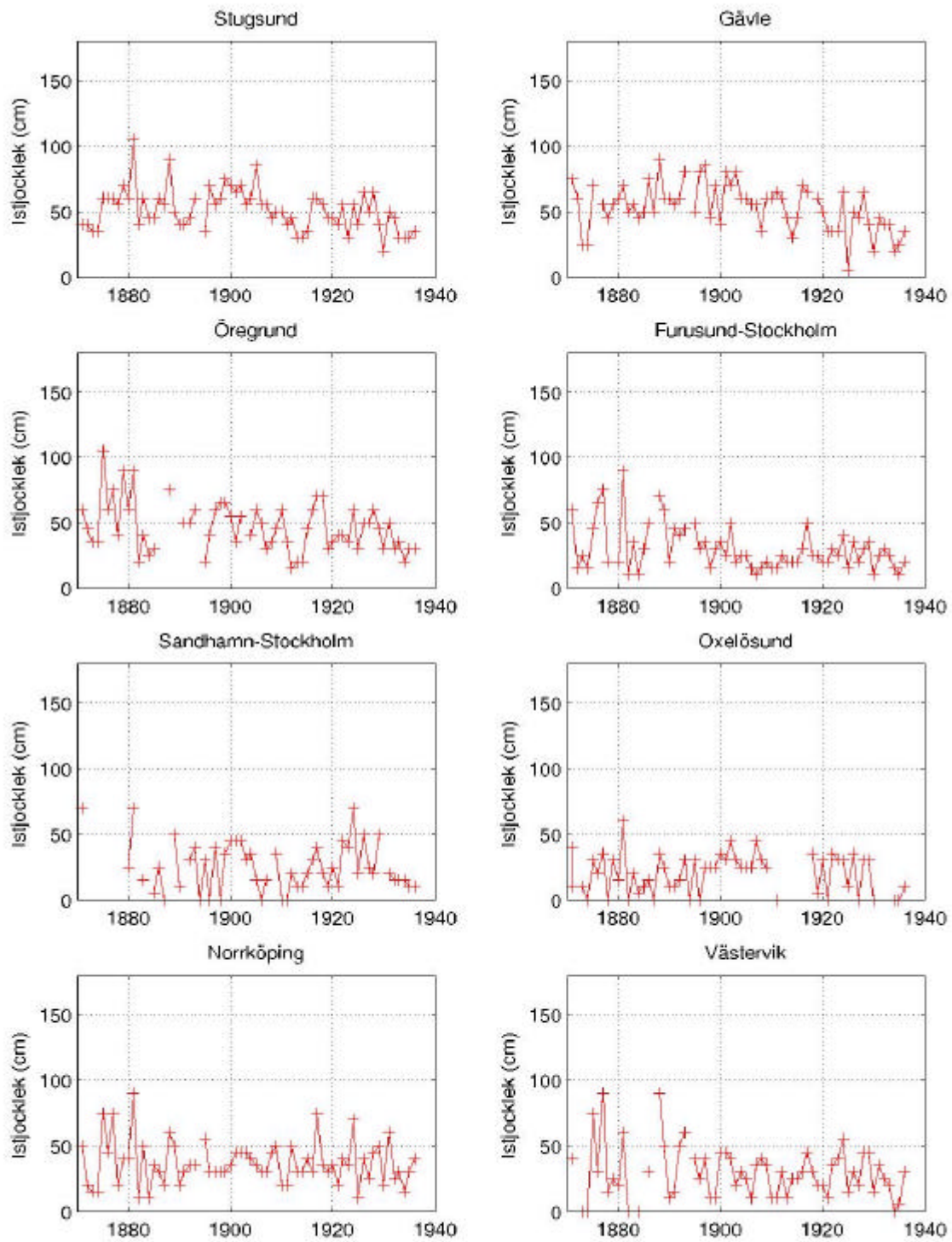
Figur 2. (forts.)



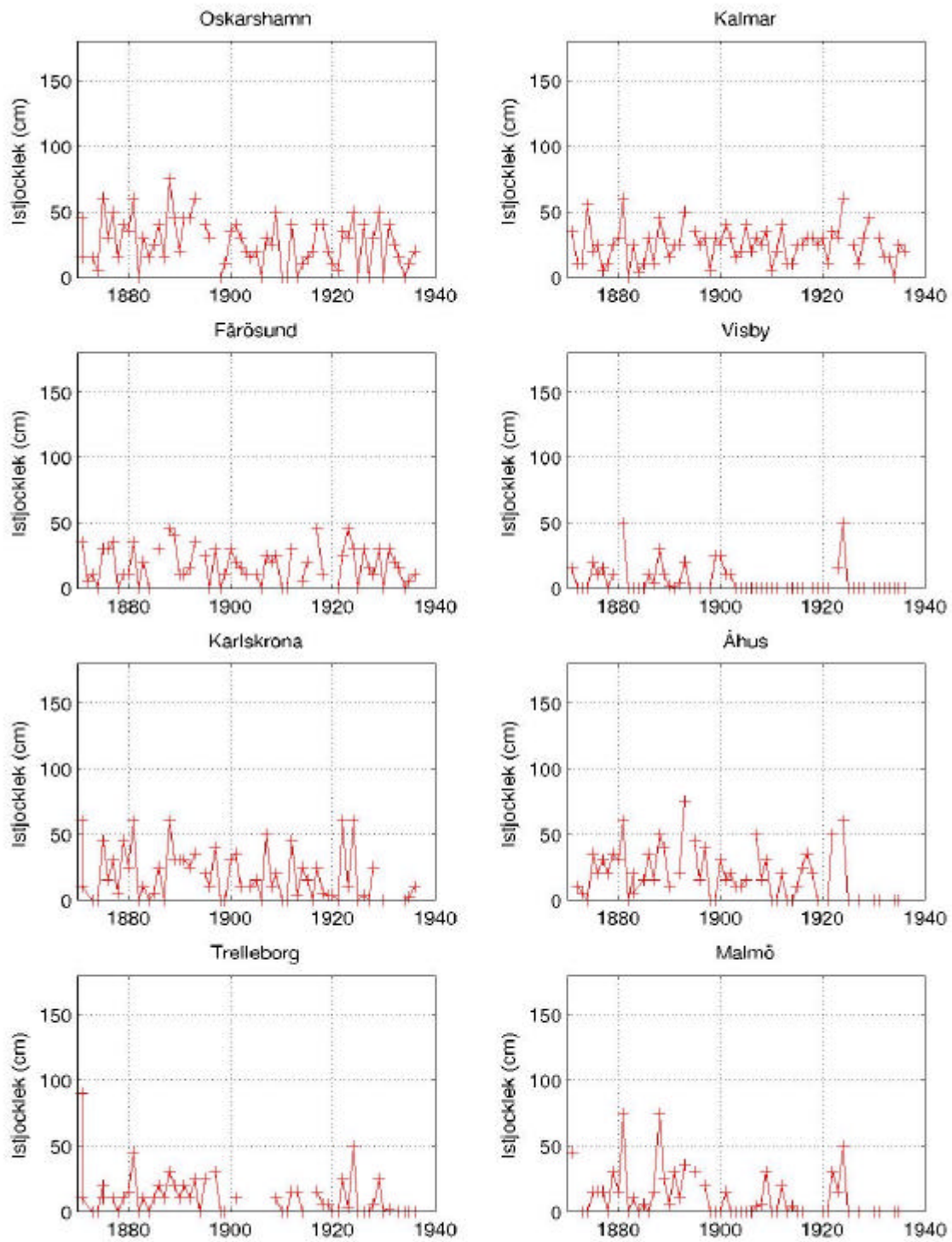
Figur 2. (forts)



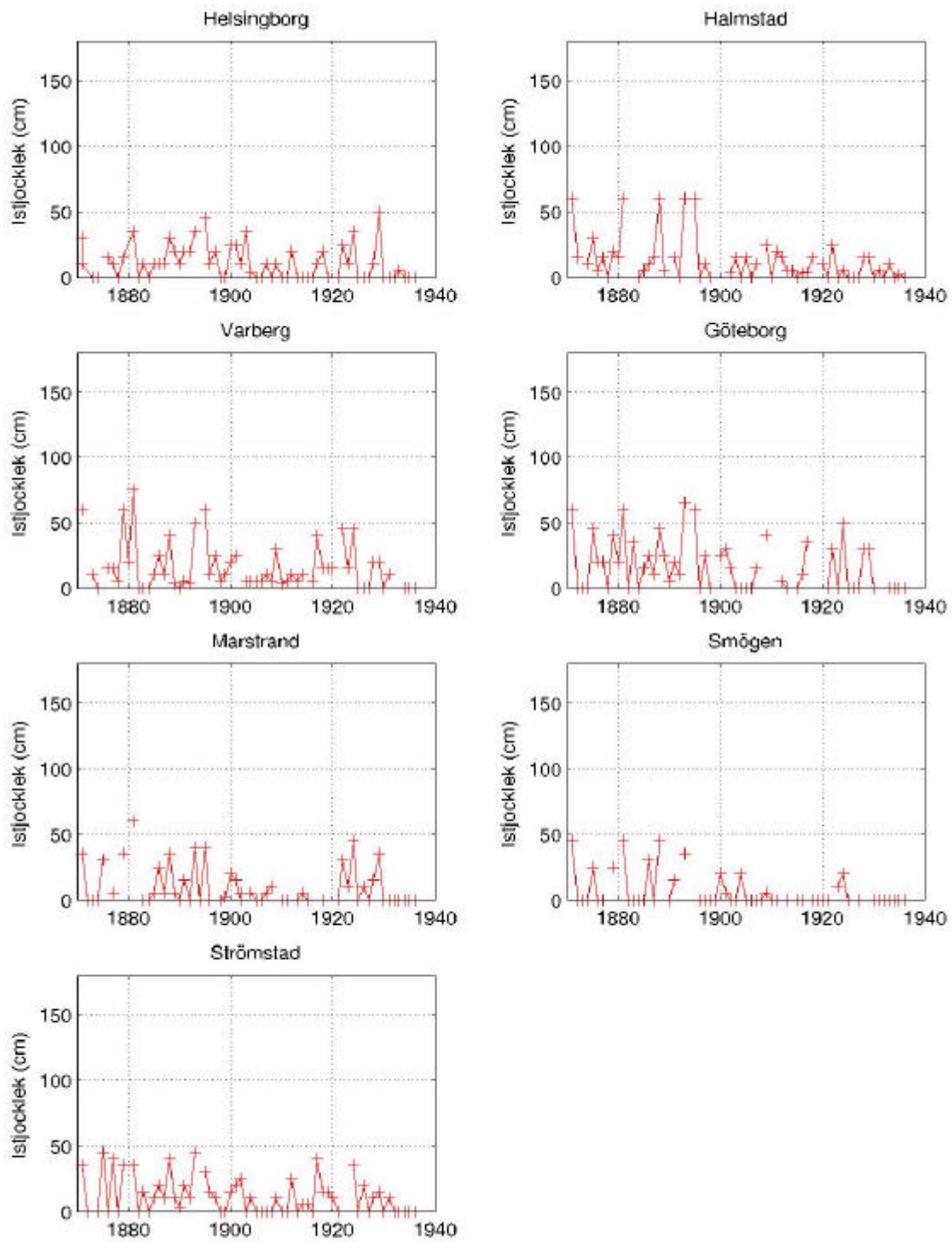
Figur 3. Årlig maximal istjocklek vid de största hamnarna längs Sveriges kust. Data från Östman (1937).



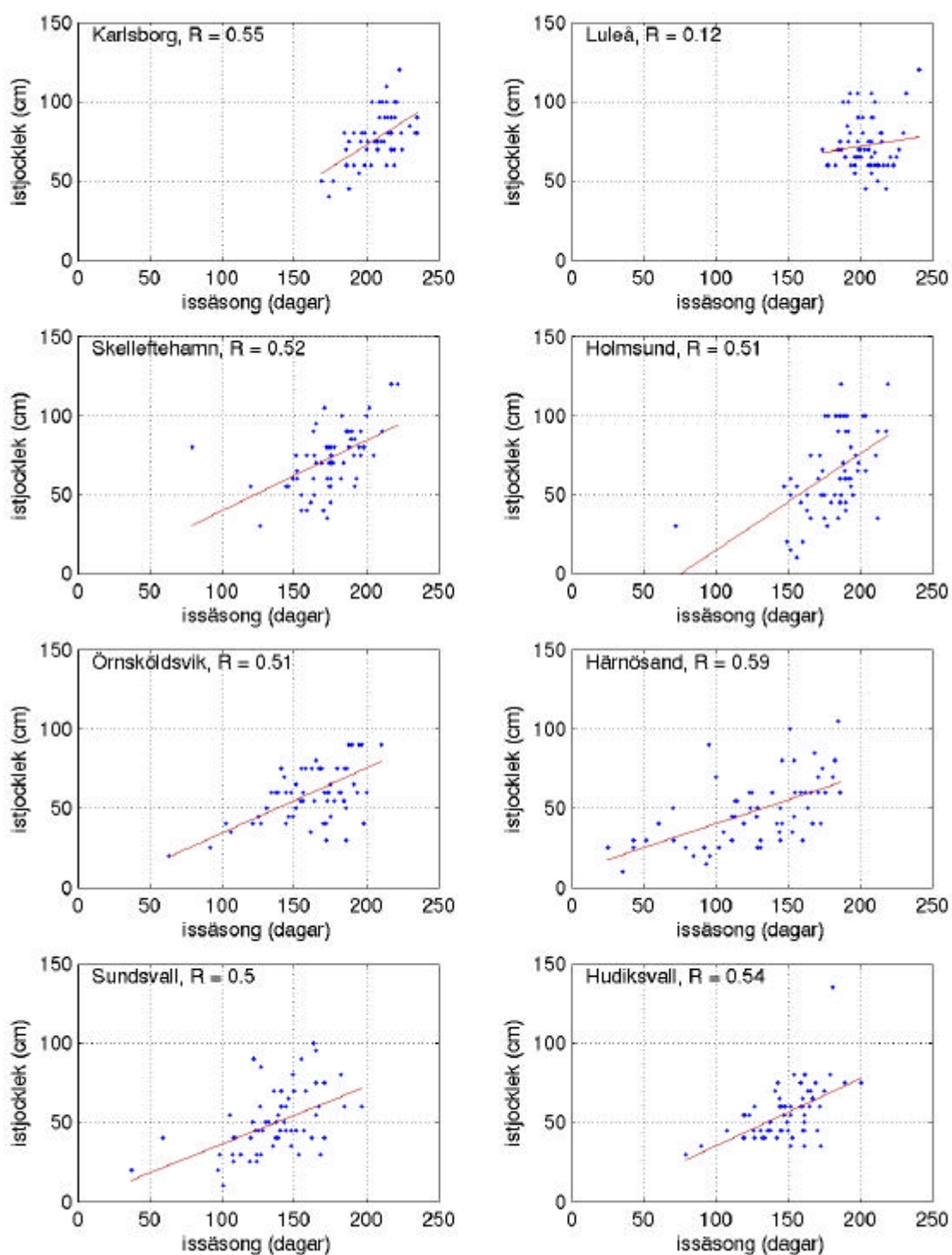
Figur 3. (forts.)



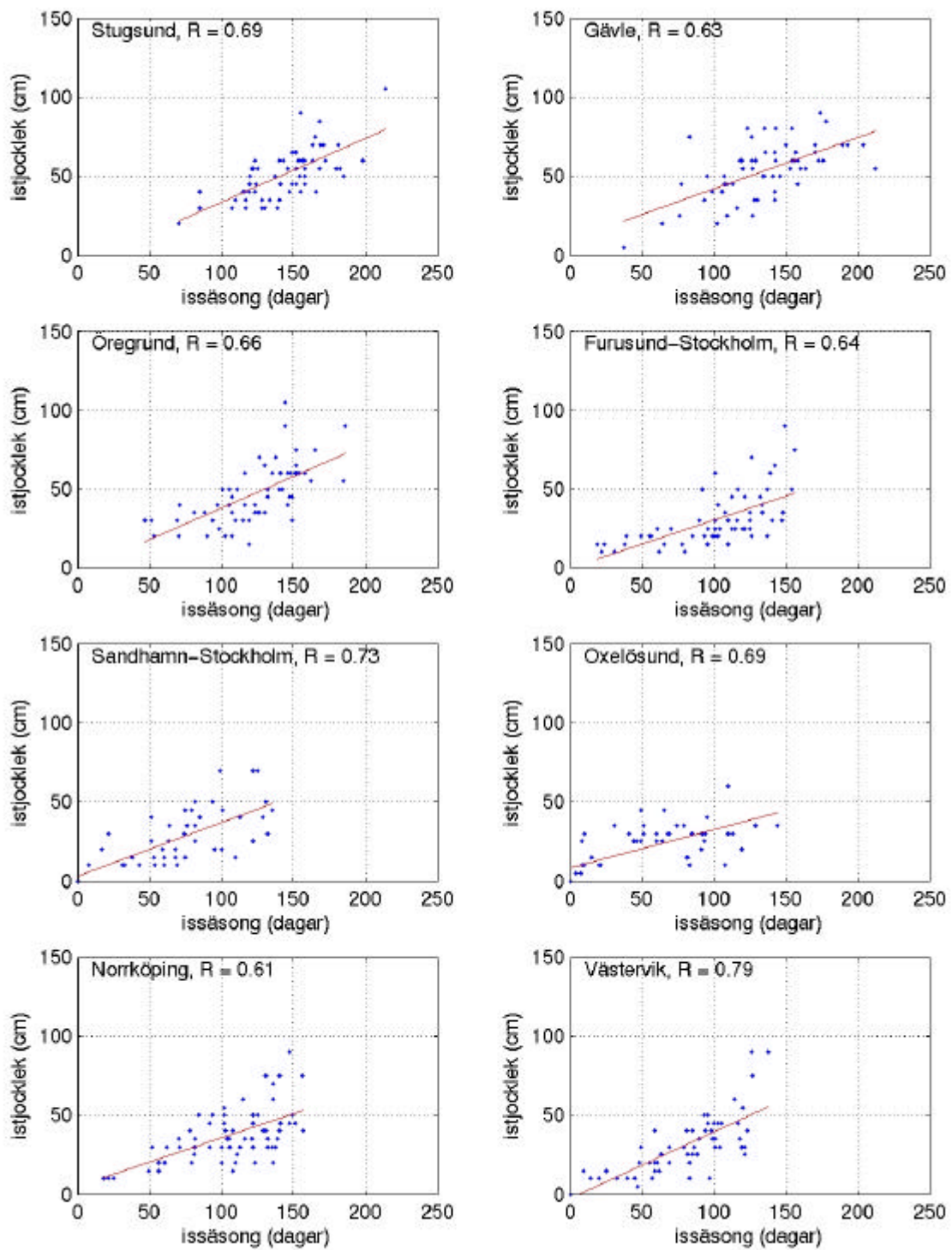
Figur 3. (forts.)



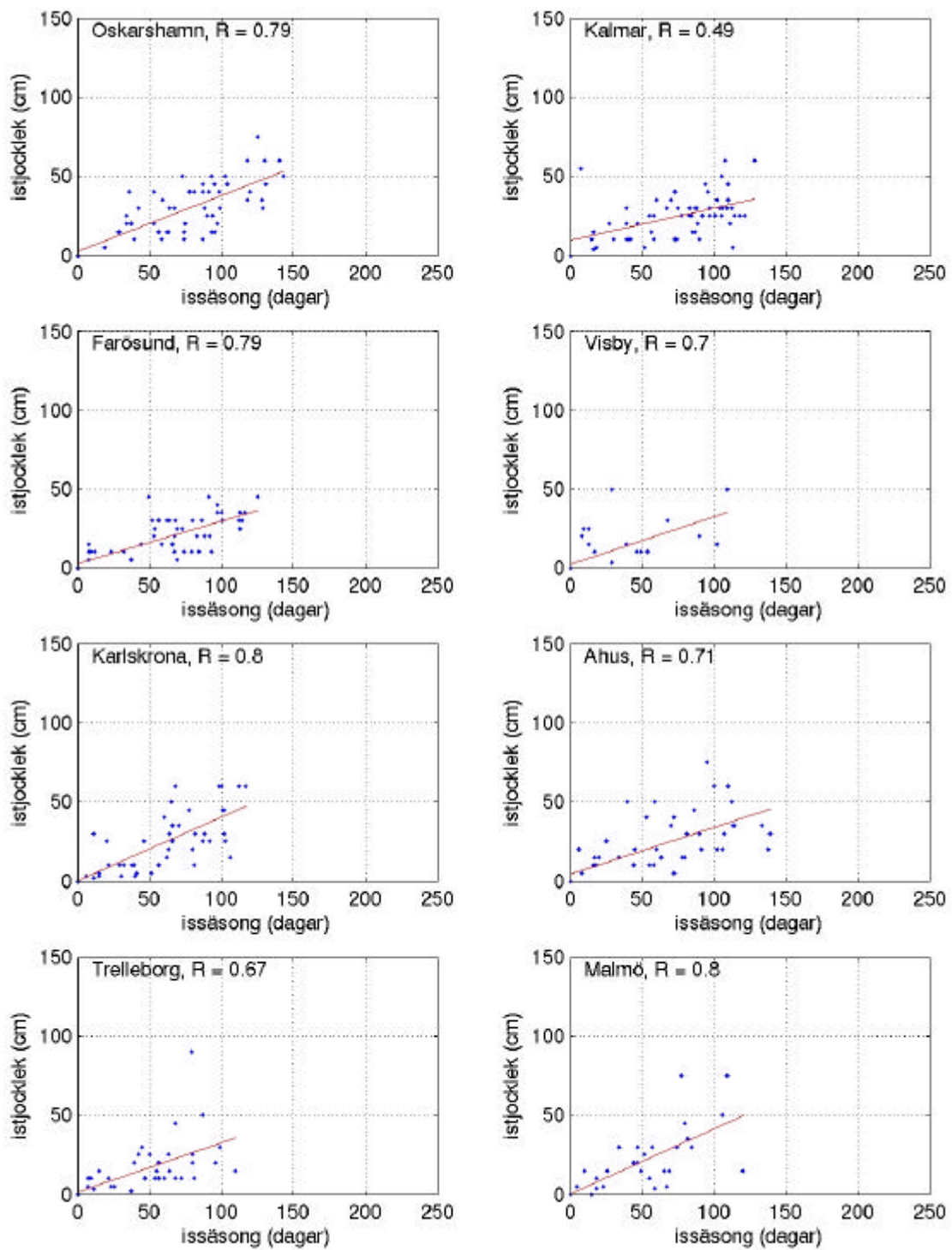
Figur 3. (forts.)



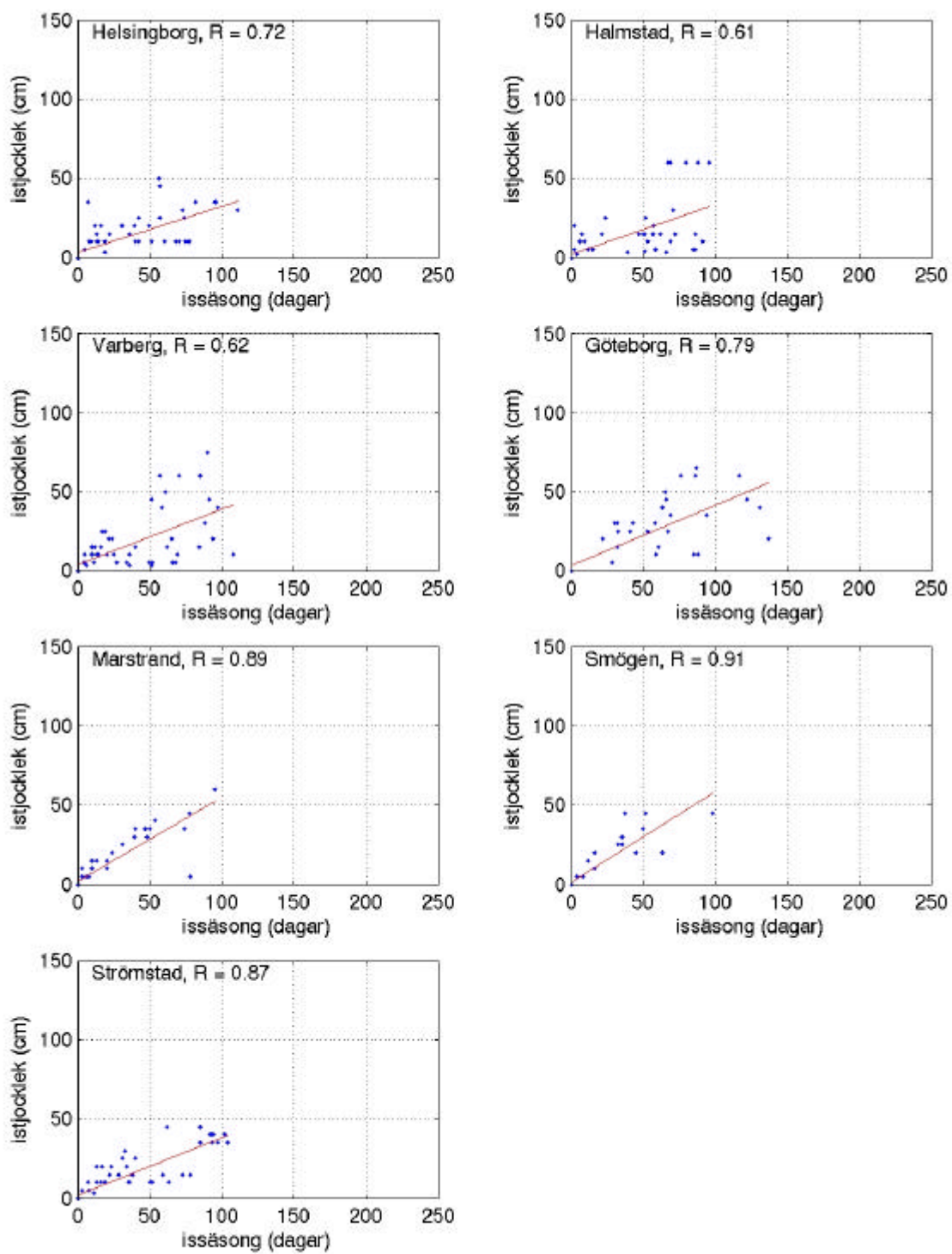
Figur 4. Korrelationen mellan lokal istjocklek och issäsöngens längd för de största hamnarna längs Sveriges kust. Data från tabell 12 i Östman (1937).



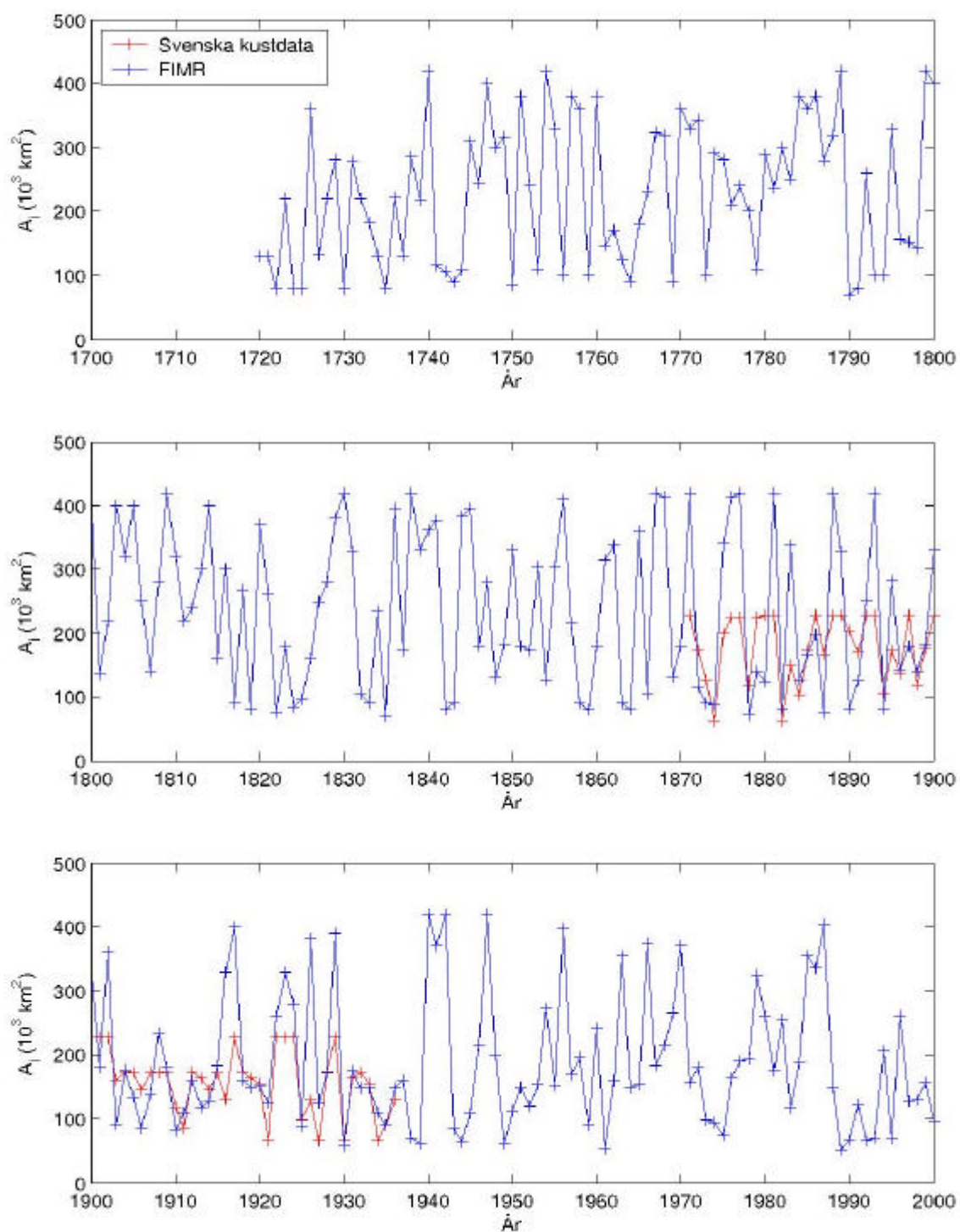
Figur 4. (forts.)



Figur 4. (forts.)



Figur 4. (forts.)



Figur 5. Uppskattning av den årliga maximala isutbredningen genom att använda enbart svenska kustobservationer. Som jämförelse visas även den traditionella rekonstruktionen av FIMR (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä och Palosuo, 1996).



Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2000 med hjälp av vintertemperatur

Lars Axell och Anna Nikolopoulos

December 2003

Sammanfattning

Vintermedelvärden av temperatur har ofta använts för att rekonstruera den maximala isutbredningen i Östersjön. Även temperaturens standardavvikelse under vintern kan ha betydelse för isutbredningen, eftersom det ibland kan bildas mycket is under relativt kort tid om det är riktigt kallt, trots att medeltemperaturen för hela vintern är ganska medelmåttig. Denna hypotes testades genom att återskapa den maximala isutbredningen under perioden 1971–2000 mha temperaturdata. Den höga tidsupplösning av meteorologiska variabler under denna period möjliggjorde att både medelvärden och standardavvikelser av temperaturen kunde beräknas med god precision. Undersökningen visade att om man även tar hänsyn till temperaturens standardavvikelse ökar precisionen av den statistiska modellen något jämfört med fallet utan hänsyn till standardavvikelsen, men skillnaden var inte särskilt stor. Standardavvikelsens effekt försumrades därför hädanefter i denna studie.

Temperaturen i Stockholm har observerats sedan januari 1756 och är därmed en av världens längsta tidsserier av temperatur. Uppsalaserien, som sträcker sig ända tillbaka till januari 1722, användes i denna studie för att förlänga stockholmsserien tillbaka i tiden till 1722 genom linjär regression, vilket gav vintermedelvärden av stockholmstemperaturen från vintern 1723 och framåt (medelvärden av månaderna december till februari). För att fylla igen luckorna i tidsserien, användes den i klimatsammanhang välkända tidsserien av Central England Temperature (CET) vilket också möjliggjorde att vi kunde förlänga tidsserien ända tillbaka till vintern 1660.

Den rekonstruerade vintertemperaturen i Stockholm användes sedan för att genom linjär regression återskapa Östersjöns maximala isutbredning. Överensstämmelsen med den klassiska finska tidsserien av maximal isutbredning, vilken sträcker sig tillbaka till vintern 1720, är mycket god; i synnerhet under 1800-talet och 1900-talet, men även under de flesta år under 1700-talet.

1. Inledning

Det har visat sig att vintertemperaturen (medelvärde över december till februari) är starkt korrelerad med den årliga maximala isutbredningen i Östersjön (se exempelvis Omstedt och Chen, 2001; Launiainen et al., 2003). Detta kan utnyttjas (och har utnyttjats) för att rekonstruera den årliga maximala isutbredningen i Östersjön. Den numera klassiska finska tidsserien av maximal isutbredning från Finska havsforskningsinstitutet (FIMR) bygger på olika typer av proxydata, bl.a. vintertemperatur.

När man rekonstruerar isutbredning mha vintertemperatur brukar man utgå från ett linjärt samband mellan medelvärdet av vintertemperaturen $\langle T \rangle$ och maximala isutbredningen $A_{\max}$ enligt

$$A_{\max} = a + b \langle T \rangle \quad (1)$$

där koefficienterna a och b bestäms genom att minimera skillnaden mellan observerad och rekonstruerad isutbredning. Det är dock mycket möjligt att bättre korrelation erhålls om man även tar hänsyn till standardavvikelsen av vintertemperaturen, σ_T , enligt

$$A_{\max} = a + b \langle T \rangle + c \sigma_T \quad (2)$$

Orsaken är att mycket isläggning kan ske relativt snabbt, under en relativt kort period, och ge en stor total isutbredning trots att medeltemperaturen är ganska medelmåttig. Båda dessa formler kommer att testas i avsnitt 2 för att utröna hur stor skillnaden är.

Den observerade vintertemperaturen i Stockholm sträcker sig tillbaka till januari 1756, och kan därför användas för rekonstruktion av isutbredningen tillbaka till vintern 1757 (vintern 1757 definieras som december 1756 till februari 1757). Vidare, temperaturserien från Uppsala sträcker sig tillbaka till januari 1722, och kan därför användas för att förlänga tidsserien från Stockholm

tillbaka till vintern 1723. Dock finns vissa luckor i temperaturserien från Uppsala: vintrarna 1733–1739 samt 1751. Om man vill förlänga tidsserien ännu längre tillbaka, samt fylla i luckorna från Uppsala, måste andra proxydata användas. En kandidat är proxyvärden av North Atlantic Oscillation index (s.k. NAO-index) av Luterbacher et al. (2002), som sträcker sig tillbaka till vintern 1500. Korrelationen mellan denna tidsserie och vintertemperaturen från Stockholm är 0.63 för normalperioden 1961–1990. En annan kandidat är den klassiska temperaturserien från centrala England (CET; Central England Temperature), som sträcker sig tillbaka till januari 1659 och ger därför vintermedelvärden från 1660 och framåt. Korrelationen mellan denna tidsserie och tidsserien från Stockholm (vintermedelvärden) är så hög som 0.75, vilket alltså är högre än för proxy-NAO av Luterbacher et al. (2002). I denna studie (avsnitt 3) kommer därför i första hand temperaturserien från Uppsala att användas för att förlänga stockholmstemperaturen bakåt i tiden, och i andra hand CET för att fylla igen luckor samt förlänga ytterligare bakåt i tiden. Slutligen kan den återskapade stockholmstemperaturen användas för att i avsnitt 4 återskapa den maximala isutbredningen i Östersjön, vilken kan jämföras med den klassiska finska tidsserien.

2. Test av två olika statistiska modeller för rekonstruktion av isutbredning

För test av de två nämnda formlerna användes temperaturdata från södra Östersjön (öster om Gotland) från SMHI:s griddade databas med meteorologiska variabler för perioden 1971–2000. Denna databas valdes eftersom den innehåller tretimmarsvärden av samtliga variabler, vilket möjliggör noggrann beräkning av både medelvärdet och standardavvikelsen av temperaturen för varje vinter.

Koefficienterna (a , b) respektive (a , b , c) i de två parametriseringarna (1) och (2) i avsnitt 1 beräknades med en standardmässig matematisk metod¹ för att minimera felet hos de statistiska modellerna jämfört med observationerna enligt FIMR. Figur 1 visar korrelationen mellan beräknad och observerad isutbredning. Se även figur 2, som visar den rekonstruerade isutbredningen med de två modellerna, samt även skillnaden mellan modellresultat och observationer. För denna period gav båda modellerna mycket bra korrelationer. Även om resultatet blev något bättre om man inkluderade standardavvikelsen, verkar skillnaden inte vara signifikant. Av detta skäl kommer vi fortsättningsvis i denna rapport använda oss av det enklare sambandet, ekvation (1).

3. Rekonstruktion av Stockholms vintertemperatur

Hela 1900 talet användes för att testa korrelationen mellan vintertemperaturen (medelvärde över december-februari) i Uppsala och Stockholm, beräkna regressionskoefficienter, samt med hjälp av dessa rekonstruera stockholmstemperaturen; se figur 3.

Nästa steg var att fylla igen luckorna under 1700-talet (som uppkom pga luckorna i tidsserien från Uppsala), samt att förlänga stockholmsserien ännu längre tillbaka. Detta gjordes på samma sätt som med temperaturserien från Uppsala, fast med CET (Central England Temperature) istället. Figur 4 visar korrelationen mellan CET och stockholmstemperaturen, samt den rekonstruerade stockholmstemperaturen jämfört med den observerade för hela 1900-talet. Här blev korrelationen inte lika övertygande som i fallet med Uppsalas temperatur, men det gav ändå bättre korrelation än om vi hade använt NAO-index (se ovan). I och med detta kunde vi rekonstruera Stockholms vintertemperatur ända tillbaka till vintern 1660 (december 1659–februari 1660); se figur 5.

¹ Minsta-kvadratanpassning

4. Rekonstruktion av Östersjöns maximala isutbredning

Det tredje och sista steget var att relatera Stockholms vintertemperatur till den maximala isutbredningen i Östersjön. Detta gjordes på samma sätt som för rekonstruktionen av temperatur. En skillnad är dock att i fallet med temperatur använde vi hela 1900-talet som kalibreringsperiod, eftersom vi antog att kvalitén var hög under hela denna period. Beträffande isutbredning kan vi nog bara anta att de senaste decennierna är av hög kvalitet, dvs under den tid vi haft regelbunden tillgång till satellitbilder eller flygfoton. Därför begränsar vi oss här till att använda normalperioden 1961–1990 som kalibreringsperiod, och kan då använda 1990-talet som säker verifieringsperiod. Tiden före 1960-talet är mer osäker, men den finska tidsserien kan användas i jämförelsesyfte. Korrelationen mellan Stockholms vintertemperatur och den maximala isutbredningen för kalibreringsperioden 1961–1990 visas i figur 6(a), och den återskapade isutbredningen jämfört med den observerade i figur 6(b).

Den slutliga rekonstruktionen av maximal isutbredning finns i figur 7, som nu sträcker sig från vintern 1660 fram till vintern 2000 (dvs 1659/1660–1999/2000). Som jämförelse visas den finska tidsserien, som sträcker sig tillbaka till 1720. De två rekonstruktionerna visar sig vara väl korrelerade mestadels av tiden, i synnerhet från ca 1920 och framåt. Under 1700-talet är korrelationen något sämre, men fortfarande hög.

5. Diskussion

Genom att även ta hänsyn till vintertemperaturens standardavvikelse ökade korrelationen mellan observerad och rekonstruerad maximal isutbredning, även om skillnaden var insignifikant. Metoden att återskapa isutbredningen statistiskt är dock mest intressant för tidigt 1900-tal eller ännu längre tillbaka i tiden. För så gamla tidsserier finns som regel bara månadsmedelvärden av temperatur, vilket gör att standardavvikelsen inte blir särskilt noggrann då vintersäsongen bara täcker tre månader. Av dessa skäl kommer nog rekonstruktioner av isutbredningen även i framtiden göras utan hänsyn till temperaturens standardavvikelse.

Att stockholmstemperaturen över huvudtaget är korrelerad med CET beror på att båda är påverkade av den storskaliga atmosfärcirkulationen på liknande sätt: nordostvindar ger relativt kalla vintrar i centrala England så väl som i Stockholm, och sydvästvindar ger mildare vintrar. Eftersom den storskaliga atmosfärcirkulationen är sammanlänkad med NAO, är det förvånande att CET korrelerade så mycket bättre med stockholmstemperaturen än NAO-indexet gjorde. En anledning kan vara att NAO-indexet av Luterbacher et al. (2002), som ju är baserat på proxydata, innehåller osäkerheter jämfört med det ”riktiga” (observerade) NAO-index. Om man istället använde ett NAO-index baserat på den observerade lufttryckskillnaden mellan Island och Azorerna, ökade korrelationen för perioden 1961–1990 till ca 0.70, dvs något bättre än proxy-NAO (0.63), men något sämre än för CET (0.75). Den kvarvarande skillnaden kan vara en tillfällighet och bör inte övertolkas, för både NAO och CET är relaterade till den storskaliga atmosfärcirkulationen.

Referenser

Jurva, R., Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114*, Helsinki/Helsingfors, 1937.

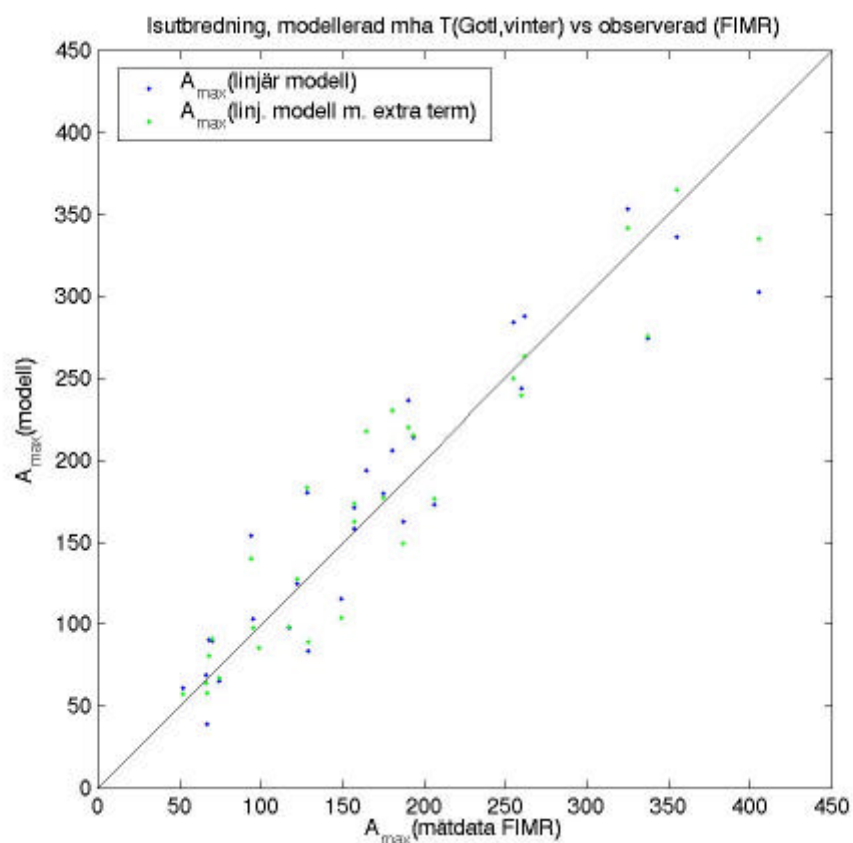
Launiainen, J., A. Seinä, P. Alenius, M. Johansson och S. Launiainen, Atmospheric reflections to the Baltic Sea ice climate, in *Fourth Workshop on Baltic Sea Ice Climate*, Norrköping, Sweden 22–24 May, 2002 [A. Omstedt och L. Axell (eds.)], Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 19–30, 2003.

Luterbacher, J., E. Xoplaki, P. D. Jones, T. D. Davies, D. Portis, J. F. Gonzalez-Rouco, H. Von Storch, D. Gyalistras, C. Casty och H. Wanner, Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500, *Atmospheric Science Letters*, doi: 10.1006/asle.2001.0044, 2002.

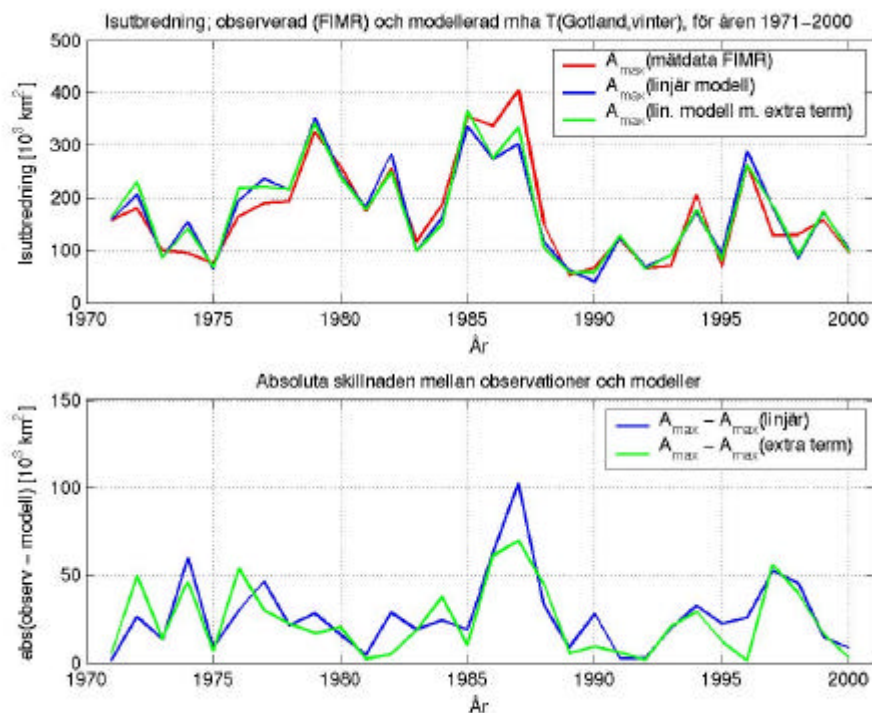
Omstedt, A., och D. Chen, Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea, *Journal of Geophysical Research*, **106**, 4493–4500, 2001.

Palosuo, E., A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156*, Helsinki/Helsingfors, 1953.

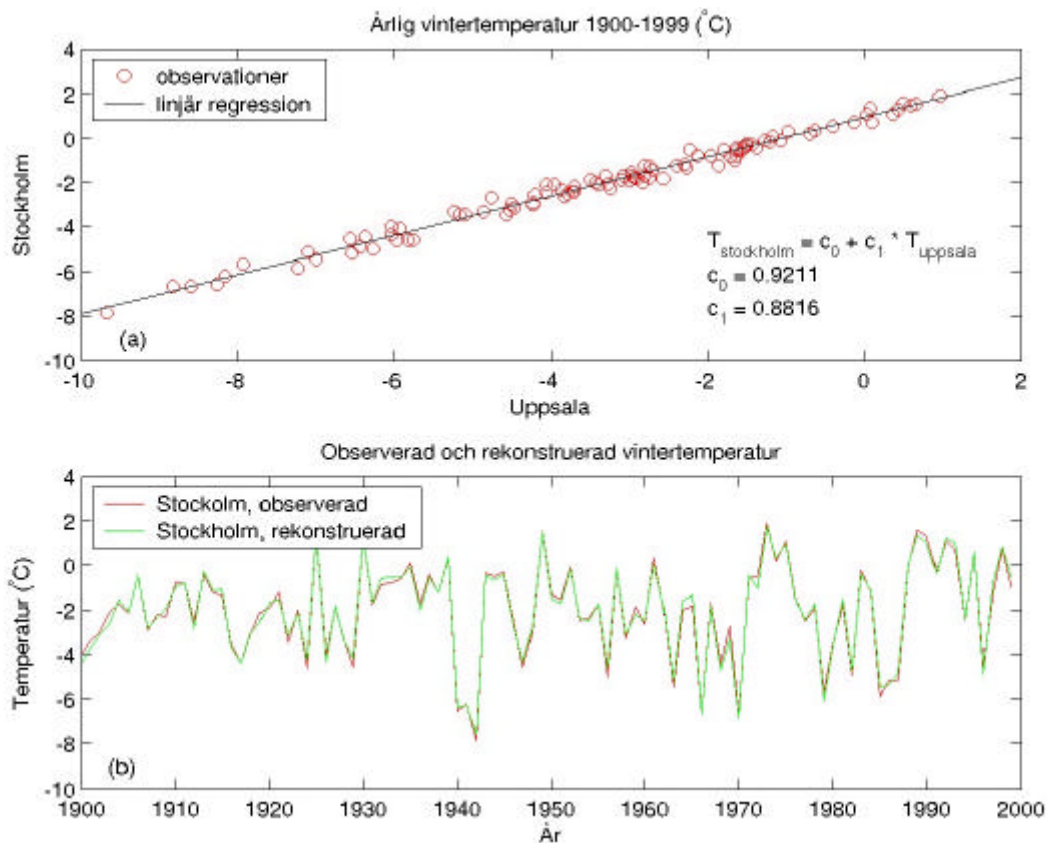
Seinä, A. och Palosuo, E., The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995), *Meri, Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27: 79–91, 1996.



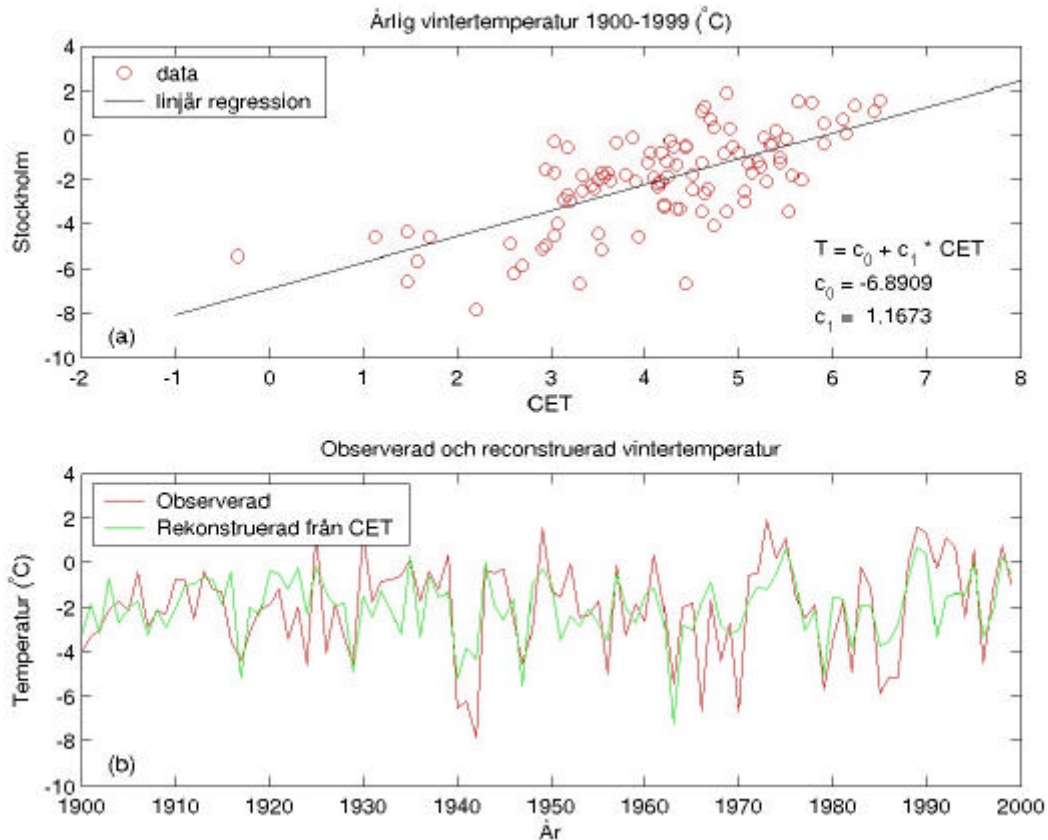
Figur 1. Korrelationen mellan rekonstruerad och observerad maximal isutbredning.



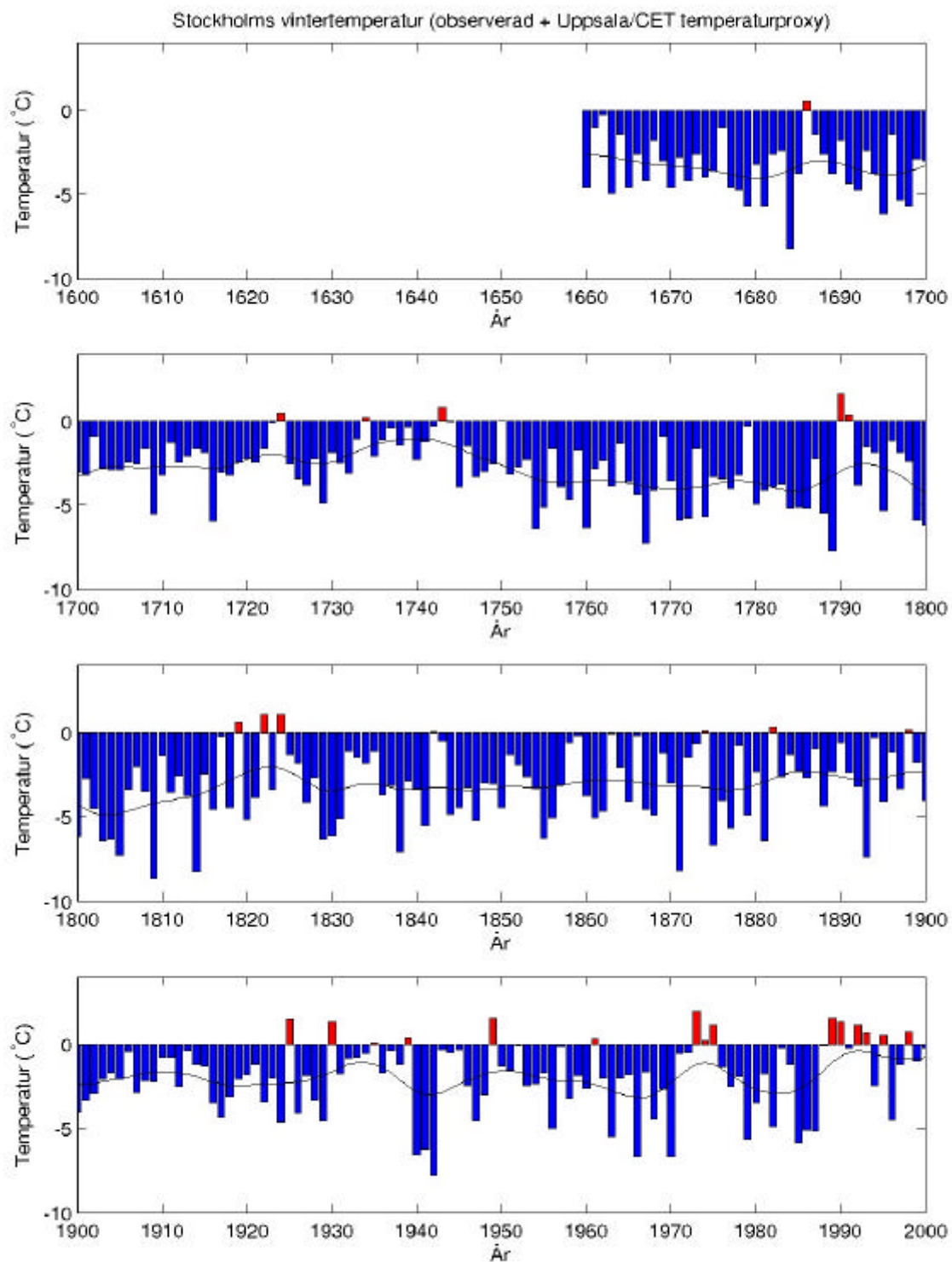
Figur 2. Rekonstruerad och modellerad maximal isutbredning med de två olika statistiska modellerna, samt avvikelserna från observationer enligt FIMR.



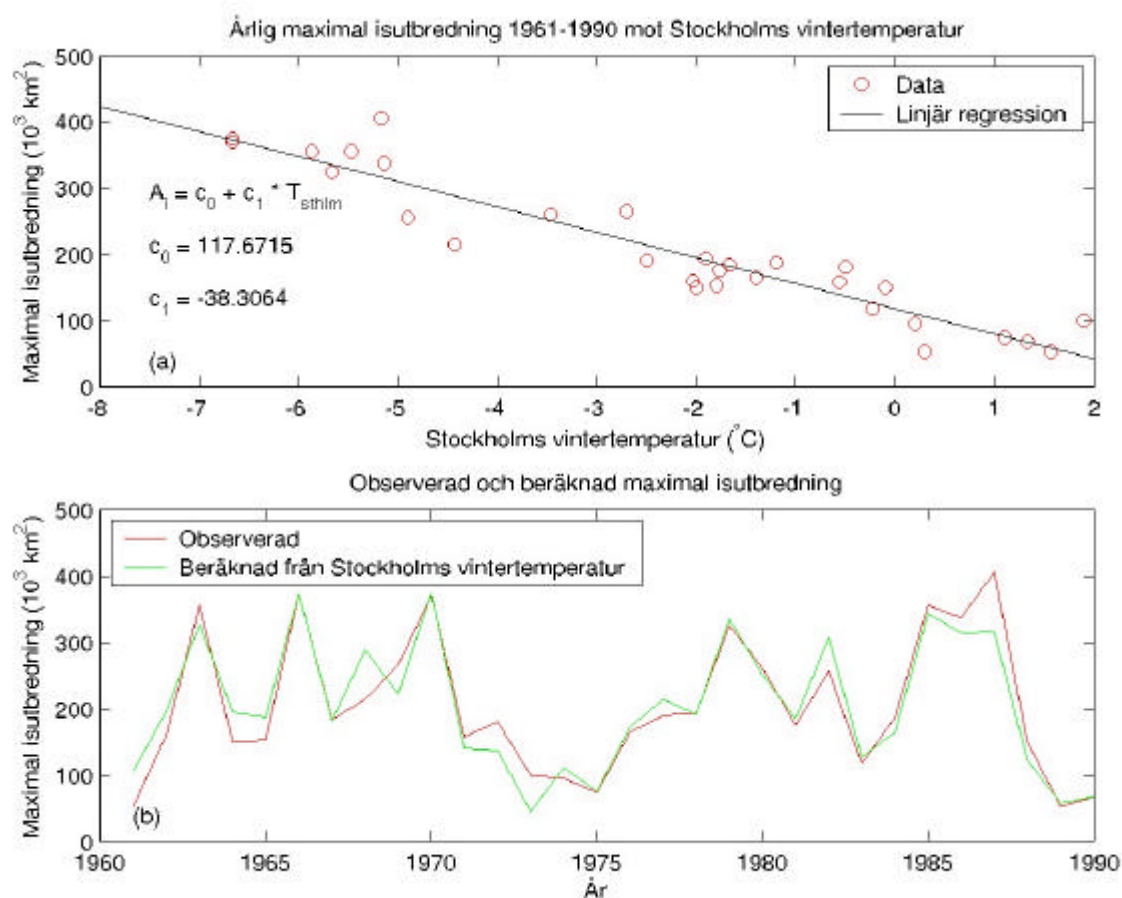
Figur 3. (a) Korrelationen mellan vintertemperaturen i Stockholm och Uppsala. I medeltal är det ca 0.9 grader kallare i Uppsala än i Stockholm på vintern. (b) Rekonstruerad och observerad temperatur i Stockholm.



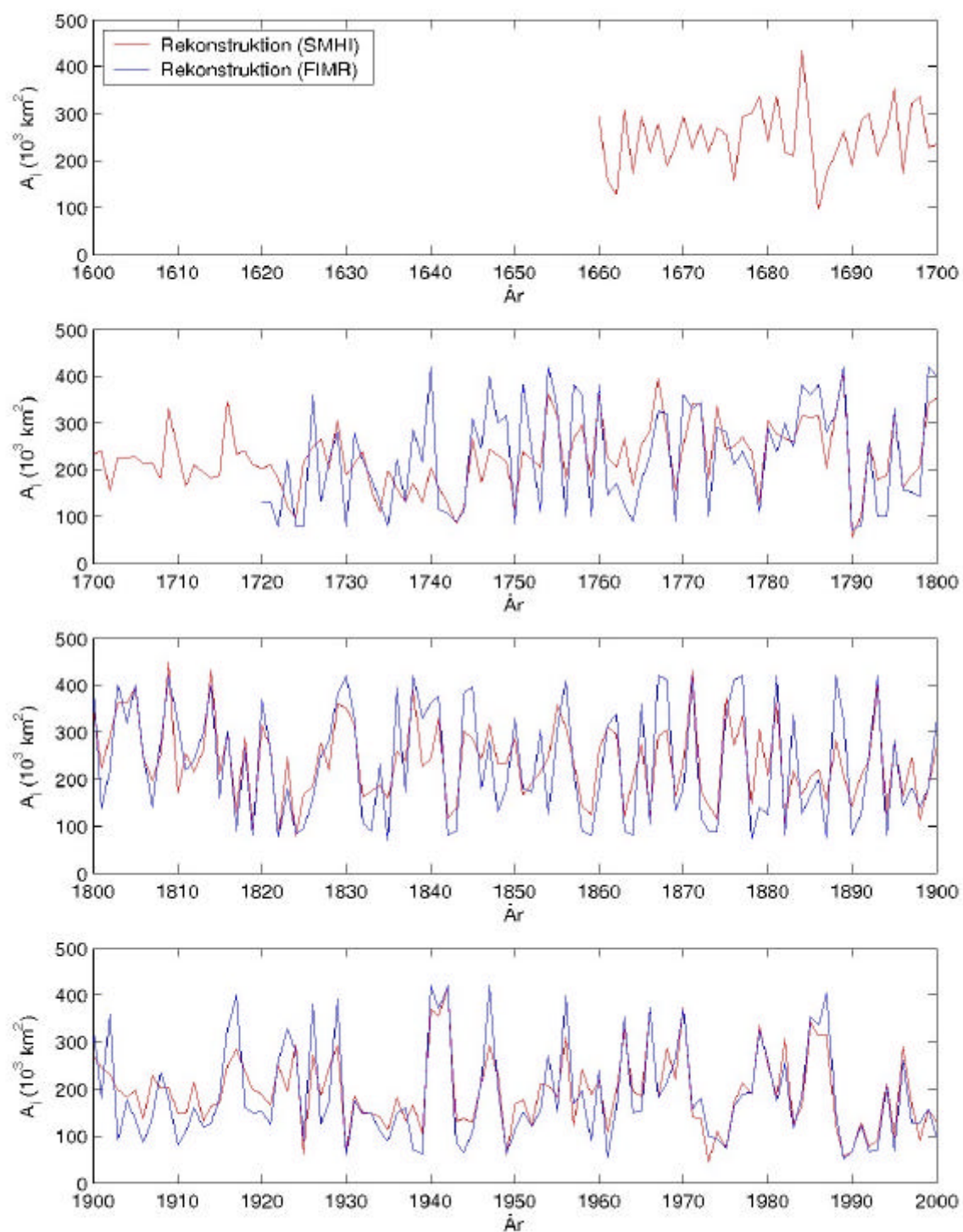
Figur 4. (a) Korrelationen mellan vintermedelvärden av temperaturen i Stockholm och CET. I medeltal är det ca 7 grader varmare i centrala England än i Stockholm på vintern. (b) Rekonstruerad och observerad temperatur i Stockholm.



Figur 5. Stockholms vintertemperatur (medelvärden över december–februari) enligt observationer (1757–2000), temperaturproxy från Uppsala (1723–1756), samt Central England Temperature (CET; 1660–1722; 1733–1739; 1751). Den tunna linjen anger en filtrerad temperatur (10 års gaussiskt lågpasfilter).



Figur 6. (a) Korrelationen mellan Stockholms vintertemperatur för 1961–1990 och motsvarande observerade årliga maximala isutbredning i Östersjön. (b) Jämförelse mellan observerad och rekonstruerad maximal isutbredning för 1961–1990.



Figur 7. Uppskattning av den årliga maximala isutbredningen genom att använda Stockholms medelvintertemperatur. Som jämförelse visas även den traditionella rekonstruktionen av FIMR (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä och Palosuo, 1996).



Nytt om klimatet 2003

Lars Axell

December 2003

Sammanfattning

I rapporteringen av klimatåret 2003 begränsar vi oss i denna rapport till två ämnen. Först redogörs för huvudresultaten från det svenska klimatforskningsprogrammet SWECLIM (Swedish Regional Climate Research Programme), som avslutades sommaren 2003. Sedan rapporteras om de senaste forskningsresultaten kring kopplingen mellan kosmisk strålning och globalt klimat.

Beträffande möjliga framtidsscenarioer av Sveriges klimat vid slutet av detta sekel (2071–2100), visar SWECLIM:s forskning att stora klimatförändringar förväntas ske. Hur stora förändringarna blir beror dels på utsläppsscenario av växthusgaser (främst koldioxid) och dels på val av global klimatmodell, men även geografiska skillnader uppträder. Beträffande de framtida vintrarna beräknas en ökning av temperaturen med 2–6°C, en ökning av nederbörden med 0–60%, och en förändring i medelvindhastighet med -3 – +10%. Slutligen, den årliga maximala isutbredningen förväntas minska i framtiden, så att det blir normalt med de vintrar som idag klassificeras som milda.

Enligt den s k svensmarkeffekten påverkas bildandet av låga, avkylande moln av intensiteten av kosmisk strålning som tränger in i atmosfären. Eftersom den senare är omvänt proportionell mot solaktiviteten kan denna effekt, om den visar sig finnas i verkligheten, förstärka de variationer i solstrålning som finns på alla tidsskalor. Två problem med denna hypotes om förstärkning av solvariabiliteten har varit att (1) ingen rigorös teori har funnits som kan förklara fenomenet, samt att (2) för korta tidsserier av korrelationen mellan molnighet och kosmisk strålning har varit tillgängliga. Ny forskning om jordens klimat på tidsskalan hundratals miljoner år löser det senare problemet, då ett starkt samband (minst 66% förklarad varians) har påvisats mellan jordens klimat och kosmisk strålning. Koldioxid, däremot, kunde inte förklara klimatvariationerna alls. Om resultaten från denna forskning tål granskning, innebär detta att koldioxiden spelar en mindre roll för klimatet än vad de globala klimatmodellerna antyder.

1. Inledning

Denna rapport syftar till att förmedla de senaste resultaten inom klimatforskningen. Det första vi kommer beröra är att efter sex års forskning om vårt regionala klimat, har klimatforskningsprogrammet SWECLIM (Swedish Regional Climate Research Programme) avslutats sommaren 2003. Detta forskningsprogram har varit viktigt för Sverige eftersom det har

fokuserat på det nordiska klimatet. Resultaten från de globala klimatsimuleringarna som görs över hela världen är fortfarande så pass grovmaskiga att det är vanskligt att tolka resultaten från dom utan att först skala ner resultaten till regional skala. För detta finns två metoder, dynamisk respektive statistisk nedskalning, men mer om det senare.

Eftersom vårt regionala klimat naturligtvis även påverkas av det globala klimatet, kommer även detta diskuteras. Ett ämne som jag ansett varit hett det senaste året är kopplingen mellan kosmisk strålning och det globala klimatet. Hypotesen är att aerosoler i jordens atmosfär som joniserats av kosmisk strålning är effektivare att bilda låga, avkylande moln. Denna mekanism har potential att förstärka solens möjlighet att påverka jordens klimat, trots att förändringar i solens ljusstyrka är relativt liten.

2. SWECLIM

2.1 Allmänt om SWECLIM

SWECLIM (Swedish Regional Climate Research Programme) var ett svenskt regionalt klimatforskningsprogram som startade 1997 och avslutades sommaren 2003. Deltagare i SWECLIM var forskningsenheten Rossby Centre vid SMHI, Institutionen för geovetenskaper vid Göteborgs universitet, samt Meteorologiska institutionen och Stockholms marina forskningscentrum vid Stockholms universitet. Syftet med forskningsprogrammet var att öka kunskapen och medvetandet om människopåverkade (t ex p g a utsläpp av växthusgaser) klimatförändringar på 50–100 års sikt.

Tyngdpunkten för SWECLIM:s arbete har legat på s.k. dynamisk nedskalning av modellresultat från globala klimatsimuleringar, men även andra typer av studier har också bedrivits. Vid dynamisk nedskalning av globala klimatsimuleringar används en s.k. tredimensionell modell av den region man är intresserad av (i detta fall norra Europa) för att öka detaljrikedomen i klimatsimuleringarna, jämfört med resultaten från de mer grovmaskiga globala klimatmodellerna. Den regionala modellen drivs alltså delvis med information från den globala modellen vid den regionala modellens kanter (från norr, söder, väster, öster samt även ovanifrån). Alternativet till dynamisk nedskalning av globala klimatsimuleringar är s k statistisk nedskalning, där istället statistiska (empiriska) relationer används för att öka detaljrikedomen jämfört med de globala klimatmodellerna.

2.2 Om modellerna och scenarierna

De två globala klimatmodeller som SWECLIM använt som utgångspunkt i sina scenarioräkningar är (1) HadAM3H från Hadley Centre i England och (2) ECHAM4 från Max-Planck Institut für Meteorologie i Tyskland. Valet av global modell är mycket viktigt, för även om den regionala modellen även inkluderar extra lokal uppvärmning p g a koldioxidökning drivs den till största delen från ränderna (där den får information från den globala modellen i form av exempelvis lufttemperatur och luftfuktighet).

Den regionala modellen använd av SWECLIM kallas RCAO (Rossby Centre Atmosphere Ocean Model) och består av (1) den tredimensionella atmosfärsmodellen RCA2 (Jones, 2001; Bringfelt et al., 2001), (2) den tredimensionella östersjömodellen RCO (Meier et al., 1999; Meier, 2001) och (3) ett modellsystem för insjöar (Ljungemyr et al., 1996). Den horisontella upplösningen i atmosfärsmodellen är ca 49 km, och i östersjömodellen ca 11 km.

I de fall då RCAO är kopplad till den engelska globala modellen HadAM3H, följer vi Räisänen et al. (2003a) och kallar i det följande denna modellkombination för RCAO-H. På samma sätt, då RCAO är kopplad till den tyska modellen ECHAM4 kallar vi modellkombinationen RCAO-E.

Samtliga figurer i detta avsnitt är producerade av Rossby Centre inom SWECLIM, och används här med tillstånd av Rossby Centre. De återfinns på SMHI:s hemsida på internet (SWECLIM, 2003). För detaljer om scenarioräkningarna, se Räisänen et al. (2003b).

FN:s klimatpanel (IPCC, 2001) har tagit fram flera tänkbara framtidsscenarioer vad gäller utsläpp av växthusgaser i atmosfären. Skillnaderna mellan dessa är olika prognoser på befolkningstillväxt, världsekonomi och teknikanvändning. De två scenarioer SWECLIM har använt sig av kallas SRES A2 respektive SRES B2. I denna rapport kommer de att benämnas A2 respektive B2, och den förstnämnda av dessa representerar en snabbare utsläppstakt av växthusgaser.

2.3 Resultat

SWECLIM har beräknat scenarioer för många meteorologiska och oceanografiska variabler, men här ska vi begränsa oss till de som är intressanta för Östersjöns isklimate. Till dessa hör vintermedelvärden av lufttemperatur, nederbörd och vindhastighet, samt medelvärden av årlig maximal isutbredning. Resultaten är medelvärden över 30-årsperioden 2071–2100 och presenteras som förändringen jämfört med 30-årsperioden 1961–1990.

Beträffande vintertemperatur visar SWECLIM:s beräkningar att vi kan förvänta oss en höjning med 2–5°C i södra Sverige och 3–6°C i norra Sverige; se figur 1. Generellt sett ger utsläppsscenario A2 högre temperaturer än utsläppsscenario B2. Beträffande val av global klimatmodell ger den tyska modellen ECHAM4 högre temperaturer än den engelska modellen HadAM3H.

Enligt SWECLIM:s beräkningar kan nederbörds mängden vintertid runt Östersjön öka ca 0–60% till slutet av detta sekel; se figur 2. Beträffande den rumsliga fördelningen av nederbördsförändringen skiljer sig de två modellerna åt en hel del. Två robusta resultat är att RCAO-H ger minst förändring i den svenska fjällkedjan, och att RCAO-E ger stor ökning på västkusten. Även om samtliga globala modeller verkar förutspå en ökning av årsnederbörden, antyder den stora spridningen av modelldata att just nederbörd är en väldigt svår variabel att prognosera. Ett annat sätt som det manifesterar sig på i de globala modellerna är att de ger för mycket årsnederbörd när de ska simulera dagens klimat, jämfört med observationer. Just det faktum att osäkerheten verkar vara minst lika stor som den beräknade förändringen, gör att den enda slutsatsen man kan dra är att de globala klimatmodellerna, liksom de dynamiska nedskalingarna gjorda av SWECLIM, antyder en ökning av nederbörden, men vi vet inte hur stor ökningen blir, eller var den sker.

Även beträffande vindhastighet verkar valet av global modell spela stor roll för hur stor förändringen beräknas bli; se figur 3. Med de två globala modeller som SWECLIM använt sig av, verkar medelvinden vintertid förändras med -3 – +10%, beroende på global modell och område. Slutsatsen man kan dra är att det finns en tendens till ökning av vinden vintertid, men det är osäkert hur stor ökningen förväntas bli enligt klimatmodellerna.

Slutligen, SWECLIM:s scenarieberäkningar visar att isutbredningen successivt kommer att minska. Den maximala isutbredningen under en medelvinter beräknas ha minskat drastiskt under 30-årsperioden 2071–2100 jämfört med dagens klimat; se figur 4. Det vi idag klassificerar som milda vintrar beräknas i slutet av detta århundrade vara normalvintrar.

3. Kopplingen mellan kosmisk strålning och klimat

I somras publicerades en spännande och potentiellt viktig artikel (Shaviv och Veizer, 2003) i den amerikanska tidskriften *GSA Today*, utgiven av *Geological Society of America (GSA)*, som visar att förändringar i kosmisk strålning på geologiska tidsskalor förmodligen haft mycket stort inflytande på jordens klimat. Starkare kosmisk strålning gav mycket kalla perioder medan svagare kosmisk strålning gav varmare perioder. För att kunna förstå vidden av denna upptäckt är det nödvändigt att backa några steg och först gå igenom lite bakgrundsfakta.

3.1 Förändringar i kosmisk strålning på tidsskalan decennier

Det har ofta föreslagits att jordens klimat påverkas av vad som sker utanför jorden. Det första kända exemplet är att den kände astronomen William Herschel redan för tvåhundra år sedan upptäckte att priset på vete var omvänt proportionellt mot antalet solfläckar (färre solfläckar gav sämre väder, sämre skördar och högre pris på vete). Senare har Eddy (1976) påvisat sambandet mellan längre perioder (decennier) av ovanligt låg solaktivitet (få eller inga solfläckar synliga) och kalla perioder på jorden. De senaste exemplen på sådana perioder är mitten av sextonhundratalet till början av sjuttonhundratalet och en period i början av 1800-talet, som sammanföll med två av köldknäpparna under den s k Lilla istiden.

Effektutstrålningen från solen har bara kunnat mätas noggrant sedan slutet av 1978 (med satelliter), och sedan dess har den endast varierat med ca 0,1% över en solfläckscykel. Maximal utstrålning sammanfaller med solfläcksmaximum, som senast inföll sommaren 2000. Detta anses vara för lite för att kunna ge någon effekt på klimatet. Icke desto mindre har man funnit signaler i exempelvis havstemperatur (White et al., 1997) i takt med solfläckscykeln. På längre tidsskalor (sekler) har solens aktivitet förändrats något mer, men förmodligen inte med mer än ca 0,2 till 0,6% (Zhang et al.; 1994, Nesme-Ribes et al., 1996) på tidsskalan decennier till sekler, vilket motsvarar ca 0,5–1,4 watt per kvadratmeter utspritt över hela jorden. Utan positiva återkopplingsmekanismer i klimatsystemet skulle detta endast ge en temperaturförändring på ca 0,1 till 0,3°C. Dessa direkta förändringar i solens ljusstyrka anses ofta vara för små för att kunna förklara de kallaste perioderna under den lilla istiden (då solaktiviteten var som lägst), så någon återkopplingsmekanism förväntas finnas för att man ska kunna förklara klimatförändringen sedan dess.

En sådan återkopplingsmekanism skulle kunna vara molnighet, för på senare år har man funnit att jordens molntäcke är starkt korrelerat med kosmisk strålning (Svensmark och Friis-Christensen, 1997). De hypoteser som Svensmark och Friis-Christensen lade fram var: (1) ökad kosmisk strålning ger ökad total molnighet, och (2) ökad molnighet ger kallare klimat. Senare har man visat att det är främst låga moln som är korrelerade med den kosmiska strålningen (Marsch och Svensmark, 2000; Marsden och Lingenfelter, 2003). Detta är viktigt, för låga moln ökar jordens albedo¹, vilket verkar avkylande på jorden. För höga moln är det tvärtom, för de ökar växthuseffekten och verkar därför värmande på jordens klimat. Men hur fungerar detta?

Den kosmiska strålningen är en ström av laddade partiklar som härstammar från supernovor (exploderande stjärnor) i vår galax Vintergatan. Liksom alla laddade partiklar påverkas den kosmiska strålningen av jordens och solens magnetfält. När solens magnetiska aktivitet ökar, ökar även solvindens styrka. Eftersom solvinden är en ström av laddade partiklar från solen², har solvinden ett magnetfält med sig som hjälper till att skydda jorden extra mycket från den kosmiska strålningen. När solens magnetiska aktivitet varierar under solfläckscykeln (och även på längre tidsskalor), varierar därför även den mängd kosmisk strålning som tränger in i jordens atmosfär.

Den kosmiska strålningen tenderar att jonisera aerosoler i atmosfären. Enligt en teori av Tinsley (1996) är joniserade aerosoler mer effektiva som kondensationskärnor, som behövs för att vattenångan i atmosfären ska kunna bilda molndroppar på ett effektivt sätt; se även Lee et al. (2003). Den föreslagna mekanismen är alltså: ökad solaktivitet ? högre effektutstrålning från solen och ökad solvind ? minskad mängd kosmisk strålning som når jorden ? färre låga moln ? lägre albedo ? varmare klimat.

Problemet med den s k svensmarkeffekten är att det inte finns någon rigorös teori bakom som är accepterad av alla. Ett annat problem är att den observerade korrelationen med moln är endast under en begränsad tidsperiod. Kan det vara en slump att låga moln och kosmisk strålning har samvarierat under de senaste 20 åren? Man vet idag att solens magnetfält ökade med en faktor två under 1900-talet (Lockwood et al., 1999; Solanki et al., 2000), och att detta ledde till minskat flöde av kosmisk strålning (se exempelvis Bard et al., 2000). Samtidigt ökade jordens temperatur med ca 0,6°C, men

¹ Albedo är ett mått på hur vit jorden ser ut från rymden. Högre albedo innebär att mer solstrålning reflekteras ut i rymden, vilket ger ett kallare klimat.

² Både kosmisk strålning och solvinden består alltså av laddade partiklar, men partiklarna från solen är inte alls lika energirika som den kosmiska strålningen.

även koldioxidhalten i atmosfären ökade markant. För att kunna särskilja effekterna av kosmisk strålning och koldioxid är det nödvändigt att studera längre tidsserier, där koldioxid och kosmisk strålning inte varierade på likartade sätt, och det är här de nya studierna om klimatförändringar på geologiska tidsskalor kommer in.

3.2 Förändringar i kosmisk strålning på geologiska tidsskalor

I våra diskussioner hittills har vi gjort ett tyst antagande att den kosmiska strålning som bombarderar vårt solsystem är relativt konstant i tiden, och att den mängd som tränger in i jordens atmosfär moduleras på kort tidskala av det varierande magnetfältet associerat med solvinden. Nyligen har det dock föreslagits att den kosmiska strålningen även varierar beroende på den interstellära miljön omkring vårt solsystem (Shaviv, 2002a; 2002b). För att förstå hur detta kan komma sig måste vi veta lite om ursprunget till kosmisk strålning, samt hur spiralgalaxer fungerar.

Vår egen galax Vintergatan är en spiralgalax, dvs en galax med spiralarmar där stjärntätheten är extra hög. Man skulle kanske kunna tro att varje stjärna alltid befinner sig i ett fixt läge relativt Vintergatans spiralarmar, men så är inte fallet. När en stjärna kommer in i en spiralarm bidrar den tillfälligt till den högre stjärntätheten i spiralarmen, för att sedan komma ut på andra sidan där stjärntätheten är lägre (se Binney och Tremaine, 1988).

Spiralarmarna är inte bara den del av galaxen där stjärntätheten är högst; det är också stjärnornas "barnkammare", för det är här stjärnbildningsområdena finns. Solliknande stjärnor har en livslängd på ca 10 miljarder år, och förväntas därför under sin livstid hinna röra sig långt från stjärnbildningsområdena i spiralarmarna. Vårt solsystem har rört sig in och ut ur många spiralarmar sedan det bildades för ca 4,6 miljarder år sedan. En tyngre stjärna, däremot, förbrukar sitt bränsle under mycket kortare tidsperiod, ibland på endast en miljon år, varefter den slutar sitt liv som en supernova. Under dess korta liv hinner stjärnan inte lämna den spiralarm där den föddes, så de tyngsta stjärnorna tillbringar hela sina liv i de spiralarmar de föddes i. Eftersom det är supernovorna som ger upphov till den kosmiska strålningen, är därför intensiteten av kosmisk strålning högst i spiralarmarna. Det innebär att jorden med återkommande intervaller har utsatts för högre doser kosmisk strålning när solsystemet passerar igenom en spiralarm. Enligt Shaviv (2002a) sker detta med en periodicitet på ca 143 ± 10 miljoner år, baserat på data från järnmeteoriter för de senaste 1000 miljoner åren. Från en oberoende modell av solsystemets rörelser i Vintergatan erhöles en liknande periodicitet, 137 ± 4 miljoner år (Shaviv och Veizer, 2003).

Oberoende forskning av Veizer et al. (2000) har visat att proxyrekonstruktioner av havsvattentemperatur för de senaste 500 miljoner åren inte är korrelerad med koldioxidhalten i atmosfären, och att temperaturen varierade med en periodicitet på ca 135 ± 9 miljoner år. Författarna kommenterar att det inte finns några kända processer på jorden eller i vårt solsystem som har dessa regelbundna variationer på denna tidskala, så förmodligen styrs detta av något utanför vårt solsystem.

I den artikel som publicerades i somras (Shaviv och Veizer, 2003) har dessa forskningsresultat kombinerats, och resultatet är häpnadsväckande: under de senaste dryga 500 miljoner åren verkar temperaturen i tropiska hav ha varierat i motfas med den kosmiska strålningen. Detta skulle kunna förklaras av (och därmed stödjer) hypotesen om svensmarkeffekten, eftersom högre intensitet av kosmisk strålning skulle ge mer avkylande moln vilket ger kallare klimat, och tvärtom. Enligt en konservativ beräkning visar författarna att variationerna i den kosmiska strålningen förklarar 66% av variansen hos temperaturvariationerna. Beträffande koldioxid visar de att det inte finns någon statistiskt signifikant korrelation mellan temperatur och koldioxid. Det är också intressant att konstatera att en av paleorekonstruktionerna visar att koldioxidhalten för ca 450 miljoner år sedan var mer än tio gånger högre än idag, och att detta sammanföll med en av de kallaste perioderna. Slutligen gjorde författarna antagandet att den delen av temperaturvariationerna som inte kan förklaras av kosmisk strålning istället helt beror på koldioxid. På detta sätt uppskattade de en trolig övre gräns för hur mycket den tropiska havsvattentemperaturen skulle ändras vid en fördubbling av

koldioxidhalten, ca 0,5°C, vilket motsvarar ca 0,8°C i medeltal för hela jorden. Detta skall jämföras med den temperaturförändring som globala klimatmodeller antyder; ca 2,1 till 5,1°C för en fördubbling av halten växthusgaser, där koldioxid är dominerande.

4. Diskussion

Nya forskningsrön behöver alltid tid att diskuteras och kritiskt granskas av andra forskare innan man kan acceptera, eller eventuellt förkasta, resultaten. Så bör naturligtvis ske även i fallet med kopplingen mellan kosmisk strålning och klimat. Det finns tyvärr alltid osäkerheter förknippade med paleorekonstruktioner av klimatdata, och forskningen av Shaviv och Veizer (2003) är naturligtvis inget undantag. En viss osäkerhet förväntas därför i rekonstruktioner av koldioxidhalten i atmosfären, havsvattentemperatur, flöde av kosmisk strålning och identifiering av istider.

Även i fallet med kopplingen mellan koldioxidhalt och globalt klimat bör osäkerheter identifieras och diskuteras. Under 1900-talet ökade koldioxidhalten och den globala temperaturen markant, men det gjorde även solens storskaliga magnetfält (Lockwood et al., 1999), vilket påverkar mängden kosmisk strålning som når jorden. Idag vet vi inte hur mycket koldioxid respektive solaktivitet bidragit till 1900-talets globala uppvärmning.

Referenser

Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou och J. Jouzel, Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides, *Tellus*, **52B**, 985–992, 2000.

Binney, J., och S. Tremaine, *Galactic Dynamics*, Princeton University Press, Princeton, 1988.

Bringfelt, B., J. Räisänen, S. Gollvik, G. Lindström, L. P. Graham och A. Ullerstig, The land surface treatment for the Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model – version 2 (RCAO2), *SMHI Reports Meteorology and Climatology*, No. 98, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SE-60176 Norrköping, Sweden, 40 pp., 2001.

Eddy, J. A., The Maunder Minimum, *Science*, 192, 1189–1202, 1976.

IPCC, Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell och C. A. Johnsson (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp, 2001.

Jones, C., A brief description of RCA2 (Rossby Centre Atmosphere Model Version 2), *SWECLIM Newsletter*, **11**, 9–14, 2001.

Lee, S.-H., J. M. Reeves, J. C. Wilson, D. E. Hunton, A. A. Viggiano, T. M. Miller, J. O. Ballenthin och L. R. Lait, Particle formation by ion nucleation in the upper troposphere and lower stratosphere, *Science*, **301**, 1886–1889, 2003.

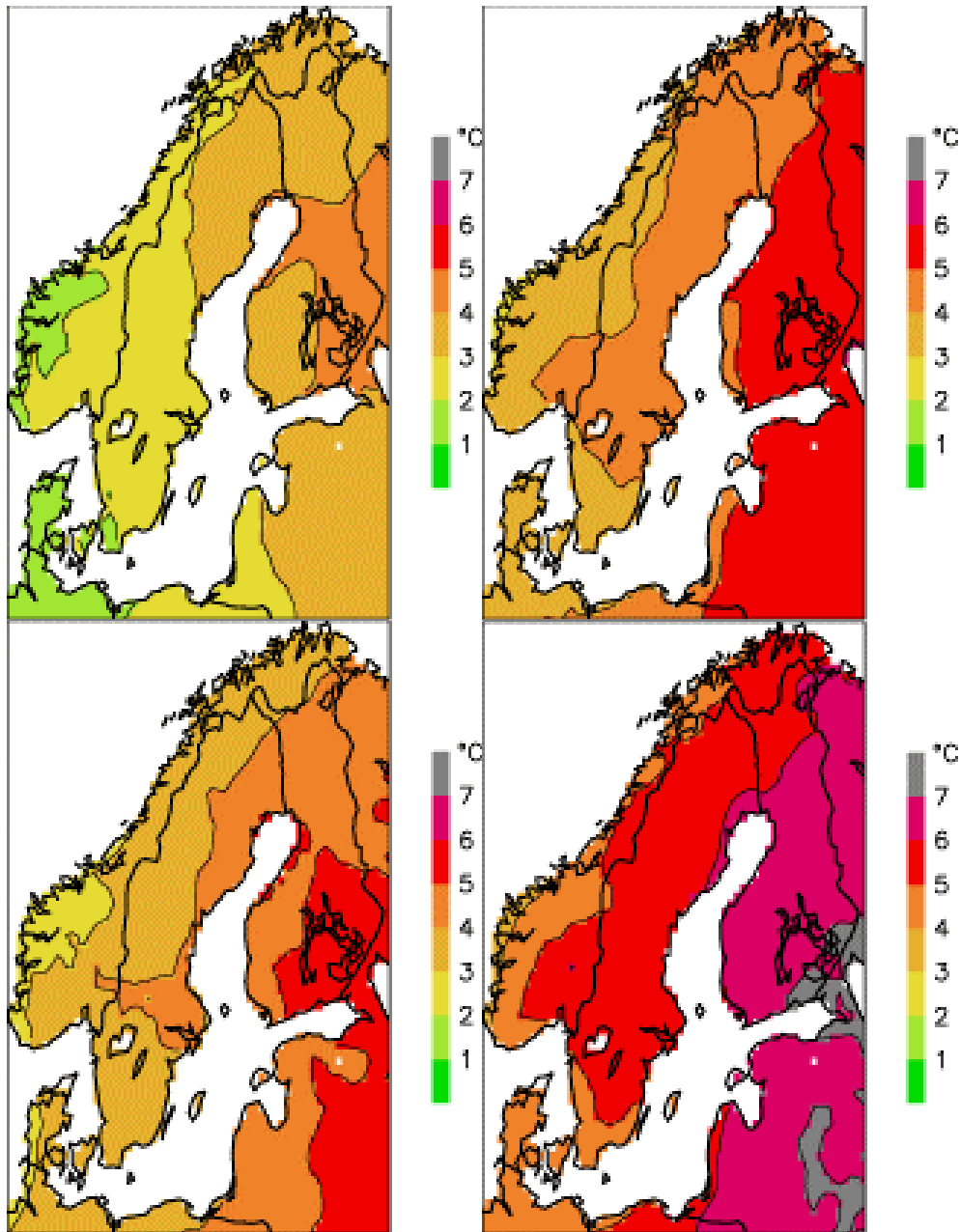
Ljungemyr, P., N. Gustafsson och A. Omstedt, Parameterization of lake thermodynamics in a high resolution weather forecasting model, *Tellus*, **48A**, 608–621, 1996.

Lockwood, M, R. Stamper och M. N. Wild, *Nature*, **399**, 437–439, 1999.

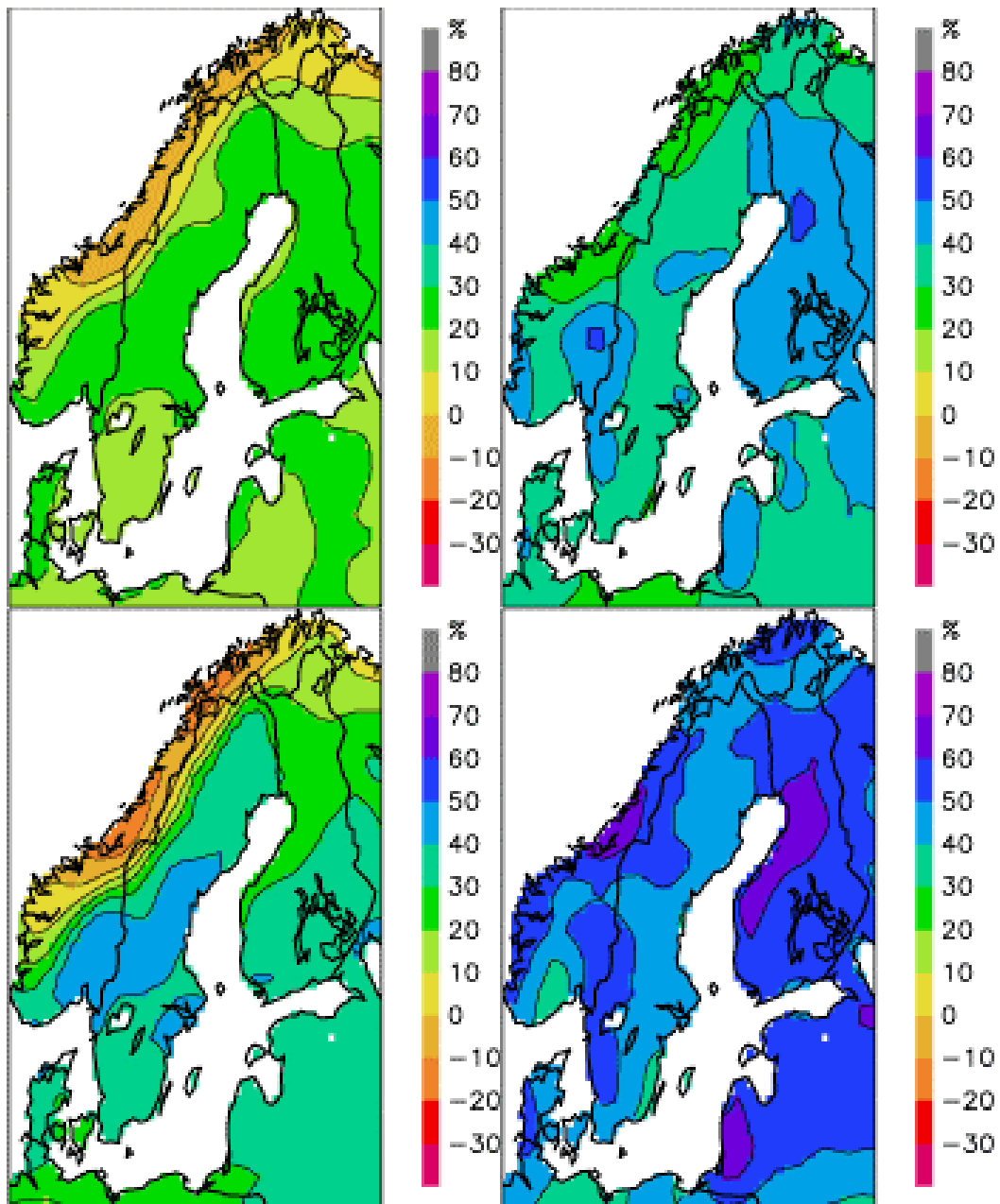
- Marsch, N. D., och H. Svensmark, Low cloud properties influenced by cosmic rays, *Phys. Rev. Lett.*, **85**, 5004–5007, 2000.
- Marsden, D., och R. E. Lingenfelter, Solar activity and cloud opaciity variations: A modulated cosmic ray ionization model, *J. Atmosph. Sci.*, **60**, 626–636, 2003.
- Meier, H. E. M., On the parameterization of mixing in 3D Baltic Sea models, *J. Geophys. Res.*, **106**, 30997–31016, 2001.
- Meier, H. E. M., R. Döscher, A. C. Coward, J. Nycander och K. Döös, RCO – Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/1993, *SMHI Reports Oceanography*, No. 26, *Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SE-60176 Norrköping, Sweden*, 102 pp., 1999.
- Nesme-Ribes, E., S. L. Baliunas och D. Sokoloff, Sunspot cycles? on other stars? are helping astronomers study the sun's variations and the ways they might affect the earth, *Scientific American*, August, 30–36, 1996.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. P. Graham, C. Jones, M. Meier, P. Samuelsson och U. Willén, GCM driven simulations of resent and future climate with the Rossby Centre coupled atmosphere-Baltic Sea regional climate model RCO, *SMHI Reports Meteorology and Climatology*, No. 101, *Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SE-60176 Norrköping, Sweden*, 61 pp., 2003a.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. P. Graham, C. Jones, H. E. M. Meier, P. Samuelsson och U. Willén, European climate in the late 21st century: regional simulations with two driving global models and two forcing svenarios, *Clim. Dyn.*, **21**, doi:10.1007/s00382-003-0365-x, 2003b.
- Shaviv, N. J., Cosmic ray diffusion from the galactic spiral arms, iron meteorites, and a possible climate connection?, *Phys. Rev. Lett.*, **89**, 051102, 2002a.
- Shaviv, N. J., The spiral structure of the Milky Way, cosmic rays, and ice age epochs on Earth, *New Astronomy*, **8**, 39–77, 2002b.
- Shaviv, N. J., och J. Veizer, Celestial driver of Phanerozoic climate?, *GSA Today*, **13**, 4–10, 2003.
- Solanki, S. K., M. Schüssler och M. Fligge, Evolution of the Sun's large-scale magnetic field since the Maunder minimum, *Nature*, **408**, 445–447, 2000.
- Svensmark, H., och E. Friis-Christensen, Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—A missing link in solar-climate relationships, *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **59**, 1225–1232, 1997.
- SWECLIM, web-adress: http://www.smhi.se/hfa_coord/sweclim_bild_ark/bildarkiv2002/...results/maps.htm, 12 december, 2003.
- Tinsley, B. W., Correlations of atmospheric dynamics with solar wind-induced changes of air-earth current density into cloud top, *J. Geophys. Res.*, **101**, 29701–29714, 1996.
- Veizer, J., Y. Godderis och L. M. Fracois, Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate change during the phanerozoic eon, *Nature*, **408**, 698–701, 2000.

White, W. B., J. Lean, D. R. Cayan och M. D. Dettinger, Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance, *J. Geophys. Res.*, **102**, 3255–3266, 1997.

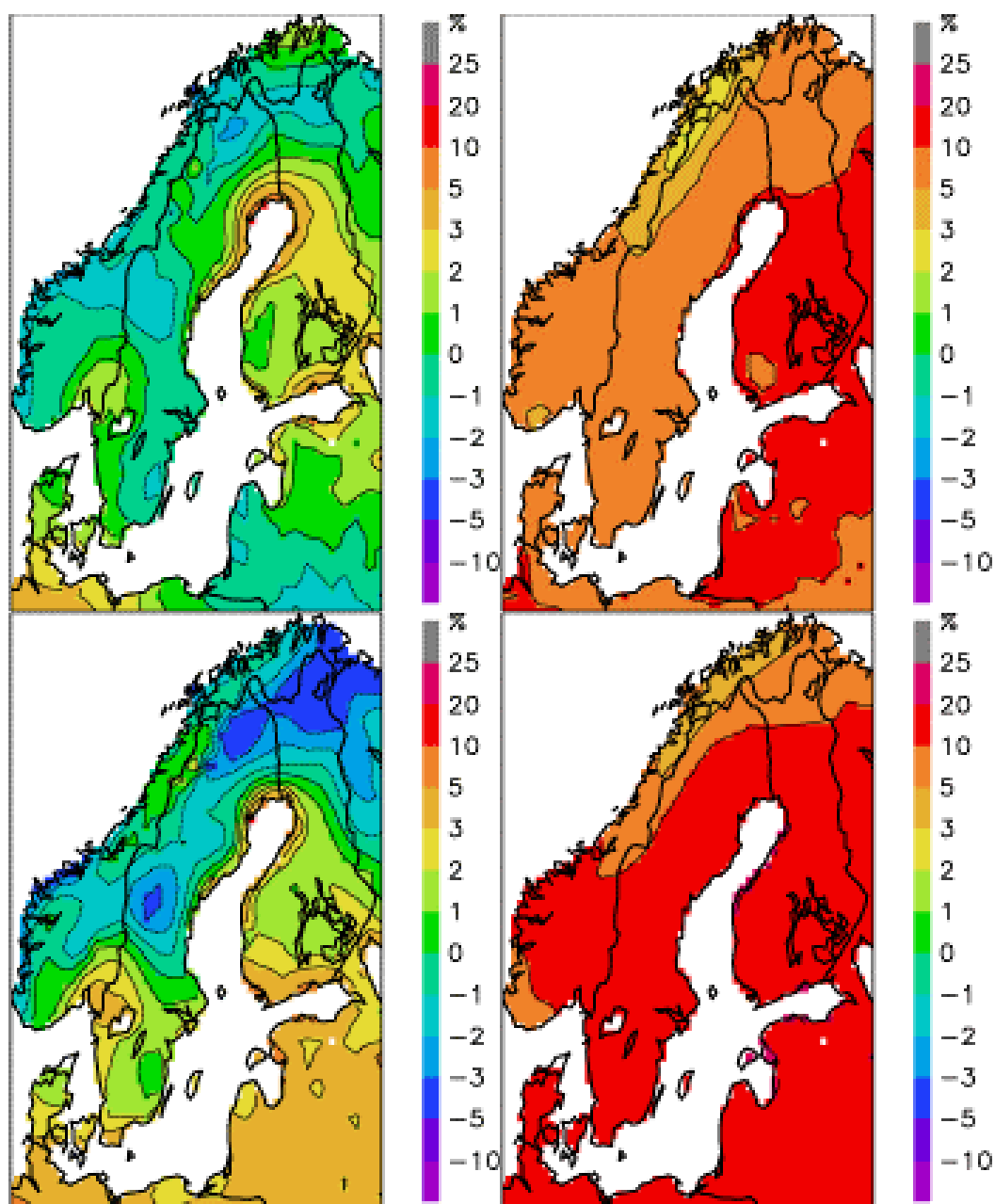
Zhang, Q., W. H. Soon, S. L. Baliunas, G. W. Lockwood, B. A. Skiff och R. R. Radick, A method of determining possible brightness variations of the sun in past centuries from observations of solar-type stars, *Astrophys. J.*, **427**, L111–L114, 1994.



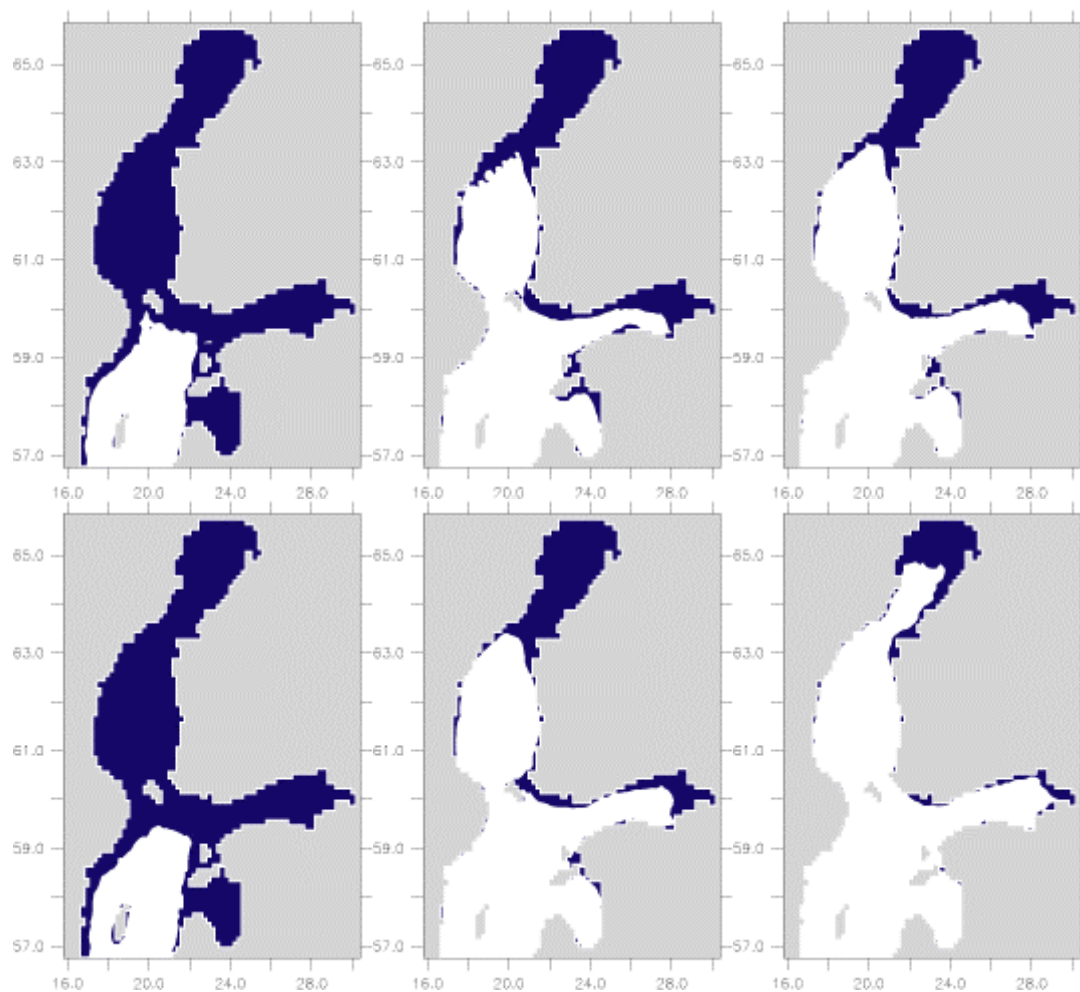
Figur 1. Möjliga framtidsscenarier av förändring i vintertemperatur enligt SWECLIM (2003). Till vänster ser vi de beräknade förändringarna enligt RCAO-H, och till höger enligt RCAO-E. De två övre bilderna visar resultaten med utsläppsscenario B2, och de två undre bilderna motsvarande resultat med utsläppsscenario A2.



Figur 2. Möjliga framtidsscenarier av förändring i vinternederbörd enligt SWECLIM (2003). Till vänster ser vi de beräknade förändringarna enligt RCAO-H, och till höger enligt RCAO-E. De två övre bilderna visar resultaten med utsläppsscenario B2, och de två undre bilderna motsvarande resultat med utsläppsscenario A2.



Figur 3. Möjliga framtidsscenarier av förändring i vindhastighet vintertid enligt SWECLIM (2003). Till vänster ser vi de beräknade förändringarna enligt RCAO-H, och till höger enligt RCAO-E. De två övre bilderna visar resultaten med utsläppsscenario B2, och de två undre bilderna motsvarande resultat med utsläppsscenario A2.



Figur 4. Beräknad förändring i maximal isutbredning. De tre övre bilderna visar resultaten med RCAO-H, och de tre undre bilderna med RCAO-E. Kolumnen längst till vänster visar medelvärdet av isutbredningen under kontrollkörningen (1961–1990), kolumnen i mitten utsläppsscenario B2, och kolumnen till höger utsläppsscenario A2.



**Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1871–1960
med hjälp av isobservationer längs Sveriges kust**

Lars Axell
Katarina Lindquist

Juni 2004

Sammanfattning

Den årliga maximala isutbredningen i Östersjön är ett mått på dess vinterklimat. En tidsserie som ofta använts är framtagen av Finska Havsforskningsinstitutet, FIMR, som sträcker sig ända tillbaka till år 1720. Denna tidsserie är emellertid inte helt tillförlitlig före 1960-talet på grund av avsaknaden av fjärranalysmetoder under denna period. Ytterligare oberoende rekonstruktioner är därför väsentliga för att få en förbättrad bild av isklimatets variation under de senaste seklen. Axell och Nikolopoulos gjorde 2003 en rekonstruktion av maximal isutbredning i Östersjön baserad på lufttemperatur för tidsperioden 1660–2000. Metoden som används i denna rapport är att låta observationsstationer längs Sveriges kust representera en viss area och utifrån dessa beskriva isutbredning i termer av stationsdata. Ett antal koefficienter togs fram för kalibreringsperioden 1961–1990. Dessa koefficienter applicerades sedan på kustobservationer från perioden 1871–1990. Den beräknade tidsserien för Östersjöns maximala isutbredning stämmer ofta väl överens med övriga rekonstruktioner, men avvikelser finns.

1. Inledning

Ett mått på hur Östersjöns vinterklimat varierat är den årliga maximala isutbredningen. En tidsserie som ofta använts är framtagen av Finska Havsforskningsinstitutet, FIMR, som sträcker sig ända tillbaka till 1720^a (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä och Palosuo, 1996). Denna tidsserie är emellertid inte helt tillförlitlig före 1960-talet, eftersom satellitbilder inte fanns tillgängliga då, och inte många flygbilder heller. Ytterligare oberoende rekonstruktioner är därför väsentliga för att få en förbättrad bild av vinterklimatets variation under historisk tid.

Axell och Nikolopoulos (2003a) gjorde en rekonstruktion av maximal isutbredning i Östersjön utifrån lufttemperatur 1660–2000. Överensstämmelsen med FIMR-serien är ofta god, men fler rekonstruktioner behövs för att ytterligare förbättra vår kunskap om Östersjöns historiska isklimat. I denna rapport kommer direkta isobservationer längs Sveriges kuster användas för att göra en oberoende rekonstruktion av den årliga maximala isutbredningen.

2. Metod

Idén med den rekonstruktion vi ska göra i denna studie är att utnyttja det faktum att vi under normalperioden 1961–1990 har tillförlitliga uppgifter både beträffande maximal isutbredning och observationer från enskilda kustbaserade stationer. Före 1960-talet har vi inga pålitliga uppgifter om isutbredning, för det var först på 1960-talet som man började kartlägga isutbredning med hjälp av fjärranalys. Normalperioden 1961–1990 är alltså en bra period att använda för kalibrering av den statistiska modellen.

Axell och Nikolopoulos (2003b) studerade och digitaliserade rapporten av Östman (1937), som täcker tidsperioden 1871–1936, och identifierade 13 viktiga kustorter som representativa för Östersjöns isklimat. Valet av kustorter baserade sig på olika termodynamiska områden i Östersjön, men även på datakvalitet i rapporten av Östman (1937). I denna rapport har vi även digitaliserat data från Thorslund (1966) och Westring (1993), som täcker tidsperioderna 1931–1966 respektive 1961–1990. Tyvärr skiljer sig definitionerna av kustorter åt mellan de tre rapporterna, men i största möjliga mån har vi använt samma kustorter i samtliga rapporter. Se definitionerna av områdena i tabell 1.

^a I denna rapport betecknas vintersäsongerna efter det år januari inföll, så att exempelvis vintern 1719/1720 anges som "vintern 1720".

Rekonstruktionen har gjorts utifrån antagandet att den årliga maximala isutbredningen A_j kan skrivas

$$\delta_{ji}\alpha_i=A_j, \quad (1)$$

där index i betecknar numret på kuststationen och index j betecknar året (issäsongen). Vidare, elementen i matrisen δ_{ji} anger om en observationsplats var isfri (=0) eller inte (=1) och koefficienterna i vektorn α_i uttrycker en okänd iskoncentration multiplicerat med en okänd area som stationen representerar. Matrisen δ_{ji} är alltså känd från observationer längs Sveriges kust. A_j i ekvation (1), den årliga maximala isutbredningen, antas vara känd under kalibreringsperioden (i denna studie används tidsserien från FIMR). Ekvation (1) är alltså ett ekvationssystem med en ekvation för varje isvinter. Eftersom kalibreringsperioden valts till 30 år, är alltså ekvationssystemet lösbart endast om antalet kuststationer som används är högst 30. Om antalet kuststationer är färre än 30 blir felet i vektorn α_i minimerat i minsta-kvadratmening.

Utgångspunkten var att beräkna koefficienterna α_i genom att använda alla de utvalda 13 kustorterna med data från normalperioden 1961–1990, för vilken vi har relativt tillförlitliga värden på A_j . Men tyvärr visade det sig att vissa av dessa hade is samma vintrar, vilket innebar att några av raderna i matrisen δ_{ji} blev identiska. Detta betyder i sin tur att dessa stationer inte är oberoende av varandra, och några behövde därför sällas bort. I tabell 1 återfinns de resterande sex kustorterna som minsta-kvadratanpassningen av α_i bygger på. I de fall stationsdata saknades, har data tagits från den mest närliggande stationen. För perioden 1871–1936 har i de fall då även en närliggande kustort saknade data, data från en kustnära station valts. De beräknade koefficienterna α_i återfinns i tabell 1.

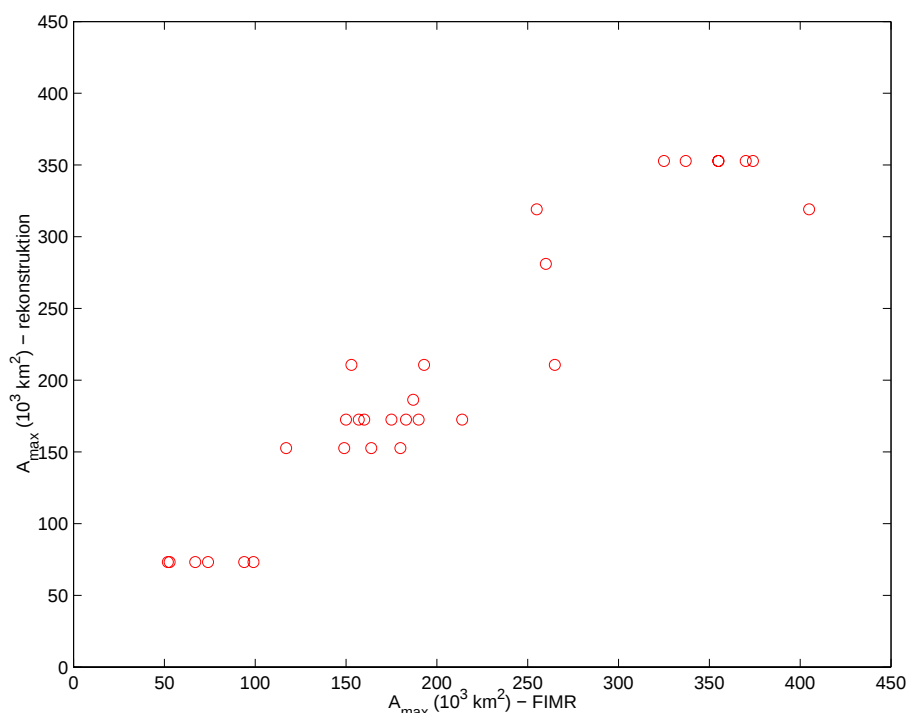
Under kalibreringsperioden 1961–1990 är överensstämmelsen med tidsserien från FIMR mycket god; se korrelationen i figur 1 och resultatet i figur 2. De framtagna koefficienterna applicerades sedan på äldre stationsdata för att återskapa tidsserien för Östersjöns årliga maximala isutbredning för hela tidsperioden 1871–1990; se korrelationer i tabell 2 och rekonstruktioner i figur 2.

Tabell 1. Definitioner av kustorter som använts för rekonstruktion av årlig maximal isutbredning, samt de beräknade arealerna α_i baserat på tidsperioden 1961–1990 (enhet: 10^3 km^2).

1871–1936 (Östman, 1937)	1931–1966 (Thorslund, 1966)	1961–1990 (Westring, 1993)	α_i
”Rödkallen” (utanför Piteå/Luleå)	”Utanför Malören”	”Utanför Malören”	73,2
”Brämö” (utanför Sundsvall)	”Utanför Lilljungfrun”	”Stugsund – Sandarne”	79,5
”Hävringe” (utanför Öxelösund)	”Utanför Hävringe båk”	”Hävringe – Kränkan – Gustaf Dalén”	19,9
”Visby”	”Utanför Visby”	”Till Visby”	33,6
”Trelleborg”	”Utanför Trelleborg”	”Utanför Trelleborg”	108,5
”Halmstad”	”Utanför Varberg”	”Till Varberg”	33,1

Tabell 2. Korrelationer mellan olika rekonstruktioner.

Tidsperiod	Jämfört med	Korrelation
1871–1936	FIMR	0,74
1871–1936	Temperatur (Axell och Nikolopoulos, 2003a)	0,79
1931–1966	FIMR	0,88
1931–1966	Temperatur (Axell och Nikolopoulos, 2003a)	0,83
1961–1990	FIMR	0,96
1961–1990	Temperatur (Axell och Nikolopoulos, 2003a)	0,95



Figur 1. Korrelationen mellan FIMR:s och SMHI:s tidsserier för maximal isutbredning under åren 1961–1990.

3. Diskussion

De nya rekonstruktionerna stämmer ofta väl överens med tidigare rekonstruktioner (exempelvis 1940-talet), medan intressanta skillnader även förekommer (exempelvis omkring 1920). Att både temperaturrekonstruktionen från Axell och Nikolopoulos (2003a) och rekonstruktionen från kustobservationerna från denna studie stämmer väl överens med den finska tidsserien under perioden 1961–1990 är förstås ingen slump, för det var ju denna period som användes som kalibreringsperiod för båda dessa.

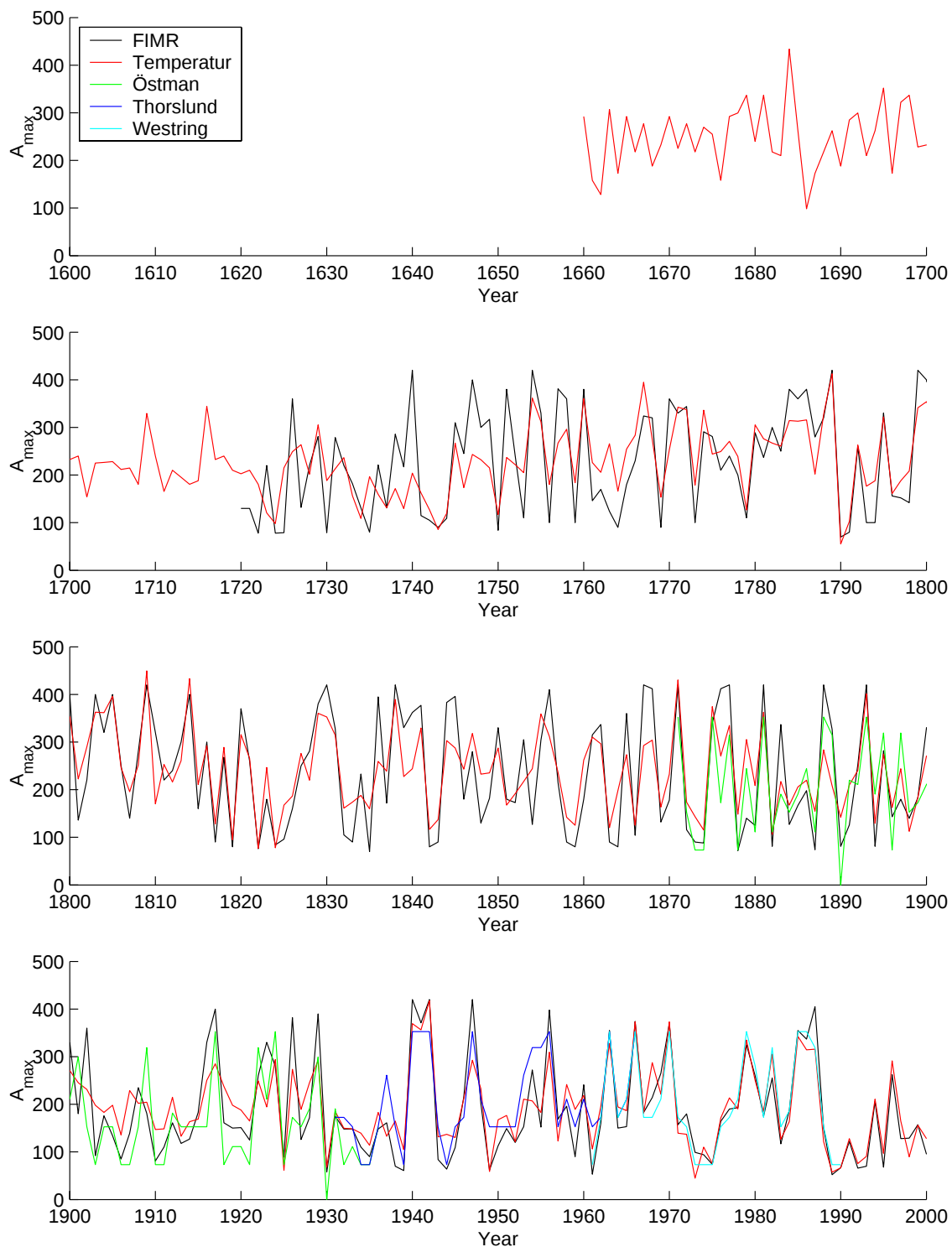
Det långsiktiga målet är att skapa en enda ”SMHI-serie” av A_{max} som är en komposit av flera olika rekonstruktioner, på samma sätt som den finska motsvarigheten. För tidsperioden före 1961 kan resultatet från denna studie användas för detta ändamål, liksom temperaturrekonstruktionen av Axell och Nikolopoulos (2003a). För perioden från 1961 och framåt bör befintliga iskartor på SMHI användas för rekonstruktion av årlig maximal isutbredning. Detta arbete beskrivs i bilaga 2 i detta års rapport (Axell, 2004).

Referenser

Axell, L., (2004), Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1961–2004 med hjälp av digitaliserade iskartor. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2004, bilaga 2.

Axell, L., och Nikolopoulos, A., (2003a), Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2000 med hjälp av vintertemperatur. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2003, bilaga 2.

Axell, L., och Nikolopoulos, A., (2003b), Digitalisering och rekonstruktion av historiska isvariabler för vintrarna 1871–1936. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2003, bilaga 1.



Figur 2. Rekonstruktioner av den årliga maximala isutbredningen i Östersjön enligt (svart) FIMR (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä och Palosuo, 1996), (rött) Axell och Nikolopoulos (2003a), samt rekonstruktionerna i denna studie med data från (grönt) Östman (1937), (blått) Thorslund (1966) och (cyan) Westring (1993).

Jurva, R., (1937), Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114*, Helsinki/Helsingfors.

Palosuo, E., (1953), A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156*, Helsinki/Helsingfors.

Seinä, A. och Palosuo, E., (1996), The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995), *Meri, Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27: 79–91.

Thorslund, B., (1966), Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1931–1960, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Notiser och preliminära rapporter, Serie Meteorologi, N2. 13, Stockholm.

Westring, G., (1993), Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1961–1990, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie Oceanografi, Nr. 59.

Östman, C., J., (1937), Isförhållandena vid Sveriges kuster under vintrarna 1870/71–1934/35, Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, Band 6, N:o 6, Stockholm.



Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2004

Lars Axell

December 2004

Sammanfattning

Iskartor från isdatabasen BASIS från 1961–1979 samt senare iskartor lagrade digitalt med hjälp av ICEMAP-systemet har använts för att beräkna isutbredningen i Östersjön. Efter en viss kvalitetskontroll erhöles en komplett tidsserie med årlig maximal isutbredning A_{max} för perioden 1961–2004. Tillsammans med historiska rekonstruktioner kunde sedan en kompositkurva för A_{max} beräknas, som täcker perioden 1660–2004. Med hjälp av statistiska metoder beräknades därefter trender på delar av tidsserien. För perioden 1960–2004 är trenden statistiskt signifikant och negativ, men trenden över hela 1900-talet är inte signifikant.

1. Inledning

Som diskuteras i bilaga 1 i årets rapportering (Axell och Lindquist, 2004), är den årliga maximala isutbredningen A_{max} i Östersjön ett mått på dess isklimate. På SMHI har det hittills saknats uppgifter om A_{max} , inte bara för historisk tid utan även för de senaste decennierna. Isdatabasen BASIS^a innehåller digitaliserade isdata baserade på svenska och finska iskartor för åren 1961–1979, men just variabeln A_{max} har på SMHI inte beräknats ur detta dataarkiv. Att beräkna A_{max} från dessa digitaliserade iskartor kommer därför att bli vår första uppgift i denna rapport.

För tidsperioden 1980–1999 finns iskartor som helt nyligen digitaliserats på SMHI. Dessa är sparade i det så kallade ICEMAP-systemet som används operationellt på SMHI, men har ännu inte kvalitetskontrollerats. Från 1999 och fram till idag finns iskartor sparade från istjänstens operativa verksamhet på SMHI. Att läsa alla dessa iskartor, göra en viss kvalitetskontroll, samt beräkna A_{max} från dessa filer blir därför vår andra uppgift i denna rapport.

När detta är klart har vi historiska rekonstruktioner av A_{max} dels baserade på vintertemperatur (Axell och Nikolopoulos, 2003), och dels på kustobservationer enligt Östman (1937), Thorslund (1966) och Westring (1993); se Axell och Lindquist (2004). Med tillgången till modernare data från iskartor, kan vi nu beräkna en resulterande kompositkurva. Resultatet blir en enda kurva som sträcker sig från 1660 fram till idag, 2004. Denna kurva ska vi sedan jämföra med motsvarande kompositkurva (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä och Palosuo, 1996) från Finska Havsforskningsinstitutet, FIMR (Finnish Institute of Marine Research), och analysera med avseende på trender. Detta blir vår tredje och sista uppgift i denna rapport.

2. Metod

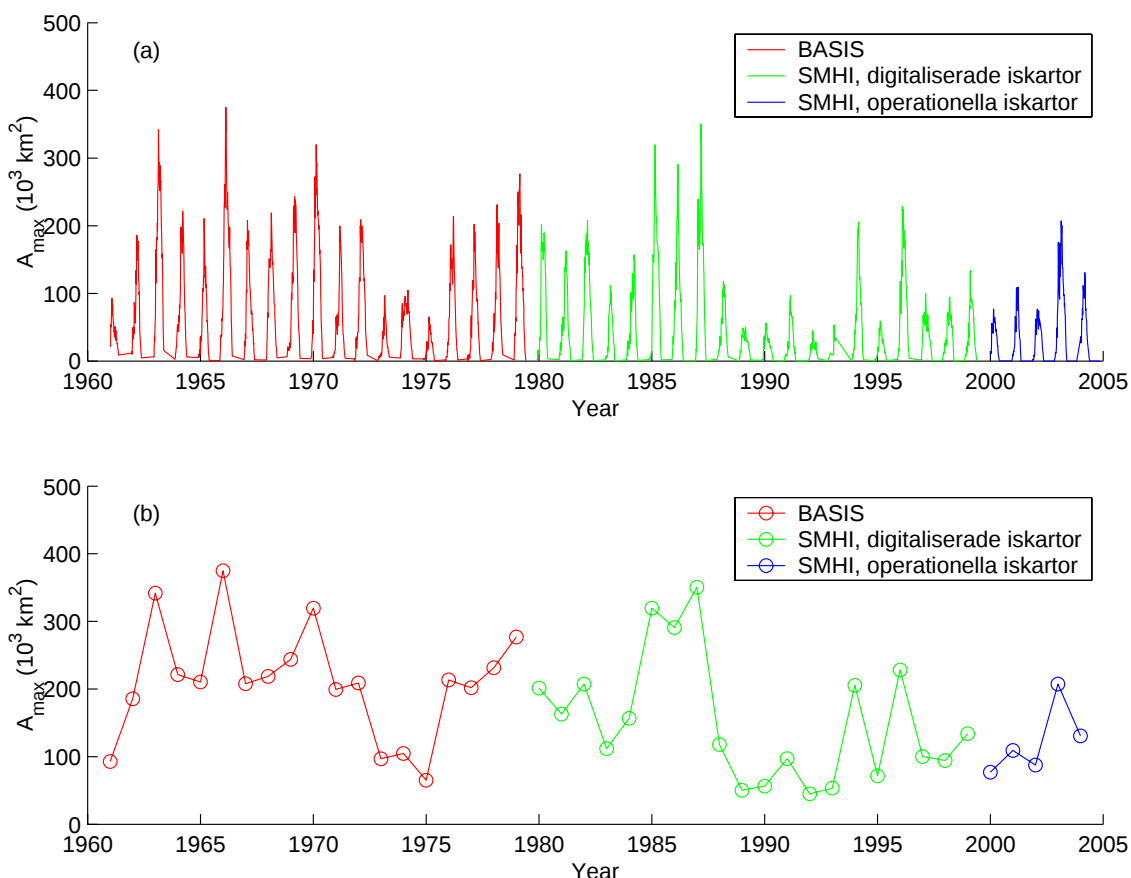
Metoden att beräkna iskoncentration var väldigt enkel. Först beräknades arean A_i för varje gridruta, vilken var latitudberoende, enligt

$$A_i = R\Delta\lambda \cos\varphi R\Delta\varphi, \quad (1)$$

där R är jordens radie, λ är longituden och φ är latituden. Den totala isarean beräknades sedan genom att multiplicera med medelkoncentrationen i respektive gridruta och summera för alla gridrutor. Detta gjordes för BASIS-databasen såväl som för de griddade iskartorna från ICEMAP-systemet.

BASIS-databasen är kvalitetskontrollerad, men då istjänsten ännu inte hunnit kvalitetskontrollera iskartorna från 1980 och framåt behövdes en viss kontroll göras.

^a Arbetet med isdatabasen BASIS var ett samarbete mellan Sveriges och Finlands istjänster.



Figur 1. (a) Maximal isutbredning för varje iskarta och (b) årlig maximal isutbredning.

Kompositkurvan beräknades som medelvärdet av olika rekonstruktioner för varje år. Enda undantaget är perioden 1961–2004, då iskartorna anses vara mycket mera tillförlitliga än temperatur- och kustobservationsrekonstruktionerna.

Trender beräknades enligt ett standardförfarande i mjukvaran Matlab. För att testa om trenden var statistiskt signifikant eller inte^b, användes Mann-Kendalls test. Innan detta gjordes en korrigering för autokorrelation i tidsserien genom att beräkna en ny tidsserie B_t från kompositserien A_t enligt

$$B_t = A_t - \alpha A_{t-1}. \quad (2)$$

Koefficienten α i ekvation (2) är autokorrelationen för tidsförskjutning 1, och index t betecknar tidpunkten så att A_{t-1} är maximala isutbredningen året innan A_t . Detta gjordes för att korrigera för det faktum att elementen i tidsserien A_t har ett visst minne av tidigare år, vilket kan misstolkas som en signifikant trend trots att det egentligen inte finns någon signifikant trend. Se von Storch (1995) för mer detaljer. Därefter tillämpades Mann-Kendalls test på tidsserien B_t .

3. Resultat och diskussion

3.1 Total isareal från iskartor

Figur 1(a) visar den totala isarean för samtliga iskartor, och figur 1(b) visar den årliga maximala isutbredningen. De kalla vintrarna i mitten av 1960-talet och mitten av 1980-talet är uppenbara,

^b I denna studie används 95 % konfidensnivå som gräns för om en trend är signifikant eller inte.

liksom de milda vintrarna 1973–1975 och 1989–1993.

På grund av missförstånd under digitaliseringsarbetet har tyvärr inte alla iskartor från vintern 1992/1993 digitaliserats än. Samtliga iskartor efter 1993-02-18 saknas för denna vinter. Eftersom den maximala isutbredningen möjligen skedde efter detta datum, får denna isvinters maximala isutbredning anses vara preliminär.

3.2 Kompositkurvan

Den resulterande kompositkurvan finns i figur 2, tillsammans med motsvarande kompositkurva från FIMR. En hel del skillnader syns i början och mitten av 1700-talet, men i övrigt är de olika rekonstruktionerna relativt lika varandra.

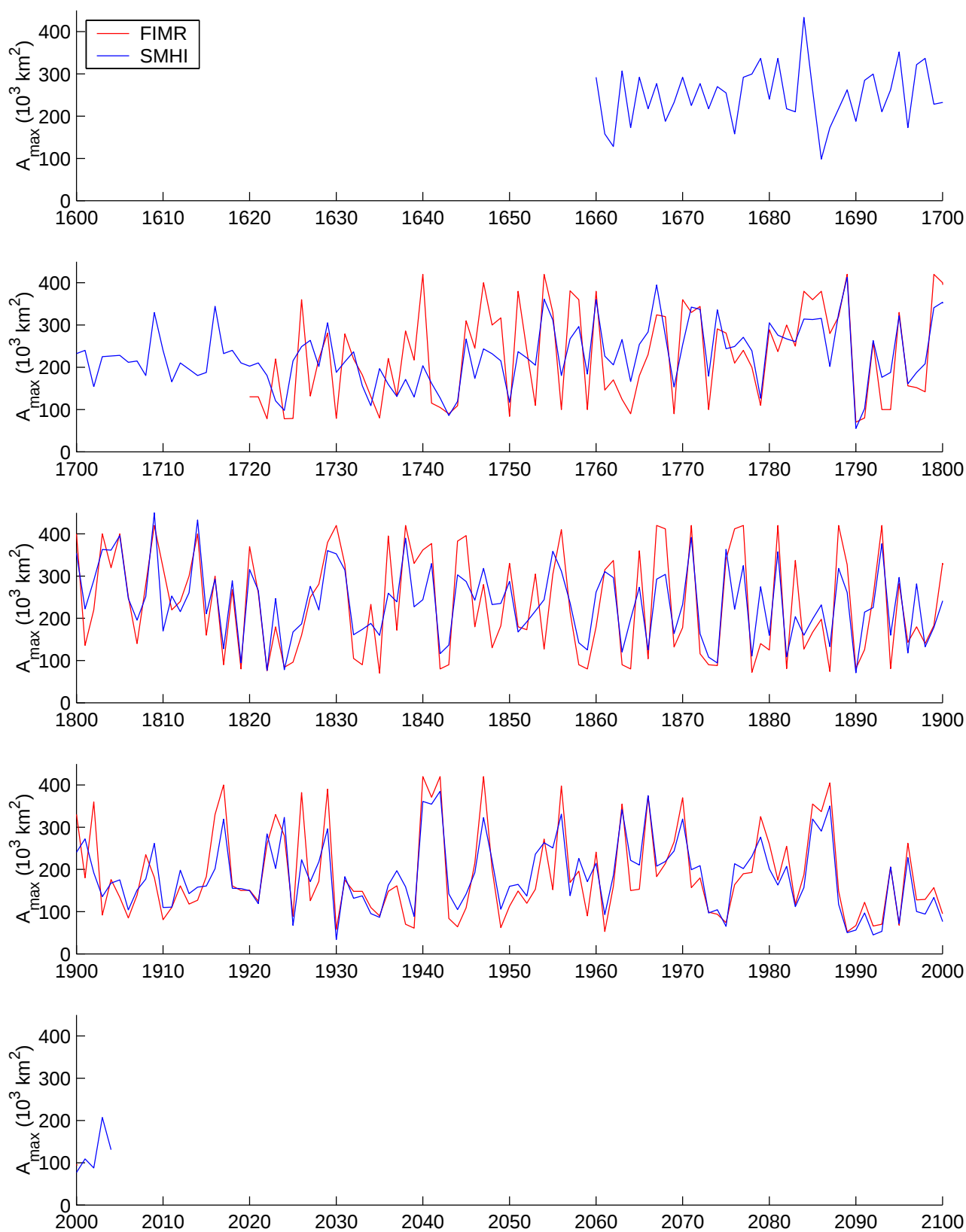
Något som är mer förvånande är skillnaderna mellan den finska och svenska kurvan för senare år. Trots regelbunden tillgång till (samma) satellitbilder, skiljer de olika istjänsternas iskartor sig åt något. Ett skäl till detta kan vara att satellitbilderna bara ger utbredningen av is, medan ett visst mått av subjektivitet kommer in i bedömningen av iskoncentration för olika områden. Dessutom är det inte alltid självklart var iskanten är lokaliserad, så även här förekommer en viss subjektivitet.

Figur 3 visar den nya komposittidsserien i en enda figur, både årsvis och som en filtrerad kurva. Som jämförelse visas även motsvarande tidsserier från FIMR. Det är uppenbart att den årliga variationen är stor, men den filtrerade kurvan visar klara förändringar i Östersjöns vinterklimat under 345-årsperioden. De kalla perioderna under Lilla istiden (som globalt varade ca 1300–1850, med avbrott omkring år 1500) manifesterar sig som stor isutbredning, speciellt under 1600-talets andra hälft och början av 1800-talet, medan 1740-talet verkar ha varit tillfälligt något mildare. Början av 1900-talet såg lite mildare vintrar igen, speciellt 1930-talet. Sedan följde en återgång till något kallare klimat som kulminerade under 1960-talet, men även 1940-talet sticker ut som följd av många kalla vintrar. Därefter följde en period av mildare klimat (med undantag för mitten av 1980-talet), som verkar ha kulminerat under 1990-talet.

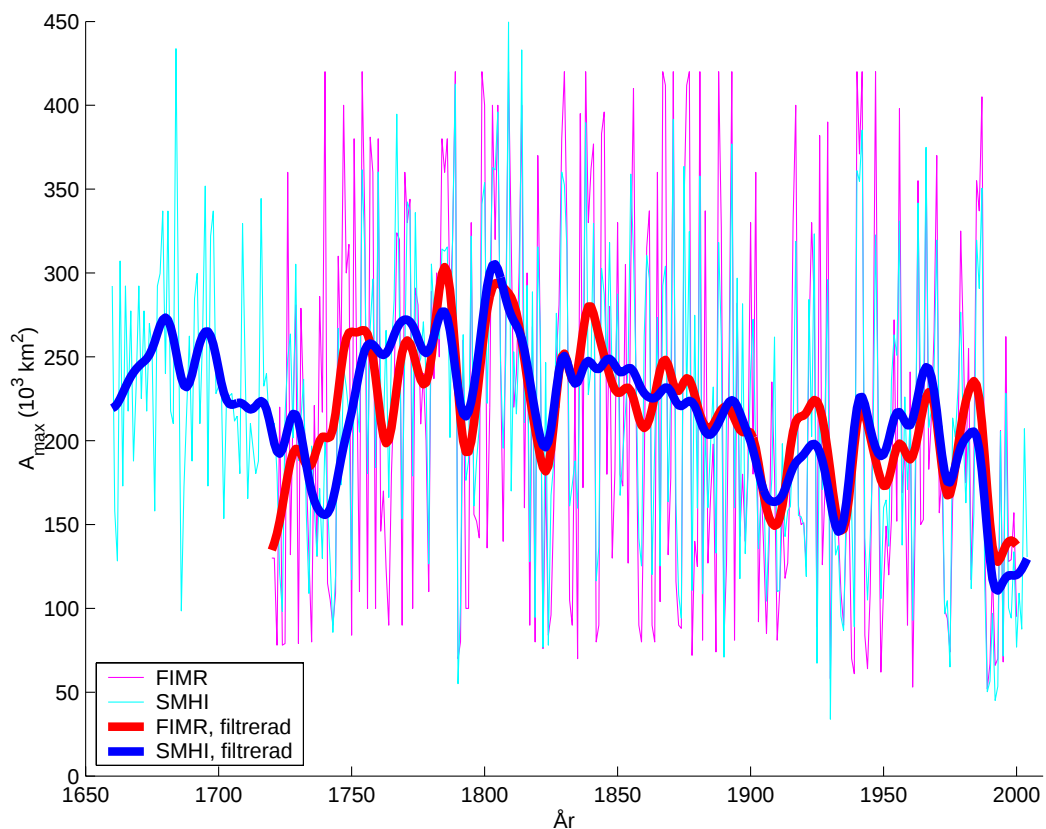
3.3 Trender

Trender beräknades för alla möjliga delar (så kallade ”fönster”) av tidsserien, dock inte med kortare tidsfönster än 30 år. Figur 4 visar resultatet med olika, fasta trettioårsfönster. På den horisontella axeln visas startåret för trettioårsfönstret. Det sista värdet är 1975, som alltså representerar trenden från 1975–2004. Statistiskt signifikanta trender har indikerats med rött, och återfinns för startår på 1690-talet, 1730-talet, 1790-talet, 1880-talet, samt enstaka år som knappt syns i figuren. Trots de senaste decenniernas övergång till mildare klimat, visar de senaste trettioårsperioderna inga signifikanta trender. Detta kan tyckas märkvärdigt, speciellt som trenden för t. ex. 1963–1992 är ganska stor (nästan $-5\,000\text{ km}^2$ per år). Detta beror på att den årliga variationen är väldigt stor. Ju större variabiliteten är, desto större måste trenden vara för att vara signifikant.

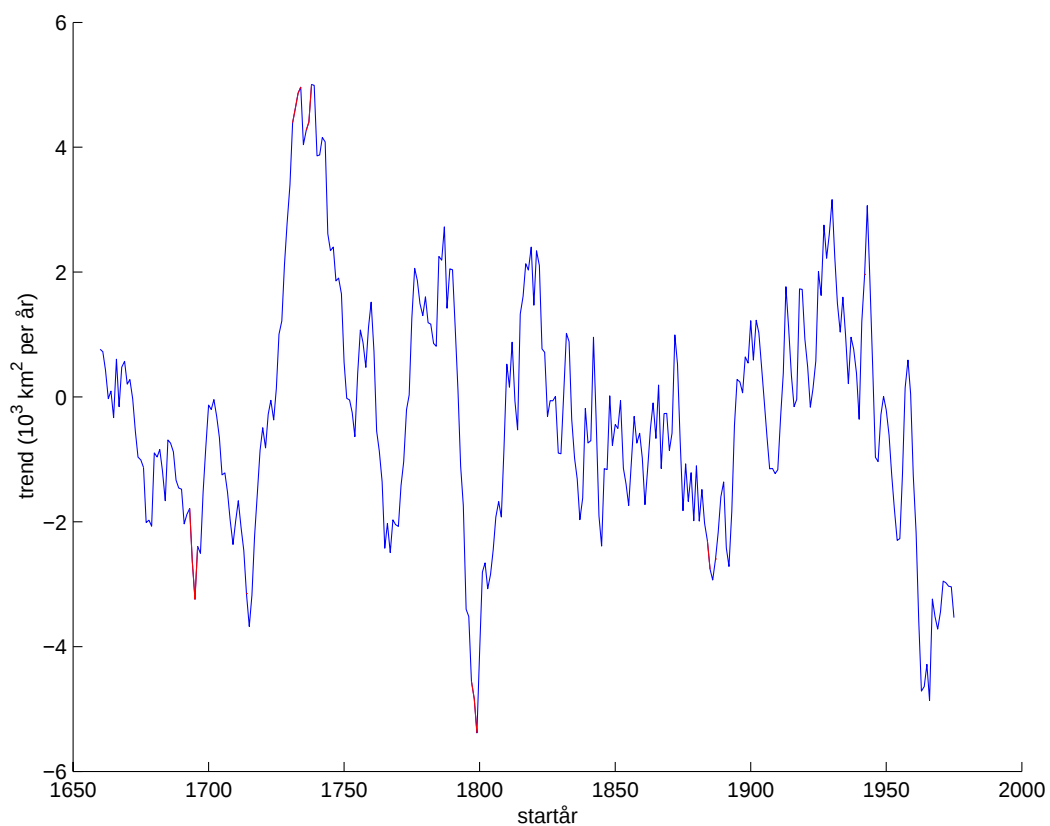
Figur 5 visar resultatet även för längre tidsfönster än trettio år. I figur 5 (a) visas alla trender oavsett om dom är statistiskt signifikanta eller ej, och i figur 5 (b) har de icke-signifikanta trenderna maskats bort. Längs diagonalen från nedre vänstra hörnet till övre högra hörnet återfinns samma värden på trenden som i figur 4. Exempelvis ser man att trenden fram till idag är signifikant negativ om man väljer startåret i intervallet 1660–1870, ungefär. Under 1900-talet däremot är trenden inte signifikant, vilket är anmärkningsvärt.



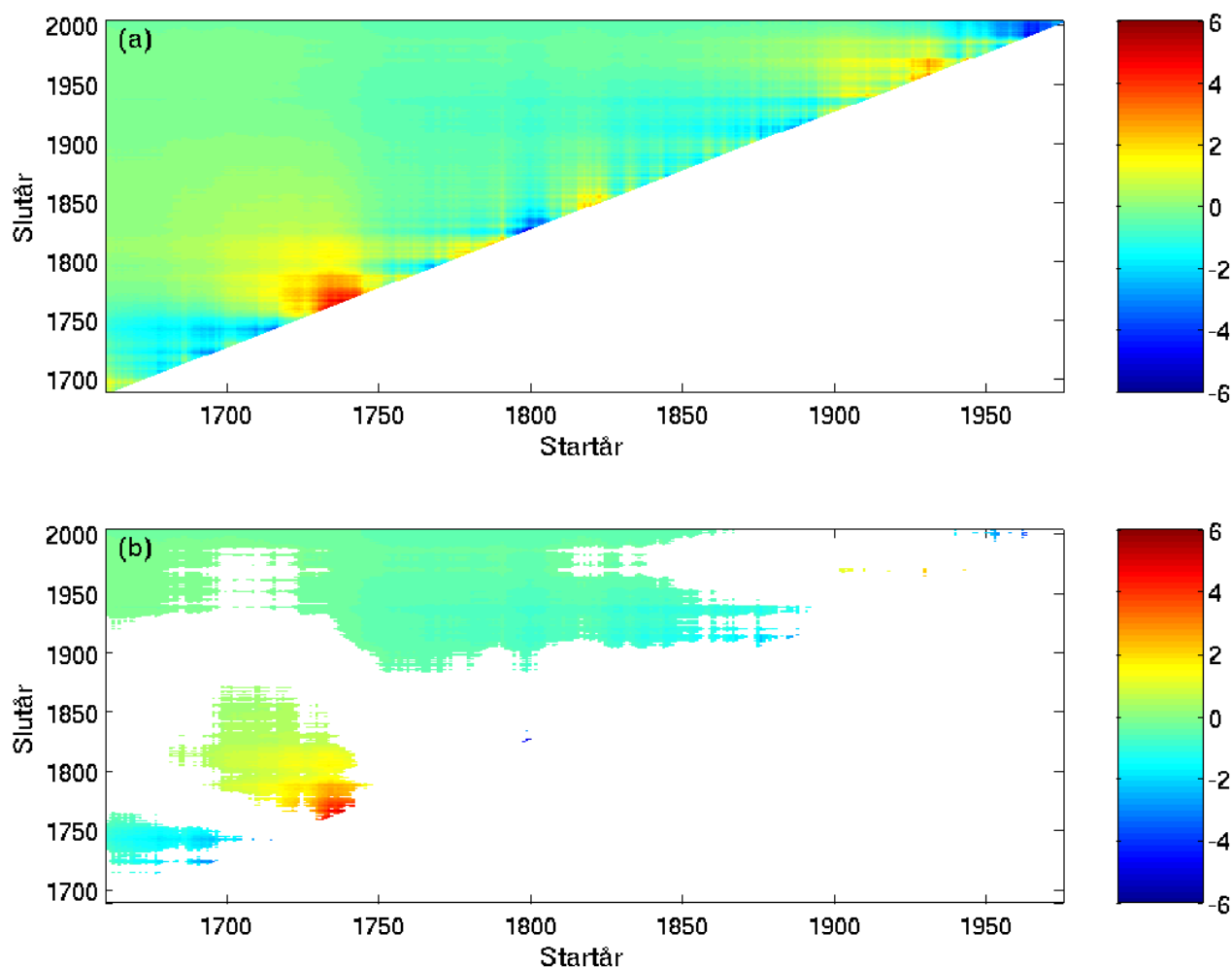
Figur 2. Jämförelse mellan den nya SMHI-kompositen och motsvarande komposit från FIMR.



Figur 3. Årlig maximal isutbredning (tunna linjer) samt lågpasfilterade data (tjocka linjer).



Figur 4. Beräknade trender över rulland trettioårsfönster. På den horisontella axeln anges startåret för trettioårsfönstret. Det sista värdet är för startåret 1975 som alltså har slutåret 2004. De perioder som har trender som är signifikanta på 95-procentnivån är färgade rött.



Figur 5. (a) Beräknade trender över många olika tidsintervall; alla dock minst 30 år långa. På den horisontella axeln anges startåret för tidsintervallet och på den vertikala axeln anges slutåret. (b) Samma som (a), men icke-signifikanta trender har maskats bort.

Referenser

- Axell, L., och Lindquist, K., (2004), Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1871–1960 med hjälp av isobservationer längs Sveriges kust. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2004, bilaga 1.
- Axell, L., och Nikolopoulos, A., (2003), Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2000 med hjälp av vintertemperatur. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2003, bilaga 2.
- Jurva, R., (1937), Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114*, Helsinki/Helsingfors.
- Palosuo, E., (1953), A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156*, Helsinki/Helsingfors.
- Seinä, A., och Palosuo, E., (1996), The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995), *Meri, Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27: 79–91.

Thorslund, B., (1966), Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1931–1960, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Notiser och preliminära rapporter, Serie Meteorologi, N2. 13, Stockholm.

von Storch, H., (1995), Misuses of statistical analysis in climate research, *i* von Storch, H., och Navarra, A. (red.), Analysis of climate variability, Applications of statistical techniques, Springer, Berlin, 11-26.

Westring, G., (1993), Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1961–1990, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie Oceanografi, Nr. 59.

Östman, C. J., (1937), Isförhållandena vid Sveriges kuster under vintrarna 1870/71–1934/35, Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt, Band 6, N:o 6, Stockholm.



**Trender i isutbredning och temperatur
i Sverige samt på höga latituder**

Lars Axell

December 2004

Sammanfattning

Några klimatrelaterade variabler från Sverige och höga latituder studeras och diskuteras i denna rapport, för att söka efter eventuella antropogena effekter på klimatet. Studien visar att på lokal skala (svenska orter, Östersjön) är den årliga variationen ofta för stor för att man ska kunna se några signifikanta trender. Temperaturmätningar från Arktis visar stora naturliga variationer, vilket gör det svårt att hitta eventuella antropogena effekter. Data från Antarktis är ännu mera svårtolkade, dels p.g.a. korta mättidsserier, dels p.g.a. eventuella antropogena effekter med okänd styrka som delvis balanserar varandra. En okänd naturlig variabilitet av Antarktis temperatur försvårar ytterligare analysen. Slutsatsen är att vi på utifrån de undersökta klimatrelaterade variablerna inte kan säga säkert om observerade variationer har naturliga och/eller antropogena orsaker.

1. Inledning

Teorin om växthuseffekten förutspår att eventuella antropogena (människopåverkade) klimatförändringar kommer synas först på höga latituder, d.v.s. i Arktis och Antarktis. Det finns åtminstone två skäl till detta. Det första skälet är att på grund av förekomsten av is och snö på höga latituder förväntar vi oss en positiv återkoppling i klimatsystemet. Anledningen är att om en lokal uppvärmning leder till att snö eller is smälter, kommer jordytans albedo (reflektivitet) minska, vilket i sin tur förstärker den lokala uppvärmningen. Omvänt, en lokal avkylning som leder till ökad snö- eller isutbredning ökar regionens albedo vilket i sin tur bidrar till ökad avkylning.

Det andra skälet är att koldioxid (som är den viktigaste antropogena växthusgasen) absorberar värmestrålning från jordytan olika bra för olika våglängder. De våglängder som effektivast absorberar värmestrålning råkar passa bäst överens med värmestrålning från relativt kalla ytor, som är vanligt förekommande på höga latituder.

Med dagens debatt och spekulationer om huruvida vi redan har kunnat se antropogena klimatförändringar, är det därför lämpligt att leta efter onaturlig klimatvariabilitet på höga latituder. Ett problem som omedelbart infinner sig är då naturligtvis att definiera vad som kan anses vara naturliga respektive onaturliga klimatförändringar. Denna fråga ska vi inte lösa i denna rapport, men vi ska börja med att titta på några långa tidsserier från höga latituder och diskutera huruvida man kan dra några slutsatser om orsaker till observerade klimatförändringar.

2. Analys och diskussion av några klimatrelaterade tidsserier från höga latituder

2.1 Trender i snöförhållanden i Sverige

Nyligen gjordes en undersökning av de svenska snöförhållandena under perioden 1905–2003 (Larsson, 2004). Där beräknades trender för fyra olika regioner i Sverige: Götaland, Svealand, Södra Norrland och Norra Norrland. Resultatet var att på lång sikt har snöförhållandena inte ändrats så mycket. De enda trenderna (signifikanta på 95% konfidensnivå, beräknade med Mann Kendals test) man fann över tidsserien som helhet, var ökning av maximala snödjupet i Götaland och Norra Norrland. Under perioden 1961–2003 däremot fann man en kraftig negativ trend (minskning med 40%, signifikant enligt Mann Kendals test) i antal dagar med snö i Götaland.

2.2 Årlig maximal isutbredning i Östersjön

I bilaga 2 i årets rapportering till Sjöfartsverket (Axell, 2004) konstruerades en kompositserie av Östersjöns maximala isutbredning 1660–2004. Denna serie presenteras i figur 1, som även visar

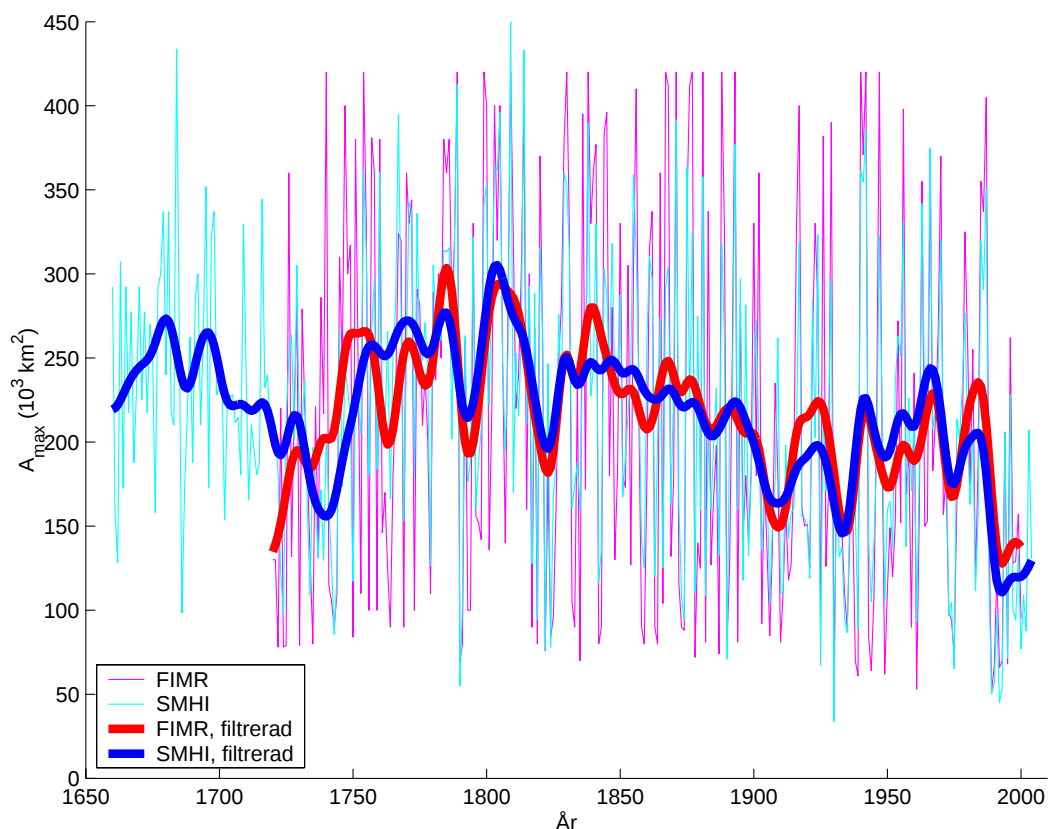
motsvarande komposit av Jurva (1937), Palosuo (1953) och Seinä och Palosuo (1996) på Finska Havsforskningsinstitutet (FIMR).

Trender beräknades för alla möjliga delar av tidsserien från SMHI, dock inte för kortare tidsperioder än trettio år. Efter korrigering för autokorrelation (minne) i tidsserien beräknades signifikansen i trenderna med Mann-Kendals test. Ett resultat var att trenden över hela 1900-talet (1900–1999) inte var signifikant (95 % konfidensnivå). Detta kan tyckas märkligt med tanke på det kalla 1960-talet som följdes av de många milda vintrarna under de senaste 15 åren. Förklaringen är två relativt milda perioder i början av 1900-talet, samt att variationen från år till år är väldigt stor. Under normalperioden 1961–1990 var trenden inte signifikant, och inte heller över de senaste trettio åren (1975–2004). Däremot var trenden över exempelvis perioden 1961–2004 signifikant. Huruvida trenderna var signifikanta (på 95% konfidensnivå) eller inte berodde på de exakta valen av start- och slutår för perioden, vilket beror på den stora variationen från år till år.

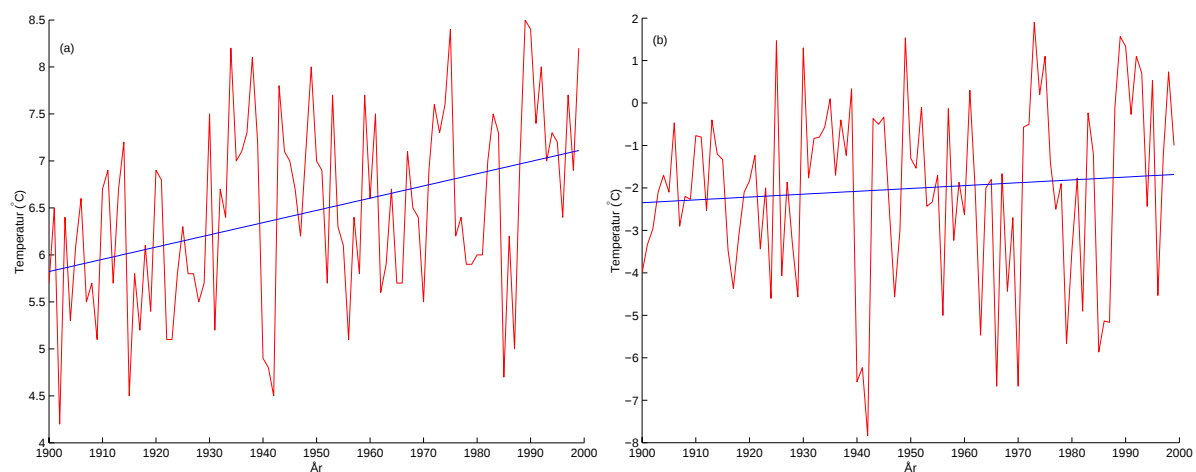
2.3 Temperaturen i Stockholm

Härnäst ska vi titta på hur Stockholms temperatur har varierat under 1900-talet. Figur 2(a) visar årsmedeltemperaturen under 1900-talet. Trenden över 1900-talet är $+0.013^{\circ}\text{C}$ per år, och visar sig vara signifikant (på 95 % konfidensnivå) enligt Mann-Kendals test efter korrektion för autokorrelation enligt von Storch (1995). Även trenden under perioden 1960–2000 är signifikant, $+0.031^{\circ}\text{C}$ per år.

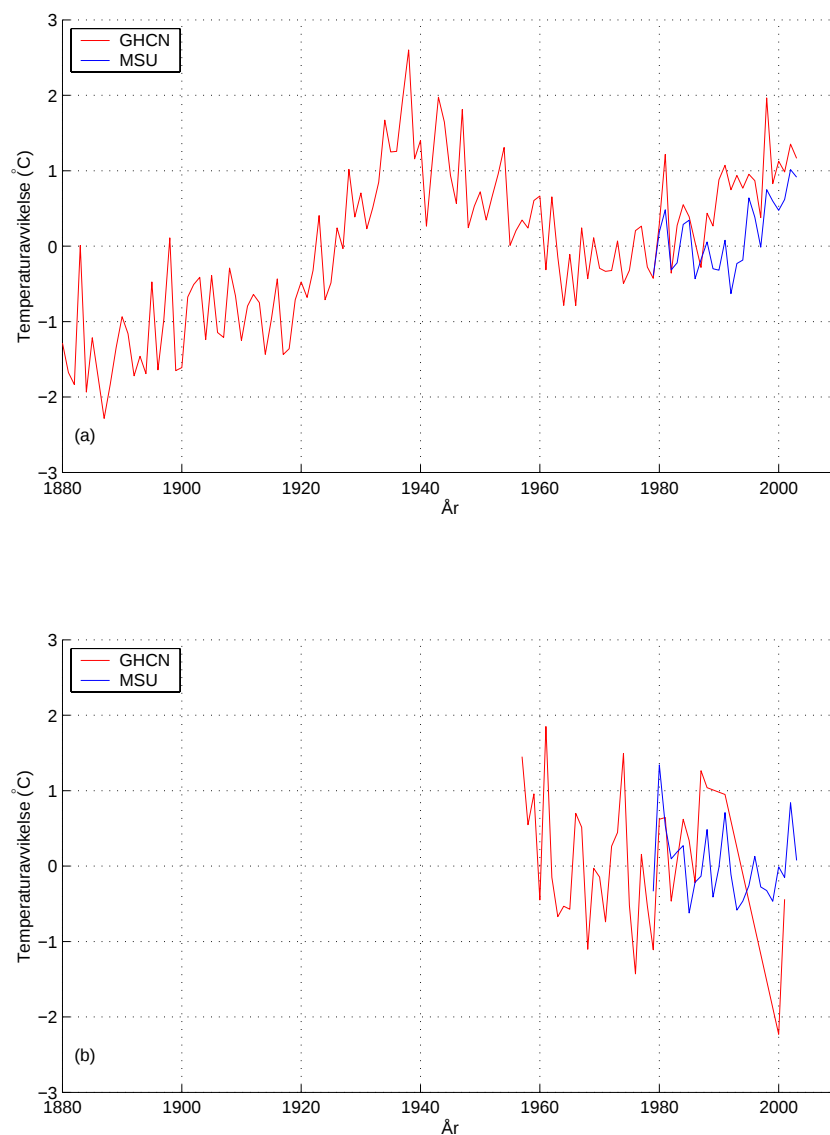
Figur 2(b) visar vintermedeltemperaturen (december, januari, februari) i Stockholm. Både för 1900-talet som helhet och för perioden 1960–2000 verkar trenden vara positiv, men noggrannare analys visar att trenderna är långt ifrån signifikanta på 95 % konfidensnivå. Detta beror på den stora årliga variationen av vintertemperaturen.



Figur 1. Kompositserier av årlig maximal isutbredning i Östersjön från SMHI (Axell, 2004)



Figur 2. Temperaturen i Stockholm som medelvärde över (a) hela året, och (b) vintern (dec-feb).



Figur 3. Temperaturförändringar i (a) Arktis (70°N till 90°N) och (b) Antarktis (70°S till 90°S) enligt ytemperaturer ('GHCN') och satellitmätningar ('MSU'). Ytemperaturmätningarna är från databasen Global Historical Climatology Network (Peterson och Vose, 1997), och satellitmätningarna är från fria troposfären enligt rekonstruktionen av Christy et al. (2000).

2.4 Arktis och Antarktis

För att se eventuella trender på riktigt höga latituder vänder vi oss nu till Arktis, som här definierades som latitudbandet 70°N till 90°N. Figur 3(a) visar alla tillgängliga temperaturdata från databasen GHCN (Global Historical Climatology Network) för detta latitudband (Peterson och Vose, 1997), samt även satellitmätningar från fria troposfären (Christy et al., 2000). Ökningen i temperatur sedan 1960-talet är betydande (signifikantest ej gjord), men inte exceptionell. Den ökande trenden under 1920-talet och 1930-talet var mycket kraftigare. Satellitmätningar från de senaste 25 åren bekräftar den sentida ökningen, men antyder en något svagare trend.

Figur 3(b) visar motsvarande data för Antarktis (här definierat som latitudbandet 70°S till 90°S). Här är tillgängligheten på data mer begränsad, då GHCN-data bara finns från 1957 och framåt. Därför är det svårt att säga något om naturliga variationer på längre tidsskala. Avsaknaden av trend här för de senaste decennierna är dock slående.

3. Diskussion

Observationer och rekonstruktioner av klimatrelaterade variabler visar att på längre tidsskalor har ibland stora svängningar i klimatet skett (exempelvis istäcke, vintermedeltemperatur, temperatur i Arktis). Trenderna har dock oftast varit obefintliga, med undantag för Stockholms årsmedeltemperatur. På tidsskalan några decennier däremot finns ofta en trend mot varmare klimat (antal dagar med snö i Götaland, istäcke, temperaturen i Stockholm, Arktis). Det är tyvärr inte helt lätt att tolka dessa resultat. Å ena sidan ser vi ofta en trend i sentida data att vi har signifikanta uppvärmningstrender, som skulle kunna tydas som ett tecken på ökad växthuseffekt (alternativt ett resultat av naturliga variationer). Å andra sidan ser vi ofta inga trender över 1900-talet som helhet, beroende på stora naturliga variationer. På grund av dessa kan man därför inte med säkerhet säga att de sentida klimatvariationerna inte är naturliga.

En eventuell antropogen effekt av klimatet (ökande växthuseffekt) ska enligt teorin för växthuseffekten märkas mest på höga latituder. I fallet med Arktis verkar de naturliga variationerna under första hälften av 1900-talet vara minst lika stora som uppvärmningen under de senaste decennierna. Man kan därför inte säga med visshet att vi redan har sett någon antropogen uppvärmning av Arktis. I fallet med Antarktis finns ingen uppvärmningstrend alls, vilket gör det omöjligt för oss att fastställa hur stor den antropogena uppvärmningen är. Det verkar som om lokala effekter har en stor påverkan på klimatet både i Arktis och i Antarktis. I det senare fallet skulle eventuellt avkylande effekt kunna finnas, för enligt en hypotes av Thompson och Solomon (2002) kan orsaken till avkylningen där vara förtunningen av ozonhalten. Detta skulle enligt dessa amerikanska forskare kunna leda till ett starkare cirkumpolärt flöde i lägre stratosfären vilket ger ett kallare regionalt klimat. Denna effekt skulle därför kunna maskera, eller balansera, en eventuell uppvärmande trend. Mycket forskning verkar behövas för att reda ut detta.

Slutsatserna från denna studie är att

- stora förändringar sker från år till år på lokal skala, vilket gör att observerade trender ofta inte är signifikanta (d.v.s. man kan inte utesluta slumpen);
- temperaturvariationer från Arktis visar stora naturliga variationer, vilket gör det svårt för oss att säga huruvida den observerade uppvärmningen sedan 1960-talet är antropogen eller inte;
- temperaturvariationer från Antarktis är mycket svårare att tolka, dels på grund av för korta mätserier, dels p.g.a. att vi eventuellt har antropogena effekter som verkar både uppvärmande (ökande växthusgaser) och avkylande (förtunning av ozonskiktet).

Referenser

- Axell, L. (2004). Rekonstruktion av årlig maximal isutbredning i Östersjön 1660–2004. *SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket år 2004, bilaga 2*.
- Christy, J.R., Spencer, R.W., och Braswell (2000). MSU Tropospheric Temperatures: Dataset Construction and Radiosonde Comparisons. *J. Atmosph. Ocean. Res.*, **17**: 1153-1170.
- Jurva, R. (1937). Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands, *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114, Helsinki/Helsingfors*.
- Larsson, M. (2004). Can effects of global warming be seen in Swedish snow statistics?. *Examensarbete vid institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet*.
- Palosuo, E. (1953). A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea. *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156, Helsinki/Helsingfors*.
- Peterson, T. C., och R. S. Vose (1997). An overview of the Global Historical Climatology Network temperature data base. *Bull. Am. Met. Soc.*, **78**, 2837-2849.
- Seinä, A., och E. Palosuo (1996). The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995), *Meri, Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27: 79–91.
- von Storch, H., (1995), Misuses of statistical analysis in climate research, i von Storch, H., och Navarra, A. (red.), *Analysis of climate variability, Applications of statistical techniques*, Springer, Berlin, 11-26.



**Nyheter inom det internationella arbetet med rekonstruktion av
det globala klimatet**

Lars Axell

Januari 2005

Sammanfattning

Temperaturrekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999) har använts flitigt för att visa hur det globala klimatet förändrats under det förra millenniet. Syftet har ofta varit att visa att uppvärmningen under 1900-talet var ovanligt stor jämfört med den naturliga variabiliteten under millenniets första nio sekel. Detta leder till slutsatsen att det är människans utsläpp av växthusgaser som ligger bakom de sentida klimatförändringarna. Eftersom dessa temperaturrekonstruktioner fått sådan politisk genomslagskraft, är det viktigt att kontrollera riktigheten i resultatet. I denna rapport återges en del av den debatt som pågår för tillfället om rekonstruktionerna av Mann et al. Senare års forskning antyder att temperaturvariabiliteten i dessa rekonstruktioner är kraftigt underskattad, vilket har viktiga konsekvenser för trovärdigheten i dagens klimatmodeller.

1. Inledning

Även om jordens klimatsystem är mycket komplext, finns det finns några saker man kan säga med stor säkerhet, nämligen

- halten av koldioxid i atmosfären har ökat markant under de senaste 200 åren,
- koldioxid är en växthusgas,
- nettoeffekten av en ökning av halten av en växthusgas är en uppvärmning av jorden.

Vi kan alltså förvänta oss någon sorts effekt av den kraftiga ökningen av koldioxid^a, men hur stor uppvärmningen blir beror på komplicerade återkopplingar i klimatsystemet; se exempelvis Axell (2002).

Jordens klimat har alltid varit föränderligt och varierat på alla möjliga tidsskalor. Det är därför angeläget att sätta de antropogena^b klimatförändringarna i rätt perspektiv, genom att jämföra dessa med de naturliga klimatförändringarna. Således är det viktigt att känna till hur stora de naturliga klimatvariationerna är, eftersom detta även gör det möjligt att få reda på om jordens klimat redan har börjat förändras p.g.a. utsläpp av växthusgaser.

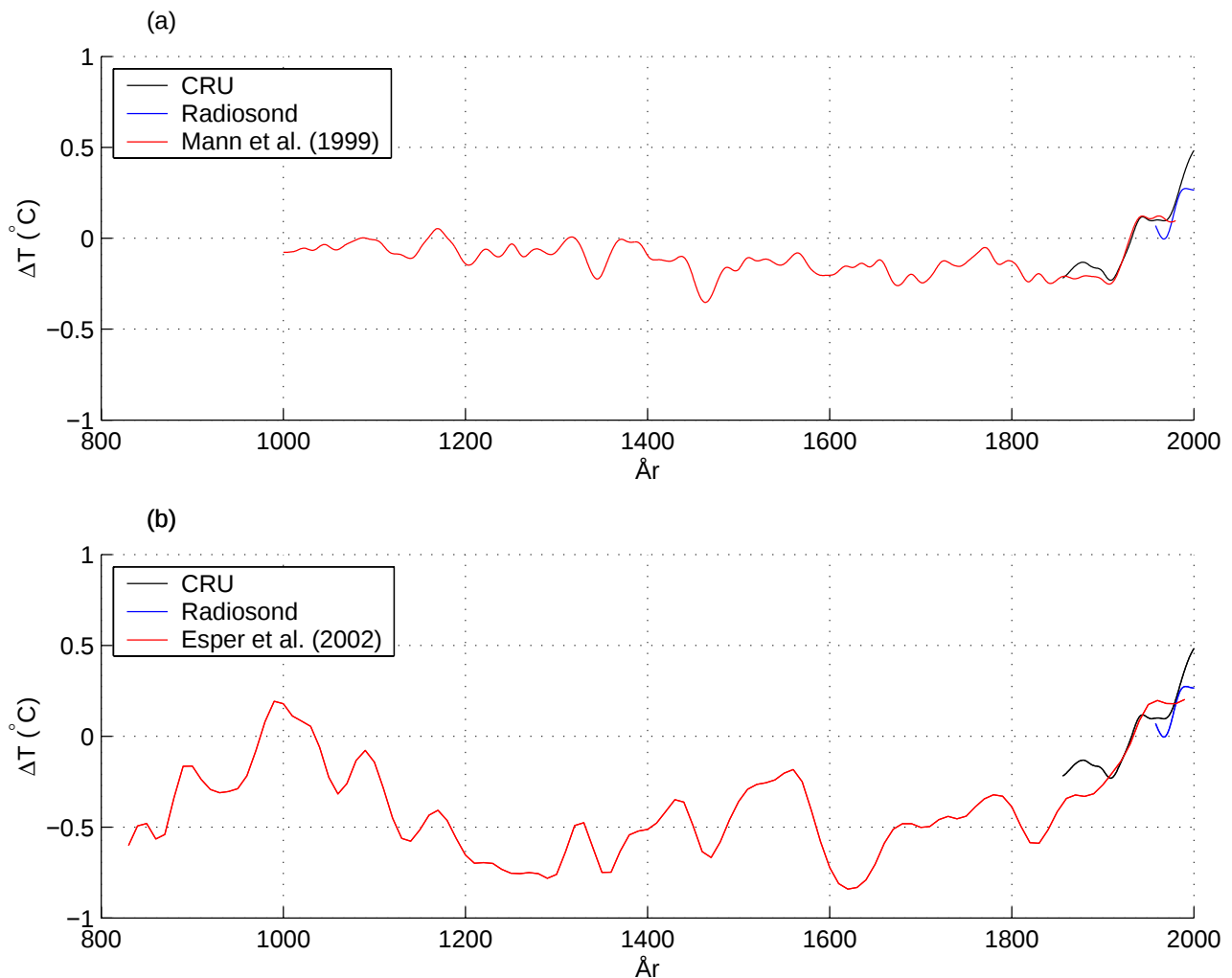
Temperaturmätningar^c med någorlunda global täckning (om än mycket gles på sina håll) finns bara tillgängliga sedan ungefär mitten av 1800-talet. För tiden innan dess finns endast temperaturrekonstruktioner från olika typer av proxydata tillgängliga. En sådan rekonstruktion av den globala medeltemperaturen är den av Mann et al. (1998), som täcker tidsperioden 1400–1980. Detta arbete utvidgades senare av Mann et al. (1999) så att rekonstruktionen gick ända tillbaka till år 1000. Rekonstruktionen antyder att det globala klimatet långsamt blivit något kallare under perioden 1000–1900 med endast liten variabilitet, för att sedan bli mycket varmare under 1900-talet; se figur 1(a). Dessa rekonstruktioner har fått mycket publicitet, speciellt i samband med den senaste rapporten från IPCC (2001, sid. 3) där den citeras många gånger. Författarna, liksom IPCC (2001, sid. 28, 136), hävdar med dessa rekonstruktioner som ”bevis” att 1990-talet var det varmaste decenniet, och att 1998 var det varmaste året under förra millenniet^d. Rekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999) och dess implikation, nämligen att 1900-talets klimatförändring är unik, är faktiskt en av hörnstenarna i IPCC:s bevis för att vi redan har en tydlig antropogen klimatförändring. Därför är det viktigt att kritiskt granska arbetet av Mann et al. (1998, 1999), och det ska vi göra i denna rapport.

^a Även andra antropogent ökande växthusgaser är viktiga, t. ex. metan. Den allra viktigaste växthusgasen är vattenånga.

^b Antropogen betyder orsakad av människan.

^c Klimat innefattar många olika variabler, men här begränsar vi oss till lufttemperaturen nära marken.

^d Proxydatarekonstruktionen sträcker sig bara till 1980, men författarna skarvade kurvan med data från uppskattad global medeltemperatur baserad på moderna termometerdata.



Figur 1. (a) Global temperaturrekonstruktion av Mann et al. (1999). (b) Temperaturrekonstruktion för norra halvklotet av Esper et al. (2002). Som jämförelse visas även globala rekonstruktioner av temperaturavvikelser enligt CRU vid East Anglia University (Jones et al., 2001) och radiosonddata (Angell, 2002). Alla data är filtrerade med 40-årsfilter.

2. Kritik av rekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999)

Broecker (2001) kritiserade rekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999) eftersom de inte stämmer överens med tidigare forskning som antyder att den Medeltida värmeperioden (ca 800–1200) och den Lilla istiden (ca 1300–1850) var globala fenomen och inte lokaliserade till områdena kring Nordatlanten. Han hävdar att användandet av trädringar, som studierna av Mann et al. (1998, 1999) mestadels bygger på, inte är lämpligt för att reproducera klimatförändringar på sekeltidsskalan, och att trädringars tjocklek inte bara beror på temperaturen (Broecker, 2001). De enda typer av proxydata som kan ge tillräcklig noggrannhet på sekeltidsskalan, hävdar Broecker, är temperaturrekonstruktioner baserade på snögränser uppe i bergen samt borrhålstermometri, och att dessa indikerar att den Medeltida värmeperioden var ett globalt fenomen, liksom den Lilla istiden. Eftersom rekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999) inte visar detta, är dessa förmodligen felaktiga, enligt Broecker (2001).

I en studie av Esper et al. (2002) kritiserades också studierna av Mann et al. (1998, 1999), den här gången p.g.a. den metod som använts för analysen av trädringsdata. Esper et al. hävdar att metoden som Mann et al. använder inte bevarar temperaturvariationer på sekeltidsskalan, vilket deras egen metod gör. Författarna publicerade en temperaturrekonstruktion för norra halvklotet som drastiskt

skiljer sig från den av Mann et al. (1999); jämför figur 1(a) och (b). I Esper et al.'s rekonstruktion syns tydliga spår av både den Medeltida värmeperioden och den Lilla istiden, åtminstone för norra halvklotet som helhet. Rent allmänt visar rekonstruktionen av Esper et al. mycket högre variabilitet än den av Mann et al.

Nyligen utsatte kanadensarna McIntyre och McKittrick (2003) studien av Mann et al. (1998) för förödande kritik. De gjorde en ansträngning att försöka återskapa Mann et al.'s resultat genom att använda samma data och samma metoder. De upptäckte då att ett flertal allvarliga fel smugit sig in i den tidigare analysen av Mann et al. Felen bestod i

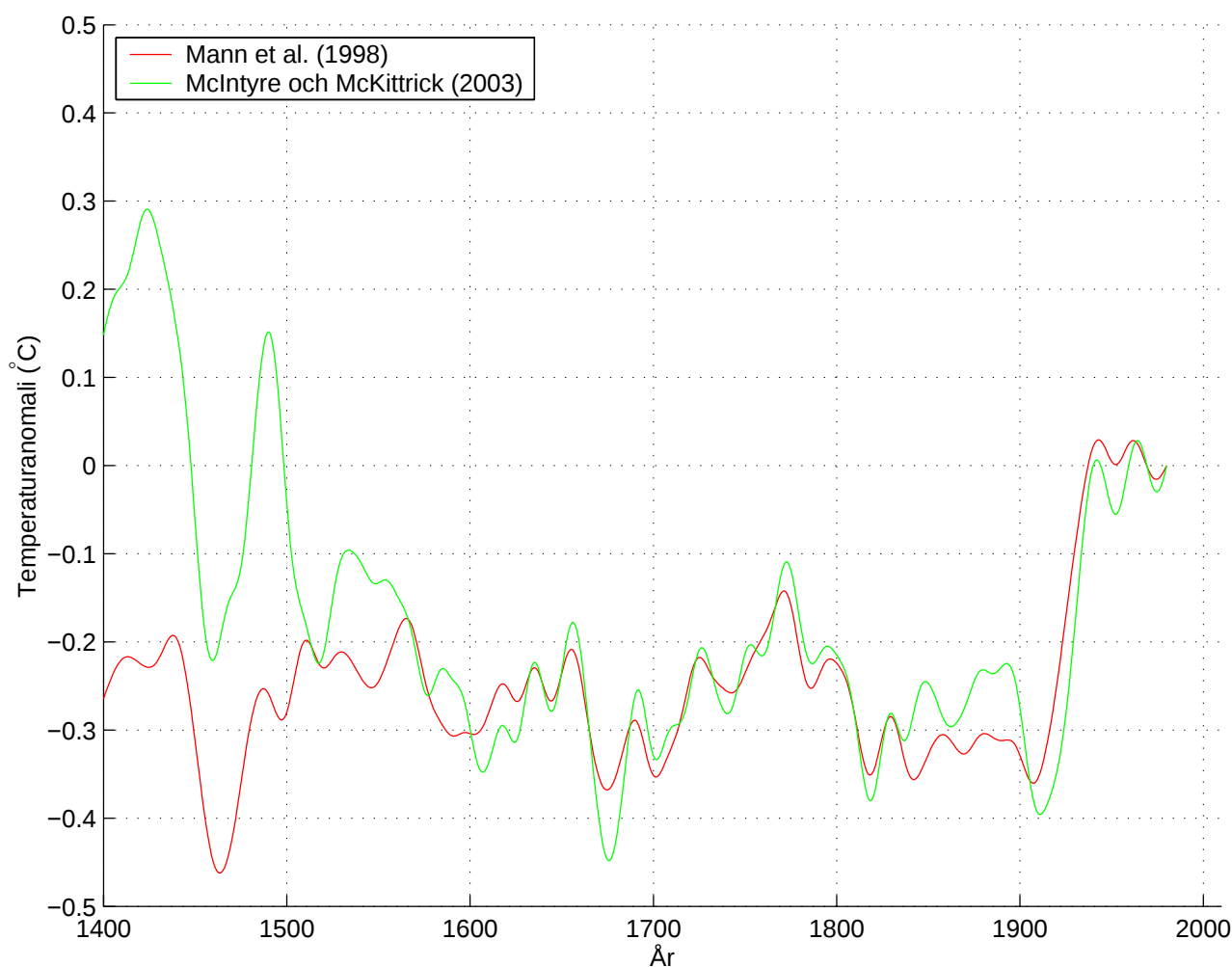
- felaktiga trunkeringar och extrapoleringar av tidsserier,
- felaktiga data,
- geografiska fel hos data,
- felberäkningar,
- etc.

Efter korrigeringar av dessa fel gjordes samtliga beräkningar om av McIntyre och McKittrick med samma metoder, och man fick då en temperaturrekonstruktion som, för vissa perioder, var mycket olik originalet; se figur 2. De nya beräkningarna antyder inte att 1900-talet var unikt, och kanske inte heller 1990-talet om man förlänger kurvan med moderna termometerrekonstruktioner. I efterhand har Mann et al. erkänt vissa fel, men de verkar inte vilja ändra sina slutsatser om att den sentida uppvärmningen är unik och därför sannolikt antropogen.

Nyligen lades ytterligare en pusselbit i mysteriet om den globala medeltemperaturen. von Storch et al. (2004) simulerade de senaste 1000 åren med hjälp av en klimatmodell (global kopplad atmosfärs-oceanmodell). De använde modellens temperatur som surrogat för verkligt klimat, och lade till olika grad av statistiskt brus^e på dessa temperaturserier. De data från modellen som användes plockades från ett antal platser på jorden i överensstämmelse med studien av Mann et al. (1998), men endast data för norra halvklotet användes. Sedan använde författarna precis samma rekonstruktionsmetod som Mann et al. (1998) och försökte återskapa den (från modellen) kända medeltemperaturen för norra halvklotet. Försöken visade att det inte gick att återskapa den ursprungliga medeltemperaturen med metoden som Mann et al. (1998) använde. Resultatet blev en signifikant underskattning av variabiliteten på decennium- och sekeltidsskalan. Även i det fall då inget statistiskt brus adderades underskattades den långperiodiska variabiliteten, och ännu mera ju mera brus som adderades.

von Storch et al. undersökte sedan om en större andel termometermätta temperaturer (med mindre brus) kunde förbättra situationen nämnvärt, men det gav ingen signifikant förbättring. En utökning av antalet punkter med proxydata, utöver de som Mann et al. använde, förbättrade rekonstruktionen endast något. Till sist provade författarna att kalibrera den statistiska modellen för temperaturserier från 1680–1720 samt 1900–1940, för att öka temperaturspannet i proxydata under kalibreringen. I fallet utan statistiskt brus blev det en klar förbättring mot tidigare, men med adderat brus blev den rekonstruerade variabiliteten markant mindre igen. Slutsatsen som von Storch et al. (2004) drar är att förmodligen har alla regressionsbaserade rekonstruktioner svårt att återskapa variabiliteten på tidsskalorna flera decennier och sekel. För att minska denna typ av problem i framtida rekonstruktioner, rekommenderar de användandet av klimatmodeller för att simulera virtuella klimat som de statistiska metoderna kan testas emot.

^e Statistiskt brus adderas till de ursprungliga temperaturserierna för att simulera riktiga proxydata.



Figur 2. Rekonstruktioner av den globala medeltemperaturen av Mann et al. (1998) samt McIntyre och McKittrick (2004).

3. Diskussion och slutsatser

Rekonstruktionerna av Mann et al. (1998, 1999) har tidigare använts flitigt för att visa hur det globala klimatet förändrats under det senaste millenniet (ex. IPCC, 2001, sid. 3). Syftet har ofta varit att visa att uppvärmningen under 1900-talet är onaturligt stor jämfört med de naturliga variationerna tidigare under millenniet. Detta skulle leda till slutsatsen att det är något onaturligt som drivit den sentida uppvärmningen, nämligen utsläpp av koldioxid och andra växthusgaser.

På senare år har det kommit mycket stark kritik mot Mann et al.'s historieber beskrivning. Dels har resultatet kraftigt ifrågasatts (ex. Broecker, 2001), eftersom inget spår syns av vare sig den Medeltida värmeperioden (ca 800–1200) eller den Lilla istiden (ca 1300–1850) som stöds av ett stort antal studier världen över (Soon och Baliunas, 2003). Dessutom har den statistiska metod som Mann et al. (1998, 1999) använt kritiserats för att inte kunna återskapa variationer på tidsskalorna decennier till hundra år (Esper et al, 2002; von Storch et al., 2004). Nu när kanadensarna McIntyre och McKittrick (2003) även har visat att Mann et al. använt felaktiga data, behandlat data fel och dessutom räknat fel, bör man betrakta Mann et al.'s temperaturrekonstruktioner med viss skepsis.

Eftersom de historiska klimatvariationerna har varit större än många tidigare ansett, betyder det att man nu måste göra en omvärdering av hur stor del av 1900-talets uppvärmning som var naturlig. Att uppnå konsistens mellan vår kunskap om historiskt klimat och klimatsimuleringar av detta är

centralt för vårt förtroende för simuleringar av det framtida klimatet. Detta är således en viktig men svår uppgift för klimatmodellörerna.

Osborn och Briffa (2004) kommenterar att en följd av de nya resultaten om en större historisk klimatvariabilitet måste betyda att modellernas klimatkänslighet är för låg (eftersom de inte kan reproducera den stora historiska klimatvariabiliteten under de senaste tusen åren). Detta skulle i sin tur innebära, hävdar de, att effekten av koldioxid har underskattats. Kort sagt, större historisk klimatvariabilitet betyder större framtida klimatförändringar (Osborn och Briffa, 2004). Detta är dock en förhastad slutsats, eftersom de då gör antagandet att den s.k. svensmarkeffekten inte existerar (se exempelvis Axell, 2003). Om den gör det, är det förmodligen så att klimatkänsligheten egentligen är relativt låg (lägre än klimatmodellerna antyder) och att solens sammanlagda drivning (variationer i radians plus effekten av förändrad molnighet) är relativt stark. Det skulle innebära att jordens klimat ytterligare en lång tid framöver främst styrs av solaktivitet, och inte koldioxid. Hur det förhåller sig med den saken vet ännu ingen säkert.

Referenser

- Angell, J.K. (2002), Global, hemispheric, and zonal temperature deviations derived from radiosonde records, In Trends Online: A Compendium of Data on Global Change, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. (<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/angell/angell.html>).
- Axell, L.B. (2002), Det globala klimatets variationer och dess möjliga orsaker. SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket 2002, bilaga 2.
- Axell, L.B. (2003), Nytt om klimatet 2003, SMHI:s rapportering till Sjöfartsverket 2003, bilaga 3.
- Broecker, W.S. (2001), Was the Medieval Warm Period global?, *Science*, **291**, 1497–1499.
- Esper, J., Cook, E.R., och Schweingruber, F.H. (2002), *Science*, **295**, 2250–2253.
- IPCC (2001), Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell och C.A. Johnson (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Jones, P.D., T.J. Osborn, K.R. Briffa, C.K. Folland, E.B. Horton, L.V. Alexander, D.E. Parker och N.A. Rayner (2001), Adjusting for sampling density in grid box land and ocean surface temperature time series, *J. Geophys. Res.* **106**, 3371–3380.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., och Hughes, M.K. (1998), Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature*, **392**, 779–787.
- Mann, M.E., Bradley, R.S., och Hughes, M.K. (1999), Northern Hemisphere Temperatures During the Past Millennium: Inferences, Uncertainties, and Limitations, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759–762.
- McIntyre, S., och McKittrick, R. (2003), Corrections to the Mann et al. (1998) proxy data base and northern hemispheric average temperature series, *Energy and Environment*, **14**, 751–771.
- Osborn, T.J., och Briffa, K.R. (2004), The real color of climate change?, *Science*, **306**, 621–622.

Soon, W., och Balliunas, S. (2003), Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years, *Clim. Res.*, **23**, 89–110.

von Storch, H., Zorita, E., Jones, J. M., Dimitriev, Y., González-Rouco, F., och Tett, S. F. B. (2004), Reconstructing past climate from noisy data, *Science*, **306**, 679–682.



Test av 10-dygnsprognoser med HIROMB

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping
November, 2005

Sammanfattning

SMHI:s operationella havsmodell HIROMB gör idag endast 48-timmarsprognoser, med drivning från 48-timmarsprognoser med atmosfärsmodellen HIRLAM. Genom att istället driva HIROMB med 10-dygnsprognoser från det europeiska vädercentret ECMWF i England, kan HIROMB göra prognoser tio dygn framåt. Ett sådant experiment har genomförts och resultaten har analyserats för iskoncentration i Bottenviken under april 2005 samt för ytvattentemperatur i norra Kattegatt under oktober 2005.

Beträffande iskoncentration visar resultaten att rms-felet i HIROMB är relativt stort jämfört med persistensprognoser, och orsakerna till detta diskuteras i rapporten. Bias-felet är dock relativt lågt för iskoncentration vilket är hoppningivande. Resultaten för yttemperatur är ännu bättre, med klart lägre rms-fel och bias-fel för HIROMB jämfört med persistensprognoser. Slutsatsen är att det är möjligt att göra realistiska 10-dygnsprognoser med HIROMB, speciellt på sikt, även om osäkerheterna ökar med prognoslängden.

1 Inledning

Dagens operationella havsmodell på SMHI kallas HIROMB (High-Resolution Operational Model for the Baltic), och ger 48-timmarsprognoser två gånger per dag. Prognoslängden 48 timmar bestäms främst av prognoslängden hos SMHI:s operationella atmosfärsmodell HIRLAM (High-Resolution Limited-Area Model), som används som atmosfärsdrivning till HIROMB.

Då SMHI har ett samarbete med det europeiska vädercentret i England, ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), har vi även tillgång till tiodygnsprognoser. Dessa prognoser sker med en helt annan modell är HIRLAM (bl.a. annan modellfysik), men har lite sämre horisontell upplösning. HIRLAM har ca 22 km upplösning och ECMWF:s modell har ca 55 km upplösning. Trots den sämre upplösningen kan det vara av värde att kunna göra längre prognoser med HIROMB genom att utnyttja de längre väderprognoserna från ECMWF. I denna rapport beskrivs kortfattat hur en sådan test genomförts, några resultat presenteras samt validering och jämförelse med dagens operationella 48-timmarsprognoser.

Som nyss nämnts har ECMWF:s modell en upplösning på ca 55 km, vilket motsvarar 0.5 grader. Idag finns inte alla nödvändiga drivfält tillgängliga på denna upplösning på SMHI, men däremot finns de på en grövre grid; 1.5 graders upplösning. De saknade parametrarna har nyligen beställts hem till SMHI för framtida bruk, men resultaten i denna rapport gäller alltså för den grövre upplösningen (1.5 grader).

2 Metod

2.1 Modellsystemet

HIROMB sattes upp på en PC med linux som läser in observationer i realtid (havsbojar dagligen, SST-kartor två gånger per vecka, iskartor dagligen under issäsong). Dessa observationer vägs in i HIROMB:s modellfält med en dataassimilationsmetod (SCM-metoden; se Daley, 1991, sid. 64–97), som är identisk med den som under hösten 2005 tagits i operationell drift för HIROMB. Dagliga tiodygnsprognoser från ECMWF användes för att skapa de drivfält som HIROMB behöver. Först kördes en vattenståndsmodell för norra Nordatlanten som ger randvärden till HIROMB, och sedan kördes HIROMB i 12 och 3 nautiska mils upplösning. Operationellt körs även 1 nautisk mils upplösning, men det är idag för datorkrävande för tiodygnsprognoser.

2.2 Valideringsmått

Systemet med tiodygnsprognoser sattes upp i slutet av mars 2005 och har gjort prognoser under april och maj, samt från slutet av september fram till idag. I denna rapport koncentrerar vi oss på två variabler i HIROMB, nämligen iskoncentration och ytvattentemperatur. Iskoncentrationen valideras med data från Bottenviken under april, och ytvattentemperaturen med data från norra Kattegatt under oktober. För analyserna (observationerna) användes även data från de efterföljande månaderna maj respektive november.

Vid valideringen av iskoncentration och ytvattentemperatur beräknades rms-fel och bias för olika delområden i Östersjön. Rms-felet beräknades enligt

$$rms = \sqrt{(x_p - x_o)^2} \quad (1)$$

och modellens bias-fel beräknades enligt

$$bias = \overline{(x_p - x_o)}, \quad (2)$$

där x_p är prognosen, x_o är observationen och överstreckan markerar rumsmedelvärden. För att ha något att jämföra HIROMB-prognoserna med och därmed undersöka deras tillförlitlighet kan man jämföra med enkla så kallade persistensprognoser, där man antar att ingenting förändras under prognostiden.

3 Resultat

3.1 Iskoncentration

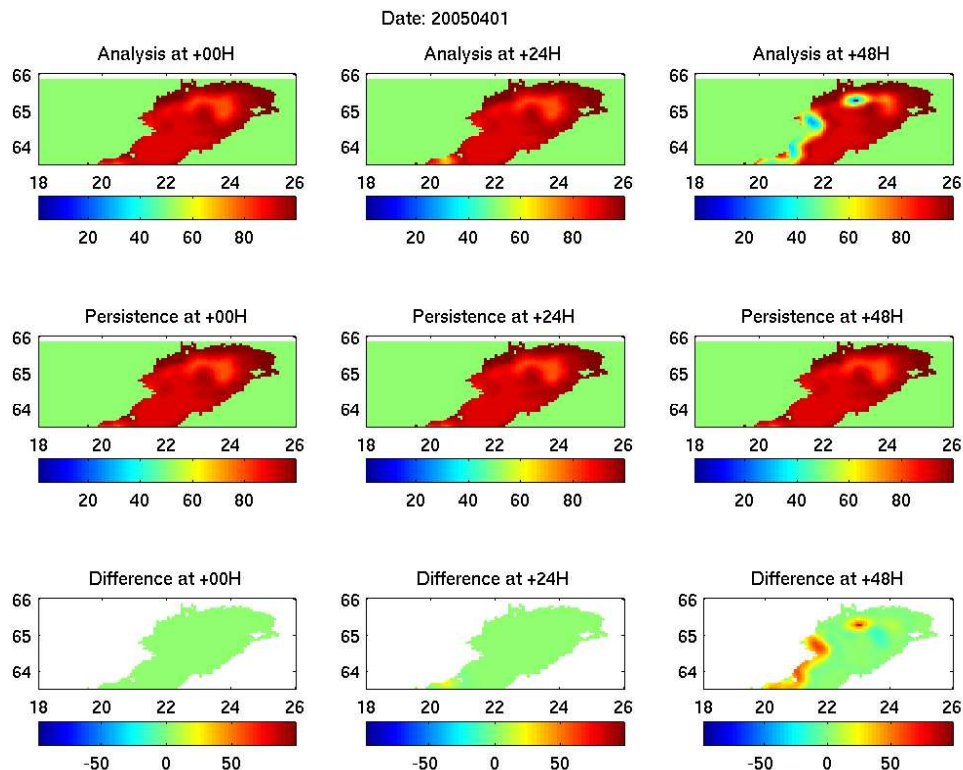
Figur 1 visar analyser (observationer), persistensprognoser samt skillnaden för prognosens starttid 2005-04-01 kl 00 UTC, samt efter 24 och 48 timmar. Analyserna vid de tre tidpunkterna skall i detta sammanhang betraktas som facit (även om de naturligtvis innehåller okända fel). Den vänstra kolumnen illustrerar faktumet att analysen och persistensprognosen naturligtvis är identiska efter 0 timmar (dvs starttiden). Mittenkolumnen visar att analysen har förändrats något men att persistensprognosen alltså (per definition) är densamma som efter 0 timmar. Differensplotten i mitten längst ner visar att persistensprognosen överskattar iskoncentrationen i västra delen av Norra kvarken. I högra kolumnen ser vi i analysen att en västlig vind tvingat ut isen från Sveriges kust utanför Skellefteå och söderut, varvid iskoncentrationen minskat i detta område närmast kusten. En persistensprognos överskattar alltså iskoncentrationen i detta område för denna tidsperiod.

Motsvarande resultat där HIROMB:s prognos ersätter persistensprognosen visas i figur 2. Det är tydligt att HIROMB på ett realistiskt vis simulerar hur isen utanför och söder om Skellefteå driver ut till havs p.g.a. den västliga vinden, ett förlopp som i HIROMB redan har börjat 24 timmar in i prognosen. Däremot verkar iskoncentrationen i HIROMB bli för låg närmast kusten (blå färg i differensplotten nere till höger) och något för hög i några områden öster om den nybildade råken (gul färg). Detta verkar indikera att isens styrka i modellen är för låg, vilket resulterar i för stora rörelser hos isen.

Figur 3 (a) visar rms-felen (ekvation 1) hos både persistensprognoser och HIROMB-prognoser. För prognoser startade den 2005-04-01 (första tidpunkten till vänster i figur 3) ser vi att persistensprognosen ger lägre rms-fel än HIROMB-prognosen, både efter 24 och efter 48 timmar, vilket kan verka bekymmersamt (se diskussionsavsnittet).

Figur 3 (b) visar rms-felet som funktion av prognoslängden i medeltal för Bottenviken för alla prognoser med starttid i april 2005. Vi ser att för prognoslängden tre dygn och längre ger persistensprognoserna och HIROMB-prognoserna ungefär lika stora rms-fel.

I figur 4 (a) ser vi ett annat mått på en modells träffsäkerhet, nämligen bias [se ekvation 2]. Detta mått är bra för att undersöka om en modell har systematiska fel som tenderar att slå



Figur 1: Iskoncentrationen enligt analyser (översta raden), persistensprognoser (mellersta raden), samt skillnaden (understa raden). Alla tider är relativt starttiden 2005-04-01 kl 00 UTC. De tre kolumnerna återspeglar således resultatet efter 0, 24 respektive 48 timmar.

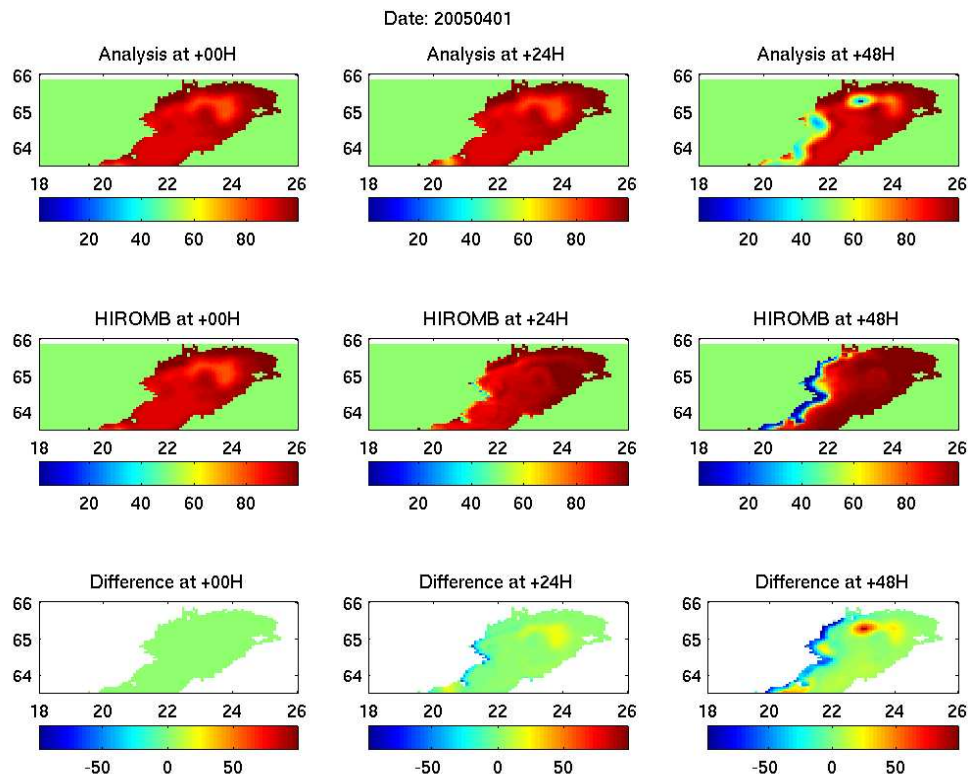
åt ett visst håll. För 24- och 48-timmarsprognoser ser vi ingen klar signal om vilken modell som har lägst bias-fel. Figur 4 (b) visar resultatet för längre prognoser, som medeltal för hela Bottenviken under april 2005. Här ser vi en klar tendens att HIROMB har lägre bias-fel, speciellt för längre prognoser. Anledningen är att april är en avsmältningsperiod för isen i Östersjön. HIROMB har en svag tendens att överdriva iskoncentrationen trots modellens termodynamik, medan persistensprognoserna naturligtvis överskattar iskoncentrationen under denna smältperiod. Under en avkylningsperiod tidigare under vintern förväntas persistensprognoserna istället ha en negativ bias.

3.2 Ytvattentemperatur

Ytvattentemperaturen validerades för norra Kattegatt under oktober 2005, p.g.a. att det fanns dagliga observationer från Läsö-bojen i detta område under hösten 2005. Dessa observationer är tillgängliga i realtid och användes i dataassimilationen, vilket återspeglas i analyserna som användes i valideringen.

Figur 5 (a) visar rms-felet som funktion av prognosens starttid. Till skillnad från iskoncentration, visar resultatet att HIROMB:s 24- och 48-timmarsprognoser som regel har lägre rms-fel än motsvarande persistensprognoser har. Detta styrks också av figur 5 (b), som visar medelvärdet av rms-felet för olika prognoslängder. Här syns tydligt att HIROMB ger lägre rms-fel för alla prognoslängder upp till tio dygn.

Figur 6 (a) visar dagliga värden av bias-felet i ytvattentemperatur i norra Kattegatt för

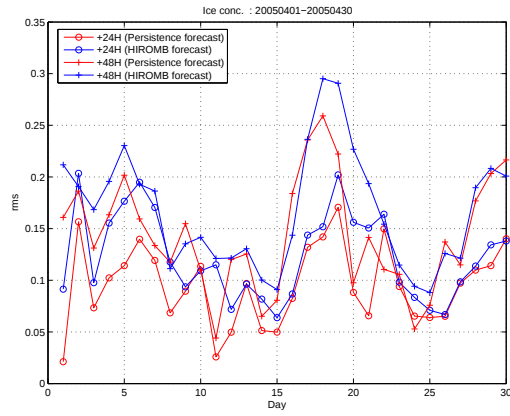


Figur 2: Iskoncentrationen enligt analyser (översta raden), HIROMB-prognoser (mellersta raden), samt skillnaden (understa raden). Alla tider är relativt starttiden 2005-04-01 kl 00 UTC. De tre kolumnerna återspeglar således resultatet efter 0, 24 respektive 48 timmar.

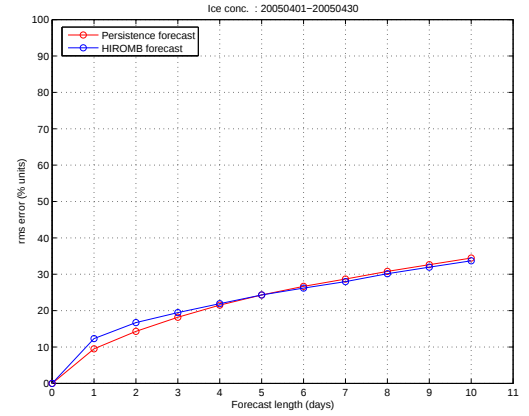
HIROMB-prognoser och persistensprognoser under oktober 2005. Det är stor variation från dag till dag, men HIROMB verkar oftast ge lägre bias än persistensprognosen, något negativ. Resultatet för längre prognoser sammanfattas i figur 6 (b), som visar att HIROMB har lägre bias än persistens, speciellt för längre prognoser. Den negativa biasen hos HIROMB innebär att modellen tenderar att överskatta höstavkylningen något. Detta kan bero på att den grova upplösningen hos ECMWF-drivningen är för mycket influerad av land. Med en mer högupplöst atmosfärsdrivning borde den negativa biasen minska. Omvänt gäller naturligtvis att persistensprognosens positiva bias indikerar en underskattning av höstavkylningen, vilket är förväntat av en persistensprognos.

4 Diskussion

Beträffande isprognoserna för Bottenhavet såg vi ett exempel (prognosen som startade 2005-04-01) på att rms-fel kan slå hårt mot en modell som är dynamiskt realistisk, eftersom stora fel då kan uppstå. Vi såg en indikation på att isens styrka i HIROMB eventuellt är för låg, vilket skulle kunna förklara varför isdriften överskattas av HIROMB. Detta borde undersökas närmare i framtiden, med fler exempel på liknande situationer. En annan möjlighet är att vinden i ECMWF:s prognos är för stark. Detta skulle kunna testas genom att göra samma simulering med HIRLAM som drivning. Jämförelser mellan HIRLAM och observationer har tidigare indikerat att HIRLAM snarare ger för svaga vindar över Östersjön, så om problemet med överrörlig is kvarstår även med HIRLAM som drivning är det förmodligen inte vinden det är fel på. En annan möjlighet är att isdriften

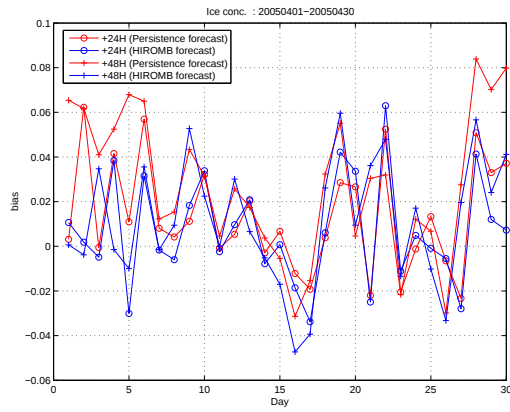


(a)

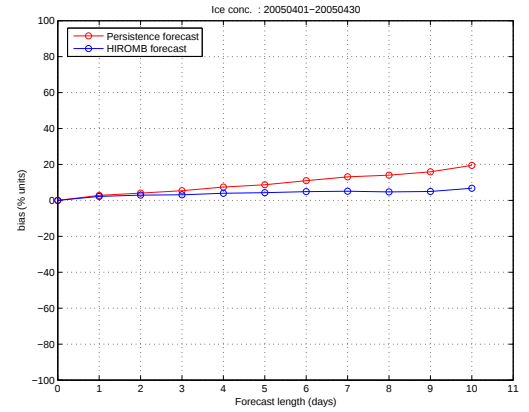


(b)

Figur 3: Rms-fel i iskoncentration i Bottenviken under april 2005, som funktion av (a) tid och (b) prognoslängd för HIROMB jämfört med persistens.

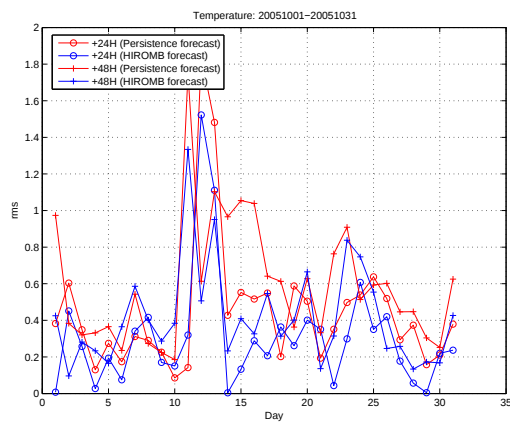


(a)

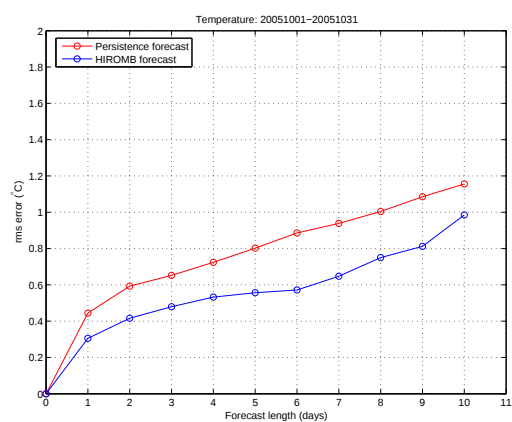


(b)

Figur 4: Bias-fel i iskoncentration i Bottenviken under april 2005, som funktion av (a) tid och (b) prognoslängd för HIROMB jämfört med persistens.

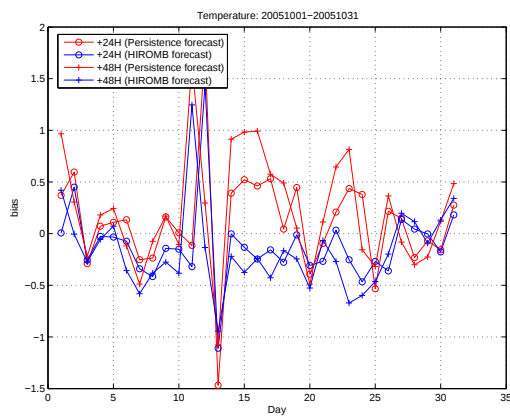


(a)

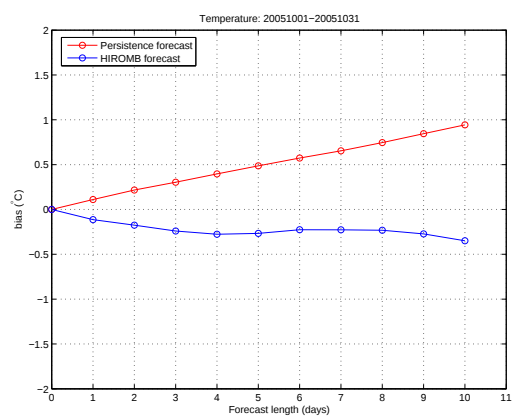


(b)

Figur 5: Rms-fel i ytvattentemperatur i norra Kattegatt under oktober 2005, som funktion av (a) tid och (b) prognoslängd för HIROMB jämfört med persistens.



(a)



(b)

Figur 6: Bias-fel i ytvattentemperatur i norra Kattegatt under oktober 2005, som funktion av (a) tid och (b) prognoslängd för HIROMB jämfört med persistens.

överdrivs p.g.a. för tunn is, men detta är inte så troligt i detta fall då iskartornas flaktjocklek har assimilerats in i HIROMB under dessa experiment.

Trots bristerna gör HIROMB ändå en korrekt prognos att iskoncentrationen kommer minska utanför svenska kusten, men precisionen är inte bättre än att rms-felet blir relativt stort. Den helt odynamiska persistensprognosen gav under april oftast lägre rms-fel än HIROMB, trots att det otvivelaktigt är en klart sämre ”modell” eftersom den inte har någon dynamik alls. Det är faktiskt så att en modell som har lägre rms-fel inte alltid är bättre än en modell som har högre rms-fel. Det finns många exempel på att en sämre modell har lägre rms-fel än en bättre modell, om den sämre modellen underskattar dynamiken (vilket är fallet med persistensprognosen). Så även om HIROMB:s dynamiska prognos inte lyckas bättre än persistensprognosen vad gäller rms-fel, är inte persistensprognoser ett alternativ, då de ju helt saknar den viktiga dynamiken.

Däremot visade HIROMB ett visst övertag över persistensprognoserna beträffande bias-felet, som var samma eller lägre hos HIROMB. Detta visar sig främst vid längre prognoser (5-10 dygn).

Vad gäller ytvattentemperaturen i norra Kattegatt i oktober, visar valideringen att HIROMB har ett klart lägre rms-fel än motsvarande persistensprognoser. Anledningen är förmodligen att HIROMB:s termodynamik hjälper till med höstavkylningen, vilket också återspeglade sig i det lägre bias-felet hos HIROMB.

Det skulle vara intressant att även göra om dessa prognoser, för samma tidsperioder, fast med den mer högupplösta HIRLAM som drivning (således endast 48-timmarsprognoser). En jämförelse med resultaten i denna rapport skulle kunna svara på frågan om hur mycket atmosfärsmodellens horisontella upplösning påverkar rms-fel och bias-fel. Detta ligger dock utanför ramen för denna korta studie.

Slutsatsen av denna studie är att HIROMB:s ismodell skulle behöva valideras ännu mer, även med kortare prognoslängder, för att förbättra prestandan vad gäller isdrift. En annan begränsande faktor i möjligheten att göra realistiska 10-dygnsprognoiser är kvaliteten hos väderprognoserna. Som diskuterades i inledningen gjordes dessa experiment med den grova upplösningen 1.5 grader hos ECMWF:s prognoser, och med enkla grepp kan denna förbättras med en faktor 3 till 0.5 graders upplösning. Detta bör göras snarast, vilket borde öka precisionen hos atmosfärsdrivningen så väl som hos HIROMB:s prognoser. Ytterligare en aspekt är att ECMWF:s prognoser förväntas bli allt bättre med tiden, bland annat p.g.a. ökad upplösning, vilket talar för att 10-dygnsprognoiser är en naturlig utökning av havsprognossystemet HIROMB.

Referenser

Daley, R. 1991. Atmospheric data analysis. Cambridge University Press.



Förändringar i solaktivitet och dess inverkan på jordens klimat

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping
November, 2005

Sammanfattning

Denna rapport visar att de förändringar i solens ljusstyrka som man kunnat mäta med satellit (sedan 1978) inte är tillräckligt stora för att vara viktiga för klimatet. En empirisk modell som bygger på förekomst av s.k. facklor och solfläckar visar en uppgång i solens ljusstyrka sedan 1915 som är mycket lik förändringen i jordens medeltemperatur. Återigen är dock storleken på variationerna i solens ljusstyrka för små för att direkt kunna driva den klimatförändring som skedde under 1900-talet. Jämförelser med solliknande stjärnor indikerar dock möjligheten att solen skulle kunna variera i ljusstyrka med upp till ca 0.5%, vilket skulle kunna förklara den Lilla istiden.

Solens magnetiska aktivitet ökade med mer än en faktor 2 under 1900-talet, vilket är kopplat både till hur mycket kosmisk strålning som når jorden, och till solens ljusstyrka. Solens magnetiska aktivitet återspeglas i det jordmagnetiska fältets styrka. Detta visar en uppgång under 1900-talet som mycket påminner om ökningen av jordens medeltemperatur under samma period. Den ännu inte bevisade svensmarkhypotesen skulle kunna förklara kopplingen mellan förändringar i magnetfält och jordens medeltemperatur.

1 Inledning

Solens utstrålning av energi och dess variabilitet är av utomordentlig betydelse för livet på jorden. Bevis i form av höga korrelationer mellan solaktivitet och klimatvariationer på jorden indikerar att det i historisk tid funnits ett intimt samband mellan dessa (e.g. Bond et al., 2001; Shindell et al., 2001). Även i modern tid verkar solens variabilitet på decennietidsskalan ha en klar påverkan på exempelvis lufttryck (Kessler, 2002) och ytvattentemperatur (White et al., 1997). Att solens aktivitet (ljusstyrka och magnetfält) har varierat, och även idag varierar, innebär att vi kan förvänta oss att den gör det i framtiden också, med dess påverkan på väder och klimat. Därför är det av intresse att kunna svara på dessa frågor:

- Hur mycket varierar solaktiviteten?
- På vilka tidsskalor varierar solaktiviteten?
- Hur påverkar detta klimatet på jorden?

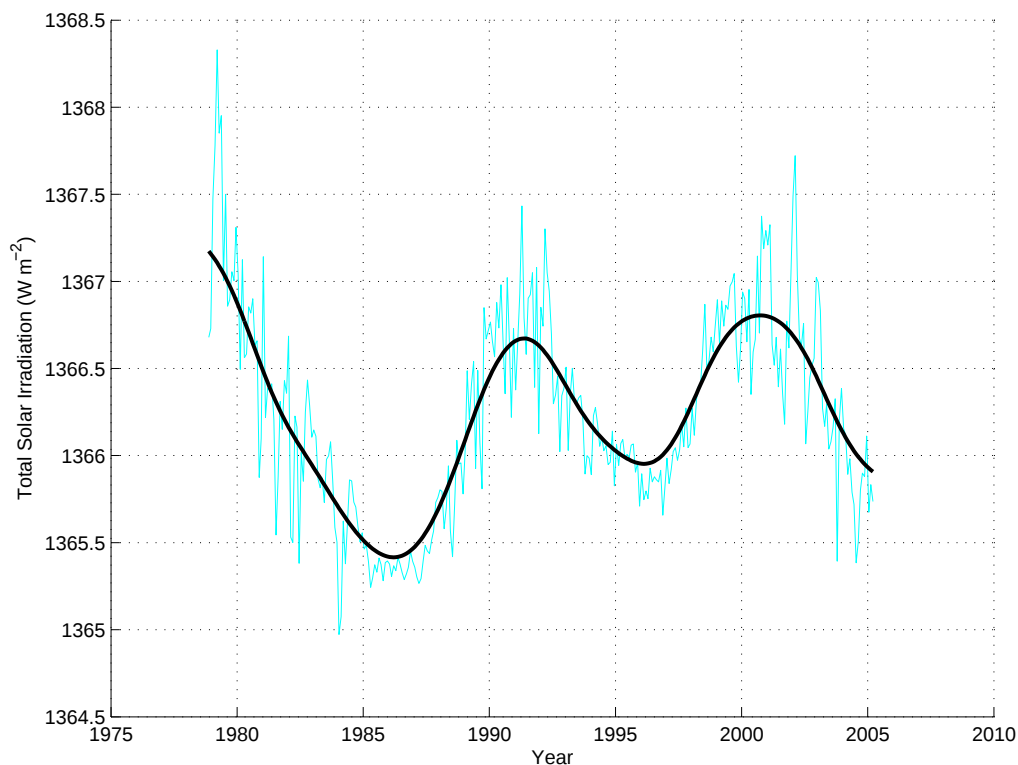
Denna rapport syftar till att belysa dessa frågor genom att visa olika forskningsresultat på området samt diskutera kring dessa.

2 Presentation av olika dataset relaterade till solaktivitet

2.1 Satellitdata 1978–2005

Så kallade solfläckar ser mörka ut på fotografier p.g.a. att de representerar svalare områden på solens yta, som alltså sänder ut mindre energi än omgivande områden. Det kan därför tyckas lite märkligt att hög solaktivitet, som kännetecknas av många solfläckar, är associerad med högre ljusstyrka hos solen än vanligt. Om man detaljstuderar en tidsserie av ljusstyrka ser man också att när stora solfläcksgrupper dyker upp p.g.a. solens rotation så minskar faktiskt ljusstyrkan, för att öka igen när solfläckarna försvinner till solens baksida. Så hur kommer det sig att hög solaktivitet är förknippad med hög ljusstyrka? Det hänger samman med att hög solaktivitet även är förknippad med andra fenomen, exempelvis s.k. "facklor" (eng. *faculae*) som har högre temperatur än omgivningen. I medeltal över några veckor brukar den sammanlagda effekten av dessa facklor mer än väl kompensera för solfläckarnas negativa inverkan på solens ljusstyrka.

Satellitmätningar av solens ljusstyrka började 1978 och har pågått fram till idag. Som framgår av figur 1 täcker satellitmätningarna ca två och en halv solfläckscykler, och att vi nu nästan nått ett minimum. Dessvärre har satellitmätningarna inte skett med en och samma satellit, utan sju olika



Figur 1: Satellitmätningar av solens ljusstyrka.

satelliter har använts under denna 27-årsperiod. Dessa har dock överlappat varandra i tid, vilket har gjort det möjligt att konstruera en kompositkurva för hela tidsperioden 1978–2005. Tyvärr råder det olika tolkningar exakt hur denna sammanfogning av data från olika satelliter ska gå till. Figur 1 visar en av (åtminstone) två olika sätt att kombinera de olika satellitmätningarna. Figuren visar en ökning av 0.05% per decennium i solens ljusstyrka, om man mäter mellan de två aktivitetsminima i mitten av 1980-talet och mitten av 1990-talet. Den tidigare kompositkurvan (ej visad) visar dock ingen sådan trend. Över en solfläckscykel, som i medeltal är ca 11 år, ser vi en variabilitet på ca 0.1%. Denna relativt snabba variabilitet över solfläckscykeln anses dock för liten för att ha inverkan på klimatet. Anledningen till det är att havens stora termiska tröghet förväntas dämpa effekten av variabilitet på denna tidsskala. Icke desto mindre visade White et al. (1997) att havens ytvattentemperatur har en klar 11-årscykel i takt med solens variabilitet.

En viktig frågeställning är därför huruvida solen uppvisar andra förändringar i ljusstyrka, på längre tidsskalor. Satellitmätningarna, som alltså endast finns tillgängliga för de senaste 27 åren, visar ingen tydlig trend, så för att svara på frågan om eventuella långperiodiska variationer måste vi ta till andra metoder. En sådan metod kan vara modellstudier i kombination med olika proxydata, vilket vi ska titta på nu.

2.2 Empirisk modell av Foukal (2002)

Solen sänder ut olika mycket energi i olika våglängdsområden. Dessutom har det visat sig att den procentuella variabiliteten är större i t.ex. det ultraviolette (uv) området än i det synliga området. Eftersom solens variabilitet i det synliga området verkar vara för liten för att kunna förklara klimatförändringar, har en del forskare spekulerat i om den större variabiliteten i uv-

området kanske kan driva klimatet via stratosfären ¹.

Med detta i åtanke gjorde Foukal (2002) en studie som syftade till att försöka sära på variabilitet i det synliga området och uv-området. Man har tidigare funnit från satellitmätningar att solens totala ljusstyrka är starkt beroende av *skillnaden* mellan den projicerade arean av facklor och solfläckar. Vidare, denna skillnad är inte relaterad på ett enkelt sätt till solfläckscykelns amplitud. Detta innebär i sin tur att både solfläckar och facklor måste beaktas vid rekonstruktioner av solens totala ljusstyrka.

Genom att använda observationer från Mt. Wilson Observatory och Sacramento Peak Observatory kunde Foukal (2002) med hjälp av satellit data skapa tidsserier för båda komponenterna för perioden 1915–1999, liksom skillnaden som ger solens totala ljusstyrka. Detta visas i figur 2, där vi ser dels månatliga värden, dels filtrerade kurvor med 1 respektive 11 års tidskonstanter. Det är intressant att notera likheten mellan den elva års filtrerade kurvan i figur 2(b) med den globala medeltemperaturanomalin i (c) (enligt Climate Research Unit, University of East Anglia, CRU). Enligt Foukal (2002) beror ökningen i ljusstyrka sedan 1960-talet på att de ljusa områdena förknippade med facklor ökade mer än det negativa bidraget från antalet solfläckar. Om man gör misstaget att endast använda antalet solfläckar som index på solaktivitet leds man alltså till att tro att solaktiviteten inte ökat de senaste decennierna [se figur 2(d)]. Men egentligen är det alltså tvärtom: just p.g.a. att antalet solfläckar (som ger ett negativt bidrag till solens ljusstyrka) *inte* ökat de senaste decennierna, samtidigt som de ljusstarka facklorna ökat, så ser vi en ökande ljusstyrka.

Även om solens ljusstyrka verkar matcha den globala medeltemperaturen, är det ändå inte så enkelt att se ett orsakssamband. Detta har att göra med att variationerna i solens ljusstyrka under 1900-talet verkar så små i figur 2(b), endast ca 0.04 watt per kvadratmeter i medeltal över hela jorden. Även med en så hög klimatkänslighet som de globala klimatmodellerna använder (ca 1 °C per watt per kvadratmeter), skulle temperaturhöjningen under 1900-talet endast bli 0.04°C vilket är en tiondel av det observerade. En möjlighet är att eventuella förändringar i molnighet i takt med solaktiviteten (den s.k. svensmarkeffekten) kan förstärka effekten av solvariabilitet. Den viktigaste effekten skulle alltså inte vara den direkta förändringen i solens ljusstyrka, utan i stället komma via förändringar i molnighet, drivna av förändringar i solens magnetiska aktivitet.

2.3 Lågfrekventa variationer med stor amplitud?

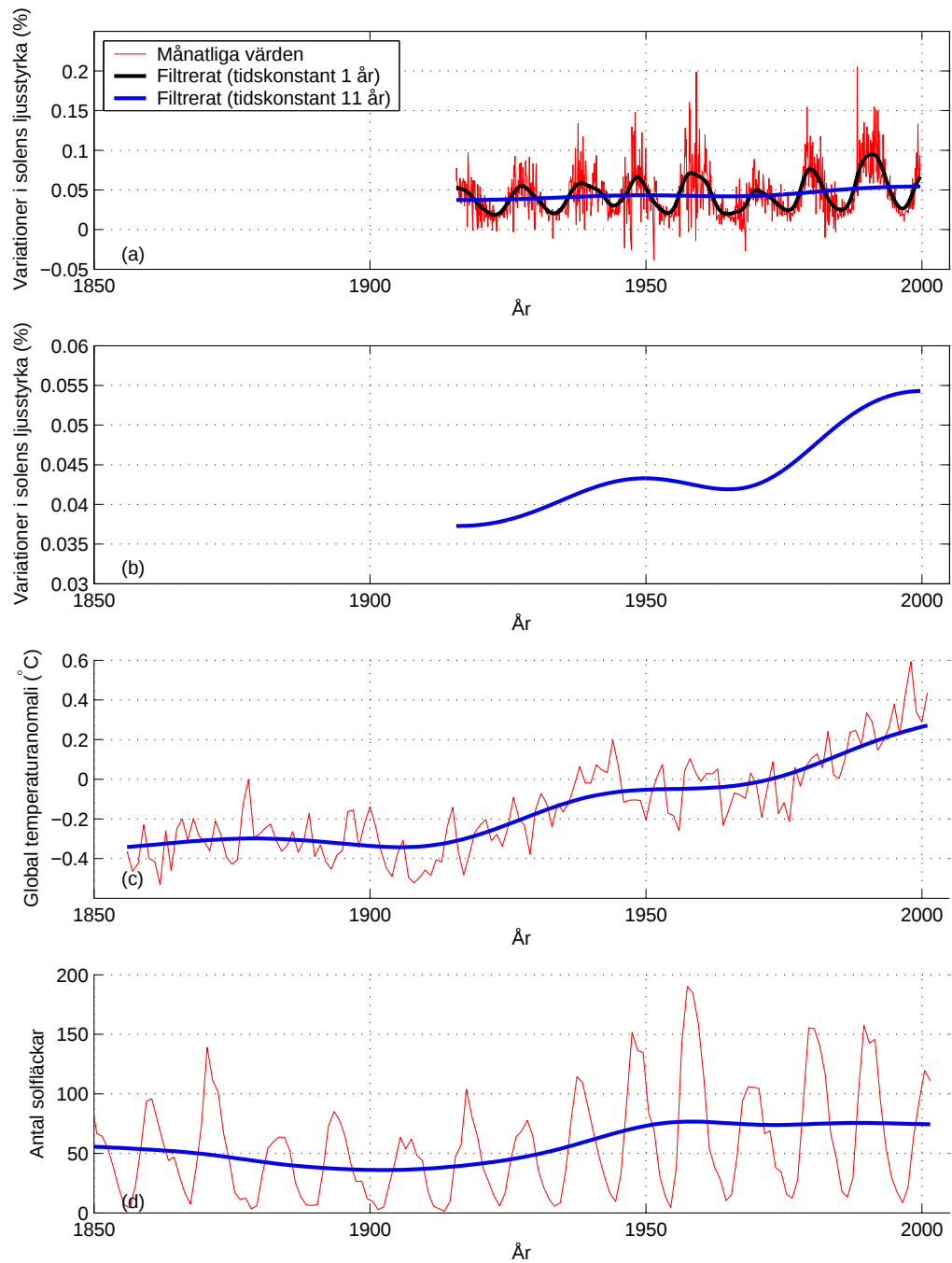
Vi ser i figur 2(b) att den lågfrekventa (långperiodiska) variationen under perioden 1915–1999 endast uppgår till mindre än 0.02%. Under aktivitetsminima, som t.ex. det så kallade Maunder-minimat som inträffade under slutet av 1600-talet (e.g. Eddy, 1976), kan modellen med facklor och solfläckar möjligen ge en total sänkning av ljusstyrkan med 0.04% (Peter Foukal, 2005, pers. komm.). Återigen; detta är för lite för att ensamt kunna förklara fenomen som Lilla istiden (e.g. Eddy, 1976).

Detta har lett andra författare att postulera en långperiodisk förändring i solens ljusstyrka som har en amplitud som just skulle förklara Lilla istiden. Reid (1997) gjorde en enkel modell för solens irradians (ljusstyrka) S genom att anta att

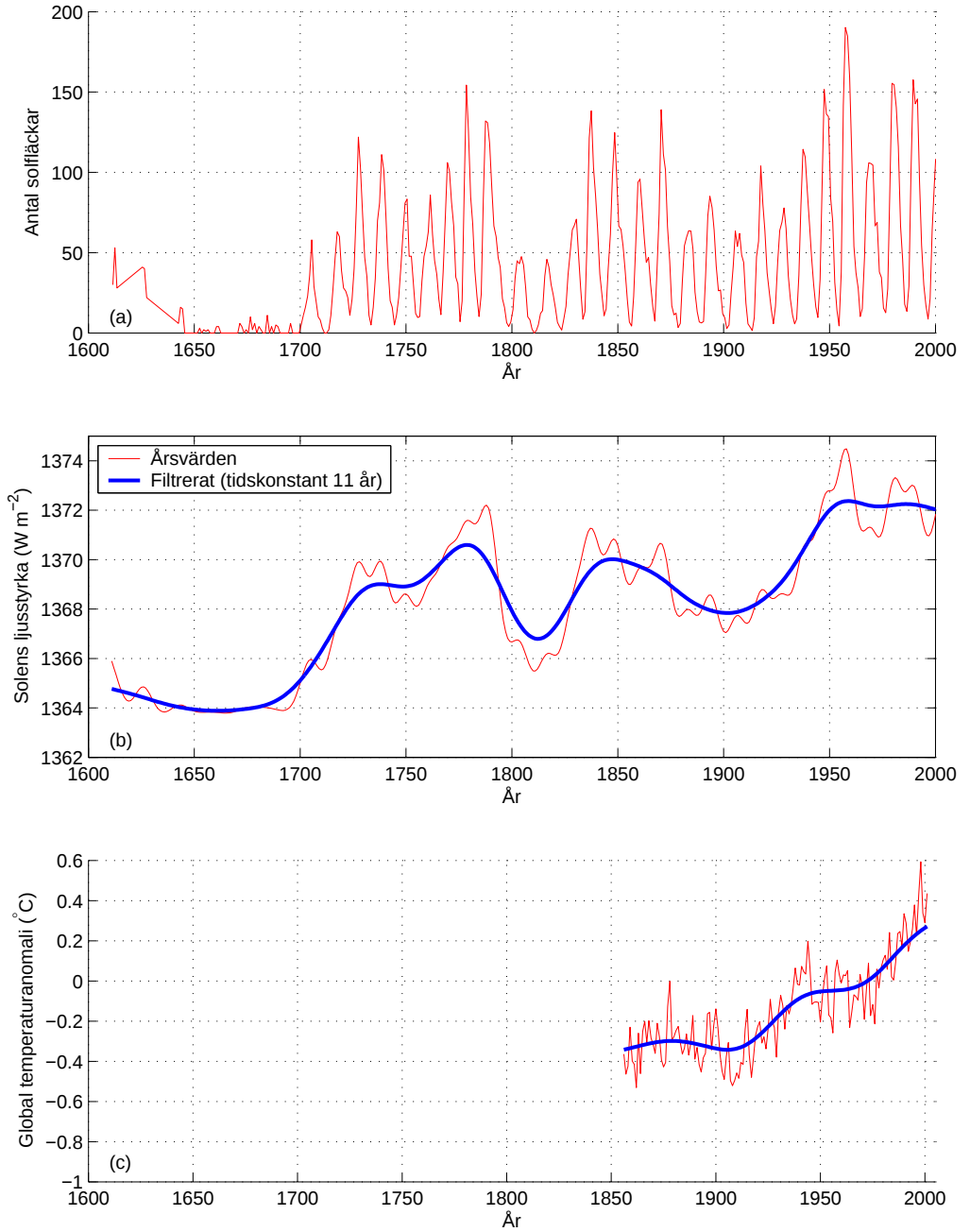
$$S = 1363.7 + 0.114N, \quad (1)$$

där N är det filtrerade solfläckstalet. Han antog att det under Maunder-minimat var ca 1 grad kallare än idag, och varierade regressionskonstanterna ända tills hans enkla klimatmodell gav ett lagom kallt klimat under Maunder-minimat (Lilla istiden). Resultatet syns i figur 3, som visar variationer i solens ljusstyrka på ca 0.65% (Reid, 1997). Som jämförelse visas även globala temperaturanomaler enligt CRU, för den senare perioden. Då Reid endast baserade sin modell på solfläckar, och inte skillnaden mellan facklor och solfläckar (som Foukal gjorde), visar inte tidsserien den uppgång som enligt Foukal (2002) skedde efter 1960-talet.

¹Mer än 10 km höjd



Figur 2: (a) Förändringar av solens ljusstyrka enligt en empirisk modell av Foukal (2002). (b) Samma som i (a), men endast den långperiodiska delen uppförstorad. (c) Jämförelse med global temperaturanomali enligt Climate Research Unit, University of East Anglia (CRU).



Figur 3: (a) Förändringar i antalet solfläckar sedan Maunder-minimat under 1600-talet. (b) Förändringar i solens ljusstyrka enligt en empirisk modell av Reid (1997), baserad på solfläckar. (c) Jämförelse med global temperaturanomali enligt Climate Research Unit, University of East Anglia (CRU).

Ett annat tillvägagångssätt för att utröna hur mycket solens totala variabilitet kan vara, är att jämföra med andra solliknande stjärnor. Vissa spektrallinjer² i solspektrumet är beroende av solens magnetiska aktivitet. Dessa spektrallinjers styrka varierar alltså i takt med solfläckscykeln. Dessa har man studerat även hos andra solliknande stjärnor, och funnit att även dessa stjärnor har liknande solfläckscykler på omkring 10 år (Baliunas och Jastrow, 1990). Man fann också att stjärnornas ljusstyrka varierade i takt med solfläckscykeln, med maxima i ljusstyrka samtidigt som solfläckscykeln (Baliunas och Jastrow, 1990; Zhang et al., 1994). Genom att studera ett stort antal solliknande stjärnor, fann Baliunas och Jastrow (1990) att ungefär en fjärdedel av de studerade stjärnorna för tillfället befann sig i ett tillstånd med låg magnetisk aktivitet liknande Maunder-minimat på 1600-talet. I en senare (populärvetenskaplig) artikel av Nesme-Ribes et al. (1996) presenterades bl.a. en ljuskurva från en viss solliknande stjärna som under den 30-åriga solfläckscykeln verkade gå in i ett Maunder-minimumliknande tillstånd.

De solliknande stjärnor Baliunas och Jastrow (1990) studerade indikerade att dessa under Maunder-minimumliknande tillstånd kunde minska sin ljusstyrka med flera tiondelar av en procent, d.v.s. mer än under aktivitetsminimat under den vanliga solfläckscykeln. Zhang et al. (1994) fann ett liknande resultat, en möjlig ändring av ljusstyrka på upp till 0.2-0.6%. Foukal et al. (2004), däremot, är mer konservativa och anser att många av de stjärnor som hittills studerats inte helt säkert är solliknande. De 18 stjärnor de godkänner som tillräckligt solliknande har ännu inte visat upp variationer på mer än 0.05%, dvs flera gånger mindre än de ovan nämnda författarna.

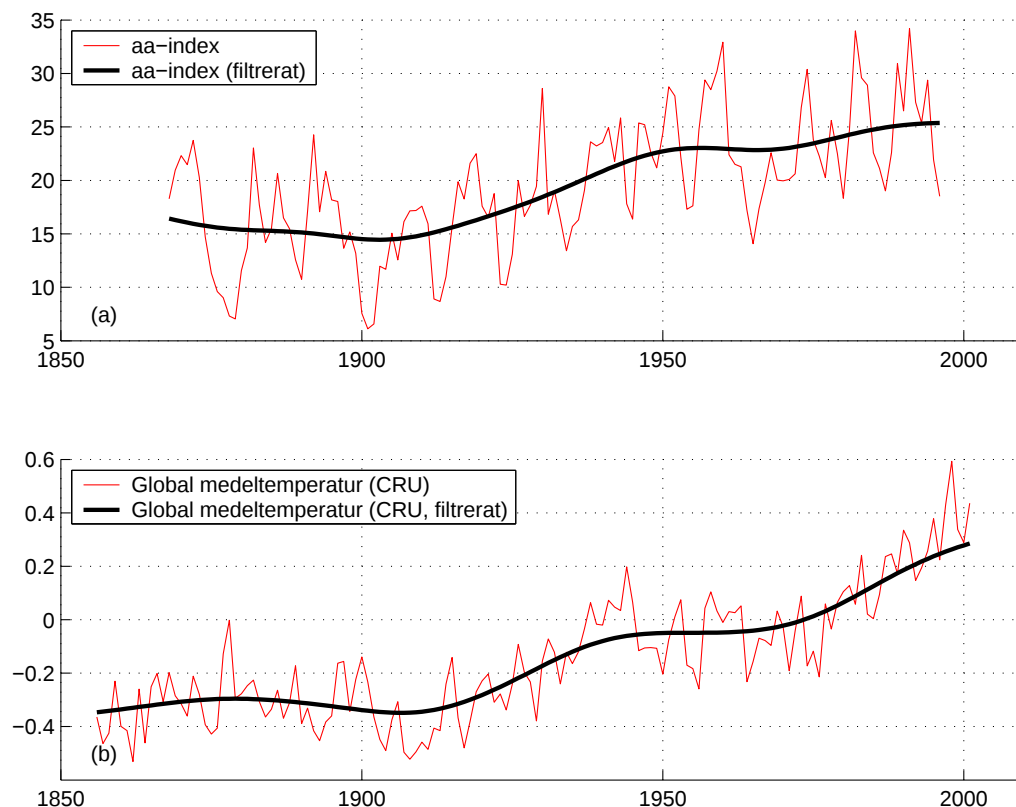
2.4 Jordens magnetfält

Solvinden består av en utbredd joniserad gas med väldigt hög elektrisk ledningsförmåga. Den drar med sig en del av solens magnetfält som fyller en stor volym kring solen med ett svagt interplanetärt magnetfält. Detta magnetfält växelverkar med jordens eget magnetfält, så att förändringar i solens magnetfält även kan mätas upp här på jorden. Bl.a. är solens ljusstyrka relaterad till dess magnetfält, även om man ännu inte förstår detaljerna.

Enligt Lockwood et al. (1999) ökade solens s.k. "öppna" magnetfält (det som lämnar solen med solvinden) med en faktor 1.4 sedan 1964, och med en faktor 2.3 sedan 1901. Kosmisk strålning skärmas av allt mer då det interplanetära magnetfältet och solvinden ökar. Sedan 1964 har den kosmiska strålningen som når jorden minskat med 3.7% (Stamper et al., 1999), vilket i alla fall stämmer kvalitativt med ökningen i magnetisk aktivitet hos solen. Ökningen sedan 1964 har dock ifrågasatts av Richardson et al. (2002), som hävdar att ökningen bara är en konsekvens av att solcykeln 1964-1976 var förknippad med svagare magnetfält än perioderna före och efter. Istället hävdar dom att ingen ökning skett sedan mitten av 1950-talet.

Som nämnts ovan påverkas jordens magnetfält av det interplanetära magnetfältet. Det finns flera olika typer av index som beskriver förändringar av jordens magnetfält. Det som använts längst är det s.k. *aa*-indexet, som började mätas med magnetometrar på var sin sida av jorden, i England och Australien, redan 1868. Eftersom det finns en ännu inte helt utredd koppling mellan jordens magnetfält och solens ljusstyrka via solens öppna magnetfält, är det av intresse att se hur detta jordmagnetiska index varierat. Detta visas i figur 4, där vi kan se hur indexet samvarierat med jordens medeltemperatur. Ökningen sedan 1970-talet är inte lika stor i *aa*-indexet som i jordens medeltemperatur. Det kan dock vara värt att notera att satellitmätningar av jordens medeltemperatur, som finns tillgängliga sedan slutet av 1978, inte visar samma stora ökning av jordens medeltemperatur. Kopplingen mellan magnetfält och klimat skulle kunna vara den ännu inte bevisade "svensmarkeffekten" (Svensmark och Friis-Christensen, 1997), en hypotes som säger att (1) en minskning i solens magnetfält ger upphov till en ökning av kosmisk strålning som når jorden, (2) denna kosmiska strålning tenderar att jonisera atomer och molekyler i atmosfären, (3) dessa joner fungerar som kondensationskärnor som ökar bildningen av låga moln, och (4) ökad förekomst av låga moln tenderar att kyla jorden. Ökad solaktivitet skulle då alltså leda till en

²Kalcium H och kalcium K



Figur 4: (a) Förändringar i geomagnetiska indexet *aa*. (b) Jämförelse med global temperaturanomali enligt Climate Research Unit, University of East Anglia (CRU).

minskning av låga moln vilket alltså skulle förstärka jordens uppvärmning. Steg (1), (2) och (4) anses allmänt bevisade, men inte det avgörande tredje steget.

3 Summering och diskussion

Vi har sett att de direkta satellitmätningarna av solens ljusstyrka bara täcker en relativt kort tidsperiod, från 1978 och framåt. Under denna korta tidsrymd är det svårt att detektera lågfrekventa ändringar i solens ljusstyrka, och att variationen över solfläckscykeln är för liten och har för kort tidsskala för att vara viktig för klimatet.

Foukal (2002) gjorde en trovärdig empirisk modell av solens varierande ljusstyrka, som beror på förekomsten av facklor och solfläckar. Med hjälp av denna modell samt solobservationer kunde han presentera en tidsserie av solens ljusstyrka som sträcker sig från 1915 fram till idag. De långperiodiska förändringarna stämmer mycket väl överens med jordens temperaturutveckling, men amplituden hos förändringarna i ljusstyrka är många gånger för liten för att ensam kunna förklara jordens temperaturökning.

Däremot har vi sett att solliknande stjärnor verkar kunna ha större variationer än jordens hittills har uppvisats sedan satellitmätningarna startade, upp till ca en halv procent lägre under s.k. Maunder-minima. Det berömda Maunder-minimumet inträffade under andra hälften av 1600-talet, då solens aktivitet minskade kraftigt och få eller inga solfläckar observerades under lång tid. Då denna period sammanfaller med den kallaste delen av den s.k. Lilla istiden, är det många som tror att det finns ett orsakssamband. Problemet är bara att på ett trovärdigt sätt utröna hur, och

hur mycket, solens ljusstyrka minskade under denna period.

Slutligen diskuterade vi de ännu inte helt förstådda kopplingarna mellan solens ljusstyrka och det interplanetära magnetfältet. Då detta återspeglas i jordens magnetfält, jämfördes det jordmagnetiska *aa*-indexet med jordens medeltemperatur. Om temperaturserien av CRU stämmer, kan variationerna i magnetfält inte förklara jordens temperaturökning sedan mitten av 1970-talet. Däremot, om satellitmätningarna av jordens medeltemperatur stämmer bättre än CRU:s temperatur, kan det mycket väl finnas ett orsakssamband mellan solaktivitet i form av förändringar i magnetfält och jordens medeltemperatur. Om detta visar sig stämma, är det solen som helt bestämt jordens klimatutveckling i historisk tid, och inte koldioxid. Då följer också att detta kommer gälla ett bra tag framöver.

Referenser

- Baliunas, S. och Jastrow, R. 1990. Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. *Nature* 348, 520–523.
- Bond, G., Kromer, G., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., och Bonani, G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130–2136.
- Eddy, J. 1976. The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189–1202.
- Foukal, P. 2002. A comparison of variable solar total and ultraviolet irradiance outputs in the 20th century. *Geophys. Res. Lett.* 29. doi:10.1029/2002GL015474.
- Foukal, P., North, G., och Wigley, T. 2004. A stellar view on solar variations and climate. *Science* 306, 68–69.
- Kessler, A. 2002. Global sea level pressure and cosmic ray flux. *Met. Z.* 11, 409–413.
- Lockwood, M., Stamper, R., och Wild, M. 1999. A doubling of the sun's magnetic field during the past 100 years. *Nature* 399(3 June), 437–439.
- Nesme-Ribes, E., Baliunas, S., och Sokoloff, D. 1996. Sunspot cycles—on other stars—are helping astronomers study the sun's variations and the ways they might affect the earth. *Scientific American* pp. 30–36.
- Reid, G. 1997. Solar forcing of global climate change since the mid-17th century. *Clim. Change* 37, 391–405.
- Richardson, I., Cliver, E., och Cane, H. 2002. Long-term trends in interplanetary magnetic field strength and solar wind structure during the twentieth century. *J. Geophys. Res.* 107, 1304, doi:10.1029/2001JA000507.
- Shindell, D., Schmidt, G., Mann, M., Rind, D., och Waple, A. 2001. Solar forcing of regional climate change during the maunder minimum. *Science* 294, 2149–2152.
- Stamper, R., Lockwood, M., Wild, M., och Clark, T. 1999. Solar causes of the long-term increase in geomagnetic activity. *J. Geophys. Res.* 104, 28,325.
- Svensmark, H. och Friis-Christensen, E. 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage—a missing link in solar-climate relationships. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 59, 1225–1232.
- White, W., Lean, J., Cayan, D., och Dettinger, M. 1997. Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *J. Geophys. Res.* 102, 3255–3266.

Zhang, Q., Soon, W., Balunas, S., Lockwood, G., Skiff, B., och Radick, R. 1994. A method of determining possible brightness variations of the sun in past centuries from observations of solar-type stars. *Astroph. J.* 427, L111–L114.



Reconstruction of annual maximum ice extent and ice cover in the Baltic Sea 1660–2005

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping

November, 2005

Abstract

The annual maximum ice cover C_{max} and ice extent A_{max} in the Baltic Sea are important indicators of regional winter climate in northern Europe. Apart from modern-day operational ice charts, proxy data such as coastal observations, mean winter air temperature and ice break-up dates have been used to reconstruct C_{max} and A_{max} back to 1660.

Consolidated time series were constructed by giving the proxy time series different weights. These weights were calculated as inversely proportional to the mean square errors of the time series during the calibration period 1961–1990.

The consolidated time series indicate large interannual variability as well as interdecadal variability. In spite of the recent mild winters in the Baltic Sea region, the large interannual variabilities of C_{max} A_{max} make the calculated trends over moving 30-year windows mostly insignificant in a statistical sense.

1 Introduction

Recent trends in regional as well as global climate change has led to worries and speculations whether the observed changes might be antropogenic in origin or not. According to theory as well as climate simulations, signs of global warming are expected to be detected first at high latitudes, especially in the Arctic (IPCC, 2001).

The Baltic Sea is a huge estuary situated in northern Europe; see map in figure 1. Although not really part of the Arctic, the Baltic Sea has a seasonal ice cover which is expected to be affected much by global warming, whether of antropogenic origin or not. In today’s climate, a smaller or larger part of the Baltic Sea may become covered by ice, depending on the severity of the winter. This makes the Baltic Sea ice cover an ideal indicator of regional winter climate, a fact which has been recognized often (e.g. Seinä and Palosuo, 1996; Omstedt and Chen, 2001).

The Baltic Sea experienced a sharp decline in ice extent in the early 1990s. Not surprisingly, this has given the impression that this is not just a part of natural variability, but may be the first signal of antropogenic climate change. To help understand the reasons for changes in the Baltic Sea ice cover, it is essential to gain perspective by studying as long a time series of Baltic Sea ice cover as possible. The annual maximum ice extent in the Baltic Sea has been estimated and described by Jurva (1937) for the winters 1720–1940), and by Palosuo (1953) and Seinä and Palosuo (1996) for the winters 1941–1995. In this paper, the “winter 1995” is defined as the winter season 1994–1995, etc. These authors used various proxy data to estimate the ice extent during the earlier time period (until 1940), and increasingly more accurate remote sensing techniques (aerial photos, satellite pictures, operational ice charts) for the latter period. This time series is being extended each year using the operational ice charts of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (FIMR). Hence, hereafter we will refer to this time series as “the FIMR time series”. However, as the FIMR time series is less reliable before the 1960s (when satellite images became more common), it is important to obtain independent reconstructions for this earlier period.

In this paper we will make a reconstruction of annual maximum ice extent (as in the FIMR time series) as well as annual maximum ice cover. The ice extent is defined as the area of the Baltic Sea which has at least 15% ice. In contrast, the ice cover is the area of the Baltic Sea actually covered by ice floes. In other words, when calculating the ice cover we take the ice concentration into account, whereas when calculating the ice extent we don’t (except for the limit of 15% in ice concentration mentioned above).

For the period 1961 on onwards we will make use of operational ice charts from both the Swedish Ice Service at the Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) as well as the Finnish Ice Service at FIMR. Hence, some of the modern data are similar or identical with those used to construct the FIMR time series.

For the reconstruction of ice extent and ice cover for the period before 1961 we will use different

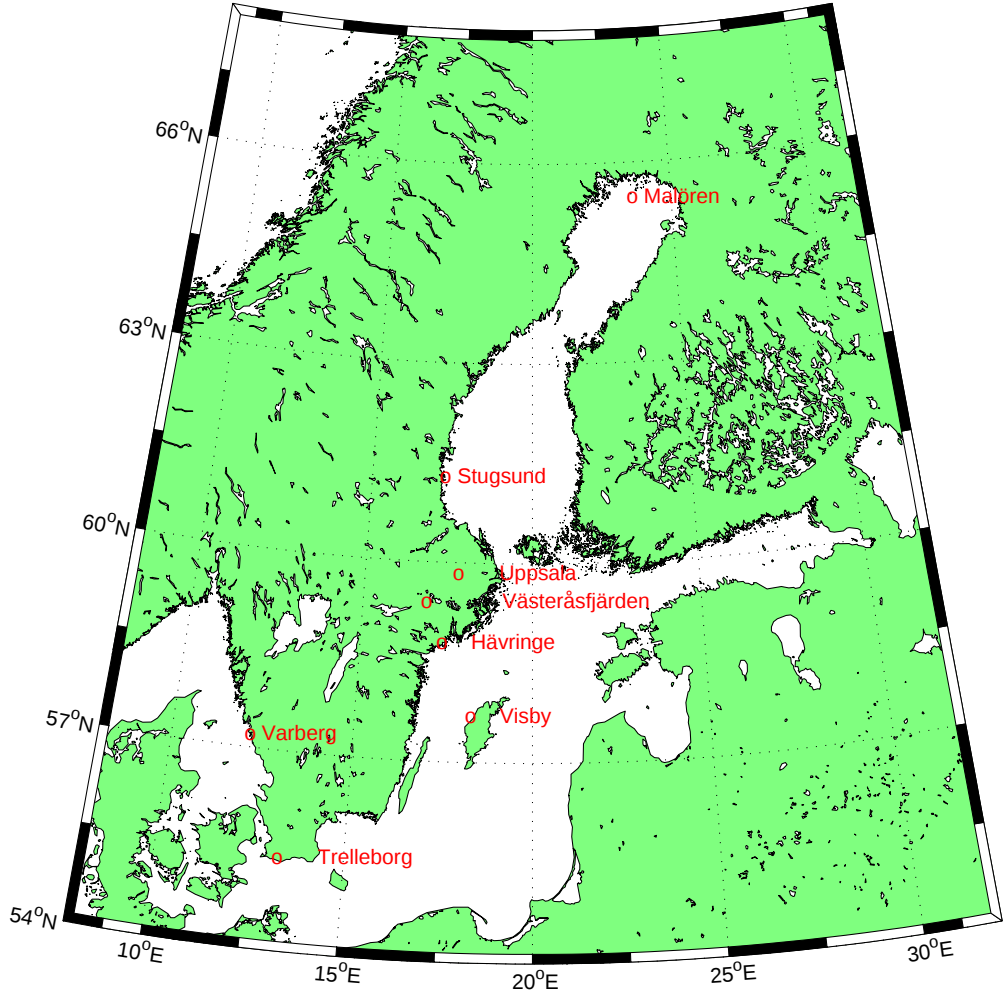


Figure 1: Map of the Baltic Sea, showing its location in northern Europe and the locations of coastal, temperature, and ice break-up stations used in this study. In addition, temperature data from central England have been used (not shown in the map).

kinds of data as proxy data. These include (1) coastal observations of sea ice along the Swedish coast (1871–1990), (2) mean winter air temperature from Uppsala in Sweden (1722–1990) as well as from central England (“Central England Temperature”, CET, 1660–1990), and (3) ice break-up dates from Bay of Västerås in Lake Mälaren near Stockholm, Sweden (1712–1990).

2 Data and methods

2.1 Operational ice charts

For the period 1961–1979, digitized ice charts are available from a cooperation between the Swedish and Finnish ice services, where each country digitized their operational ice charts every second winter season. These data have been checked for quality by the two ice services and are available from the data base BASIS. For each grid cell ice properties such as ice concentration and thickness are available. For the most recent period, 1980–2005, the digitized operational ice charts from the

Table 1: List of data sources and their perceived quality.

Period	Source	Quality
1980–2005	Operational ice charts undergone basic quality checks	Excellent
1961–1979	Data base BASIS, based on quality checked operational ice charts	Excellent
1871–1990	Coastal observations along Swedish coast	Good
1722–1990	Winter mean temperatures in Stockholm and Uppsala	Very good
1712–1990	Ice break-up dates in Lake Mälaren, Sweden	Very Good
1660–1990	Winter mean Central England Temperature	Good

Swedish Ice Service have been used. The resolution of these charts is 4.8 nautical miles, and they have passed a basic quality check.

As the data from 1961 and onwards are based on satellite images, the ice extent is probably of very high quality. The ice concentration, however, is only based on estimates from various sources (such as ship captains) and are hence subject to some uncertainty. Nevertheless, ice extent and ice cover are both considered of excellent quality for this period. Hence, in this report the combined data set from the period 1961–2005 is treated as “ground truth” when compared to the proxy based data. The subjective quality of the various data sources used in this study are shown in table 1.

The total area A_i of each grid cell was calculated according to

$$A_i = R^2 \cos \phi \Delta \lambda \Delta \phi, \quad (1)$$

where $R = 6.4 \times 10^6$ m is the radius of the earth, ϕ is the latitude, and $\Delta \phi$ and $\Delta \lambda$ are the grid resolutions in latitude and longitude, respectively. The ice extent was then calculated as the sum of the areas of all grid cells with at least 15% ice concentration. The ice cover, however, was calculated as the sum of the areas of all grid cells multiplied by the corresponding ice concentration.

Figure 2 shows annual maximum ice extent A_{max} and ice cover C_{max} as calculated using the operational ice charts. The ice extent is usually larger than the ice cover, which may be seen in figure 2.

2.2 Coastal observations

Ice observations have been carried out near harbors along the Swedish coast since the late 19th century. The report by Östman (1937) summarizes a wealth of information from the period 1871–1936. This report includes data on local freezing dates, ice break-up dates, number of days with ice, and maximum ice thickness. Axell and Nikolopoulos (2003, unpublished) analyzed and digitized data from the report by Östman (1937) and identified 13 important coastal regions representative of the Baltic Sea ice climate. The choices were based on different thermodynamic regions, but also on data quality. Axell and Lindquist (2004, unpublished) then analyzed and digitized similar coastal data in the reports by Thorslund (1966) and Westring (1993), which cover the periods 1931–1966 and 1961–1990, respectively. These reports do not include ice thickness data, but dates of ice freezing and ice breakup are retained and this is what is important for this study. Unfortunately, the definitions of coastal regions differ somewhat between the three reports, but the chosen regions in the three reports were as identical as possible. See table 2 for definitions and choices of stations.

The goal is to use the reported presence of ice in the three reports and use this as a proxy for ice extent and ice cover. To do this, let us start with ice extent and assume that

$$A_j = \delta_{ji} \alpha_i \quad (2)$$

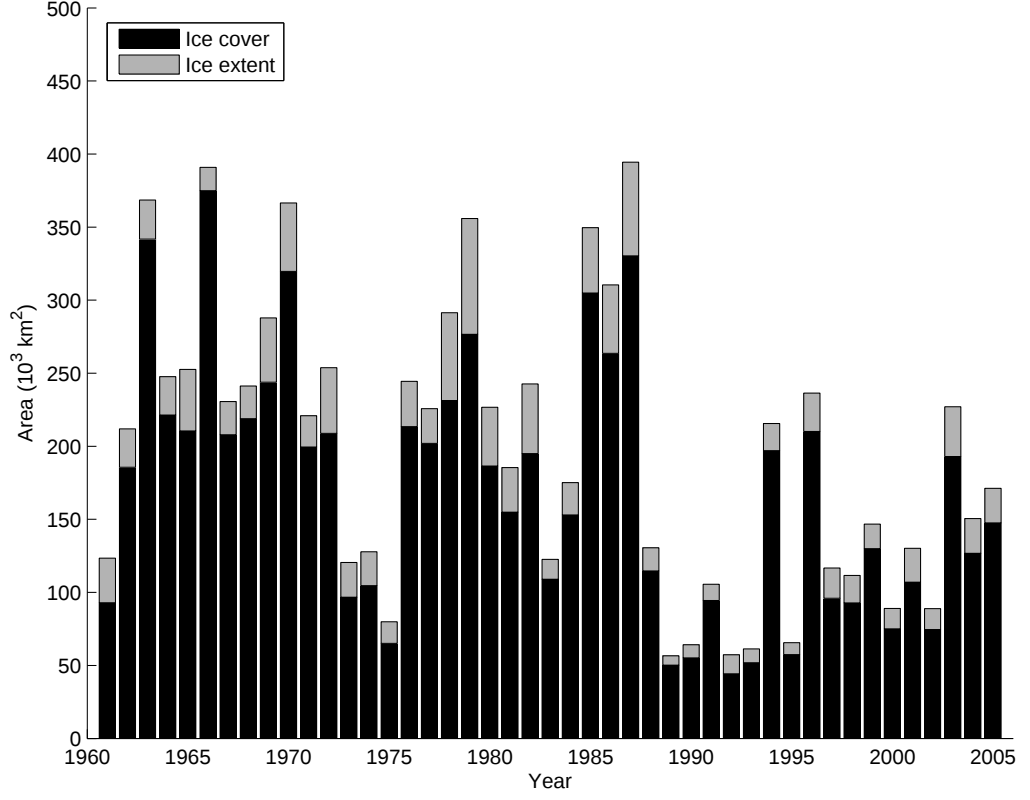


Figure 2: Annual maximum ice extent A_{max} and ice cover C_{max} according to operational ice charts.

Table 2: List of used coastal stations, their definitions (translated from Swedish), and corresponding ice areas (see text).

Coastal station	1871–1936 (Östman, 1937)	1931–1966 (Thorslund, 1966)	1961–1990 (Westring, 1993)	α_i (10^3 km^2)	δ_i (10^3 km^2)
1	“Rödkallen”	“Off Malören “	“Off Malören”	77.5	95.4
2	“Brämö”	“Off Lilljungfrun“	“Stugsund–Sandarne”	74.1	84.0
3	“Hävringe”	“Off Hävringe Båk”	“Hävringe–Kränkan– “Gustaf-Dahlen”	42.3	40.0
4	“Visby”	“Off Visby”	“To Visby”	41.2	29.7
5	“Trelleborg”	“Off Trelleborg”	“Off Trelleborg”	26.1	35.1
6	“Halmstad”	“Off Varberg”	“To Varberg”	45.9	67.2

Table 3: List of numerical values of the regression coefficients.

Proxy data	c_0	c_1	c_2	a_0	a_1	a_2
Uppsala winter temperature	71.3	-37.5	-1.13	83.9	-44.9	-1.57
Central England winter temperature	323	-7.22	-5.19	366	-2.34	-6.80
Ice break-up date in Västeråsfjärden	595	-14.4	0.0970	554	-13.7	0.0962

where A_j represents the total ice extent for year j . Further, α_i in (2) represents the constant (so far unknown) regional ice extent associated with coastal region i . The idea is that whenever coastal region i reports ice, a nearby sea area has an ice extent given by α_i . Finally, δ_{ji} in eq. (2) is a matrix containing the reported occurrences of ice near the various coastal regions. Thus, if location i had ice during year j , then $\delta_{ji} = 1$, otherwise $\delta_{ji} = 0$.

The coastal observations in δ_{ji} in eq. (2) are available for the period 1871–1990, from the reports by Östman (1937), Thorslund (1966), and Westring (1993). However, reliable observations of A_j are only available for the period 1961–2005, from which we have operational ice charts. Therefore, it was decided to use the overlapping normal period 1961–1990 as a calibration period, from which the vector α_i was estimated with a standard least-squares technique.

Similarly, for the ice cover it was assumed that

$$C_j = \delta_{ji} \gamma_i, \quad (3)$$

where C_j is the total ice cover for year j and δ_{ji} is identical with the observation matrix encountered in eq. (2). Further, γ_i is constant (so far unknown) regional ice cover associated with coastal region i . As above, γ_i was calculated with a least-squares technique for the calibration period 1961–1990. The numerical values of the different subareas α_i and γ_i are shown in table 2, and the resulting ice extent and ice cover during the calibration period are shown in figure 3.

2.3 Mean winter temperatures

Regional mean winter temperatures are known to correlate well with the annual maximum ice extent. Here we will use the mean winter temperatures in Uppsala (Bergström and Moberg, 2002) and central England (“Central England Temperature”, CET) as proxies for maximum ice extent as well as ice cover; see figure 4.

A non-linear relationship was assumed between the ice cover C_{max} and the mean winter temperature T , according to

$$C_{max} = c_0 + c_1 T + c_2 T^2. \quad (4)$$

Correspondingly, the ice extent A_{max} was related to T as

$$A_{max} = a_0 + a_1 T + a_2 T^2. \quad (5)$$

The coefficients c_0 , c_1 , c_2 , a_0 , a_1 , and a_2 were calculated with a standard technique to minimize the error in a least-squares sense for the calibration period 1961–1990. The numerical values of the coefficients are shown in table 3, and the resulting ice extent and ice cover during the calibration period are shown in figure 5 for Uppsala winter temperature and in figure 6 for central England winter temperature.

2.4 Ice Break-Up Dates

The ice break-up dates we will use are for a part of Lake Mälaren called “Västeråsfjärden” (Bay of Västerås), south of Västerås and west of Stockholm. It was compiled and analyzed by Eklund (1999) and consists of observed dates of ice break-up for the period 1712–1871. After this year, the

Table 4: List of numerical values of the mean square errors.

No.	Proxy data	E_C^2	E_A^2
1	Coastal stations	1.26×10^3	1.39×10^3
2	Uppsala winter temperature	1.37×10^3	1.62×10^3
3	Central England winter temperature	3.22×10^3	3.71×10^3
4	Ice break-up date in Västeråsfjärden	4.20×10^3	3.26×10^3

use of ice breakers in the region made this kind of data useless for our needs. To extend the time series forward in time, Eklund (1999) calculated ice break-up dates using observations of break-up dates in ten other Swedish lakes for the period 1872–1999.

Figure 7 shows the ice break-up dates for the whole period 1712–1999. As in the case of mean winter temperature, a second-degree polynomial was fitted to minimize the rms error of the ice cover, according to

$$C_{max} = c_0 + c_1 D + c_2 D^2, \quad (6)$$

where D is the daynumber of the year when the ice breaks. Correspondingly, the ice extent A_{max} was related to D as

$$A_{max} = a_0 + a_1 D + a_2 D^2. \quad (7)$$

The numerical values of the coefficients in eq. (7) and (6) were found by regression for the calibration period 1961–1990. The result for the calibration period is shown in figure 8.

2.5 Consolidation method

Now that we have several partly overlapping reconstructions of the maximum ice cover and ice extent, it is time to put the results together. The consolidated time series for the period 1660–1960 was calculated as weighted mean values of the various proxy time series, as

$$A(t) = W_1 A_1(t) + W_2 A_2(t) + \dots = \sum_k W_k A_k(t), \quad (8)$$

where W_k denotes the weight for proxy number k . The weights were assumed to be inversely proportional to the mean square errors of the corresponding proxy data set for the calibration period, as

$$W_k \propto \frac{1}{E_k^2}. \quad (9)$$

After normalizing, to make the sum of all weights equal to unity, this can be expressed as

$$W_k^{-1} = \sum_n (E_k^2 / E_n^2). \quad (10)$$

The mean square errors for the different proxy time series were calculated relative to the ice chart-based time series, as

$$E_A^2 = \overline{(A_{proxy} - A_{chart})^2}, \quad (11)$$

where A_{proxy} is the proxy-derived ice extent and A_{chart} is the ice chart-derived ice extent. The mean square errors for ice cover were calculated in a similar fashion, and the numerical values are shown in table 4.

3 Results

The different proxy-based time series for ice cover and ice extent are shown in figure 9. We see that the ice extent and the ice cover have identical variability before 1961, which is expected as they depend on the same proxy data but with different polynomial coefficients in eq. (4)–(6). The difference seems to be about $50 \times 10^3 \text{ km}^2$.

There are many similarities between the different data sets, but also differences. For example, the coastal and the CET data sets both suggest a relatively cold end of the 19th century and a mild beginning of the 20th century. Further, the Uppsala and the ice break-up time series both suggest cool periods around 1780 and 1810, with a relatively mild period inbetween. To some degree, these features are also found in the CET data set. Interestingly, both the Uppsala and the ice break-up data sets agree on a very mild period around 1720–1740, in the former data set even milder than the recent very mild period 1988–1993. A short mild period around 1740 is also suggested in the CET data set.

The final consolidated time series of ice cover and ice extent are shown in figure 10, together with the ice extent calculated at FIMR (Jurva, 1937; Palosuo, 1953; Seinä and Palosuo, 1996). Comparing the two data sets for ice extent, we see both similarities and differences. For instance, both data sets agree on the rapid changes between cool and mild winter conditions during the period 1780–1820. Further, they agree on a very mild period 1720–1740, and also on mild periods around 1910 and 1930. There are also differences, for example the mild period around 1760 which is absent in our time series but present in the FIMR time series, and the cool period suggested around 1840 in the FIMR time series but absent in our new time series.

4 Trend analysis

Before starting the calculations of trends, we note that many time series have so-called red noise associated with them. This means that they have a certain memory in that the value of the data set depends to some degree on the previous value. This behaviour can be imposed on the time series by the physical processes lying behind the data. For example, ocean temperatures change relatively slowly because of the great heat capacity.

The presence of red noise may be a problem when analyzing for trends, as a totally random data set with red noise in it may fool simple statistical tests to show significant trends even though the data are random. To correct for red noise, we follow von Storch (2004) and start by pre whitening the spectrum of the time series by calculating a new time series B_j , according to

$$B_j = A_j - \alpha A_{j-1}, \quad (12)$$

where α is the auto correlation for time lag one year. Further, A_{j-1} denotes the time series A_j shifted one year back. Hence, if there is no memory in the time series, then $\alpha = 0$ and $B_j = A_j$. However, with $\alpha \neq 0$, the time series B_j becomes slightly different from A_j according to eq. (12).

Trends were calculated for all possible 30-year periods in a time window moving from 1660–2005. These trend were calculated on the original time series A_j (or rather, parts thereof). However, when testing for statistical significance, Mann Kendall’s test was applied on the corresponding time series B_j rather than on A_j , as explained above.

The result is shown in figure 11. We see that there are many occasions of relatively strong trends, for instance 1731–1760 (the start years of the 30-year windows are shown in the abscissa) and 1943–1972. The trends that are significant on the 95% confidence level are coloured red, which according to this test usually is not the case. In particular, there seems to be a very strong trend during our calibration period 1961–1990. However, because of the large interannual variability in this subperiods (and many other), the trend is strong but still not significant.

5 Discussion

The way coastal observations is used in this study is probably new. Also, these particular coastal data were not used in the FIMR time series (Seinä, 2003; personal communication), so this proxy data set is independent of the FIMR data set. One drawback is that only six coastal stations were used. The reason is that it was difficult to find coastal stations with (a) high enough quality, (b) evenly distributed in different thermodynamic regions, and (c) had unique time histories during the calibration period. The last demand comes from the mathematical fact that in order to solve the equation system in eq. (2), each row (equation) must be independent of all the other (hence not equal) in order not to be eliminated. One way to get around this problem could be to apply the method on consecutive winter months instead of whole winter seasons, thus creating more opportunities for various coastal stations to differ enough not to be mathematically eliminated when solving the equation system. The annual maximums in ice extent or ice cover would then have to be extracted afterwards.

The use of mean regional winter temperatures is not new, however. It has been used extensively in the past, e.g. by Omstedt and Chen (2001) and Launiainen et al. (2003). However, the use of Central England Temperature (CET) is probably new, and perhaps questionable as it is not a regional climate index. Nevertheless, CET also depends on changes in solar forcing and the North Atlantic oscillation Index in much the same way the Baltic Sea region does. If it were not correlated with Baltic Sea ice climate, the mean square error would have been much larger than our calculations show. However, as the mean square error for CET is higher than for the Uppsala time series, the weight in the consolidation procedure is correspondingly smaller. Its greatest benefit is its length, of course, extending the time series back to 1660.

It may be argued that ice break-up dates are more a proxy of mean spring temperatures rather than mean winter temperatures, so it is not self evident that they can be used as proxies of maximum ice extent or ice cover. However, if cold winters are associated with late ice break-up dates, we should find a good correlation anyway. Eklund (1999) showed that there is a good correlation between the Uppsala mean winter temperature and the ice break-up dates, so this assumption seems to hold.

The resulting new time series shows a large interannual variability, and also interdecadal variability. Two of the coldest periods, latter part of the 17th century and the first two decades of the 19th century, correspond exactly to two well known solar activity minima, the Maunder minimum and the Dalton minimum, respectively. These were periods of very low magnetic activity on the sun, and hence also low luminosity. It is therefore reasonable to conclude that these cold periods were actually caused by the variability of the solar activity.

The recent mild period, especially 1988–1993, seems to be the mildest period according to our time series of ice cover and ice extent. The trend test shows that the trend from the cool 1960s to the 1990s is not significant, however, because of the large interannual variability.

The period around 1740 seems to have been very mild as well, perhaps as mild as the present times when taking into account that regression methods such as the ones used here always underestimate variability. According to Bergström and Moberg (2002), it was not until 1739 that the temperature was measured outdoors (before that, it was measured indoors in a room with an open door), which may seem to explain the reported mild winters during 1720–1740 in Uppsala. However, contemporary reports indicate that the precipitation often fell in the form of rain instead of as snow, which supports the notion of a very mild period. In addition, the independent ice break-up data also indicate very mild winters during this early period. Hence, it is not impossible that the recent mild years are not unprecedented after all.

Acknowledgments

This work has been financed by the Swedish Maritime Administration. Anna Nikolopoulos and Katarina Lindquist has helped with the analysis at an early stage of this work.

References

- Bergström, H. and Moberg, A. 2002. Daily air temperature and pressure series for Uppsala (1722–1998). *Clim. Change* 53, 213–252.
- Eklund, A. 1999. Long observation series of ice freeze and break-up dates in Swedish lakes. In: Northern Research Basin Symposium and Workshop, Iceland, August 23–27 1999.
- IPCC 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change, Third Assessment Report. ???
- Jurva, R. 1937. Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 114*, Helsinki/Helsingfors.
- Launiainen, J., Seinä, A., Alenius, P., Johansson, M., and Launiainen, S. 2003. Atmospheric reflections to the Baltic Sea ice climate. In: A. Omstedt and L. Axell (Eds.), Fourth workshop on Baltic Sea ice climate, Norrköping, Sweden, 22–24 May, 2002, No. 72 in *Oceanografi*, pp. 19–30, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, SE-60176 Norrköping, Sweden.
- Omstedt, A. and Chen, D. 2001. Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea. *J. Geophys. Res.* 106, 4493–4500.
- Östman, C. J. 1937. Isförhållandena vid Sveriges kuster under vintrarna 1870/71–1934/35. *Meddelanden från Statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt*, Band 6, N:o 6, Stockholm.
- Palosuo, E. 1953. A treatise on severe ice conditions in the Baltic Sea. *Merentutkimuslaitoksen Julk./Havsforskningsinst. Skr. N:o 156*, Helsinki/Helsingfors.
- Seinä, A. and Palosuo, E. 1996. The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995. Based on material collected by Risto Jurva (winters 1720–1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941–1995). *Meri*, Report series of the Finnish Institute of Marine Research, No. 27: 79–91.
- Thorslund, B. 1966. Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1931–1960. *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Notiser och preliminära rapporter, Serie Meteorologi*, No. 13, Stockholm.
- von Storch, H. 2004. title?. In: editor? (Ed.), booktitle?, series?, pp. xx–yy, publisher.
- Westring, G. 1993. Isförhållanden i svenska farvatten under normalperioden 1961–1990. *Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie Oceanografi*, No. 59.

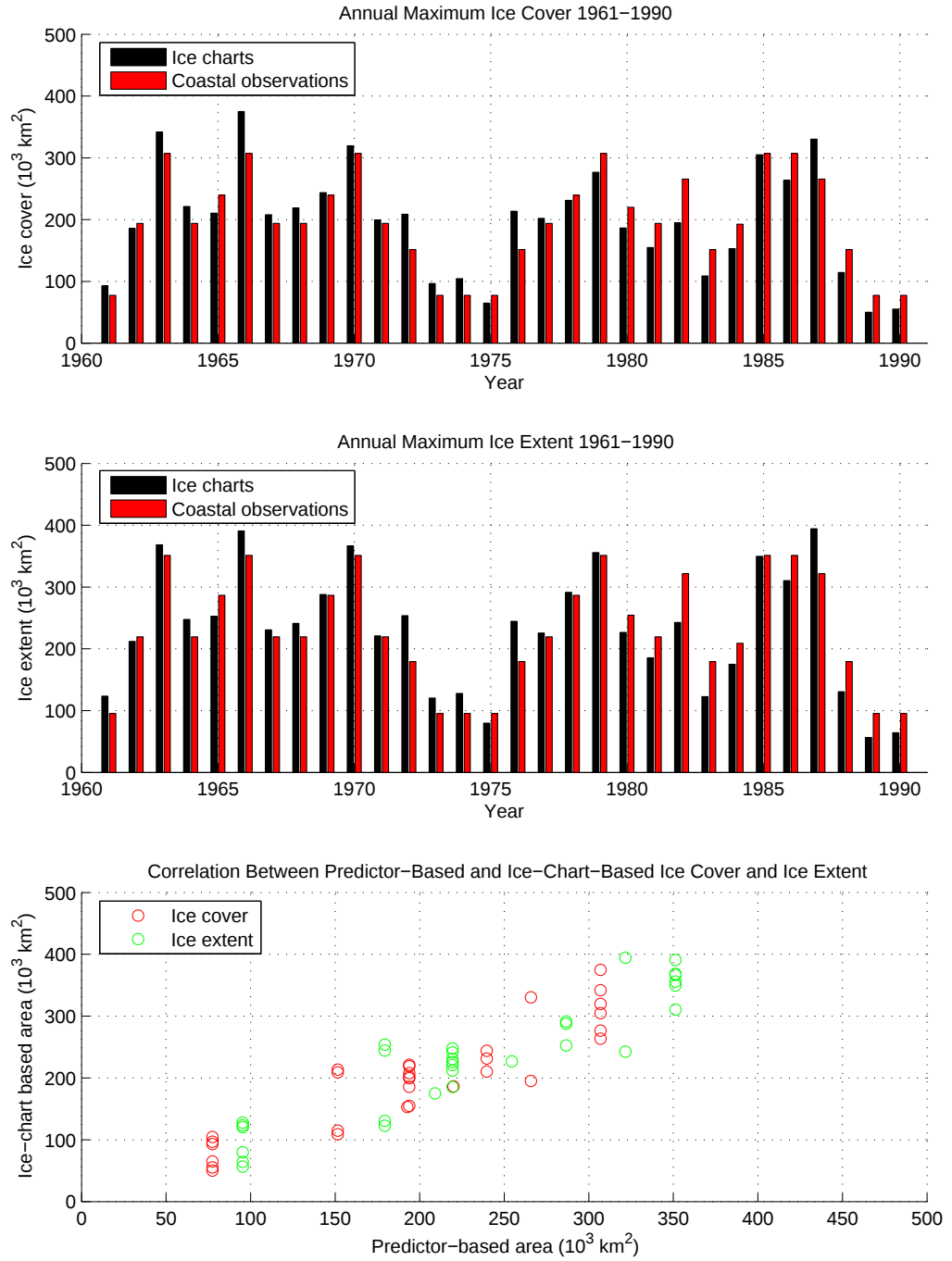


Figure 3: Annual maximum ice cover (top) and ice extent (middle) according to operational ice charts as well as calculated from coastal observations during the calibration period. Also shown is a scatter diagram (bottom), showing the correlations.

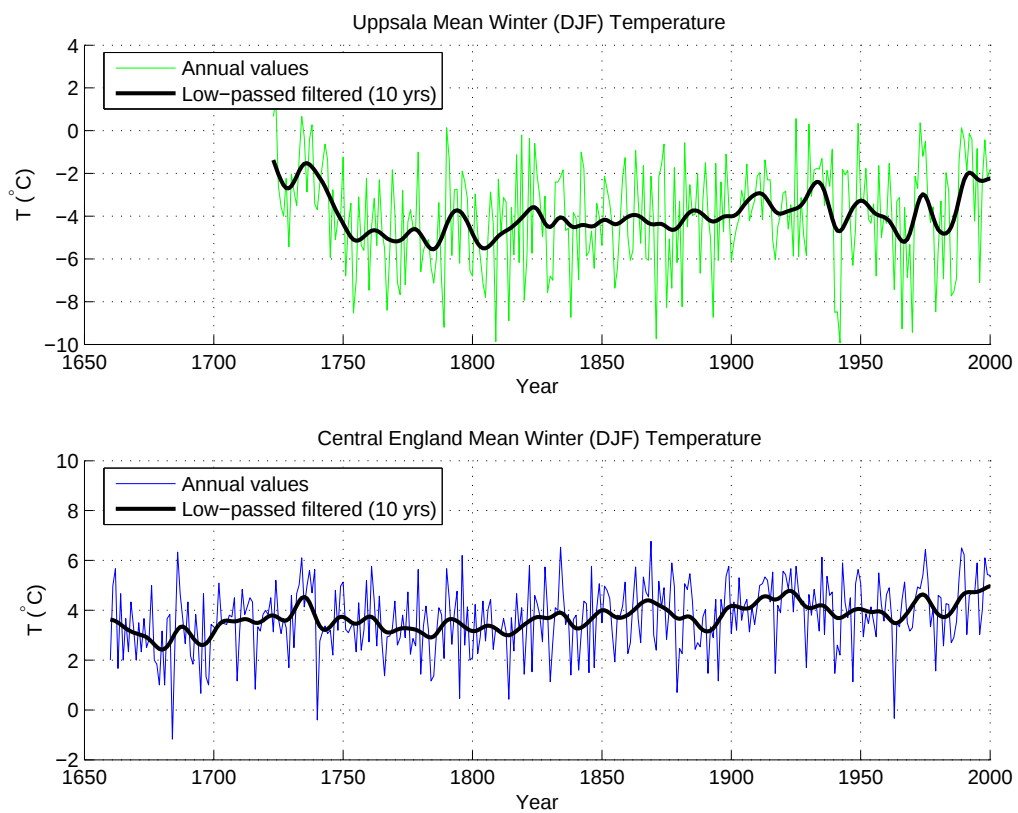


Figure 4: Mean winter temperatures in Uppsala and central England.

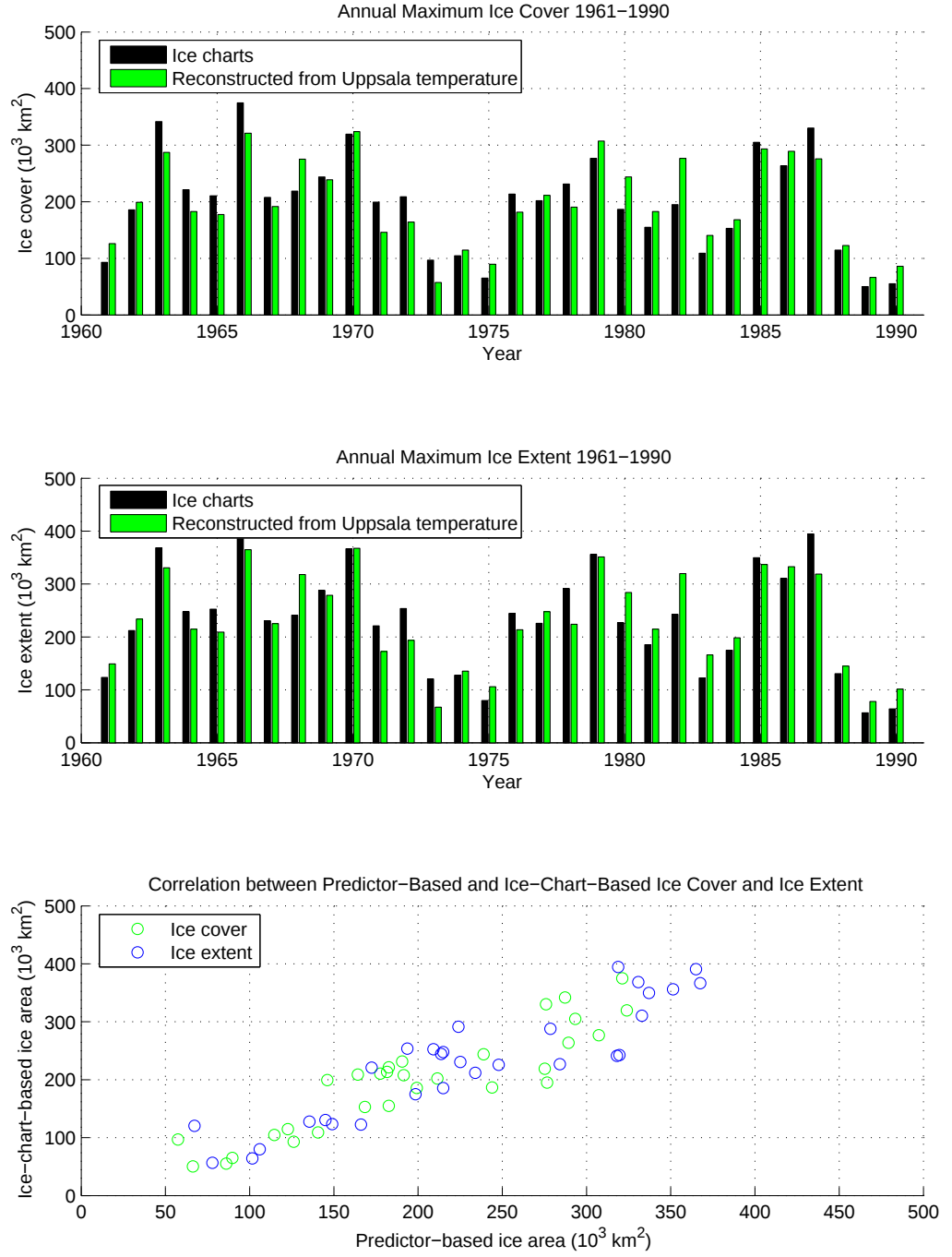


Figure 5: Annual maximum ice cover C_{max} and ice extent A_{max} according to operational ice charts as well as calculated from mean winter temperatures in Uppsala during the calibration period.

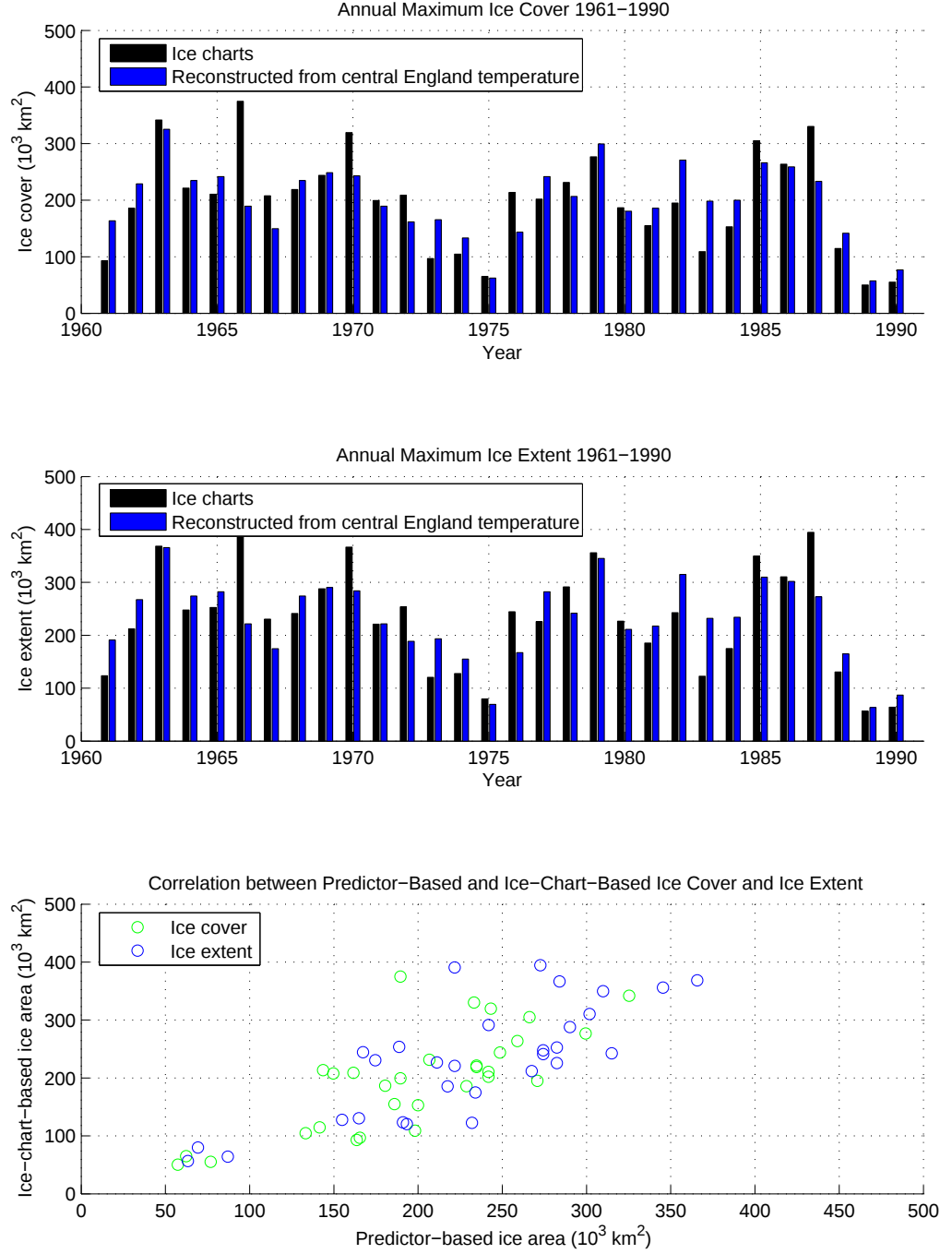


Figure 6: Annual maximum ice cover C_{max} and ice extent A_{max} according to operational ice charts as well as calculated from mean winter temperatures in central England during the calibration period.

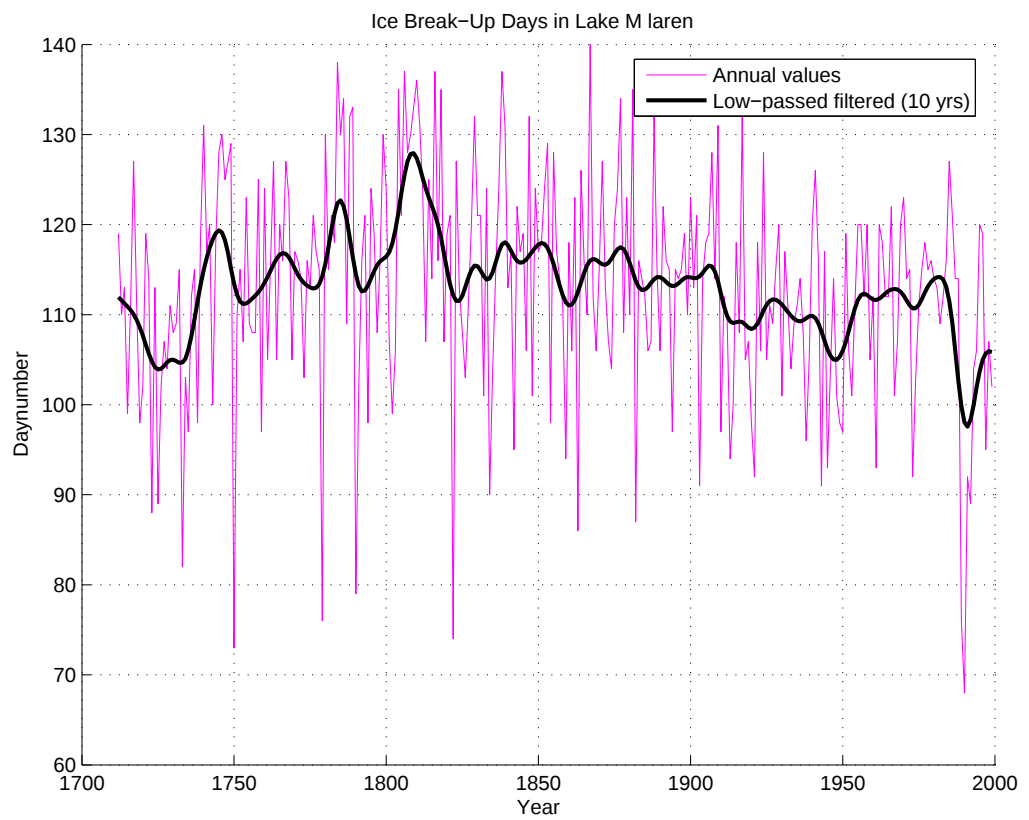


Figure 7: Ice break-up dates in Västeråsfjärden according to Eklund (1999).

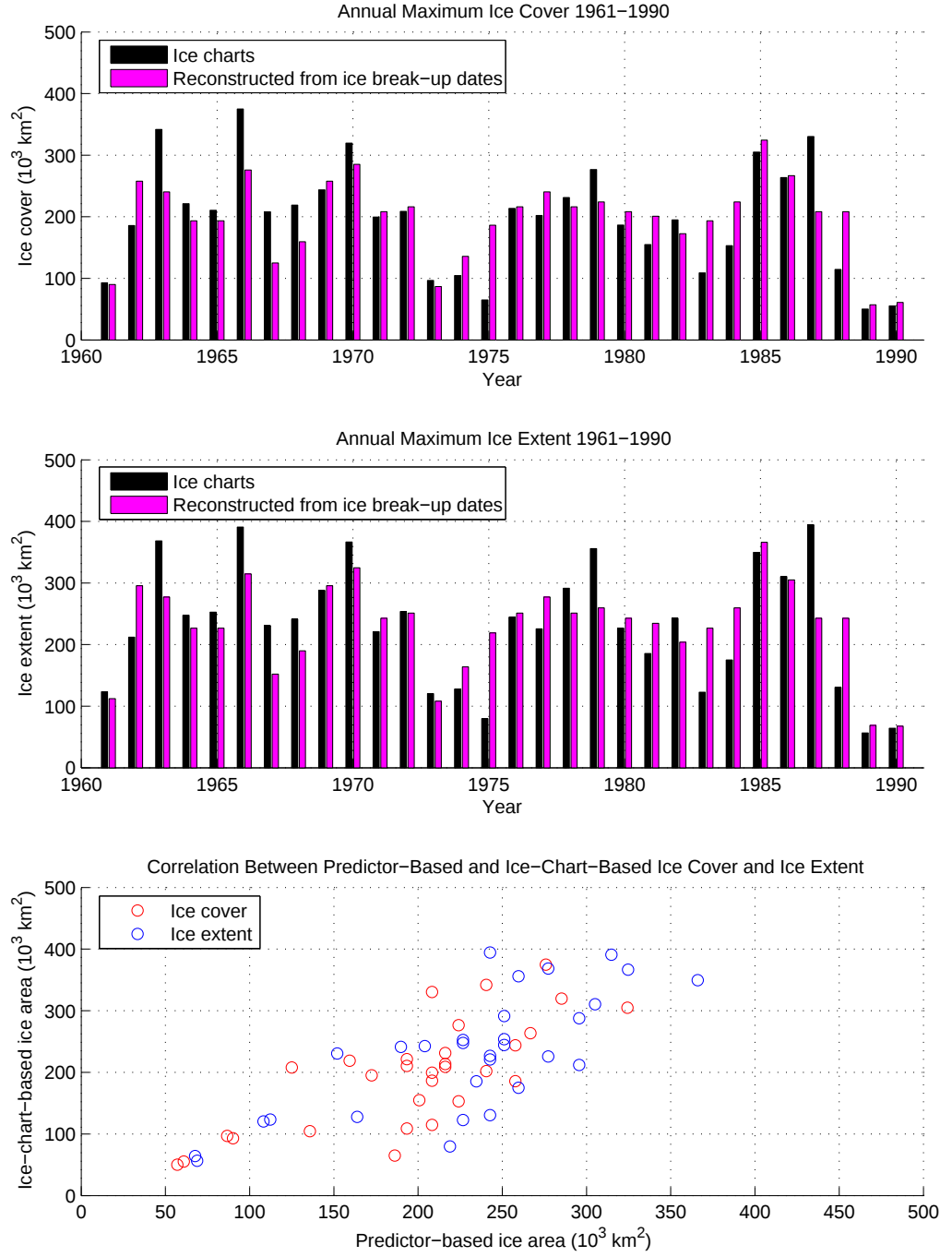


Figure 8: Annual maximum ice extent A_{max} and ice cover C_{max} according to operational ice charts as well as calculated from ice break-up dates in Västeråsfjärden during the calibration period.

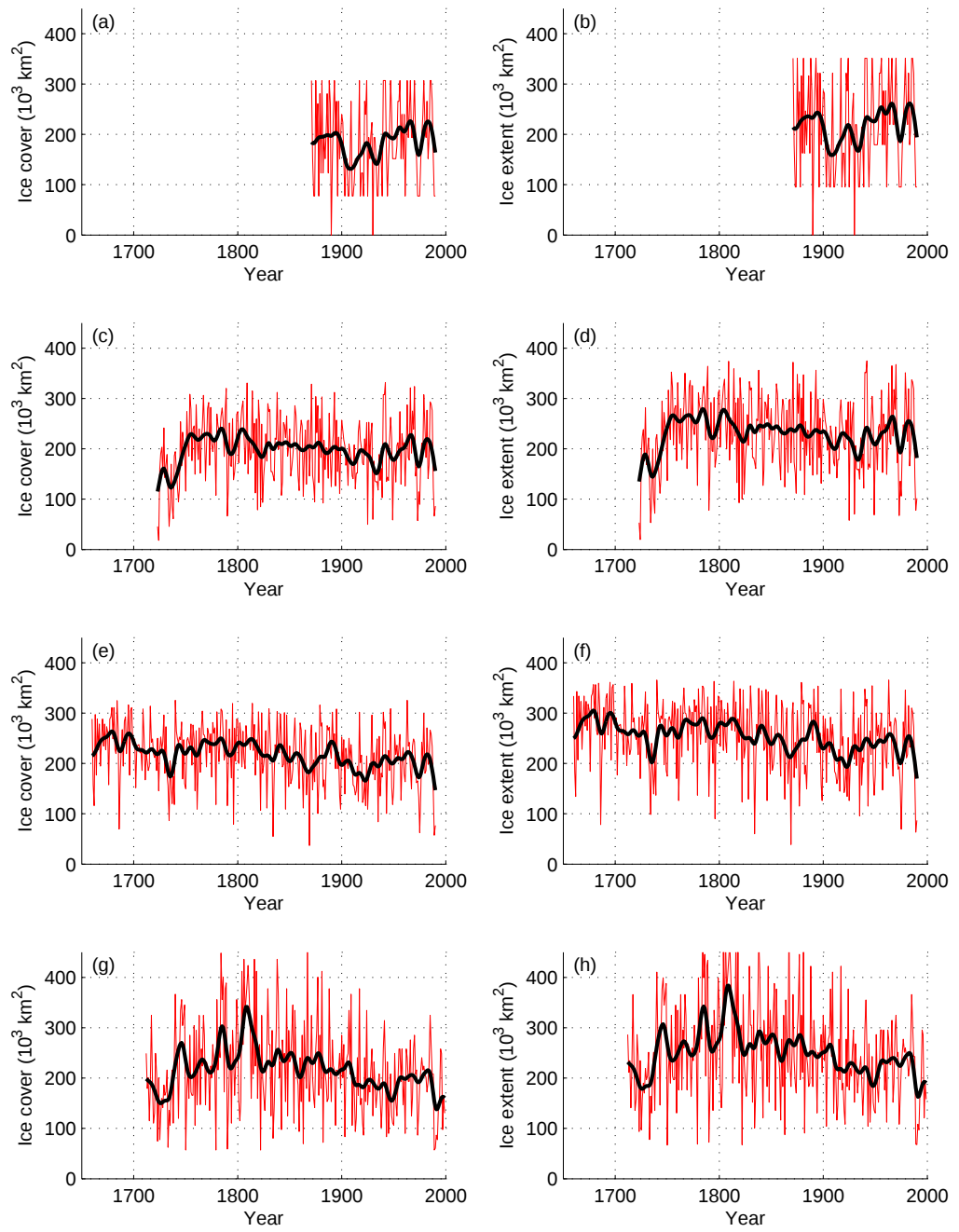


Figure 9: Annual maximum (a) ice cover and (b) ice extent for the coastal observations, (c) ice cover and (d) ice extent for Uppsala mean winter temperature, (e) ice cover and (f) ice extent for central England mean winter temperature, and (g) ice cover and (h) ice extent for ice break-up date in Västerås fjärden.

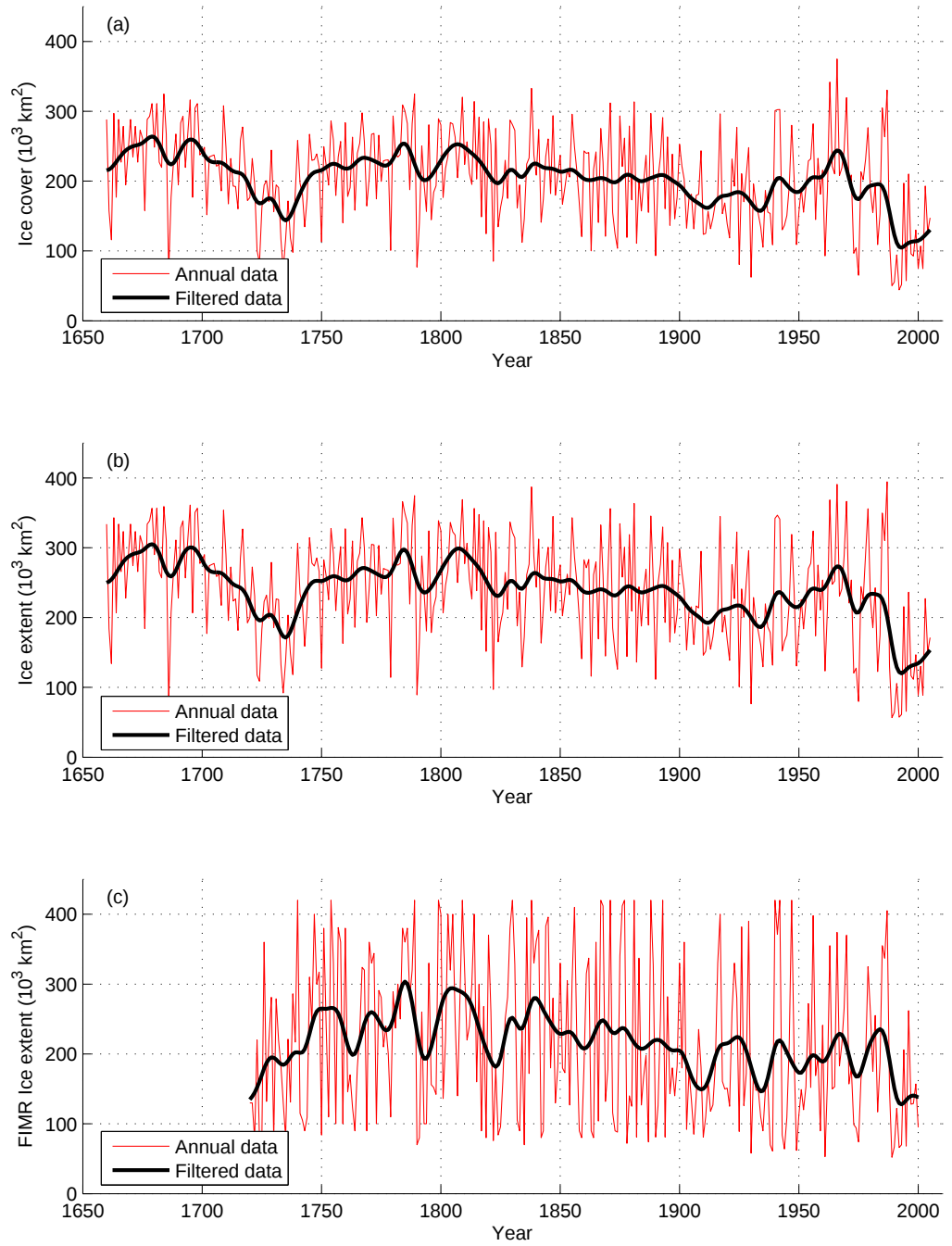


Figure 10: (a) Annual maximum ice cover and (b) ice extent as calculated with the consolidation method using proxy data before 1961, and (c) the FIMR time series of ice extent.

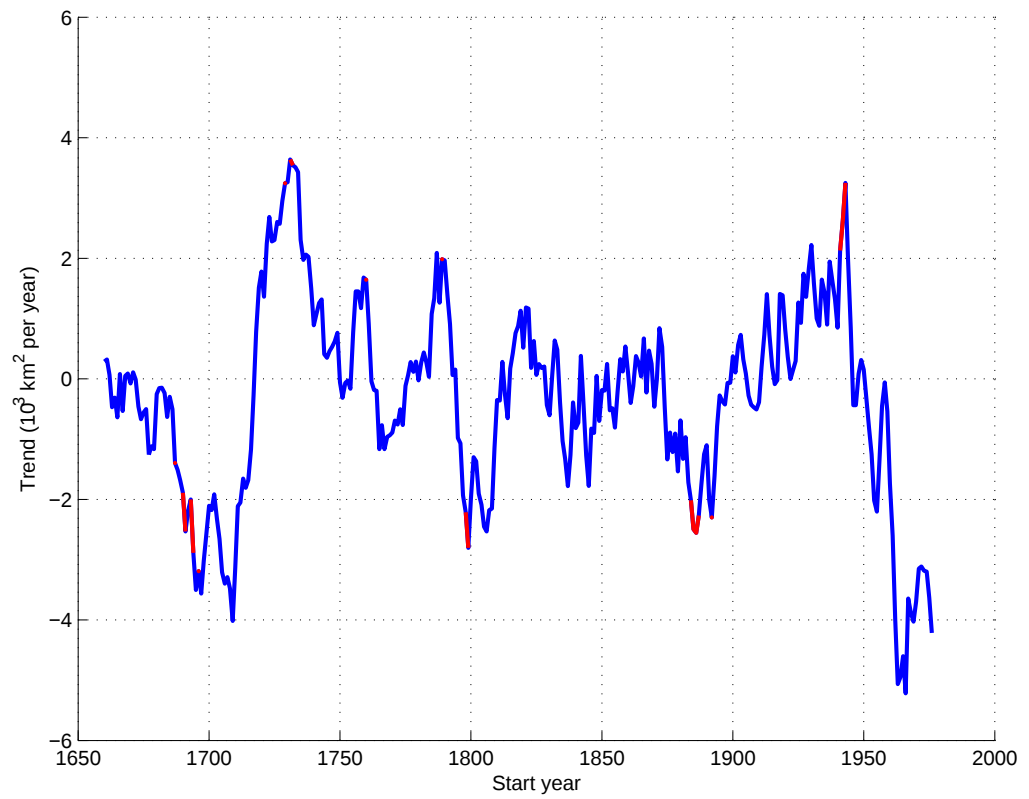


Figure 11: Trends over moving 30-year windows. Significant trends coloured red.



Assimilering av isdrift: implementering och test

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping
December, 2006

Sammanfattning

SMHI:s operationella dataassimilationssystem har uppdaterats för att möjliggöra assimilering av isdrift. För att testa den nya versionen av dataassimilationsprogrammet gjordes ett enkelt experiment med fiktiva observationer av isdrift som assimilerades in i ett verkligt isfält. Två simuleringar på sex dygn gjordes med SMHI:s operationella havsmodell HIROMB (High-Resolution Operational Model for the Baltic) med 3 nautiska mils upplösning, varav den första var en kontrollkörning och den andra var en experimentkörning. Vid kontrollkörningen gjordes ingen assimilation alls, men modellen drevs med reell atmosfärsdrivning. Vid experimentkörningen assimilerades isdrift vid tre tillfällen, kl 00 UTC dygn 3, dygn 4 och dygn 5. Resultaten visar att assimileringen av isdrift fungerar som avsett, men att själva isdriften har ett minne som är kortare än sex timmar. Däremot ger den förändrade isdriften upphov till sekundära förändringar i iskoncentration och vallar, som dröjer kvar långt efter att isdriften assimilerades. Nya vallar kan potentiellt bildas på ett avstånd från isdriftspositionen som är ungefär lika stor som dataassimilationens influensradie. Detta innebär ett problem i det fall då endast ett fåtal isdriftobservationer är tillgängliga, eftersom placeringen av de nya vallarna bestäms av hur täta observationerna är relativt assimilationslängdskalan, och inte av fysiken. Rekommendationen är därför att endast assimilera isdrift då observationstätheten är hög.

1. Inledning

SMHI:s operationella havsmodell HIROMB (High-Resolution Operational Model for the Baltic) använder en dataassimilationsmetod som kallas successiva korrektionsmetoden (SCM). De isvariabler som assimileras i HIROMB idag är iskoncentration, flaktjocklek, deformerade isens tjocklek, valltäthet (antal vallar per km) samt vallarnas segelhöjd (den biten av vallen som sticker upp ovanför omgivande isflak). En isvariabel som beräknas av HIROMB men som ännu inte assimileras operationellt är isdrift, som egentligen består av två vinkelräta komponenter. Ett skäl till detta är att observationer av isdrift inte är så lättillgängligt som exempelvis iskoncentration. I denna korta studie skall möjligheten att assimilera isdrift implementeras i SMHI:s operationella dataassimilationsprogram och testas genom att assimileras i ett verkligt isfält.

2. Experimentuppsättning

Perioden som skall assimileras är 2006-02-01 till 2006-02-06, med 3 nautiska mils upplösning. Perioden valdes för att Bottenviken just håller på att frysa till helt och hållet, så isutbredningen är stor utan att iskoncentrationen är maximal överallt. I kontrollkörningen startas modellen med ett realistiskt initialvillkor och drivs med realistisk atmosfärsdrivning, men all dataassimilation är avstängd. Experimentkörningen är nästan identisk, med den enda skillnaden att isdrift assimileras på positionen 65°N 23.5°O kl. 00 UTC den 2006-02-03, 2006-02-04 och 2006-02-05, d.v.s. under tre på varandra följande dygn (fast bara kl 00 UTC). Isdriften som assimilerades var identisk vid de tre tillfällena, nämligen 20 cm/s rakt österut. I själva verket rörde sig isen åt väster eller sydväst på denna plats under denna period, så dessa påhittade observationer borde göra stora skillnader i isfältet.

3. Resultat

Figur 1 visar isdriften i form av östlig och nordlig komponent den 2006-02-03 kl 00 UTC, d.v.s. precis efter assimilationen av den påhittade isdriften i experimentkörningen. Det är tydligt att allt verkar fungera, då rätt isdrift verkar ha kommit in i modellen. Skillnaden i östlig komponent mot kontrollkörningen är betydande, ca 30-40 cm/s, men den nordliga komponenten är ganska lik kontrollkörningen (nära 0 cm/s). Figur 2 visar motsvarande issituation (vid exakt samma tillfälle) i form av iskoncentration och valltäthet. Dessa fält har inte assimilerats och effekten av den assimilerade isdriften har ännu inte hunnit påverka isfältet i form av exempelvis iskoncentration och valltäthet. Följden av detta är att experimentkörningen fortfarande är identisk med kontrollkörningen i form av iskoncentration och valltäthet (liksom alla övriga variabler utom just isdrift).

I figur 3 ser vi isdriften sex timmar senare, d.v.s. den 2006-02-03 kl 06 UTC. Experimentkörningen är nästan identisk med kontrollkörningen, vilket antyder att isfältets minne med avseende på isdrift är kortare än sex timmar. Däremot finns tydliga spår kvar av assimileringen i figur 4, som visar iskoncentration och valltäthet vid samma tillfälle. Dessa skillnader kan, om de är någorlunda stora, även ge upphov till sekundära skillnader i isdrift.

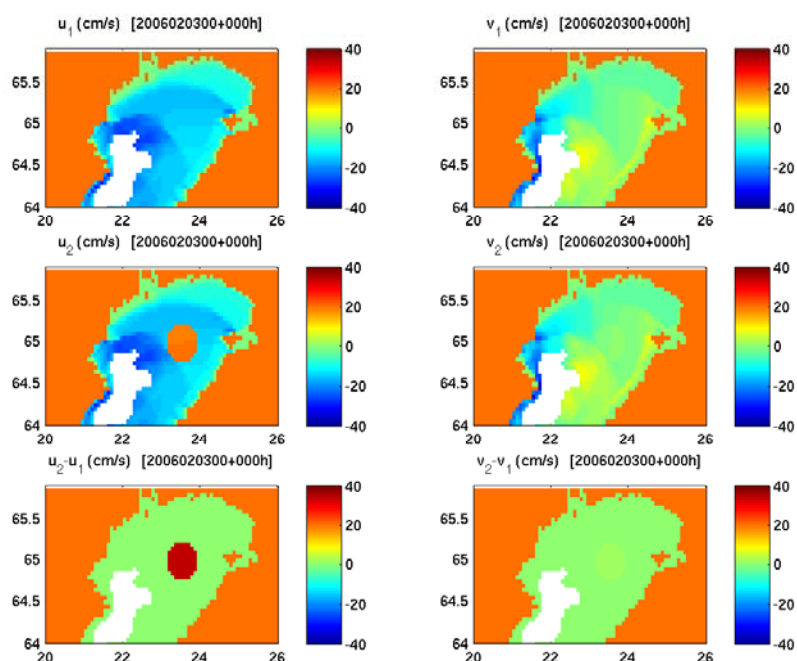
I figur 5 ser vi hur situationen ser ut den 2006-02-06 kl. 00 UTC, vilket motsvarar 24 timmar efter den tredje och sista assimileringen. Återigen ser vi att isdriften är i det närmaste identisk i de båda körningarna, vilket beror på att atmosfärdrivningen ju är identisk i de båda fallen. Man kan kanske förvänta sig större skillnader i isdrift, med tanke på att iskoncentrationen inte längre är identisk (se bild 6). Att så inte är fallet kan möjligen bero på att isdriften i sig är relativt liten i detta fall. Figur 6 antyder också att assimileringen av isdrift verkar ge upphov till en nettoökning av deformerad is (vallar).

4. Sammanfattning och diskussion

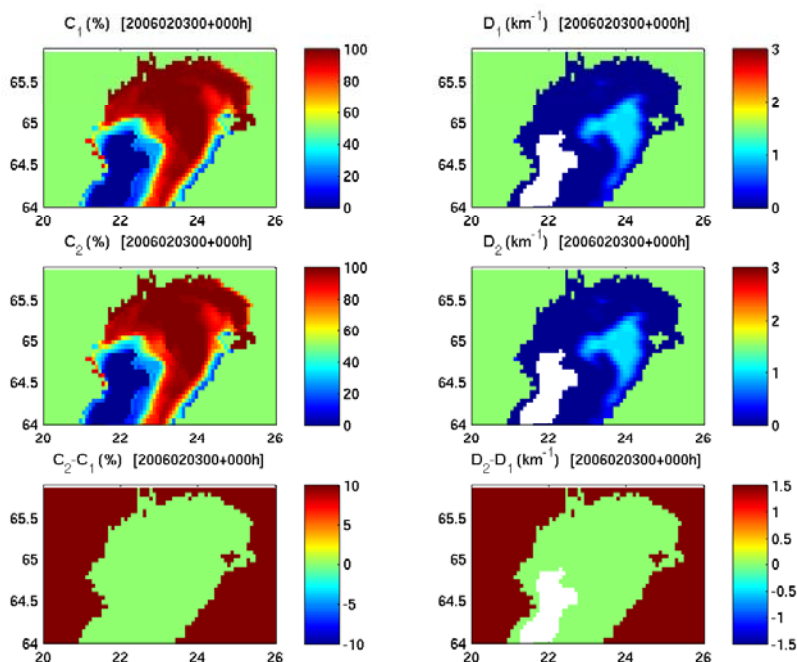
Det dataassimilationsprogram (successiva korrektionsmetoden) som idag används operationellt på SMHI har i en testversion utökats så att även isdrift kan assimileras. Ett enkelt experiment utfördes där en kontrollkörning och en experimentkörning gjordes, på sex dygn vardera under perioden 2006-02-01 till 2006-02-06.

Resultaten från experimentet visar att isdriften har kort minne, kortare än sex timmar. Detta innebar i experimentet att isdriftsfälten var i stort sett identiska endast sex timmar efter assimileringen ägde rum, vilket beror på att isdriften styrs väldigt starkt av atmosfärdrivningen som var densamma i båda körningarna. Tydliga sekundära effekter av assimilationen kunde dock konstateras. Assimilationen av isdrift gav upphov till förändringar i iskoncentration, som kvarstod åtminstone 24 timmar efter assimilationen. Även förändringar i isvallar kunde konstateras, genom att en nettoökning av dessa kunde konstateras i samband med assimileringen.

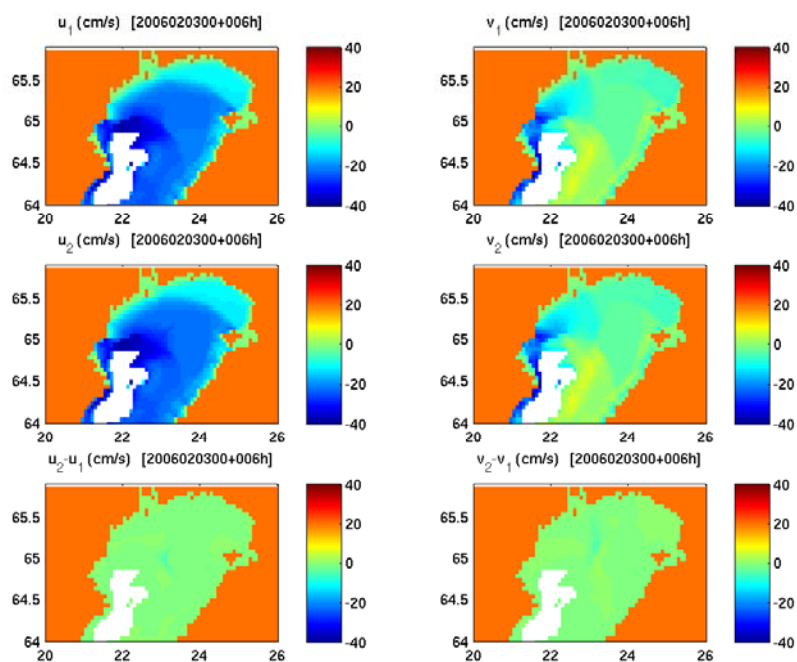
Just de extra vallarna kan möjligen vara ett problem i liknande fall med endast ett fåtal isdriftobservationer. Anledningen är att dessas placering beror på assimilationslängdskalan och observationerna placering, snarare än fysiken. En slutsats av detta är att isdrift bör assimileras endast om observationstätheten är relativt hög.



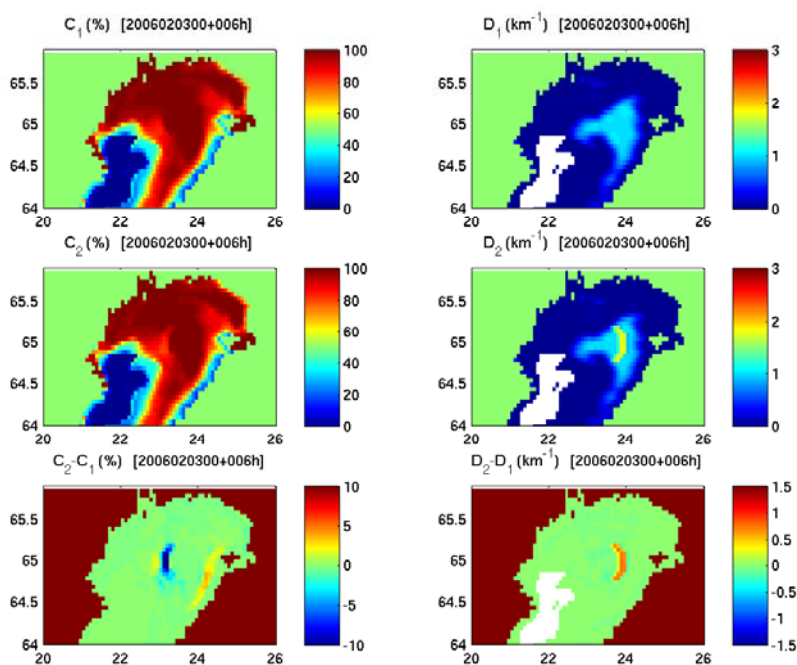
Figur 1. Isdriften den 2006-02-03 kl 00 UTC i form av (vänster kolumn) östlig och (höger kolumn) nordlig driftkomponent. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



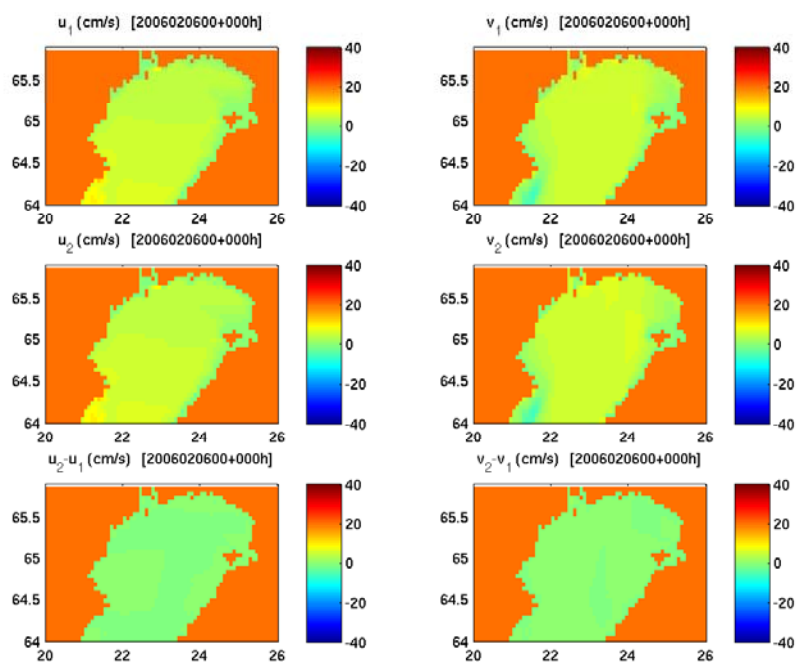
Figur 2. Issituationen den 2006-02-03 kl 00 UTC i form av (vänster kolumn) iskoncentration och (höger kolumn) antal vallar per km. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



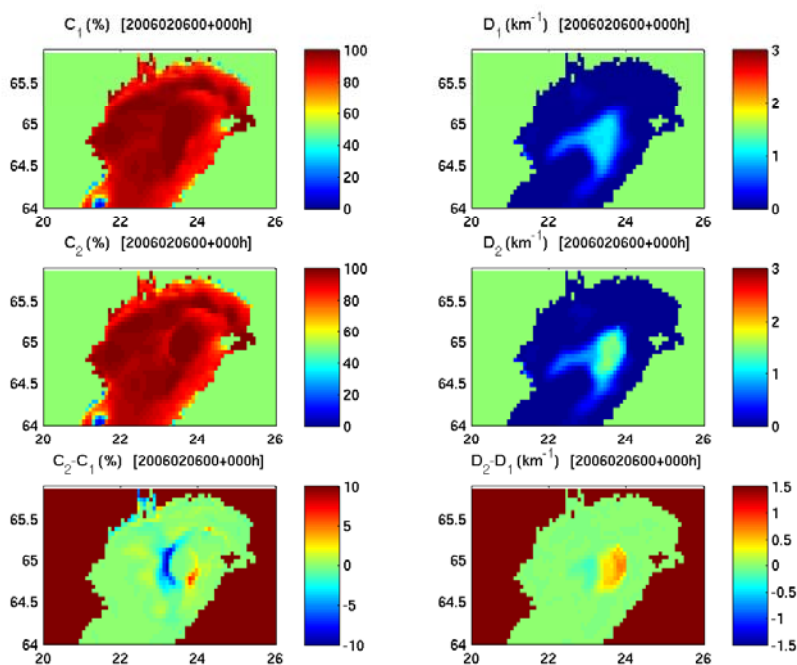
Figur 3. Isdriften den 2006-02-03 kl 00 UTC i form av (vänster kolumn) östlig och (höger kolumn) nordlig driftkomponent. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



Figur 4. Issituationen den 2006-02-03 kl 06 UTC i form av (vänster kolumn) iskoncentration och (höger kolumn) antal vallar per km. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



Figur 5. Isdriften den 2006-02-06 kl 00 UTC i form av (vänster kolumn) östlig och (höger kolumn) nordlig driftkomponent. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



Figur 6. Issituationen den 2006-02-06 kl 00 UTC i form av (vänster kolumn) iskoncentration och (höger kolumn) antal vallar per km. Den översta raden visar kontroll körningen, den mellersta raden visar experimentkörningen och den understa visar skillnaden (experiment minus kontroll).



Test av ensembleprognoser med HIROMB

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping
September, 2006

Sammanfattning

Ett ensembleprognossystem för is har satts upp och testats för Östersjön. Upplösningen är 12 nautiska mil och prognoslängden är sju dygn. Starttillstånden för iskoncentration och flaktjocklek stördes inom realistiska gränser på ett sätt så att totalt fem olika starttillstånd var tillgängliga. Genom att utnyttja olika prognoslängder från ECMWF:s (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) tiodygnsprognoser skapades 4 ensembler för atmosfärsdrivning upp till sju dygn. Med alla kombinationer av starttillstånd och atmosfärsdrivningar kunde sjudygns ensembleprognoser med 20 ensemblemedlemmar göras.

Baserat på resultaten av de olika ensembleprognoserna kunde vissa statistiska mått beräknas. Dessa var ensemblemedelvärde, standardavvikelse, samt andelen ensemblemedlemmar som gav prognoser inom vissa förutbestämda gränser. På så sätt kunde exempelvis sannolikheten att iskoncentrationen överstiger 80 % beräknas.

Systemet kördes för hela januari 2006 och jämfördes med observationer. Dessa första tester gav lovande resultat men behöver valideras mer i framtiden.

1 Inledning

Idag gör SMHI 48-timmars prognoser av havs- och isvariabler med hjälp av det kopplade is- och havsmodellsystemet HIROMB (High-Resolution Operational Model for the Baltic). Prognoser görs på tre olika s.k. gridnät, med 12, 3 och 1 nm (nautisk mil) upplösning. Sedan ett år tillbaka görs även testprognoser med prognoslängden 10 dygn med en upplösning på 3 nm. Inom kort (hösten 2006) beräknas dessa vara i operationell drift, vilket höjer driftsäkerheten avsevärt jämfört med dagens testdrift.

Alla dessa prognoser startas med bästa möjliga gissning på starttillståndet och drivs av bästa möjliga atmosfärsdrivning, d.v.s. den senaste tillgängliga väderprognosen. Förhoppningen är givetvis att prognosen ska vara så bra som möjligt, d.v.s. ligga så nära verkligheten som möjligt. Den här typen av prognoser, som startar med en bästa gissning av starttillståndet och sedan räknas fram i tiden fram m.h.a. dynamiska och termodynamiska ekvationer, brukar kallas deterministiska prognoser.

Problemet med deterministiska prognoser är att de alltid har osäkerheter, som oftast ökar med prognoslängden. Dessa osäkerheter beror på

- osäkerheter i starttillstånd,
- osäkerheter i de styrande ekvationerna, samt
- osäkerheter i randvillkor (atmosfärisk drivning).

Dessutom kan ett deterministiskt modellsystem som regel inte själv ange dess osäkerhet, vilket gör deterministiska prognoser svårare att använda.

Ett alternativ (eller komplement) är s.k. probabilistiska prognoser, som är baserade på sannolikheter. Det bästa vore att skriva ned ett ekvationssystem som beskriver utvecklingen av osäkerheten i tiden, lösa detta med en dator, och ange osäkerheten i alla prognosvariabler som ett komplement till de deterministiska prognoserna. Tyvärr visar det sig att ett sådant ekvationssystem blir alltför svårt att lösa, så andra metoder måste till.

En sådan metod är att göra många olika prognoser, en hel ensemble av prognoser, som alla skiljer sig något från varandra. Skillnaderna kan exempelvis vara något olika starttillstånd, eller olika meteorologiska drivningar. I de fall prognoserna är samstämmiga är förmodligen prognosernas osäkerhet relativt liten, och omvänt, om prognoserna ger helt olika resultat är osäkerheten relativt stor. Osäkerheten kan exempelvis ges i form av en standardavvikelse för de olika prognoserna, för varje prognosvariabel, varje position och varje tidpunkt. Vidare, genom att exempelvis räkna hur många av ensemblemedlemmarna som ger en iskoncentration på över 80 % och dividera med det

totala antalet ensemblemedlemmar, kan man få en beräknad sannolikhet för att iskoncentrationen ska överstiga 80 %. Ensembleprognoser kan alltså ange sannolikheten att en viss händelse ska inträffa.

2 Metod

2.1 Modellsystemet

Versionen av HIROMB som används i denna studie är HIROMB 3.1, vilket är den senaste versionen som beräknas bli operationell under kommande vinter. För dessa tunga ensemblekörningar används dock endast 12 nm upplösning, vilket kan förbättras i framtiden. Prognoslängden i denna studie begränsas till sju dygn, vilket kan utökas i framtiden.

Dataassimilationssystemet är detsamma som är operationellt idag i HIROMB, d.v.s. den s.k. SCM-metoden. Data som assimileras är observationer av salt och temperatur från fasta bojar (södra Östersjön, Västerhavet och Nordsjön), SMHI:s mätningar av salt och temperatur från R/V Argos, ytvattentemperatur från satellit (OSI-SAF), samt isvariabler från SMHI:s operationella iskarter (iskoncentration, flaktjocklek, vallningsgrad).

Den meteorologiska drivningen är från det europeiska centret ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) interpolerat till 0.25 graders upplösning, motsvarande ca 28 km. Som beskrivs nedan, används olika prognoslängder, från 7 till 10 dygn, för att ge ett mått på osäkerheten i drivningen.

2.2 Störningar av starttillstånd

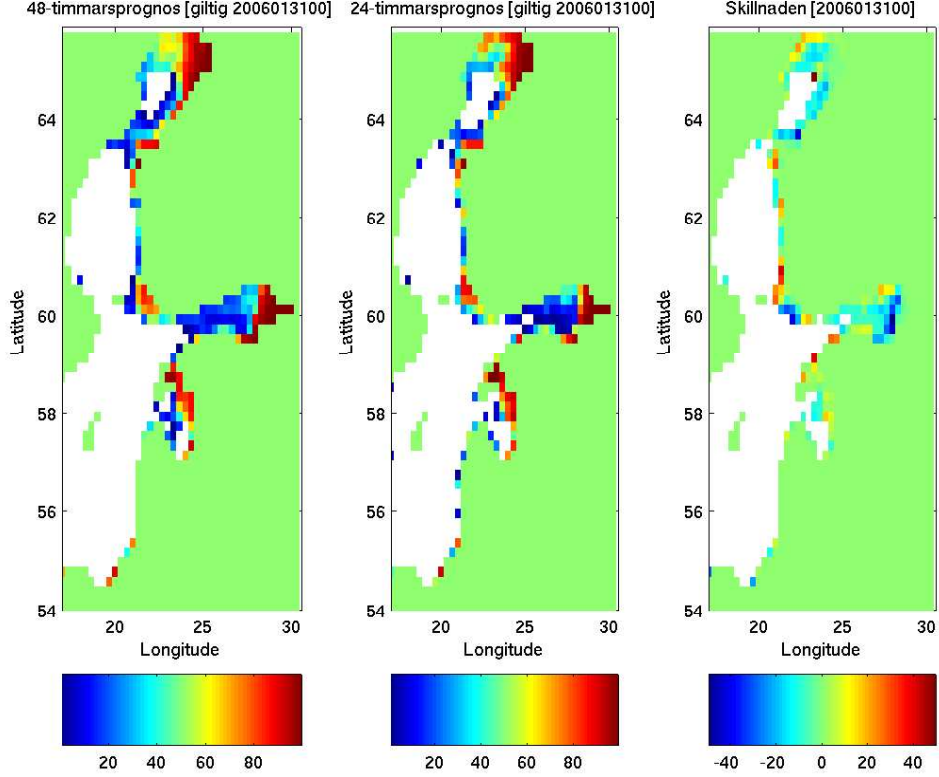
När man gör ensembleprognoser kan man tänka sig att störa alla möjliga variabler. Eftersom vi mest är intresserade av is i denna studie begränsar vi oss här till att endast störa starttillstånden m.a.p. iskoncentration och flaktjocklek.

För att kunna störa starttillståndet på ett realistiskt sätt behöver vi veta två saker. Dels var vi ska applicera störningen, dels hur stor den ska vara. För att bestämma en realistisk geografisk fördelning av störningarna, kommer vi i denna studie använda oss av skillnaden mellan gårdagens 24-timmarsprognos och förgårdagens 48-timmarsprognos, giltiga vid analysögonblicket (kl 00 UTC i detta fall). Figur 1(a) och (b) visar en 48-timmarsprognos respektive en 24-timmarsprognos av iskoncentration (betecknas här med C), båda giltiga vid samma tillfälle (2006-01-31 kl 00 UTC), och figur 1(c) visar skillnaden mellan dessa. Mönstret av skillnaden visar var någonstans modellen är osäker och anger därför realistiska områden att applicera störningarna i starttillståndet på. Ett argument för att denna metod är realistisk är att områden med fastis och 100 % iskoncentration (exempelvis utanför finska kusten i Bottenviken eller utanför S:t Petersburg i Finska viken i Figur 1) tenderar att ha differensen noll procentenheter. Detta innebär att vi inte bör störa starttillståndet där, vilket är rimligt. Omvänt, i mer rörliga områden är starttillståndet mer osäkert, vilket resulterar i större skillnader, och därmed indikerar var vi bör störa starttillståndet.

Nästa steg är att bestämma hur stora störningar som ska appliceras på starttillstånden. Enklarest är att helt enkelt addera differensfältet $\Delta C(x, y)$ till det ostörda initialfältet $C_0(x, y)$, enligt

$$C_+(x, y) = C_0(x, y) + \Delta C(x, y), \quad (1)$$

där $C_+(x, y)$ är det störda initialtillståndet av iskoncentration och koordinaterna x och y betecknar lägeskoordinater i öst-västlig respektive nord-sydlig led. Ett problem med ekvation (1) är att differensfältet $\Delta C(x, y)$ kan ha olika amplitudnivå (i medeltal) beroende på situationen, trots att osäkerheten förmodas vara ungefär lika stor varje gång (beroende på förväntade observationsfel). Ett sätt att lösa detta problem är att normera differensfältet så att det får önskad amplitud. Detta åstadkoms genom att först dividera $\Delta C(x, y)$ med dess verkliga standardavvikelse $\sigma_{\Delta C}$ och sedan



(a)

(b)

(c)

Figur 1: (a) 48-timmarsprognos (b) 24-timmarsprognos av iskoncentration (enhet: %), båda giltiga 2006-01-31 kl 00 UTC. Panel (c) visar skillnaden.

multiplicera med den önskade standardavvikelsen σ_{0C} , enligt

$$C_+(x, y) = C_0(x, y) + \frac{\sigma_{0C}}{\sigma_{\Delta C}} \Delta C(x, y). \quad (2)$$

Ett stort iskoncentrationsfält kan även bildas genom att istället subtrahera det normaliserade differensfältet, enligt

$$C_-(x, y) = C_0(x, y) - \frac{\sigma_{0C}}{\sigma_{\Delta C}} \Delta C(x, y), \quad (3)$$

vilket ger oss tre olika iskoncentrationsfält: C_0 , C_+ och C_- .

Motsvarande förfarande kan användas på flaktjocklek h , vilket ger följande uttryck:

$$h_+(x, y) = h_0(x, y) + \frac{\sigma_{0h}}{\sigma_{\Delta h}} \Delta h(x, y), \quad (4)$$

$$h_-(x, y) = h_0(x, y) - \frac{\sigma_{0h}}{\sigma_{\Delta h}} \Delta h(x, y), \quad (5)$$

vilket totalt ger oss tre olika flaktjockleksfält: h_0 , h_+ och h_- .

Dessa olika störda och ostörda starttillstånd av iskoncentration och flaktjocklek kombineras sedan ihop genom att göra endast en störning i taget. Detta resulterar i fem olika starttillstånd, som i sin tur kommer ge upphov till våra första fem ensembler, E00-E04; se tabell 1.

Tabell 1: Definition av ensemblemedlemmarnas beteckningar, startfält och meteorologiska drivningar

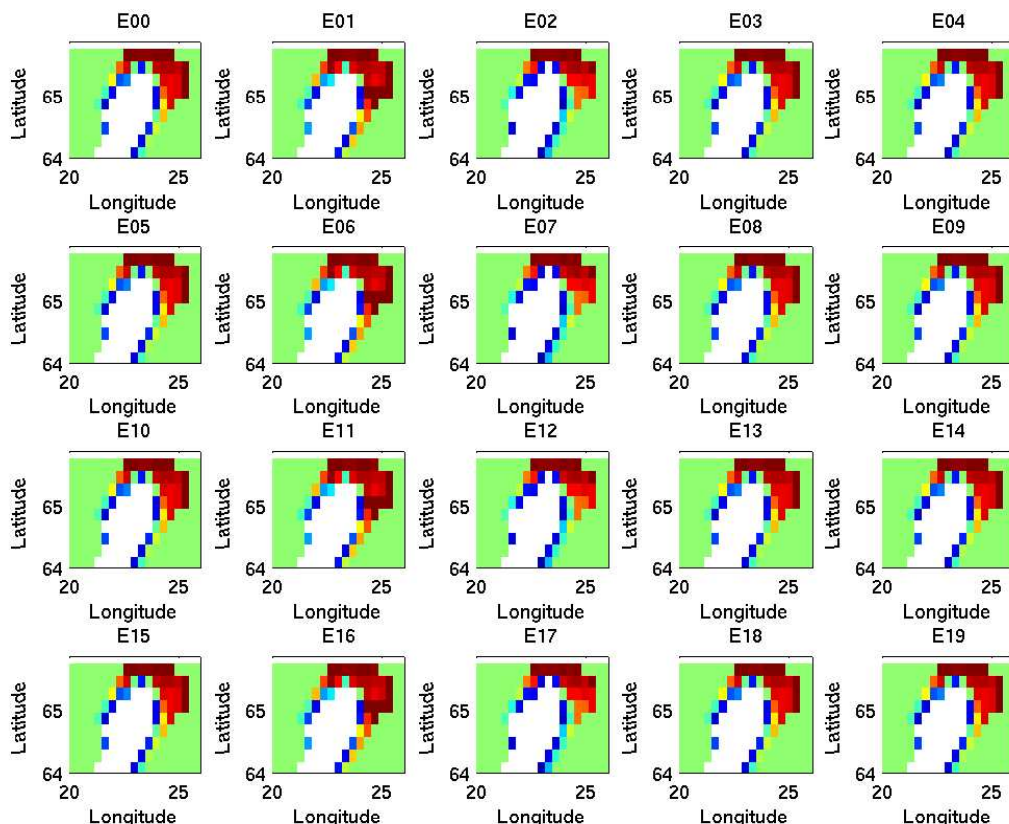
Ensemble-nummer	Ensemble-beteckning	Startvärde för iskoncentration	Startvärde för flaktjocklek	Meteorologisk drivning
0	E00	C_0	h_0	M_0
1	E01	C_+	h_0	M_0
2	E02	C_-	h_0	M_0
3	E03	C_0	h_+	M_0
4	E04	C_0	h_-	M_0
5	E05	C_0	h_0	M_1
6	E06	C_+	h_0	M_1
7	E07	C_-	h_0	M_1
8	E08	C_0	h_+	M_1
9	E09	C_0	h_-	M_1
10	E10	C_0	h_0	M_2
11	E11	C_+	h_0	M_2
12	E12	C_-	h_0	M_2
13	E13	C_0	h_+	M_2
14	E14	C_0	h_-	M_2
15	E15	C_0	h_0	M_3
16	E16	C_+	h_0	M_3
17	E17	C_-	h_0	M_3
18	E18	C_0	h_+	M_3
19	E19	C_0	h_-	M_3

2.3 Störningar i meteorologisk drivning

I början av en prognos förväntas skillnaderna i starttillstånd ge en viss skillnad i prognoserna. Detta gäller inte enbart för de prognosvariabler som störts, utan även andra kan påverkas. Förändringar i iskoncentration påverkar exempelvis vallning av is. Efter ett antal dygn, däremot, finns det skäl att tro att isprognoser tenderar att konvergera om de drivs med samma meteorologiska fält. På den längre tidsskalan är det därför inte starttillstånden som har så stor betydelse, utan den meteorologiska drivningen.

Ett enkelt sätt att ta hänsyn till osäkerheterna i den meteorologiska drivningen är att driva vårt modellsystem med ECMWF-prognoser som har olika prognoslängd. Meteorologisk drivning från den senaste prognosen kommer här betecknas M_0 . En ett dygn gammal prognos, giltig vid samma tidpunkt, kommer betecknas M_1 , och M_2 och M_3 betecknar två respektive tre dygn gamla prognoser. Exempel: drivfält för tidpunkten 6 timmar in i isprognosen ges av en 6-timmarsprognos från M_0 , en 30-timmarsprognos från M_1 (som startade 24 timmar innan M_0), en 54-timmarsprognos från M_2 och en 78-timmarsprognos från M_3 .

Eftesom dessa fyra prognoser M_0 - M_3 skiljer sig något, speciellt på tidsskalan en vecka, kan vi få en spridning i isprognoserna på denna skala om alla dessa drivningar används i ensemblesystemet. Genom att kombinera alla fem starttillstånd (se ovan) med dessa fyra atmosfärsdrivningar kommer vi alltså få totalt 20 olika ensemblemedlemmar. Dessa är numrerade från 0 till 19, där ensemble nr 0 är den ostörda ensemblemedlemmen med den senaste meteorologiska drivningen; se tabell 1.

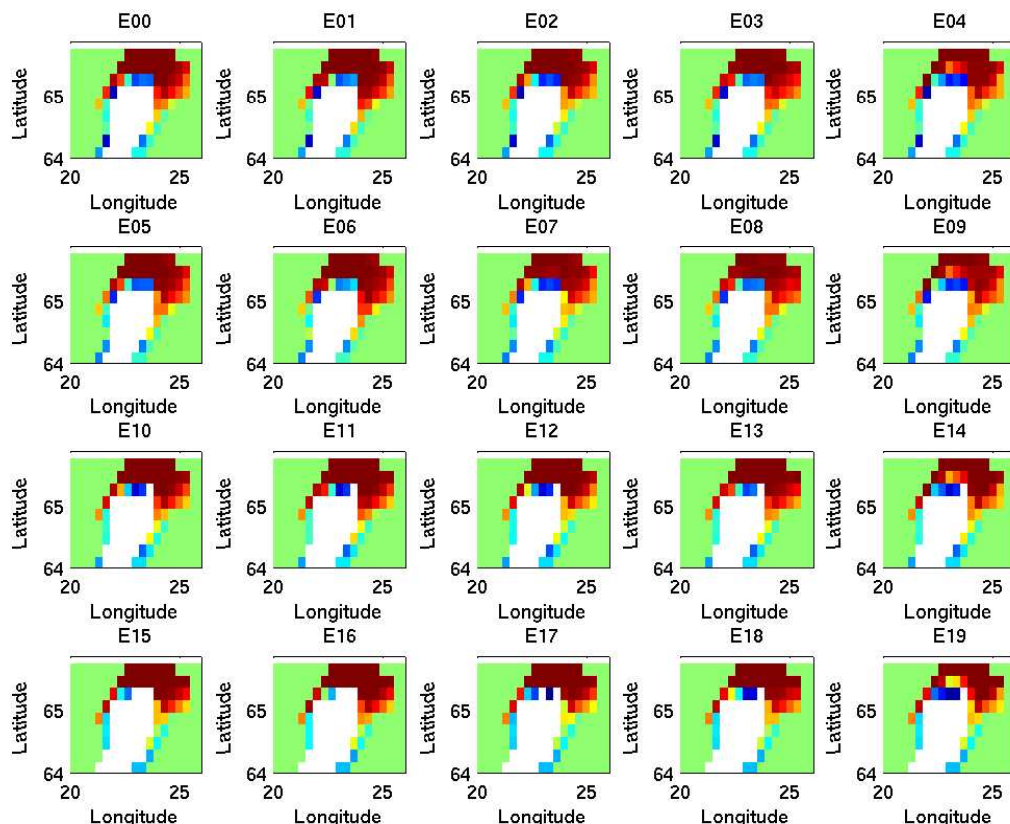


Figur 2: Starttillstånd i form av iskoncentration för de 20 ensemblerna giltiga den 2006-01-19 kl 00 UTC. Blått anger låg iskoncentration och rött anger hög iskoncentration.

3 Resultat

Figur 2 visar starttillstånden för samtliga 20 ensembler den 2006-01-19 kl 00 UTC. De ser ganska lika ut, men man kan se att alla ensembler som ligger i samma kolumn har identiska starttillstånd (exempelvis E01, E06, E11 och E16). Figur 3 visar resultatet efter 24-timmarsprognoser med samtliga ensemblemedlemmar. Fortfarande är det så att de medlemmar som har samma starttillstånd, trots något olika drivning, är ganska lika varandra. Efter en vecka, däremot, är det tvärtom; se figur 4. Här är det istället de ensembler som har samma drivning, dvs de som ligger på samma rad (exempelvis E05-E09), som mest liknar varandra. Detta bör tolkas som att isprognoserna tenderar att glömma bort sina starttillstånd efter ett antal dygn, åtminstone i detta fall med stark atmosfärisk drivning. Eftersom atmosfärisk drivningarna är olika i de olika raderna i figuren blir prognoserna olika i motsvarande grad.

Figur 5 visar tidsutvecklingen vid positionen 65.5°N 23.0°O av samtliga 20 ensemblemedlemmar, för prognoser med starttiden 2006-01-02 kl 00 UTC. Situationen visar en avkylningsfas med ökad isbildning, både i de enskilda ensemblemedlemmarna och i verkligheten. I denna position i Bottenviken är spridningen i starttillstånd väldigt liten, så den mesta spridningen av ensemblemedlemmarna beror på de fyra olika meteorologiska drivningarna. I figuren är kontrollkörningen, d.v.s. den ostörda ensemblemedlemmen ("E00"), markerad med grön färg. Dessutom har medelvärdet ("MEAN") av alla ensembler beräknats och ritats in i figuren, liksom standardavvikelsen ("STD"). Analysen (efter dataassimilation) är markerad med svart, och täcks in av ensemblerna (d.v.s. hamnar mellan max- och minvärdena) mer än hälften av tiden.



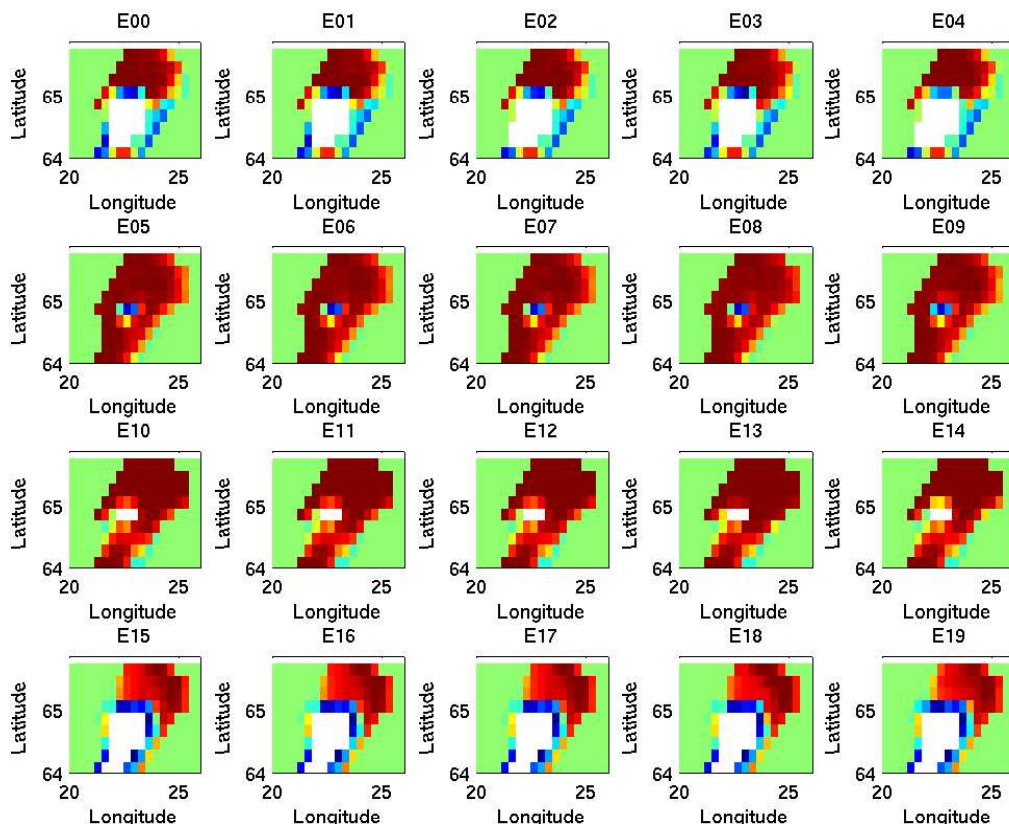
Figur 3: 24-timmarsprognoser av iskoncentration för de 20 ensembleorna giltiga den 2006-01-20 kl 00 UTC. Blått anger låg iskoncentration och rött anger hög iskoncentration.

Figur 6 visar motsvarande resultat för flaktjocklek, för samma datum och samma plats. I detta fall ser vi att ensembleorna (röda) täcker in de senare gjorda analyserna (svarta). På dygn sju har några av ensembleorna börjat peka nedåt med följd att medelvärdet också börjat minska, vilket också är fallet i analyserna (svarta) men inte kontrollkörningen.

Om man kör så många ensemblemedlemmar som vi gör (20 st), är det meningsfullt att även beräkna sannolikhetsfördelningar baserade på ensemblemedlemmarna. Vi kan exempelvis beräkna sannolikheten att iskoncentrationen överstiger 80 % genom att helt enkelt räkna hur många medlemmar som har iskoncentration överstigande 80 % och dividera resultatet med det totala antalet medlemmar. På liknande sätt kan man beräkna sannolikheten att iskoncentrationen understiger en viss gräns, exempelvis 20 %. På liknande sätt kan man göra för samtliga variabler i HIROMB, inte bara isvariabler. Tabell 2 visar det förslag på övre och undre gränser i HIROMB:s isvariabler som tillämpats i denna studie.

Figur 7 visar resultatet av denna typ av statistiska beräkningar. Exemplet visar en 168-timmarsprognos (sjudygnsprognos) av iskoncentration, som startade 2006-01-26 kl 00 UTC och alltså är giltig 2006-02-02 kl 00 UTC. Panel (a) visar den vanliga, ostörda deterministiska prognosen (dvs "E00") och panel (b) visar ensemblemedelvärdet (MEAN). Det är tydligt att en del av ensemblemedlemmarna har is i stora delar av norra kvarken, men att inte den deterministiska har det.

Standardavvikelsen (STD) mellan ensemblemedlemmarna i panel (c) visar att stor spridning (osäkerhet) råder i iskoncentrationen i nordvästra Bottenviken, trots att den deterministiska prognosen och ensemblemedelvärdet ger lika resultat här. Det är dock inte någon motsägelse i det,



Figur 4: 168-timmarsprognoser (en vecka) av iskoncentration för de 20 ensembleterna giltiga den 2006-01-26 kl 00 UTC. Blått anger låg iskoncentration och rött anger hög iskoncentration.

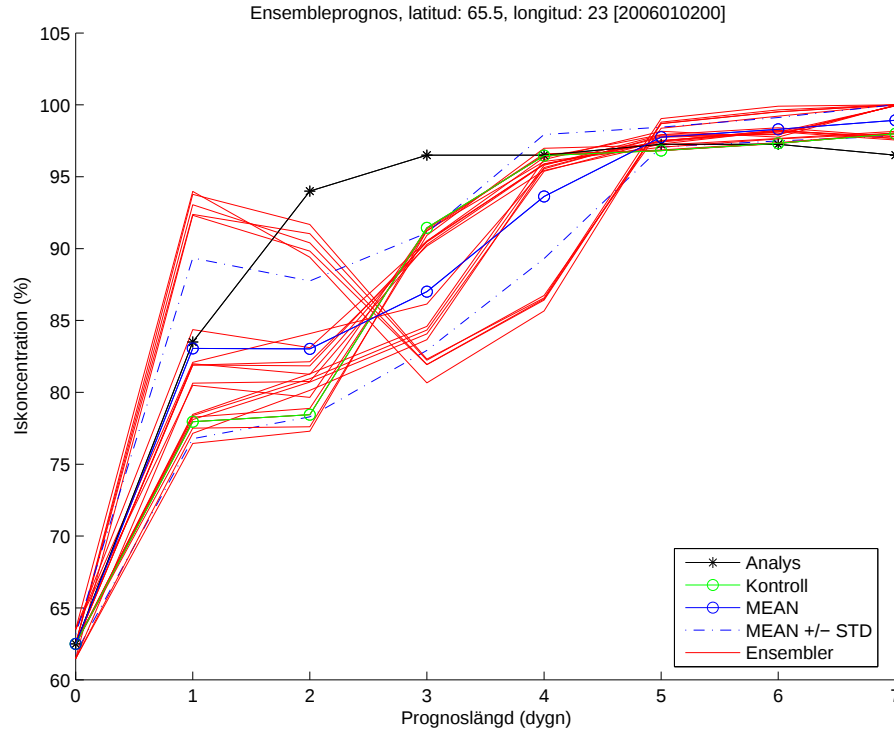
spridningen i ensembleterna, och därmed osäkerheten, kan vara stor ändå.

Panel (d) visar sannolikheten att iskoncentrationen understiger 20 %. I detta exempel ser vi att 100 % av ensemblemedlemmarna anger en iskoncentration på max 20 % i exempelvis södra centrala delarna av Bottenviken, större delen av Bottenhavet och egentliga Östersjön (utom vissa kuststräckor). I östra delen av Finska viken, däremot, verkar sannolikheten vara nära 0 % att iskoncentrationen skulle understiga 20 %.

Den beräknade sannolikheten att iskoncentrationen skulle hamna mellan 20 och 80 % visas i panel (e) i figur 7. Här är nordvästra delen av Bottenviken intressant. Sannolikheten verkar vara ca 50 % att iskoncentrationen i detta område kommer ligga i detta iskoncentrationsintervall, samtidigt som sannolikheten att iskoncentrationen ska hamna i övre eller undre intervallen är ca 25 % vardera. Denna stora osäkerhet stämmer överens med den höga standardavvikelsen i panel (c) för samma område. Slutligen, att iskoncentrationen skulle hamna över 80 % verkar enligt panel (f) vara högst i nordöstra Bottenviken, östra Finska viken samt östra Rigabukten.

4 Diskussion

Detta ensembleprognossystem får atmosfärisk drivning från ECMWF:s deterministiska 10-dygnsprognoser med en upplösning på 0.25° (ca 28 km). Genom att utnyttja senaste prognosen samt upp till tre dygn gamla prognoser kunde vi driva vårt ensemblesystem med atmosfäriska data upp till sju dygn framåt. Om vi även önskar använda fyra dygn gamla väderprognoser minskar maximala



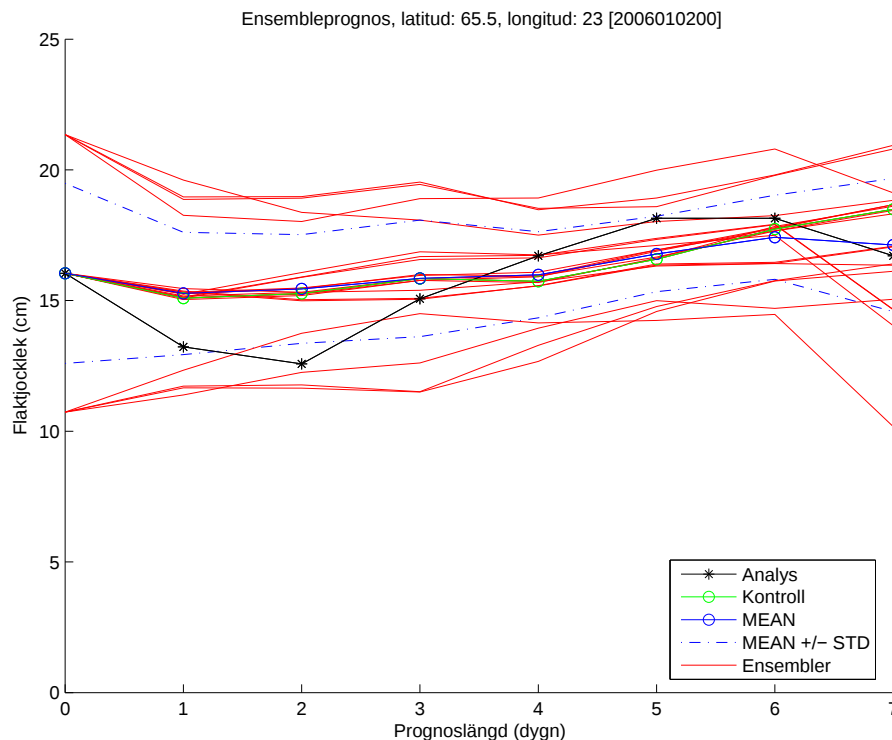
Figur 5: Prognoser av iskoncentration med samtliga 20 ensambler vid 65.5°N 23.0°O.

prognoslängden från sju till sex dygn. En bättre representation av osäkerheten i drivning ger alltså med detta förfarande allt kortare maximal prognoslängd. Ett sätt att komma runt detta problem är att använda ett antal av ECMWF:s ensambler, som var och en har en prognoslängd på tio dygn. Fördelen är uppenbar: ett stort antal (upp till 51) ensambler med väderprognoser kan användas utan att vi behöver förkorta vår maximala prognoslängd för isprognoserna. Detta borde testas i framtiden, som alternativ till det system som testats i denna studie. Nackdelen med att använda dessa atmosfärsensambler som drivning är dock att dessa endast finns tillgängliga med sämre horisontell upplösning, 0.5° (ca 56 km) istället för 0.25° (ca 28 km). Detta kan ge upphov till sämre vindar och lufttemperaturer, p.g.a. att närliggande gridceller felaktigt kan få för mycket landpåverkan vid dålig horisontell upplösning. Vilket system som i slutändan ger bäst resultat får framtida tester utvisa.

I denna studie har störningarna i starttillstånd för de olika isvariablerna (iskoncentration och flaktjocklek) normerats så att de har vissa förutbestämda nivåer på standardavvikelsen (i medeltal). Dessa nivåer är inte givna av naturen utan borde bestämmas genom experiment. Detta har inte

Tabell 2: Exempel på övre och undre nivåer vid beräkningar av sannolikheter

Variabel	Enhet	Undre nivå	Övre nivå
Iskoncentration	%	20	80
Flaktjocklek	cm	20	50
Deformerade isens tjocklek	cm	20	50
Vallarnas segelhöjd	cm	20	80
Valltäthet	antal per km	2	5

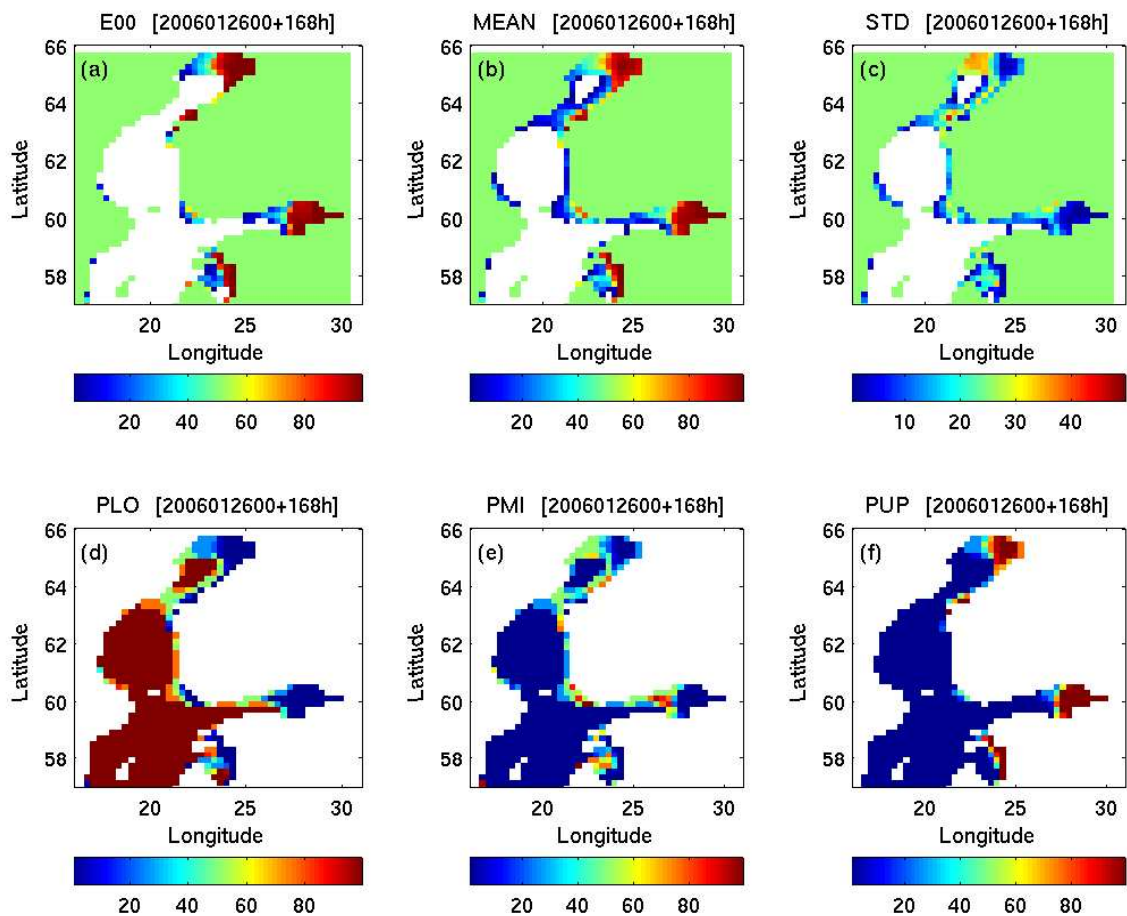


Figur 6: Prognoser av flaktjocklek med samtliga 20 ensambler vid 65.5°N 23.0°O.

gjorts inom ramen för denna första undersökning men kan göras i framtiden.

Vi använde skillnaden mellan 24-timmars och 48-timmarsprognoser för att bestämma de områden som är mest osäkra för starttillståndet. Detta är nog bra, men det är inte helt självklart att isprognoserna som helhet är mest känsliga för starttillstånden i just dessa områden. Antag t.ex. att starttillståndet är mest osäkert nära en iskant utanför Skellefteå. Med vår metod kommer starttillståndet störas mest just där, vilket ger en viss befogad stor spridning i prognoser i trakterna utanför Skellefteå men kanske inte exempelvis utanför Kemi. Men det kan mycket väl finnas områden i exempelvis centrala Bottenviken som prognosmodellen är mycket känslig för, som är avgörande för isutvecklingen utanför Kemi. Det är inte säkert att den metod vi använt här fångar just denna osäkerhet. Inom meteorologi används ofta metoder som involverar s.k. singulära vektorer och eadyindex för att avgöra var en atmosfärsmodell är mest känslig för starttillstånd. Samma metoder kan användas för ensembleprognoser av salt, temperatur och strömmar, men fungerar inte på isvariabler. För is skulle eventuellt en metod som kallas "breeding vectors" fungera, men denna metod har inte testats här.

Det kan först verka konstigt att man vill störa starttillstånden i en modell och tro att resultatet ska bli bättre. Detta gäller speciellt om det ostörda starttillståndet till stor del erhållits från satellitdata som man förhoppningsvis har stort förtroende för. Men det finns alltid osäkerheter i hur satellitdata ska omtolkas till exempelvis iskoncentration. Dessutom kan det i praktiken finnas osäkerheter i vilken exakt tidpunkt som observationerna gäller för. Detta gäller exempelvis de operationella iskarter som produceras vid de svenska och finska istjänsterna, som används som underlag till starttillstånden. Dessa osäkerheter, i data självt och i giltighetstidpunkten för data, ger vissa osäkerheter i starttillstånden till ismodellerna. Det är just dessa osäkerheter som ska representeras i skillnader i starttillstånd mellan olika prognosensambler. Det är inte meningsfullt att lägga in större osäkerheter bara för sakens skull, för att få en viss spridning i prognoserna, utan störningarna ska vara baserade på uppskattade, verkliga osäkerheter.



Figur 7: Resultat av statistiska beräkningar för en 168-timmarsprognos (en vecka) av iskoncentration. Panel (a) visar den deterministiska prognosen (E00), panel (b) visar ensemblemedelvärdet och panel (c) visar standardavvikelsen. Panel (d), (e) och (f) visar sannolikheterna att iskoncentrationen blir låg, medelhög respektive hög enligt gränserna i tabell 2.

Gränsnivåerna för beräkning av sannolikheter, som återfinns i tabell 2, är inte heller självklara. Dessa bör bestämmas i samråd med användare av isprognoserna. Det är också möjligt att införa fler intervall och gränser än som använts i denna studie.

En anledning till att göra probabilistiska prognoser är självklart att kunna ge prognos-baserade uppskattningar av sannolikheten att en viss händelse ska inträffa (exempelvis att iskoncentrationen överstiger 80 %). Ett annat, mer subtilt, skäl är att i ett väl fungerande ensembleprognossystem så kommer ensemblemedelvärdet oftast ligga närmare verkligheten än den deterministiska kontrollkörningen ("E00"). I exemplet i figur 5 såg vi att detta var fallet för dygn 1 och 2, men inte för dygn 3, 4, 6 och 7. Detta var dock endast för en enda gridcell och för en enda sjudygnsprognos. I framtiden borde detta undersökas mer systematiskt.



Ny indikator för isvinterns svårighetsgrad

Karin Borenäs och Lars Axell
September 2006

Sammanfattning

En ny indikator på isvinterns svårighet har beräknats och jämförts med maximala isutbredningen. Den nya indikatorn ges av isarean, alternativt isutbredningen, summerad över alla dagar under hela issäsongen. Resultaten visar att ingen ny information om hur hård isvintern varit fås av den nya indikatorn om man ser över hela området. Det är dock möjligt att den har betydelse för bedömningen av mer avgränsade områden.

1. Bakgrund

För att bedöma isvinterns svårighetsgrad används idag maximal isutbredning som ett mått. Det är emellertid inte säkert att just denna storhet är den bästa för att beskriva hur svår isvintern egentligen har varit. Man skulle kunna tänka sig att istäcket legat under en lång tid men inte sträckt sig så långt söderut. Även om den maximala isutbredningen inte skulle bli så stor i detta fall så kunde ändå vintern ha varit svår ur isbrytningssynpunkt. Med detta i åtanke har en ny indikator tagits fram som kanske bättre beskriver hur isvintern varit. För att få fram den nya indikatorn summeras dagliga värden på isutbredningen över hela issäsongen. Den nya indikatorn jämförs sedan med den gamla, d.v.s. den maximala isutbredningen.

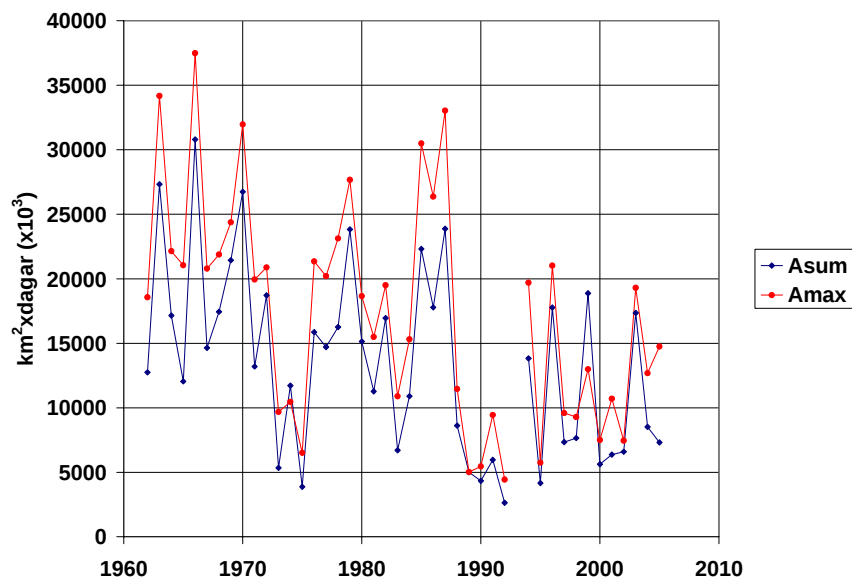
2. Metod

På SMHI finns iskarter digitaliserade från 60-talet och framåt. Det finns två mått som tas fram från dessa kartor. Det ena är den totala isarean, A , som är iskoncentrationen inom en viss gridruta gånger gridrutans area, adderat över alla gridrutor. Det andra måttet är isutbredningen, E , där man adderar arean av de gridrutor med en is-koncentration på minst 15 %. Att A och E varierar kraftigt mellan olika år framgår av figurerna i Appendix 1 där dessa storheter plottats för säsongerna 1961/62 till 2004/05. (För 1993 saknas det fortfarande digitaliserade iskarter varför detta år utgår.) Den nya indikatorn summerar de dagliga värdena för A , respektive E , för hela issäsongen.

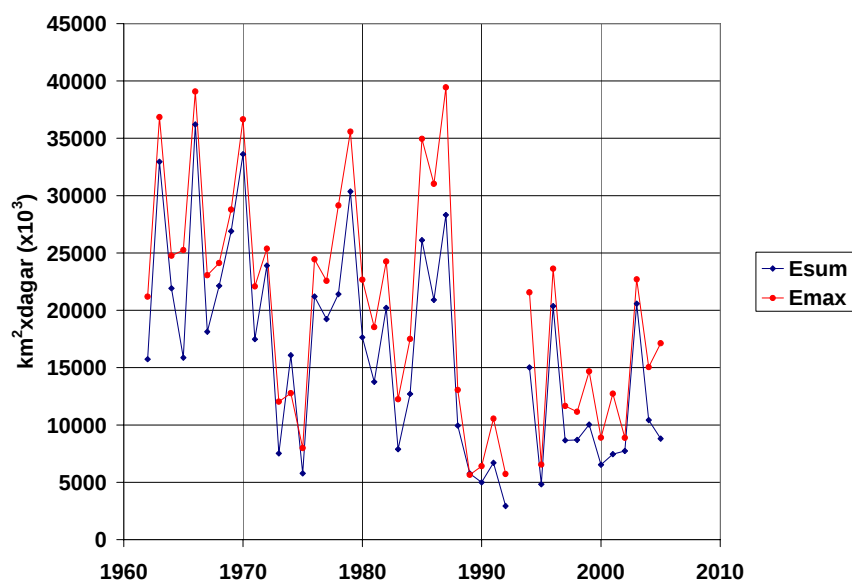
Dagliga iskarter finns endast sparade från de allra senaste åren, för de övriga åren finns det vanligtvis två iskarter sparade per vecka. Antalet dagar mellan två sparade iskarter kan dock variera en del. För att kunna beräkna den nya indikatorn har en linjär interpolation gjorts för att fylla tidsserierna under perioder då värden saknas.

3. Resultat

Den summerade isarean (A_{sum}) och isutbredningen (E_{sum}) har plottats tillsammans med den maximala isarean (A_{max}) respektive den maximala isutbredningen (E_{max}). Resultaten visas i figurerna 1 och 2. För att kunna använda samma skala har värdena för A_{max} och E_{max} multiplicerats med hundra dagar.

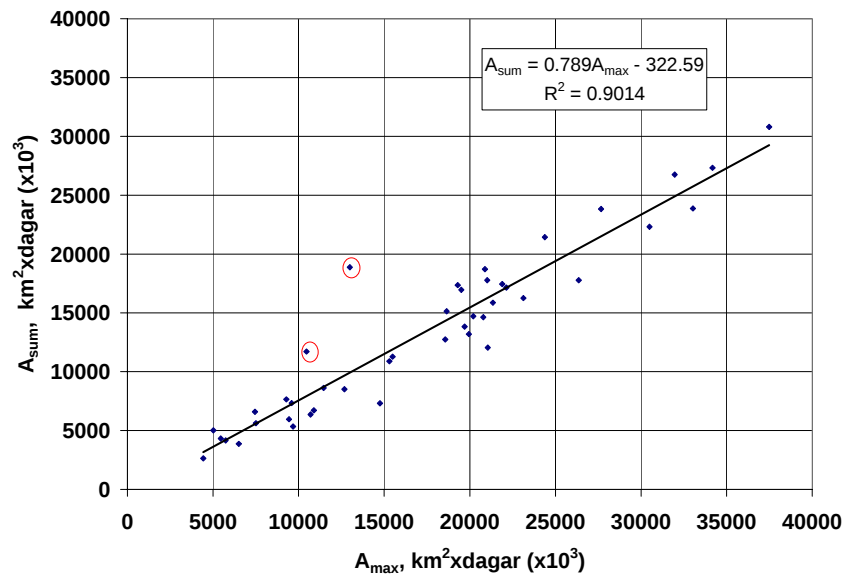


Figur 1. Tidsserie för isarean summerad över issäsongens alla dagar, A_{sum} , samt den maximala isarean multiplicerad med 100 dagar, A_{max} .

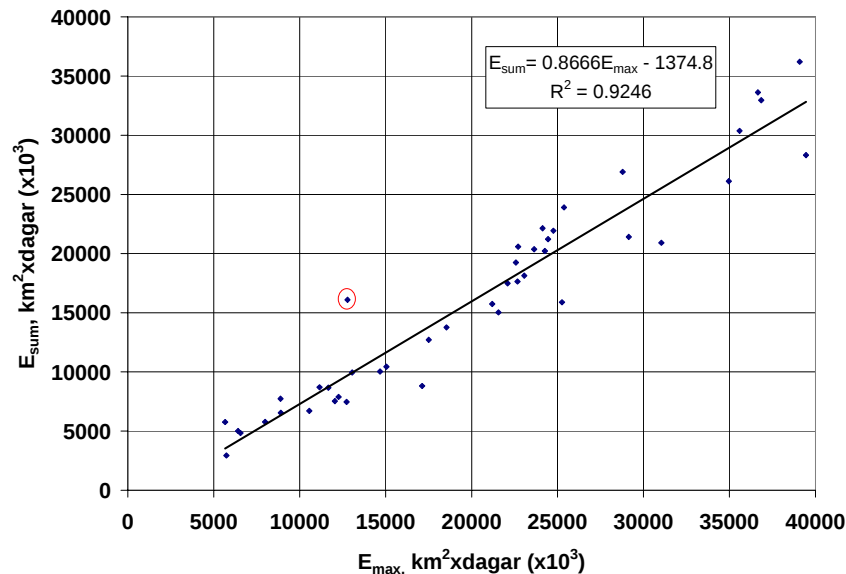


Figur 2. Tidsserie för isutbredningen summerad över issäsongens alla dagar, E_{sum} , samt den maximala isutbredningen multiplicerad med 100 dagar, E_{max} .

Som synes så följer kurvorna för A_{sum} och A_{max} varandra väl. Detsamma gäller för E_{sum} och E_{max} . Att de summerade värdena och maxvärdena samvarierar framgår tydligt när dessa storheter plottas mot varandra, se figurerna 3 och 4. När det gäller A_{sum} och A_{max} så visar diagrammet på ett i stort sett linjärt samband. Två år avviker från mönstret, 1974 och 1999 (dessa punkter är inringade i rött) och i figur 1 ser man att endast vid dessa två tillfällen var det summerade värdet, A_{sum} , större än A_{max} . En linjär anpassning har gjorts mellan A_{sum} och A_{max} vilket beskrivs av den heldragna linjen i diagrammet där ekvationen för linjen samt korrelationskoefficienten också har infogats.



Figur 3. A_{sum} plottat mot A_{max} . Punkterna för åren 1974 och 1999, då A_{sum} var större än A_{max} , är inringade i rött.

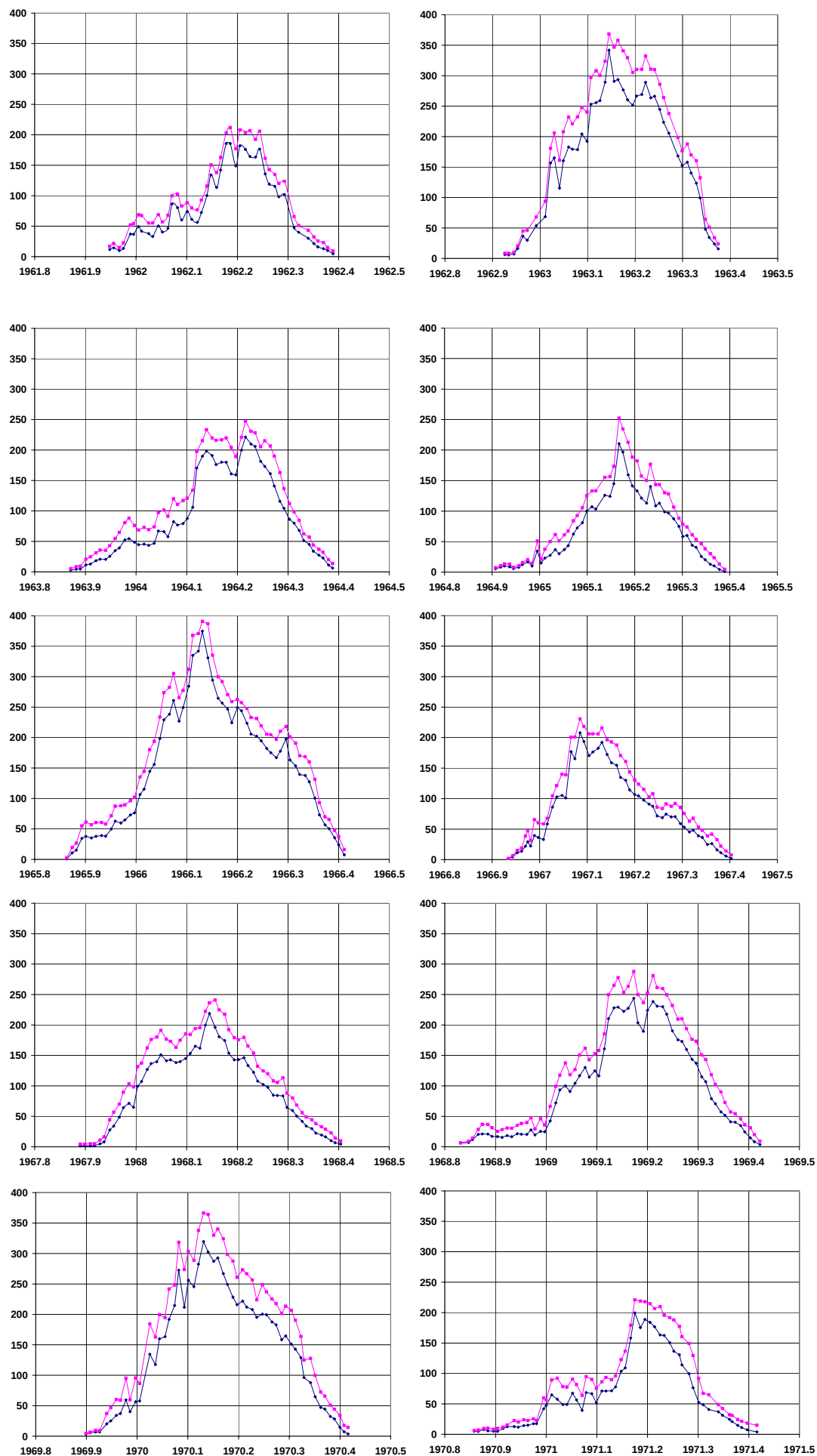


Figur 4. E_{sum} plottat mot E_{max} . Punkten för året 1974, då E_{sum} var större än E_{max} , är inringad i rött.

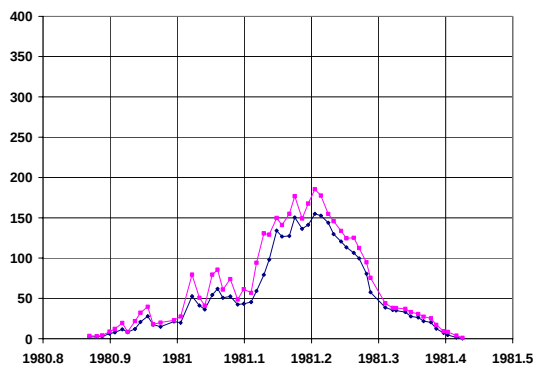
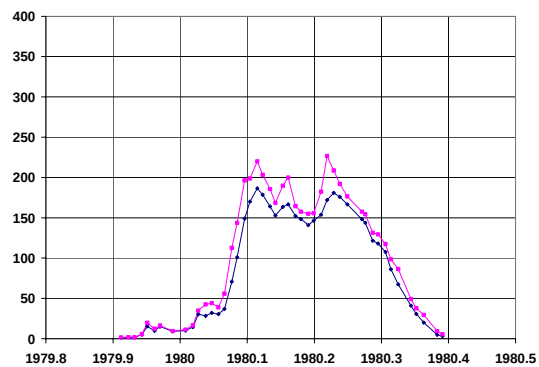
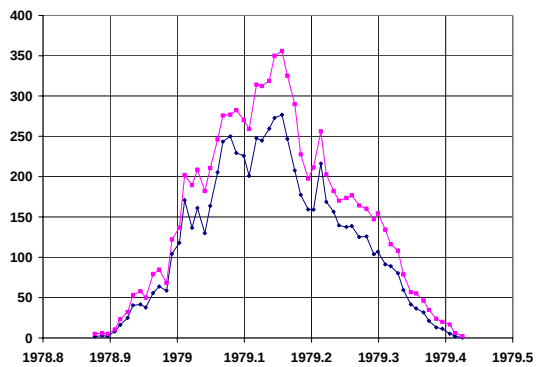
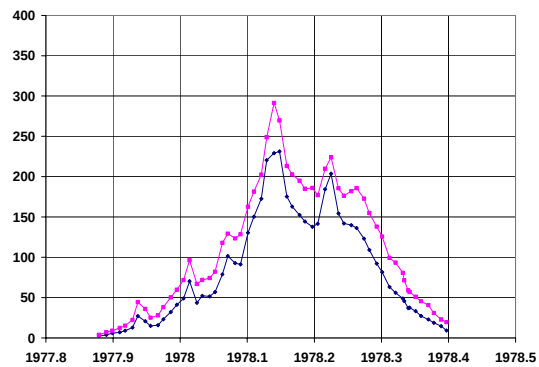
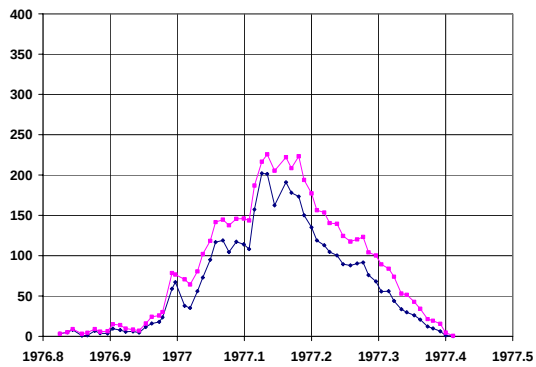
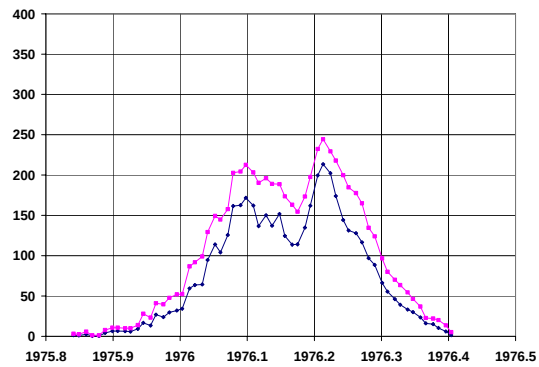
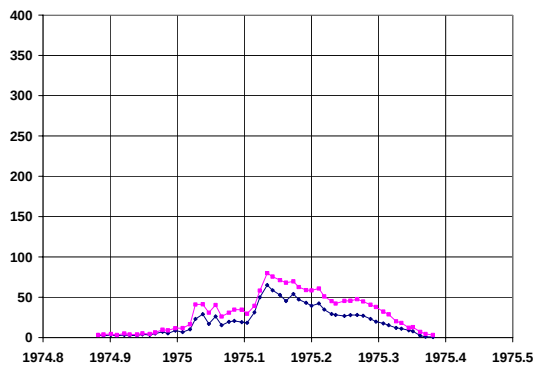
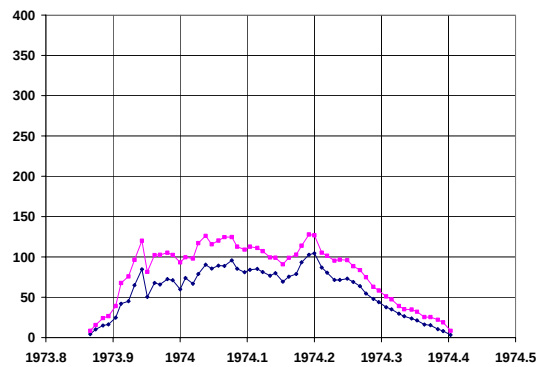
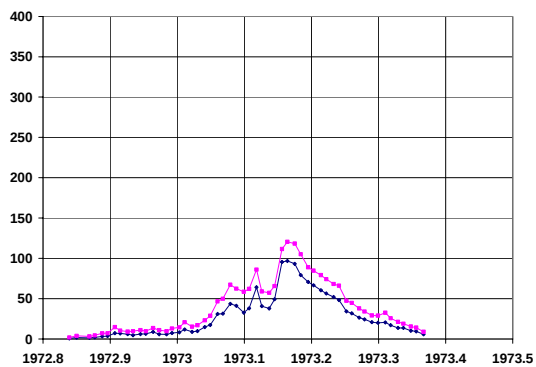
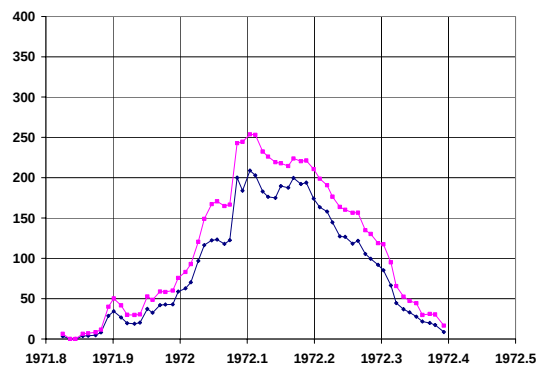
För E_{sum} och E_{max} kan man göra motsvarande beräkning och resultaten ses i figur 4. Från figur 2 ser man att ett år, 1974, avviker från det allmänna mönstret. Endast för detta år är E_{sum} större än E_{max} . Denna punkt är också inringad i figur 4.

Sammanfattningsvis kan man konstatera att man inte får någon ytterligare information genom att ta fram A_{sum} och E_{sum} , i alla fall inte när man tittar på hela området. För avgränsade områden skulle dock den nya isindikatorn kunna vara användbar.

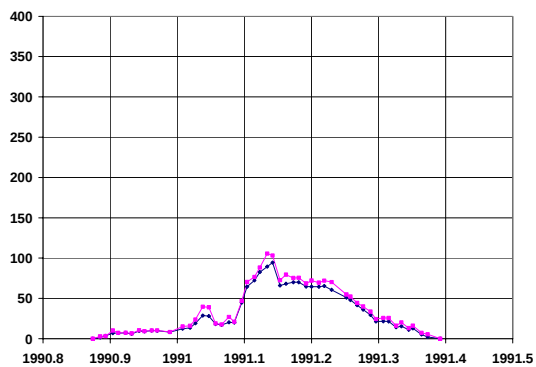
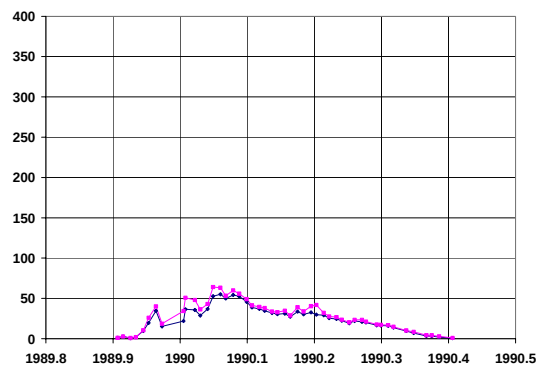
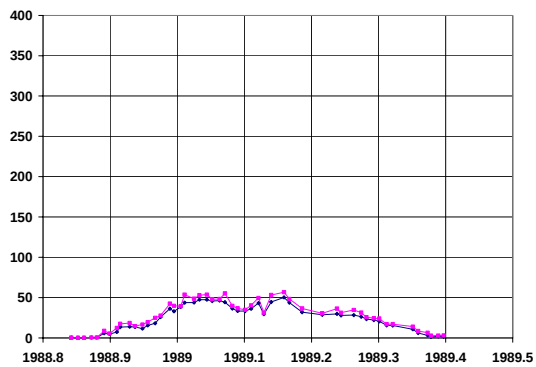
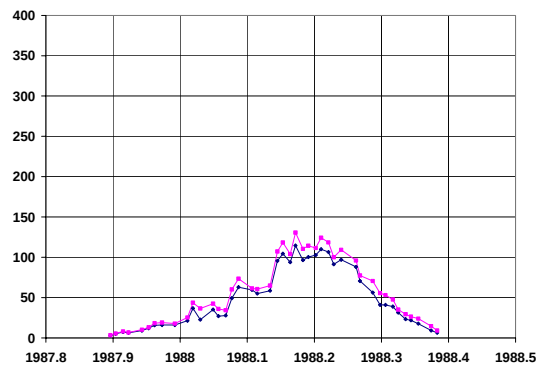
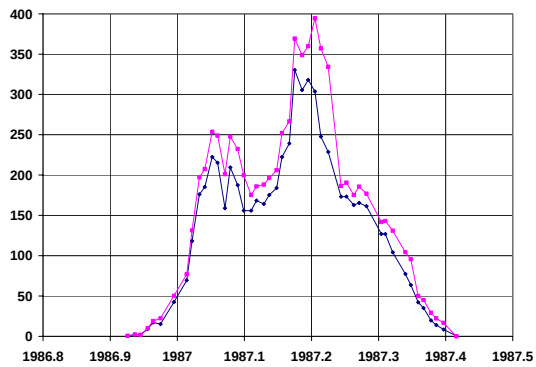
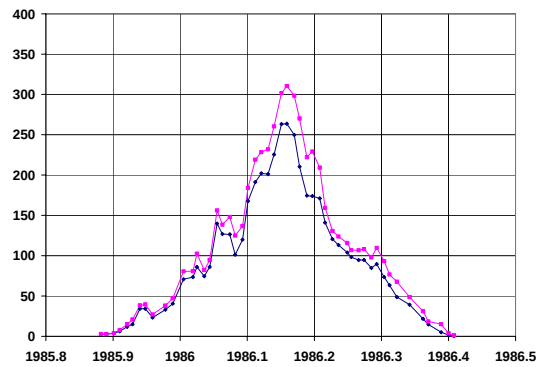
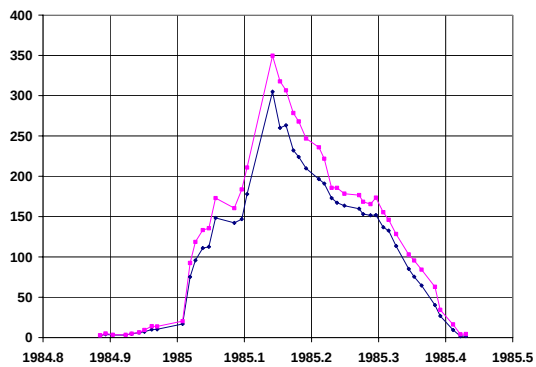
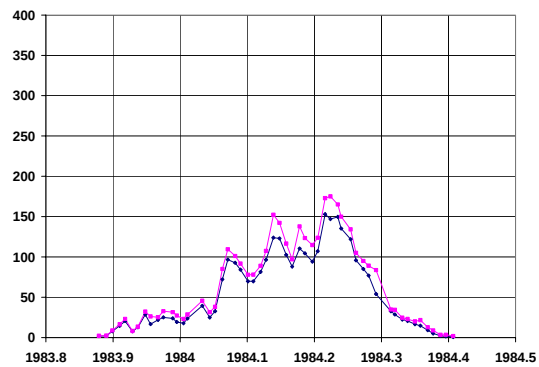
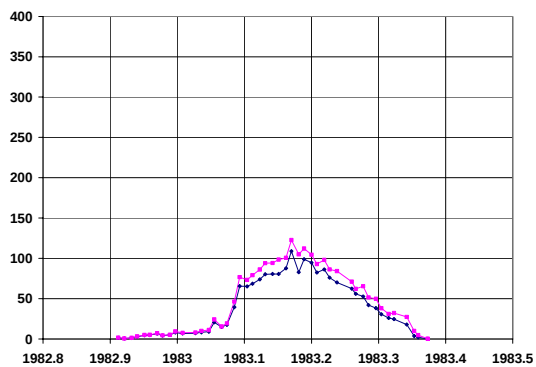
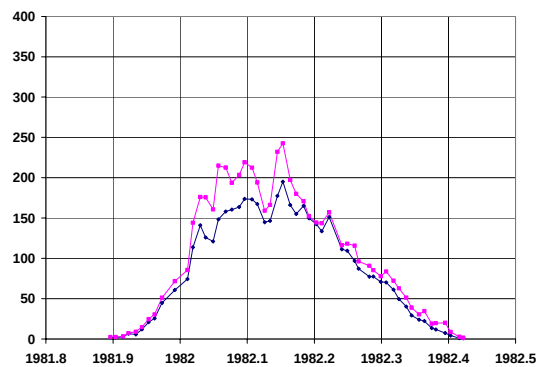
Appendix 1



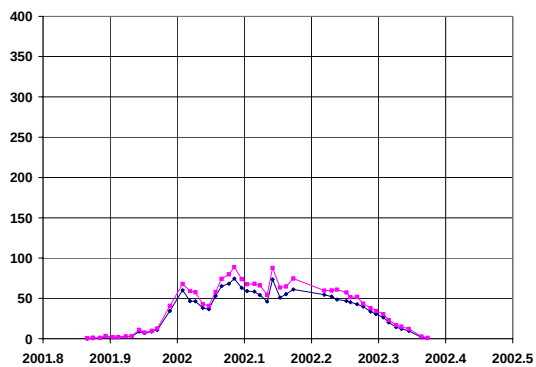
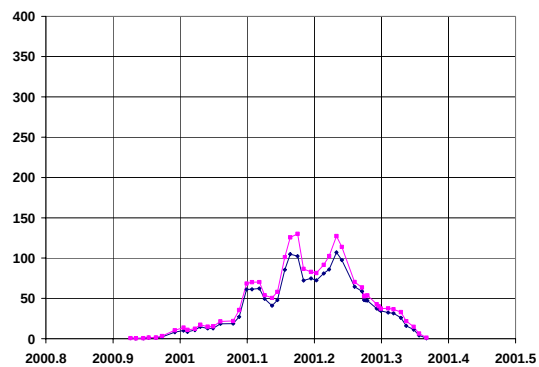
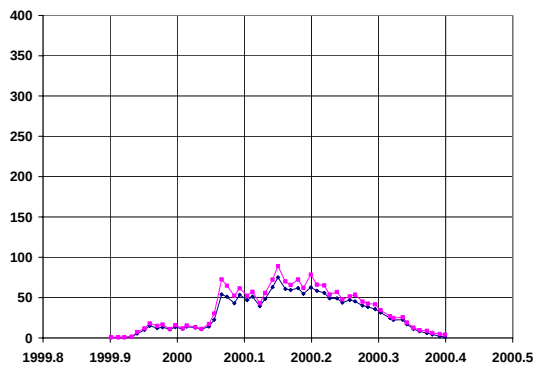
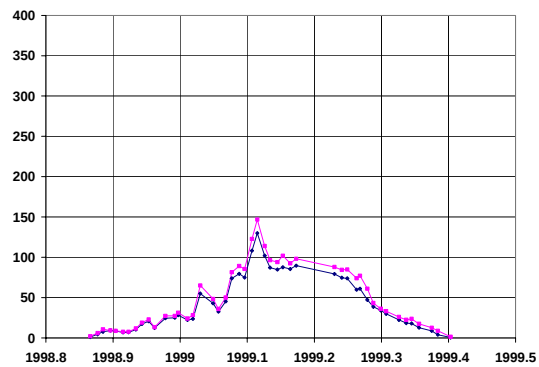
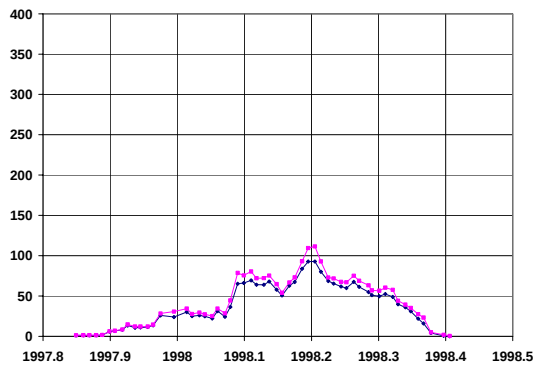
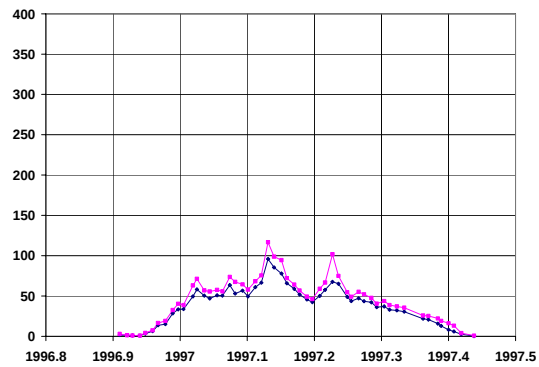
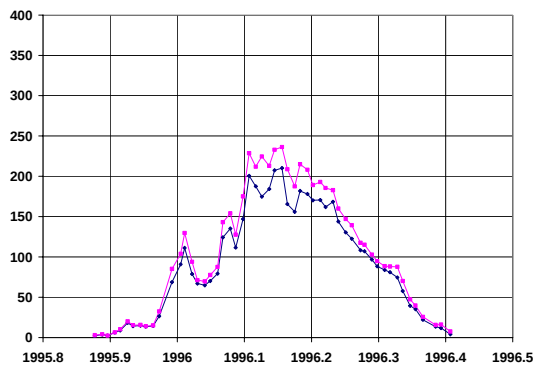
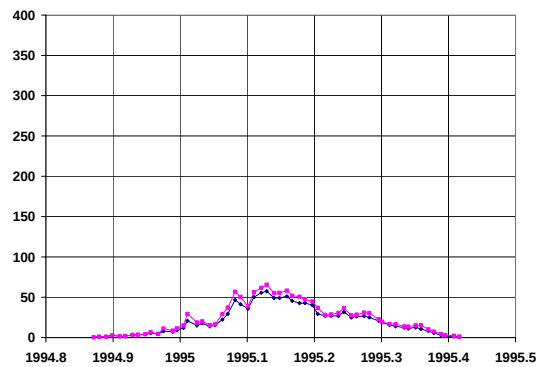
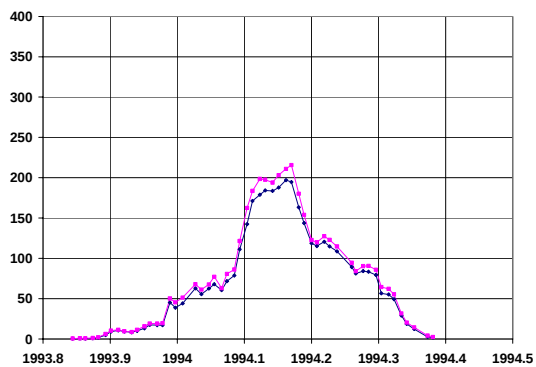
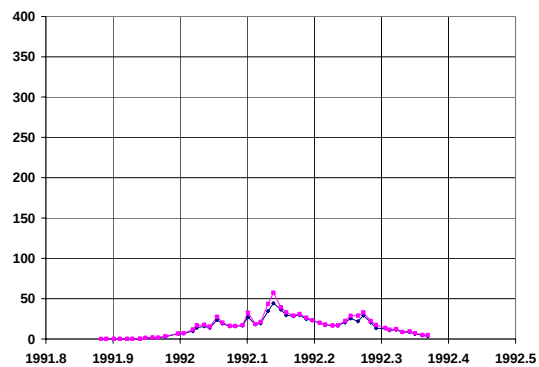
Isarean A (blått) och isutbredningen E (cerise). Enheten är 1000 km².



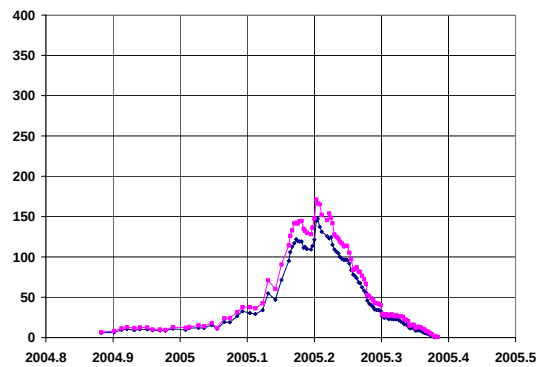
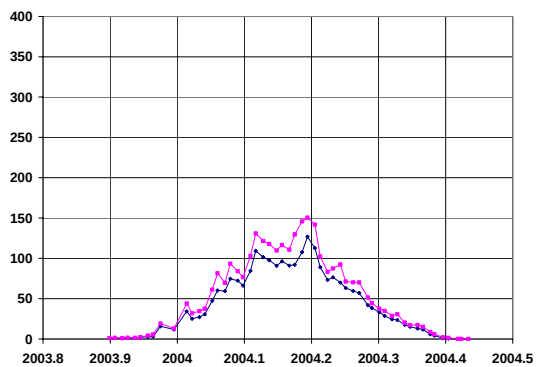
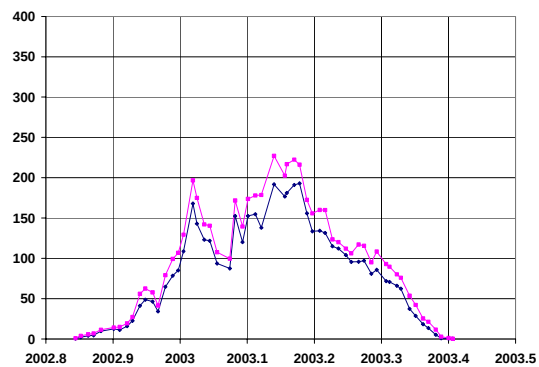
Isarean A (blått) och isutbredningen E (cerise). Enheten är 1000 km².



Isarean A (blått) och isutbredningen E (cerise). Enheten är 1000 km².



Isarean A (blått) och isutbredningen E (orange). Enheten är 1000 km².



Isarean A (blått) och isutbredningen E (cerise). Enheten är 1000 km².

Bilaga 14



Uppdatering av Stockholms vintertemperatur

Lars Axell

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, 601 76 Norrköping
December, 2007

Sammanfattning

Tidsserien av Stockholms vintertemperatur har uppdaterats. Detta har gjorts genom att använda befintliga tidsserier av vintertemperatur från Stockholm, Uppsala, centrala England samt Holland. Resultatet är en tidsserie från år 1500 till 2007.

1. Inledning

Östersjöns vinterklimat beskrivs relativt bra med hjälp av tidsserier av antingen årlig maximal isutbredning eller vintermedeltemperatur för exempelvis stockholmstrakten. Det är därför av intresse att ha en så trovärdig tidsserie av någon av dessa parametrar som möjligt. I detta korta arbete har tidsserien av Stockholms vintertemperatur uppdaterats, både fram till dagens datum och bakåt ända till år 1500.

2. Data och metod

De originaldata som använts vid konstruerandet av tidsserien framgår av Tabell 1 nedan. Endast vintermedelvärden (december-februari) av temperatur har använts. För att kunna slå samman dessa tidsserier till en enda stockholmsserie, beräknades vikter som var proportionella mot hur de korrelerar med motsvarande stockholmsdata under en överlappande kalibreringsperiod som i detta fall valdes till 1900-1999. Från 1757 användes inget viktningförfarande, utan originalserien fick 100 % vikt. Då data saknades för vissa år under 1400-talet (tidsserien från Holland), användes endast data från år 1500 och framåt.

Tabell 1. Beskrivning av använda data.

Ort	Tidsperiod	Korrelation	Referens
Stockholm	1757 – 2007	-	Moberg et al. (2002)
Uppsala	1723 – 2006	0,99	Bergström & Moberg (2002)
Holland	1400 – 2000	0,73	KNMI
Centrala England	1660 - 2001	0,68	

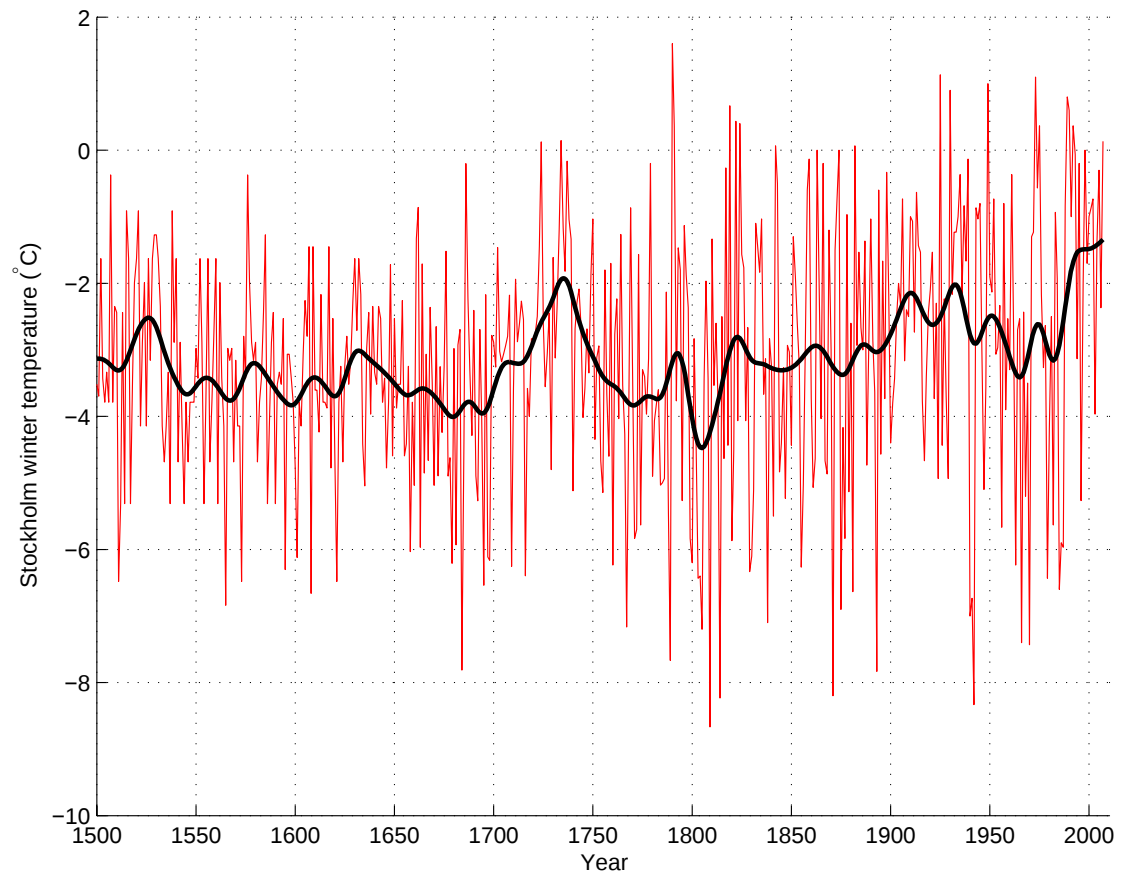
3. Resultat

Den förlängda tidsserien återfinns i Figur 1. Utmärkande milda perioder är 1730-talet, 1910-talet, 1930-talet och 1990-talet. Kalla perioder inträffade främst under Lilla istiden, speciellt under slutet av 1600-talet och början av 1800-talet (då solaktiviteten var rekordlåg under Maunder-minimat respektive Dalton-minimat).

4. Referenser

Bergström, H., and Moberg, A. Daily air temperature and pressure series for Uppsala (1722–1998), *Clim. Change*, **53**, 213–252, 2002.

Moberg, A., Bergström, H., Krigsman, J. R., and Svanered, O. Daily air temperature and pressure series for Stockholm (1756–1998), *Clim. Change*, **53**, 171–212, 2002.



Figur 1. Stockholms vintertemperatur baserad på proxydata (1500-1756) och uppmätta samt korrigerade originaldata (1757-2007). Den röda kurvan visar årsvärden och den svarta visar filtrerade data.