

Extrema lufttryck i Europa och Skandinavien 1881–1995

994.9	1017.0	998.5	1023.2	1011.0	1016.2	1022.0
991.2	1007.3	1005.0	1017.8	1016.6	1012.6	1023.3
983.5	994.3	992.2	1007.6	1005.3	1015.7	1019.6
977.3	986.1	978.7	986.5	989.6	987.8	1005.7
980.5	987.6	983.6	992.9	990.5	994.1	1007.0
980.5	984.3	976.2	983.5	986.5	978.9	1010.0
993.2	993.3	999.7	1001.5	1009.7	1002.6	1018.5
982.8	994.4	983.6	999.4	997.5	999.1	1012.0
988.7	998.4	996.6	1002.5	1007.3	1001.0	1018.7
1004.4	1011.7	1007.7	1018.0	1015.6	1021.5	1024.9
993.8	1001.7	1001.3	1005.1	1010.7	1010.6	1021.3
982.5	992.5	975.6	990.3	984.1	990.4	995.7
973.3	979.5	978.1	977.4	985.6	982.8	998.3
980.4	987.9	976.8	985.6	966.1	983.5	966.3
990.1	987.5	984.2	983.6	980.2	973.6	991.7

TILLHÖR REFERENSBIBLIOTEKET
UTLÄNAS EJ

Markus Olsson



Department of Physical Geography,
Lund University
Sölvegatan 13, S-223 62 Lund,
Sweden

1996



LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

FÖRORD

ABSTRACT	2
1 INLEDNING	3
2 BAKGRUND	3
2.1 ATMOSFÄRISK CIRKULATION	3
2.2 GLOBALT TRYCKMÖNSTER	5
2.3 BAROTROPA OCH BAROKLINA FÖRHÅLLANDE	6
2.4 MELLANLATITUDERNAS STRÖMNINGSMÖNSTER	7
2.5 CYKLONER OCH ANTICYKLONER	9
2.6 KLIMATFÖRÄNDRINGAR OCH EXTREMA TRYCK	11
3 MATERIAL OCH METODER	12
3.1 DATAMATERIAL OCH ANALYSER	12
3.1.1 Griddad tryckdata	12
3.1.2 Undersökningsområde	13
3.2 ANALYS AV DATAMATERIAL	14
3.2.1 Val av tryck	14
3.2.2 Konstruktion av tidsserier	15
3.2.3 Trendanalys och Student's t-test	15
4 RESULTAT	16
4.1 ÅRSCYKEL FÖR EXTREMA TRYCK	16
4.2 DESKRIPTIV STATISTIK AV TIDSSERIER	17
4.2.1 Extremt låga tryck	18
4.2.2 Låga tryck ≤ 970 hPa	21
4.2.3 Extremt höga tryck	22
4.2.4 Trendanalys	25
4.2.5 Hypotesprövning av frekvensen extrema tryck under olika delperioder	26
4.3 LATITUDINELL FÖRDELNING AV EXTREMA TRYCK	27
5 DISKUSSION	28
5.1 FÖRÄNDRINGAR I FREKVENSEN EXTREMA TRYCK	28
5.1.1 Förändringarnas uppträdande	28
5.1.2 Temporal och spatiell fördelning	29
5.2 MÖJLIGA ORSAKER TILL FÖRÄNDRINGAR	30
5.2.1 Extrema tryck och observerade klimatförändringar	30
5.2.2 Modell och verklighet	31
5.3 EXTREMA TRYCK OCH REGIONALA VÄDERLEKSFÖRHÅLLANDEN	32
5.3.1 Kopplingen till klimat- och väderleksförhållanden	32
5.3.2 Extremt låga tryck och stormar	33
5.3.3 Extremt höga tryck och blockeringar	34
5.4 SLUTSATS	34
5.5 SAMMANFATTNING	35
REFERENSER	36

Bilagor

ABSTRACT

Extreme air pressure in Europe and Scandinavia 1881–1995.

An enhanced greenhouse effect could possibly result in frequency changes of extreme events. Observations of variations and changes in the frequency of extreme air pressure is an example of such events. Extreme air pressures are here defined as pressure lower than or equal to 990 hPa or higher than or equal to 1036 hPa.

A gridded dataset from UKMO (United Kingdom Meteorological Office) with a spatial resolution of 5° latitude, 10° longitude, have been used. Analyse of the variation in relative frequency of extreme pressures during the period 1881–1995 has been performed in two study areas. One area covers the North Atlantic, Europe and the western part of Russia (60°W–60°E och 45°N–75°N) and another covers Scandinavia (10°E–20°E and 55°N–70°N). A third area (10°E–20°E and 45°N–75°N) was analysed for each 5° latitude with respect to the latitudinal distribution.

The most obvious change is detected in winter during the subperiod 1961–1995 of extreme low pressures. A marked rise in the relative frequency is observed over the entire investigation area. A corresponding change is only detected during winter over Scandinavia. A marked rise is observed in the frequency of pressure lower than or equal to 970 hPa over Scandinavia, particularly after 1965. The extreme high pressures does not show any marked changes in either of the areas. The latitudinal distribution of extreme low pressures shows a marked maximum around 65°N latitude during all seasons. The maximum of the latitudinal distribution of extreme high pressures moves during the year and reaches the most northern position, 65°N, during April, May and June. During autumn the maximum moves south and reaches its most southern position, 50°N, during December and January.

There is an obvious qualitative agreement between the observed rise in hemispheric air temperature during the last twenty years and the marked rise in relative frequency of extreme low pressures. This fact possible indicate a connection between the enhanced greenhouse effect and a change in frequency of extreme low pressures.

FÖRORD

Jag vill tacka mina båda handledare dr. Peter Jönsson och dr. Lars Bärring vid naturgeografiska institutionen som introducerat mig i uppgiften. Båda har frikostigt delat med sig av sin tid då jag haft frågor och med noggrannhet besvarat dessa. Vidare har de stått till tjänst med givande diskussioner och goda synpunkter under arbetets gång vilket varit till stor hjälp.

Jag vill även tacka Petra som gallant utstått den från min sida ofta pågående diskussionen om extrema tryck.

1 INLEDNING

Luftrycket är en av de viktigaste faktorerna inom klimatologi och meteorologi. Under sommaren på våra breddgrader ger en lågtryckspassage upphov till inflöde av relativt svala luftmassor över land medan en högtryckssituation oftast resulterar i höga lufttemperaturer och klart väder. Under vintern innebär närvaron av lågtryck i stället inflöde av relativt milda luftmassor medan ett högtryck är förknippat med sjunkande luftmassor som ger kallt och klart väder. Variationer i luftryck ger information om hur vädret och klimatet verkar och hur det varierar. Vid studier av luftryck är valet av rums- och tidsskala viktigt. Man kan studera alltifrån hur trycket varierar under bildningen av en cyklon eller anticyklon till att beräkna den årliga fördelningen av medeltryck över en hel hemisfär.

Många tidigare undersökningar grundar sig på medelluftryck integrerade över en längre period. Studier av medelluftryck och variationer av läge och styrka hos semipermanenta tryckmönster ger information om storskaliga förändringar i atmosfärens cirkulation. Denna uppsats koncentreras i stället på extrema tryck med en hög tidsupplösning. Frekvensen av extrema tryck kan nämligen ge en uppfattning om frekvensen av olika vädersituationer. Extremt låga tryck är kopplade till cykloner med ofta höga vindhastigheter medan extremt höga tryck är kopplade till anticyklonal strömning och blockeringar.

Syftet med uppsatsen är att genom analys av griddad tryckdata ge svar på följande frågor:

A: *Har frekvensen extrema tryck förändrats över Europa/Skandinavien? Vilka mönster uppvisar de extrema tryckens spatiella och temporära fördelning?*

B: *Vilka möjliga orsaker finns till en förändring av frekvensen extrema tryck? Vad framkommer vid en jämförelse mellan observationerna av extrema tryck och andra observerade klimatförändringar och simuleringar i klimatmodeller? Kan observationer av extrema tryck säga något om dåtida och förväntade framtida spatiella och temporära variationer av väderleksförhållande, till exempel stormar och blockeringar?*

2 BAKGRUND

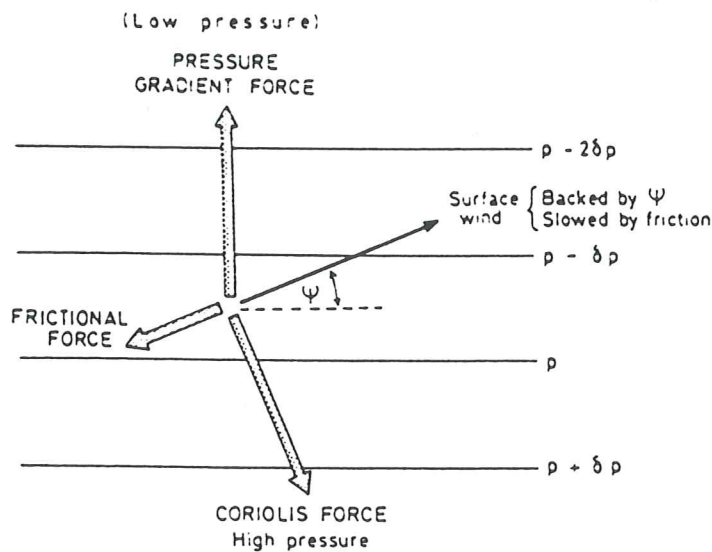
Atmosfärens cirkulationsmönster bestäms i huvudsak av luftens densitet (luftens tryck och temperatur), friktionen mot markytan och Corioliseffekten som varierar med latitud. Olika delar av jorden domineras av olika typer av cirkulation. Mellanlatituderna domineras av västvindscirkulation överlagrad av cykloner och anticykloner. De dominerande cirkulationsmönstren är i stor grad avgörande för vilket klimat som råder i olika regioner. För Europa och Sverige är variationer i västvindscirkulationen och i frekvensen cykloner och anticykloner viktiga för klimatets variationer. Nedan följer en beskrivning av de olika faktorer som samverkar vid skapandet av olika vindsystem och strömningsmönster.

2.1 Atmosfärisk cirkulation

Vind förekommer i olika skalor; från globala mönster till ytterst lokala mönster. De globala vindmönstren är konsistenta medan de lokala varierar snabbt. Storskaliga horisontella luftrörelser drivs av tryckskillnaderna mellan låga och höga breddgrader. Dessa skillnader orsakas av den latitudinella skillnaden i solinstrålning som ger upphov till en energiobalans mellan låga och höga breddgrader. Från ekvatorn till cirka 30°N respektive 30°S råder positiv strål-

ningsbalans, söder och norr om dessa områden är strålningsbalansen negativ vilket ger högre medellufttemperatur vid låga breddgrader än vid höga. Tryckskillnaden uppkommer eftersom varm och kall luft har olika densitet, vilket ger upphov till skillnader i tryckavtagandet med höjden. I den varma luftmassan avtar trycket med höjden långsammare än i den kalla luftmassan. Tryckgradienten mellan två breddgrader är därför lägst vid markytan för att sedan med höjden bli större vilket ger upphov till ökande vindhastigheter högre upp i atmosfären. Tryckgradientkraften driver transporten av luft från områden med högre tryck till områden med lägre tryck. Vindhastigheten är en funktion av tryckskillnaden mellan områdena.

Jordens rotation och fördelningen av landmassor inverkar på luftcirkulationen och ett komplext mönster uppkommer. Vindflödet avlänkas av Corioliseffekten åt höger (vänster) på norra (södra) halvklotet. När isobarerna är raka påverkar endast tryckgradientkraften och Corioliseffekten. Samverkan mellan tryckgradientkraften och Corioliseffekten ger upphov till ett geostrofiskt flöde, parallellt med isobarerna, ovan det atmosfäriska gränsskiktet. De understa 300–500 metrarna av troposfären påverkas vinden av friktionskraften som är riktad mot rörelseriktningen vilket reducerar vindhastigheten (figur 2.1). Corioliseffekten är en funktion av vindhastigheten och avtar vid minskad vindhastighet och balanserar alltså då inte tryckgradientkraften. Vindflödet nära markytan korsar därför isobarerna med varierande vinkel beroende på friktionskraftens storlek. I kuperad terräng kan vinkeln överstiga 25° . Friktionskraften är störst närmast markytan och avtar gradvis med höjden tills den saknar betydelse och vinden kan approximeras med ett geostrofiskt flöde.



Figur 2.1. Effekten av underlagets friktion är att vinden vrider moturs i jämförelse med det geostrofiska flödet på samma gång som hastigheten minskar (från Henderson-Sellers & Robinson 1986).

Samverkan mellan lufttryck, lufttemperatur och Corioliseffekt etablerar storskaliga vindmönster. De globala cirkulationsmönstren sammanfattades ursprungligen i en konceptuell modell, tre-cell modellen, som baserades på ytobservationer. Modellen har senare reviderats då observationer av den övre atmosfären visade att den inte i alla områden överensstämde med verkligheten. Vindarna högre upp i atmosfären vid mellanbreddgraderna visade sig vara västliga medan tre-cells modellen förutsade östliga vindar. Cirkulationen vid mellanbreddgraderna kan därför inte liknas vid en sluten cirkulationscell utan andra egenskaper är viktigare, av vilka Rossbyvågorna är det dominerande draget. Detta har förändrat den ursprungliga modellen med en nordlig polarcell, Ferrelcellen på mellanbredderna och Hadleycellen runt ekvatorn så att Ferrelcellen har ersatts med Rossbyvågorna. Hadleycellen är termalt direkt (stigande luft över varma områden och sjunkande över kalla områden). Polarcellen liknar i princip Hadley-

cellen dock med den stora skillnaden att Corioliseffekten vid polerna är betydligt kraftigare än närmare ekvatorn. Rossbyvågorna är ett vågmönster i den cirkumpolära luftcirkulationen på mellanbreddgraderna. Vanligast antal vågor är fyra till sex och våglängden varierar mellan 4 000–8 000 km beroende av antalet vågor (större antal vågor resulterar i kortare våglängd). Rossbyvågorna bidrar till den vid mellanlatituderna vanliga meridionala energitransporten då kalla luftmassor transporteras söderut och varma norrut. I mindre skala sker den meridionala energitransporten med lågtryck som bildas och utvecklas längst polarfronten och som sedan vid den meridionala förflyttningen transporterar energi i syd-nordlig riktning.

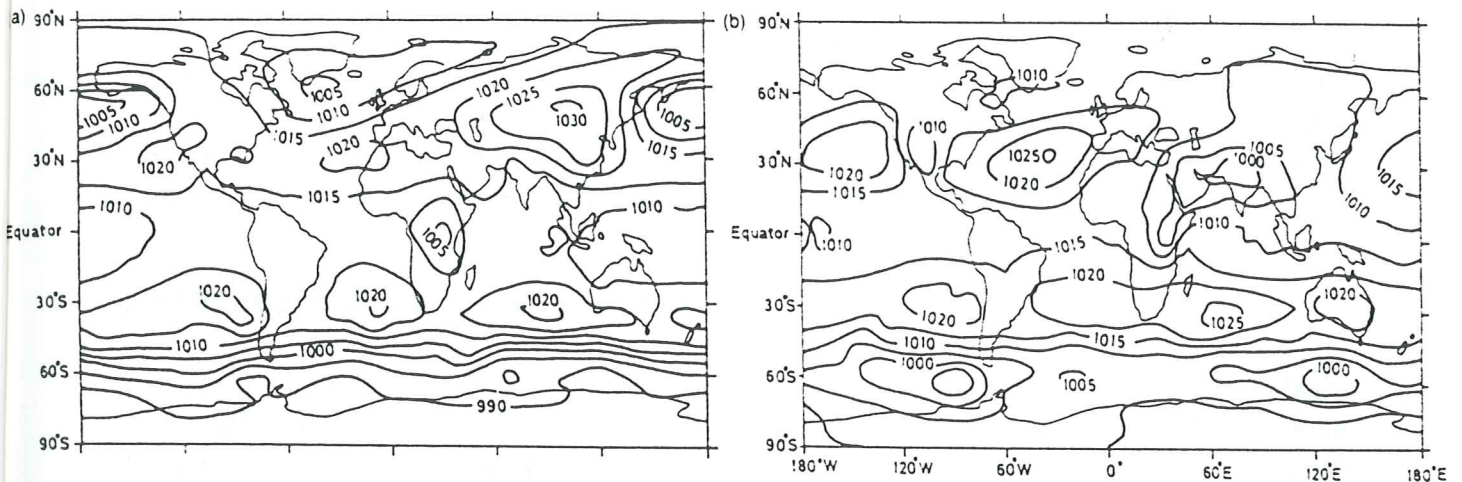
Norra hemisfärens två cirkulationsceller och Rossbyvågorna ger upphov till olika regioner med typiska vindmönster närmast jordytan. Tre huvudsakliga regioner kan urskiljas; nordostliga passadvindar nära ekvatorn, västliga vindar på mellanbreddgraderna och de mindre dominerande ostliga vindarna norr om mellanbreddgraderna. En förflyttning av strömningsmönstren, huvudsakligen i syd/nordlig riktning, sker mellan säsongerna på grund av den ändrade solvinkeln. Allmänt kan sägas att på norra halvklotet förskjuts vindbältena mot norr i juli och mot söder i januari. Dessa storskaliga mönster överlagrar småskaligare regionala och relativt kortvariga avvikelser från de dominerande mönstren kan skapas. Vid mellanbreddgraderna är mobila anticykloner och cykloner vanliga och ger upphov till regionala vindmönster. Cykloner kopplas ofta till höga vindhastigheter. Utöver dessa cirkulationsmönster, som drivs av den syd-nordliga temperaturkontrasten, uppkommer termisk cirkulation till följd av regional uppvärmning eller avkylning av jordytan. Dessa mönster, ofta benämnda sekundär termisk cirkulation, är starkt säsongsbundna och resulterar i cirkulationsmönster som dominerar klimatet i stora områden. Ett exempel på sekundär termisk cirkulation är monsuncirkulationen med ursprung över Sibirien vintertid och Tibet sommartid. Under vintern bildas ett termiskt högtryck på grund av de avkylda sjunkande luftmassorna och anticyklonal strömning uppkommer. Under sommaren upplöses och ersätts högtrycket av ett termiskt lågtryck på grund av konvektion och cyklonal strömning uppkommer.

2.2 Globalt tryckmönster

Tryckmönstren i global skala domineras av den syd-nordliga tryckgradienten. Trycket sjunker successivt från de subtropiska högtrycken mot polerna. Vid polerna befinner sig permanenta högtrycksområden, polära högtryck, bildade på grund av den låga solinstrålningen som ger upphov till låga lufttemperaturer och sjunkande luftmassor. Detta generella mönster kan delas upp i ett flertal persistenta regionala mönster. Man kan urskilja semipermanenta tryckområden som kännetecknas av endast små tryckförändringar och förflyttningar under året samt lång varaktighet. I de subtropiska områdena återfinns de subtropiska högtrycken bildade vid konvergens i de övre luftskikten och divergens i de lägre. De subtropiska högtrycksområdena upprätthålls av cirkulationen i Hadleycellen och uppvisar endast små årstidsbundna variationer i medeltryck. Två subtropiska högtrycksområden kan observeras på norra halvklotet, Azoriska högtrycket och Stillahavshögtrycket. Norrut finns två semipermanenta subpolära lågtrycksområden, Isländska lågtrycket och Aleutiska lågtrycket. Lågtrycken bildas vid divergens i de övre luftskikten vilket resulterar i konvergens i de lägre och därmed cyklonal strömning. De subpolära lågtrycken uppvisar betydligt större variationer i medeltryck under året än de subtropiska högtrycksområdena. Av störst betydelse för cirkulationen över Europa är det Azoriska högtrycket och det Isländska lågtrycket. Dessa tryckområden upptar större delen av Nordlanten och tryckfördelningen är en funktion av läget och centraltrycket hos dessa båda aktionscentran (Sahsamanoglou 1989).

Tryckmönstret ändras under året på grund av de årstidsbundna variationerna i solinstrålning. Generellt kan sägas att norra halvklotets trycksystem (och vindmönster) förskjuts mot norr under varmare säsonger och mot söder under kallare (figur 2.2). Mer exakt uppvisar tryckmönstren även förflyttningar i väst-östlig riktning. Det Azoriska högtryckets centrum beskriver en cirkelformad rörelse under året och befinner sig i sin sydligaste position, vid 30°N, i december-januari och i sin nordligaste, vid 35°N, i september-november (Sahsamanoglou 1989). Centraltrycket är högst under januari och lägst under oktober.

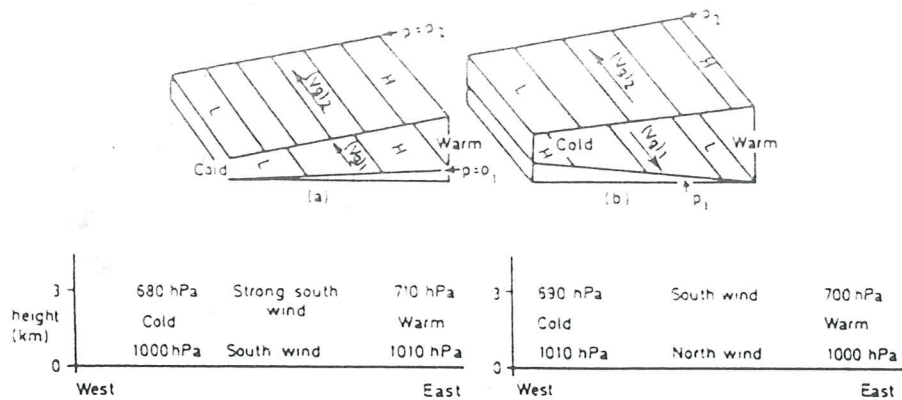
Isländska lågtrycket beskriver under året en ellipsoid rörelse med centrum mellan 55°N och 70°N och 60°W och 10°E men förekommer oftast vid 60°N mellan 50°W och 30°W. Förflyttningen av lågtryckscentrat är liten i nord/sydlig riktning medan förflyttningen i ost/västlig riktning är stor. Centraltrycket är högst under maj och lägst under januari.



Figur 2.2. Medellufttryck (hPa) vid havsnivån beräknat för: a) December, januari, februari (1963–73), och b) juni, juli, augusti (1963–73) (från Henderson–Sellers & Robinson, 1986).

2.3 Barotropa och baroklina förhållande

Förhållandet mellan lufttryck och lufttemperatur är avgörande för cirkulationsmönstren. Luftens densitet är en funktion av lufttemperaturen och skillnader i temperatur skapar således densitetsskillnader i en given mängd lufts volym. Skillnaden i höjd mellan två trycknivåer ökar därför vid högre temperatur. De horisontella och vertikala tryck- och temperaturskillnaderna i luftmassan skapar komplexa cirkulationsförhållande. Tre olika förhållande mellan lufttryck och lufttemperatur brukar urskiljas: barotrop, ekvivalent barotrop och baroklin. I det enklaste fallet saknas horisontella temperaturskillnader på alla nivåer. Inga spatiella förändringar i luftlagrets tjocklek förekommer och endast tryckgradienten existerar vilket ger upphov till en *barotrop* situation. Ingen förändring av vindhastighet eller vindriktning med höjden sker och störningar i luftflödet kan ej uppkomma. Om en temperaturgradient finns, sådan att isotermer och isobarer är parallella, uppkommer en *ekvivalent barotrop* atmosfär. Beroende av om högtrycks- respektive lågtrycksområdena är varma eller kalla kan vindriktningen ändras med höjden. Då lågtrycksområdet är kallt och högtrycksområdet är varmt kommer den varma luftens större mäktighet att ge en större tryckgradient med ökande höjd vilket ger ökande vindhastigheter med höjden. Om lågtrycksområdet är varmt och högtrycksområdet kallt ger detta avtagande vindhastighet med höjden till eventuellt helt vindstilla och sedan ökning med höjden men i rakt motsatt vindriktning. Ingen vindvridning med höjden sker eftersom rakt motsatt flöde endast motsvaras av negativ hastighet (figur 2.3).

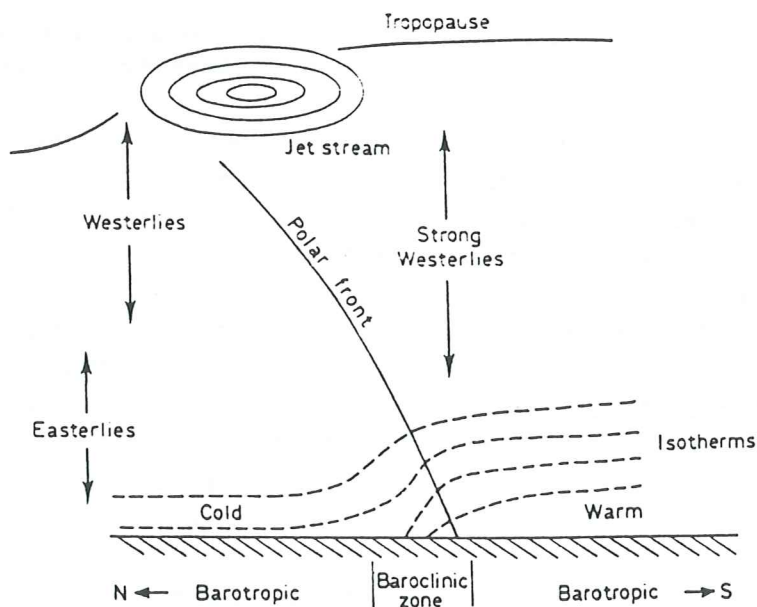


Figur 2.3. Förändringar i den geostrofiska (V_g) vinden med höjden i ekvivalent barotropiskt flöde över norra hemisfären. (a) V_g ökar med ökande höjd (b) V_g reverserar riktning med höjden (från Henderson-Sellers & Robinson, 1986).

Då isotermerna inte är parallella med isobarerna uppstår en *baroklin* situation. Temperaturen och därmed tjockleken varierar längs en isobar. Tryckmönstret varierar med höjden och så även vindhastighet och -riktning. Vid baroklina förhållanden korsar luftströmmen isotermerna och kall- eller varmadvektion sker. Advektionen vid barokliniska förhållande spelar en betydande roll vid bildning av störningar i det atmosfäriska flödesmönstret.

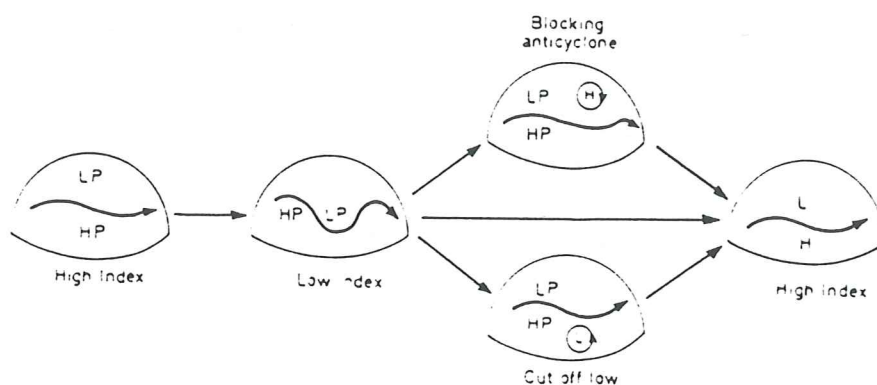
2.4 Mellanlatitudernas strömningsmönster

En viktig företeelse på mellanlatituderna är Rossbyvågorna som påverkar hela troposfären över mellanlatituderna. Vågformen är bäst utvecklad mellan 35°N och 55°N . Mellan dessa latituder är temperaturgradienten kraftig vilket resulterar i en baroklin atmosfär. Den tydliga temperaturgradienten vid markytan visar närvaron av polarfronten som fortsätter upp genom troposfären som en frontalyta (figur 2.4). Vid eller precis under tropopausen bildas en jetström. Placeringen av Rossbyvågorna, Polarfronten och jetströmmen varierar med tiden.



Figur 2.4. Schematiskt tvärsnitt av atmosfären över mellanlatituderna visande positionen av polarfronten, jetströmmen och de barokliniska och barotropiska zonerna (från Henderson-Sellers & Robinson, 1986).

I allmänhet undergår Rossbyvågornas amplitud pseudo-cykliska förändringar, vågamplituden genomgår en indexcykel (figur 2.5). Förloppet kan beskrivas av förändringar i det zonala indexet. Zonalt index definieras som tryckskillnaden mellan två bestämda latituder, vanligtvis 35°N och 55°N vilket ungefär motsvarar södra och norra begränsningen av Rossbyvågorna, och baseras på medeltrycket för latituderna i fråga. Vid indexcykelns början är det zonala flödet starkt med högt zonalt index och relativt grunda Rossbyvågor. Efterhand som amplituden ökar och index minskar förskjuts koncentrationen av de starka västvindarna söderut, på samma gång som de blir mindre kontinuerliga. Vid lågt zonalt index är tryckgradienten svag mellan den sydliga och nordliga latituden vilket försvagar den av Corioliseffekten avlänkade västliga luftströmningen. Rossbyvågornas amplitud ökar och den västliga luftströmningen ersätts av meridional transport av luftmassor med avvikande vindriktning som följd. En meridional omfördelning av luftmassor sker; kalla luftmassor förflyttas söderut och varma norrut. I Rossbyvågornas tråg, på cirka 5 000 m höjd, bildas i den kalla cyklonalt cirkulerande luften ett lågtrycksområde medan det i ryggarna uppkommer anticyklonalt cirkulerande varmare luft som skapar ett högtrycksområde. Då amplituden minskar kan en avsnörning av låg- och högtrycksområden ske. Detta resulterar i en stationär blockerande anticyklon eller ett icke-frontalt lågtryck som sakta rör sig österut. Hela cykeln varar mellan 20 och 60 dagar, men är mycket oregelbunden i längd och i de enskilda stadiernas varaktighet.



Figur 2.5. Schematisk bild av förändringarna i Rossbyvågornas flödesmönster i övergången från högt till lågt och från lågt till högt index (från Henderson-Sellers & Robinson 1986).

Zonalt index varierar även mellan säsongerna och åren. Perioder med lågt, negativt och högt årsmedelvärde av zonalt index förekommer. Variationerna inverkar direkt på det regionala klimatet i bland annat Europa och Skandinavien. Under perioder med lågt eller negativt (reverserat) zonalt index kan avvikande tryckmönster med anticyklonal strömning uppstå över Skandinavien och norra Nordatlanten. Vid negativt zonalt index är trycket högre över Island än över Azorerna. Detta innebär för Skandinaviens del ökad sannolikhet för blockerande högtryck och den zonala västvindströmningen ersätts av vindar från andra riktningar, huvudsakligen ostliga (Moses et al. 1987). Variationerna i zonalt index och därmed strömningsmönster mellan olika perioder förklaras av den Nord Atlantiska Oscillationen (NAO) som innebär att lufttrycket nära Island under vintern är ovanligt lågt då trycket över Azorerna och syd-västra Europa är högt. Trycket i området kring Isländska lågtrycket är alltså negativt korrelerat med trycket söder om 50°N i Nordatlanten. Variationer i Nord Atlantiska Oscillationen ger upphov till de observerade variationerna i zonalt index.

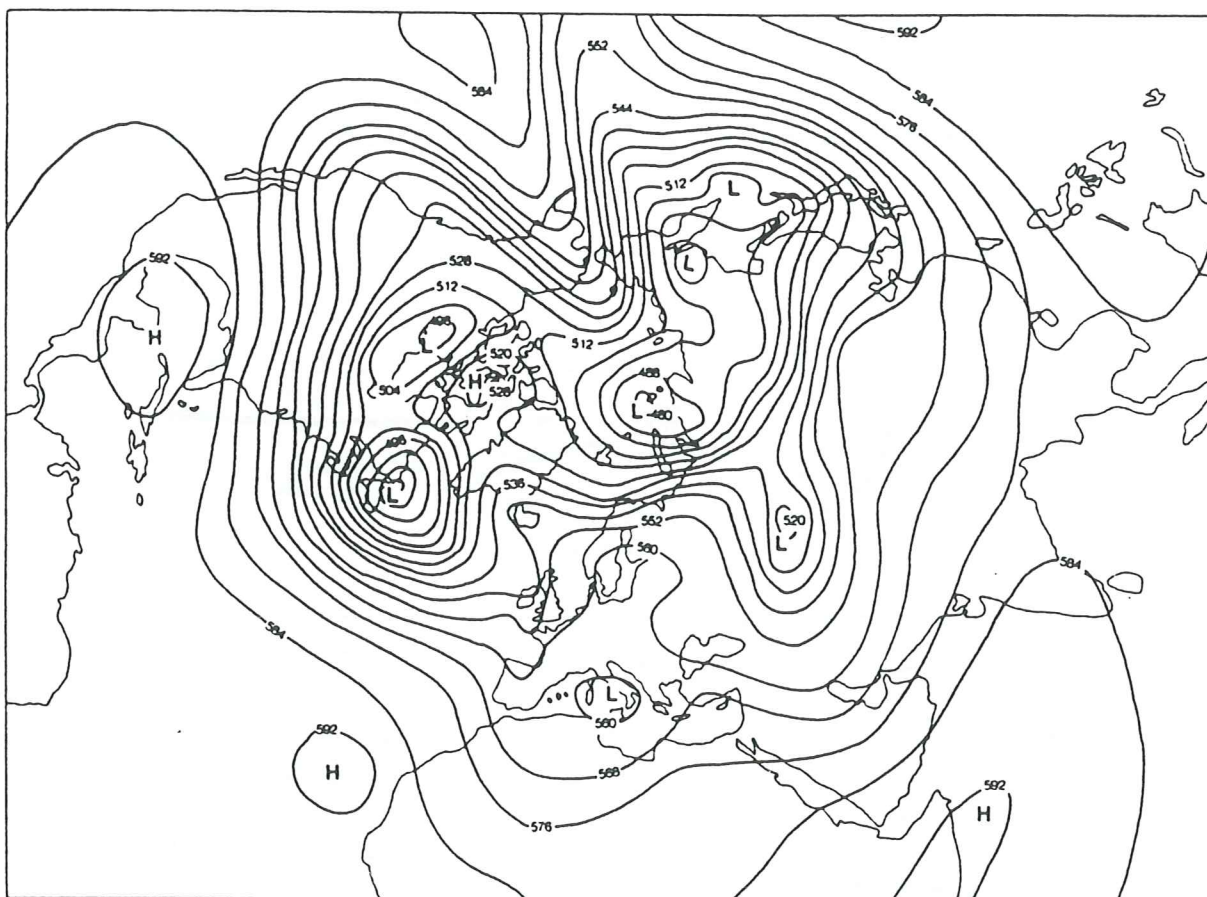
Zonalt index uppvisar högst värde under vintermånaderna vilket sammanhänger med de fluktuationer i medeltryck som förekommer mellan säsongerna för de semipermanenta tryckcentran. Under vintern fördjupas det Isländska lågtrycket medan Azoriska högtrycket i

stort sett är oförändrat. Detta skapar en större tryckgradient mellan de båda centran vilket resulterar i ökad zonalitet under vintern.

Den meridionala transporten av luftmassor kopplade till Rossbyvågorna innebär att latent och sensibelt värme transporteras från söder mot norr. Beroende på i vilket skede indexcykeln befinner sig, sker den meridionala energitransporten på olika sätt. Under situationer med lågt zonalt index sker en nord-sydlig transport av luftmassor vilken transporterar energiöverskottet från ekvatorn mot polerna. Vid högt zonalt index dominerar zonal strömning och energifördelningen mellan söder och norr sker istället med cykloner bildade längst polarfronten, vars mest frekventa frontogenes representeras av det Isländska lågtrycket.

2.5 Cykloner och anticykloner

De horisontella luftströmmarnas meandrande rörelser inducerar vertikala luftförelser förknippade med konvergens och divergens i de övre luftskikten. Konvergens i de övre luftskikten ger upphov till divergens i de undre och vice versa. Anticyklonalt respektive cyklonalt flöde uppkommer (figur 2.6).

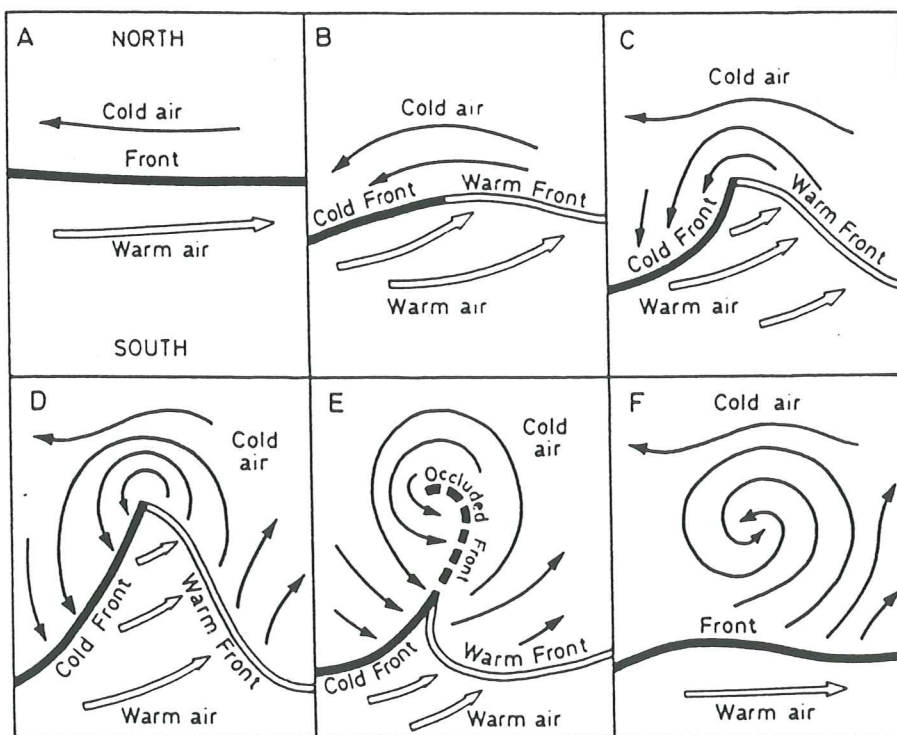


Figur 2.6. 500 hPa karta för 20 januari 1982 (00Z). Höjder i dekameter (dm), (från Henderson-Sellers & Robinson 1986).

Cyklogenesen kan förklaras utifrån polarfrontteorin (figur 2.7). Förändringar i polarfrontens position uppkommer på grund av dess baroklina natur. En kall- respektive varmfront bildas och lägst atmosfärtryck uppstår i mötespunkten mellan de båda fronterna. Mellan kall- och varmfronten finns ett område med varm luft (varmsektorn). Vertikala luft rörelser ger divergens i de övre luftskikten, vilket kan (om bortförseeln av luft i de övre luftlagren är högre än lufttillförseeln i de lägre) fördjupa lågtrycket. Lågtrycken transporteras med Rossbyvågorna i allmänhet österut på samma gång som de kan fördjupas ytterligare. Efterhand som cyklonen transporteras österut och centraltrycket minskar kan den snabbare kallfronten hinna i kapp varmfronten och till slut ockluderar fronten och cyklonen dör ut. Lågtrycken ger snabba väderomslag i de områden de passerar över. Ändrade vindhastigheter och -riktningar och ofta riklig nederbörd är kännetecknande för en cyklonpassage.

Lågtryck kan i princip uppträda var som helst men vissa områden uppvisar högre frekvens. Cyklonerna tenderar att bildas i bestämda geografiska regioner vars placering bland annat är beroende av jordytans topografi. Transporten av cyklonerna från bildningsområdet sker sedan ofta längst vissa banor, cyklonbanor. Variationer förekommer i cyklonfrekvens, område för cyklogenes samt i cyklonbanorna. De tydligaste variationerna är årsvariationerna. Både cyklogenesen och cyklonbanorna förskjuts mot norr under de varma månaderna (Whittaker & Horn 1983). Även den spatiella fördelningen cykloner förändras mellan säsongerna. Vintern karakteriseras av betydligt högre frekvens cykloner över oceanerna än över land medan skillnaden mellan ocean och land under sommaren är obetydlig.

Cykloner ger upphov till höga vindhastigheter i de områden de passerar. Centraltrycket (definierat som den innersta slutna isobaren) hos cykloner varierar. Cykloner med mycket låga centraltryck (≤ 990 hPa respektive ≤ 970 hPa) ger upphov till vindar med storm- och orkanstyrka (vindhastigheter på 24,5 respektive 32,7 m/s, Larsson-McCann et al. 1994).



Figur 2.7. Horisontell bild av de sex generella stadierna i utvecklingen och slutliga ocklusionen av en extratropisk cyklon (från Henderson-Sellers & Robinson 1986).

Anticykloner är områden med högt lufttryck vilket ger upphov till anticyklonal (medurs på norra halvklotet) strömning. Anticykloner kan uppkomma vid avsnörning av en rygg från Rossbyvågorna vid övergången från lågt zonalt index till högt zonalt index. Detta kan ge upphov till blockeringar i de område anticyklonen passerar eller befinner sig i. Blockeringar ger upphov till en kraftig minskning i det zonala flödet. Avlänkning av cykloner som i annat fall skulle passera området är vanligt vid blockeringar. Anticykloner kan även uppkomma vid kraftig nedkylning av stora landmassor vilket resulterar i sjunkande luft (termiskt högtryck). Frekvensen och den spatiella fördelningen av anticykloner varierar även den under kortare och längre tidsperioder. För nordöstra Atlanten gäller att en generell ökning av frekvensen blockeringar högtryckssituationer sker under senvintern och våren (Rex 1950; Sumner 1954). Variationer i frekvensen av blockeringar under längre tidsperioder sammanhänger med intensiteten i det zonala flödet över Europa. Under perioder med starkt zonalt flöde är blockeringar ovanliga medan de ökar i frekvens under perioder med svagt zonalt flöde (Moses et al. 1987).

Föremålet för denna uppsats, extremt låga och extremt höga tryck, uppkommer vid de ovan beskrivna atmosfärförhållandena, cykloner respektive anticykloner.

2.6 Klimatförändringar och extrema tryck

Klimatförändringar diskuteras ofta i termer av antropogen påverkan på klimatet. Om strålningsbalansen över jorden förändras till följd av antropogen påverkan genom ökat utsläpp av växthusgaser kan atmosfärens cirkulationsmönster förändras. Vissa väderleksförhållande kan komma att öka medan andra kan minska. Variabler kopplade till lufttrycket, exempelvis frekvensen av extrema tryck, kan tänkas påverkas om atmosfärens temperatur höjs.

Kunskap om kopplingen mellan globala klimatförändringar och extrema händelser är viktig för förståelsen av effekterna av en ökad koncentration växthusgaser på de regionala väderleksförhållandena. I huvudsak två olika faktorer, kopplade till klimatförändringar, påverkar uppkomsten av extremt låga tryck. En varmare atmosfär kan innehålla mer vattenånga. Vid bildandet av cykloner omvandlas latent energi till sensibel vilken bidrar till att driva de vertikala luftrörelserna. Om atmosfären innehåller en större mängd vattenånga är mer latent energi tillgänglig för omvandling till sensibel energi vilket kan bidra till en ökad frekvens och/eller intensitet av cykloner. Det finns däremot en faktor som kan tänkas ha motsatt effekt på cyklonfrekvensen. En global uppvärmning av atmosfären beräknas ha störst effekt vid höga breddgrader och under vintermånaderna. Detta innebär att temperaturkontrasten och därmed tryckskillnaden mellan låga och höga breddgrader kommer att minska. Den minskade tryckgradienten över polarfronten innebär att färre cykloner initieras vilket resulterar i lägre frekvens cykloner och därmed lägre frekvens extrema tryck.

Andra faktorer styr uppkomsten av extremt höga tryck. Sahamanoglou et al. (1991) konstaterar att den stigande lufttemperaturen över Sibiriska högtryckets centrum efter 1970 kan ha inverkat till försvagningen av detsamma. Detta skulle innebära att en förhöjd medeltemperatur kommer att påverka frekvensen extremt höga tryck i negativ riktning. Det finns i nuläget ingen entydig uppfattning om hur en antropogen påverkan av klimatet kan påverka frekvensen extrema situationer. Simuleringar i olika klimatmodeller ger olika resultat som ofta pekar i motsatt riktning vilket innebär att förutsägelser om framtida utveckling är osäkra.

3 MATERIAL OCH METODER

3.1 Datamaterial och analyser

Rationell analys av frekvensen av extrema tryck kräver tryckdata i digitaliserad form, exempelvis griddad tryckdata, vilken är användbar för direkt statistisk analys i dator.¹

3.1.1 Griddad tryckdata

Ett griddat dataset från UKMO (United Kingdom Meteorological Office, Hadley Centre), Mean Sea Level (MSL) Pressure Daily Gridded data, användes vid analysen. Griddad tryckdata är data registrerad i ett latitud/longitud nät där koordinater tilldelas ett tryckvärde. Tryckdata är baserad på dygnsmedeltrycket vid havsytan. Data är registrerad i 5° latitud gånger 10° longitud och täcker större delen av norra hemisfären under perioden 1881–1995. Den griddade databasen har framställts genom digitalisering av synoptiskt kartmaterial från ett flertal olika källor (Tabell 3.1).

Tabell 3.1 Datakällor för det griddade datamaterialet från UKMO (från Jones et al. 1987).

Period År (månad)	Källa	Kommentar
1873(1)-1882(8)	Månadsmedel hämtade från tyska månadsmedel 'Morning charts'. Exakt ursprung okänt, men tros ha förts till England från Tyskland efter andra världskriget.	Dygnsdata är tillgänglig från 1880(12). Dessa har hämtats från "Tagliche Synoptische Wetterkarten" täckande området 80°E till 100°W. Månadsmedel hämtade från dygnskartorna skiljer sig från dessa månadsmedel (tyska månadsmedel 'morgon' kartor) eftersom olika metoder har använts för att korrigera trycket till havsytans nivå.
1882(9)-1883(8)	Extraherade av Met. 0.13 Synoptic Climatology staff (UKMO) från US Dept. of Commerce 'Morning charts' (Int. Met. Observation Book - ursprungligen i inch, konverterade till mb).	
1883(9)-1898(12)	Som för 1873(1)-1882(8).	Se 1873(1)-1882(8).
1899(1)-1939(12)	Extended Forecast Division of US Weather Bureau, 1200 h kartor.	Historiska kartserier.
1940(1)-1948(12)	Offenbach 0001 h kartor.	
1949(1)-1965(12)	Som för 1899(1)-1939(12).	
1966(1)-	Extraherad från Central Forecasting Office 0001 h kartor av Met. 0.13 Synoptic Climatology staff (UKMO).	

¹ Analys av data har gjorts i två olika programvaror. Minitab har använts för de deskriptiva statistiska analyserna och Excel har använts för konstruktion av tidsserier och grafisk framställning.

Den varierande kvaliteten på källmaterialet för digitaliseringen gör att den griddade tryckdatabasen är befäst med ett antal fel. Kvalitetskontroll av tryckdatabasen har gjorts för att öka datamaterialets tillförlitlighet. Många gridpunkttidsserier visar sig vara icke-homogena med oregelbundenheter framför allt kopplade till ändringar i datakälla (Trenberth & Paolino 1980). Jones (1987) konstaterar avvikelser över Arktis med upp till 8 mb för höga tryck (i jämförelse med närbelägna stationsdataserier) över centrala Arktis före 1931. Trenberth & Paolino (1980) konstaterar att de flesta felen förekommer över Asien framför allt före 1922 och under andra världskriget. Williams & van Loon (1976) analyserar bland annat förekomsten av gridpunkter med stora tryckavvikelser då motsvarande avvikelse inte kan observeras i närliggande stationsdataserie.

Ett problem av något annorlunda karaktär, som framför allt berör de låga trycken, uppkommer under senare tid och är kopplat till sättet att observera tryck. Tryck över havet, i detta fall Nordatlanten, registreras på båtar som korsar Nordatlanten. Om antalet båtar i området ökar innebär detta en större sannolikhet för att cykloncentran skall registreras. Eftersom trycket är lägst i cykloncentrat kommer detta att påverka antalet observerade cykloner och därmed påverka frekvensen extremt låga tryck. Ingen kvantitativ undersökning av detta problem har dock gjorts vilket gör det svårt att bedöma i vilken grad det påverkar resultaten.

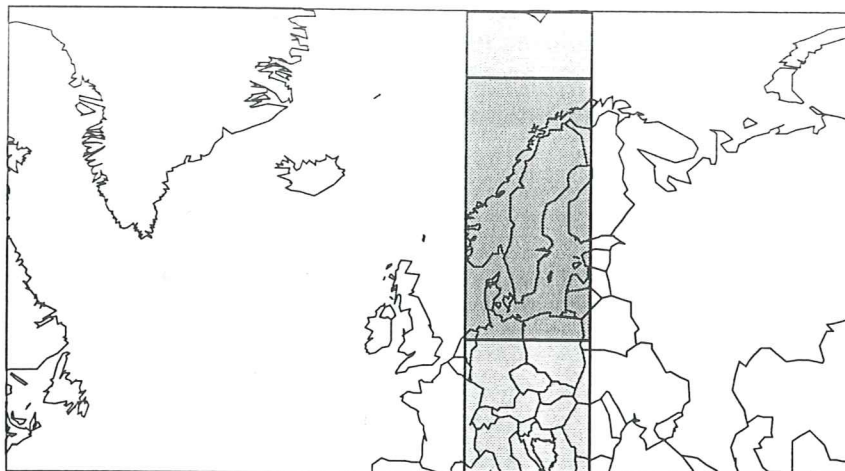
3.1.2 Undersökningsområde

Vid beräkning av de extrema tryckens relativa frekvenser har tre olika stora områden extrahärats från det totala datamaterialet som täcker hela norra halvklotet från latitud 15°N till 90°N. Undersökningen riktar sig mot europeiska förhållanden i allmänhet och skandinaviska i synnerhet. Undersökningsområdena benämns 1, 2 och 3 (figur 3.1) där område 1 inkluderar område 2 och område 3. Undersökningsområde 3 har i sin tur delats upp i 5° latitudavsnitt för att möjliggöra analys av de extrema tryckens latitudinella fördelning.

Tidigare undersökningar gjorda av klimatet i Europa och Skandinavien (bland annat Jönsson & Bärring (1994) och Schinke (1993)) har varit till hjälp vid valet av undersökningsområde för de extremt låga trycken. Jönsson & Bärring (1994) använder området 40°W–5°W, 5°E–40°E och 45°N–65°N vid beräkning av zonalt index. Schinke (1993) använder 60°W–60°E och 30°N–90°N för analys av frekvens och utbredning av djupa lågtryck. Vidare har jag tagit hänsyn till var det Isländska lågtrycket vanligast befinner sig (det vill säga vid 60°N och mellan 50°W och 30°W). På grundval härav valde jag ett område täckande gridpunkterna 60°W–60°E och 45°N–75°N, i fortsättningen benämnt område 1 (figur 3.1). Saknade data över område 1 förekommer i varierande omfattning under perioden och är dels resultatet av ändrat digitaliseringsförfarande dels kasserade icke-korrigeringsbara data. Procentuell andel datavärden av totala antalet gridpunkter för område 1 redovisas i bilaga 1. Områdets geografiska centrum är i skärningspunkten mellan 0° longitud och 60° latitud vilket gör att Skandinavien och Brittiska öarna utgör de mest centrala delarna av området. Området består av ungefär 70% vatten dominerat av norra Atlanten och 30% land dominerat av Ryssland och Europa. Undersökningsområde 1 innehåller ett flertal olika klimattyper enligt Köppens klimatklassificeringssystem. Områdets ostligaste delar har ett fuktigt klimat med stränga vintrar och kalla somrar (Dfb och Dfc). De nordliga delarna av området domineras av arktiskt klimat med tundror eller glaciärer (ET respektive EF) då Grönlandsisen utgör en betydande andel av området. Centrala delar av området har fuktigt klimat med milda vintrar (Cfb och Cfc). Nordvästra delen har, som den östra delen, fuktigt klimat med stränga vintrar och kalla somrar (Dfb och Dfc).

77.5°N, -65°W

77.5°N, 65°E



42.5°N, -65°W

42.5°N, 65°E

Figur 3.1. Karta över undersökningsområdena. Område 1; omarkerat, område 2; mörkgrått och område 3; ljusgrått.

För att koncentrera på skandinaviska förhållanden valdes ett mindre område ut från område 1, täckande gridpunkterna 10°E–20°E och 55°N–70°N; undersökningsområde 2. Område 2 täcker ett område något större än Skandinavien (figur 3.1). Procentuell andel datavärden av totala antalet gridpunkter för område 2 redovisas i bilaga 1. Klimatet i de inre delarna är fuktigt med stränga vintrar (Dfc) och i de mer kustnära områdena fuktigt med milda vintrar (Cfb och Cfc).

Undersökningsområde 3 sträcker sig genom undersökningsområde 1 och 2 från norr till söder. Medelvärdet av den relativa frekvensen för hela perioden (1881–1995) har beräknats för varje latitud det vill säga för två gridpunkter/latitud för att ge en uppfattning om den nord-sydliga fördelningen av de extrema trycken över Skandinavien och centrala Europa.

De fel som konstaterats i griddade tryckdataset (Williams & van Loon 1976; Trenberth & Paolino 1980; Jones 1987) ligger alla utanför gränserna för område 1 (och därmed också område 2 och 3) och inverkar därför inte på analysen.

3.2 Analys av datamaterial

3.2.1 Val av tryck

Extremt låga och extremt höga tryck definieras här som tryck utanför två standardavvikelser från medelvärdet (1012,4 hPa) för alla tryckobservationer. Gränsen två standardavvikelser används allmänt i meteorologiska sammanhang vid definitionen av extrema händelser och de 5% av tryckobservationerna som finns utanför två standardavvikelser definieras som extrema. Den undre gränsen kom att ligga vid 990 hPa och övre vid 1036 hPa. Extremt låga respektive extremt höga tryck fick därefter värdet 1 medan mellanliggande tryck fick värdet 0. Ingen hänsyn har alltså tagits till de extrema tryckens absolutbelopp, förutom en analys av relativ årsfrekvens av låga tryck ≤ 970 hPa.

Analys av det totala datamaterialet av extrema tryck visar att fördelningen är förskjuten mot de lägre trycken, vilket innebär att fördelningen är negativt skev. Antalet extremt låga tryck är

135 496 (ca 4%) stycken och extremt höga tryck 54 402 (ca 1,6 %) stycken. Detta innebär att mer än 5% av trycken har definierats som extrema. Anledningen till detta är att det totala antalet tryck är mycket högt och en obetydlig flyttning av den undre och/eller övre gränsen på till exempel 0,1 hPa får stora konsekvenser för det absoluta antalet extrema tryck.

Den högre procentuella andelen extremt låga tryck jämfört med extremt höga innebär att fördelningen är skev. Ingen kvantifiering av fördelningens skevhet har gjorts.

3.2.2 Konstruktion av tidsserier

Eftersom andelen saknade data varierar under perioden måste kompensation för detta göras. De absoluta frekvenserna har omvandlats till relativa frekvenser enligt:

$$f_r = \frac{f_a}{n}$$

där f_r är den relativa frekvensen, f_a den absoluta frekvensen, n är det totala antalet registrerade tryckdatavärden för respektive månad och område. Den relativa frekvensen utgör grund för beräkning av säsongsmedelvärde för de extrema trycken. Säsongsmedelvärdet är medelvärdet av den relativa frekvensen extrema tryck (låga respektive höga) beräknat för varje säsong under året det vill säga vinter (DJF), vår (MAM), sommar (JJA) och höst (SON).

Dataserierna uppvisar kraftiga fluktuationer år från år som överskuggar underliggande mer lågfrekventa fluktuationer. Filtrering av dataserierna har därför genomförts för att framhäva fluktuationer av lägre frekvens. Ett Gaussiskt filter (Alexandersson & Eriksson 1989) användes som undertrycker fluktuationer kortare än 10 år ($\sigma = 3$).

Tidsserier skapades för område 1 och 2 för extremt låga och extremt höga tryck och för alla säsonger. För att undersöka om frekvensen av extrema tryck är signifikant högre över Skandinavien än över omkringliggande område har tidsserierna för område 1 och 2 jämförts.

Som komplement till tidsserierna för de extremt låga trycken har en tidsserie skapats för relativ årsfrekvens av tryck ≤ 970 hPa.

För område 3 har ingen tidsserie skapats utan endast medelvärdet för hela undersökningsperioden 1881–1995 används för att skapa månadsmedelvärde. Område 3 har analyserats avseende månadsmedelvärde (1881–1995) för varje 5° latitud för att ge information om de extrema tryckens latitudinella fördelning och dess variation under året.

3.2.3 Trendanalys och Student's t-test

Trendanalys är en tillämpning av enkel linjär regressionsanalys. Den uppskattade riktningskoefficienten för respektive trendlinje testas med hypotestest för att avgöra om riktningskoefficienten är signifikant skild från noll. Testet genomfördes i detta fall med 95% signifikansnivå. Val av delperioder för trendanalys har gjorts med utgångspunkt ifrån de inom meteorologin använda normalperioderna (30 år). Indelningen i normalperioder har dock ej kunnat följas strikt då mätseriens början respektive slut infaller inom normalperioder. Delperioder som trendanalyserats är: 1881–1900 (period 1), 1901–1930 (period 2), 1931–1960 (period 3) och 1961–1995 (period 4).

Student's t-test har utförts på tidsserierna för de extrema trycken för att testa om två olika populationer har samma medelvärde. Populationerna bestod dels av två på varandra följande perioder i samma tidsserie, period 1 och 2, 2 och 3 och 3 och 4 och dels av perioder som inte direkt följer på varandra, 1 och 3, 2 och 4 och 1 och 4 (samma tidsserie). Vidare gjordes en

jämförelse mellan område 1 och 2 för varje period, för extremt låga och extremt höga tryck och respektive säsong. Testet genomfördes med 95% signifikansnivå. Student's t-test kompletterar trendanalysen genom att ge information om signifikanta förändringar i frekvens som ej kan upptäckas vid trendanalysen. Tidsserien av den relativa frekvensen tryck ≤ 970 hPa har endast trendanalyserats.

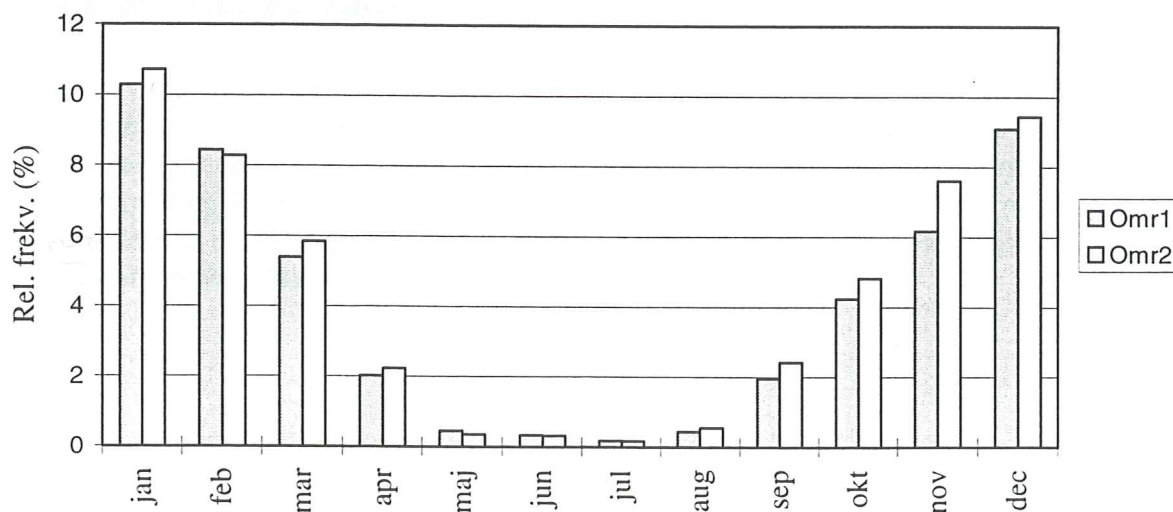
4 RESULTAT

Resultatet från analysen av årscykeln av den relativa frekvensen extrema tryck grundar sig på medelvärde för varje månad över perioden 1881–1995. Den deskriptiva statistiska analysen grundar sig på ej filtrerade säsongsmedelvärden av den relativa frekvensen för varje år. Tidsserierna grundar sig på det filtrerade och ofiltrerade säsongsmedelvärdet av den relativa frekvensen för varje år. Tidsserien för tryck ≤ 970 hPa grundar sig på relativ frekvens beräknad från årssumman av tryckobservationer ≤ 970 hPa och skiljer sig således från de andra tidsserierna då ingen hänsyn tagits till säsonger.

4.1 Årscykel för extrema tryck

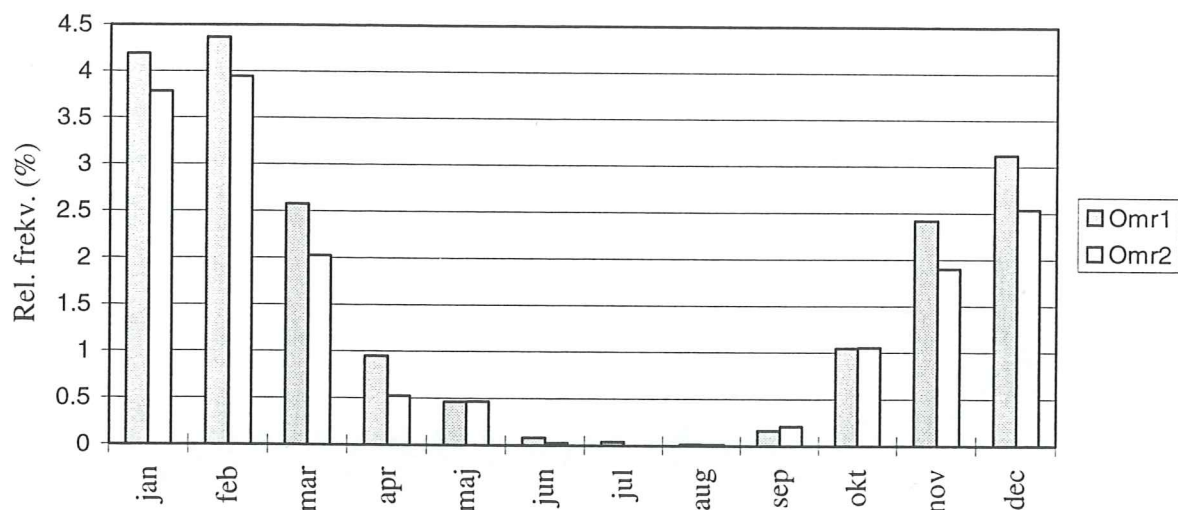
Mönstret för årscykeln av den relativa frekvensen extrema tryck överensstämmer väl mellan område 1 och 2 (figur 4.1 och 4.2). Skillnader i frekvens förekommer dock mellan område 1 och 2. Vidare förekommer skillnader i årscykelns utseende för de extremt låga och de extremt höga trycken

Årscykeln av relativa frekvensen extremt låga tryck beräknad som medelvärdet för hela mätperioden redovisas i figur 4.1. Frekvensen av de extremt låga trycken beskriver en tydlig årsvariation med maximum under vintermånaderna och minimum under sommarmånaderna. Högst frekvens, strax över 10% i båda områdena, infaller i januari och lägst frekvens, cirka 0,2% i båda områdena, infaller i juli. Det sker en kraftig minskning respektive ökning i frekvensen under våren respektive hösten. Frekvensen under vårmånaderna är lägre än under höstmånaderna. De extremt låga tryckens frekvens är högre i område 2 än område 1 under de flesta månaderna.



Figur 4.1. Månadsmedelvärde under perioden 1881–1995 för relativ frekvens av extremt låga tryck i område 1 och 2.

Arscykeln av den relativa frekvensen för de extremt höga trycken beräknad som medelvärdet för hela mätperioden redovisas i figur 10. Maximum för de extremt höga trycken, 4,3% i område 1 och strax under 4% i område 2, infaller i februari månad och minimum, nära 0%, i juli och augusti. En kraftig minskning respektive ökning i frekvens sker under våren respektive hösten. En tydlig skillnad i frekvens mellan vår- och höstmånaderna kan observeras med högst frekvens under våren. Frekvensen är för de flesta månaderna högre i område 1 än 2.



Figur 4.2. Månadsmedelvärde under perioden 1881–1995 för relativ frekvens av extremt höga tryck i område 1 och 2.

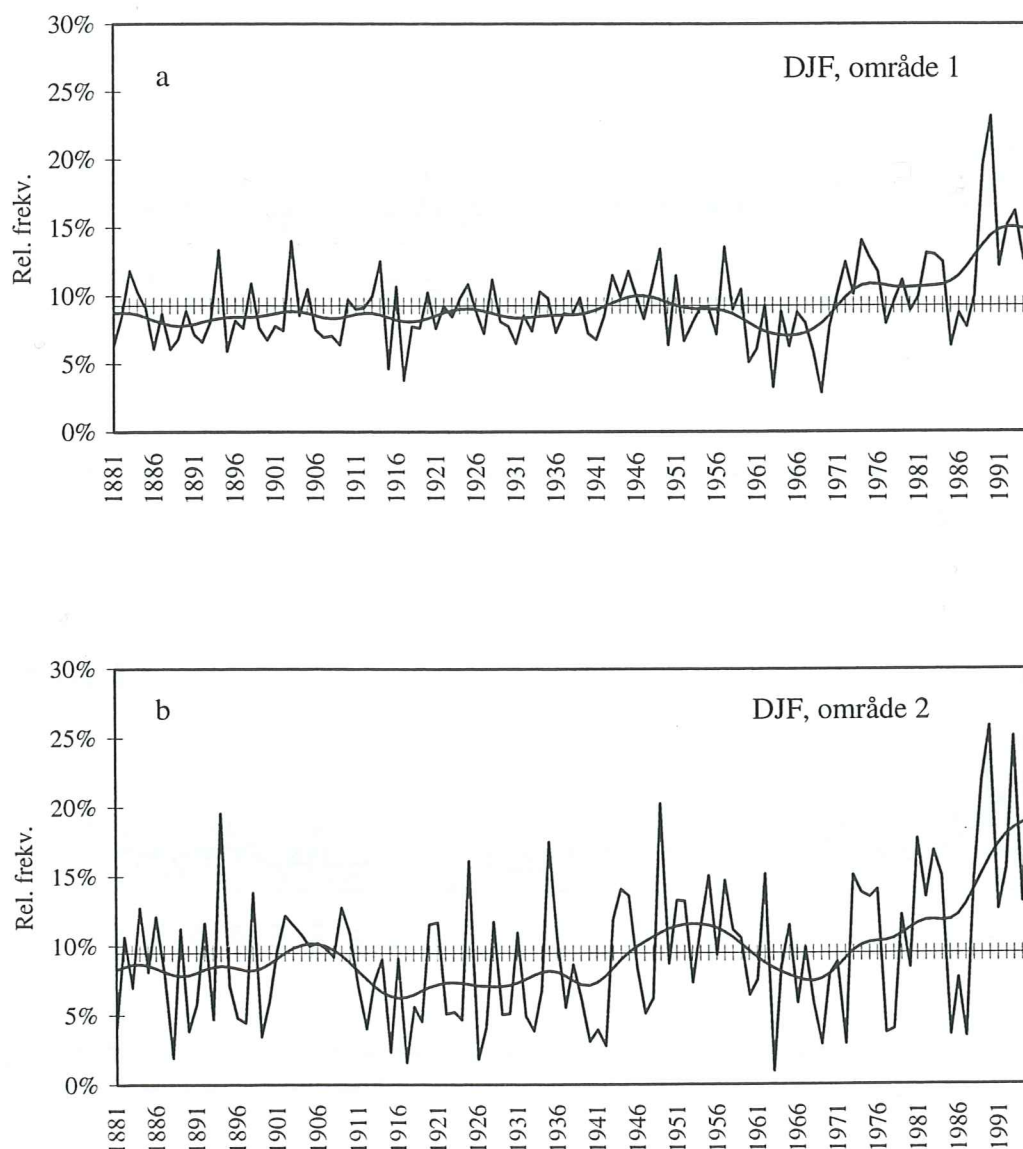
4.2 Deskriptiv statistik av tidsserier

Analys av variationen i relativ frekvens extrema tryck under perioden 1881–1995 har genomförts för område 1 och 2. Under sommaren är frekvensen genomgående mycket låg i båda områdena vilket gör den grafiska redovisningen onödig. Tidsserierna för sommarmånaderna presenteras därför ej. Resultaten av trendanalys och t-test ger däremot även information om frekvensen extrema tryck under sommaren. Tidsserien för tryck ≤ 970 hPa redovisas endast med information om signifikanta trender.

4.2.1 Extremt låga tryck

Vinter

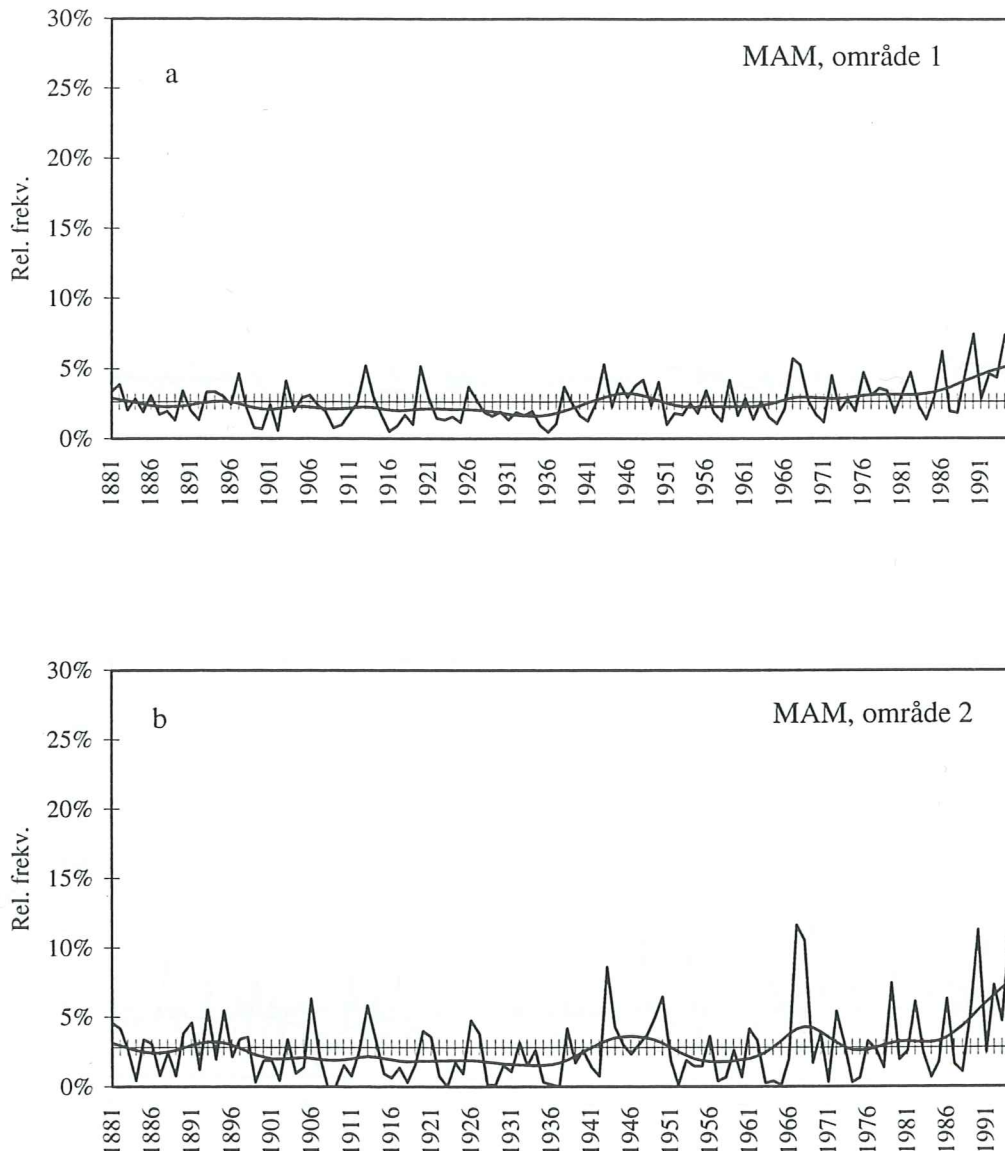
Medelvärde (1881–1995) för vintern är ca 9% i båda områdena (figur 4.3 a och b). I område 1 är frekvensen allmänt något lägre än medelvärdet fram till 1970. Under 1970–1995 ses en kraftig uppåtgående trend. Maximum infaller under 1990 med 23%. Frekvensen är allmänt lägre än medelvärdet 1908–1945 och innan 1900. Mellan 1945 och 1960 är frekvensen något högre än medel för att efter en svag nedgång fram till 1968 åter kraftigt öka till 1995. I område 2 är den uppåtgående trenden efter 1970 tydligare än i område 1. Även i område 2 infaller maximum under 1990 med ca 27%.



Figur 4.3. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongmedelfrekvens av extremt låga tryck, vinter, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

Vår

Medelvärde för våren är i båda områdena ca 3% (figur 4.4 a och b). Båda områdena uppvisar frekvens omkring eller något högre (1897–1941) än medelvärdet fram till 1986. Efter 1986 kan observeras en uppåtgående trend i båda områdena som är något mer markerad i område 2. Maximum infaller 1990 i område 1 med 7% och 1967 i område 2 med 12%.



Figur 4.4. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongmedelfrekvens av extremt låga tryck, vår, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

Höst

Medelvärdet för hösten är i område 1 4% och i område 2 5% (figur 4.5 a och b). Frekvensen är omkring eller något lägre än medelvärdet fram till 1966 för att där efter vara högre än medelvärdet. En nedåtgående trend kan observeras i område 2 under 1983–1995.

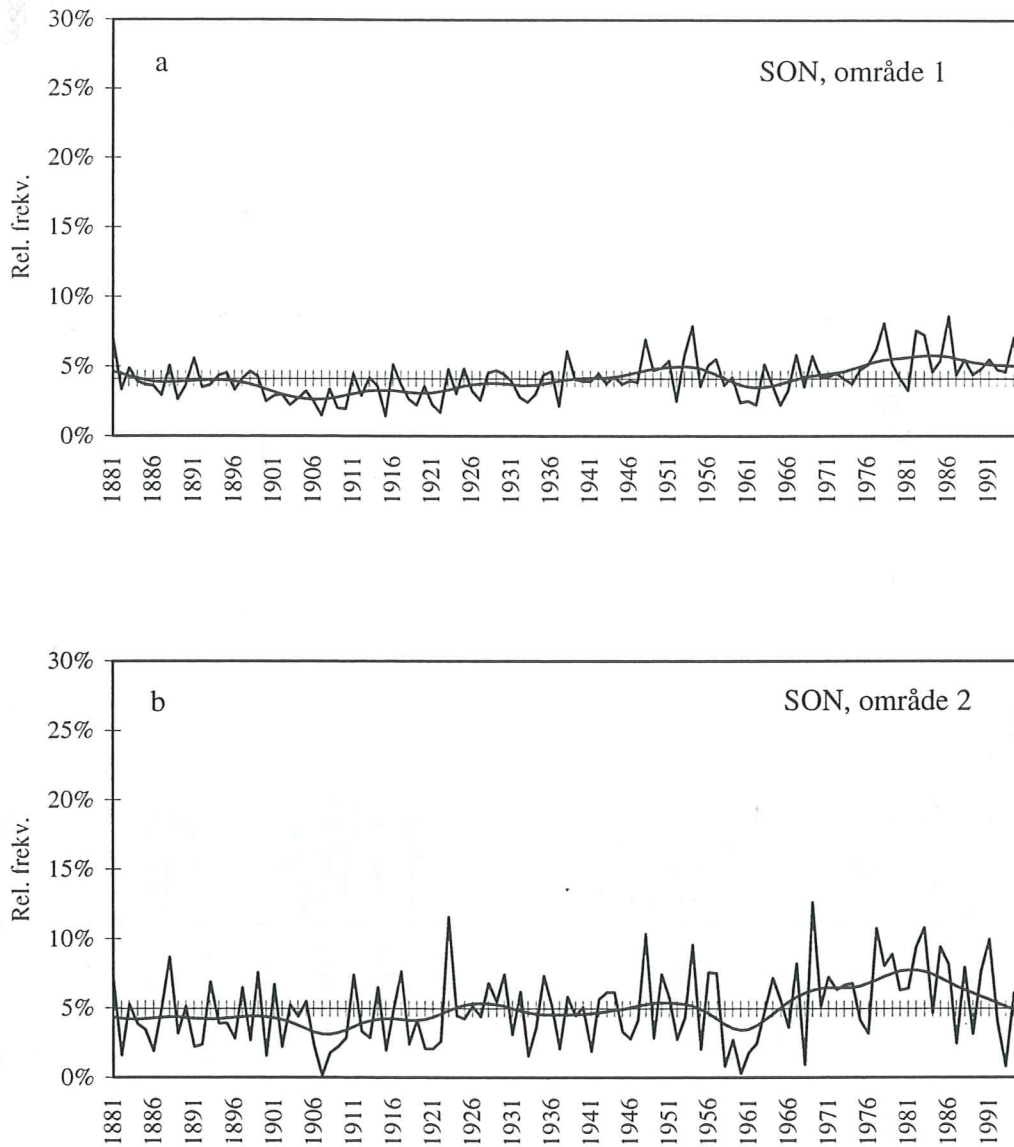
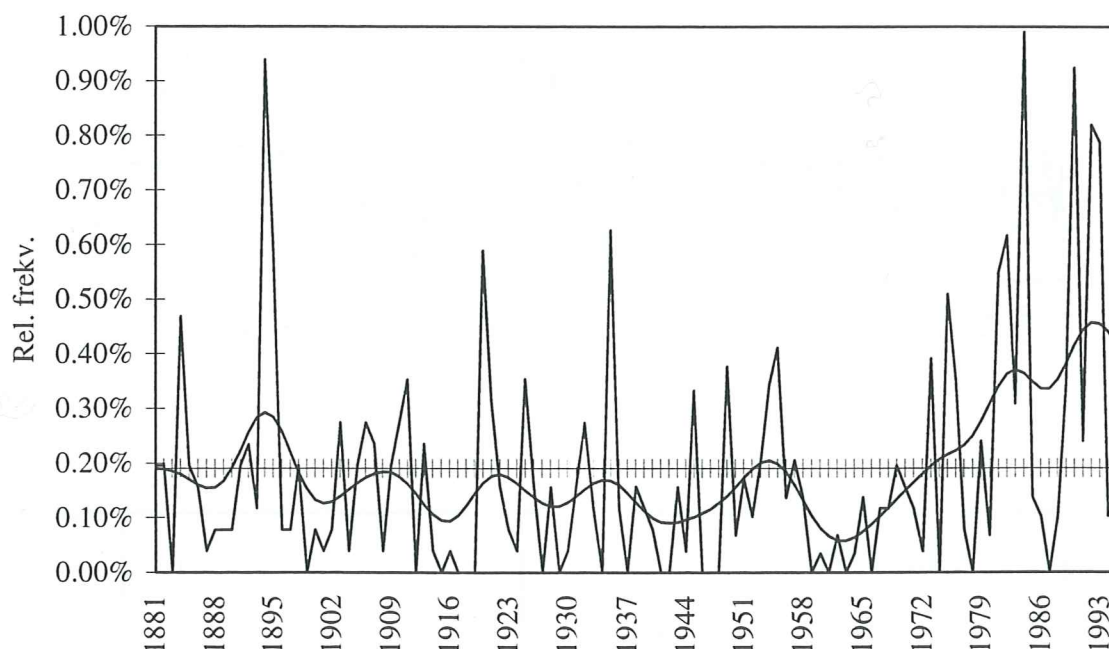


Fig 4.5. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongsmedelfrekvens av extremt låga tryck, höst, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

4.2.2 Låga tryck ≤ 970 hPa

En analys av årsfrekvensen tryck ≤ 970 hPa i område 2 har gjorts för att komplettera resultaten för ≤ 990 hPa trycken och koncentrera på situationer över Skandinavien (figur 4.6). Ett flertal år förekommer då inga tryck ≤ 970 hPa har registrerats. Generellt gäller att frekvensen genomgående är mycket låg och det förekommer aldrig tryck ≤ 970 hPa under sommarmånaderna. Medelvärdet för hela perioden (1881–1995) är 0,19%. Den övervägande andelen tryck ≤ 970 hPa förekommer under vintern (bilaga 2). Den enda signifikanta (95% konfidensintervall) trenden är den uppåtgående trenden under period 4 (1961–1995) med riktningskoefficienten +0,0129.

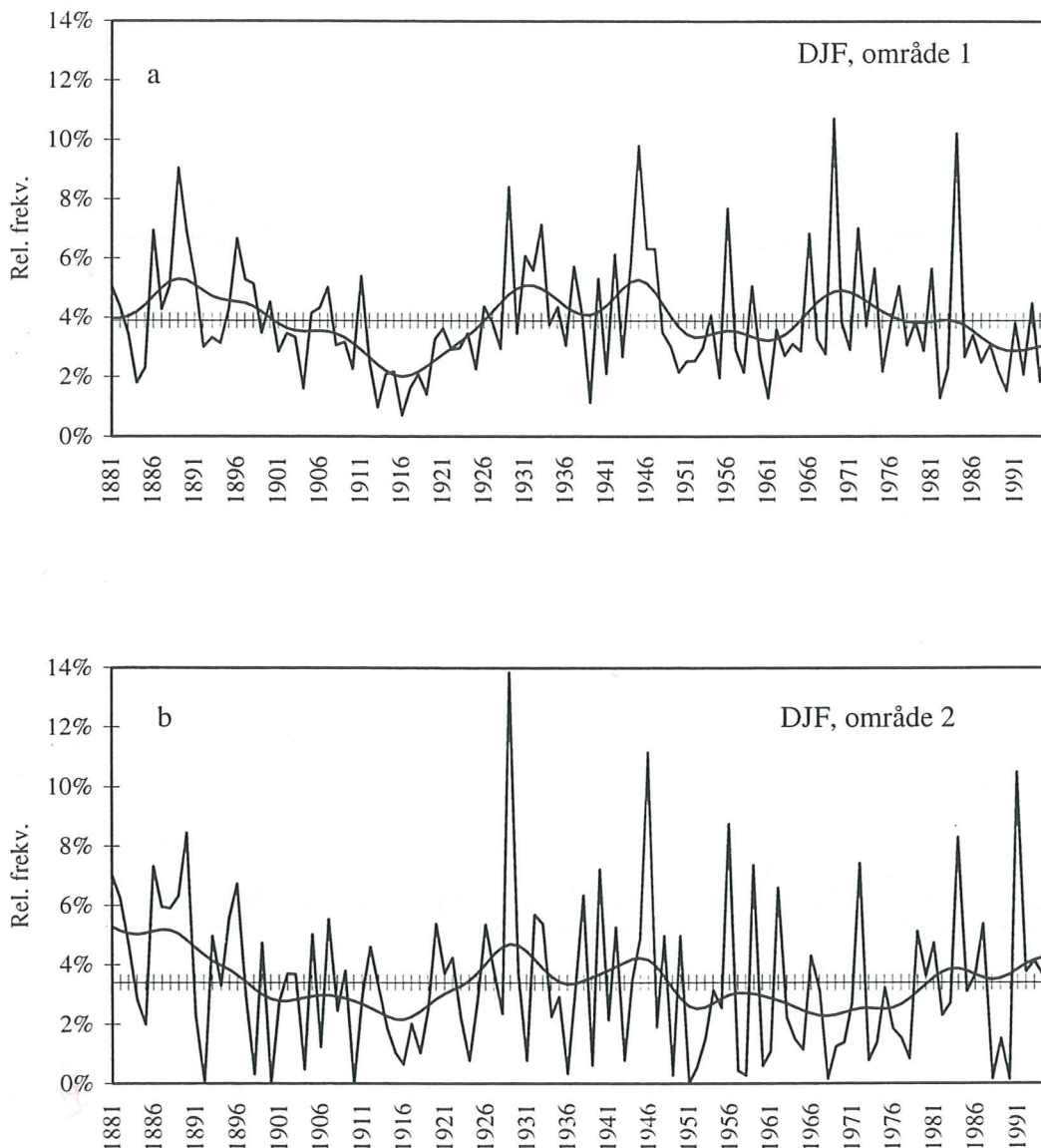


Figur 4.6. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ årsfrekvens av tryck ≤ 970 hPa grundad på det totala antalet (årssumman) tryck ≤ 970 hPa under respektive år, 1881–1995.

4.2.3 Extremt höga tryck

Vinter

Medelvärde (1881–1995) för vintern är i område 1 3,9% och i område 2 3,4% (figur 4.7 a och b). Perioden inleds i båda områdena med en nedåtgående trend som avslutas 1917. En uppåtgående trend följer sedan i båda områdena och avslutas omkring 1930. I område 1 är frekvensen 1926–1950 över medelvärdet. Motsvarande gäller för område 2 1924–1949. Efter 1950 (område 1) respektive 1949 (område 2) avviker utvecklingen i de båda områdena från varandra. Område 1 uppvisar 1950–1965 frekvens något under medelvärdet för att sedan, efter en svag uppgång till 1970, visa en stadigt nedåtgående trend. I område 2 är frekvensen 1950–1981 under medelvärdet. En svag uppgång sker efter 1981.

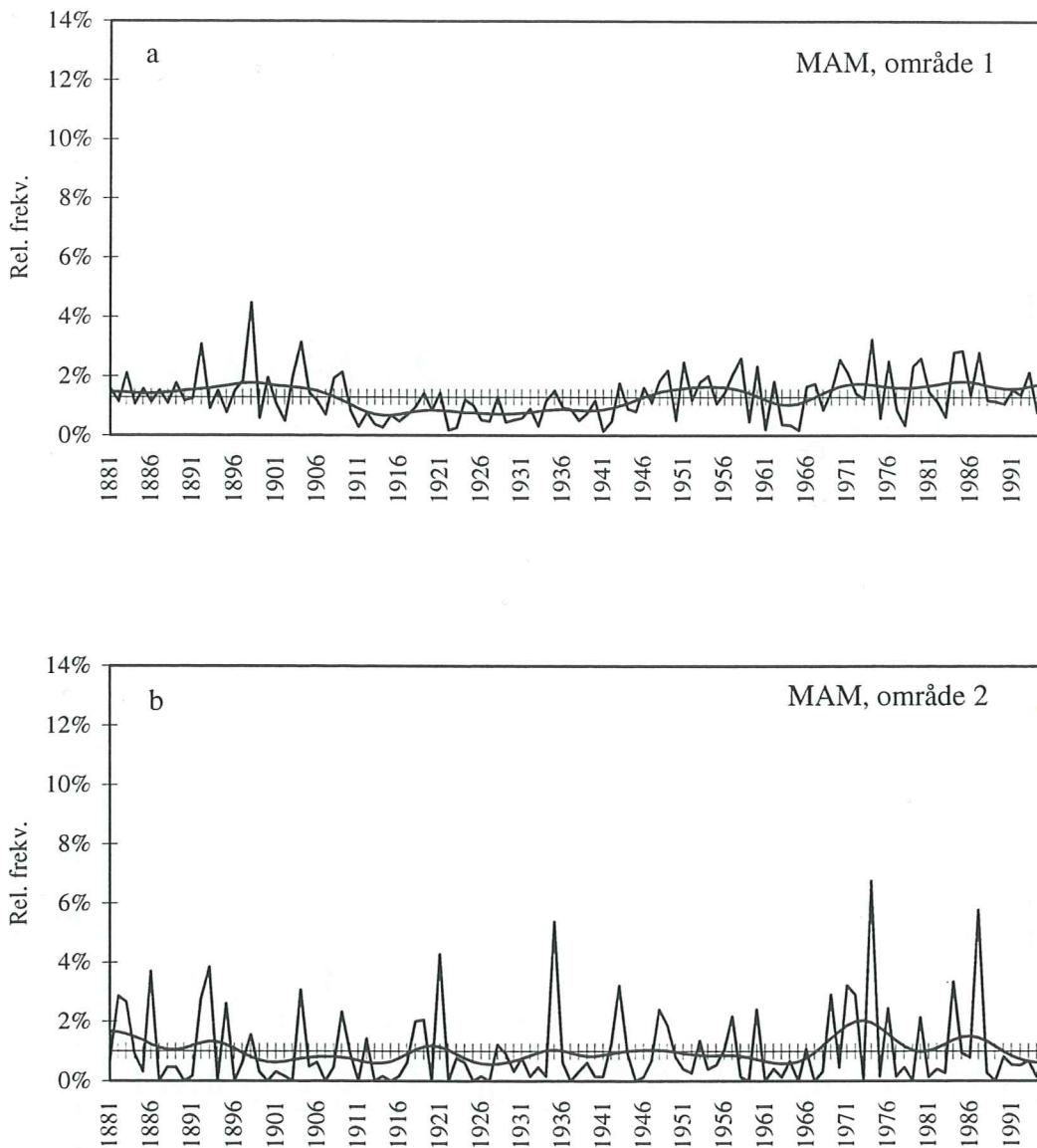


Figur 4.7. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongmedelfrekvens av extremt höga tryck, vinter, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

Vår

Medelvärdet för våren är i område 1 1,3 och område 2 1,0% (figur 4.8 a och b). Variationen under perioden är liten. Område 1 utmärks av frekvens under medelvärdet 1908–1946. Innan 1908 och efter 1946 är frekvensen allmänt över medelvärdet.

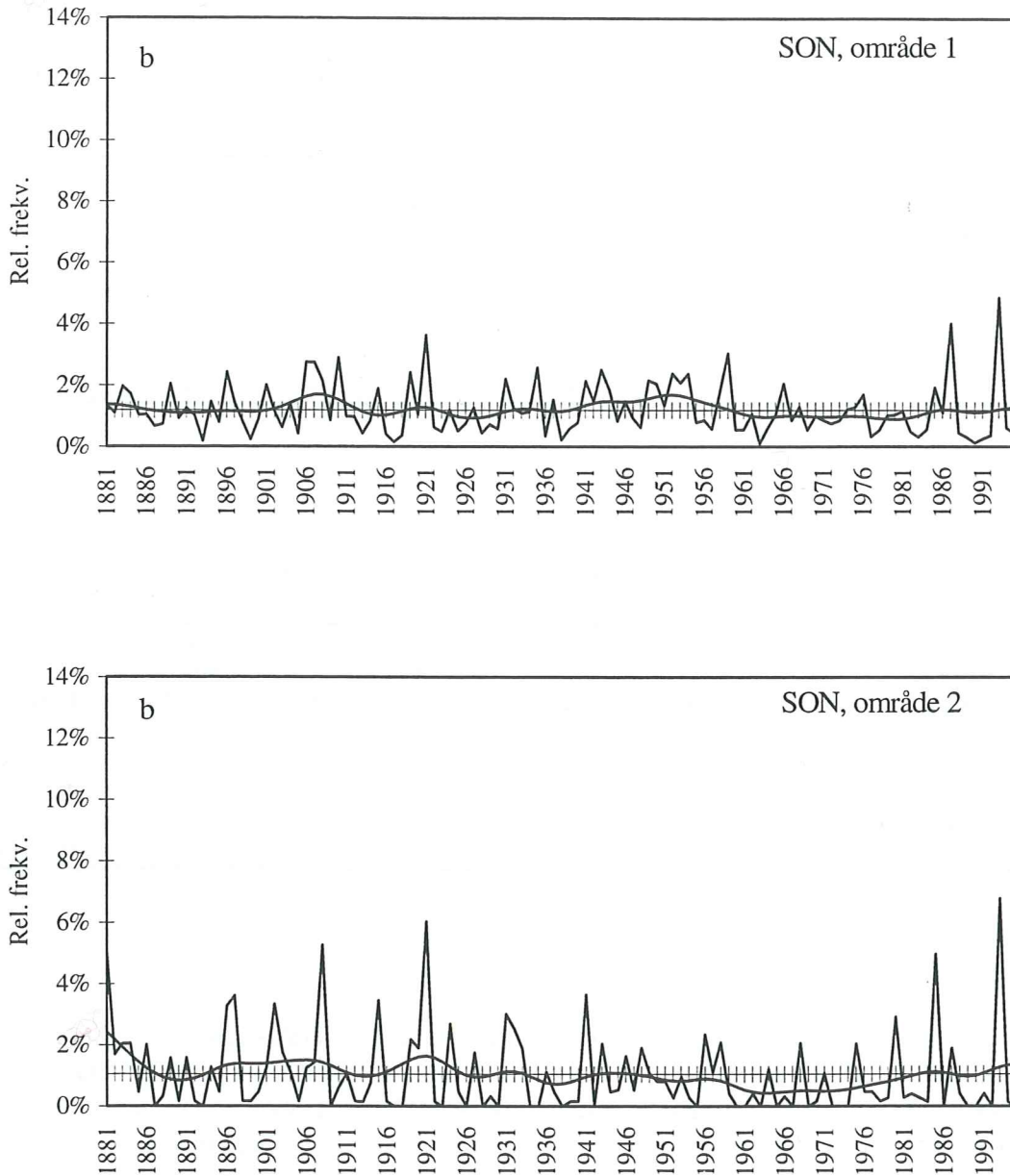
Område 2 uppvisar ett något annorlunda mönster med fluktuationer runt medelvärdet fram till 1967 då frekvensen ökar något och är generellt över medelvärdet till periodens slut.



Figur 4.8. Relativ och filtrerad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongmedelfrekvens av extremt höga tryck, vår, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

Höst

Medelvärdet är ca. 1,2% i båda områdena (figur 4.9 a och b). I område 1 fluktuerar frekvensen under hela perioden runt medelvärdet. Område 2 uppvisar en något högre frekvens fram till 1932 för att därefter vara lägre än medelvärdet.



Figur 4.9. Relativ och filtererad (Gaussiskt filter, $\sigma = 3$) relativ säsongmedelfrekvens extremt höga tryck, höst, 1881–1995. a) område 1 b) område 2.

4.2.4 Trendanalys

Linjär regression har genomförts på tidsserierna av säsongsmedelvärde av relativ frekvens extrema tryck. Analys har gjorts dels för enskilda delperioder och dels för hela undersökningssperioden 1881–1995. Resultaten redovisas i tabell 4.1 och 4.2. Hypotestest har genomförts på riktningkoefficienter för att konstatera om dessa är signifikant skilda från noll.

Tabell 4.1. Signifikanta (5% signifikans) och icke signifikanta (inom parantes) trender av relativ frekvens extremt låga och extremt höga tryck i område 1. + anger uppåtgående trend, – anger nedåtgående trend.

Period	Låga				Höga			
	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)
1881–1900	(–)	(–)	–	(–)	(+)	(+)		(–)
1901–1930		(–)		+	(+)	–		(–)
1931–1960	(+)	(+)		(+)	(–)	+		(+)
1961–1995	+	+	+	+	(–)	(+)		(+)
1881–1995	+	+		+				

Tabell 4.2. Signifikanta (5% signifikans) och icke signifikanta (inom parantes) trender av relativ frekvens extremt låga och extremt höga tryck i område 2. + anger uppåtgående trend, – anger nedåtgående trend.

Period	Låga				Höga			
	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)
1881–1900	(–)	(–)	(–)	(–)	(–)	(–)		(–)
1901–1930	–	(–)	(+)	(+)	(+)			(–)
1931–1960	(+)			(–)	(–)			(–)
1961–1995	+	(+)	(–)	(+)	(+)		(+)	(+)
1881–1995	+	+		+	(–)		(+)	(–)

Skillnaderna är stora dels mellan extremt låga och extremt höga tryck och dels mellan område 1 och 2. De extremt höga trycken uppvisar endast två perioder med signifikanta trender, båda under våren i område 1; 1901-1930 uppvisas en negativ och 1931-1960 en positiv trend. Inga signifikanta trender för de extremt höga trycken kan observeras under 1881-1995.

De extremt låga trycken uppvisar ett flertal signifikanta trender varav de flesta förekommer i område 1 1960-1995. Alla säsonger uppvisar signifikant uppåtgående trender i område 1 1961-1995. Under samma period i område 2 är endast den uppåtgående trenden för vintern signifikant. Vidare uppvisar hösten 1901-1930 i område 1 en signifikant positiv trend. Negativa trender uppvisas i område 1 på sommaren 1881-1900 och i område 2 på vintern 1901-1930. Vid analys av trender över hela perioden 1881-1995 syns ett tydligt mönster för de extremt låga trycken med uppåtgående trender under alla säsonger utom sommaren i både område 1 och 2.

4.2.5 Hypotesprövning av frekvensen extrema tryck under olika delperioder

Student's t-test har genomförts dels för att jämföra periodmedelfrekvensen för delperioder mellan område 1 och 2, tabell 4.3, och dels för att jämföra periodmedelfrekvensen mellan två delperioder från samma tidsserie, tabell 4.4. P-värdet anger sannolikheten för att $\bar{X}_1 = \bar{X}_2$ mot att $\bar{X}_1 \neq \bar{X}_2$ där \bar{X}_1 och \bar{X}_2 är medelvärdet för de jämförda delperioderna. Periodmedelfrekvens definieras här som medelvärdet av den relativa frekvensen extrema tryck beräknat för den aktuella perioden. Medelvärde och standardavvikelse för varje period redovisas i tabell 4.5 a och b.

Tabell 4.3. P-värde för t-test av periodmedelfrekvens mellan område 1 och 2. Understrykning anger p-värdet för de perioder då medelvärdet av den relativa frekvensen är högre i område 2 än i område 1. Fetstil anger värden med 5% signifikans.

Period	Låga				Höga			
	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)
1881-1900	0,86	<u>0,42</u>	0,63	<u>0,69</u>	0,68	0,25	0,01	<u>0,61</u>
1901-1930	0,40	0,52	<u>0,06</u>	0,02	<u>0,85</u>	0,38	0,01	<u>0,95</u>
1931-1960	<u>0,59</u>	<u>1,00</u>	<u>0,28</u>	<u>0,52</u>	0,14	0,24	0,01	0,06
1961-1995	<u>0,47</u>	<u>0,33</u>	0,06	0,02	0,25	0,20	0,16	0,43
1881-1995	0,71	0,48	0,56	0,00	0,12	0,03	0,00	0,31

Tabell 4.4. P - värde för t-test mellan två delperioder under samma tidsserie för extremt låga och extremt höga tryck, område 1 och 2. Period 1; 1881-1900, 2; 1901-1930, 3; 1931-1960, 4; 1961-1995. Fetstil anger värden med 5% signifikans. - anger lägre och + högre frekvens än föregående period.

Tryck	Period	Område 1				Område 2			
		Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)	Vinter (DJF)	Vår (MAM)	Sommar (JJA)	Höst (SON)
Låga	1 och 2	0,47+	0,35-	0,00-	0,01-	0,98-	0,07-	0,73-	0,91+
	2 och 3	0,50+	0,52+	0,03+	0,00+	0,16+	0,34+	0,59+	0,69+
	3 och 4	0,06+	0,01+	0,03+	0,11+	0,15+	0,02+	0,22-	0,03+
	1 och 3	0,18+	0,75-	0,01-	0,55+	0,26+	0,38-	0,78+	0,63+
	2 och 4	0,02+	0,00+	0,00+	0,00+	0,01+	0,00+	0,31-	0,01+
	1 och 4	0,01+	0,02+	0,46-	0,03+	0,02+	0,10+	0,19-	0,01+
	Höga	1 och 2	0,00-	0,01-	0,57-	0,73+	0,12-	0,25-	0,83+
	2 och 3	0,02+	0,11+	1,00-	0,31+	0,88+	0,51+	0,58-	0,49-
	3 och 4	0,33-	0,15+	0,57+	0,05-	0,78-	0,61+	0,29+	0,46-
	1 och 3	0,49-	0,14-	0,59-	0,12+	0,18-	0,54-	0,78-	0,39-
	2 och 4	0,16+	0,00+	0,54+	0,38-	0,89-	0,27+	0,44+	0,22-
	1 och 4	0,10-	0,80-	0,98-	0,52-	0,08-	0,90-	0,38+	0,18-

Tabell 4.5a. Medelvärde (\bar{x}) och standardavvikelse (s) av den relativa frekvensen (%) extremt låga respektive extremt höga tryck i område 1.

Tryck	Period	Vinter (DJF)		Vår (MAM)		Sommar (JJA)		Höst (SON)	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Låga	1881–1900	8,24	2,03	2,46	1,05	0,43	0,21	4,07	1,06
	1901–1930	8,68	2,11	2,16	1,21	0,20	0,12	3,18	1,08
	1931–1960	9,04	2,06	2,36	1,20	0,28	0,15	4,27	1,32
	1961–1995	10,58	4,15	3,33	1,72	0,36	0,23	4,84	1,54
	1881–1995	9,28	2,98	2,62	1,43	0,32	0,20	4,12	1,42
Höga	1881–1900	4,66	1,76	1,61	0,87	0,05	0,06	1,15	0,57
	1901–1930	3,12	1,49	0,97	0,67	0,04	0,06	1,23	0,91
	1931–1960	4,29	2,04	1,26	0,69	0,04	0,07	1,45	0,77
	1961–1995	3,77	2,16	1,55	0,89	0,05	0,07	1,02	0,98
	1881–1995	3,89	1,96	1,33	0,81	0,05	0,06	1,21	0,85

Tabell 4.5b. Medelvärde (\bar{x}) och standardavvikelse (s) av den relativa frekvensen (%) extremt låga respektive extremt höga tryck i område 2.

Tryck	Period	Vinter (DJF)		Vår (MAM)		Sommar (JJA)		Höst (SON)	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Låga	1881–1900	8,05	4,43	2,82	1,62	0,39	0,36	4,28	2,15
	1901–1930	8,01	3,71	1,91	1,75	0,35	0,41	4,35	2,41
	1931–1960	9,53	4,44	2,36	1,96	0,43	0,72	4,61	2,52
	1961–1995	11,53	6,53	3,98	3,52	0,25	0,34	6,15	2,94
	1881–1995	9,48	5,17	2,82	2,57	0,35	0,49	4,95	2,66
Höga	1881–1900	4,38	2,54	1,19	1,35	0,01	0,04	1,33	1,40
	1901–1930	3,22	2,53	0,77	1,04	0,01	0,04	1,25	1,57
	1931–1960	3,33	2,90	0,96	1,18	0,01	0,03	1,01	1,01
	1961–1995	3,13	2,40	1,14	1,63	0,02	0,10	0,78	1,48
	1881–1995	3,42	2,60	1,01	1,32	0,01	0,06	1,06	1,38

4.3 Latitudinell fördelning av extrema tryck

Den latitudinella fördelningen av extrema tryck har undersökts i område 3 täckande gridpunkterna 10E°–20E° och 45N°–75°N. Resultaten redovisas i tabell 4.6.

Maximum i relativ frekvens extremt låga tryck befinner sig under årets alla månader vid 65°N latitud. Minimum befinner sig under alla månader vid 45°N. Årsvariationen framträder tydligt med mest markerat maximum under januari månad.

Fördelningen av de extremt höga trycken uppvisar ett mer komplicerat mönster. Maximum uppvisar här en tydlig latitudinell förflyttning under året. Under december och januari är maximum vid 50°N. Under februari och mars har maximum förflyttats norrut till 60°N för att

sedan, under april, maj och juni, nå sin nordligaste placering vid 65°N. Under höstmånaderna, september, oktober och november, har maximum åter flyttats söderut och befinner sig vid 60°N.

Tabell 4.6. Månatlig latitudinell fördelning av relativ frekvens av extremt låga respektive extremt höga tryck (%). Medelvärde för 1881–1995 för var 5°:e latitud över longitud 10°E–20°E. Fetstil: maximum av medelvärdet för respektive månad.

	Låga							Höga						
	45°N	50°N	55°N	60°N	65°N	70°N	75°N	45°N	50°N	55°N	60°N	65°N	70°N	75°N
jan	0.03	0.08	0.55	1.46	2.33	1.96	1.34	0.93	2.51	1.66	1.70	0.79	0.27	0.07
feb	0.04	0.13	0.50	1.11	1.69	1.56	1.11	0.63	1.59	1.44	1.85	1.07	0.27	0.04
mar	0.02	0.04	0.27	0.81	1.27	1.09	0.75	0.08	0.36	0.54	0.98	0.62	0.19	0.06
apr	0.01	0.01	0.09	0.35	0.48	0.40	0.23	0.00	0.03	0.09	0.21	0.28	0.06	0.08
maj	0.00	0.00	0.01	0.05	0.09	0.06	0.04	0.00	0.02	0.01	0.20	0.23	0.14	0.07
jun	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
jul	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
aug	0.00	0.00	0.01	0.09	0.16	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
sep	0.00	0.00	0.04	0.31	0.58	0.49	0.32	0.01	0.02	0.07	0.13	0.04	0.01	0.00
okt	0.00	0.01	0.18	0.64	1.06	0.97	0.69	0.02	0.24	0.38	0.58	0.27	0.04	0.02
nov	0.02	0.07	0.38	1.08	1.66	1.34	0.71	0.27	0.80	0.73	0.94	0.42	0.11	0.06
dec	0.03	0.11	0.65	1.37	1.93	1.60	1.11	0.50	1.49	1.22	1.07	0.54	0.14	0.03

5 DISKUSSION

5.1 Förändringar i frekvensen extrema tryck

Ett flertal undersökningar har gjorts av förändringar i frekvens av tryckrelaterade meteorologiska faktorer som exempelvis stormar, djupa lågtryck och blockeringar (Agee 1990; Brezowsky et al. 1951; Franzèn 1990; Larsson-McCann et al. 1994; Rogers & Mosley-Thompson 1995; Schinke 1993; Taesler et al. 1992). Då endast signifikanta trender har konstaterats för de extremt låga trycken kommer diskussionen om förändringarna i frekvens av extrema tryck att begränsa sig till dessa. Vid diskussionen av årscykelns utseende och den latitudinella fördelningen behandlas däremot både de extremt låga och de extremt höga trycken.

5.1.1 Förändringarnas uppträdande

De i tidsserierna observerade förändringarna i frekvens av extremt låga tryck kommer att fokusera på perioden 1961–1995 inom vilken de tydligaste förändringarna har skett.

Den tydligt ökande frekvensen extremt låga tryck från 1970 till 1995 (figur 4.3 a och b) överensstämmer väl med Schinkes (1993) tredje period 1970–1991. Schinkes period uppvisar en kraftig ökning av frekvensen djupa lågtryck från 395 st/år i början av perioden till 430 st/år runt 1990. Viktigt att notera är att frekvensen extremt låga tryck inte är direkt jämförbar med frekvensen djupa lågtryck. Haak & Ulbrich (1996) har undersökt antalet extrema cykloner

med centraltryck lägre än 950 hPa över samma område som Shinke använt. Resultaten visar en uppåtgående trend i antalet extrema cykloner (centraltryck ≤ 950 hPa) mellan 1980 och 1993. Föreliggande analys av tryck ≤ 970 hPa (figur 4.6) visar en uppgång 1980 till 1995 som utmärker sig från variationer tidigare under perioden. Haak & Ulbrich (1996) har även analyserat antalet cykloner med centraltryck ≤ 990 hPa men dessa visar ingen trend vilket talar emot mina resultat. Detta kan emellertid förklaras av den stora skillnaden i analysmetoder eftersom Haak & Ulbrich har använt sig av ett numeriskt cyklonidentifikationsschema, medan mina analyser endast grundar sig på antalet observerade extrema tryck.

5.1.2 Temporal och spatiell fördelning

De skillnader som förekommer i utvecklingen av frekvensen extrema tryck mellan säsonger är kopplade till de extrema tryckens årscykel (figur 4.1 och 4.2). Där förändringar kan observeras är de tydligast under de säsonger då frekvensen är som högst. Årscykeln av frekvensen extrema tryck sammanhänger med årstidsbundna variationer i de semipermanenta tryckmönstren. Detta framgår tydligt av utseendet av årscykeln för de extremt låga och extremt höga trycken.

För uppkomsten av extrema tryck över Europa och Skandinavien spelar det Isländska lågtrycket, Azoriska högtrycket och Sibiriska högtrycket stor roll. Sahsamanoğlu (1989, Sahsamanoğlu et al. 1991). Sahsamanoğlu (1989) konstaterar att månadsmedeltrycket för det Isländska lågtrycket genomgår en fluktuation under året, med maximum under maj och minimum under januari. Eftersom cyklogenesen sammanhänger med hur djupt det Isländska lågtrycket är, uppkommer en liknande årlig fluktuation för de extremt låga trycken. Frekvensen extremt låga tryck kan även kopplas till storskaligare klimatologiska företeelser exempelvis NAO.

Jämförelse av årscykeln för de extremt låga trycken (figur 4.1) med årscykeln av zonalt index (exempelvis Jönsson & Barring 1994) visar en god överensstämmelse, vilket är ett resultat av Isländska lågtryckets årscykel. Variationer i zonalt index över norra Atlanten är en funktion av positionen och centraltrycket hos Isländska lågtrycket och Azoriska högtrycket (Sahsamanoğlu 1989). Eftersom årscykeln av månadsmedeltrycket hos det Isländska lågtrycket har större amplitud jämfört med amplituden för det Azoriska högtrycket blir styrkan av de Isländska lågtrycket avgörande för storleken på zonalt index. Detta förklarar den tydliga kopplingen mellan årscykeln extremt låga tryck och årscykeln av zonalt index.

Frekvensen extremt höga tryck är bland annat en funktion av utbredningen och centraltrycket hos det termiska Sibiriska högtrycket som endast existerar från oktober till mars (Sahsamanoğlu et al. 1991). Minimum i centraltryck infaller under oktober (1027,5 hPa) och maximum under januari (1037,5 hPa) (medelvärde för 1873–1988). Utbredningen kan ändras under året vilket även leder till en förändring i centraltrycket. Då högtryckets centrum (90°E – 110°E och 40°N – 55°N) flyttas västerut ökar centraltrycket. Vid dessa tillfällen kan det Sibiriska högtrycket påverka frekvensen extremt höga tryck i område 2. Den lägre frekvensen extremt höga tryck under oktober–december jämfört med januari–mars (figur 4.2) förklaras delvis av högtryckets minimum under oktober och maximum under januari. Under sommarmånaderna löses det termiska högtrycket upp och ersätts av ett svagt termiskt lågtryck och i stort sett inga extremt höga tryck uppkommer. En bidragande orsak till den högre frekvensen under våren kan även vara blockerande högtryckssituationer. Moses et al. (1987) konstaterar att reversaler i NAO är mest frekventa under februari och mars vilket överensstämmer med den generella ökningen av frekvensen blockerande högtryckssituationer i nord-östra Atlanten under senvinter och vår (Rex 1950, Sumner 1954). Högtryckssituationerna kan ge upphov till en ökande frekvens extremt höga tryck. Den skillnad som kan observeras mellan område 1 och 2 med högre frekvens under större delen av året i område 1 (figur 4.2) uppkommer på grund av

att både centrum för de blockerande högtryckssituationerna och för det Sibiriska högtrycket befinner sig utanför område 2.

Den spatiella fördelningen av extrema tryck (tabell 4.6) bestäms av placeringen och förekomsten av de meteorologiska faktorer som ger upphov till extrema tryck. Det tydliga maximum vid 65°N som kan urskiljas för de extremt låga trycken visar vilket område merparten av de cykloner med centraltryck ≤ 990 hPa passerar. Cykloner transporteras längst vissa banor (Whittaker et al. 1983). Taesler et al. (1992) konstaterar att de djupaste cyklonerna oftast transporteras från Island och sedan söder om Norge och korsar södra Skandinavien. Under januari, den månad med högst cyklonfrekvens, passerar större delen av cyklonerna över Skandinavien mellan 55°N och 60°N. Den latitudinella fördelningen av de extremt låga trycken uppvisar maximum vid 65°N vilket är något längre norrut än området med maximum i cyklonfrekvens. Denna skillnad i utbredning mellan djupa cykloner och extremt låga tryck kan ha olika orsak. Den latitudinella fördelningen av de extremt låga trycken är ett medelvärde för hela undersökningsperioden 1881-1995. Detta innebär att förekomsten av kortare perioder med avvikande latitudinell fördelning av extremt låga tryck inte kan uteslutas. Skillnaden mellan utbredningen av extremt låga tryck 1881-1995 och djupa cykloner 1970-1990 (undersökningsperiod i Taesler (1992)) kan visa på en avvikande latitudinell fördelning av de extremt låga trycken under 1970-1990. Detta kan innebära att utbredningen av extremt låga tryck är sydligare under 1970-1990. Även skillnader i kriterier använda vid definitionen av djupa cykloner och extremt låga tryck kan ge upphov till de observerade skillnaderna i latitudinell fördelning.

Den latitudinella förflyttning som kan observeras för de extremt höga trycken är en kombination av inverkan från det Sibiriska högtrycket vintertid och den årstidsbundna förflyttningen av de globala tryckmönstren.

5.2 Möjliga orsaker till förändringar

Frågan om huruvida frekvensen extrema vädersituationer kan väntas förändras har aktualiserats av diskussionen om den förstärkta växthuseffekten. Det kan finnas en koppling mellan frekvensen extrema tryck och observerade klimatförändringar, till exempel förändringar i atmosfärtemperatur. Det är därför av intresse att jämföra resultaten av undersökningarna av frekvensen extrema tryck med de förändringar som observerats hos andra klimatvariabler. Vidare genomförs simuleringar i olika klimatmodeller för att kunna förutsäga effekterna av en förhöjd atmosfärtemperatur. Resultaten av dessa simuleringar jämförs med observerade förändringar av olika klimatfaktorer där extrema tryck kan utgöra en faktor. Jämförelserna i denna uppsats är endast kvalitativa och inga statistiska analyser (exempelvis korrelationsanalys) ligger till grund för de slutsatser jag drar.

5.2.1 Extrema tryck och observerade klimatförändringar

Den mest uppmärksammade faktorn i diskussionen om en eventuell klimatförändring är atmosfärens medeltemperatur och då ofta årsmedeltemperaturen. Temperaturutvecklingen över norra halvklotet från 1850-talet fram till nutid har analyserats i ett flertal undersökningar (Jones et al. 1986; Jones 1988; Alexandersson & Eriksson 1989; Moberg 1996). Det generella mönstret visar att det sker en ökning av årsmedeltemperaturen 1860-1930. Efter temperaturoptimum på 1930-talet sjunker medeltemperaturen till 1980-talet för att därefter visa en markant uppåtgående trend 1985-1994. Störst förändringar sker vid höga latituder och under vintermånaderna. En total ökning i medeltemperatur över Sverige på +0,7C° har skett över hela

mätperioden från 1860-talet fram till 1995. Moberg (1996), Jones et al. (1986) och Jones (1988) konstaterar en avkylning över norra hemisfären 1938–1965 som 1967–1986 avlöses av en uppvärmning på totalt $+0,36\text{C}^\circ$ (Jones 1988). Ökningen av frekvensen extremt låga tryck under vintern i både område 1 och 2 (figur 4.3 a och b) infaller under samma period som den av Moberg (1996) konstaterade ökningen av medeltemperaturen över norra halvklotet. Ökningen av medeltemperaturen mellan 1860–1930 motsvaras dock inte av en ökning av frekvensen extremt låga tryck.

En uppvärmning av atmosfären har en direkt effekt på tryckfördelningen vid markytan. Angell & Korshover (1982) har visat att uppvärmningen över norra hemisfären är korrelerad med en signifikant fördjupning av Isländska och Aleutiska lågtrycken. Vid en fördjupning av de bildas ett större antal cykloner som ger högre frekvens extremt låga tryck. Detta kan vara en av förklaringarna till de trender som kan observeras för de extremt låga trycken efter 1980. Avsaknaden av tydliga överensstämmelser mellan temperaturförändringar och förändringar i frekvens extremt låga tryck före 1980 antyder dock att andra faktorer än temperatur också påverkar frekvensen extremt låga tryck.

5.2.2 Modell och verklighet

Klimatmodeller har använts för att förutsäga effekten av en ökad koncentration av växthusgaser i atmosfären. Osäkerheter uppkommer på grund av den relativt grova spatiella upplösningen i klimatmodeller. Extrema händelser är sällsynta och uppträder i synoptisk eller ännu mindre skala vilket skapar svårigheter vid simulering. Vid utvärdering av simuleringsresultat jämför man resultaten från simuleringar med observerade förändringar. Frekvensen av extrema tryck, i detta fall främst extremt låga, kan härvid tjäna som redskap för utvärdering. Vidare har det har visats att frekvensen av en del extrema händelser regionalt har förändrats under 1900-talet (Nicholls et al. 1995) medan inga bevis finns för en global ökning av frekvensen extrema händelser. Det finns ingen entydig åsikt om hur en förstärkt växthuseffekt skulle påverka frekvensen extrema händelser.

Stephenson & Held (1993) har genom simuleringar visat att stormbanorna över Atlanten kommer att försvagas vid en förhöjd koldioxidkoncentration. Försvagningen orsakas av att uppvärmningen är större på högre latituder vilket resulterar i en minskande temperatur- och tryckgradient och därmed försvagad cyklogenes och antyder en minskning av frekvensen extremt låga tryck i en varmare atmosfär. Detta motsägs av den tydliga ökning av frekvensen extremt låga tryck som sker över Nordatlanten, Europa och västra Ryssland under alla säsonger (tabell 4.1) och som sammanfaller med den hemisfäriska uppvärmningen under motsvarande period (Moberg 1996).

Hall et al. (1994) konstaterar däremot en intensifiering och nordlig förflyttning av stormbanorna vid simulering i en högupplösande modell. De tydligaste förändringarna uppträder över östra Nordatlanten och västra Europa. Liknande resultat av modellsimuleringar kan konstateras av Lunkeit et al. (1996) med en intensifiering av stormbanorna associerad med en ökande cyklonfrekvens. Det mest framträdande mönstret är en ökning av stormfrekvensen över östra Nordatlanten och västra Europa vilket överensstämmer med frekvensen extremt låga tryck i denna undersökning. Särskilt tydligt visas överensstämmelsen under höstmånaderna då koncentrationen av extremt låga tryck är högre över Skandinavien än över Nordatlanten, Europa och västra Ryssland (tabell 4.3).

Lambert (1995) visar däremot att ingen tydlig förflyttning norrut av stormbanorna sker med en liten "förkortning" av cyklonbanorna. De kortare cyklonbanorna antyder en minskad frekvens av stormar över Europa.

Den uppenbara skillnaden i resultat av olika simuleringar pekar på nödvändigheten av en jämförelse med verkligheten.

5.3 Extrema tryck och regionala väderleksförhållanden

Den för människan och samhället viktigaste aspekten av en förändring i frekvensen extrema tryck är den regionala inverkan en förändring kan få eftersom kopplingen mellan de extrema trycken och olika väderleksförhållande är påtaglig.

5.3.1 Kopplingen till klimat- och väderleksförhållanden

De extrema trycken som påverkar Europa kan generellt sägas utgöra en komponent av NAO. Under perioder med hög zonalitet kan frekvensen extremt låga tryck förväntas vara hög då ett fördjupat Isländskt lågtryck ger en kraftigare cyklogenes. Då zonalt index är lågt blir blockerande högtryck vanligare (Moses et al. 1987) vilket kan ge upphov till en ökad frekvens extremt höga tryck. Transporten av djupa cykloner från Atlanten och över Skandinavien medför en kraftig advektion av maritima luftmassor. En hög frekvens extremt låga tryck under vintermånaderna skulle därmed ge upphov till högre vintertemperaturer i de område som berörs av cyklonerna. Rogers & Mosley-Thompson (1995) har undersökt vilka förhållande som råder över norra Sibirien under vintermånader som är kallare respektive varmare än normalt. Under de senaste åren (1980-talet) sammanfaller de relativt varmare vintrarna med en ökad frekvens av djupa cykloner passerar från Atlanten som även återspeglas i den ökande frekvensen extremt låga tryck på vintern under samma period (figur 4.3 b). Dessa cykloner ger ett starkt västligt flöde över Sibirien tillsammans med extensiva varmsektorer. Omvänt gäller att den Sibiriska anticyklonen och storskaliga företeelser som NAO verkar ha liten effekt på de varma Sibiriska vintrarna. De kalla vintrarna över norra Sibirien domineras av en högtryckssituation med tryck omkring 1016 hPa över Novaya Zemlya. En förändrad frekvens extrema tryck kommer i enlighet med dessa resultat att påverka det regionala klimatet över delar av Europa. Ett förhållande som styrker detta påstående är de milda vintrarna under 90-talet. Vintrarna 1988–1995 har varit ovanligt milda (Kaas et al. 1993; Moberg 1993; Lindegård 1995) på samma gång som frekvensen extremt låga tryck har varit mycket hög.

Extremt låga respektive extremt höga tryck ger upphov till mycket olika vädersituationer och tydligast effekt har de extremt låga trycken genom sin koppling till stormar. Effekterna av de extremt höga trycken är inte lika uppenbar. I den mån dessa är kopplade till blockeringar kan de minska det maritima inflytandet över Europa och Skandinavien. Vidare kan en förändrad frekvens av högtryckssituationer ge upphov till torka och frost.

Extremt låga tryck kan lokalt ge upphov till starka vindar. Cyklonens centraltryck, definierat som den innersta slutna isobaren, är omvänt proportionell mot vindhastighet i cyklonen, ju lägre centraltrycket är desto kraftigare vindar. Närmast cyklonens centrum är vindhastigheten högst på grund av en kraftigare tryckgradient. Frekvensen extremt låga tryck avspeglar därför till viss del stormfrekvensen.

5.3.2 Extremt låga tryck och stormar

De undersökningar av stormfrekvens som gjorts i Sverige har grundat sig på vindobservationer (Franzén 1990; Larsson-McCann et al. 1994; Taesler et al. 1992) vid olika stort antal väderstationer. Taesler et al. (1992) definierar en stormhändelse som en period längre än eller lika med 12 timmar under vilken stormvindar (10 min medelvärde 24,5–28,4 m/s) har observerats vid en eller flera stationer.

Larsson-McCann (1994) konstaterar att en tydlig trend mot högre vindhastigheter endast kan observeras i sydvästligaste delarna av Sverige 1961–1993. I andra delar av Sverige är det svårt att hitta några trender. Mitt område 2 representerar relativt bra Sveriges utbredning och uppvisar för de extremt låga trycken en uppåtgående trend under vintern 1961–1995. Högst frekvens extremt låga tryck finns vid 65°N. Skillnaden mellan området med maximum frekvens extremt låga tryck (65°N) och området med uppåtgående trend för höga vindhastigheter är troligen ett resultat av strömningsmönstret i en cyklon. Taesler et al. (1992) konstaterar att högst vindhastighet uppträder syd eller sydväst om cycloncentrat vilket kan förklara den sydligare utbredningen av höga vindhastigheter relativt utbredningen av de extremt låga trycken.

Undersökningar av stormfrekvensen över norra Europa under 1980-talet visar mycket varierande resultat (Franzén 1990; Jönsson 1991; Palutikof et al. 1992; Schmidt & von Storch 1993 och von Storch et al. 1993). Stormfrekvensen var hög i Sverige under 1980-talet (Franzén 1990; Jönsson 1991) medan ingen ökning kunde upptäckas vare sig över Nordatlanten (von Storch et al. 1993) eller över Tyska bukten (Schmidt & von Storch 1993). Skillnaderna i resultat mellan de olika undersökningarna kan uppkomma på grund av skillnader och variationer i spatiell utbredning av stormar. I detta fall är analys av extremt låga tryck från griddad tryckdata ett bra komplement då denna form av data möjliggör analys av större områden.

Då stormfrekvens under längre tidsperioder studeras uppkommer problem på grund av att man använt olika observationskriterier. Franzén (1990) och Kristensen & Frydendahl (1991) har analyserat vinddata från meteorologiska stationer i Sverige respektive Danmark. Undersökningarna visar en mycket hög frekvens av höga vindhastigheter 1860–1890 i Sverige och 1860–1870 i Danmark. De efterföljande åren uppvisar inte några perioder med tydlig avvikande frekvens höga vindhastigheter. Vid jämförelse mellan utvecklingen av frekvensen extremt låga tryck och frekvensen höga vindhastigheter är överensstämmelsen dålig. Största skillnaderna förekommer under början av perioden (1881–1900) då vindobservationerna antyder mycket hög frekvens av höga vindhastigheter medan frekvensen extremt låga tryck inte avviker nämnvärt. Innan cirka 1960 i både Sverige och Danmark grundade sig vindhastighetsdata på visuella observationer för att efter 1960 ersättas av anemometermätning i m/s. Vid byte av klassifikationskriterium för vindhastighet uppstår ofta inhomogeniteter i tidsserierna som skapar en falsk föreställning om verkliga förändringar. Framför allt i övergången mellan visuella och instrumentella observationer förekommer stora inhomogeniteter i dataserierna (Kristensen & Frydendahl 1991).

Då tryck alltid mäts med instrument ger tryckdata en mer objektiv bild av antalet tillfällen med höga vindhastigheter och inhomogeniteter i tidsserierna undviks. Viktigt att komma ihåg är dock att även tryckmätningar kan vara befästa med fel, i synnerhet längre tillbaka i tiden. Ändå erbjuder de extremt låga trycken en god möjlighet att analysera stormfrekvens under längre tidsperioder.

5.3.3 Extremt höga tryck och blockeringar

Eftersom inga signifikanta eller tydliga trender kan observeras för de extremt höga trycken kan inga slutsatser om regional inverkan dras. De extremt höga trycken kan i vissa fall vara kopplade till blockeringar och kan därmed hindra cyklonpassagen. Förutsatt att de extremt höga trycken förekommer inom ett relativt begränsat område kommer en ökad frekvens extremt höga tryck att vara omvänt proportionell till frekvensen av extremt låga tryck i samma område. Detta visar på nödvändigheten av en betydligt bättre spatiell upplösning av fördelningen av extremt höga tryck.

5.4 Slutsats

Det är uppenbart från analysen av frekvensen extremt låga tryck att en ökning skett under undersökningsperioden. Vidare har förändringstakten under de senaste 25 åren (1970–1995) ökat. Naturligt är att fråga sig om dessa förändringar är ett resultat av naturlig variabilitet eller av antropogen påverkan genom utsläpp av växthusgaser. För att avgöra hur stor den naturliga variabiliteten är krävs data från perioder då antropogen påverkan varit mindre. Den goda överensstämmelsen mellan temperaturökningen 1985–1994 och den ökade frekvensen extremt låga tryck under senare delen av perioden 1961–1995 talar för en antropogen orsak till den ökande frekvensen (förutsatt att temperaturökningen är antropogent betingad).

Förändringar i frekvensen extremt låga tryck kan även vara kopplade till förändringar i den spatiella utbredningen av de extremt låga trycken. En analys av de spatiella förändringarnas koppling till förändringar i frekvens kan ge ytterligare information om i vilka områden man kan vänta sig en ökad stormfrekvens. Förflyttningar av cyklonbanor och cyklogenes är av stor betydelse för de regionala effekterna av en ökad frekvens extremt låga tryck vilket den högre relativa frekvensen extremt låga tryck över område 2 visar.

Förändringarna i frekvens extremt höga tryck är inte lika tydliga som för de extremt låga trycken. Detta antyder att kopplingen mellan den hemisfäriska medeltemperaturen och frekvensen extremt höga tryck inte är lika tydlig som mellan medeltemperatur och frekvens extremt låga tryck. Även för de extremt höga trycken gäller att den spatiella fördelningen kan ha ändrats under undersökningsperioden.

Om ytterligare information om variationer och förändringar i frekvensen extrema tryck skall kunna nås måste analys göras av variationerna i spatiell utbredning. Detta kommer ge möjlighet att dra slutsatser om de regionala effekter en ökad frekvens extrema tryck kan få.

Ur ett globalklimatologiskt perspektiv med fokus på den ökande växthuseffekten är det intressant att undersöka även perioder innan 1881. Data för detta ändamål finns tillgänglig i form av historiska meteorologiska observationer som i flera fall sträcker sig tillbaka till 1700-talet. Tillgängliga långa meteorologiska mätserier kan användas för att skapa ett griddat dataset som sträcker sig till tiden innan 1881. En analys liknande den som gjorts av detta material kan ge information om frekvensen av extrema händelser i en av människan i stort sett opåverkad atmosfär. Intressant är att koppla frekvensen av de extrema trycken till variationer i de storskaliga cirkulationsmönstren under tidigare perioder. En bild av de extrema tryckens spatiella fördelning och dess variationer under längre tidsperioder kan skapas på detta sätt. I förekommande fall kan observationer av frekvensen extrema tryck kopplas till metadata i form av observationer av extrema väderhändelser exempelvis stormar eller mycket kalla vintrar.

För att sannare analysera stormfrekvens är det intressant att ha tillgång till data med god temporal upplösning då snabba tryckfall motsvaras av stormar. I de fall då de historiska mete-

orologiska mätserierna uppvisar tillräcklig temporal upplösning kan en sådan analys ge viktig information om stormfrekvens.

5.5 Sammanfattning

Analys av relativ frekvens extrema tryck har gjorts med utgångspunkt ifrån griddad tryckdata för perioden 1881–1995. Tre delområden har analyserats för att ta hänsyn till spatiella skillnader. Undersökningsområde 1 (Nordatlanten, Europa och västra Ryssland) och 2 (Skandinavien) har utgjort grund för konstruktion av tidsserier medan undersökningsområde 3 (snitt över centrala Europa) analyserats med avseende på den latitudinella fördelningen. Deskriptiv statistik säkerställer förändringar och skillnader i relativ frekvens mellan de olika områdena och mellan perioder och säsonger.

Förändringarna i frekvens av extrema tryck skiljer sig mellan de extremt låga och de extremt höga trycken. De tydligaste förändringarna genomgår de extremt låga trycken med en tydlig ökning under perioden 1961–1995 (i synnerhet efter 1970) för alla säsonger i område 1 och för alla säsonger utom sommaren i område 2. Den tydligaste ökningen inträffar under vintern i både område 1 och 2 (riktningskoefficient $+3,0 \cdot 10^{-3}$). Detta resultat överensstämmer med resultaten av andra undersökningar av exempelvis djupa lågtryck (Schinke 1993) och stormar (Franzén 1991). Tidpunkten för förändringarna överensstämmer väl med den konstaterade ökningen av den hemisfäriska årsmedeltemperaturen. Detta kan innebära att en förhöjd hemisfärisk medeltemperatur kommer att ge upphov till en ökande frekvens extrema situationer som exempelvis stormar. Överensstämmelsen är dock dålig mellan frekvens extremt låga tryck och hemisfärisk medeltemperatur innan 1970 vilket innebär att även andra faktorer inverkar på frekvensen extremt låga tryck. De extremt höga trycken genomgår inga förändringar under motsvarande perioder och uppvisar i princip inga signifikanta förändringar under undersökningsperioden.

En jämförelse mellan frekvensen av extrema tryck över Nordatlanten, Europa och västra Ryssland och över Skandinavien har utförts. Den tydligaste skillnaden syns under hösten då koncentrationen av extremt låga tryck över Skandinavien är högre än över omgivande områden. För de extremt höga trycken är koncentrationen under sommaren över Nordatlanten, Europa och västra Ryssland högre än över Skandinavien.

Den latitudinella fördelningen av extrema tryck har undersökts i ett snitt över centrala Europa. Maximum för de extremt låga trycken finns vid 65°N under hela året. Maximum för de extremt höga trycken finns vid sin nordligaste position, 65°N under april-juni och vid den sydligaste, 50°N , under december. För att skaffa en klarare bild av den spatiella fördelningen av extrema tryck krävs ett tätare nät av tryckobservationer vilket endast kan uppnås i regional skala.

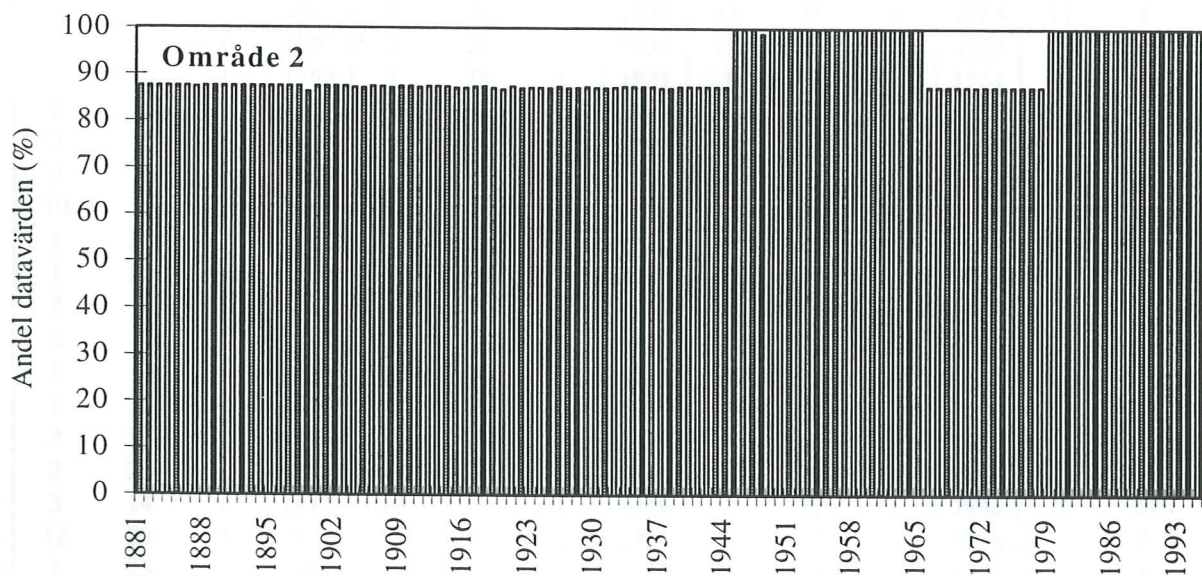
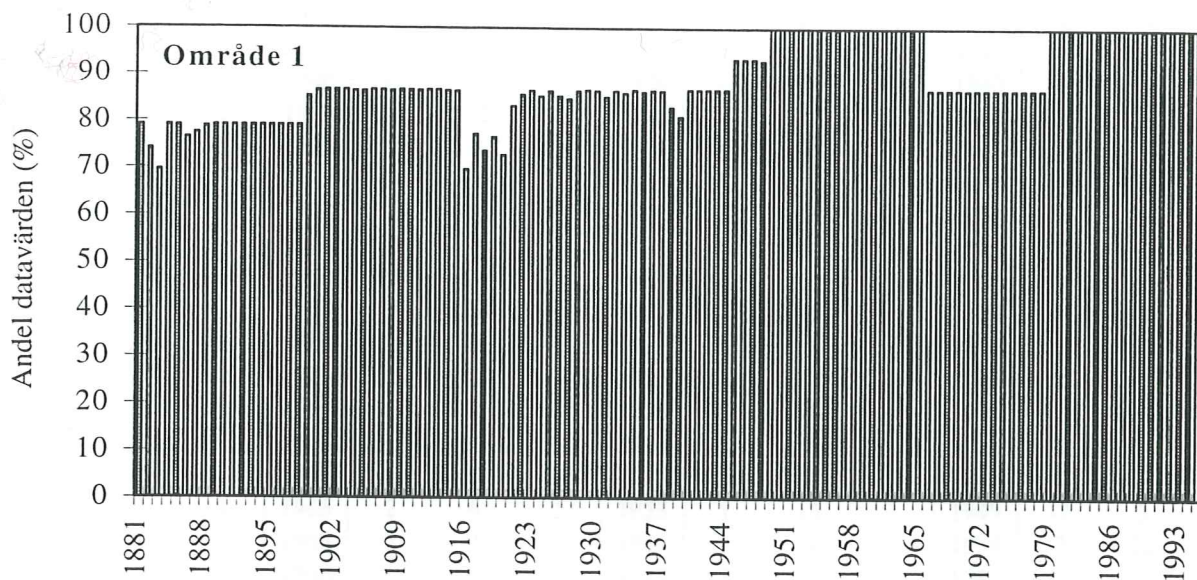
För att säkrare kunna dra slutsatser om de extrema tryckens naturliga variabilitet krävs längre observationsserier som gärna går tillbaka till tiden före människans omfattande påverkan på atmosfären. Detta är en rimlig ansats för en eventuell fortsättning på undersökningar av frekvensen extrema tryck.

Referenser

- Agee E. M. 1990. 'Trends in cyclone and anticyclone frequency and comparison with periods of warming and cooling over the northern hemisphere', *J. Clim.*, **4**, 263–267.
- Alexandersson H. & Eriksson B. 1989. 'Climate fluctuations in Sweden 1860-1987', *SMHI reports: Meteorology and Climatology*, nr **58**.
- Angell J. K. & Korshover J. 1982. 'Comparison of year-average latitude, longitude and pressure of the four centres of action with air and sea temperature, 1899–1978', *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 300-303.
- Brezowsky H., Flohn H. & Hess P. 1951. 'Some remarks on the climatology of blocking action', *Tellus*, **3**, 191–194.
- Franzén L. G. 1990. 'The changing frequency of gales on the Swedish west coast and its possible relation to the increased damage to coniferous forests of southern Sweden', *Int. J. Climatol.*, **11**, 769–793.
- Haak U. & Ulbrich U. 1996. 'Verification of an objective cyclone climatology for the North Atlantic', *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. **5**, 24–30.
- Hall N. M. J., Hoskins B. J., Valdes P. J. & Senior C. A. 1994. 'Storm tracks in a high resolution GCM with doubled CO₂', *Quart. J. R. Met. Soc.*, **120**, 1209–1230.
- Henderson-Sellers A. & Robinson P. J. 1986. 'Contemporary climatology', New York: *Longman Scientific & Technical*.
- Jones P. D., Raper S. C., Bradley R. S., Kelly P. M. & Wigley T. M. L. 1986. 'Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984', *J. of Climate and Appl. Meteor.*, **25**, 161–179.
- Jones P. D. 1987. 'The early twentieth century Arctic high-fact or fiction?', *Clim. Dyn.*, **1**, 63–75.
- Jones P. D. 1988. 'Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987', *J. Clim.*, **1**, 654–660.
- Jönsson P. 1991. 'Can climate trends explain the damage in central Swedish lowland forests?', *Scand. J. For. Res.*, **6**, 153–160.
- Jönsson P. & Barring L. 1994. 'Zonal index variations, 1899–1992: Links to air temperature in southern Scandinavia', *Geogr. Ann.*, **76A (4)**, 207–219.
- Kaas E., Frich P., Jørgensen A. M. & Rosenørn S. 1993. '6 milde vintre i træk - en tilfældighed?', *Naturens Verden*, **145**, 145–152.
- Kristensen L. & Frydendahl K. 1991. 'Danmarks vindklima fra 1870 til nutiden', *Miljøministeriet; Miljøstyrelsen, Havforskning fra Miljøstyrelsen*, Nr. **2 1991**.
- Lambert S. J. 1995. 'The effect of enhanced greenhouse warming on winter cyclone frequencies and strengths', *J. Climate*, **8**, 1447–1452.
- Larsson-McCann S., Wern L. & Taesler R. 1994. 'Severe storms in Sweden 1961–93', *The Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)*.
- Lindgård P. 1995. 'Vinterklimat och vårbakslag - lufttemperatur och kådflödessjuka hos gran i södra Sverige', *Lunds Universitets Naturgeografiska Institution; Seminarieuppsatser*, Nr. **37**.
- Lunkeit F., Ponater M., Sausen R., Sogalla M., Ulbrich U. & Windelband M. 1996. 'Cyclonic activity in a warmer climate', *Beitr. Phys. Atmosph.*, 393–407.
- Moberg A. 1993. 'Sex unika vintrar', *Väder och Vatten*, juli, 18–19, SMHI.

- Moberg A. 1996. 'Temperature Variations in Sweden Since the 18th Century', *The Department of Physical Geography Stockholm University; Dissertation Series*. Avhandling nr. 5.
- Moses T., Kiladis G. N., Diaz H. F. & Barry R. G. 1987. 'Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends', *J. Climatol.*, **7**, 13–30.
- Nicholls N., Gruza G. V., Jouzel J., Karl T. R., Ogallo L. A. & Parker D. E. 1995. 'Observed climate variability and change', *Climate Change 1995; The Science of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p 137–181.
- Palutikof J. P., Guo X. & Halliday J. A. 1992. 'Climate variability and the UK wind resource', *J. Wind Engine. Industr. Aerodyn.*, **39**, 243–249.
- Rex D. F. 1950. 'Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate, II: The climatology of blocking action', *Tellus*, **2**, 275.
- Rogers J. C., & Mosley-Thompson E. 1995. 'Atlantic arctic cyclones and the mild Siberian winters of the 1980s' *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 799–802.
- Sahsamanoglou, H. S. 1989. 'A contribution to the study of action centres in the North Atlantic', *Int. J. Climatol.*, **10**, 247–261.
- Sahsamanoglou H. S., Makrogiannis T. J. & Kallimopoulos P. P. 1991. 'Some aspects of the basic characteristics of the Siberian anticyclone', *Int. J. Climatol.*, **11**, 827–839.
- Schinke H. 1993. 'On the occurrence of deep cyclones over Europe and the North Atlantic in the period 1930–1991', *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 223–237.
- Schmidt H. & von Storch H. 1993. 'German Bight storms analysed', *Nature*, **365**, 791.
- Stephenson D. B. & Held I. M. 1993. 'GCM response of northern winter stationary waves and storm tracks to increasing amounts of carbon dioxide', *J. Clim.*, **6**, 1859–1869.
- Sumner E. J. 1954. 'A study of blocking in the Atlantic-European sector of the Northern Hemisphere', *Quart. J. R. Met. Soc.*, **80**, 402.
- Taesler R., Wern L. & Larsson-McCann S. 1992. 'Severe storms in Europe 1970–1990', *The Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)*.
- Trenberth K. E. & Paolino D. A. 1980. 'The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities', *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 855–872.
- von Storch H., Guddal J., Iden K. A., Jónsson T., Perlwitz J., Reistad M., de Ronde J., Schmidt H. & Zorita E. 1993. 'Changing statistics of storms in the North Atlantic?', *Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 116* Hamburg, 19p.
- Whittaker L. M. & Horn L. H. 1983. 'Northern Hemisphere extratropical cyclone activity for four mid-season months', *J. Climatol.*, **4**, 297–310.
- Williams J. & van Loon H. 1976. 'An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set', *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1354–1361.

BILAGA 1 – PROCENTUELL ANDEL DATAVÄRDEN PER ÅR I OMRÅDE 1 OCH OMRÅDE 2 1881-1995



BILAGA 2 – TABELL ÖVER ANTAL TRYCK ≤ 970 hPa I SKANDINAVIEN 1881-1995

År	Mån	Dag	Antal	År	Mån	Dag	Antal	År	Mån	Dag	Antal	År	Mån	Dag	Antal
1881	3	19	1	1897	12	28	1	1920	1	8	5	1938	2	1	1
1881	11	17	2	1898	1	19	1	1920	1	9	3	1939	11	26	1
1881	12	19	2	1898	1	27	1	1920	1	10	1	1939	11	27	2
1882	2	14	1	1898	2	2	2	1920	2	11	3	1940	12	6	2
1882	3	6	3	1898	12	3	1	1920	2	29	1	1943	2	12	2
1882	3	7	1	1900	1	23	1	1920	3	4	1	1943	4	1	1
1884	1	23	2	1900	12	21	1	1920	11	15	1	1943	4	6	1
1884	1	27	2	1901	1	22	1	1921	1	18	2	1944	1	6	1
1884	1	28	2	1902	11	1	1	1921	9	23	1	1945	1	17	4
1884	10	26	1	1902	12	25	1	1921	11	1	1	1945	1	17	4
1884	10	27	4	1903	2	7	1	1921	12	17	3	1945	1	18	1
1884	10	28	1	1903	2	8	1	1921	12	18	1	1945	1	18	1
1885	12	6	1	1903	2	11	2	1922	1	2	3	1945	2	25	1
1885	12	24	1	1903	2	20	1	1922	1	3	1	1949	1	3	2
1885	12	28	1	1903	2	21	1	1923	11	4	1	1949	1	10	2
1885	12	29	2	1903	2	22	1	1923	11	13	1	1949	1	11	1
1886	12	8	1	1904	1	14	1	1924	12	28	1	1949	1	14	2
1886	12	9	2	1905	1	9	2	1925	1	2	1	1949	2	14	2
1886	12	10	1	1905	1	31	1	1925	1	3	3	1949	4	5	1
1887	12	2	1	1905	2	6	1	1925	1	15	1	1949	12	3	1
1888	11	20	2	1905	2	19	1	1925	2	6	1	1950	2	22	2
1889	2	9	1	1906	1	27	2	1925	2	9	1	1951	11	25	1
1889	11	26	1	1906	1	28	1	1925	12	30	2	1951	11	28	1
1890	1	26	1	1906	3	8	1	1926	3	2	1	1951	12	1	1
1890	3	5	1	1906	3	9	1	1926	3	4	2	1951	12	5	2
1891	3	2	3	1906	3	12	1	1926	3	9	1	1952	1	10	3
1891	3	3	1	1906	12	8	1	1928	2	9	2	1953	1	27	1
1891	12	11	1	1907	2	20	3	1928	11	24	1	1953	1	28	1
1892	1	6	2	1907	2	21	2	1928	11	25	1	1953	11	8	1
1892	1	7	1	1907	2	26	1	1930	11	13	1	1953	11	30	3
1892	1	30	1	1908	1	28	1	1931	1	17	2	1954	1	15	1
1892	2	2	1	1909	1	11	2	1931	12	25	1	1954	1	16	1
1892	3	26	1	1909	1	12	1	1931	12	28	1	1954	12	18	1
1893	3	16	2	1909	1	15	1	1932	1	6	1	1954	12	19	2
1893	10	29	1	1909	12	3	1	1932	1	7	4	1954	12	20	2
1894	1	27	1	1910	1	10	1	1932	1	29	1	1954	12	21	2
1894	1	28	3	1910	1	11	1	1932	11	29	1	1954	12	23	1
1894	2	7	3	1910	2	7	1	1933	2	2	2	1955	1	11	3
1894	2	8	3	1910	11	1	1	1933	2	9	1	1955	1	12	2
1894	2	10	3	1910	12	24	3	1935	1	23	1	1955	12	6	1
1894	2	11	4	1911	2	17	1	1935	1	25	3	1955	12	28	1
1894	2	12	3	1911	2	22	1	1935	2	2	4	1955	12	29	4
1894	2	24	1	1911	2	24	2	1935	2	21	1	1955	12	30	1
1894	3	14	1	1911	10	27	1	1935	2	22	1	1956	2	29	2
1894	12	29	2	1911	11	5	2	1935	2	23	2	1956	3	2	2
1895	3	25	1	1911	11	6	2	1935	2	25	1	1957	1	8	1
1895	4	7	2	1913	3	5	1	1935	10	19	1	1957	1	9	1
1895	12	5	2	1913	3	6	1	1935	12	1	1	1957	1	20	1
1895	12	6	5	1913	11	30	2	1935	12	2	1	1957	1	21	2
1895	12	7	5	1913	12	1	1	1936	10	27	1	1957	11	1	1
1896	1	14	1	1913	12	4	1	1936	11	30	1	1958	1	17	1
1896	12	28	1	1914	11	10	1	1936	12	1	1	1958	1	18	1
1897	11	29	1	1916	1	26	1	1938	1	29	3	1958	1	19	2

År	Mån	Dag	Antal	År	Mån	Dag	Antal	År	Mån	Dag	Antal
1960	12	4	1	1981	1	16	3	1990	12	27	3
1962	2	16	2	1981	1	25	1	1990	12	28	1
1964	1	30	1	1981	2	7	2	1991	4	3	1
1965	1	17	3	1981	2	8	2	1991	12	18	1
1965	1	18	1	1982	1	15	1	1991	12	19	1
1967	3	1	2	1982	12	16	7	1991	12	20	4
1967	10	16	1	1982	12	17	5	1992	1	1	1
1968	3	17	1	1982	12	18	2	1992	1	2	1
1968	3	18	2	1982	12	21	3	1992	1	3	1
1969	11	9	2	1983	1	7	3	1992	1	4	1
1969	11	10	1	1983	1	8	2	1992	1	11	1
1969	11	13	2	1983	1	21	2	1992	2	23	1
1970	10	20	4	1983	10	24	1	1992	3	12	1
1971	1	25	1	1983	12	28	1	1992	3	13	5
1971	2	14	1	1984	1	1	4	1992	3	14	5
1971	11	27	1	1984	1	2	4	1992	12	2	1
1972	11	11	1	1984	1	3	2	1992	12	3	2
1973	2	7	1	1984	1	4	2	1992	12	4	3
1973	2	13	3	1984	1	11	1	1992	12	11	1
1973	2	14	2	1984	1	13	1	1993	1	9	2
1973	11	9	1	1984	1	14	5	1993	1	10	1
1973	11	13	1	1984	1	15	4	1993	1	11	2
1973	12	11	1	1984	1	16	2	1993	1	12	4
1973	12	28	1	1984	2	6	1	1993	1	13	1
1975	1	3	1	1984	2	7	2	1993	1	16	1
1975	1	4	1	1984	2	8	1	1993	1	18	2
1975	1	6	2	1985	11	6	2	1993	1	22	2
1975	1	23	1	1985	11	7	2	1993	12	20	5
1975	1	24	2	1986	1	24	1	1993	12	21	3
1975	12	15	1	1986	3	23	1	1994	1	22	2
1975	12	22	1	1986	3	25	1	1994	12	28	1
1975	12	28	1	1988	1	3	1	1995	2	1	1
1975	12	31	3	1988	10	8	2	1995	2	6	1
1976	1	1	1	1989	1	28	1	1995	2	9	1
1976	1	20	1	1989	2	5	1	1995	3	1	2
1976	1	21	5	1989	2	16	4				
1976	1	22	1	1989	2	26	1				
1976	12	2	1	1989	2	27	2				
1977	11	15	2	1989	12	19	1				
1979	3	4	1	1990	1	26	2				
1979	11	5	1	1990	2	8	2				
1979	11	6	1	1990	2	20	1				
1979	12	5	1	1990	2	21	2				
1979	12	6	3	1990	2	27	6				
1980	1	14	1	1990	2	28	6				
1980	10	8	1	1990	3	1	1				
1981	1	1	2	1990	3	6	1				
1981	1	12	1	1990	10	10	1				
1981	1	15	5	1990	12	3	1				

Lunds Universitets Naturgeografiska institution. Seminarieuppsatser. Uppsatserna finns tillgängliga på Naturgeografiska institutionens bibliotek, Sölvegatan 13, 223 62 LUND.

The reports are available at the Geo-Library, Department of Physical Geography, University of Lund, Sölvegatan 13, S-223 62 Lund, Sweden.

1. Pilesjö, P. (1985): Metoder för morfometrisk analys av kustområden.
2. Ahlström, K. & Bergman, A. (1986): Kartering av erosionskänsliga områden i Ringsjöbygden.
3. Huseid, A. (1986): Stormfällning och dess orsakssamband, Söderåsen, Skåne.
4. Sandstedt, P. & Wällstedt, B. (1986): Krankesjön under ytan - en naturgeografisk beskrivning.
5. Johansson, K. (1986): En lokalklimatisk temperaturstudie på Kungsmarken, öster om Lund.
6. Estgren, C. (1987): Isälvsstråket Djurfälla-Flädermo, norr om Motala.
7. Lindgren, E. & Runnström, M. (1987): En objektiv metod för att bestämma läplanterings läverkan.
8. Hansson, R. (1987): Studie av frekvensstyrd filtringsmetod för att segmentera satellitbilder, med försök på Landsat TM-data över ett skogsområde i S. Norrland.
9. Matthiesen, N. & Snäll, M. (1988): Temperatur och himmelsexponering i gator: Resultat av mätningar i Malmö.
- 10A. Nilsson, S. (1988): Veberöd. En beskrivning av samhällets och bygdens utbyggnad och utveckling från början av 1800-talet till vår tid.
- 10B. Nillson, G., (1988): Isförhållande i södra Öresund.
11. Tunving, E. (1989): Översvämning i Murcia provinsen, sydöstra Spanien, november 1987.
12. Glave, S. (1989): Termiska studier i Malmö med värmebilder och konventionell mätutrustning.
13. Mjölbo, Y. (1989): Landskapsförändringen - hur skall den övervakas?
14. Finnander, M-L. (1989): Vädrets betydelse för snöavsmältningen i Tarfaladalen.
15. Ardö, J. (1989): Samband mellan Landsat TM-data och skogliga beståndsdata på avdelningsnivå.
16. Mikaelsson, E. (1989): Byskeälvens dalgång inom Västerbottens län. Geomorfologisk karta, beskrivning och naturvärdesbedömning.
17. Nhilen, C. (1990): Bilavgaser i gatumiljö och deras beroende av vädret. Litteraturstudier och mätning med DOAS vid motortrafikled i Umeå.
18. Brasjö, C. (1990): Geometrisk korrektion av NOAA AVHRR-data.
19. Erlandsson, R. (1991): Vägbanetemperaturer i Lund.
20. Arheimer, B. (1991): Näringsläckage från åkermark inom Brååns dräneringsområde. Lokalisering och åtgärdsförslag.
21. Andersson, G. (1991): En studie av transversalmoräner i västra Småland.
- 22A. Skillius, Å., (1991): Water harvesting in Bakul, Senegal.
- 22B. Persson, P. (1991): Satellitdata för övervakning av höstsådda rapsfält i Skåne.
23. Michelson, D. (1991): Land Use Mapping of the That Luang - Salakham Wetland, Lao PDR, Using Landsat TM-Data.
24. Malmberg, U. (1991): En jämförelse mellan SPOT- och Landsatdata för vegetationsklassning i Småland.
25. Mossberg, M. & Pettersson, G. (1991): A Study of Infiltration Capacity in a Semi-arid Environment, Mberengwa District, Zimbabwe.
26. Theander, T. (1992): Avfallsupplag i Malmöhus län. Dränering och miljöpåverkan.
27. Osaengius, S. (1992): Stranderosion vid Löderups strandbad.
28. Olsson, K. (1992): Sea Ice Dynamics in Time and Space. Based on upward looking sonar, satellite images and a time series of digital ice charts.
29. Larsson, K. (1993): Gully Erosion from Road Drainage in the Kenyan Highlands. A Study of Aerial Photo Interpreted Factors.
30. Richardson, C. (1993): Nischbildningsprocesser - en fältstudie vid Passglaciären, Kebnekaise.
31. Martinsson, L. (1994): Detection of Forest Change in Sumava Mountains, Czech Republic Using Remotely Sensed Data.

32. Klintonberg, P. (1995): The Vegetation Distribution in the Kärkevagge Valley.
33. Hese, S. (1995): Forest Damage Assessment in the Black Triangle area using Landsat TM, MSS and Forest Inventory data.
34. Josefsson, T. och Mårtensson, I. (1995): A vegetation map and a Digital Elevation Model over the Kapp Linné area, Svalbard -with analyses of the vertical and horizontal distribution of the vegetation
35. Brogaard, S och Falkenström, H. (1995): Assessing salinization, sand encroachment and expanding urban areas in the Nile Valley using Landsat MSS data.
36. Krantz, M. (1996): GIS som hjälpmedel vid växtskyddsrådgivning.
37. Lindegård, P. (1996): VINTERKLIMAT OCH VÅRBAKSLAG. Lufttemperatur och kådflödessjuka hos gran i södra Sverige.
38. Bremborg, P. (1996): Desertification mapping of Horqin Sandy Land, Inner Mongolia, by means of remote sensing.
39. Hellberg, J. (1996): Förändringsstudie av jordbrukslandskapet på Söderslätt 1938-1985.
40. Achberger, C. (1996): Quality and representability of mobile measurements for local climatological research.
41. Olsson, M. (1996): Extrema lufttryck i Europa och Skandinavien 1881–1995.